

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS SOBRE UN PERFIL LOCALIZADO ENTRE MENE DE MAUROA Y PALMARITO

Presentado ante la ilustre Universidad
Central de Venezuela por el Br. José R.
Campos Torrealba para optar por el título
de ingeniero geofísico.

Caracas, 2014

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS SOBRE UN PERFIL LOCALIZADO ENTRE MENE DE MAUROA Y PALMARITO

Tutor Académico: Prof. Nuris Orihuela

Tutor Industrial: Dr. Javier Sánchez

Trabajo especial de grado presentado ante
la Ilustre Universidad Central de Venezuela
por el Br. José R. Campos Torrealba para
optar al título de ingeniero geofísico

Caracas, 2014

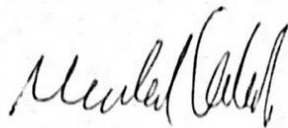
CONSTANCIA DE APROBACIÓN

Caracas, Noviembre 2014

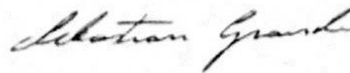
Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller José R. Campos Torrealba, titulado:

**“Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos sobre un perfil
localizado entre Mene de Mauroa y Palmarito”**

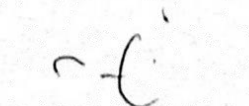
Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el (los) autor (es), lo declaran APROBADO.



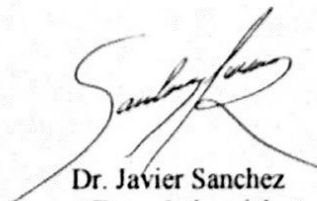
Prof. Michael Schmitz
Jurado



Prof. Sebastián Grande
Jurado



Prof. Nuris Orihuela
Tutor Académico



Dr. Javier Sanchez
Tutor Industrial

AGRADECIMIENTOS

A las leonas...

Campos T. José R.

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS SOBRE UN PERFIL LOCALIZADO ENTRE MENE DE MAUROA Y PALMARITO

**Tutora Académica: Prof. Nuris Orihuela. Tutor Industrial: Dr. Javier Sanchez
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geología. Año 2014, 99 p.**

Palabras Clave: Gravimetría – Métodos, anomalía de Bouguer, Andes (Los) – Venezuela, cuenca Barinas-Apure, Cuenca del Lago de Maracaibo, mapa – intensidad magnética.

La interacción entre el bloque de Maracaibo y la corteza continental suramericana presenta un comportamiento geológico complejo a lo largo del sistema de fallas de Boconó, por lo que ha sido de gran interés de estudio a lo largo de las últimas décadas. El presente trabajo tiene como objetivo principal adquirir y procesar datos gravimétricos y magnéticos sobre un perfil de 400 km de rumbo N 17° W, ubicado entre Mene de Mauroa, estado Falcón y Palmarito, estado Apure, a fin de contribuir al estudio sobre dicho comportamiento geológico y sobre el noroccidente venezolano en general.

Para el desarrollo de este trabajo, se utilizaron ecuaciones de corrección de anomalía de Bouguer de segundo orden, se ubicaron las estaciones con precisión submétrica y se aplicó control estadístico de los datos.

Entre los resultados obtenidos destacan: la respuesta gravimétrica y magnética observada sobre Los Andes de Mérida, particularmente sobre la Falla de Boconó; las profundidades de las discontinuidades litósfericas asignadas a partir del análisis de espectro radial, con una diferenciación bien marcada entre el bloque de Maracaibo y la placa Sudamericana; las profundidades de las fuentes estructurales, asignadas a partir de la deconvolución de Euler.

“Imagination is more important than knowledge. For knowledge is limited, whereas imagination embraces the entire world, stimulating progress, giving birth to evolution. It is, strictly speaking, a real factor in scientific research”

—Albert Einstein

Tabla de contenido

CAPITULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
<i>Objetivo general</i>	2
<i>Objetivos específicos</i>	2
<i>UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO</i>	2
CAPITULO II	4
MARCO GEOLÓGICO	4
<i>Situación geodinámica general</i>	4
<i>El Bloque de Maracaibo</i>	6
<i>Evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo</i>	6
<i>Levantamiento de los Andes de Mérida</i>	16
<i>Cuenca Barinas-Apure</i>	20
<i>Modelos Corticales</i>	21
<i>Orógeno simétrico</i>	21
<i>Orógeno asimétrico</i>	24
<i>Modelo de orógeno flotante</i>	26
CAPITULO III	27
MARCO TEÓRICO	27
MÉTODO GRAVIMÉTRICO	27
<i>El campo gravitatorio</i>	27
<i>Elipsoide de gravedad teórica</i>	29
<i>Datum</i>	29
<i>Corrección de gravedad observada</i>	30
<i>Corrección atmosférica</i>	31
<i>Corrección por altura</i>	31
<i>Corrección de Bouguer</i>	32
<i>Corrección topográfica</i>	34
<i>Corrección de variaciones temporales</i>	35
<i>Calculo de anomalía de Bouguer</i>	36
<i>Gravímetro Scinetrex5</i>	36
MÉTODO MAGNÉTICO	38
<i>Principios a considerar de los métodos magnéticos</i>	38
<i>Magnetismo de la Tierra</i>	41
<i>Vector del campo magnético</i>	41
<i>Declinación magnética</i>	42
<i>Inclinación magnética</i>	42
<i>Magnetómetro G-856AX Memory-Mag:</i>	43
ANÁLISIS ESPECTRAL	43

DECONVOLUCIÓN DE EULER	44
CAPITULO IV.....	45
METODOLOGÍA DE ADQUISICIÓN	45
<i>Pre-campo</i>	45
<i>Traslado y estadías</i>	46
ADQUISICIÓN GRAVIMÉTRICA.....	47
<i>Estudio de deriva instrumental del gravímetro</i>	48
<i>Calibración del gravímetro</i>	49
<i>Amare de bases</i>	50
ADQUISICIÓN MAGNÉTICA.....	53
<i>Estudio de deriva instrumental del magnetómetro</i>	53
<i>Adquisición de GPS</i>	54
<i>Descarga de datos</i>	55
PROCESAMIENTO DE DATOS.....	55
<i>Gravimetría</i>	55
<i>Magnetismo</i>	56
CAPTULO V.....	57
RESULTADOS Y ANÁLISIS	57
<i>Análisis estadístico gravimétrico</i>	57
<i>Análisis estadístico magnético</i>	58
<i>Proyección de estaciones y perfil de anomalía</i>	60
<i>Mapas de Anomalía de Bouguer</i>	64
<i>Análisis Espectral de los datos gravimétricos</i>	73
<i>Análisis espectral seccionado</i>	73
<i>Sección norte</i>	73
<i>Sección Sur</i>	74
<i>Deconvolución de Euler de los datos gravimétricos</i>	75
<i>Mapa de intensidad magnética total</i>	77
<i>Análisis espectral del mapa de IMT</i>	79
<i>Deconvolución de Euler de los datos magnéticos</i>	79
CONCLUSIONES	82
RECOMENDACIONES	84
REFERENCIAS.....	85

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Ubicación del área de estudio.....	3
Figura 2 Configuración Geodinámica del norte de América del Sur.....	5
Figura 3 Modelo geodinámico de la región noroccidental de Venezuela, Jurásico tardío	10
Figura 4 Modelo geodinámico de la región noroccidental de Venezuela, Paleoceno	11
Figura 5 Modelo geodinámico de la región noroccidental de Venezuela, Eoceno	12
Figura 6 Modelo geodinámico de la región noroccidental de Venezuela, Oligoceno.....	13
Figura 7 Modelo geodinámico de la región noroccidental de Venezuela, Holoceno.....	14
Figura 8 Fases de deformación de la región noroccidental de Venezuela	15
Figura 9 Evolución estructural de los Andes de Venezuela	17
Figura 10 Transepto balanceado de los andes Venezolanos.....	18
Figura 11 Esquema del Sistema de Fallas de Boconó	19
Figura 12 Diagramas esquemáticos ilustran diversos modelos de los Andes	22
Figura 13 Estructura profunda de los Andes de Mérida	23
Figura 14 Modelo geodinámico del occidente de Venezuela.....	25
Figura 15 Los Andes de Mérida en relación con un modelo de orógeno flotante	26
Figura 16 Comparación entre el elipsoide de referencia y el geoide	30
Figura 17 Geometría del casquete esférico en relación a la placa horizontal.....	33
Figura 18 Mapa de anomalía gravimétrica de Venezuela	37
Figura 19 Ley de ampere.....	40
Figura 20 Deriva instrumental del gravímetro.....	48
Figura 21 Calibración vertical.....	49
Figura 22 Mapa de ubicación de bases gravimétricas y diagrama de amarre.	51
Figura 23 Cuadro resumen de las bases utilizadas	52
Figura 24 Histograma de frecuencia de los datos gravimétricos	57
Figura 25 diagrama de caja AB.....	58
Figura 26 Histograma de frecuencias de los datos magnéticos	59
Figura 27 Estaciones proyectadas sobre el perfil	63
Figura 28 Mapa de anomalía de Bouguer del perfil central.	66
Figura 29 Mapa de anomalía de Bouguer del perfil central con estaciones integradas	68
Figura 30 Mapa y perfil de anomalía de Bouguer regional	70
Figura 31 Mapa y perfil de anomalía de Bouguer residual.....	72
Figura 32 Espectro de energía radial	74
Figura 33 Cuadro de resumen de las profundidades obtenidas de análisis espectral	74
Figura 34 Mapa de profundidades a partir de la deconvolución de Euler	76
Figura 35 Mapa de intensidad magnética total.....	78
Figura 36 Análisis espectral de los datos magnéticos.....	79
Figura 37 Resumen de profundidades del análisis espectral.	79
Figura 38 Deconvolución de Euler de datos magnéticos.....	81

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo fue desarrollado en el marco del proyecto “Geociencia Integral de los Andes de Mérida” (Giame) el cual, como objetivo principal, tiene el de determinar las estructuras litósfericas en la región noroccidental de Venezuela mediante la aplicación de diferentes métodos geofísicos.

Entre sus objetivos secundarios está el de profundizar el estudio gravimétrico y magnético en la región noroccidental del país, en particular sobre Los Andes de Mérida, a partir de las siguientes justificaciones:

1. Genera incertidumbre el hecho de que el mínimo gravimétrico ubicado hacia el norte de la cadena montañosa aparenta estar desplazado.
2. La Cadena Andina no posee una buena cobertura de datos gravimétricos y magnéticos, situación que perjudica su comprensión estructural y que ha fomentado la discusión sobre los diversos modelos que son usados para describir el comportamiento geológico de la Región Occidental del país, entre ellos: Audemard y Audemard (2001); Chacín *et al* (2005); Duerto *et al* (2006); y Monod *et al* (2010).
3. Interpretar en conjunto resultados obtenidos a partir de los diferentes métodos geofísicos utilizados, tales como sísmica profunda, sísmica pasiva, gravimetría y magnetismo.

En vista a lo señalado previamente, se realizaron mediciones gravimétricas y magnéticas sobre un perfil de 400 km, desde el pueblo de San Félix (próximo a Mene de Mauroa) localizado al extremo occidental del estado Falcón hasta el pueblo de Palmarito, ubicado al noroeste del estado Apure, pasando por las cuencas del lago de Maracaibo y de Barinas-Apure, así como por Los Andes Merideños, el sistema de fallas de Boconó y de Oca-Ancón, la falla de Valera y la falla de Burro Negro entre otros (Fig. 1), con la finalidad de estudiar cualitativamente los resultados, para concluir sobre las profundidades de las discontinuidades litósfericas y la forma de las

fuentes de las anomalías gravimétricas y magnéticas, y así presentar finalmente información útil al estudio de esta zona.

Objetivo general

Adquirir y procesar datos gravimétricos y magnéticos sobre un perfil de 400 Km de rumbo N 17° W ubicado sobre los estados Apure, Barinas, Trujillo y Zulia.

Objetivos específicos

- Adquirir estaciones magnéticas y gravimétricas sobre un perfil con una media de separación entre ellas de 1 km, así como levantar sus bases asociadas.
- Hacer el control de calidad estadístico de los datos.
- Procesar los datos y calcular la anomalía de Bouguer (AB) y la intensidad magnética total (ITM) para dichas estaciones.
- Generar los perfiles de anomalía gravimétrica y magnética.
- Realizar el análisis espectral de los mapas.
- Interpretar las anomalías en un contexto geológico.

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio (Fig. 1), comprende gran parte de los estados Barinas, Trujillo y Zulia, y en menor cobertura, los estados de Mérida y Apure. El rango de aceptación (50 km x 400 km) está delimitado entre las longitudes 69,8°O - 71,3°O, y entre las latitudes 7,2°N – 11,3°N, previamente denominado como Perfil Central en el marco dentro del proyecto Giame.

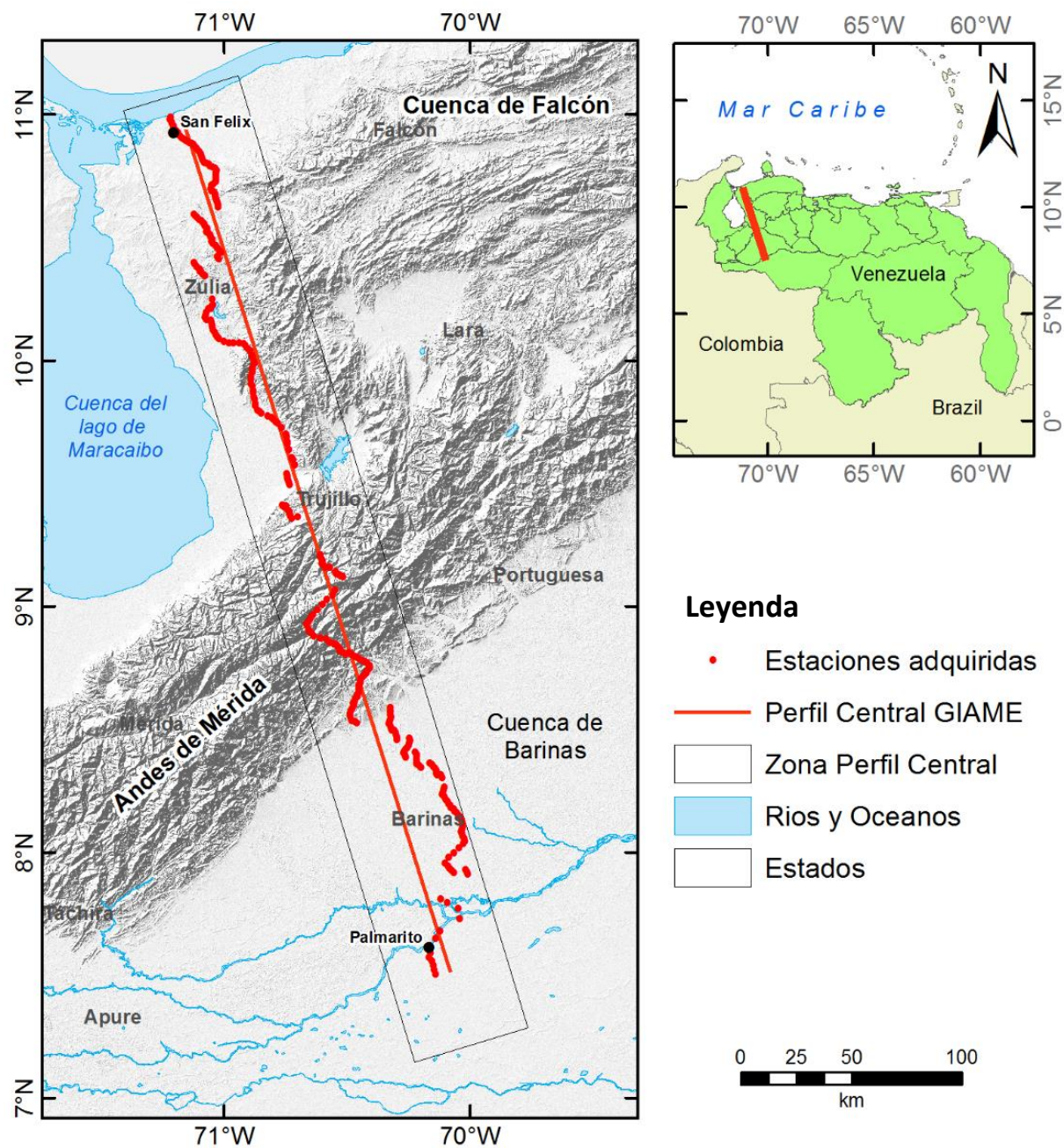


Figura 1 Ubicación del área de estudio

CAPITULO II

MARCO GEOLÓGICO

Situación geodinámica general

Duerto, (1998) hace un breve resumen de la historia geológica noroccidental y la divide en seis periodos tectónicos:

1. Apertura jurásica responsable de la formación de grábenes y otras estructuras asociadas rellenas con sedimentos continentales.
2. Desarrollo del margen pasivo y subsidencia del Cretácico con el desarrollo de una plataforma carbonática.
3. Colisión de un arco de islas contra el borde occidental de Colombia desde el Cretácico tardío hasta el Paleoceno.
4. Emplazamientos de las napas del Caribe en el occidente de Venezuela del Paleoceno al Eoceno medio con incremento en la tasa de convergencia en Colombia, y la formación de la cuenca *foreland* en Venezuela.
5. Producción de un régimen transpresivo en el Eoceno tardío y el Mioceno medio.
6. Levantamiento de la Serranía de Perijá y de Los Andes de Mérida desde el Oligoceno al Plioceno debido a la colisión de los terrenos de Baudo – Chocó contra Colombia. En el Plioceno – Pleistoceno una compresión EW refuerza el depocentro norandino con más de 30000 pies de sedimentos.

Este resumen nos da una visión general de la zona, y nos permite asimilar la complejidad geológica asociada, la cual se ha desarrollado progresivamente como consecuencia de una evolución geológica altamente modificada según sus diferentes etapas, la interacción cortical asociada a estos movimientos tectónicos ha sido interés de estudio de gran cantidad de autores, expuestos algunos en la Fig. 2.

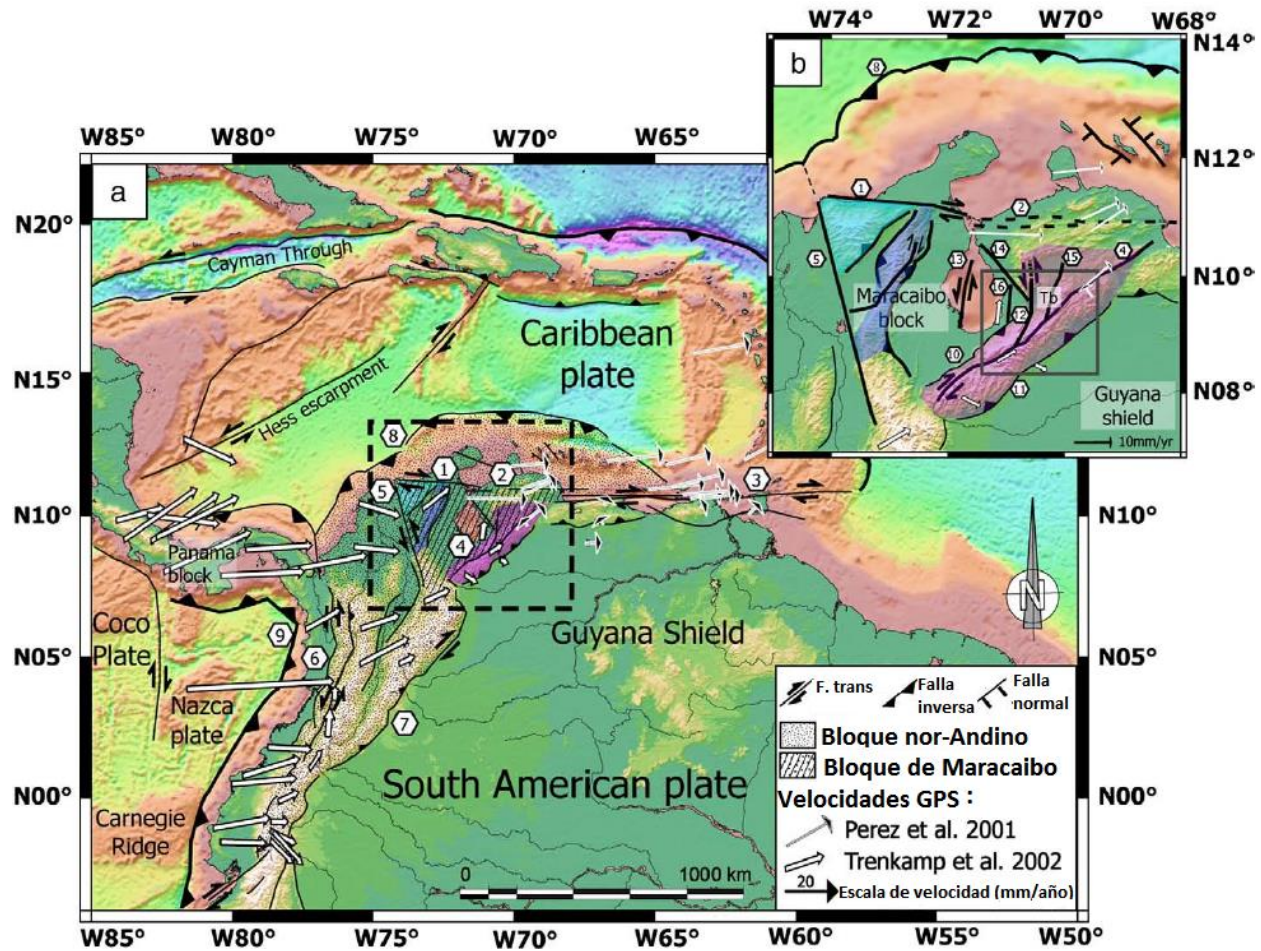


Figura 2 (Modificado de Monod *et al*, 2010, Fig. 1) (a) Configuración Geodinámica del norte de América del Sur (modificado de Backe *et al*, 2006 y compilado de Audemard *et al*. 2000; Corredor, 2003; Audemard *et al*, 2005. Dhont *et al*. 2005; Cortés y Angelier, 2005; Mann *et al*. 2006; Castillo y Mann, 2006). Los vectores GPS se toman de Pérez *et al*. (2001) y Trenkamp *et al*. (2002). El marco punteado corresponde a la Fig. 2b. La imagen de Modelo Digital de Elevación (DEM) se deriva de la base de datos Shuttle Radar Topography Mission (SRTM30) y de Smith y Sandwellm TOPEX base de datos de batimetría mundial (Smith y Sandwell, 1997). El bloque de Maracaibo se compone de tres cadenas montañosas a saber, la Sierra Nevada de Santa Marta (azul claro), la Sierra de Perijá (azul oscuro) y los Andes (púrpura) de Venezuela, del NO a SE, respectivamente. (b) Las principales características tectónicas del bloque de Maracaibo y los Andes venezolanos. 1: falla de Oca; 2: falla de Ancón; 3: falla de El Pilar; 4: falla de Boconó; 5: falla de Santa Marta-Bucaramanga; 6: sistema de fallas de Romeral; 7: sistema de fallas frontal del Este; 8: cinturón deformación del Caribe Sur; 9: fosa colombiana; 10: sistema de empuje de noroccidental; 11: sistema de empuje del sudeste; 12: falla de Valera; 13: falla Icotéa; 14: falla de Burro Negro; 15: falla Burbusay-El Empedrado; 16: falla Mene Grande; Tb: bloque de Trujillo. La escala para la longitud de los vectores de movimiento de hoy en día no es la misma entre (a) y (b).

El Bloque de Maracaibo

El Bloque de Maracaibo es una fracción de litosfera continental independiente, de forma triangular, que se localiza en el noroccidente del territorio venezolano; se encuentra limitado al este por la falla de Boconó (de movimiento dextral), al oeste por el sistema de fallas de Santa Marta-Bucaramanga (de movimiento sinistral) y al norte por el cinturón de deformación del Caribe Sur (Mann y Burke, 1984; Taboada, *et al.* 2000; Audemard, *et al.* 2005). Su formación viene asociada con la interacción entre la Placa Caribe, la Suramericana y la de Nazca, de una manera más concreta, precisan Audemard y Audemard (2002) que la expulsión de este bloque, tiene como origen la compresión generada por el Bloque de Panamá contra Suramérica. El Bloque de Maracaibo se destaca por su movimiento en dirección N. Este bloque y el de Bonaire están siendo extruidos en dirección N-NE con respecto a Suramérica; ambos sobrecorren la Placa Caribe al norte de las Antillas Menores donde una subducción amagmática de bajo buzamiento en dirección S se ha estado formando durante los últimos 5 MA (Audemard, 2000). Según Mann *et al.* (2006) confirma la existencia de la subducción de la Placa Caribe bajo los bloques de Maracaibo y Bonaire, la zona de Benioff, que tiene poca actividad y que ellos identifican bajo la Cuenca de Maracaibo, como antes afirmaron Kellogg y Bonini (1982). La lámina (*slab*) de subducción ha sido estudiada aplicando técnicas de tomografía sísmica (Van der Hilst y Mann, 1994; Taboada *et al.* 2000). También se han generado modelos con base en la inversión de datos de tiempos de viaje y gravimetría (Blanco *et al.* 2008).

Evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo

El Permo - Triásico en la Cuenca de Maracaibo está asociado a metamorfismo, se presume el comienzo del plegamiento andino con la formación del arco de Mérida y un levantamiento de la región central de Lago de Maracaibo. El borde continental se eleva, por lo cual los mares se retiran en la Venezuela Occidental (González de Juana *et al.* 1980). La región se puede dividir en dos provincias tectónicas, tomando como frontera la zona de fallas Icotea – Urdaneta, la cual corresponde a una posible zona de sutura entre Laurentia y Gondwana durante la convergencia Permo – Carbonífera.

Lugo (1991) señala que la ruptura de Pangea envuelve a toda la corteza terrestre; su expresión en Venezuela se evidencia con horst, grabens y semigrabens de orientación N-NE. Adicionalmente se produce la depositación de sedimentos continentales (capas rojas de la Formación la Quinta), además de volcanoclásticos contemporáneos con los grabens (Audemard, 1991).

El Cretácico es el periodo más estudiado debido a que las mayores rocas productoras de petróleo vienen de este periodo. Sus etapas son:

Barremiense: Empieza la transgresión cretácica, sedimentación gruesa clástico-feldespática en los surcos de levantamiento que se extienden en forma diacrónica y con pequeño espesor sobre las plataformas, es decir la Formación Rio Negro (González de Juana, 1980).

Aptiense-Albiense: Continuación de la transgresión cretácica, cobertura marina de la plataforma Maracaibo y sedimentación de calizas bioclásticas espesas sobre la mayor parte de la cuenca. Comienza una subsidencia del Surco Machiques y una transgresión sobre el núcleo andino, el cual es rebasado al final del Albiense, por lo cual hay una invasión de la Cuenca de Barinas (González de Juana *et al.* 1980).

Cenomaniense-Santonense: Máxima cobertura de ambientes marinos, Formación la Luna y ambientes más oxigenados; también ocurre una invasión total de la Cuenca Barinas.

Campaniense-Maestrichtiense: Sedimentación local de algunas calizas parecidas a la Formación La Luna lo cual genera una excelente columna impermeable que protege los hidrocarburos encontrados en las formaciones cretácicas, también se puede señalar el relleno gradual de la Cuenca del Lago de Maracaibo (González de Juana *et al.* 1980).

Orogénesis de finales del Cretácico: Actividad importante en los cinturones móviles hacia el norte que se manifiesta con menor intensidad en la Cuenca del Lago de Maracaibo. Varias partes de la región andina y de la Sierra de Perijá se convierten en aéreas positivas lo que sugiere probablemente el inicio de fallamientos gravitacionales en los alineamientos sur-norte de la parte central de la cuenca (González de Juana *et al.* 1980).

Durante este período hay una estabilización y una depositación carbonática en un margen pasivo tipo Atlántico (Formación Río Negro). La transgresión marina cretácica marca el comienzo de un largo período de subsidencia y relajación termal del borde septentrional de la placa suramericana (Lugo, 1991). En la Cuenca del Lago de Maracaibo, el carácter transgresivo causado por los efectos eustáticos y de subsidencia asociada a la carga sedimentaria en la plataforma tipo Atlántico, iniciada al principio del Cretácico, finaliza con una etapa regresiva que corresponde a la Formación Colón. El Arco de Mérida se encuentra parcialmente emergido (Audemard, 1991; Lugo y Mann, 1993). La presencia del Arco de Mérida durante el Cretácico controla la distribución de las unidades carbonáticas y clásticas, las cuales se adelgazan hacia los flancos de este alto (Lugo y Mann, 1993).

En el Paleoceno – Eoceno, la Placa Caribe comenzó a moverse relativamente en dirección Este, lo que causó una rotación en sentido horario de los terrenos transpresionales de Venezuela, los cuales se ubican justo al Norte de la Cuenca del Lago de Maracaibo durante el Paleoceno-Eoceno inferior. En la Cuenca de Maracaibo, este movimiento causó la reactivación de antiguas estructuras Jurásicas, como el alineamiento de Lama-Icotea y la falla Lama – Este (Ostos, 1990). El Eoceno Temprano se caracteriza por la colisión oblicua de la placa del Caribe con la placa Suramericana.

En el Eoceno Tardío - Oligoceno. Durante este período se genera el levantamiento de la Sierra de Perijá. Lo cual provoca pulsos compresionales en dirección NO-SE a E-O, que causan la inversión estructural del sistema transcurrente de rumbo N a N-NE. Se inicia también el levantamiento andino. Los cambios provocaron la inversión estructural del sistema transcurrente N-S a NNE-SSO (Lugo, 1991).

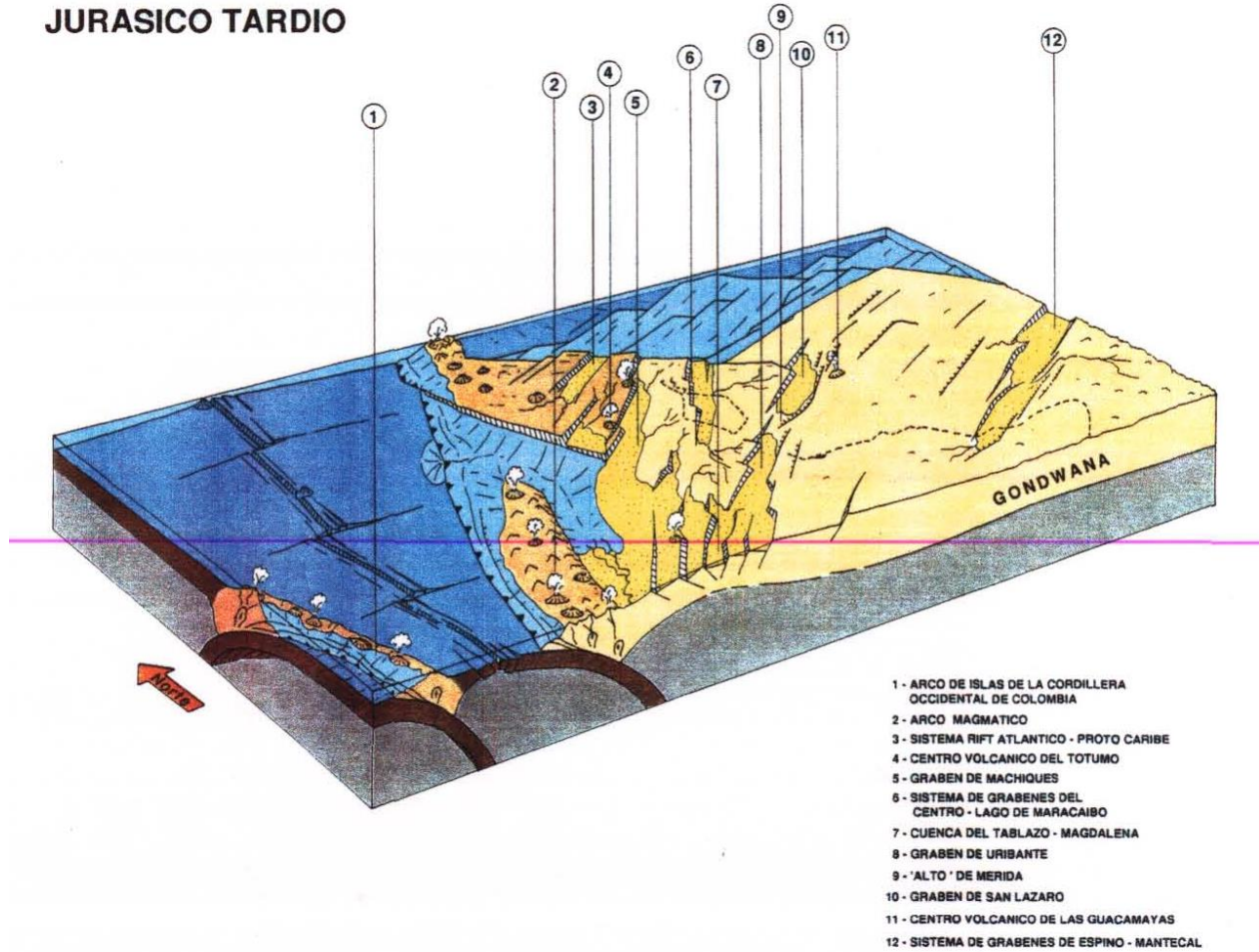
En el Oligoceno - Mioceno. Domina el desplazamiento del bloque de Maracaibo hacia el Norte por las fallas de Boconó y Santa Marta en una tectónica de escape (Ostos, 1990). Según Lugo (1991) el levantamiento de Los Andes y Perijá, es una consecuencia de la subducción de las placas Caribe y Nazca.

En el Mioceno Tardío – Plioceno. Se generan corrimientos con dirección Norte – Sur en la Sierra de Perijá, así como en el Este y Oeste de la Cuenca del Lago de Maracaibo, además de

la migración del “*foredeep*” en dirección NE-O producida por el contacto Nazca – Suramérica (Lugo, 1991). Durante este período persiste la migración del Bloque Maracaibo hacia el Norte. A finales del Mioceno, se produjo el levantamiento definitivo de la Cordillera de Los Andes, en forma predominantemente vertical, y de la Sierra de Perijá, afectando el triángulo Oca – Boconó - Perijá el cual delimita la Cuenca del Lago de Maracaibo en su configuración actual. No hay indicios de compresión en el centro y Norte del Lago, como consecuencia de estos levantamientos (González de Juana *et al.* 1980).

En las siguientes figuras (Fig. 3-7) se puede visualizar un resumen cronológico de la dinámica estructural de la región.

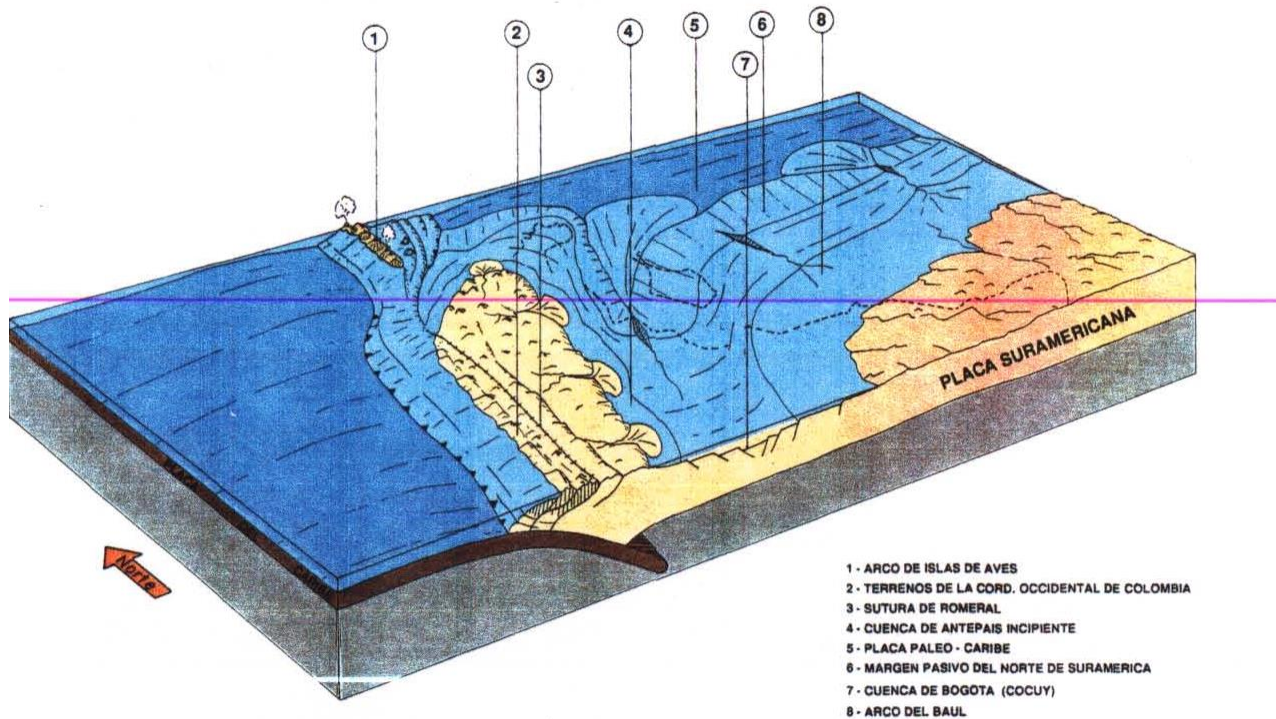
JURASICO TARDIO



SEPARACION ENTRE NORTE Y SURAMERICA. DESARROLLO INCIPIENTE DEL PROTO-CARIBE. SIMULTANEAMENTE SE PRODUJO EXTENSION POSTERIOR AL ARCO MAGMÁTICO DE LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA ("BACK ARC EXTENSION") DESARROLLANDO UN SISTEMA DE GRABENES DE DIRECCION NNE-SSO. EN COLOMBIA Y TAL VEZ EN LOS "SURCOS" DE URIBANTE Y MACHIKUES LA EXTENSION PROSIGUIÓ HASTA EL CRETÁCICO TEMPRANO.

Figura 3 Modelo geodinámico de la región noroccidental de Venezuela, Jurásico tardío (tomado del Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas Y Maracaibo, INTEVEP. 1994)

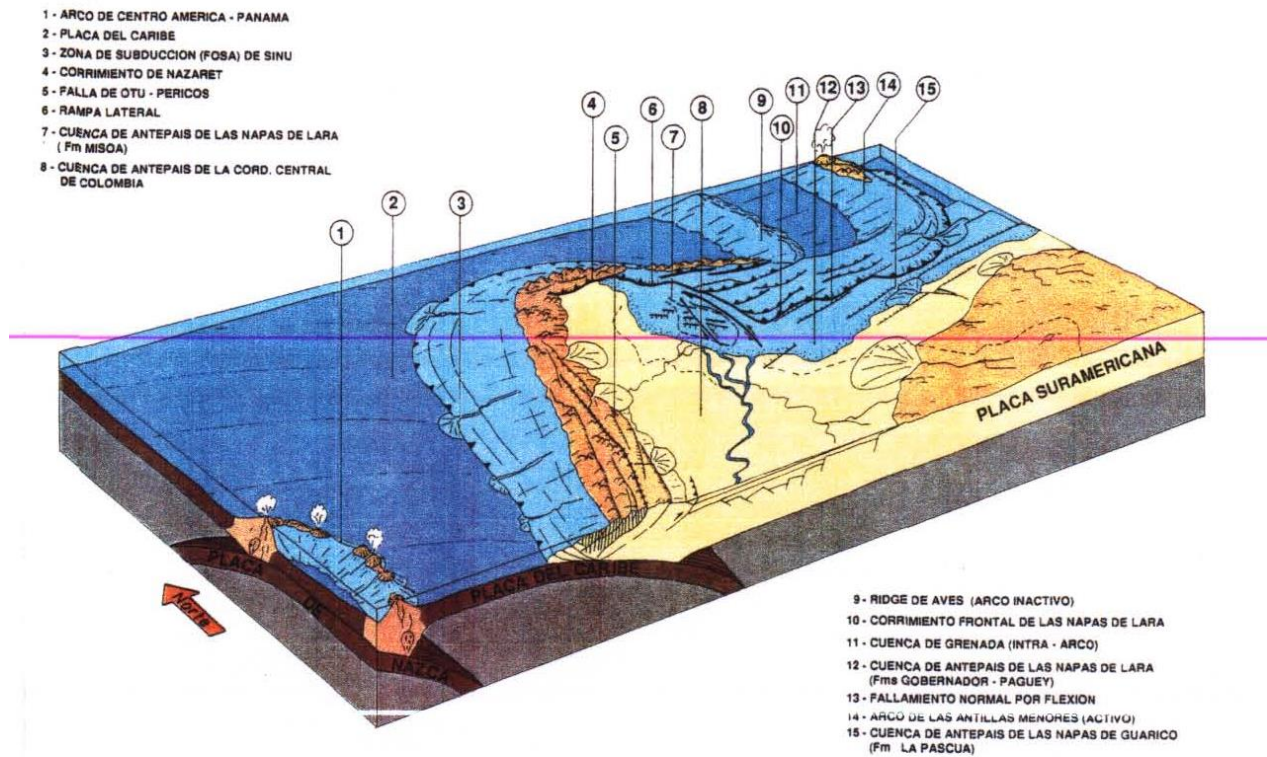
MAESTRICHTIENSE-PALEOCENO



COLISION DEL ARCO DE ISLAS DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DE COLOMBIA. EN COLOMBIA EL EVENTO PRODUJO LA ACRECION DEL ARCO A SURAMERICA A LO LARGO DE LA SUTURA DE ROMERAL, CON EL DESARROLLO CONSECUENTE DE UNA CUENCA FLEXURAL DE ANTEPAIS. EN EL NORTE DE SURAMERICA CONTINUARON PREVALECIENDO CONDICIONES DE MARGEN PASIVO.

Figura 4 Modelo geodinámico de la región noroccidental de Venezuela, Paleoceno (tomado del Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas Y Maracaibo, INTEVEP. 1994)

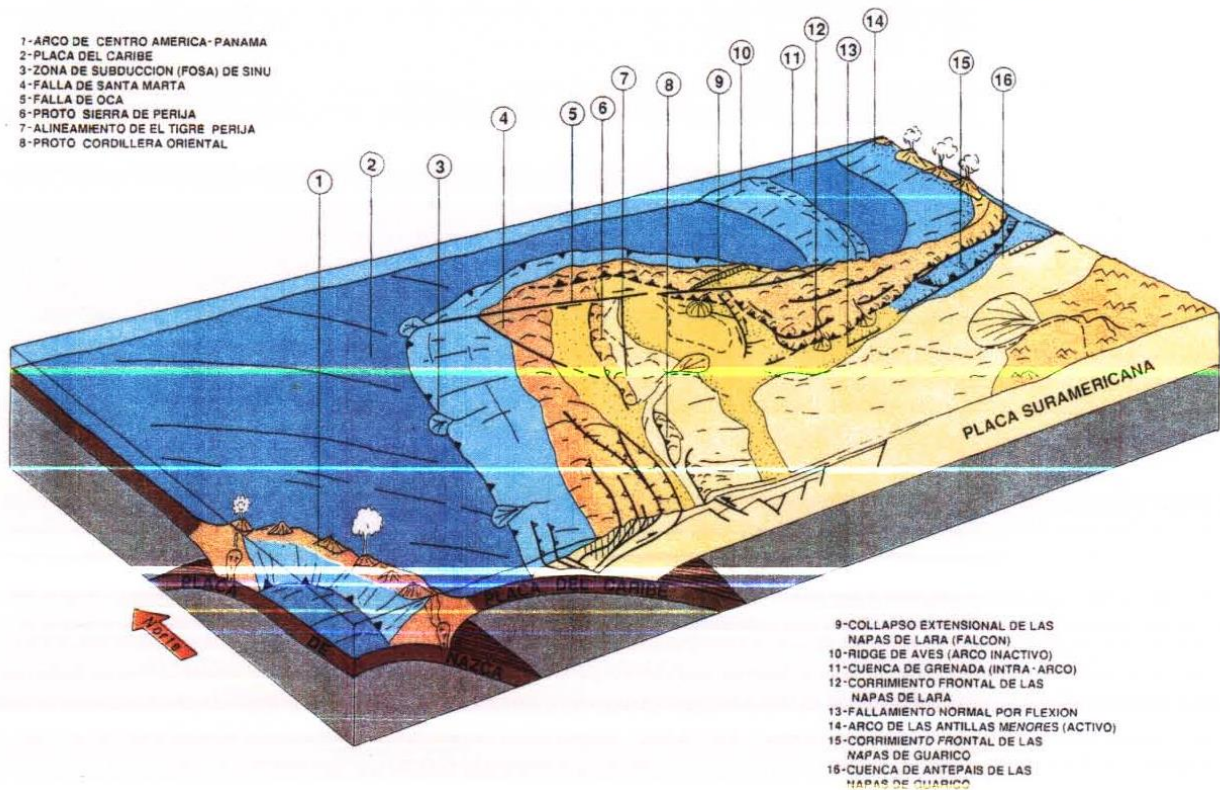
EOCENO MEDIO-TARDIO



COLISION DEL ARCO DE ISLAS CARIBE CONTRA EL NORTE DE SURAMERICA. EL MARGEN NORTE DE SURAMERICA SUFRE FLEXION Y SE DESARROLLO UNA CUENCA DE ANTEPAIS SEGMENTADA A LO LARGO DE UNA RAMPA LATERAL DEXTRAL. LA FLEXURA INDUJO FALLAMIENTO NORMAL Y REACTIVACION TRANSCURRENTE DE ESTRUCTURAS PREEXISTENTES.

Figura 5 Modelo geodinámico de la región noroccidental de Venezuela, Eoceno (tomado del Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas Y Maracaibo, INTEVEP. 1994)

EOCENO TARDIO-OLIGOCENO

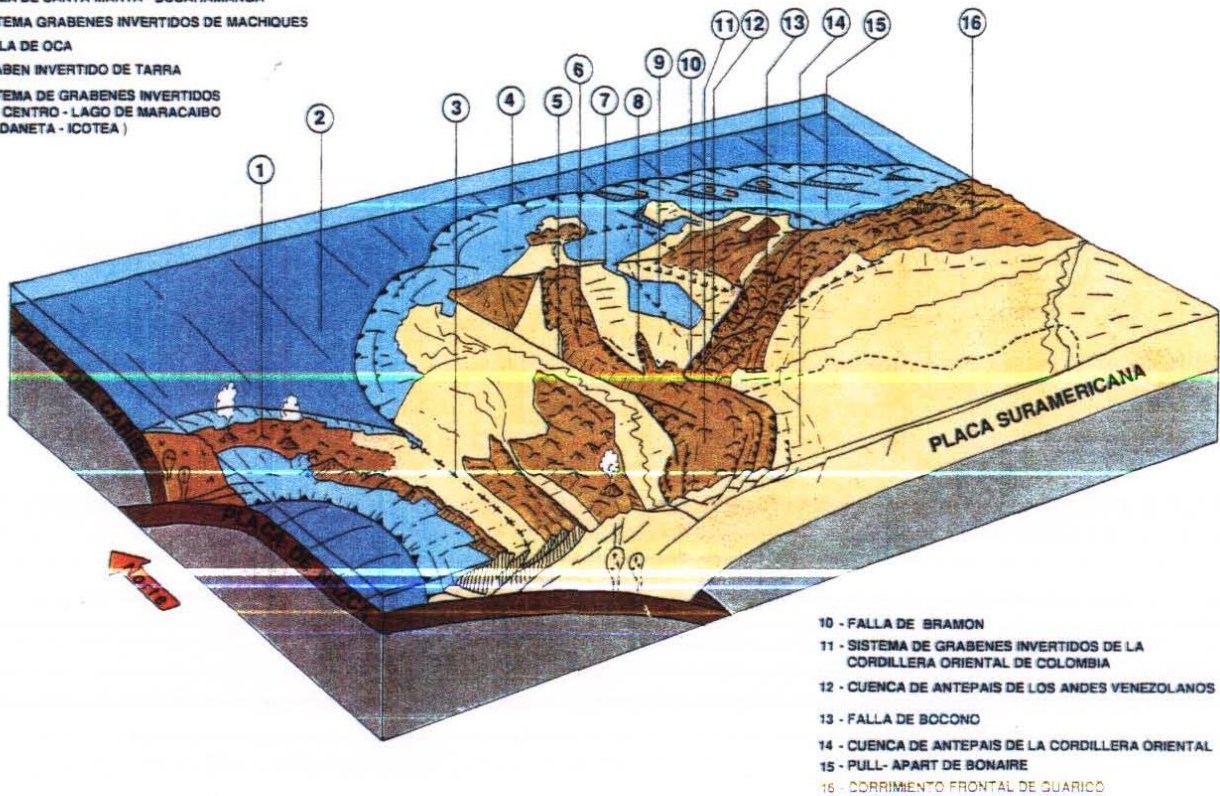


EN COLOMBIA CONTINUO LA PROPAGACION HACIA EL ESTE DE LA DEFORMACION DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL Y CENTRAL, ASI COMO DE LA CUENCA DE ANTEPAIS ASOCIADA. EN VENEZUELA SE INICIA LA ESTRUCTURACION DE LA PROTO-SIERRA DE PERIJA, CESA EL EMPLAZAMIENTO DE LAS NAPAS Y SE PRODUJO EL REBOTE ELASTICO-ISOSTATICO DEL BASAMENTO, REACTIVANDO Y GENERANDO ESTRUCTURAS EN EXTENSION Y EN TRANSCURRENCIA.

Figura 6 Modelo geodinámico de la región noroccidental de Venezuela, Oligoceno (tomado del Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas Y Maracaibo, INTEVEP. 1994)

HOLOCENO

- 1 - PANAMA
- 2 - CUENCA DE COLOMBIA (PLACA DEL CARIBE)
- 3 - SUTURA DE DABEIBA (ATRATO)
- 4 - CINTURON DEFORMADO DEL CARIBE MERIDIONAL
- 5 - FALLA DE SANTA MARTA - BUCARAMANGA
- 6 - SISTEMA GRABENES INVERTIDOS DE MACHIKES
- 7 - FALLA DE OCA
- 8 - GRABEN INVERTIDO DE TARRA
- 9 - SISTEMA DE GRABENES INVERTIDOS DEL CENTRO - LAGO DE MARACAIBO (URDANETA - ICOTEA)



COLISION DEL ARCO DE BAUDO - PANAMA CONTRA EL NOROESTE DE SURAMERICA. LA DEFORMACION ASOCIADA ESTA CONTROLADA POR TECTONICA DE BASAMENTO Y SE PROPAGO A LO LARGO DEL SISTEMA EXTENSIONAL JURASICO - "CRETACICO TEMPRANO" PRODUCIENDO LA INVERSION DE LOS GRABENES Y EL LEVANTAMIENTO DE LOS ANDES VENEZOLANOS, SIERRA DE PERIJA, MACIZO DE SANTA MARTA Y CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA. LA MICROPLACA DE MARACAIBO EMPEZO A "ESCAPAR" HACIA EL NORTE.

Figura 7 Modelo geodinámico de la región noroccidental de Venezuela, Holoceno (tomado del Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas Y Maracaibo, INTEVEP. 1994)

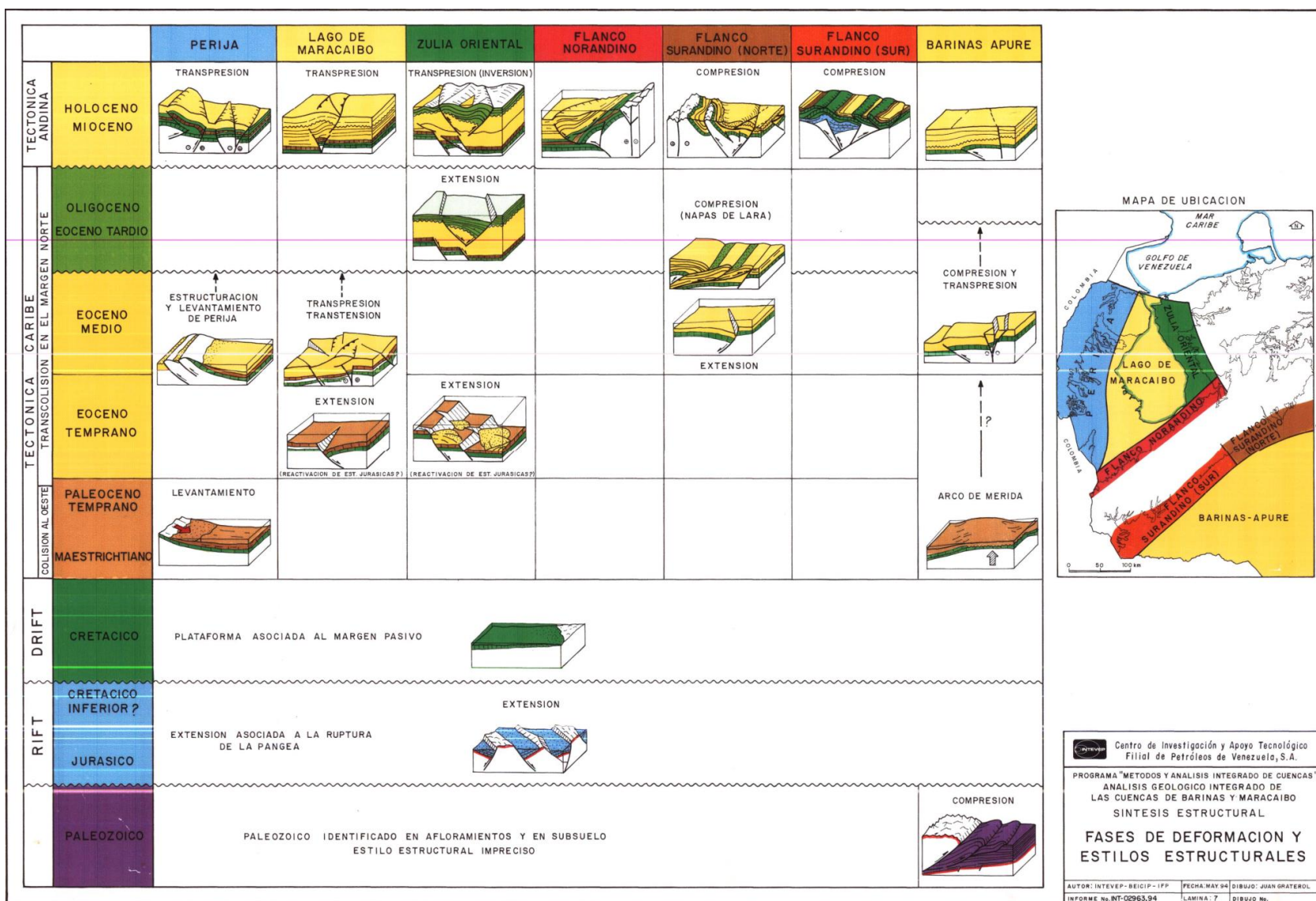


Figura 8 Fases de deformación y estilos estructurales de la región noroccidental de Venezuela (tomado del análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas Y Maracaibo, INTEVEP. 1994).

Levantamiento de los Andes de Mérida

La cadena montañosa de Los Andes de Mérida posee una orientación N45E; se extiende unos 350 km desde la frontera colombo-venezolana hasta la ciudad de Barquisimeto, y posee una elevación máxima del orden de 5000 msnm; aparenta ser la prolongación noreste de la Cordillera Oriental de Los Andes colombianos (Audemard y Audemard, 2002), pero no existe una relación genética directa entre ambas (Audemard, 2003). Mencionan Audemard y Audemard (2002) que la ausencia de esta relación genética se debe a que el levantamiento de Los Andes de Mérida no está relacionado directamente a la interacción del cratón suramericano u otro arco o dominios oceánicos, y que ambas cadenas se encuentran separadas por la terminación sur de la falla de Santa Marta-Bucaramanga y por el Macizo de Santander.

En vista de que a diferencia de la mayoría de Los Andes suramericanos los de Mérida no son producto de orogénesis relacionada con subducción de tipo B convencional, éstos se elevan durante el Mioceno Medio, como consecuencia directa de la interacción entre la Placa Caribe y la suramericana. Audemard y Audemard (2002) consideran que la interacción con la Placa de Nazca y la Placa Caribe también contribuyen a la orogénesis de Los Andes de Mérida.

En el Mioceno se levantan unos Andes menos prominentes que los actuales, lo que probablemente se relaciona con los primeros estadios de la colisión del Arco de Panamá contra el noroccidente del continente suramericano. Este levantamiento inicia la depositación de material molásico a lo largo de ambos flancos de la cadena (formaciones Parángula e Isnotú) (Audemard 1993; De Toni y Kellogg, 1993; Colletta *et al.* 1997); en el Mioceno superior se produce la generación de la cuenca antepaís Barinas-Apure y la separación de ésta de la Cuenca de Maracaibo (Audemard y Audemard, 2002; Audemard, 2003). Schubert (1983) hace mención a las morrenas de la última glaciación andina y afirma que un desplazamiento de las mismas en varias decenas de metros son prueba de que el movimiento tectónico prosigue durante el Holoceno. El levantamiento se ve acelerado durante el Plio-Cuaternario como resultado de la convergencia oblicua relativa entre el Bloque de Maracaibo en el WNW y la Placa Suramericana en el ESE. El levantamiento de Los Andes de Mérida en la actualidad es la respuesta a la transpresión entre Suramérica y el Bloque de Maracaibo. Ésta se superpone a los efectos asociados a la colisión del Arco de Panamá durante el Mioceno (Audemard y Audemard, 2002).

Durante el Triásico-Jurásico el *rifting* de Pangea desarrolló grábenes en dirección NE en el oeste de Venezuela. Éstos fueron invertidos posteriormente en el evento compresional de levantamiento de Los Andes de Mérida (Audemard, 2001; Audemard y Audemard, 2002).

El Complejo Iglesias que aflora en el estado Mérida es un conjunto de rocas ígneas y sedimentarias altamente metamorfizadas de la edad Precámbrico tardío; este conjunto de rocas se considera el basamento del llamado Terreno o Dominio Mérida. La estructura interna de Los Andes fue descrita por Colletta *et al.* (1997) como una estructura compresional de flor positiva (Fig. 9 y 10). Varios modelos han sido propuestos para explicar la estructura y formación de Los Andes, siguiendo, en general, dos conceptos geológicos distintos: uno asume Los Andes como una cadena simétrica (González de Juana, 1952); otro, como una cadena asimétrica (Audemard y Audemard, 2002).

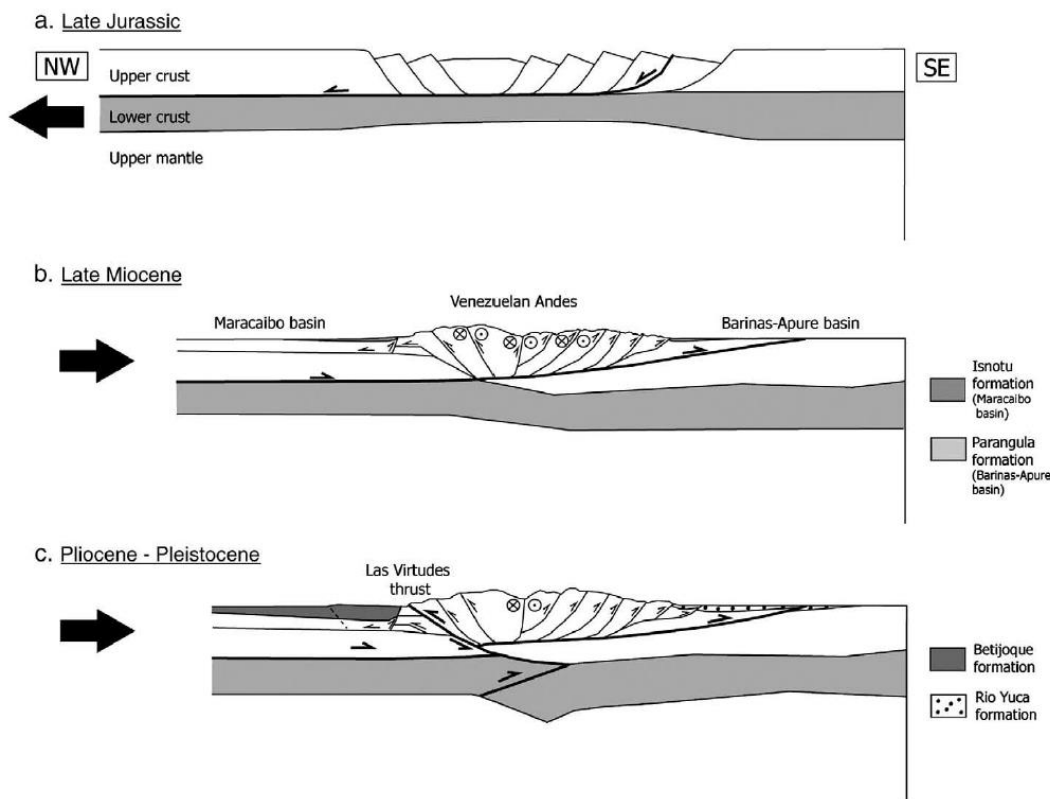
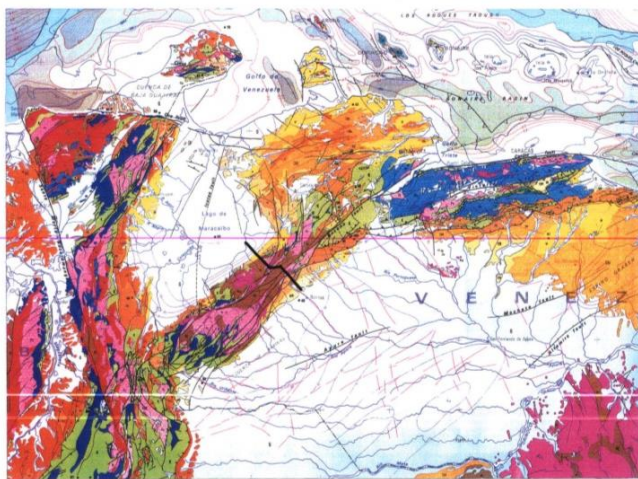


Figura 9 Secciones transversales esquemáticas que ilustran la evolución estructural de los Andes de Venezuela (tomado de Monod *et al* 2010).



LOS ANDES VENEZOLANOS
SECCION SEPTENTRIONAL

La sección parte de Barinas hasta la costa meridional del Lago de Maracaibo. En esta lamina se presentan tanto la interpretación del corte como la sección retrodeformada al tope del Cretácico. La sección se interpretó tomando como hipótesis la superposición de los mismos eventos tectónicos que han sido reconocidos en la cuenca. La extensión jurásica que está bien documentada tanto al sur (graben invertidos de Urbante y Angaraveca) como al norte de la sección (graben invertido de San Lázaro) parece haber afectado en menor magnitud este sector de los Andes. Es posible que el área haya formado parte de un "alto estructural" o horst dentro del sistema del rift jurásico. En el Eoceno tardío se produjo el emplazamiento de las napas de Lara (tectónica Caribe). Los efectos de la tectónica compresiva asociada se observan en el extremo sureste del corte. Las evidencias sugieren que en el plano de esta sección, las estructuras compresivas afectaron exclusivamente la cobertura sedimentaria (tectónica "thin skin"). En el Neógeno ocurrió el levantamiento de los Andes Venezolanos (tectónica "thick skin"). La deformación estuvo controlada por fallamientos inversos involucrando basamento. En el proceso se produjo la deformación y plegamiento pasivo de las estructuras eocenas en el área del flanco surandino ("klippe" de Cerro Azul). Durante el Neógeno la parte meridional de la Cuenca de Maracaibo (antefosa andina) sufrió subsidencia flexural de gran magnitud. Para explicar este hecho se interpretó un duplex debajo de la cadena, compuesto por la imbricación de varias escamas de material de la corteza superior. Este modelo es compatible con los datos gravimétricos del área. La sección posee acortamiento de 80 km, producto de la tectónica neógena. Sin embargo la ausencia por erosión de la cobertura sedimentaria en la porción central del corte implica que éste valor representa solo una magnitud mínima de acortamiento.

 Centro de Investigación y Apoyo Tecnológico Filial de Petróleos de Venezuela, S.A.		
PROGRAMA "METODOS Y ANALISIS INTEGRADO DE CUENCAS"		
ANALISIS GEOLOGICO INTEGRADO DE LAS CUENCAS DE BARINAS Y MARACAIBO		
SINTESIS ESTRUCTURAL		
TRANSECTO BALANCEADO DE LOS ANDES VENEZOLANOS (PERFIL SEPTENTRIONAL)		
AUTOR INTEVEP IFP BEICP	FECHA 23 06 94	DIBUJO P. Le Fall
INFORME N°INT-02963.94	LAMINA 12	DIBUJO N°

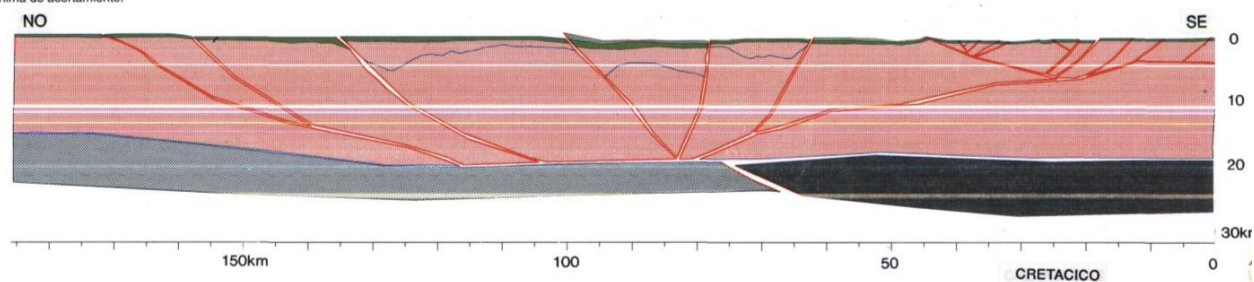
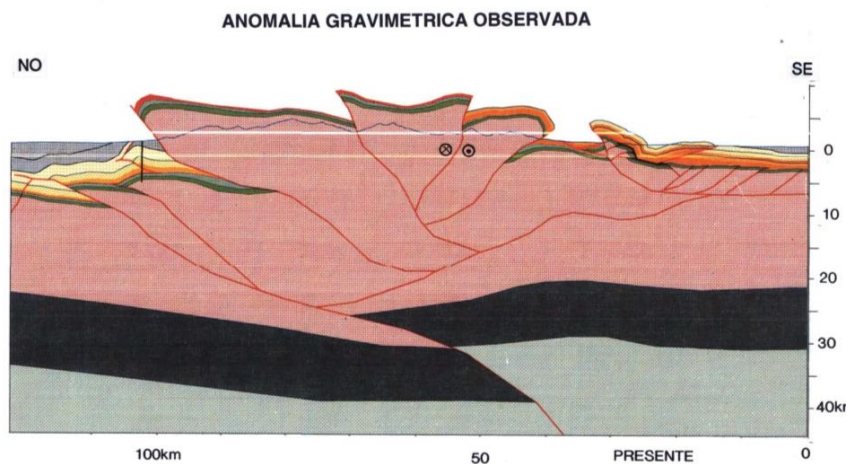
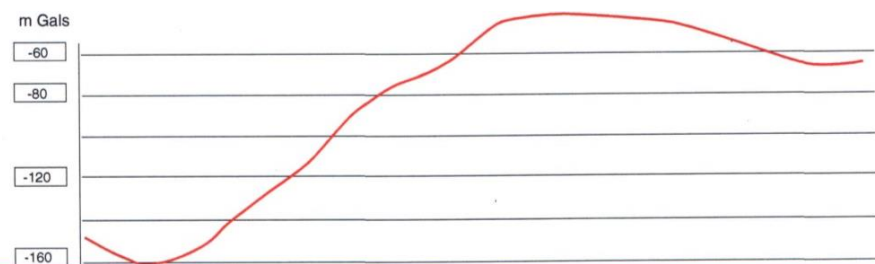


Figura 10 Transecto balanceado de los andes Venezolanos (tomado del Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas Y Maracaibo, INTEVEP. 1994).

Según Audemard y Audemard (2001). La falla transcurrente de Boconó (Fig. 11) corre ligeramente oblicua al eje de la cadena de los Andes de Mérida y su extremo noreste limita el rango de la costa del Caribe en el noroeste de Venezuela, extendiéndose cerca de 500 km entre la depresión del Táchira en la frontera entre Colombia y Venezuela, y Morón, en la costa caribeña de Venezuela. En su extremo norte, la falla de Boconó exhibe un cambio de rumbo de 45° en sentido de las agujas del reloj, curva que le permite la prolongación hacia el sistema de San Sebastián-El Pilar, de este a oeste. Hacia el sur, la falla de Boconó conecta con la falla de Guaicaramo a través del sistema de fallas Bramón-Chucarima-Pamplona. Estudios recientes en el área de Mucubají (Schubert, 1980; Soulas, 1985) obtuvieron una tasa de deslizamiento promedio de alrededor de 5-9 mm / año, sobre la base de 60-100 m de desplazamiento dextral. Estas tasas son esencialmente coherentes con las predichas por modelos de movimiento de placa de aproximadamente 1 cm / año, suponiendo que la falla de Boconó es parte de la frontera principal entre el bloque de Maracaibo y la placa de América del Sur. Explican Audemard y Audemard (2002) que la tasa de deslizamiento de la falla disminuye hacia sus extremos.

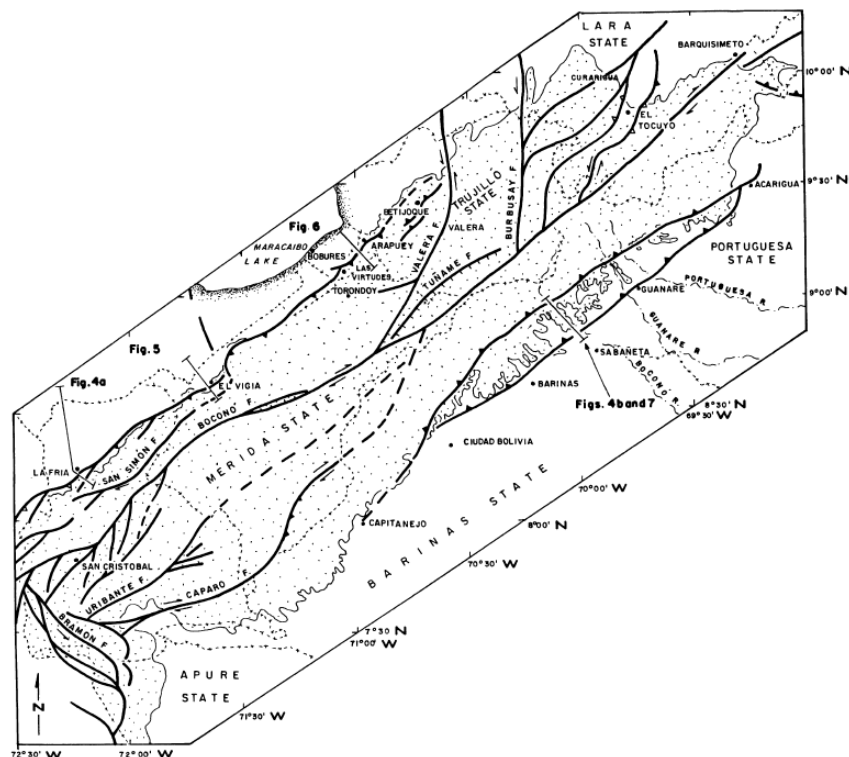


Figura 11 Esquema del Sistema de Fallas de Boconó (tomado de Audemard y Audemard. 2002)

Cuenca Barinas-Apure

La Cuenca Barinas-Apure es una depresión localizada en el suroccidente del territorio venezolano (González de Juana, 1952); es la tercera cuenca más productiva en términos petroleros dentro del territorio, con un área aproximada de 92000 km² y una profundidad máxima estimada de 5000 m (Chacín *et al.* 2005). Se encuentra limitada al noroeste por Los Andes de Mérida; al norte por la prolongación occidental de la Serranía del Interior Central; al este y al noreste por el levantamiento de El Baúl (el cual sirve de límite entre la Cuenca Oriental de Venezuela y la Cuenca Barinas-Apure). Se separa de la cuenca de los llanos colombianos por un alto gravimétrico reportado por Hosper y Van Wijen en 1959 (citados por González de Juana *et al.* 1980).

Estos autores la describen como una cuenca asimétrica con su flanco meridional suavemente inclinado, siguiendo la pendiente del escudo de Guayana, y un flanco septentrional abrupto, marcado por las rocas del flanco sureste de Los Andes venezolanos. La Cuenca Barinas-Apure se origina a raíz del levantamiento de Los Andes de Mérida durante el Mioceno Superior y es considerada como una cuenca de tipo antepaís. Su basamento se considera de edad paleozoica y autóctono, conformado por las rocas conocidas como “Capas Rojas”, que marcan la apertura de Gondwana y Laurentia (Schlumberger Oilfield Services, 1997).

Dentro de la Cuenca Barinas-Apure se presenta una serie de estructuras tipo graben, evidencia de la apertura del Protocaribe por la extensión asociada a la separación de las Américas. Dichos grábenes fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales, calizas marinas, rocas volcánicas y sedimentos clásticos (Schelumberger Oil Services, 1997).

Dentro de la cuenca se ubica el graben de Apure-Mantecal. Este fue propuesto como la continuación hacia el sur del graben de Espino, hipótesis que nunca fue probada y que algunos geocientíficos debaten hoy en día.

Modelos Corticales

Según Monod *et al* (2010). Incluso si la estructura superficial de los Andes venezolanos está bien estudiada y se puede simplificar según el movimiento dextral de la falla de Boconó y dos frentes de empuje de fallas inversas en el Piedemonte, las interpretaciones difieren en la geometría y la conexión de estas fallas en profundidad debido a la falta de datos de subsuelo.

La interpretación de la estructura cortical depende de si la cadena montañosa andina es simétrica o asimétrica, resultando en varios modelos diferentes. Si la cadena montañosa es simétrica, podría haberse formado como estructura de flor positiva o como resultado a una subducción de bajo ángulo. Si el orógeno es asimétrico, entonces podría haberse formado en respuesta a una subducción continental ya sea en sentido NW o SE. Varios de estos modelos se discuten a continuación.

Orógeno simétrico

Uno de los modelos corticales implica que los andes se formaron como una **estructura de flor positiva** (Fig. 12a), (González de Juana, 1952; Vara, 1956; Stéphan, 1985). Donde el crecimiento vertical de la cadena es ocasionado mediante el acortamiento por inversión de un graben, viéndose delimitado por sistemas de fallas inversas en ambos flancos (Taboada et al. 2000). Este modelo implica tanto la deformación y la inversión de ex-grabens del Jurásico Superior de forma simétrica, además implica que los movimientos transcurrentes a lo largo de la falla de Boconó y la génesis montañosa son coetáneos. Sin embargo, los Andes de Mérida comenzaron a levantarse en el Mioceno en asociación con la deposición de las formaciones Parángula y Isnotú en sus cuencas de antepaís sur y norte, respectivamente (Stéphan, 1982; Audemard, 1991; Audemard, 1993; Colletta et al, 1997; Audemard y Audemard, 2002), con un impulso orogénico en el Plioceno (Shagam et al. 1984), mientras que la iniciación de la falla de Boconó se supone más joven (Tricart y Millies-Lacroix, 1962). Otro problema es que el modelo de estructura de flor positiva no tiene en cuenta la geometría de las estructuras a una profundidad mayor que la corteza superior.

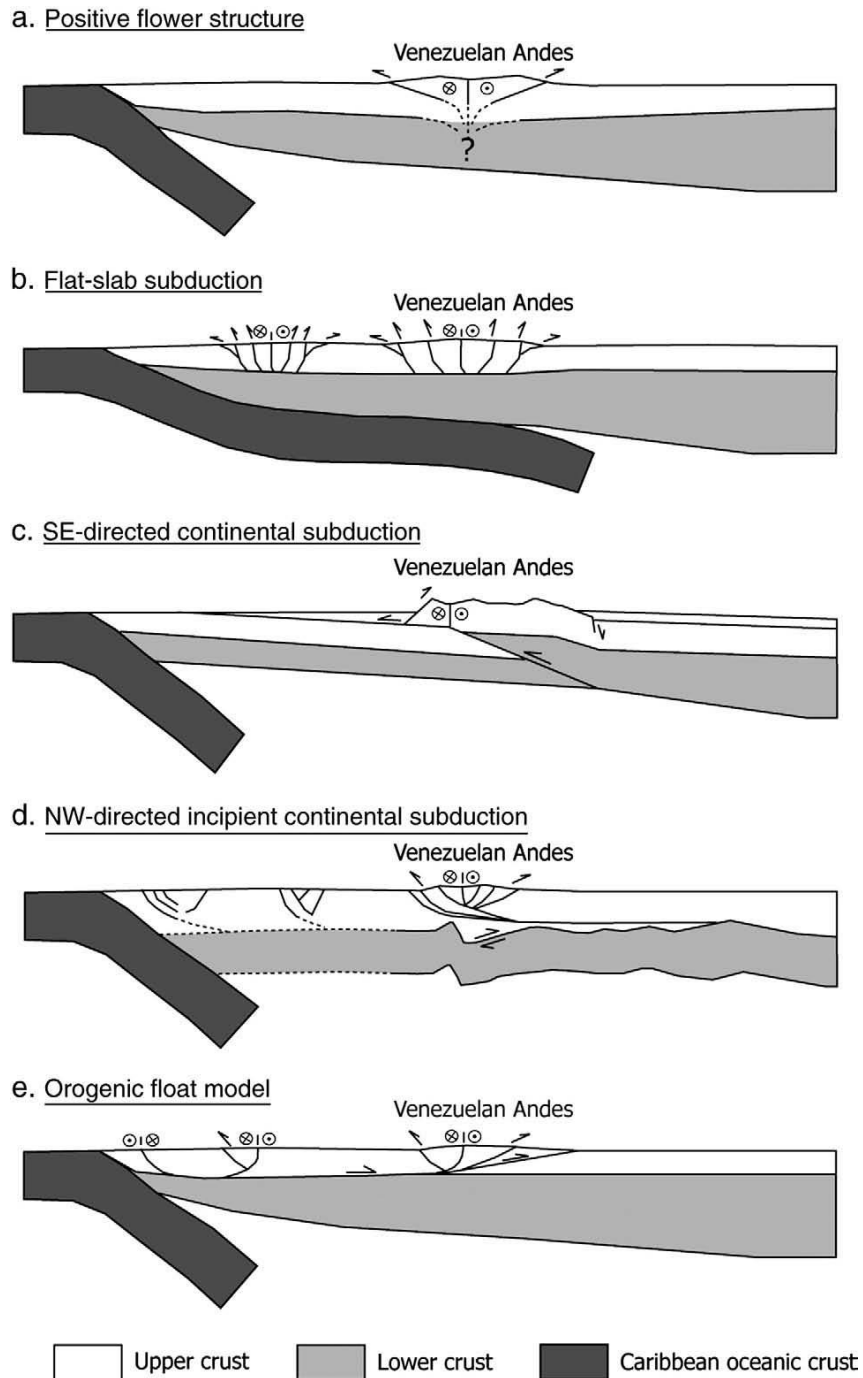


Figura 12 Diagramas esquemáticos (no a escala) que ilustran los diversos modelos que se han propuesto para la estructura de los Andes venezolanos y el área del bloque de Maracaibo (inspirado en English y Johnston, 2004). Los modelos son propuestos por: (a) González de Juana, (1952), Rod (1956), Stéphan (1985); (b) Duerto et al. (2006); (c) Kellogg y Bonini (1982); De Toni y Kellogg (1993), Sánchez et al. (1994), Colletta et al. (1997); (d) Chacín et al. (2005); (e) Audemard (1991), , Yoris y Ostos (1997), y Audemard Audemard (2002), Cediél et al. (2003). Tomado de Monod et al (2010).

Dice Monod *et al* (2010): Duerto et al. (2006) Desarrolló recientemente un modelo (Fig. 13) donde la placa oceánica del Caribe presenta una **subducción de bajo ángulo** (Fig. 12b) por debajo del bloque de Maracaibo (Van der Hilst y Mann, 1994; Taboada et al, 2000; Pindell et al. 2005) la cual se extiende hasta los Andes venezolanos. Dicha subducción de la Placa del Caribe crea una amplia zona de cizallamiento entre la corteza superior y la corteza inferior. La transmisión hacia arriba de la fuerza produce levantamiento y acortamiento en la placa de América del Sur. La orogénesis posterior de los Andes venezolanos en forma *pop-up* se relaciona con la inversión del sistema de fallas normales heredadas de la fase extensional del Jurásico Tardío. Sin embargo, el hecho que puede descartar este modelo es que dicha extensión hacia el sur de la placa Caribe hasta llegar a los Andes de Mérida no es registrada por la sismicidad pertinente (Dewey, 1972; Pérez et al, 1997.). Además, el papel desempeñado por la falla de Boconó y la falla Valera no se explica en este modelo.

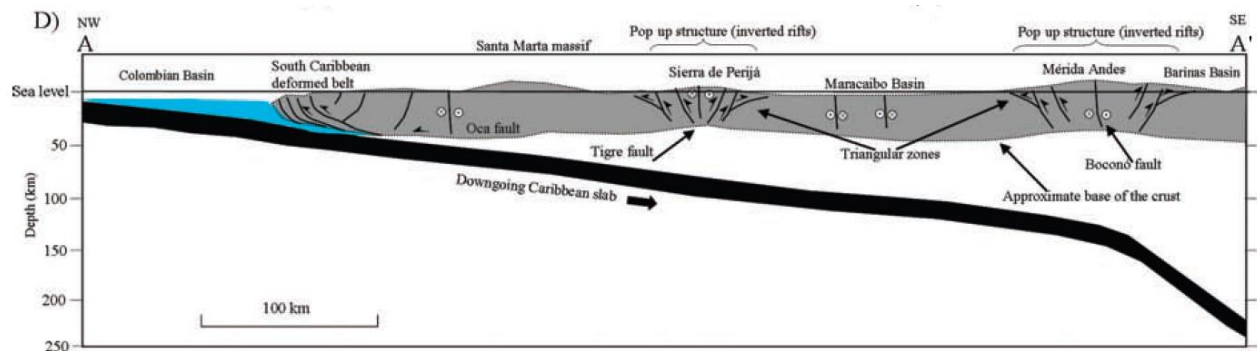


Figura 13 Estructura profunda de los Andes de Mérida (tomado de Duerto et al. 2006)

También indican Duerto et al. (2006) que la cantidad total de acortamiento observado en las estructuras del subsuelo en el norte de los Andes de Mérida es de 10 km. Lo cual es significativamente menor que aquellas predicciones basadas en secciones regionales equilibradas que varían hasta los 60 km (Colleta *et al.* 1997). Una posible explicación de esta discrepancia es la naturaleza y los procesos de fallas en profundidad. En su opinión, el rifting extendido del Jurásico sugiere la posibilidad de reactivación de fallas normales de buzamiento

moderado, en lugar de cabalgamientos de bajo ángulo, tales como los mostrados por las secciones transversales de Kellogg, 1982; De Toni y Kellogg, 1993; Colleta et al. 1997.

Orógeno asimétrico

Según Monod *et al* (2010). El hecho de que los datos geocronológicos (Kohn et al, 1984; Shagam et al, 1984; Bermúdez Cella, 2009) muestran una exhumación diacrónico del Neógeno sobre los Andes de Mérida a lo largo de la falla de Boconó niega en cierto sentido cualquier modelo simétrico para la formación de los Andes de Mérida.

EL estudio de anomalías gravimétricas es una herramienta útil para comprender la estructura cortical profunda de los Andes venezolanos. El mapa de anomalía de Bouguer (Bonini et al, 1977; Chacín et al, 2005) revela un fuerte contraste entre la profundidad del basamento de las cuencas de Maracaibo y de Barinas-Apure, estando estas a 8 km y a 5 km respectivamente. Esto aboga por la asimetría de la cadena montañosa, mencionado por primera vez por De Cizancourt (1933) y más tarde por Bucher (1952) y Hospers y Van Wijnen (1959). Sin embargo, la interpretación de los datos gravimétricos suele diferir y la arquitectura profunda de la cadena es todavía un tema de debate.

Algunos autores prefieren la hipótesis de una **subducción continental en dirección SE** (Fig. 12c) de la corteza de Maracaibo bajo el escudo guyanés (Kellogg y Bonini, 1982; De Toni y Kellogg, 1993; Sánchez et al. 1994). El modelo ha sido refinado aún más por Colletta et al. (1997) tomando en cuenta la inversión tectónica de los grabens del Jurásico Superior. El principal argumento para una polaridad de subducción SE viene dado por el hundimiento del basamento en la cuenca de Maracaibo, el cual es más profundo que en la Cuenca Barinas-Apure.

Explican Monod *et al* (2010). Que el problema principal de los modelos descritos anteriormente es que dan poca importancia a la falla de Boconó, la cual es una estructura de acomodo importante en el movimiento NE del bloque de Maracaibo. Por lo tanto, Chacín et al. (2005), propusieron un modelo en el que la estructura de los Andes de Venezuela resulta de una **subducción incipiente en dirección NW** (Fig. 12d). Donde las cuencas de Maracaibo y de

Barinas-Apure se formaron como cuencas de flexión a causa de la carga producida por la cadena andina, siendo la cuenca de Maracaibo más profunda a causa de que sus dimensiones laterales son más pequeñas. La principal evidencia de una polaridad de subducción NW proviene de la consideración de la diferencia de espesores corticales entre la relativamente delgada corteza de la cuenca de Maracaibo (29 km, Padrón y Izarra, 1996), que experimentó rifting durante el Jurásico Tardío, y el relativamente grueso escudo de Guyana (46 km, Schmitz et al, 2002; 45 km, Schmitz et al, 2008). Señalado por Audemard y Audemard (2002), la corteza de Guyana por ser más fría y más densa debe subducir por debajo de la Corteza de Maracaibo en lugar de lo contrario. Por lo que los modelados gravimétricos a lo largo de un perfil NW-SE deben presentar una ruptura de la corteza interpretada como una subducción incipiente en dirección NW (Chacín et al. 2005) (Fig. 14d).

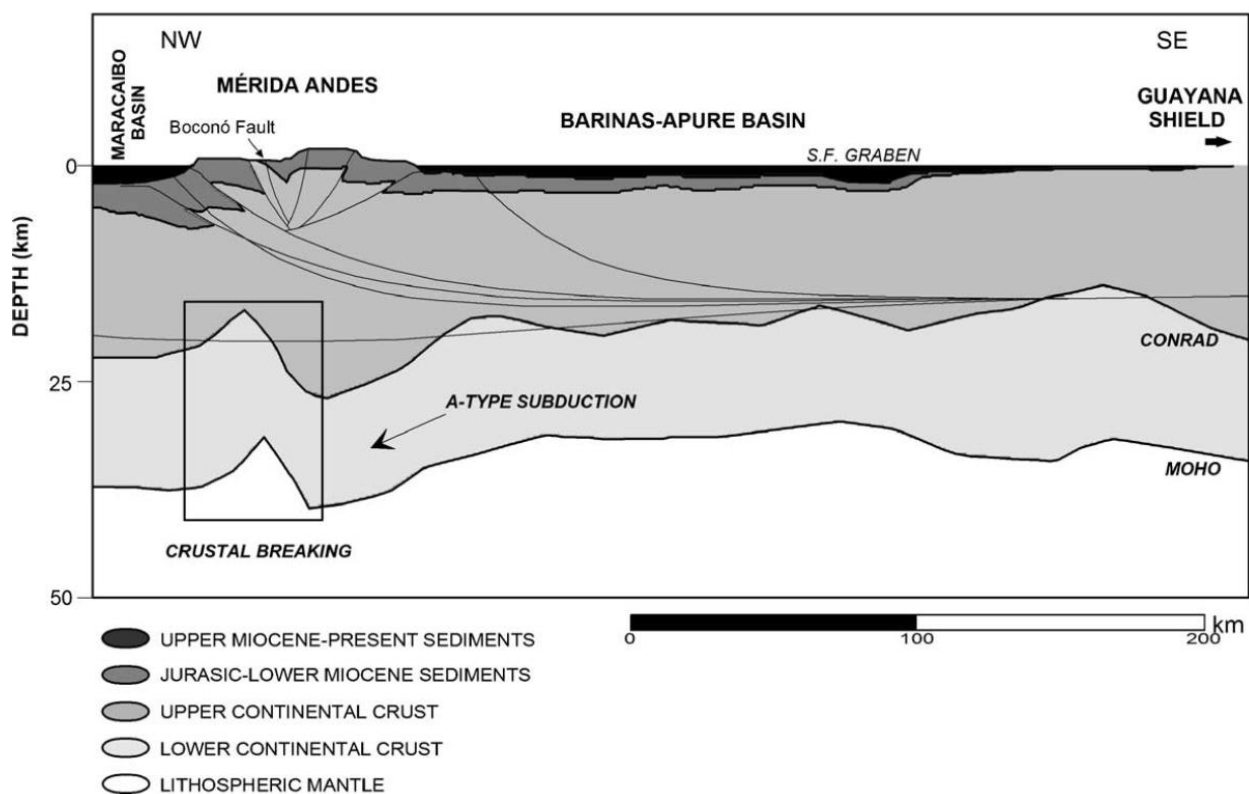


Figura 14 Boceto del modelo geodinámico en un ambiente tectónico regional del occidente de Venezuela. (Tomado de Chasin *et al*, 2005)

Modelo de orógeno flotante

Según Monod *et al* (2010). El modelo de subducción en dirección NO fue mejorado por , Yoris y Ostos (1997), Audemard y Audemard (2002) (Fig. 15) y Cediel et al. (2003) quien propuso un modelo basado en el concepto de **orógeno flotante** (Fig. 2 e.) para orógenos transpresionales (Oldow et al. 1990). Siguiendo este modelo, las fallas antepaís pasan a fusionarse en un desprendimiento cortical de gran escala, donde se encuentran ya sea en la discontinuidad corteza superior corteza inferior o en la discontinuidad del Moho, por lo que la sección cortical del orógeno "flota" sobre la litosfera subyacente.

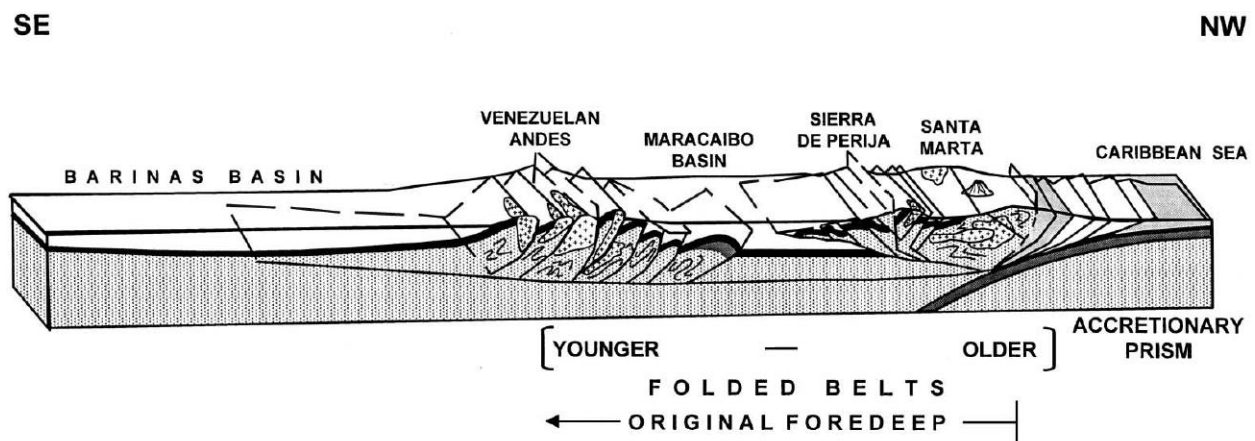


Figura 15 Los Andes de Mérida en relación con un modelo de orógeno flotante (tomado de Audemard y Audemard, 2002).

Audemard y Audemard (2002) interpretaron el comportamiento geodinámico de la zona mediante un modelo geológico-mecánico, el cual postuló que el Bloque Triangular de Maracaibo era un orógeno flotante limitado por los sistemas de fallas Oca-Ancón, Bucaramanga-Sta. Marta y Boconó; que la estructuración de Los Andes de Mérida estaba relacionada con una subducción incipiente tipo A; que existía una delaminación de la corteza de Maracaibo sobre el escudo sudamericano, donde la discontinuidad de Conrad actuaba como la principal superficie de despegue.

CAPITULO III

MARCO TEÓRICO

MÉTODO GRAVIMÉTRICO

El método gravimétrico da un enfoque importante para los problemas que involucran mapeo del subsuelo. Es el método principal en un número de estudios geológicos específicos, pero el método rara vez proporciona una amplia respuesta por sí mismo. El método gravimétrico también se ha utilizado en la caracterización regional de la Tierra para determinar la arquitectura de la corteza, identificando potencialmente regiones favorables para la exploración de recursos y el desarrollo conceptual de modelos de exploración.

El método se basa en la medición y el análisis de las perturbaciones en el campo gravitatorio terrestre. El campo de gravedad normal de la Tierra viene dado en función de la masa del planeta, el tamaño y las características de su rotación. Esta descrito por la ley de la gravitación universal, que relaciona la fuerza de atracción entre objetos al producto de sus masas e inversamente al cuadrado de la distancia entre ellos. Las variaciones espaciales de la gravedad sobre la superficie de la Tierra son causadas por heterogeneidades de masa dentro de la misma y efectos latitudinales relacionados con el cambio en el radio de la Tierra y la fuerza centrífuga de su rotación, variante del ecuador a los polos. Las variaciones temporales se deben a los efectos de marea debidos a cuerpos extra-terrestres del sistema solar, así como de las fluctuaciones en el contenido de líquido y gas de la Tierra. (Hinze William J. *et al.* 2012).

El campo gravitatorio

La base para el método de prospección gravimétrica es la ley de Newton de gravitación universal, que establece que la fuerza de atracción F entre dos masas m_1 y m_2 , cuyas dimensiones son pequeñas con respecto a la distancia r entre ellas, está dada por:

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2}$$

Donde G es la constante gravitacional ($6,674 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$).

Considere la atracción gravitacional de una Tierra esférica homogénea y sin rotación, de masa M y radio R sobre una pequeña masa m en su superficie. Es relativamente sencillo demostrar que la masa de una esfera actúa como si estuviera concentrada en el centro de la misma y por sustitución sobre la ecuación anterior tenemos:

$$F = \frac{GM}{R^2} m = mg$$

La fuerza está relacionada con la masa por la aceleración y el término $g = GM/R^2$ se conoce como la aceleración de la gravedad o, simplemente, *gravedad*. El peso de la masa está dado por mg .

En una Tierra tal, la gravedad sería constante. Sin embargo, su forma elipsoidal, su rotación, su relieve irregular y la distribución interna de la masa causan que la gravedad varíe a lo largo de su superficie. El campo gravitacional es más útil definido en términos del *potencial gravitatorio* U :

$$U = \frac{GM}{r}$$

Mientras que la aceleración de la gravedad g es una magnitud vectorial, que tiene magnitud y dirección (verticalmente hacia abajo), el potencial gravitacional U es un escalar, teniendo magnitud solamente. La primera derivada de U en cualquier dirección da la componente de la gravedad en esa dirección. En consecuencia, un enfoque de campo potencial ofrece flexibilidad computacional ya que pueden ser definidas superficies equipotenciales en las que U es constante. (P. Kearey *et al.* 2002)

Elipsoide de gravedad teórica

La gravedad teórica que toma en cuenta la masa, forma, y la rotación de la tierra es la aceleración gravitacional esperada sobre una superficie elipsoidal que mejor se ajusta a la terrestre. El último elipsoide recomendado por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica es el 1980 Geodetic Reference System (GRS80) (Moritz, 1980). La fórmula Somigliana (Somigliana, 1930) para la gravedad teórica g_T sobre este elipsoide en la latitud (sur o norte) φ , es:

$$g_T = \frac{g_e(1 + k(\sin \varphi)^2)}{(1 - e^2(\sin \varphi)^2)^{1/2}}$$

Donde el elipsoide de referencia GRS80 tiene el valor g_T de 978.032,67715 mGal, donde g_e es la gravedad normal en el ecuador; k de 0,001931851353, donde k es una constante derivada; y e^2 de 0,0066943800229, donde e es la primera excentricidad numérica.

Elipsoides actualizados se han desarrollado desde 1980, pero tienen una diferencia insignificante (medidas en milésimas de miligal) sobre la gravedad teórica. Hasta que un nuevo elipsoide sea internacionalmente aceptado, se utilizará el GRS80. (Hinze *et al.* 2005).

Datum

Para lograr la homologación de los datos adquiridos en la prospección gravimétrica se requiere en primera instancia establecer un datum que sirva como referencia de las medidas tomadas, según Li y Götze (2001) para mejorar la calidad del procesamiento el cambio más significativo en las normas utilizadas se refiere a la elección de la referencia vertical. Tradicionalmente, el datum vertical para las estaciones gravimétricas era el geoide o nivel del mar porque las elevaciones en superficie se dan con respecto al nivel del mar. Sin embargo, a nivel mundial, hay una diferencia de ± 100 m en la altura entre el geoide y el elipsoide (Fig. 16), que es la base de la gravedad teórica. Como resultado, hay un error de larga longitud de onda en los procedimientos actuales que es en gran parte puede ser eliminado mediante el uso de la altura relativa al elipsoide en lugar de al nivel del mar.

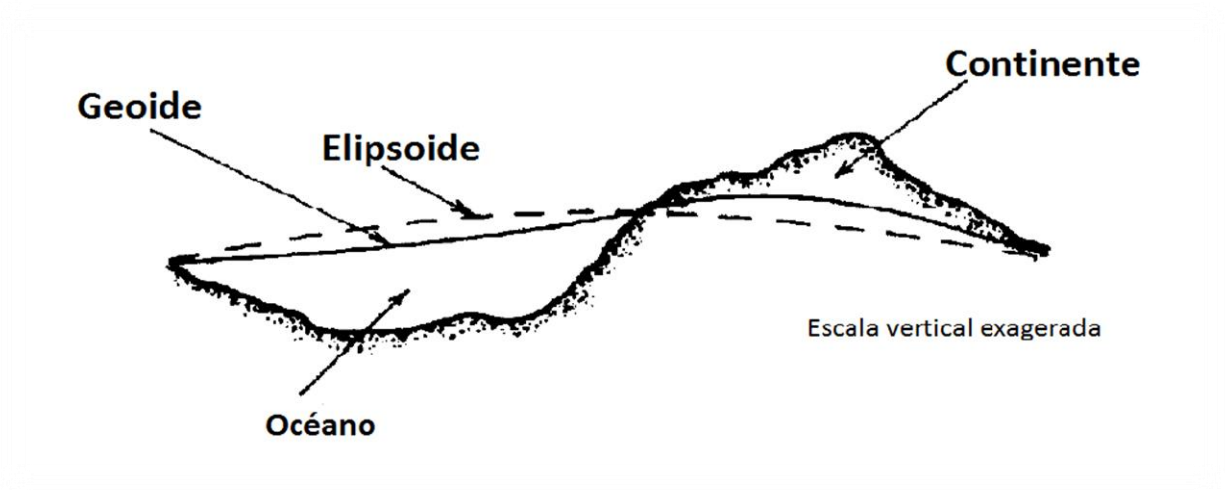


Figura 16 Comparación entre el elipsoide de referencia y el geoide. (Modificado de Telford *et al.* 1990).

Corrección de gravedad observada

Los datos de gravedad en crudo se ven afectados por una amplia variedad de fuentes de diferentes amplitudes, períodos y longitudes de onda que generalmente enmascaran variaciones de gravedad de interés geológico o geofísico. En consecuencia, las observaciones de campo se procesan para minimizar estos efectos. Este procedimiento de conversión se denomina comúnmente como la corrección o la reducción de los datos de la gravedad.

Corrección no implica que estén presentes errores en los datos, y reducción no sugiere que los datos se reducen a un común datum vertical; pero ambos términos se refieren a la conversión de las observaciones de gravedad en crudo hacia la forma de anomalía gravimétrica. Una anomalía gravimétrica es la diferencia entre la gravedad observada y el valor modelado o teórico de la gravedad en dicha estación.

La gravedad observada es una conversión de la medición en crudo del gravímetro hacia el valor de gravedad absoluta en dicha estación, corrigiéndose las variaciones por deriva instrumental mediante el amarre a estaciones base de gravedad absoluta conocida; el modelado o el valor teórico de la gravedad en una estación toma en cuenta efectos gravitacionales planetarios y topográficos. Posteriormente el modelado de interpretación

intenta deducir según comportamientos geológicos conocidos causantes de variaciones en el campo gravitatorio. (Hinze *et al*, 2005).

Una vez establecido el datum y efectuada la reducción por latitud (mediante el elipsoide de gravedad teórica) se procede con las siguientes reducciones.

Corrección atmosférica

La masa de la atmósfera se incluye con la masa de la tierra en la determinación del elipsoide de gravedad teórica dado por la formula internacional de gravedad propuesta en 1980 (Moritz, 1980). Sin embargo, la masa de la atmósfera por encima de una estación gravimétrica no afecta a la gravedad medida en la estación. El efecto de gravedad de la masa atmosférica puede ser calculado a la centésima de un miligal hasta una altura de 10 km con la ecuación. (Wenzel, 1985).

$$\delta g_{atm} = 0,874 - 9,9 \times 10^{-5}h + 3,56 \times 10^{-9}h^2$$

Donde se da el efecto de la gravedad en miligales y h es la altura de la estación en metros. Esta corrección se necesita en adquisiciones precisas que cubren una amplia gama de alturas; se resta de la gravedad teórica elipsoidal para cada estación. (Hinze *et al*, 2005).

Corrección por altura

Históricamente, a la corrección por altura se le ha llamado corrección de aire libre y se basó en la elevación (o altura ortométrica) por encima del geoide (nivel del mar), en vez de en la elevación por elipsoide. Como se describió anteriormente, los nuevos estándares sugieren el elipsoide como el datum vertical más conveniente. Convencionalmente, la fórmula de aproximación de primer orden de δgh en miligal, o $0.3086h$, fue utilizada para esta corrección. (Hinze *et al*, 2005).

Para los efectos de mejora en la calidad del procesamiento se utiliza la fórmula de segundo orden a partir del elipsoide GRS80. El elipsoide GRS80 tiene los siguientes valores de parámetros: a , el semieje mayor, es 6.378.137 metros; b , el eje semieje menor, es 6.356.752,3141 metros; f , la elipticidad, es 0,003352810681

Para el elipsoide GRS80 la fórmula de segundo orden es

$$\delta gh = -(0,3087691 - 0,0004398(\sin \varphi)^2)h + 7,2125 \times 10^{-8}h^2$$

Donde la altura elipsoidal h está en metros y el efecto de la gravedad en miligales.

Dependiendo de la latitud, la diferencia entre la corrección de primer orden y la corrección de segundo orden puede ser tanto como varios miligales a alturas de varios miles de metros (Li y Götze, 2001).

Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer considera la atracción gravitatoria de las capas terrestres ubicadas entre la estación y el datum vertical. Esta corrección, δg_{BC} en miligales, tradicionalmente se calcula asumiendo que las capas terrestres ubicadas entre la estación y el datum vertical se pueden representar por una placa horizontal de longitud infinita, con la ecuación.

$$\delta g_{BC} = 2\pi G\sigma h = 4,193 \times 10^{-5}\sigma h$$

Donde G es la constante gravitacional, σ es la densidad de la placa horizontal en kilogramos por metro cúbico, y h es la altura de la estación en metros con respecto al elipsoide. (Mohr y Taylor, 2001).

En el procedimiento revisado, para tener en cuenta los efectos de la curvatura de la Tierra (Fig. 17), se sustituye la ecuación anterior por la ecuación de forma cerrada para un casquete esférico de radio 166.7km (LaFehr, 1991b), siendo.

$$\delta g_{SC} = 2\pi G\sigma(\mu h - \lambda R)$$

Donde μ y λ son coeficientes adimensionales definidos por LaFehr, y R es el radio de la Tierra ($R_o + h$) en la estación donde R_o es el radio medio de la Tierra, h es la altura sobre el elipsoide, y σ es la densidad del material que forma la capa esférica.

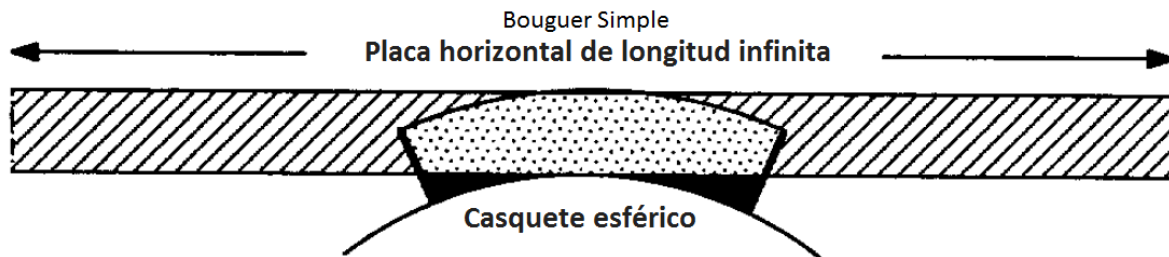


Figura 17 Geometría del casquete esférico en relación a la placa horizontal. (Modificado de LaFehr, 1991).

La densidad utilizada σ en el cálculo de la corrección de Bouguer dependerá del material que constituye la capa esférica. En prospecciones locales, este valor se determina por la densidad de la geología local. Sin embargo, en las bases de datos regionales y continentales, una densidad media es utilizada para el casquete esférico, típicamente 2670 kg/m^3 para la tierra sólida (Chapine, 1996; Hinze, 2003)

Corrección topográfica

Las irregularidades del terreno afectan considerablemente las mediciones de gravedad. Existen varios métodos para su cálculo pero todos coinciden en que debe tenerse conocimiento detallado de la zona donde se ubica la estación y poseer un mapa de contornos del área. (Telford, 2004).

Para los levantamientos gravimétricos en zonas de topografía moderadamente accidentada o muy accidentada, la corrección topográfica sigue siendo la fuente de error más importante. Sin embargo, casi un orden de magnitud en la mejora de la corrección topográfica se ha demostrado (LaFehr, *et al.* 1988) mediante la aplicación de nuevos procedimientos de campo, mejoras en la determinación de la topografía local y la extensión de las correcciones al radio exterior de la zona Hayford-Bowie (167 km).

Los efectos de la topografía local suelen reducirse a un mínimo mediante la colocación cuidadosa de las estaciones gravimétricas, lejos de cambios de elevación abruptos, esto continúa siendo recomendado como estándar de medición en campo.

Hammer (1939) introdujo tablas terreno de corrección limitadas a un radio exterior de 21 kilómetros en un momento en que la industria de exploración estaba usando la Costa del Golfo como su modelo. Estas tablas se utilizan todavía en la industria y siguen siendo publicadas en libros de texto modernos. Pero estudios recientes (LaFehr, *et al.* 1988) indican la posibilidad de errores grandes en las zonas de topografía accidentada.

Ya no es caro computar los efectos del terreno fuera del radio exterior de la zona Hayford-Bowie (167 km), y esto se convierte en un estándar. (Modificado de LaFehr, 1991).

Corrección de variaciones temporales

El campo de gravedad terrestre varía en un amplio rango de periodos y amplitudes a causa de una gran variedad de fuentes internas y externas. Afortunadamente para la exploración terrestre, la mayoría de estos cambios no ocasionan un alto conflicto con las observaciones de gravedad. Las fluctuaciones en general no excedan amplitudes de 1 mGal (la mayoría sólo son una pequeño porcentaje de eso), y sus períodos son largos con respecto a las observaciones gravimétricas.

Las variaciones temporales de la gravedad se originan a partir de fuentes planetarias, que por su influencia gravitatoria varían la longitud del eje de rotación de la Tierra, lo cual afecta la aceleración centrífuga; de perturbaciones de presión-temperatura atmosférica locales y regionales que varían la atracción gravitatoria de la atmósfera; de cambios naturales y antropogénicos en la masa cortical asociados con el transporte de líquido y gas en el subsuelo, y del movimiento del magma relacionado a eventos ígneos y a la actividad volcánica; y del efecto de *mareas* debido al movimiento del sol y la luna con respecto a una ubicación en la superficie terrestre.

El máximo efecto de la marea es sólo aproximadamente $3 \times 10^{-5}\%$ de la atracción gravitatoria en la superficie de la Tierra o 0,33 mGal sobre un aproximado período de 1 día. El efecto combinado de la atracción gravitatoria del sol y de la luna y el cambio asociado en superficie de elevación puede calcularse a partir ecuaciones estandarizadas. (Modificado de Hinze. Hinze *et al.* 2012).

Además las mediciones del gravímetro se ven comprometidas a medida que transcurre el tiempo por el efecto de *deriva instrumental*, la cual se debe a la perdida de resistencia elástica en el muelle o resorte del gravímetro por fatiga mecánica del instrumento. Esto tiene una solución sencilla que consiste en linealizar la función descrita por los circuitos de medición mediante un estudio de la variación por tiempo (Var-min). Lo cual se metodiza al realizar siempre la primera y última medición de un circuito en una misma estación base.

Calculo de anomalía de Bouguer

Una vez realizados los cálculos para las correcciones temporales (mareas y deriva instrumental) y también obtenidos los valores de reducción mencionados previamente se puede proceder a generar los valores de anomalía de Bouguer para cada estación (Δg_B), mediante la fórmula:

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_{teo} + \Delta g_{ca} + \Delta g_{al} - \Delta g_B + \Delta g_T$$

Donde g_{obs} es la gravedad observada o adquirida para cada estación, g_{teo} es la gravedad teórica obtenida, Δg_{ca} es la reducción atmosférica, Δg_{al} es la reducción de aire libre, Δg_B es la reducción de Bouguer y Δg_T es la corrección topográfica.

Una vez obtenidos los valores de anomalía gravimétrica se puede proceder a interpolar los mismos para producir mapas donde se visualiza mejor el producto, como en el siguiente ejemplo (Fig. 3).

Gravímetro Scinetrex5

Es un gravímetro automático que tiene un rango de medida sobre los 7000 mGal y una resolución de medida de 0,001 mGal. Esto le permite ser usado tanto para investigaciones de campo detalladas como para estudios a larga escala regional. Las lecturas del mismo se muestran en una pantalla de cristal líquido, en miligales, y además todos los datos relacionados con esas lecturas son almacenados en una memoria del equipo, la cual puede ser descargada en una computadora (SCINTREX Limited 2012).

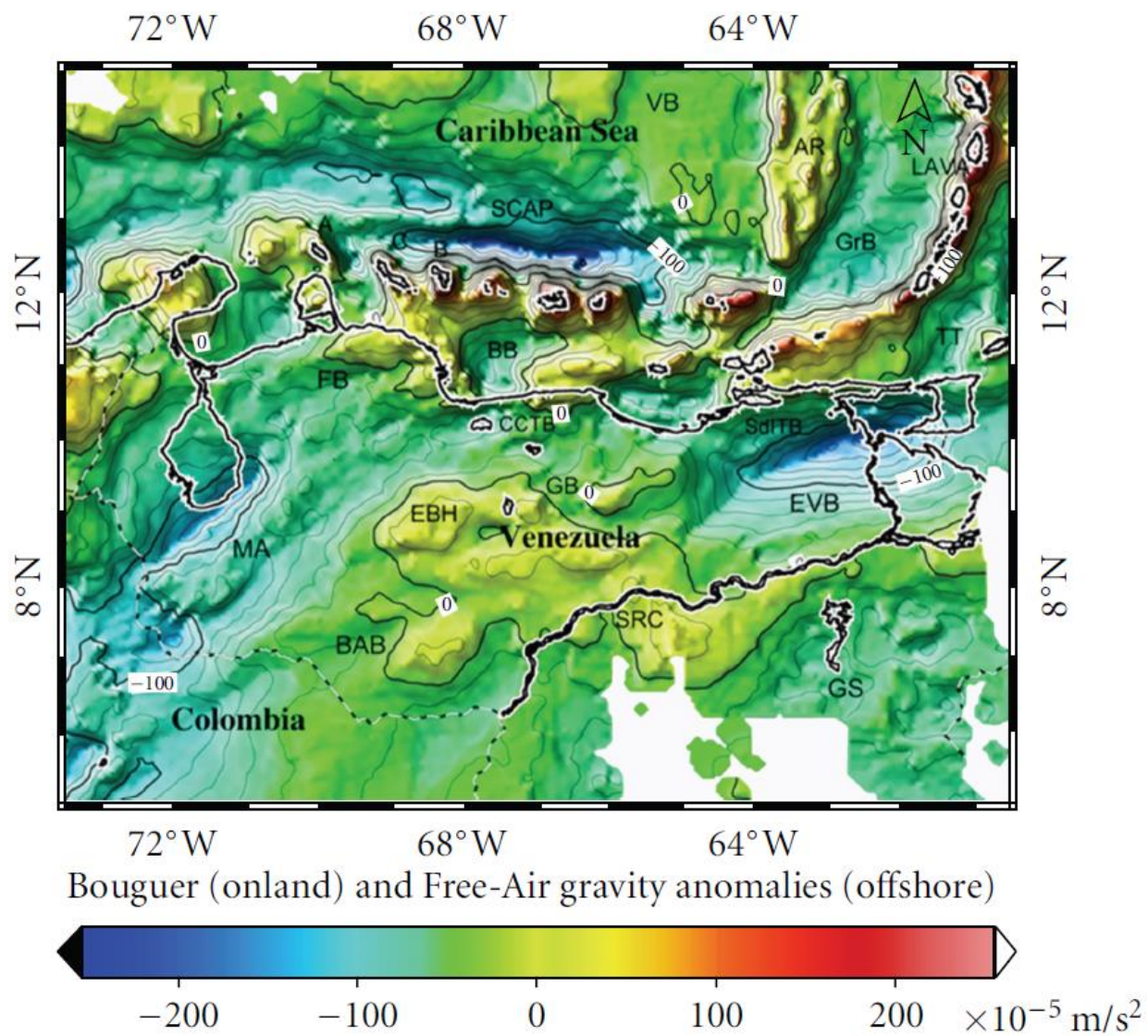


Figura 18 Mapa de anomalía gravimétrica de Venezuela. Anomalía de Bouguer en tierra, y anomalía de aire libre en mar. (Tomado de Javier Sanchez-Rojas, 2011).

MÉTODO MAGNÉTICO

El método magnético con el método gravimétrico tiene en común la dependencia de un campo natural, pero en general el método magnético en su interpretación tiene una mayor complejidad ya que existe un alto rango de variación en el campo magnético terrestre, además la dirección vectorial de este campo es variable en el espacio y en el tiempo.

Las variaciones en el campo magnético están relacionadas con la presencia de yacimientos minerales y estructuras regionales dependiendo de la susceptibilidad magnética asociada a cada uno de ellos. (Telford *et al*, 1990).

Principios a considerar de los métodos magnéticos

La teoría magnética clásica es similar a la gravimétrica; su concepto básico es que los polos magnéticos puntuales son análogos a las cargas eléctricas puntuales y a las masas puntuales, donde la fuerza de atracción entre sus polos, cargas o masas se determina por una ley de raíz cuadrada inversa. Las unidades (CGS-EMU) se basan en este concepto.

Las unidades (SI) para el modelo magnético se basan en el hecho de que este campo tiene un origen eléctrico. Su unidad básica (el dipolo) es creada por una corriente eléctrica circular, en cambio en el sistema cgs-emu se produce un monopolo ficticio.

Para el CGS-EMU la fuerza es dada según la ley de Coulomb:

$$F = \left(\frac{p_1 p_2}{\mu r^2} \right) r_1$$

Donde, F es la fuerza sobre p_2 , en dinas, los polos $p_1 p_2$ están r centímetros aparte, μ es la *permeabilidad magnética* (como propiedad del medio) y r_1 es un vector unitario dirigido de $p_1 p_2$ cuyo sentido depende del signo de los polos (similares se repelen y opuestos se atraen), por convención los polos positivos son atraídos al norte magnético de la tierra.

El campo magnético H (medido en oersteds o dinas por monopolo) se define como la fuerza sobre un monopolo:

$$H = \frac{F}{p_2} = \left(\frac{p_1}{\mu r^2} \right) r_1$$

Un dipolo magnético es visualizado como dos monopolos de fuerza $(+p)$ y $(-p)$ separados por una distancia de $2i$. El momento dipolar magnético se define como:

$$m = 2ipr_1$$

Donde m es un vector en la dirección del vector unitario r_1 que se extiende del polo negativo hacia el polo positivo.

Un campo magnético es consecuencia del flujo de corriente eléctrica. Como lo expresado por la ley de Ampere, una corriente I en un conductor de longitud Δl crea, en un punto P un campo magnético ΔH dado por:

$$\Delta H = (I\Delta l) \times \frac{r_1}{4\pi r^2}$$

Donde H tiene como dimensión (SI) ampere por metro [= $4\pi \times 10^3 \text{oerstred}$], r y Δl están en metros, I está en ampere, y ΔH , r_1 , y $I\Delta l$ tienen las direcciones indicadas en la figura 19.

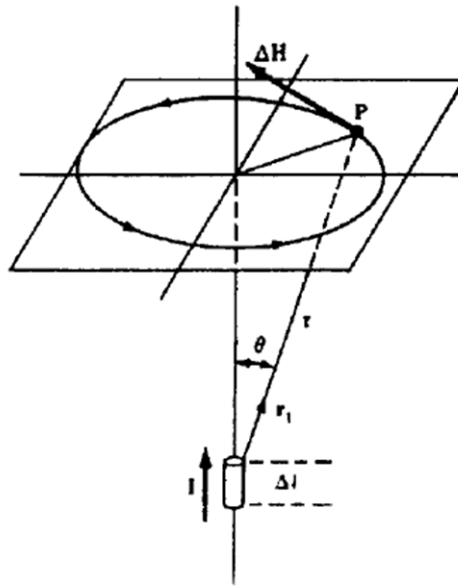


Figura 19 Ley de ampere. Una corriente I a través un conductor de longitud Δl crea un campo magnético ΔH en un punto P . (Telford *et al*, 1990, pág. 63)

Una corriente eléctrica fluyendo en un circuito circular actúa como un dipolo magnético ubicado en el centro del circuito en la dirección perpendicular al plano de movimiento y sentido positivo según la dirección de la corriente. Su momento dipolar es medido en *ampere * metro*².

El movimiento orbital de los electrones alrededor del núcleo de un átomo constituye corrientes circulares y causan momentos magnéticos en los átomos, además las moléculas también tienen spin, lo cual también ocasiona momentos magnéticos sobre ellas mismas.

Un cuerpo magnetizable ubicado en un campo magnético se magnetiza por inducción, esto se debe a la reorientación de los átomos y moléculas de forma que sus espines se alinean. La magnetización se mide como *intensidad magnetica*. El alineamiento de dipolos internos produce otro campo magnético (M), que dentro del mismo cuerpo se suma al campo magnético exterior (H). Si M es constante en dirección y magnitud se dice que el cuerpo esta magnetizado uniformemente.

Para campos magnéticos leves (M) es proporcional a (H) y en su misma dirección. El grado al cual se magnetiza un cuerpo es determinado según su *susceptibilidad magnética* (k) definida por:

$$M = kH$$

La susceptibilidad magnética en sistema EMU difiere de las unidades del SI por un factor de 4π , es decir,

$$k_{SI} = 4\pi k'_{emu}$$

La susceptibilidad es el parámetro fundamental en la prospección magnética ya que la respuesta magnética de las rocas y minerales es determinada por su volumen y susceptibilidad. (Telford *et al*, 1990).

Magnetismo de la Tierra

El campo magnético total terrestre está compuesto por tres partes:

- El campo principal, el cual varía relativamente lento y tiene su origen en el interior del núcleo.
- Un campo pequeño (comparado al principal), el cual varía relativamente rápido y tiene su origen en el exterior de la tierra.
- Variaciones espaciales del campo principal, las cuales son usualmente de menor tamaño y casi constantes en tiempo y ubicación, y son causadas por anomalías magnéticas locales cercanas a la superficie dentro de la corteza superior terrestre, estas son las de interés a la prospección magnética. (Telford *et al*, 1990).

Vector del campo magnético

El vector total está definido por su intensidad, su inclinación, y su declinación. La intensidad puede descomponerse en una componente vertical y una componente horizontal. La cual a su vez puede descomponerse en una componente horizontal dirigida hacia el norte geográfico y una componente horizontal dirigida hacia el este geográfico.

Estos siete elementos geomagnéticos están relacionados en diferentes formas, con lo cual son suficientes tan sólo tres elementos para determinar los cuatro restantes. (Telford *et al*, 1990).

Declinación magnética

En un punto de la Tierra es el ángulo comprendido entre el norte magnético y el norte geográfico. Por convención, la declinación es considerada de valor positivo cuando el norte magnético se encuentra al este del norte geográfico, y negativa si se encuentra al oeste. Las curvas de igual valor de declinación magnética se denominan curvas isogónicas; entre ellas, aquellas que poseen un valor nulo se denominan curvas agónicas.

La declinación magnética no es siempre de igual valor, pues ésta depende del lugar en el que se ubique, llegando a variar sensiblemente de un lugar a otro. Este valor varía, además, a lo largo del tiempo.

En la mayoría de los lugares, la variación es debida al flujo interno del núcleo de la Tierra. En algunos casos se debe a depósitos subterráneos de hierro o magnetita en la superficie terrestre, que contribuyen fuertemente a la declinación magnética. De forma similar, los cambios seculares en el flujo interno del núcleo terrestre hacen que haya un cambio en el valor de la declinación magnética a lo largo del tiempo en un mismo lugar. (Telford *et al*, 1990).

Inclinación magnética

La inclinación magnética es una propiedad del campo magnético terrestre y se define como el ángulo que existe entre el plano horizontal y el vector de campo magnético, tomando positivo cuando el vector está apuntando hacia la Tierra. Lo que implica que el vector de campo sale de la Tierra en el polo sur magnético, se va haciendo paralelo a la superficie terrestre cerca del ecuador, y entra de nuevo a la Tierra en el polo norte magnético. Adicionalmente, es posible unir mediante una línea los puntos que poseen la misma inclinación magnética, y a tales líneas se les llama isóclinas. En particular, la Isóclina que posee inclinación $I=0^\circ$ recibe el nombre de línea aclínica y equivale al ecuador magnético. (Telford *et al*, 1990).

Magnetómetro G-856AX Memory-Mag:

Es un instrumento de medición de intensidad total del campo magnético que utiliza la técnica de precesión protónica para efectuar dicha medición, esto lo realiza mediante una inducción de campo magnético que genera a través de una bobina de Ruhmkorff que se ubica alrededor de un fluido saturado en hidrogeno como por ejemplo Kerosene, esto causa una polarización sobre los átomos de hidrogeno que posteriormente al volver a su estado de alineamiento natural, tendrá un valor de precesión proporcional a la frecuencia natural de la intensidad del campo magnético terrestre. (G-856AX Operation Manual, 2007)

Análisis espectral

Esta operación de filtrado de datos consiste en la eliminación de ruido o de separación de diferentes componentes de señal realizado en el dominio de la frecuencia. La ventaja de utilizar este dominio sobre el dominio espacio-tiempo es la posibilidad de descomponer señales complejas en distintas partes armónicas, permitiendo de esta manera seleccionar frecuencias bajas en el caso que se desee estudiar tendencias regionales o longitudes de onda más cortas si se quiere observar variaciones locales. Las técnicas de filtrado mediante análisis espectral se pueden realizar en una o dos dimensiones mediante la aplicación de análisis de Fourier. Este análisis permite descomponer una función compleja en sus componentes seno y coseno simples, de manera que la suma de todas las componentes, definida por su amplitud, su fase y su longitud de onda, da como resultado la función original (Telford *et al.* 1976; Gasquet y Witmoski, 1990).

Colmenares, (2007) dice: El análisis espectral brinda la posibilidad de determinar las profundidades de un cuerpo aplicando filtros al mallado de datos en el dominio del espacio, y lo lleva al dominio de la frecuencia, permitiendo así transformar el espectro de energía en función de la frecuencia para determinar la profundidad estadística de las fuentes. Se interpreta el logaritmo del espectro de los datos mediante la siguiente ecuación:

$$\text{Log } E(r) = 4 * \pi * h * r$$

Luego de obtenidos los gráficos del espectro de energía, la profundidad de la fuente se determina calculando la pendiente de la tangente de cada transepto, es decir, a profundidades elevadas, media y somera, aplicando la siguiente sustitución de la ecuación:

$$h = S/4\pi$$

Donde, h: es la profundidad estimada del cuerpo. S: es la pendiente del espectro de frecuencia. (Mederos, 2009)

Deconvolución de Euler

La técnica de deconvolución de Euler utilizada para la estimación de profundidades de fuentes gravimétricas y magnéticas se basa en la solución de Euler a la ecuación homogénea

$$(x - x_0) \frac{\partial F}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial F}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial F}{\partial z} = -NF$$

Donde la función homogénea F describe el campo observado para la ubicación (x, y, z) causado por una fuente ubicada en (x_0, y_0, z_0) y N , denotado como índice estructural es una medida de razón de cambio del campo versus la distancia a la fuente.

El método de la deconvolución de Euler pertenece a una clase de técnicas consideradas como métodos de estimación de profundidad “automática”. Estos métodos están diseñados para el análisis de grandes cantidades de datos, en contraste con otros métodos que son más útiles al momento de realizar análisis detallado de anomalías puntuales {Thompson, 1982 #108}. Este método trata las fuentes del campo no como parte de un modelo geológico preconcebido sino como arreglos de fuentes puntuales elementarías referentes a los gradientes del campo en función a la distancia. {Gerovska, 2003 #114}

CAPITULO IV

METODOLOGÍA DE ADQUISICIÓN

La adquisición de los datos se realizó en un tiempo total de 29 días no continuos siendo el primero el lunes 3 de febrero del 2014 y el último el lunes 26 de mayo del mismo año. Tomando en cuenta los parámetros de adquisición gravimétrica y magnética ya previamente definidos en marco del proyecto Giame se registraron un total de 325 estaciones gravimétricas ordinarias con una separación media entre ellas de 1km. Así mismo se crearon 10 estaciones gravimétricas de segundo o tercer orden. En cuanto a las mediciones magnéticas, se registraron con los mismos parámetros de adquisición un total de 175 estaciones funcionales, asociadas según su estación gravimétrica.

Pre-campo

Previo a la salida de campo para comenzar con la adquisición se tomaron secuencialmente las siguientes medidas de preparación:

- Se estudió el material bibliográfico correspondiente a los principios físicos de funcionamiento de los instrumentos a utilizar así como de sus manuales de operación y de software.
- Se realizó la revisión instrumental de todos los equipos de adquisición (gravímetro, magnetómetro, GPS) con la finalidad de asegurar que estuviesen en buen funcionamiento y calibración, así mismo se corroboró el buen estado del vehículo y de otras medidas para precaver incidentes de traslado.
- Se planificaron según el interés del proyecto Giame las vías por donde se realizó la adquisición gravimétrica y magnética, procurando que estas coincidieran siempre y cuando la logística de estaciones bases lo permitiera, en paralelo se estimaron las ciudades bases más provechosas en cuyo caso fueron Barinas, Maracaibo y Valera entre otras.

- Se verifico entonces la cobertura de bases gravimétricas disponibles así como la de vértices geodésicos, dada la necesidad de creación de nuevas estaciones bases gravimétricas.
- Una vez tomados en cuenta todos los puntos previos se procedió a realizar un pre-plot con la proyección de estaciones por adquirir y sus posibles bases gravimétricas ubicadas en un mapa con las vías convenientes.

Traslado y estadías

Se hace énfasis en esta sección como entidad de la metodología de adquisición en vista de que tanto la buena planificación y ejecución del traslado así como la provechosa selección de lugares de estadía comprobaron ser trascendentales en la correcta fluidez del trabajo.

Dentro de esto cabe destacar que:

- Dado que las mediciones se realizaron a lo largo de vías principales y carreteras en mal estado se utilizó un vehículo rustico, para el cual en varias ocasiones fue necesario un alto nivel de experiencia por parte del conductor ya que algunas de las vías eran de difícil trayecto.
- Así mismo se procuró el buen mantenimiento del vehículo porque la demanda mecánica era relativamente alta y una falla del mismo podía significar perdidas considerablemente altas de tiempo de adquisición.
- Diariamente se verificaban factores de logística particulares de la zona como recarga de combustible y tráfico.
- En cuanto a la selección de lugares de estadía se procuraba localizarlos previo al traslado, ubicándolos lo más cercano posible a la base gravimétrica de interés.

Adquisición gravimétrica

Para la adquisición gravimétrica se utilizó el gravímetro SCINTREX CG-5, para empezar se programaron ciertos parámetros de medición del equipo, tales como los parámetros de registro (duración de medición, número de mediciones, nombre del circuito) y parámetros de autocorrección (TILT, filtros de ruido ambiental, corrección por mareas) entre otros, para lo cual resultó ser útil tener el manual a la mano en todo momento. Se destacó que el gravímetro es un equipo delicado y se puede averiar fácilmente si no se traslada e utiliza con precaución en todo momento, además es importante remarcar que se recargaron las baterías diariamente ya que el gravímetro depende de un voltaje apropiado para realizar las mediciones correctamente.

Con la finalidad de optimizar la corrección por deriva instrumental cada circuito se realizó en un máximo de 4 horas, ubicando la primera y la última medición en la misma base gravimétrica (estaciones de primer orden o sus afiliadas).

Las mediciones se realizaron procurando en lo posible evitar ubicaciones de ruido ambiental elevado (como el ruido sísmico producido por el paso de los carros a lo largo de la carretera, ruido por corrientes de viento o por lluvia), también se evitó realizar las mediciones al mediodía tanto para disminuir la influencia por gradiente de temperatura como para disminuir el error por marea.

Una vez registradas las mediciones en el instrumento se procedía a anotar en una carpeta los mismos, con la finalidad de llevar un respaldo físico.

Entre los estándares de medición se acordó que los valores para los siguientes parámetros serían:

- Valor de mediciones por estación: 3
- Valor de segundos por medición: 60 (registrando un valor por segundo y asignando la media como valor definitivo de medición)
- Valor de desviación estándar aceptable: 0.03 miligales
- Valor de diferencia máxima entre lecturas: 0,01 miligales
- Valor máximo de TILT(x,y): ± 5 segundos de arco

Estudio de deriva instrumental del gravímetro

Antes de comenzar con el registro de estaciones ordinarias se dejó el gravímetro registrando 1 medición por minuto durante 24 horas continuas, con la finalidad de graficar el resultado obtenido y poder realizar un análisis de deriva instrumental, se tomó en cuenta que la ubicación ideal para este tipo de estudios debe ser una con la menor cantidad de ruido ambiental posible.

A partir del análisis realizado a la gráfica de deriva instrumental (Fig. 20) se pudo concluir que para el equipo utilizado el tiempo máximo para culminar los circuitos gravimétricos es de 4 horas y que el comportamiento general del mismo es típico. Además se observa la pendiente de la línea de tendencia (0.85) la cual puede ser asociada posteriormente con la razón de cambio esperada por deriva instrumental.

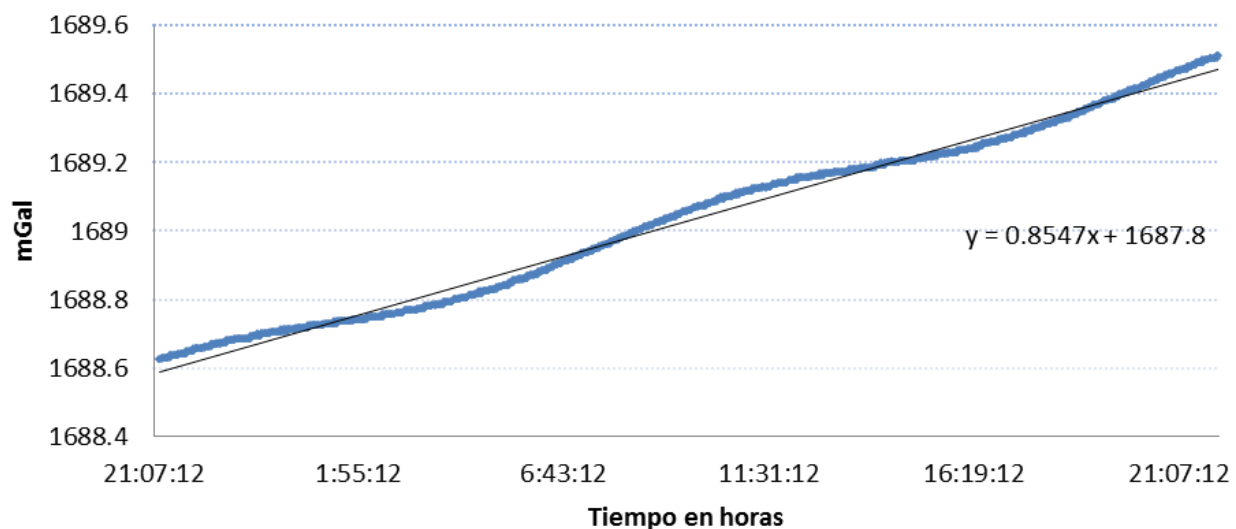


Figura 20 Deriva instrumental del gravímetro realizado el primer día de adquisición.

Calibración del gravímetro

Durante las fechas de adquisición se realizaron una calibración horizontal y una vertical del gravímetro, para la cuales se procedió de la siguiente forma:

Para la calibración vertical (Fig. 21) se realizaron mediciones secuenciales en las escaleras del edificio de arquitectura de la UCV tomando en cuenta que cada tres mediciones se subía un piso más para aumentar la altitud, con la finalidad de que sabiendo la distancia entre cada piso se pudiese verificar que el gravímetro cumple con la precisión estimada, comparando estos valores obtenidos con los valores teóricos de variación por aire libre. En la siguiente tabla se puede apreciar la pendiente de la línea de tendencia obtenida a partir de la calibración vertical, la cual presenta una diferencia Δt de 0.0098 miligales con respecto al valor teórico esperado ($\Delta t=0,3087-0,2988$) lo que implica que el gravímetro utilizado tiene una precisión vertical en el orden de la milésima de miligal.

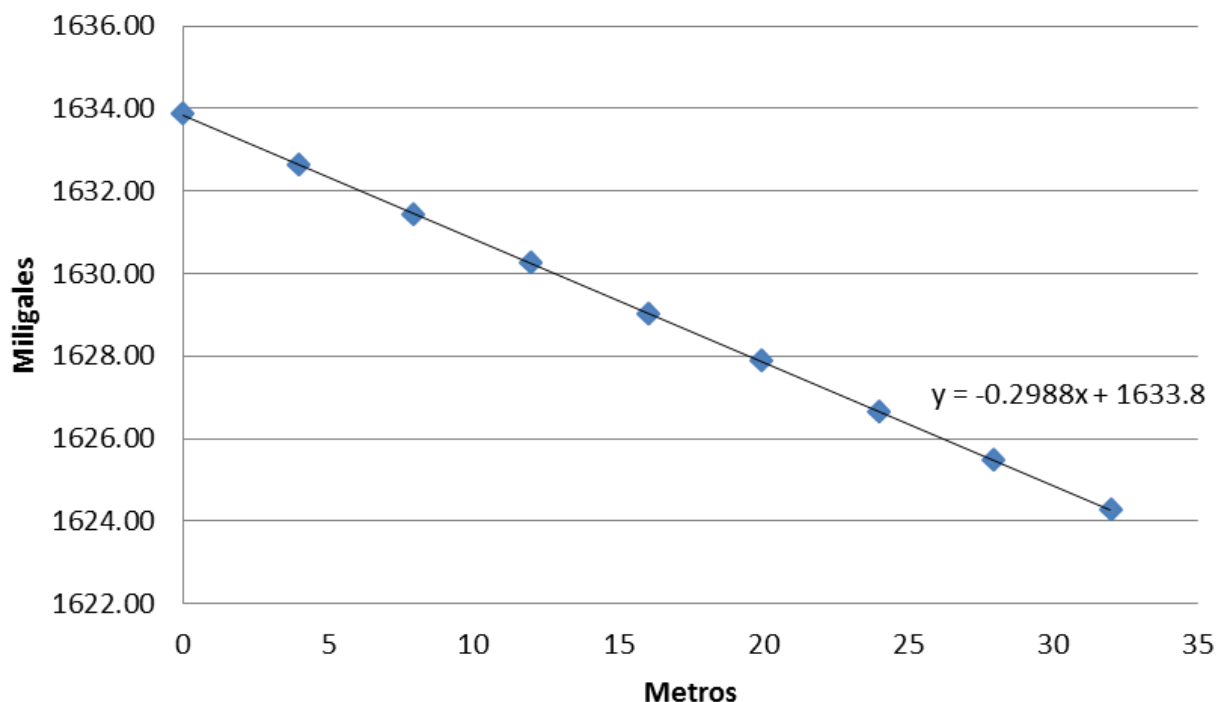


Figura 21 Calibración vertical realizada el 18 de octubre del 2013

Para la calibración horizontal se midió un circuito comprendido de tres estaciones de primer orden ubicadas en la ciudad de Caracas una dentro de la Villa Santa Inés y las otras dos dentro del Observatorio Naval de Cagigal, comparando las diferencias entre los valores obtenidos en la mediciones (Δ -Experimental) con las diferencias entre los valores teóricos de gravedad entre cada estación (Δ -Teórico) se puede estimar el valor de precisión horizontal del gravímetro. Como se puede observar en la siguiente tabla el orden de precisión horizontal del gravímetro utilizado gira en torno a la centésima de miligal.

Tabla 1. Estaciones utilizadas en la calibración horizontal

Localidad	Valor gravedad teórica
Villa Santa Inés SI	978051.043
Observatorio Naval Cagigal (sótano) C1	978024.695
Observatorio Naval Cagigal (pasillo) C2	978024.72

Tabla 2. Calibración horizontal realizada el 27 de marzo del 2014

	Experimental	Teóricos	Dif
Δ SI - C1	26.48019	26.348	0.13219
Δ C1 - C2	-0.12253	-0.025	-0.09753
Δ C2 - SI	-26.35766	-26.323	-0.03466

Amare de bases

Se realizaron 3 circuitos por cada amarre de base (Fig. 22, flechas azules) para la creación de estaciones de primero (9005, 9006, 9007, 9008, 9010), segundo (9122) y tercer orden (9001, 9002, 9003), en estos casos se procedió con mayor control de calidad para optimizar la precisión del valor asignado a la nueva estación.

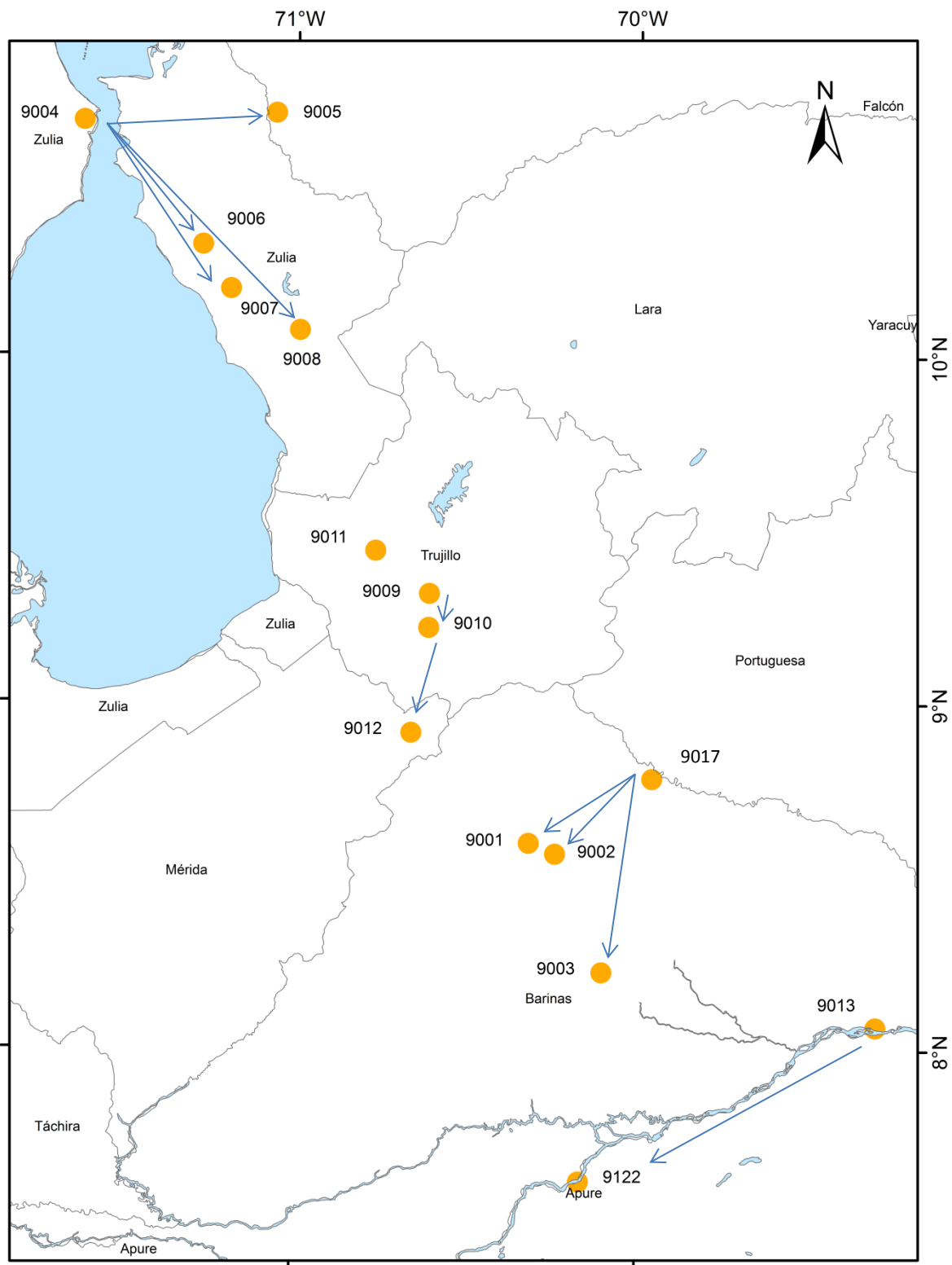


Figura 22 Mapa de ubicación de bases gravimétricas y diagrama de amarre.

Estación	Estado	Vértices	Inscripción	Localidad	Latitud GRS80	Longitud GRS80	Altura (m)	Grav. Obs. (mGal)
9001	Barinas	LA CARAMUCA	I.G. Simón Bolívar #6	La Camaruca	8.595811	-70.314617	209.1373	978041.5468
9002	Barinas	ve13	Corpoven #199	Barinas	8.565077386	-70.237843	177.115	978049.6266
9003	Barinas	BALANCIN	VERTICE 31	San Silvestre	8.223897	-70.100579	112.4943	978070.2656
9004	Zulia	Univ. LUZ	C1 0310	Maracaibo	10.67559722	-71.624303	13.98	978186.01
9005	Zulia	MENE	Destruído	Mene de Mauroa	10.69953711	-71.063829	53.345	978153.5877
9006	Zulia	BM 743	ZUL 14	Sabana de la Plata	10.319511	-71.27523	39.4827	978148.9152
9007	Zulia	EL CORDOBES	Destruído	El Menito	10.192197	-71.192506	16.2144	978142.3925
9008	Zulia	GPS 08	ZUL 3	Sabana de Machago	10.073191	-70.990523	48.9489	978118.91
9009	Trujillo	Plaza Bolívar	Nº 3A243E	Valera	9.314944444	-70.608	544	977972.851
9010	Trujillo	No hay	No hay	Quebrada de Cuevas	9.216884194	-70.6094229	734.458	977914.4101
9011	Zulia	Pan 12-b	Pan 12-b	Sabana Mendoza	9.438043	-70.7652158	113.083	978015.8002
9012	Mérida	No hay	No hay	Pueblo Llano	8.913589644	-70.6585646	2151.728	977663.5094
9017	Barinas	BM 64	BM 65	Sabaneta	8.782752417	-69.9573701	156	978056.6117
9013	Barinas	Plaza Bolívar	BAR 4	Puerto de Nutrias	8.06806800	-69.3042960	79.00	978111.489
9122	Apure	No hay	No hay	Palmarito	7.619695361	-70.1637746	97.449	978088.7784

Figura 23 Cuadro resumen de las bases utilizadas

Adquisición magnética

Para la adquisición magnética se utilizó el magnetómetro GEOMETRICS G-856AX para el cual también es necesario programar ciertos parámetros del instrumento previo a la adquisición, tales como la fecha y el valor de intensidad total de campo magnético correspondiente a la zona de estudio.

El magnetómetro probó ser sumamente susceptible al ruido ambiental, por lo cual la buena ubicación de las mediciones resultó ser crucial para obtener lecturas confiables, por ende se procuró para cada medición ubicar el equipo lo más alejado posible del vehículo, vías, líneas de tensión y tuberías entre otros. También se evitaron realizar mediciones en horas de medio día para evitar los altos gradientes ocasionados por variación diurna.

Igualmente una vez registradas las mediciones en el instrumento se procedía a anotar en una carpeta los mismos, con la finalidad de llevar un respaldo físico.

Entre los estándares de medición se acordó que los valores para los siguientes parámetros serían:

- Valor de mediciones por estación: 3
- Valor de diferencia máxima entre mediciones: 10 Nanotesla

Estudio de deriva instrumental del magnetómetro

El estudio de variación diurna se realizó el primer día previo a la adquisición, para esto se dejó el equipo registrando mediciones de manera automática durante 24 horas continuas con una diferencia de 1 minuto entre cada medición. Luego se procedió a graficar el resultado para poder visualizar mejor el comportamiento del instrumento.

A partir del análisis realizado a la gráfica de deriva instrumental del magnetómetro se pudo concluir que el instrumento mantiene una variación diurna típica que se ve maximizada alrededor de las 1:00 pm ($\pm 1h$) por lo cual se evitó tomar lecturas en este intervalo de tiempo al momento de hacer la adquisición.

Adquisición de GPS

Para esta adquisición se utilizaron, un GPS de mano tipo Garmin y dos equipos GPS diferencial Magellan ProMark3, el equipo de mano se usó para navegación y como respaldo de datos. A la vez los GPS diferencial se usaron con la finalidad de posicionar con una alta precisión las estaciones gravimétricas mediante un post-procesamiento de datos de tipo estático.

El método de adquisición estático consistió básicamente en registrar de forma simultanea las mediciones en ambos GPS diferenciales, estando uno ubicado en una base preferiblemente cercana (aproximadamente 30km) a las estaciones, así como midiendo continuamente a medida que con el otro GPS se levantaban las estaciones ordinarias.

Las mediciones de base se realizaron durante un mínimo de 4 horas y las mediciones de estaciones ordinarias se tomaron durante un mínimo de 15 minutos, esto con la finalidad de conseguir un error sub-métrico luego del procesamiento. Una vez culminada la medición se procedía a anotarla en una carpeta como medida de respaldo.

Se puede remarcar que el equipo de GPS depende de una buena cobertura satelital (se ve perjudicado por obstáculos físicos y por ruido del campo magnético), por lo cual es importante ubicarlo tomando esto en cuenta.

Descarga de datos

La descarga de datos se realizó de forma continua a lo largo de las fechas de adquisición como medida preventiva y para procurar una mejor fluidez del trabajo. Así mismo se procuró llevar un control de calidad de los datos siendo estos revisados una vez culminada su descarga.

Los datos fueron organizados en carpetas nombradas según la fecha de descarga y a la vez según el método de adquisición pertinente.

En la siguiente tabla se resumen ciertos aspectos de los programas utilizados para descargar cada tipo de datos así como para su posterior procesamiento.

Tabla 3. Programas utilizados para la descarga de datos

Datos	Programa
Gravimétricos	Oasis Montaj
Magnéticos	MagMap2000
GPS Diferencial	GNSS Solutions
GPS Garmin	BaseCamp

PROCESAMIENTO DE DATOS

El procesamiento de los datos fue realizado a computadora en su totalidad, utilizando los programas mencionados anteriormente en la sección de descarga de datos y posteriormente arreglados para el cálculo de AB e ITM en Excel. A continuación se presenta la metodología secuencial utilizada para el procesamiento de datos de este trabajo.

Gravimetría

Una vez descargados y revisados cualitativamente los datos según su fecha de adquisición se procesaron mediante los siguientes pasos:

1. Organización de los circuitos en una tabla Excel

2. Asignación de coordenadas geodésicas respectivas a cada estación
3. Calculo y corrección de la deriva instrumental por circuitos (el gravímetro auto corrige mareas)
4. Descarga de datos de relieve (NOAA y TOPEX) y cálculo de factor de corrección topográfica
5. Calculo de corrección por latitud, atmosférica, aire libre, Bouguer (programado en visualbasic Excel)
6. Integración de datos gravimétricos correspondientes al perfil, obtenidos de las adquisiciones de zona 2 y zona 3 (GIAME), y de la adquisición Tupure-Carora (PDVSA)
7. Calculo de anomalías y generación de los mapas
8. Análisis estadístico de los datos
9. Análisis espectral y deconvolución de Euler

Magnetismo

1. Organización de los circuitos en una tabla Excel
2. Asignación de coordenadas geodésicas respectivas a cada estación
3. Calculo y corrección de la deriva instrumental por circuitos
4. cálculo de IMT y generación de los mapas
5. análisis estadístico de los datos
6. análisis espectral y deconvolución de Euler

CAPTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

Análisis estadístico gravimétrico

En el histograma de frecuencia de los datos gravimétricos se observa una tendencia modal poco definida (Fig. 44), centrada aproximadamente en su media (-56 mGal), lo que indica cierta afinidad regional hacia estos valores, en otras palabras, la composición de la señal gravimétrica muestra menor influencia de fuentes residuales, lo cual es de esperarse en un estudio de gran envergadura. El rango de valores varía entre -14 mGal a -142 mGal, donde la mayoría de los datos se agrupan entre los valores que varían de -35 mGal a -90 mGal, lo que implica que la distribución es asimétrica; y además de alta desviación estándar (~22 mGal). Esto sugiere que los datos describen una región de poca homogeneidad geológica como los son las zonas de comportamiento tectónico complejo. El hecho de que las anomalías de alta frecuencia se agrupan hacia los valores de menor magnitud (ceranos a valores positivos), sugiere que la región está caracterizada por fuentes de densidades relativamente altas y/o una relativa poca profundidad de la discontinuidad del Moho.

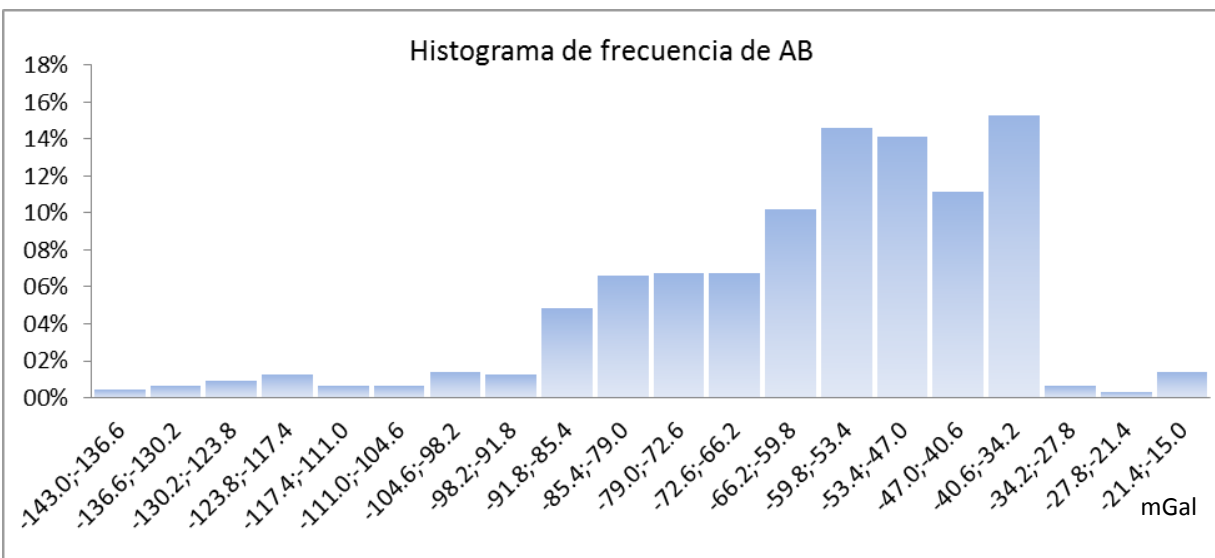


Figura 24 Histograma de frecuencia de los datos gravimétricos

En el diagrama de caja de la AB (Fig. 5) se puede apreciar la distribución intercuartil de los datos, en este destaca que el rango de anomalías de mayor magnitud (-140 mGal a -56 mGal) es dos veces mayor al rango de anomalías de menor magnitud (-56 mGal a -14 mGal). En vista a esta distribución se puede asumir que las respuestas de larga longitud de onda corresponden en su mayoría a valores en torno al tercer cuartil.

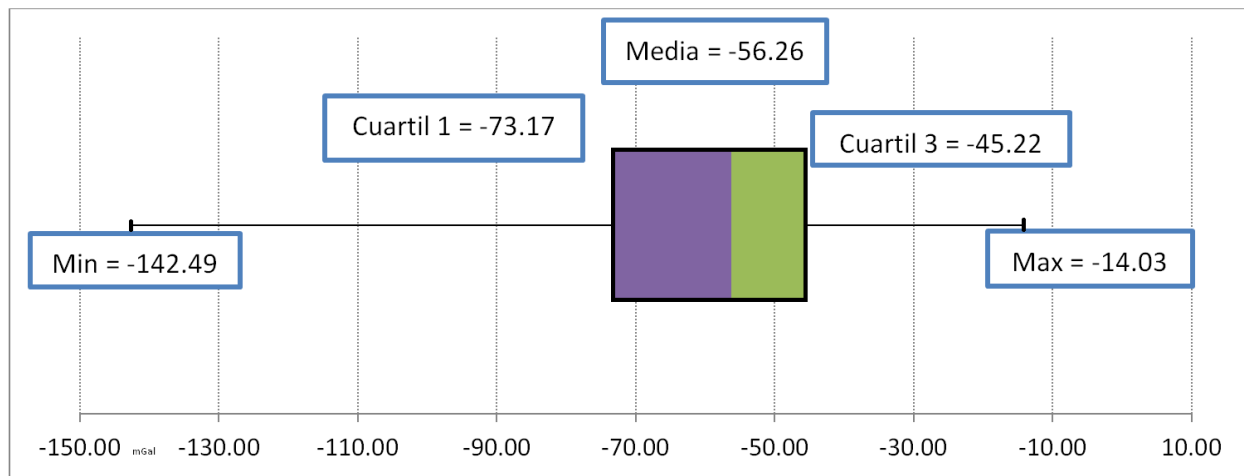


Figura 25 diagrama de caja AB

Análisis estadístico magnético

El histograma de frecuencia de los datos magnéticos muestra una distribución normal marcada (Fig. 6), en torno a los valores de 32500 nT a 33000 nT, rango que es de esperarse según los valores teóricos del campo magnético terrestre para esta zona. Con cierta afinidad hacia los valores de menor magnitud, tal vez ocasionado como respuesta a la dirección del vector de inclinación magnética de la región. Su baja desviación estándar (~900 nT) sugiere que los datos son mayormente representativos a respuestas magnéticas de fuentes regionales y que el contenido residual es de poco predominio.

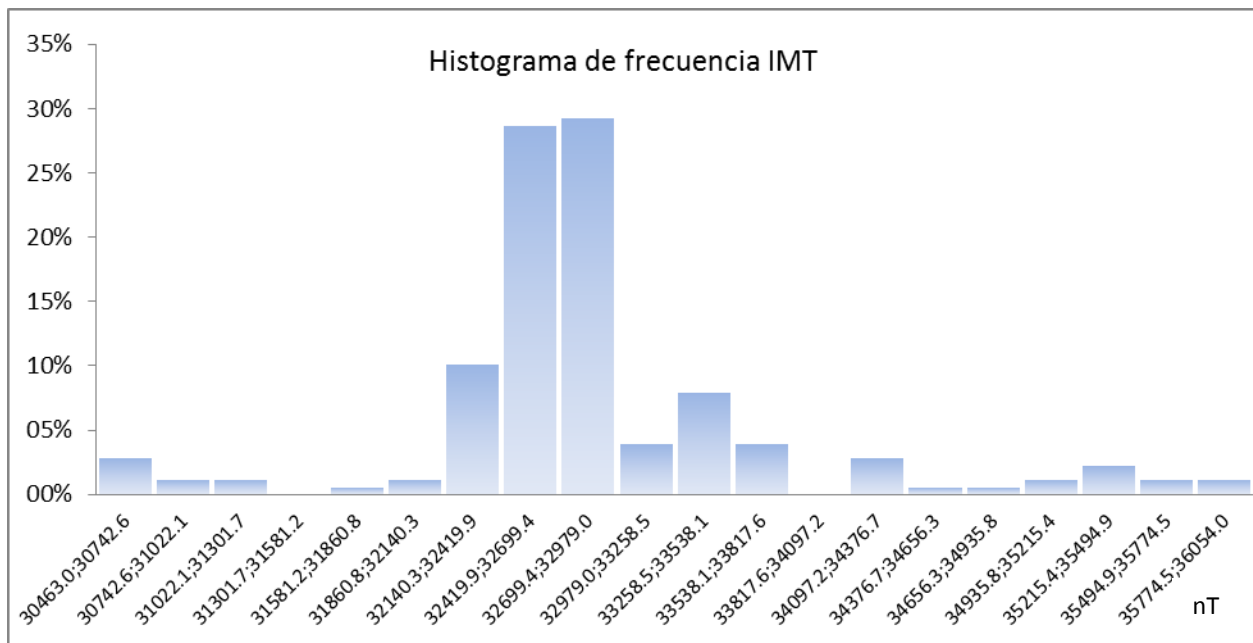


Figura 26 Histograma de frecuencias de los datos magnéticos

De forma análoga el diagrama de cajas de los datos magnéticos (Fig. 7) muestra una alta concentración de los datos ubicados entre el primer y tercer cuartil, así como una alta dispersión de los datos ubicados a sus extremos. Esto en conjunto con la forma del histograma, lleva a pensar que la respuesta residual es característica para cada una de sus fuentes respectivas, como en el caso de los valores próximos al mínimo (~30500 nT), o como los agrupados entre el tercer cuartil y el máximo (~35300 nT), describiendo comportamientos modales independientes.

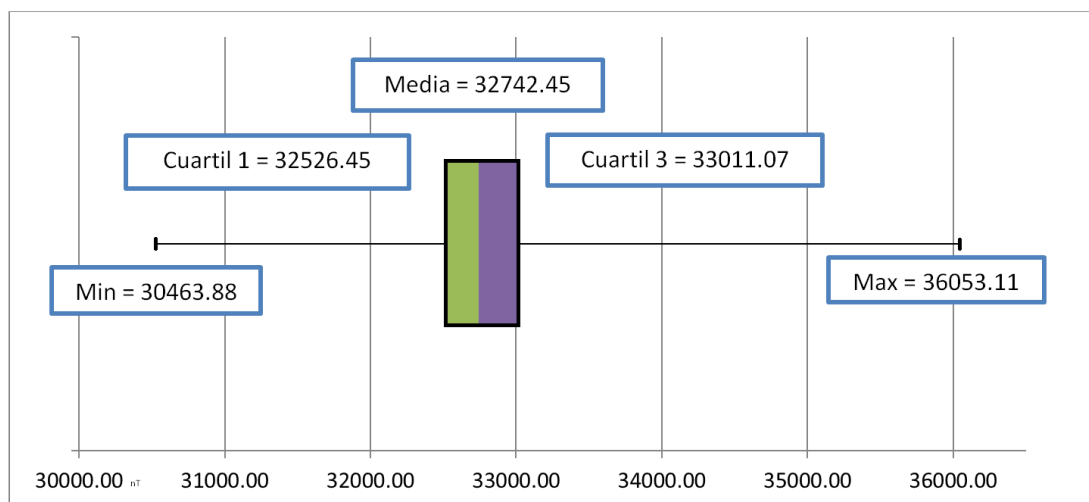


Figura 27 diagrama de caja de los datos magnéticos

Proyección de estaciones y perfil de anomalía

El estudio gravimétrico en forma de perfil (Fig.28) probó ser útil al momento de asociar las anomalías gravimétricas con sus fuentes respectivas. Se debe tomar en cuenta que al proyectar las estaciones sobre el perfil se asume un error por modificar la ubicación de las estaciones, lo cual puede perjudicar levemente la precisión del señalamiento de las fuentes, como pudiese ser en este caso para las estaciones próximas a la falla de Boconó. Este método de proyección también puede causar pequeños saltos en el perfil de anomalía como los observados en la Fig. 28, b. 1, 2, 3.

Las estaciones situadas dentro de la cuenca de Maracaibo (Fig. 28, b. CM) mantienen en conjunto un decrecimiento constante de su valor de AB (-40 mGal a -130 mGal), que va desde la línea de costa al noroeste del estado Falcón, en dirección SE hasta llegar al menor valor de AB observado en el mapa (-130mGal), referente al límite con mayor profundidad cortical, el cual se ubica sobre el margen norte de Piedemonte Andino. Este comportamiento sugiere un decrecimiento continuo de la profundidad del Moho en esta misma dirección (comportamiento defendido por diferentes autores e.g. Escobar y Rodríguez., 1995). Dentro de esta sección se pueden observar respuestas de corta longitud de onda bien definidas, las cuales oscilan en general hacia los valores positivos, como la ubicada sobre el sistema de fallas de Oca-Ancón (Fig. 28, b. SFOA), lo que pudiese implicar un aumento en la densidad de los sedimentos delimitados entre este sistema de fallas, a causa de la presión sufrida por los mismos a lo largo de este margen transcurrente. Por otro lado, se observa otro máximo residual de menor longitud de onda, ubicado sobre la falla de Burro Negro (Fig. 28, b. FBN), que semejantemente pudiese implicar un aumento de la densidad sedimentaria local, como consecuencia de los esfuerzos producidos a lo largo de esta falla.

A diferencia de la sección previa, las estaciones ubicadas sobre la cuenca de Barinas-Apure (Fig. 28, b. CBA) mantienen una respuesta gravimétrica con tendencia de larga longitud de onda definida, en la que su valor de AB crece de -70 mGal a -10 mGal, en dirección SE, desde el margen sur de la cadena andina, hacia la cuenca Barinas-Apure (Fig. 28, b. CBA), indicando

una disminución en la profundidad del Moho en esta misma dirección (Henriques., 2004; Chacín *et al.* 2005).

Asumiendo que en la sección norte, las respuestas de corta longitud de onda son asociables a la presencia de unidades geológicas sedimentarias de menor edad (Cenozoico), y por lo tanto de densidades que reflejan un contraste con las de su entorno, tales como: Castillo y Churuguara (Fig. 28, a), se puede explicar la carencia de respuestas de baja longitud de onda en la sección sur del perfil, ubicada sobre la cuenca Barinas-Apure, dado que en esta sección no se ven afloramientos geológicos de dichas características; lo que además sugiere que la composición sedimentaria y las secuencias de estratificación de dicha cuenca son relativamente homogéneas en comparación con la sección norte.

Cercano a la latitud 8°N, la curva de AB adopta una leve horizontalización de aproximadamente -40 mGal (Fig. 28, b. 4). Esta pudiese ser una respuesta residual de mediana longitud de onda en función a una variación de profundidad del basamento de la cuenca (Chacín *et al.* 2005).

La sección andina presenta una dificultad de interpretación mayor en vista de que la respuesta obtenida pudiese ser explicada mediante diferentes hipótesis. En cuanto a su comportamiento regional, esta sección del perfil de AB varía entre los -130 mGal hasta los -50 mGal, aumentando en magnitud hacia el SE, asociable a una disminución en la profundidad del Moho en esta dirección (Escobar y Rodríguez., 1995). En general queda expuesta una respuesta de AB asimétrica en la región andina con respecto al punto de mayor altitud (Fig. 28, b, c. 5).

De menor longitud de onda se diferencian dos máximos gravimétricos; uno ubicado sobre el máximo topográfico (Fig. 28, b, c. 5) y otro ubicado más hacia el SE (Fig. 28 b. 6). Es importante destacar que una posible relación entre ambos máximos (o un solo máximo no diferenciable) esté siendo perjudicada por la forma en la que están distribuidas las estaciones gravimétricas en esta zona. Resalta la presencia del sistema de fallas de Boconó (Fig. 28, b. SFB) localizado justamente entre dichos máximos gravimétricos.

Un posible argumento al comportamiento del máximo gravimétrico ubicado sobre el máximo topográfico es la presencia de unidades geológicas metamórficas adyacentes, lo que produce una anomalía gravimétrica positiva por su mayor densidad (Fig. 28, b. CI), tales como el complejo las Iglesias, de edad proterozoico tardío, asumido por algunos autores (e.g. Duerto *et al.* 2006) como un afloramiento del basamento de la cuenca de Maracaibo. Así mismo se observan afloramientos de rocas ígneas intrusivas, de edad paleozoico medio, que refuerzan la presencia del máximo gravimétrico como consecuencia de un alto contraste de densidades dentro de la litología andina.

Se dificulta la argumentación de la presencia del otro máximo gravimétrico (Fig. 28, b. 6) como consecuencia de una respuesta a litologías de mayor densidad, con el hecho de que este se ubica sobre un afloramiento de rocas sedimentarias (Fig. 28, b. FPA) tales como la formación el Pagüey. Esto da paso a hipótesis sobre disminución de la profundidad del basamento bajo la cadena andina (e.g. Kellogg y Bonini., 1982) o a hipótesis sobre la presencia de estratos de mayor densidad por debajo a la formación las Iglesias que no se observan aflorando.

Se observa en el perfil de gravedad absoluta (Fig. 28 d) que, sobre la cuenca de Maracaibo las estaciones registran un decaimiento constante en el valor de gravedad hacia el Piedemonte Andino (desde 978200 mGal hasta 978000 mGal), situación que no puede ser justificada al ser comparada con el perfil topográfico (Fig. 28, c). Esto corrobora que es la profundidad del Moho la que varía en este sentido.

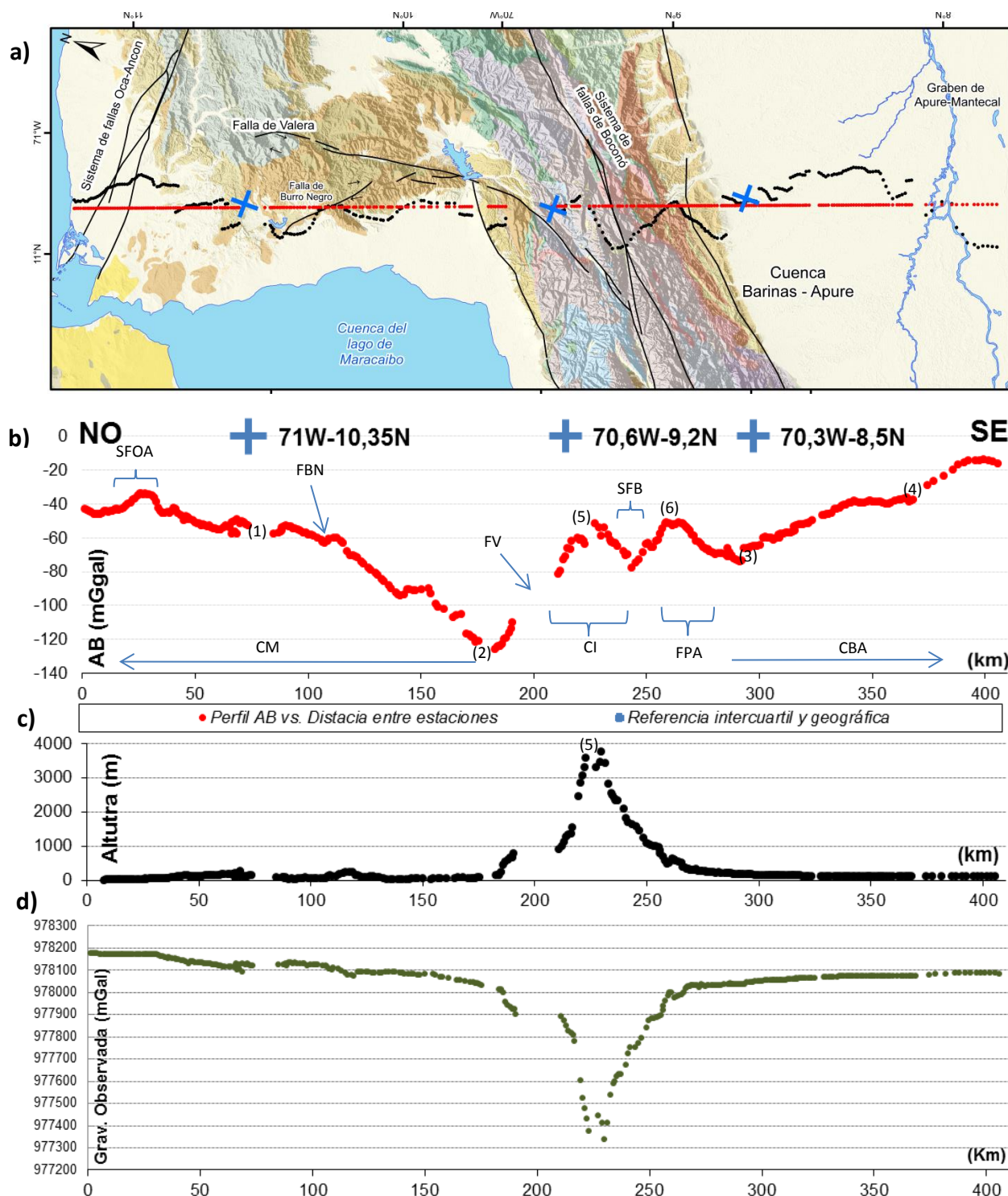


Figura 28 . a) Estaciones proyectadas sobre mapa geológico (Hackley et al. 2005) y topográfico con las fallas principales. En negro Estaciones gravimétricas procesadas. En rojo estaciones proyectadas sobre el perfil, las marcas azules corresponden a referencia intercuartil y geográfica. b) perfil de anomalía de Bouguer. Donde. SFOA: sistema de fallas Oca-Ancón; FBN: falla Burro Negro; FV: Falla de Valera; SFB: sistema de fallas de Boconó; CI: Complejo geológico Las Iglesias; FPA: formación el Pagüey; CM: cuenca de Maracaibo; CBA: cuenca Barinas-Apure. c) perfil de altitud de estaciones. d) perfil de gravedad observada.

Mapas de Anomalía de Bouguer

Mapa de AB de las estaciones adquiridas

En el mapa de anomalía de Bouguer obtenido a partir de las estaciones adquiridas del perfil central (Fig. 29.a) se puede resaltar en primera instancia que la dirección de los contornos es en general similar a la dirección de los Andes SO-NE; esto sugiere que la génesis de la cadena andina, y por lo tanto la historia tectónica de la región, tienen participación en la forma de las anomalías observadas en sus cercanías.

Resalta el mínimo absoluto de -130 mGal que se ubica próximo al norte de la base de la montaña entre las latitudes 9°N y 10°N , asociado a la respuesta gravimétrica de la estructura cortical, complementada por la respuesta gravimétrica de la Cuenca de Maracaibo. La ubicación de este mínimo como ya se ha mencionado, ha sido expuesta y discutida previamente por diferentes autores (e.g. Escobar y Rodríguez., 1995; Henriques., 2004; Chacín *et al.* 2005).

En contraparte, también de carácter regional, los máximos gravimétricos se van exponiendo hacia los extremos norte y sur del perfil, lo que pudiese sugerir una variación progresiva de la profundidad del Moho, siendo este más somero hacia estas regiones, como ya se mencionó previamente en el análisis en forma de perfil. Bajo esta hipótesis se puede relacionar el máximo positivo de -15 mGal como la zona de menor espesor cortical relativo al bloque sur del mapa (placa Sur Americana), teoría que se ve reforzada al relacionar su ubicación con la del graben de Apure-Mantecal (Chacín *et al.* 2005). En el histograma de frecuencias (Fig. 29.b) de este mapa se observa una clara diferenciación de los valores de AB referentes a la región sobre la cuenca de Barinas-Apure.

El gradiente más llamativo de aproximadamente $0,5$ mGal/km se ubica delimitando el contorno del mínimo relativo al norte de la cadena montañosa (lat. $9,3\text{N}^{\circ}$), este sugiere que se ubica por encima de una fuerte pendiente en la profundidad del Basamento; gradientes suaves de aproximadamente 0.15 mGal/km, siguen la dirección del perfil y se ubican sobre las cuencas de Barinas-Apure y Lago de Maracaibo.

Bajo el mismo contexto de ideas, se pueden asociar estos gradientes a variaciones suaves de la profundidad del basamento y/o del Moho en dichas cuencas (Escobar y Rodríguez., 1995).

De carácter residual destacan las anomalías positivas observadas sobre el sistema de fallas Oca-Ancón (lat. 10,8°N) y la anomalía sobre la sección sur de la cadena andina (lat. 8,8°N) delimitada por la falla de Boconó al norte y por el sistema de fallas del piedemonte al sur. Esta última anomalía no se ve expuesta en publicaciones recientes por autores como Bonini *et al.* 1977; Chacín *et al.* 2005; y pudiese ser útil en la comprensión de la estructura orogénica y/o tectónica andina.

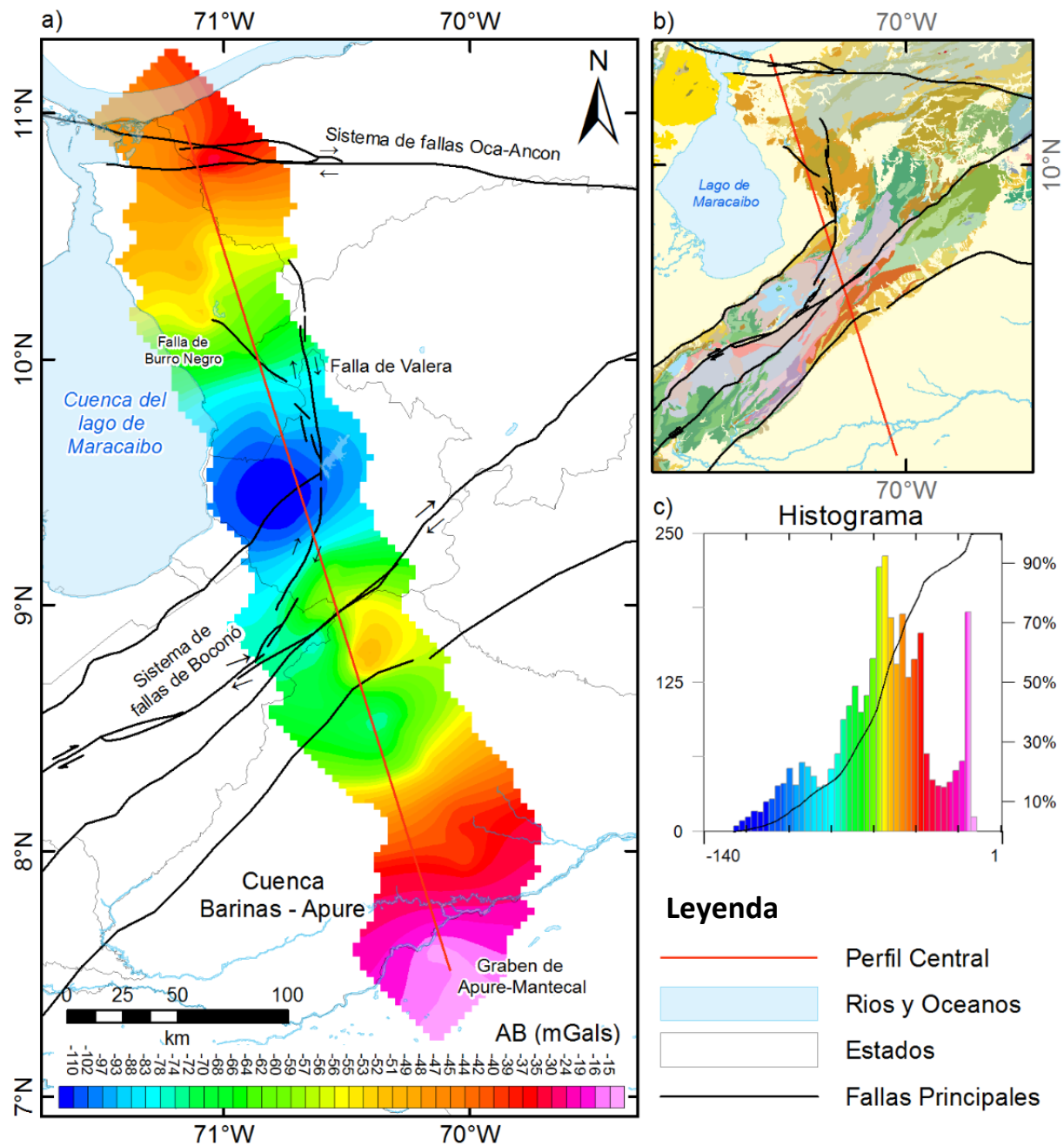


Figura 29 Mapa de anomalía de Bouguer del perfil central. b) Mapa geológico de Hackley (2006). c) Histograma de frecuencias de la AB con línea de frecuencia acumulada.

Mapa de AB integrado.

En el mapa de anomalía de Bouguer obtenido a partir de la integración de estaciones adquiridas de Giame (Fig. 30), destaca la modificación de la anomalía negativa -110 mGal al norte del Piedemonte Andino 9,5°N. Se observa que esta pasa a estar delimitada al este por las fallas de Valera y Burro Negro, lo cual sugiere que dichas fallas actúan como un margen relevante entre las densidades litológicas delimitadas, lo que pudiese ser importante para comprender el sistema estructural de la cuenca de Maracaibo en esta región.

También correspondiente a una modificación de la forma de dicha anomalía negativa, se puede observar que esta presenta una elongación hacia el sur (8° N - 9°N) que atraviesa perpendicularmente los Andes hasta llegar a la cuenca de Barinas. Esta elongación es significativa, puesto que al ser de carácter regional, sugiere una disminución en la profundidad del basamento o del Moho bajo la misma, lo que a la vez complica la comprensión estructural de la Cadena Andina.

También se observa una modificación del máximo relativo ubicado sobre la Cadena Andina (~9°N), el cual aumenta su cobertura y proyecta una continuidad hacia el noreste.

Al norte del perfil se remarca la respuesta obtenida sobre el sistema de fallas Oca-Ancón 10,8°N, donde se observa que el comportamiento de la anomalía pasa a ser mejor diferenciado con respecto al del mapa pre-compilado.

No se observa gran diferencia en cuanto al comportamiento regional del mapa, los máximos siguen creciendo hacia los extremos del perfil, sugiriendo una disminución en la profundidad del Moho, exponiendo la influencia isostática de la Cadena Andina.

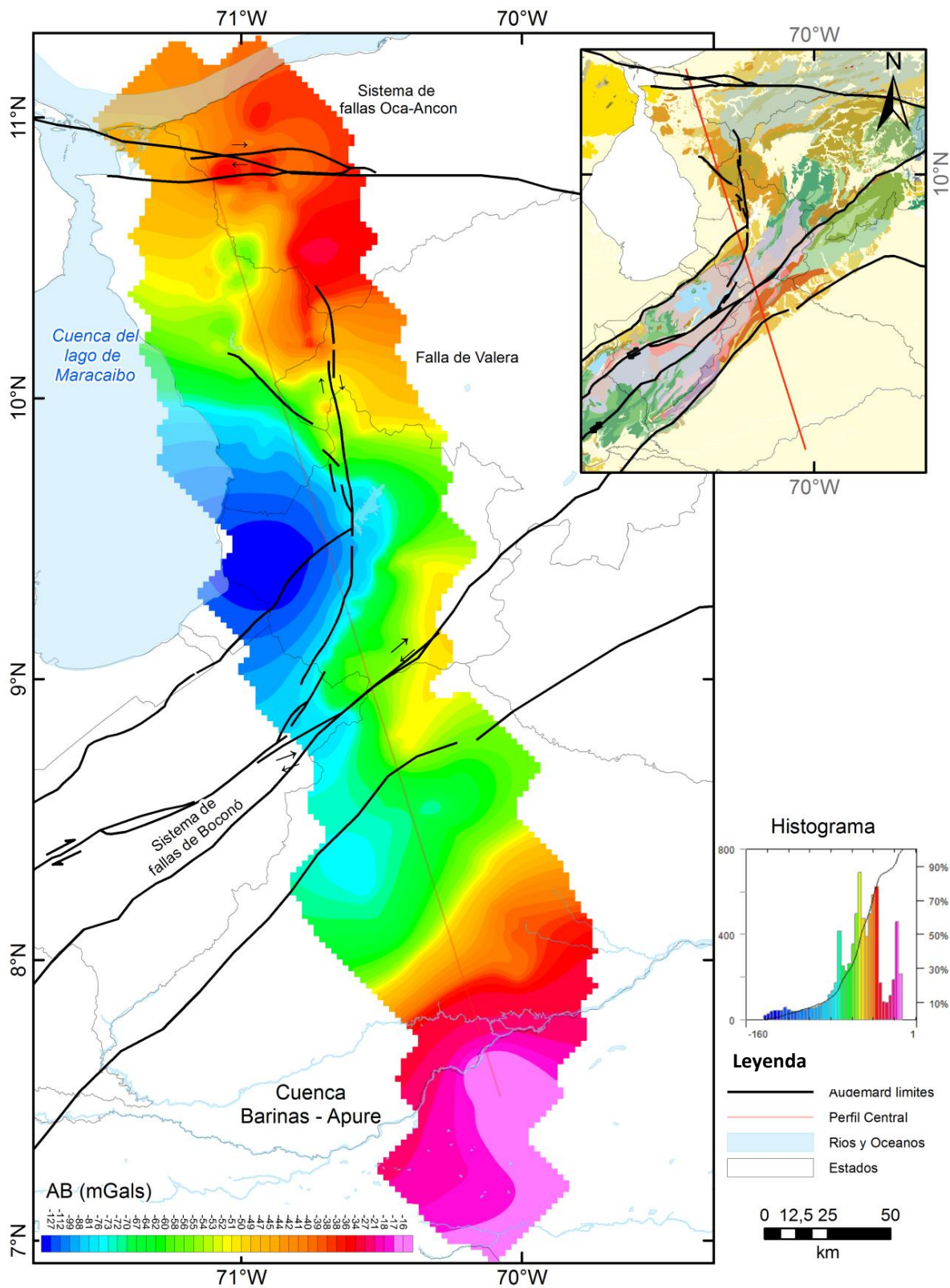


Figura 30 Mapa de anomalía de Bouguer del perfil central con estaciones integradas de: GIAME zonas 2 y 3, FUNVISIS datos Valera, PDVSA datos Tupure-Carora.

Mapa de la componente regional de la AB

Del mapa regional cabe destacar que se sigue observando la respuesta del máximo positivo sobre los Andes, también expuesto en la curva del perfil de AB regional (Fig. 31. d. (1)), esto refuerza la asunción que dicha anomalía tiene una fuente de carácter regional.

Al mismo tiempo permanece la elongación del contorno negativo hacia el sur de los Andes, entre 8°N y $8,5^{\circ}\text{N}$, dejando expresado su carácter regional.

La forma del gradiente observado en el extremo norte del perfil indica una disminución de la profundidad del Moho hacia el NE de la región, es decir hacia la cuenca de Falcón y hacia el límite con la placa Caribe; situación que también ha sido expuesta por otros autores como, Sanchez-Rojas (2011). Cabe destacar que sobre la falla de Oca-Ancón los contornos se direccionan de forma paralela a éste, lo que pudiese sugerir un margen cortical bien marcado por dicho sistema de fallas.

En el histograma de frecuencias del mapa regional (Fig. 31 c.), se observa un comportamiento bimodal, donde se diferencia la agrupación de los valores comprendidos entre -35 mGal a -15 mGal, los cuales hacen referencia a las estaciones acumuladas hacia el extremo sur del perfil; expresando así nuevamente un comportamiento gravimétrico bien diferenciado en esta región.

En el perfil de AB regional (Fig. 31 d.), se observa que las mayores variaciones de amplitud de onda de toda la curva, corresponden a la respuesta del mínimo gravimétrico sobre la cuenca de Maracaibo y al crecimiento continuo de los valores de AB hacia el extremo sur del perfil. Además se observa que el valor de AB más representativo de la región norte (cuenca de Maracaibo) se ubica entre los -30 mGal y -50 mGal.

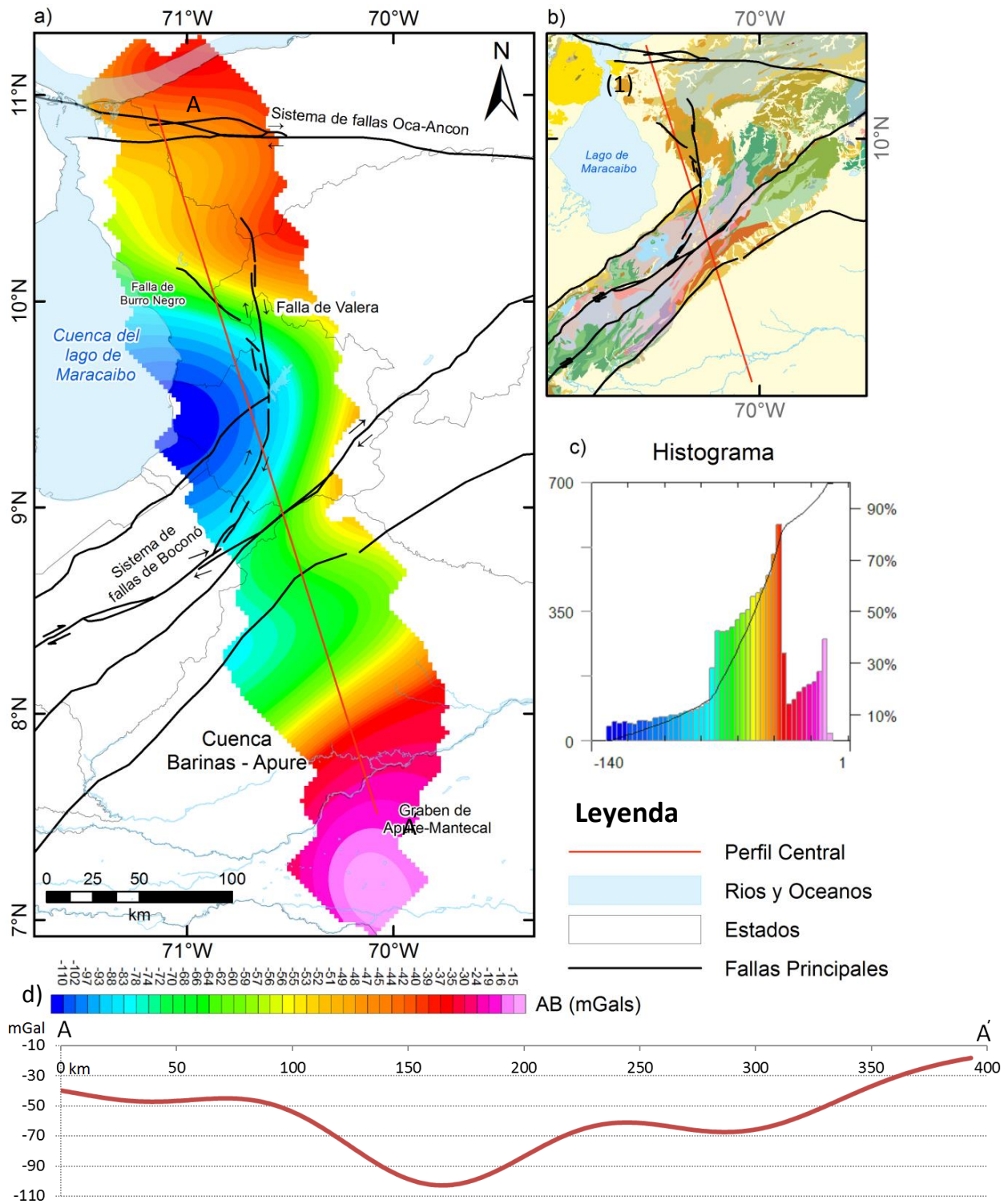


Figura 31 Mapa (a) y perfil (b) de anomalía regional realizado a partir de un filtrado pasabanda. b) Mapa geológico de Hackley (2006). c) Histograma de frecuencias.

Mapa de la componente residual de la AB

En el mapa de anomalía residual (Fig. 32. a.), se observa que los mayores gradientes se ubican a lo largo de las fallas de Valera y Burro Negro, lo que implica que estas, pueden estar delimitando un fuerte contraste entre densidades de los sedimentos, lo que se refuerza al ver que los máximos contornos positivos se ubican sobre los afloramientos sedimentarios del Cenozoico previamente mencionados, tales como Castillo y Churuguara. Los sistemas de fallas de Boconó y Oca-Ancón parecen presentar una respuesta residual en los mapas, donde las líneas isoanómalas cercanas son predominantemente paralelas a estas fallas. Los máximos residuales observados sobre los Andes pudiesen ser expresiones por el contraste entre las rocas sedimentarias que suprayacen la litología metamórfica e ígnea aflorante en la región. Así mismo, el mínimo de mayor orden observado -10 mGal a $9,5^{\circ}\text{N}$ puede ser una expresión residual obtenida por la baja densidad de los sedimentos depositados próximos al Piedemonte en la cuenca de Maracaibo.

El mapa y el perfil de anomalía residual exponen evidencias de que la respuesta gravimétrica entre las cuencas de Maracaibo y la de Barinas-Apure, está bien diferenciada como ya se ha señalado previamente en el análisis del perfil; evidencias tales como:

1. Aunque en el histograma de frecuencias se observa una distribución normal, en la cuenca de Maracaibo el mapa presenta variaciones de AB que abarcan todo el rango observable (~ 20 mGal); a diferencia de la cuenca de Barinas-Apure, que presenta variaciones máximas de ~ 10 mGal. En otras palabras, las amplitudes máximas dentro del rango de AB residual son diferentes en cada cuenca.
2. Los gradientes en la sección sobre la cuenca de Maracaibo son mayores que los observados sobre la cuenca Barinas-Apure, lo que implica que la cuenca de Maracaibo presenta una mayor cantidad de anomalías de longitud de onda corta, a diferencia de la cuenca Barinas-Apure que presenta una tendencia de larga longitud de onda; por lo que ambas firmas gravimétricas también difieren en este sentido.

Sobre el perfil de AB residual (Fig. 32. d.), se indican las posibles fuentes a la respuesta observada en el comportamiento de la curva.

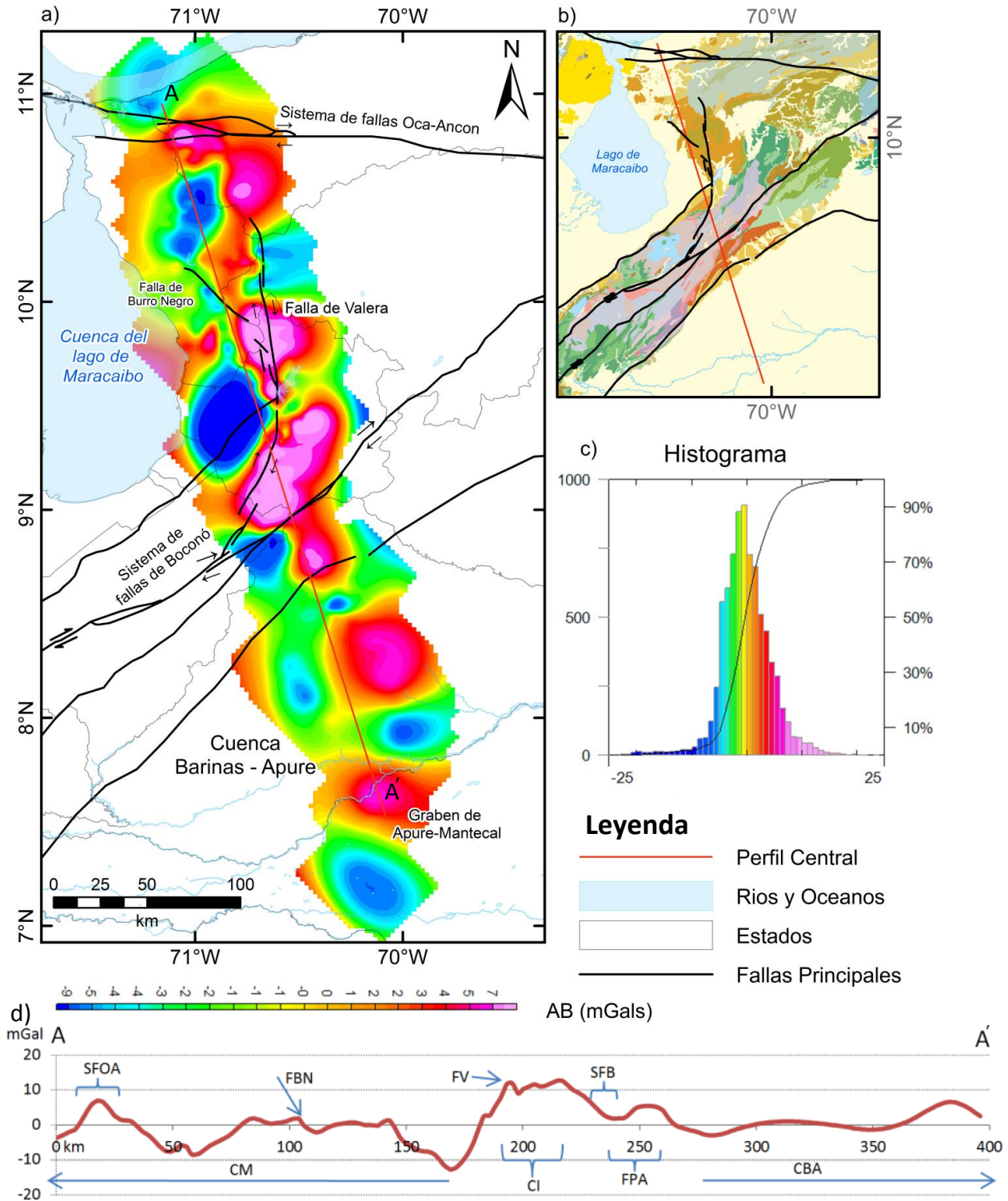


Figura 32 a) y d) Mapa y perfil de anomalía de Bouguer residual. Donde. SFOA: sistema de fallas Oca-Ancón; FBN: falla Burro Negro; FV: Falla de Valera; SFB: sistema de fallas de Boconó; CI: Complejo geológico Las Iglesias; FPA: formación el Pagüey; CM: cuenca de Maracaibo; CBA: cuenca Barinas-Apure. b) Mapa geológico. c) Histograma de AB residual.

Análisis Espectral de los datos gravimétricos

El análisis de espectro radial de energía (Fig. 33) se realizó con la finalidad de estimar las profundidades medias representativas de la zona. En primera instancia se realizó un análisis espectral global que abarcó la totalidad de los datos compilados, este dio como resultado una primera profundidad media de 45,15 km asociada al Moho; una segunda profundidad media de 22,5 km asociada a la discontinuidad de Conrad; una tercera profundidad media de 6,9 km asociada al basamento, y; una última profundidad 3,1 km referente a un fuerte contraste entre densidades en el espesor sedimentario (deposición post-mioceno).

Análisis espectral seccionado

El análisis seccionado de los datos demostró ser de gran ayuda para la comprensión global del perfil, los resultados son afines a las teorías que sostienen un espesor cortical del bloque de Maracaibo menor al de la placa Suramericana; al mismo tiempo se observa que las profundidades del basamento difieren poco en la zona oriental de la cuenca del lago de Maracaibo con respecto a la cuenca Barinas-Apure, lo que difiere a resultados expuestos por autores que afirman una mayor profundidad del basamento para la cuenca de Maracaibo (e.g. Audemard, 1991; Hervouët et al. 2001). Se debe tomar en consideración que la región estudiada para la cuenca de Maracaibo se encuentra próxima a su límite estructural; lo que pudiese reflejar una menor profundidad del basamento en el análisis espectral. Es importante señalar, que la sección norte no presenta una respuesta asociada a la discontinuidad de Conrad, mientras que la sección sur si la demuestra. En definitiva, se visualiza una diferenciación en la forma de la curva espectral entre ambas cuencas.

Sección norte

Esta sección está comprendida por las estaciones ubicadas al norte de la falla de Boconó, su primera profundidad media es de 32,5 km asociada al Moho; una segunda profundidad media de 9,21 km asociada al basamento de la cuenca; una tercera profundidad de 3,7 km que remarca una diferencia de densidad sedimentaria previamente observada en el espectro total. Por último, una profundidad de 2,2 km interpretada como ruido.

Sección Sur

Esta sección está comprendida por las estaciones ubicadas al sur de la falla de Boconó, su primera profundidad media es de 37,75 km asociada al Moho; la segunda profundidad media de 18.85 km asociada a la discontinuidad de Conrad y la tercera profundidad de 8,9 km referente al basamento de la cuenca de Barinas-Apure.

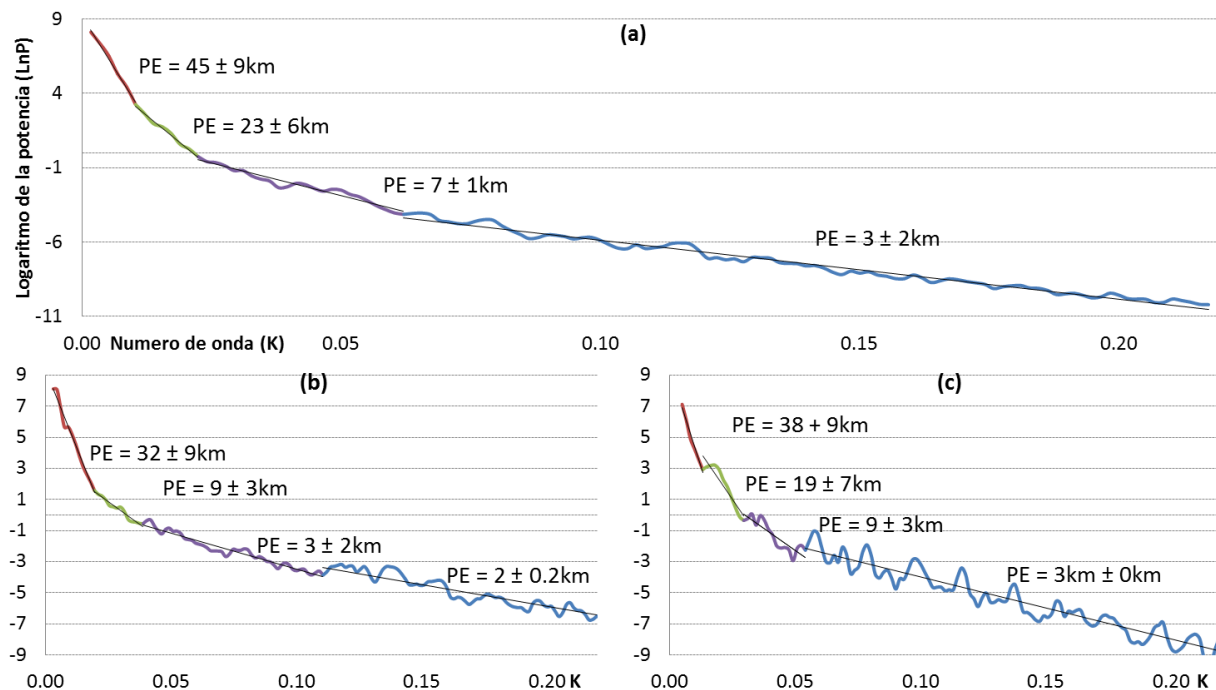


Figura 33 a) Espectro de energía radial calculado con las estaciones compiladas. b) Espectro de energía sección norte de la Falla de Boconó. c) Espectro de energía sección sur de la Falla de Boconó; (PE = profundidad media estimada).

Transecto	Profundidades del Análisis de Espectro		
	Perfil Central	Sección Norte	Sección Sur
1 ^{er} h(Km)	45.15782778	32.5034183	37.767468
2 ^{do} h(Km)	22.53952304	9.21586698	18.8526988
3 ^{er} h(Km)	6.962073831	3.70576369	8.89596554
4 ^{to} h(Km)	3.135352379	2.2281692	3.17880168

Figura 34 Cuadro de resumen de las profundidades obtenidas de análisis espectral

Deconvolución de Euler de los datos gravimétricos

El análisis de la deconvolución de Euler (Fig. 35) mantiene coherencia con resultados previos de la investigación. Resalta a primera vista el conjunto de puntos ubicados sobre el mínimo gravimétrico de la cuenca de Maracaibo, corriendo en dirección N-NO delimitados por las fallas de Valera y Burro Negro. Este conjunto sugiere que en la cuenca de Maracaibo el mayor espesor sedimentario se ubica hacia los Andes, dado que al llegar al Piedemonte se observa la mayor concentración de puntos, con una profundidad media de ~15 km.

El conjunto de puntos ubicados sobre la cuenca Barinas-Apure, comprende el rango total de las profundidades representables mayores a 10 km, esto sugiere que las discontinuidades presentes son altamente diferenciables y refuerza la presencia de un Conrad bien definido en la región. Además, la configuración de los puntos sugiere que a diferencia de la cuenca de Maracaibo, en la cuenca Barinas-Apure la profundidad del basamento crece hacia su centro, en vez de crecer hacia el Piedemonte Andino, lo que a la vez implica una diferencia estructural entre estas cuencas ocasionada por el levantamiento de los Andes (Bucher., 1952; Hospers y Van Wijnen., 1959).

En el máximo gravimétrico sobre los Andes, previamente mencionado (8,6°N), se identifican un conjunto de puntos con profundidades menores a 10 km, lo que involucra que la fuente de dicha anomalía es poco profunda.

Al norte (10.5°N), se ubica un conjunto de puntos que hacen referencia a fuentes de anomalía poco profundas (menor a 10 km), como pudiese ser el límite entre las cuencas de Maracaibo y Falcón, el cual pudiese estar definido por una falla no observable en la superficie como continuación a la falla de Valera. Próximos a estos, hacia el Sur, se observan un conjunto de cuatro puntos de profundidad mayor a 30 km, los cuales pudiesen ser respuesta de una leve discontinuidad en la profundidad del Moho.

Sobre el sistema de fallas de Oca-Ancón se observa una respuesta de puntos de profundidad menor a 15 km, los cuales pudiesen responder a la profundidad representativa de este sistema de fallas.

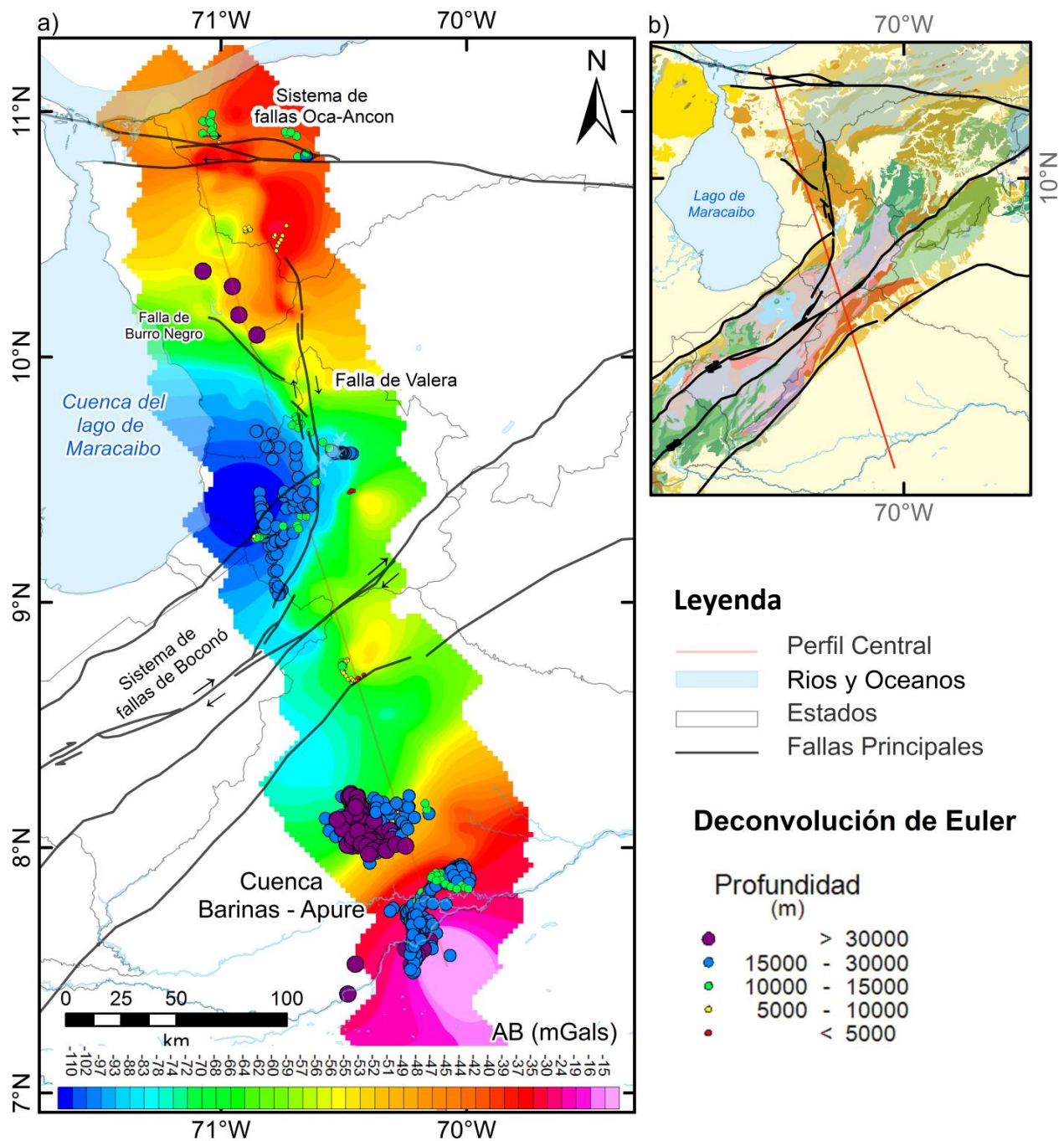


Figura 35 a) Mapa de profundidades a partir de la deconvolución de Euler, para un índice estructural de 0.6; un porcentaje de tolerancia de 5%.y una ventana de 10 b) Mapa geológico.

Mapa de intensidad magnética total

El mapa de ITM (Fig. 36) también presenta respuestas marcadas para las diferentes estructuras que se han mencionado previamente. En primera instancia destaca la cupla magnética ubicada sobre la cuenca de Maracaibo ($9^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{N}$). Dicha cupla presenta un comportamiento típico para casos bajo el mismo contexto magnético (dirección del campo vectorial), donde la fuente que origina la cupla tiene una susceptibilidad magnética menor a la de los cuerpos que la rodean, de forma análoga a la respuesta esperada de la cuenca de Maracaibo en esta región.

La respuesta magnética regional obtenida sobre la cuenca de Maracaibo varía en órdenes de magnitud mayores a los de la respuesta obtenida sobre la cuenca Barinas-Apure (también destacado en el perfil magnético), lo que puede ser asociado al comportamiento bimodal del histograma de frecuencias de los valores de IMT. Esto refleja una diferenciación bien marcada en cuanto a las profundidades medias de la isoterma de Curie, entre la sección del bloque de Maracaibo y la sección de la corteza de Guyana; lo que a la vez, pudiese ser debido a que el bloque de Maracaibo ha sufrido cambios tectónicos y térmicos (Dolmaz *et al.* 2005) a causa de su expulsión tectónica hacia el norte desde el Jurásico, a diferencia de la corteza de Guyana que ha tenido un mayor tiempo de relajación térmica desde el precámbrico (Audemard y Audemard., 2002; Escalona y Mann, 2003).

Se observa una respuesta magnética sobre el sistema de fallas de Boconó predominantemente negativa, haciéndose positiva a medida que se aleja de la falla. Respuesta similar a la que puede observarse en las prospecciones magnéticas del perfil norte sobre esta misma falla (Ramírez, 2014). La forma de la respuesta magnética sobre los Andes evidencia una alta complejidad en su arreglo estructural ya que la respuesta de la litología a lo largo de la falla de Boconó pudiese verse influenciada por la presencia de rocas intrusivas que afloran en sus cercanías.

Sobre el sistema de fallas Oca-Ancón se observa una cupla magnética de menor envergadura, indicativa de un aumento en la susceptibilidad magnética de la fuente, posiblemente una respuesta al metamorfismo a lo largo de este margen transcurrente.

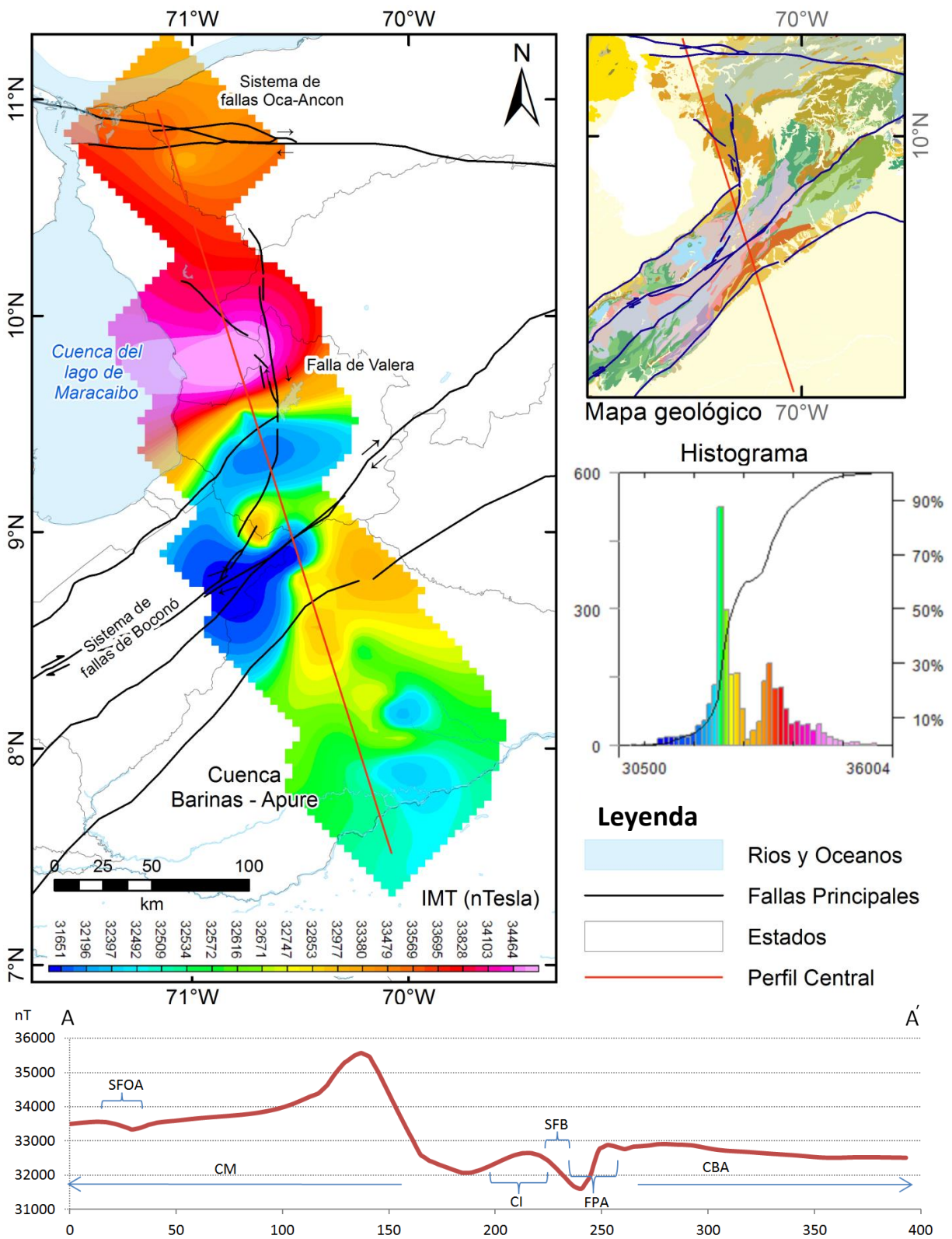


Figura 36 Mapa de intensidad magnética total.

Análisis espectral del mapa de IMT

El análisis espectral de los datos magnéticos (Fig. 37) otorgó resultados concordantes al análisis espectral global de los datos gravimétricos. La primera profundidad obtenida es de 42,2 km con un error de ± 8 km, que comparado con el espectro gravimétrico sugiere que la profundidad representativa del Curie es ~ 3 km menor que la profundidad representativa del Moho, respuesta característica de zonas de poco flujo térmico (e.g. Banerjee *et al.* 1998; Okubo *et al.* 1989; Stampolidis and Tsokas, 2002) o zonas con adelgazamiento cortical derivado de su situación tectónica (Dolmaz *et al.* 2005).

La segunda profundidad obtenida es de 17,1 km ± 5 km de error, respuesta que defiende la presencia de una discontinuidad entre la corteza superior y la corteza inferior bien definida.

La tercera profundidad obtenida es de 6,5 km ± 1 km de error, respuesta concordante a la profundidad media del basamento en la región (Audemard., 1991; Hervouët *et al.* 2001). Por último se observa una profundidad obtenida de 2,9 km interpretada como ruido ambiental.

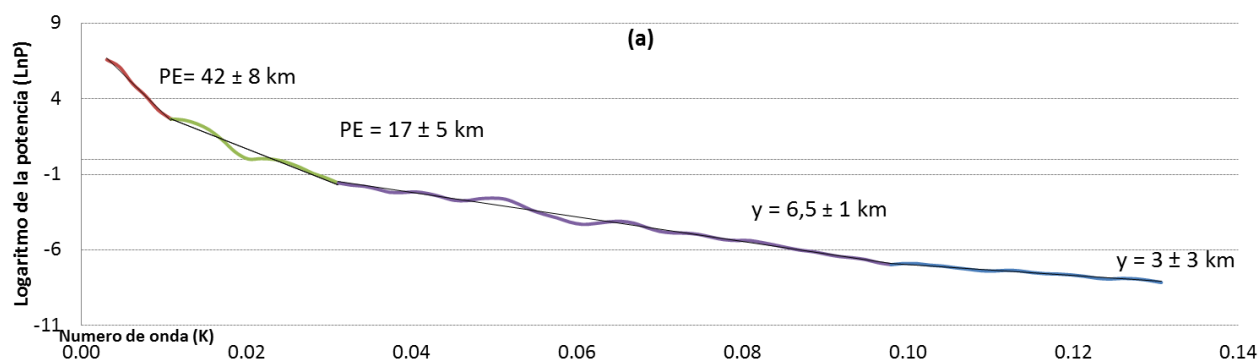


Figura 37 Análisis espectral de los datos magnéticos

Análisis espectral de IMT	
Transecto	Profundidades
1 ^{er} h(Km)	42.2508627
2 ^{do} h(Km)	17.1234803
3 ^{er} h(Km)	6.43065548
4 ^{to} h(Km)	2.97086575

Figura 38 Resumen de profundidades del análisis espectral.

Deconvolución de Euler de los datos magnéticos

El análisis de la deconvolución de Euler de los datos magnéticos (Fig. 39) muestra información complementaria al estudio. En primer lugar se observa la presencia del conjunto de puntos ubicados a una latitud de $9,8^{\circ}\text{N}$, el cual hace referencia a la respuesta magnética obtenida sobre la cuenca de Maracaibo. El rango de profundidad de estos puntos es similar al obtenido en el mapa de deconvolución de Euler de los datos gravimétricos (con una profundidad media de ~ 15 km), por lo que queda claro que la forma de dicha cuenca mantiene una respuesta cónsona tanto en gravimetría como en magnetometría a la deconvolución.

Hacia la cuenca Barinas-Apure se ubica otro conjunto de puntos, distribuidos de forma lineal en sentido NO-SE, representativos de un rango de profundidad que varia entre los 5 km y los 30 km, respuesta que pudiese estar compuesta por diferentes fuentes, argumentando como en el caso de los datos gravimétricos, una diferenciación marcada de las discontinuidades litósfericas.

Sobre la falla de Boconó se observa otro conjunto de puntos bien concentrados, que varían alrededor de una profundidad que va de 5 km a 30 km, respuesta que sugiere que la profundidad de dicha falla puede llegar a la corteza inferior.

Por último se observa un conjunto de puntos cercanos al sistema de fallas de Oca-Ancón, con una profundidad representativa de 10 km, los cuales se añaden a los argumentos de un margen bien definido por este sistema de fallas igualmente observado en el análisis de la deconvolución de los datos gravimétricos.

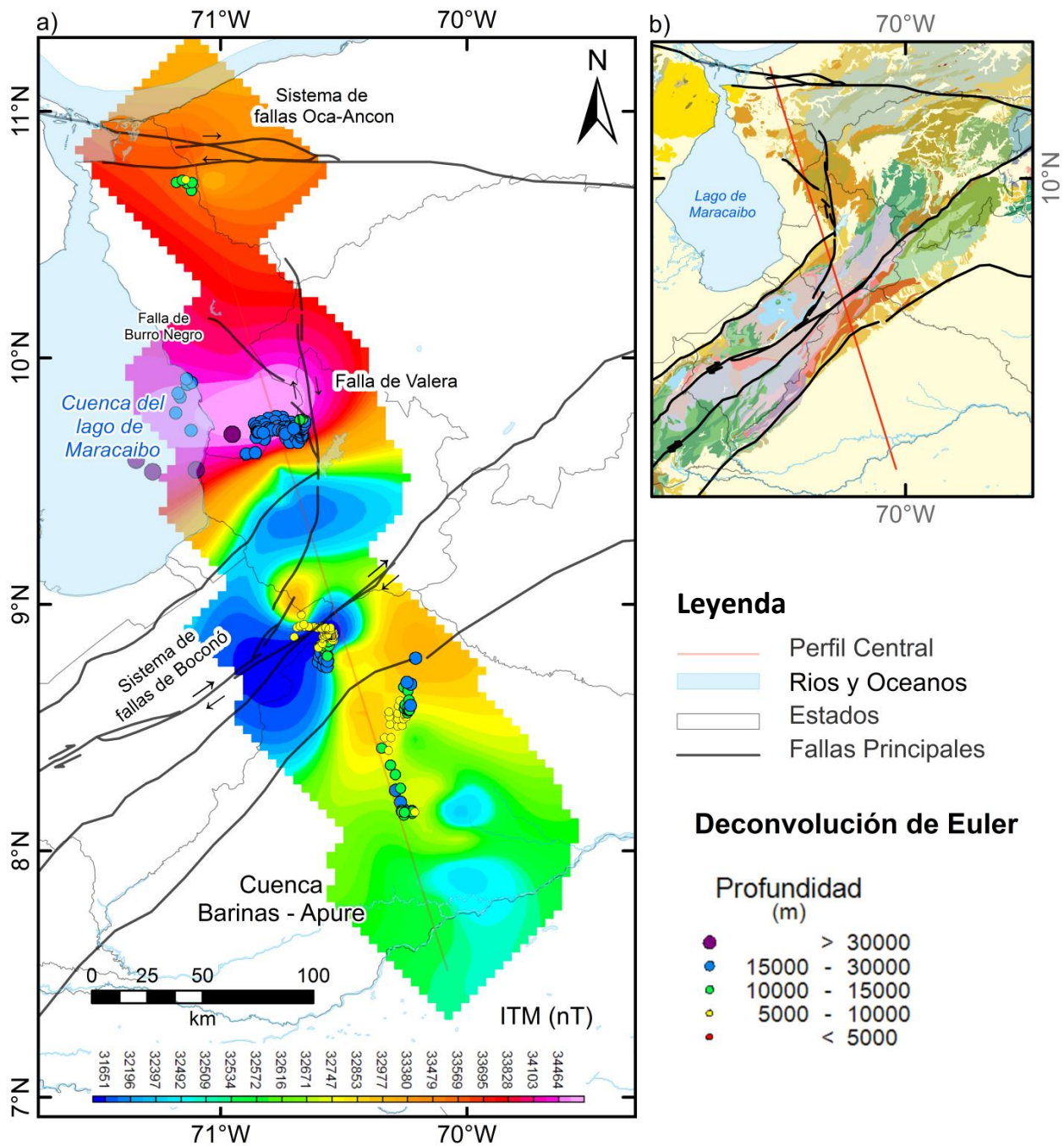


Figura 39 . Mapa de profundidades a partir de la deconvolución de Euler de datos magnéticos, para un índice estructural de 1.6; un porcentaje de tolerancia de 10%.y una ventana de 10.

CONCLUSIONES

La respuesta gravimétrica se observa bien diferenciada entre la sección estudiada sobre el bloque de Maracaibo (norte de la falla de Boconó) y la sección estudiada de la placa Suramericana hacia el sur de la falla de Boconó, lo que queda evidenciado por la forma de la curva de AB residual (diferencia entre sus comportamientos de longitud de onda y rango de amplitudes) y por el análisis espectral seccionado (comportamiento de las funciones y profundidades obtenidas).

La profundidad del Moho en el bloque de Maracaibo (~32 km) es menor (~6 km) que en la placa Suramericana (~38 km), (Sanchez-Rojas, 2011), en vista a la respuesta obtenida en el análisis espectral seccionado, lo que pudiese explicarse a causa del levantamiento isostático del bloque de Maracaibo por decrecimiento de su espesor cortical, ocasionado por una historia tectónica que ha fomentado la elongación y expulsión del bloque (Escalona y Mann, 2003; Audemard y Audemard., 2002). Esta teoría pudiese explicar la presencia de una discontinuidad de Conrad solo observada hacia la sección sur del perfil (respuesta obtenida en el análisis espectral seccionado), lo que implica que dicha historia tectónica del bloque de Maracaibo ha propiciado la pérdida de una respuesta clara de dicha discontinuidad.

La respuesta magnética sobre la sección del bloque de Maracaibo varia en rangos de mayor magnitud (32000-35500 nT) en comparación a los rangos de la sección sobre la corteza de Guyana (32000-33000 nT); esto refleja una marcada diferencia en cuanto a las profundidades medias de la isoterma de Curie respectivas a cada sección (Arnaiz-Rodríguez *et al.* 2013), respuesta argumentable como consecuencia de la elongación y expulsión del bloque de Maracaibo (Dolmaz *et al.* 2005).

En cuanto a los modelos corticales, los resultados obtenidos en este estudio pueden sumar al conjunto de argumentos en trabajos que defienden una orogénesis asimétrica con una subducción incipiente, bajo el bloque de Maracaibo y/o un modelo de orógeno flotante, teorías defendidas por autores como: Chacín *et al.* (2005), Audemard (1991), Yoris y Ostos (1997), Audemard y Audemard (2002), Cediél *et al.* (2003), Monod *et al.* (2010); Arnaiz-

Rodríguez *et al.* (2013). En vista a la diferenciación obtenida en los resultados entre la sección norte y la sección sur, tanto como para gravimetría como para magnetometría, resaltando la importancia de la falla de Boconó como margen estructural entre ambas secciones de Los Andes Merideños.

Sobre las fallas representativas de la zona tales como el sistema de fallas Oca-Ancón, la falla de Burro Negro y la falla de Valera, se observa una respuesta gravimétrica residual de carácter compartido, con altos relativos sobre la delineación de la falla. El sistema de fallas de Boconó presenta una respuesta magnética negativa de gran magnitud, la cual pudiese ser importante para el estudio de su comportamiento geológico.

RECOMENDACIONES

Se recomienda hacer un estudio gravimétrico de alta cobertura y resolución sobre el noroccidente venezolano con la totalidad de los datos obtenidos a partir de las prospecciones Giame.

Modelar un perfil gravimétrico y magnético a partir de los resultados expuestos en este estudio así como para los perfiles norte y sur Giame, para posteriormente realizar un análisis integrado de los mismos.

Aumentar la cobertura de los datos ubicados sobre la cadena Andina mediante nuevas prospecciones, para mejorar la resolución de las anomalías gravimétricas expuestas en la zona, la cuales carecen de antecedentes y pudiesen ser clave para el estudio de los Andes de Mérida.

Utilizar los datos obtenidos a partir de la sismica pasiva del proyecto Giame para definir las estructuras superficiales que pueden afectar la respuesta de la curva de AB, con la finalidad de poder delimitar con mayor precisión las profundidades de las discontinuidades corticales.

REFERENCIAS

Audemard, F. E. (1991). *Tectonics of Western Venezuela*: Tesis de Doctorado (PhD) no publicada. Rice University, Houston-Texas.

Audemard, F. A. (1993). Néotectonique, Sismotectonique et aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón). Tesis de Doctorado no publicada. Universidad de Montpellier II, Francia.

Audemard, F.A. (1996). Paleoseismicity studies on the Oca–Ancón fault system,northwestern Venezuela. *Tectonophysics* 259, 67–80.

Audemard, F. A. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101-102:43-65.

Audemard, F. A. (2006). *Tectónica activa en el occidente Venezolano*. Ponencia presentada en el XIII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Venezuela.

Audemard, F. E. y Audemard F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345: 299–327.

Audemard, F.A., Machette, M.N., Cox, J.W., Dart, R.L., Haller, K.M., (2000). Map and database of Quaternary Faults in Venezuela and its offshore regions. US Geological Survey Open-File Report 00-0018. include map at scale 1:2,000,000 and 78 p.report.

Audemard, F.A., Romero, G., Rendon, H., Cano, V., (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault–slip data and focal mechanism solutions. *Earth Sci. Rev.* 69, 181–233. doi:10.1016/j.earscirev.2004.08.001.

Arnaiz-Rodríguez, M.S., Orihuela, N., 2013. Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean. *Tectonophysics* 590, 38e51.

Banerjee, B., Subba Rao, P.B.V., Gautam, G., Joseph, E.J., Singh, B.P., (1998). Results from magnetic survey and geomagnetic depth sounding in the post eruption phase of Barren Island volcano. *Earth Planets Space* 50, 327–338.

Backé, G., Dhont, D., Hervouët, Y., (2006). Spatial and temporal relationships between compression, strike–slip and extension in the Central Venezuelan Andes: clues for Plio–Quaternary tectonic escape. *Tectonophysics* 425: 25–53. doi:10.1016/j.tecto.2006.06.005.

Bermúdez Cella, M.A., 2009. Cenozoic exhumation patterns across the Venezuelan Andes: insights from fission-track thermochronology. PhD thesis, Université Joseph Fourier-Grenoble I. 235 pp+Appendices.

Blanco, R., Bosh M., y Merchan J. (2008). Modelado tridimensional de la estructura litosférica de la región nor-occidental de Venezuela y norte de Colombia con base en datos de tiempos de viaje, gravedad y magnetismo. Ponencia presentada en el XIV Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas.

Bonini, W.E., De Gaete, C.P., Graterol, V., (1977). Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer de la parte norte de Venezuela y áreas vecinas, scale 1 : 1, 000, 000, Min. De Energ., y Minas, Dir de Geol., I Congreso Ibero-latinoamericano de Geofísica.

Bucher, W., (1952). Structure and orogenic history of Venezuela. Mem. Geol. Soc. Am. 49: 1–113.

Castillo, M.V., Mann, P., 2006. Cretaceous to Holocene structural and stratigraphic development in south Lake Maracaibo, Venezuela, inferred from well and three-dimensional seismic data. AAPG Bull. 90 (4): 529–565

Cediel, F., Shaw, R.P., Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 79: 815–848.

Chacín, L., M. Jácome y C. Izarra (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics* 405: 155-167.

Chapin, D. (1996). The theory of the Bouguer Gravity Anomaly: A tutorial. The leading edge, 15, 5, 361 – 363.

Colletta, B., F. Roure, B. de Toni, D. Loureiro, H. Passalacqua y Y. Gou (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16 (5):777-794.

Corredor, F., 2003. Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America. *Tectonophysics* 372: 147–166. doi: 10.1016/S0040-1951(03)00276-2.

Cortés, M., Angelier, J., 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 403, 29–58. doi: 10.1016/j.tecto.2005.03.020.

De Cizancourt, H., 1933. Tectonic structure of Northern Andes in Colombia and Venezuela. AAPG Bull. 17 (3): 211–228.

De Toni B., Loureiro D., Colleta B., Roure F., (1994). “análisis geológico integrado de las cuencas de Maracaibo y Barinas”. Intevep. Los Teques.

De Toni, B. y J. Kellogg (1993). Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics* 12 (6): 1393-1409.

Dewey, J.F., 1972. Seismicity and tectonics of western Venezuela. Bull. Seishin. Soc. Am. 62 (6), 1711–1751.

Dolmaz, M.N., Hisarli, Z.M., Ustaömer, T., Orbay, N., 2005. Curie point depths based on spectrum analysis of aeromagnetic data, West Anatolian extensional province, Turkey. Pure and Applied Geophysics 162, 571–590.

Dhont, D., Backé, G., Hervouët, Y., 2005. Plio–Quaternary extension in the Venezuelan Andes: mapping from SAR JERS imagery. Tectonophysics 399, 293–312. Cortés, M., Angelier, J., 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. Tectonophysics 403, 29–58. doi:10.1016/j.tecto.2005.03.020.

Duerto, L., Escalona A. y Mann P. (2006). Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90: 505-528.

Duerto, L. (1998). *Principales zonas triangulares del Occidente de Venezuela*. Tesis de maestría no publicada. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

English, J.M., Johnston, S.T., 2004. The Laramide Orogeny: what were the driving forces Int. Geol. Rev. 46, 833–838.

Escobar, I. A. y Rodríguez I. (1995). Interpretación geofísica integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes venezolanos. I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil: 273-276.

González de Juana, C. (1952). Introducción al estudio de la geología de Venezuela. (4° Parte). *Boletín de Geología, Caracas* 2(5): 311-330.

González de Juana, C., Iturralde de Arosena J. M., y Javier X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petroleras*. Caracas: Edic. Foninves.

Henriques, L. J. (2004). Modelo Geodinámico Integrado de los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas - Apure: Estado Barinas. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Caracas.

Hinze William J., Aiken Carlos, Brozena John (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. Geophysics, vol. 70, no. 4 p. j25–j32.

Hinze William J. von Frese Ralph R. B. y Saad Afif H. (2012). Gravity and Magnetic Exploration. Principles, Practices, and Applications. Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-87101-3

Hervouët, Y., Castrillo-Delgado, J.C., Odreman, O., 2001. Interaction entre un chevauchement imbriqué et une zone transcurrente: le flanc nord-ouest des Andes vénézuéliennes. Bull. Soc. Géol. Fr. 172 (2), 159–175.

Hospers, J. y J. C. Van Wijnen (1958). Rock densities of the Central Venezuelan Andes. *Geological Society of America Bulletin* 69 (3): 359-362.

INTEVEP, (1994). Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas y Maracaibo. 106, pp. 35 – 53.

Jácome, M., Audemard, F.E., Graterol, V., 1995. A Seismic, Gravimetric and Geologic Interpretation of a Transandean Profile Across the Venezuelan Andes. I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 15–18.

Kellogg, J.N., Bonini, W.E., (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics* 1 (3), 251–276.

Kohn, B.P., Shagam, R., Banks, P.O., Burkley, L.A., (1984). Mesozoic–Pleistocene fissiontrack ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. 162, pp. 365–384.

LaFehr, T. R., 1991a, Standardization in gravity reduction: *Geophysics*, **56**, 1170–1178.

Lugo, J. (1991). Cretaceous to Neogene Tectonic Control on Sedimentation: Maracaibo Basin, Venezuela. Tesis Doctoral, Austin, Texas, Estados Unidos.

Lugo, J., y Mann, P. (1993). *Jurassic-Eocene tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela*. AAPG Memoir Petroleum Basins of South América.

Mann, P., Escalona A. y Castillo V., (2006). Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90. 445-477.

Mann, P., y Burke, K. (1984). Neotectonics of the Caribbean. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 22, 309-362.

Monod, B., Dhont, D., and Hervouët, Y., (2010), Orogenic float of the Venezuelan Andes: *Tectonophysics*. 490, p. 123–135, doi: 10.1016/j.

Okubo, Y., Tsu, H., Ogawa, K., (1989). Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan. *Tectonophysics* 159, 279–290.

Oldow, J.S., Bally, A.W., Avé Lallemant, H.G., (1990). Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *Geology* 18, 991–994.

Ostos, M., Sisson, V., (1990). Geochemistry and tectonic setting of igneous and metaigneous rocks of northern Venezuela. In: Avé Lallement, H.G., Sisson, V.B. (Eds.), *Caribbean–South American Plate Interactions, Venezuela: Geological Society of America Special Paper*, 394, pp. 119–156. doi:10.1130/2005.2394(04).

Padrón, C., Izarra, C., 1996. Modelo de velocidad 1D para el occidente de Venezuela. VIII Congreso Venezolano de Geofísica, Maracaibo. 401–408.

Pérez, O.J., Jaimes, M.A., Garcíacaro, E., (1997). Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South American plate in northwestern Venezuela. *J. Geophys. Res.* 102 (B8), 17875–17882.

Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J.R., 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. *Geophys. Res. Lett.* 28 (15), 2987–2990.

Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.-P., Draper, G., Higgs, R., 2005. Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc–continent interactions: tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. 394, pp. 7–52.

Rod, E., 1956. Strike–slip faults of northern Venezuela. *AAPG Bull.* 40, 457–476.

Sánchez, M., Audemard, F.E., Giraldo, C., Ruiz, F., 1994. Interpretación sísmica y gravimétrica de un perfil a través de los Andes venezolanos. VII Congreso Venezolano de Geofísica. Mem. 251–258.

Sanchez-Rojas, J., 2011. New Bouguer gravity maps of Venezuela: representation and analysis of free-air and Bouguer anomalies with emphasis on spectral analyses and elastic thickness. *Int. J. Geophys.* 2012, 1–19.

Shagam, R., Kohn, B.P., Banks, P.O., Dasch, L.E., Vargas, R., Rodríguez, G.I., Pimentel, N., (1984). En: Bonini, W., Hargraves, R., Shagam, R. (Eds.), *The Caribbean–South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir*, 162, pp. 385–412.

Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 195–196.

Schmitz, M., Chalbaud, D., Castillo, J., Izarra, C., (2002). The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics* 345, 103–118.

Schmitz, M., Avila J., Bezada M., Viera E., Yáñez M., Levander A., Zelt C. A., Jácome I., y Magnani M. B. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics* 459:14–26.

Schubert, C., (1980). Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminar sobre la falla de Boconó. *Andes merideños. Acta Cient. Venez.* 31, 98–111.

Schubert, C. (1983). Tectonics and sedimentation: an example from the Mérida Andes (Venezuela). *Acta Geológica Hispánica* 18: 207–215.

Schubert, C. (1982). Neotectonics of the Boconó fault, western Venezuela. *Tectonophysics* 85: 205–220.

Schlumberger Oilfield Services (1997). WEC Venezuela 1997 - Evaluación de Pozos.

- Soulas, J.-P., 1985. Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela entre 70°30 y 71°00 W (Fallas de Boconó, Valera, Piñango y del Piedemonte). VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, vol. 4. pp. 2690–2711.
- Soulas, J.-P., 1986. Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas-1985, vol. 10. pp. 6639–6656.
- Stampolidis, A., Tsokas, G.N., 2002. Curie point depths of Macedonia and Thrace, N. Greece. *Pure and Applied Geophysics* 159, 2659–2671.
- Stéphan, J.-F., (1982). Evolution Géodynamique du domaine Caraïbes: Andes et Chaîne Caraïbes sur la Transversale de Barquisimeto, Venezuela. State Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 512 p.
- Stéphan, J.-F., (1985). Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). Evolution géodynamique. Symposium Géodynamique des Caraïbes, Paris. Editions Technip, Paris, pp. 505–529.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., (2000). Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19 (5), 787–813.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASAGPS observations. *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 157–171.
- Tricart, J., Millies-Lacroix, G., (1962). Les terrasses quaternaires dans les Andes vénézuéliennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7 (4), 201–218.
- Van der Hilst, R. D. y Mann P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22: 451-454.
- Yoris, F., Ostos, M., (1997). Well Evaluation Conference, edited by Schlumberger Oilfield Services, Caracas, Venezuela, pp. 1–40.