

La estructura cortical del arco de las Antillas Menores estimada a partir de la técnica de funciones receptoras

Mariano S. Arnaiz-Rodríguez^{1,2*}, Michael Schmitz^{1,3} y Franck Audemard^{3,4}

¹Departamento de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Ciudad Universitaria de Caracas, Av. Los Ilustres, Los Chaguaramos, Caracas, DC, Venezuela.

²State Key Laboratory of Petroleum Resource and Prospecting, and Unconventional Natural Gas Institute, China University of Petroleum at Beijing, Changping, Beijing, China.

³Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Av. Guaicaipuro con calle Tiuna, prolongación calle Mara, Quinta Funvisis, El Llanito, Caracas, DC, Venezuela.

⁴Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Ciudad Universitaria de Caracas, Av. Los Ilustres, Los Chaguaramos, Caracas, DC, Venezuela.

*marianoarnaiz@gmail.com

RESUMEN

Mediante el empleo de la técnica de funciones receptoras, estudiamos las variaciones de espesor cortical y de las propiedades mecánicas de la corteza del arco de las Antillas Menores. Para esto, recolectamos registros de telesismos grabados en estaciones sismológicas pertenecientes a distintas redes distribuidas sobre el arco. Al analizar la llegada de ondas convertidas P a S (*Pds*) así como las reverberaciones corticales, logramos estimar la profundidad de la discontinuidad de Moho y la relación Vp/Vs promedio para la corteza bajo cada una de las nueve estaciones manejadas. Los valores obtenidos fueron validados con un modelizado gravimétrico de componente regional de la Anomalía de Bouguer Total a lo largo del arco volcánico. Los valores de la profundidad de Moho estimados se encuentran entre 22 y 32.4 km. La distribución de los valores de corteza gruesa y delgada se encuentra asociada a la diferencia de velocidad de convergencia de la litósfera subducida al norte y al sur del sistema de falla de Tiburón. El coeficiente de Poisson (ν) estimado a lo largo del arco varía entre 0.266 (Vp/Vs=1.777) y 0.3 (Vp/Vs=1.870). Los valores relativamente altos son consistentes con la existencia de un basamento de edad mesozoica relacionado con el arco de las Antillas Mayores, que se presenta en la sección norte del arco de las Menores.

Palabras clave: Antillas Menores; funciones receptoras; espesor cortical; coeficiente de Poisson.

ABSTRACT

By applying receiver functions technique we studied the crustal thickness and mechanical properties of the Lesser Antilles Arc. We gathered teleseismic data recorded from broadband stations deployed along the arc by different networks. The analysis of P-to-S conversion and crustal reverberations allowed us to estimate the Moho depth and the average crustal Vp/Vs ratio under nine stations. The results were corroborated with forward gravimetric modeling of the long wavelength

component of the Complete Bouguer Anomaly along the structure. The Moho depth ranges between 22 and 32.4 km. The distribution of thick and thin crust is closely related to variations of the convergence rate of the subducted lithosphere at the Tiburón fault system. Poisson's ratio ranges between 0.266 (Vp/Vs = 1.777) and 0.3 (Vp/Vs = 1.870). Higher values are consistent with a Mesozoic basement, related to the Greater Antilles Arc, found in the northern section of the Lesser Antilles Arc.

Key words: Lesser Antilles; receiver functions; crustal thickness; Poisson's ratio.

INTRODUCCIÓN

Un arco de islas es un grupo de islas volcánicas usualmente dispuestas en un patrón curvo formado por actividad volcánica asociada a la subducción de una placa oceánica. La geometría, composición y espesor cortical del arco de islas dependen intrínsecamente de: (a) la geometría de la subducción adyacente, (b) la tasa de convergencia entre las litósferas, (c) las propiedades de la litósfera subducida y (d) el acoplamiento entre la placa subducida y la subducente (Fowler, 2005; Turcotte y Schubert, 2007). La corteza típica de este tipo de estructuras tiene un espesor que varía generalmente entre 20 y 35 km (Stern, 2010) con una densidad promedio de alrededor de 2.79 g/cm³ (Tetreault y Buitier, 2014). Las variaciones en espesor cortical son generalmente atribuidas al nivel de madurez de cada sección del arco (Tatsumi *et al.*, 2008), a la cantidad de la extensión detrás del arco (Nishizawa *et al.*, 2007) y, principalmente, a la tasa de producción de magma en el proceso de subducción contiguo (Christeson *et al.*, 2008). Según Tetreault y Buitier (2014), un arco de islas maduro posee una corteza estratificada en tres capas: una corteza superior, una intermedia y una inferior. La corteza superior está compuesta primordialmente de rocas volcánicas, flujos volcánicos y sedimentos; se caracteriza por tener velocidades de ondas P entre 3 y 6 km/s. La corteza intermedia, compuesta de rocas félsicas a intermedias, es producto de la anatexis del material de la corteza inferior y se caracteriza por tener velocidades

de ondas P entre 6 y 6.5 km/s. En general, arcos inmaduros (como el caso de las Antillas Menores y las Antillas de Sotavento) carecen de esta sección de la corteza (Christeson *et al.*, 2008; Magnani *et al.*, 2009). Finalmente, la corteza inferior ha sido interpretada como una unidad de composición gabroica en su cima y material máfico y ultramáfico en su base (Takahashi *et al.*, 2007, 2009). Esta última unidad posee valores de velocidad de ondas P entre 7 y 7.6 km/s.

El arco de las Antillas Menores (Figura 1) es un arco de islas activo de 850 km de longitud y un radio de curvatura de 450 km (Bouysse, 1978). Se extiende desde el noroeste de Suramérica hasta el paso de Anegada (al este de Puerto Rico), donde la falla de Anegada divide el arco de las Antillas Mayores y marca el límite oriental de la placa del Caribe, donde ésta se encuentra con la placa Norteamericana y la Suramericana. La mayor parte de los autores coincide en que la corteza del arco de las Antillas Menores puede dividirse en: (a) una corteza superior con velocidades entre 2 km/s (en su límite superior)

y entre 5.9 y 7.0 km/s (en su límite inferior); y (b) otra inferior con valores de velocidad no mayores a 7.3 km/s y un espesor entre 10 y 12 km (Christeson *et al.*, 2008; Boynton *et al.*, 1979; Sevilla *et al.*, 2010; Weinzierl, 2010). La existencia de una corteza intermedia ha sido reportada en la sección norte del arco (entre Guadalupe y Dominica) con valores de velocidad de ondas P de 6.8 km/s (Weinzierl, 2010).

La descripción anterior proviene principalmente de perfiles de refracción activa adquiridos entre las islas del arco. Este tipo de estudio solo proporciona información de una sección del arco e información de la velocidad de propagación de ondas compresionales. Sin embargo, otro tipo de técnicas, como la de funciones receptoras, aportan información sobre las variaciones del espesor cortical y la composición de la corteza, sobre todo, el arco. En general, esta técnica se basa en el estudio de fases resultantes de saltos de velocidad en las interfases bajo una estación sísmológica. Nuestro interés se orienta al estudio de la fase convertida P a S (*Pds*) y de las reverberaciones del patrón

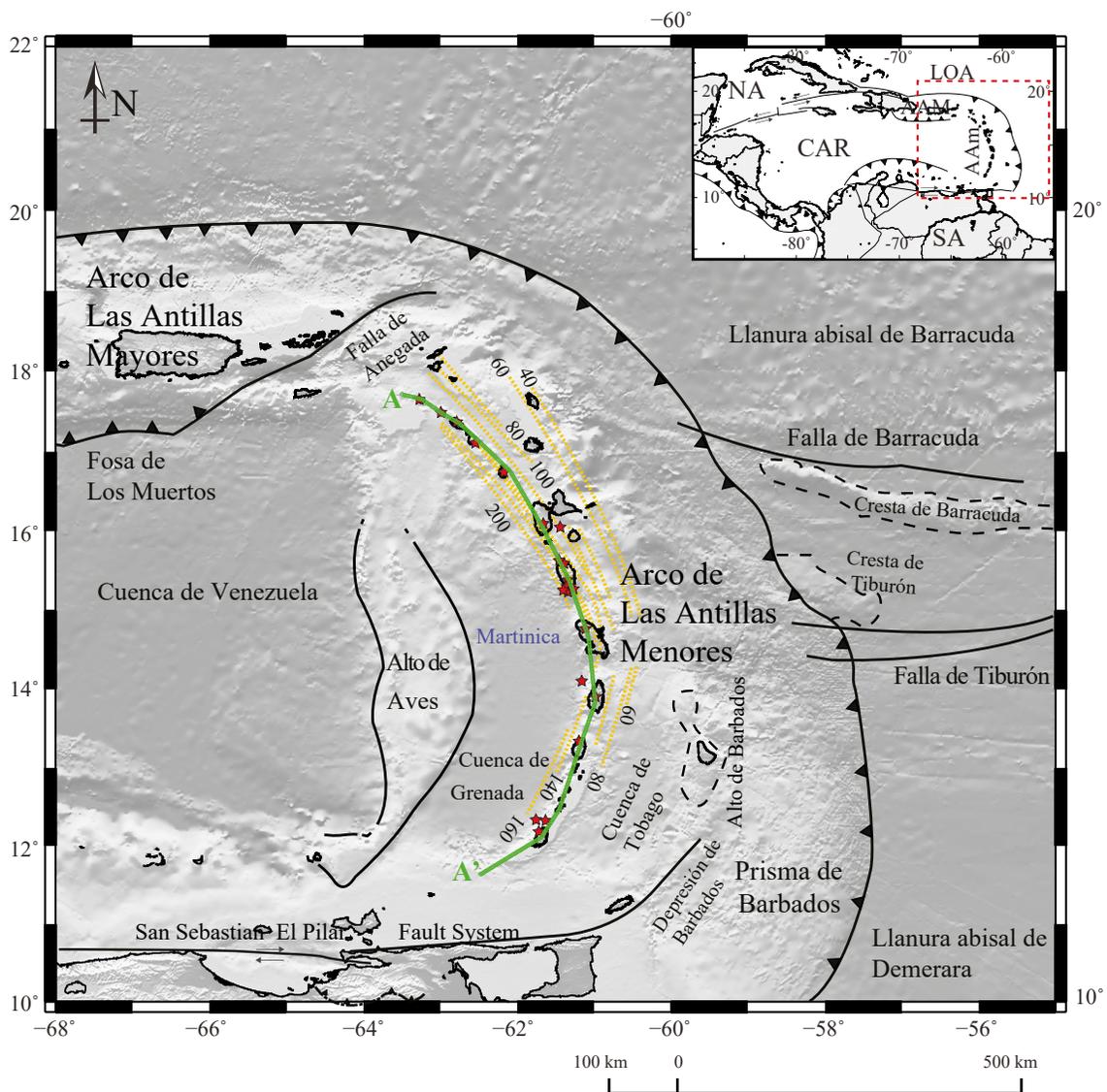


Figura 1. Rasgos tectónicos cercanos al arco de las Antillas Menores. En la esquina superior derecha se presenta el área de estudio dentro del contexto de la placa del Caribe. Las abreviaciones simbolizan: NA, Placa Norteamericana; SA, Placa Suramericana; CAR, Placa del Caribe; LOA, Litósfera Oceánica del Atlántico; AAM, Arco de las Antillas Mayores; AAm, Arco de las Antillas Menores. Las estrellas rojas representan los volcanes con actividad relativamente reciente (Bouysse *et al.*, 1990). Las líneas amarillas punteadas representan la profundidad de la losa de subducción cada 20 km (Bouysse y Westercamp, 1988). La línea verde (A-A') representa la ubicación del modelo presentado en la Figura 8.

de ondas P. Estas son sensibles a los saltos de velocidad de ondas S y a las variaciones de velocidades de ondas P, respectivamente (Niu y James, 2002; Levander y Niu, 2003; Levander et al., 2003; Niu et al., 2007). En principio, un análisis integrado de todo el campo de ondas posterior a la llegada de P debería ofrecer más información sobre las propiedades mecánicas de la corteza que el análisis llevado a cabo con sismica de refracción. En consecuencia, este trabajo se propone caracterizar, de manera coherente y sistemática, la corteza del arco de las Antillas Menores aplicando esta técnica. En general, pretendemos estimar las variaciones del espesor cortical a lo largo del arco e identificar la existencia de variaciones en las propiedades mecánicas a lo largo de esta estructura.

MARCO TECTÓNICO

El arco de las Antillas Menores (Figura 1) ha sido descrito como un arco compuesto por dos secciones: una sección al sur y otra al norte (Bouysse et al., 1990). Éstas se encuentran separadas geográficamente por la isla de Martinica y estructuralmente por el sistema de fallas de Tiburón (14.6°N; 61°W). La sección norte del arco, posee dos frentes de volcanismo: uno exterior (al este), activo durante el Eoceno (y posiblemente el Mioceno temprano) y uno interno (al oeste), activo desde el Mioceno hasta el presente. Adicionalmente, presenta un basamento de edad mesozoica asociado al arco de las Antillas Mayores (Bouysse y Westercamp, 1988). La sección sur, formada durante el Eoceno, carece de la dualidad de frentes de la sección norte puesto que el volcanismo ha ocupado la misma posición durante su evolución.

La existencia de las dos secciones (sur y norte) se debe a la diferencia entre los ángulos de subducción de la litósfera oceánica del Atlántico, al norte y al sur de la falla de Tiburón (Wadge y Sheperd, 1984). Al norte de la falla de Tiburón, la litósfera subduce con un ángulo entre 50° y 60°, con una tendencia NNO. Al sur de Santa Lucía (13.9°N; 61°W), la litósfera subduce con un ángulo entre 45° y 50°, volviéndose vertical hacia el extremo sur del arco. Con respecto a los dos frentes que componen la sección norte, Bouysse y Westercamp (1988) propusieron que esta particularidad deriva de cambios cinemáticos en el proceso de subducción que origina el arco de islas. Especialmente, al efecto que tuvo la subducción de la cresta de Tiburón (Figura 1).

Una de las características principales de esta zona de subducción es la presencia de varias zonas de fractura (o fallas transformantes) provenientes de la dorsal meso-oceánica del Atlántico. Las más significativas de estas estructuras son la zona de fractura de Barracuda y la zona de fractura de Tiburón; cada una de ellas posee una cresta oceánica asociada (Figura 1). Adicionalmente, el alto de Santa Lucía también subduce en la actualidad, aunque éste se encuentra cubierto por sedimentos y ha sido sólo identificado con datos sísmicos (Bouysse et al., 1990). Varios autores han propuesto que la compleja topografía de la placa subducida ha afectado la evolución del arco de islas (Bouysse y Westercamp, 1988). La trinchera de la subducción contigua al arco se encuentra principalmente rellena de sedimentos que provienen de los ríos suramericanos (e.g. el Orinoco). La consecuencia principal de este masivo aporte de sedimentos es la presencia del colosal prisma de acreción de Barbados (Westbrook, 1975, 1982).

METODOLOGÍA

Si una onda P ascendente llega a una estación sismológica después de atravesar una interfaz abrupta localizada a una profundidad d , ésta generará una fase convertida P-a-S polarizada en la vertical. Esta onda S se conoce como la fase P_s o Pds y llega a la superficie después de la

onda P, una vez transcurrido un tiempo que es directamente proporcional a d . Por lo tanto, en principio, se podría estimar la profundidad de la discontinuidad (d), si se conoce el tiempo de retraso de la onda Pds con respecto a la onda P (Δt_{P-Pds}):

$$d \propto \Delta t_{P-P_s} = t_{Pds} - t_P \quad (1)$$

En la práctica, Pds es difícil de observar, pues viene acompañada de la coda de la onda P. Pese a ello, como la función fuente-tiempo (*source-time function*) del evento (modificada por la atenuación a lo largo del camino del rayo) es la misma, entonces el pulso Pds debe tener la misma forma que el pulso P directo. Por lo tanto, ésta puede ser revelada al realizar la deconvolución del pulso P del resto del sismograma. La traza o señal, después de realizar este proceso, se denomina función receptora.

Así pues, una función receptora (FR) consiste en una serie de tiempo (u ondícula) que muestra la respuesta relativa de la estructura de la Tierra bajo el receptor (Langston, 1977; Vinnik, 1977); ésta se compone de un conjunto de ondas convertidas que reverberan en la estructura (particularmente en la corteza y en las capas sedimentarias) bajo el sismómetro. Para el caso de un rayo de incidencia casi vertical proveniente de un telesismo, la fase P poseerá más energía en la componente vertical del sismograma (Z), mientras que la fase Pds la poseerá en la componente radial (R). En consecuencia, el modo más simple de calcular la función receptora consiste en extraer el pulso directo P de la componente vertical y realizar la deconvolución en la componente radial. Una vez calculada la función receptora, se procede a realizar el mismo proceso con varios eventos, y a apilar las funciones receptoras con el fin de mejorar la relación señal ruido. En general, se utilizan todos los eventos grabados en una estación que cumplan ciertos parámetros de distancia epicentral y magnitud. La cantidad de eventos y la calidad de la grabación afectarán de forma dramática la función receptora final. Usualmente se considera que un mínimo de 20 eventos con buena relación señal-ruido deben ser suficientes para construir de manera apropiada una función receptora, aunque a veces menos pueden ser utilizados.

Estaciones, datos y procesamiento de datos

Las estaciones sismológicas de banda ancha utilizadas (Figura 2) se encuentran desplegadas en las distintas islas del arco de las Antillas Menores y la isla de Barbados (sobre el prisma de acreción de Barbados). Para cada una de estas estaciones, se consideraron todos los sismos registrados durante el período de operación de la estación que cumplieran dos condiciones: (1) la distancia epicentral debía encontrarse entre 30° y 90° (para asegurar una incidencia normal del patrón de ondas sobre la interfaz a estudiar), y (2) la magnitud del sismo debía ser mayor a 5.7 (para garantizar una buena relación señal-ruido). El número de eventos utilizados para cada estación varía en función del tiempo de grabación de cada una de las estaciones y de su funcionamiento durante el período de grabación. Los eventos considerados ocurrieron entre el inicio de operación de la estación (e.g. 11/1998 para G.FDF; 10/2012 para WI.CBE) y diciembre de 2013. De las 25 estaciones existentes en las distintas islas, solo nueve se pudieron utilizar para calcular las funciones receptoras y estimar la profundidad de la interfaz de Moho. Algunos de los inconvenientes que inhabilitaron el uso de 16 de las estaciones sismológicas fueron ruido constante (posiblemente relacionado con vibraciones por las olas, mareas y vientos fuertes), problemas de grabación, falta de una o dos de las componentes de los sismogramas, e inexistencia de los datos en la base de datos de IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*). Es necesario destacar que las estaciones de la red WI (*West Indies Institut de Physique du Globe Network*) son estaciones que

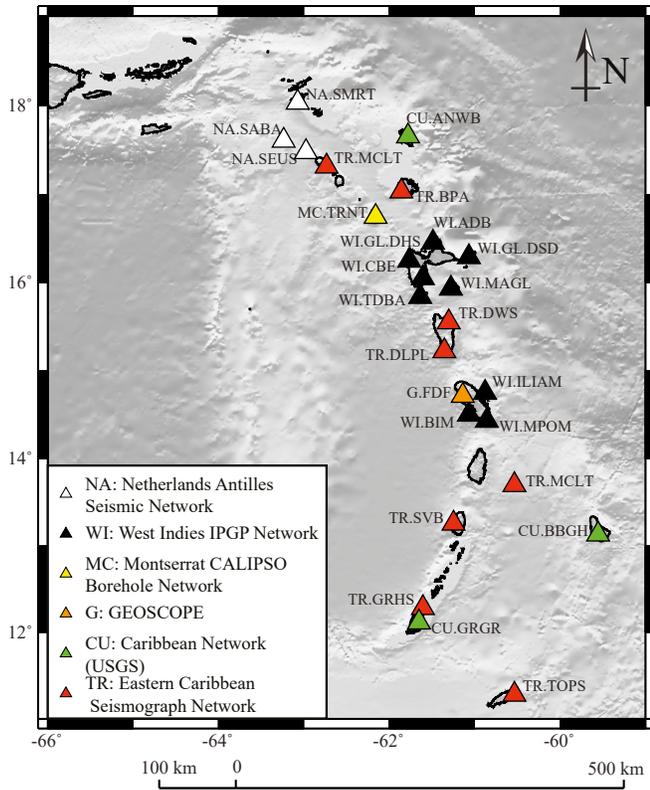


Figura 2. Estaciones sismológicas en las Antillas Menores. Los distintos colores representan las diferentes redes sismológicas que se encuentran actualmente activas en esta región. De las 25 estaciones representadas en el mapa, solo nueve pudieron ser utilizadas para aplicar la técnica de funciones receptoras.

tienen muy poco tiempo de actividad, lo que dificultó su uso debido a la falta de grabaciones que cumplieran las condiciones exigidas.

La metodología aquí utilizada fue similar a la aplicada y descrita por Niu *et al.* (2007). Primero, a cada uno de los registros de cada evento se le removió la media y la tendencia lineal. Posteriormente, se aplicó un filtro de ventana gradual para reducir los extremos de la señal a cero (*taper cosine filter*) con el fin de evitar artefactos en la señal en las siguientes etapas del procesamiento. Posteriormente, las dos componentes horizontales (N y E) se rotaron, en función del acimut inverso (*back azimuth*), para generar la componente radial (R), donde la energía predominante era la de la llegada de P , y transversa (T) según la Ecuación 2 (Rondenay, 2009)

$$\begin{pmatrix} R \\ T \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\cos\gamma & -\sin\gamma & 0 \\ \sin\gamma & -\cos\gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} N \\ E \\ Z \end{pmatrix} \quad (2)$$

Las funciones receptoras se calcularon a partir de estas series de tiempo (Vinnik, 1977; Niu y Kawakatsu, 1998; Reading *et al.*, 2003; Niu *et al.*, 2004). Las señales se trataron con un filtro pasabanda entre 0.01 y 2 Hz.

Para aislar la conversión Pds , se realizó una deconvolución de la componente radial (R) de la componente vertical (Z). Con el fin de que el proceso de deconvolución fuera estable y así evitar la introducción de artefactos, se utilizó la deconvolución por nivel de agua (*water-level deconvolution*; Langston, 1979; Clayton y Wiggins, 1976; Ammon, 1991) en el dominio de la frecuencia. La función receptora $FR(\omega)$ producto de esta deconvolución se define como:

$$FR(\omega) = \frac{R(\omega)Z^*(\omega)}{\max\{Z(\omega)Z^*(\omega), k|Z \max(\omega_0)|^2\}} e^{-\left(\frac{\omega}{2a}\right)^2} \quad (3)$$

donde k , es el nivel de agua (o la magnitud menor permitida de la componente vertical), el cual se estableció como 0.01; $Z(\omega)$ y $R(\omega)$ son los espectros tomados en una ventana de 105 s (5 s antes y 100 s después de la llegada de P) de las componentes Z y R . El ancho del filtro gaussiano, definido por a , se fijó en 1.5. Este filtro precisa la forma de onda final de la función receptora, ya sea comprimiendo las llegadas o eliminando ruido aleatorio en la misma, en particular el ruido pre-senal (ruido grabado justo antes de la llegada de la onda P). Por ejemplo, al utilizar $a = 2.5$ (valor estándar según las recomendaciones de Ammon, 1991) y asumir una señal limpia, sin ruido aleatorio, se debería obtener una función receptora con las llegadas claras de la onda P y su coda; en el caso de que la estación se encuentre localizada cerca de fuentes de ruido, disminuir el valor de a (aumentando el rango de frecuencia en la cual actúa el filtro) proporciona una forma de limitar la entrada de ruido a la función receptora final. Es decir, mientras mayor sea el ruido pre-senal y el ruido de fondo en el registro de un evento, menor debe ser el parámetro a (Spasojevic y Clayton, 2008). En tal sentido, para este estudio, fijamos el valor de a en 1.5 para todas las estaciones, para combatir los efectos de las distintas relaciones señal-ruido que se pueden presentar a lo largo del arco. Después de realizada la deconvolución, se revisaron manualmente y se seleccionaron aquellas funciones receptoras que poseían un pulso simple y bien definido en $t = 0$ s. El número de funciones receptoras seleccionado varió entre 7 y 120, dependiendo de las condiciones de sitio, el tiempo de registro de la estación y la calidad de estos. La Figura 3a muestra algunas funciones receptoras de la estación NA.SABA.

Apilamiento y conversión a profundidad (*depth stack*)

El apilamiento de la función receptora fue realizado en el dominio de la profundidad. Para ello, se calculó el camino del rayo de la fase Pds y su tiempo de llegada (t) relativo a la llegada de P para un modelo 1D basado en la estructura promedio del arco, como ha sido descrita anteriormente. Luego se sumaron los N sismogramas dentro de una ventana de 0.1 s centrada en el tiempo de llegada de Pds utilizando la técnica de apilamiento de la enésima raíz (*n^{th} -root stacking*; Muirhead, 1968; Kanasewich, 1973), la cual afirma que si $x(t)$ representa la j^{th} función receptora grabada en la estación, y t es la llegada de Pds para la discontinuidad de Moho con una profundidad de d , entonces, el apilamiento $y(d)$ viene dado por:

$$y(d) = r(d) |r(d)|^{n-1} \quad (4)$$

$$r(d) = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \text{sign}(x_j(\tau_{dj})) |x_j(\tau_{dj})|^{1/n}$$

donde k representa el número total de eventos utilizados.

En concordancia con lo anterior, se utilizó $n = 2$ con el fin de reducir el ruido no-correlacionado que se puede producir con el apilamiento lineal ($n = 1$). Se varió el valor de d de 2 hasta 60 km con un incremento de 1 km. Un ejemplo del apilamiento en profundidad se puede ver en la Figura 3b. Todas las funciones receptoras apiladas en profundidad se muestran en la Figura 4.

Estimación de Vp/Vs (análisis H- κ)

Como algunas estaciones grabaron reverberaciones corticales (Figura 4), éstas se aprovecharon para intentar establecer un valor promedio para la relación Vp/Vs en la corteza. En tal sentido, se utilizó un modelo 1D y una velocidad de ondas P , se calculó la velocidad de las ondas con base en un valor promedio de $Vp/Vs = 1.732$. La relación

Vp/Vs varió desde 1.5 a 2.0 con un incremento de 0.001. Para cada valor de Vs, se realizó una conversión de tiempo a profundidad asumiendo tres modos (según la notación dada por Niu y James, 2002): (a) conversión 0p1s (conversión Pds con 0 caminos P y 1 camino S en la corteza), (b) reverberación 1p2s (1 camino P ascendente y 2 caminos S en la corteza) y (c) reverberación 2p1s (2 caminos P en la corteza y 1 camino S en la corteza). En la Figura 5 se representan estos modos. La conversión tiempo a profundidad se realizó para un rango de profundidades entre 20 y 40 km con un incremento de 1 km. Finalmente, las tres trazas se sumaron con diferentes pesos según la ecuación:

$$A(d, r) = \frac{c(r)}{w_1 + w_2 + w_3} [w_1 A_{0p1s}(d, r) + w_2 A_{2p1s}(d, r) + w_3 A_{1p2s}(d, r)] \quad (5)$$

donde d y r son la profundidad a la discontinuidad de Moho y la relación Vp/Vs; $w_1 = 0.5$, $w_2 = 0.25$ y $w_3 = 0.25$ representan los pesos para 0p1s, 2p1s y 1p2s; $c(r)$ es el peso de la correlación cruzada. Los valores para d y r se establecieron por medio del máximo valor de la suma de las amplitudes normalizadas.

Para obtener resultados más confiables con esta técnica, se utilizaron tres combinaciones en el proceso para alcanzar el valor máximo: (1) los tres modos, (2) sólo 0p1s y 1p2s, y (3) 0p1s y 2p1s. Se consideraron aceptables las mediciones sólo cuando al menos dos de los resultados con las pruebas mostrasen valores similares (no más de 1 km de diferencia). Todos los diagramas derivados de este análisis se exhiben en la Figura 6.

La profundidad de Moho final para cada estación es el valor promedio obtenido a partir de la estimación hecha con el apilamiento en profundidad y el análisis $h-\kappa$. Este valor es posteriormente corregido por la cota de la estación para así referenciarlo al nivel del mar. Los errores promedio para cada estación se estiman a partir del uso del método de trenza-de-bota (*bootstrap method*, Efron y Tibshirani, 1986). Estos se basan en la omisión de datos y verificación del valor de la profundidad estimada y no representan errores formales que consideren las incertidumbres del modelo de velocidades.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Hemos podido estimar la profundidad de la discontinuidad de Moho para el arco de las Antillas Menores, así como la relación Vp/Vs y el módulo de Poisson promedio para la corteza bajo nueve estaciones sismológicas. Los resultados se encuentran desplegados en la Tabla 1 junto a la información de la estación y la región del arco a la que pertenecen. Los valores de la profundidad de Moho (Figura 7a) varían entre 22 y 36.8 km con una media de 29 km; los errores estadísticos de la estimación varían entre 0.8 y 2.1 km con un valor medio de 1.5 km, los cuales, al tomar en cuenta los resultados obtenidos y la calidad del dato, se consideran aceptables por encontrarse dentro del rango promedio para arcos volcánicos marinos alrededor del mundo (entre 20 y 35 km según Stern, 2010; 26 ± 6 km según Tetreault y Buitter, 2014). Los valores de Vp/Vs (Figura 7b) oscilan entre 1.77 ($\nu = 0.266$) y 1.87 ($\nu = 0.300$) con un promedio de 1.78 ($\nu = 0.280$).

En general, las zonas de corteza relativamente delgada (valores menores de la profundidad de Moho) se localizan en la sección sur y en el frente exterior de la sección norte del arco (Figura 7a). En las islas de Grenada y Martinica (en la sección sur), la profundidad de Moho es de 23.3 y 24.9 km, respectivamente. Christeson et al. (2008) reportaron, a través del uso de sísmica profunda y modelizado gravimétrico, que el espesor cortical del arco al sur de Grenada variaba entre 23 km en su flanco oeste hasta un máximo de 26 km en su flanco este. Boynton et al. (1979), con base en datos similares, estimaron que el espesor cortical cerca de St. Vincent tenía un máximo de 30 km adelgazándose

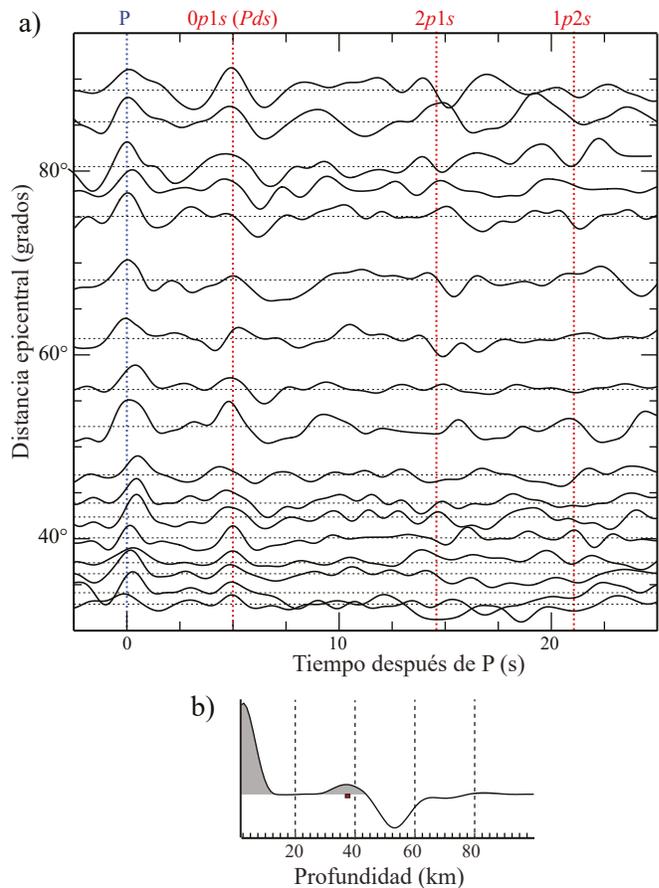


Figura 3. Ejemplo de funciones receptoras para la estación NA.SABA generadas a partir de las componentes radial y vertical de los sismogramas. (a) Funciones receptoras en tiempo ordenadas por la distancia epicentral en grados. La línea vertical azul marca la llegada de la onda P, las líneas rojas marcan la llegada aproximada de las distintas fases convertidas para una corteza de 29 km de espesor. La más evidente y coherente de éstas es la llegada de la fase Pds (b) Función receptora después de apilada en profundidad. El cuadro rojo representa la profundidad seleccionada para la profundidad de Moho.

hacia el oeste. Así pues, los valores obtenidos se encuentran dentro del rango reportado por Christeson et al. (2008), pero son menores que los observados por Boynton et al. (1979). Es necesario destacar que dos de las estaciones utilizadas se encuentran ubicadas en el centro de Grenada y en el flanco oeste de Martinica, por lo tanto, se han apreciado los valores asociados al flanco más delgado del arco de las Antillas Menores.

Los valores bajos localizados en el frente este de la sección norte se encuentran en el noreste de Guadalupe con 24 km y en Barbuda con 22 km (Figura 7a). La estimación del espesor cortical en Barbuda, realizada en esta investigación, representa el primer valor reportado para esta isla, siendo éste similar al expresado en el mapa de profundidad de Moho de Christensen (2009), quien lo ubica entre 22 y 24 km.

El espesor cortical en los alrededores de Guadalupe ronda entre 23 y 28 km (Weinzierl, 2010; Kopp et al., 2011; Laigle et al., 2013), pero estos valores se refieren al espesor del arco fuera de las islas, donde se esperan menores valores asociados a la ausencia del edificio volcánico. Los valores reportados sobre la isla de Guadalupe, 24 km en el extremo norte y 35 km en su extremo sur, reflejan los gradientes significativos que puede tener la discontinuidad de Moho en un arco de islas debido a la presencia y ausencia de edificios volcánicos (isostasia local). Estos valores pueden parecer extremos pero no se

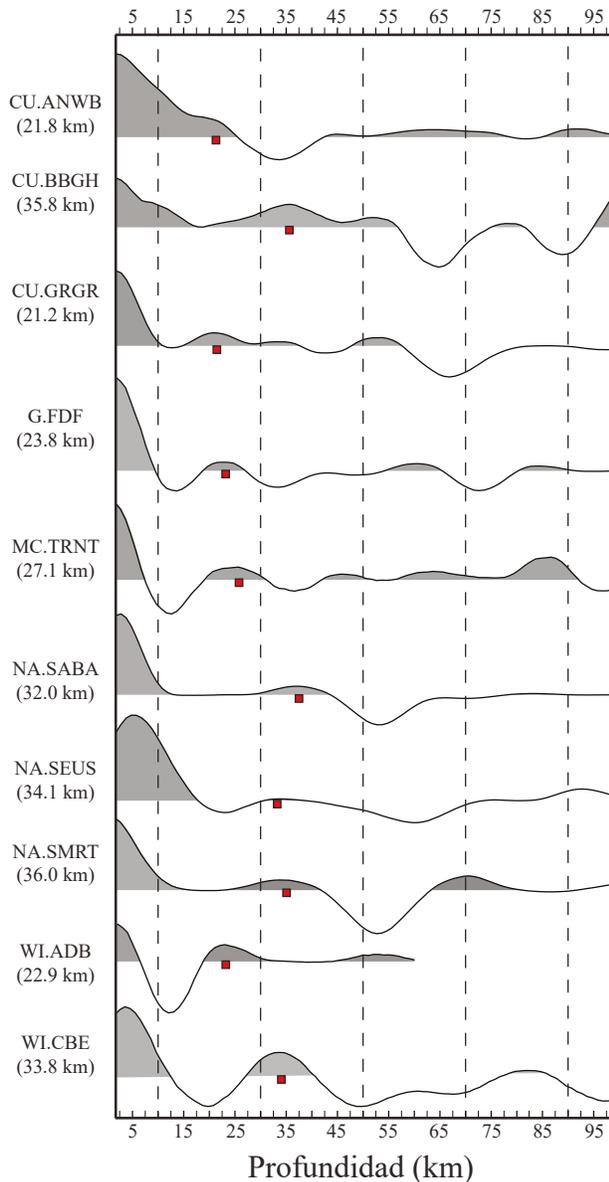


Figura 4. Funciones receptoras apiladas en profundidad para todas las estaciones. El cuadro rojo representa la profundidad seleccionada para la interfaz de Moho.

alejan significativamente de otros gradientes reportados sobre el arco de las Antillas Menores, particularmente en la isla de Montserrat donde Sevilla *et al.* (2010) reportaron que la corteza era más delgada en el noroeste de la isla (~26–30 km) que en su extremo sur (~30–34 km). Es necesario destacar que, debido a la forma de onda de las funciones receptoras (Figura 4), la transición corteza-manto debe ser más una zona de transición que un límite brusco (debido a la ausencia de una llegada abrupta de la onda *PdS*). En tal sentido, una señal de larga longitud de onda como las ondas telesísmicas proporcionará información sobre la profundidad promedio de esta zona de transición haciendo más difícil la interpretación de los resultados en términos de la geometría de la discontinuidad de Moho (Niu *et al.*, 2007). Por lo tanto, resulta favorable la verificación de los resultados obtenidos con otro tipo de dato geofísico, como se presenta más adelante en este estudio. Adicionalmente, otras investigaciones similares en el arco han reportado problemas en sus estimaciones relacionados

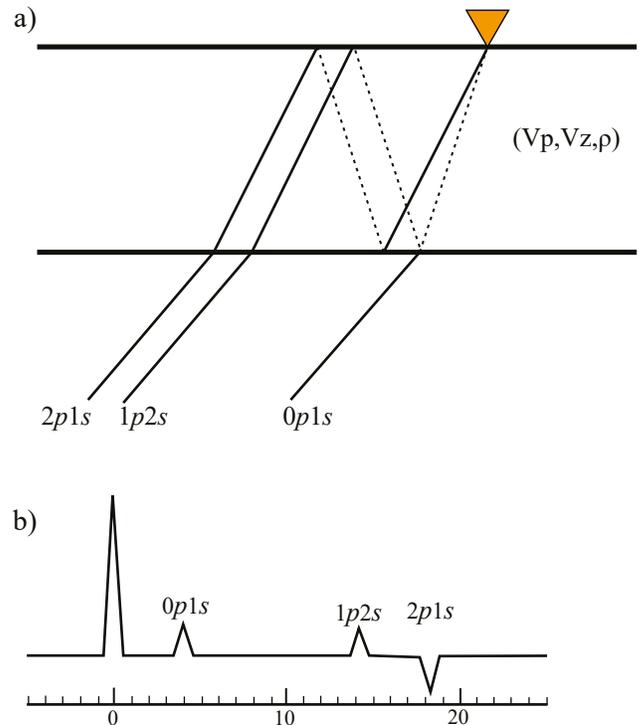


Figura 5. (a) Caminos de la onda P directa, la onda *Pds* y las reverberaciones para un modelo de una capa. En la notación utilizada (*NpMs*), *N* y *M* corresponden al número de segmentos *p* y *s* en el camino del rayo dentro de la corteza. (b) Función receptora (de la componente radial) teórica mostrando las llevadas de las distintas reverberaciones para un modelo de una capa basado en el iasp91.

con la baja relación señal-ruido debido al efecto de olas, vientos y mareas (Niu *et al.*, 2007; Sevilla *et al.*, 2010) y a los cortos períodos de grabación de algunas estaciones, lo cual obliga a descartar algunas de las estimaciones, pues no existe en la actualidad una metodología para subsanar este problema.

Las zonas de corteza relativamente gruesa (mayores valores de profundidad de Moho) están ubicados en el frente oeste de la sección norte del arco (Figura 7a). De sur a norte, los espesores corticales para cada isla son: sur de Guadalupe, 34.1 km; Montserrat, 27.8 km; San Eustaquio, 32.4 km; Saba, 30.3 km y San Martín, 36.8 km. Es oportuno afirmar que el extremo norte del arco de las Antillas Menores (entre las islas Montserrat y Anguila), se encuentra menos estudiado que el resto del arco. En efecto, la única estimación del espesor cortical proviene de varias estaciones sismológicas localizadas en la isla de Montserrat, con valores entre 26 y 34 km (Sevilla *et al.*, 2010). Nuestros resultados son coherentes con tales valores. Según Tatsumi *et al.* (1986), la formación de los arcos volcánicos viene asociada a los procesos de deshidratación que se producen en la litósfera subducida entre 110 y 120 km de profundidad, y la subsecuente hidratación de la cuña astenosférica que se localiza entre la litósfera subducida y la litósfera subducente. Consecuentemente, los valores obtenidos reflejan el engrosamiento de la corteza por la misma génesis del arco volcánico que se ve acelerada por la particular dinámica y mayor actividad volcánica al norte de la falla de Tiburón (Donnelly, 1964; Bouysse *et al.*, 1990).

Fuera de la estructura del arco de las Antillas Menores, pudimos estimar el espesor cortical del prisma de acreción de Barbados (Figura 1), contiguo a la sección sur del arco (Figura 7a). Bajo la única estación ubicada sobre el prisma, se obtuvo un valor de 35.1 km de espesor cortical, lo que es afín al valor de 35 km reportado por Westbrook (1975).

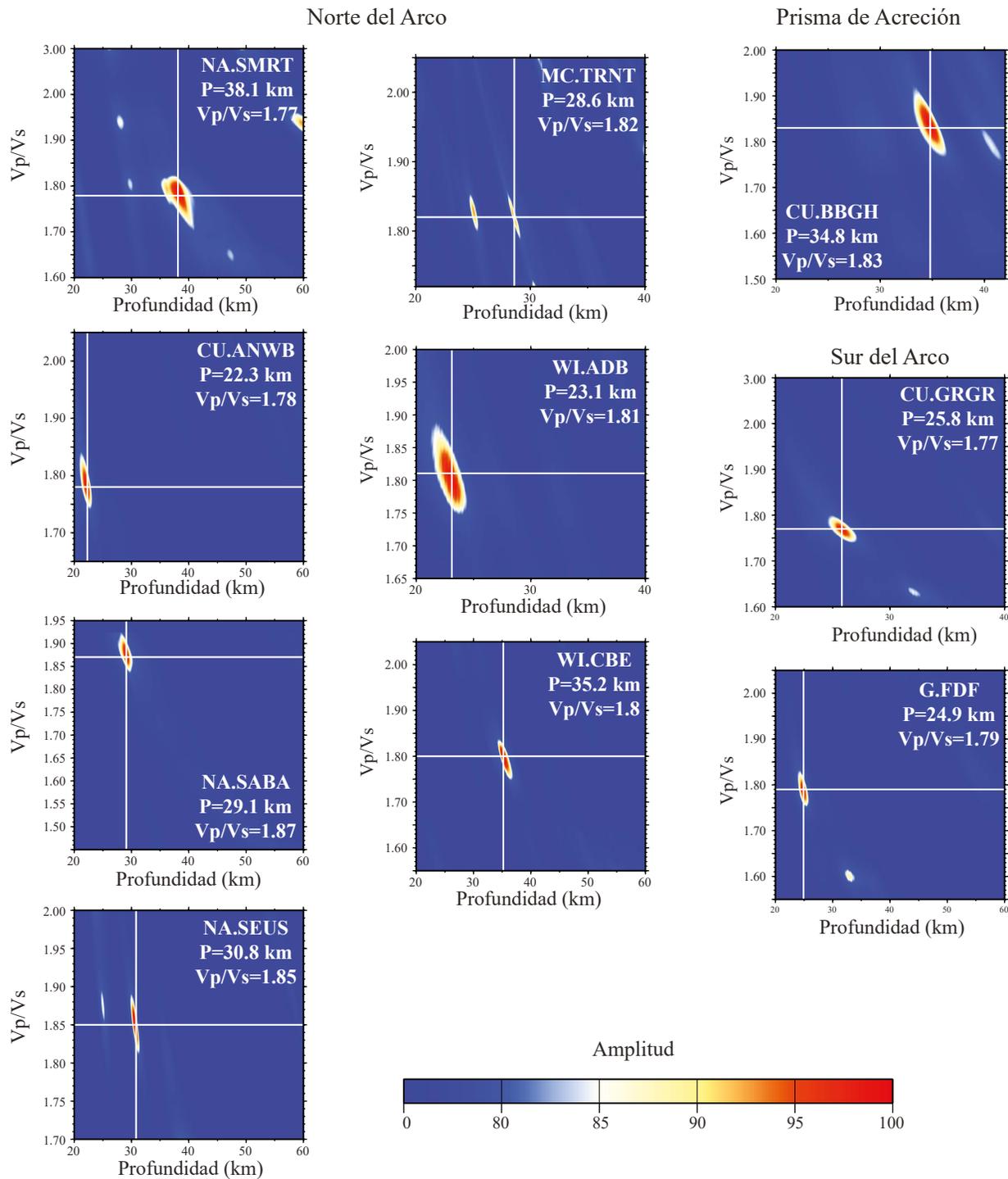


Figura 6. Todos los análisis H-k para las estaciones. La cruz blanca marca la proyección del máximo valor de amplitud a los ejes de profundidad y relación Vp/Vs.

Estos valores son mucho mayores a los reportados en otros prismas de acreción alrededor del mundo, por ejemplo, el complejo acrecionario de Nankai (al sur de Japón) tiene un espesor cortical que varía entre 12 y 22 km (Nakanishi *et al.*, 2002), mientras que el espesor cortical de la cresta del Mediterráneo (al suroeste de Turquía) exhibe valores entre 20 y 30 km (Truffert *et al.*, 1993). La corteza especialmente gruesa debajo del prisma de Barbados se encuentra vinculada a dos factores: (a) una colosal capa de sedimentos (provenientes de los ríos suramericanos)

que carga la litósfera oceánica forzando su subsidencia (isostasia regional), y (b) la deformación de los sedimentos y del basamento (corteza oceánica) consecuencia de la convergencia de la litósfera oceánica del Atlántico y de la placa del Caribe (Westbrook, 1975).

El coeficiente de Poisson (ν) estimado a lo largo del arco varía entre 0.266 ($V_p/V_s = 1.777$) y 0.3 ($V_p/V_s = 1.870$). Los valores relativamente altos (> 0.280) son, en general, consistentes con un origen máfico del arco de islas, mientras que los valores menores son más consistentes con

Tabla 1. Valores de profundidad de Moho y relación Vp/Vs para las estaciones del arco de las Antillas Menores.

Red	Estación	Isla	Longitud (°)	Latitud (°)	Elevación (m)	Número de FR	Moho1	Moho2	Moho promedio	Vp/Vs	Coef. de Poisson	Sección del Arco	
							(km)		(km)				
							Con respecto a la cota de la estación		Con respecto al n.m.d.m.				
CU	ANWB	Antigua	-61.786	17.669	39	60	21.8	22.3	22.0	1.78	0.269	Norte	
CU	BBGH	Barbados	-59.559	13.143	180	19	35.8	34.8	35.1	1.83	0.287	Prisma de acreción	
CU	GRGR	Grenada	-61.654	12.132	195	38	21.2	25.8	23.3	1.77	0.266	Sur	
G	FDF	Martinica	-61.146	14.735	467	120	23.8	24.9	23.9	1.79	0.273	Sur	
MC	TRNT	Monserrat	-62.163	16.764	10	11	27.1	28.6	27.8	1.82	0.284	Norte	
NA	SABA	Saba	-63.243	17.621	261	96	32	29.1	30.3	1.87	0.300	Norte	
NA	SEUS	San Eustaquio	-62.981	17.493	46	50	34.1	30.8	32.4	1.85	0.294	Norte	
NA	SMRT	San Martín	-63.075	18.051	260	24	36	38.1	36.8	1.77	0.266	Norte	
WI	CBE	Guadalupe	-61.610	16.070	368	10	33.8	35.2	34.1	1.8	0.277	Norte	
WI	ADB	Guadalupe	-61.490	16.470	16	7	22.9	23.1	24.0	1.81	0.280	Norte	
									Promedio	29.0	1.78	0.280	
									Mínimo	22.0	1.77	0.266	
									Máximo	36.8	1.87	0.300	

valores de corteza continental (Figura 7b). Estos valores resultantes son coherentes con aquellos reportados por Niu *et al.* (2007) y Sevilla *et al.* (2010), quienes plantearon la hipótesis de que los valores observados se encontraban asociados a la presencia de rocas gabroicas en la corteza del arco. Con respecto a la distribución espacial de los valores, se evidencia que, por un lado, los valores bajos (0.266 a 0.277) se encuentran inscritos en la sección del arco al sur de Guadalupe (incluyendo el lado sur de la isla); por otro, la sección al norte de Guadalupe presenta los valores altos (0.280 a 0.300). En general, estos resultados reflejan las variaciones de velocidades reportadas en las distintas secciones del arco. En la sección norte, se encuentra reportado de forma repetitiva la existencia de un límite abrupto corteza superior-corteza inferior (de 6.5 a 7.1 km/s) e incluso la existencia de una corteza intermedia (Christensen, 2009; Sevilla *et al.*, 2010; Weinzierl, 2010). En la sección sur, Christeson *et al.* (2008) indicaron que el arco presenta un gradiente suave de velocidades en toda la sección ígnea de la corteza sin la presencia de una corteza intermedia, aunque Boynton *et al.* (1979) sí evidenciaron su presencia. Esta diferencia, en la estructura de velocidades entre la sección norte y sur del arco, explica por qué de la distribución de los valores encontrados para el coeficiente de Poisson (ν).

Con la intención de corroborar los resultados obtenidos, se optó por compararlos con datos gravimétricos del arco a través de un modelado directo. En consecuencia, se seleccionó un perfil de Anomalía de Bouguer Total (datos extraídos de la base de Arnaiz-Rodríguez y Garzón, 2012), a lo largo de todo el arco, desde el Paso de Anegada hasta el suroeste de la isla de Grenada (Figura 1). Con el fin de modelizar exclusivamente la discontinuidad de Moho (asociada a la longitud de onda larga de la anomalía gravimétrica), se aplicó una continuación analítica hacia arriba a 19 km (altura seleccionada según el criterio de Zeng *et al.*, 2007) para filtrar la respuesta asociada a fuentes someras. En general, el modelo gravimétrico de la discontinuidad de Moho refuerza nuestra interpretación de que la sección norte del arco presenta un espesor cortical mayor que la sección sur; esta discontinuidad no posee variaciones abruptas y tiene una profundidad promedio de Moho de 30 km en la sección norte y de 26 km en la sección sur (Figura 8). La mayoría de las observaciones son coherentes con la anomalía gravimétrica regional estudiada, excepto la estimación de la profundidad de Moho para la estación WI.ADB. Como fue discutido anteriormente, estaciones con un número muy limitado de eventos grabados en una zona, donde las señales resultan

con baja relación señal ruido, pueden presentar estimaciones erradas que pueden ser identificadas y descartadas al comparar los resultados con otro tipo de datos. En consonancia con la propuesta de Donnelly (1964), el crecimiento del arco de las Antillas Menores se produce por el engrosamiento de la litósfera oceánica debido al material que proviene de la litósfera que es subducida en el límite de placa contiguo al arco. En tal sentido, la sección más activa debe presentar los mayores valores de espesor cortical, así como evidencia de mayor actividad volcánica (la sección norte).

Una observación interesante del modelado (Figura 8) es que, para ajustar la anomalía gravimétrica en la sección norte del arco, la densidad de la corteza inferior tuvo que ser mayor (2.96 g/cm³) que la utilizada para la corteza inferior de la sección sur (2.90 g/cm³). Esto podría explicar las razones por las cuales: (a) se observan valores más altos de coeficiente de Poisson (ν) en la sección norte que en la sección sur, y (b) es más evidente en el norte la existencia de una discontinuidad corteza superior-corteza inferior (como fue expuesto anteriormente). Para explicar la diferencia de composición entre la sección norte del arco y la sur, referimos las observaciones de Bouysson (1979). Él argumenta que la sección norte presenta un basamento mesozoico que se podría encontrar asociado al arco de las Antillas Menores. Esto implicaría que esta sección se formó sobre un pedazo de corteza distinto a aquel sobre el cual se formó la sección sur, lo que derivó en una diferencia composicional significativa, que se puede evidenciar en los valores estimados del coeficiente de Poisson (ν) y el contraste de densidades propuesto para la corteza inferior del arco. El modelo gravimétrico también revela que existen importantes heterogeneidades, a nivel intermedio en la corteza, que no han sido caracterizadas ni reportadas anteriormente. Éstas pueden estar asociadas al complejo proceso de formación de un arco volcánico que conlleva el amalgamamiento de distintos materiales ígneos y el desarrollo de cámaras magmáticas dentro de la corteza (Tetreault y Buitier, 2014).

CONCLUSIONES

La red de estaciones sismológicas que se encuentra actualmente instalada en el arco de las Antillas Menores nos ha permitido evaluar las variaciones de la profundidad de la discontinuidad de Moho debajo de las islas de arco y del prisma de acreción contiguo a éste, así

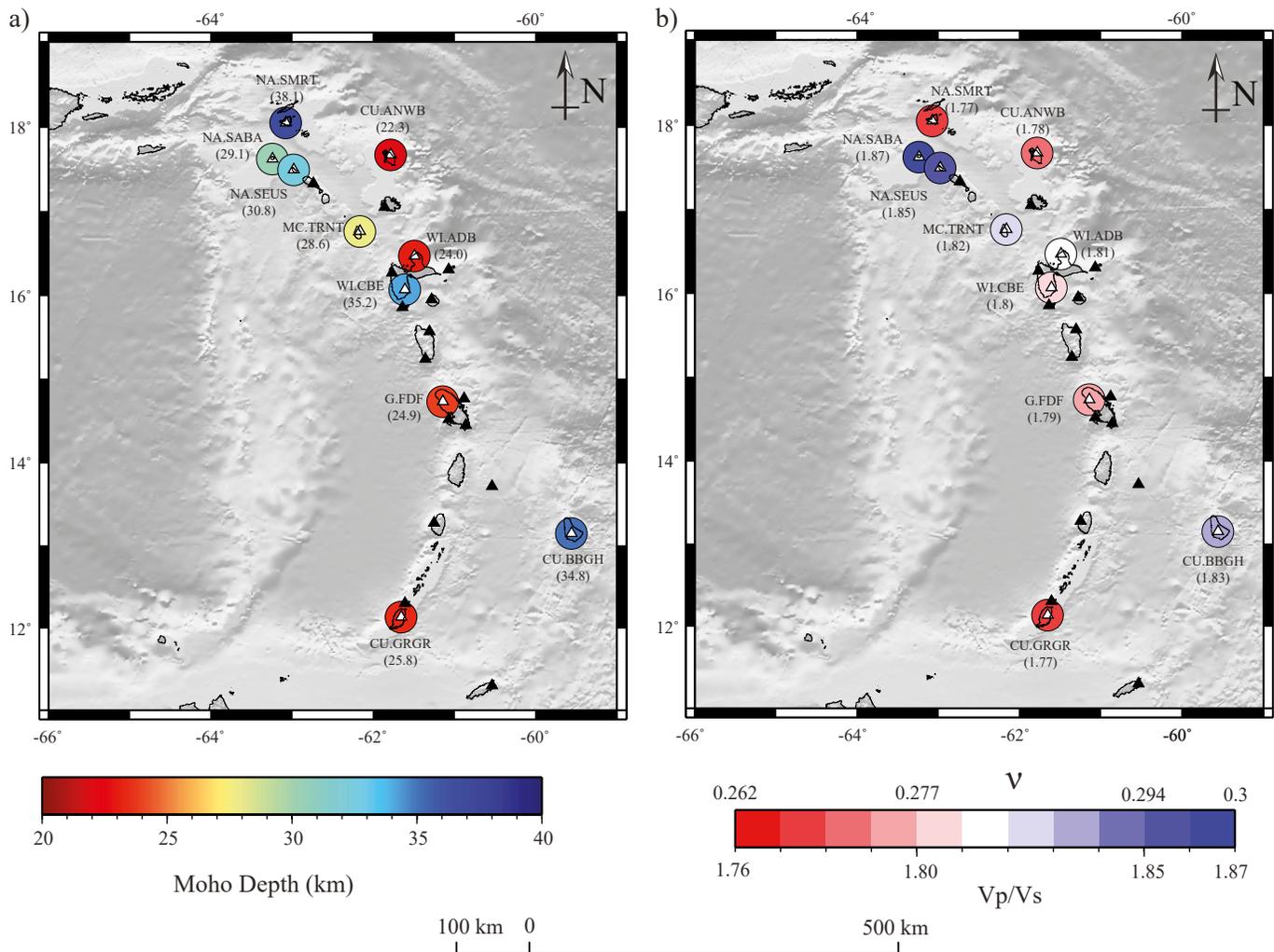


Figura 7. Representación espacial de los resultados obtenidos con el análisis de funciones receptoras: (a) profundidad de Moho estimada para las distintas estaciones; (b) relación V_p/V_s o coeficiente de Poisson (ν) para las distintas estaciones.

como estimar las variaciones del coeficiente de Poisson (ν) promedio para la corteza a través de la aplicación de la técnica de las funciones receptoras. Con base en nuestras observaciones, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

Los valores de la profundidad de Moho varían entre 22 y 32 km, con un valor medio de 29 km. Los errores de nuestra estimación oscilan entre 0.8 y 2.1 km con un valor medio de 1.5 km. Las zonas de corteza gruesa se encuentran en el frente oeste de la sección norte del arco (con un espesor promedio de 30 km), mientras que las zonas de corteza delgada a normal se localizan en el frente este de su sección norte y en la sección sur (con un espesor promedio de 26 km). En tal sentido, el espesor cortical de las distintas secciones del arco de las Antillas Menores se encuentra dentro del rango reportado en otros arcos de islas alrededor del mundo. La distribución de las zonas de corteza relativamente gruesa y delgada parece encontrarse asociada a la dualidad de situaciones geodinámicas al norte y al sur del sistema de falla de Tiburón donde, al norte, la litósfera oceánica subduce más rápido y ha habido mayor actividad volcánica reciente que al sur.

El coeficiente de Poisson (ν) promedio para la corteza oscila entre 0.266 ($V_p/V_s = 1.777$) y 0.3 ($V_p/V_s = 1.870$). Los valores bajos (0.266 a 0.277) se encuentran inscritos en la sección del arco al sur de Guadalupe, mientras que los altos (0.280 a 0.300) se localizan al norte

de esta isla. Los valores mayores a 0.280 son consistentes con un origen máfico de arco de islas y la presencia de rocas gabroicas en su corteza. La distribución de valores altos (al norte) y bajos (al sur) parece indicar la existencia de una diferencia composicional en la corteza inferior del arco (como se ha podido corroborar a través de un modelado gravimétrico). Esta podría asociarse a la existencia de un basamento mesozoico en la sección norte del arco.

El espesor cortical máximo en la zona del prisma de acreción de Barbados es de 35 km. Este es un valor relativamente alto en contraste con los reportados en otros prismas de acreción en el mundo. En general, esta situación debe derivarse del sistema de esfuerzos en la zona de subducción y al masivo aporte de sedimentos continentales que han nutrido el crecimiento del prisma.

El espesor cortical de la isla de Barbuda es de aproximadamente 22 km.

REFERENCIAS

- Ammon, C.J., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 2504-2510.
 Arnaiz-Rodríguez, M.S., Garzón, Y., 2012, Anomalías gravimétricas del Caribe:

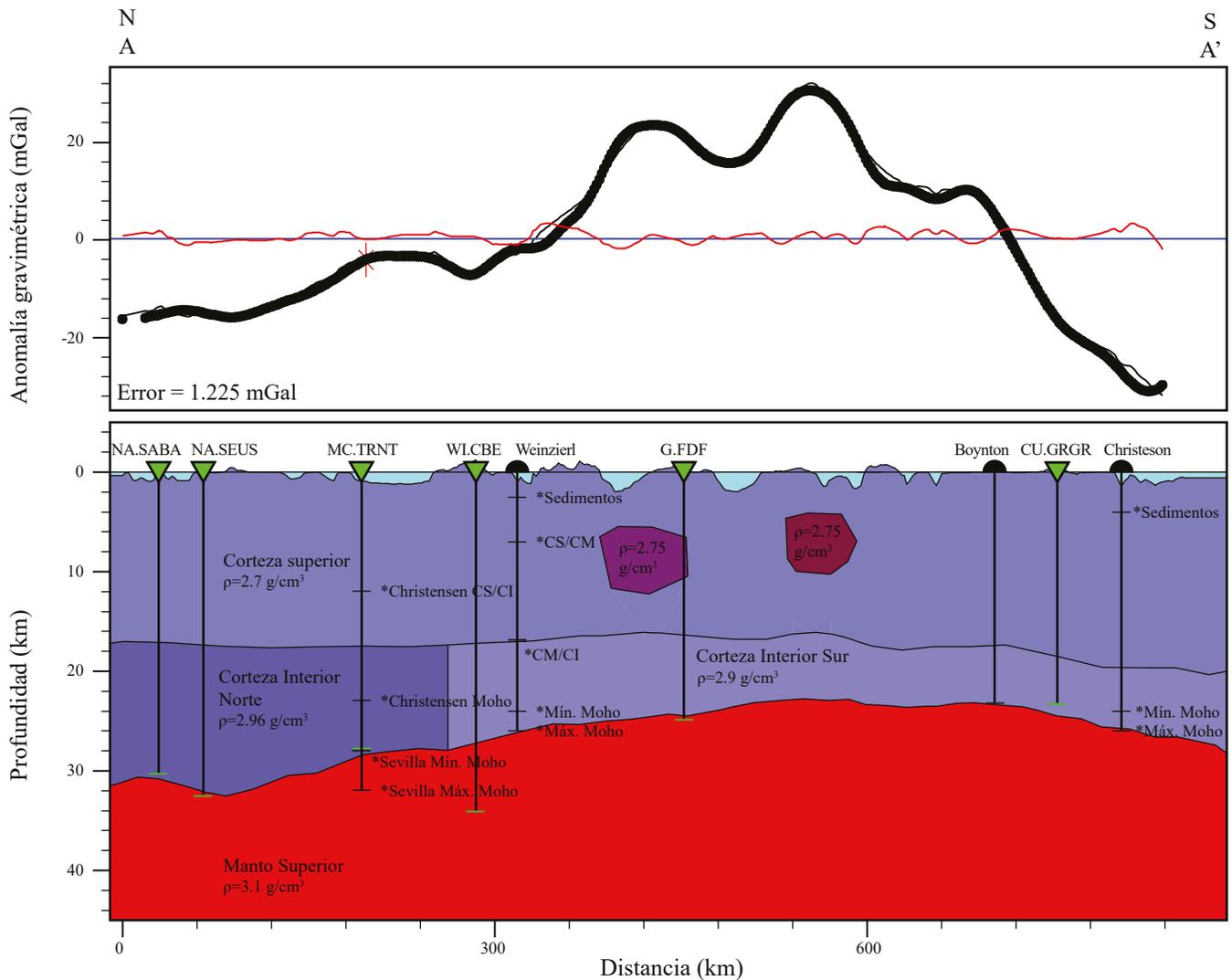


Figura 8. Modelo gravimétrico directo a lo largo del eje del arco de las Antillas Menores. Solo la componente regional es modelizada para verificar las estimaciones de la profundidad de la discontinuidad de Moho en el arco. En la anomalía, la línea negra gruesa representa la anomalía regional observada; la línea delgada representa la respuesta del modelo; y la línea roja, el error del modelo (Error total = 1.225 mGal). Los polígonos azules representan las zonas de agua. Las líneas verticales representan algunas de las estimaciones de profundidad existentes en el arco proyectadas al perfil. Los triángulos verdes representan la localización de las estaciones sísmológicas utilizadas en este estudio, mientras que los semicírculos negros representan la posición de las líneas sísmicas perpendiculares a éste. Los nombres en el modelo simbolizan la fuente de la profundidad representada: Boynton (Boynton *et al.*, 1979), Christensen (Christensen, 2009), Christeson (Christeson *et al.*, 2008), Sevilla (Sevilla *et al.*, 2010) y Weinzierl (Weinzierl, 2010). Las abreviaturas simbolizan: CS/CM, discontinuidad corteza superior-corteza intermedia; CM/CI, discontinuidad corteza intermedia-corteza inferior; Mín. Moho, mínimo valor del Moho; Máx. Moho, máximo valor del Moho.

Interciencias, 37(3), 172-182.

- Bouysse, P., 1978, Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles: Bureau de Recherches Géologiques et Minières Bulletin, 3(4), 185-210.
- Bouysse, P., 1979, Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles: Bulletin des Recherches Géologiques et Minières, 3(4), 185-210.
- Bouysse, P., Westercamp, D., 1988, Effets de la subduction de rides océaniques sur révolution d'un arc insulaire: l'exemple des Petites Antilles: Géologie de la France, 2-3, 3-38.
- Bouysse, P., Westercamp, D., Andreieff, P., 1990, The Lesser Antilles island arc: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, 29-44.
- Boynton, C., Westbrook, G., Bott, M., Long, R., 1979, A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles arc: Geophysics Journal International Society, 58, 371-393.
- Christensen, D.B., 2009, Reflection Image of the Eastern Montserrat Crust, Montserrat, West Indies: Socorro, New Mexico, U.S.A., New Mexico Institute of Mining and Technology, Tesis de Maestría, 107 p.

- Christeson, G.L., Mann, P., Escalona, A., Aitken T.J., 2008, Crustal structure of the Caribbean-northeastern South America arc continent collision zone: Journal of Geophysical Research, 113, B08104, 1-19.
- Clayton, R.W., Wiggins, R.A., 1976, Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 47, 151-177.
- Donnelly, T.W., 1964, Evolution of Eastern Greater Antillean Island Arc: Bulletin of The American Association of Petroleum Geologists, 48(5), 680-696.
- Efron, B., Tibshirani, R., 1986, Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy: Statistical Science, 1, 54-75.
- Fowler, C.M.R., 2005, The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics: New York, Cambridge University Press, 685 p.
- Kanasewich, E.R., 1973, Time Sequence Analysis in Geophysics: Edmonton, Alberta, Canada, University of Alberta Press, 364 p.
- Kopp, H., Weinzierl, W., Bécel, A., Charvis, P., Evain, M., Flueh, E.R., Gailler, A., Galvé, A., Hirn, A., Kandilarov, A., Klaeschen, D., Laigle, M., Papenberg, C., Planert, L., Roux, E., Trail Team, Thales Team, 2011, Deep structure

- of the central Lesser Antilles island arc: relevance for the formation of continental crust: *Earth and Planetary Science Letters*, 304(1-2), 121-134.
- Laigle, M., Hirn, A., Sapin, M., Bécel, A., Charvis, P., Flueh, E., Diaz, J., Lebrun, J.F., Gesret, A., Raffaele, R., Galvé, A., Evain, M., Ruiz, M., Kopp, H., Bayrakci, G., Weinzierl, W., Hello, Y., Lépine, J.C., Viodé, J.P., Sachpaz, M., Gallart, J., Kissling, L., Nicolich, R., 2013, Seismic structure and activity of the north-central Lesser Antilles subduction zone from an integrated approach: Similarities with the Tohoku forearc: *Tectonophysics*, 603, 1-20, DOI:10.1016/j.tecto.2013.05.043.
- Langston, C.A., 1977, Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(3), 713-724.
- Langston, C.A., 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves: *Journal of Geophysical Research*, 84, 4749-4762.
- Levander, A., Niu, F., 2003, Receiver-function imaging of the crustal and mantle structure beneath South Africa: a comparison of stacking and migration: *American Geophysical Union, Fall Meeting 2003*, abstract S51A-07.
- Levander, A., Niu, F., Miller, M.S., Zhai, Y., Liu, K., 2007, USArray Receiver Function Images of the Lithosphere in the Western U.S.: *EOS Transactions*, 88, abstract S44B-01.
- Levander, A., Niu, F., Miller M.S., 2007, Receiver Function Images of the Lithosphere in the Western U.S.: *Geological Society of America, Program with Abstracts*, 39.
- 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: *Journal of Geophysical Research*, 114, B02312, 1-23.
- Muirhead, K.J., 1968, Eliminating false alarms when detecting seismic events automatically: *Nature*, 217, 533-534.
- Nakanishi, A., Shiobara, H., Hino, R., Mochizuki, K., Sato, T., Kasahara, J., Takahashi, N., Suyehiro, K., Tokuyama, H., Segawa, J., Shinohara, M., Shimamura, H., 2002, Deep crustal structure of the eastern Nankai Trough and Zenisu Ridge by dense airgun–OBS seismic profiling: *Marine Geology*, 187, 47-62.
- Nishizawa, A., Kaneda, K., Katagiri, Y., Kasahara, J., 2007, Variation in crustal structure along the Kyushu–Palau Ridge at 15–21°N on the Philippine Sea plate based on seismic refraction profiles: *Earth Planets Space*, 59, 17-20.
- 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 and Planetary Science Letters*, 200, 121-130.
- Niu, F., Kawakatsu H., 1998, Determination of the absolute depths of the mantle transition zone discontinuities beneath China: Effect of stagnant slabs on mantle transition zone discontinuities: *Earth Planets Space*, 50, 965-975.
- Niu, F., Levander, A., Cooper, C.M., Lee, C.T.A., Lenardic, A., James, D.E., 2004, Seismic constraints on the depth and composition of the mantle keel beneath the Kaapvaal craton: *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 337-346.
- Niu, F., Bravo, T., Pavlis, G., Vermon, F., Rendon, H., Bezada, M., Levander, A., 2007, Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela: *Journal of Geophysical Research*, 112, B11308, DOI:10.1029/2006JB004802.
- Reading, A., Kennett B.L.N., Sambridge, M., 2003, Improved inversion for seismic structure using transformed, S-wave vector receiver functions: Removing the effect of the free surface: *Geophysics Research Letters*, 30(19), 1981, DOI:10.1029/2003GL018090.
- Rondenay, S., 2009, Upper mantle imaging with array recordings of converted and scattered teleseismic waves: *Surveys in Geophysics*, 30, 377-405.
- Sevilla, W.I., Ammon C.J., Voight B., De Angelis S., 2010, Crustal Structure beneath the Montserrat region of the Lesser Antilles island arc: *Geochemistry Geophysics and Geosystems*, 11(6), DOI:10.1029/2010GC003048.
- Spasojevic, S., Clayton, R.W., 2008, Crustal structure and apparent tectonic underplating from receiver function analysis in South Island, New Zealand: *Journal of Geophysical Research*, 113, B04307, DOI:10.1029/2007JB005166.
- Stern, R.J., 2010, The Anatomy and Ontogeny of Modern Intra-Oceanic Arc Systems, *en* Kusky, T.M., Zhai, M.G., Xiao, W. (eds.), *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*, London, Geological Society Special Publications, 338, 7-34.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Klemperer, S.L., Tatsumi, Y., Kaneda, Y., Suyehiro, K., 2007, Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc: *Geology*, 35, 203-206.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Tatsumi, Y., Yamashita, M., Sato, T., Kaiho, Y., Miura, S., No, T., Takizawa, K., Kaneda, Y., 2009, Structural variations of arc crusts and rifted margins in the southern Izu-Ogasawara arc-backarc system: *Geochemistry Geophysics and Geosystems*, 10, DOI:10.1029/2008GC002146.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986, Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high- pressure experiments and natural rocks: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293-309.
- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Tani, K., Takahashi, N., Kodaira, S., Kogiso, T., 2008, Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 2. Role of crust-mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution: *Journal of Geophysical Research*, 113, DOI:10.1029/2007JB005121.
- Tetreat, J.L., Buiter, S.J.H., 2014, Future accreted terranes: a compilation of island arcs, oceanic plateaus, submarine ridges, seamounts, and continental fragment: *Solid Earth*, 5, 1243-1275, DOI:10.5194/se-5-1243-2014.
- Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., De Voogd, B., Huchon, P. Le Pichon, X., 1993, The crust of the Western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling: *Geophysical Journal International*, 114, 360-372.
- Turcotte, D.L., Schubert G., 2007, *Geodynamics*: New York, Cambridge University Press, 528 pp.
- Vinnik, L.P., 1977, Detection of waves converted from P to SV in the mantle: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 15, 39-45.
- Wadge, G., Shepherd, J.B. 1984, Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone: *Earth and Planetary Science Letters*, 71, 297-304.
- Weinzierl, W., 2010, Crustal structure of the central Lesser Antilles island arc: seismic near-vertical and wide-angle profiling: Kiel, Deutschland, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Christian-Albrechts Universität, Tesis doctoral, 89 pp.
- Westbrook, G.K., 1975, The structure of the crust and upper mantle in the region of Barbados and the Lesser Antilles: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43, 201-242.
- Westbrook, G.K., 1982, The Barbados Ridge Complex: tectonics of a mature fore-arc system, *en* Leggett, J.K. (ed.), *Trench-Forearc Geology*, London, Geological Society Special Publications, 10, 275-280.
- Zeng, H., Xu, D., Tan, H., 2007, A model study for estimating optimum upward continuation height for gravity separation with application to a Bouguer Gravity Anomaly over a mineral deposit, Jilin Province, Northeast China: *Geophysics*, 72, 145-150. DOI:10.1190/1.2719497.

Manuscrito recibido: Junio 6, 2016

Manuscrito corregido recibido: Julio 4, 2016

Manuscrito aceptado: Julio 18, 2016