

CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS DE LA CORTEZA A LO LARGO DEL LÍMITE DE PLACAS

Michael Schmitz *, Alan Levander, Fenglin Niu, Maximiliano J. Bezada, Claudia Quinteros, Colin A. Zelt, Jesús Ávila y el grupo de Trabajo de Sísmica Activa del Proyecto Bolívar

Resumen. Entre los años 1984 y 2004 se realizaron estudios sísmicos de gran ángulo en Venezuela con el propósito de determinar el espesor de la corteza 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 los grabados por las estaciones sismológicas de la red sismológica nacional aplicando el método de funciones receptoras. En esta investigación se analizan los datos y resultados obtenidos en los diferentes estudios y se interpretan los resultados principales y las posibles diferencias en la parte continental. Los estudios sísmicos corticales de gran ángulo están enfocados en 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 con los sistemas de fallas transcurrentes (Oca-Ancón, San-Sebastián, El Pilar) que van de aproximadamente 35-40 km de espesor al sur de estos sistemas de fallas hasta 25-30 km al norte de los mismos. La misma tendencia del adelgazamiento 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°O, pero tiene el mismo comportamiento en la parte más oriental de la Cordillera de la Costa. Las diferencias existentes entre los resultados de funciones receptoras de algunas estaciones sismológicas, así como entre los modelos sísmicos, podrían relacionarse con la naturaleza de la corteza inferior en la zona, posiblemente un producto de 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, posiblemente un producto de una duplicación de corteza inferior, así como espesores corticales de 40-45 km en el

Escudo de Guayana. Esto podría ser responsable de las diferencias observadas en las profundidades para algunas estaciones sismológicas. Para explicar las diferencias entre los estudios de funciones receptoras, algunos aspectos que se deben considerar son los perfiles de velocidad usados en la conversión a profundidad de las funciones de receptor y la relación Vp/Vs, así como el efecto de una interfaz inclinada en lugar de horizontal, sobre el análisis de las funciones receptoras.

Palabras clave: Sísmica de gran ángulo, Funciones receptoras, Corteza, Placa del Caribe, Venezuela.

Extended Abstract. In the years 1984 to 2004 wide angle seismic measurements were done in Venezuela aiming at determining the crustal thickness and the corresponding seismic velocities. From 2003 to 2005 temporary seismological stations were installed in the scope of the BOLIVAR and GEODINOS projects (Figure 1), whose data were analyzed together with the data of the national seismological network using receiver functions (Ammon *et al.* 1990). In this work we analyze the data and results obtained in the different studies, and the principal results and the possible differences in the continental part are interpreted. The seismic wide-angle crustal studies are focused along 4 north-south profiles, which cross the Caribbean – South America plate boundary from the Venezuela Basin in the north up to the foreland basins in the south. The main feature common to these profiles is a crustal thinning related to the Oca-Ancón, San Sebastián, El Pilar transcurrent fault systems, from about 35-40 km south of them to 25-30 km north of them. The same tendency in decrease of the crustal thickness is observed in the maps derived from receiver function analysis. In the west, a crustal thickness of more than 40 km was derived from measurements in the year 1985 for the East Coast of Maracaibo Lake (Figure 2), which coincide with results from receiver function analysis (Figure 3), with exception to TERV station, for which a crustal thickness of only 27-29 km was derived (Niu *et al.* 2007; Quinteros *et al.* 2009). Further east, along longitude 70°W, the main feature is a crustal thinning related to the Falcón Basin, or to the Oca-Ancón strike slip fault system (Figures 4

* M. Schmitz, FUNVISIS
mschmitz@funvisis.gob.ve

and 5; Bezada *et al.* 2008; Guédez, 2007). For the Coastal Cordillera of the central region, with the profile along longitude 67°W, a crustal thickness of 34 to 37 km was derived (Figures 6 and 7; Jácome *et al.* 2008; Schmitz *et al.* 2008), with an alternative interpretation of the deep reflections from the lower crust, which implies a crust up to 40 km thickness below the coastal Cordillera (Figure 8; Magnani *et al.* 2009). Further east, Guédez *et al.* (2003) obtained a crustal thickness of 40 km at the coast (Figures 9 and 10). From the receiver function analysis, the 3 seismological stations from the Coastal Cordillera show values ranging from 25 (TURV) to 45 (BIRV) km (Figure 11), with a possible second value for the station BIRV (Figure 12), which coincides roughly with the values for TURV, and the intracrustal reflector obtained by Magnani *et al.* (2009). Serpentized material in the lower crust, emplaced within the collision process between the Caribbean and South American plates, could be responsible for the distinct features obtained by the seismological studies. The crustal structure in eastern Venezuela was studied along 2 north-south seismic profiles, at longitudes 65° and 64°W, which allowed to derive crustal thickness of 45 and more than 50 km for the Maturín Basin, respectively (Figures 13 and 14). The nature of this deep crust might be associated with lower crustal material attached during the subduction process of the Atlantic plate beneath the Caribbean. The steep step in Moho morphology suggested by Clark *et al.* (2008), related to the El Pilar fault system, might be somewhat smoother considering alternative interpretations (Figures 15 and 16). At the northern edge of the Guayana Shield, crustal thickness varies between 39 and 46 km (Figure 17), which is compatible with the depth values derived from receiver function analysis (Figures 18 to 20). Close to the coastline, depth values from receiver functions are slightly lower than from active seismics, only for the station CRUV at the coast exist strong differences between the analysis from Niu *et al.* (2007) and Quinteros *et al.* (2009) (Figure 18). Approaches to integrate the information derived from active and passive seismic methods lead generally to good coherence, but with some differences at distinct locations (Figures 21 and 22). To explain the differences between the different receiver function analyses, some aspects to consider could be the velocity profiles used for the depth conversion, the Vp/Vs relation, as well as a possible inclination of the discontinuity.

Keywords: Wide angle seismic, Receiver functions, Crust, Caribbean plate, Venezuela.

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. La historia reciente de interacción de las placas del Caribe y de Sudamérica está marcada por una colisión oblicua en los últimos 55 Ma (Dewey & Pindell, 1986), con un movimiento relativo de la placa del Caribe de 2 cm/año respecto a Sudamérica (Weber *et al.* 2001), la cual ha originado un sistema de fallas transcurrentes en el norte del continente (Schubert, 1984; Audemard *et al.* 2000) (Figura 1).

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) (Levander *et al.* 2006), se realizaron investigaciones sismológicas utilizando fuentes activas y pasivas con el propósito de determinar las estructuras litosféricas generadas por la interacción de las placas del Caribe y de Sudamérica. Imágenes previas de esta zona de interacción, a través de métodos sismológicos pasivos, fueron obtenidas principalmente por trabajos tomográficos con fuentes locales (Bosch, 1997) o telesísmicas (van der Hilst, 1990; VanDecar *et al.* 2003) con una resolución limitada. Las primeras mediciones sísmicas de refracción profunda se realizaron en la zona noroccidental de Venezuela (Gajardo *et al.* 1986) en dos perfiles ubicados en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM). Posteriormente, se desarrollaron proyectos de sísmica profunda con fuentes activas en el Escudo de Guayana con el proyecto ECOGUAY (Schmitz *et al.* 2002), en la cuenca oriental de Venezuela con el proyecto ECCO (Schmitz *et al.* 2005) y en la zona central con el proyecto “Mar y Tierra” (Guédez *et al.* 2003). Los proyectos ECOGUAY y “Mar y Tierra” usaron como fuente de energía voladuras mineras y registros de cañones de aire, respectivamente. Para complementar la información estructural sobre la conformación de la litosfera en Venezuela, se utilizaron estudios gravimétricos para la determinación del espesor cortical a través de perfiles regionales (Orihuela & Ruiz, 1990; Bosch & Rodríguez, 1992; Sousa *et al.* 2005).

Las investigaciones sismológicas activas y pasivas

realizadas en el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS en el año 2004, permitieron estimar los espesores corticales y los principales cuerpos litosféricos, así como su dinámica en el área de interacción entre las placas del Caribe

y Sudamérica. En el presente trabajo, así como in extenso en Schmitz (2011), se analizan los resultados obtenidos y se discuten las posibles diferencias existentes entre los resultados derivados por los diferentes métodos.

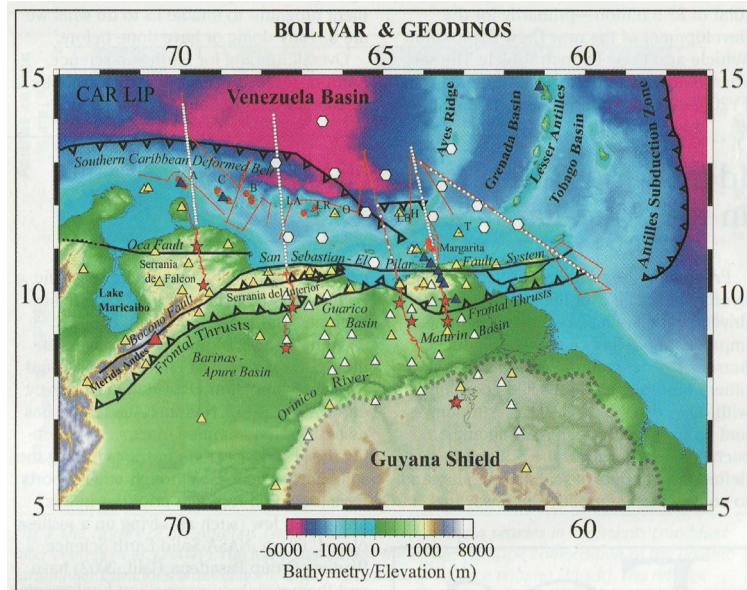


Figura 1. Mapa del sureste de la placa del Caribe con el límite difuso de placas que va desde el Cinturón Deformado del sur del Caribe hasta el límite norte de las cuencas de antepaís (Barinas-Apure; Guárico; Maturín). Las islas de las Antillas Menores son: A-Aruba; C-Curacao; B-Bonaire; LA-Las Aves; LR-Los Roques; O-Orchila; LB-La Blanquilla; H-Los Hermanos; T-Testigos. CAR LIP es la Gran Provincia Ígnea del Caribe; las líneas sólidas indican los perfiles marinos de reflexión y los perfiles de refracción en tierra; círculos blancos indican OBS a lo largo de los perfiles de refracción marina; estrellas dispares en tierra; triángulos indican las estaciones sismológicas en tierra y hexágonos los OBSIP en mar.

Figure 1. Map of the southeastern Caribbean with the diffuse plate boundary extending from the Southern Caribbean Deformed Belt to the northern limit of the foreland basins (Barinas-Apure; Guárico; Maturín). The Leeward Antilles islands are: A-Aruba; C-Curacao; B-Bonaire; LA-Las Aves; LR-Los Roques; O-Orchila; LB-La Blanquilla; H-Los Hermanos; T-Testigos. CAR LIP is the Caribbean Large Igneous Province; red lines indicate marine reflection profiles and refraction profiles on land, white circles the marine refraction profiles; stars indicate land shot points, triangles seismological stations on land and hexagons OBSIP in the Caribbean.

CONTEXTO TECTÓNICO

Las cadenas montañosas y las cuencas asociadas en el norte de Venezuela son el producto de la interacción tectónica entre las placas del Caribe y de Suramérica a nivel litosférico. Presentamos primero una visión regional de la interacción de ambas placas y, posteriormente, las estructuras y la geología de la Cordillera de la Costa y Serranía del Interior, de las cuencas de Falcón, Guárico y Maturín y de las Antillas Holandesas y del Escudo de Guayana.

Interacción de las placas Caribe y Suramérica

El movimiento actual de la Placa del Caribe con

respecto a Suramérica, casi constante por al menos 55 Ma (Dewey & Pindell, 1986), ha generado una amplia zona de regímenes tectónicos de transcurriencia, compresión y extensión (Audemard *et al.* 2000). El margen sur de la Placa del Caribe ha sido considerado por mucho tiempo como una zona angosta de transcurriencia pura (Molnar & Sykes, 1969; Pérez & Aggarwal, 1981). Trabajos más recientes reconocen la subducción de la placa oceánica del Caribe en el occidente de Venezuela debajo del continente suramericano (Bloque de Maracaibo) (van der Hilst & Mann, 1994). En el Este de Venezuela, específicamente debajo de la Serranía del Interior, se presencia un cambio en la polaridad de la subducción, de manera de que la continuación de la litósfera suramericana, la

placa oceánica del Atlántico, subduce debajo de la placa oceánica del Caribe (Russo & Speed, 1994; Jácome *et al.* 2003). En este modelo, el movimiento transcurrente constituye una componente menor de la convergencia oblicua; un movimiento transcurrente menor (menor a 150 km) ha sido reportado por Audemard & Giraldo (1997), en un ambiente de partición de fuerzas con convergencia oblicua entre las placas del Caribe y de Suramérica. Datos marinos de refracción sísmica y de gravimetría determinaron el Moho debajo de la Cuenca de Venezuela en la Placa del Caribe a una profundidad entre 15 y 20 km, siendo esta corteza oceánica más gruesa que la normal (Officer *et al.* 1959; Edgar *et al.* 1971; Biju-Duval *et al.* 1978; Diebold *et al.* 1981; Case *et al.* 1990; Diebold *et al.* 1999). Basándose en datos sísmicos de reflexión, perforaciones y observaciones de campo en complejos ígneos-máficos obducidos, Donnelly *et al.* (1990) y Donnelly (1994) sugirieron que esta corteza gruesa fue producto de la erupción de grandes flujos de basaltos ocurridos cercano a la Cresta de Beata alrededor de 85 Ma.

Varias interpretaciones han sido propuestas para el origen de la Placa del Caribe; la más ampliamente aceptada propone que la placa se formó en la región del Pacífico y fue llevada a su posición actual mediante un sistema de fallas transcurrentes, que involucra desplazamiento lateral de más de 4000 km (Wilson, 1966; Malfait & Dinkelman, 1972; Pindell & Dewey, 1982; Burke *et al.* 1984; Pindell & Barrett, 1990; Pindell *et al.* 2006). La otra interpretación importante sugiere la formación más cercana a su posición actual, entre las dos Américas (Ball *et al.* 1969; Sykes *et al.* 1982; Donnelly, 1985; Meschede, 1998; Meschede & Frisch, 1998). Orihuela *et al.* (2012) analizaron las bandas magnéticas en el Caribe Oriental, asociando el centro de esparcimiento oceánico con un centro de apertura lenta, tal como lo es el Atlántico.

El norte de Venezuela

Al menos 4 diferentes eventos geodinámicos han contribuido a la formación de las estructuras en esta región: 1) Orogenético del Paleozoico; 2) Fase de rifting asociado con la apertura de Pangea en el Jurásico y Cretácico temprano; 3) Desarrollo diacrónico del margen pasivo desde el Cretácico

(Oeste) hasta el Paleógeno (Este); 4) Colisión oblicua entre el Caribe y Suramérica, que generó el cinturón de corrimiento de la Cordillera de la Costa y la cuenca de antepaís de Guárico en el Centro y el cinturón de corrimiento de la Serranía del Interior Oriental y la Cuenca de antepaís de Maturín en el Este.

Cinturón de corrimiento de la Cordillera de la Costa y cuenca de antepaís de Guárico

Durante el Eoceno Medio, la Placa del Caribe colisionó con la parte nor-central de Venezuela emplazando la Cordillera de la Costa en su lugar. La carga tectónica asociada con el cinturón de corrimiento generó la flexión de la litosfera, lo que permitió la generación de la cuenca de Guárico, con 7 km de sedimentos en el Oeste y 7 km en el Este (Erlich & Barrett, 1990; Jácome *et al.* 2008). El cinturón de corrimiento de la Cordillera de la Costa está compuesto por diferentes provincias geológicas que contienen (de norte a sur): rocas básicas y ultrabásicas del Jurásico tardío y Cretácico temprano, roca del basamento del Precámbrico y Paleozoico, fragmentos de la corteza inferior y del manto superior del Jurásico y Cretácico, secuencias volcánico-sedimentarias y rocas basálticas a riolíticas, y secuencias de sedimentos molásicos y de flysch del Cretácico tardío a Paleoceno (Beck, 1986; Bellizzia, 1986; Navarro *et al.* 1988; Donnelly *et al.* 1990; Ostos, 1990; Giunta *et al.* 2003).

Cinturón de corrimiento de la Serranía del Interior Oriental y la Cuenca de antepaís de Maturín

El cinturón de corrimiento de la Serranía del Interior Oriental, es un cinturón de fallas y corrimientos con vergencia hacia el sureste y azimut N70E (Rossi, 1985). Está limitado por 4 estructuras tectónicas principales: en el norte, la falla transcurrente dextral de El Pilar; en el sur el frente de deformación; y en el Este y Oeste las fallas transcurrentes de Los Bajos y San Francisco, respectivamente (Audemard *et al.* 2000). La Serranía está compuesta principalmente por rocas del Cretácico y Terciario depositados en un margen pasivo (Lilliu, 1990). Estas rocas fueron levantadas por la convergencia oblicua noroeste-sureste entre las placas del Caribe y Suramérica. La cuenca de antepaís de Maturín se extiende

desde el frente de deformación en el norte hasta el río Orinoco en el sur, que marca el límite norte de los afloramientos del basamento del Escudo de Guayana (González de Juana *et al.* 1980). La cuenca, cuyos sedimentos provienen del sur (Escudo de Guayana), del norte (Serranía del Interior en levantamiento) y del Oeste, limita en el Oeste con la cuenca de Guárico y en el Este con el océano Atlántico. Como cuenca antepaís, fue rellenada con 8-13 km de sedimentos neógenos, acomodados como resultado de la carga de los paquetes de corrimiento, así como de la topografía producto de la dinámica de subducción continental, que obligó a la litósfera continental suramericana a flexurarse hacia abajo entre el Escudo de Guayana en el sur y el Cinturón de corrimiento de la Serranía del Interior en el norte (Roure *et al.* 1994; Jácome *et al.* 2003).

Escudo de Guayana

Al sur de las cuencas de antepaís de Maturín y Guárico, aflora la corteza continental del Precámbrico en el Escudo de Guayana, compuesta principalmente de rocas metasedimentarias y metaígneas en la facies de anfibolita y granulita, que han sido intrusiónadas por granitos (Feo-Codecido *et al.* 1984), con edades comprendidas entre 3.600 y 800 Ma (González de Juana *et al.* 1980). El espesor cortical en el límite norte del escudo ha sido determinado entre 38 y 45 km (Niu *et al.* 2007 y Schmitz *et al.* 2002, respectivamente).

Cuenca de Falcón y Antillas Holandesas

La Cuenca de Falcón, ubicada en el noroeste de Venezuela con una superficie de aproximadamente 36.000 km², tiene un basamento formado por rocas emplazadas durante la colisión de las placas del Caribe y de Suramérica en el Paleoceno a Eoceno Temprano (Audemard, 1995; Baquero *et al.* 2009), posiblemente sobre un basamento metamórfico de alto grado (Grande & Urbani, 2009). La cuenca se abrió durante el Oligoceno, producto de extensión que generó originalmente estructuras elongadas en dirección NE-SO que comunicaron con la cuenca profunda de Bonaire. En el eje de la cuenca se observan intrusiones de composición basáltica (Muessig, 1978) que sugieren, junto con información gravimétrica y sísmica reciente, un

adelgazamiento cortical asociado con la apertura de la cuenca (Muessig, 1984; Rodríguez & Sousa, 2003; Bezada *et al.* 2008). El origen de la cuenca aún no está resuelto; primeras teorías sugieren su formación como cuenca de tracción en un sistema de transcurrentia dextral (Muessig, 1984) con la formación de las islas de Aruba, Curaçao y Bonaire (Antillas Holandesas) en una zona aledaña durante el Eoceno. Las islas fueron separadas debido a un régimen extensivo de dirección este-oeste, también responsable de la apertura de las cuencas de Falcón y Bonaire (Boesi & Goddard, 1991; Macellari, 1995). El desplazamiento total a lo largo del sistema transcurrente dextral de Oca-Ancón, es estimado en menos de 150 km, lo que no concuerda con la creación de estas fallas en un sistema de cuenca de tracción similar a los de la Cuenca de Falcón (Audemard & Giraldo, 1997). Por ello, Audemard (1995) propone un origen de tras-arco para la apertura de la cuenca, con extensión más bien norte-sur que este-oeste en el Eoceno Tardío; la cuenca de Falcón fue invertida posterior al Mioceno Medio en un régimen tectónico compresivo que la convirtió en un alto estructural.

SÍSMICA DE GRAN ÁNGULO EN VENEZUELA

Los perfiles sísmicos de gran ángulo se basan en mediciones de fuentes “activas”, generalmente explosiones químicas, a lo largo de perfiles que cruzan las estructuras que se van a analizar, con receptores ubicados a lo largo de estos perfiles. 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, 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), que se ubican entre 40 y 100 km de distancia en la parte continental. Otra modalidad de registro consiste en la grabación de señales de cañones de aire comprimido, disparados a lo largo de perfiles en el mar, en estaciones en tierra o en estaciones en el fondo del mar. 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: Pg para la refracción del basamento cristalino, PmP para la reflexión del Moho y Pn para la refracción del manto superior, y se aplican generalmente velocidades de reducción para su mejor reconocimiento. 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, con el cual se calculan los tiempos de viaje de las ondas a través de un modelo bidimensional. 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 & Smith, 1992). El resultado final del modelado lo compone el modelo estructural de la corteza con las respectivas velocidades de propagación.

Desde finales de los años 1990, en los proyectos ECOGUAY (Schmitz *et al.* 2002) y Mar y Tierra (Guédez *et al.* 2003), se 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 (Guédez *et al.* 2003).

En el proyecto ECCO se empleó 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 (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.

En el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS, se realizaron en el año 2004 estudios sísmicos con 4 perfiles norte-sur, combinados de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo, en el norte de Venezuela entre las longitudes 64°O y 70°O (Figura 1), con la finalidad de investigar la geodinámica de la compleja zona de interacción entre las 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 como receptores; los resultados se analizan más adelante por regiones.

ANÁLISIS 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 de velocidad 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 1).

La función receptora es una herramienta matemática que permite calcular la respuesta relativa de la estructura del subsuelo debajo de una estación sismológica de tres componentes, a partir de una serie de tiempos, analizando las conversiones y las reverberaciones de las ondas P y S en las estructuras que se encuentran bajo el receptor (Ammon *et al.* 1990). La función receptora se obtiene removiendo del registro 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° (Ammon, 1991), en los cuales 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 calculándola por la diferencia de los tiempos de llegada de la onda P y la fase convertida Ps (conversión de la fase P a Sv en una interfaz, principalmente Moho), conociendo el modelo de velocidades. Langston (1979) incluyó la información de la fase Ps utilizando la relación en el dominio de frecuencia compleja y la transformada inversa para devolverla al dominio de tiempo. Para su deconvolución, utilizó un método de estabilización con el filtro “nivel de agua” y un filtro gaussiano pasa-bajos. En estudios recientes, han estimado los espesores de la corteza por medio de la relación Vp/Vs (Zandt & Ammon, 1995; Zhu & Kanamori, 2000; Niu & James, 2002) y los tiempos de llegadas de las diferentes fases convertidas P a S (PpPs y PpSs+PsP). El valor calculado para el espesor de la corteza es altamente dependiente de la relación Vp/Vs (Zhu & Kanamori, 2000). Esta ambigüedad puede ser reducida utilizando las dos principales fases, las cuales suministran un contraste adicional para poder estimar tanto el espesor H como Vp/Vs. La relación Vp/Vs, permite, además, caracterizar la composición de la corteza en profundidad por medio del parámetro elástico conocido como la relación de Poisson.

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 (Mw) mayores a 5. El mapa de espesores corticales resultante

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 38 km. Quinteros *et al.* (2008; 2009) detallaron los análisis de funciones receptoras en las estaciones del noroccidente y todo el país, respectivamente, y los respectivos resultados serán discutidos a continuación junto con los resultados de la sísmica de gran ángulo por regiones.

ESTRUCTURAS CORTICALES POR REGIONES

Occidente

En la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM; Figura 1), 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. Ambas interpretaciones coinciden en el espesor cortical de más de 40 km (Figura 2); sin embargo, Guédez *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).

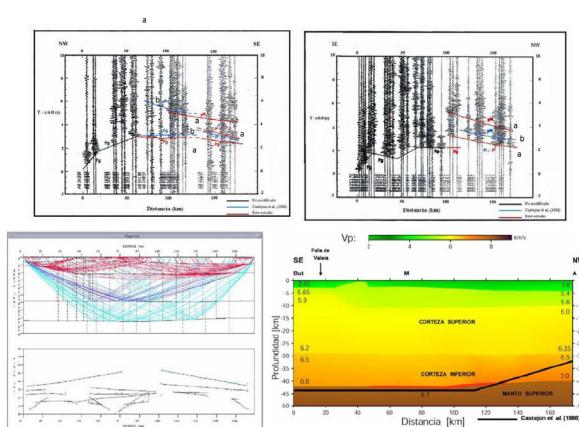


Figura 2. Sección de registro de la explosión de Altavista (arriba, izquierda) y Butaque (arriba, derecha) de los perfiles de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, con la identificación de fases (b) de Castejón *et al.* (1986) y la re-interpretación (a) de Guédez *et al.* (2003). Modelado bidimensional de trazados de rayos (abajo, izquierda) y modelo de velocidades (abajo, derecha) del perfil Costa Oriental del Lago de Maracaibo NO-SE (Guédez *et al.* 2003). La línea negra en el modelo de velocidades indica la configuración del Moho obtenido por Castejón *et al.* (1986).

Figure 2. Record section Altavista (top, left) and Butaque (top, right) of the profiles of the Costa Oriental del Lago de Maracaibo, with the phase identification (b) after Castejón *et al.* (1986), and the re-interpretation (a) of Guédez *et al.* (2003). 2D raytracing model (bottom, left) and velocity model (bottom, right) from the NW-SE Costa Oriental del Lago de Maracaibo profile (Guédez *et al.* 2003). The black line in the velocity model indicates the position of the Moho after Castejón *et al.* (1986).

Los espesores corticales obtenidos por Quinteros *et al.* (2008) por análisis de funciones receptoras indicaron valores entre 34 (DABV) y 38 (QARV) km (Figura 3), aproximadamente 50 km al Este del perfil sísmico, en coincidencia con los valores obtenidos por Niu *et al.* (2007). Las tendencias de los espesores corticales obtenidos con ambos métodos muestran pocas diferencias, considerando que no coinciden directamente las zonas investigadas.

Unos 100 km más al Este, a lo largo de la longitud 70°O, se realizó un perfil sísmico en el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS (Figura 1). A través de las reflexiones del Moho del disparo Aracua (Figura 4), se puede comprobar la disminución de la profundidad del Moho en Falcón (Figura 5), planteada por Rodríguez & Sousa (2003) sobre la base del modelado gravimétrico.

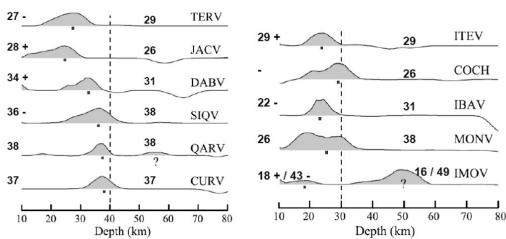


Figura 3. Funciones receptoras apiladas del occidente (izquierda) y las islas (derecha) de Venezuela (Niu *et al.* 2007). Los cuadros negros indican el espesor de Moho asignado, signos de interrogación indican un segundo máximo, la asignación de la profundidad se realiza en consistencia con estaciones 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.

Figure 3. Stacked receiver functions from Occidente (left) and the islands (right) of Venezuela (Niu *et al.* 2007). Square dots indicate the Moho depths, question marks a second maximum; depth assignment in accordance with neighboring stations. Depth values at the right of the receiver functions correspond to Niu *et al.* (2007), at the left to Quinteros *et al.* (2009); + and - indicate differences of 2 or more km with respect to the values obtained by Niu *et al.* (2007). For the island stations, the reference line corresponds to 30 km depth, for all the other stations it is 40 km.

Los modelos presentados por Bezada *et al.* (2008; Figura 5) y Guédez (2007) coinciden en el adelgazamiento cortical al norte de Falcón, con algunas diferencias en su localización exacta.

Guédez (2007) relaciona el adelgazamiento cortical a la falla de Oca-Ancón y compara este fenómeno con lo observado en otros perfiles que cruzan este límite de placas en 67°O (Magnani *et al.* 2009) y en 64°O (Clark, 2007), donde se observa una disminución del espesor cortical al norte del sistema de fallas transcurrentes, a distancias de 40 (64°O) a 70 (67°O) 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). 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 5), que podría estar relacionado con la corteza de la península de Paraguaná. El bloque de Aruba, caracterizado por un alto gravimétrico (Bezada *et al.* 2008), se ubica unos 40 km más al norte.

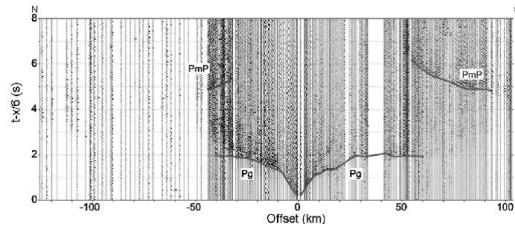


Figura 4. Sección sísmica del disparo Aracua (Serranía de Falcón) hacia norte (línea de costa aproximadamente a 45 km desde donde disminuye claramente la densidad de equipos de registro) y sur (final del perfil en Barquisimeto) (Bezada *et al.* 2008). La diferencia en la distancia crítica de la reflexión PmP (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) es indicativa clara para la disminución del espesor cortical al norte. Offset = Distancia.

Figure 4. Record section of shot Aracua (Serranía of Falcón) towards north (coast line approximately at profile km 45; north of it, station spacing is much higher) and south (profile ends in Barquisimeto) (Bezada *et al.* 2008). The difference in the critical distance of the PmP reflection (32 km to the north and 55 km to the south) and the respective reduced times (5,5 s to the north and 6,2 s to the south) give hints to the decrease of the crustal thickness to the north.

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 1). La estación MONV en la península de Paraguaná muestra un valor de 26 km (Niu *et al.* 2007; Quinteros *et al.* 2009; Figura 3), que es unos 8 km menos que en el perfil sísmico. Este valor podría ser influenciado por el adelgazamiento cortical al sur, donde el

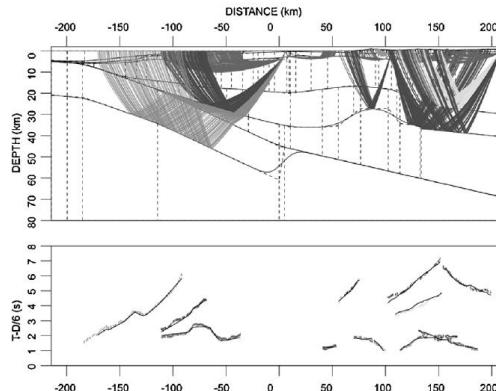


Figura 5. Trazado de rayos (arriba) y ajuste entre tiempos observados y calculados (abajo) a lo largo del perfil 70°O (Bezada *et al.* 2008). La distancia de 0 km corresponde a 12°N (aproximadamente costa norte de la península de Paraguaná); el disparo Aracua (Figura 4) está ubicado a 110 km. Se nota la diferencia en el espesor al norte y sur del disparo. Distance = Distancia

Figure 5. Ray tracing (top) and observed and calculated travel times (bottom) along profile 70°W (Bezada *et al.* 2008). The 0 distance corresponds to 12°N (approximately north coast of Paraguaná peninsula); the shot Aracua (Figure 4) is located at 110 km. See the difference in crustal thickness north and south of the shot point.

espesor mínimo está en el mismo orden (Figura 5). Directamente encima del adelgazamiento cortical no existe una estación sismológica, pero la estación JACV, aproximadamente 100 km al Este, en el rumbo del adelgazamiento, tiene un valor de 26 (Niu *et al.* 2007; Figura 3) a 28 (Quinteros *et al.* 2009) km. La estación SIQV al sur del perfil sísmico está en el mismo orden de profundidad (aproximadamente 35 km).

Unos 50 km al sur del perfil, en la estación TERV, se observa un espesor de solo 27 km (Quinteros *et al.* 2009; Niu *et al.* 2007; Figura 3), 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, 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.

Centro-norte

El segundo perfil de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS se ubica lo largo de la longitud 67°O (Figura 2). Del análisis de los disparos en tierra (Figura 6), se infiere un Moho relativamente plano con espesores entre 34 y 37 km en la zona cubierta por las reflexiones (Figura 7). 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 (Pi) proveniente de unos 18 km de profundidad en la parte sur del cinturón deformado de la Cordillera de la Costa (Figuras 6 y 7). Una interpretación

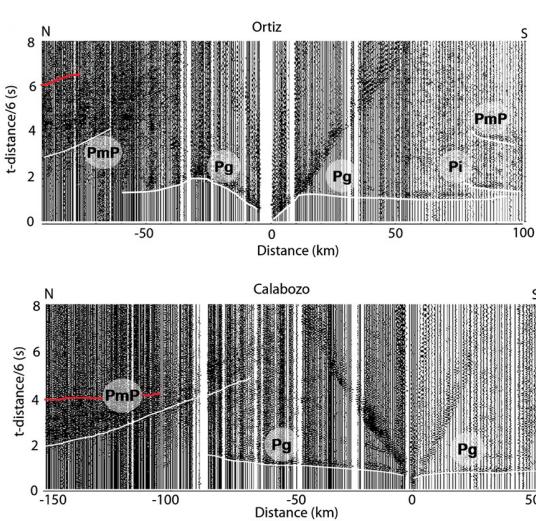


Figura 6. Secciones sísmicas de los disparos Ortiz (arriba) y Calabozo (abajo), que proporcionan información de la estructura cortical del cinturón deformado de la Cordillera de la Costa a lo largo del perfil 67°O (Jácome *et al.* 2008).

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. Las líneas rojas indican la interpretación del Moho como zona de terminación de la reflectividad de la corteza inferior (Magnani *et al.* 2009); Distance = Distancia.

Figure 6. Record sections of shot points Ortiz (top) and Calabozo (bottom), which provide information of the crustal structure of the Cordillera de la Costa deformed belt along profile 67°W (Jácome *et al.* 2008). The northern limit of the records indicates the coast line. In both records, the Moho reflection is characterized by a diffuse record without remarkable onsets. The red lines mark the interpretation of the Moho as the end of the zone of reflectivity of the lower crust (Magnani *et al.* 2009).

diferente de las reflexiones de la corteza inferior y Moho de los disparos Ortiz y Calabozo (Figuras 6 y 7; Magnani *et al.* 2009), considera el inicio de la reflectividad profunda como reflexiones provenientes de un reflector que marca el tope de la corteza inferior con una fuerte inclinación al sur. El Moho es interpretado como zona de terminación de la reflectividad de la corteza inferior.

Una comparación de los dos modelos corticales (Figura 8) muestra que los puntos de reflexión entre 225 y 275 km en la parte sur del perfil (Magnani *et al.* 2009) coinciden con el Moho propuesto por Schmitz *et al.* (2008), mientras una serie de

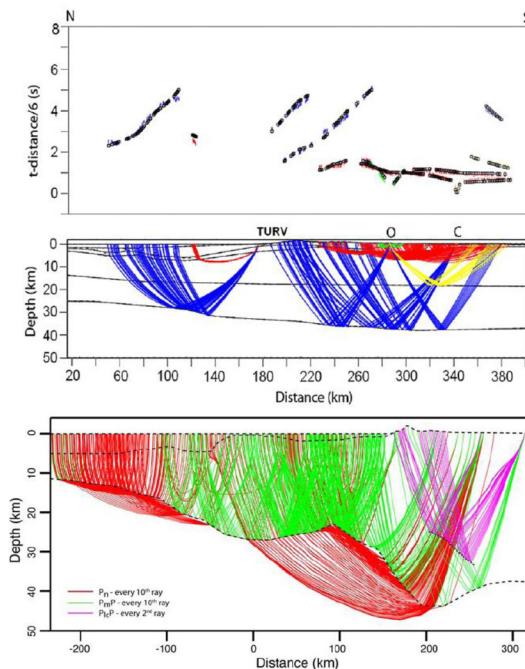


Figura 7. Trazado de rayos (centro) y ajuste entre tiempos observados y calculados (arriba) a lo largo del perfil 67°O (Schmitz *et al.* 2008). TURV corresponde a la línea de costa, O y C marcan los disparos Ortiz y Calabozo, respectivamente. El modelo considera un Moho relativamente plano con espesores entre 34 y 37 km en la zona cubierta por las reflexiones en la parte continental. Modelo alterno de trazado de rayos (abajo) de Magnani *et al.* (2009) considerando a un reflector flotante en la corteza inferior y el Moho a mayor profundidad;

Distance = Distancia; Depth = Profundidad.

Figure 7. Ray tracing (center) and observed and calculated travel times (top) along profile 67°W (Schmitz *et al.* 2008). TURV corresponds to the coast line, O y C are shot points Ortiz and Calabozo, respectively. The model considers a relatively flat Moho with a thickness between 34 and 37 km in the continental region with reflection coverage. An alternative ray tracing model of Magnani *et al.* (2009) (bottom) considers a floating reflector in the lower crust and a deeper Moho.

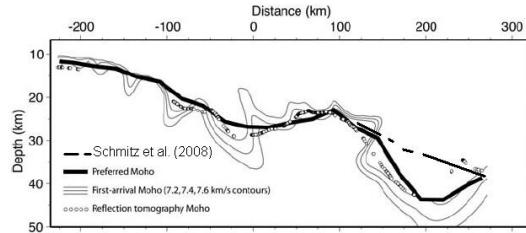


Figura 8. Comparaciones del Moho a lo largo del perfil 67°O utilizando el método de tomografía de reflexión de las fases PmP (puntos de reflexión como círculos), Moho propuesto por Magnani *et al.* (2009) (línea negra gruesa) y por Schmitz *et al.* (2008) (línea negra más delgada), dibujado donde difiera el modelo (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.

Figure 8. Comparison of Moho along profile 67°W using PmP reflection tomography (reflection points indicated by circles), Moho proposed by Magnani *et al.* (2009) (bold black line) and by Schmitz *et al.* (2008) (thin black line), plotted where the model is different (modified from Magnani *et al.* 2009). 7.2–7.6 km/s contours from the first-arrival velocity model.

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. El modelo resultante de velocidades de Magnani *et al.* (2009) 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, una disminución de 20 km en 100 km de distancia. Esta disminución del espesor cortical está asociada con el sistema de fallas transcurrentes de San Sebastián.

El comportamiento del Moho propuesto por Schmitz *et al.* (2008), para el cual coinciden las profundidades debajo de 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 (Figura 8).

Unos 100 km hacia el Este, en la parte oriental de la Cordillera de la Costa (Figura 9), se realizaron registros de disparos de cañones de aire en la estación BIRV (Guédez *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) (Figura 10), que coincide con los resultados obtenidos en estudios anteriores (Case, 1990; Orihuela & Ruiz, 1990; Bosch & Rodríguez, 1992) y con espesores ligeramente menores que los valores máximos de profundidad cortical (42 km debajo de la Cordillera de la Costa), propuestos por Orihuela & Ruiz (1990).

Del análisis de funciones receptoras, las 3 estaciones sismológicas de la Cordillera de la Costa (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 11; Niu *et al.* 2007), los que coinciden con los valores obtenidos por Quinteros *et al.* (2009), con excepción de BIRV con 45 km. Los valores de BIRV y CUPV son congruentes con los encontrados por Schmitz *et al.* (2008) mediante sísmica de gran ángulo.

Sin embargo, si se observan los estimados de la relación Vp/Vs y la respectiva asignación de la profundidad de la discontinuidad Moho para la estación BIRV (Figura 12), puede observarse con claridad un segundo valor de 30 km.

El valor del espesor cortical, obtenido mediante el análisis de funciones receptoras en TURV, de 25 km, podría relacionarse con el reflector identificado

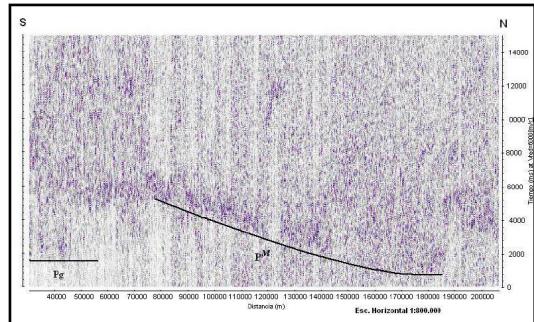


Figura 9. Sección sísmica del registro de los disparos de cañones de aire de la línea 9 (CC-01G-09) del Caribe Central en la estación BIRV (Birongo) con llegadas de la Pg hasta 55 km y la reflexión del Moho (PM) entre 180 y 76 km (Guédez *et al.* 2003).

Figure 9. Record section using the airgun shots from line 9 (CC-01G-09) of Caribe Central at the BIRV (Birongo) station with Pg arrivals up to 55 km and the Moho reflection (PM) between 180 and 76 km (Guédez *et al.* 2003).

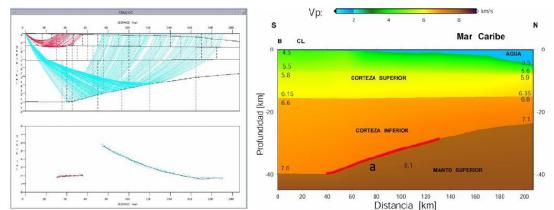


Figura 10. Trazado de rayos (izquierda, arriba) y ajuste entre tiempos observados y calculados (izquierda, abajo) del perfil Birongo-norte (Guédez *et al.* 2003). El modelo de velocidades (derecha) indica una variación fuerte del espesor de 40 km en la costa a 25 km unos 80 km hacia el norte. La línea gruesa (a) identifica la zona de control de la reflexión en el Moho (PM); B: Birongo, CL: Línea de costa.

Figure 10. Ray tracing (left, top) and observed and calculated travel times (left, bottom) of profile Birongo-north (Guédez *et al.* 2003). The velocity model (right) indicates a strong variation of the crustal thickness 40 km at the coast to 25 km about 80 km further north. The thick line (a) identifies area of control of the Moho reflection (PM); B: Birongo, CL: Coast line.

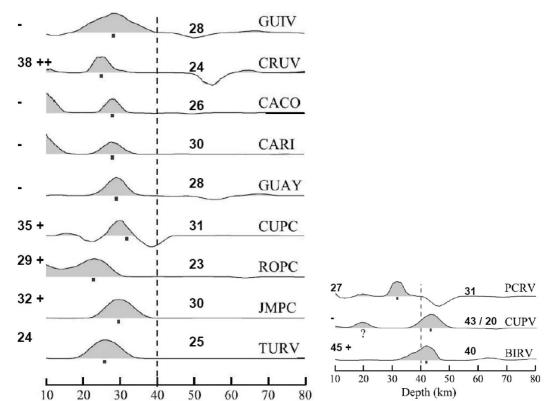


Figura 11. Funciones receptoras apiladas de la Cordillera de la Costa y Serranía del Interior (izquierda) y las planicies costeras (derecha) de Venezuela (Niu *et al.* 2007). Los cuadrados negros indican el espesor de Moho asignado, signos de interrogación indican un segundo máximo, la asignación de 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.

Figure 11. Stacked receiver functions for the Coastal Cordillera and Serranía del Interior (left) and coastal plains (right) of Venezuela (Niu *et al.* 2007). Square dots indicate the identified Moho depth, traces with question marks show two peaks and our identifications are based solely on the consistency with other stations. Depth values at the right of the receiver function correspond to the ones obtained by Niu *et al.* (2007), and at the left by Quinteros *et al.* (2009), with + and - of 2 or more km are indicated, and with ++ of 10 or more km with respect to the values obtained by Niu *et al.* (2007).

en el perfil sísmico a lo largo de la longitud 67°O (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 aclararse la naturaleza de la zona infrayacente, que está caracterizada por velocidades sísmicas corticales (6,5 – 6,9 km/s). Igualmente debería aclararse por qué en la sísmica se identifica una discontinuidad profunda (> 40 km), (Magnani *et al.* 2009) si en las funciones receptoras no se observa dicha discontinuidad. Aún si se sigue la interpretación de Schmitz *et al.* (2008) sobre un

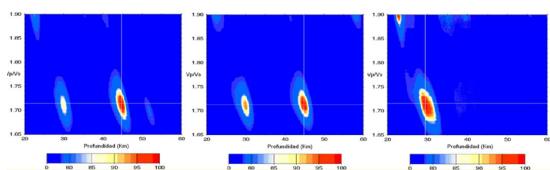


Figura 12. Espesores corticales y relación V_p/V_s en la estación BIRV, usando los modos P_s , P_pP_s y P_pS_s . (izquierda), P_s y P_pS_s (centro) y P_s y P_pP_s (derecha) (Amaíz & Rojas, 2009). Aparte del valor cortical de 45 km, existe un segundo valor de menor claridad con 30 km.

Figure 12. Crustal thickness and V_p/V_s relation at station BIRV, using the modes P_s , P_pP_s and P_pS_s . (left), P_s and P_pS_s (center) and P_s and P_pP_s (right) (Amaíz & Rojas, 2009). Despite the value of 45 km crustal thickness, a less expressed second value of 30 km exists.

Moho menos profundo (aproximadamente 35 km en la costa) queda una diferencia de 10 km entre ambos métodos.

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

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 & Goddard, 1975), indican que este cambio está asociado con el sistema de fallas oblicuas que cortan al sistema de fallas de San Sebastián (Orihuela *et al.* 2011). La parte oriental está sostenida dinámicamente, lo

que implicaría una raíz cortical menos profunda que 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 12), 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 serpentinizado 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 fusión parcial, la relación V_p/V_s debería ser alta, es decir mayor a 1,75. El origen de los fluidos, requeridos para el proceso de serpentinización, proviene en los Andes Centrales de la placa de Nazca en subducción y, 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), ligeramente menores que los indicados para el antearco en los Andes Centrales. La relación V_p/V_s , obtenida para la estación sísmica TURV, es de 1,75 (Amaíz & 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 serpentinizada podría ser un relict 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 & 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 de 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 (Figura 6).

Las estaciones sismológicas de la Serranía del Interior Central (Figura 11) 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). Hacia el Este, 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 respecto a los últimos dos valores. Para el noroeste de la Cuenca de Guárico (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 de sísmica activa (Magnani *et al.* 2009; Schmitz *et al.* 2008), que indican profundidades del Moho entre 35 y 38 km respectivamente, para la parte sur del perfil a lo largo de la longitud 67°O .

Oriente

En el Oriente del país se dispone de información sísmica de dos perfiles norte-sur a lo largo de las longitudes 65°O y 64°O , realizados en el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS (Figura 1). Del análisis de los disparos en tierra del perfil 65°O (Figura 13), se infiere un Moho de 45 km de profundidad para la parte norte de la Cuenca de Maturín, disminuyendo a 30 km hacia la costa del Caribe en el norte.

Unos 100 km más hacia el Este, en el perfil 64°O , (Figura 14), se observa en la sección sísmica del disparo Jusepín la reflexión del Moho a 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.

La naturaleza de estas dos discontinuidades aún está en discusión. Schmitz *et al.* (2008) 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 con la subducción de la placa continental sudamericana debajo del Caribe (Russo & Speed, 1994; Jácome *et al.* 2003), la subducción de la losa del atlántico en el noreste (Molnar & Sykes, 1969) o del Paleo-Caribe, subducido desde el norte (Pindell & Kennan, 2007).

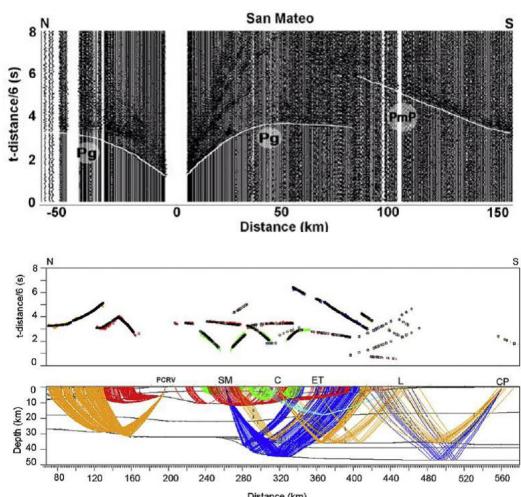


Figura 13. Sección sísmica del disparo San Mateo (arriba), ajuste entre tiempos observados y calculados (centro) y trazado de rayos (abajo) y a lo largo del perfil 65°O (Schmitz *et al.* 2008). El límite norte de los registros marca la costa en PCRV (Puerto la Cruz). Puntos de disparo son: SM = San Mateo, C = Cantaura, ET = El Tigre, L = Limo y CP = Ciudad Piar.
Distance = Distancia; Depth = Profundidad.

Figure 13. Seismic record section of shot point San Mateo (top), observed and calculated travel times (center) and ray tracing (bottom) along profile 65°W (Schmitz *et al.* 2008). The northern limit of the records marks the coastline at PCRV (Puerto la Cruz). Shot points are: SM = San Mateo, C = Cantaura, ET = El Tigre, L = Limo y CP = Ciudad Piar.

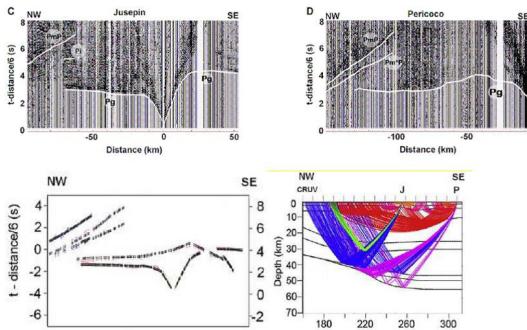


Figura 14. Secciones sísmicas de los disparos Jusepín (arriba, izquierda) y Pericoco (arriba, derecha), ajuste entre tiempos observados y calculados (abajo, izquierda) y trazado de rayos (abajo, derecha) a lo largo del perfil 64°O (Schmitz et al. 2008). El límite norte de los registros marca la costa en CRUV (Carúpano). Puntos de disparo son: J = Jusepín y P = Pericoco.

Distance = Distancia; Depth = Profundidad.

Figure 14. Seismic record sections of shot points Jusepín (top, left) and Pericoco (top, right), observed and calculated travel times (bottom, left) and ray tracing (bottom, right) along profile 64°W (Schmitz et al. 2008). The northern limit of the records marks the coastline at CRUV (Carúpano).

Shot points are: J = Jusepín y P = Pericoco.

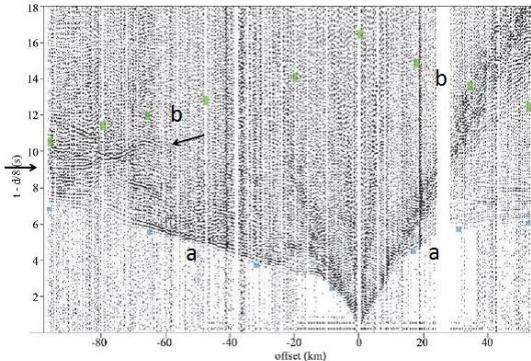


Figura 15. Sección sísmica del disparo Jusepín (velocidad de reducción: 8 km/s); las fases son identificadas con barras (a=Pg) (b=PmP), cuya altura corresponde al RMS de la incertidumbre de la respectiva fase (Clark et al. 2008). Las flechas indican la posición de la PmP interpretada por Schmitz et al. (2008) (Figura 14); offset = distancia.

Figure 15. Seismic record section of shot point Jusepín (reduction velocity: 8 km/s); Examples of Pg (a) and PmP (b) picks are overlain, with heights of plus or minus the RMS pick uncertainty for that phase (Clark et al. 2008). The arrows indicate the position of the PmP interpreted by Schmitz et al. (2008) (Figure 14).

En el análisis de la sección sísmica del disparo Jusepín (Figura 15) de Clark et al. (2008), la reflexión del Moho viene aproximadamente 1 s después de las llegadas del Moho interpretadas por Schmitz et al. (2008) entre 90 y 70 km de distancia y 9-10 s (velocidad de reducción: 8 km/s). Por esta

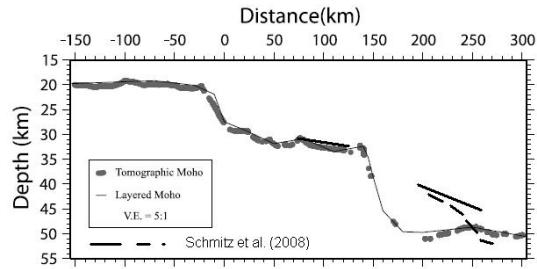


Figura 16. Comparaciones del Moho utilizando el método de tomografía de reflexión PmP (reflexiones como puntos grises) y Moho de inversión PmP/Pn de modelo estratificado (línea negra delgada; Clark et al. (2008). El Moho propuesto por Schmitz et al. (2008) (línea negra) está indicado como referencia (modificado de Clark et al. 2008). Distance = Distancia; Depth = Profundidad; Tomographic Moho = Moho tomográfico; Layered Moho = Moho estratificado.

Figure 16. Comparisons of the Moho using the method of PmP reflection tomography (reflections as grey points), and PmP/Pn layered inversion (thin black line; Clark et al. 2008). The Moho proposed by Schmitz et al. (2008) (black line) is given for reference (modified from Clark et al. 2008).

razón, el Moho muestra en esta parte de la Serranía del Interior una mayor profundidad que la propuesta por Schmitz et al. (2008). 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. (2008) (53 km; Figura 16). En consecuencia, se sugiere que el salto en la profundidad del Moho, asociado con el sistema de fallas transcurrentes, podría ser considerablemente menor que el planteado por Clark et al. (2008; Figura 16).

Más hacia el sur, en el límite norte del Escudo de Guayana, se realizaron registros a partir de las voladuras de las minas del Cerro Bolívar (Figura 17). 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 (Schmitz et al. 2002). Aún si se considera una correlación ligeramente diferente para el registro de Ciudad Piar hacia NNO (Schmitz et al. 2005), no conlleva a una variación importante del espesor cortical. 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.

En los años 2003-2005 existía una densa distribución de estaciones sismológicas en esta

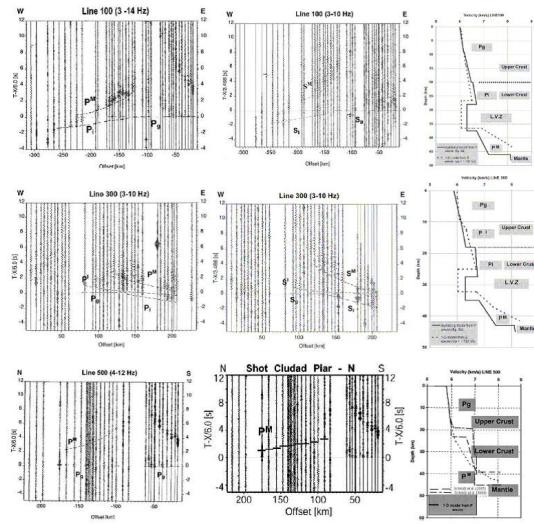


Figura 17. Secciones sísmicas de las voladuras del Cerro Bolívar en Ciudad Piar hacia el Oeste (arriba), hacia el Este (centro) y hacia el NNO (abajo). Se muestran las correlaciones de las ondas P (izquierda), de las ondas S (con velocidad de reducción de 3,46 km/s para las observaciones al Oeste y al 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.

Figure 17. Seismic record sections using the explosions of Cerro Bolívar in Ciudad Piar towards west (top), east (center) and NNW (bottom). Correlations of P-waves (left), and S-waves (with reduction velocity of 3.46 km/s for the observations to west and east; center), and the resulting 1-D models for P-waves and S-waves, based on the relation $V_p=1.732 \times V_s$ (right; Schmitz *et al.* 2002). In the case of the profile to NNW (below), an alternative correlation of the Moho reflection is shown (Schmitz *et al.* 2005). The crustal thicknesses for the north of the Guayana Shield varies between 39 and 46 km.

región, gracias a las estaciones portátiles del proyecto BOLIVAR (Figura 1). Cercano a la costa, los resultados obtenidos por análisis de funciones receptoras (Niu *et al.* 2007; Quinteros *et al.* 2009; Figura 11), indican espesores entre 24 y 27 km, ligeramente menores que los obtenidos por sísmica de refracción (Figuras 14 y 16), 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-, respectivamente. Para las demás estaciones, los resultados de ambos estudios

están en el mismo orden (Figura 18).

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.* 2008; Quinteros *et al.* 2009; Figura 19). Las diferencias existentes entre los resultados de funciones receptoras de algunas estaciones sismológicas, así como entre los modelos sísmicos (Figuras 14 y 16), podrían relacionarse con 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.* 2008). Niu *et al.* (2007) identifican un segundo valor de profundidad proveniente del análisis de las funciones receptoras (Figura 19), al cual asocian con el espesor de los estratos sedimentarios, tal

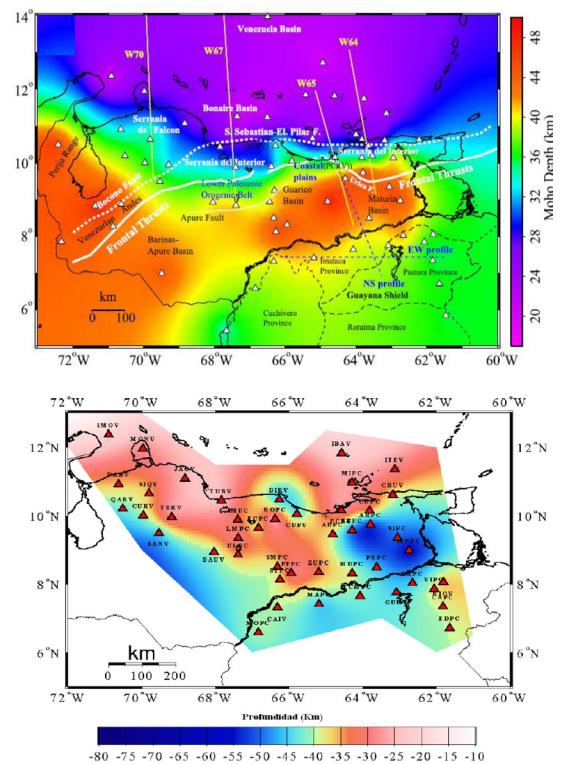


Figura 18. Mapa del espesor cortical en el norte de Venezuela elaborado con los resultados del análisis de funciones receptoras (Niu *et al.* 2007) (Arriba) y Quinteros *et al.* (2009) (Abajo); Venezuelan Andes = Andes de Mérida; Lower Paleozoic Orogenic Belt = Cinturón Orogénico del Paleozoico Inferior; Coastal plains = Planicies costeras; profile = perfiles.

Figure 18. Maps showing the crustal thickness in northern Venezuela based on receiver function analysis by Niu *et al.* (2007; top) and Quinteros *et al.* (2009; bottom).

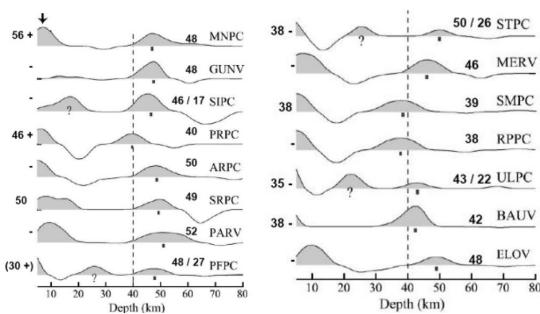


Figura 19. Funciones receptoras apiladas de las cuencas antepaís de Venezuela (Niu *et al.* 2007). Los cuadros negros indican el espesor de Moho asignado, signos de interrogación indican un segundo máximo, la asignación de la profundidad se realiza en consistencia con estaciones vecinas. La flecha indica 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.

Figure 19. Stacked receiver functions for the foreland basins in Venezuela (Niu *et al.* 2007). Square dots indicate the identified Moho depth, traces with question marks show two peaks and our identifications are based solely on the consistency with other stations. The arrow indicates the bottom of the basin sediments. Depth values at the right of the receiver function correspond to the ones obtained by Niu *et al.* (2007), and at the left by Quinteros *et al.* (2009), with + and – of 2 or more km are indicated, and with ++ of 10 or more km with respect to the values obtained by Niu *et al.* (2007).

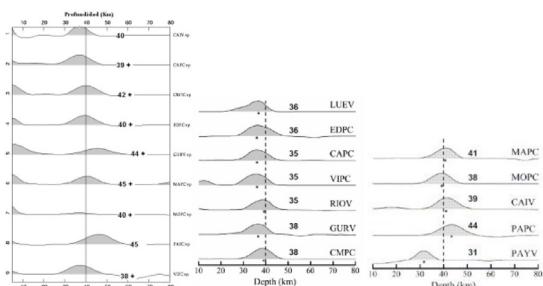


Figura 20. Funciones receptoras apiladas del Escudo de Guayana de Quinteros *et al.* (2009) (izquierda) y Niu *et al.* (2007) (centro y derecha). Los valores de espesores determinados por Quinteros *et al.* (2009) que están indicados con +, se refieren a espesores mayores de 2 o más km respecto a los valores de Niu *et al.* (2007); depth = profundidad.

Figure 20. Stacked receiver functions for the Guayana Shield from Quinteros *et al.* (2009) (left) and Niu *et al.* (2007) (center and right). Depth values by Quinteros *et al.* (2009), with + and – of 2 or more km are indicated, and with ++ of 10 or more km with respect to the values obtained by Niu *et al.* (2007).

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 sísmica de gran ángulo (Schmitz *et al.* 2005; 2008).

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 20; Quinteros *et al.* 2009), en el mismo orden que los resultados de la sísmica (Figura 17). Los espesores corticales determinados por Niu *et al.* (2007), en promedio son de 4 km menos (Figura 20). 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, decreciendo hacia el norte en la medida de que aumentan los espesores de sedimentos en la Cuenca de Maturín hasta un valor de 6,0 km/s (Schmitz *et al.* 2005).

INTERPRETACIÓN CONJUNTA DE DATOS SISMOLÓGICOS ACTIVOS Y PASIVOS

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 21) 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 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. Aun así, se identifican algunas zonas donde existen inconsistencias, como por ejemplo la estación TERV en el occidente, al sur del perfil

70°O, 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°O, los espesores corticales alrededor de 30 km (aprox. 10 km menores que al Oeste y al Este) provienen de los resultados sísmicos y podrían reflejar la menor

expresión topográfica de la Serranía del Interior en esta región. Los resultados sísmicos a lo largo del perfil 64°O se comparan con los resultados del análisis de funciones receptoras, y se colocan en el contexto de los resultados del análisis de ondas superficiales (Figura 22), utilizando los valores del mapa (Figura 21) como base.

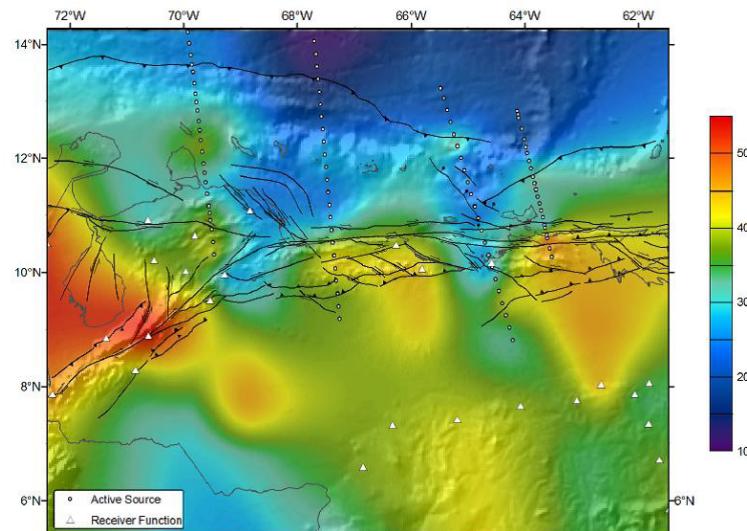


Figura 21. Espesor cortical obtenido a través de la interpolación de observaciones de sísmica activa y funciones receptoras (Bezada *et al.* 2007). Los valores de funciones receptoras en las cuencas sedimentarias han sido excluidos de este mapa y sólo se muestran las estaciones sismológicas cuyos resultados 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 21. Crustal thickness obtained from the combined interpolation of active seismic and receiver function observations (Bezada *et al.* 2007). The values from the receiver functions in the sedimentary basins have been removed from the map, and only the seismological stations that have been used for the integrated map are shown (white dots).

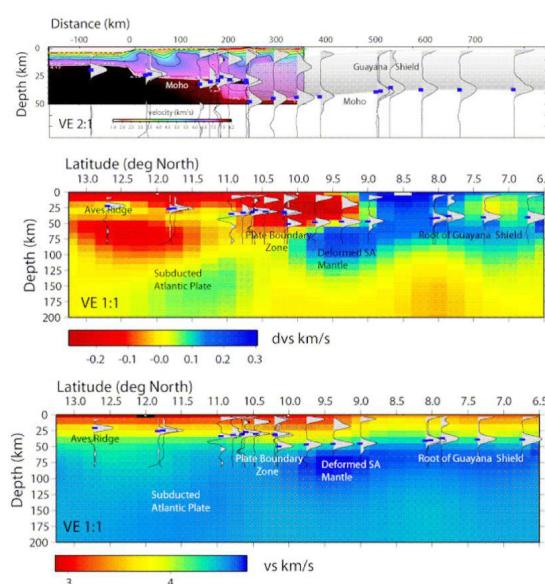


Figura 22. Funciones receptoras apiladas en un perfil a lo largo de la longitud 64°O, desde la Cuenca de Venezuela en el norte hasta el Escudo de Guayana en el sur (Bezada *et al.* 2007), incluyendo sísmica activa, funciones receptoras (arriba) y velocidades de ondas superficiales como perturbaciones (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 = placas atlánticas subducidas; plate boundary zone = zona de límite de placas; deformed SA mantle = manto sudamericano deformado.

Figura 22. Stacked receiver functions along a profile at 64°W, from the Venezuela Basin in the north to the Guayana Shield in the south (Bezada *et al.* 2007), including receiver functions plotted on results from active seismic (top), velocities from surface waves as perturbations (center), and absolute values (bottom).

Los rasgos principales de las estructuras corticales obtenidos por los estudios sísmicos (Clark *et al.* 2008) coinciden con los resultados de las funciones receptoras (Figura 22). 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 22).

Miller *et al.* (2009) 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°, muy parecido al utilizado por Miller *et al.* (2009). Se logró obtener una imagen del manto superior hasta profundidades de aproximadamente 200 km (Bezada *et al.* 2007; Figura 22), 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 21).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

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. Las estructuras obtenidas 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.

Basado en resultados de los proyectos GEODINOS y BOLIVAR, y de estudios previos de refracción profunda, se ha cartografiado el espesor cortical en el norte de Venezuela (Figura 22). 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 (Guédez *et al.* 2003). Un pronunciado adelgazamiento cortical se observa en la Cuenca de Falcón a los 70°W (ver también Rodríguez & 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.

El análisis detallado de los perfiles que cruzan el límite de placas Caribe – Sudamericana (Guedez, 2007; Christeson *et al.* 2008; Clark *et al.* 2008; Magnani *et al.* 2009; Bezada *et al.* 2010), realizado en el marco del proyecto BOLIVAR, permitió definir la transición entre la corteza oceánica en la Cuenca de Venezuela hacia la corteza del continente sudamericano. Destacan estructuras de alta velocidad asociadas con el 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 *et al.* 2008). En el caso del perfil más oriental (64°O), el salto propuesto por Clark *et al.* (2008) es considerablemente mayor que el propuesto por Schmitz *et al.* (2008), 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 16). En el perfil más occidental a 70°O, la disminución del espesor cortical al norte de la falla de Oca-Ancón ha sido interpretado como un adelgazamiento cortical asociado con la formación de la cuenca de Falcón (Bezada *et al.* 2007), pero podría re-interpretarse, considerando la disminución relacionada con el sistema de fallas de Oca-Ancón, y el aumento hacia el norte relacionado con el arco extinto de las islas de las Antillas de Sotavento.

Por otra parte, Quinteros *et al.* (2009) utilizaron

telesismos registrados en 20 estaciones de la red sismológica nacional y 25 estaciones del proyecto BOLIVAR, analizando más de 75 eventos telesísmicos, con distancias epicentrales que variaron entre 27° y 90°, y magnitudes (Mw) mayores a 5. La corteza tiene su mayor espesor en la región de la Cuenca de Maturín, al oriente de Venezuela, con valores de 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 de hasta 18 km, aproximadamente, característicos de corteza oceánica. En la región insular se obtuvieron valores de profundidad que varían entre 18 y 29 km.

En la serranía de Falcón el promedio del espesor cortical obtenido es de 36 km, observando una disminución 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, considerablemente menor de lo esperado.

La Cordillera de la Costa en el centro-norte muestra espesores variables entre 25 km (TURV) y 44 km (BIRV) con diferencias importantes en el análisis de las estructuras de la corteza inferior, donde se observan reflexiones de gran ángulo, que son interpretadas por Magnani *et al.* (2009) como reflexiones del tope de la corteza inferior, mientras Schmitz *et al.* (2008) las interpretan como reflexiones del Moho. 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.* (2008). Los espesores derivados del análisis de funciones receptoras en la estación TURV por Niu *et al.* (2007) con 25 km y Quinteros *et al.* (2009) con 24 km, son consistentes entre sí, pero más de 10 km menores que los espesores obtenidos por los estudios de sísmica activa. Del análisis de la estación más próxima hacia el Este, BIRV, ubicada en el Este de la Cordillera de la Costa, se obtuvo un espesor de 40 y 45 km, respectivamente, lo que estaría en el orden de espesores obtenidos en la sísmica (Schmitz *et al.* 2008). 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 (Amaíz & 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 suprayacente, que está caracterizada por velocidades sísmicas corticales (6,5 – 6,9 km/s).

Una posibilidad de explicar la existencia de material de características corticales 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 serpentinizado 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 Vp/Vs, obtenida para la estación sismológica TURV, es de 1,75 (Amaíz & 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).

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 con el sistema de fallas de San Sebastián, que transporta material de alta velocidad sísmica ($V_p > 7$ km/s) a niveles de corteza superior (Magnani *et al.* 2009). 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. 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 tectónica compleja.

Para la Serranía del Interior en el oriente 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. 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.* 2008), pero coinciden los espesores propuestos para la parte marina, al norte del sistema de fallas. 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.

Las diferencias existentes entre los resultados de funciones receptoras de algunas estaciones sismológicas, así como entre los modelos sísmicos, podrían relacionarse con 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 que se deben considerar son los perfiles de velocidad usados en la conversión a profundidad de las funciones de receptor y la relación Vp/Vs, así como el efecto de una interfaz inclinada en lugar de horizontal, sobre el análisis de las funciones receptoras.

AGRADECIMIENTOS

Para la realización de las mediciones sísmicas de gran ángulo en los años 1998 – 2004 agradecemos 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. Las discusiones con F. Urbani, S. Grande, F. Audemard, N. Orihuela, C. León y A. Singer sobre la naturaleza de la corteza en la Cordillera de la Costa han contribuido al análisis crítico de la información existente en esta región. Demás miembros del grupo de trabajo de sísmica activa del proyecto BOLIVAR son: C.A. Zelt, D. Sawyer, (U Rice); V. Rocabado, J. Sánchez (FUNVISIS); G. Christeson, (UTIG); M.B. Magnani (U Memphis); P. Mann (U Houston), A. Escalona (U Stavanger). 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.

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., RANDALL, G.E., ZANDT, G., (1990). On the No uniqueness of Receiver Function Inversions. *J. Geophys. Res.*, 95, 15303-15318.
- AMMON, C. J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 2504-2510.
- 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*, 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, ANCOP 96). *J. Geophys. Res.*, 108, doi: 10.1029/2002JB001771.
- AUDEMARD, F.A. (1995). La Cuenca Terciaria de Falcón.

- Venezuela Noroccidental: Síntesis Estratigráfica, Génesis e Inversión Tectónica, IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, Venezuela (en CD).
- AUDEMARD, F.A. & GIRALDO, C. (1997). Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la Placa Caribe, Venezuela Septentrional. VIII Congreso Geológico Venezolano, Tomo I, Maracaibo, pp. 101–108.
- AUDEMARD, F.A., MACHETTE, M.N., COX, J.W., DART, R.L., HALLER, K.M. (2000). Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. US Geological Survey, Open-file report 00-018, 72 pp. + mapa.
- AVÉ LALLEMAND, 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 Lallement, V.B. Sisson (Eds.), Caribbean-South America plate interactions, Venezuela. GSA Special Paper 394, pp. 193-206.
- BALL, M., HARRISON, C., SUPKO, P. (1969). Atlantic opening and the origin of the Caribbean. *Nature*, 223, 167–168.
- BAQUERO, M., ACOSTA, J., KASSABJI, E., ZAMORA, J., SOUSA, J.C., RODRÍGUEZ, J., GROBAS, J., MELO, L., SCHNEIDER, F. (2009). Polyphase development of the Falcón Basin in northwestern Venezuela: Implications for oil generation. En: K.H. James, M. A. Lorente & J.L. Pindell (eds). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, 328, pp. 587-612.
- BECK, C. (1986). Caribbean colliding. Andean drifting and the Mesozoic–Cenozoic geodynamic evolution of the Caribbean, VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Venezuela, 10, pp. 163–182.
- BELLIZZIA, A. (1986). Sistema Montañoso del Caribe, una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Venezuela, 10, pp. 6657–6836.
- BEZADA, M.J., MILLER, M., NIU, F., PAVLIS, G., ZELT, C., SCHMITZ, M., RENDÓN, H., LEVANDER, A., Y EL BOLÍVAR 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.A., IZARRA, C. AND THE BOLÍVAR ACTIVE SEISMIC WORKING GROUP. (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *J. Geodyn.*, 45, 191-200, doi:10.1016/j.jog.2007.11.002.
- BEZADA M. J., MAGNANI M., ZELT C. A., SCHMITZ, M., LEVANDER A., 2010. The Caribbean–South American plate boundary at 65°W: Results from wide angle seismic data. *J. Geophys. Res.*, 115, B08402, doi:10.1029/2009JB007070.
- BIJU-DUVAL, B., MASCLE, A., MONTADERT, L., WANNESON, J. (1978). Seismic investigations in Colombia, Venezuela and Grenada Basin, and on the Barbados Ridge for future IPOD drilling. *Geol. Mijnb.* 57, 105–116.
- BOESI, T. & GODDARD, D. (1991). A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón Basin, Northwestern Venezuela. In: Biddle, K.T. (Ed.), *Active Margin Basins*. American Asociation of Petroleum Geologists Memoir, 52, Tulsa, USA, pp. 303–319.
- BOSCH, M. (1997). P wave velocity tomography of the Venezuelan region from local arrival times. *J. Geophys. Res.*, 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.*, 6, 133-143.
- BURKE, K., COOPER, C., DEWEY, L.F., MANN, P., PINDELL, J. (1984). Caribbean tectonics and relative plate motions. In: Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagan, R. (Eds.), *The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. *Geol. Soc. Am.*, Boulder Colorado, pp. 31–61. M.162.
- CASE, J.E., MACDONALD, W., FOX, P.J. (1990). Caribbean crustal provinces, seismic and gravity. In: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Caribbean Region*. *Geol. Soc. Am.*, Boulder Colorado, pp. 15–36, H.
- 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.
- 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.*, 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.*, 113, B07401, doi:10.1029/2007JB005329.
- DEWEY, J.F. & PINDELL, J.L. (1986). Neogene block tectonics of eastern Turkey and northern South America; continental applications of the finite difference method; discussion and reply. *Tectonics*, 5(4), 703–705.
- DIEBOLD, J.B., STOFFA, P.L., BUHL, P., TRUCHAN, M. (1981). Venezuela basin crustal structure. *J. Geophys.*

- Res. 86, 7901–7923.
- DIEBOLD, J.B., DRISCOLL, N., Ew-9501 SCIENCE TEAM. (1999). New insights on the formation of the Caribbean basalt province revealed by multichannel seismic images of volcanic structures in the Venezuelan Basin. In: Mann, P. (Ed.), Caribbean Basins. Sedimentary basins of the world, Amsterdam, pp. 561–589.
- DONNELLY, T.W. (1985). Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region. In: Stehli, F.G., Webb, S.D. (Eds.), The Great American Biotic Interchange, pp. 89–121.
- DONNELLY, T.W. (1994). The Caribbean Sea Floor. In: Donovan, K., Jackson, T.A. (Eds.), Caribbean Geology, and Introduction, pp. 41–64.
- DONNELLY, T.W., BEETS, D., CARR, M., JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J., MAURY, R., SCHELLENKENS, H., SMITH, A., WADGE, G., WESTERCAMP, D. (1990). History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), The Caribbean Region. Geol. Soc. Amer., Boulder, Colorado, pp. 339–374, H.
- EDGAR, N.T., EWING, J.I., HENNION, J. (1971). Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 55, 833–870.
- ERLICH, R.N. & BARRETT, S.F. (1990). Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela–Trinidad area. Tectonics 9, 161–184.
- FEÓ-CODECIDO, G., SMITH, F.D., ABOUD, N., DI GIACOMO, E. (1984). Basement and Paleozoic rocks of the Venezuela Llanos Basin. In: Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagan, R. (Eds.), The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geol. Soc. Amer., Boulder, Colorado, pp. 175–187. M.162.
- 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.
- GIUNTA, G., MARRONI, M., PADOA, E., PANDOLFI, L. (2003). Geological constraints for the geodynamic evolution of the southern margin of the Caribbean plate. In: Bartolini, C., Buffer, R.T., Blickwede, J. (Eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. Amer. Ass. Petrol. Geol., M 79, pp. 104–125.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., AROZENA, J., PICARD, X. (1980). En: Foninves (Ed.), Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas, 2, pp. 95–994. Caracas.
- GRANDE, S. & URBANI, F. (2009). Presence of high-grade rocks in NW Venezuela of possible Grenvillian affinity. En: K.H. James, M.A. Lorente & J.L. Pindell (eds.). The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications, 328, pp. 533–548.
- GUÉDEZ, M.C. (2007). Crustal Structure across the Caribbean-South American Plate Boundary at 70°W - Results from seismic refraction and reflection data. MSc. Thesis, Unpublished. Rice University, Houston, Texas.
- GUÉDEZ, 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., 25, 22–36.
- JÁCOME, M.I., KUSZNIR, N., AUDEMARD, F., FLINT, S. (2003). The formation of the Maturín Foreland Basin, Eastern Venezuela: thrust sheet loading or subduction dynamic topography. Tectonics, 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, 459, 27–37, doi:10.1016/j.tecto.2008.03.008.
- 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., 107 (B10), 2265, doi: 10.1029/2001JB000598.
- LANGSTON, C. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. J. Geophys. Res., 84, 4749–4762.
- LEVANDER, A., SCHMITZ, M., AVÉ LALLEMANT, 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, 87 (9), pp. 97, 100.
- LILLIU, A. (1990). Geophysical interpretation of Maturín Foreland, Northeastern Venezuela, MSc. Thesis, Houston University, Houston, Texas, USA. 124 pp.
- MACELLARI, C.E. (1995). Cenozoic Sedimentation and Tectonics of the Southwestern Caribbean pull-apart Basins of South America. Memoir, 62. American Association of Petroleum Geologist, pp. 757–780.
- 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., 114, B02312, doi:10.1029/2008JB005817.
- MALFAIT, B. & DINKELMAN, M. (1972). Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the

- Caribbean plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83(2), 251–272. doi:10.1130/0016-7606.
- MESCHEDE, M. (1998). The impossible Galapagos connection: geometric constrains for a near-American origin of the Caribbean Plate. *Geol. Rundsch.* 87, 200–205.
- MESCHEDE, M. & FRISCH, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics* 296, 269–291.
- MILLER, M., LEVANDER, A., NIU, F., LI, A. (2009). Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography. *J. Geophys. Res.*, 114, B01312, doi:10.1029/2007JB005507.
- MOLNAR, P. & SYKES, L. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 639–1684.
- MUESSIG, K. (1978). The Central Falcón Igneous Suite, Venezuela: Alkaline Basalt intrusions of Oligocene–Miocene Age. *Geol. Mijnb.* 52, 261–266.
- MUESSIG, K. (1984). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela and adjacent areas. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 162, 217–230.
- NAVARRO, E., OSTOS, M., YORIS, F. (1988). Revisión y definición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelado tectónico para la evolución de la parte norte-Central de Venezuela durante el Jurásico Medio-Paleógeno. *Acta Cient. Venez.* 39, 427–436.
- 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.*, 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.*, 112, B11308.
- OFFICER, C.B., EWING, J.I., HENNION, J.F., HARKRIDER, D.G., MILLER, D.E. (1959). Geophysical investigations in the Eastern Caribbean; summary of 1955 and 1956 cruises. In: Ahrens, L.H., Press, F., Rankama, K., Runcorn, S.K. (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*, 3, pp. 17–109.
- Orihuela, N. & Ruiz, F. (1990). Modelaje gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altamira de Orituco, Edo. Guárico y Caraballeda, Dtto. Federal, Venezuela. V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, pp. 466–473.
- Orihuela, N., García, A., Tabare, T. (2011). Mapa de gravedad y anomalía gravimétrica de Venezuela derivado de datos satelitales. *Rev. Fac. Ing. UCV*, 26 (1), 51–58.
- ORIHUELA, N., GARCÍA, A., ARNAÍZ, M. (2012). Magnetic anomalies in the Eastern Caribbean. *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.)*, DOI 10.1007/s00531-012-0828-6.
- OSTOS, M. (1990). Tectonic evolution of the south-central Caribbean based on geochemical and structural data. Ph.D. Thesis: Houston, Rice University, 411 pp.
- PÉREZ, O.J. & AGGARWAL, Y.P. (1981). Present-day tectonics of the southeastern Caribbean and northeastern Venezuela. *J. Geophys. Res.* 86, 10791–10804.
- 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.*, 18 (1), 39–106.
- PINDELL, J.L. & DEWEY, J.F. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics* 1, 179–211.
- PINDELL, J.L. & BARRETT, S.F. (1990). Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. In: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Geology of North America: The Caribbean Region*. Boulder, vol. H. Geological Society of America, pp. 405–432.
- 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.
- PINDELL, J., KENNAN, L., STANEK, K., MARESCH, W., DRAPER, G. (2006). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, 4 (1–2), 303–341.
- QUINTEROS, C., PIÑERO, L., RENDÓN, H., SCHMITZ, M., NIU, F. (2008). Estimación del espesor de corteza en el noroccidente de Venezuela, a partir del análisis de funciones receptoras. XIV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 8 p.
- 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.
- RODRÍGUEZ, J. & SOUSA, J.C. (2003). Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección cabo San Román-Barquisimeto, estados Falcón y Lara. Undergraduate thesis, Universidad Central de Venezuela.
- Rossi, T. (1985). Contribution à l'étude géologique de la frontière Sud-Est de la plaque Caraïbes Etude géologique de la Serranía, La Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco-Maturín, Synthèses Paleogeographique et Geodynamique, Ph.D. Thesis, Université de Bretagne Occidentale,

- France. 340 pp.
- ROURE, F., CARNEVALI, J.O., GOU, Y., SUBIETA, T. (1994). Geometry and kinematics of the North Monagas thrust belt (Venezuela). *Mar. Petrol. Geol.* 11, 347–362.
- RUSSO, R.M. & SPEED, R.C. (1994). Spectral analysis of gravity anomalies and the architecture of tectonic wedging, NE Venezuela and Trinidad. *Tectonics*, 13, 613–622.
- SÁNCHEZ, J., GÖTZE, H.-J., SCHMITZ, M. (2010). A 3-D lithospheric model of the Caribbean-South American plate boundary. *Internat. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 100, 7, 1697–1712.
- SCHMITZ, M. (2011). Evaluación del espesor cortical en Venezuela mediante métodos sismológicos activos y pasivos .Trabajo de ascenso, Facultad de Ingeniería, UCV, 71 pp.
- 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.*, 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*, 345 (1-4), 103–118.
- SCHMITZ, M., MARTINS, A., IZARRA, C., JÁCOME, M.I., SÁNCHEZ, J., ROCABADO, V. (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, 399, 109–124; doi:10.1016/j.tecto.2004.12.018.
- SCHMITZ, M., BEZADA, M., ÁVILA, J., VIEIRA, E., YÁNEZ, M., LEVANDER, A., ZELT, C.A., MAGNANI, M.B., JÁCOME, M.I. AND THE BOLÍVAR ACTIVE SEISMIC WORKING GROUP (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459, 14–26, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.072.
- SCHUBERT, C. (1984). Basin formation along the Bocono–Moron–El Pilar fault system, Venezuela. *J. Geophys. Res.* 89, 5711–5718.
- 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., AVE 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 Lallemand, V.B. Sisson (Eds.), *Caribbean-South America plate interactions*, Venezuela. GSA Special Paper, No. 394, pp. 173–192.
- SOUZA, 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.
- SYKES, L.R., MCCANN, W.R., KAFKA, A.L. (1982). Motion of Caribbean Plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *J. Geophys. Res.*, 87, 10656–10676.
- UNGER, L.M., SISSON, V.B., AVE LALLEMANT, H.G. (2005). Geochemical evidence for island-arc origin of the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela. In: H.G. Avé Lallemand, V.B. Sisson (Eds.), *Caribbean-South America plate interactions*, Venezuela. GSA Special Paper, No. 394, pp. 223–249.
- VAN DER HILST, R. (1990). Tomography with P, PP, and pP delay-time data and the three-dimensional mantle structure below the Caribbean region. *Faculteit Aardwetenschappen der Rijksuniversiteit Utrecht*, Utrecht.
- VAN DER HILST, R., MANN, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology* 22, 451–454.
- VANDECAR, J.C., RUSSO, R.M., JAMES, D.E., AMBEH, W.B., FRANKE, M. (2003). Aseismic continuation of the Lesser Antilles slab beneath continental South America. *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2043, doi:10.1029/2001JB000884.
- WEBER, J.C., DIXON, T.H., DEMETS, C., AMBEH, W.B., JANNSMA, P., MATTIOLI, G., SALEH, J., SELLA, G., BILHAM, R., PÉREZ, O. (2001). GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology* 29, 75–78.
- WILSON, J. (1966). Are the structures of the Caribbean and Scotia arcs analogous to ice rafting? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 335–338, doi: 10.1016/0012-821x(66)90019-7.
- 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.*, 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*, 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.*, 199, 389–402.
- ZELT, C. & SMITH, R.B. (1992). Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.*, 108, 16-34.
- ZANDT, G. & AMMON, C.J. (1995). Continental crust composition constrained by measurement of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 374, 152–154.
- ZHU, L. & KANAMORI, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J. Geophys. Res.*, 105, 2969–2980.