

TRABAJO DE ASCENSO

EVALUACIÓN DEL ESPESOR CORTICAL EN VENEZUELA MEDIANTE MÉTODOS SISMOLÓGICOS ACTIVOS Y PASIVOS

**Trabajo de Ascenso presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar a la Categoría de Profesor Asistente
En el Escalafón Universitario
Por el Profesor Schmitz, Michael J.**

Caracas, 2011

TRABAJO DE ASCENSO

EVALUACIÓN DEL ESPESOR CORTICAL EN VENEZUELA MEDIANTE MÉTODOS SISMOLÓGICOS ACTIVOS Y PASIVOS

**Trabajo de Ascenso presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar a la Categoría de Profesor Asistente
En el Escalafón Universitario
Por el Profesor Schmitz, Michael J.**

Caracas, 2011

	Página
ÍNDICE	iii
RESUMEN	iv
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO II. FUNDAMENTO DE LA INVESTIGACIÓN	4
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	4
OBJETIVOS	10
Objetivo general	10
Objetivos específicos	11
JUSTIFICACIÓN	12
CAPÍTULO III. MARCO TEÓRICO	13
SÍSMICA DE REFRACCIÓN	13
FUNCIONES RECEPTORAS	19
CAPÍTULO IV. MARCO METODOLÓGICO	23
INVESTIGACIONES SÍSMICAS CORTICALES DE GRAN	23
ÁNGULO EN VENEZUELA	
INVESTIGACIONES SÍSMOLÓGICAS UTILIZANDO	26
EL MÉTODO DE FUNCIONES RECEPTORAS	
EN VENEZUELA	
CAPÍTULO V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	31
OCCIDENTE	31
CENTRO-NORTE	36
ORIENTE	48
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	59
CAPÍTULO VII. AGRADECIMIENTOS	66
CAPÍTULO VIII. REFERENCIAS	67

RESUMEN

Entre los años 1984 y 2004 se realizaron estudios sísmicos de gran ángulo en Venezuela con el fin de determinar el espesor cortical y las velocidades de propagación dentro de la misma. Durante los años 2003-2005 se instalaron estaciones sismológicas temporales en el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS, cuyos datos se analizaron junto con las estaciones sismológicas de la red sismológica nacional aplicando en método de funciones receptoras. En el presente trabajo se analizan los datos y resultados obtenidos en los diferentes estudios y se interpretan los resultados principales y las posibles diferencias en la parte terrestre, es decir la fracción perteneciente al continente sudamericano de los perfiles que cruzan el límite entre las placas del Caribe y de Sudamérica. Los estudios sísmicos corticales de gran ángulo están enfocados a lo largo de 4 perfiles norte-sur que cruzan el límite de placas entre el Caribe y Sudamérica desde la Cuenca de Venezuela en el norte hasta las cuencas de antepaís en el sur. El rasgo principal en todos estos perfiles es una disminución del espesor cortical relacionado a los sistemas de fallas transcurrentes (Oca-Ancón, San-Sebastián, El Pilar) que va de aproximadamente 35-40 km de espesor al sur de los sistemas de fallas transcurrentes hasta 25-30 km al norte de los mismos. Otro rasgo común es que el valor del espesor cortical vuelve a incrementarse levemente a valores de 27 – 32 km hacia el norte debajo del arco extinto de las islas de las Antillas de Sotavento. La misma tendencia del acortamiento cortical hacia el norte se puede observar en los mapas de espesores corticales derivados del análisis de funciones receptoras. En ambos casos hay una coincidencia satisfactoria con la disminución del espesor cortical al norte del sistema de fallas transcurrentes en el occidente y el oriente de Venezuela. Sin embargo, para la región centro-norte, la disminución comienza a unos 100 km al sur en la cercanía del perfil en 67°W, pero tiene el mismo comportamiento como en el mapa obtenido por la sísmica en la parte más oriental de la Cordillera de la Costa. Para ambos mapas es importante recalcar que en esta zona la densidad de estaciones sismológicas es muy baja, lo que hace poco estable la interpolación de los resultados entre estaciones. Las diferencias

existentes entre los resultados de funciones receptoras de algunas estaciones sismológicas, así como entre los modelos sísmicos, podrían relacionarse a la naturaleza de la corteza inferior en la zona, posiblemente un producto de una duplicación de corteza inferior debido a la subducción de la placa Suramericana bajo la placa Caribe. En el oriente hay una coincidencia entre los principales rasgos corticales en los diferentes estudios, con un gran espesor cortical debajo de la cuenca de Maturín de más de 45 km, así como espesores corticales en el Escudo de Guayana en el orden de 40-45 km. Diferentes interpretaciones de las reflexiones del Moho debajo de la Serranía del Interior implican diferencias en el espesor cortical al sur del sistema de fallas de El Pilar. Debajo la Cuenca de Maturín, la naturaleza de la corteza inferior es posiblemente un producto de una duplicación de corteza inferior debido a la subducción de la placa Suramericana bajo la placa Caribe. Esto podría ser responsable para las diferencias observadas en las profundidades para algunas estaciones sismológicas. Para explicar las diferencias entre los estudios de funciones receptoras entre sí, algunos aspectos a considerar son los perfiles de velocidad usados en la conversión a profundidad de las funciones de receptor y la relación V_p/V_s , así como el efecto de una interfaz inclinada en lugar de horizontal, sobre el análisis de las funciones receptoras.

CAPÍTULO I.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la estructura de la litosfera es fundamental para el entendimiento de los procesos geodinámicos que rigen el desarrollo tectónico de una región. En este contexto es de especial interés la investigación de la corteza terrestre en el norte de Venezuela, ya que es el producto de la interacción de las placas tectónicas en la región. Los métodos geofísicos más utilizados para su investigación son los métodos sismológicos y gravimétricos. Los primeros utilizan fuentes activas (explosiones, vibraciones – sísmica activa) o pasivas (terremotos – sismología pasiva) y la propagación de ondas elásticas para su estudio, mientras los segundos estudian la distribución de las densidades de las rocas y los efectos de la atracción gravitatoria en superficie. Este trabajo se concentra en la aplicación de los métodos sismológicos para la investigación de la corteza terrestre en Venezuela.

Las primeras mediciones sísmicas de refracción profunda se realizaron en la zona noroccidental de Venezuela (Castejon et al., 1986; Gajardo et al., 1986; Rivas et al., 1988) en dos perfiles ubicados en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM). Sin embargo, en una compilación de espesores corticales a nivel mundial, realizada por Mooney et al. (1998), los espesores considerados en Venezuela fueron estimados, ya que no se contaba para Venezuela con información publicada en revistas internacionales (Figura 1). En los años 1998, 2001 y 2002 se desarrollaron proyectos de sísmica de refracción profunda en el Escudo de Guayana con el proyecto ECOGUAY (Chalbaud, 2000; Schmitz et al., 2002), en la cuenca oriental de Venezuela con el proyecto ECCO (Martins, 2002; Schmitz et al., 2005) y en la zona central con el proyecto Mar y Tierra (Güédez, 2003; Güédez et al., 2003; Schmitz et al., 2003). Los proyectos ECOGUAY y "Mar y Tierra" usaron como fuente de energía voladuras mineras y registros de cañones de aire, respectivamente. En el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS se realizó en el año 2004 la adquisición, procesamiento e interpretación de datos sísmicos registrados en Venezuela en estaciones sismológicas ubicadas en tierra y mar, para estimar los

espesores corticales en el área de interacción entre las placas del Caribe y Sudamérica (Ávila, 2005; Bezada, 2005; Vieira, 2005; Yáñez, 2005; Levander et al., 2006; Clark, 2007; Masy, 2007; Rada, 2007; Ruíz, 2007; Bezada et al., 2008; 2010; Jácome et al., 2008; Magnani et al., 2009; Schmitz et al., 2008a; 2008b).

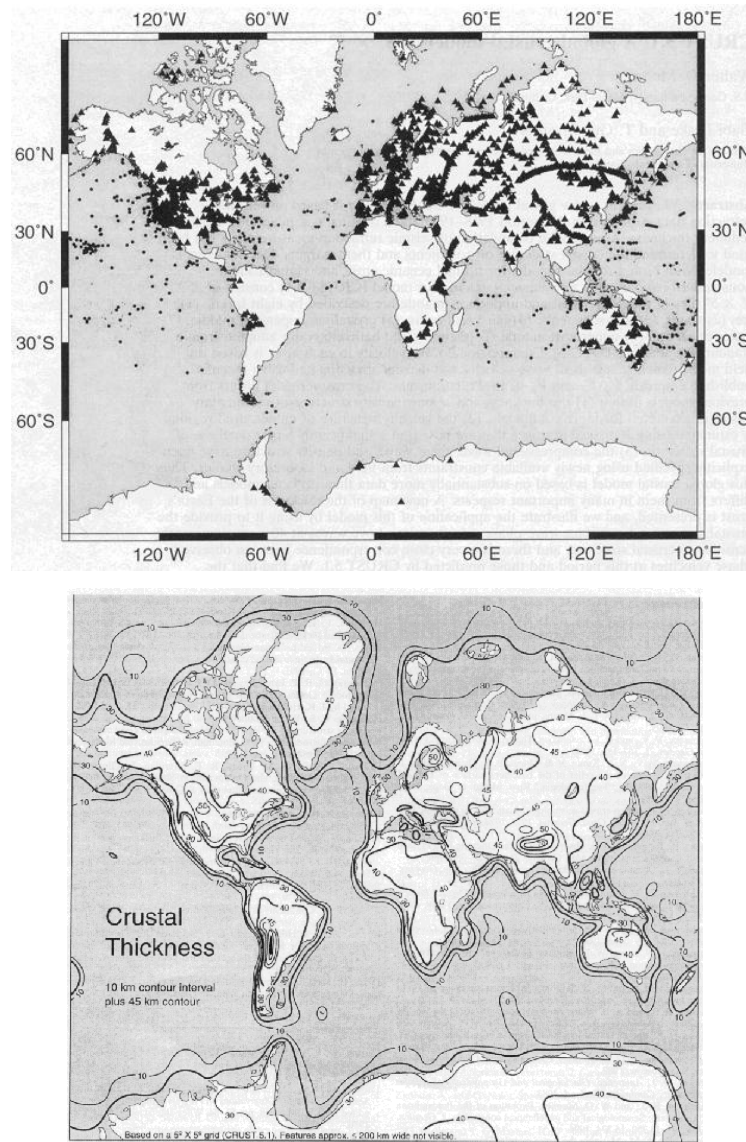


Figura 1. Ubicación de perfiles sísmicos de refracción (arriba) y espesor cortical (abajo) a nivel mundial (Mooney et al., 1998). Triángulos corresponden a perfiles continentales, círculos a perfiles oceánicos con funciones de velocidad y profundidad publicadas. Crustal thickness = espesor cortical; 10 km contour interval plus 45 km contour = intervalo de isolíneas de 10 km más isolínea de 45 km; based on a 5° x 5° grid (CRUST 5.1) = basado en una malla 5° x 5° (CRUST 5.1); features approx. < 200 km wide not visible = estructuras menores a aprox. 200 km de ancho no están visibles.

La información sobre la estructura cortical obtenida con métodos sismológicos pasivos deriva principalmente de trabajos tomográficos con fuentes locales, así como de trabajos aplicando el método de funciones receptoras (e.g. Ammon, 1991). Modelos tomográficos han sido desarrollados por Bosch (1997) para el norte de Venezuela, permitiendo el desarrollo de un modelo 1D representativo para toda Venezuela y por Baumbach et al. (2004) para la Falla El Pilar al este de Cumaná. Actualmente está en desarrollo un modelo tomográfico más detallado (Baldwin et al., 2004a; 2004b; Bezada et al., 2009; Levander et al., 2009) con base en observaciones realizadas en las estaciones sismológicas de la red sismológica nacional y de las estaciones instaladas en el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS (Levander et al., 2006). Con los registros de estas mismas estaciones se realizaron mapas de espesores de la corteza aplicando el método de funciones receptoras (Niu et al., 2007; Quinteros et al., 2008; 2009).

A falta de información estructural sobre la conformación de la litosfera en Venezuela, se utilizaron ampliamente estudios gravimétricos para la determinación del espesor cortical a través de perfiles regionales (e.g. Orihuela y Ruiz, 1990; Bosch y Rodríguez, 1992; Rodríguez y Sousa, 2003; Sousa et al., 2005). En la medida que se contaba con información estructural, se ampliaron los modelados gravimétricos corticales a través de perfiles (Yépes, 2005; Bezada et al., 2008) y en 3D (Goncálvez, 2006; Quijada, 2006; Merchán, 2007; Sánchez et al., 2008).

En el presente trabajo se analizan los resultados de los estudios sismológicos activos y pasivos a nivel cortical realizados hasta la fecha en Venezuela. Se comparan los mapas de espesores y estructuras corticales derivados por ambos métodos y se interpretan las posibles diferencias existentes entre los resultados derivados por ambos métodos.

CAPÍTULO II.

FUNDAMENTO DE LA INVESTIGACIÓN

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En Venezuela, los estudios de la litosfera, y en específico del espesor de la corteza terrestre, son escasos. Sin embargo, desde hace una década, con el fin de entender la geodinámica de esta región compleja de interacción entre las placas del Caribe y de Sudamérica, se incentivaron los trabajos destinados a tal fin. Específicamente, con el inicio de los proyectos BOLIVAR - Broadband Offshore-Onshore Lithospheric Investigation of Venezuela and the Antilles Arc Region y GEODINOS – Geodinámica reciente del norte de Venezuela (Levander et al., 2006) en los años 2003 y 2004, respectivamente, se dio un impulso importante a los estudios de la litosfera utilizando métodos sismológicos activos y pasivos. Hasta la fecha, se cuenta con un análisis detallado de los datos sísmicos profundos (e.g. Bezada et al., 2008; 2010; Clark et al., 2008; Magnani et al., 2009; Schmitz et al., 2008a) y de los datos sismológicos pasivos utilizando el método de las funciones receptoras (Niu et al., 2007; Quinteros et al., 2008; 2009). Por esta razón, este trabajo se concentra en el análisis conjunto de los resultados obtenidos por ambos métodos en el norte de Venezuela. Ambas metodologías permiten detectar las discontinuidades de primer orden en la litosfera. En este caso, se concentra en la investigación del espesor cortical a través de la definición de la discontinuidad de Moho (Mohorovičić, 1909).

El método sísmico de refracción o sísmica de gran ángulo profunda ha sido desarrollado con bastante énfasis desde los años 1950 tanto en Estados Unidos como en Europa. Se utilizan para la definición de los parámetros corticales, las llegadas de fases corticales (principalmente Pg y PmP) y del manto superior (Pn), generadas por impulsos fuertes en tierra (voladuras) o en mar (disparos de cañones de aire) y registradas por equipos sismológicos a lo largo de perfiles, los cuales permiten definir las principales estructuras de la corteza y las respectivas velocidades de propagación de las ondas sísmicas. Especial énfasis se pone en la definición de la profundidad de la discontinuidad de Moho como discontinuidad de primer orden entre la corteza

terrestre y el manto superior (e.g. Giese, 1976a). Dicha discontinuidad está definida como una zona de contraste petrológico y propiedades, donde se presencia un aumento de las velocidades de las ondas P con valores superiores a 7,6 km/s (Giese et al., 1976). El aumento de las velocidades típicas de la corteza inferior con valores inferiores a 7,3 km/s y las velocidades propias del manto superior con velocidades alrededor de 8,0 km/s se concentra generalmente en una zona delgada de hasta varios kilómetros de espesor (Giese et al., 1976). Con el método de sísmica de gran ángulo se puede definir la profundidad de dicha interfase mediante el análisis de las reflexiones del Moho (fase PmP; Giese, 1976a; Storchak et al., 2003).

La técnica de funciones receptoras permite estimar la profundidad de las discontinuidades por debajo de una estación receptora sísmológica, a partir de registros telesísmicos de tres componentes (Langston, 1979). Las ondas sísmicas grabadas en una estación sísmológica dependen del mecanismo de la fuente, la propagación a través de la tierra, la estructura bajo la estación receptora y la respuesta del instrumento receptor. Al separar la respuesta de la corteza y del manto superior de todos los demás efectos, pueden ser obtenidas las funciones receptoras asociadas a la discontinuidad de Moho, por debajo de una estación. Se utilizan series de tiempos obtenidos de los sismogramas registrados en un receptor de tres componentes, describiendo las reverberaciones de las ondas P y S en las estructuras que se encuentran bajo el receptor (Ammon et al., 1990). La información obtenida con este método está asociada la zona que rodea a la estación receptora; que lateralmente es de 10 km aproximadamente y verticalmente es igual a la distancia del reflector más profundo, el Moho si consideramos estructuras corticales. La forma de las ondas contiene información relacionada con la función de tiempo de la fuente, el efecto de propagación a través del manto y las estructuras locales por debajo del lugar de la grabación del evento. La función receptora se obtiene quitando los efectos de la fuente, los efectos instrumentales y los efectos de la trayectoria por el manto. Las reverberaciones en la corteza son mejor observadas en eventos con distancias epicentrales de 30° a 95°, donde el tiempo de viaje y las distancias recorridas por las ondas son suficientemente grandes para que un tren de ondas P, de varios minutos, se

registre antes que la primera onda S. Como el viaje de las ondas S es más lento que el de las ondas P, la profundidad de la discontinuidad se puede medir directamente por la diferencia de los tiempos de llegada de la onda P y la conversión de fase Ps, considerando un valor de velocidad promedio de la corteza obtenido por modelos de velocidades existentes (Ammon, 1991).

La resolución de las profundidades del Moho, que se puede obtener con ambos métodos, depende de la densidad de la información. En el caso de la sismica de gran ángulo corresponde a la densidad de los perfiles, así como la distancia entre los puntos de disparo y la distancia entre los equipos de registro. En el caso de funciones receptoras, la resolución depende de la distancia entre las estaciones de registro y de la cantidad de registros en cada estación. La calidad de la información depende en el caso de la sismica de gran ángulo en primera instancia de la energía de la fuente. En el caso de funciones receptoras, depende de la cantidad de sismos utilizados, registrados con una buena relación señal/ruido, preferiblemente con magnitudes superiores a 5,5, así como de la distribución azimutal de ellos. Debido a que este método integra la respuesta de llegadas de diferentes azimuts, se logra obtener un modelo de corteza promedio eliminando los efectos de las variaciones laterales. Además, se debe estimar la velocidad de propagación en la corteza para poder determinar la profundidad del Moho.

La cobertura de datos disponibles para ambos métodos varía en función de la disposición de las fuentes (artificiales en caso de la sismica de refracción profunda y naturales -telesismos- en caso de las funciones receptoras) y de los equipos de registro. Desde los años 1980 hasta la fecha se han realizado una serie de perfiles sísmicos de refracción que han permitido obtener una red de perfiles densa en todo el norte y este de Venezuela (Figura 2). Las redes sismológicas, entre ellos la Red Sismológica Nacional así como redes instaladas en el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS (Figura 3) están concentradas al norte del Orinoco, con un enfoque en el área nororiental de Venezuela. En términos generales, las áreas de cobertura de datos utilizados para ambos métodos, se asemejan.

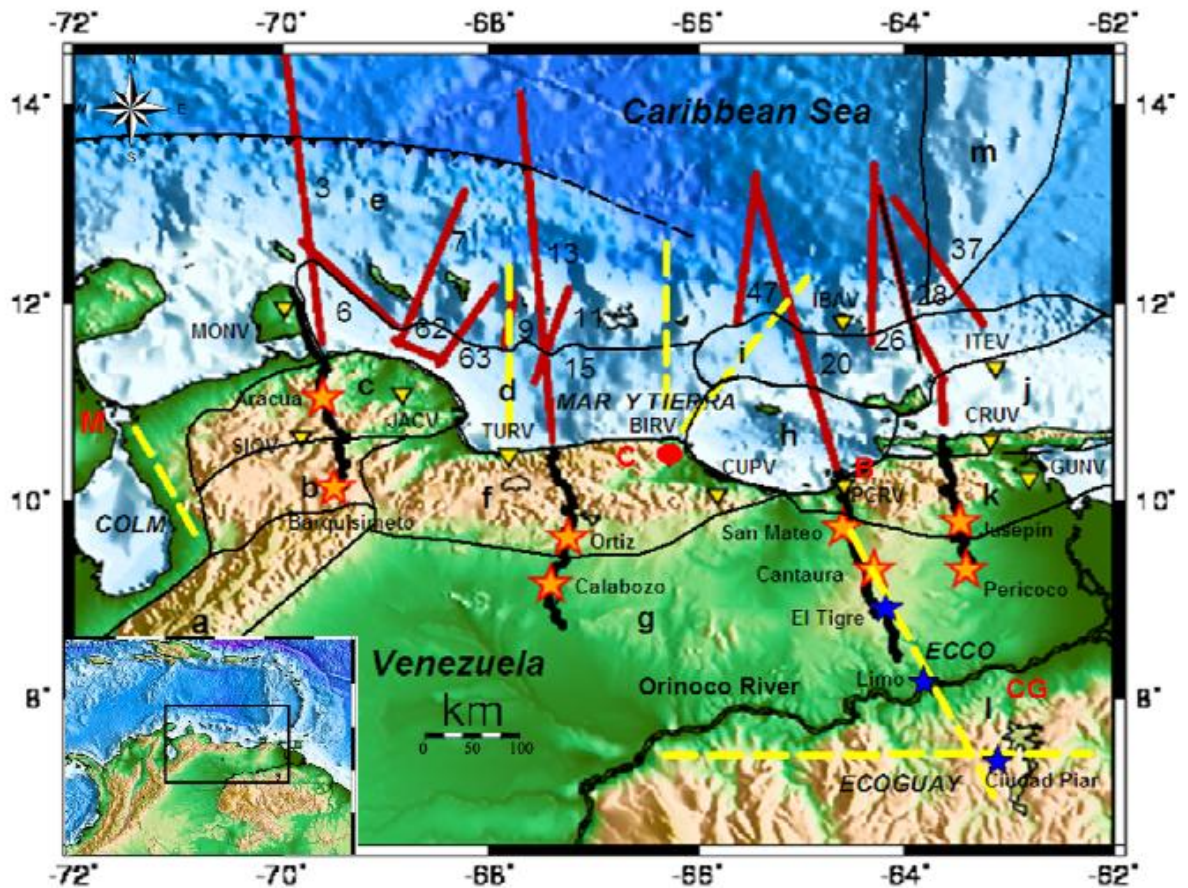


Figura 2. Mapa de ubicación con líneas de disparo de cañones de aire (líneas rojas con su respectivo número), estaciones de la Red Sismológica de Venezuela (triángulos invertidos con su respectivo código) y disparos químicos en tierra (estrellas con su respectivo nombre) y líneas de registro (negro: Schmitz et al., 2008a; líneas amarillas y estrellas azules de experimentos previas: COLM - Gajardo et al., 1986; MAR y TIERRA - Guédez, 2003; ECOGUAY - Schmitz et al., 2002; ECCO - Schmitz et al., 2005). Unidades tectónicas simplificadas según Stephan, 1985, y Ysaccis et al., 2000: a) Andes de Mérida, b) Margen pasivo del Mesozoico y napas de Lara, c) Cuenca de Falcón, d) Cuenca de Bonaire y otras cuencas marinas menores, e) Cinturón Deformado Sur-Caribeño con la zona de subducción en el norte y Antillas de Sotavento en el sur (incluyendo Cuenca de Aruba-Curaçao), f) Napas Caribeñas y cinturón deformado de la Cordillera de la Costa, g) Cuenca Oriental de Venezuela, sub-dividida en Cuenca de Guárico en el oeste y Cuenca de Maturín en el este, h) Cuenca de Tuy – Cariaco, i) Cuenca de Blanquilla; j) Cuenca de Carúpano, k) Serranía del Interior, l) Escudo de Guayana, m) Alto de Aves. M=Maracaibo, C=Caracas, B=Barcelona, CG=Ciudad Guayana. Caribbean Sea = Mar Caribe; Orinoco River = Río Orinoco.

Sin embargo, existen regiones que, a pesar de tener una densa cobertura de datos, presentan diferencias entre las profundidades de Moho obtenidas por diferentes métodos, e incluso por diferentes estudios aplicando el mismo método. Como

ejemplo se pueden mencionar los Andes Centrales en el norte de Chile, el norte de Argentina, y el sur de Bolivia entre las latitudes 20° y 24° Sur. Datos sísmicos de gran ángulo obtenidos a finales de los años 1980 indicaron espesores hasta 70 km en el Altiplano boliviano en la latitud 21° Sur (Wigger et al., 1994; Schmitz, 1994; figura 4).

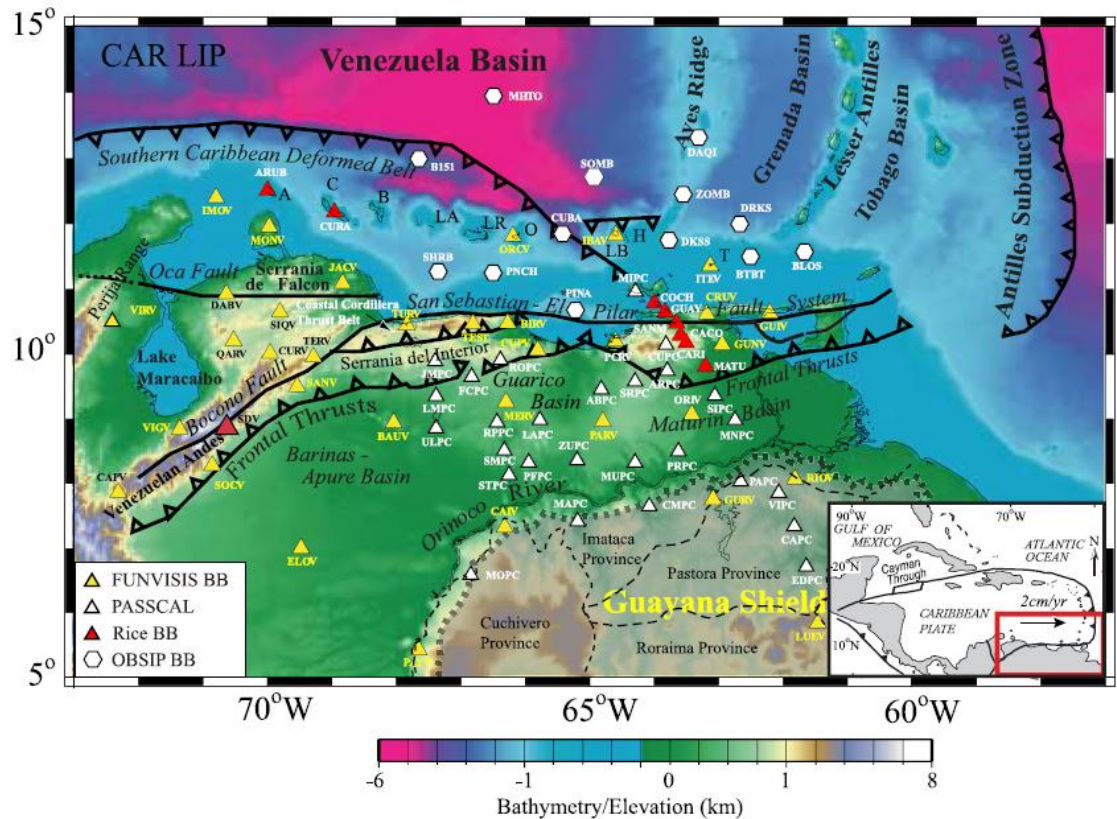


Figura 3. Mapa de ubicación (Niu et al., 2007) con las áreas de estudio de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS, principales límites de placa y sistema de fallas. Triángulos y heptágonos indican estaciones de banda ancha en tierra y en el fondo del mar, respectivamente. Islas de las Antillas de Sotavento: A = Aruba, C = Curaçao, B = Bonaire, LA = Las Aves, LR = Los Roques, O = Orchilla, LB = La Blanquilla, T = Testigos. Aves Ridge = Cuesta de Aves; Lesser Antilles = Antillas Menores; Basin = Cuenca; Antilles Subduction zone = Zona de Subducción de las Antillas; Southern Caribbean Deformed Belt = Cinturón Deformado Sur-Caribeño; Perija Range = Sierra de Perijá; Lake = Lago; Fault = Falla; Frontal Thrusts = Frentes de deformación; Province = Provincia; River = Río; Guayana Shield = Escudo de Guayana.

Aportes posteriores de resultados de mediciones sísmicas de gran ángulo indican espesores grandes (hasta 70 km) en el antearco y la Cordillera Occidental (ANCORP Working Group, 1999; 2003; Schmitz et al., 1999; Sick et al., 2006). Resultados de

análisis de funciones receptoras para la misma región (Yuan et al., 2000; 2002; Heit et al., 2008; Woelbern et al., 2009) indican espesores corticales en el mismo orden. Sin embargo, hay marcadas diferencias en algunas regiones, como por ejemplo la Cordillera Oriental con valores obtenidos por sísmica de gran ángulo de 65 km (Wigger et al., 1994; Schmitz, 1994; figura 4) y valores aún mayores a 70 km obtenidos por funciones receptoras (Yuan et al., 2000; 2002; figura 5).

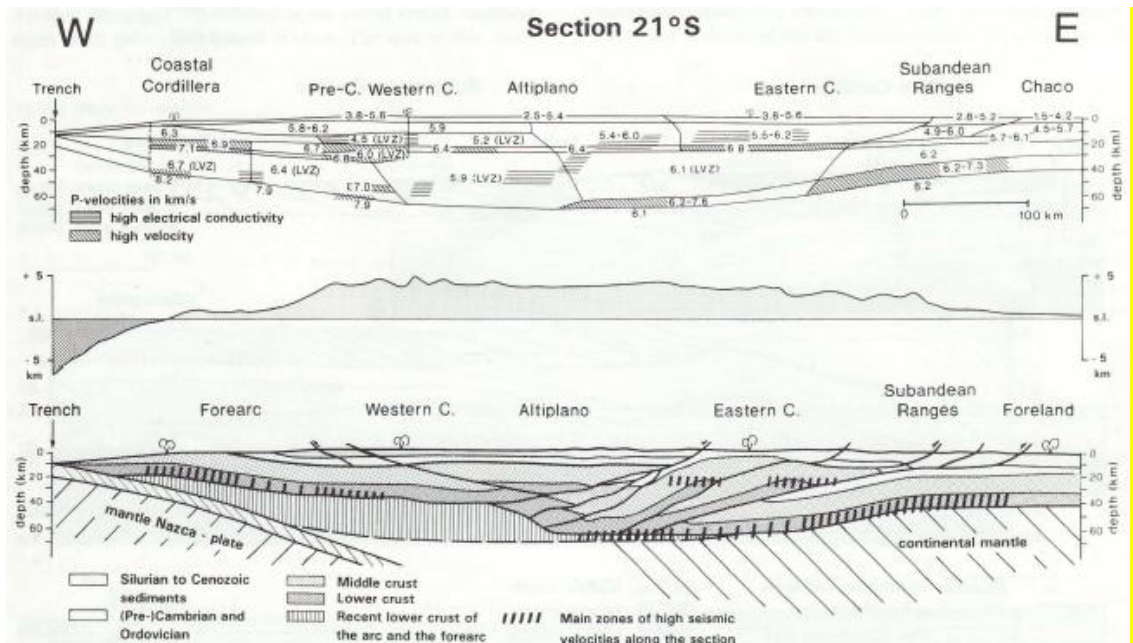


Figura 4. Modelo de velocidades en la latitud 21°15'Sur (según Wigger et al., 1994), indicando zonas de altas conductividades eléctricas y altas velocidades sísmicas (arriba), Topografía y batimetría (centro) y resultado del balanceo cortical (Schmitz, 1994) con un monto de acortamiento de 230 km entre la fosa y el Escudo de Brazil (abajo), acomodado principalmente entre la Sierras Subandinas y la Cordillera Oriental. El déficit de masa en el antearco está interpretado como material mantelico fuertemente hidratado y convertido en serpentinita. Section = Sección; P-velocities in km/s = velocidades de las ondas P en km/s; high electrical conductivity = alta conductividad eléctrica; high velocity = alta velocidad; Silurian to Cenozoic sediments = sedimentos silúricos a cenozoicos; (Pre-)Cambrian and Ordovician = (Pre-)Cambrico y Ordovícico; Middle crust = Corteza intermedia; Lower crust = Corteza inferior; Recent lower crust of the arc and the forearc = Corteza inferior reciente del arco y antearco; Main zones of high seismic velocities along the section = Principales zonas de altas velocidades a lo largo de la sección; continental mantle = manto continental; mantle Nazca plate = manto de la placa de Nazca; depth = profundidad; Trench = Fosa de subducción; Coastal Cordillera = Cordillera de la Costa; Pre-C. = Precordillera; Western C. = Cordillera Occidental; Eastern C. = Cordillera Oriental; Subandean Ranges = Sierras Subandinas; Forearc = Antearco; Foreland = Antepaís.

A pesar del aumento en altura de aproximadamente 3600 m en el Altiplano en el sur de Bolivia a 4000 m en la Puna en el norte de Argentina, disminuye el espesor cortical en unos 10-15 km (Heit et al., 2008). Análisis de McQuarrie y DeCelles (2005) sugieren que tanto la corteza como el manto superior han jugado un rol importante en la evolución litosfera de los Andes Centrales (Prezzi et al., 2010), originado por una remoción de material correspondiente al manto litosférico en el límite entre Altiplano y Cordillera, lo que originó una anomalía térmica en la Puna, responsable para la topografía dinámica (Yuan et al., 2002), originada por delaminación de la corteza inferior en la parte sur de la Puna (Kay et al., 1994).

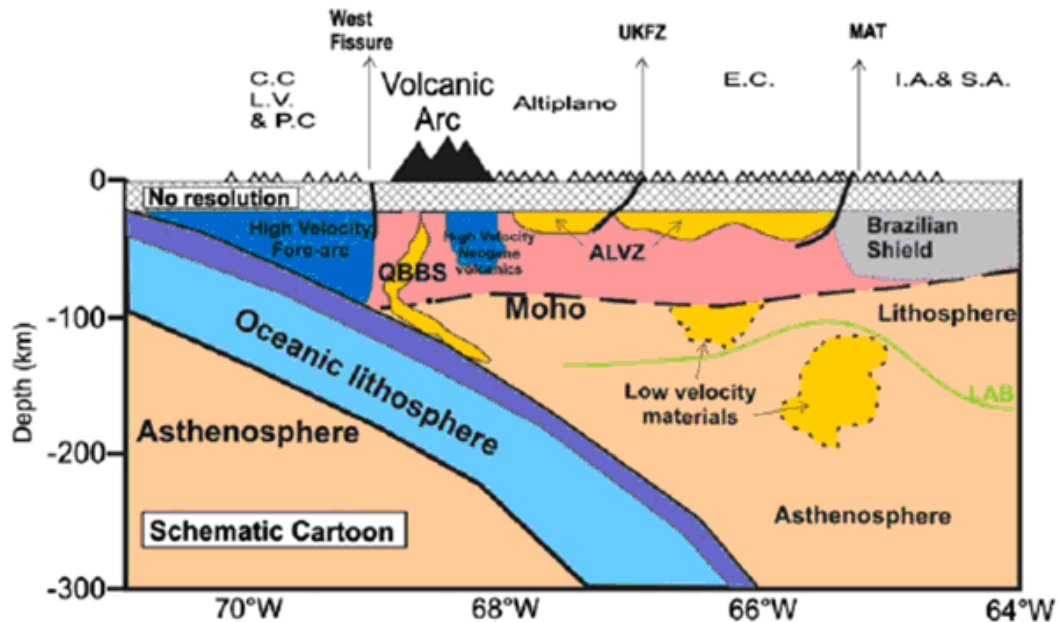


Figura 5. Bosquejo esquemático de la estructura litosférica en los Andes Centrales en la latitud 21° Sur (Heit et al., 2008). La línea interrumpida corresponde al Moho proveniente de estudios de funciones receptoras (Yuan et al., 2000; Heit et al., 2008; Woelbern et al., 2009). Se enfatiza el engrosamiento cortical en la Cordillera Oriental, producto del acortamiento cortical. Schematic cartoon = Bosquejo esquemático; Asthenosphere = Astenósfera; Lithosphere = litosfera; Oceanic lithosphere = litosfera oceánica; LAB = límite entre litosfera y astenósfera; Low velocity materials = Materiales de baja velocidad; Brazilian Shield = Escudo de Brasil; ALVZ = Zona de baja velocidad del Altiplano; High velocity Neogene volcanics = Volcanes del Neogeno de alta velocidad; QBBS = Punto Blanco de Quebrada Blanca; High velocity forearc = Antearco de alta velocidad; No resolution = sin resolución; Volcanic Arc = Arco Volcánico; CC, LV & PC = Cordillera de la Costa, Valle Longitudinal y Precordillera; West Fissure = Falla Oeste; UKFZ = Zona de Fallas Uyuni-Kheniani; EC = Cordillera Oriental; MAT = Corrimiento Andino Principal; IA & SA = Interandino y Sierras Subandinas.

Esta interpretación es apoyada por la geometría del modelo gravimétrico elaborado por Prezzi et al. (2010), en el cual el Moho modelado al norte de 21°S es sistemáticamente alrededor de 10 km más somero que el Moho de funciones receptoras, mientras al sur de 24°S es en algunos lugares hasta 10 km más profundo. Estas diferencias podrían interpretarse como variaciones de la densidad cortical a lo largo del orógeno de tal manera que la disminución de las densidades corticales de norte a sur permitan el ajuste simultáneo del Moho de funciones receptoras y las anomalías de Bouguer observadas (Prezzi et al., 2010).

OBJETIVOS

Objetivo general

El objetivo principal del presente trabajo es la integración de la información cortical en Venezuela obtenida por métodos sismológicos activos y pasivos, con el fin de analizar las diferencias existentes entre los resultados obtenidos por ambos métodos, y su interpretación.

Objetivos específicos

Los objetivos específicos son los siguientes:

- Análisis de los datos de sismica de refracción profunda obtenidos en Venezuela hasta la fecha.
- Recopilación de los modelos corticales obtenidos por métodos sismológicos pasivos.
- Interpretación conjunta de los resultados obtenidos por métodos sismológicos activos y pasivos.

JUSTIFICACIÓN

Hasta finales de los años 1990, el conocimiento de la corteza terrestre en Venezuela ha sido muy reducido, ya que se había realizado una sola campaña sísmica de gran ángulo en la COLM (Gajardo et al., 1986). Posteriormente, desde el año 1998 se hicieron varios perfiles sísmicos en el oriente y centro del país (Schmitz et al., 2002; 2005), y en conjunto entre los proyectos GEODINOS y BOLIVAR, en el año 2004 varios perfiles norte-sur que cruzaron el límite de las placas del Caribe y Sudamérica desde la Cuenca de Venezuela hasta los llanos venezolanos (Levander et al., 2006; Bezada et al., 2008; 2010; Schmitz et al., 2008a; Magnani et al., 2009; Clark et al., 2008). En el marco de los mismos proyectos, se realizaron evaluaciones del espesor de la corteza aplicando el método de funciones receptoras (Niu et al., 2007; Quinteros et al., 2007; 2008; 2009).

Los valores tanto de espesores de la corteza, así como las velocidades de propagación de las ondas corpóreas en la corteza y el manto superior pueden ayudar a definir los modelos de corteza usados para la localización y determinación de los parámetros de la fuente de los sismos ocurridos a nivel nacional (con las estaciones de la Red Sismológica Nacional o las redes locales), así como para entender el desarrollo geodinámico de la región, caracterizado por la interacción de las placas del Caribe y de Sudamérica.

Los datos obtenidos en las diferentes campañas sísmicas de gran ángulo han sido analizados e interpretados por diferentes autores (e.g. Schmitz et al., 2003; Bezada et al., 2008; 2010; Magnani et al., 2009; Clark et al., 2008). Información adicional sobre los espesores corticales ha sido obtenida por análisis de funciones receptoras, igualmente analizada por diferentes autores (e.g. Niu et al., 2007; Amaíz y Rojas, 2009; Quinteros et al., 2009). En el presente trabajo se analizan los resultados obtenidos por ambos métodos en las diferentes zonas del país y se interpretan las diferencias obtenidas entre los trabajos de los diferentes autores.

CAPÍTULO III.

MARCO TEÓRICO

SÍSMICA DE REFRACCIÓN

La sísmica de refracción o de gran ángulo puede aplicarse a diferentes escalas con diferentes propósitos, desde los perfiles de unas decenas de metros con fines geotécnicos con fuentes pequeñas como golpes de mandarina o cargas de explosivo pequeñas, hasta perfiles destinados a determinar la estructura cortical con fuentes de explosivo de cientos de kilogramos, tal como es el caso de los estudios analizados en este trabajo.

Generalmente se instalan los equipos independientes a una distancia entre varios kilómetros hasta cientos de metros entre ellos a lo largo de un perfil para grabar varias voladuras con explosivo a lo largo del mismo (Figura 6), con el fin de obtener disparos reversos en las distancias importantes de análisis, generalmente cercano a las distancias críticas de las reflexiones de la interfaz corteza – manto o discontinuidad de Mohorovičić (Moho). Las distancias requeridas para observar la discontinuidad de Moho varían en la parte continental entre 40 y 150 km, lo que explica la necesidad de las grandes energías utilizadas en las fuentes. Otra modalidad de registro consiste en la grabación de señales de cañones de aire comprimido (“air guns” en inglés) disparados a lo largo de perfiles en el mar en estaciones fijas (Figura 7), o sea en tierra o en el fondo del mar (OBH o OBS). Esto permite unir múltiples disparos, cuyos registros se procesan como registros múltiples de un disparo, resultando en observaciones muy densas. La parte más importante del análisis es la identificación de las diferentes fases observadas en la sección sísmica. Las principales fases observadas en las secciones sísmicas corticales son: P_g para la refracción del basamento cristalino, P_mP para la reflexión del Moho y P_n para la refracción del manto superior. Tal como se observa en el esquema de la figura 8, en tiempo real se dificulta el reconocimiento de las diferentes fases, por lo cual se aplican generalmente velocidades de reducción (Figura 9).

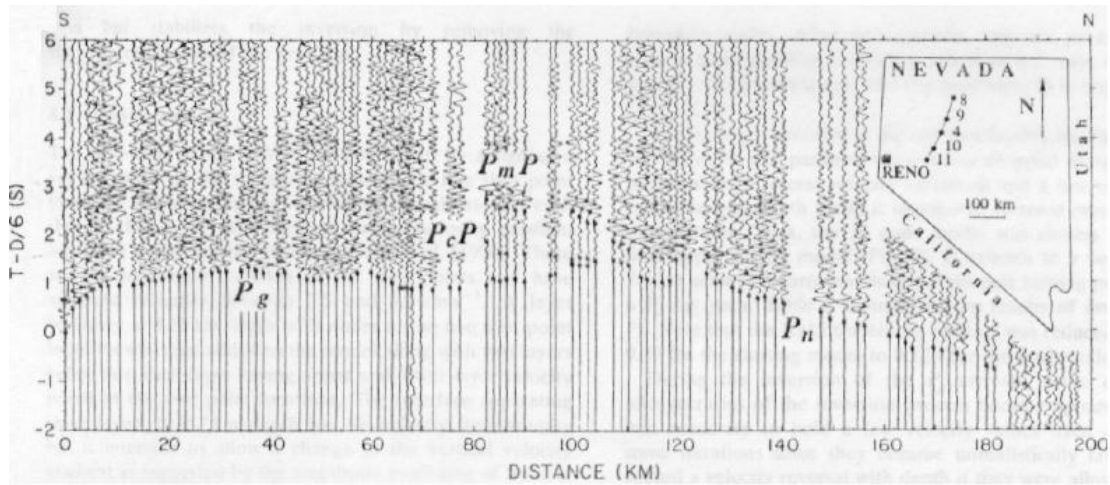


Figura 6. Sección sísmica de un experimento en Nevada, EEUU, en el año 1986 (Zelt y Smith, 1992). En el mapa esquemático se muestra la configuración del experimento con varios disparos a lo largo del perfil. Se indican las principales fases analizadas como P_g , P_cP (para una reflexión intracortical), P_mP y P_n . Todas las secciones sísmicas tienen, si no se indica lo contrario, una velocidad de reducción de 6 km/s, y en las leyendas: distance / offset = distancia; time = tiempo; depth = profundidad.

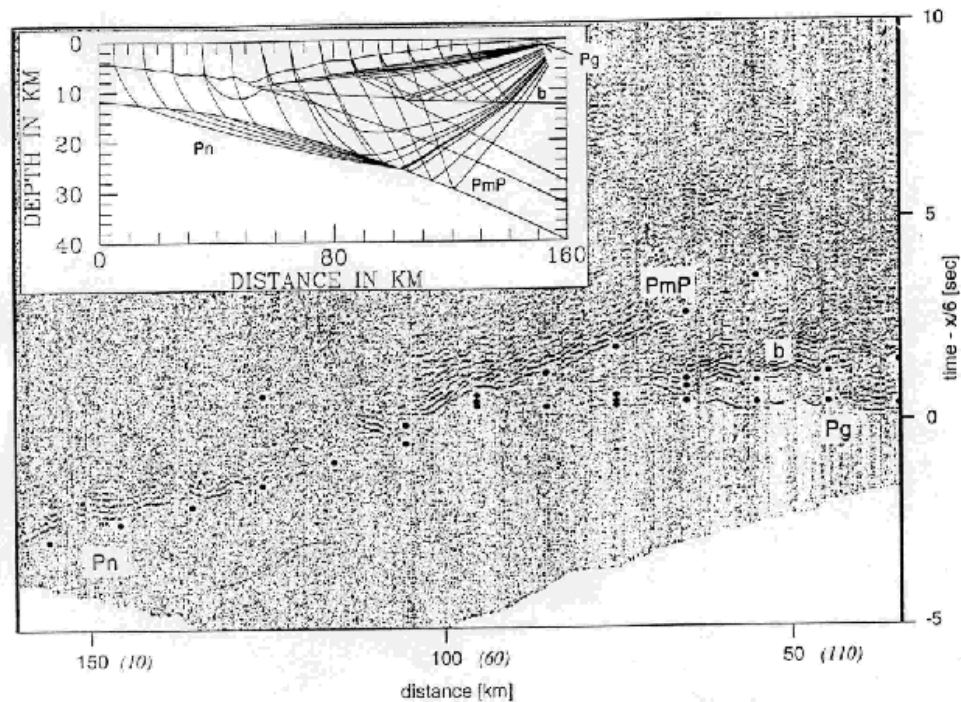


Figura 7. Sección sísmica proveniente de registros de cañones de aire en una estación de registro en tierra (Patzwahl et al., 1999). Se nota la densidad de los registros debido a la frecuencia de los disparos en el mar. Denominación de las fases como en la figura 6, la fase b corresponde a una reflexión intracortical. Time = tiempo; distance = distancia; depth = profundidad.

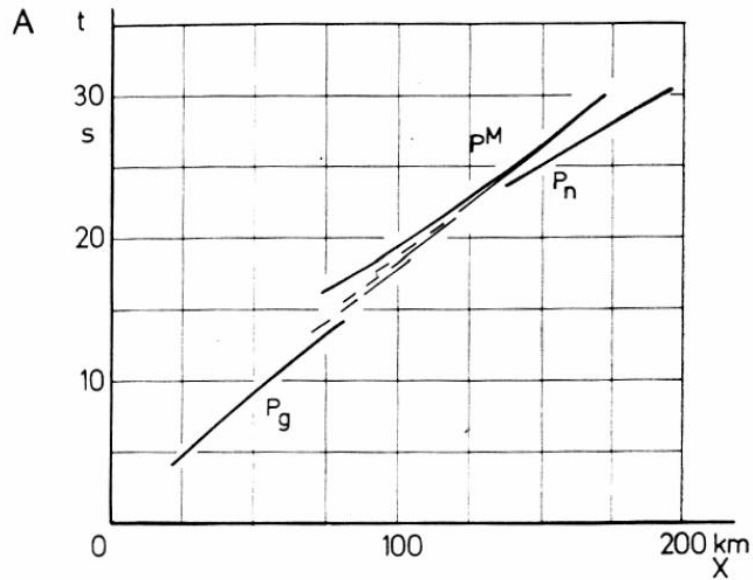


Figura 8. Esquema de las principales fases observadas en una sección sísmica a nivel cortical en tiempo real (Giese, 1976b). La fase P^M corresponde a la PmP según la nomenclatura de Storchak et al. (2003).

El primer paso en el procesamiento es la definición del momento de disparo y la sincronización de todas las señales de tiempo. Después se calculan las respectivas distancias de los equipos de registro al disparo y se montan las secciones sísmicas, aplicando filtros simples como de pasa banda. En los perfiles corticales generalmente se usan velocidades de reducción para poder ver las fases con mas detalle - 6.0 km/s para las ondas P y 3.46 km/s para las ondas S - promedio de la corteza (Figura 9). También se usan otras velocidades de reducción para ciertas fases, como 7.0 km/s para la corteza inferior y 8.0 para el manto superior. Las frecuencias usadas en la sísmica profunda se encuentran entre 1-10 Hz. Para $V=6$ km/s resulta una longitud de ondas para 1 Hz de 6 km, para 10 Hz de 600 m y para 6 Hz de 1 km. La distancia entre los equipos de registro no debería superar la longitud de ondas (ap. 1 km para la refracción profunda).

Para el análisis de las secciones sísmicas de gran ángulo se utiliza la técnica del modelado directo para datos de poca cobertura o inversión para datos muy densos. Ambas técnicas se basan en el método de trazado de rayos según el que se calculan los tiempos de viaje de las ondas a través de un modelo bidimensional definido con

base en modelos 1D. Los tiempos de viaje calculados se comparan con los observados y se modifica el modelo iterativamente hasta lograr un ajuste satisfactorio entre los tiempos calculados y observados (Zelt y Smith, 1992). El resultado final del modelado lo compone el modelo estructural de la corteza con las respectivas velocidades de propagación (Figura 10).

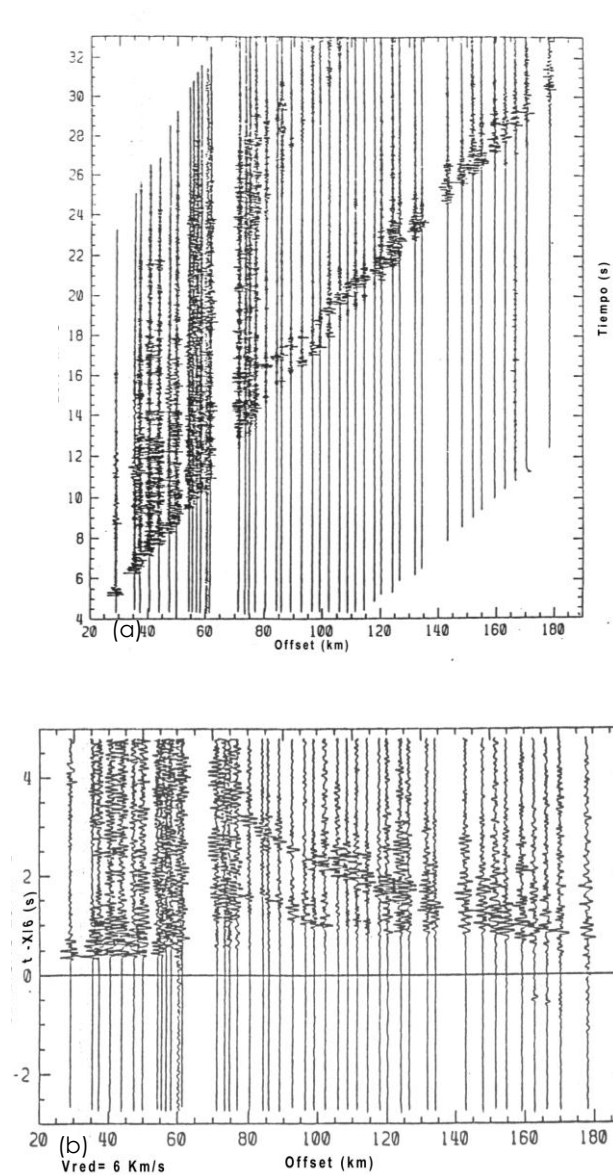


Figura 9. Sección sísmica en tiempo real (arriba) y tiempo de reducción de 6 km/s (abajo). Aplicando la relación $t_r = t - x/v_r$ (t_r = tiempo de reducción, t = tiempo absoluto, x = distancia de la traza, v_r = velocidad de reducción) se horizontalizan las secciones y se permite analizarlas con mayor detalle (Gebrande y Miller, 1985). Offset = distancia.

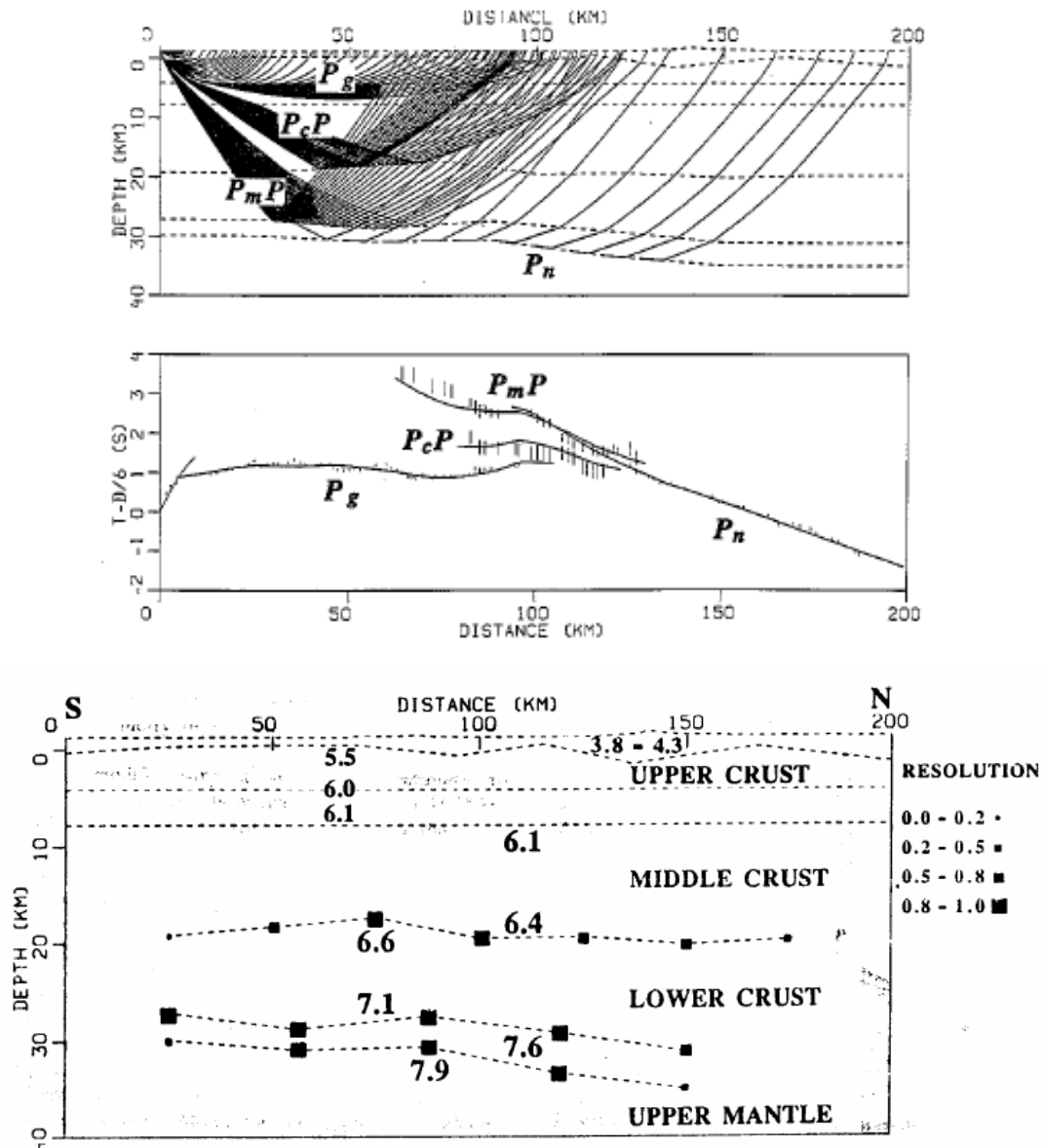


Figura 10. Diagrama de pasos de rayos (arriba) y comparación de tiempos de viaje (centro) observados (barras verticales) y calculados (líneas negras) de la sección sísmica de la figura 6 (Zelt y Smith, 1992). En el modelo de velocidades final (abajo) se indican las respectivas velocidades de propagación de los estratos. Distance = distancia; depth = profundidad; upper / middle / lower crust = corteza superior / media / inferior; upper mantle = manto superior.

Una forma conveniente de representar los modelos corticales obtenidos es la graficación en funciones 1D de velocidad-profundidad (Figura 11, arriba), lo que permite la comparación de los diferentes tipos de corteza obtenidos en los estudios sísmicos. Como ejemplo en Venezuela se anexa el análisis de los perfiles sísmicos que cruzan el límite de placas del Caribe y Sudamérica (Figura 11, abajo).

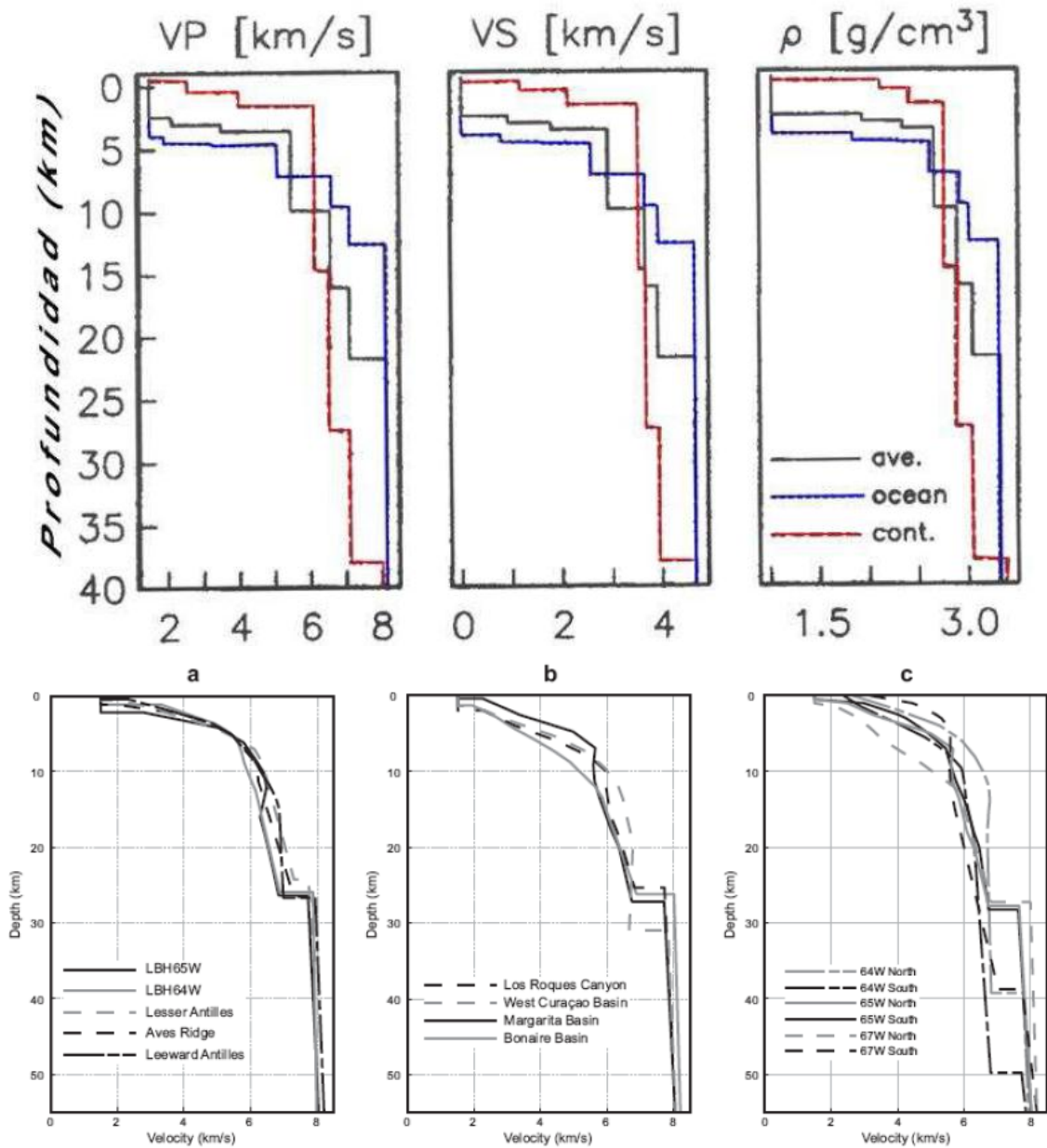


Figura 11. (Arriba): Funciones 1D de velocidad-profundidad y densidad-profundidad para diferentes ambientes (ave = promedio; oceánico y continental) a nivel mundial, calculadas por Mooney et al. (1998). (Abajo): Modelos 1D de los diferentes perfiles sísmicos de gran ángulo para la zona de las Antillas Menores y el Alto de La Blanquilla (LBH) (a), las cuencas sedimentarias marinas (b) y promediado por 50 km al norte y al sur de las principales fallas transcurrentes en los perfiles 64°W, 65°W y 67°W (c) (Bezada et al., 2010). Depth = profundidad; velocity = velocidad; Lesser Antilles = Antillas Menores; Aves Ridge = Cuesta de Aves; Leeward Antilles = Antillas Mayores; Los Roques Canyon = Fosa de Los Roques; West Curacao Basin = Cuenca Oeste de Curaçao; Margarita Basin = Cuenca de Margarita; Bonaire Basin = Cuenca de Bonaire; north = norte; south = sur.

FUNCIONES RECEPTORAS

Las funciones receptoras son series de tiempos relacionados a la coda de la onda P, obtenidos de los sismogramas registrados en una estación receptora de tres componentes, describiendo las reverberaciones de las ondas P y S (Figura 12) en las estructuras que se encuentran bajo la estación. Esta metodología fue desarrollada en los años 1970 para modelar la fase convertida de la onda P a S y las múltiples de la onda P generadas en una discontinuidad de primer orden (Langston, 1979). La coda de la onda telesísmica P está compuesta de señales de la onda S, convertidos a diferentes discontinuidades de ondas P debajo de la estación receptora. De esta manera, la coda de la onda P contiene mucha información relacionada a la estructura debajo de la estación. Con la técnica de las funciones receptoras se aíslan estas señales convertidas y las reverberaciones (Langston, 1979; Owens et al., 1984) mediante un proceso de deconvolución de una componente vertical (también llamada longitudinal) de una componente radial (también llamada transversal).

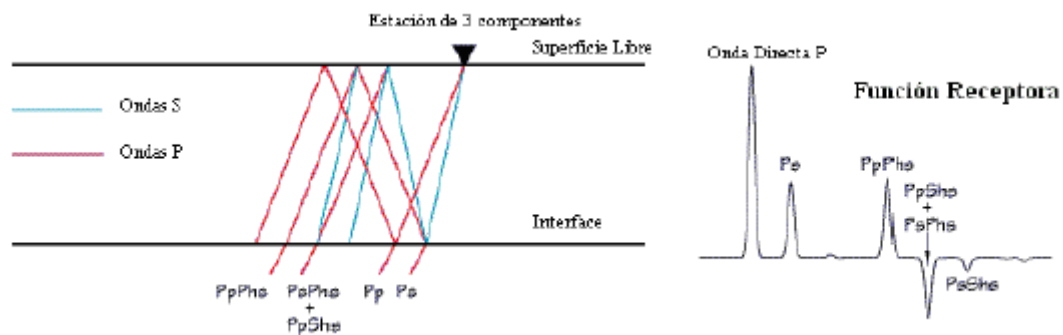


Figura 12. Esquema de una función receptora con la trayectoria de las ondas sísmicas entre una discontinuidad y la superficie (izquierda) y esquema de la serie de tiempo resultante de la función receptora en la estación de registro (derecho) (modificado de Ammon, 1991).

Las primeras investigaciones utilizaban datos de largo período de las estaciones de la red sismológica mundial WWSSN (“World Wide Standard Seismograph Network” en inglés) para construir modelos simples de capas planas en zonas cercanas a las estaciones sismológicas. Para el registro se utilizan señales de eventos telesísmicos, es decir sismos que ocurren fuera de la zona de estudio y cuyos parámetros hipocentrales se calculan con las estaciones de la red WWSSN y que se reportan a

agencias internacionales de sismología. La metodología permite calcular la respuesta relativa de la estructura del subsuelo en la zona que rodea a la estación receptora debido al ángulo de incidencia de las ondas telesísmicas respecto a la estación, el azimut con el cual llegan las ondas respecto a la estación y la profundidad de la discontinuidad cuyas conversiones y reverberaciones se utilizan en el estudio (Ammon et al., 1990).

La resolución lateral y en profundidad depende de las frecuencias estudiadas, así como de las características de las discontinuidades existentes debajo de la estación receptora, que pueden ser discontinuidades en el manto (zona de transición entre manto superior e inferior) o el límite entre corteza y manto, el Moho. En este trabajo se limita a analizar los estudios relacionados a la investigación del Moho en Venezuela. Para dicha discontinuidad, la resolución vertical es de 10 km, aproximadamente (dependiendo del ángulo de incidencia de los telesismos), y la resolución vertical es igual a la distancia del reflector más profundo.

La forma de las ondas contiene información relacionada con la función de tiempo de la fuente, el efecto de propagación a través del manto y las estructuras locales por debajo de la estación receptora. La función receptora, cuyo análisis se puede realizar en el dominio del tiempo o de la frecuencia, se obtiene quitando los efectos de la fuente, los efectos instrumentales y los efectos de la trayectoria por el manto. Las reverberaciones son mejor observadas en eventos con distancias epicentrales de 30° a 95°, donde el tiempo de viaje y las distancias recorridas por las ondas son suficientemente grandes para que un tren de ondas P, de varios minutos, se registre antes que la primera llegada de la onda S. En la figura 13 se muestra como ejemplo la distribución de los telesismos utilizados en un estudio de funciones receptoras en Venezuela por Niu et al. (2007).

En el proceso de deconvolución se podrían introducir artefactos si los niveles de ruido son altos. Para estabilizar la deconvolución se puede introducir un ruido aleatorio (“pre-whitening”) a los datos (Yilmaz, 2001) o limitar la amplitud del ruido a un valor mínimo, llamado filtro de “nivel de agua” (“water-level” en inglés), introducido

por Clayton y Wiggins (1976) y Ammon (1991). La profundidad de la discontinuidad se puede calcular directamente por la diferencia de los tiempos de llegada de la onda P y la conversión de fase P a S, asumiendo un modelo de velocidades de la corteza.

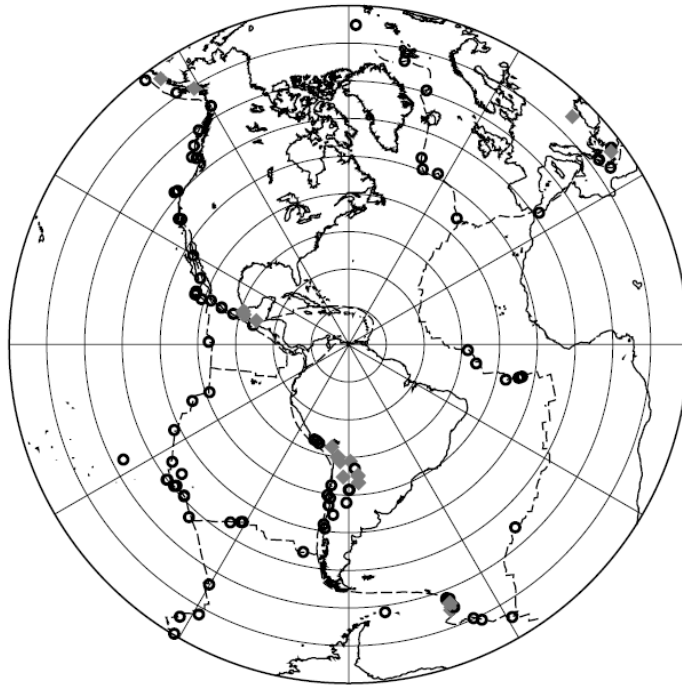


Figura 13. Ubicación de un total de 112 eventos tectónicos utilizados en el estudio de funciones receptoras de Niu et al. (2007) en Venezuela.

Con una cobertura específica de las Fuentes en distancia se podría aplicar un análisis de velocidades para asignar la profundidad óptima de la discontinuidad y la velocidad promedio encima de ella. Se puede inclusive estimar el promedio de la relación V_p/V_s de la corteza en conjunto con una mejor determinación de la profundidad del Moho utilizando los tiempos de llegada de las fases convertidas y las reverberaciones entre el Moho y la superficie libre de la tierra (Zandt y Ammon, 1995; Zhu y Kanamori, 2000; Niu y James, 2002). Este promedio de la relación V_p/V_s de la corteza proporciona información adicional que permite estimar la composición general de la corteza continental (Niu y James, 2002). Según estudios realizados por Zandt y Ammon (1995), se puede asociar la composición de las rocas de la corteza inferior con la relación de Poisson de la siguiente manera: $\sigma < 0,26$: composición félsica; σ entre 0,26 - 0,28: composición intermedia; $\sigma > 0,28$: composición máfica.

Técnicas modernas de arreglo (Levander, 2003) permiten la aplicación de metodologías adaptadas de la sísmica de reflexión, tales como la determinación del punto común de conversión (“common-conversion-point” en inglés) y migración pre-apilamiento (“pre-stack depth migration” en inglés). Sin embargo, para su aplicación se requiere una densidad alta de las estaciones receptoras, por lo que no se aplica a las estaciones disponibles hasta la fecha en Venezuela.

CAPÍTULO IV.

MARCO METODOLÓGICO

En el presente trabajo se analizan de manera conjunta los resultados de los estudios sismológicos activos (sísmica de refracción de gran ángulo) y pasivos (funciones receptoras), enfocados en la parte terrestre, es decir la fracción perteneciente al continente sudamericano, de las estructuras corticales generadas por la interacción entre las placas del Caribe y de Sudamérica. En el capítulo “Resultados y Discusión de Resultados” se analizan los datos y resultados tanto de sísmica de gran ángulo como de funciones receptoras por región (Occidente, Centro-Norte, Oriente), indicando ejemplos de datos y resultados que permiten evaluar la confiabilidad de cada uno de los resultados reportados en los trabajos publicados e inéditos, de manera de poder indicar la naturaleza de las variaciones entre los diferentes métodos y estudios. Para conocer la base de los estudios sismológicos, destinados a la investigación de la estructura de la corteza terrestre, existentes en Venezuela hasta la fecha, se exponen a continuación los antecedentes, desglosados por estudios sísmicos de gran ángulo y estudios de funciones receptoras.

INVESTIGACIONES SÍSMICAS CORTICALES DE GRAN ÁNGULO EN VENEZUELA

Hasta finales de los años 1990, el conocimiento de la corteza terrestre en Venezuela ha sido muy reducido, ya que se había realizado un solo perfil sísmico de gran ángulo en la COLM (Gajardo et al., 1986), determinando un espesor cortical de 43 km. En los años 1998, 2001 y 2002 se desarrollaron proyectos de sísmica de refracción profunda en el Escudo de Guayana (proyecto ECOGUAY), la cuenca oriental de Venezuela (proyecto ECCO) y la zona central (proyecto Mar y Tierra). Los proyectos ECOGUAY (Chalbaud, 2000; Schmitz et al., 2002) y Mar y Tierra (Güédez, 2003; Schmitz et al., 2003) usaron como fuente de energía voladuras mineras y registros de cañones de aire, respectivamente. En ambos casos, se pudieron determinar solamente las características principales de la corteza, debido a la poca densidad de los puntos de registro. En el Escudo de Guayana, la corteza tiene un espesor de 45 km, con una

velocidad promedio de la corteza de 6.5 km/s y una corteza inferior de elevada velocidad sísmica entre 20 y 30 km de profundidad (Schmitz et al., 2002). El espesor de la corteza en la zona centro-norte es de 36 - 39 km cercano a la costa, disminuyendo hacia la parte oceánica en la placa del Caribe. La velocidad promedio de la corteza oscila entre 5.9 y 6.3 km/s, sin que se pueda observar una zona de elevada velocidad en la corteza inferior (Güédez et al., 2003).

En el proyecto ECCO se emplearon un mayor número de equipos de registro y un número mayor de voladuras que permitieron una mejor resolución a nivel de corteza superior y el seguimiento de la discontinuidad de Moho entre el Escudo de Guayana y la costa en Barcelona (Martins, 2002; Schmitz et al., 2005). La profundidad máxima de los sedimentos de la cuenca oriental es de 13 km en la parte norte del perfil y el espesor de la corteza varía entre 35 km en el norte y 39 km al norte del río Orinoco, con una disminución de la velocidad promedio de la corteza de 6.5 km/s en el Escudo de Guayana a 5.8 km/s en la cuenca oriental.

Estudios sísmicos se realizaron en el año 2004 en el marco de los proyectos BOLIVAR (Broadband Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region) y GEODINOS (Geodinámica reciente del límite norte de la placa Sudamericana) con 4 perfiles norte-sur, combinados de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo, en el norte de Venezuela entre las longitudes 64°W y 70°W (Figura 2), con la finalidad de investigar la geodinámica de la compleja zona de borde de placas Caribe-Suramérica (Levander et al., 2006). Se utilizaron disparos de cañones de aire en mar y explosiones químicas en tierra como fuentes, 550 grabadores "Texan", 50 OBS y las estaciones cercanas a la costa norte de la Red Sismológica Venezolana (sensores Guralp CMG-40T, 30 s) como receptores.

El espesor cortical en el norte de Venezuela se ha cartografiado (Figura 14), incluyendo los resultados de estudios previos de refracción profunda en la COLM (Gajardo et al., 1986; Güédez, 2003), la zona central costa afuera (Güédez, 2003), la Cuenca Oriental (Schmitz et al., 2005) y el Escudo de Guayana (Schmitz et al., 2002). En general, el espesor cortical en el norte de Venezuela se reduce de

aproximadamente 40 km al sur del Sistema Montañoso del Caribe a menos de 35 km en la línea de costa mientras que excede los 35 km en la Cordillera de la Costa (Güédez, 2003). Un pronunciado adelgazamiento cortical se observa en la Cuenca de Falcón a los 70°W (ver también Rodríguez y Sousa, 2003). Por otro lado, se encontró una raíz cortical profunda (más de 50 km de espesor cortical) al este de 64°W en la Cuenca Oriental.

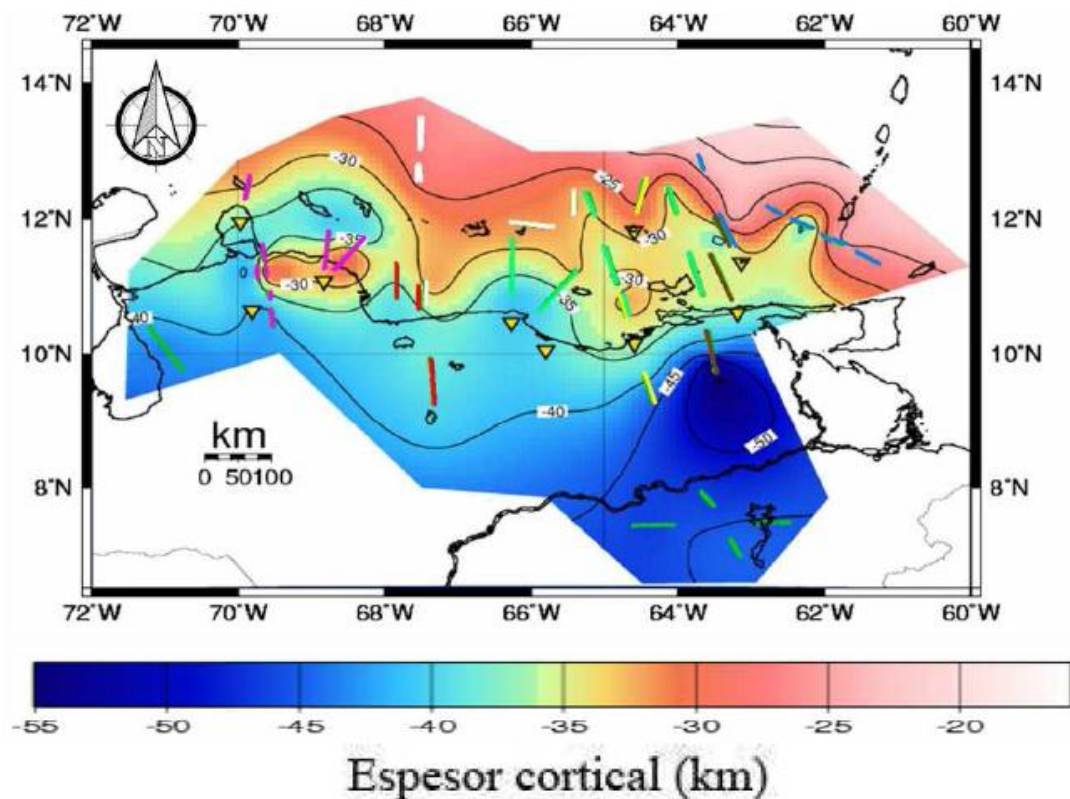


Figura 14. Mapa del espesor cortical en el norte de Venezuela basado en la recopilación de los datos sísmicos de gran ángulo (Masy et al., 2007; Rada et al., 2008). Las líneas coloradas indican las fuentes de información: verde (COLM): Castejón et al. (1986); Güédez (2003); morado (occidente): Bezada (2005); rojo (centro): Vieira, 2005; blanco (centro): Masy, 2007; verde (centro): Güédez (2003); amarillo (oriente): Martins, 2002; Ávila, 2005; marrón (oriente): Yáñez, 2005; verde (oriente): Rada, 2007; azul (NE-Trinidad): Ruíz (2007); verde (Escudo de Guayana): Chalbaud (2000).

El análisis detallado de los perfiles que cruzan el límite de placas Caribe – Sudamérica (Guedez, 2007; Magnani et al., 2009; Bezada et al., 2010; Clark, 2007; Christeson et al., 2008), realizado en el marco del proyecto BOLIVAR, permitió

definir la transición entre la corteza oceánica en la Cuenca de Venezuela en el norte hacia la corteza continental en el norte del continente sudamericano. Destacan estructuras de alta velocidad asociadas al sistema de fallas transcurrentes (Magnani et al., 2009); así como saltos importantes en el espesor cortical al norte de la costa venezolana (Magnani et al., 2009; Clark, 2007).

INVESTIGACIONES SÍSMOLÓGICAS UTILIZANDO EL MÉTODO DE FUNCIONES RECEPTORAS EN VENEZUELA

Con la instalación de la Red Sismológica Nacional (RSN) modernizada y equipada con sensores de banda ancha Guralp CMG-40T con una respuesta plana de 1 s a 30 s, se generó la base para el cálculo de funciones receptoras en Venezuela. En los años 2003-2005, las 35 estaciones de la RSN fueron complementadas en el centro-oriente del país con 27 estaciones de banda ancha en tierra (PASSCAL) y 14 OBS en la parte marina (OBSIP), en el marco del proyecto BOLIVAR (Levander et al., 2006; figura 3).

Aplicando la metodología de funciones receptoras en Venezuela, Niu et al. (2007) analizaron 313 eventos telesísmicos con distancias epicentrales entre 30° y 90°, y magnitudes (M_w) mayores a 5 (Figura 13). El mapa de espesores corticales resultante (Figura 15, arriba) muestra gran variación en la profundidad de Moho, desde 16 km bajo la Cuenca de Bonaire hasta más de 50 km en los Andes venezolanos y en el nororiente venezolano (bajo las Cuencas de Guárico y Maturín). En el Cratón de Guayana, el espesor cortical alcanza los 37 km.

Con el mapa de radio de Poisson (Figura 15, abajo) puede inferirse sobre la composición mineralógica de las provincias geológicas del área. Se observaron los valores más bajos en la región andina, en promedio 0,23, lo que sugiere una corteza considerablemente más félsica que la del resto de Venezuela (Niu et al. 2007). Valores intermedios (0,24-0,27) se encuentran en el Escudo de Guayana, en las planicies costeras, parte de la Cuenca de Guárico y la Serranía de Falcón. Niu et al. (2007) notaron que los valores observados en la Serranía del Interior, norte de Falcón

y algunas islas (0,29-0,32) sugieren que pueden estar compuestas por arcos oceánicos acrecionados.

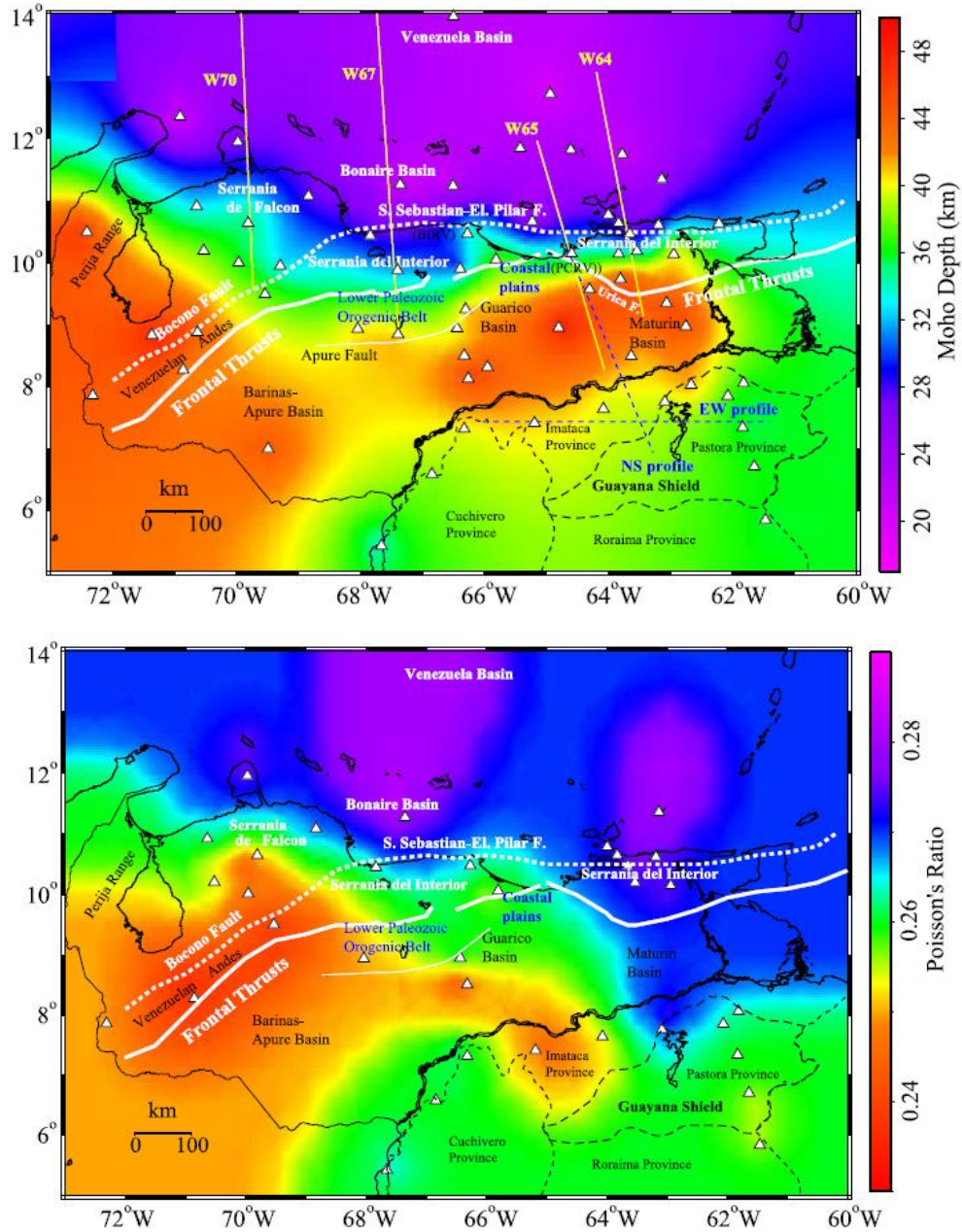


Figura 15. (Arriba): Mapa del espesor cortical en el norte de Venezuela elaborado con los resultados del análisis de funciones receptoras (Niu et al., 2007). (Abajo): Mapa del radio de Poisson en el norte de Venezuela elaborado con los resultados del análisis de funciones receptoras (Niu et al., 2007). Especificaciones: ver figura 3; Venezuelan Andes = Andes de Mérida; Lower Paleozoic Orogenic Belt = Cinturón Orogénico del Paleozoico Inferior; Coastal plains = Planicies costeras; profile = perfiles.

Por otra parte, Quinteros et al. (2009) utilizaron telesismos registrados en 20 estaciones de la RSN y 25 estaciones del proyecto BOLIVAR, analizando más de 75 eventos telúsmicos, con distancias epicentrales que variaron entre 27° y 90° y magnitudes (M_w) mayores a 5. La corteza tiene su mayor espesor en la región de la Cuenca de Maturín, al oriente de Venezuela, con valores hasta 56 km de espesor, mientras que los menores valores de espesores corticales se observan al norte de Venezuela en dirección hacia el Caribe, con valores hasta 18 km, aproximadamente, característicos de corteza oceánica. (Figura 16).

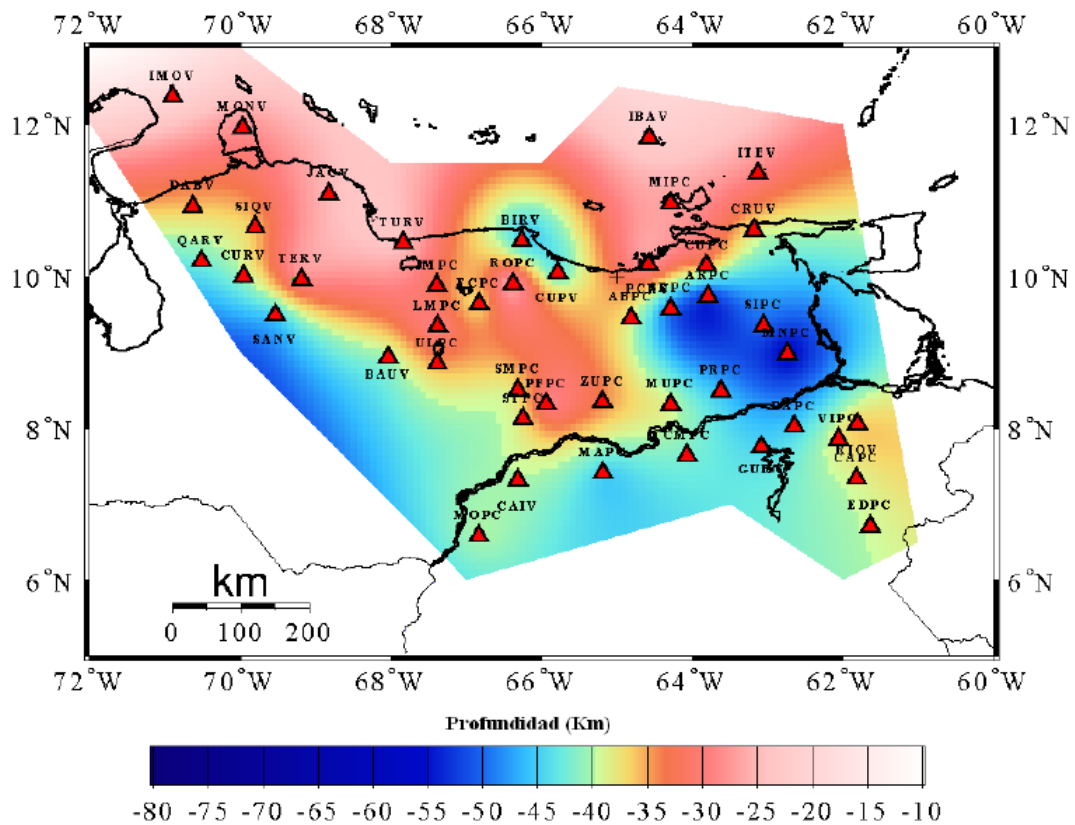


Figura 16. Mapa del espesor cortical en el norte de Venezuela elaborado con los resultados del análisis de funciones receptoras (Quinteros et al., 2009).

En la región insular se obtuvieron valores de profundidad que varían entre 18 y 29 km. En la serranía de Falcón el promedio obtenido es de 36 km de espesor cortical, observando una disminución de espesor en la cuenca de Falcón (28 km en la estación JACV). Llama la atención el resultado de la estación TERV, ubicada al extremo norte

de los Andes, con una profundidad de 27 km indicando la presencia de adelgazamiento en la corteza. La Cordillera de la Costa muestra espesores variables entre 25 km (TURV) y 44 km (BIRV). Para la Serranía del Interior se observa una diferencia entre los espesores corticales de la parte central y la oriental. La primera presentó un promedio de profundidad de Moho de 31 km, mientras que la sección oriental alcanzó un valor promedio de 36,5 km, con la excepción de la estación PCRV cuyo valor de profundidad es de 24,5 km. En la Cuenca Oriental, los valores varían entre 32 km en la sub-cuenca de Guárico y un máximo de 56 km en la sub-cuenca de Maturín. El Escudo de Guayana posee valores uniformes para la discontinuidad de Moho que se promedian en 41 km.

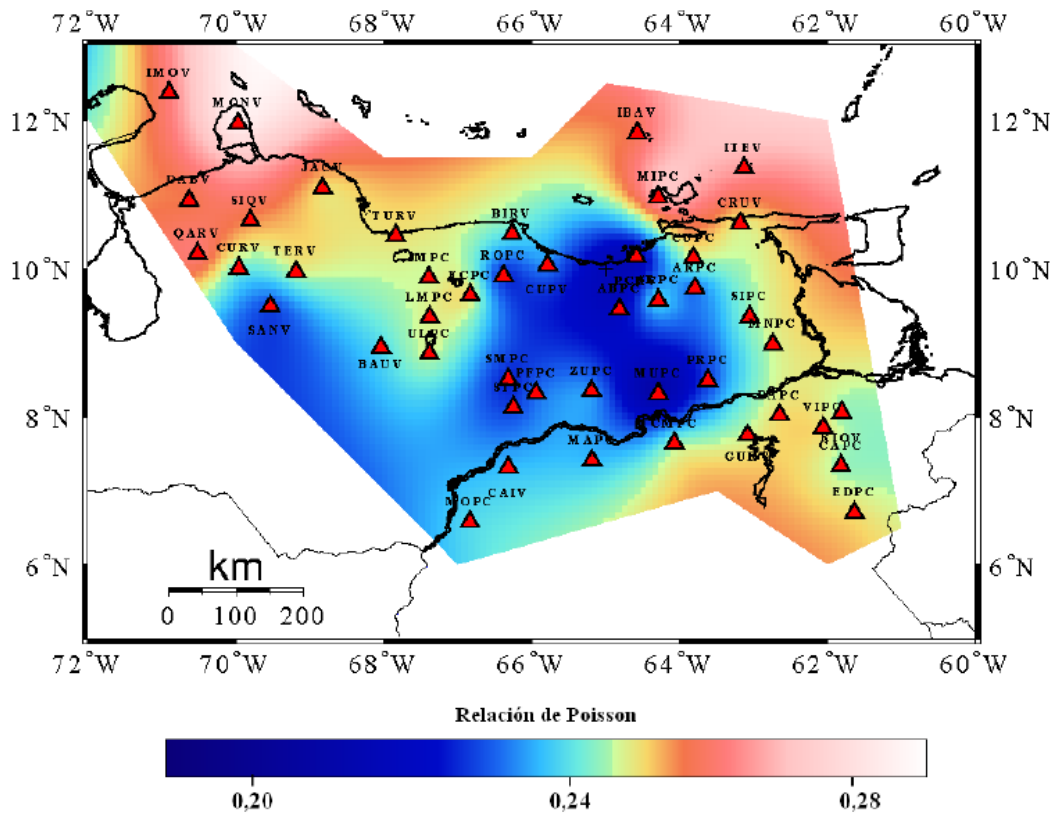


Figura 17. Mapa del radio de Poisson en el norte de Venezuela elaborado con los resultados del análisis de funciones receptoras (Quinteros et al., 2009).

Quinteros et al. (2009) obtuvieron valores de la relación de Poisson comprendidos entre 0,19 y 0,31 (Figura 17); ubicándose los mayores valores hacia la zona costera,

donde los valores de la relación de Poisson se asocian a la corteza oceánica (Zandt y Ammon, 1995) compuesta por rocas máficas a intermedias, mientras que en el resto de la región, se tienen bajos valores en la relación de Poisson, asociados a corteza continental, constituida principalmente por rocas félsicas.

CAPÍTULO V.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los análisis que se están realizando en el presente trabajo se enfocan en la parte terrestre, es decir la fracción perteneciente al continente sudamericano de los perfiles que cruzan el límite entre las placas del Caribe y de Sudamérica, comparando los resultados tanto de sismica de gran ángulo como de funciones receptoras por región (Occidente, Centro-Norte, Oriente).

OCCIDENTE

En la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM; Figura 2), Gajardo et al. (1986) y Castejón et al. (1986) determinaron un espesor cortical de 43 km con una disminución importante del espesor cortical hacia el noroeste (Figura 18).

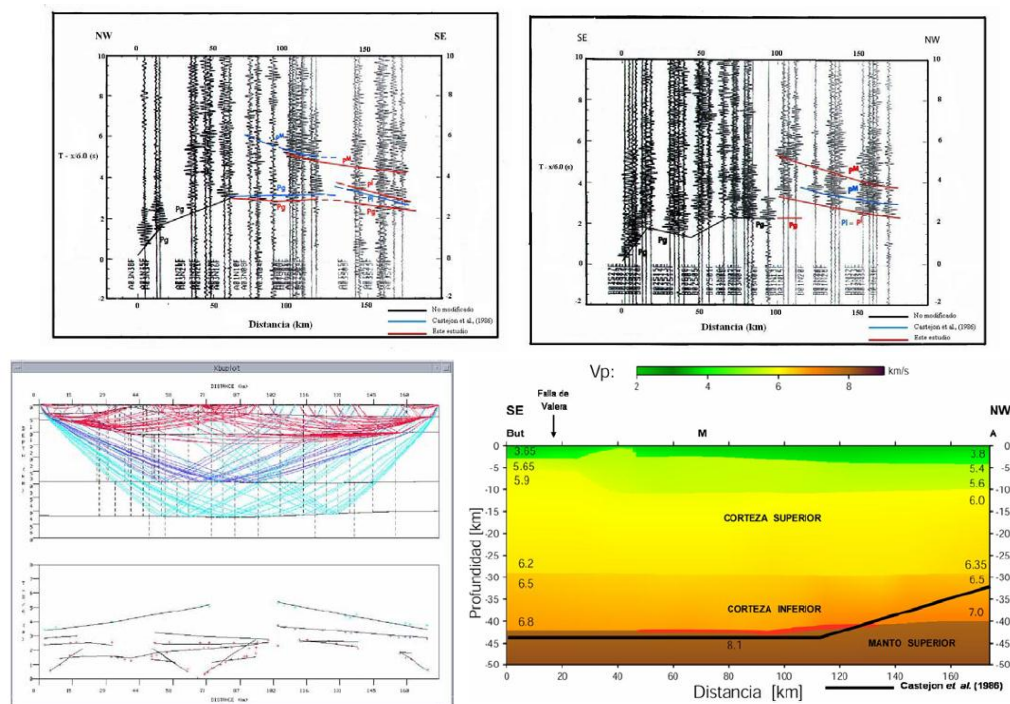


Figura 18. Sección de registro de la explosión de Altagracia (arriba, izquierda) y Butaque (arriba, derecha) de los perfiles de la COLM, con la identificación de fases de Castejón et al. (1986) y la re-interpretación de Güédez et al. (2003). Modelado bidimensional (abajo, izquierda) y modelo de velocidades (abajo, derecha) del perfil COLM NW-SE (Güédez et al., 2003). La línea negra en el modelo de velocidades indica la configuración del Moho obtenido por Castejón et al. (1986).

Ambas interpretaciones coinciden en el espesor cortical de más de 40 km (Figura 18), sin embargo Güédez et al. (2003) no consideraron las evidencias para una disminución del espesor hacia el noroeste tan importante como la planteada por Castejón et al. (1986), al interpretar llegadas aproximadamente 1 s posteriores en la sección Butaque – SE como reflexión del Moho (PmP). Los espesores corticales obtenidos por Quinteros et al. (2008) por análisis de funciones receptoras indicaron valores entre 34 (DABV) y 38 (QARV) km, aproximadamente 50 km al este del perfil sísmico (Figura 19), en coincidencia con los valores obtenidos por Niu et al. (2007) (Figura 20). Las tendencias de los espesores corticales obtenidos con ambos métodos (Figuras 14, 15 y 19) coinciden con pocas diferencias, considerando que no coinciden directamente las zonas investigadas.

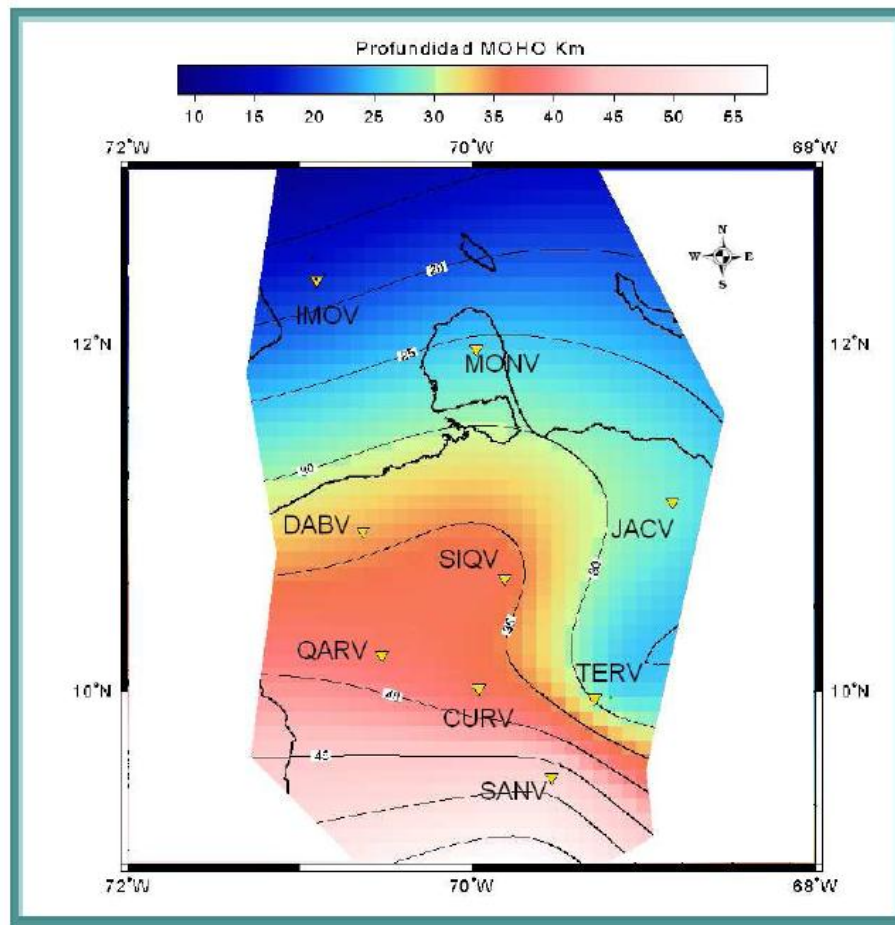


Figura 19. Profundidad del Moho en las nueve estaciones sismológicas del occidente de Venezuela analizadas por Quinteros et al. (2008).

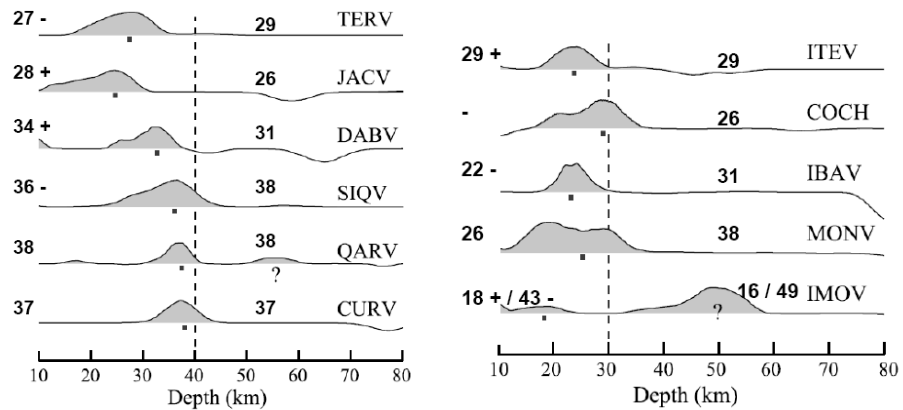


Figura 20. Funciones receptoras apiladas del occidente (izquierda) y las islas (derecha) de Venezuela (Niu et al., 2007). Los cuadros negros indican el espesor de Moho asignado, signos de interrogación indican un segundo máximo, la asignación de la profundidad se realiza en consistencia con estaciones vecinas. Los valores de espesores a la derecha de la función receptora corresponden a los obtenidos por Niu et al. (2007) y a la izquierda por Quinteros et al. (2009), con + y - se indican diferencias de 2 o más km respecto a los valores de Niu et al. (2007); depth = profundidad. En las islas, la línea de referencia corresponde a 30 km de profundidad, en el resto de las zonas a 40 km

Unos 100 km más al este, a lo largo de la longitud 70°W, se realizó un perfil sísmico en el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS (Figura 2). A través de las reflexiones del Moho del disparo Aracua (Figura 21) se puede comprobar la disminución de la profundidad del Moho en Falcón (Figura 22), planteada por Rodríguez y Sousa (2003) con base en el modelado gravimétrico.

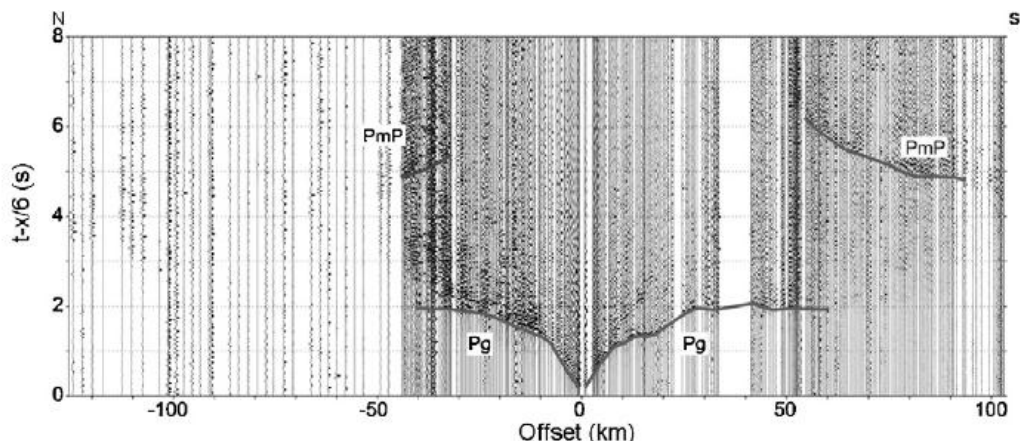


Figura 21. Sección sísmica del disparo Aracua (Serranía de Falcón) hacia norte (línea de costa aproximadamente a 45 km donde disminuye claramente la densidad de equipos de registro) y sur (final del perfil en Barquisimeto) (Bezada et al., 2008). La diferencia en la distancia crítica (32 km al norte y 55 km al sur) y los tiempos reducidos respectivos (5,5 s al norte y 6,2 s al sur) son indicativo claro para la disminución del espesor cortical al norte. Offset = Distancia.

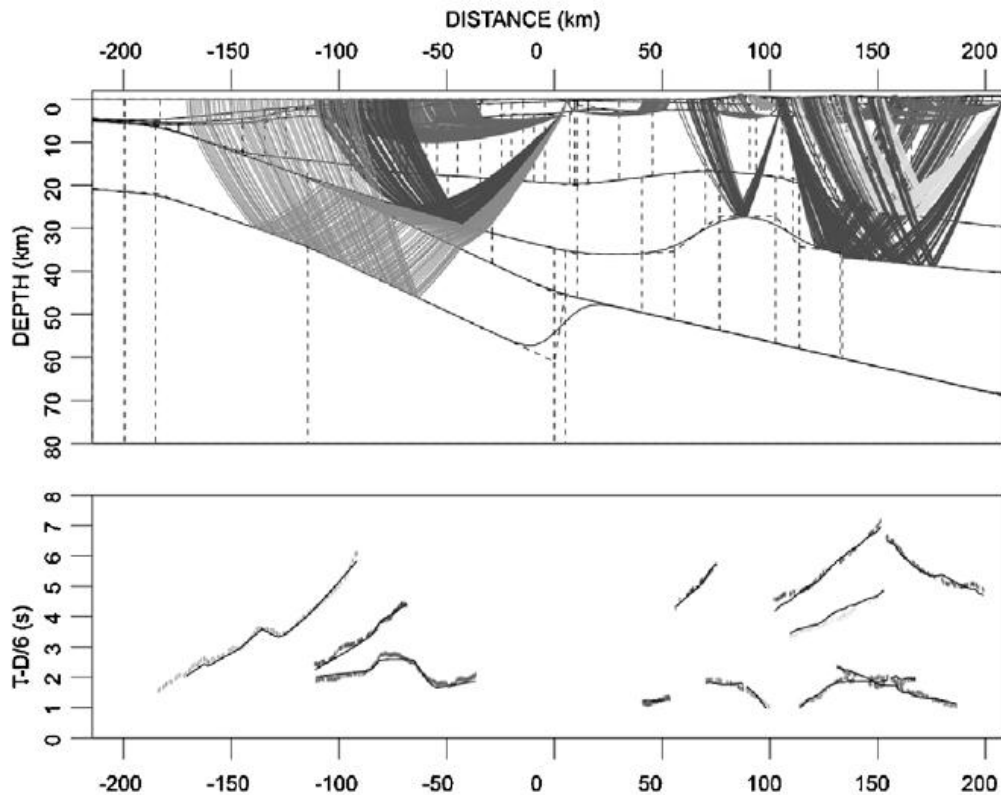


Figura 22. Trazado de rayos (arriba) y ajuste entre tiempos observados y calculados (abajo) a lo largo del perfil 70°W (Bezada et al., 2008). La distancia de 0 km corresponde a 12° (aproximadamente costa norte de la península de Paraguaná), el disparo Aracua (Figura 21) esta ubicado a 110 km. Se nota la diferencia en el espesor al norte y sur del disparo. Distance = Distancia.

Los modelos presentados por Bezada et al. (2008; Figura 22) y Guedez (2007; figura 23) coinciden en el adelgazamiento cortical al norte Falcón, con algunas diferencias en su localización exacta. Guedez (2007) relaciona el adelgazamiento cortical a la falla de Oca-Ancón ubicada unos 70 km al sur del punto, en el cual empieza a aumentar el espesor de la corteza al sur. Compara este fenómeno con lo observado en otros perfiles que cruzan este límite de placas en 67°W (Magnani et al., 2009) y en 64°W (Clark, 2007), donde se observa una disminución del espesor cortical al norte del sistema de fallas transcurrentes, a distancias de 40 (64°W) a 70 (67°W) km al norte de la falla principal, una distancia en el mismo orden que la observada en Falcón (60 km al norte de la falla; figura 23). En este caso, lo excepcional no sería el adelgazamiento de la corteza, sino el aumento del espesor hacia el norte a 35 km (al

norte de la península de Paraguaná; figura 23), que podría estar relacionado a la corteza de la península de Paraguaná. El bloque de Araba, caracterizado por un alto gravimétrico (Bezada et al., 2008), se ubica unos 40 km más al norte.

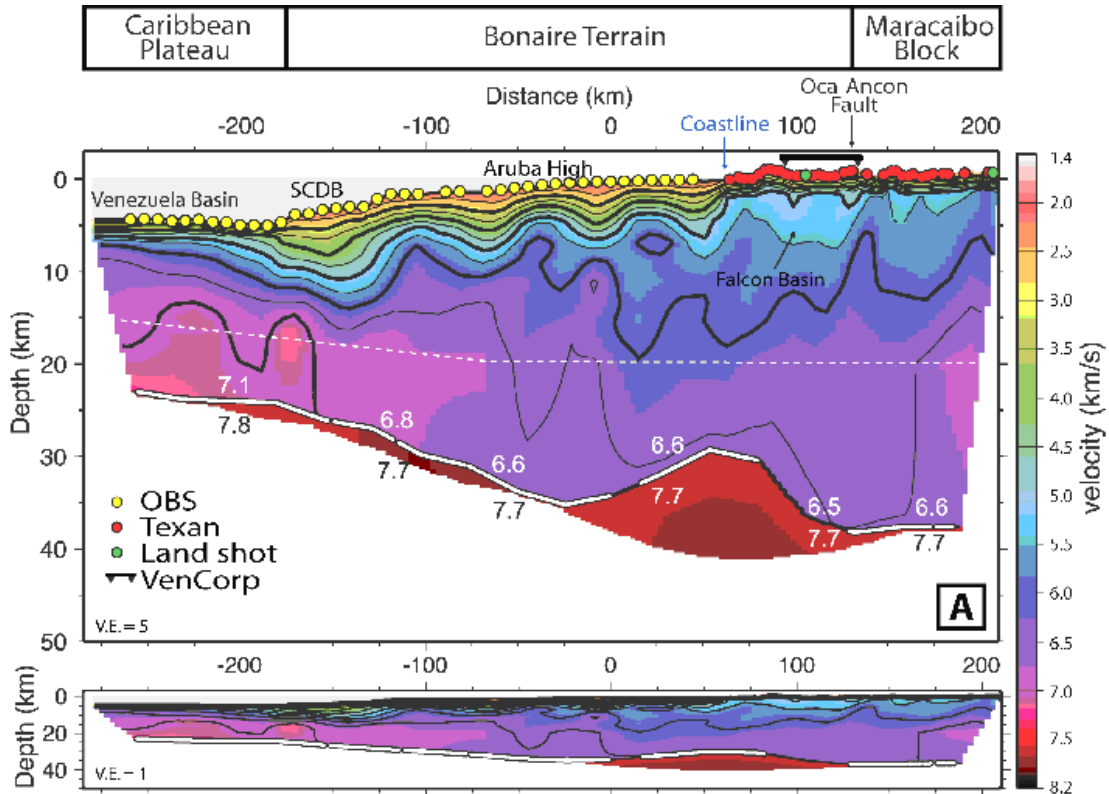


Figura 23. Modelo de velocidad a lo largo del perfil 70°W (Guedez, 2007), obtenido por tomografía de primeras llegadas encima de la línea blanca, y trazado de rayos debajo de ella. La distancia de 0 km corresponde a 12° (aproximadamente costa norte de la península de Paraguaná). La zona del adelgazamiento cortical en Falcón está ligeramente más al norte que en el modelo presentado por Bezada et al. (2008; Figura 22). Caribbean Plateau = Plataforma del Caribe; Bonaire Terrain = Bloque de Bonaire; Maracaibo Block = Bloque de Maracaibo; Oca Ancon Fault = Falla de Oca-Ancón; Coastline = Línea de costa; Aruba High = Alto de Aruba; SCDB = Cinturón Deformado Sur-Caribeño; Venezuela Basin = Cuenca de Venezuela; Falcon Basin = Cuenca de Falcón; Land shot = Disparo en tierra; VenCorp = Perfil de reflexión VENCORP; distance = distancia; depth = profundidad; velocity = velocidad.

En esta región hay una densidad baja de estaciones sismológicas, ya que se encuentra fuera de la zona cubierta por las estaciones portátiles del proyecto BOLIVAR (Figura 3). La estación MONV en la península de Paraguaná muestra un valor de 26 km (Niu et al., 2007; Quinteros et al., 2009; figura 20), que es unos 8 km menos que en el perfil sísmico. Este valor podría ser influenciado por el acortamiento cortical al sur,

donde el espesor mínimo está en el mismo orden (Figuras 22 y 23). Directamente encima del acortamiento cortical no existe una estación sismológica, pero la estación JACV, aproximadamente 100 km al este, en la tendencia del acortamiento, tiene un valor de 26 (Niu et al., 2007; figura 20) a 28 (Quinteros et al., 2009) km. La estación SIQV al sur del perfil sísmico esta en el mismo orden de profundidad (aproximadamente 35 km). Unos 50 km al sur del perfil, en la estación TERV, se observa un bajo espesor de 27 km (Quinteros et al., 2009; Niu et al., 2007; figura 20), lo que es 7 – 10 km menor que lo obtenido con la sísmica activa y en las demás estaciones ubicadas en los Andes. Los registros de esta estación (TERV) arrojaron una función receptora bastante clara (Figura 24), derivada además, de una mayor cantidad de eventos en comparación con las otras estaciones. Hay que tomar en cuenta que la estación se ubica cerca del contacto Surco-Andes, es decir, en el límite entre la Cadena Andina y la Cadena Caribe; podría suponerse algún régimen de deformación que sea responsable de este bajo espesor de corteza. La ubicación tampoco coincide directamente con la ubicación del perfil sísmico, por lo cual podría considerarse variaciones laterales del espesor.

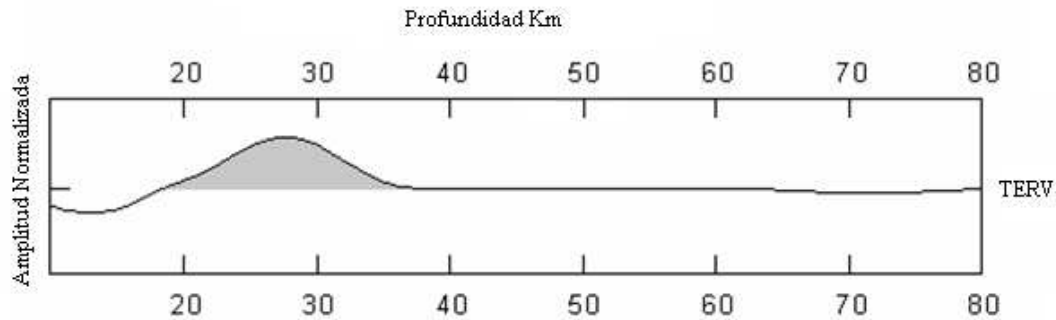


Figura 24. Función receptora apilada de la estación TERV (Quinteros et al., 2009).

CENTRO-NORTE

A lo largo de la longitud 67°W, se realizó un perfil sísmico en el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS (Figura 2). Del análisis de los disparos en tierra (Figura 25), se infiere un Moho relativamente plano con espesores entre 34 y 37 km en la zona cubierta por las reflexiones (Figura 26). En los registros de los disparos en

tierra, la reflexión del Moho en dirección norte está caracterizada por un inicio difuso sin una llegada marcada (Jácome et al., 2008). Hay indicios para una reflexión intracortical proveniente de unos 18 km de profundidad en la parte sur del cinturón deformado de la Cordillera de la Costa (Figuras 25 y 26).

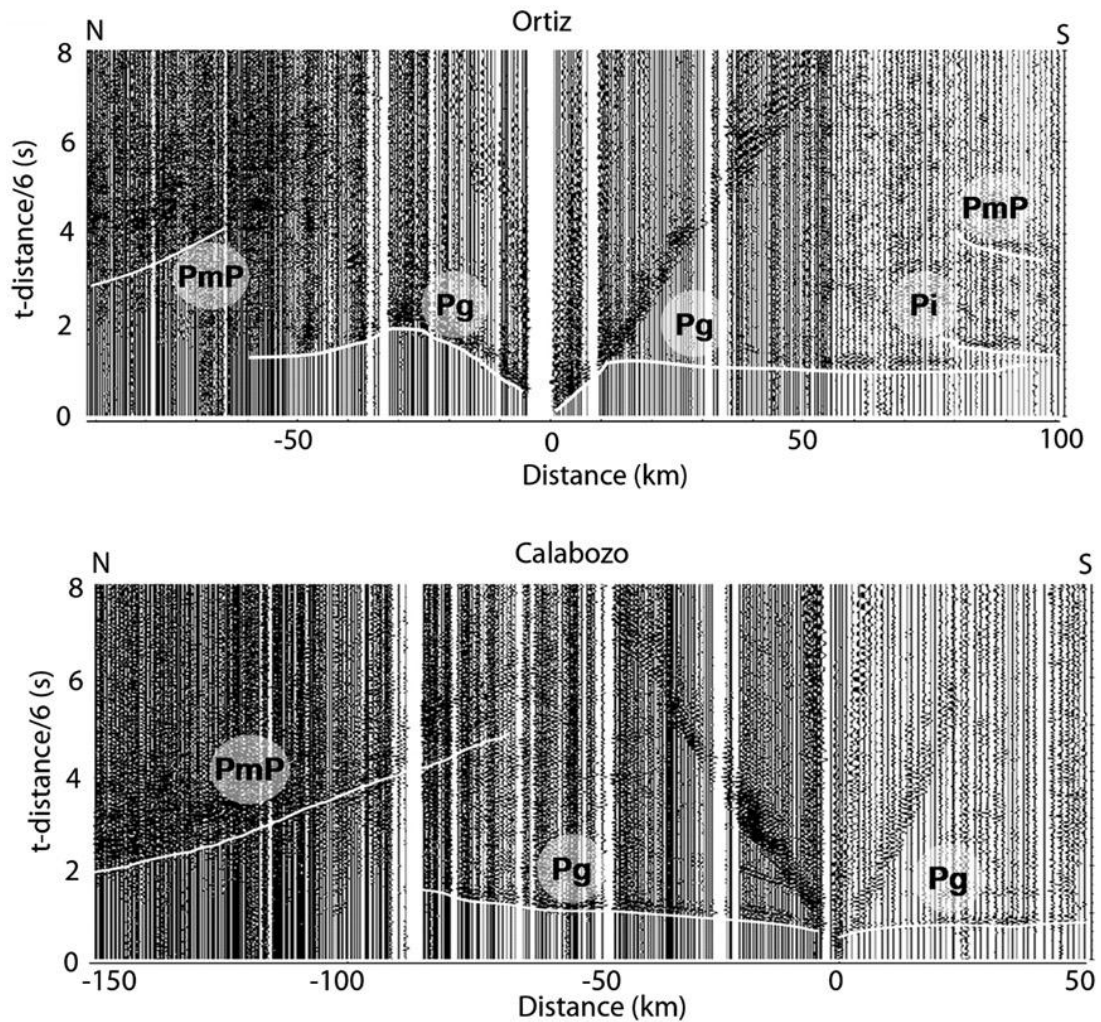


Figura 25. Secciones sísmicas de los disparos Ortíz (arriba) y Calabozo (abajo), que proporcionan información de la estructura cortical del cinturón deformado de la Cordillera de la Costa a lo largo del perfil 67°W (Jácome et al., 2008). El límite norte de los registros marca la línea de costa. En ambos registros, la reflexión del Moho en dirección norte está caracterizada por un inicio difuso sin una llegada marcada; Distance = Distancia.

Una interpretación diferente de las reflexiones de los disparos Ortiz y Calabozo se muestra en las figuras 27 y 28 (Magnani et al., 2009). En este caso, el inicio de la reflectividad profunda está interpretado como reflexiones provenientes de un reflector

que marca el tope de la corteza inferior con una de 24 km en el norte y 34 km en el sur con una fuerte inclinación al sur, en una zona donde el Moho está modelado con un aumento de espesor hacia el norte (Figura 28). De esta manera, la corteza inferior aumenta de menos de 10 km en el sur a más de 20 km en el norte sobre una distancia de 70 km.

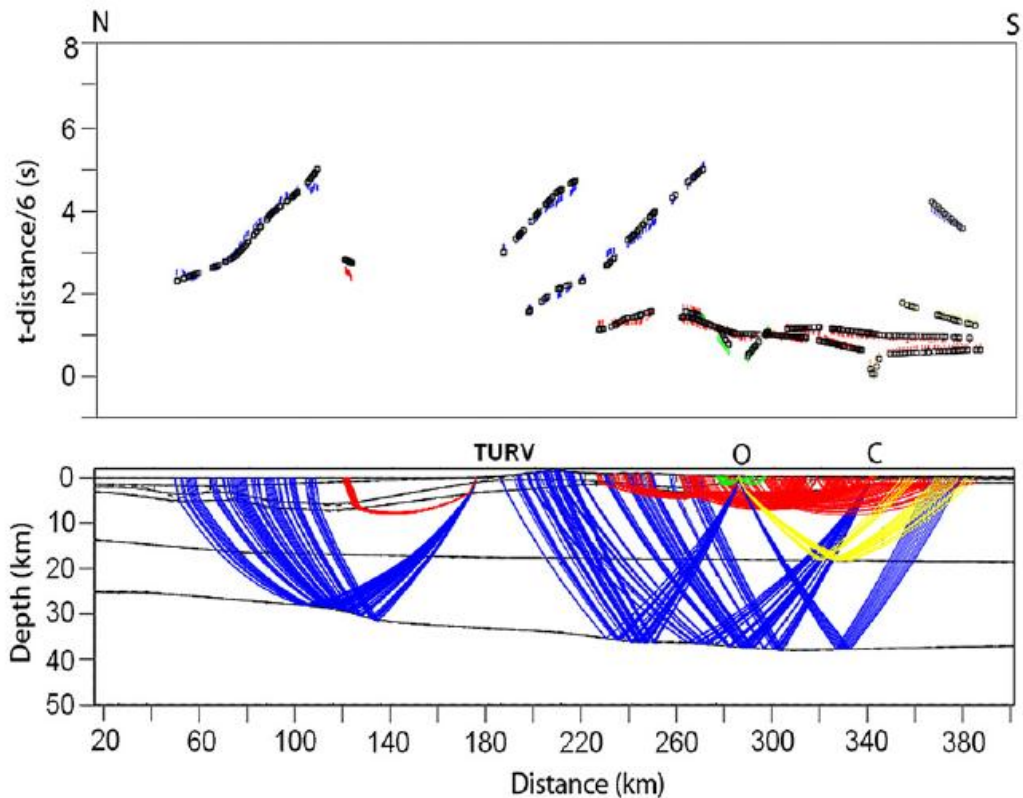


Figura 26. Trazado de rayos (abajo) y ajuste entre tiempos observados y calculados (arriba) a lo largo del perfil 67°W (Schmitz et al., 2008a). TURV corresponde a la línea de costa, O y C marcan los disparos Ortiz y Calabozo, respectivamente. El modelo considera un Moho relativamente plano con espesores entre 34 y 37 km en la zona cubierta por las reflexiones en la parte continental; Distance = Distancia; Depth = Profundidad.

Magnani et al. (2009) realizaron una tomografía de reflexión para evaluar la robustez del modelo de la profundidad del Moho obtenido (Figura 29), aplicando una inversión simultánea de PmP y Pn utilizando la metodología descrita por Zelt et al. (2003). Esta metodología está parecida a una tomografía de primeras llegadas con la diferencia, que el campo de velocidades ha sido mantenido fijo y la interfaz móvil para poder ajustar las llegadas de las reflexiones.

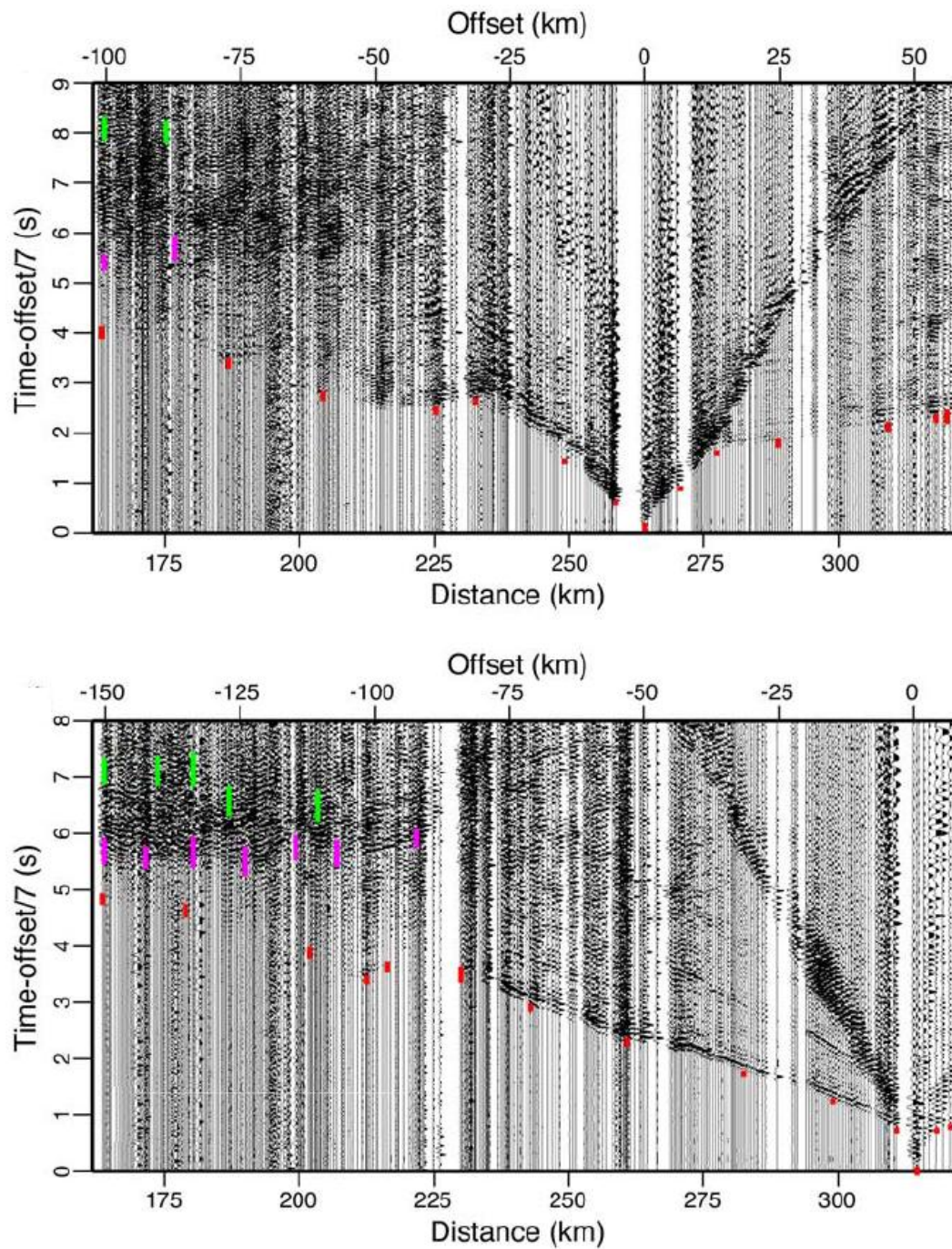


Figura 27. Secciones sísmicas de los disparos Ortíz (arriba) y Calabozo (abajo) a lo largo del perfil 67°W (la velocidad de reducción es de 7 km/s), con una interpretación diferente de las reflexiones profundas (Magnani et al., 2009). El límite norte de los registros marca la línea de costa. Las llegadas son codificadas por color (rojo = Pg, verde = PmP, morado = PlcP) y la longitud de la barra corresponde a la incertidumbre en su identificación. En ambos registros, las reflexiones profundas son interpretadas como reflexiones intracorticales y la zona donde atenúan dichas reflexiones como Moho; Distance / Offset = Distancia; Time-offset/7 = Tiempo-distancia/7.

Para referencia, se introdujo el Moho obtenido por Schmitz et al. (2008a). Los puntos de reflexión en la parte sur (km 225-275) coinciden con el Moho propuesto por Schmitz et al. (2008a), mientras una serie de reflectores entre km 125 y 175, provenientes de llegadas observadas de los disparos de cañones de aire en los Texan, parecen reforzar la solución de un Moho más inclinado (Figura 29).

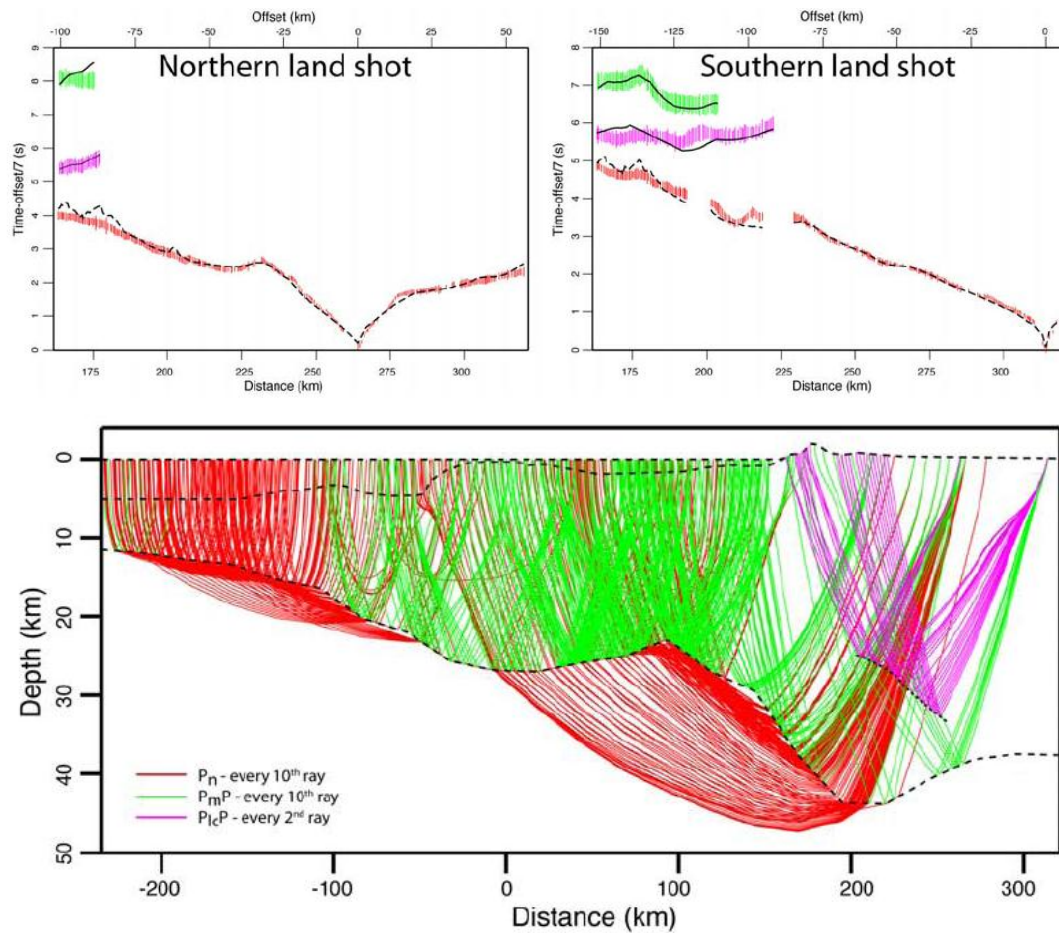


Figura 28. Trazado de rayos (abajo) y ajuste entre tiempos observados y calculados (arriba) a lo largo del perfil 67°W (Magnani et al., 2009). Las alturas de las llegadas corresponden a las incertidumbres indicadas en la figura 27. Distance / Offset = Distancia; Time-offset/7 = Tiempo-distancia/7; Depth = Profundidad; Northern / Southern land shot = Disparo en tierra del Norte / Sur; every 10th ray = graficado cada décimo rayo por fase.

El modelo resultante de velocidades (Figura 30) muestra una disminución del espesor cortical de 44 km debajo de la Cordillera de la costa a 24 km debajo de la Cuenca de Bonaire (Magnani et al., 2009), una disminución de 20 km en 100 km de distancia.

Esta disminución del espesor cortical está asociada al sistema de fallas transcurrentes de San Sebastián.

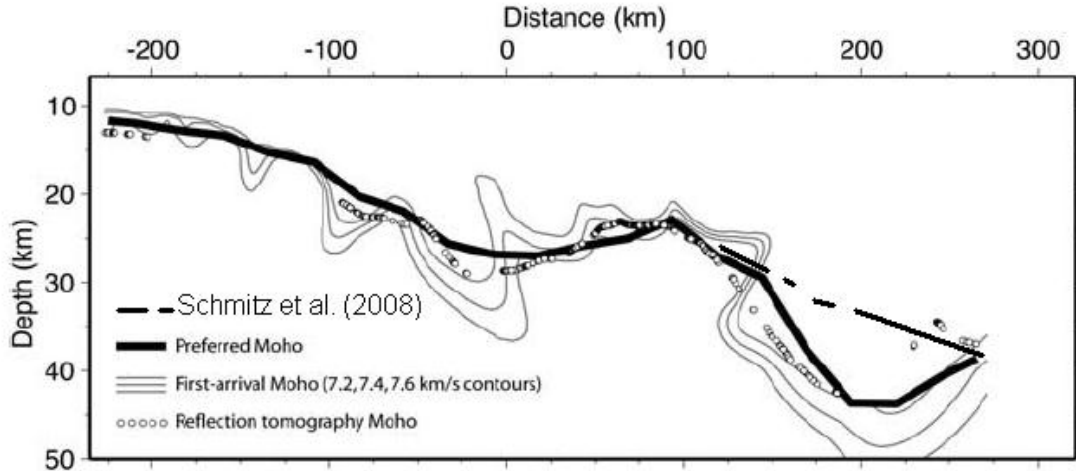


Figura 29. Comparaciones del Moho utilizando el método de tomografía de reflexión (puntos de reflexión como círculos) y Moho propuesto por Magnani et al (2009) (línea negra gruesa). El Moho propuesto por Schmitz et al. (2008a) (línea negra más delgada) está indicado como referencia (modificado de Magnani et al., 2009). Distance = Distancia; Depth = Profundidad; Preferred Moho = Moho preferido; First-arrival Moho (7.2, 7.4, 7.6 km/s contours) = Moho de primeras llegadas con isolíneas de 7,2, 7,4 y 7,6 km/s; Reflection tomography Moho = Moho de tomografía de reflexión.

El comportamiento del Moho propuesto por Schmitz et al. (2008a), para el cual coinciden las profundidades debajo la Cuenca de Bonaire, presenta una diferencia considerable debajo de la Cordillera de la Costa, ya que Magnani et al. (2009) interpretan la zona debajo de las reflexiones profundas como material de corteza inferior. La disminución del espesor cortical sería más moderada, pero aún considerable con 10 km en aproximadamente 120 km de distancia (Figuras 26 y 30).

Unos 100 km hacia el este, en la parte oriental de la Cordillera de la Costa (Figura 2), se realizaron registros de disparos de cañones de aire en la estación BIRV (Güédez et al., 2003). Se obtuvo una variación fuerte del espesor de la corteza de 40 km en la costa a 25 km unos 80 km hacia el norte (Figuras 31 y 32), que coincide con los resultados obtenidos en estudios anteriores (Case, 1990; Orihuela y Ruiz, 1990; Bosch y Rodríguez, 1992) y ligeramente menor que los valores máximos de

profundidad cortical de 42 km debajo de la Cordillera de la Costa, tal como lo proponen Orihuela y Ruiz (1990).

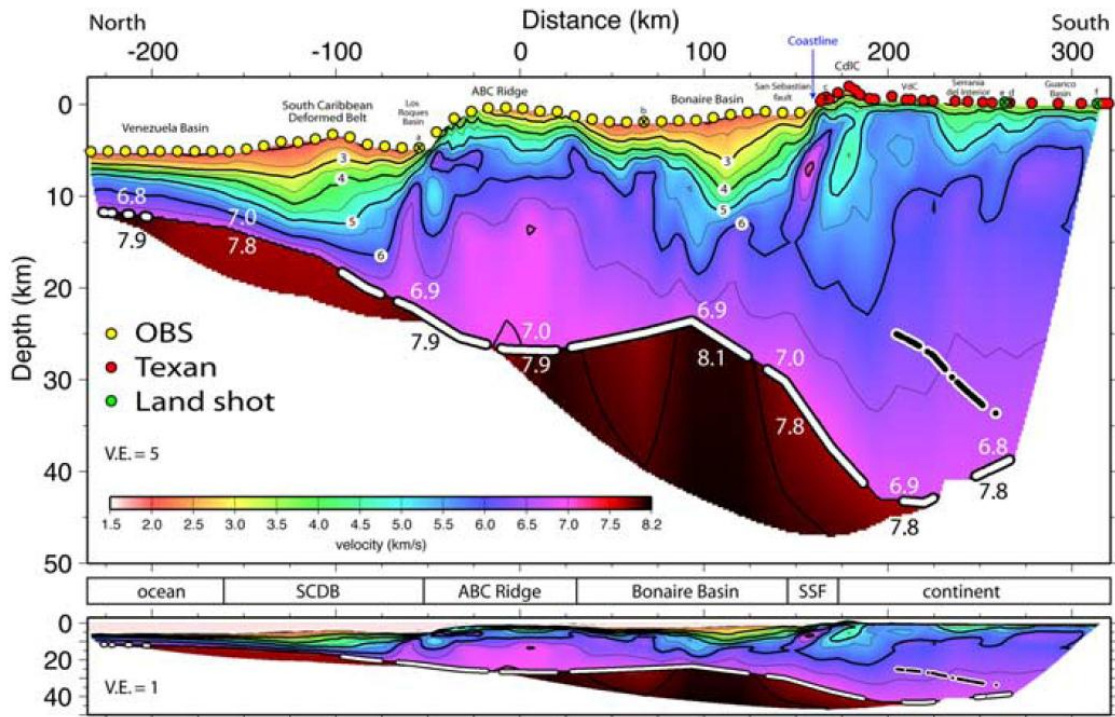


Figura 30. Modelo de velocidad a lo largo del perfil 67°W (Magnani et al, 2009), obtenido por una combinación de tomografía de primeras llegadas en los primeros 15 km, y trazado de rayos debajo. La distancia de 0 km corresponde a 12°. Destaca el aumento del espesor cortical debajo del cinturón deformado de la Cordillera de la Costa y el reflector inclinado que marca el tope de la corteza inferior. La línea negra en la corteza inferior marca la posición aproximada del Moho según el modelado Schmitz et al. (2008a). Una estructura de alta velocidad a nivel de la corteza superior se puede asociar al sistema de fallas de San Sebastián. Distance = Distancia; Depth = Profundidad; velocity = velocidad; North = Norte; South = Sur; Venezuela Basin = Cuenca de Venezuela; Southern Caribbean Deformed Belt / SCDB = Cinturón Deformado Sur-Caribeño; Los Roques Basin = Cuenca de Los Roques; ABC Ridge = Cuesta de las Antillas de Sotavento; Bonaire Basin = Cuenca de Bonaire; San Sebastián Fault / SSF = Falla de San Sebastián; CdC = Cordillera de la Costa; VdC = Napas de Villa de Cura; Guarico Basin = Cuenca de Guárico; Coastline = Línea de costa; ocean = océano; continent = continente; Land shot = Disparo en tierra.

Las 3 estaciones sismológicas de la Cordillera de la Costa (Figura 3; TURV, BIRV y se agrega también CUPV) muestran valores muy dispersos, desde 25 km para TURV, 40 km para BIRV y 43 km para CUPV (Figura 33; Niu et al., 2007), en el mismo orden que los 25 km para TURV, 45 km para BIRV y 43 km para CUPV, obtenidos

por Quinteros et al. (2009). Los valores de BIRV y CUPV son congruentes con los encontrados por Schmitz et al. (2008a).

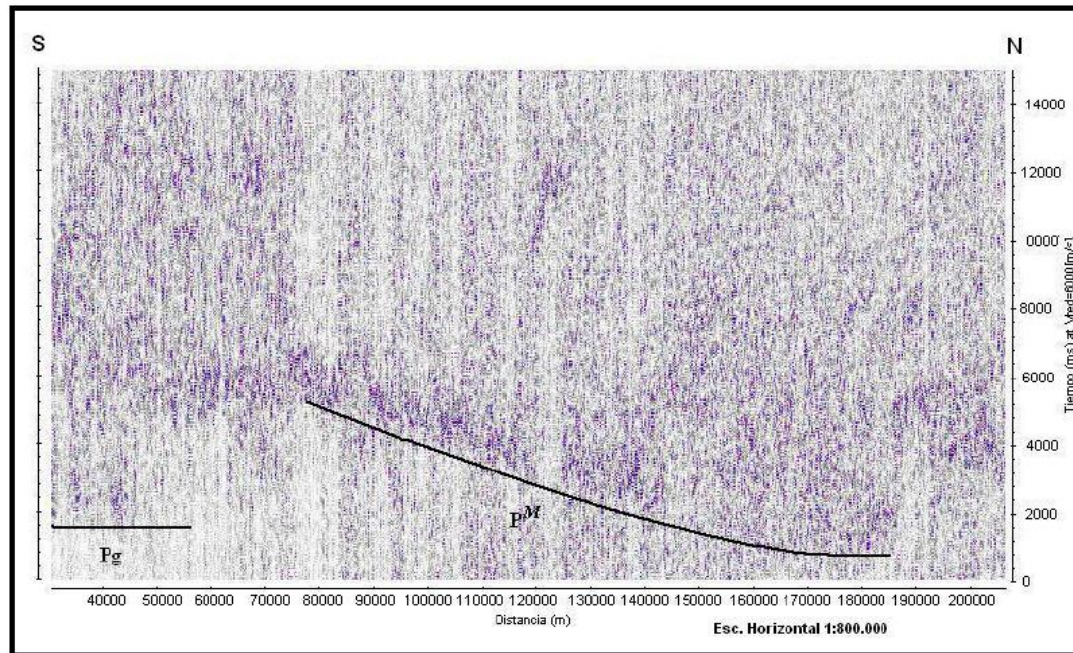


Figura 31. Sección sísmica del registro de los disparos de cañones de aire de la línea 9 (CC-01G-09) de Caribe Central en la estación BIRV (Birongo) con llegadas de la Pg hasta 55 km y la reflexión del Moho (PM) entre 180 y 76 km (Güédez et al., 2003).

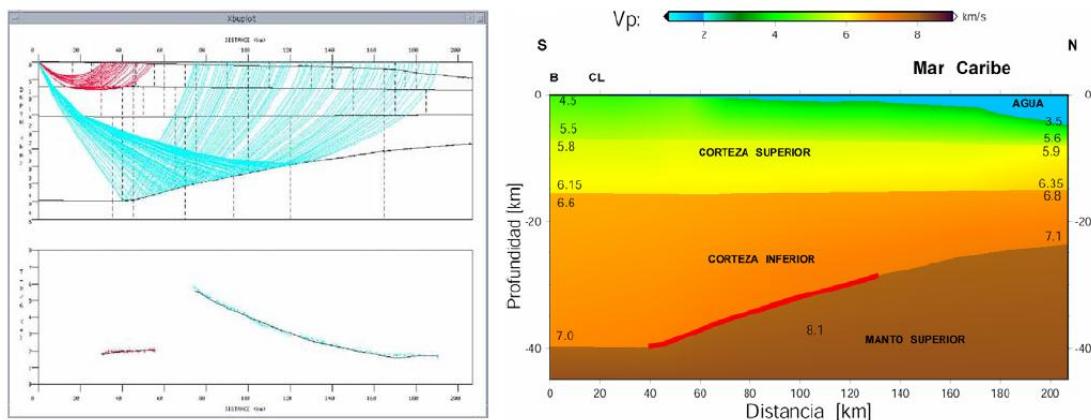


Figura 32. Trazado de rayos (izquierda, arriba) y ajuste entre tiempos observados y calculados (izquierda, abajo) del perfil Birongo-norte (Güédez et al., 2003). El modelo de velocidades (derecha) indica una variación fuerte del espesor de 40 km en la costa a 25 km unos 80 km hacia el norte. La línea roja identifica la zona de mayor control sobre la fase correspondiente a la reflexión en el Moho (PM). Los códigos corresponden a las localizaciones, B: Birongo, CL: Línea de costa.

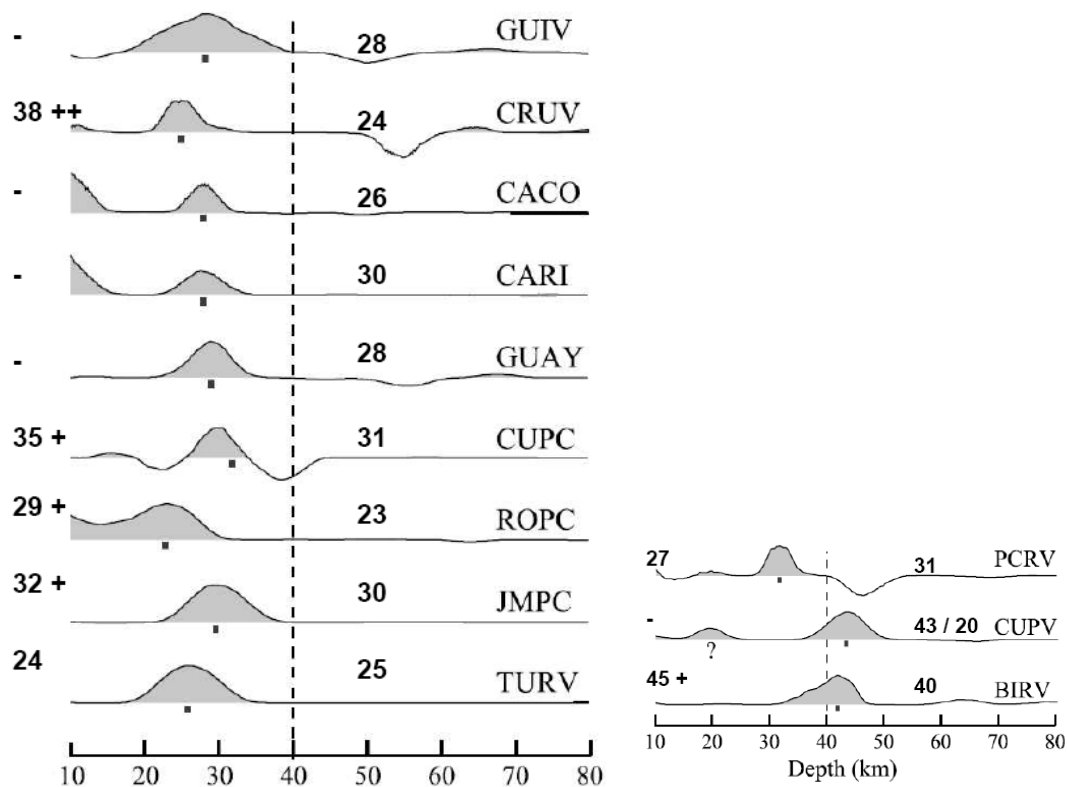


Figura 33. Funciones receptoras apiladas de la Cordillera de la Costa y Serranía del Interior (izquierda) y las planicies costeras (derecha) de Venezuela (Niu et al., 2007). Los cuadros negros indican el espesor de Moho asignado, signos de interrogación indican un segundo máximo, la asignación de la profundidad se realiza en consistencia con estaciones vecinas. Los valores de espesores a la derecha de la función receptora corresponden a los obtenidos por Niu et al. (2007) y a la izquierda por Quinteros et al. (2009), con + y - se indican diferencias de 2 o más km y con ++ de 10 o más km respecto a los valores de Niu et al. (2007); Depth = Profundidad.

Sin embargo, si se observan los estimados de la relación V_p/V_s y la respectiva asignación de la profundidad de la discontinuidad Moho para las estaciones BIRV y CUPV (Figuras 34 y 35), puede observarse con claridad un segundo valor con 30 km para BIRV e indicios muy leves para un valor menor de 20 km para CUPV.

El valor del espesor cortical, obtenido mediante el análisis de funciones receptoras en TURV, de 25 km, podría relacionarse al reflector identificado en el perfil sísmico a lo largo de la longitud 67°W (Magnani et al., 2009), que se ubica en el mismo orden de profundidad (24 a 34 km de profundidad). Si se interpreta esta discontinuidad como Moho, debe preguntarse sobre la naturaleza de la zona debajo, que está caracterizada por velocidades sísmicas corticales (6,5 – 6,9 km/s). Igualmente debería preguntarse,

por qué en la sismica se identifica una discontinuidad profunda (> 40 km, Magnani et al., 2009) si en las funciones receptoras no hay indicios para una discontinuidad. Aún si se sigue la interpretación de Schmitz et al. (2008a) sobre un Moho menos profundo (aproximadamente 35 km en la costa) queda una diferencia de 10 km entre ambos métodos.

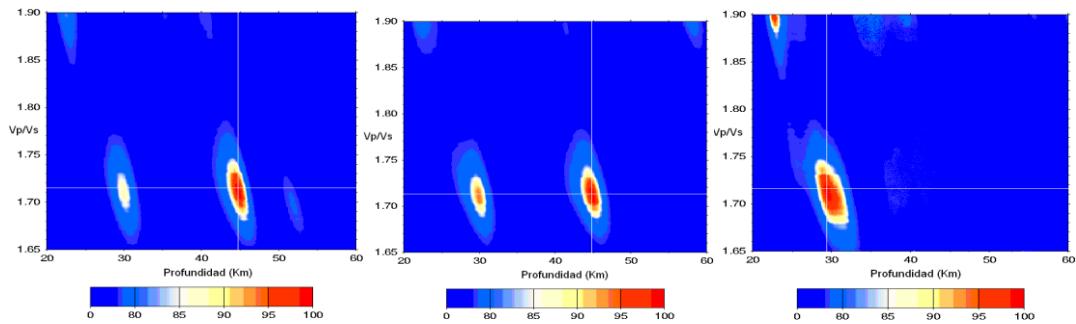


Figura 34. Espesores corticales y relación V_p/V_s en la estación BIRV, usando los modos Ps, PpPs y PpSs. (izquierda), Ps y PpSs (centro) y Ps y PpPs (derecha) (Amaíz y Rojas, 2009). Aparte del valor cortical de 45 km existe un segundo valor de menor claridad con 30 km.

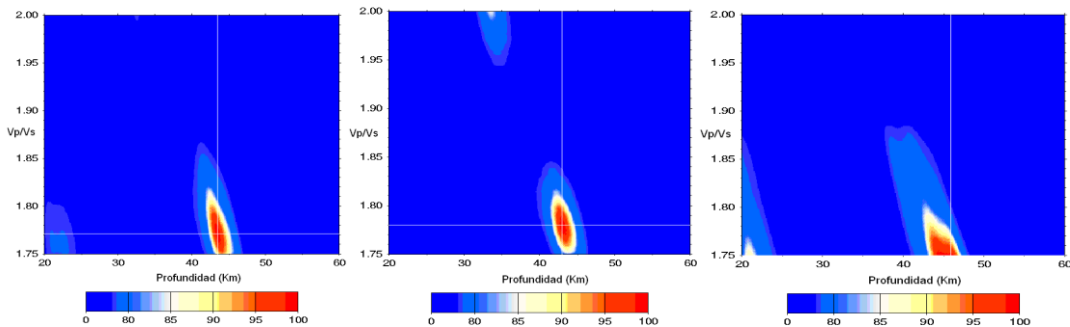


Figura 35. Espesores corticales y relación V_p/V_s en la estación CUPV, usando los modos Ps, PpPs y PpSs. (izquierda), Ps y PpSs (centro) y Ps y PpPs (derecha) (Amaíz y Rojas, 2009). El valor de 43 km de espesor está muy claro, solo hay indicios muy leves para un valor menor de 20 km.

En la parte oriental de la Cordillera de la Costa, los datos sísmicos son escasos, hay indicios para un espesor en el orden de 40 km (Güédez et al., 2003), confirmado por los valores obtenidos por las funciones receptoras de 40 km (Niu et al., 2007) y 45 km (Quinteros et al., 2009), respectivamente.

A lo largo de la Cordillera de la Costa se presenta un cambio importante en la anomalía de Bouguer, con valores ligeramente positivos en la parte oriental, y valores negativos en la parte occidental (Sánchez et al., 2010). Tanto el análisis de las

anomalías de Bouguer, como de la dinámica de la Cordillera de la Costa, con quebradas más sedimentadas en la parte occidental que oriental (Picard y Goddard, 1975), indican que este cambio está asociado al sistema de fallas oblicuas que cortan al sistema de fallas de San Sebastián (Orihuela et al., 2010). La parte oriental está sostenida dinámicamente, lo que implicaría una raíz cortical menos profunda como en la parte occidental. Sin embargo, los resultados de las investigaciones sismológicas parecen indicar lo contrario. Indicios en los análisis de funciones receptoras, que permitirían identificar una discontinuidad más somera (30 km) en la parte oriental de la Cordillera de la Costa (Figura 34), ayudarían a conciliar la información sismológica existente con los modelos geodinámicos.

Una posibilidad de explicar la existencia de material cortical en la corteza inferior de la Cordillera de la Costa, sin que todas las discontinuidades se desarrollen de manera completa, podría ser la existencia de manto serpentizado en la posición de la actual corteza inferior. Una situación parecida se presenta en la corteza inferior del antearco de los Andes Centrales, donde gran parte del material de la corteza inferior, con velocidades sísmicas entre 6,9 y 7,7 km/s, es interpretado como material de origen mantélico (Schmitz et al., 1999). Para las serpentinitas, al igual que para zonas de fundición parcial, la relación V_p/V_s debería estar alta, es decir en el orden de 1,75. El origen de los fluidos, requeridos para el proceso de serpentización, proviene en los Andes Centrales de la placa de Nazca en subducción en específico del proceso de transformación de los basaltos de la corteza oceánica en eclogita.

La corteza inferior en la Cordillera de la Costa muestra valores de velocidades sísmicas de 6,5-6,9 km/s (Magnani et al., 2009; figura 30), ligeramente menores que los indicados para el antearco en los Andes Centrales. La relación V_p/V_s , obtenida para la estación sismológica TURV, es de 1,75 (Amaíz y Rojas, 2009), por lo que esta relación podría justificar la presencia de serpentinita en la corteza inferior. Sin embargo, se presenta el problema de hidratación de las rocas, es decir el origen de los fluidos requeridos para la hidratación del manto. Sorensen et al. (2005) proponen una proveniencia de una zona de subducción para el cinturón eclogítico de la Cordillera

de la Costa, por lo que esta zona potencialmente serpentizada podría ser un relicto geológico de la fase de generación de la Cordillera de la Costa y las napas de Villa de Cura.

Dada la predominancia de material de corteza oceánica en la zona, como por ejemplo las napas de Villa de Cura (Unger et al., 2005) y partes de la Cordillera de la Costa (Sorensen et al., 2005), sometido a exhumación en un complejo ambiente de subducción (Avé Lallemant y Sisson, 2005), y considerando la existencia de material de corteza inferior obducido al nivel de corteza superior por el sistema de fallas de San Sebastián (Figura 30; Magnani et al., 2009), dicho material podría ser también de origen oceánico o de corteza inferior, tectónicamente puesto en el sitio de corteza inferior debajo de la Cordillera de la Costa. La diferencia en la evolución entre este material y el continente sudamericano propiamente dicho, podría ser responsable para la capacidad de detección de las respectivas discontinuidades con los métodos sismológicos. Evidencia de este tipo de procesos podría ser la reflectividad difusa proveniente de la corteza profunda de las secciones sísmicas (Figuras 25 y 27).

Las estaciones sismológicas de la Serranía del Interior Central (Figura 3) tienen un promedio de profundidad de 31 km (Quinteros et al., 2009) con valores de 34 km para FCPC, 33 (30) km para JMPC, 29 km para LMPC, y 29 (23) km para ROPC (valores entre paréntesis de Niu et al., 2007). En continuación de la Serranía del Interior, hacia el este de estas estaciones, dichos valores contrastan lateralmente con los altos valores (> 40 km) de las estaciones BIRV y CUPV. Comparado con los resultados de la sísmica, están cercanos los valores para las primeras dos estaciones, pero 5-10 km más someros los últimos dos valores. Para el noroeste de la Cuenca de Guárico (Figura 3; BAUV, ULPC) los espesores son de 42 y 43 km (Niu et al., 2007) y 38 y 35 km (Quinteros et al., 2009), siendo estos últimos más cercanos a los valores observados en los estudios sísmicos (Magnani et al., 2009; Schmitz et al., 2008a), que indican profundidades del Moho entre 35 y 38 km para la parte sur del perfil a lo largo de la longitud 67° W.

ORIENTE

En el Oriente del país se dispone de información sísmica de dos perfiles norte-sur a lo largo de las longitudes 65°W, 64°W, realizados en el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS (Figura 2). Del análisis de los disparos en tierra del perfil 65°W, (Figura 36), se infiere para la parte norte de la Cuenca de Maturín un Moho de 45 km de profundidad, disminuyendo hacia la costa del Caribe en el norte a 30 km.

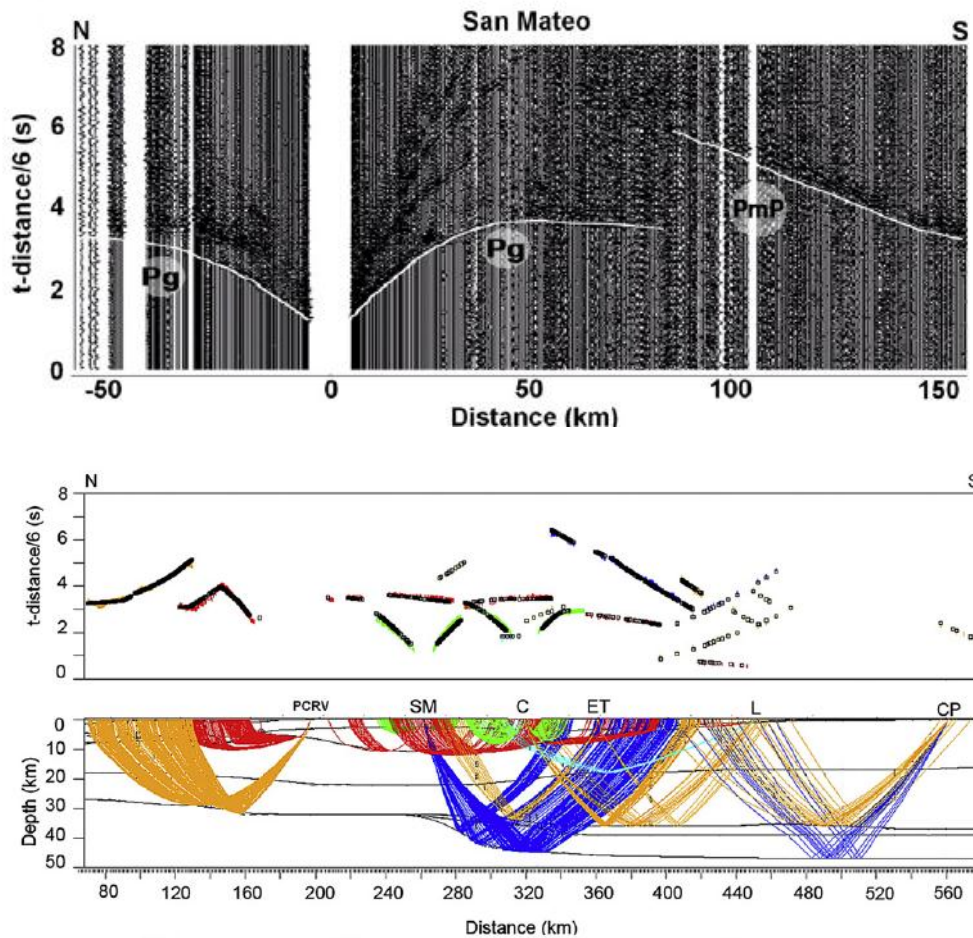


Figura 36. Sección sísmica del disparo San Mateo (arriba), ajuste entre tiempos observados y calculados (centro) y trazado de rayos (abajo) y a lo largo del perfil 65°W (Schmitz et al., 2008a). El límite norte de los registros marca la costa en PCRV (Puerto la Cruz). Puntos de disparo son: SM = San Mateo, C = Cantaura, ET = El Tigre, L = Limo y CP = Ciudad Piar. Distance = Distancia; Depth = Profundidad

Unos 100 km más hacia el este, en el perfil 64°W, (Figura 37), se observa en la sección sísmica del disparo Jusepín la reflexión del Moho de una profundidad de 40

km. Del disparo de Pericoco, ubicado en la Cuenca de Maturín, se puede observar dos reflexiones seguidas, la primera, con muy baja amplitud, de una profundidad algo mayor de 40 km, y aproximadamente 1 s después, sigue en la sección sísmica una segunda reflexión proveniente de una profundidad mayor a 50 km.

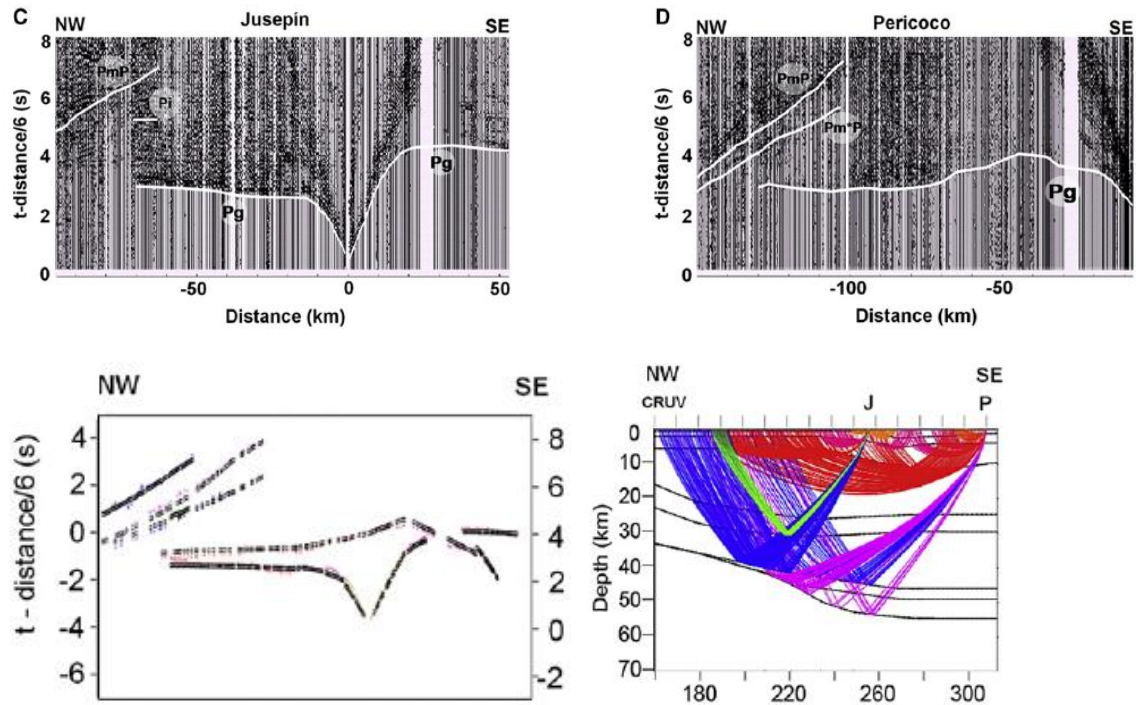


Figura 37. Secciones sísmicas de los disparos Jusepín (arriba, izquierda) y Maturín (arriba, derecha), ajuste entre tiempos observados y calculados (abajo, izquierda) y trazado de rayos (abajo, derecha) y a lo largo del perfil 64°W (Schmitz et al., 2008a). El límite norte de los registros marca la costa en CRUV (Carúpano). Puntos de disparo son: J = Jusepín y P = Pericoco. Distance = Distancia; Depth = Profundidad

La naturaleza de estas dos discontinuidades aún está en discusión. Schmitz et al. (2008a) interpretan la zona entre ambas discontinuidades como material de corteza inferior que ha sido adherido a la corteza en el proceso de interacción de las placas del Caribe y de Sudamérica. El origen de este material ha sido atribuido a procesos relacionados a la subducción de la placa continental sudamericana debajo del Caribe (Russo and Speed, 1994; Jácome et al., 2003), la subducción de la loza del atlántico en el noreste (Molnar y Sykes, 1969) o del Paleo-Caribe, subducido desde el norte (Pindell y Kennan, 2007).

En el análisis de la sección sísmica del disparo Jusepín (Figura 38) de Clark et al. (2008), la reflexión del Moho viene aproximadamente 1 s después de las llegadas, claramente identificadas en la sección sísmica entre 90 y 70 km de distancia y 9-10 s (velocidad de reducción: 8 km/s). Las mismas fueron interpretadas por Schmitz et al. (2008a) como PmP (Figura 37). Por esta razón, el Moho muestra en esta parte de la Serranía del Interior una mayor profundidad que la propuesta por Schmitz et al. (2008a). Por otro lado, Clark et al. (2008) no interpretan la segunda fase del disparo Pericoco, por lo que el espesor cortical, planteado por ellos, para el norte de la Cuenca de Maturín queda ubicado a una profundidad ligeramente menor (50 km) que el propuesto por Schmitz et al. (2008a) (53 km; figura 39). En consecuencia, se sugiere que el salto en la profundidad del Moho, asociado al sistema de fallas transcurrentes, podría ser considerablemente menor que el planteado por Clark et al. (2008; figuras 39 y 40).

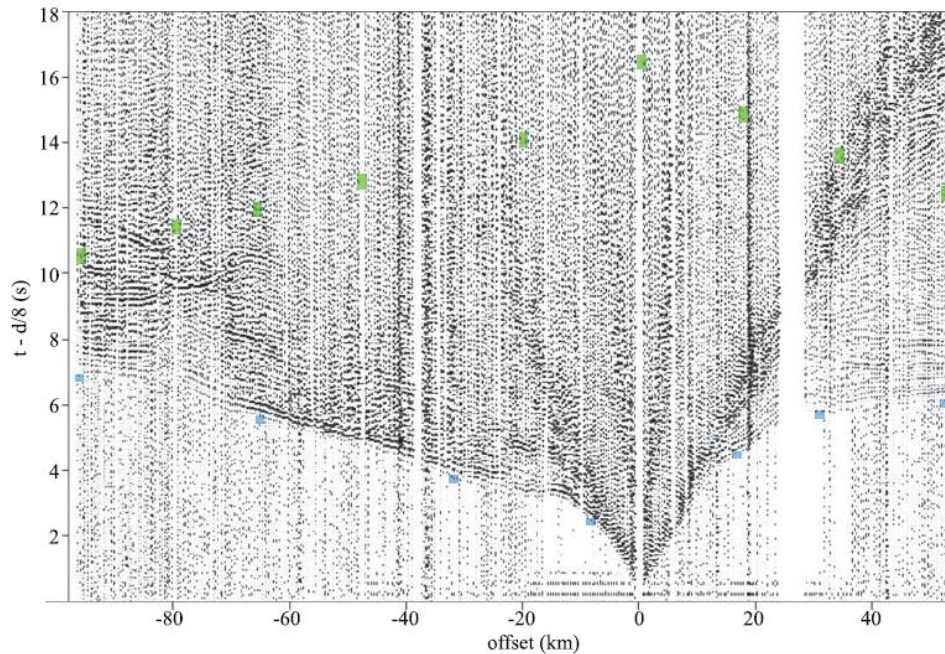


Figura 38. Sección sísmica del disparo Jusepín (velocidad de reducción: 8 km/s); las fases son identificadas con barras azules (Pg) y verdes (PmP), cuya altura corresponde al RMS de la incertidumbre de la respectiva fase; offset = distancia.

Más hacia el sur, en el límite norte del Escudo de Guayana, se realizaron registros de las voladuras de las minas del Cerro Bolívar (Figuras 3 y 41). El espesor de la

corteza, determinado entre 39 y 46 km, se observa tanto en los registros de las ondas P como de las ondas S (Figura 41; Schmitz et al., 2002). Aún si se considera una correlación ligeramente diferente para el registro de Ciudad Piar hacia NNO (Figura 41; Schmitz et al., 2005), no conlleva a una variación importante del espesor cortical. Se observa una leve inclinación del Moho al oeste (Figura 42). Sin embargo, debe tomarse en cuenta que los perfiles no tienen disparos reversos, por lo que no hay control de las velocidades absolutas, ni de la inclinación de los estratos.

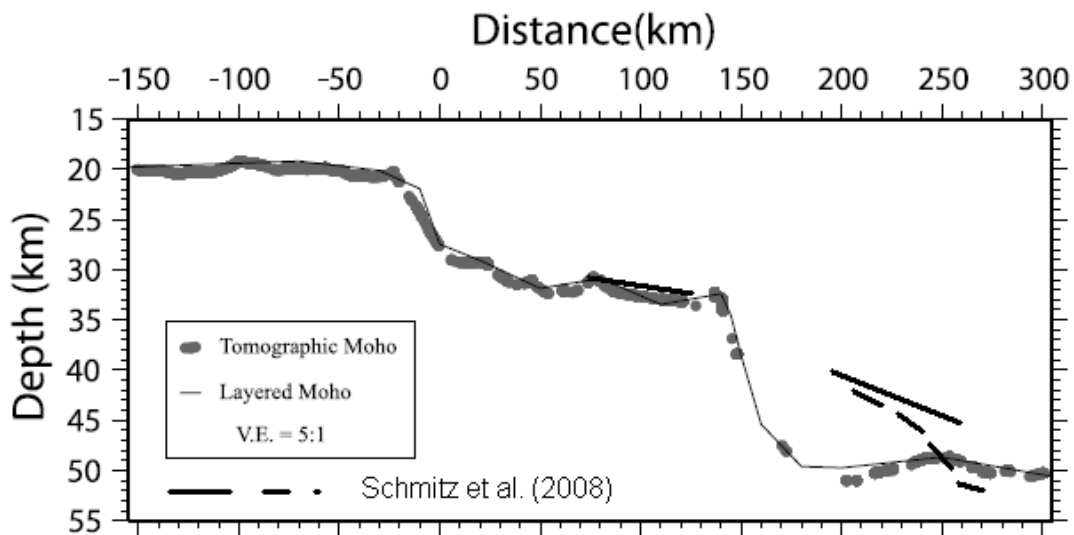


Figura 39. Comparaciones del Moho utilizando el método de tomografía de reflexión (puntos de reflexión como círculos grises) y Moho propuesto por Clark et al (2008) (línea negra delgada). El Moho propuesto por Schmitz et al. (2008a) (línea negra) está indicado como referencia (modificado de Clark et al., 2008). Distance = Distancia; Depth = Profundidad; Tomographic Moho = Moho tomográfico; Layered Moho = Moho estratificado.

Existe una densa distribución de estaciones sismológicas en esta región, gracias a las estaciones portátiles del proyecto BOLIVAR (Figura 3). Cercano a la costa, los resultados obtenidos por análisis de funciones receptoras (Niu et al., 2007; Quinteros et al., 2009; figuras 20 y 33), indican espesores entre 24 y 27 km, ligeramente menores que los obtenidos por sísmica de refracción (Figuras 36 y 40), los cuales oscilan entre 29 y 34 km de profundidad. Solamente para la estación CRUV hay mayores diferencias entre los resultados de Niu et al. (2007; 24 km) y Quinteros et al. (2009; 38 km). Para las demás estaciones, los resultados de ambos estudios están en el mismo orden.

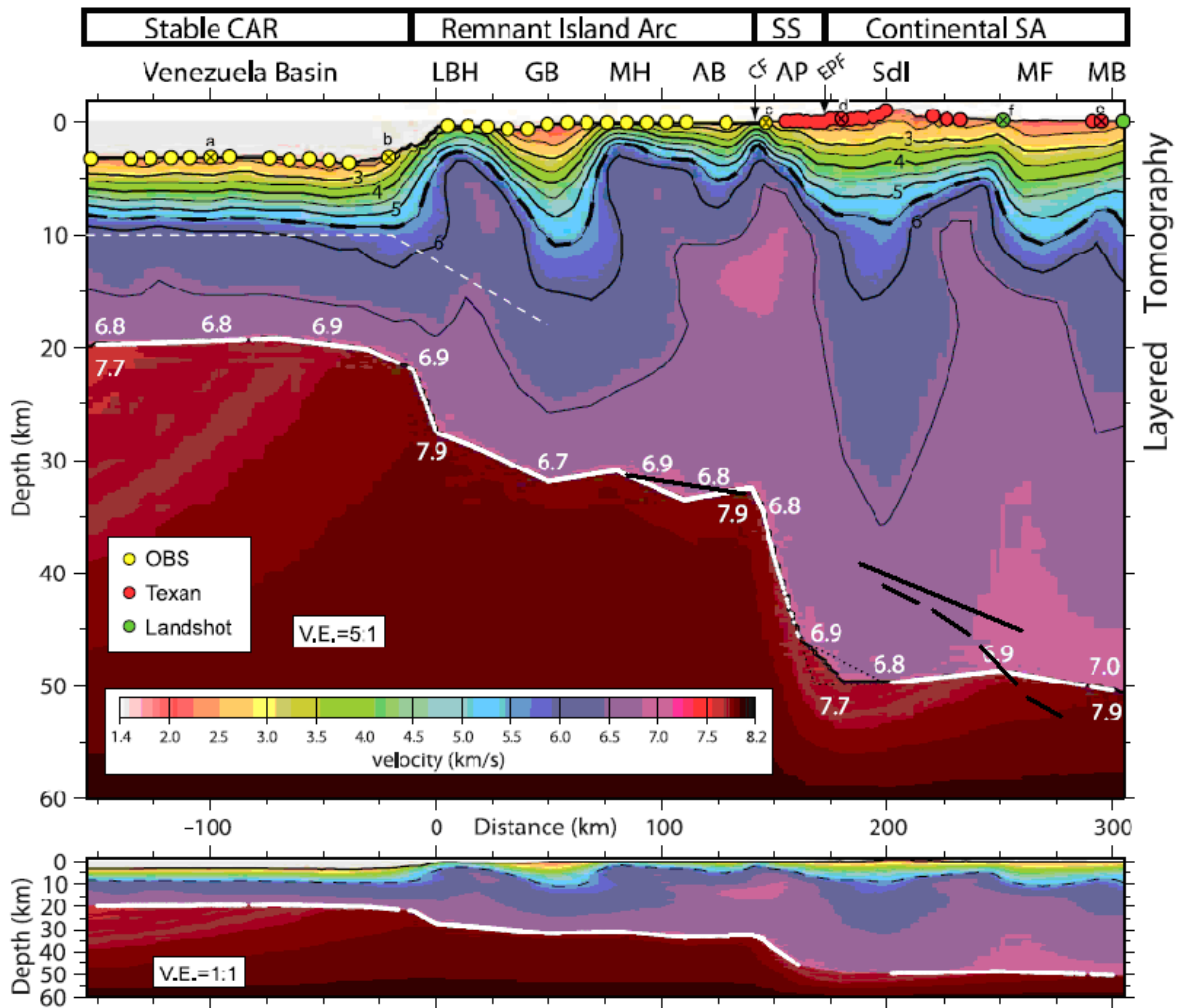


Figura 40. Modelo de velocidad a lo largo del perfil 64°W (Clark et al, 2008), obtenido por una combinación de tomografía de primeras llegadas en los primeros 18 km, y trazado de rayos debajo. La distancia de 0 km corresponde a 12°. La isolínea negra interrumpida de 5,5 km/s corresponde al tope del basamento cristalino. Destaca el aumento importante del espesor cortical al norte del sistema de fallas de El Pilar. Las líneas negras en la corteza inferior marca la posición aproximada del Moho según el modelado de Schmitz et al. (2008a). El Moho está blanco donde está confirmada por reflexiones y negro donde está interpolado, don dos alternativas. LBH = Alto de La Blanquilla; GB = Cuenca de Grenada; MH = Alto de Margarita; AB = Cuenca de Araya; CF = Falla de Coche; AP = Península de Araya-Paria; EPF = Falla de El Pilar; SdI = Serranía del Interior; MF = Piedemonte de Monagas; MB = Cuenca de Maturín; SS = sistema de fallas transcurrentes; Stable CAR = placa del Caribe estable; Remnant Island Arc = relicto del arco de islas; Continental SA = corteza continental de Sudamérica; distance = distancia; depth = profundidad; velocity = velocidad; landshot = disparo en tierra; tomography = parte del modelo obtenido por tomografía; layered = parte del modelo obtenido por trazado de rayos.

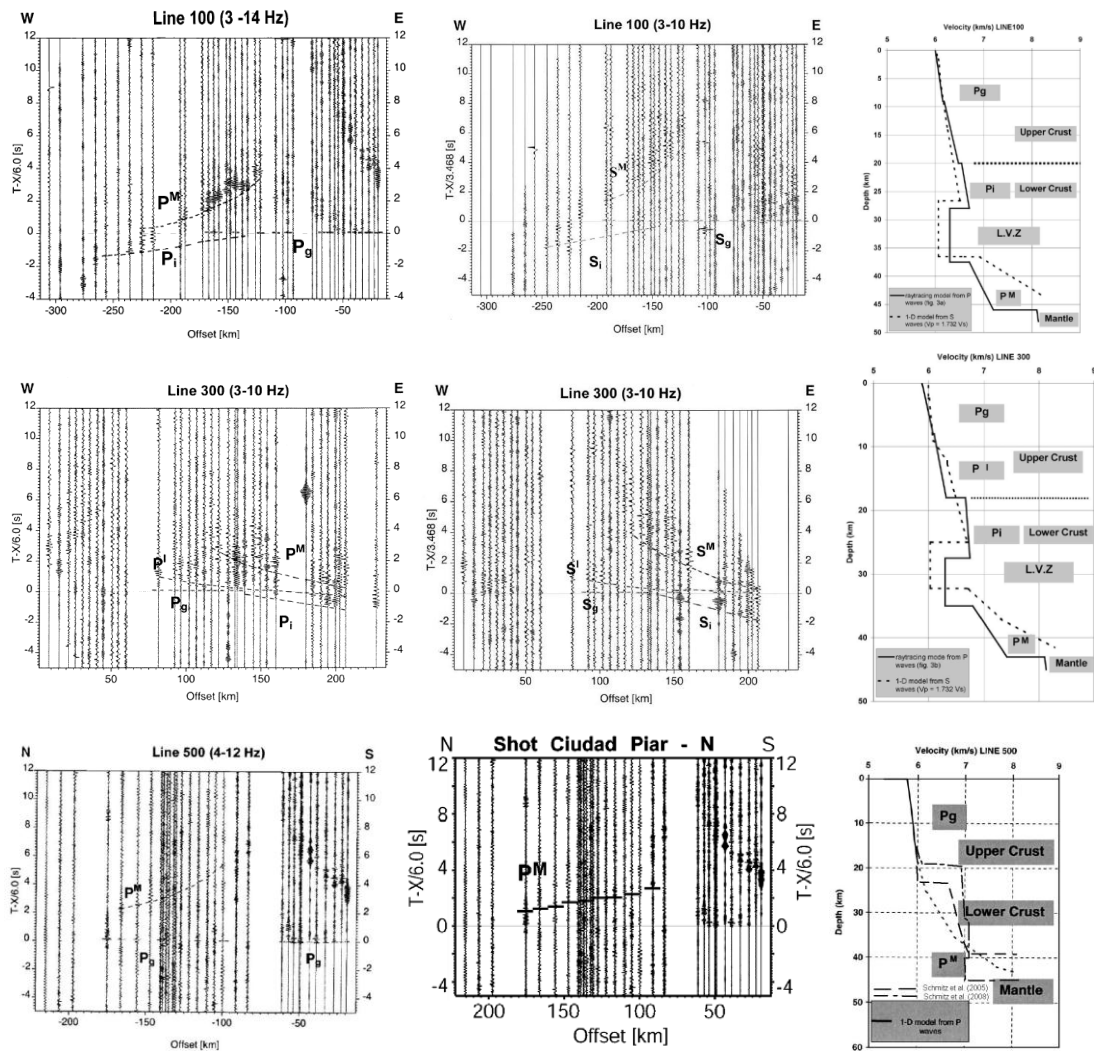


Figura 41. Secciones sísmicas de las voladuras del Cerro Bolívar en Ciudad Piar hacia el oeste (arriba), hacia el este (centro) y hacia el NNO (abajo). Se muestran las correlaciones de las ondas P (izquierda), de las ondas S (con velocidad de reducción de 3,46 km/s para las observaciones al oeste y al este; centro), y los modelos 1D resultantes de las ondas P y de las ondas S, basadas en la relación $V_p = 1.732 \times V_s$ (derecha; Schmitz et al., 2002). En el caso del perfil registrado al NNO (abajo), se muestra una correlación alternativa de la reflexión del Moho (Schmitz et al., 2005). Los espesores de corteza para el norte del Escudo de Guayana varían entre 39 y 46 km. Offset = distancia; depth = profundidad; velocity = velocidad; line = línea; shot = disparo; upper / lower crust = corteza superior / inferior; mantle = manto; 1-D model from P velocities = modelo 1D derivado de velocidades P.

Para la Cuenca de Maturín, existe una coincidencia respecto a los grandes espesores corticales en la parte oriental, mayores que 45 km, hasta un máximo de 56 km de profundidad (Niu et al., 2007; Schmitz et al., 2008a; Quinteros et al., 2009; figuras 14, 15, 16 y 43). Las diferencias existentes entre los resultados de funciones

receptoras de algunas estaciones sismológicas (Figura 43), así como entre los modelos sísmicos (Figuras 37 y 40) podrían relacionarse a la naturaleza de la corteza inferior en la zona, posiblemente un producto de una duplicación de corteza inferior debido a la subducción de la placa Suramericana bajo la placa Caribe (Schmitz et al., 2008a). Niu et al. (2007) identifican un segundo valor de profundidad proveniente del análisis de las funciones receptoras (Figura 43), al cuál asocian al espesor de los estratos sedimentarios, tal como en el caso de la estación MNPC, donde este valor es algo menor de 10 km en la parte sur de la cuenca, en coincidencia con los espesores sedimentarios obtenidos por la sismica de gran ángulo (Schmitz et al., 2005; 2008a).

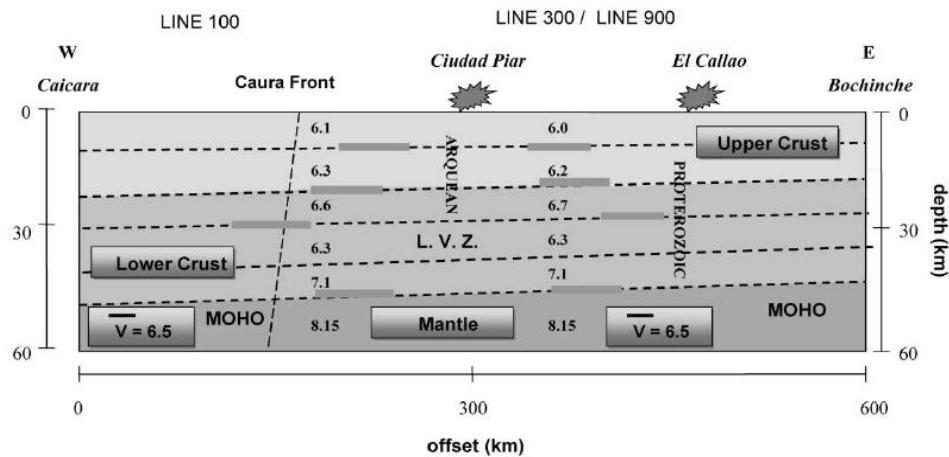


Figura 42. Modelo de velocidad a lo largo del perfil Oeste-Este en el límite norte del Escudo de Guayana (Schmitz et al, 2002). La velocidad promedio de la corteza es 6,5 km/s y el Moho varía entre 42 y 46 km en profundidad. Es importante acotar que el perfil no es reverso, es decir no hay contradisparos para el control de las inclinaciones y velocidades absolutas. Offset = distancia; depth = profundidad; line = línea; upper / lower crust = corteza superior / inferior; mantle = manto; LVZ = zona de baja velocidad; Caura Font = Frente de Caura; Arquean = Arqueano; Proterozoic = Proterozoico.

Los resultados del análisis de funciones receptoras del límite norte del Escudo de Guayana muestran valores de espesores de corteza entre 38 y 45 km (Figura 44; Quinteros et al., 2009), en el mismo orden que los resultados de la sismica (Figura 42). Los espesores corticales determinados por Niu et al. (2007), en promedio son de 4 km menos (Figura 44). Más hacia el sur, los valores decrecen, lo que podría estar en contradicción con resultados obtenidos en el límite sur del Escudo de Guayana (7° más al sur), donde Krüger et al. (2002) identifican un espesor cortical de 48-50 km,

basado en análisis de funciones receptoras. Una de las razones para la diferencia de los valores en el límite norte podrían ser los altos valores de la velocidad promedio de la corteza, que es de 6,5 km/s para el Escudo de Guayana (Figura 42), decreciendo hacia el norte en la medida que aumentan los espesores de sedimentos en la Cuenca de Maturín hasta un valor de 6,0 km/s (Schmitz et al., 2005).

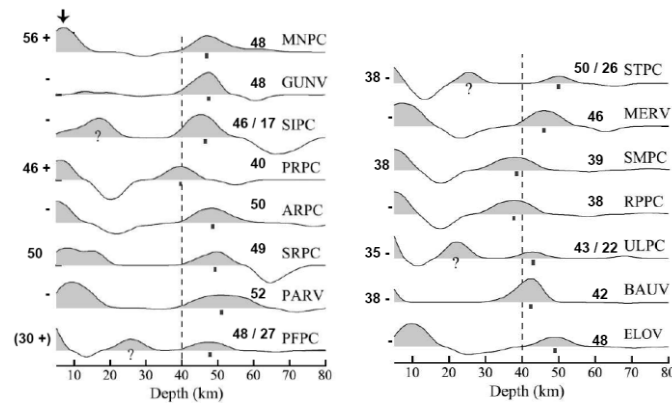


Figura 43. Funciones receptoras apiladas de las cuencas antepaís de Venezuela (Niu et al., 2007). Los cuadros negros indican el espesor de Moho asignado, signos de interrogación indican un segundo máximo, la asignación de la profundidad se realiza en consistencia con estaciones vecinas. La flecha indica la base de los estratos sedimentarios en las cuencas. Los valores de espesores a la derecha de la función receptora corresponden a los obtenidos por Niu et al. (2007) y a la izquierda por Quinteros et al. (2009), con + y - se indican diferencias de 2 o más km y con ++ de 10 o más km respecto a los valores de Niu et al. (2007); depth = profundidad.

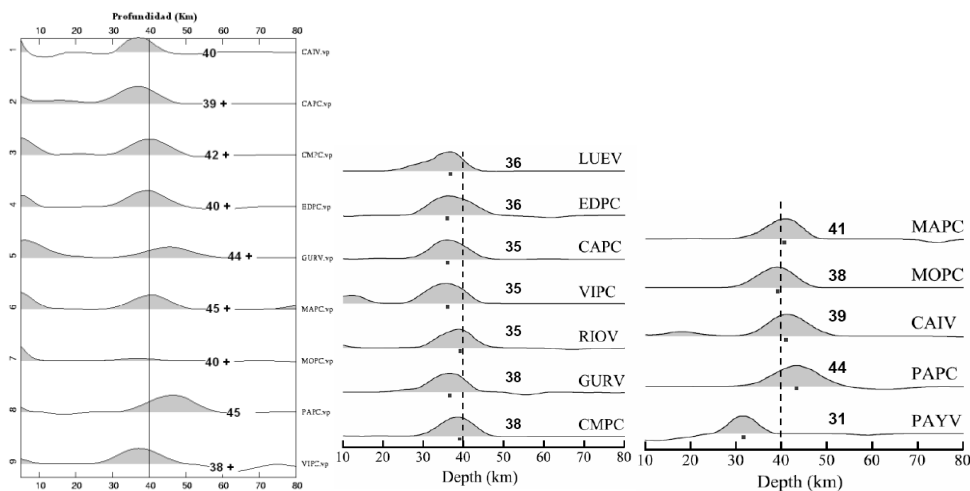


Figura 44. Funciones receptoras apiladas del Escudo de Guayana de Quinteros et al. (2009) (izquierda) y Niu et al. (2007) (centro y derecha). Los valores de espesores determinados por Quinteros et al. (2009) que están indicados con +, se refieren a espesores mayores de 2 o más km respecto a los valores de Niu et al. (2007); depth = profundidad.

Un primer intento de integración de los datos provenientes de estudios sísmicos de gran ángulo, y del análisis de funciones receptoras en Venezuela, había sido presentado por Bezada et al. (2007). Los autores concluyen, que los diferentes métodos sismológicos aplicados al estudio del límite de placas Caribe-Suramérica proporcionan una multitud de datos que no siempre son consistentes entre sí. En el mapa (Figura 45) se integran los resultados consistentes entre sísmica de gran ángulo y análisis de funciones receptoras provenientes del estudio de Niu et al. (2007), excluyendo del mapa integrado las funciones receptoras costa afuera que están en clara contradicción con los 4 perfiles de refracción / reflexión de gran ángulo. El mismo principio se aplica a las estaciones ubicadas en la Cordillera de la Costa y sobre las cuencas sedimentarias. Aún así se identifican algunas zonas donde existen inconsistencias, como por ejemplo la estación TERV en el occidente, al sur del perfil 70°W, que permite una interpolación del occidente de la Serranía del Interior y la parte norte de los Andes con espesores corticales alrededor de 30 km. En el oriente, a lo largo del perfil 65°W, los espesores corticales alrededor de 30 km, unos 10 km menores que al oeste y al este, provienen de los resultados sísmicos y podrían reflejar la menor expresión de la Serranía del Interior en esta parte. Los resultados sísmicos a lo largo del perfil 64°W se comparan con los resultados del análisis de funciones receptoras y del análisis de ondas superficiales (Figura 46), utilizando los valores del mapa (Figura 45) como base.

Los rasgos principales de las estructuras corticales obtenidos por los estudios sísmicos (Clark et al., 2008) coinciden muy bien con los resultados de las funciones receptoras (Figura 46). Estudios de fase y amplitud de ondas Rayleigh aportan datos adicionales sobre la naturaleza de la corteza y el manto litosférico. La disminución del espesor cortical entre la Serranía del Interior en el sur y la placa del Caribe en el norte parece tomar lugar más hacia el sur en los datos provenientes de funciones receptoras que en los datos sísmicos (Figura 46).

Bezada et al. (2007) aplicaron una metodología que analiza velocidades de onda Rayleigh que varían de forma lateral y azimutal. El modelo tomográfico de la zona de

estudio consiste en una grilla de puntos a los que se asignan valores de velocidad que son sopesados por una función de distribución gaussiana y el frente de ondas proveniente de cada evento es representado por dos ondas planas y su respectiva fase, amplitud y dirección. Las variaciones de fase y amplitud son aproximadas por esta representación y pueden ser invertidas. Con el análisis de las ondas superficiales, utilizando un rango de frecuencias de onda Rayleigh de 5 a 50 mHz (período de 20 a 200 s) provenientes de 49 eventos de magnitud igual o mayor a 5.1 a distancias epicentrales de 20 a 60°, se ha logrado una imagen del manto superior hasta profundidades de aproximadamente 200 km (Bezada et al., 2007; figura 46), que muestra el modelo de ondas superficiales en combinación con los resultados de funciones receptoras para definir el espesor de la corteza. En la realización del modelo se utilizó como control la profundidad de Moho obtenida del mapa de espesores corticales (Figura 45).

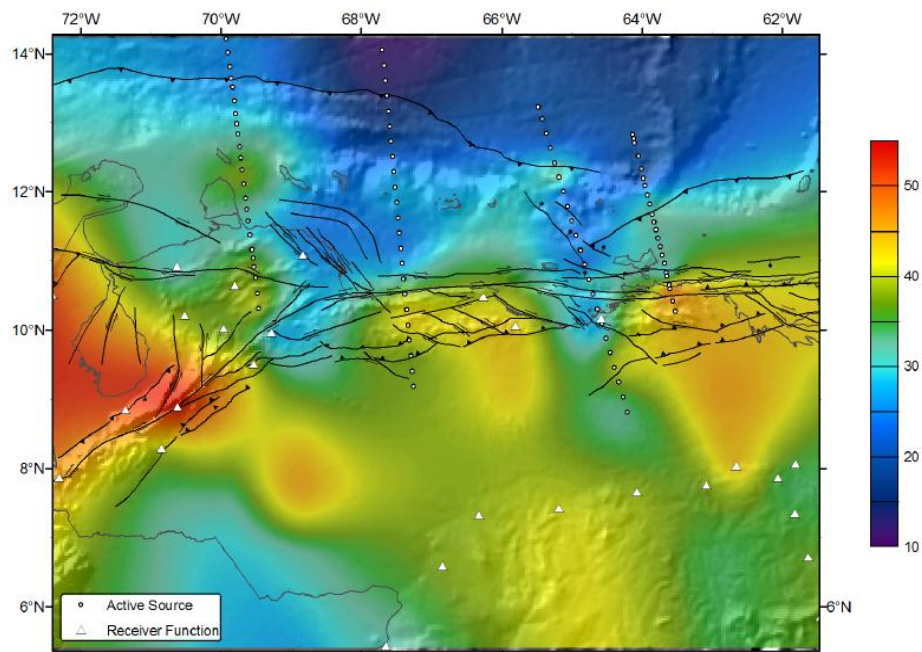


Figura 45. Espesor cortical obtenido a través de la interpolación de una combinación de observaciones de sísmica activa y funciones receptoras (Bezada et al., 2007). Los valores de funciones receptoras en las cuencas sedimentarias han sido excluidos de este mapa y solo se muestran las estaciones sísmológicas cuyos resultados hayan sido considerados para el mapa integrado. Active source = sísmica con fuentes activas; receiver function = estaciones con análisis de funciones receptoras; la leyenda muestra el espesor cortical en km.

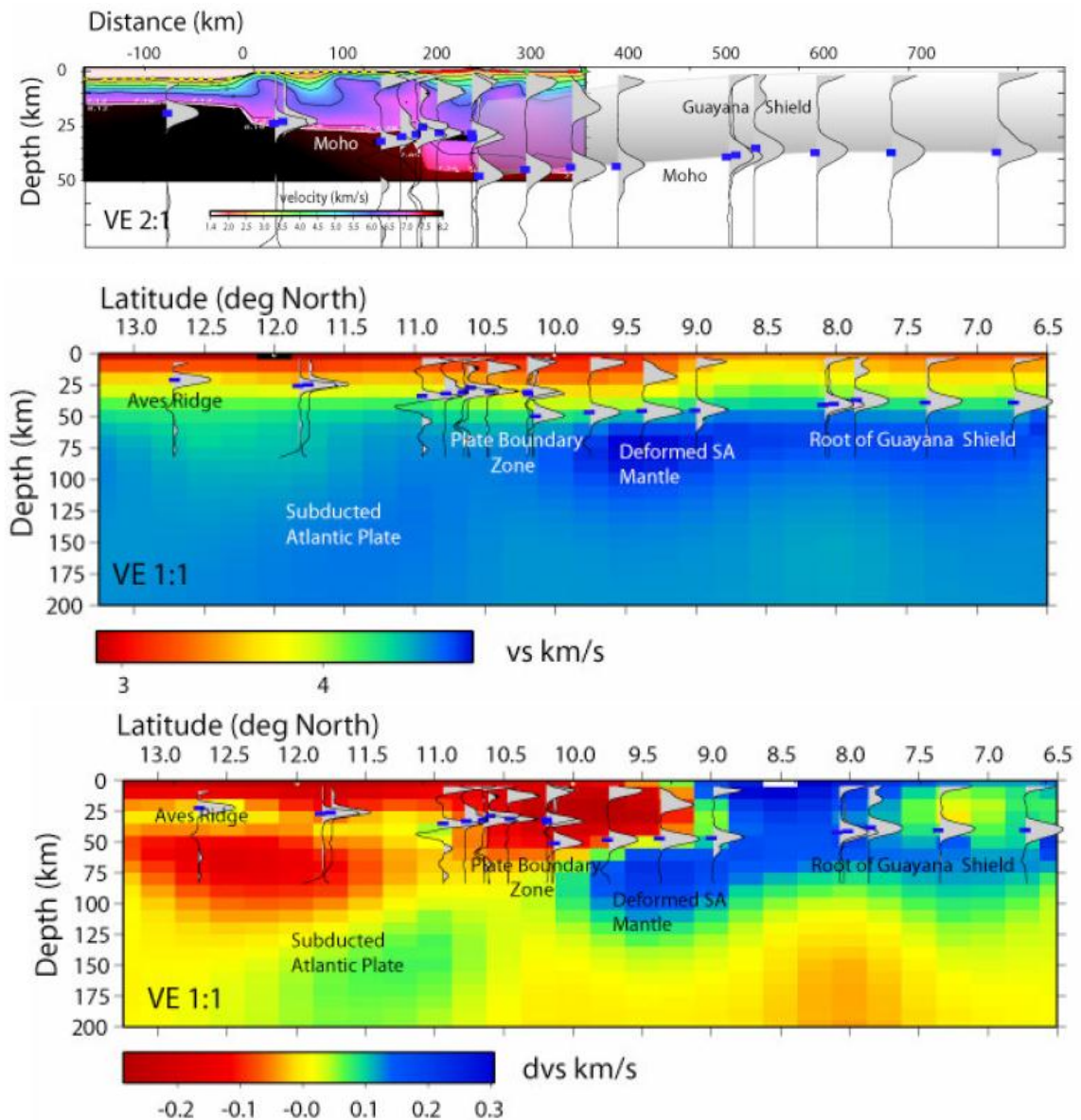


Figura 46. Funciones receptoras apiladas en un perfil a lo largo de la longitud 64°W, desde la Cuenca de Venezuela en el norte hasta el Escudo de Guayana en el sur (Bezada et al., 2007), incluyendo sísmica activa, funciones receptoras (arriba) y velocidades de ondas superficiales como perturbaciones (centro) y valores absolutos (abajo). Distance = distancia; depth = profundidad; velocity = velocidad; latitude (deg North) = latitud (grados norte); Root of Guayana Shield = raíz del Escudo de Guayana; Aves Ridge = Cuesta de Aves; subducted Atlantic plate = placa atlántica subducida; plate boundary zone = zona de límite de placas; deformed SA mantle = manto sudamericano deformado.

CAPÍTULO VI.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se analizan los resultados de estudios sísmicos corticales de gran ángulo realizados desde el año 1984 hasta la fecha en Venezuela, en conjunto con los resultados del análisis de funciones receptoras en las tres regiones occidente, centro-norte y oriente. Los datos resultantes no siempre son consistentes entre sí, lo cual aplica tanto para la comparación de los resultados de los diferentes métodos (sísmica de gran ángulo y análisis de funciones receptoras) como para la comparación de los datos de diferentes autores utilizando el mismo método.

Los estudios sísmicos de gran ángulo están enfocados a lo largo de 4 perfiles norte-sur que cruzan el límite de placas entre el Caribe y Sudamérica desde la Cuenca de Venezuela en el norte hasta las cuencas de antepaís en el sur. El rasgo principal en todos estos perfiles es una disminución del espesor cortical relacionado a los sistemas de fallas transcurrentes (Oca-Ancón, San-Sebastián, el Pilar) que va de aproximadamente 35-40 km de espesor al sur del sistema de los sistemas de fallas transcurrentes a 25-30 km al norte de los mismos (Figuras 23, 30, 36, 40). Otro rasgo común es que el valor del espesor cortical vuelve a incrementarse levemente a valores de 27 – 32 km hacia el norte debajo del arco extinto de las islas de las Antillas de Sotavento, de manera que los espesores corticales en esta zona muestran rasgos muy similares (Bezada et al., 2010; Figura 11).

En el caso del perfil más oriental a 64°W, el salto propuesto por Clark et al. (2008) es considerablemente mayor que el propuesto por Schmitz et al. (2008a), pero ambos modelos coinciden en el valor del espesor cortical al norte del sistema de fallas transcurrentes, donde no se observa un aumento significativo en la zona del arco de islas extinto (Figura 40). En el perfil más occidental a 70°W, la disminución del espesor cortical al norte de la falla de Oca-Ancón ha sido interpretado como asociado a un acortamiento cortical relacionado a la generación de la cuenca de Falcón (Bezada et al., 2007), pero podría re-interpretarse, considerando la disminución

relacionada al sistema de fallas de Oca-Ancón y el aumento hacia el norte al arco extinto de las islas de las Antillas de Sotavento.

La misma tendencia del acortamiento cortical hacia el norte se puede observar en los mapas de espesores corticales derivados del análisis de funciones receptoras (Figuras 15 y 16). En ambos casos hay una coincidencia satisfactoria con la disminución del espesor cortical al norte del sistema de fallas transcurrentes en el occidente y el oriente de Venezuela. Sin embargo, para la región centro-norte, la disminución comienza unos 100 km al sur en la cercanía del perfil a 67°W, pero se vuelve a observar el mismo fenómeno en la parte más oriental de la Cordillera de la Costa. Para ambos mapas es importante recalcar que en esta zona la densidad de estaciones sismológicas es muy baja, lo que hace poco estable la interpolación de los resultados entre estaciones.

En el occidente coinciden los valores del espesor cortical para la región de la COLM entre los estudios de gran ángulo y el análisis de funciones receptoras; la disminución del espesor cortical hacia el norte, indicado en los análisis previos (Castejón et al., 1986) no pudo ser confirmada en los trabajos de Güédez et al. (2003), pero se refleja en los resultados del análisis de funciones receptoras obtenidos para la estación sismológica DABV (Figura 19), aún es importante acotar que las zonas de estudio no se solapan directamente. Más hacia el este, a lo largo del perfil norte-sur a 70°W, el acortamiento cortical al norte del sistema de fallas Oca-Ancón (Figura 23) se refleja en los resultados del análisis de funciones receptoras (Figura 19). La estación TERV, ubicada unos 100 km al sur del sistema de fallas transcurrentes, tiene un espesor cortical de 27 km, considerablemente menor que los esperado. Debido a la baja densidad de estaciones sismológicas en esta región, este valor influye para el cálculo del espesor para gran parte de su alrededor (Figuras 15 y 16).

En el centro-norte, existen diferencias importantes en el análisis de las estructuras de la corteza inferior debajo de la Cordillera de la Costa, donde se observan reflexiones de gran ángulo, que son interpretados por Magnani et al. (2009) como reflexiones del tope de la corteza inferior (Figura 30), mientras Schmitz et al. (2008a) los interpretan

como reflexiones del Moho (Figura 26). Consecuentemente, resultan diferencias importantes en el espesor cortical al sur del sistema de fallas de San Sebastián, con espesores mayores a 40 km derivados por Magnani et al. (2009) y espesores entre 34 y 37 km según Schmitz et al. (2008a). Los espesores derivados por el análisis de funciones receptoras de la estación TURV (Niu et al., 2007; Quinteros et al., 2009), de 25 y 24 km, respectivamente, son consistentes entre sí, pero más de 10 km menores que los espesores obtenidos por los estudios sísmicos. Del análisis de la próxima estación hacia el este, BIRV, ubicada en el este de la Cordillera de la Costa, deriva un espesor de 40 y 45 km, respectivamente, lo que estaría en el orden de espesores obtenidos en la sísmica (Schmitz et al., 2008a). El valor del espesor para TURV de 25 km podría interpretarse como el tope de la corteza inferior propuesto por Magnani et al. (2009). Su análogo tendría un segundo valor identificado en los registros de la estación BIRV con 30 km de espesor (Figura 34; Amaíz y Rojas, 2009), que podría ser igualmente interpretado como tope de la corteza inferior. Si se interpreta la discontinuidad profunda como Moho, debe preguntarse sobre la naturaleza de la zona debajo, que está caracterizada por velocidades sísmicas corticales (6,5 – 6,9 km/s).

Una posibilidad de explicar la existencia de material cortical en la corteza inferior de la Cordillera de la Costa, sin que todas las discontinuidades se desarrollen de manera completa, podría ser la existencia de manto serpentizado en la posición de la actual corteza inferior. Una situación parecida se presenta en la corteza inferior del antearco de los Andes Centrales, donde gran parte del material de la corteza inferior, con velocidades sísmicas entre 6,9 y 7,7 km/s, es interpretado como material de origen mantélico (Schmitz et al., 1999). La corteza inferior en la Cordillera de la Costa muestra valores de velocidades sísmicas de 6,5-6,9 km/s, ligeramente menores que los indicados para el antearco en los Andes Centrales. La relación V_p/V_s , obtenida para la estación sismológica TURV, es de 1,75 (Amaíz y Rojas, 2009), por lo que esta relación podría justificar la presencia de serpentinita en la corteza inferior, relicto geológico de la fase de generación de la Cordillera de la Costa y las napas de Villa de Cura (Sorensen et al., 2005). Dada la predominancia de material de corteza oceánico

en la zona, y considerando la existencia de material de corteza inferior obducido al nivel de corteza superior por el sistema de fallas de San Sebastián, dicho material podría ser también de origen oceánico o de corteza inferior, tectónicamente puesto en el sitio de corteza inferior debajo de la Cordillera de la Costa. Según el desarrollo tectónico de la Cordillera de la Costa, se esperaría un mayor espesor cortical para la parte occidental que para la parte oriental. Con los datos corticales disponibles a la fecha no se puede confirmar dicha situación.

El afloramiento de rocas con alta relación P/T (eclogitas y otras rocas con alto grado de metamorfismo) en este cinturón montañoso sugiere que éstas pudiesen ser asociadas con la tectónica relacionada al sistema de fallas de San Sebastián, que transporta material de alta velocidad sísmica ($V_p \cong 7$ km/s) a niveles de corteza superior (Magnani et al., 2009). La complejidad tectónica descrita puede ser responsable de la variación del espesor cortical obtenido en los diferentes estudios, ya que cada método puede ser susceptible a otra configuración en la corteza. Comparaciones entre estudios sísmicos y de funciones receptoras en los Andes Centrales (ANCORP Working Group, 1999; 2003; Schmitz et al., 1999; Yuan et al., 2000; 2002; Sick et al., 2006; Heit et al., 2008; Woelbern et al., 2009) muestran variaciones en el orden de 10-15 km para la región de la Cordillera Oriental con una compleja tectónica.

En el oriente hay una coincidencia entre los principales rasgos corticales en los diferentes estudios, que todos coinciden en un gran espesor cortical debajo de la cuenca de Maturín, así como espesores corticales en el Escudo de Guayana en el orden de 40-45 km. Diferentes interpretaciones de las reflexiones del Moho debajo de la Serranía del Interior implican diferencias en el espesor cortical al sur del sistema de fallas de El Pilar (Clark et al., 2008; Schmitz et al., 2008a), pero coinciden los espesores propuestos para la parte marina, al norte del sistema de fallas.

Las diferencias existentes entre los resultados de funciones receptoras de algunas estaciones sismológicas (Figura 43), así como entre los modelos sísmicos (Figuras 37 y 40), podrían relacionarse a la naturaleza de la corteza inferior en la zona,

posiblemente un producto de una duplicación de corteza inferior debido a la subducción de la placa Suramericana bajo la placa Caribe. Para explicar las diferencias entre los estudios de funciones receptoras, algunos aspectos a considerar son los perfiles de velocidad usados en la conversión a profundidad de las funciones de receptor y la relación V_p/V_s , así como el efecto de una interfaz inclinada en lugar de horizontal, sobre el análisis de las funciones receptoras.

Se recomienda el análisis de funciones receptoras de todas las estaciones sismológicas disponibles en Venezuela con el fin de obtener un modelo único de espesores de corteza obtenidos por esta metodología. La densidad de estaciones sismológicas podrá incrementarse a lo largo de perfiles. Para la zona de los Andes, se recomienda la realización de uno a dos perfiles densos de estaciones sismológicas para aclarar la estructura cortical en esta región. Los espesores de corteza obtenidos por esta metodología deberán integrarse con los resultados de los estudios de tomografía local, actualmente en curso.

Para la estructura interna de la corteza terrestre se recomienda la realización de perfiles sísmicos de gran ángulo en combinación con reflexión profunda, que permitan relacionar las estructuras de la Serranía del Interior con el Escudo de Guayana. Los perfiles sismológicos propuestos para los Andes deberán complementarse con dos perfiles sísmicos combinados de sísmica de gran ángulo y de reflexión profunda, que permitan resolver la estructura interna de los Andes. La información disponible de sísmica de refracción de gran ángulo debería re-interpretarse con un criterio único de análisis y modelado. Los trabajos sismológicos deberán complementarse con trabajos petrológicos que permitan la interpretación conjunta de los datos existentes y resolver las contradicciones que en algunas partes existan.

CAPÍTULO VII.
AGRADECIMIENTOS

Para la realización de las mediciones sísmicas de gran ángulo en los años 1998 – 2004 agradezco la participación de un gran número de voluntarios, personal de campo de varias instituciones y universidades de Venezuela (UCV, USB, ULA) y EEUU (Rice University, Indiana University, UCLA San Diego, entre otras), los equipos del “IRIS-PASSCAL Instrument Center”, las tripulaciones a bordo de los buques de investigación R/V Maurice Ewing y R/V Seward Johnson II, así como personal de CVG Ferrominera Orinoco CA. Los trabajos han sido realizados en FUNVISIS, al cual se agradece el apoyo económico así como la participación de un gran número de su personal en los trabajos de campo y análisis. Las discusiones con F. Urbani, S. Grande, F. Audemard, N. Orihuela, C. León, A. Singer y C. Zelt sobre la naturaleza de la corteza en la Cordillera de la Costa han contribuido al análisis crítico de la información existente en esta región, lo cual se les agradece fuertemente. Se agradece a C. Quinteros la revisión constructiva del manuscrito. Este trabajo es una contribución a los proyectos G-2002000478, PDVSA-INTEVEP – FUNVISIS - 04-141 y NSF – “Continental Dynamics Program” EAR 0003572 y EAR 0607801 (Rice University).

CAPÍTULO VIII.

REFERENCIAS

- Amaíz, R., Rojas, K. (2009). Estimación del espesor de corteza desde la Cuenca de Venezuela hasta el Escudo de Guayana, a través del análisis de funciones receptoras. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas, 167 pp.
- Ammon, C. J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol. 81, 2504-2510.
- Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G. (1990). On the No uniqueness of Receiver Function Inversions. *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, 15303-15318.
- ANCORP Working Group (Oncken, O., Lüschen, E., Mechie, J., Sobolev, S., Schulze, A., Gaedicke, C., Grunewald, S., Bribach, J., Asch, G., Giese, P., Wigger, P., Schmitz, M., Lüth, S., Scheuber, E., Haberland, C., Rietbrock, A., Götze, H.-J., Brasse, H., Patzwahl, R., Chong, G., Wilke, H.-G., González, G., Jensen, A., Araneda, M., Vieytes, H., Behn, G., Martínez, E., Amador, J., Ricaldi, E., Chumacero, H., Luterstein, R. (1999). Seismic reflection image revealing offset of Andean subduction-zone earthquake locations into oceanic mantle. *Nature*, Vol. 397, 341-344.
- ANCORP-Working Group (2003). Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996, ANCORP 96). *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, doi: 10.1029/2002JB001771.
- Avé Lallemant, H.G., Sisson, V.B. (2005). Exhumation of eclogites and blueschist in northern Venezuela: Constraints from kinematic analysis of deformation structures. In: H.G. Avé Lallemant, V.B. Sisson (Eds.), *Caribbean-South America plate interactions*, Venezuela. GSA Special Paper 394, pp. 193-206.
- Ávila, J. (2005). Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe – Sudamérica, Región Oriental de Venezuela (Estado Anzoátegui). Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas.
- Baldwin, T., Pavlis, G., Vernon, F. (2004a). Proyecto Caribe: Preliminary Results from an Ongoing Broadband, Passive Seismic Array Experiment in Venezuela, XII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas.
- Baldwin, T., Pavlis, G., Rendón, H., Alvarado, L., Vásquez, R., Vernon, F. (2004b). Preliminary Results from the Broadband Array Deployment in Venezuela, Seismological Society of America Annual Meeting, abstract.
- Baumbach, M., Grosser, H., Romero, G., Rojas J.L., Sobiesiak, M., Welle, W. (2004). Aftershock pattern of the July 9, 1997 Mw=6.9 Cariaco earthquake in Northeastern Venezuela. *Tectonophysics*, Vol. 379, 1 –23.
- Bezada, M.J. (2005). Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe – Sudamérica, Región Occidental de Venezuela (Estados Falcón y Lara). Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas.
- Bezada, M.J., Miller, M., Niu, F., Pavlis, G., Zelt, C., Schmitz, M., Rendón, H., Levander, A., y el BOLIVAR working group (2007). Estructura sísmica de la corteza y manto superior en el límite de placas Caribe- Suramérica: Un enfoque integrado. IX Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 12 pp.
- Bezada, M.J., Schmitz, M., Jácome, M.I., Rodríguez, J., Audemard, F., Izarra, C., and the BOLIVAR Active Seismic Working Group (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *J. Geodyn.*, Vol. 45, 191-200, doi:10.1016/j.jog.2007.11.002.

- Bezada, M.J., Levander, A., Schmandt, B. (2009). Finite-Frequency Tomographic Images of Subducting Slabs in the Southeast Caribbean. AGU Fall Meeting, San Francisco, abstract T51D-09.
- Bezada M.J., Magnani M., Zelt C.A., Schmitz, M., Levander A. (2010). The Caribbean - South American plate boundary at 65W: Results from analysis of wide-angle seismic data. *J. Geophys. Res.*, submitted.
- Bosch, M. (1997). P wave velocity tomography of the Venezuelan region from local arrival times. *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, 5455-5472.
- Bosch, M., Rodríguez, I. (1992). North Venezuelan collisional crustal block: the boundary between the Caribbean and South American plates. *J. South Am. Earth Sci.*, Vol. 6, 133-143.
- Case, J.E. (1990). Crustal structure of the Caribbean Region (Plate 3). En: G. Dengo and J.E. Case (Eds.), *The geology of North America*, Vol. H, The Caribbean Region. Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado.
- Castejón, B., Marquéz, C., Urbáez, M. (1986). Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas, 208 pp.
- Chalbaud, D. (2000). Determinación del espesor cortical del Escudo de Guayana a partir del análisis de información sísmica de refracción. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, 117 pp.
- Christeson, G.L., Mann, P., Escalona, A., Aitken, T. (2008). Crustal structure of the Caribbean-northeastern South America arc-continent collision zone, *J. Geophys. Res.*, Vol. 113, B08104, doi: 10.1029/2007JB005373.
- Clark, S.A. (2007). Characterizing the Caribbean-South American Plate Boundary at 64°W. Ph. D. Thesis. Unpublished. Rice University, Houston, Texas, 81 pp.
- Clark, S.A., Zelt, C.A., Levander, A. Magnani, M.B. (2008). Characterizing the Caribbean-South American plate boundary at 64 W using wide-angle seismic data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 113, B07401, doi:10.1029/ 2007JB005329.
- Clayton, R.W., Wiggins, R.A. (1976). Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. 47, 151-177.
- Gajardo, E., Nicolle, J.L., Castejón, B. Marquéz, C., Urbáez, M. (1986). Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo. III Congr. Venez. de Geofísica, Caracas, pp. 102-111.
- Gebrande H., Miller H. (1985). Refraktionsseismik. In: F. Bender (Ed), *Angewandte Geowissenschaften*, Band 2. Enke, Stuttgart, pp. 226-258.
- Giese, P. (1976a). Depth calculation. In: P. Giese, K. Prodehl, S. Stein (Eds.), *Explosion Seismology in Central Europe, Data and Results*. Springer, Berlin, pp. 146- 161.
- Giese P. (1976b). Models of Crustal Structure and Main Wave Groups. In: Giese, P., Prodehl, K., Stein S. (Eds.), *Explosion Seismology in Central Europe, Data and Results*. Springer, Berlin, pp. 130-136.
- Giese, P., Prodehl, K., Stein S. (1976). *Explosion Seismology in Central Europe, Data and Results*. Springer, Berlin, 428 pp.
- Goncálves, W. (2006). Inversión gravimétrica 3D de la Subcuenca de Maturin. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas.
- Guedez, M.C. (2007). Crustal Structure across the Caribbean-South American Plate Boundary at 70W - Results from seismic refraction and reflection data. Thesis Master of Science. Unpublished. Rice University, Houston, Texas.

- Güédez, R. (2003). Estudio cortical en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas, 124 pp.
- Güédez, R., Schmitz, M., Cavada, J., Sánchez, J. (2003). Determinación del espesor cortical y velocidades sísmicas en el área centro-norte de Venezuela. VII Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Barquisimeto, 10 pp.
- Heit, B., Koulakov, I., Asch, G., Yuan, X., Kind, R. (2008). More constraints to determine the seismic structure beneath the Central Andes at 21°S using teleseismic tomography analysis. *J. South Am. Earth Sci.*, Vol. 25, 22–36.
- Jácome, M.I., Kuszniir, N., Audemard, F., Flint, S. (2003). The formation of the Maturín Foreland Basin, Eastern Venezuela: thrust sheet loading or subduction dynamic topography. *Tectonics*, Vol. 22, 1–17.
- Jácome, M.I., Rondón, K., Schmitz, M., Izarra, C., Viera, E. (2008). Integrated Seismic, Flexural and Gravimetric modelling of the Coastal Cordillera Thrust Belt and the Guárico Basin: North-Central Region, Venezuela, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.03.008.
- Kay, S., Coira, B., Viramonte, J. (1994). Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentina Puna plateau, Central Andes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, 323–324, 339.
- Krüger, F., Scherbaum, F., Rosa, J.W.C., Kind, R., Zetsche, F., Höhne, J. (2002). Crustal and upper mantle structure in the Amazon region (Brazil) determined with broadband mobile stations. *J. Geophys. Res.*, Vol. 107 (B10), 2265, doi: 10.1029/2001JB000598.
- Langston, C. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, 4749–4762.
- Levander, A. (2003). USArray design implications for wavefield imaging in the lithosphere and upper mantle, *The Leading Edge*, Vol. 22, 250–255.
- Levander, A., Schmitz, M., Avé Lallemand H.G., Zelt, C.A., Sawyer, D.S., Magnani, M.B., Mann, P., Christeson, G., Wright, J., Pavlis, D., Pindell, J. (2006). Evolution of the Southern Caribbean Plate Boundary. *EOS*, Vol. 87, Nr. 9, pp. 97, 100.
- Levander, A., Bezada, M.J., Niu, F., Miller, M.S., Masy, J., Clark, S.A., Magnani, M.B., Avé Lallemand, H.G., Pindell, J.L. (2009). The Antillean-South American collision zone as imaged by BOLIVAR seismic data. AGU Fall Meeting, San Francisco, abstract T53F-08.
- Magnani, M.B., Zelt, C.A., Levander, A., Schmitz, M. (2009). Crustal structure of the South American–Caribbean plate boundary at 67°W from controlled source seismic data. *J. Geophys. Res.*, Vol. 114, B02312, doi:10.1029/2008JB005817.
- Martins, A. (2002). Estructura cortical en la Cuenca Oriental con énfasis en la determinación del espesor de la capa de sedimentos. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, 142 pp.
- Masy, J. (2007). Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe Suramérica en las Antillas de Sotavento. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas.
- Masy, J., Schmitz, M., Ávila, J., Jácome, M.I. (2007). Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe Suramérica en las Antillas de Sotavento. IX Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 12 pp.
- McQuarrie, N., DeCelles, P. (2001). Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia. *Tectonics*, Vol. 20, 669–692.

- Merchán, J. (2007). Inversión geoestadística de datos gravimétricos y magnéticos en 3D, en la región noroccidental de Venezuela. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Mohorovičić, A. (1909). Yearbook of the Meteorological Observatory, Zagreb.
- Molnar, P., Sykes, L. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 80, 639–1684.
- Mooney, W.D., Laske, G., Masters, G. (1998). CRUST 5.1: A global crustal model at 5°x 5°. *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, 727-747.
- Niu, F., James, D.E. (2002). Fine structure of the lowermost crust beneath the Kaapvaal craton and its implications for crustal formation and evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 200, 121–130.
- 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. *J. Geophys. Res.*, Vol. 112, B11308.
- Orihuela, N., Ruiz, F. (1990). Modelaje gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altigracia de Orituco, Edo. Guárico y Caraballeda, Dto. Federal, Venezuela. V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, pp. 466-473.
- Orihuela, N., García, A., Tabare, T. (2010). Mapa de anomalía gravimétrica de Venezuela derivado de datos satelitales. *Rev. Fac. Ing. UCV*, sometido a revisión.
- Owens, T.J., Zandt, G., Taylor, S.R. (1984). Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, 7783–7795.
- Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A., Giese, P. (1999). 2-D-velocity models of the Nazca Plate subduction zone between 19.5°S and 25°S from wide-angle seismic measurements during the CINCA'95 project. *J. Geophys. Res.*, Vol. 104 (B4), 7293-7317.
- Picard, X., Goddard, D. (1975). Geomorfología y sedimentación en la costa entre Cabo Codera y Puerto Cabello. *Asoc. Ven. Geol. Min. y Petr.*, Bol. Inform., Vol. 18 (1), 39-106.
- Pindell, J., Kennan, L. (2007). Cenozoic kinematics and dynamics of oblique collision between two convergent plate margins: the Caribbean-South America collision in eastern Venezuela, Trinidad and Barbados. In: *The Paleogene of the Gulf of Mexico and Caribbean basins: processes, events, and petroleum systems*. GCSSEPM Foundation, 96 pp.
- Prezzi, C., Götze, H.-J., Schmidt, S. (2010). 3D gravity modelling and interpretation in the Central Andes: density structure. *J. Geodyn.*, submitted.
- Quijada, M. (2006). Inversión gravimétrica 3D en el noroccidente de Venezuela y zona costa afuera. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas.
- Quinteros, C., Piñero, L., Rendón, H., Schmitz, M. (2007). Estudio del espesor de la corteza y sus posibles discontinuidades en la región noroccidental de Venezuela, a partir del análisis de funciones receptoras. IX Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 13 pp.
- Quinteros, C., Piñero, L., Rendón, H., Schmitz, M., Niu, F. (2008). Estimación del espesor de corteza en el norocidente de Venezuela, a partir del análisis de funciones receptoras. XIV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 8 pp.
- Quinteros, C., Rojas, K., Amaíz, R., Piñero, L., Schmitz, M., Rendón, H. (2009). Análisis de funciones receptoras para la estimación del espesor de corteza en Venezuela. IX Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Caracas, 12 pp.

- Rada, F. (2007). Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe Sudamérica, perfiles 64°O Y 65°O. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Rada, F., Masy, J., Schmitz, M., Ávila, J., Jácome, M.I. (2008). Espesores corticales en el Sureste de la placa del Caribe con base en mediciones sísmicas de gran ángulo. XIV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 8 pp.
- Rivas, J., Nicolle, J.L., Gajardo, E. (1988). Sismogramas sintéticos del modelo de corteza terrestre de la costa oriental del Lago de Maracaibo. IV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Memorias, pp. 269-276.
- Rodríguez, J., Sousa, J.C. (2003). Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto, estados Falcón y Lara. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas, 296 pp.
- Ruíz, S. (2007). Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe Sudamérica, Región Nororiental de Venezuela y Noroccidental de Trinidad (Transecto TRIN). Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, 90 pp.
- Russo, R.M., Speed, R.C. (1994). Spectral analysis of gravity anomalies and the architecture of tectonic wedging, NE Venezuela and Trinidad. *Tectonics*, Vol. 13, 613–622.
- Sánchez, J., Götze, H.-J., Schmitz, M., Izarra, C. (2008). Gravity field analysis and preliminary 3D density modeling of the lithosphere at the Caribbean-South American plate boundary. 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Nice, Extended Abstracts, IRD, pp. 489-492.
- Sánchez, J., Götze, H.-J., Schmitz, M. (2010). 3-D lithospheric density structure of the Caribbean-South American plate boundary. *Intern. J. Geophys.*, submitted.
- Schmitz, M. (1994). A balanced model of the Southern Central Andes. *Tectonics*, Vol. 13 (2), 484-492.
- Schmitz, M., Lessel, K., Giese, P., Wigger, P., Araneda, M., Bribach, J., Graeber, F., Grunewald, S., Haberland, C., Lüth, S., Röwer, P., Ryberg, T., Schulze, A. (1999). The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies – the PISCO 94 experiment in northern Chile (21° - 23° S). *J. South Am. Earth Sci.*, Vol. 12 (3), 237-260.
- Schmitz, M., Chalbaud, D., Castillo, J., Izarra, C. (2002). The Crustal Structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics*, Vol. 345 (1-4), 103-118.
- Schmitz, M., Martins, A., Chalbaud, D., Güédez, R., Contreras, R. (2003). Estudios recientes de sísmica de refracción profunda en Venezuela. VII Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Barquisimeto, 10 pp.
- 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*, Vol. 399, 109-124; doi:10.1016/j.tecto.2004.12.018.
- Schmitz, M., Bezada, M., Ávila, J., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., Zelt, C.A., Magnani, M.B., Jácome, M.I. and the BOLIVAR active seismic working group (2008a). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.072.
- Schmitz, M., Rada, F., Quinteros, C., Rendón, H., Piñero, L., Levander, A., Niu, F., Bezada, M.J. (2008b). Espesores corticales derivados de sísmica activa y sismología pasiva – implicaciones de datos obtenidos en los proyectos BOLIVAR y GEODINOS. II Jornadas de Geología de Rocas Ígneas y Metamórficas, UCV, 2 pp.

- Sick, C., Yoon, M., Rauch, K., Buske, S., Lüth, S., Araneda, M., Bataille, K., Chong, G., Giese, P., Krawczyk, C., Mechie, J., Meyer, H., Oncken, O., Reichert, C., Schmitz, M., Shapiro, S., Stiller, M., Wigger, P. (2006). Seismic images of accretive and erosive subduction processes from the Chilean margin. In: O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.J. Götze, V. Ramos, M. Strecker, and P. Wigger (Eds.), *Frontiers in Earth Sciences*, Vol. 1, The Andes – Active Subduction Orogeny, Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 147-169.
- Sorensen, S.S., Sisson, V.B., Avé Lallemant, H.G. (2005). Geochemical evidence for possible trench provenance and fluid-rock histories, Cordillera de la Costa eclogite belt, Venezuela. In: H.G. Avé Lallemant, V.B. Sisson (Eds.), *Caribbean-South America plate interactions*, Venezuela. GSA Special Paper, No. 394, pp. 173-192.
- Sousa, J.C., Rodríguez, J., Giraldo, C., Rodríguez, I., Audemard, F., Alezones, R. (2005). An integrated geological-geophysical profile across northwestern Venezuela. 6th ISAG, Barcelona, Spain, Resúmenes ampliados, IRD, 4 pp.
- Stephan, J.F. (1985). Andes et Chaîne sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela). Evolución geodynamique. Symposium geodynamique des Caraïbes (Ed.: A. Mascle), Paris, pp. 503-529.
- Storchak, D.A., Schweitzer, J., Bormann, P. (2003). The IASPEI Standard Seismic Phase List. *Seismol. Res. Lett.*, Vol. 74, 761-772.
- Unger, L.M., Sisson, V.B., Avé Lallemant, H.G. (2005). Geochemical evidence for island-arc origin of the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela. In: H.G. Avé Lallemant, V.B. Sisson (Eds.), *Caribbean-South America plate interactions*, Venezuela. GSA Special Paper, No. 394, pp. 223-249.
- Vieira, J. (2005). Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe – Sudamérica, Región Central de Venezuela (Estados Aragua y Guárico). Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas.
- Wigger, P., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W., Martínez, E., Ricaldi, E., Röwer, P., Viramonte, J. (1994). Variation of the crustal structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: K.-J. Reutter, E. Scheuber, P.J. Wigger (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, New York, pp. 23-48.
- Woelbern, I., Heit, B., Yuan, X., Asch, G., Kind, R. (2009). Receiver function images from the Moho and the slab below the Altiplano and Puna plateaus in the Central Andes. *Geophys. J. Int.*, Vol. 177 (1), 296-308.
- Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R., Oncken, O. and Andes Seismology Group (2000). New constraints on subduction and collision processes in the Central Andes from comprehensive observations of P to S converted seismic phases. *Nature*, Vol. 408, 958-961.
- Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R. (2002). Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth Plan. Sci. Lett.*, Vol. 199, 389-402.
- Yáñez, M. (2005). Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe – Sudamérica, Región Oriental de Venezuela (Estados Sucre y Monagas). Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Yépez, S. (2005). Revisión geológica-geofísica del transecto Puerto Maya-San Juan de Los Morros. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Yilmaz, O. (2001). *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data*. Soc. Explor. Geophys., Tulsa, Oklahoma.
- Ysaccis, R., Cabrera, E., Del Castillo, H. (2000). El sistema petrolífero de la cuenca de la Blanquilla, costa afuera Venezuela. VII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, Caracas, pp. 411-425.

- Zandt, G., Ammon, C.J. (1995). Continental crust composition constrained by measurement of crustal Poisson's ratio. *Nature*, Vol. 374, 152–154.
- Zelt, C., Smith, R.B. (1992). Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.*, Vol. 108, 16-34.
- Zelt, C.A., Sain, K., Naumenko, J.V., Sawyer, D.S. (2003). Assessment of crustal velocity models using seismic refraction and reflection tomography. *Geophys. J. Int.*, Vol. 153, 609–626, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01919.x.
- Zhu, L., Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, 2969–2980.