

MODELOS CORTICALES EN LA ZONA CENTRO SUR DE LOS ANDES DE MÉRIDA MEDIANTE UN ESTUDIO DE SÍSMICA PROFUNDA

MARÍA SAAVEDRA^{1,2}, MICHAEL SCHMITZ¹, JESÚS ÁVILA¹, CHRISTIAN JIMÉNEZ³, LUIS YEGRES¹ y el grupo de trabajo de sismica activa del proyecto GIAME.

¹Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, FUNVISIS, Caracas, Venezuela. E-mail: mariajsa1991@gmail.com; schmitzschutt@gmail.com

²Universidad Simón Bolívar. Dpto. de Ciencias de la Tierra. Caracas, Venezuela.

³Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas, Venezuela.

RESUMEN

En el marco del proyecto de Geociencia Integral de Los Andes de Mérida (GIAME), se realizaron investigaciones geofísicas y geológicas integradas, dentro de las cuales se encuentra la elaboración de modelos corticales de ondas P mediante la adquisición, procesamiento y análisis de datos de sismica profunda. Se estudiaron tres perfiles denominados Sur del Lago, Centro Andes y Piedemonte, los cuales se ubican paralelos al eje axial de la cadena montañosa. Se elaboraron modelos 2D de velocidades con los cuales se pudo estimar tanto el espesor como las velocidades promedio de las principales estructuras interpretadas (sedimentos, corteza superior y corteza inferior). Considerando las profundidades de Moho, se realizó un mapa de espesores corticales para determinar su variación lateral. La profundidad cortical máxima fue de 52 km. La distribución espacial de los espesores corticales indican un desplazamiento de la raíz de Los Andes de Mérida de aproximadamente 40 km, al noroeste del eje axial de la cadena montañosa, lo que podría implicar un contexto tectónico formacional asimétrico.

Palabras Clave: Sismica, Modelos de velocidades, Estructura cortical, Andes de Mérida, Moho.

CRUSTAL MODELS IN THE CENTRAL-SOUTH AREA OF THE MERIDA ANDES USING DEEP SEISMIC DATA

ABSTRACT

Within the framework of the Integrated Geoscience Project of the Merida Andes (GIAME), multidisciplinary geophysical and geological investigations are carried out, which include the development of P-wave crustal models through the acquisition, processing and analysis of deep seismic data. Three profiles called “Sur del Lago”, “Centro Andes” and “Piedemonte” were studied, which are located parallel to the axis of the mountain chain. 2D velocity models were developed with which both thickness and average velocities of the main interpreted structures (sediments, upper crust and lower crust) could be estimated. Considering the depths of Moho, a map of crustal thicknesses was made to determine its lateral variation. The maximum crustal depth was 52 km. The spatial distribution of crustal thickness indicates a displacement of the mountain root of approximately 40 km, towards northwest of the axis of the mountain range, which could imply an asymmetric formation of the Mérida Andes.

Keywords: Seismics, Crustal Models, Crustal Structure, Andes de Mérida, Moho.

INTRODUCCIÓN

En décadas anteriores muchas regiones de la tierra han sido exploradas mediante métodos sísmicos activos, [con los cuales se ha podido caracterizar estructuralmente dichas regiones en base a sus espesores corticales y velocidades](#). En Venezuela se han realizado diversos estudios geodinámicos, [en particular estudios corticales con métodos sísmicos](#), con la finalidad de explicar la interacción de la placa del Caribe con la de Suramérica. [Gracias a la aplicación de estos métodos fue posible generar un mapa de espesores corticales en el norte de](#)

[Venezuela, que compila los resultados de los siguientes proyectos:](#)

1. COLM: Estudio Cortical de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (Gajardo et al., 1986).
2. ECOGUAY: Estudio de la Estructura Cortical del Escudo de Guayana (Schmitz et al., 2002).
3. ECCO: Estudio Cortical de la Cuenca Oriental (Schmitz et al., 2005).
4. MAR Y TIERRA: Estudio Cortical del Centro-Norte de Venezuela (Guédez et al., 2003).
5. GEODINOS: Geodinámica Reciente del Límite norte de la Placa Suramericana; BOLIVAR: Broadband

Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region (Schmitz et al., 2008).

La cadena montañosa de Los Andes de Mérida es una de las estructuras geológicas más importantes de Venezuela. Se han realizado diversos estudios geocientíficos en esta zona para conocer su origen, evolución y configuración actual (Audemard, 1991; Audemard & Audemard, 2002; De Toni & Kellogg, 1993; Funvisis, 1997). Sin embargo, se manejaba poca o ninguna información sobre la geodinámica interna y externa de la misma así como de sus características estructurales precisas (morfología, velocidades y espesores corticales, profundidad de Moho, entre otros) y la falta de cobertura de estudios sísmicos sobre la zona es una de las principales causas acerca de estas interrogantes.

Debido a esto, surge la necesidad de realizar un modelo a escala litosférica con el fin de determinar la estructura cortical y desarrollo dinámico en tiempo de la cordillera andina, además de proporcionar información para el desarrollo de estudios posteriores. El proyecto Geociencia Integral de Los Andes de Mérida (GIAME) plantea la evaluación estructural interdisciplinaria de la información de la sísmica de refracción y reflexión, así como de la información de superficie para solucionar la problemática previamente descrita y elaborar un modelo que abarque al menos toda la corteza terrestre de Los Andes de Mérida.

Se realizaron tres perfiles sísmicos principales, con orientación NO-SE, que atraviesan los segmentos más representativos de la cadena andina (norte, centro y sur respectivamente), y que se denominan Andes Norte, Andes Central y Andes Sur (Figura 1). Adicionalmente, se plantearon 3 perfiles secundarios de menor longitud, que conectan dos de los perfiles principales, atravesando paralelamente el eje axial de la cadena montañosa, con el fin de estimar variaciones laterales en la zona de estudio. Éstos se denominan: Sur de Lago, Centro Andes, Piedemonte y Burro Negro.

La interpretación sísmica del presente trabajo se centró en los perfiles Sur del Lago, Centro Andes y Piedemonte, [que conectan los perfiles principales Andes Central y Andes Sur](#), con el fin de [generar un mapa de espesores corticales que muestre la distribución lateral de la discontinuidad de Moho](#). La profundidad cortical máxima hallada en este estudio fue de 52 km, ubicada a 40 km hacia el noroeste del eje de la cadena montañosa.

MARCO GEODINÁMICO

Los Andes de Mérida representan una cadena montañosa con orientación SO-NE ubicada en la región occidental de Venezuela. Se extienden por 350 km desde la frontera colombo-venezolana hasta la ciudad de Barquisimeto y se caracterizan por poseer una elevación máxima del orden de 5000 msnm. Se elevan durante el Mioceno medio, como consecuencia directa de la interacción entre las placas Caribe y Suramericana. Se constituye de un núcleo cristalino de gneis Precámbrico y esquistos del Paleozoico al Mesozoico con rocas plutónicas intrusivas, cubiertas por sedimentos clásticos del Jurásico y Cretácico, flanqueados por depósitos molásicos al norte y sur de edad Eoceno (Colletta et al., 1997). El levantamiento de los Andes de Mérida en la actualidad es la respuesta a la transpresión entre la placa de Suramérica y el Bloque de Maracaibo (Audemard & Audemard, 2002).

[La falla de Boconó es la característica estructural principal en esta región definida como un accidente transcurrente dextral. Se extiende por más de 500 km en el occidente venezolano en dirección SO-NE entre la frontera con Colombia y Morón \(costa caribeña venezolana\) y más de 400 km de longitud de esta falla surcan los Andes de Mérida de forma oblicua \(Audemard & Audemard, 2002\).](#)

Los Andes de Mérida se encuentran rodeados por dos depresiones importantes: la cuenca Barinas-Apure y la cuenca de Maracaibo. [La cuenca Barinas-Apure](#) abarca un área aproximada de 95000 km². Es considerada como una cuenca de tipo antepaís (Arnaíz, 2009) que contiene un volumen de sedimentos (calizas marinas, rocas volcánicas y sedimentos clásticos) de 167000 km³, de origen Cretácico y Cenozoico, los cuales forman una columna sedimentaria de más de 5000 m de espesor hacia su parte central (González De Juana et al., 1980). Su basamento se considera Paleozoico (Harnold, 2012).

Por otro lado, la cuenca de Maracaibo es una cuenca antepaís que ocupa una depresión tectónica de unos 52000 km² de extensión, donde se han acumulado más de 10000 m de espesor de sedimentos en su parte más profunda cuyas edades se extienden desde el Cretácico hasta el Reciente. Su basamento es Paleozoico. (PDVSA-INTEVEP, 1997).

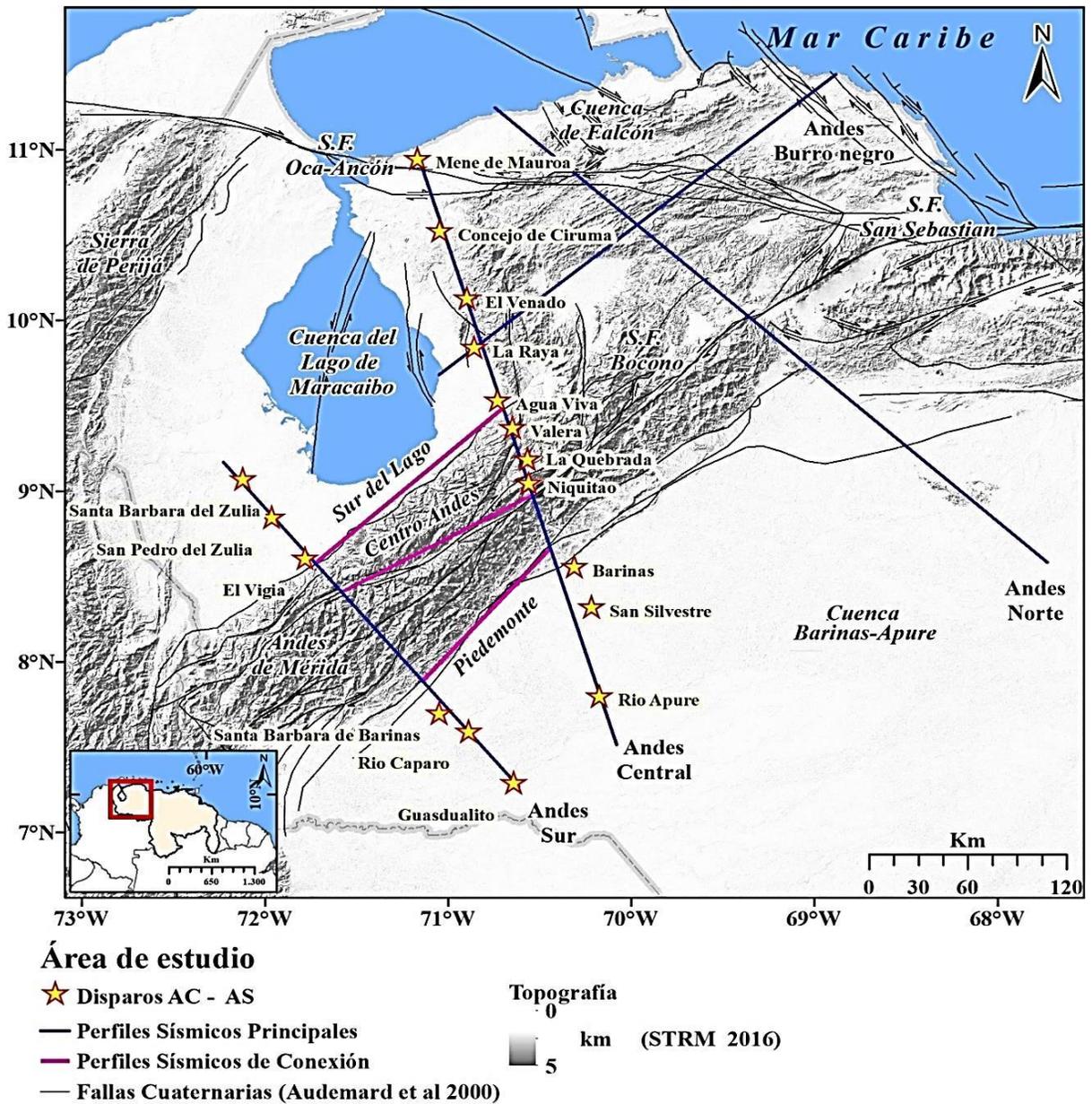


Figura 1. Localización de los Perfiles de sismica profunda del proyecto de Geociencia Integral de Los Andes de Mérida.

Modelos tectónicos de Los Andes de Mérida

Existen dos tendencias principales:

- 1) Modelos simétricos: Los Andes de Mérida son considerados como una cadena simétrica con una falla rumbo deslizando principal ubicada en el centro y delimitada por fallas inversas en ambos lados (Audemard & Audemard, 2002). Se presentan dos modelos simétricos, la estructura en flor positiva y la subducción de bajo ángulo de la placa del Caribe hacia el SE, por debajo de Los Andes de Mérida. Ambos modelos presentan problemas. En el caso de la estructura en flor
- 2) Modelos asimétricos: gracias a datos geocronológicos y a que las anomalías gravitacionales en la zona representan una fuente de información para entender la estructura cortical, estos modelos pueden contradecir una formación simétrica de la cadena. El contraste entre las

positiva, no considera la geometría de las estructuras a una profundidad mayor que la de la corteza superior; y en el caso de la subducción de bajo ángulo, la sismicidad no muestra la extensión hacia el sur de la losa Caribe y no se explica el papel de las fallas de Boconó y Valera en este modelo (Monod et al., 2010).

profundidades del basamento de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure, observado en mapas de anomalía de Bouguer (Bonini et al., 1997; Chacín et al., 2005), aboga por la asimetría del cinturón (Bucher, 1952; De Cizancourt, 1993; Hospers & VanWijnen, 1959). Existen diferentes interpretaciones de la data gravimétrica:

- a) Subducción continental en dirección SE: favorece la hipótesis de una subducción continental SE de la corteza de Maracaibo por debajo del escudo de Guayana (De Toni & Kellogg, 1993; Kellogg & Bonini, 1982; Sánchez Nuñez et al., 1994). El principal argumento de este modelo es el hundimiento del basamento de la cuenca de Maracaibo, la cual muestra una profundidad mayor respecto a la cuenca Barinas-Apure (Monod et al., 2010).
- b) Subducción continental en dirección NO (Audemard, 1991): La corteza de Guyana, más fría y más densa, se hunde por debajo de la corteza de Maracaibo. La principal evidencia de la polaridad de subducción NO es la diferencia de los espesores corticales entre la corteza delgada de la cuenca de Maracaibo (29 km, Padrón & Izarra (1996)) y el relativamente grueso escudo de Guayana (45 km, Schmitz et al. (2008)), además, el modelado gravimétrico a lo largo de un transecto trasandino NO-SE muestra una ruptura de la corteza interpretada como un hundimiento incipiente dirección NO de la corteza Suramericana debajo de la cuenca Barinas-Apure y de la corteza (menos rígida) de Maracaibo (Chacín et al., 2005).
- c) Orógeno flotante (Audemard & Audemard, 2002; Cedié et al., 2003; Jácome et al., 1995): se basa en el concepto de orógenos flotantes para orógenos transpresionales de Oldow et al. (1990). Acorde a este modelo las fallas en los márgenes antepaís se fusionan con un desprendimiento subcutáneo a gran escala situado ya sea en los límites de corteza superior/inferior o entre la corteza inferior/manto superior, por lo que la sección de corteza del orógeno “flota” sobre la litósfera (Monod et al., 2010).

DATOS SÍSMICOS

La adquisición de los datos de sísmica profunda se realizó en los meses febrero y marzo del año 2014. En el caso de los perfiles de conexión entre los perfiles principales Andes Central y Andes Sur, se tiene que: el perfil Sur del Lago se ubicó en el piedemonte andino septentrional con una longitud de 160 km (Jiménez R.,

2015); el perfil Centro Andes se ubicó en la zona axial de la cadena montañosa con una longitud de 140 km, y el perfil Piedemonte en el piedemonte andino meridional con una longitud de 125 km. Se realizaron detonaciones controladas de 0.1 a 1.6 toneladas de explosivos (pentolita y anfo) colocados en pozos de 60 m de profundidad, con disparos menores cada 25 km, disparos intermedios cada 75 km y disparos mayores en los extremos del perfil. Para el registro de los datos se utilizaron geófonos de componente vertical acoplados a aproximadamente 1350 unidades de registro independientes o sismógrafos REF-TEK 125, también conocidos como TEXANS, separados por una distancia de 500 m a 1 km. Para el posicionamiento tanto de los disparos como de los receptores se utilizaron aparatos de GPS.

En total fueron realizados 11 disparos para el perfil Andes Central y 6 disparos para el perfil Andes Sur, cuyos nombres se muestran en la siguiente tabla:

Tabla 1. Base de datos de los disparos efectuados en los perfiles principales.

ANDES CENTRAL
Mene de Mauroa (Río Maticora)
Consejo de Ciruma (El Escondido)
El Venado (Las Vegas)
La Raya
Agua Viva (El Cenizo)
Valera (La Laja)
La Quebrada
Niquitao (Tuñame)
Barinas (Fundo El Carmen II)
San Silvestre (Santa Juana)
Río Apure (Guafilla)
ANDES SUR
Santa Bárbara de Zulia (Grupo Shell)
San Pedro de Zulia
El Vigía (Las Hermanitas)
Santa Bárbara de Barinas (El Matapalo)
Río Caparo (Agua Linda II)
Guasidualito

La secuencia de procesamiento consistió en: organización, depuración y transformación de los datos; filtrado de la señal, elaboración de la sección sísmica, selección de las primeras llegadas de los trenes de onda de interés, construcción de modelos 2D de velocidades y elaboración de un mapa de espesores corticales para observar la variación de la profundidad de la discontinuidad de Moho.

Se utilizó el código SEISLOT elaborado por Amaiz et al. (2014) para la construcción de la sección así como también

para la selección de las primeras llegadas. Se incorporó una velocidad de reducción de 6 km/s (ecuación 1) para una mejor interpretación de los trenes de ondas (Figura 2).

$$T_{\text{red}} = T_{\text{real}} - \frac{X}{V_{\text{red}}} \quad (1)$$

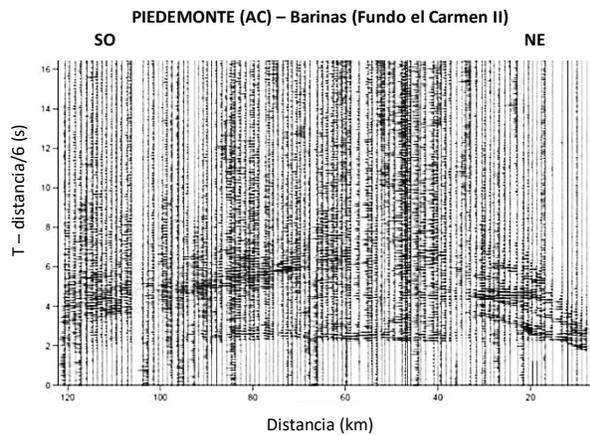


Figura 2. Sección final para el disparo Barinas en el perfil Piedemonte (elaborada con SEISPLOT).

Los modelos de velocidades se generaron mediante la técnica del trazado de rayos, haciendo uso del paquete Rayinvr (Zelt & Smith, 1992). Por último, se utilizó la herramienta GMT (Generic Mapping Tools de Wessel & Smith (1991)) para representar dichas velocidades en una paleta de colores y para la elaboración del mapa de espesores corticales.

MODELOS DE VELOCIDADES

Los disparos considerados como principales, esto es, que se encuentran en los extremos del perfil, se observan en la siguiente tabla:

Tabla 2. Disparos principales de los perfiles conexión.

Perfil	Disparo (Andes Sur)	Conradisparo (Andes Central)
Sur del Lago	El Vigía	Valera
Centro Andes	El Vigía	Niquitao
Piedemonte	Santa Bárbara de Barinas	Barinas

Perfil Sur del Lago

Se analizaron dos fases principales en las secciones sísmicas, la refracción en la corteza superior (Pg) y la reflexión en la discontinuidad de Moho (PmP), Figura 3. Para el trazado de rayos se consideraron cuatro estructuras principales: sedimentos, corteza superior, corteza inferior y manto superior. Se realizó un perfil de elevación entre ambos disparos para incluir la topografía en el modelado.

Las refracciones en el basamento cristalino (Pg) poseen una amplia cobertura a lo largo del perfil (trazado de rayos en Figura 3). El disparo de Valera no presentaba mayores variaciones en los tiempos observados y el ajuste en el trazado de rayos fue bastante preciso; no obstante, el disparo El Vigía exhibe cierto grado de incertidumbre 24 y 32 km, debido a un retraso en los tiempos de llegada en esta zona.

Las reflexiones en el Manto (PmP) tienen una cobertura más reducida. Para el disparo El Vigía se trazaron menor cantidad de rayos que para el de Valera, sin embargo, los primeros iluminan un rango más amplio de distancias, de 40 a 80 km, mientras que para los segundos se observa una menor distribución longitudinal, entre 112 y 120 km (trazado de rayos en Figura 3). Este fenómeno se atribuye al leve buzamiento del reflector, lo cual origina que los rayos se concentren en una distancia menor (Jiménez R., 2015).

La profundidad de la capa sedimentaria varía entre 5 y 10 km, con el espesor máximo a los 60 km de distancia de El Vigía. Presenta una velocidad promedio de 3.4 km/s. No se analizaron fases del tren de ondas correspondiente a la corteza superior en las secciones sísmicas, sin embargo fue modelada con una velocidad promedio de 6 km/s para un mejor ajuste de los datos. La corteza inferior fue modelada con velocidad promedio de 6.9 km/s. Se determinaron espesores corticales entre 45 y 53 km, con un leve buzamiento hacia el suroeste (El Vigía), entre 105-125 km de distancia (Modelo de velocidades en Figura 3). Para el manto superior se estableció la velocidad de 8 km/s, representativa del manto para modelos de velocidades al este de Venezuela (Schmitz et al., 2008), ya que no se logró interpretar el tren de ondas que representa la refracción en esta capa.

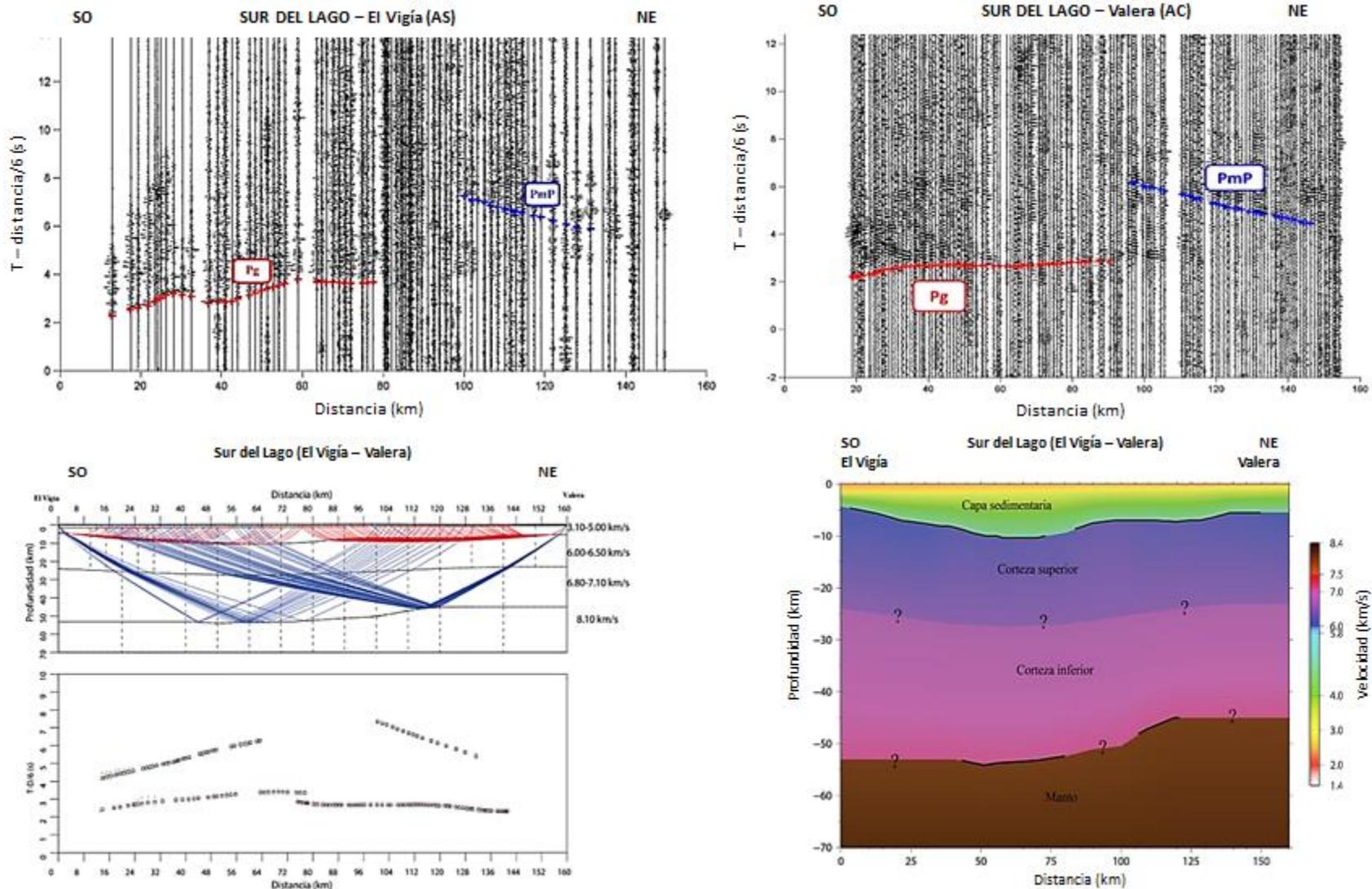


Figura 3. Sección de los disparos El Vigía (arriba, izquierda) y Valera (arriba, derecha) del perfil Sur del Lago, con la identificación de fases interpretadas (P_g y P_{mP}). Trazados de rayos (abajo, izquierda) de las fases interpretadas (rojo: P_g ; azul: P_{mP}) y modelo 2D de velocidades (abajo, derecha) del perfil Sur del Lago. Las líneas negras en el modelo de velocidades indican la zona de cobertura de los rayos (Jiménez R., 2015).

Perfil Centro Andes

Se analizaron tres fases principales en las secciones sísmicas, la refracción en la corteza superior (Pg), la reflexión en la discontinuidad de Moho (PmP) y una reflexión intracortical, la cual denominamos PiP (Figura 4). Para el trazado de rayos se consideraron cuatro estructuras principales: sedimentos, corteza superior, corteza inferior y manto superior. El trazado de rayos incluyó la topografía. En este perfil, El Vigía es también considerado disparo principal de Centro Andes por su buena energía y por ser el más cercano al perfil, a pesar de no estar alineado con éste.

Las refracciones en el basamento cristalino (Pg) poseen una buena cobertura a lo largo del perfil, con un buen ajuste en el trazado de rayos (trazado de rayos en Figura 4). La diferencia en los tiempos de llegada para esta fase es de aproximadamente 1 seg, lo que en principio indica un espesor sedimentario menor hacia Niquitao, sin embargo debemos recordar que el disparo El Vigía no se encuentra alineado con el perfil, por lo que el espesor sedimentario en este sector está más influenciado por la cuenca de Maracaibo. En particular, este perfil representa un modelo 2D aproximado de la zona, debido a que no se está realizando un trazado de rayos 3D con esta metodología. Una explicación similar aplica para las diferencias en los tiempos observados de la fase PmP. La reflexión intracortical (fase PiP) solo fue interpretada en la sección del disparo Niquitao,

En el modelo de velocidades, la primera capa está representada por los sedimentos, con una velocidad promedio de 3.4 km/s. La corteza superior (velocidad promedio de 6 km/s), tiene una profundidad más o menos estable de 24 km. La corteza inferior, se modela con velocidad promedio de 6.8 km/s. Los espesores corticales varían entre 44–52 km, con un ligero hundimiento entre 60-110 km de distancia (Modelo de velocidades en Figura 4). El manto superior se representa nuevamente con una velocidad promedio de 8.1 km/s (Schmitz et al., 2008).

Perfil Piedemonte

Se analizaron dos fases principales en las secciones sísmicas, la refracción en la corteza superior (Pg) y la reflexión en la discontinuidad de Moho (PmP) (Figura 5). Para el trazado de rayos se consideraron cinco estructuras principales: sedimentos no consolidados, sedimentos consolidados, corteza superior, corteza inferior y manto superior. El trazado de rayos incluyó la topografía a pesar de que los cambios en la elevación del terreno no son muy relevantes en este perfil.

Las refracciones en el basamento cristalino (Pg) poseen una buena cobertura a lo largo del perfil, con un buen ajuste en el trazado de rayos. Las reflexiones en el Manto (PmP) presentan una cobertura desde 25 a 95 km de distancia aproximadamente (trazado de rayos en Figura 5). En el caso del disparo Barinas, la fase Pg se dividió en una fase sedimentaria y una cristalina. La fase sedimentaria está representada por las llegadas de los primeros diez Km en la sección sísmica, que oscilan entre 1.7 y 2.5 s de tiempo reducido. La fase cristalina se desarrolla a partir de los 10 km y se mantiene en un tiempo reducido estable de 2 s. Debido a esto, en el modelo de velocidades, la capa sedimentaria, que contiene aproximadamente 6 km de espesor, se divide entre sedimentos no consolidados y sedimentos consolidados, con velocidades promedio de 2.8 y 3.6 km/s respectivamente (Modelo de velocidades en Figura 5).

La corteza superior se establece con una velocidad promedio de 6.2 km/s. No hay control sobre la profundidad de esta capa debido a que no se identificó la fase que representaría la interfaz entre corteza superior y corteza inferior, sin embargo su espesor se modela siguiendo la tendencia de la discontinuidad de Moho ya que no se observaron variaciones significativas en el ajuste de los datos al modificar la profundidad de la misma. La corteza inferior está representada con una velocidad promedio de 6.9 km/s. Los espesores corticales varían entre 32-37 km aproximadamente, aumentando hacia el noreste (Barinas). En este perfil, los espesores corticales presentan valores bastante inferiores en comparación con los obtenidos para el perfil Sur del lago. El manto superior se mantuvo en una velocidad promedio de 8.1 km/s (Schmitz et al., 2008).

Los errores asociados a la escogencia de las fases están representados en la longitud de las barras en el modelo observado de cada trazado de rayos.

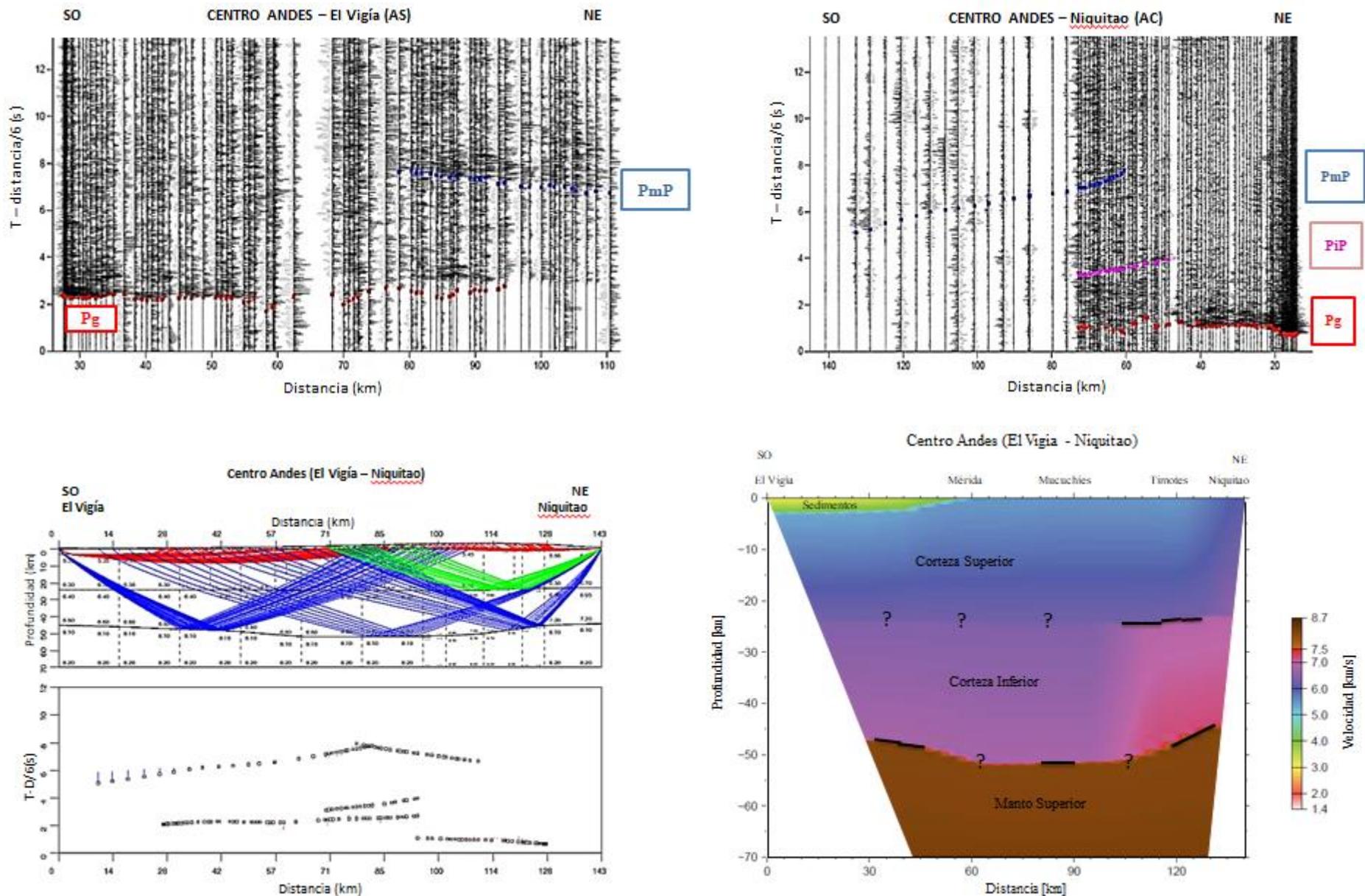


Figura 4. Sección de los disparos El Vigía (arriba, izquierda) y Niquitao (arriba, derecha) del perfil Centro Andes, con la identificación de fases interpretadas (P_g , P_{mP} y P_{iP}). Trazados de rayos (abajo, izquierda) de las fases interpretadas (rojo: P_g ; azul: P_{mP} ; verde: P_{iP}) y modelo 2D de velocidades (abajo, derecha) del perfil Centro Andes. Las líneas negras en el modelo de velocidades indican la zona de cobertura de los rayos.

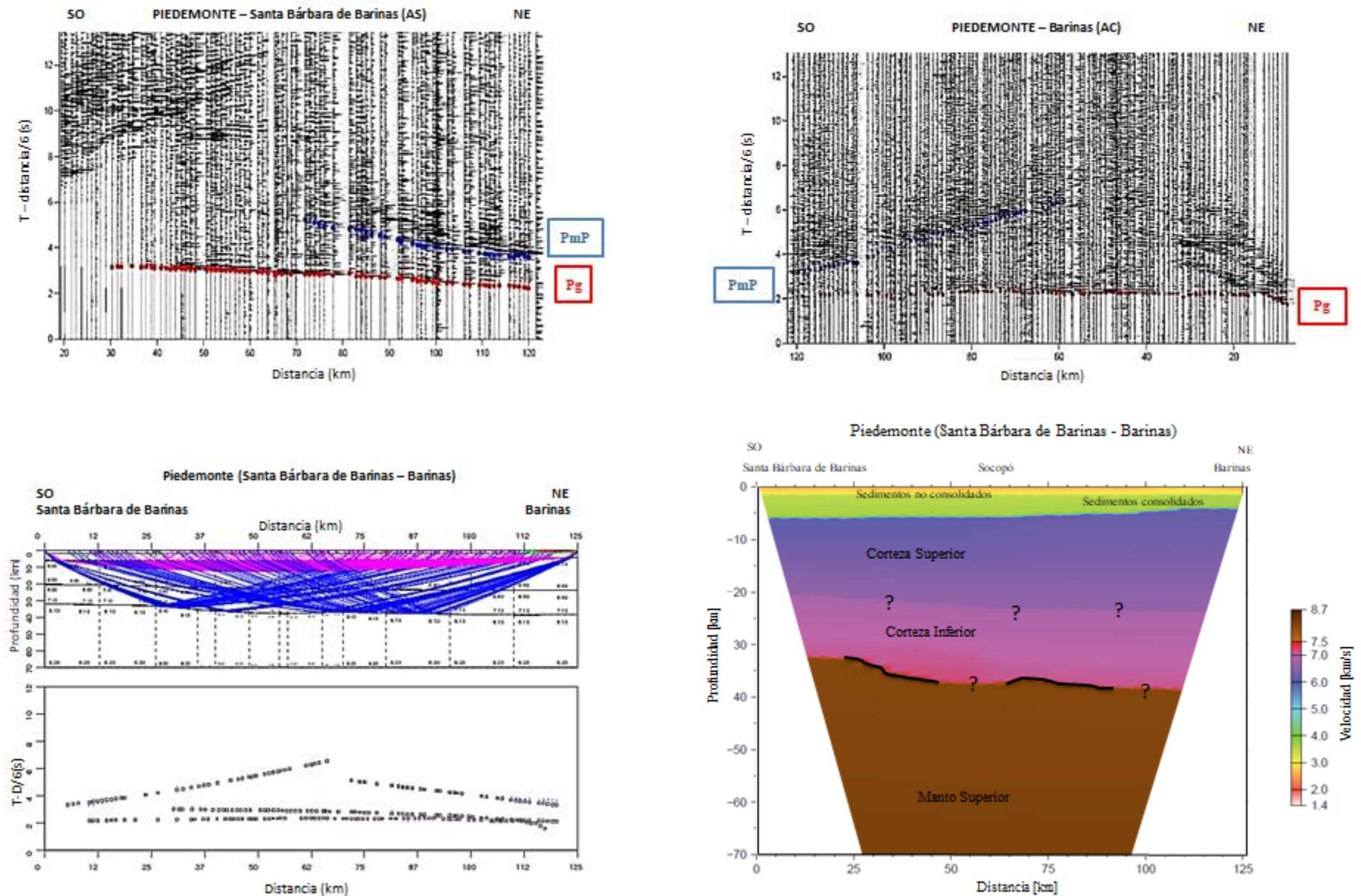


Figura 5. Sección de los disparos Santa Bárbara de Barinas (arriba, izquierda) y Barinas (arriba, derecha) del perfil Piedemonte, con la identificación de fases interpretadas (Pg, y PmP). Trazados de rayos (abajo, izquierda) de las fases interpretadas (rojo: Pg sedimentaria, verde: Pg cristalina – disparo Barinas –; rosado: Pg del disparo Santa Bárbara de Barinas; azul: PmP) y modelo 2D de velocidades (abajo, derecha) del perfil Piedemonte. Las líneas negras en el modelo de velocidades indican la zona de cobertura de los rayos.

MAPA DE ESPESORES CORTICALES

Para la elaboración del mapa de espesores corticales, que cubre la zona entre los perfiles Andes Central y Andes Sur, limitado al noroeste por el perfil conexión Sur del Lago y al sureste por el perfil conexión Piedemonte (Figura 6), fueron interpretados y modelados un total de 22 disparos: 8 para el perfil conexión Sur del Lago, 8 para Centro Andes y 6 para Piedemonte. Se tomaron en cuenta para el modelado

aquellos disparos cuyas secciones sísmicas poseían buena relación señal-ruido y que mostraron información de la fase cortical PmP. Las velocidades y los parámetros dimensionales (espesores – cantidad de capas) mantienen semejanza con los valores propuestos para los disparos principales, correspondientes a cada perfil conexión. Se consideran variaciones, especialmente en los sedimentos, cuando los disparos se encuentran hacia la zona de las cuencas (Maracaibo y Barinas – Apure).

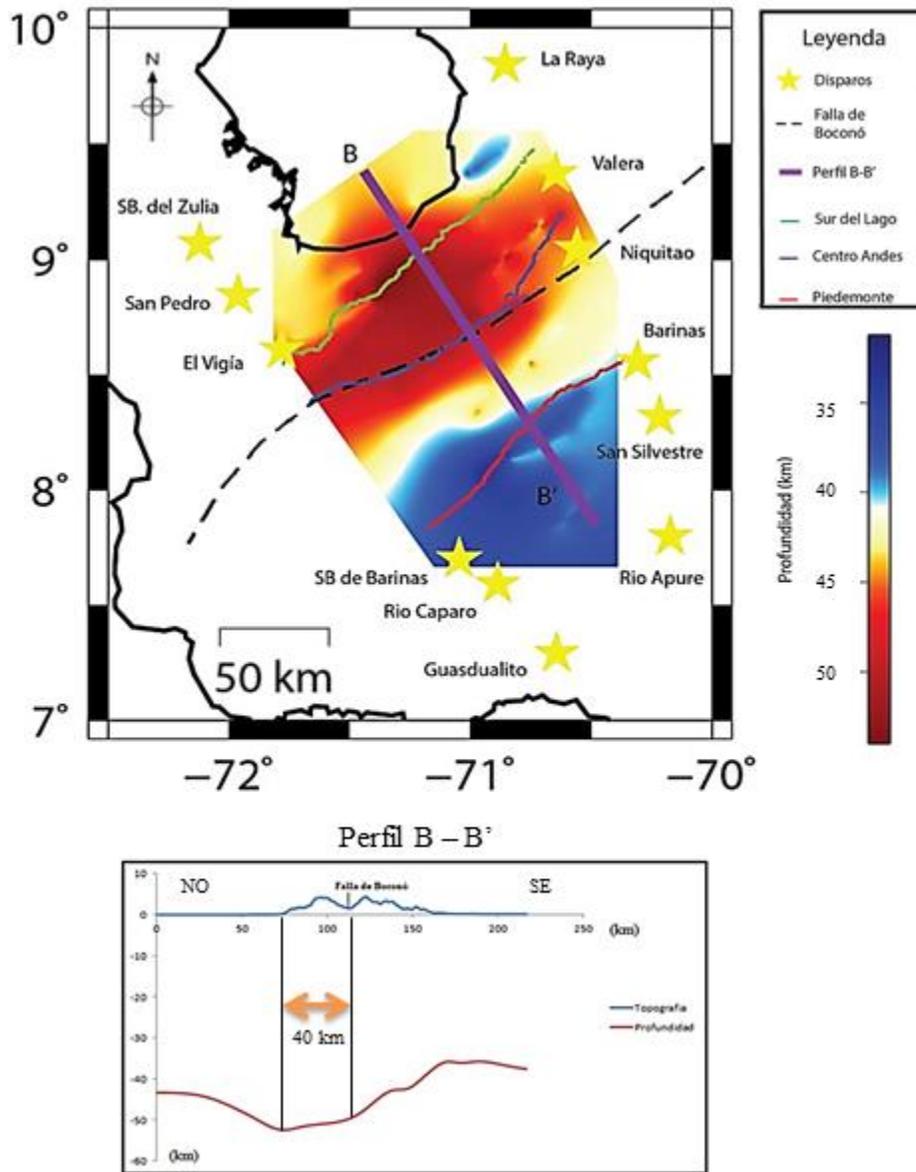


Figura 6. Mapa de espesores corticales para la zona centro-sur de los Andes de Mérida (arriba); Perfil B-B' (abajo) (Jiménez R., 2015; Saavedra, 2015)

Se trazó un perfil (B-B') perpendicular al eje axial de la cadena montañosa para evaluar el comportamiento de la de la discontinuidad de Moho en comparación con la cadena andina (Figura 6), gracias a esto se pudo observar que los mayores espesores corticales se encuentran desplazados aproximadamente 40 km hacia el noroeste de la falla de Boconó. Dicha situación geológica ha sido mencionada por otros autores, especialmente en estudios gravimétricos. Tal es el caso de Arnaiz et al. (2011), los cuales elaboran un mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer en la región y muestran un mínimo absoluto también desplazado parcialmente hacia el noroeste unos 40 km y establecen que está asociado a la suma de la respuesta gravimétrica de la Cuenca de Maracaibo y de la estructura intracortical del contacto entre el Bloque de Maracaibo y la Placa Suramericana. Por tanto la respuesta es la suma de las contribuciones gravimétricas de la Cuenca de Maracaibo y la raíz de la montaña, donde el 40,6% de la anomalía es causado por la primera y el 59,4% por la segunda.

DISCUSIÓN

Los valores de profundidad y velocidad presentan un error asociado principalmente a la escogencia de las fases analizadas, por lo que se estima un error para las profundidades de ± 2 km, pudiendo ser mayor en zonas con baja cobertura.

En el perfil Sur del Lago, las estructuras modeladas son consistentes con resultados de estudios anteriores. Los máximos espesores sedimentarios están relacionados directamente con el depocentro de la cuenca de Maracaibo el cual se establece a una profundidad de 10 km (Audemard & Audemard, 2002). Por otro lado, Requena & Turienzo (2014) realizaron modelos estructurales a partir de datos sísmicos obtenidos de dos perfiles ubicados aproximadamente al norte de Valera y hallaron espesores sedimentarios alrededor de los 6 km, coincidiendo también con los valores propuestos en el modelo de velocidades en la zona de Valera. En cuanto a los espesores corticales, los valores son similares al análisis de funciones receptoras en Venezuela realizado por Niu et al. (2007), donde obtuvieron una profundidad para la discontinuidad de Moho 51.1 ± 0.5 km en la estación VIGV de la red nacional de Funvisis, ubicada cerca de la ciudad de El Vigía.

En el perfil Centro Andes se aprecia una fase adicional que está ausente en Sur del Lago y Piedemonte, caracterizada como una reflexión intercortical (PiP) y atribuida al límite entre la corteza superior e inferior. En la corteza (tanto inferior como superior) se observa un cambio lateral de velocidades, presentando valores menores a partir de la zona de Timotes (a los 118 km).

Esto puede deberse a la presencia de la falla de Boconó que atraviesa el perfil justamente por la zona. A pesar de que la profundidad de la falla de Boconó está limitada a la corteza superior (Chacín et al., 2005; Monod et al., 2010), la deformación que ésta produce puede estar afectando las velocidades de la corteza inferior. Otra hipótesis que podría respaldar esta variación de velocidades es la deformación que podría estar experimentando la zona central de la cadena montañosa debida a la subducción continental que se propone en los modelos tectónicos asimétricos, soportada por diversos autores (Audemard, 1991; Colletta et al., 1997; Chacín et al., 2005; Monod et al., 2010).

En el perfil Piedemonte, la disminución en el espesor sedimentario es atribuida a posibles corrimientos en la zona límite entre la cadena montañosa y la cuenca, debidos a los esfuerzos compresivos y a la carga asimétrica de la cadena (Audemard & Audemard, 2002). Este perfil presenta los menores espesores corticales en comparación con los otros dos perfiles.

No se analizaron fases adicionales ya que el objetivo principal era determinar la variación lateral de la discontinuidad de Moho, pero existen trenes de ondas adicionales que pueden estar asociados a la gran complejidad cortical producto de la interacción tectónica o a las reverberaciones entre la superficie y la base de las cuencas. Estas reverberaciones son analizadas e interpretadas por Alonso et al. (2019)

El mapa de espesores corticales refleja una variación bastante importante en cuanto a la profundidad de la discontinuidad de Moho (Figura 6). La mayor profundidad (~52 km) se observa bajo el piedemonte noroccidental de la cadena, disminuyendo hacia el piedemonte suroriental (~ 39 km). Se aprecia una disminución mayor a 13 km de profundidad en aproximadamente 88 km de distancia. Los modelos tectónicos simétricos no explican este desfase entre el eje axial de la cadena montañosa y los mayores espesores corticales en el noroeste. Debido a estas consideraciones y a las diferencias entre las profundidades de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure se infiere un estilo formacional asimétrico, al cual se le atribuye una raíz cortical desplazada aproximadamente 40 km hacia el noroeste de su eje axial (Arnaiz et al., 2011; Audemard & Audemard, 2002; Monod et al., 2010). Se necesitaría de información sísmológica y geodinámica adicional que permita establecer de manera precisa las discontinuidades y las fallas (en especial en los flancos) de la región, y de ese modo establecer con mayor claridad cuáles de los modelos tectónicos es el apropiado para describir el comportamiento de esta gran zona transpresiva.

CONCLUSIONES

A través de métodos sísmicos fue posible la elaboración de modelos de velocidades en tres perfiles paralelos al eje axial de la cadena montañosa de Los Andes de Mérida, ubicados en la zona central y sus piedemontes. A su vez, se logró determinar la variación lateral y espacial de la discontinuidad de Moho, estando limitada entre dos de los perfiles principales del proyecto GIAME (Andes Central y Andes Sur) y los tres perfiles conexión aquí analizados (Sur del Lago, Centro Andes y Piedemonte).

Los trenes de ondas identificados y correlacionados han permitido definir los parámetros para la configuración de las profundidades y velocidades que describen las estructuras de Los Andes de Mérida y sus Piedemontes colindantes. Las velocidades y los espesores son consistentes con otros estudios corticales realizados en Venezuela (Schmitz et al., 2008).

Debido a la corta longitud de los perfiles de conexión, no fue posible la identificación de la fase proveniente del manto superior, que hubiese permitido un modelado más completo y preciso. A su vez, no se hizo énfasis en determinar la complejidad cortical presente en la zona, solo se analizaron las fases asociadas a la refracción en el basamento cristalino (Pg) y a la reflexión en la discontinuidad de Moho (PmP) para determinar su variación lateral. En algunos casos fue posible interpretar una fase intracortical adicional que parece estar asociada a la reflexión en el límite entre corteza superior e inferior, como se muestra en la sección para el disparo Niquitao en el perfil conexión Centro Andes.

La variación que presentan los espesores corticales, cuyos mayores valores (~52 km) se encuentran desplazados hacia el NO de la cadena, permiten respaldar con mayor seguridad los modelos tectónicos asimétricos propuestos para los Andes de Mérida. Además, debido a la similitud de estos resultados con los estudios gravimétricos que se han hecho en la zona, la geometría descrita por el Moho parece indicar el inicio de una subducción de la corteza suramericana por debajo del Bloque de Maracaibo (subducción hacia el NO) (Arnaiz et al., 2011; Audemard & Audemard, 2002; Rondón, 2016). Sin embargo, se necesita información adicional (sismológica y geodinámica) para integrar a estos resultados.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los demás miembros de los grupos de trabajo de sismica activa del proyecto Geociencia Integral de Los Andes de Mérida (GIAME): Jorge Alcalá, Manuel Bolívar, Hugo Cerquone, Lisfer Flores,

Kenny García, Yoana Maldonado, Fernando Mazuera, Pedro Medina, Loveida Montilla, Henderson Pinto, Rafael Ramírez, Víctor Rocabado, Javier Sánchez-Rojas. Al aporte económico por parte de FONACIT bajo el número 2012002202, y por el Convenio específico PDVSA – FUNVISIS del 12/09/2012.

Las mediciones sísmicas fueron realizadas con equipos de FUNVISIS y del IRIS/PASSCAL Instrument Centre (Socorro, NM, EEUU). Se agradece a las compañías GISCA y CONAGUA por su esfuerzo para la realización de las perforaciones y acarreo del material de taconeo. Al personal militar y civil de CAVIM se le agradece su apoyo en el suministro y la manipulación de explosivos para la realización de las voladuras. A los dueños de los terrenos y las respectivas instituciones se les agradece el permiso para la realización de las voladuras e instalación de los equipos de registro. Un agradecimiento especial a todo el personal que participó en las mediciones sísmicas y en su preparación: Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), PDVSA-INTEVEP, Universidad Central de Venezuela (UCV), Universidad de Los Andes (ULA), Universidad Simón Bolívar (USB), Iris Passcal. Se agradece a PDVSA-INTEVEP, ABAE, Fundación Instituto de Ingeniería, Consejo del Gobierno de la República Bolivariana de Venezuela, Protección Civil Nacional y la compañía Hertz Venezuela el apoyo con vehículos para las mediciones sísmicas.

REFERENCIAS

- ALONSO, M., SCHMITZ, M., & ARNAIZ-RODRÍGUEZ, M. (2019, 01/01). Reverberaciones en las cuencas Barinas-Apure y Maracaibo, observadas mediante sísmica de gran ángulo. *Revista de la Facultad de Ingeniería, 34*.
- ARNAÍZ, M. (2009). *Modelado gravimétrico y flexural en los Andes de Mérida*. (Trabajo especial de grado), Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- ARNAIZ, M., BEZADA, M., & SCHMITZ, M. (2014). *SEISPLOTT: un código interactivo para mostrar y seleccionar las primeras llegadas en sísmica de gran ángulo*. Paper presented at the Jornadas de Investigación. Encuentro Académico Industrial, Universidad Central de Venezuela.
- ARNAIZ, M., RODRIGUEZ MILLAN, I., & AUDEMARD, F. (2011). Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela. *Revista mexicana de ciencias geológicas, 28*, 420-438.
- AUDEMARD, F. E. (1991). *Tectonics of western Venezuela*. (PhD), Rice University, Texas. (245 + appendices)
- AUDEMARD, F. E., & AUDEMARD, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction.

- Tectonophysics*, 345(1), 1-26.
doi:[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- BONINI, W. E., DE GAETE, C. P., & GRATEROL, V. (Cartographer). (1997). Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer de la parte norte de Venezuela y áreas vecinas, scale: 1:1,000,000
- BUCHER, W. H. (1952). *Geologic Structure and Orogenic History of Venezuela* (Vol. 49): Geological Society of America.
- CEDIEL, F., SHAW, R. P., & CÁCERES, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In C. Bartolini, R. T. Buffler, & J. Blickwede (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (pp. 815–848). Tulsa, USA: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 79.
- COLLETTA, B., ROURE, F., DE TONI, B., LOUREIRO, D., PASSALACQUA, H., & GOU, Y. (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16(5), 777-794.
doi:<https://doi.org/10.1029/97TC01659>
- CHACÍN, L., JÁCOME, M., & IZARRA, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas–Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405, 155-167.
doi:10.1016/j.tecto.2005.06.004
- DE CIZANCOURT, H. (1993). Tectonic structure of Northern Andes in Colombia and Venezuela. *AAPG Bull*, 17(3), 2011-2228.
- DE TONI, B., & KELLOGG, J. (1993). Seismic evidence for blind thrusting of the NW Flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics*, 12(6), 1393-1409.
doi:10.1029/93TC01893
- FUNVISIS. (1997). *Estudio neotectónico y geología de fallas activas en el piedemonte surandino de los Andes venezolanos (Proyecto INTEVEP 95-061)*. Retrieved from
- GAJARDO, E., NICOLLE, J. L., CASTEJÓN, B., MARQUÉZ, C., & URBÁEZ, M. (1986). *Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo*. Paper presented at the III Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J., & PICARD, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas* (E. Foninves Ed. Vol. Tomo II). Caracas.
- GUÉDEZ, R., SCHMITZ, M., CAVADA, J., & SÁNCHEZ, J. (2003). *Determinación del espesor cortical y velocidades sísmicas en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela*. Paper presented at the VII Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Barquisimeto.
- HARNOLD, A. (2012). *Generación de un Mapa de Basamento de La Cuenca Barinas-Apure de Venezuela a Partir de Datos Gravimétricos y Magnéticos de Origen Satelital*. (TEG), Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- HOSPERS, J., & VANWIJNEN, J. (1959). *The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins*. Retrieved from
- JÁCOME, M., AUDEMARD, F. E., & GRATEROL, V. (1995). *A seismic, gravimetric and geologic interpretation of a transandean profile across the Venezuelan Andes*. Paper presented at the I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil.
- JIMÉNEZ R., C. A. (2015). *Estudio de sismica de gran ángulo a lo largo del perfil Sur del Lago, segmentos Valera – El Vigía*. (TEG), Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- 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. doi:10.1029/TC001i003p00251
- MONOD, B., DHONT, D., & HERVOUET, Y. (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, 490, 123-135.
doi:10.1016/j.tecto.2010.04.036
- NIU, F., BRAVO, T., PAVLIS, G., VERNON, F., RENDÓN, H., BEZADA, M., & LEVANDER, A. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B11308). doi:10.1029/2006jb004802
- OLDOW, J. S., BALLY, A. W., & AVÉ LALLEMANT, H. G. (1990). Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *GEOLOGY*, 18(10), 991-994.
doi:10.1130/0091-7613(1990)018<0991:TOFALB>2.3.CO;2
- PADRÓN, C., & IZARRA, C. (1996). *Modelo de velocidad 1D para el occidente de Venezuela*. Paper presented at the VIII Congreso Venezolano de Geofísica, Maracaibo.
- PDVSA-INTEVEP (Producer). (1997). *Lexico Estratigráfico de Venezuela*. Retrieved from <http://www.pdvsa.com/lexico/venezuela/maracaibo.htm>
- REQUENA, J., & TURIENZO, M. (2014). *Cinemática del flanco noroccidental de los andes de Mérida, Venezuela: interacción entre estructuras de piel fina y piel gruesa*. Paper presented at the IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.
- RONDÓN, F. (2016). *Modelo gravimétrico cortical 2D del perfil Sur proyecto GIAME, ubicado en la región andina de Venezuela*. (TEG), Universidad Simón Bolívar, Baruta.
- SAAVEDRA, M. J. (2015). *Modelos corticales de velocidades en la región occidental de Venezuela, zona centro-sur de Los Andes*. (TEG), Universidad Simón Bolívar, Baruta.

- SÁNCHEZ NUÑEZ, M. A., AUDEMARD, F., GIRALDO, C., & RUIZ, F. (1994). *Interpretación sísmica y gravimétrica de un perfil a través de los Andes venezolanos*. Paper presented at the Memorias VII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas.
- 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. doi:10.1016/S0040-1951(01)00208-6
- SCHMITZ, M., JESUS, A., BEZADA, M., VIEIRA, E., YÁÑEZ, M., LEVANDER, A., ZELT, C. A., JÁCOME, M., & MAGNANI, M. B. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459, 14-26. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.072
- SCHMITZ, M., MARTINS, A., IZARRA, C., JÁCOME, M. I., SÁNCHEZ, J., & ROCABADO, V. (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, 399(1-4), 109-124. doi:<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.018>
- WESSEL, P., & SMITH, W. (1991). Free software helps map and display data. *Eos Trans. AGU*, 72, 445-446. doi:10.1029/90EO00319
- ZELT, C. A., & SMITH, R. B. (1992). Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*, 108(1), 16-34. doi:10.1111/j.1365-246X.1992.tb00836.x