

Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas

Instituto de Geofísica y Astronomía

Titulo de la Tesis

Modelo de velocidades de ondas S del sistema litosfera-
astenosfera de Cuba y la región del Caribe

En opción al grado de
Doctor en Ciencias Geofísicas

Autor
MsC. O'Leary Fernando González Matos

Santiago de Cuba

2013

Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas

Instituto de Geofísica y Astronomía

Titulo de la Tesis

Modelo de velocidades de ondas S del sistema litosfera-astenosfera
de Cuba y la región del Caribe

En opción al grado de

Doctor en Ciencias Geofísicas

Autor

MsC. O'Leary Fernando González Matos

Tutores

Dr C. José Leonardo Alvarez Gomez

Dr C. Giuliano Francesco Panza

Santiago de Cuba

2013

Agradecimientos

A todos los que de una forma u otra han contribuido a mi formación y me han apoyado en la realización de este trabajo.

A mi tutor Leonardo Alvarez, por haberme soportado, y por toda su ayuda como líder científico y amigo.

A mi tutor Giuliano Panza, por todo su apoyo, sus consejos y su amistad.

Al Dr. Bladimir Moreno del CENAIIS y el Dr. Fabio Romanelli de la Universidad de Trieste, por su decisiva participación en los resultados obtenidos. También a Kenia, Grisel y Yelena, por todo su apoyo y continuas sugerencias, en momentos decisivos.

A mis compañeros del CENAIIS, por todo su apoyo y sus múltiples enseñanzas.

A la Dra. Ingrid Bideaux, los doctores Julio García, José Díaz Duque, Gerardo Arriaza, Manuel Iturralde, José Zapata, Tomás Chuy y Enrique Arango, por su revisión y muy valiosas sugerencias.

A mis colegas de la Universidad de Trieste, el ICTP y FUNVISIS, por su asesoría y ayuda.

Al Instituto de Geofísica y Astronomía, por su esmerada atención como Centro acreditado.

A todos los que creyeron que podía llevar este trabajo hasta su estado actual, también a los que no.

Dedicatoria

A mis hijos (Dany, Laurita y Marina), mis padres (Severina y Fernando), mi esposa (Yohi), mi hermana (Sombri) y también a ti Fernan.

A mi familia toda, los que están y los que no.

A mis amigos.

A aquellas personas que han sufrido o están expuestas a sufrir los daños de un terremoto.

*“La felicidad de los hombres y la de los pueblos
está,
en el conocimiento de la Naturaleza”
José Martí*

SÍNTESIS

A partir del análisis de la dispersión de las ondas superficiales de Rayleigh, se determina un modelo de velocidades de ondas S del sistema litosfera – astenosfera en la región del Caribe y en particular para Cuba. Para ello se propone un esquema de trabajo coherente con la información existente y las características de la región, que permite:

- Caracterizar la propagación de la velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh a través de mapas tomográficos a una escala de 1:20 000 000 en el Caribe.
- Determinar, mediante una inversión no lineal y con el uso de métodos de optimización, un modelo óptimo de velocidades de ondas S vs. profundidad con una resolución de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ y hasta una profundidad de 350 km que permite caracterizar algunos de los rasgos significativos del sistema litosfera-astenosfera en la región del Caribe.
- Establecer un procedimiento metodológico de inversión conjunta de curvas de dispersión con funciones receptoras, determinadas en las estaciones sismológicas en Cuba, que permita determinar un modelo óptimo de velocidades de ondas S vs. profundidad hasta 350 km debajo de las mismas. Tales modelos permiten caracterizar, por primera vez para Cuba, algunos rasgos significativos de su sistema litosfera-astenosfera.

ÍNDICE		Pág.
INTRODUCCIÓN		1
1. ASPECTOS GENERALES DE LA TOMOGRAFÍA E INVERSIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES DE RAYLEIGH. ESTADO ACTUAL.		11
1.1 Tomografía de ondas sísmicas.		13
1.2 Inversión no-lineal.		14
1.2.1 Método de inversión no-lineal "Hedgehog".		16
1.3 Métodos selección de una solución única.		19
1.4 Método de inversión conjunta de ondas superficiales de Rayleigh y funciones receptoras.		24
2. TOMOGRAFÍA SÍSMICA E INVERSIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES DE RAYLEIGH. LA DETERMINACIÓN DE SOLUCIONES ÓPTIMAS.		28
2.1 Tomografía de ondas superficiales.		29
2.1.1 Selección y análisis de los datos experimentales.		29
2.1.2 Tomografía de ondas superficiales de Rayleigh.		32
2.1.3 Zonación según el comportamiento de la dispersión de ondas superficiales de Rayleigh.		36
2.2 Inversión no-lineal con el método "Hedgehog".		38
2.2.1 Resolutividad de los datos experimentales		42
2.3 Selección de la solución representativa por el método LSO		47

2.4 Metodología para la determinación de la estructura del sistema litosfera-astenosfera debajo de estaciones sismológicas a partir de la inversión conjunta de ondas superficiales y funciones receptoras.	50
2.4.1 Selección de datos y determinación de las funciones receptoras.	50
2.4.2 Inversión conjunta de ondas superficiales y funciones receptoras.	52
3. TOMOGRAFÍA E INVERSIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES DE RAYLEIGH EN EL CARIBE.	57
3.1 Características geólogo-geofísicas de la región del Caribe	57
3.2 Selección y análisis de los datos experimentales	60
3.3 Resultados de la tomografía de ondas superficiales en el Caribe.	62
3.4 Resultados de la clasificación de las curvas de dispersión	65
3.5 Resultados de la inversión de las curvas de dispersión de las ondas superficiales.	68
3.6 Resultados de la selección del modelo a partir del método LSO.	71
3.7 Modelo de velocidades de ondas S del sistema litosfera-astenosfera en la región del Caribe.	72
4. ESTRUCTURA LITOSFERA-ASTENOSFERA DEBAJO DE LAS ESTACIONES SISMOLÓGICAS EN CUBA A PARTIR DE LA INVERSIÓN CONJUNTA DE ONDAS SUPERFICIALES Y FUNCIONES RECEPTORAS.	76
4.1 Características geólogo-geofísicas de Cuba.	77
4.2 Selección de datos y procesamiento.	78
4.3 Estructura litosfera-astenosfera debajo de las estaciones sismológicas en Cuba.	86

CONCLUSIONES GENERALES	96
RECOMENDACIONES	98
BIBLIOGRAFÍA	99
Anexo 1. Estaciones sismológicas utilizadas en este estudio.	118
Anexo 2. Parámetros hipocentrales de los terremotos utilizados en el análisis de la dispersión de ondas superficiales de Rayleigh.	120
Anexo 3. Valores de las curvas de dispersión de la velocidad de grupo para cada celda.	124
Anexo 4. Mapa detallado de resolución lateral	128
Anexo 5. Rango de variabilidad de los modelos de velocidad escogidos por el método LSO.	129
Anexo 6. Modelos de velocidad de ondas S (V_s) resultado de la inversión conjunta de las funciones receptoras y las curvas de dispersión para Cuba.	136

INTRODUCCIÓN

Desde tiempos remotos la estructura interna de la Tierra y los procesos que en ella se originan, como los sismos, tsunamis y volcanes, han sido incógnitas para el hombre, a los que durante siglos ha dado disímiles explicaciones. A través de diferentes métodos científicos la ciencia moderna ha dado respuestas convincentes a estas incógnitas; sin embargo, muchas de las mismas, hasta cierto nivel de detalle, constituyen aún un reto para los científicos de estos tiempos. Estas lagunas del conocimiento repercuten, entre otros factores, en una incorrecta valoración del contexto geodinámico de diferentes regiones, lo que implica incorrectas apreciaciones y modelaciones de los parámetros de los fenómenos que en ellas se originan, entre ellos, y muy especialmente, de los terremotos.

La región del Caribe, que comprende principalmente el mar del mismo nombre, el arco de islas y sus fronteras con Norte, Centro y Suramérica, no ha estado exenta de estas lagunas del conocimiento y su origen y evolución geológica continúa siendo una temática debatida intensamente por diferentes especialistas. Algunos de los diferentes modelos propuestos para describir su origen y evolución geológica han sido resumidos por Iturralde y Lidiak (2001) y se conoce, entre los más recientes, el trabajo de Pindell y Kennan (2009). Los resultados de varios estudios de las características físicas de su sistema litosfera-astenosfera, que con anterioridad han sido realizados en la región del Caribe, en su mayor parte a escala local y con el empleo de datos geofísicos, no han incluido hacer una descripción específica de la propagación de ondas superficiales de Rayleigh y de ondas S a través del sistema litosfera-astenosfera en toda la región, y en particular en Cuba. Sin embargo, no ha sido ésta una región exenta de los efectos de importantes fenómenos que se generan y propagan en el interior de la Tierra, como las erupciones volcánicas en el arco de las Antillas Menores y el oeste de

Centroamérica, y los sismos de gran intensidad en estas y otras áreas de la misma, con su más reciente ejemplo en el terremoto de gran intensidad del 12 de enero del 2010 en Haití.

De los numerosos métodos empleados en el estudio de la estructura interna de la Tierra, los métodos sísmicos han sido sin dudas los más utilizados, los que con el análisis de las ondas generadas por vibraciones (naturales o artificiales) han permitido caracterizar en gran medida algunas de sus propiedades físicas más importantes. Las ondas sísmicas generadas por terremotos, por su gran energía, frecuentemente atraviesan hasta las capas más profundas de la Tierra y su propagación está fuertemente determinada por las características físicas del medio por el cual se han propagado.

El empleo de la dispersión de ondas sísmicas superficiales, que no es más que el análisis de la dependencia entre la velocidad y el periodo de las ondas que resultan de la interferencia compleja de ondas de volumen longitudinales y transversales reflejadas y refractadas en las fronteras de las distintas capas de la corteza y el manto terrestre (Udías, 1999), es un método que permite determinar algunas de las características físicas de la estructura de estas capas de la Tierra, en particular la velocidad de propagación de ondas S en las mismas. Este método ha posibilitado obtener esta información incluso en regiones como la Antártida (Vuan et al., 2000 y 2005) y el Ártico (Bath y Vogel, 1958), de difícil acceso, a partir de trayectorias entre epicentros y estaciones sísmicas a distancias relativamente grandes. Su empleo ha contribuido además, a la interpretación y extrapolación de datos entre regiones o perfiles de los que se tenga un conocimiento detallado y ha permitido el perfeccionamiento de los modelos de velocidades existentes de la estructura interna de la Tierra.

Los primeros estudios de la dispersión de la velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh en regiones que incluyen el Caribe, fueron hechos en la década de los '60 (Papazachos, 1964 y Tarr, 1969) pero por las características del registro que se disponía en aquellos años, los métodos, las técnicas y medios de cómputo existentes, el desarrollo de estos trabajos se basó en métodos con bajo poder resolutivo y sólo en la obtención de las curvas de dispersión. La carencia de datos suficientes y potentes medios técnicos impedía realizar una tomografía de la región. Con posterioridad a estos trabajos, y con la excepción de trabajos a escala global y/o regiones mucho más amplias (Vdovin et al., 1999; y Shapiro y Ritzwoller, 2002) y que resultaban de baja resolución para la región Caribe, en algunas partes de esta sólo se han desarrollado trabajos a escala local. Sin embargo, éstos y otros trabajos en la región han logrado caracterizar el área desde el punto de vista geólogo-geofísico coincidiendo en reconocer la gran complejidad de la misma en ese sentido.

En Cuba en particular, se han desarrollado algunos estudios de su estructura interna desde el punto de vista geólogo-geofísico, los que en su gran mayoría son basados en la interpretación de perfiles de sísmica profunda y campos potenciales (Bovenko et al., 1982; Bush y Shcherbakova, 1986; Cuevas et al., 2001; Otero et al., 1998; y Arriaza, 1998). Dadas las características y los objetivos de los métodos empleados, casi todos estos trabajos se refieren fundamentalmente a las propiedades de la corteza y en general hacen pobre referencia a las características de las estructuras más profundas.

El conocimiento sobre las características físicas de las estructuras más profundas de la corteza y el manto superior en Cuba y la región del Caribe, facilitaría una interpretación más precisa del contexto geodinámico de la región, sus orígenes y tendencia. La ausencia de esta información no permite en ocasiones una modelación precisa de la generación y propagación de ondas de terremotos en las mismas, de hecho algunos de los algoritmos y programas más rigurosos que se utilizan para estos

cálculos (Panza, 1985; Florsch et al., 1991; Herrmann, 1987 y 2002) requieren de la información de las propiedades físicas de capas más profundas del interior de la Tierra en la zona de estudio. Esta situación dificulta además, la determinación precisa de los parámetros de los terremotos cuyas ondas se originan y/o propagan en la región, pues los modelos utilizados para ello están referidos a la corteza y en ocasiones hasta la capa más superficial del manto superior. Por ejemplo, los modelos de velocidades determinados recientemente para Cuba y en particular para el Servicio Sismológico Nacional como los de Moreno et al., 2002 y Palau et al., 2006; son sólo referidos a la corteza, cuando es conocido que el origen y la propagación de las ondas de los terremotos en el Caribe y Cuba pueden ocurrir en capas más profundas (Álvarez et al., 1999).

Por tales motivos, el presente trabajo enfrenta el **problema científico** de no poder mejorar la precisión en la modelación o determinación de los parámetros de los terremotos en Cuba y la región del Caribe, ni perfeccionar la interpretación del contexto geodinámico en la misma, al no conocer detalles de las propiedades físicas de su corteza y manto superior, en particular de la propagación de ondas superficiales de Rayleigh y S.

Para abordar este problema, esta investigación asume como **objeto de estudio**, la propagación de ondas superficiales de Rayleigh y S en las capas profundas de la estructura interna de la Tierra.

En los últimos años, motivado tanto por el desarrollo tecnológico como por la ocurrencia de eventos sísmicos de gran intensidad en la región del Caribe y en distintas partes del mundo, las redes sismológicas en la misma y en particular la red de estaciones del Servicio Sismológico Nacional Cubano ha sido dotada de numerosas estaciones digitales de banda ancha (Zapata et al., 2000) que ha registrado miles de eventos sísmicos de moderada y en ocasiones gran magnitud. Igualmente, en este periodo se han desarrollado e implementado métodos para el análisis de la propagación e

inversión de ondas que permiten profundizar en el conocimiento de las propiedades físicas de la corteza y el manto superior de la Tierra (Herrmann, 1987, 2002; Julia et al. 2000 y Yanovskaya, 2001). Tal situación, conduce a valorar la **hipótesis** de que, a partir del análisis de la dispersión de ondas superficiales de Rayleigh, es posible obtener mapas tomográficos de la velocidad de grupo de estas ondas y modelos de velocidades de propagación de ondas S en el sistema litosfera-astenosfera de Cuba y la región del Caribe. Esta nueva información, contribuiría a perfeccionar el conocimiento de detalles de las propiedades físicas de la corteza y el manto superior de la Tierra en la región, y la interpretación del contexto geodinámico en la misma. Los modelos de ondas S en particular, pudieran ser de gran utilidad para mejorar la precisión en la modelación o determinación de los parámetros de los terremotos en Cuba y la región del Caribe.

Para poder valorar esta hipótesis, el presente trabajo asume como **campo de estudio** la velocidad de grupo de las ondas superficiales de Rayleigh y de las ondas S en su propagación por la corteza y el manto superior de la región del Caribe, con particular énfasis en Cuba.

De cumplirse tal hipótesis, el análisis de la dispersión de las ondas superficiales de Rayleigh en la región del Caribe, permitirá disponer de mapas tomográficos que caracterizarán su propagación a lo largo de la misma a diferentes periodos, con niveles de resolución no alcanzados en trabajos similares y que evidencian algunas de las propiedades físicas de su corteza y manto. Estos mapas, como datos experimentales de una inversión no lineal, permitirán determinar conjuntos de modelos de velocidades de ondas S en cada celda de dimensiones fijas que serán coherentes con la información geólogo-geofísica existente, brindaran nueva información de las propiedades físicas de la corteza y el manto superior en cada celda objeto de estudio, y permitirán la obtención de un modelo óptimo de velocidades de ondas S para la región a profundidades que incluyen la litosfera y la astenosfera superior. Estos modelos constituirán además los datos de entrada para la inversión

conjunta, con las funciones receptoras, para obtener una estructura 1D más detallada debajo de las estaciones sismológicas en Cuba. De esta forma los mapas y modelos serán el principal **aporte práctico** de este trabajo, mientras que el procedimiento metodológico para la realización de la inversión conjunta y la interpretación que se hace de los modelos tanto para el Caribe como para Cuba constituirán los principales **aportes teóricos**.

Estos resultados brindan una valiosa información para la evaluación del contexto geodinámico regional y cubano, sus orígenes y características más notables a profundidades nunca antes estudiadas, con estos parámetros, a este nivel de detalle. Los modelos proporcionan además, una importante información acerca de los modelos de velocidades que deberán ser utilizados por los servicios sismológicos en la región para la determinación de los parámetros fundamentales de los terremotos que ocurren en ella, así como para los procesos de modelación e inversión de ondas de las investigaciones aplicadas y fundamentales que se desarrollen en la misma, lo que lo hace un resultado novedoso y de gran actualidad.

Por estos motivos se propone como **objetivo general**, determinar un modelo de velocidades de ondas S del sistema litosfera-astenosfera para el Caribe y en particular para Cuba, a partir del análisis de la propagación de las ondas superficiales de Rayleigh. Para ello se proponen los siguientes **objetivos específicos**:

1. Realizar una valoración del estado actual de la temática, los métodos utilizados y sus principales resultados y problemáticas.
2. Proponer un esquema de trabajo coherente con la información existente y las características de la región, que permita determinar un modelo de velocidades de ondas S del sistema

litosfera–astenosfera para el Caribe y en particular debajo de las estaciones sismológicas en Cuba.

3. Caracterizar la velocidad de grupo de la propagación de las ondas superficiales de Rayleigh, a través de mapas tomográficos en el Caribe.
4. Determinar modelos de velocidades de ondas S vs. profundidad para cada celda en la región, a partir de la inversión no lineal de las curvas de dispersión de ondas superficiales de Rayleigh resultado de la tomografía y coherente con la información a priori existente. Establecer un modelo óptimo de velocidades de ondas S vs. profundidad en la región del Caribe que permita caracterizar algunos rasgos significativos de su sistema litosfera-astenosfera.
5. Establecer un modelo óptimo de velocidades de ondas S vs. profundidad debajo de las estaciones sismológicas en Cuba, a partir de los modelos existentes para cada celda donde existen estaciones sismológicas y su inversión conjunta con las funciones receptoras, que permita caracterizar algunos rasgos significativos del sistema litosfera-astenosfera en Cuba.

Para lograr estos objetivos se desarrollan las **tareas de investigación** descritas en capítulos con sus correspondientes resultados:

Capítulo 1. Aspectos generales de la tomografía e inversión de ondas. Estado actual.

Se describen los aspectos generales de la tomografía de ondas sísmicas y en particular de las ondas superficiales, el origen de algunos métodos y su evolución hasta los más utilizados en la actualidad. Se hace un análisis además, de la problemática de la inversión geofísica y en particular la inversión no-lineal de ondas superficiales, así como de las potencialidades y dificultades de diferentes métodos para la selección de una solución óptima.

Capítulo 2. Tomografía sísmica e inversión de ondas superficiales de Rayleigh. La determinación de soluciones óptimas.

Se plantea un esquema de trabajo sobre la base del estado actual de la temática y la información existente, para la obtención de mapas tomográficos y modelos de ondas S para Cuba y la región del Caribe. Se exponen algunas de las particularidades más importantes del análisis de la dispersión de ondas superficiales de Rayleigh, su tomografía en una región como el Caribe y la zonificación que la misma permite de una región de estudio. Se describe en síntesis el método de inversión no-lineal Hedgehog utilizado en el presente trabajo y se expone un método para determinar la potencialidad de resolución de los datos experimentales y sus implicaciones en los resultados de la inversión. Presenta además, diferentes métodos para la selección de una solución representativa, a partir de soluciones equiprobables de una inversión no-lineal, haciendo particular énfasis en el método de suavizado a nivel local para la determinación de un modelo óptimo y el de inversión conjunta de funciones receptoras y curvas de dispersión para la obtención de estructuras unidimensionales del sistema litosfera-astenosfera, métodos utilizados en el esquema de trabajo.

Capítulo 3. Tomografía e inversión de ondas superficiales de Rayleigh en el Caribe.

Ofrece un ejemplo de uso de los métodos descritos anteriormente para la región del Caribe. Describe los rasgos más importantes de la región de estudio, el proceso de selección de los datos experimentales en ella, su distribución y capacidad de resolución. Se obtienen los mapas tomográficos de ondas superficiales y su zonificación. Se realiza la inversión no-lineal con su parametrización y la selección de un modelo óptimo para la región por el método de optimización por suavizado a nivel local. Al final se discuten los resultados obtenidos comparándolos con las descripciones realizadas en estudios previos.

Capítulo 4. Estructura litosfera-astenosfera debajo de las estaciones sismológicas en Cuba a partir de la inversión conjunta de ondas superficiales y funciones receptoras.

Ofrece un ejemplo de la aplicación de la metodología descrita anteriormente para la obtención de estructuras unidimensionales del sistema litosfera-astenosfera debajo de las estaciones sismológicas en Cuba, describiendo los rasgos más importantes de la región de estudio, el proceso de selección de los datos experimentales y los detalles en la aplicación del método a partir de los datos experimentales y la selección de un modelo óptimo, físicamente coherente con la información existente a partir de estudios previos. Estos resultados son comparados con los obtenidos en estudios previos de la corteza y el manto superior.

Como **métodos de investigación de orden teórico** fueron utilizados fundamentalmente:

- El **histórico-lógico** donde se evalúa la información de los métodos a emplear, su evolución en función de los resultados científicos y la factibilidad de su aplicación.
- El de **análisis y síntesis** de la información disponible para la realización de la inversión y selección de modelos, y para la interpretación de los mapas tomográficos ayudado por algoritmos lógico-combinatorios.
- El de **inducción-deducción** para la emisión de criterios de selección de modelos y soluciones en las inversiones, así como la interpretación de los resultados.
- La **modelación** como parte del diseño de la inversión aplicado no sólo a través de la determinación y selección del modelo sino también como elemento básico para la interpretación de los resultados.

Desde el punto de vista **empírico**, los métodos más utilizados han sido:

- La **observación** de los parámetros y sismogramas de los terremotos posibles generadores de ondas superficiales de Rayleigh y útiles para el cálculo de las funciones receptoras.
- La **medición** de las curvas de dispersión para las diferentes trayectorias y las resultantes de la tomografía, su comparación con curvas típicas de cada tipo de corteza y la medición directa de las funciones receptoras en cada estación.

Se hace uso además, de **métodos estadísticos matemáticos** como uno de los métodos para la selección de la solución más representativa.

Las **conclusiones** del trabajo dan respuesta al problema de investigación propuesto y resumen, a partir de los resultados obtenidos en cada etapa, aquellos de mayor relevancia, destacando la coherencia de algunos de estos con estudios previos realizados en la región, así como aquellos que resultaron totalmente novedosos o de los que no se tiene referencia alguna.

Las **recomendaciones** expresan algunas ideas para dar continuidad a estos trabajos, dirigidas principalmente a aumentar la resolución espacial de los resultados con el empleo de nuevas técnicas y datos experimentales. Se hace referencia además, a la aplicación de los mismos y la factibilidad de la extrapolación del esquema de trabajo propuesto a otras regiones y a diferentes escalas.

CAPITULO 1

1. ASPECTOS GENERALES DE LA TOMOGRAFÍA E INVERSIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES DE RAYLEIGH. ESTADO ACTUAL.

Las ondas sísmicas son, desde el punto de vista sismológico, generalmente clasificadas como ondas de cuerpo (primarias P y secundarias S) y ondas superficiales (ondas de Love, Rayleigh y oscilaciones libres). Sus registros brindan información referida a las características del origen de las mismas, el foco en el caso de terremotos, y el medio por el que las mismas se propagan, el interior de la Tierra.

Las ondas superficiales en particular, son el resultado de la propagación de las ondas por la superficie de discontinuidad de la interface tierra-aire o tierra-agua, tienen un carácter dispersivo, y son influenciadas por las heterogeneidades del medio por el que se propagan. De estas ondas, las de Rayleigh en particular, cuya existencia fue propuesta por Lord Rayleigh en 1885, producen un movimiento elíptico retrógrado del suelo y su dispersión guarda un estrecho vínculo con la propagación de las ondas secundarias S. Por esta razón, su análisis ha sido un método muy efectivo para la determinación indirecta de las características de la propagación de las ondas S por las distintas capas del interior de la Tierra.

Los primeros trabajos de análisis de la dispersión de las ondas superficiales se realizaron en la década de los '60, partir del análisis directo del arribo de estas ondas a la estación, por el método de picos y valles (Papazachos, 1964; Tarr, 1969 y Álvarez, 1977). Su uso, dadas las características y disponibilidad de los registros, y la tecnología existente, se limitaba al análisis de trayectorias independientes de una región y sus características. En 1969 aparece un método mucho más eficiente, rápido, preciso y de mayor poder resolutivo para la obtención de las curvas de dispersión

de ondas superficiales, permitiendo la determinación de las amplitudes y fases de la señal como función del periodo y la velocidad, llamada técnica de filtrado múltiple (Dziewonski, et al., 1969). Esta técnica, con posterioridad, y luego de algunas mejoras algorítmicas, derivaría en el llamado análisis en tiempo y frecuencia (Frequency-Time Analysis, FTAN) Levshin, et al. (1972).

La técnica FTAN ha tenido un uso muy amplio a partir de la década de los '90, con la generalización de los registros digitales de ondas sísmicas y el uso de ordenadores lo suficientemente potentes para su empleo, algo que no existía en décadas anteriores. Sus algoritmos más recientes fueron introducidos por Levshin, et al. (1992), y su principal limitante es la presencia de posibles contaminaciones de la señal por otros arribos de ondas, principalmente de cuerpo, o niveles desfavorables en la relación señal-ruido. Esta técnica, en sus diferentes versiones, ha sido una herramienta fundamental en los trabajos que posteriormente se realizaron con el análisis de la dispersión de ondas superficiales a escala regional y global, sobresaliendo entre otros, los trabajos de Levshin et al. (1992) en el centro de Eurasia, Wu y Levshin (1994) al este de Asia, Vdovin et al. (1999) para Sudamérica, Vuan et al. (2005) para la Antártida, Ponte vivo y Panza (2006) para Italia, Panza et al. (2007) para el oeste del Mediterráneo, González et al. (2007, 2011) para el Caribe, y Shapiro y Ritzwoller (2002) a escala global.

La dispersión de ondas superficiales también ha sido utilizada en estudios para la caracterización de la dinámica de suelos tanto con fuentes activas (Nazarian et al., 1983; Stokoe et al., 1994; Park et al., 1999; Xia et al., 1999; Nunziata et al., 2004; y Nunziata, 2005), como pasivas, en los últimos años, con metodologías como la descrita por Benzen et al. (2007), para extracción de las funciones de Green de la correlación cruzada de los registros de ruido entre estaciones sismológicas (De Nisco y Nunziata, 2010). Sus grandes ventajas están dadas en ser, a diferencia de los métodos de refracción, muy prácticas para determinar zonas de baja velocidad y el ser un método muy

económico, al no requerir necesariamente de fuentes activas. Con métodos similares se han logrado hacer estudios a escala regional tanto unidimensionales (1-D) como bidimensionales (2-D) del interior de la Tierra. Sólo en aquellos lugares donde se ha podido instalar una densa red de estaciones sismológicas, se han logrado hacer estudios tridimensionales (3-D), por ejemplo en los Estados Unidos, el trabajo de Shapiro et al. (2005); para la península ibérica el de Villaseñor et al. (2007) y para la República Popular China por Yao et al. (2008).

1.1 Tomografía de ondas sísmicas.

Los métodos tomográficos han sido utilizados frecuentemente para realizar una descripción 2-D y 3-D de distintas características del interior de la Tierra. En ellos, el empleo de distintos tipos de ondas (superficiales o de cuerpo) a utilizar en el procesamiento, siempre ha dependido de la existencia de éstas de manera conveniente para caracterizar el objeto de estudio. La principal diferencia entre los métodos actuales de tomografía de ondas superficiales y tomografía de ondas de cuerpo radica en que, en el primero de los casos, no se requiere de la consideración de modelos "a priori". Las velocidades de las curvas de dispersión (grupo o fase) de las ondas superficiales a lo largo de las trayectorias (epicentro-estación) objeto de estudio, son usadas directamente en la tomografía, para cartografiar los valores de las mismas a nivel local para diferentes periodos, caracterizando así las variaciones horizontales y verticales de la estructura interna de la Tierra.

Los aspectos teóricos generales de la tomografía de ondas de cuerpo han sido descritos en detalle por diversos autores como Nolet, 1987; Iyer y Hirahara, 1993; y Aki y Richards, 2002, y ambas (de ondas de cuerpo y superficiales) tienen muchos aspectos teóricos en común. Desde el punto de vista práctico, teniendo en cuenta las limitaciones de la instalación de estaciones sismológicas en regiones de difícil acceso, incluidos el fondo de océanos y mares, la instalación de estaciones

digitales de banda ancha y de potentes métodos para la determinación de las curvas de dispersión de ondas superficiales, la tomografía sísmica de ondas superficiales se ha convertido en un método muy utilizado en el estudio de las propiedades físicas de la corteza y el manto superior (Yanovskaya et al., 1988; Martínez et al., 1997, 2000 y 2001; Ritzwoller et al., 1998; Yanovskaya et al., 1998; Vuan et al., 2000; Yanovskaya y Antonova, 2000; Yanovskaya et al., 2000; Pasyanos et al., 2001; Karagianni et al., 2002; Panza y Pontevivo, 2004; González et al., 2007 y 2012). Estos trabajos, en su mayoría, utilizan el procedimiento de tomografía del rayo descrito en Ditmar y Yanovskaya (1987); Yanovskaya y Ditmar (1990); Wu y Levshin (1994); Yanovskaya (1997) el cual es una generalización del método de inversión unidimensional de Backus y Gilbert (1968, 1970) para problemas 2-D, aplicado a las curvas de dispersión con un criterio de suavizado descrito en Yanovskaya y Ditmar (1990).

La región del Caribe, en particular, ha sido estudiada con tomografías de ondas de cuerpo P, en la década de los '90 por Van der Hilst, R. D. (1990) y en la actualidad, en ella se han hecho estudios locales de tomografía de ondas superficiales como los de Miller, et al. (2009) en el Caribe suroriental y regionales como los de González et al. (2007 y 2011), o ha formado parte de estudios regionales y globales con más baja resolución como los de Vdovin et al. (1999) y Shapiro y Ritzwoller (2002).

1.2 Inversión no-lineal.

El estudio de las propiedades físicas de la Tierra tiene como punto de partida, por lo general, la observación de determinados campos geofísicos, como el sísmico, gravimétrico y electromagnético, a los que se suman otros métodos, como los geodésicos, geoquímicos y satelitales, que indirectamente brindan información de tales propiedades. Los resultados de los estudios de estas propiedades son validados, en su mayoría, por las observaciones de las diferentes variables. A la

determinación de los parámetros físicos y geométricos de la estructura interna de la Tierra, a partir de la observación de tales campos geofísicos (variables), se le denomina problema inverso.

Durante el proceso de inversión, para cada conjunto del campo o los campos geofísicos observados, es frecuente obtener numerosas soluciones cuyos modelos son coherentes con los datos experimentales. En sus primeras etapas de desarrollo, la solución de problemas inversos en Geofísica era formulada y resuelta de manera primitiva, y principalmente reducidas a la elección de uno de varios modelos para los cuales las características físicas estudiadas eran más coherentes con las observaciones realizadas. En este sentido, diferentes valores de los campos observados (curvas de recorrido tiempo, curvas de dispersión, periodos de oscilaciones libres de la Tierra, entre otros) eran calculados para diferentes modelos y comparados con sus correspondientes observaciones. Estos procedimientos tenían entre otras desventajas, el hecho de que se desconocía si entre los modelos estudiados como probables existía el que reflejara con mejor certeza la estructura real de la Tierra. Por otra parte, muchos de estos estudios carecían de análisis profundos con relación al poder de resolución de las observaciones y su implicación en los modelos teóricos propuestos.

El "arte de la inversión" precisamente radica en obtener la solución óptima, que sea lo suficientemente representativa de la estructura real, coherente con la información y los datos existentes. En ocasiones, en aras de resolver el problema hacia una solución óptima, se han complejizado o simplificado los modelos teóricos, por ejemplo, con el promediado de capas de comportamiento homogéneo, sin elementos lo suficientemente sólidos como para asumir estas decisiones. Estas simplificaciones de modelos complican, hasta en ocasiones impedir, la obtención de una solución óptima que al final puede serlo solo desde el punto de vista matemático. Por el contrario, el complejizar los modelos sin tener en cuenta la resolutividad de los datos, conlleva a la

aparición de resultados con información que no está soportada por los datos experimentales y que se deben a artificios de los procedimientos de cálculo, por lo que la selección de modelos óptimos de entrada es una de las tareas más importantes en una inversión.

Una forma coherente de controlar estas incertidumbres en la elaboración de los modelos de entrada, fue propuesta por Panza (1981); su teoría consiste en realizar el promediado de los modelos sobre la base de la incertidumbre de las observaciones. De esta forma, determina si dos modelos propuestos pueden ser considerados diferentes de manera coherente, a partir del error de medición de los datos experimentales. Con esta teoría, los resultados de la inversión son controlados mediante el poder de resolutivez (calidad) de los datos experimentales, siendo posible abordar el problema de la inversión con diferentes modelos teóricos pero obtenidos a partir de la información “a priori” y de forma coherente con la resolutivez de los datos experimentales.

1.2.1 Método de inversión no-lineal “Hedgehog”.

La determinación de modelos de velocidades de ondas S para crear una estructura 3-D de la estructura interna de la Tierra en una región, a partir del análisis de la dispersión de ondas superficiales, es un problema inverso no-lineal compuesto por dos pasos fundamentales. El primero es la construcción de los mapas de tomografía de ondas superficiales y con ello la determinación de curvas de dispersión referidas a estructuras unidimensionales de pequeñas dimensiones. El segundo es la solución de la inversión no-lineal de tales curvas de dispersión para la obtención de modelos de velocidades de ondas S para cada estructura. Su caso más simple es la obtención de estructuras unidimensionales coherentes con curvas de dispersión que se correspondan con un área específica, por ejemplo, resultado de una trayectoria en la cual fue medida esta dispersión (González, 1999) o en un área resultado de una tomografía.

El cálculo teórico de las curvas de dispersión, a partir de diferentes modelos de estructuras unidimensionales de la Tierra, ha sido desarrollado por diferentes autores. La base teórica de este cálculo ha sido la solución del problema de la propagación de ondas de Rayleigh en medios unidimensionales estratificados desarrollada por Haskell (1953), y posteriormente descrita por Bath (1968), y Udías y Mézcua (1997). Con posterioridad fue desarrollado el método de Knopoff (Schwap y Knopoff, 1970), que utilizaba las ecuaciones de Haskell (1953), pero introduce mejoras que hacían más fácil su cómputo y reducían considerablemente la velocidad de su estimación, algo muy importante para los ordenadores en los cuales se introdujo este método. Desde el punto de vista práctico, las ecuaciones para el cálculo de las curvas de dispersión a partir de modelos estructurales del interior de la Tierra arrojan resultados muy similares. Las diferencias entre los principales programas utilizados para la determinación de los modelos a partir de la inversión, radican en su filosofía de trabajo para determinar la solución para los diferentes modos de oscilación presentes en ella, así como para la selección de la solución o las soluciones o modelos más coherentes.

Entre los algoritmos más conocidos para la búsqueda de modelos estructurales coherentes con curvas de dispersión está el de Wathelet et al. (2004). Este algoritmo utiliza el método de Knopoff (Schwap y Knopoff, 1970), con un algoritmo de búsqueda directa de modelos guiados por la comparación, a través de una función de ajuste, entre las curvas de dispersión teórica y experimental. Los valores de los modelos teóricos se escogen en este modelo de forma aleatoria, con distintas combinaciones, y la búsqueda se repite continuamente hasta lograr el modelo con la curva asociada deseada. Un método similar es uno de los más utilizados en la actualidad, incluido en el paquete de programas desarrollado por Herrmann (1987 y 2002), a los cuales se les han realizado continuas actualizaciones. Estos programas tienen el inconveniente de ser dependientes

del modelo inicial, a partir del cual realizan las continuas aproximaciones hasta el modelo final, pues en ausencia de un modelo inicial preciso, la solución obtenida puede no ser la más próxima a la real.

Dentro de los programas conocidos actualmente que no poseen éste inconveniente está el programa "Hedgehog" basado en códigos desarrollados por Valyus (1968) y que organiza un flujo de datos optimizado, para lograr obtener de forma eficiente diferentes perfiles unidimensionales que satisfacen las condiciones que imponen los datos experimentales.

El método, en términos generales, se basa en encontrar un conjunto de parámetros del interior de la Tierra $P(P_1, P_2, \dots, P_n)$ donde los P_i son parámetros que pudieran ser velocidades, espesores de capas, parámetros de atenuación, entre otros, que cumplan con las condiciones de la inversión. Este conjunto de parámetros correspondiente a un modelo estructural del interior de la Tierra, permite generar teóricamente los datos comparativos como los sismogramas, las curvas de dispersión, los hodógrafos, que satisfagan las condiciones de similitud con los datos experimentales. La búsqueda se realiza con todos los valores de cada parámetro objeto de la inversión en una vecindad, a partir de la relación:

$$P_j + \sum_{i=1}^n \alpha_i \Delta P_{ji} \quad (1)$$

donde α_i es un número entero que varía según diferentes combinaciones hasta abarcar todo el rango de valores posibles del parámetro P_j , y ΔP_{ji} es el paso en que variará el parámetro que dependerá de las características de los perfiles de entrada, y su valor puede ser determinado de manera óptima a partir de los errores de los datos experimentales (Panza, 1981). Los puntos resultado de las combinaciones que sean comparados con resultados positivos, es decir, que los resultados teóricos (calculados) sean similares a los experimentales teniendo en cuenta el error de

medición de estos últimos, son escogidos y a ellos se les realiza el mismo procedimiento de variación hasta cubrir toda una región de puntos aceptados. Luego con el Método de Monte Carlo se buscan otros puntos que cumplan esta condición y estén fuera de la región anterior repitiendo este proceso hasta agotar todas las posibilidades. El Método de Monte Carlo es optimizado, a diferencia del tradicional, con un método de búsqueda que tiene en cuenta las soluciones anteriores, aunque sus soluciones tienen la ventaja de ser independientes del modelo de partida.

El resultado de este tipo de inversión lleva a obtener un conjunto de modelos de estructura interna de la Tierra cuyas correspondientes curvas de dispersión son similares a las experimentales. Si como punto de partida han sido utilizados en los modelos parámetros de valores conocidos (que se mantienen fijos durante la inversión) y son coherentes con toda la información geofísica existente, todos los modelos desde el punto de vista geofísico pueden ser considerados como válidos y equiprobables.

1.3 Métodos de selección de una solución única.

Cuando una inversión no-lineal es realizada para determinar una estructura 1-D y son obtenidas "n" soluciones equiprobables desde el punto de vista geofísico, es necesario el uso de nueva información u otros métodos, para determinar, en caso de ser necesario, un modelo óptimo, representativo y factible, a utilizar en interpretaciones de estructuras, fenómenos y la modelación de procesos como la generación y propagación de ondas sísmicas. La Figura 1.1 muestra un ejemplo de una inversión desarrollada a partir de una curva de dispersión experimental, con sus errores asociados, y en él se evidencian la diversidad de los modelos (V_s vs. profundidad), soluciones equiprobables del problema inverso y sus curvas de dispersión teóricas asociadas.

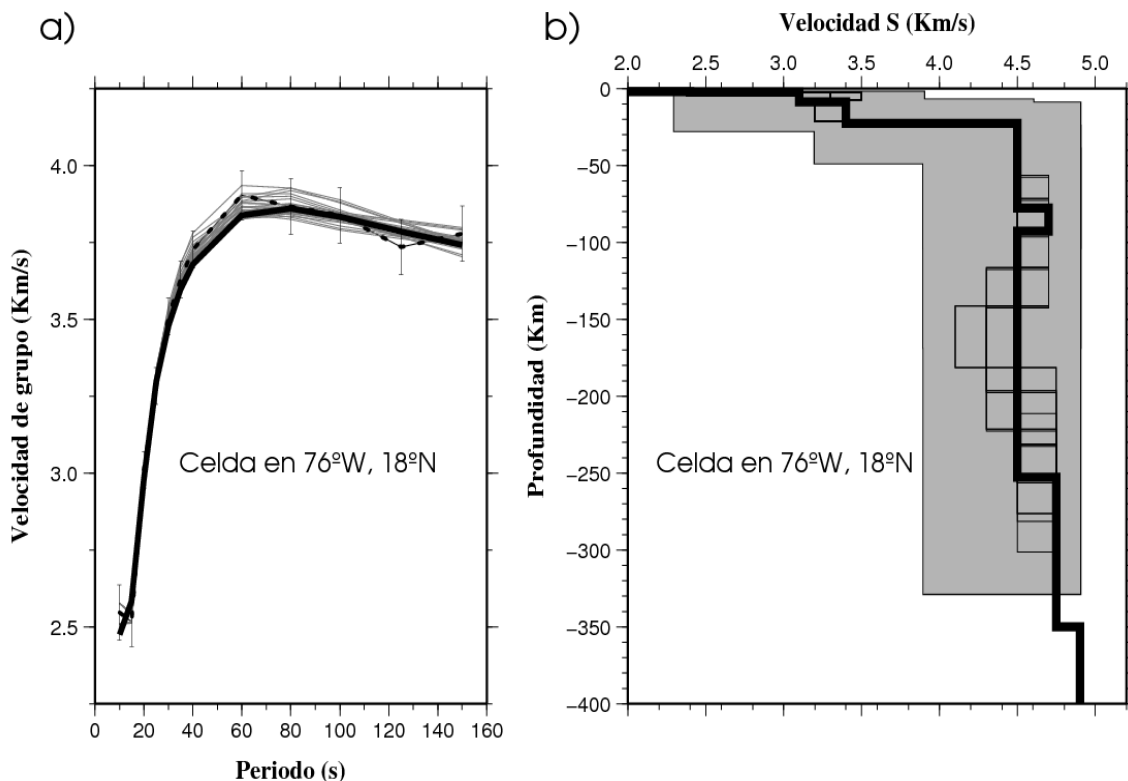


Figura 1.1. Ejemplo de modelos que son el resultado de la inversión no-lineal de una curva de dispersión con su error asociado para un modelo unidimensional. a) la línea discontinua representa la curva experimental y su error asociado (en barras verticales), las líneas finas son las soluciones coherentes con ella generadas a partir de los modelos teóricos, y la línea gruesa representa una solución escogida. b) modelos teóricos correspondientes a las curvas de dispersión de a), la línea gruesa se corresponde con el modelo escogido y el área sombreada es la región de búsqueda de las soluciones.

Varios han sido los métodos utilizados por los especialistas para la selección de un modelo óptimo en estos casos; a continuación son mencionados algunos de estos con algunas de sus potencialidades e inconvenientes.

Los métodos estadísticos han sido de los más utilizados para este fin; entre ellos se encuentra el que considera como óptimo el modelo que constituye la media de todas las soluciones (Shapiro y

Ritzwoller, 2002). Esta solución, que desde el punto estadístico es muy coherente, no es completamente aceptada porque el modelo que constituya la media de todos los modelos no necesariamente debe ser solución de la inversión y en caso de que así lo fuera, puede indicar un poder de resolutivez superior al real (Pontevivo, 2003), al representar capas y valores, resultado del procesamiento estadístico, que no son coherentes con la resolutivez de los datos experimentales.

Otra opción utilizada ha sido considerar el modelo cuya curva de dispersión correspondiente posee la menor media cuadrática (r.m.s.) de la diferencia entre la curva experimental y la calculada a partir de éste. Esta segunda opción tiene el inconveniente de que la solución a la que le corresponde el menor r.m.s. es la más afectada por posibles errores sistemáticos (Panza, 1981), lo que si bien hace que esta sea la solución cuyos datos calculados sean lo más próximos a los datos puntuales experimentales, su modelo asociado no necesariamente es el que más se aproxime al real, ni su curva en general la más próxima en todo un dominio coherente a la experimental.

Una forma alternativa de uso del r.m.s. (media cuadrática) entre el valor experimental y el teórico calculado a partir de una solución dada, y que evita la proyección de posibles errores sistemáticos (Panza, 1981), ha sido el considerar aquella solución cuyo r.m.s. sea el más cercano a la media de los r.m.s. (González, et al.2007). Este método, si bien es coherente con el poder de resolución de los datos experimentales, es una solución puramente matemática a un problema que tiene otras aristas y por ello, sólo se recomienda utilizarlo en aquellos casos en que no es posible agregar nueva información para la selección de un modelo óptimo.

Otros trabajos como el de Tarits et al. (1994), utilizan la estadística bayesiana para la selección de modelos representativos, a partir de resultados de procesos de inversión no-lineal. En este caso, es

posible adicionar nueva información a la hora de considerar determinadas funciones de distribución “a priori”. Esta consideración lo hace un método potencialmente superior a otros que utilizan sólo elementos de la estadística clásica pero aun así, no es posible incorporar al mismo otra información disponible de otras variables y campos potenciales, y la posible correlación entre modelos 1-D de estructuras en la Tierra que sean vecinas.

Como una forma de considerar nueva información que no pudo ser considerada en los modelos y/o parámetros de la inversión, Panza y Raykova (2007) utilizaron la distribución de la sismicidad y su liberación energética para precisar la frontera del Moho y con ello reducir el número de modelos que es coherente con esta información en una región determinada. Por su parte, González et al. (2012) utilizaron estos modelos como los modelos iniciales para la inversión conjunta de curvas de dispersión con funciones receptoras, para de esta forma reducir la incertidumbre de estos con la incorporación de nueva información. Ambas aplicaciones son aceptables y pueden reducir la incertidumbre de las soluciones encontradas; sin embargo, su aplicabilidad está limitada a aquellas áreas de sismicidad en el primero de los casos o donde se localizan estaciones sismológicas en el segundo.

Cuando una inversión no-lineal es realizada para varias estructuras unidimensionales que conforman una región determinada Ω , y los datos iniciales de la inversión (las curvas de dispersión experimentales) son tomados de una tomografía, es importante considerar que deben existir relaciones entre las capas adyacentes de las estructuras vecinas, si las divisiones en las regiones están referidas a coordenadas geográficas y no a supuestas estructuras internas similares por sus propiedades. Tal consideración es coherente con el hecho de pensar que los gradientes de los parámetros de las estructuras, en particular la velocidad, entre modelos vecinos no deberán ser muy elevados, lo que evita introducir las heterogeneidades que podrían resultar de una elección puntual

(considerando cada estructura individualmente). Los criterios de optimización desarrollados por Boyadzhiev et al. (2008) consisten en encontrar, para cada celda, la solución representativa para la que el gradiente lateral de un parámetro entre las celdas vecinas se reduzca al mínimo, lo que significa que la forma local o regional del campo físico tiene que ser suave. Esta condición no sólo es coherente con el origen de los datos de la inversión, a partir de mapas tomográficos, sino además, con la posibilidad de eliminar soluciones que desde el punto de vista matemático sean aceptables pero no así desde el punto de vista físico. Estos métodos desde el punto de vista físico, evitarían la introducción de discontinuidades innecesarias en los parámetros de las capas de celdas vecinas, y desde el punto de vista matemático, sería menor el efecto sobre las condiciones de frontera prefijadas en la solución de las ecuaciones, donde se consideraba el medio formado por capas lateralmente homogéneas e infinitas.

Dentro de los criterios de optimización desarrollados por Boyadzhiev et al. (2008), se encuentran:

1. El GFO (en inglés Global Flatness Optimization). Se individualiza la solución global óptima del problema inverso con respecto a un criterio de aplanado (flatness), es decir, se individualiza, para cada conjunto de soluciones en cada estructura unidimensional, la solución (de todas las combinaciones posibles) que permita un “tránsito más plano o de menor gradiente”, es decir que las variaciones verticales de velocidad de una celda a otra fueran las menores, entre todas las combinaciones posibles de las soluciones de todas las estructuras 1-D que cubren el dominio Ω .
2. El LSO (en inglés Local Smoothness Optimization). La solución óptima local del problema inverso se busca, celda por celda, teniendo en cuenta sólo los vecinos de la celda seleccionada y se fija la solución que minimiza el gradiente lateral del parámetro, por ejemplo la velocidad, entre sus vecinos. Se inicia con la búsqueda de la estructura inicial (la que posee mayor estabilidad en

sus soluciones) y desde ella se continúa hacia las vecinas del dominio estudiado Ω , siguiendo los criterios de suavidad local máxima, es decir, entre las células vecinas.

3. El GSO (en inglés Global Smoothness Optimization). Se basa en la idea de vecinos cercanos, extendidas a todo el dominio en estudio. El método consta de dos pasos: el primero consiste en extraer un subconjunto $\Gamma(\Omega)$ de Ω de tal manera que $\Gamma(\Omega)$, contenga todas las combinaciones globales con los componentes de vecinos cercanos a lo largo de toda una fila o columna; el segundo es reducir al mínimo el gradiente del parámetro lateral en subconjuntos contiguos entre $\Gamma(\Omega)$, siguiendo los criterios de máxima suavidad como en el caso del método LSO.

Los tres métodos, cada uno aplicado según las condiciones particulares de la región de estudio, han significado una solución interesante desde el punto de vista geofísico y matemático, sobre todo, para aquellas zonas y parámetros carentes de otro tipo de información que pudieran ayudar a la selección de un modelo óptimo (Pontevivo y Panza, 2006; Panza y Raykova, 2008 y González et al., 2011).

1.4 Método de inversión conjunta de ondas superficiales de Rayleigh y funciones receptoras.

La realización de una inversión en la que de forma simultánea sean considerados diferentes variables experimentales, es una vía práctica para la reducción de la incertidumbre en el conjunto de modelos soluciones de la inversión no lineal. Tradicionalmente se han realizado trabajos en los que se invierten de forma simultánea los valores de las curvas de dispersión de las velocidades de grupo y fase de las ondas superficiales (Pontevivo, 2003), aunque el caso de estas últimas ha estado muy limitado por la densidad de estaciones sismológicas en una región dada. Sin embargo, recientemente han sido desarrollados algoritmos para incorporar, a tales curvas de dispersión, nueva información proveniente, por ejemplo, de las funciones receptoras.

La función receptora es una serie temporal obtenida a partir del sismograma de un telesismo registrado por un receptor, en la cual se describen las reverberaciones de las ondas (P y S), al interactuar con las estructuras que se encuentran debajo del mismo. Su determinación se realiza a partir del cociente espectral de la componente vertical con las componentes horizontales del sismograma del evento registrado, lo que permitirá reconocer las conversiones de ondas P en S, al incidir éstas sobre las principales fronteras de las estructuras. Esto constituye una deconvolución de la señal de entrada al eliminar la contribución de la fuente y la trayectoria. La sensibilidad de estas funciones a los contrastes de velocidad de ondas de corte la han convertido en una herramienta importante para caracterizar las propiedades físicas del interior de la corteza y el manto superior en la Tierra.

Los primeros trabajos que emplearon las funciones receptoras fueron llevados a cabo en la década de los '70 por Langston (1977 y 1979), y con posterioridad en trabajos sistemáticos de Langston (1989), Owens, et al. (1984 y 1987), Mangino et al. (1993); Sheehan et al. (1995) y Julia et al. (1998). Estos trabajos han continuado hasta la actualidad en diferentes regiones del mundo implementándose los primeros estudios en Cuba con los trabajos de Moreno (2003).

Mientras las ondas superficiales de Rayleigh proporcionan una información valiosa sobre la velocidad absoluta de la onda S (V_s), pero son relativamente insensibles a fuertes contrastes de velocidad en el eje vertical, las funciones receptoras son sensibles a los contrastes de velocidad de las ondas S, que dan lugar a fases convertidas, aunque deja una importante disyuntiva entre la velocidad y la profundidad ante un cambio de impedancia (Ammon, 1990). Por tales razones, la combinación de ambos tipos de datos en una inversión conjunta minimiza los problemas de resolución asociados a cada conjunto de datos individualmente (Ozalaybey et al., 1997; Julià et al., 2000, 2003, 2005; Gök et al., 2008).

Entre los primeros trabajos que utilizan ambos conjuntos de datos están los desarrollados por Last et al. (1997) para estudios de la estructura de la corteza en el este de la Placa Africana. Sus trabajos consistieron en modelar, independientemente, cada conjunto de datos utilizando algoritmos de modelado directo (forward modelling) y posteriormente combinar los resultados para obtener estimados de la corteza que hayan satisfecho ambos conjuntos de datos independientemente.

Mientras tanto, Ozalaybey et al. (1997), modificó la técnica de inversión de Ammon et al. (1990), adicionando ecuaciones que relacionaban el análisis de la dispersión con los parámetros del modelo en estudio por las funciones receptoras. Sus resultados tuvieron éxito a la hora de distinguir entre varios modelos que fueran posibles soluciones para las funciones receptoras, aquel que satisfacía ambos conjuntos de datos, con el uso de sólo unos pocos valores experimentales de dispersión. Posteriormente Du y Foulger (1999), utilizaron la idea de Ozalaybey et al. (1997) para invertir toda la curva de dispersión obteniendo modelos que eran coherentes con ambos conjuntos de datos experimentales. Una extensión de estos trabajos fue desarrollada posteriormente por Julià et al. (2000), que no sólo logró combinar ambos conjuntos de datos sino formalizar un algoritmo de inversión que permite hacer un balance entre la influencia relativa de ambos conjuntos de datos durante la inversión.

Esta última versión de algoritmos para la inversión conjunta ha sido la más utilizada en la última década, sin embargo, sus algoritmos son una linearización de un problema inverso no-lineal y sus resultados dependientes del modelo inicial utilizado. Para minimizar estos efectos, en González et al. (2012) se utilizaron como modelos iniciales, los modelos que resultaron soluciones independientes de la inversión completamente no-lineal hecha sólo con curvas de dispersión y el uso del método Hedgehog (Valyus, 1968). Para hacer una parametrización óptima de los modelos de entrada y evitar el sobre muestreo de las estructuras o el no evidenciar elementos en las mismas que es

posible revelar con estos datos, en González et al. (2012), se utilizaron los valores de las correspondientes derivadas parciales y su coherencia con los datos experimentales según las formulaciones de Panza (1981). Los modelos resultantes de su inversión, al final igual número que los de entrada, demostraron sin embargo una menor incertidumbre con relación a los modelos iniciales. Este procedimiento además, permitió la caracterización de estructuras más profundas, con un mayor detalle, sobre la base de una mayor información "a priori" de las estructuras en superficie (Chimera et al., 2003, Pontevivo y Panza, 2006). Sin embargo, la generalización de este método a toda la región del Caribe está limitada a la ausencia de estaciones sismológicas en la mayor parte de la misma.

CAPITULO 2

2. TOMOGRAFÍA SÍSMICA E INVERSIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES DE RAYLEIGH. LA DETERMINACIÓN DE SOLUCIONES ÓPTIMAS.

El conocimiento actual de los métodos para la determinación de propiedades físicas del sistema litosfera–astenosfera, a partir del análisis de la dispersión de ondas superficiales de Rayleigh en una región, revela la factibilidad de su aplicación en determinadas zonas geográficas. Tal aplicación, requerirá de la creación de un esquema de trabajo específico, de forma tal que sea coherente con la información existente y las características geólogo-geofísicas de la región.

Del análisis de la dispersión de ondas superficiales, tanto en trayectorias epicentro-estación como entre dos estaciones, o una combinación de éstas, es posible realizar un estudio tomográfico para caracterizar la propagación de estas ondas en una región dada. El punto de partida para la realización de una tomografía de estas ondas con el empleo de señales epicentro-estación, es decir, donde no se emplee el análisis de la dispersión entre dos estaciones por sus niveles de ruido, son los catálogos y los sismogramas de los terremotos existentes en la región de estudio y sus áreas limítrofes. Con las señales de los terremotos o las derivadas del análisis del ruido, se realiza el análisis en tiempo y frecuencia para determinar las curvas de dispersión, y a partir de estas, el estudio tomográfico para hacer una valoración del comportamiento de las ondas superficiales en la misma. Este estudio brindaría además, los datos experimentales para la realización de la inversión, a partir de la cual se obtendrían los modelos de velocidades de ondas S.

Dada la no-linealidad de este problema inverso, es muy probable obtener varios modelos coherentes con las curvas de dispersión y la información geólogo-geofísica existente, por este motivo, y fundamentalmente para la realización de las interpretaciones y modelaciones necesarias, se hará

necesaria la selección de un modelo óptimo a escala regional o local para lo cual será necesario el empleo de otras herramientas y/o información. La Figura 2.1 resume un esquema de trabajo que es posible aplicar para una región como el Caribe (a nivel regional 3-D) y Cuba (a nivel local 1D), a partir del cual es posible determinar algunas de las propiedades físicas del interior de la Tierra en esta región, en particular la velocidad de propagación de las ondas S.

2.1 Tomografía de ondas superficiales.

La realización de una tomografía de ondas superficiales en una región determinada, no sólo permite un conocimiento general de la misma, sino que sirve de información básica para conocer detalles de las propiedades físicas de la estructura en la región objeto de análisis y con ello determinar otros parámetros de modelos dependientes del comportamiento de la dispersión de las ondas como sus velocidades, espesores y densidad. Sin embargo, su realización es dependiente de la existencia en la región de estudio de una densidad y distribución adecuada de trayectorias epicentro-estación o estación-estación según el método escogido; por esta razón, muchas zonas han carecido de este tipo de estudio o los existentes han dependido de la ubicación de estaciones y/o epicentros en la misma y su resolutivez varía de una región a otra.

2.1.1 Selección y análisis de los datos experimentales.

La selección inicial de los datos para una tomografía de ondas superficiales utilizando señales epicentro-estación, la más adecuada para regiones como el Caribe donde la densidad de estaciones es aún baja, parte del catálogo de eventos sísmicos. En el catálogo escogido se seleccionan aquellos terremotos, que por sus características y localización, pudieron haber generado este tipo de ondas (superficiales) registradas, en las frecuencias de estudio, con claridad en estaciones sismológicas para las que las trayectorias epicentro-estación, tuvieran su mayor parte contenida dentro de la región de estudio. Por lo general, para este tipo de estudios regionales, son utilizados

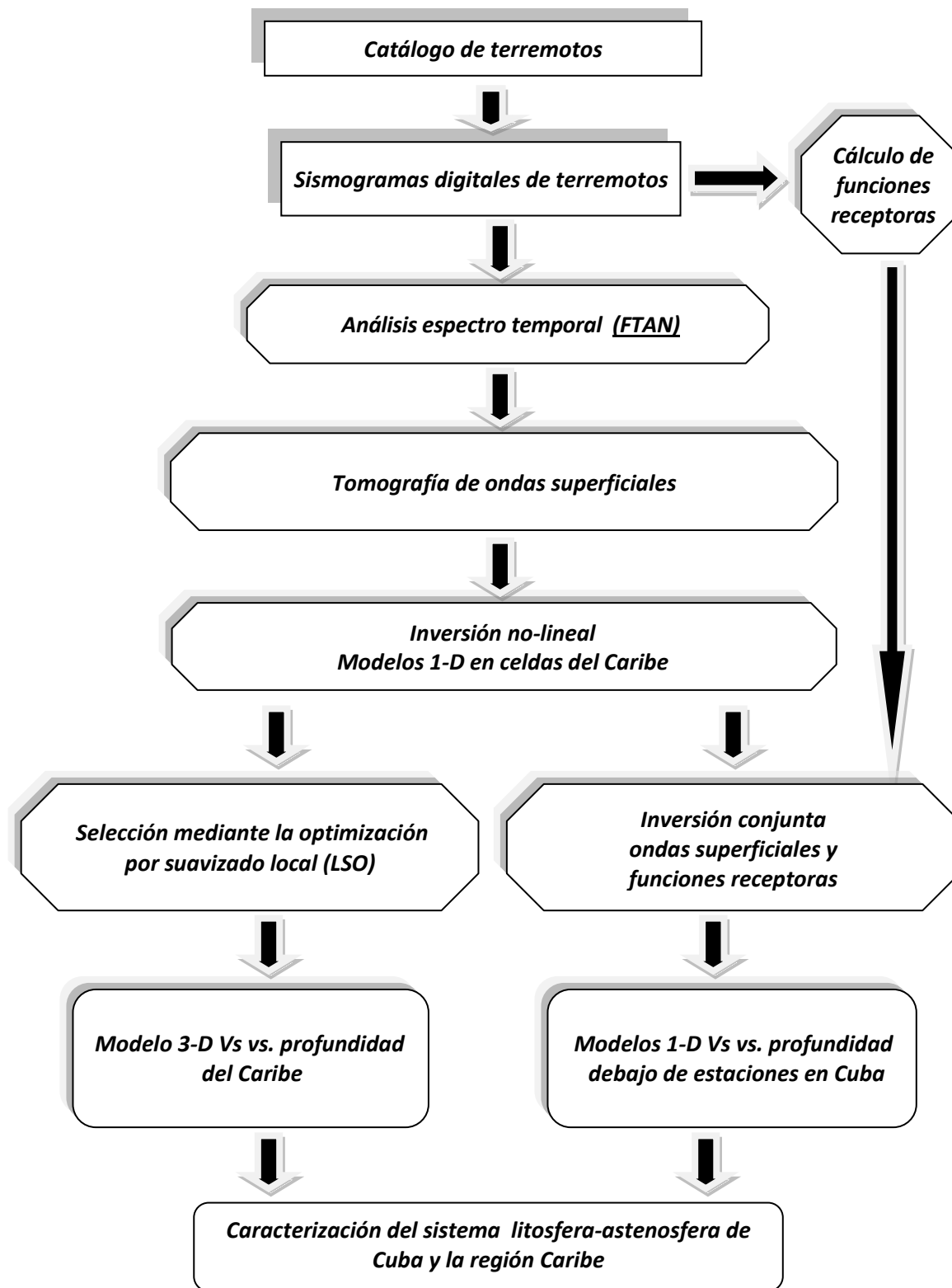


Figura 2.1. Esquema que resume las diferentes etapas de trabajo.

los catálogos locales (los más próximos a las regiones epicentrales), regionales (en caso de existir) y de bancos internacionales de datos, como el caso del Centro Internacional de Sismología (ISC) en el Reino Unido y el Centro Nacional de Terremotos (NEIC) del Servicio Geológico de los Estados Unidos.

Los criterios para la selección de los eventos sísmicos que posean señales útiles para estos trabajos, deben estar dirigidos a buscar no sólo la evidencia de este tipo de ondas en los registros sino además, una adecuada relación señal ruido en las frecuencias en las que se desea realizar el estudio. Tales frecuencias estarán en correspondencia con la profundidad de las estructuras que se desean estudiar y en su límite inferior, por lo general, dependen de las potencialidades de registro de las estaciones empleadas. Para estudios regionales (en una región de dimensiones como el Caribe), los parámetros hipocentrales generalmente se escogen bajo los siguientes criterios:

1. Profundidades menores de 75 km: para que sean capaces de generar con suficiente claridad este tipo de ondas superficiales.
2. Con magnitudes, M_w , M_s , M_b o similares, mayores que 5: para garantizar que las trayectorias atraviesen la región de estudio y sus señales sean registradas con suficiente claridad en un rango de distancia (epicentro–estación) entre los 500-3000 km. Se debe tener en cuenta además, los posibles efectos de fuente finita.
3. Ubicados a $\pm 10^\circ$ de latitud y longitud del área objeto de estudio: en aras de que sus trayectorias epicentro-estación transiten por la región de estudio, dado que trayectorias con altos porcentos de recorrido fuera del área de estudio atentan contra la resolución dentro de la misma.

Estos criterios y la selección posterior de las señales, tienen el objetivo de lograr que en las mismas sea posible visualizar, con la mayor claridad posible, las ondas superficiales. La resolución de un estudio tomográfico dependerá además, de que sus trayectorias se distribuyan de manera homogénea por toda la región, en cuanto a su densidad y direccionalidad, para garantizar así que la tomografía constituya un aporte superior al que significan las trayectorias por si solas.

Las señales registradas a una frecuencia de muestreo superior a la necesaria y con contenidos de información en tiempo y frecuencia, que no son necesarios para este tipo de trabajo y que entorpecen su procesamiento, deberán ser decimadas, cortadas y filtradas antes de ser sometidas al análisis en tiempo y frecuencia para determinar en ellas la curva de dispersión. Por lo general, este último análisis se realiza con el método de filtrado en tiempo y frecuencia descrito por Dziewonski et al., 1969 utilizado en códigos como el FTAN, en inglés Frequency Time Analysis (Levshin et al. 1972, 1992), aunque existen otras técnicas similares incluidas en paquetes de programas que se utilizan para este fin como los de Goldstein (1999) y Herrmann (2002). Estas técnicas muestran una representación 2-D de los valores de la amplitud espectral instantánea como función de la frecuencia y la velocidad. La amplitud espectral, cuyos valores máximos coincidirán con los valores de la curva de dispersión de la velocidad de grupo, es calculada desde el sismograma original con el empleo de un filtro gaussiano pasa-banda deslizante, evaluado en las frecuencias centrales y con la resolutivez ajustada a las características que el mismo requiere. Un ejemplo de este análisis con el programa FTAN (Levshin et al. 1972, 1992) es mostrado en la Figura 2.2.

El error de la determinación experimental de las curvas de dispersión, puede ser determinado a partir de un análisis estadístico de las diferencias entre las velocidades de grupo en varios conjuntos de trayectorias, donde se asume que cada conjunto debe tener una curva de dispersión similar y

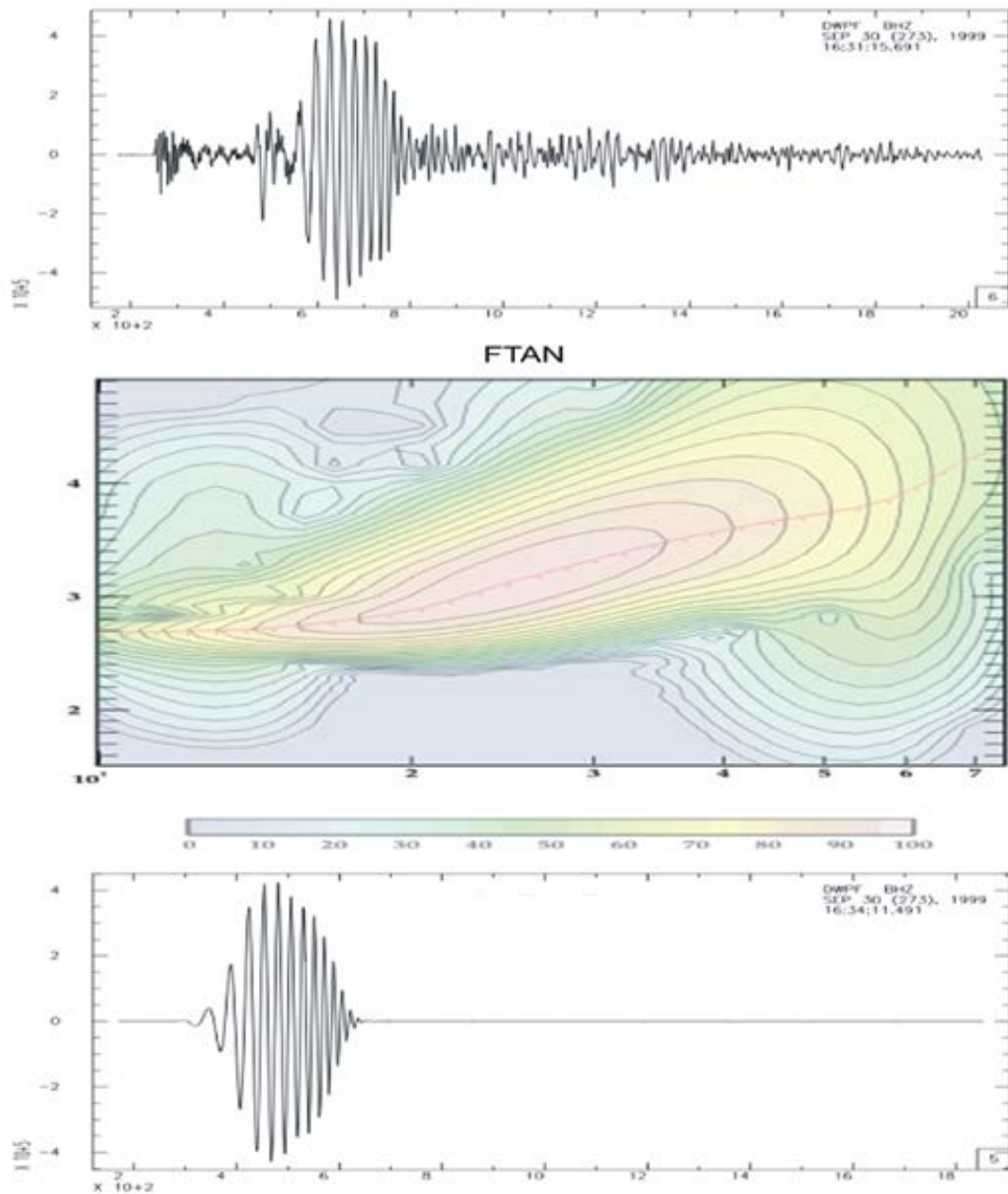


Figura 2.2. Ejemplo de procesamiento FTAN para la determinación de la curva de dispersión. Sismograma original (arriba), mapa FTAN (centro) con la correspondiente curva de dispersión (en rojo) y sismograma filtrado (abajo) después del procesamiento que evidencia las ondas superficiales aisladas del resto de la señal.

para ello se considera que, la estación de cada conjunto debe ser la misma y las distancias entre los epicentros debe ser la mínima, la que para una región como el Caribe debe ser inferior a los 0.3° .

2.1.2 Tomografía de ondas superficiales de Rayleigh.

Los procedimientos más comunes para la realización de estudios tomográficos de ondas superficiales de Rayleigh han sido descritos por Ditmar y Yanovskaya (1987), Yanovskaya y Ditmar (1990), Wu y Levshin (1994), y Yanovskaya (1997). Sus códigos utilizan como datos de entrada los valores puntuales de las curvas de dispersión de la velocidad de grupo de las ondas superficiales de Rayleigh, para cada trayectoria epicentro-estación, en las frecuencias de estudio a diferentes intervalos.

Los mapas tomográficos de ondas superficiales son calculados para cada frecuencia (o periodo T) en particular, por lo que el número de mapas a obtener estará en dependencia de las frecuencias escogidas para el estudio. De esta forma, en términos generales y como se describe en Pontevivo (2003), el problema de determinar los valores de velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh en el espacio 3-D (x, y, T) donde x es la latitud, y la longitud y T el periodo, es reducido a la dimensión 2-D (x, y) determinando los valores para cada periodo. La solución al problema de determinación de los mapas tomográficos está formulada en el marco de la teoría del rayo de Yanovskaya y Ditmar (1990), al asumir que las ondas superficiales se propagan a lo largo de trayectorias lineales.

Para estos casos se asume que la diferencia entre los tiempos de recorrido calculado y medido experimentalmente en su trayectoria, se puede representar como una funcional sobre la trayectoria a partir de una velocidad inicial aproximada. La formulación linearizada de esta consideración sería:

$$\Delta t_i = - \int_{L_{oi}} \frac{\Delta V(r)}{V_0^2(r)} dr$$

Donde $V_0(r)$ es una velocidad inicial aproximada; $\Delta V(r) = V(r) - V_0(r)$; L_{oi} es la trayectoria que será una línea recta para los estudios en los que la dimensión de la región permita que se considere la Tierra plana o un arco de círculo en los casos en que deba considerarse como una esfera. Denotando a $m(r) = - \Delta V(r)/V_0$ y reemplazando la integral en la ecuación anterior por una sobre toda el área de estudio Ω se tendría que:

$$\Delta t_i = \iint_{\Omega} G_i(r)m(r)d(r)$$

Donde $G_i(r)$ es una función que es singular en el rayo i y desaparece fuera de éste. Es importante considerar que el tiempo de recorrido sobre una trayectoria determinada debe estar dado por una integral sobre un área que incluye la línea de la trayectoria y no sobre una línea (no acotada) infinitamente fina. De esta forma la diferencia de tiempo o el tiempo residual pueden expresarse con el uso de una función $\tilde{G}_i(r)$ que es acotada y diferente de cero en una vecindad de la trayectoria. Si se considera en Ω las coordenadas "s" a lo largo del rayo y "n" normal a esta, y determinando a la región $N(s)$ a lo largo de "n" donde $\tilde{G}_i(r)$ es diferente de cero, es posible escribir la integral anterior como:

$$\Delta t_i = \int_{L_{oi}} ds \int_{N(s)} \tilde{G}_i(n, s)m(n, s)dn = \int_{L_{oi}} \bar{m}_i(s) \frac{ds}{V_0} = \iint_{\Omega} \bar{m}_i(r) G_i(r)dr$$

Donde
$$\bar{m}_i(r) = V_0 \int_{N(s)} \tilde{G}_i(n, s)m(n, s)dn$$

no es un valor local de m en el punto r , sino un promedio a lo largo de la dirección perpendicular al rayo en ese punto.

Al considerar que la velocidad varía suavemente y sin cambios excesivamente bruscos, el error en que se incurre al asumir esta nueva formulación no será excesivo y puede ser considerado aleatorio, de esta forma los tiempos residuales se relacionarán con el modelo deseado por la relación:

$$\Delta t_i = \iint_{\Omega} G_i(r)m(r)d(r) + \varepsilon_i$$

Y el problema de encontrar la función desconocida $m(r)$ se reduciría a minimizar la relación:

$$\sum_i \left(\Delta t_i - \iint_{\Omega} G_i(r)m(r)d(r) \right)^2$$

La solución de este problema no es única por lo que será necesario imponer nuevas condiciones en aras de lograr una solución coherente, de ahí que la naturaleza de las soluciones dependerá de estas nuevas condiciones.

El método de Backus-Gilbert, para este caso, impone como condición a las funciones $m(r)$ a determinar, el que tengan una norma mínima que en el caso 2-D significa minimizar la integral del cuadrado del gradiente de $m(r)$. De esta forma el problema se convertiría en minimizar el funcional:

$$\sum_i \left(\Delta t_i - \iint_{\Omega} G_i(r)m(r)d(r) \right)^2 + \varphi \iint_{\Omega} |\Delta m(r)|^2 dr$$

Donde φ sería el llamado parámetro de regularización el cual controla la variación de los valores de los datos iniciales sobre el mapa final. De manera práctica, tal valor puede ser determinado por el método de prueba y error, y se recomienda que sea fijado de forma tal, que el rango de velocidades

del mapa tomográfico final sea comparable con el rango de velocidades de los datos experimentales en el mismo periodo.

Finalmente para la minimización éste funcional en Ditmar y Yanovskaya (1987) y en Yanovskaya y Ditmar (1990), se demuestra que el problema se reduce a la solución de la ecuación de Poisson:

$$\nabla^2 m(r) = \sum_i \lambda_i G_i(r)$$

El método para la estimación de la resolución lateral α aparece descrito en Ditmar y Yanovskaya (1987), y la misma está determinada por la densidad (por unidad de área) de trayectorias epicentro estación. Por lo general, debido a las dificultades para determinar las curvas de dispersión en todos los sismogramas, para toda la gama de frecuencias, esta resolución varía de una frecuencia a otra, resultando que los valores extremos de las frecuencias de estudio son los que menor resolución presentan. Este efecto viene dado por lo complicado que a veces resulta calcular la curva de dispersión en las altas frecuencias (González et al., 2007 y 2011) y a las limitaciones instrumentales en las frecuencias más bajas. Los valores de los mapas de resolución lateral varían dentro de la región de estudio, en función de la densidad de trayectorias usadas; los menores valores indican zonas de alta resolución con una mayor densidad de trayectorias y en ellas es posible realizar estudios más detallados. El valor mínimo que envuelva homogéneamente toda la región, indica la mayor resolución que es posible utilizar en la misma, por lo que estos mapas condicionan el detalle (la escala) del estudio a realizar en una región.

La resolución en estiramiento (stretching en inglés) ϵ , es un reflejo de la orientación adecuada de las trayectorias, y una metodología para su determinación está descrito en Yanovskaya (1997). Según esta metodología, pequeños valores de ϵ ($\epsilon \leq 0.5$) indican que las soluciones obtenidas son localmente suavizadas sobre toda el área en la misma medida y en todas las direcciones. Grandes

valores de ϵ ($\epsilon > 1$) indican que existe una orientación preferencial de las trayectorias, y por esta razón los estudios tomográficos no proveen más información sobre el área que la original de los datos experimentales, es decir, las curvas de dispersión por trayectorias.

Los resultados de los mapas tomográficos se representan como el porcentaje de desviación de las velocidades de las ondas superficiales de Rayleigh, calculadas con relación a una velocidad media para cada periodo en el área de estudio, y los valores presentados estarán definidos por la fórmula:

$$\left(\frac{dV(x, y)}{V(x, y)} \right)_T = \left(\frac{V_{media} - V(x, y)}{V(x, y)} \right)_T$$

donde $V(x,y)$ es la velocidad calculada por la tomografía en el punto (x,y) y V_{media} , la media para el área de estudio en el periodo T .

2.1.3 Zonación según el comportamiento de la dispersión de ondas superficiales de Rayleigh.

El conjunto de mapas obtenidos, uno para cada frecuencia de trabajo, resulta en ocasiones difícil de interpretar, pues los análisis coherentes de los mismos implican casi siempre una interpretación simultánea de ellos. Sin embargo, dado el hecho de que a cada celda o posición geográfica le correspondería una curva de dispersión, una forma práctica para facilitar la interpretación de varios mapas referidos a una función de una variable, es su zonificación por curvas similares, lo que permitiría delimitar zonas donde la dispersión de ondas superficiales sea similar para los periodos estudiados. Para ello, se discretiza la región de estudio en celdas de igual tamaño condicionadas por el valor de α y de todas ellas son escogidas aquellas incluidas en el área cuya resolución lateral, resultado de los estudios tomográficos, sea la propuesta para el estudio, y en las que la resolución ϵ sea adecuada.

A cada una de estas celdas se le asocia una curva o función formada por el valor de la velocidad de grupo correspondiente a ella en el conjunto de los mapas y la frecuencia correspondiente a cada mapa. Para delimitar las regiones de similares características en su dispersión y asociar este comportamiento con el de estructuras geológicas típicas, bastaría agrupar tales funciones bajo ciertos criterios de similitud y valorar qué zonas son las que ellas determinan espacialmente.

Para realizar este agrupamiento de curvas de dispersión, se utiliza una extensión de los algoritmos lógico-combinatorios no supervisados incluidos en el sistema Prognosis (Ruiz et al., 1992; Pico, 1999), cuyas principales características son las siguientes:

Sea O_j el objeto (celda) correspondiente a la celda j . La velocidad de grupo correspondiente a dicha celda para un periodo dado t , será descrito entonces, por la variable $x_t(O_j)$, (p.ej. $t=10, 15, 20, \dots, 40$).

Se define a C_t , como el criterio de comparación entre dos objetos para la variable x_t como:

$$C_t[x_t(O_i), x_t(O_j)] = \begin{cases} 1 & \text{if } |x_t(O_i) - x_t(O_j)| \leq \varepsilon_t \\ 0 & \text{en cualquier otro caso} \end{cases}$$

Donde " ε_t " es la diferencia permitida entre los valores de la variable para un periodo t y es coherente seleccionarla asociada al error experimental de las curvas de dispersión para cada periodo.

Sea $S(O_i, O_j)$ la función de similitud entre los objetos O_i y O_j ,

$$S(O_i, O_j) = \frac{\sum_{t=1}^n p_t \cdot C_t[x_t(O_i), x_t(O_j)]}{\sum_{t=1}^n p_t}$$

entonces, se dice que estos dos objetos son β_0 -similares, si y solo si, $S(O_i, O_j) \geq \beta_0$, donde β_0 , es el nivel de clasificación y oscila entre 0 y 1; n es el número de variables consideradas y p_t es el peso informativo de la variable t que puede variar entre 0 y 1.

Bajo estas condiciones, un objeto pertenece a un conjunto compacto, si el más β_0 -similar pertenece a este conjunto también, o si este es el más similar a otro objeto que pertenece al conjunto.

Este procedimiento comienza fijando un nivel de β_0 , y se determina el correspondiente conjunto β_0 compacto. A partir de éste, se realizan varios procesos interactivos utilizando los procedimientos descritos por Pico (1999).

Este procedimiento de clasificación no implica necesariamente que las regiones delimitadas tengan la misma estructura en sus parámetros físicos, sino solamente que sus parámetros dispersivos son similares en estas frecuencias. No obstante, sus estructuras pueden ser muy parecidas a cierto intervalo de profundidad y, en muchas ocasiones, es posible clasificar el tipo de corteza presente en la zona delimitada a partir de su tipificación por las curvas de dispersión presentes en la misma. Para determinar los parámetros físicos de las zonas determinadas por la clasificación de las curvas de dispersión, es muchas veces necesario realizar subdivisiones en ellas coherentes con otra información geólogo-geofísica conocida sobre las zonas delimitadas, pues ésta clasificación sólo indica que tendrán similar comportamiento en cuanto a su dispersión en los periodos de estudio.

2.2 Inversión no-lineal con el método "Hedgehog".

Las curvas de dispersión de la velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh determinadas por zonas en los mapas tomográficos a diferentes periodos, pueden constituir los datos experimentales de entrada para un proceso de inversión no-lineal, que permite determinar, a partir de las mismas, modelos 1-D de velocidad de ondas S vs. profundidad. Durante la inversión de estas curvas, referidas a trayectorias, zonas o celdas, la resolutivez lateral de los valores de dispersión determinados por la densidad y orientación de las trayectorias, es mejorada en profundidad, a partir

del uso de valores conocidos, obtenidos de estudios previos geólogo-geofísicos de las capas sedimentarias y de la corteza superior (Chimera et al., 2003, Pontevivo y Panza, 2006). Para un estudio regional, donde el rango de frecuencias de estudio no debería incluir las altas frecuencias, los valores correspondientes a los parámetros que describen las capas sedimentarias y, en algunos casos, llegando hasta la corteza superior, son fijados de acuerdo con la información geólogo-geofísica "a priori" de estudios locales o regionales. En aquellas celdas donde ésta información es poco detallada o ausente es recomendado utilizar los datos de modelos globales de la corteza como los de Mooney et al. (1998), de las capas sedimentarias de Laske y Masters (1997) y batimétricos de Smith y Sandwell (1997).

La profundidad a invertir de las capas, estará dada por la resolutivez de los valores de las curvas de dispersión en las frecuencias de estudio. Esta profundidad puede ser determinada a partir del cálculo de las derivadas parciales de los parámetros dispersivos, velocidad de grupo o fase, con respecto a los parámetros a invertir, por lo general profundidad y velocidad de ondas S, a diferentes frecuencias. Un ejemplo del cálculo de las derivadas parciales para estructuras y parámetros dispersivos disponibles en el Caribe, se muestra en la Figura 2.3, calculadas a diferentes valores de periodo, donde se evidencia que existe sensibilidad de los modelos hasta 350 km de profundidad para los 150 s de periodo.

Para los valores correspondientes a los parámetros de las capas más profundas, que se fijan en el modelo y no son objeto de inversión, es recomendable utilizar también resultados de estudios locales y regionales, y en su ausencia, modelos globales como los de Du et al. (1998), y Montagner y Kennett (1996).

Los valores que se fijan antes de la inversión, a partir de la información existente "a priori", no varían durante la misma por lo que los modelos resultantes serán siempre coherentes con esta, y casi siempre equiprobables.

Siempre que estén disponibles, es también posible adicionar información de análisis tomográficos de estudios en regiones mayores que incluyan al área de estudio en frecuencias inferiores a las que son estudiadas, los que serán siempre más precisos que asumir modelos globales para las estructuras profundas. Esta inserción de datos debe incluir el mismo análisis de resolutivez hecho a los datos originales, en aras de garantizar una coherencia en los resultados (González et al., 2011).

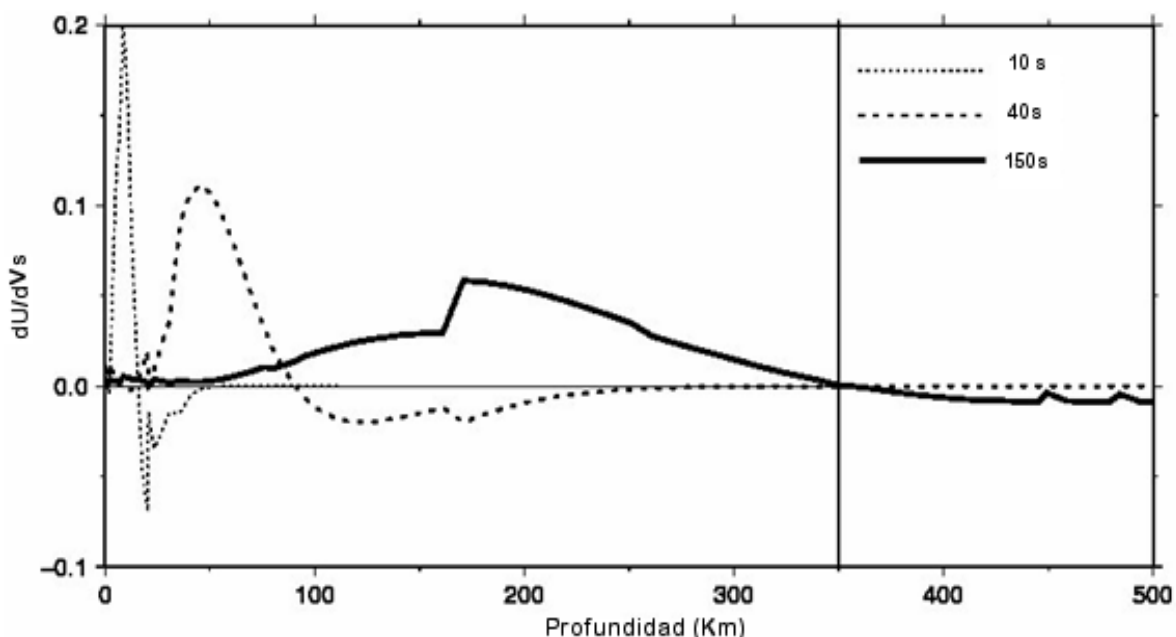


Figura 2.3. Ejemplo de derivadas parciales de velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh con respecto a la velocidad de las ondas S en función de la profundidad en los periodos 10 s, 40 s y 150 s.

Los errores experimentales asociados a la inversión, que son determinantes en la resolutivez de los datos en el espacio de los posibles modelos teóricos resultantes de la inversión, pueden ser seleccionados a partir de los mapas tomográficos, de la medición de la velocidad de grupo con el

método FTAN o de una combinación de estos. Sin embargo, durante la inclusión de trayectorias más largas, es recomendable valorar el hecho de no tomar valores de errores inferiores a los de las trayectorias dentro de la región de estudio.

Los parámetros a invertir para cada una de las capas son, por lo general, su espesor y la velocidad de ondas S, dada su particular sensibilidad a los valores de las curvas de dispersión de ondas superficiales de Rayleigh. Dada la baja sensibilidad de los datos experimentales a las variaciones de la velocidad de las ondas P en las profundidades invertidas para estudios regionales, los valores de esta, utilizados en los modelos teóricos, pueden ser calculados a partir de la velocidad de las ondas S por la relación $V_p/V_s = \sqrt{3}$ (correspondiente a sólidos Poissonianos). De manera similar, la densidad puede ser fijada en cada capa a partir de la relación de Nafe y Drake (Grant y West, 1965; Fowler, 1995), dada su relativamente baja influencia en los resultados finales (Panza, 1981).

La inversión es realizada con el uso del método Hedgehog (Valyus, 1968) en su exploración de Monte Carlo, optimizada con el empleo de un método guiado que recuerda los resultados de intentos previos. Durante la misma, se realiza una búsqueda en su forma completamente no-lineal de modelos de velocidades de ondas S vs profundidad (varios miles para cada celda) cuyas curvas calculadas sean coherentes con las curvas de dispersión experimentales. Como soluciones de la inversión (Biswas y Knopoff, 1974; Panza, 1981) son considerados aquellos modelos para los cuales, en cada periodo, la diferencia entre los valores experimentales y los calculados para cada modelo sea menor que el error experimental de medición en ese periodo, y el valor del r.m.s. de las diferencias a lo largo de toda la curva de dispersión, sea menor que un 60% del promedio del error experimental. El r.m.s. es calculado según la fórmula:

$$r. m. s. = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2}$$

donde N es el número de valores de la curva de dispersión experimental y x la diferencia entre los valores experimentales y los calculados para cada periodo.

El resultado de este procedimiento proporciona un conjunto de modelos que conserva toda la información "a priori", utilizada para limitar los parámetros a invertir, estando en consonancia con la información geólogo-geofísica existente. Por lo tanto, los mismos resultan soluciones equiprobables para el área de estudio en función de la información previa existente.

La diferencia entre dos modelos diferentes dependerá de la parametrización de los datos de entrada, que está determinada por la variación de un paso adecuado ΔP_i de cada parámetro a invertir, en este caso la velocidad de ondas S y el espesor de las capas. De esta forma ΔP_i es una medida de la incertidumbre (resolución) de cada parámetro invertido e implica que una solución de la inversión difiere de otras en al menos $\pm \Delta P_i$ para al menos un parámetro P_i . Para la determinación de un ΔP_i adecuado, se deben tener en cuenta la resolutivez de los datos experimentales y su error asociado, y se calcula a partir del procedimiento descrito por Panza (1981), basado en la determinación analítica de las derivadas parciales de los parámetros dispersivos con respecto a los parámetros estructurales del modelo a invertir.

2.2.1 Resolutivez de los datos experimentales

Cuando se realiza una inversión no lineal, a partir de observaciones geofísicas que tienen un determinado error experimental, es posible notar que pequeñas variaciones en la solución de la inversión continúan siendo soluciones del problema inverso, lo que en ocasiones puede llevar a

infinitas soluciones del problema. Sin embargo, grandes variaciones en los parámetros de los modelos, podrían llevar a que detalles importantes del perfil en estudio, que es posible determinar con los datos, no sean posibles soluciones o no aparezcan en éstas. La idea de la variación de los parámetros de los modelos controlada por la incertidumbre de los datos experimentales (Panza, 1981), ofrece un camino interesante, si se tiene en cuenta que sólo se consideran dos soluciones aceptables, si la diferencia mínima entre dos valores de un parámetro de las mismas está en correspondencia con la varianza de los datos experimentales.

Esta idea se demuestra en el siguiente ejemplo para la inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales, pero es extrapolable a otras variables que pudieran ser sometidas a una inversión.

Se supone sea:

$T_i = 2\pi/\omega_i$ el i -ésimo periodo (ω_i i -ésima frecuencia) para el cual se tiene la curva de dispersión en forma discreta.

$U(T_i)$ la velocidad de grupo correspondiente al i -ésimo periodo.

N el total de datos experimentales.

σ_U la variación, o el error de los datos experimentales (en este caso velocidad de grupo).

$\frac{\partial U(T_i)}{\partial P_j}$ las derivadas parciales de la velocidad de grupo por los parámetros P_j a invertir, por

ejemplo, velocidades de ondas P y/o S, espesores de capas y parámetros de atenuación.

Si el parámetro P_j varía por un valor δP_j de su valor inicial y el resto de los parámetros permanecen constantes, el error medio cuadrático entre el modelo teórico y el resultante de esta variación será:

$$\left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial U(T_i)}{\partial P_j} \right)^2 \right]^{1/2} \delta P_j \quad 2.1$$

Este resultado será comparable con el valor de σ_U lo que permitirá tener una idea de cómo varían los resultados en dependencia de los parámetros de entrada. De ser válida tal comparación, es decir que los valores sean al menos aproximados, es posible determinar el valor del paso del parámetro P_j a partir de los elementos de la diagonal de las matrices del error para el modelo por la expresión (Panza,1981)

$$\left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial U(T_i)}{\partial P_j} \right)^2 \sigma_U(T_i)^{-2} \right]^{-1/2} \quad 2.2$$

que son los interceptos del elipsoide solución con el eje del parámetro P_j objeto de análisis.

Los valores de la fórmula 2.2, son las desviaciones estándar en los parámetros P_j para los casos en los que se fijan los demás parámetros P_i ($i \neq j$) y da una información aproximada de la resolutivez con que los datos determinan los parámetros P_j . Teniendo en cuenta el problema de la búsqueda de los datos más adecuados para la determinación de un parámetro determinado del modelo, si bien es cierto que la inclusión de demasiados datos es perjudicial para el problema de optimización de la resolución (Panza, 1981), el problema de encontrar el subconjunto apropiado de datos, se puede abordar mediante el rechazo de aquellos que hacen las mayores contribuciones a la estimación de 2.2. En este sentido, Panza (1981) sugirió que la resolución máxima para un modelo de parámetro dado P_j se consigue manteniendo sólo los valores de $U(T_i)$ que satisfacen la condición:

$$\text{Min} \left[\left(\frac{\partial U(T_i)}{\partial P_j} \right)^{-1} \cdot \sigma(T_i) \right] \quad 2.3$$

Este criterio es válido sólo si todos los parámetros, excepto el dato seleccionado, se mantienen fijos y conocidos durante la exploración para determinar el valor óptimo del parámetro. Sin embargo, como ninguno de los parámetros es conocido, hay que tener en cuenta el hecho de que las curvas de las derivadas parciales, a menudo tienen grandes valores alejados de los picos de los diferentes parámetros (están correlacionados). En este caso, la variación de los valores de velocidades de fase con respecto a un parámetro en la vecindad, por ejemplo, de un pico en la curva derivada parcial, influye en el valor de la variación de la velocidad de fase en la vecindad de la derivada parcial con respecto al otro parámetro. Así, los dos parámetros no son independientes, la resolución de cada uno es menor que los valores obtenidos por (2.3) y el problema completo requiere la determinación del período para el cual las cantidades δP_j están sujetos a la condición de mínimos (Panza, 1981), de esta forma:

$$\sum_j \left(\frac{\partial U(T_i)}{\partial P_j} \right) \cdot \delta P_j = \sigma(T_i) \quad 2.4$$

por lo que es posible considerar las fórmulas 2.3 y 2.4 para tener una idea del mínimo y el máximo del valor de δP_j que se debe utilizar en la inversión.

Este criterio es muy útil para la parametrización de una inversión, ya que cada diferencia del parámetro en dos modelos estaría en correspondencia con la incertidumbre de los datos utilizados.

La aplicación de la formulación anterior para el caso de velocidades de grupo, presenta como mayor dificultad, la determinación de las derivadas parciales de la velocidad de grupo en función de los parámetros, pues como resultados directos de los métodos matriciales en la determinación de las curvas de dispersión teóricas sólo se obtienen las velocidades de fase, siendo las de grupo calculadas a partir de las primeras. Esto se complica por el hecho de que para modelos de

estructura medianamente complejas, no se pueden hallar soluciones analíticas y los métodos numéricos que se emplean en dichas soluciones arrojan valores discretos en términos de frecuencia. Si las derivadas parciales de la velocidad de fase son calculadas a partir de la teoría del cálculo de derivadas en funciones implícitas (Florch et.al., 1991), la velocidad de grupo se puede estimar por relaciones afines (Rodi, et.al. 1975) como se demuestra a continuación:

Sea U la velocidad de grupo descrita por la fórmula

$$U = \frac{C}{1 - \frac{w}{C} \frac{\partial C}{\partial w} \Big|_{P_j}} \quad 2.5$$

donde C es la velocidad de fase y w la frecuencia.

En la solución al cálculo de las derivadas de la velocidad de grupo, se deriva U por el parámetro en estudio P_j y aplicando las propiedades de las derivadas se obtiene:

$$\frac{P_j}{U} \frac{\partial U}{\partial P_j} \Big|_w = \frac{P_j}{C} \frac{\partial C}{\partial P_j} \Big|_w + \frac{U}{C} w \frac{\partial}{\partial w} \left(\frac{w}{C} \frac{\partial C}{\partial P_j} \Big|_w \right) \Big|_{P_j} \quad 2.6$$

y con el empleo de métodos numéricos a partir de los valores de:

$\frac{\partial C}{\partial P_j} \Big|_{w_i}$, C_i y U_i para w_i en $i = -1$ y 1 se estiman los valores de la derivada

$$\frac{\partial}{\partial w} \left(\frac{w}{C} \frac{\partial C}{\partial P_j} \Big|_w \right) \Big|_{P_j} \quad 2.7$$

en cada w_0 deseado.

2.3 Selección de la solución representativa por el método LSO

Diversos métodos han sido utilizados por diferentes autores ante la necesidad de seleccionar una solución entre varias equiprobables obtenidas de una inversión no-lineal. Ejemplos de tales métodos han sido presentados en el capítulo 1. Teniendo en cuenta no sólo el punto de vista matemático del problema, sino el punto de vista geofísico, al considerar que los modelos están referidos a un área espacial continua, que deben ser coherentes con toda la información geólogo-geofísica existente y que sus datos experimentales son resultado de una tomografía, los métodos de optimización de suavizado (Boyadzhiev et al., 2008), resultan ser los más convenientes para la determinación de una solución representativa. Entre los métodos de optimización, el LSO no sólo resulta el más adecuado por su rapidez, sino porque sigue criterios de búsqueda de la solución representativa en un área, de una celda a otra, siguiendo criterios de suavizado máximo local, solo entre celdas vecinas, muy conveniente para un área como el Caribe, donde están presentes grandes heterogeneidades.

Los métodos de optimización, como el LSO, están cimentados en lo que algunos autores denominan como "La navaja de Occam" que plantea que las hipótesis no deben ser ni innecesariamente complicadas ni innecesariamente numerosas, basado en la frase escrita por Guillermo de Occam en el siglo XIV: "*es en vano hacer con más lo que se puede hacer con menos*" (Russell, 1946). De esta forma, el método se aplica a una región de estudio considerando las celdas como prismas de igual dimensión con una base de cuatro lados. En cada celda se encuentra un número de soluciones referidas a un volumen (prisma) y cada una de ellas presenta una solución obtenida por la inversión no-lineal, el resultado final será encontrar una solución óptima para cada celda (prisma), las que en su conjunto constituirían una estructura 3-D del Caribe.

La aplicación de este método se divide en tres etapas, el pre-procesamiento de los datos, la selección de la celda de inicio y la aplicación del algoritmo de optimización.

Durante el proceso de pre-procesamiento de los datos, cada solución es representada por una matriz de datos de dos columnas, cuyos elementos serán las velocidades de ondas S de cada capa y su correspondiente espesor. En aras de poder comparar las capas de los modelos, éstas se subdividen a espesores equivalentes y con ello es posible escoger los modelos que minimizan el gradiente lateral de la velocidad, es decir, las variaciones de velocidades de un modelo de una celda a otra vecina. Para ello, este procedimiento hace coincidir todas las capas de todas las estructuras en todas las celdas objeto de estudio, lo que se realiza con la introducción de capas virtuales que conservan el valor de la velocidad a su profundidad original, a partir de un proceso de coincidencia o pareo (matching en inglés) entre las capas en profundidad. De tal proceso resultan modelos que representan las mismas soluciones aparentes, con un mayor número de divisiones virtuales, con muchas capas coincidentes físicamente una con la otra en espesor, aunque conservando los valores de velocidad originales a la profundidad correspondiente. Un ejemplo de este tipo de proceso se muestra en la Figura 2.4.

El método LSO, es fuertemente dependiente de la elección de una celda de inicio Boyadzhiev et al. (2008). En algunos casos, esta celda puede ser elegida considerando aquella en el centro de la región de estudio donde se supone que la resolución tomográfica sea la mayor y con ello la resolutivez de los datos pero en casos como la región del Caribe (González et al., 2012), esa condición no estaba limitada a una celda única. Otro enfoque es posible mediante el aporte de información geólogo-geofísica, aspecto que muchas veces ya está considerado en los modelos iniciales de la inversión. Por tales razones, en aras de ser coherente con los datos de entrada y que la optimización no aporte excesiva información, o más de la que los datos representan, se escoge

como celda de inicio aquella más estable en sus soluciones. La celda más estable es aquella en la cual sus soluciones difieren lo menos posible entre sí. Para su determinación se calculan los promedios de las diferencias entre todos los pares de soluciones de cada celda y se selecciona aquella cuyo valor fuera el menor.

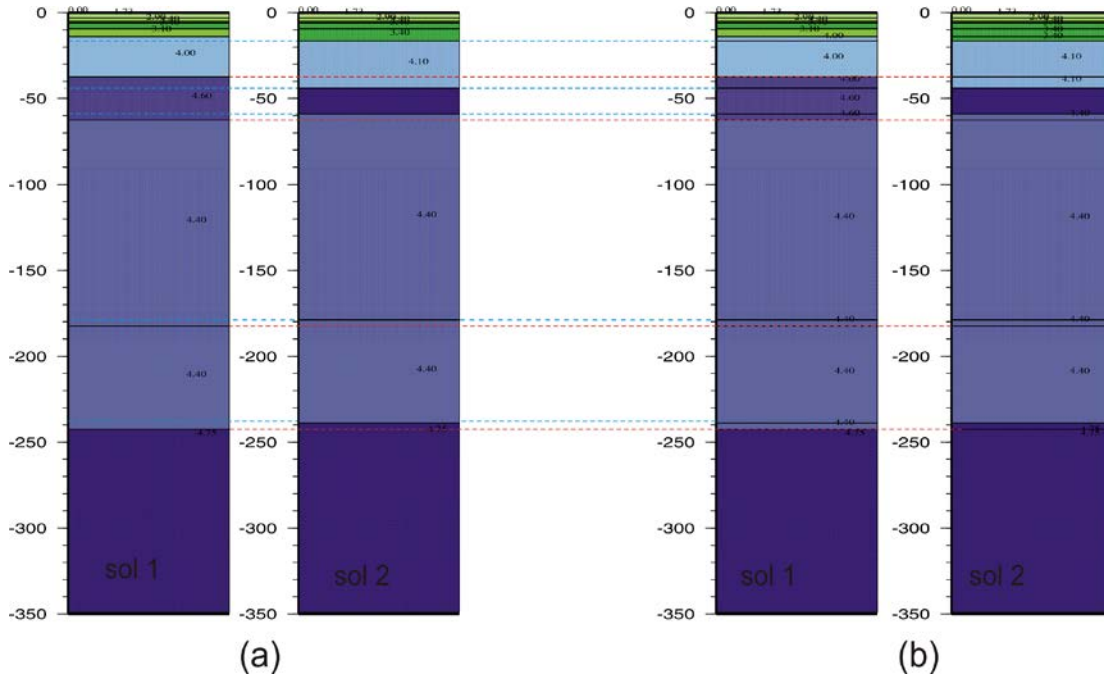


Figura 2.4. Dos modelos diferentes resultados de la inversión sometidos al proceso de pareo (matching) a) Modelos originales. b) Modelos después del proceso. Las líneas discontinuas rojas representan las capas virtuales que aporta el modelo 1, y las azules el modelo 2. (modificado de Ponteviso, 2003).

Después del proceso de pareo (matching) y con esta celda inicial, se determina la solución que era más próxima a las soluciones de las celdas vecinas y se fija como solución para esa celda. A partir de esta, se continúa el proceso hacia la celda vecina con las soluciones más estables y, con un algoritmo similar, se determina la solución de esa nueva celda. De esta manera el algoritmo va determinando las soluciones en la dirección de la mayor estabilidad teniendo en cuenta condiciones de suavidad entre ellas a nivel local.

La solución escogida con capas virtuales para cada celda se corresponde en la práctica con una de sus soluciones originales. De esta forma se obtiene como resultado un modelo de velocidades 3-D de las ondas S, el cual representa, aunque en una primera aproximación, la estructura del sistema litosfera-astenosfera en la región de estudio.

2.4 Metodología para la determinación de la estructura del sistema litosfera-astenosfera debajo de estaciones sismológicas a partir de la inversión conjunta de ondas superficiales y funciones receptoras.

Una de las vías que puede ser utilizada para la selección de una solución única a partir de un proceso de inversión no-lineal, es la adición de nueva información sobre las estructuras a estudiar, que no se pudo considerar como parte de la inversión anterior. Entre ellas, está la de utilizar la información que puedan brindar las funciones receptoras en aquellas celdas que tuvieran estaciones sismológicas en ellas, y realizar una inversión conjunta que conserve los parámetros dispersivos y los complemente con esta nueva información. Este procedimiento permitiría incorporar, al conjunto de soluciones coherentes con los parámetros dispersivos, la sensibilidad de las funciones receptoras a los contrastes de velocidad de ondas de corte. Entre los métodos más utilizados para su determinación, está la técnica de deconvolución iterativa en el dominio del tiempo de Ligorria y Ammon (1999), la cual es una implementación de la técnica desarrollada por Kikuchi y Kanamori (1982).

2.4.1 Selección de datos y determinación de las funciones receptoras.

Las funciones receptoras (Langston, 1979; Ammon, 1991), son series temporales calculadas a partir de registros de telesismos en tres componentes. Esta técnica, basada en los principios de la interferometría sísmica, se basa en la deconvolución de la componente vertical de la radial con el objeto de eliminar los efectos del mecanismo focal, de la estructura de la Tierra en las cercanías del

evento y de la respuesta instrumental. El resultado es una serie de tiempo con la información de la estructura por debajo de la estación y permite develar las discontinuidades subyacentes que causan conversiones de ondas P a S y con ello mostrar las discontinuidades de las propiedades físicas en el interior de la Tierra.

Para la selección del sismo, cuyo registro es objeto de estudio, se deben tener en cuenta dos elementos fundamentales:

1. El sismo debe estar localizado a una distancia epicentral entre los 30° y los 95° (Ammon, 1997) en aras de lograr una incidencia lo más vertical posible sobre el emplazamiento de la estación sismológica.
2. El registro del sismo en la estación, debe tener una buena relación señal ruido para que sea posible notar la influencia de los contrastes de velocidad en las funciones objeto de análisis.

Previo al cálculo de las funciones receptoras, los registros de los eventos, por lo general, deberán ser decimados en correspondencia con la banda de frecuencia de trabajo, filtrados y es necesario determinar en ellos las correspondientes componentes longitudinales y transversales, con las que posteriormente se realizará el proceso de deconvolución. Tal procedimiento de preparación de datos, es posible realizarlo con cualquier programa de procesamiento de señales digitales; entre los más conocidos por su robustez y al ser uno de los más adecuados para este tipo de procesamiento de señales sísmicas, está el programa SAC (Goldstein, 1999).

Los errores experimentales de tales determinaciones, por lo general, dependen de la relación señal-ruido y rara vez son tenidos en consideración en los trabajos de este tipo. La vía más práctica utilizada en la determinación de estos errores, consiste en adaptar todas las funciones receptoras medidas en un receptor, a un origen equidistante de la estación y así determinar los valores medios

y las diferencias entre las mismas. Sin embargo, si bien este procedimiento pudiera constituir un importante ahorro de tiempo de cálculo durante un proceso de inversión, tal adaptación implicaría contar con suficientes señales por estación y considerar elementos teóricos que pudieran conllevar a la introducción de nuevos errores. Por tales razones, lo más riguroso podría ser invertir todas las funciones receptoras de manera simultánea, lo que permitiría además, evaluar cada señal y sus condiciones de propagación de manera particular.

2.4.2 Inversión conjunta de ondas superficiales y funciones receptoras.

Para aquellas regiones que han sido objeto de estudios tomográficos de ondas superficiales y exista al menos una estación sísmológica, es posible realizar una inversión conjunta cuyos datos experimentales sean las funciones receptoras y la curva de dispersión de ondas superficiales correspondientes a la celda o zona donde esté ubicada la estación. El error asociado a la curva de dispersión experimental puede ser estimado a partir de la resolutivez de la tomografía en la zona de estudio o a partir del error de determinación de las curvas de dispersión experimentales.

La inversión conjunta de ondas superficiales y funciones receptoras, se realiza a través de la comparación de los valores determinados experimentalmente para ambos conjuntos de datos, con los valores generados por modelos teóricos 1-D de la estructura interna de la Tierra. Para ello, desde el punto de vista matemático, se buscan los parámetros de tales modelos teóricos 1-D que minimicen el funcional:

$$S = \frac{(1 - p)}{N_r} \sum_{i=0}^{N_r} \left[\frac{E_{ri} - T_{ri}}{\sigma_{ri}} \right]^2 + \frac{p}{N_s} \sum_{j=0}^{N_s} \left[\frac{E_{sj} - T_{sj}}{\sigma_{sj}} \right]^2$$

Donde E_{ri} y E_{sj} son los valores experimentales determinados para las funciones receptoras y las curvas de dispersión respectivamente, σ_{ri} y σ_{sj} sus correspondientes errores de medición

asociados a cada punto, T_{ri} y T_{sj} son los valores calculados para cada conjunto de datos a partir de los modelos teóricos y N_r y N_s las respectivas cantidades de valores experimentales que intervienen en la comparación. El parámetro de influencia p controla la relativa importancia o peso de los datos de las funciones receptoras y las curvas de dispersión.

El proceso de inversión es realizado como una secuencia de iteraciones en una inversión linealizada que, a partir del uso de herramientas estadísticas, harán converger los modelos iniciales de estructuras de velocidad de S vs. profundidad a uno coherente con los datos experimentales. Este proceso tendrá entre sus principales inconvenientes el que la solución obtenida, que será única a diferencia de un proceso de inversión no-lineal, será fuertemente dependiente del modelo inicial utilizado.

Como uno de los objetivos de aplicar este procedimiento en este estudio, está el reducir la incertidumbre que genera tener un gran número de modelos posibles equiprobables, obtenidos como resultado de la inversión no-lineal en celdas o zonas. Al invertir las funciones receptoras, usando como modelos iniciales precisamente los obtenidos de la inversión de las curvas de dispersión, se disminuyen los inconvenientes intrínsecos de la linearización de un problema inverso no-lineal. Por otro lado, y para dar robustez a este procedimiento, se parte de modelos que se diferencian entre sí por diferencias entre sus parámetros, que son coherentes con los datos de la dispersión y cuyo origen fue un barrido entre todos los posibles modelos; es decir, son independientes de un modelo inicial.

En aras de lograr un mayor aporte de la inversión lineal conjunta con relación a la presencia de estructuras que no pueden ser detectadas por las curvas de dispersión, la inversión es realizada variando solamente la velocidad de las capas y no su espesor. Por tales razones, se realiza una

subdivisión en las diferentes capas físicas del modelo estructural original, resultante de la inversión no-lineal, y ésta debe ser coherente con la resolutivez de los datos experimentales. Los espesores de las capas en los modelos iniciales son coherentes con la resolutivez de los datos de ondas superficiales pero, para determinar una división en capas coherente con los datos de las funciones receptoras, se calculan las derivadas parciales de las funciones receptoras con respecto a diferentes espesores de la capa hasta la profundidad que se propone invertir. Teniendo en cuenta la parametrización de los modelos de entrada a partir de los datos dispersivos, las derivadas parciales de las funciones receptoras y la definición de resolutivez dada por Panza (1981), se pueden proponer subdivisiones de los modelos en sub-capas que permitan hacer un uso óptimo del dato experimental y evitar el sobre muestreo de la capas de los modelos estructurales iniciales.

La inversión conjunta se realiza con el paquete de programas Computer Programs in Seismology (Herrmann y Ammon, 2002), que basa sus códigos en los trabajos de Julià et al. (2000). Durante este proceso, el parámetro de influencia p que controla la relativa importancia a las funciones receptoras o las curvas de dispersión, puede ser escogido por prueba y error en aras de que los modelos resultantes tengan: a) el mejor porcentaje de ajuste a las funciones receptoras y b) sean coherentes con las curvas de dispersión experimentales y sus errores asociados. El peso de las capas a invertir, de las cuales no se tenga información, se mantiene constante; sin embargo, para aquellas capas de las cuales se tiene información geólogo-geofísica, principalmente de las capas sedimentarias y la corteza superior, se les limita este peso en aras de que se mantengan constantes o sufran las menores variaciones en función de la precisión de la información existente.

Para cada modelo inicial, las iteraciones de la inversión linearizada son controladas por una función que supervisa la variación del promedio de ajuste entre las funciones receptoras calculadas y experimentales, asociadas a cada terremoto seleccionado, y a cada una de las bandas de

frecuencias seleccionadas. Este proceso iterativo termina cuando la mejora de la función de ajuste de una iteración a otra es menor que un determinado valor.

Para obtener modelos de la Tierra físicamente razonables y para evitar la aparición de capas muy finas, poco reales y resultantes de posibles artefactos del procedimiento empleado (p.ej. sobre muestreo de capas), todos los modelos resultado del proceso son ligeramente suavizados siguiendo el siguiente criterio: las capas adyacentes cuyas velocidades difieran en menos de 0.05 km/s, son unidas en una sola capa cuyo espesor es la suma de los espesores de las capas unidas y la velocidad es promediada con ponderación por espesores; las capas que aparecen con espesores menores que los recomendados por el análisis de la resolutivez de los datos basado en los criterios de Panza (1981), y que son remanentes de la subdivisión de capas, son eliminadas y sus espesores proporcionalmente asignados a su capas vecinas (superior e inferior). Los modelos suavizados resultantes son utilizados como datos de entrada para una nueva inversión.

De esta forma, para cada estación sismológica se obtiene un conjunto de modelos de velocidades de ondas S vs. profundidad de la estructura del sistema litosfera-astenosfera debajo de la misma, coherente con la información "a priori", con los datos dispersivos de las ondas superficiales de Rayleigh y con las funciones receptoras.

La elección de un modelo óptimo puede hacerse sobre la base de nueva información, como la sismológica, geofísica, y/o geológica. Sin embargo, teniendo en cuenta que el ajuste de las funciones receptoras es un proceso cuantitativo, el modelo final para cada estación puede ser elegido de acuerdo a los siguientes criterios:

1. Aquel cuya correspondiente curva de dispersión tenga una diferencia con la de los datos experimentales en cada periodo, menor que su error experimental asociado y cuyo error

estándar con respecto a las velocidades de grupo observadas, sea menor que el r.m.s. utilizado durante la inversión con el método Hedgehog.

2. El modelo cuyo ajuste entre las funciones receptoras experimentales y teóricas sea el mejor.

CAPITULO 3

3. TOMOGRAFÍA E INVERSIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES DE RAYLEIGH EN EL CARIBE.

En los últimos 15 años, el monitoreo de la actividad sísmica en la región de Caribe se ha visto fortalecido con la instalación de un número importante de estaciones digitales de banda ancha. Tal hecho está motivado, por la proliferación que a nivel internacional ha tenido este equipamiento, y asociado con estrategias regionales y nacionales vinculadas al Decenio Internacional para la Reducción de Desastres Naturales (DIRDN) y posteriormente a la Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres (EIRD).

Entre las redes que mayor auge han tenido en este periodo, se encuentran aquellas asociadas al Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), la Global Seismographic Network (GSN), el Servicio Sismológico Nacional Cubano (SSNC), el Servicio Sismológico Nacional de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) y el Central American Seismic Center (CASC) con sede en Costa Rica, que registran y comparten el mayor volumen de señales sismológicas digitales de banda ancha en la región. Estas redes registran miles de eventos sísmicos anualmente, cuya composición espectral incluye trenes de ondas en las bajas frecuencias, los cuales constituyen la base del presente trabajo.

3.1 Características geólogo-geofísicas de la región del Caribe

La región del Caribe, que comprende la placa de ese mismo nombre y sus límites con las placas Norte y Sudamericana, posee varios elementos tectónicos que contribuyen a su complejidad y repercuten en la sismicidad registrada en la misma. Importantes eventos sísmicos asociados principalmente a procesos de subducción son reportados en sus extremos este y oeste, mientras que en sus límites norte y sur, la sismicidad está principalmente asociada al movimiento rumbo

deslizante de sus estructuras tectónicas. Asociados a estas fronteras de la placa de Caribe, se encuentran otros elementos de interés tectónico como la Fosa de Caimán, cuenca de pull-apart con la presencia de un centro de expansión, el Centro de Generación de Corteza de Caimán (Mid-Cayman Spreading Center (MCSC)) ubicado entre Jamaica y las Islas Caimán, el Cinturón Deformado de las Antillas Mayores, del norte de Panamá y Sudamérica, y el Cinturón Plegado del sur del Caribe (Figura 3.1). Estos elementos tectónicos, unidos a los anteriormente mencionados, son los responsables de casi la totalidad de la sismicidad en la región, mientras que en el interior de la placa del Caribe no son apenas localizados eventos sísmicos de gran magnitud.

La región del Caribe está caracterizada por grandes heterogeneidades desde el punto de vista geólogo-geofísico. En la misma es posible encontrar, desde corteza oceánica muy joven, en la Fosa de Caimán, evidenciada por altos valores de anomalía de Bouguer (Ten Brink et al., 2001), hasta corteza típica continental, en los bloques Maya y Chortis en Centroamérica, el primero de ellos en el extremo sur de la Placa de Norte América y el segundo sustentado por un basamento del Precámbrico al Paleozoico de la Placa Caribe (Bundschuh y Alvarado, 2007). Se observa además, la existencia de corteza de acreción, principalmente en sus arcos de islas y al oeste de Centroamérica.

En su interior, la Placa del Caribe muestra vestigios de posibles límites placas, antiguos, que actualmente se comportan como crestas rígidas y asísmicas, como el Escarpe de Hess, la Cresta de Aves y la Cresta de Beata. La Cresta de Beata, separa la Cuenca de Colombia de la Cuenca de Venezuela (Núñez et al., 2010), esta última la mayor y más profunda de las cuencas del Caribe. Al noroeste de esta placa, se localiza el Elevado de Nicaragua, que posee valores de anomalía de Bouguer que no se corresponden con una corteza oceánica típica (Arnaiz-Rodríguez y Garzón 2012).

Un análisis detallado de las principales características geológicas de esta región ha sido realizado, entre otros autores, por Dengo y Case (1990) y, posteriormente, por James (2005); la Figura 3.1 muestra algunos de los elementos mencionados anteriormente.

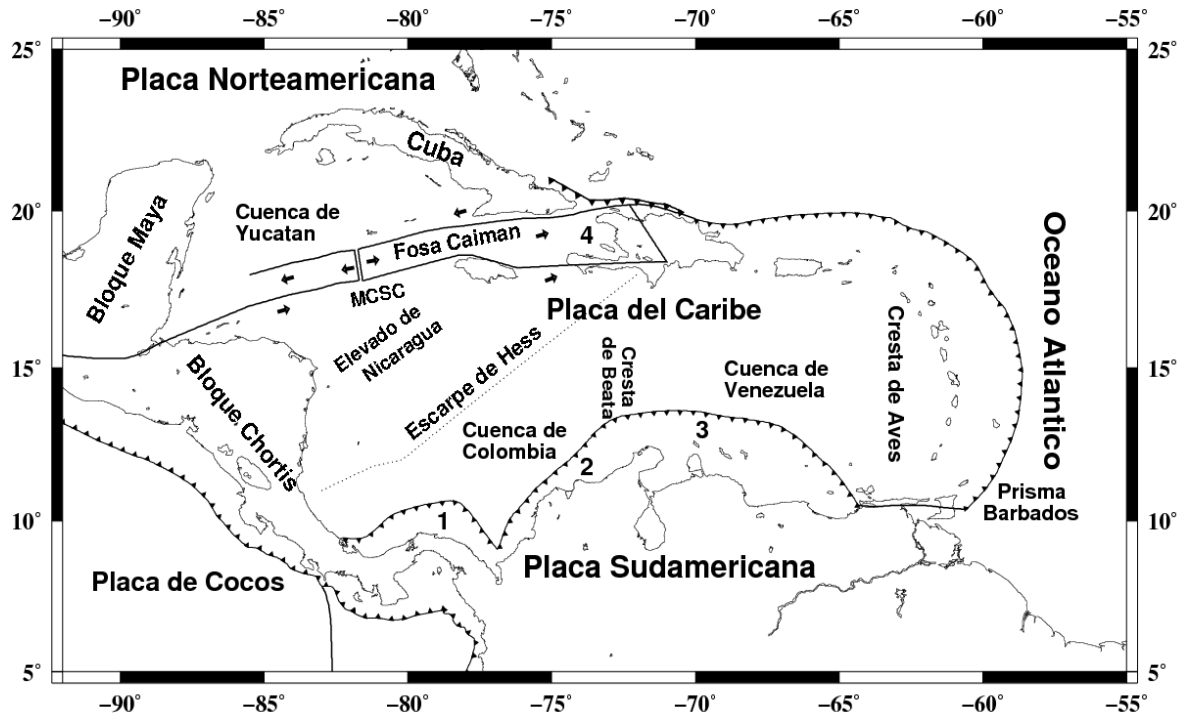


Figura 3.1. Mapa esquemático de la región del Caribe (modificado de González et al., 2007) (1. Cinturón Deformado del Norte de Panamá, 2. Cinturón Deformado de Sudamérica, 3. Cinturón Plegado del Sur del Caribe, y 4. Microplaca de Gonaïves.

Esta diversidad geológica del Caribe, está relacionada con su complicada evolución, que en la actualidad es aún objeto de discusión entre los científicos dedicados a las Ciencias de la Tierra. Los modelos propuestos de su evolución, coinciden en la migración relativa hacia el este de la Placa del Caribe con relación a las placas Norteamericana y Suramericana pero su principal diferencia radica en el origen de la litosfera oceánica de dicha placa. Entre los modelos propuestos para explicar su origen se encuentran el autóctono, que considera un origen Atlántico de la placa del Caribe y cuyo

principal difusor y defensor es James (2005), y el alóctono que propone el origen Pacífico de dicha placa, cuyos mayores defensores aparecen citados en Pindell y Kennan (2009).

3.2 Selección y análisis de los datos experimentales

Como datos experimentales, fueron utilizados los registros en las estaciones de banda ancha de la región que tuvieran formas de ondas las cuales se pudieran utilizar en el análisis de la dispersión de las ondas superficiales de Rayleigh. Para ello, y bajo los criterios generales descritos en el capítulo 2, fueron analizados los catálogos disponibles en la región y en los bancos internacionales de datos sísmológicos, en particular el Centro de Datos Mundial (ISC), el Servicio Geológico de los Estados Unidos y las bases de datos del Servicio Sísmológico Nacional Cubano (SSNC) y la Fundación Venezolana de Investigaciones Sísmológicas (FUNVISIS); estos últimos por corresponder a dos de las redes nacionales con mayor cobertura territorial en la región.

Para el caso del Caribe, la gran mayoría de los registros de ondas superficiales de Rayleigh están en los periodos de 10 s a 40 s. El límite inferior de estos valores, estuvo determinado por la complejidad e incertidumbre en el análisis de tales ondas en periodos iguales o menores de 10 s y por el interés de muestrear las capas menos estudiadas pertenecientes a la corteza terrestre y el manto superior. El límite superior estuvo determinado por las características instrumentales de la mayoría de las estaciones ubicadas en el área, dotadas con sensores FBS-3 del SSNC y GURALP CMG-40T de FUNVISIS. Los códigos y coordenadas de las estaciones utilizadas, 39, se reflejan en el Anexo 1.

Bajo tales criterios, en el periodo entre 1998 y 2008, fueron analizados miles de eventos sísmicos de los cuales 85 cumplían con los criterios óptimos para sus análisis, descritos en la sección 2.1.1. Dada la baja sismicidad de algunas zonas y en aras de lograr una cobertura homogénea de trayectorias en la región de estudio, fueron incluidos otros 11 eventos cuya magnitud fue menor de 5

o a mayor profundidad, pero que en su trayectoria a algunas estaciones atravesaran dicha región y tuvieran buenos registros de ondas superficiales de Rayleigh en las mismas. Como resultado de tal análisis, fueron seleccionados los registros de 96 eventos sísmicos (Anexo 2), y de ellos, escogidas para su procesamiento, 406 señales de sus componentes verticales en sus trayectorias hacia las estaciones. Esta selección permite una cobertura homogénea y completa de toda la región con este nivel de registros (Figura 3.2) según lo evidencian los análisis de resolución de estudios tomográficos que se describirán en la sección 3.3.

La preparación de los registros para su posterior procesamiento, es decir, su cortado, decimación y filtrado, se realizó con el uso del programa SAC (Goldstein, 1999) y el procesamiento de los mismos con la versión más reciente del programa FTAN (Frequency Time Analysis) de Levshin et al. (1972, 1992). El procesamiento FTAN permitió la determinación de las curvas de dispersión de la velocidad de grupo de las ondas superficiales de Rayleigh entre los 10 s y los 40 s de periodo para las trayectorias en la región.

Dadas las condiciones de los registros, no todos los valores de las curvas de dispersión fueron confiables en su totalidad, por lo que aquellas partes de las curvas, principalmente alrededor de los 10 s, que no se evidenciaran con claridad fueron eliminadas del análisis, y ello provocó que la resolución fuera diferente para diferentes periodo de estudio.

Los errores de la determinación experimental de las curvas de dispersión, fueron obtenidos promediando las diferencias entre las velocidades de grupo de al menos 5 pares de trayectorias, según los criterios descritos en la sección 2.1.1; éstos variaron entre los 0.06 km/s y los 0.09 km/s (Tabla 1), y fueron similares a los obtenidos en estudios previos por González et al. (2007).

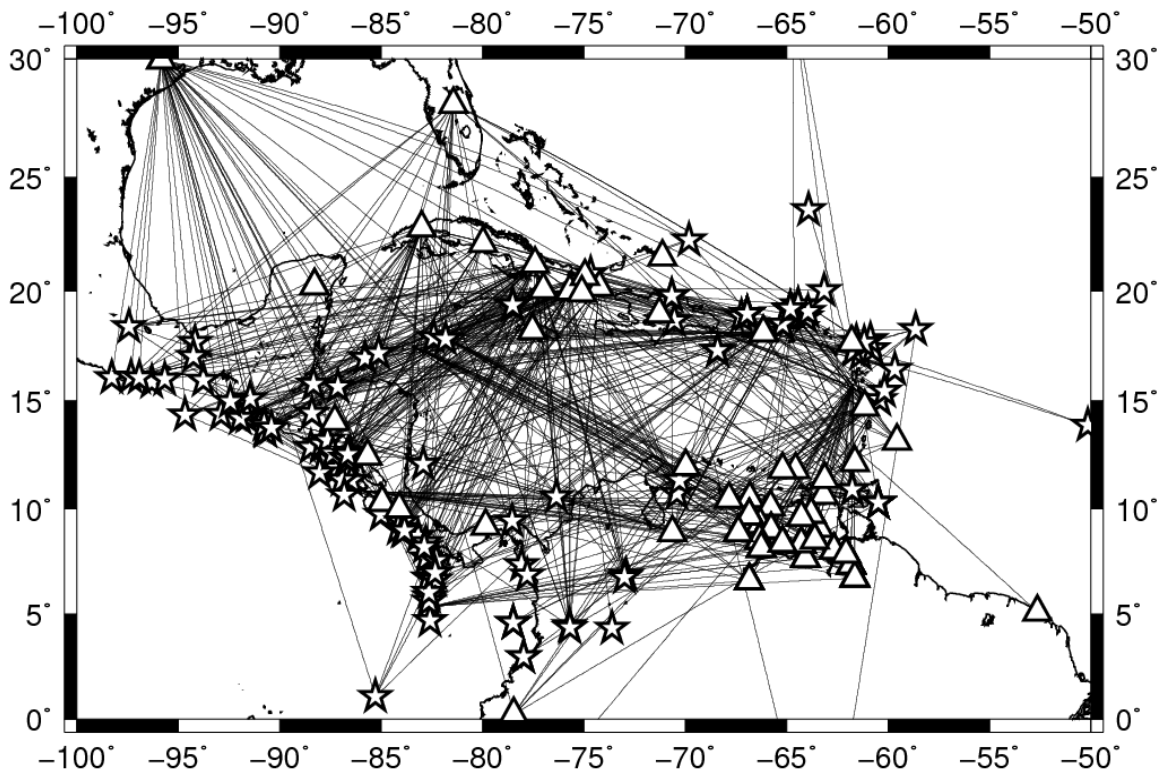


Figura 3.2. Mapa de las estaciones (triángulos), (Anexo 1), los epicentros (estrellas), (Anexo 2), y sus correspondientes trayectorias (líneas) seleccionadas para la tomografía de ondas superficiales.

3.3 Resultados de la tomografía de ondas superficiales en el Caribe.

La tomografía de ondas superficiales de Rayleigh se realizó, a partir de las curvas de dispersión para las trayectorias epicentro-estación, con el uso de los procedimientos descritos por Ditmar y Yanovskaya (1987), Yanovskaya y Ditmar (1990), Wu y Levshin (1994), y Yanovskaya (1997) empleados en el paquete de programas tomo99 (Yanovskaya, 2001). El valor de regularización (φ) fue escogido tal que, el rango de velocidades del mapa tomográfico final sea comparable con el rango de velocidades de los datos experimentales en el mismo periodo, el que, por el método de prueba y error, resultó ser de 0.2. La tomografía se realizó en los periodos entre 10 s y 40 s a

intervalos de 5 s por lo que al final se realizó el estudio en 7 periodos diferentes con sus correspondientes mapas resultantes.

Tabla 1. Ejemplo del cálculo de los errores experimentales determinados a partir de la medición de la velocidad de grupo de las ondas superficiales de Rayleigh para cada periodo. Estaciones DWPF (Disney Wilderness Preserve, Florida) y SJG (San Juan, Puerto Rico) de la Global Seismograph Network y CCCC (Casorro) RCC (Rio Carpintero) y SOR (Soroa) del Servicio Sismológico Nacional Cubano).

Periodo (s)	Velocidad de grupo (km/s)										Error Exper. (km/s)
	Estación CCCC		Estación DWPF		Estación SJG		Estación RCC		Estación SOR		
	Evento 1	Evento 2	Evento 1	Evento 2	Evento 1	Evento 2	Evento 1	Evento 2	Evento 1	Evento 2	
10	2.74	2.92	2.69	2.32	3.04	3.08	2.26	2.41	2.88	2.69	±0.09
15	2.99	2.95	2.70	2.62	3.04	3.08	2.53	2.44	3.34	2.80	±0.08
20	3.03	3.05	2.85	2.81	3.11	3.13	3.01	2.89	3.60	3.19	±0.06
25	3.25	3.25	3.10	3.03	3.28	3.32	3.49	3.32	3.71	3.40	±0.06
30	3.44	3.38	3.35	3.25	3.38	3.44	3.58	3.51	3.79	3.52	±0.06
35	3.57	3.51	3.51	3.52	3.51	3.51	3.61	3.59	4.20	3.70	±0.06
40	3.65	3.60	3.63	3.62	3.55	3.55	3.74	3.63	4.04	3.64	±0.06

La resolución lateral α de este tipo de estudio tomográfico, determinada por la densidad de trayectorias epicentro-estación por unidad de área, arrojó un valor de 500 km para toda la región del Caribe como mínimo (Figura 3.3), incluyendo las Antillas Menores y Mayores, y parte de Centro y Sur América. Se exceptúa el mapa de los 10 s para la zona del Caribe Suroriental, donde coincidían curvas cuyos valores eran poco claros para este periodo en el análisis FTAN, los cuales debieron ser eliminados para la tomografía en este periodo (Anexo 3). Sin embargo, hubo zonas en las que este valor de α fue inferior y cuyos valores pueden ser utilizados para estudios más detallados de las mismas (Anexo 4).

La resolución en estiramiento (ϵ) (Figura 3.4), reflejo de la orientación adecuada de las trayectorias en este estudio, resultó coherente con una distribución espacialmente uniforme de las trayectorias para toda la región, donde la resolución lateral (α) fue inferior a los 500 km. Los valores mínimos fueron alcanzados en Puerto Rico y el Caribe Noroccidental pues, en estas zonas se evidencia una mayor concentración de trayectorias en una dirección preferencial, pero existen otras en dirección transversal a éstas que aportan la información necesaria. Según lo esperado, debido a la inclusión de una mayor cantidad de trayectorias solamente locales, la resolución lateral alcanzada en este trabajo, fue superior a la alcanzada en estudios precedentes globales y para esta región, como los de Vdovin et al. (1999).

Para facilitar la interpretación de los mapas tomográficos y delimitar zonas cuyos parámetros dispersivos sean similares, se discretizó la región de estudio en celdas de $2^\circ \times 2^\circ$ y, de las 198 celdas de este tipo, se seleccionan aquellas que son atravesadas por trayectorias epicentro estación y que están incluidas en el área cuya resolución lateral, resultado de los estudios tomográficos, sea la propuesta para este estudio (< 500 km) resultando un total de 102 celdas.

Las variaciones de la velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh, evidente en los mapas tomográficos obtenidos (Figura 3.5 y valores en el Anexo 3), evidencia la heterogeneidad geológico-geofísica de la región del Caribe, como se previó, y es coherente con la información de otras variables geofísicas determinadas para la región como la tomografía de ondas P de Van der Hilst, R. D. (1990); los estudios de gravimetría de Cuevas et al. (2001) y Arnaiz-Rodríguez y Garzón (2012); y de magnetometría de Orihuela et al. (2012). Los valores de velocidad de grupo para los periodos más bajos, comparados con los valores típicos para cada tipo de corteza (Knopoff, 1972 y Oliver, 1962), demuestran un predominio de la corteza de tipo oceánica, aunque existen claras evidencias de otros tipos de corteza en algunas partes de la región de estudio.

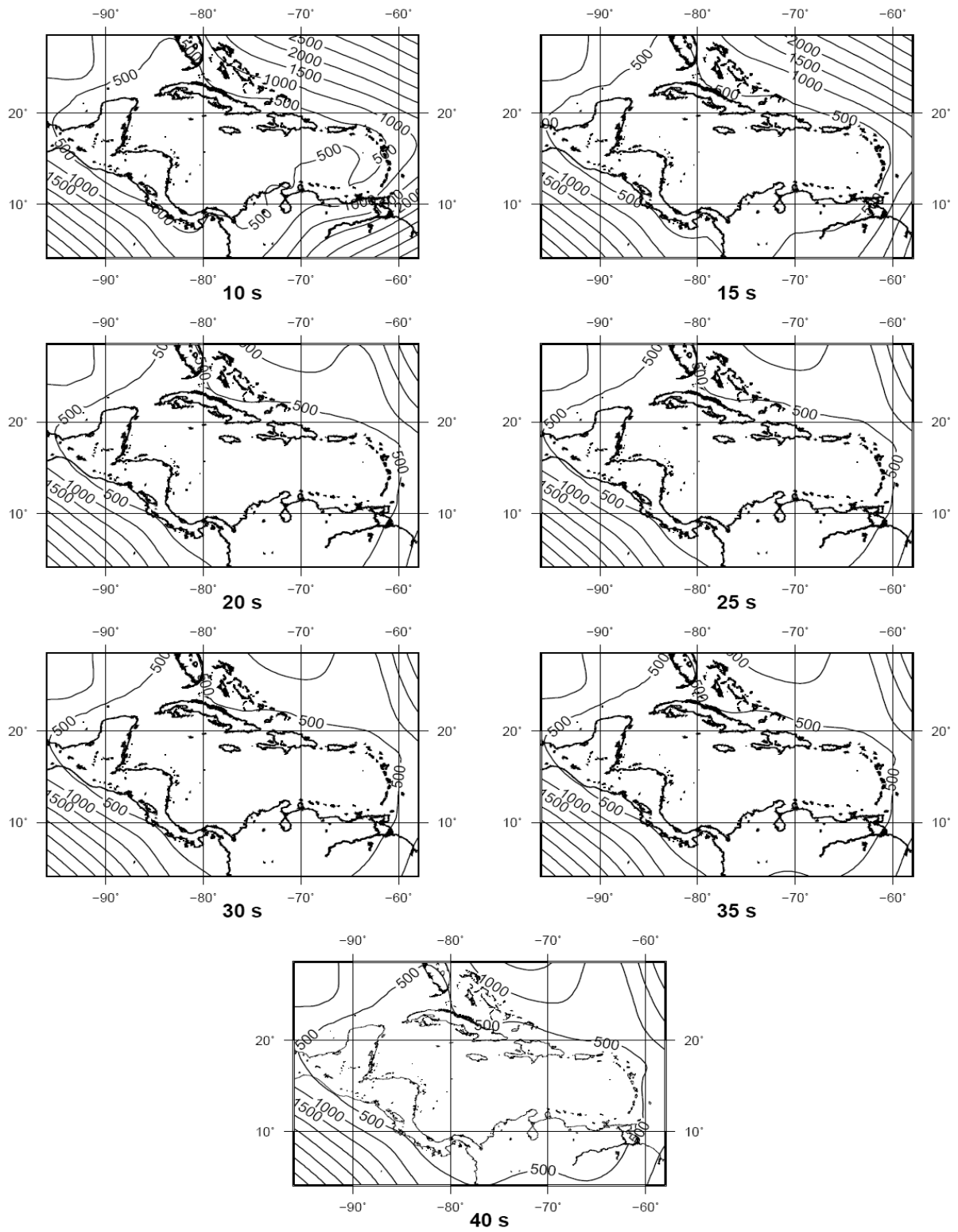


Figura 3.3. Mapas de la resolución lateral (horizontal) α (km) a diferentes periodos (10 s – 40 s).

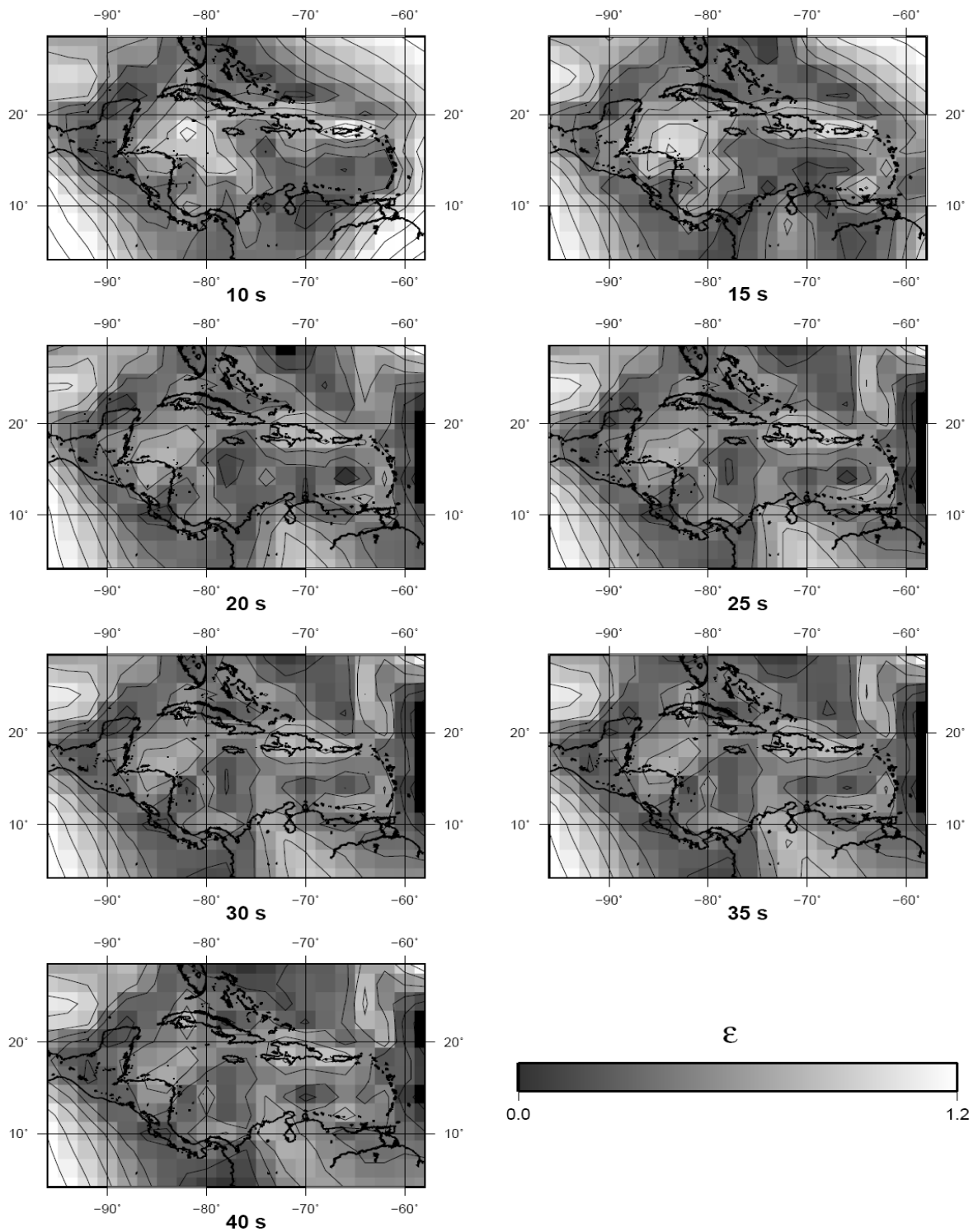


Figura 3.4. Mapa de resolución acimutal (resolución en estiramiento (ϵ)) a diferentes periodos (10 s – 40 s).

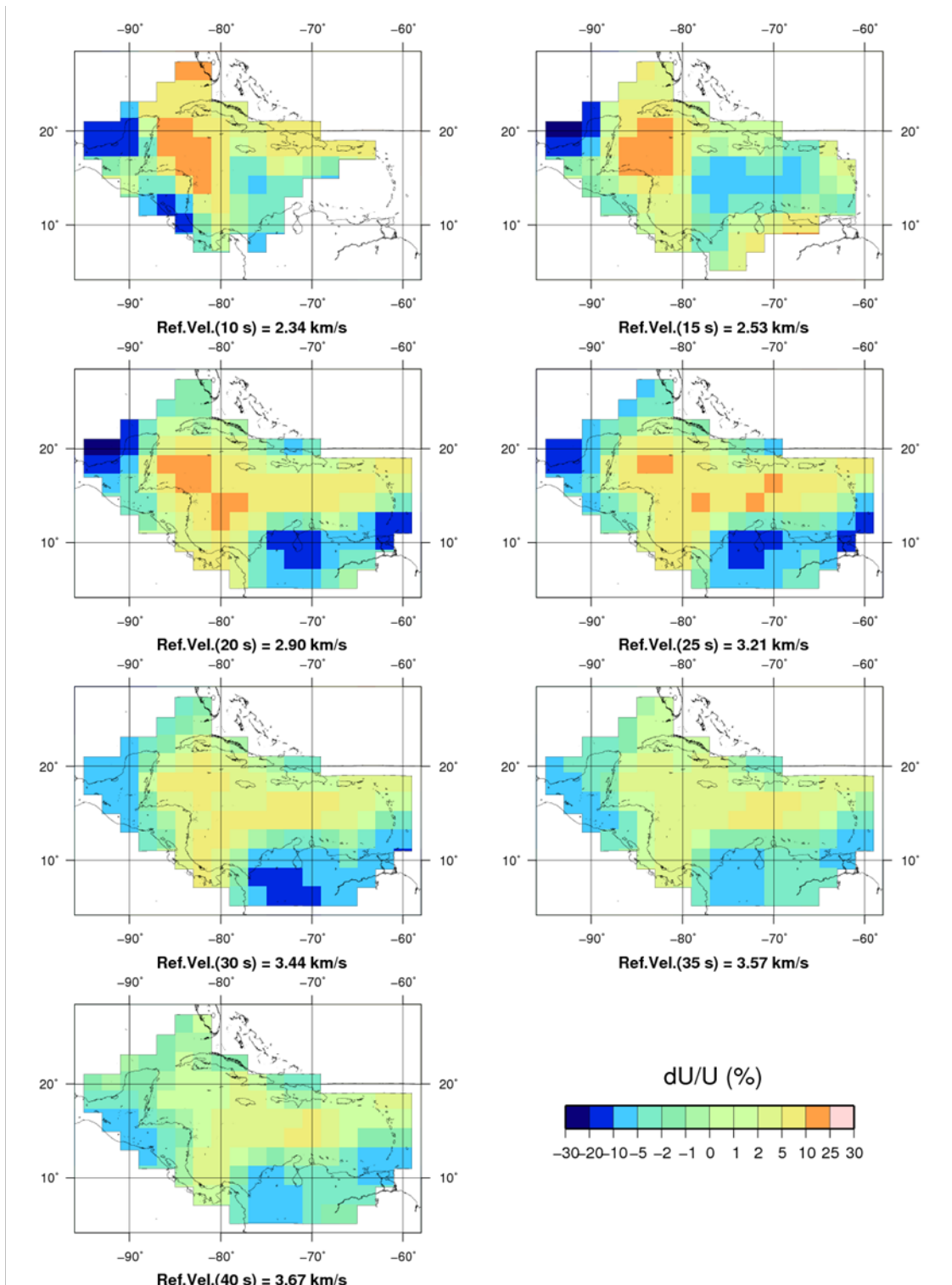


Figura 3.5. Mapas de tomografía de ondas superficiales de Rayleigh para la región del Caribe.

En la región suroriental del área de estudio, se encuentran valores relativamente bajos de velocidad de grupo a periodos desde 20 s a 40 s, lo cual es coherente con la presencia de la zona de subducción. En la porción sur de esta región, para algunos periodos, la velocidad de grupo es tan baja como en la parte norte de la Placa Suramericana, donde la corteza es principalmente continental (Dengo y Case, 1990, Pindell y Kennan, 2001). Tal situación es coherente con el resultado del contacto entre el prisma de acreción, el Prisma de Barbados, con la transpresión lateral-derecha y las rotaciones horarias de las láminas de corrimiento (en inglés thrust sheets), típicos de la parte sur de una zona de subducción oeste-dirigida (Doglioni et al., 1999).

3.4 Resultados de la clasificación de las curvas de dispersión

Para determinar zonas de similar comportamiento en su dispersión, se compararon las curvas que corresponden a cada una de las celdas de 2° x 2° formadas por los valores de cada uno de los 7 mapas obtenidos, uno para cada periodo (Anexo 3). Estas 102 curvas de dispersión (periodo vs. velocidad de grupo) fueron agrupadas según la metodología descrita en el capítulo 2, por algoritmos lógico-combinatorios no supervisados, bajo un nivel de similitud $\beta_0=0.51$. El valor de β_0 fue escogido por prueba y error, de forma tal que los grupos similares se correspondan con curvas de dispersión típicas, y asignándole un peso de 0.7 para el periodo de 10 s y 1 para el resto de los periodos, dada la mayor incertidumbre en la determinación de los valores de dispersión para este periodo en el análisis FTAN.

Como resultado de esta clasificación, se obtuvieron 7 grupos de curvas de dispersión (Figura 3.6), que permiten realizar una zonación de la región de estudio, la cual es mostrada en la Figura 3.7. Esto significa que en esas zonas, las condiciones de dispersión de las ondas superficiales de Rayleigh, entre los 10 s y los 40 s, son similares pero no implica que necesariamente ellas en si

tengan condiciones geofísicas muy similares. En el mapa de la Figura 3.7, por ejemplo, es incluida una diferenciación adicional dentro de algunas zonas que poseen similitud en el comportamiento de la dispersión de ondas superficiales, pero condiciones geológicas conocidas "a priori" diferentes, lo que implicaría una interpretación, y en caso de requerirse, una inversión por separado (González et al. 2007). El grupo #8 de las curvas de dispersión (Figura 3.6), son aquellas curvas que no pudieron ser agrupadas bajo estas condiciones de similitud.

De la comparación entre las curvas de cada uno de los grupos, con curvas características de cada tipo de corteza (Knopoff, 1972 y Oliver, 1962), se obtiene la siguiente clasificación de las estructuras:

Las curvas de tipo 1, 2 y 7, son curvas típicas de corteza con características oceánicas, la región 1 comprende la Fosa de Caimán, la 2a está localizada en la parte este del Elevado de Nicaragua y la Cuenca de Colombia, la 2b incluye partes de la Cuenca de Venezuela y de la Cresta de Beata, la región 7a comprende la Cuenca de Yucatán, parte de la Trinchera de Caimán, mientras que la región 7b corresponde a la parte sur del Elevado de Nicaragua. Este Elevado posee valores de anomalía de Bouguer que no son típicos de una corteza oceánica (Arnaiz-Rodríguez y Garzón, 2012), pero son coherentes con los valores relativamente bajos de la velocidad de grupo en periodos entre 10 y 15 s para las curvas de tipo 2.

Las curvas de tipo 3 y 4 son las que presentan mayores características de corteza continental y su presencia coincide con el bloque Maya en sus porciones oeste y este respectivamente, zonas reconocidas con este tipo de corteza.

La curva de tipo 5, tiene características oceánicas pero con una influencia de corteza de acreción, la región delimitada por la misma coincide con la Cuenca de Colombia y la parte norte del Cinturón Deformado de Panamá.

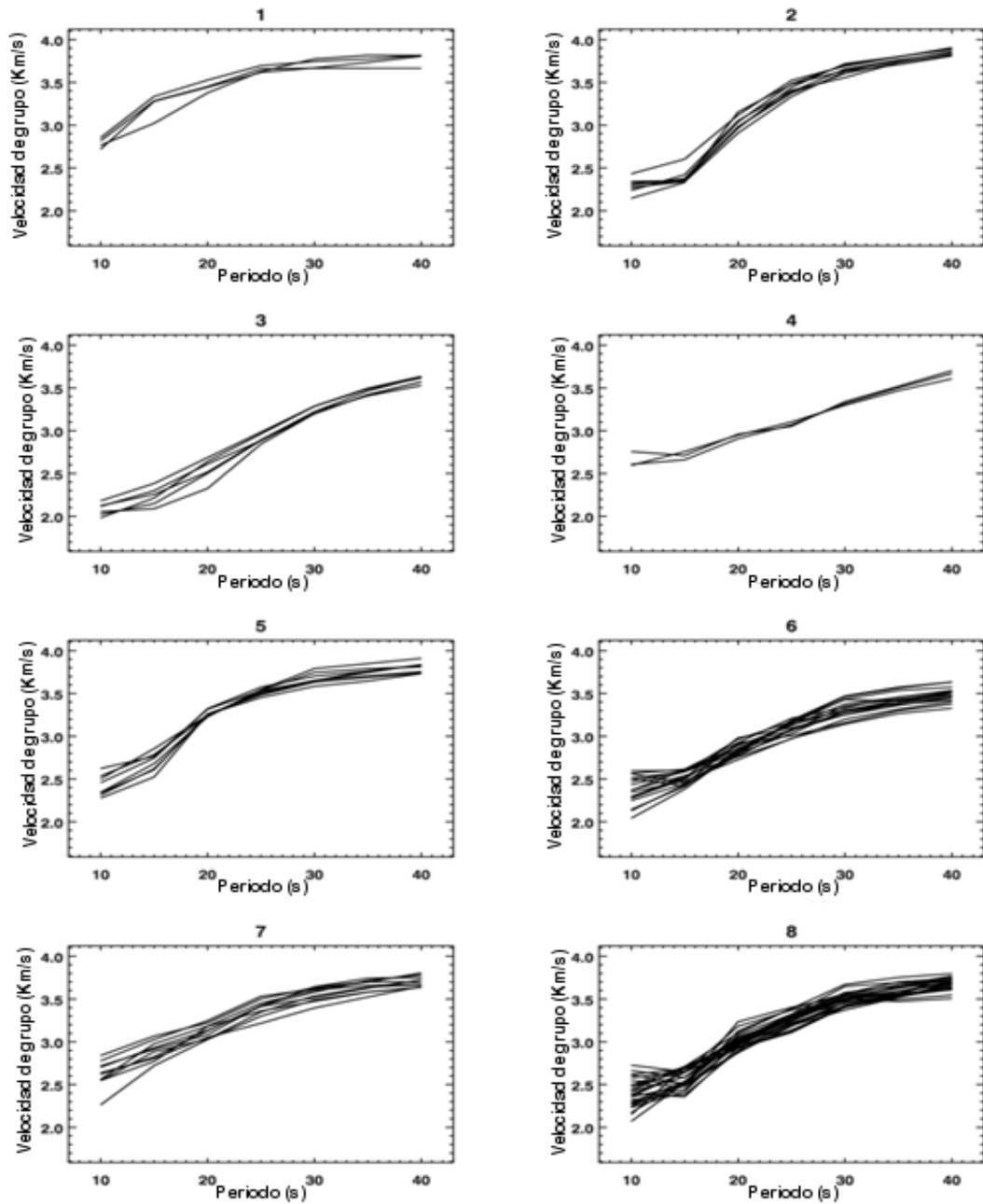


Figura 3.6 Grupos de curvas de dispersión similares resultado de la clasificación con un nivel de similitud de $\beta_0=0.51$.

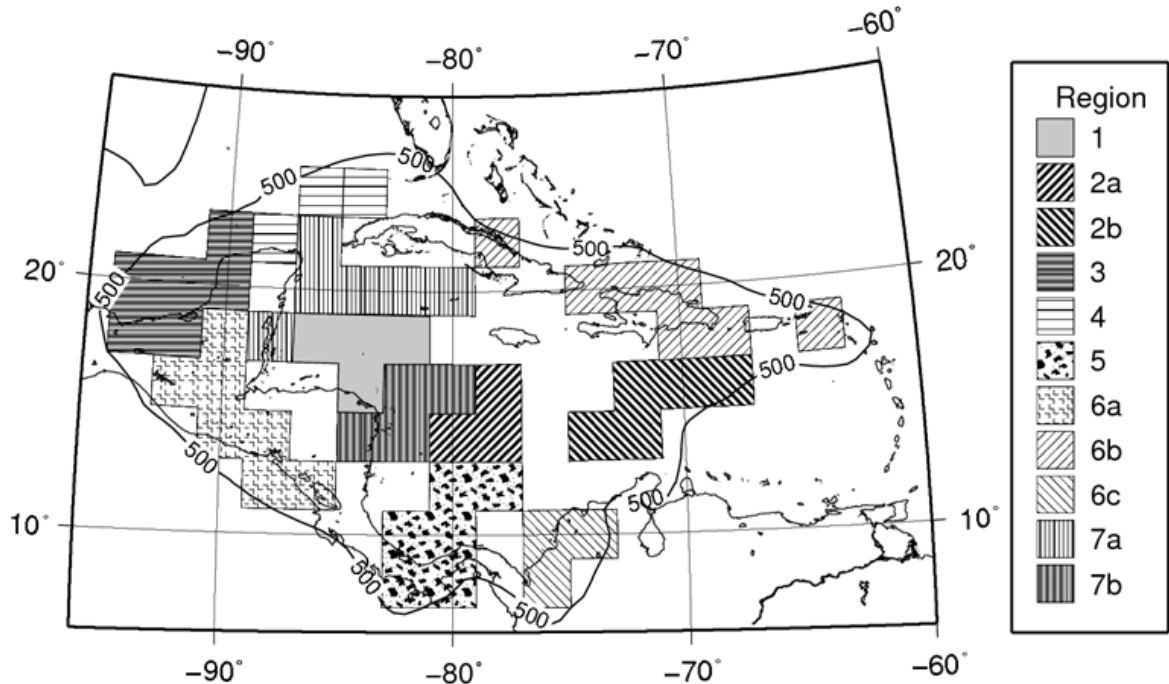


Figura 3.7. Esquema de regionalización: Cada región se identifica con un tipo de patrón diferente. Las regiones del mismo número son caracterizadas por curvas de dispersión del mismo grupo. La sub-clasificación dentro de los grupos está dada por condiciones "a priori" diferentes.

Las curvas de tipo 6, tienen características de corteza de acreción con influencia continental; ellas se localizan en las regiones de mayor presencia de corteza de acreción en la región, como el Complejo Acrecionario de Centroamérica (Central American Accretionary Complex), y parte de los bloques Chortis y Maya en el caso de la región 6a, el Cinturón Deformado de las Antillas Mayores en el caso de la 6b y el Complejo Acrecionario entre el sur del Caribe y la parte norte de Suramérica (Caribbean-northern South America Accretionary Complexes) en el caso de la región 6c.

3.5 Resultados de la inversión de las curvas de dispersión de las ondas superficiales.

Teniendo en cuenta la resolución de la tomografía en la región de estudio, fueron escogidas las curvas de dispersión de velocidad de grupo, en un periodo desde los 10 s hasta los 40 s a intervalos de 5 s, para celdas de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (Anexo 3), como datos de entrada para la inversión no-lineal usando el método Hedgehog de Valyus (1968).

En el caso de este estudio, los valores correspondientes a los parámetros que describen las capas sedimentarias y en algunos casos hasta la corteza superior, fueron fijados de acuerdo con la información existente de estudios locales o regionales desarrollados con anterioridad en la región. En este sentido, los trabajos de Bassin et al. (2000) y Chulick y Mooney (2002), contribuyeron en la información de parte de la región norte del Caribe, Ligorria y Molina (1997) para Centroamérica, Magnani et al. (2009) y Miller et al. (2009) para la porción Suroriental de la región de estudio, Moreno et al. (2002) y Moreno (2003) para Cuba y sus alrededores, entre otros. En aquellas celdas donde la información "a priori" era poco detallada o ausente, fueron utilizados los datos de modelos globales de la corteza como los de Mooney et al. (1998), de las capas sedimentarias de Laske y Masters (1997), y batimétricos de Smith y Sandwell (1997).

Para este estudio, se tuvo en cuenta que esta región ha sido previamente analizada en un trabajo regional, que incluyó una tomografía de la velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh (Vdovin et al., 1999). El trabajo de Vdovin et al. (1999), fue a una escala inferior, utilizando trayectorias más largas (mayores de 4500 km), con una densidad de estas trayectorias inferior y una distribución acimutal menos uniforme que la del presente estudio. Se ha considerado además, que la determinación de velocidades de grupo, para periodos menores de 30 s sobre distancias de varios miles de kilómetros con fines geológicos, es cuestionable. Sin embargo, los resultados tomográficos

de velocidad de grupo obtenidos por Vdovin et al. (1999), pueden ser utilizados para extender estos valores de dispersión, en periodos desde los 60 s hasta los 150 s, teniendo en cuenta que a esos periodos largos, las curvas de dispersión son controladas mayormente por las características de las estructuras más profundas de la Tierra y que, ante el desconocimiento de las propiedades físicas de la estructura de la Tierra a estas profundidades en la región a una resolución $2^\circ \times 2^\circ$, es preferible utilizar estos valores y no estructuras globales 1-D. Gracias a estos datos, facilitados por el Prof. Anatoli Levshin de la Universidad de Colorado para este estudio, fue posible realizar esta extensión de los valores de dispersión y extender el mismo a profundidades mayores, hasta alrededor de 350 km, según lo expresa la sensibilidad en profundidad de la velocidad de grupo a diferentes periodos, expresada a través de sus derivadas parciales con respecto a la velocidad de ondas S (Figura 2.3).

Como errores experimentales asociados en la inversión fueron tomados los errores de medición de la velocidad de grupo con el método FTAN, resumidos en la Tabla 1. Sin embargo, en el caso de los datos obtenidos por Vdovin et al. (1999), para ser conservadores, fueron utilizados los mismos errores que para periodos cortos y no aquellos determinados por los datos de Vdovin et al. (1999) a lo largo de trayectorias mucho más largas, que atraviesan el área de estudio, pero que en su recorrido incluyen otras áreas con características geólogo-geofísicas diferentes.

Los modelos a invertir están compuestos por 4 capas superficiales con parámetros fijos y 6 capas más profundas con parámetros a ser invertidos. Teniendo en cuenta la resolución en profundidad de las curvas de dispersión extendidas hasta 150 s, (Figura 2.3), fueron invertidas las capas hasta una profundidad de 350 km. Los valores de las capas que se encuentran a profundidades mayores en el modelo, fueron fijadas utilizando el modelo de Du et al. (1998) el cual es una compilación de modelos globales a esas profundidades y se muestran en la Tabla 2.

Los parámetros a invertir para cada una de las capas, son el espesor y la velocidad de ondas S, dada su particular sensibilidad a los valores de las curvas de dispersión de ondas superficiales de Rayleigh. Debido a la baja sensibilidad de los datos experimentales a la velocidad de las ondas P, en las profundidades invertidas para estudios regionales, las velocidades de las ondas P utilizadas en los modelos teóricos, fueron calculadas a partir de la velocidad de las ondas S, considerando sólidos poissonianos por la relación $V_p/V_s=\sqrt{3}$, según se describe en el capítulo 2. La densidad fue fijada en las capas durante la inversión a partir de la relación de Nafe y Drake (Grant y West, 1965; Fowler, 1995), dada su relativamente baja influencia en los resultados finales (Panza, 1981).

Tabla 2. Valores de velocidades y densidad utilizados en las capas a una profundidad mayor de 350 km tomados de Du et al. (1998).

Profundidad (km)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Densidad (g/cm ³)
350	4.75	8.22	3.50
367	4.90	8.48	3.60
417	4.90	8.48	3.70
451	5.00	8.65	3.80
486	5.28	9.13	3.88
522	5.28	9.13	3.95
557	5.28	9.13	4.00
593	5.28	9.13	4.06
610	5.45	9.43	4.12

La parametrización de los datos de entrada, es decir, la determinación de los ΔP_i , se realizó a partir de la relación de estos con los errores experimentales según la metodología descrita en el capítulo 2. En éste estudio en particular, fueron utilizados los códigos desarrollados por Urban et al. (1993) para la determinación analítica de las derivadas parciales de los parámetros dispersivos con respecto a los parámetros estructurales del modelo a invertir.

Para la determinación de los modelos Vs vs profundidad, se utilizó el método Hedgehog (Valyus, 1968) descrito en el capítulo 2, con un valor de dispersión estándar r.m.s. para la comparación de las soluciones finales de 0.045 km/s, lo que representa el 60% del promedio del error experimental. Como resultado de este procedimiento, para cada celda de 2° x 2° se obtuvieron entre 10 y 30 modelos estructurales 1-D Vs vs. profundidad, coherentes con la información geólogo-geofísica existente y las curvas de dispersión de cada una de ellas con sus errores asociados, lo que las hace equiprobables. La Figura 3.8 muestra de forma tabulada la distribución de la cantidad de soluciones obtenidas para cada celda estudiada.

3.6 Resultados de la selección del modelo a partir del método LSO.

Teniendo en cuenta la coherencia de todos los modelos obtenidos con la información geólogo-geofísica existente y la necesidad de seleccionar un modelo por celda, de forma tal que se constituya un modelo 3-D para toda la región del Caribe, se escogió el método LSO (Local Smoothness Optimization) descrito en el capítulo 2, teniendo en cuenta los argumentos que para el Caribe y el conjunto de datos de este trabajo se explican en el mismo.

Durante el proceso de división por capas para su pareo (matching), debido al nivel de detalle de la información en algunas capas superiores y al número total de modelos (1731), la subdivisión bajo estos criterios, para todas las soluciones en todas las celdas, implicó que los modelos estuvieran divididos en más de 3600 capas finas, aunque sus valores de velocidad en profundidad permanecieron intactos.

Para la determinación de la celda inicial, se utilizó el método de selección de la celda más estable, es decir, en la que sus soluciones difieren lo menos posible entre sí. En este estudio, la celda localizada en las coordenadas 72°W y 16°N (Figura 3.8), tuvo las soluciones más estables y a partir

de ella se realizó el proceso de selección de las soluciones vecinas con el algoritmo descrito en el capítulo 2.

Al terminar este proceso, la solución escogida con capas virtuales para cada celda, se corresponde en la práctica con su solución original correspondiente. De esta forma se obtiene como resultado un modelo de velocidades de ondas S hasta 350 km de profundidad en cada una de las celdas de $2^\circ \times 2^\circ$ escogidas para la inversión. El conjunto de estos modelos constituye un modelo óptimo, para toda la región, representando ésta una primera aproximación, a este nivel de detalle, de la estructura 3-D del sistema litosfera-astenosfera en la región del Caribe. El número de solución escogida para cada celda aparece en la Figura 3.9. El Anexo 5 muestra una tabulación de los modelos para cada celda y los ΔP_i determinados para cada parámetro y modelo a invertir.

3.7 Modelo de velocidades de ondas S del sistema litosfera-astenosfera en la región del Caribe.

Un ejemplo de los resultados anteriores, se puede ver en las Figuras 3.10, 3.11 y 3.12, que representan el modelo 3-D en cortes desde la superficie hasta los 50 km, 150 km y los 300 km respectivamente.

Los modelos resultantes de la inversión para los primeros 50 km (Figura 3.10), en la parte norte de la placa Suramericana y el Cinturón Plegado del Sur del Caribe (celdas en 74° - 62° W, 10° N), evidencian el predominio de corteza de tipo continental con ~30 km de espesor, coherente con la propuesta de provincias geológicas del Caribe de Dengo y Case (1990), mientras que en la parte más Nororiental de la región (celdas en 60° W, 16° - 18° N), se evidencia la presencia de corteza oceánica, la cual pudiera pertenecer a la corteza del Atlántico (más joven).

Los resultados también revelan una corteza gruesa bien definida en algunas áreas típicamente conocidas como de corteza continental, tales como el Noreste de Yucatán en América Central (celdas en 86°W , 22°N) y el bloque de Chortis (celdas en 84°W , 14°N) (Dengo y Case, 1990) y como corteza transicional gruesa de la región oeste de Cuba (celdas en 82°W , 20° - 22°N) (Tenreyro et. al., 1994). Al este del bloque de Chortis (celdas en 82° - 74°W , 14°N ; 74° - 70°W , 16°N y 70°W , 18°N), mayormente coincidente con el Escarpe de Hess (Pindell y Kennan, 2009), aparecen velocidades relativamente altas en la corteza superior.

En la Figura 3.10 se muestran evidencias de otros rasgos importantes de la corteza del Caribe como el Centro de Generación de Corteza de Caimán (MCSC) para celdas en 86° - 82°W , 18°N , con capas sedimentarias muy finas sobre la parte superior de un manto litosférico.

A lo largo del perfil A-A' (Figura 3.13), mayormente coincidente con el MCSC y la Fosa de Caimán, la corteza más fina se localiza al oeste de la cresta de propagación (en inglés spreading center), coincidente con los resultados de estudios previos (Ten Brink et al., 2001), mientras que hacia el este, la corteza es acrecionada por nuevo material saliente. Un basamento relativamente más superficial se observa en la región más al este de la Trinchera de Caimán (celdas en 80° - 78°W , 18°N , Figura 3.10), también coherente con estudios previos obtenidos por Ten Brink et al. (2002) basados en la modelación del campo gravitatorio. La litosfera es más gruesa en la porción oeste del MCSC que en la porción este, lo cual es coherente con los patrones globales de asimetría de la parte profunda de las crestas (en inglés ridges) propuesto por Panza et al. (2010).

30°	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
28°	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
26°	-	-	10	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24°	-	-	16	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22°	-	18	23	11	10	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20°	-	17	20	19	23	13	16	17	28	17	-	-	-	-	-
18°	-	22	29	28	25	23	23	25	19	16	16	16	21	29	24
16°	-	24	13	23	25	25	11	28	20	16	23	24	14	28	13
14°	-	-	25	20	18	23	12	19	11	22	23	24	30	22	29
12°	-	-	19	24	24	15	18	18	17	16	26	12	20	24	19
10°	-	-	20	30	10	12	21	24	29	19	30	10	14	17	-
8°	-	-	-	17	14	-	19	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		-86°	-84°	-82°	-80°	-78°	-76°	-74°	-72°	-70°	-68°	-66°	-64°	-62°	-60°

Figura 3.8. Esquema de la distribución de la cantidad de soluciones para cada celda obtenidas a partir del proceso de inversión no-lineal (la columna del extremo izquierdo indica latitud norte, la fila abajo longitud oeste y la cuadrícula sombreada indica la celda inicial del procesamiento LSO).

30°	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
28°	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
26°	-	-	7	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24°	-	-	11	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22°	-	1	5	5	6	13	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20°	-	6	8	3	22	2	9	2	28	8	-	-	-	-	-
18°	-	1	20	7	14	11	7	1	4	6	11	7	6	29	3
16°	-	16	1	8	6	13	3	25	8	5	1	11	2	4	1
14°	-	-	3	18	4	21	5	5	5	9	3	2	5	9	10
12°	-	-	15	6	1	4	5	1	3	2	1	2	1	17	9
10°	-	-	3	3	7	5	18	6	23	4	11	5	5	2	-
8°	-	-	-	3	14	-	11	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		-86°	-84°	-82°	-80°	-78°	-76°	-74°	-72°	-70°	-68°	-66°	-64°	-62°	-60°

Figura 3.9. Esquema que indica el número de la solución escogida para cada celda a partir del procesamiento con el algoritmo LSO (la columna del extremo izquierdo indica latitud norte y la fila abajo longitud oeste).

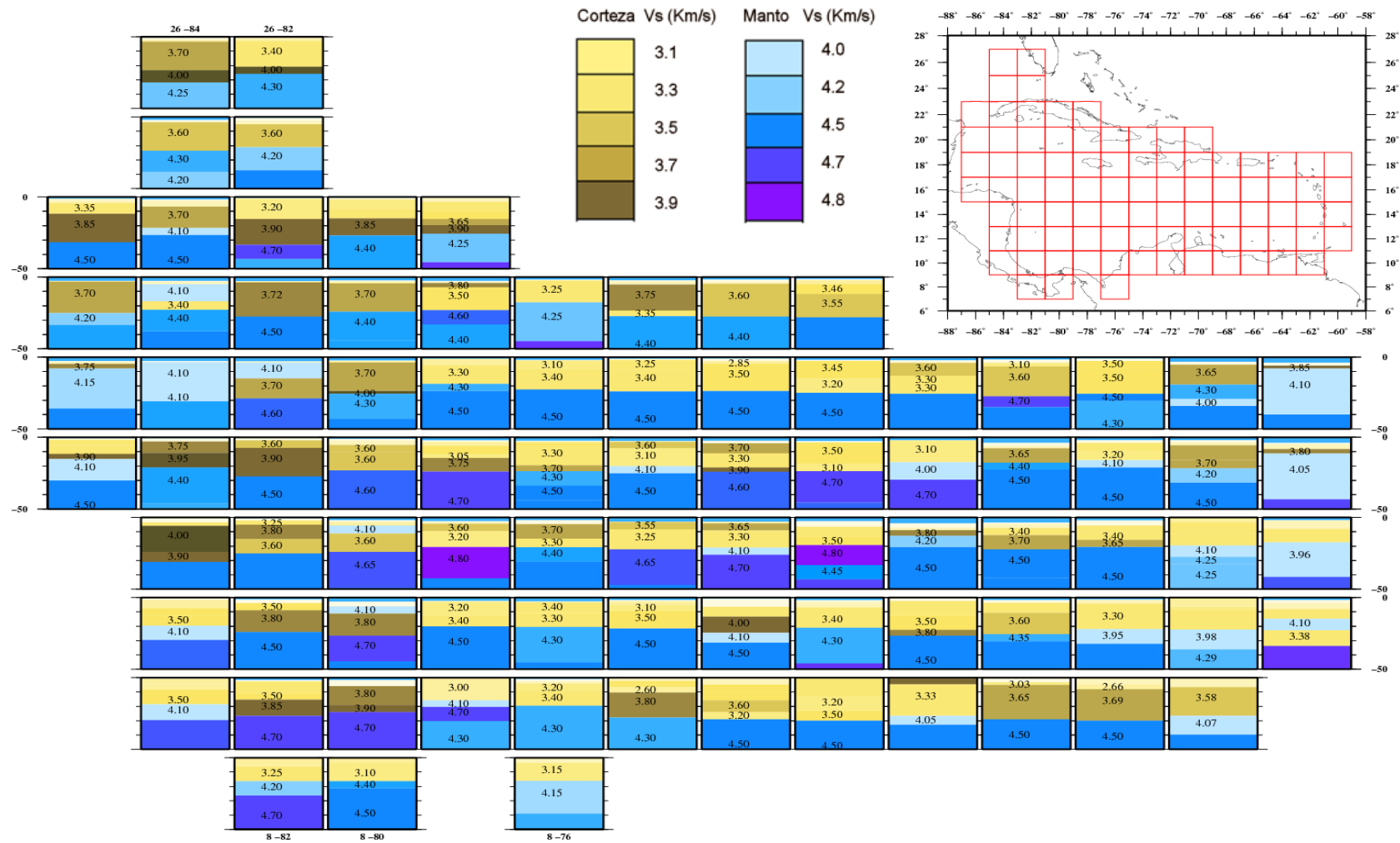


Figura 3.10. Modelos de velocidades de ondas S (V_s) vs. profundidad hasta 50 km. Los números corresponden a los valores de velocidad V_s soluciones del LSO y su rango de variabilidad aparece en el Anexo 5.

Modelo de velocidades de ondas S del sistema litosfera-astenosfera de la región del Caribe y Cuba

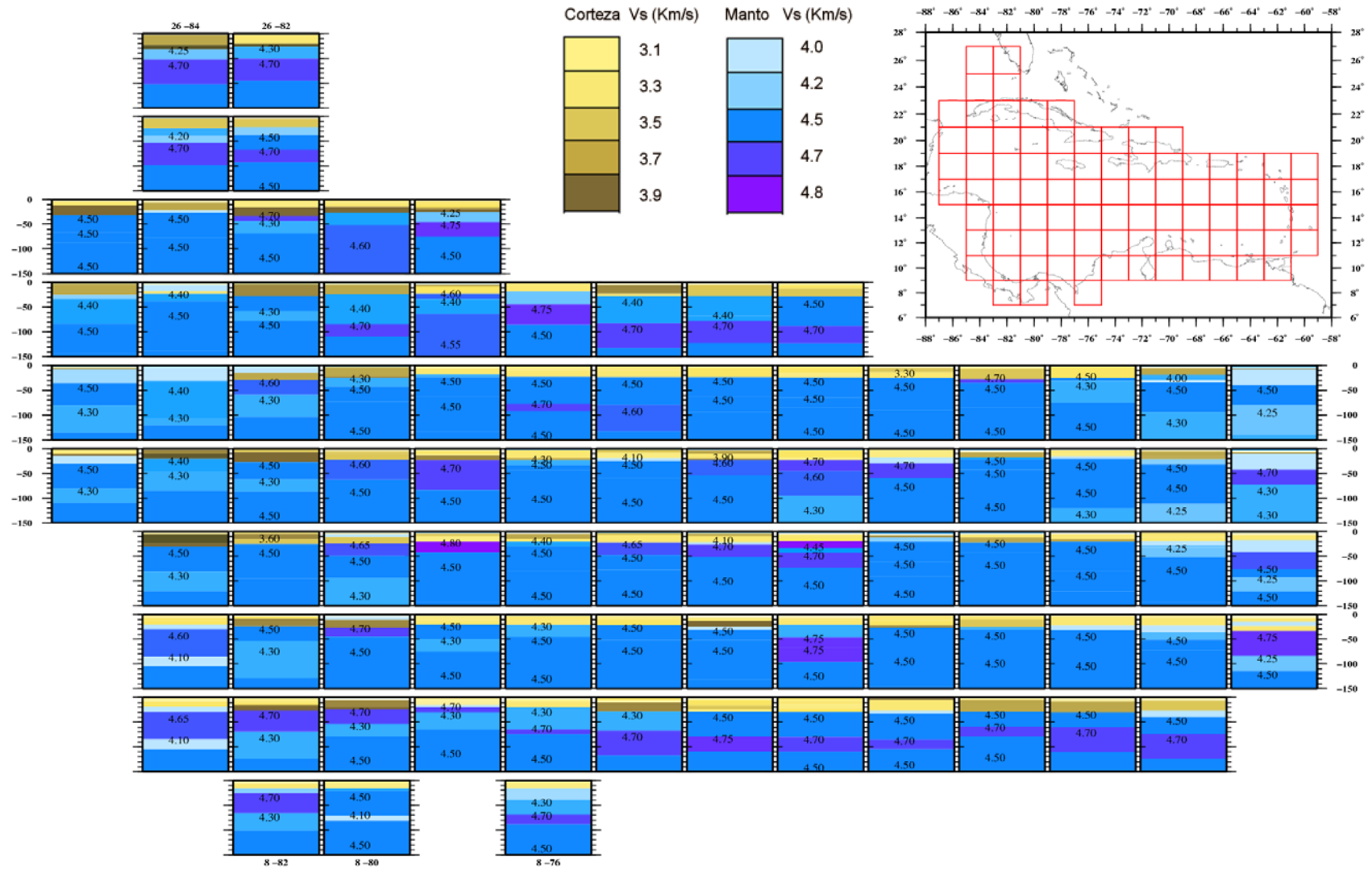


Figura 3.11. Modelos de velocidades de ondas S (Vs) vs. profundidad hasta 150 km.

Modelo de velocidades de ondas S del sistema litosfera-astenosfera de la región del Caribe y Cuba

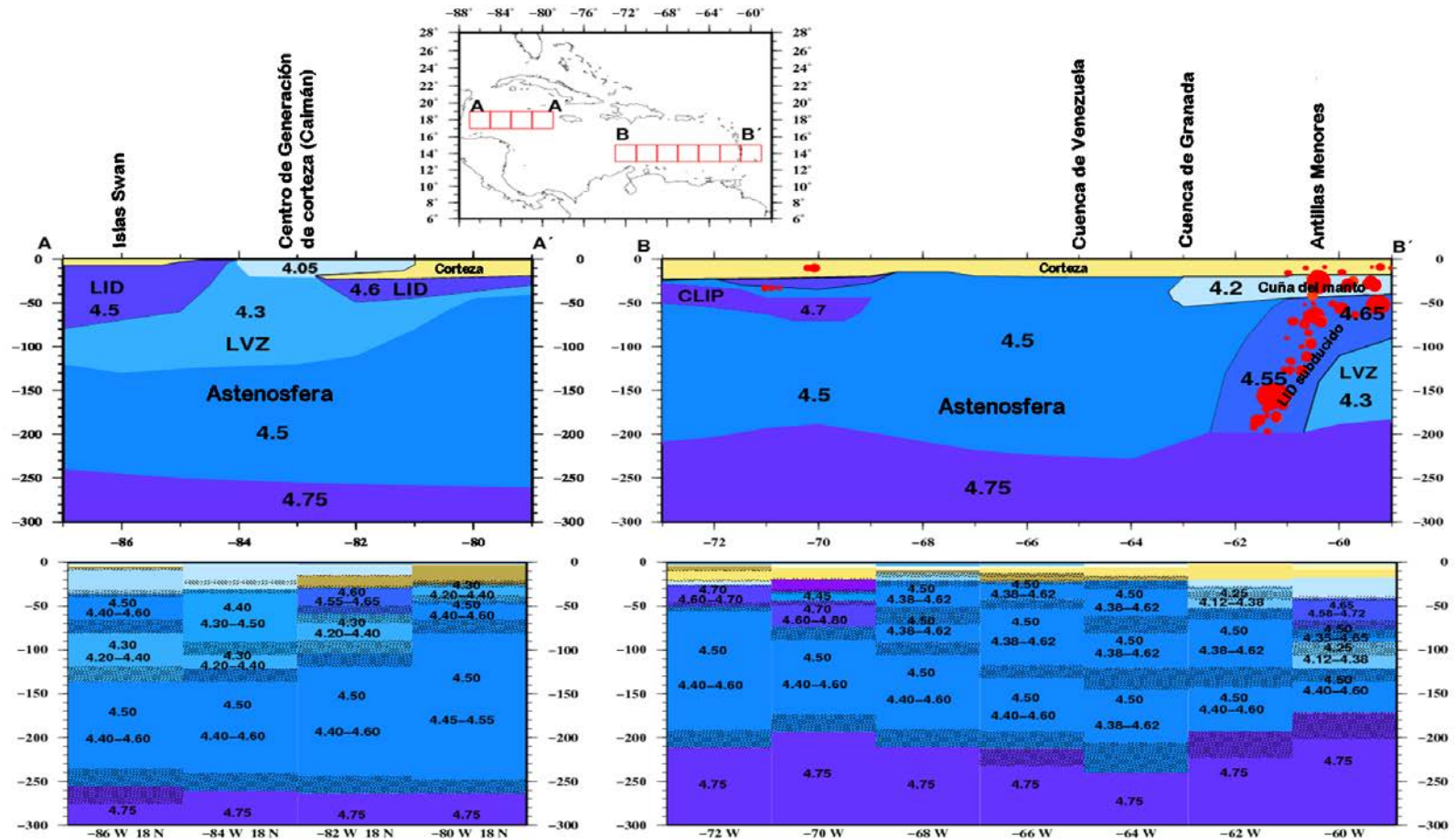


Figura 3.13. Perfiles Vs vs. profundidad a los largo del Rift de Caimán y la zona de subducción Caribe-Atlántico con dibujos esquemáticos de su interpretación. (CLIP, Caribbean Large Igneous Province; LVZ, zona de baja velocidad; los puntos rojos son terremotos de $M > 5.0$ tomados del NEIC). Los valores de Vs y sus rangos de incertidumbre son incluidos en los perfiles. Los errores en espesor están representados con sombreado. En la interpretación, para algunos valores representativos de Vs se tiene en cuenta que caen dentro del rango de incertidumbre.

Coincidiendo con la región donde la placa litosférica del Atlántico se subduce bajo la Placa del Caribe (Pindell y Kennan, 2009) (celdas en 64°W, 18°N; 62°W, desde los 10° hasta los 18°N y 60°W, desde los 12° hasta los 18°N y perfiles B-B', Figura 3.13), el manto superior está caracterizado por bajas velocidades y se denota la presencia de la cuña del manto (en inglés mantle wedge), la cual se localiza con claridad, entre las placas superior e inferior de las zonas de subducción oeste-dirigidas (Doglioni et al., 2009).

Los espesores de corteza en la parte oeste de la placa del Caribe (celdas en 80°-70°W, 12°-18°N, Figura 3.10), varían desde los 20 km a los 25 km, mientras que al este (celdas en 68°-62°W, 14°-16°N), la corteza es más fina y se detectan algunas velocidades bajas en el manto superior (ver también perfil B-B' en Figura 3.13). Tales características son coherentes con la presencia de una ancha cuenca de retroarco (Pindell y Kennan, 2001) y el rejuvenecimiento, de oeste a este de la placa del Caribe debido al retiro hacia el este de la zona de subducción (Doglioni et al., 2007).

Los espesores litosféricos son bien definidos en las celdas localizadas a lo largo de las mayores zonas de fallas transcurrentes (del Pilar y Oriente), y las velocidades de las capas litosféricas más profundas son en general relativamente altas. Estas altas velocidades pudieran estar motivadas por la presencia de velocidades altas en las raíces de la litosfera o por la posible presencia de lasas subducidas, posiblemente del Caribe, en esta región. Más al sur (celdas desde los 74° a los 62°W, 10°N), en la placa de Suramérica y la parte sur del Cinturón Plegado del Sur del Caribe, los espesores litosféricos varían entre los 80 km y los 120 km.

En la parte noroeste de este sistema de fallas se evidencia el enterramiento (en inglés underthrusting) de la placa Sudamericana por la Gran Provincia Ígnea del Caribe (en inglés

Caribbean Large Igneous Province CLIP) (Miller et al., 2009), (celdas en 72°W, 14°N y 70°W, desde los 12° hasta los 14°N), Figuras 3.10 y 3.11 y en el perfil B-B´ Figura 3.13.

En la frontera entre la placa de Norteamérica y la del Caribe (celdas en 82°W, 18°N y desde los 80°W a los 70°W, 20°N) de oeste a este, los espesores litosféricos se incrementan de manera importante hasta el contacto entre la Microplaca de Gonave y la Isla de la Española (en celdas desde los 76°W hasta los 74°W, 20°N). Este engrosamiento desde los 80 km hasta más de 130 km pudiera estar relacionado con la presencia de varias estructuras tectónicas activas importantes en la Isla de la Española, las cuales acomodan el movimiento relativo entre las placas del Caribe y de Norte América (Mann et al., 1998, 2002; Pindell y Kennan, 2009).

Se evidencia además, que la parte inferior de la astenosfera superior en el Caribe, se hace menos profunda de oeste a este, desde aproximadamente 250 km al este de Centroamérica hasta alrededor de 160 km en las Antillas Menores (Figura 3.12).

CAPITULO 4

4. ESTRUCTURA LITOSFERA-ASTENOSFERA DEBAJO DE LAS ESTACIONES SISMOLÓGICAS EN CUBA A PARTIR DE LA INVERSIÓN CONJUNTA DE ONDAS SUPERFICIALES Y FUNCIONES RECEPTORAS.

Las estaciones sismológicas en Cuba, de cuyos registros se tienen referencia a principios del siglo XX, comenzaron un funcionamiento estable a partir de la década de los '60 y tuvieron un importante incremento en número en la década de los '80. A inicios de la década de los '90, las estaciones instaladas sufrieron un importante deterioro, situación revertida a finales de la misma con el montaje de nuevas estaciones, por primera vez de banda ancha, fabricadas en la República Popular China. Esta tecnología en los últimos 15 años ha tenido un monitoreo estable y ha permitido registrar importantes eventos sísmicos dentro y fuera del territorio nacional, así como las vibraciones del terreno asociadas a diversas causas. Los eventos sísmicos y señales de ruido registrados, cuyos datos son compartidos con bancos de datos regionales y mundiales, constituyen una fuente importante de información no sólo de los parámetros de los terremotos sino del medio en el cual se generan y por el cual se propagan las ondas sísmicas.

Con la nueva información registrada, ya a inicios del presente siglo, Moreno (2003) utilizó registros de telesismos del Servicio Sismológico Nacional Cubano para estimar la estructura de la corteza con el uso de la técnica de funciones receptoras. Sin embargo, la estructura inferior de la litosfera y la astenosfera superior en Cuba, es sólo conocida por estudios globales y regionales de tomografías de ondas de cuerpo P (Van Der Hilst, 1990; Montagner y Kennett, 1996) y más recientemente por el uso de la dispersión de ondas superficiales (Vdovin et al., 1999; González et al., 2007; 2011).

Por tales razones y considerando la disponibilidad de datos de la dispersión de ondas superficiales en la región del Caribe (González et al. 2007, 2011), y registros recientes de estaciones sismológicas de banda ancha, es posible realizar una inversión conjunta de las ondas superficiales de Rayleigh y las funciones receptoras para precisar el sistema litosfera-astenosfera en Cuba.

4.1 Características geólogo-geofísicas de Cuba.

La constitución geológica de Cuba es muy compleja y puede ser diferenciada, en síntesis, según Iturralde – Vinent (1998) por el substrato plegado y el neoaútóctono. El substrato plegado incluye rocas que datan desde el Neoproterozoico (940-1000 Ma), hasta el Eoceno Superior (37 Ma), y comprende terrenos oceánicos y continentales. El neo-aútóctono cubano comprende rocas y estructuras formadas después de la consolidación del substrato plegado y está representado por varias generaciones de varias cuencas sedimentarias del Eoceno Superior a la actualidad (Iturralde-Vinent, 1998). La mayor parte de la costa norte de Cuba comprende rocas carbonatadas, pertenecientes a la plataforma Florida-Bahamas, mientras que la mayor parte de la región sur comprende rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas.

Durante el siglo pasado se desarrollaron la mayor parte de los estudios, desde el punto de vista geofísico, de la corteza de Cuba, utilizando mayormente datos gravimétricos, geomagnéticos y de sísmica (Soloviev, 1962; Levchenko et al., 1976; Oliva, 1976; Shcherbakova et al., 1977, 1978; Ushakov et al., 1979; Bovenko et al., 1980, 1982; Fundora, 1982; Rodríguez, 1983; Shein et al., 1985; Bush y Shcherbakova, 1986; Pusharovsky et al., 1987; Díaz Duque et al., 1989; Alvarez, 1990; Oliva y Prol, 1990; Prol et al., 1993; Otero et al., 1998; Cuevas, 1994, 2006; Arriaza, 1998, entre otros). Estos estudios coinciden en la heterogeneidad de la corteza de Cuba con importantes variaciones en las direcciones transversal y lateral al eje mayor de la isla. En particular, para el

Oriente cubano (este de la falla Cauto-Nipe en Figura 4.1), establecen que por los elevados valores de las anomalías de Bouguer, los altos valores de las velocidades de frontera y por la pequeña profundidad de yacencia del Moho, estimados a partir de registros sísmicos para el estudio de la corteza profunda en Cuba oriental, existe una mejor aproximación a una corteza predominantemente oceánica que a una continental.

En la década de los 90' se conformaron mapas generales de espesores y clasificación del tipo de corteza terrestre de Cuba y su plataforma marina (Prol et. al., 1993; Otero et al. 1994; Tenreyro et. al., 1994). Estos resultados fueron obtenidos a partir de datos geológicos, sismológicos, gravimétricos y geomagnéticos, y en general establecen tres tipos de corteza: corteza oceánica en el extremo más oriental de la isla y en los mares profundos del sur de la plataforma insular; corteza transicional fina en la porción oeste del extremo oriental, costa y plataforma sur de la isla, y corteza transicional gruesa (continental) para el resto del territorio centro-norte de la isla y su plataforma insular.

4.2 Selección de datos y procesamiento.

Teniendo en cuenta los criterios de selección de los eventos sísmicos, cuyas señales son factibles de utilizar para el análisis de las funciones receptoras (Capítulo 2), fueron seleccionados y determinadas las funciones receptoras de 25 eventos sísmicos (Tabla 2) registrados en 8 estaciones sismológicas en Cuba (Figura 4.1 y Anexo 1). Entre los eventos analizados se tuvieron en cuenta aquellos seleccionados en el estudio de Moreno (2003) y del total se eliminaron algunos por tener una relación señal-ruído desfavorable.

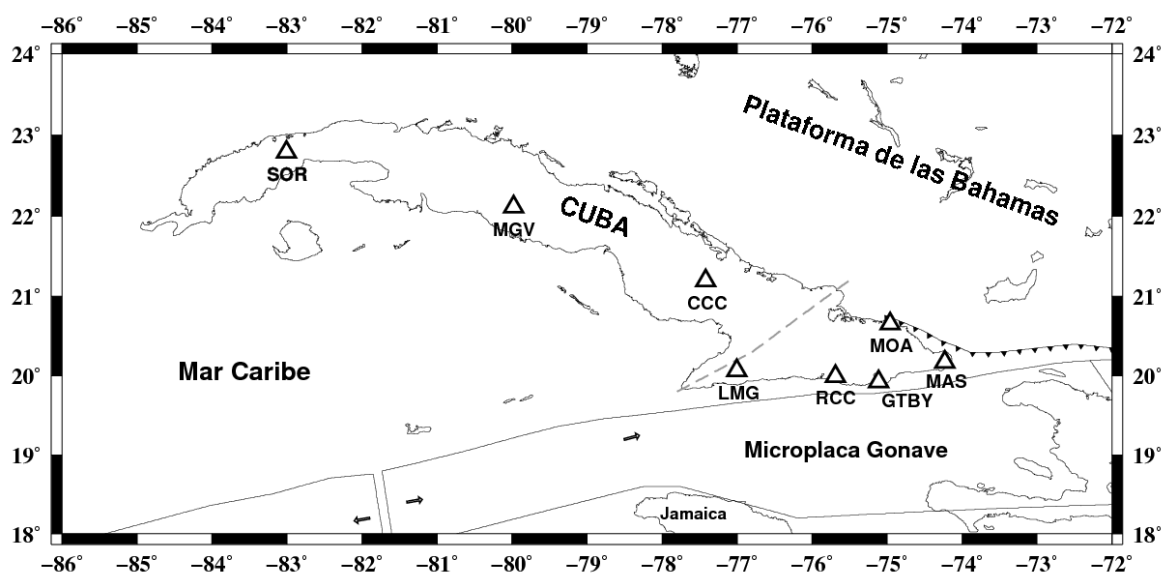


Figura 4.1. Localización de las estaciones sismológicas del Servicio Sismológico Nacional Cubano (SSN) y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (la estación GTBY) en Cuba, utilizadas en este estudio. Los triángulos representan las estaciones sismológicas; las líneas discontinuas representan la falla Cauto-Nipe y las líneas con puntos representan algunas de las fronteras de placas en la región (modificado de González et al., 2011).

La preparación de los datos, que incluye la decimación, filtrado y rotación de las señales, fue hecha con el programa SAC (Goldstein, 1999) y las funciones receptoras fueron calculadas, utilizando un factor Gaussiano de 0.5 ($f < 0.25$ Hz), 1.0 ($f < 0.5$ Hz) y 2.5 ($f < 1.25$), según el procedimiento de Ligorria y Ammon (1999), haciendo una deconvolución iterativa en el dominio del tiempo. Las distintas bandas de frecuencia estuvieron en correspondencia con el objetivo de muestrear estructuras a profundidades y espesores diferentes.

Tabla 2. Lista de los parámetros de los eventos telúricos utilizados para el cálculo de las funciones receptoras y las estaciones correspondientes.

De estudios anteriores (Moreno, 2003)						
Fecha aaaammdd	Hora hhmm	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. km	Ms	Estaciones utilizadas
19980403	2201	-8.15	-74.24	164	6.6	CCC
19980522	0448	-17.73	-65.43	24	6.6	RCC
19980903	1737	-29.45	-71.71	27	6.6	RCC
20010625	0638	-16.58	-73.79	33	5.7	LMG
20010626	0418	-17.75	-71.65	24	6.7	LMG, MAS, RCC
20010705	1353	-16.09	-73.99	62	6.6	MAS, CCC
20010707	0938	-17.54	-72.08	33	7.6	LMG, MAS, RCC, CCC, MG, SOR
20010724	0500	-19.45	-69.25	33	6.4	CCC
20020328	0456	-21.66	-68.33	125	6.5	MG
20020401	1959	-29.67	-71.38	71	6.4	SOR
20020418	1608	-27.53	-70.59	62	6.7	SOR
20030620	1330	-30.61	-71.64	33	6.8	MAS, RCC
De este estudio						
20040503	0436	-37.70	-73.41	21	6.6	MOA
20050521	0511	-3.29	-80.99	39	6.4	MOA
20050613	2244	-19.90	-69.13	110	7.9	RCC, SOR
20050926	0155	-5.68	-76.40	115	7.5	MOA, CCC
20051117	1926	-22.32	-67.89	162	6.8	LMG, MAS
20060430	1917	-26.99	-70.79	7	6.4	MOA, MG
20061020	1048	-13.43	-76.57	33	6.5	RCC, SOR
20070815	2340	-13.32	-76.51	40	7.5	LMG, MOA
20071115	1503	-22.87	-70.41	27	6.1	RCC
20071216	0809	-22.56	-69.98	55	6.7	MOA, MAS
20080208	0938	10.67	-41.90	9	6.9	GTBY
20080523	1935	7.31	-34.9	8	6.5	GTBY
20080910	1308	8.09	-38.72	10	6.4	GTBY

Los datos experimentales para la inversión conjunta fueron: las funciones receptoras calculadas y las curvas de dispersión de ondas superficiales de Rayleigh, correspondientes a las celdas de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ a las que pertenecen las estaciones sismológicas. El error asociado a las curvas de dispersión, fue escogido en correspondencia con el error experimental de determinación de estas curvas con el empleo del análisis en tiempo y frecuencia FTAN.

Teniendo en cuenta que la inversión se realiza solamente en velocidad y la necesidad de realizar una eficiente división en las capas de los modelos de entrada 1-D, se calcularon las derivadas parciales de las funciones receptoras con respecto al espesor de las capas para valores de 1, 2, 4 y 10 km hasta la profundidad de 350 km (Figura 4.2).

Teniendo en cuenta la definición de resolutivez dada por Panza (1981), con el uso de las derivadas parciales, y para evitar el sobre muestreo de los modelos estructurales iniciales, se adoptó la siguiente división en sub-capas:

1. Hasta 36 km de profundidad las capas tendrán un espesor igual a 2 km.
2. En el rango de 36-90 km el espesor de las capas se fija a 4 km; este valor es similar al adoptado en estudios similares desarrollados en otras partes del mundo (Julià, et al. 2003; 2005);
3. En el rango de 90-350 km, considerando la baja resolución de las funciones receptoras a estas profundidades, evidenciado por el valor de sus derivadas parciales (Figura 4.2), los espesores son fijados de acuerdo con la resolutivez de los datos de las ondas superficiales utilizados durante la inversión con el método Hedgehog.

Se tuvo en cuenta además, que el mínimo de capas a invertir en la corteza fuera de cuatro, teniendo en cuenta la constitución anómala de capas de los modelos geológicos cubanos manifestados en trabajos previos realizados con perfiles de sismica (Arriaza, 1998).

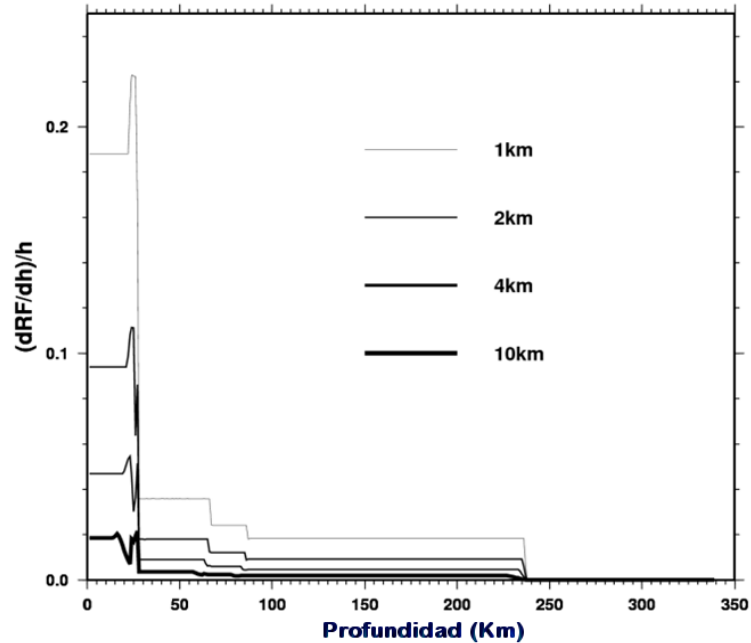


Figura 4.2. Ejemplo del cálculo de las derivadas parciales de las funciones receptoras con respecto a los espesores en función de la profundidad, para espesores de 1, 2, 4 y 10 km, calculadas para uno de los modelos determinados para la estación de Cascorro (CCC).

Las reglas de subdivisión de las capas 1 y 3 fueron establecidas, basadas en el siguiente test de estabilidad: las capas que resultan de la inversión no-lineal de las ondas superficiales fueron subdivididas en subcapas con espesores iguales al paso ΔP_i (para este caso los P_i son espesores) utilizado en la inversión no-lineal, divididos por 1, 1.25, 1.5, y 2. Un ejemplo de los resultados obtenidos en los 4 casos se muestra en la Figura 4.3 para el caso de la estación de Moa. En general, los resultados demostraron que los modelos obtenidos son: a) similares entre ellos, b) sus curvas de dispersión son coherentes con los datos experimentales y su error asociado y c) el porcentaje de ajuste para sus funciones receptoras es similar. Por esta razón, y para evitar un sobre

muestreo en la parametrización de los espesores y para utilizar el poder de resolutivez de las funciones receptoras, se utiliza como factor de división el 1.25 en la subdivisión de las capas.

Teniendo en cuenta además:

- a) El principal interés de identificar las capas de la corteza y el manto superior,
- b) Las características de los datos, los cuales tienen contrastes pobres (arribos de amplitudes pequeñas) después de los 35 s en las funciones receptoras,
- c) Que en los modelos iniciales, se parametrizan las capas hasta el manto superior,

se consideran solamente los primeros 40 s de las funciones receptoras en la inversión conjunta.

En la inversión, el factor amortiguación (damping), el cual balancea un equilibrio entre resolución y estabilidad, se fijó como $\sigma = 0.5$ y el parámetro de influencia **p**, que controla la relativa importancia de las funciones receptoras o de las curvas de dispersión, varió entre 0.1 y 0.5 (Tabla 3). Este valor fue escogido por prueba y error, en aras de que los modelos resultantes tengan: a) el mejor porcentaje de ajuste a las funciones receptoras y b) sean coherentes con las curvas de dispersión experimentales y sus errores asociados.

Durante la inversión, realizada con el paquete de programas Computer Programs in Seismology (Herrmann y Ammon, 2002), que basa sus códigos en los trabajos de Julià et al. (2000), los valores de todas las capas de los modelos iniciales fueron invertidos, pero el peso asociado a las capas superiores de la corteza varió entre 0.1 y 0.8. Esta elección fue adoptada en consideración a la validez de la información geólogo-geofísica de estudios previos, por ejemplo de perfiles sísmicos, y a la relativamente baja resolutivez de los valores de dispersión a periodos mayores que 10 s sobre las capas superiores de la corteza.

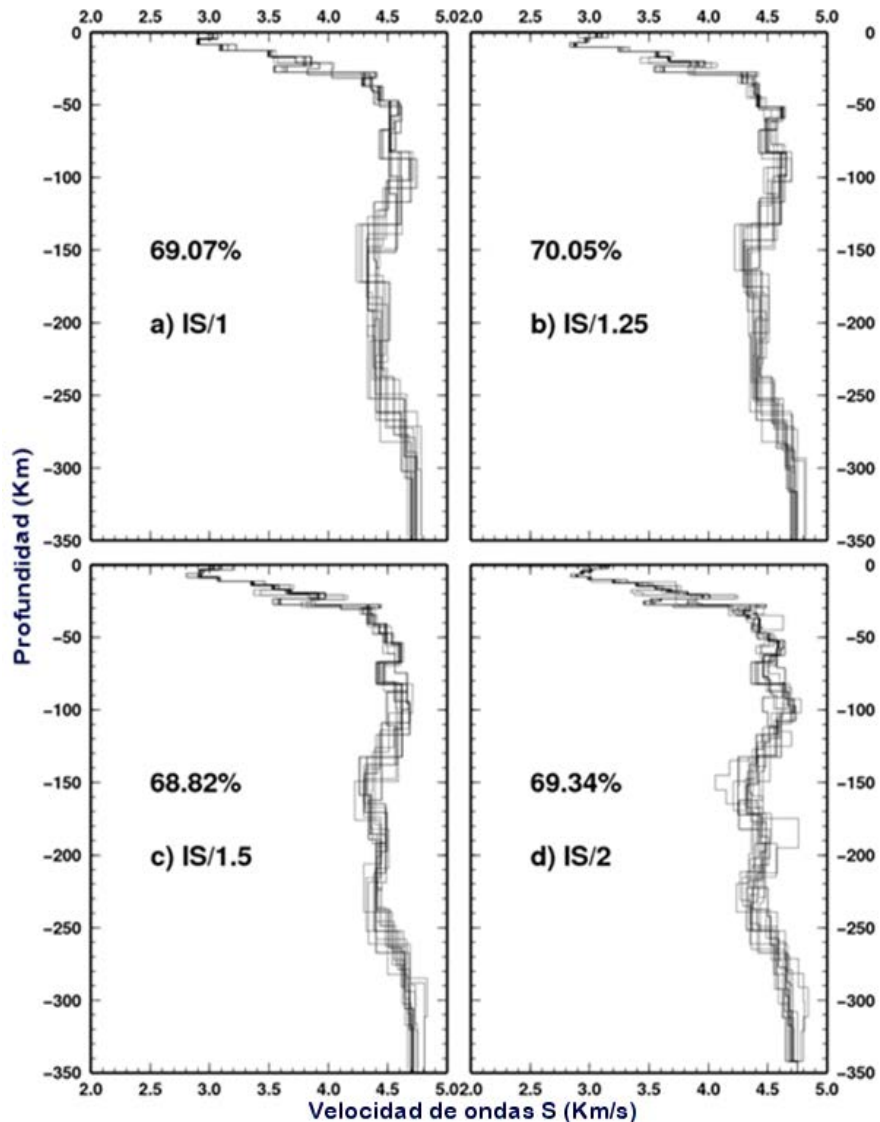


Figure 4.3. Resultados finales obtenidos con los 4 test de estabilidad en la estación Moa. Los espesores de las capas de los modelos iniciales (15 en total) son los determinados por González et al. (2011), utilizando en la inversión el “paso de incremento” (IS), calculado sobre la base de la resolutivez de los datos de dispersión. Los espesores de las capas fueron divididos considerando subdivisiones iguales a su correspondiente IS dividido por 1 en (a), en (b) por 1.25, en (c) por 1.5 y en (d) por 2. En cada caso, el porcentaje indica el valor máximo obtenido en el ajuste entre las funciones receptoras experimentales y calculadas, considerando todos los modelos iniciales.

Tabla 3. Parámetros resultantes de la inversión conjunta. (%) indica el porcentaje de ajuste de la función receptora, r.m.s. indica la raíz media cuadrática del error (dispersión estándar) en el ajuste de las curvas de dispersión de las ondas superficiales, y el parámetro p indica el peso o balance entre los datos de las funciones receptoras y los datos de dispersión.

Estación	SOR	MGV	CCC	LMG	RCC	GTMO	MOA	MAS
%	80.9	68	86	60	80	87	77	84
r.m.s.	0.021	0.041	0.020	0.034	0.018	0.010	0.043	0.021
p	0.2	0.4	0.3	0.5	0.45	0.25	0.15	0.1

La función que controla la variación del promedio de ajuste entre las funciones receptoras teóricas y experimentales asociadas a cada terremoto seleccionado, se ajustó de tal manera que la inversión terminara cuando la mejora del ajuste de una iteración a otra, fuera menor que un 0.05%.

Del proceso de suavizado de los modelos resultantes, que son utilizados como datos de entrada para una nueva inversión (Figura 4.4 y descripción del método en el Capítulo 2), se obtuvo que: el porcentaje de ajuste de las funciones receptoras se incrementó, con respecto a los anteriores no-suavizados para casi todas las estaciones, y en los casos en que decreció, lo hizo en menos de un 1%, mientras que el ajuste de las curvas de dispersión permaneció coherente con los datos experimentales y sus errores asociados.

En la Figura 4.5 se muestra un ejemplo de ajuste de funciones receptoras y en la Tabla 3, se muestran los porcentajes de ajuste finales obtenidos como resultado del proceso de inversión para cada estación y sus correspondientes dispersiones estándar r.m.s. Como criterios de selección del modelo óptimo para cada estación, se utilizaron los mencionados en el capítulo 2.

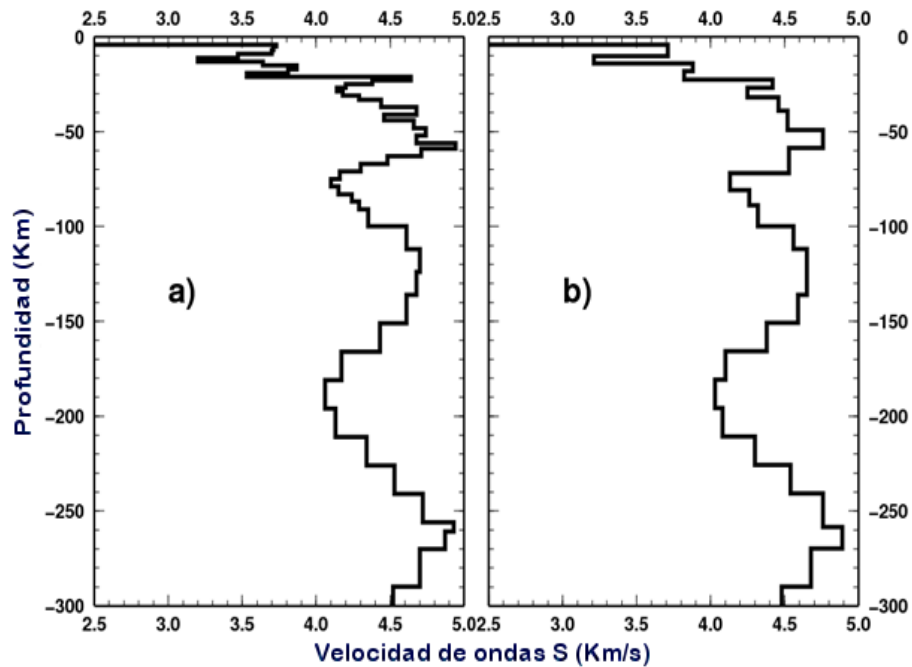


Figura 4.4. Ejemplo de resultado del proceso de suavizado aplicado a un modelo de la estación Las Mercedes (LMG): a) modelo después del primer proceso de inversión. b) modelo resultado de la inversión considerando como modelo inicial el suavizado obtenido de (a).

4.3 Estructura litosfera-astenosfera debajo de las estaciones sismológicas en Cuba.

Los resultados de la inversión conjunta de velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh y funciones receptoras en estaciones sismológicas, a partir del uso de la metodología propuesta en el capítulo 2, se resumen en la Tabla 4 y el Anexo 6, y son mostrados en la Figura 4.6. Estos resultados evidencian una mejora en el detalle del conocimiento acerca del sistema litosfera-astenosfera debajo de estas localidades estudiadas, con relación a estudios previos de carácter regional o local. Rasgos importantes obtenidos, como la frontera manto-corteza, son, en su mayoría, coherentes con los resultados obtenidos en estudios previos con el uso de otros datos geofísicos, como reflejan algunos ejemplos comparativos mostrados en la Tabla 5. Los espesores de la litosfera, sus valores de velocidad de ondas S y la posible presencia de losas subducidas debajo de las

estaciones, se evidencia en algunas de las estructuras unidimensionales determinadas y constituye una información novedosa para el área de estudio.

Analizando cada una de las estructuras obtenidas de oeste al este de la Isla de Cuba, se observa que el modelo obtenido para la estación localizada en Soroa (SOR), en su región más occidental (Figura 4.7, Tabla 4 y el Anexo 6), indica que el Moho está localizado a una profundidad de alrededor de 24 km y en la corteza inferior está presente un canal de bajas velocidades de ondas S.

Estas características son coherentes con una corteza de acreción posiblemente como resultado del proceso de obducción (Coleman, 1971), donde cortes (slices) ofiolíticos de estructuras oceánicas, están doblados y mezclados, en la parte superior de la litosfera continental. A mayor profundidad se observa que, los espesores litosféricos son de alrededor de 80 km y a una profundidad de aproximadamente 90 km, están presentes un conjunto de capas de aproximadamente 90 km de espesor, caracterizadas por velocidades relativamente altas, que varían de 4.5-4.75 km/s, lo que pudiera indicar la presencia de una litosfera subducida, muy coherente con algunas teorías como la de Pindell y Kennan (2009), que hablan de una compresión pasada en dirección norte-sur.

Hacia el este de la isla, los resultados para la estación de Manicaragua (MGV) tienen uno de los peores porcentajes de ajuste para las funciones receptoras (Tabla 3), lo cual puede estar motivado por una relación señal ruido menos favorable con respecto a otras estaciones. Los valores determinados para esta estación (Figura 4.7), indican valores relativamente bajos en la corteza superior, mientras que en la corteza inferior, las capas poseen valores de velocidad relativamente altos. La frontera corteza-manto se encuentra a una profundidad de alrededor de 26 km y las velocidades son relativamente bajas en el manto superior, incluso con respecto al modelo inicial.

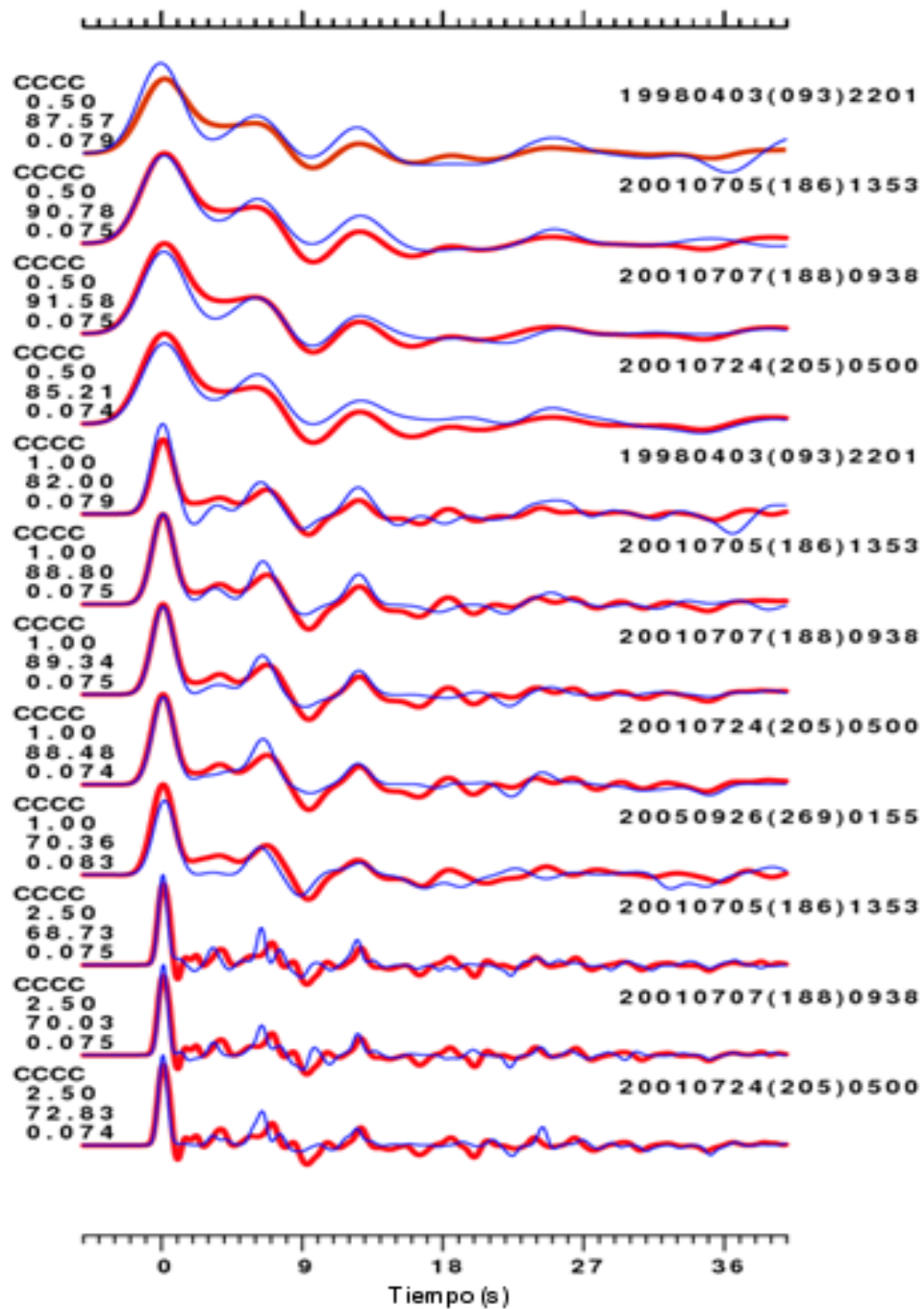


Figura 4.5. Ejemplo de ajuste para funciones receptoras en la estación de Cascorro (CCC) resultado de la inversión conjunta utilizando como factores gaussianos 0.5, 1.0 y 2.5. Las líneas finas (azules) representan los datos experimentales y las líneas gruesas (rojas) representan las funciones receptoras teóricas escogidas, correspondiente al mejor porcentaje de ajuste que para este caso fue del 86%.

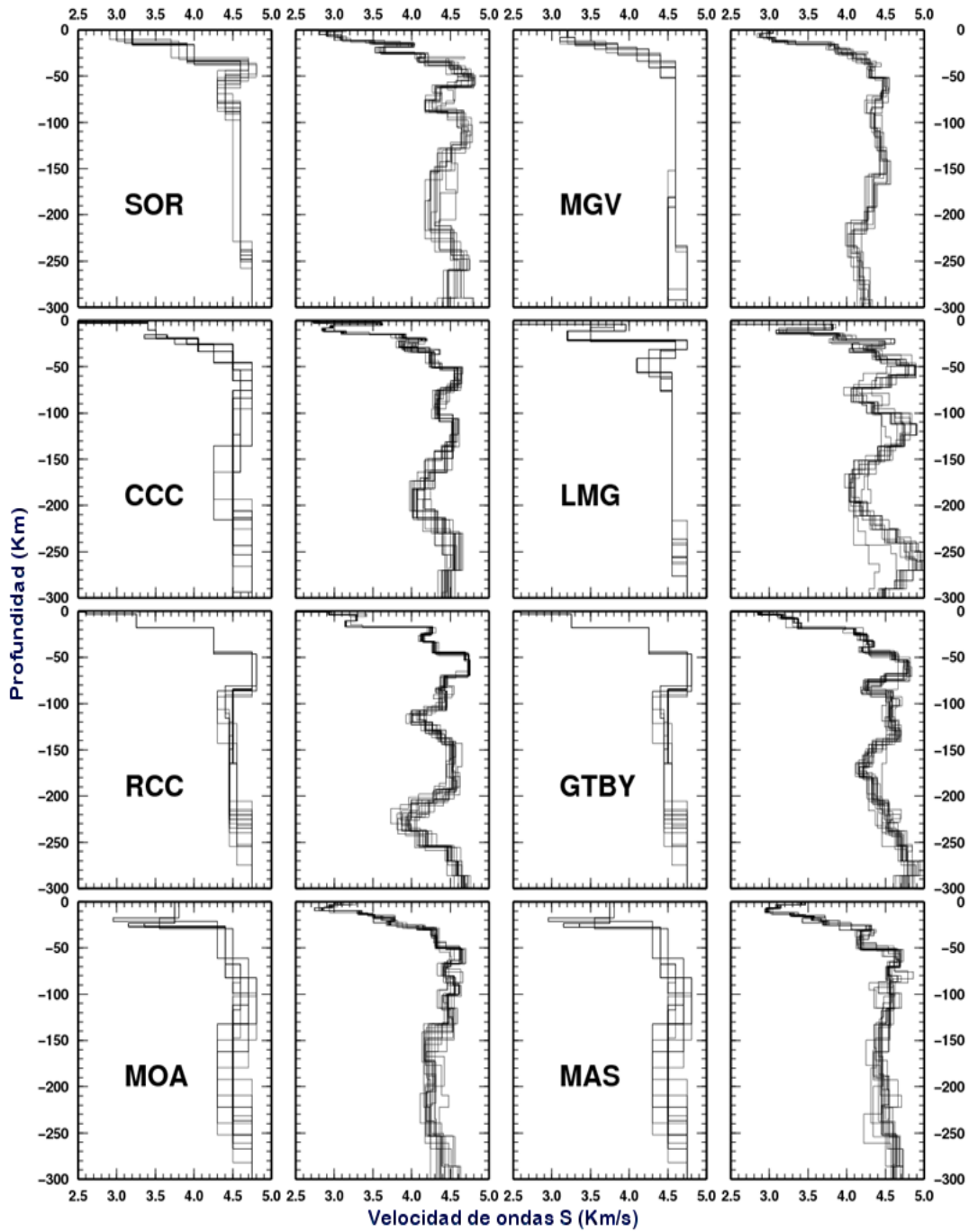


Figura 4.6. Para cada estación en el lado izquierdo se muestran los modelos iniciales que fueron tomados de los correspondientes a las celdas de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ obtenidos en el proceso de inversión no-lineal de curvas de dispersión y a la derecha los modelos finales obtenidos de la inversión conjunta.

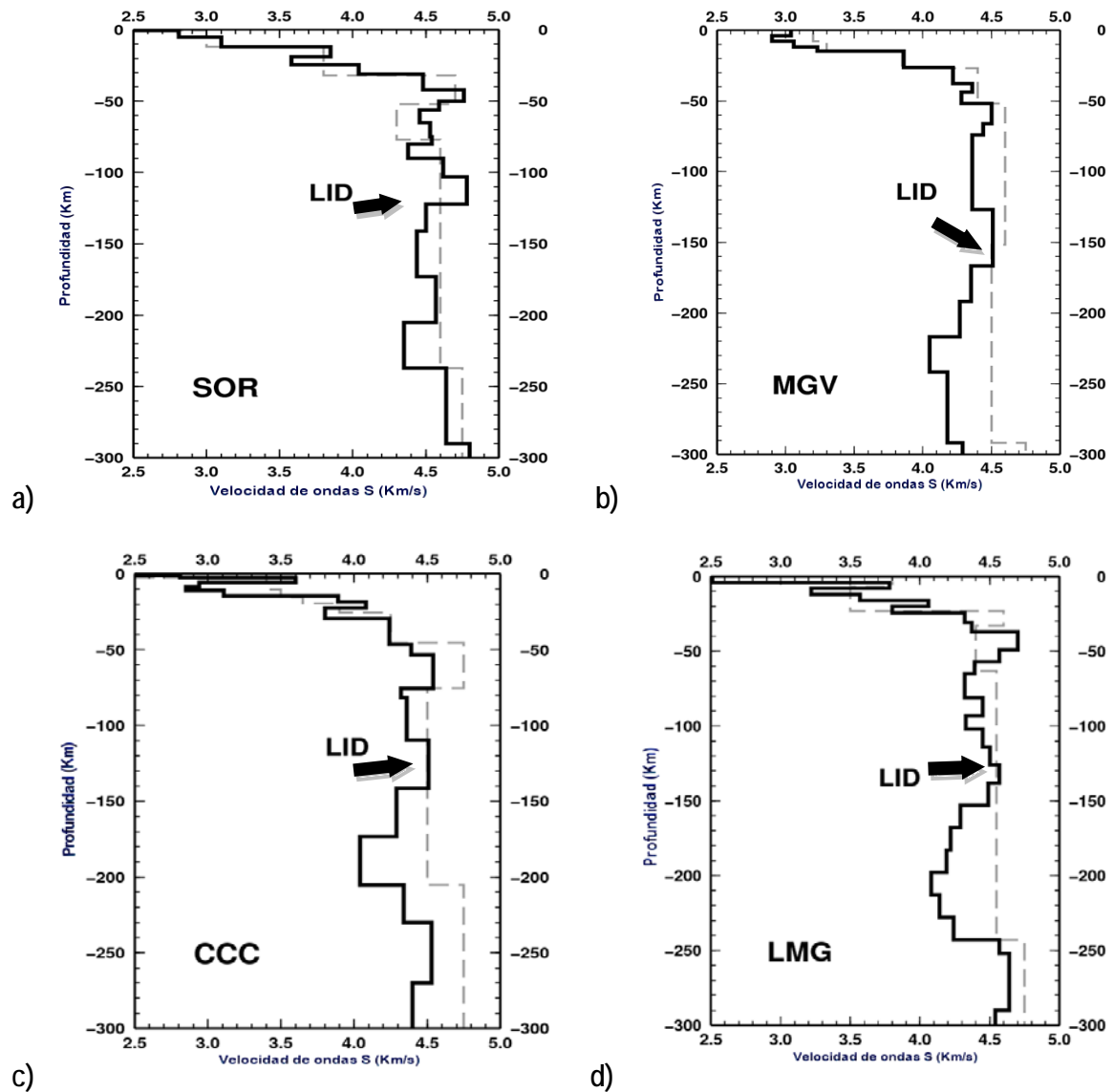


Figura 4.7. Solución escogida (línea negra gruesa) y modelo inicial (línea gris discontinua) resultado de la inversión conjunta y los datos de la dispersión para las estaciones de: a) Soroa (SOR) con un LID (región de alta velocidad sísmica en la parte superior del Manto (Anderson, 1995)) centrado a una profundidad de alrededor de 110 km; y b) Manicaragua (MGV), con un LID centrado a una profundidad de alrededor de 145 km. c) Cascorro (CCC) con un LID centrado a una profundidad de alrededor de 125 km; y d) Las Mercedes (LMG) centrado a una profundidad de alrededor de 130 km. Los LID pueden indicar la presencia de una losa subducida en cada una de ellas.

Tabla 4. Espesores de la corteza (promediada a 0.5 km) y la litosfera (redondeada a 5 km) y rango de profundidad de posibles losas subducidas debajo de las estaciones en Cuba.

Estación	SOR	MGV	CCC	LMG	RCC	GTMO	MOA	MAS
Espesor corteza (km)	24.5	26.5	29.5	24.5	16.5	18.5	26.0	30
Espesor litosfera (km)	80	75	75	65	95	75	130	150
Rango de profundidad de la placa subducida (km)	90 205	125 165	110 140	105 155	130 190	85 150		

La litosfera tiene un espesor de 75 km y una posible losa subducida de alrededor de 40 km de espesor, se localiza a unos 125 km de profundidad y cuyo origen puede ser similar al de la presente debajo de la estación de Soroa.

La estación de Cascorro (CCC) se encuentra localizada en el centro de la isla de Cuba. Sus condiciones geólogo-geofísicas y el encontrarse más distante de las costas, hacen que la relación señal ruido de sus registros sea buena y ello ha implicado que en la inversión tenga uno de los mejores ajustes para las funciones receptoras. El modelo resultante para esta estación (Figura 4.7), muestra una corteza con un espesor de 30 km, coherente con los valores de espesor propuesto por estudios anteriores (Bovenko et al., 1982; Bush y Shcherbakova, 1986; Otero et al., 1998; Moreno, 2003), (Tabla 5).

En la corteza están presentes capas de bajas velocidades, las cuales pueden estar motivadas por el proceso de obducción, con el cabalgamiento temprano de la plataforma de las Bahamas por el arco de islas de Cuba; este rasgo, y los espesores litosféricos de alrededor de 75 km, pudieran ser coherentes con la presencia de una corteza de tipo acrecionaria. Debajo de esta estación también hay evidencias de una losa subducida en el manto entre los 110 km y los 140 km.

La región oriental de Cuba es la región donde se concentra la mayor sismicidad en el país dada la intensidad de los procesos tectónicos que allí ocurren (Arango, 1996). Coincidentemente en esta zona, se registran los mayores valores de anomalías de Bouguer (Cuevas et al., 2001), y la variada y alta distribución de la sismicidad, son el principal argumento para que allí se concentren 5 estaciones de banda ancha. En su extremo suroccidental se localiza la estación de Las Mercedes (LMG), muy próxima al sistema de fallas Cauto-Nipe (Figura 4.1), en una zona donde se han reportado variaciones importantes de espesores de corteza (Bovenko et al., 1982; Bush y Shcherbakova, 1986; Otero et al., 1998; Arriaza 1998). Para esta estación, la relación señal ruido fue relativamente alta con respecto a otras estaciones y naturalmente, ello tuvo una importante implicación en el porcentaje de ajuste de las funciones receptoras.

Otro factor que pudo influir de manera significativa en este ajuste, es la posible variación lateral de las estructuras en profundidad, lo que dificulta el ajuste a una estructura 1-D. Los resultados de la inversión conjunta para esta estación, en la ladera norte de la Sierra Maestra, mostraron un Moho a una profundidad de 25 km y algunas capas finas de bajas velocidades en la corteza (Figura 4.7), lo cual es típico de una corteza de acreción.

Para la estación LMG, la litosfera tiene un espesor de 65 km y éste valor es coherente con una estructura de tipo oceánica (Panza, 1980), o continental transicional fina (Tenreyro et al., 1994). A una profundidad entre los 100 km y los 155 km, se localizan un conjunto de capas con velocidades relativamente altas, lo que pudiera ser explicado por la presencia de una losa subducida. Este rasgo distintivo en la estructura 1-D de esta estación, está también presente debajo de otras estaciones en la región sur-oriental de Cuba como en Río Carpintero (RCC) y en Guantánamo (GTBY, Figura 4.8); ello, unido a la presencia de la Sierra Maestra como relieve emergido de casi 2 km de altura que incluye rocas de arcos volcánicos del Cretácico y el Paleógeno (Rojas-Agramonte et al. 2008) es

coherente con la presencia de una losa subducida, con cierta variación en su espesor y profundidad, que pudiera ser explicado por un enterramiento pasado o presente (en inglés underthrusting) en esta región.

En la inversión para la estación de Río Carpintero (RCC) (Figura 4.8), la corteza determinada fue de tipo oceánico con un espesor de alrededor de 16 km, coincidente con la clasificación hecha por Tenreyro et al. (1994), y coherente con estudios previos, algunos de estos basados en la interpretación de datos geofísicos o funciones receptoras (Bovenko et al., 1982; Otero et al., 1998, Moreno, 2003 y Cuevas et al., 2006). Los espesores litosféricos determinados por ésta inversión, fueron de alrededor de 93 km, el cual es un valor frecuente en litosferas oceánicas relativamente jóvenes (Panza, 1980), mientras que a profundidades entre 130 km y 190 km, se detecta un cambio de las propiedades físicas que, como en caso anteriores, pudiera ser justificado, por la presencia de una losa subducida, más profunda que para la estación de Las Mercedes (LMG).

La estación de la bahía de Guantánamo (GTBY), localizada a unos 80 km al este de Río Carpintero y con un equipamiento instalado con características técnicas diferentes a las del resto de este estudio, también evidencia una corteza de tipo oceánica. El Moho es determinado a unos 19 km de profundidad y el espesor litosférico de 76 km, valores también coherentes con los frecuentemente encontrados en este tipo de corteza (Panza, 1980) y la posible losa subducida se localiza entre los 90-150 km de profundidad. Debajo de ambas estaciones (RCC y GTBY), las capas del manto superior, en un espesor de alrededor de 26 km, tienen una velocidad de ondas S relativamente baja; tal rasgo es coherente con la presencia de una litosfera oceánica en una zona tectónicamente activa (Anderson, 1989), lo que se evidencia en la sismicidad registrada en la misma (Álvarez, et al. 1999).

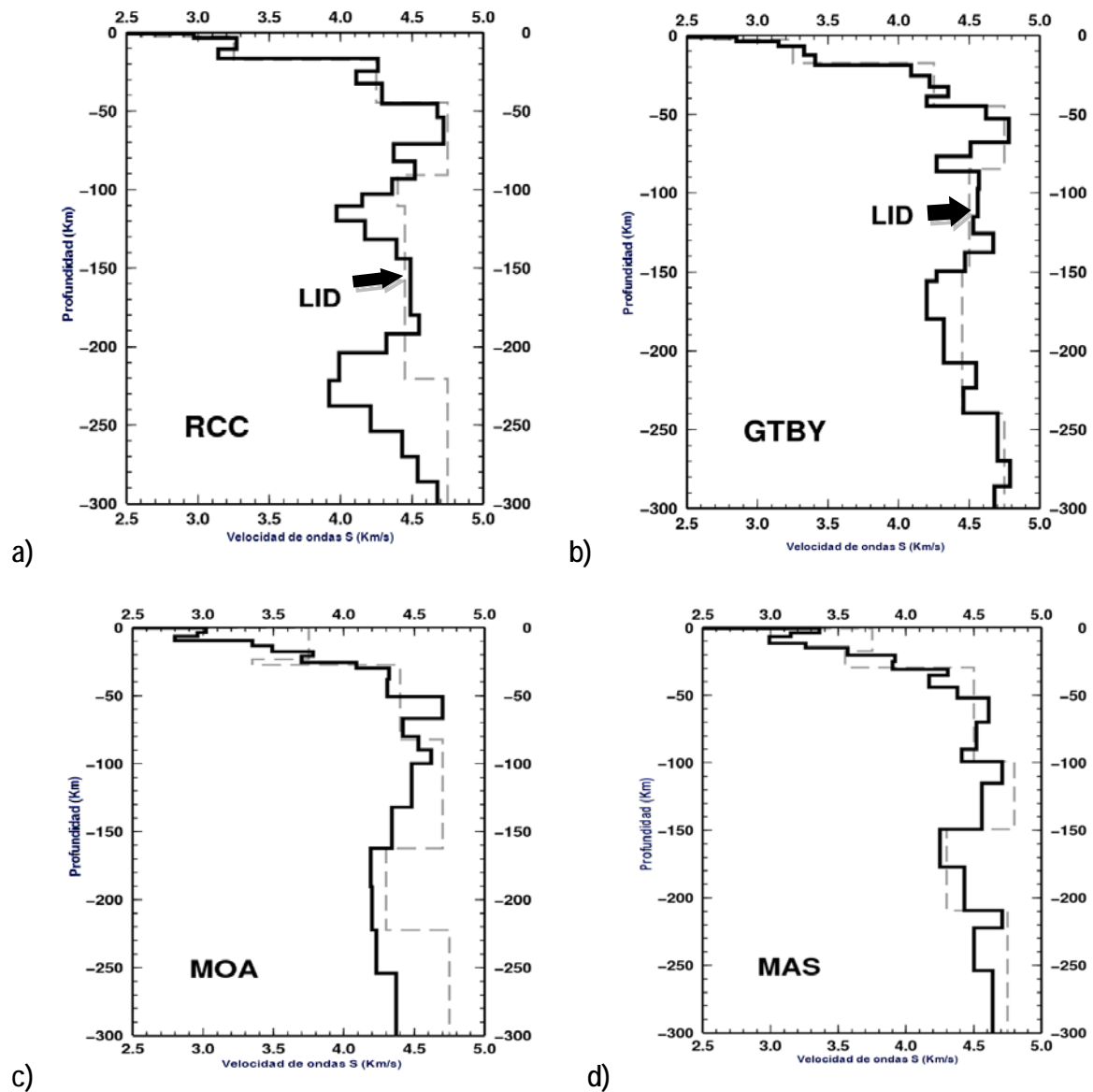


Figura 4.8. Solución escogida (línea negra gruesa) y modelo inicial (línea gris discontinua) para la estación de: a) Río Carpintero (RCC) con un LID centrado a una profundidad de alrededor de 170 km; b) Bahía de Guantánamo (GTBY), con un LID centrado a una profundidad de alrededor de 110 km; c) Moa (MOA), y d) Maisí (MAS), resultado de la inversión conjunta de las funciones receptoras y los datos de la dispersión de ondas de Rayleigh.

La Figura 4.8 muestra el modelo seleccionado resultado de la inversión para la estación de Moa (MOA). En el mismo, la corteza tiene un espesor de 26 km, algo más fina que los valores obtenidos por Moreno (2003) con el empleo únicamente de funciones receptoras y un número menor de señales (Tabla 5). Tal espesor y la presencia de capas de la corteza con valores de velocidades relativamente bajos, son coherentes con un tipo de corteza de acreción, relacionada con la deformación compresiva entre la plataforma de Bahamas y la isla de Cuba en la costa norte de Cuba (Moreno, et al. 2002). La litosfera debajo de esta estación, tiene un espesor de 130 km sin evidenciarse la presencia de losas subducidas.

En el extremo más oriental de Cuba, 80 km al este de la estación MOA, los resultados para la estación de Maisí (MAS) (Figura 4.8), evidencian la presencia de una corteza de 30 km de espesor y de una capa de baja velocidad pronunciada en su parte superior. Al igual que en la estación de Moa, este tipo de corteza aparenta ser el resultado de un proceso de acreción entre la plataforma de la Bahamas y la isla de Cuba (Moreno, et al. 2002). La litosfera debajo de esta estación tiene un espesor de 150 km sin la evidencia de alguna losa subducida en profundidad.

Los modelos obtenidos para la corteza de las estaciones MOA y MAS, son diferentes con respecto a los sugeridos en estudios anteriores por Otero et al., 1998, (Tabla 5). Estos estudios determinaron una corteza de tipo oceánica basándose en perfiles sísmicos de refracción y datos gravitacionales. Sin embargo, los perfiles utilizados no estaban localizados tan cercanos a las estaciones MOA y MAS como para considerar válida esta interpretación, en una región de grandes heterogeneidades, a diferencia de otros perfiles próximos al resto de las estaciones, los que presentan valores de velocidades y profundidad del Moho (Arriaza, 1998) coherentes al presente estudio. Los resultados para MOA y MAS, evidencian la presencia de una corteza de acreción y son coherentes con la

presencia del Cinturón Mayarí-Baracoa, localizado en la parte más oriental del Cinturón Ofiolítico Cubano de orientación este-oeste (Iturralde-Vinent, 1996), originado como resultado del proceso de obducción en la deformación compresiva entre la plataforma de Bahamas y la isla de Cuba (Moreno, et al. 2002).

Tabla 5. Comparación entre los espesores de la corteza debajo de las estaciones sismológicas en Cuba obtenidas por diferentes estudios. El símbolo de pregunta (?) indica que el espesor indicado es extrapolado de perfiles relativamente distantes de las estaciones.

Estación	Bovenko et al., 1982	Bush y Shcherbakova, 1986	Otero et al, 1998	Moreno, 2003	Cuevas et al, 2006	Este estudio
MAS	-	-	< 20 km	24 km	25 - 30 km	30 km
MOA	-	-	< 20 km	29 km	20 – 25 km	26 km
RCC	18 km (?)	-	< 20 km	18 km	0 – 20 km	16 km
LMG	21 km (?)	17-24 km (?)	< 20 km	19 km	25 – 30 km	24.5 km
CCC	32 km (?)	35 km (?)	> 30 km	31 km	30 – 45 km	29.5 km
MGV	-	17-24 km (?)	20-30 km	24 km	25 - 30 km	26 km
SOR	-	30 km (?)	20-30 km	27 km	25 - 30 km	24 km
GTBY	-	-	-	-	0 – 20 km	19 km

CONCLUSIONES GENERALES

- 1.- El desarrollo actual, tanto de la sismometría en Cuba y la región del Caribe, como de los métodos y algoritmos para la determinación e inversión de las curvas de dispersión de las ondas superficiales de Rayleigh, permiten utilizar, bajo cierto esquema de procesamiento, las señales de terremotos registrados en esta región y la información geólogo-geofísica existente "a priori", para la obtención de mapas tomográficos y modelos de velocidades de ondas S del interior de Tierra en la misma.
- 2.- Los mapas tomográficos y el modelo 3D de velocidades de ondas S (V_s) vs. profundidad de la región del Caribe obtenidos, proveen nueva información acerca del sistema litosfera-astenosfera en áreas y a profundidades con pobre información geólogo-geofísica a este nivel de resolución.
- 3.- En estos mapas y modelo, se pueden distinguir algunos rasgos importantes del sistema litosfera-astenosfera como: a) la presencia predominante, aunque difusa, de corteza oceánica en la misma; b) el rejuvenecimiento, de oeste a este, de la corteza en la placa del Caribe, típico de zonas de subducción oeste-dirigidas; c) la presencia de velocidades relativamente altas a profundidades que varían entre los 80 km y los 130 km en las mayores zonas de fallas transformantes, entre las placas de Norteamérica, Suramérica y la del Caribe; d) la asimetría de los espesores de la corteza y la litosfera hacia el oeste y este del Centro de Generación de Corteza de Caimán; e) las altas velocidades en la corteza superior para algunas celdas pertenecientes al Escarpe de Hess; y f) el hecho de que en la placa del Caribe, de oeste a este, la parte superior de la astenosfera inferior se hace más superficial, de unos 250 km de profundidad al este de América Central, a unos 160 km en la zona de subducción.

- 4.- La inversión conjunta de las curvas de dispersión y las funciones receptoras para todas las estaciones de banda ancha en Cuba, permitió determinar las velocidades de ondas S en estructuras profundas de la corteza y el manto superior en la región.
- 5.- En los modelos determinados se pueden distinguir algunos rasgos importantes del sistema litosfera-astenosfera debajo de las estaciones sismológicas en Cuba como son: a) la profundidad del Moho con valores, en su mayoría, coherentes con los obtenidos por estudios previos, una zona de transición litosfera-astenosfera y la presencia de losas subducidas debajo de las estaciones; b) la presencia de corteza de acreción, con diferentes espesores, evidente en casi todas las estaciones excepto en aquellas localizadas en la región suroriental de Cuba, donde la corteza oceánica es predominante; c) para las estructuras debajo de las estaciones RCC y GTBY, espesores de la corteza y la litosfera coherentes con un entorno oceánico, y la presencia de capas de baja velocidad en el manto superior, coherente con la presencia de una zona de procesos tectónicos importantes reflejados en su sismicidad; d) para las estaciones SOR, MGV, CCC, LMG, RCC y GTBY la presencia de una losa subducida debajo de la litosfera donde están localizadas; e) para las estaciones de MOA y MAS estructuras caracterizadas por una corteza gruesa, con capas de baja velocidad en la misma, y por una litosfera más gruesa que la obtenida para otras estaciones, lo que es coherente con la presencia de un tipo de corteza de acreción, como resultado del proceso de obducción en la deformación compresional entre la plataforma de la Bahamas y la isla de Cuba.

RECOMENDACIONES

1. Utilizar el modelo 3D del Caribe y los modelos unidimensionales debajo de las estaciones sismológicas en Cuba propuestos por este estudio, para mejorar el conocimiento geodinámico de la zona del Caribe y de Cuba en particular, así como para perfeccionar varias aplicaciones en el campo de la sismología como la modelación de ondas sísmicas, la determinación de los parámetros de los terremotos en la región, entre otras.
2. Lograr una mayor precisión en estos resultados, teniendo en cuenta: a) la dispersión de velocidades de fase; b) la dispersión entre estaciones utilizando las señales de ruido; c) el uso de otros tipos de ondas como las de Love; d) la incorporación de nuevas estaciones sismológicas que se instalen en la región; así como e) la ocurrencia futura de eventos sísmicos de considerable magnitud.
3. Realizar estudios similares de inversión conjunta en estaciones en otros países del área, lo que permitirá una mejora de los resultados en los mismos los cuales, posteriormente, podrán ser combinados con la sismicidad y reprocesados para toda la región con el uso de algoritmos de optimización como el LSO.
4. Comparar los resultados obtenidos con los datos y resultados de los campos potenciales, e intentar disminuir la incertidumbre en el conocimiento actual del sistema litosfera-astenosfera en Cuba y el Caribe, a partir de su análisis y procesamiento conjunto.
5. Extrapolar el esquema de trabajo propuesto a otras regiones y escalas, es decir, a estudios tanto fuera de la región del Caribe como con más detalle en la misma e incluso a escala local.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, Keiti y Richards, Paul G., 2002. Quantitative seismology (2 ed.). University Science Books. [ISBN 0-935702-96-2](#).

Álvarez, L., 1977. Dispersión de la velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh en la región del Caribe, Informe Científico-Técnico No. 5, Instituto de Geofísica y Astronomía, La Habana, Cuba.

Álvarez, L. Chuy, T., Garcia, J., Moreno, B., Alvarez, H., Blanco, M., Exposito, O., González, O., Fernández, A.I., 1999. An earthquake catalogue of Cuba and neighboring areas, ICTP Internal Report IC/IR/99/1, Miramare, Trieste, 60 pp.

Alvarez, R., 1990. Investigaciones de la estructura espacio-temporal del campo geomagnético del archipiélago cubano. Tesis en opción al grado de candidato a doctor en Ciencias Físico-Matemáticas. Academia de Ciencias de la URSS-Universidad Estatal de Leningrado, pág. 200.

Ammon, C. J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, Bull. Seismol. Soc. Am., 81, 2504-2510.

Ammon, C. J., 1997. An overview of Receiver Function Analysis, Home Page of Ammon. <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rep01.html>

Ammon, C.J., Randall, G.E. y Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions, J. Geophys. Res. 95, 15303–15318.

Anderson, Don L., 1989. Theory of the Earth, Blackwell Scientific Publications, Boston, 366 pp.

Anderson, Don L., 1995. Lithosphere, asthenosphere and perisphere. Reviews of Geophysics. 33, 1, February 1995. 125-149.

- Arango, E. D., 1996. Geodinámica de la región de Santiago de Cuba en el límite de las placas de Norteamérica y el Caribe. Tesis de maestría. Instituto Politécnico Nacional de México. Fondos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas. Santiago de Cuba, 110p.
- Arnaiz-Rodríguez, M. y Garzón, Y., 2012. Nuevos mapas de anomalías gravimétricas del Caribe. *Interciencia*. Marzo 2012. Vol. 37. No. 3. 0378-1844/12/3/176-07.
- Arriaza, G., 1998. Nuevos enfoques en la interpretación y procesamiento de las ondas refractadas para el estudio del basamento en Cuba. Tesis Doctoral. ISPJAE - MES - CUBA.
- Backus, G., and Gilbert, J.F., 1968. Resolving power of gross earth data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 16: 168-205.
- Bassin, C., Laske, G. y Masters, G., 2000. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America, *EOS Trans. AGU*, 81, F897.
- Bath, M, 1968. *Mathematical Aspects of Seismology*. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam.pp.280-294.
- Bath M. y Vogel A., 1958. Surface waves from earthquakes in Northern Atlantic-Arctic Ocean. *Pure and Applied Geophysics*. Volume 39, Number . p135-54, DOI: 10.1007/BF02001130.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro N. M. y Yang, Y. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurement. *Geophysical Journal International*, 169, 1239-1260.
- Biswas, N.N. y Knopoff, L., 1974. The structure of the upper mantle under the U.S. from the dispersión of Rayleigh waves, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 36, 515–539.

Bovenko, V.G.; Shchervakova, B.E. y Hernández, G., 1980. Nuevos datos sobre la estructura profunda de Cuba oriental. *Geología Soviética*, 9:101-109.

Bovenko, V.G., Shcherbakova, B.E. y Hernández, G., 1982. Novyye geofizicheskiye dannyye o glubinnour stroyenii vostochnoy kuby (New geophysical data on the deep structure of eastern Cuba), *Sovetskaya Geologiya* 9, 101–109; translation in *International Geology Review* 24, 1155–1162.

Boyadzhiev, G., Brandmayr, E., Pinat, T. y Panza, G.F., 2008. Optimization for nonlinear inverse problem. *Rendiconti Lincei: Scienze Fisiche e Naturali*, 19, 17-43.

Bunduschuh, J. y Alvarado, G.E., 2007. *Central America: geology, resources, hazards*. London, Taylor y Francis, p. 323-340.

Bush, V.A. y Shcherbakova I.N., 1986. New Data on the Deep Tectonics of Cuba, *Geotectonics* 20, 192–203.

Chimera, G., Aoudia, A., Saraò, A. y Panza, G.F., 2003. Active tectonics in central Italy: constraint from surface wave tomography and source moment tensor inversion, *Physics of the Earth and Planetary Interior*. v.138, pp. 241–262.

Chulick, G. S. y Mooney, W. D., 2002. Seismic Structure of the Crust and Uppermost Mantle of North America and Adjacent Oceanic Basins: A Synthesis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92(6), 2478-2492.

Coleman, R. G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, *J. Geophys. Res.* 76,1212–1222.

Cuevas, J.L., 1994. Caracterización de las anomalías gravimétricas de Cuba Centro Oriental y su utilización en estudios de tectónica y sismicidad. Tesis en opción al grado de doctor en Ciencias

Geofísicas. Instituto de Geofísica y Astronomía, Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente de Cuba. pág. 200.

Cuevas, J.L, Diaz, L.A., y Polo, B., 2001. Regionalización gravimétrica en el Caribe Centro Occidental (I): Nuevos mapas de anomalías de Bouguer total y aire libre de Cuba a escala 1: 500 000. Memorias de GEOMIN 2001. GF, 93-104.

Cuevas, J. L., R. Álvarez, E. Pérez, B. Polo y G. Arriaza, 2006. Corteza Terrestre Profunda en el Caribe occidental: Nuevas Evidencias Geofísicas [Obra Cient.]. Inst. Geof. y Astron., La Habana, Colección Premios ACC, 94 pp. (+105 Anex. Gráf.).

De Nisco, G. and Nunziata, C., 2010. Vs profiles from noise cross correlation at local and small scale. Pure and Applied Geophysics, 10.

Dengo, G. y Case, J.E., 1990. The Geology of North America. Volume H. The Caribbean Region, The Geological Society of America, Boulder, U.S.A.

Díaz Duque, J.A.; Azge, PA.; Casareal, V.G. y Díaz, VO., 1989. Estudio de la estructura profunda de la provincia Pinar del Río a partir del campo gravimétrico. Informe Científico-Técnico, Universidad de Pinar del Río, pág. 30.

Ditmar, P.G. y Yanovskaya, T.B., 1987. A generalization of the Backus-Gilbert method for estimation of lateral variations of surface wave velocity, Izv. Akad. Nauk SSSR, Fizika Zemli (6), 30–60.

Doglion C., Gueguen, E., Harabaglia P. & Mongelli F., 1999. [On the origin of W-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean](#). Geol. Soc. Sp. Publ., 156, 541-561.

Doglion C., Carminati E., Cuffaro M. y Scrocca D., 2007. Subduction kinematics and dynamic constraints. Earth Science Reviews, 83, 125-175, doi:10.1016/j.earscirev.2007.04.001.

- Dogliani C., Tonarini S. y Innocenti F., 2009. [Mantle wedge asymmetries and geochemical signatures along W- and E-NE-directed subduction zones](#). Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2009.01.012
- Du, Z.J., Michelini, A., y Panza, G.F., 1998. EurlD: a regionalised 3-D seismological model of Europe. Phys. Earth Planet. Inter., 105, 31-62.
- Du, Z.J. y Fougere, G.R., 1999. The crustal structure beneath the northwest fjords, Iceland, from receiver functions and surface waves. Geophys. J. Int., 139, 419-432.
- Dziewonski A., Bloch S., y Landisman M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. Bulletin of the Seismological Society of America, 59, No. 1, 427-444.
- Florsch, N., Fäh, D., Suhadolc, P. and Panza, G.F., 1991. Complete synthetic seismograms for high-frequency multimode SH-waves, Pure and Appl. Geoph. 136, 529-560.
- Fowler, C.M.R., 1995. The Solid Earth. An Introduction to Global Geophysics. Cambridge Univ. Press 1995.
- Fundora, M., 1982. Interpretación combinada de los materiales geofísicos a escala 1:100,00 en la región Habana-Matanzas. Tesis de candidato a doctor en Ciencias Geólogo-Mineralógicas. Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Carolina Rep. de Checoslovaquia, pág. 100.
- Gök, R., Mahdi, H., Al-Shukri, H., y Rodgers, A.J., 2008. Crustal structure of Iraq from receiver functions and surface wave dispersion: implications for understanding the deformation history of the Arabian-Eurasian collision, Geophys. J. Int., 172, 1179-1187
- Goldstein, P., 1999. SAC User's Manual, Lawrence Livermore Laboratory, University of California.
- González, O., 1999. Modelos de Corteza de la Región del Caribe a partir de la dispersión de Ondas Superficiales. Tesis de Maestría. Universidad de Oriente.

González, O.; Alvarez, L.; Guidarelli, M. y Panza, G.F., 2007. Crust and Upper Mantle Structure in the Caribbean Region by Group Velocity Tomography and Regionalization. *Pure and Applied Geophysics*, v. 164, pp. 1985–2007.

González, O.; Alvarez, L.; Moreno, B. y Panza, G.F., 2011. S-Wave Velocities of the Lithosphere–Asthenosphere System in the Caribbean Region. *Pure and Applied Geophysics: Volume 169, Issue 1*, pp. 101-122, DOI: 10.1007/s00024-011-0321-3.

González, O.; Moreno, B.; Romanelli, F. y Panza, G.F., 2012. Lithospheric structure below seismic stations in Cuba from the joint inversion of Rayleigh surface-waves dispersion and receiver functions. *Geophysical Journal International*. (2012) **189**, 1047–1059 doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05410.x.

Grant F.S. & West G.F., 1986. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. Instituto del libro. Edición revolucionaria. pp.584.

Haskell, N.A., 1953. Dispersion of surface waves on multilayered media: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 43, p. 17-34.

Herrmann, R.B., 1987. *Computer Programs in Seismology*, Saint Louis University, St Louis, MO.

Herrmann, R.B. y Ammon C.J., 2002. *Computer Programs in Seismology: Surface waves, Receiver functions and Crustal structure*, Version 3.20, Saint Louis University, St Louis, 110 pp.

Iturralde-Vinent, M.A., 1996. Geología de las ofiolitas de Cuba. In M.A. Iturralde - Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364. Special Contribution n.1, Miami, USA, 83-120.

Iturralde, M., 1998. Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. *Acta Geológica Hispánica*, Vol. 33, No1-4. , p 9-56. Universidad de Barcelona. España.

Iturralde-Vinent, M. A., y Lidiak, E. G., 2001. Caribbean plate tectonics (IGCP 433): Gondwana Research, v. 4, p. 247-248.

Iyer, H. M. y Hirahara, K., 1993. Seismic Tomography Theory and Practice, published by Chapman & Hall 1993. ISBN 9780412371905.

James, K., 2005. A simple synthesis of Caribbean Geology. Transactions of the 16th Caribbean Geological Conference, Barbados. Caribbean Journal of Earth Science, Geological Society of Jamaica. 39 (2005), 69-82.

Julia, J., Vila, J. y Macia, R., 1998. The receiver structure beneath the Ebro basin, Iberian Peninsula. Bull. Seism.Soc. Am., 88, 1538-1547.

Julia, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., y Correig, A.M., 2000. Joint inversion of receiver functions and surface-wave dispersion observations, Geophys. J. Int., 143, 99-112.

Julia, J., Ammon, C.J., y Herrmann R.B., 2003. Lithospheric structure of the Arabian Shield from the joint inversion of receiver functions and surface-wave group velocities, Tectonophysics, 371, 1-21.

Julia J., Ammon, C.J. y Nyblade A.A., 2005. Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities, Geophys. J. Int., 162, 555-569.

Karagianni, E.E., Panagiotopoulos, D.G., Panza, G.F., Suhadolc, P., Papazachos, C.B., Papazachos, B.C., Kiratzi, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Priestley, K., y Vuan, A., 2002. Rayleigh Wave Group Velocity Tomography in the Aegean area. Tectonophysics, 358: 187-209.

Kikuchi, M., y Kanamori, H., 1982. Inversion of complex body waves, Bull. Seism. Soc. Am. 72, 491-506.

Knopoff, L., 1972. Observation and inversion of surface-wave dispersion. In: A.R. Ritsema (Editor), *The Upper Mantle*. Elsevier. Amsterdam.

Langston, C. A., 1977. The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67, 1029-1050.

Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762.

Langston, C. A., 1989. Scattering of teleseismic body waves under Pasadena, California, *J. Geophys. Res.*, 94, 1935-1951.

Laske, G. y Masters, G., 1997. A global digital map of sediment thickness, *EOS Trans. AGU* 78, F483.

Last, R.J., Nyblade, A.A. y Langston, C.A., 1997. Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities. *J. Geophys. Res.*, 102, 24 469-24 483.

Levchenko, VA.; Gurevicil, OS.; Zabicfuna, VV.; Kmas, N.A. y Pafinova, S.I., 1976. Caracterización comparativa de la constitución geológica de Cuba y otros países de la cuenca del mar Caribe y el Golfo de México con el objeto de evaluar las perspectivas petrolíferas y gasíferas de Cuba y las acuatorias adyacentes. Informe Científico-Técnico del Ministerio de la Industria Básica, pág. 150. En: *Archivo del Fondo Geológico de Cuba*.

Levshin, A.L., Pisarenko, V.F. y Pogrebinsky, G.A., 1972. On a Frequency-Time Analysis of Oscillations, *Ann. Geophys.*, 28(2), 211-218.

Levshin, A.L., Radnikova, L.I., y Berger, J., 1992. Peculiarities of Surface Wave Propagation across Central Eurasia, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 2464-2493.

Ligorria, J. y Ammon, C. J., 1999. Iterative deconvolution of teleseismic seismograms and receiver function estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1395-1400.

Ligorria J.P. y Molina, E., 1997. Crustal Velocity Structure of Southern Guatemala using Refracted and Sp Converted Waves, *Geofísica Intern.*, 36(1).

Magnani, M.B., Zelt, C.A., Levander, A. y Schmitz, M., 2009. Crustal structure of the South-American plate boundary at 67° from controlled seismic data, *J. Geophys. Res.* 114, B02312, doi:10.1029/2008JB005817.

Mann, P., Prentice, C.S. Burr, G. Pena, L.R., Taylor, F.W., 1998. Tectonic evolution geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic, In: *Active strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America Special Paper 326, Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 63-123.

Mann, P., Calais E., Ruegg J.-C., DeMets C., Jansma P. E., y Mattioli G. S., 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations, *Tectonics*, 21(6), 1057, doi:10.1029/2001TC00134.

Mangino, S.G., Zandt, G. y Ammon, C.J., 1993. The receiver structure beneath Mina, Nevada. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 542-560.

Martinez, M.D., Lana, X., Badal, J., Canas, J.A., y Pujades, L., 1997. Preliminary objective regionalization of the Mediterranean basin derived from surface-wave tomography. *Annali di Geofis.*, XL, 1: 43-59.

Martinez, M.D., Lana, X., Canas, J.A., Badal, J., y Pujades, L., 2000. Shear-wave velocity tomography of the lithosphere-asthenosphere system beneath the Mediterranean area. *Phys. Earth and Plan. Int.*, 122: 33-54.

- Martinez, M.D., Canas, J.A., Lana, X., y Badal, J., 2001. Objective regionalization of Rayleigh wave dispersion data by clustering algorithms: an application to the Mediterranean basin. *Tectonophysics*, 330: 245-266.
- Miller, M.S., Levander, A., Niu, F. y 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.
- Montagner, J.P. y Kennett, B.L.N., 1996. How to reconcile body-wave and normal-mode referente Earth models, *Geophys. J. Int.* 125, 229–248.
- Mooney, W.D., Laske, G., y Masters, T.G., 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at 5°x5°, *J. Geophys. Res.* 103(B1), 727–747.
- Moreno, B., Grandison, M., y Atakan, K., 2002. Crustal velocity model along the Southern Cuban margin: Implications for the tectonic regime at an active plate boundary, *Geophys. J. Int.* 151, 632–645.
- Moreno, B., 2003. The crustal structure of Cuba derived from Receiver Function Analysis, *Journal of Seismology*, 7, 359-375.
- Nazarian, S., Stokoe, K. H., II, and Hudson, W. R., 1983. Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems: *Transport. Res. Record*, 930, 38–45.
- Nolet, G., 1987. *Seismic tomography with applications in global seismology and exploration geophysics*. Ed. Nolet, G., D. Reidel Publ. Company, Dordrecht, Holland.

Nunziata, C. 2004. Seismic ground motion in Napoli for the 1980 Irpinia earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, Vol.161, No.5/6, pp. 1239-1264.

Nunziata, C. 2005. FTAN method for detailed shallow VS profiles. *Geologia Journal of technical & environmental geology*, No.3, pp. 25-43, disponible desde www.consiglionazionalegeologi.it.

Núñez, D., Córdoba, D., Pazos, A., Martín-Dávila, J., Carbó, A., Granja-Bruña, J. L., Payero, P., y Cotilla, M., 2010. Seismic Images of the Crust across the northern Beata Ridge (NE Caribbean). *European Geosciences Union EGS-EUG Joint Assembly (2-7 Mayo 2010)*. Viena (Austria).

Oliva, G., 1976. Criterios tectónico-estructurales de un área de la región occidental de Cuba en base a transformaciones lineales de los campos gravitatorio y magnético. Tesis de candidato a doctor en Ciencias Geólogo-Mineralógicas. Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Carolina Rep. de Checoslovaquia, pág. 100.

Oliva, G. y Prol, J.L., 1990. Mapa de las anomalías de Bouguer de Cuba. En: *Nuevo Atlas de Cuba*. Sección 11.3.4 Características Geofísicas, Gravimetría. Editado en Madrid.

Oliver, J.E., 1962. A summary of observed seismic surface wave dispersion. *Bull. Seismol.Soc.Am.*, 52, 81-86.

Orihuela, N., García, A. y Arnaíz-Rodríguez, M., 2012. Magnetic anomalies in the Eastern Caribbean. [International Journal of Earth Sciences](http://www.ijesonline.com). April 2013. Volume 102. [Issue 3](#). pp 591-604.

Otero, R., Prol, J.L., Tenreyro, R. y Arriaza, G.L., 1998. Características de la corteza terrestre de Cuba y su plataforma marina (Characteristics of the Earth's crust in Cuba and its marine platform), *Minería y Geología* 15, 31–35.

Owens, T. J., G. Zandt, y S. R. Taylor., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795.

Owens, T. J., Taylor, S. R., y Zandt., G., 1987. Crustal structure at regional seismic test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 631-662.

Ozalaybey, S., Savage, M.K., Sheehan, A.F., Louie, J.N., y Brune, J.N., 1997. Shear-wave velocity structure in the northern basin and range province from the combined analysis of receiver functions and surface waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 183-189.

Palau, R., Moreno, B. y Blanco, M.A., 2006. Modelo de velocidades sísmicas de Cuba Oriental.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 34-35: 109-119.

Panza, G.F., 1980. Evolution of the Earth's lithosphere. NATO Adv. Stud. Inst. Newcastle, 1979. In: *Mechanisms of Continental Drift and Plate Tectonics*. Ed.: Davies, P.A. and Runcorn, S.K., Academic Press, pp. 75-87.

Panza, G.F., 1981. The resolving power of seismic surface waves with respect to crust and upper mantle structural models. In: *The solution of the inverse problem in geophysical interpretation*. Cassinis R. ed., Plenum Publ. Corp., 39-77.

Panza, G.F., 1985. Synthetic seismograms: the Rayleigh waves modal summation. *J. Geophys.*, 58, pp. 125-145.

Panza, G.F., y Pontevivo, A., 2004. The Calabrian Arc: a detailed structural model of the lithosphere-asthenosphere system. *Acc. Naz. XL V. XXVIII*: 51-88

- Panza, G.F., y Raykova, R., 2007. Non Color-Saturated Cross-Sections of Non-Linear Tomography and Seismicity. Internal Report of the Abdus Salam International Centre For Theoretical Physics. IC/2007/123.(ICTP)
- Panza, G. F., Raykova, R. B., Carminati, E. y Doglioni, C., 2007. Upper mantle flow in the western Mediterranean. *EPSL*, 257, 200-214.
- Panza, G. F. y Raykova, R. B., 2008. Structure and rheology of lithosphere in Italy and surrounding. *Terra Nova*. Vol. 20, No. 3, 194-199.
- Panza, G.F., Doglioni C. y Levshin A., 2010. [Asymmetric ocean basins](#). *Geology*, 38, 1, p. 59-62, doi: 10.1130/G30570.1.
- Papazachos, B.C., 1964. Dispersion of Rayleigh Waves in the Gulf of Mexico and Caribbean Sea, *Bull. Seis. Soc. America*, 54(3), 909-926.
- Park, C. B., Miller, R. D., y Xia, J. 1999. Multi-channel analysis of surface waves: *Geophysics*, 64, 800-808.
- Pasyanos, M.E., Walter, W.R., y Hazler, S.E., 2001. A surface wave dispersion study of the Middle East and North Africa for Monitoring the Compressive Nuclear-Test-Ban Treaty. *Pure Appl. Geophys.*, 158: 1445-1474.
- Pico, R., 1999. Determinación del umbral de semejanza \square para los algoritmos de agrupamiento lógico-combinatorios, mediante el dendrograma de un algoritmo jerárquico. SIARP'99, IV Simposio Iberoamericano de Reconocimiento de Patrones. *Memorias*, 259-265.
- Pindell, J. y Kennan, L., 2001. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. In: GCSSEPM Research Conference (Richard Fillon, ed.), Houston, U.S.A.

- Pindell, J. y Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In press in: The geology and evolution of the region between North and South America, Geological Society of London, Special Publication.
- Pontevivo, A., 2003. Surface-wave tomography and non-linear inversion in Italy and surrounding areas, Ph.D. thesis, University of Trieste (XV ciclo – supervisor G.F. Panza)
- Pontevivo, A. y Panza, G., 2006. The lithosphere–asthenosphere system in the Calabrian Arc and surrounding seas — southern Italy. *Pure and Applied Geophysics*, v. 163, pp. 1617–1659.
- Prol, J.; Arriaza, G. y Otero, R., 1993. Sobre la confección de los mapas de profundidad del basamento y espesor de la corteza terrestre en el territorio cubano. Informe Científico-Técnico de la Emp. Nacional de Geofísica, Ministerio de la Industria Básica. pág. 36.
- Pusharovsky, Yu.; Vtulochkin, MA. y Mossakovsky, A., 1987. Estructuras y tipos de corteza terrestre en Cuba. (en ruso). *Informes de la Academia de Ciencias de la U.R.S.S.*, 294:178-182.
- Ritzwoller, M.H., y Levshin, A.L., 1998. Eurasian surface wave tomography: Group velocities. *J. Geophys. Res.*, 103, B3: 4839-4878.
- Rodi, W., Glover, P., Li, T.M.C., y Alexander, S.S., 1975. A fast, accurate method for computing group-velocity partial derivatives for Rayleigh and Love waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 5: 1105-1114.
- Rodríguez, J., 1983. Interpretación de perfiles gravimétricos del Caribe y Cuba oriental. *Rev. Minería y Geología*, 1:85-97.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., García-Delgado, D.E., Handler, R., Friedl G., y Delgado-Damas, R., 2008. Tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, SE Cuba, during Tertiary times: From

arc-continent collision to transform motion. *Journal of South American Earth Sciences* 26 (2008) 125–151.

Ruiz, J, Pico, R., López, R., Alaminos, C., Lazo, M., Baggiano, M., Barreto, E., Santana, A., Alvarez, L. y Chuy, T., 1992. PROGNOSIS y sus aplicaciones a las geociencias. In: IBERAMIA-92, III Congreso Iberoamericano de Inteligencia Artificial, Memorias. México: LIMUSA, 561-586.

Russell, B., 1946. *History of western philosophy*. George Allen and Unwind, Ltd.

Schwab, F. y Knopoff, L., 1970. Surface-wave dispersion computations: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 60, p. 321-344.

Shapiro, N., Campillo, M., Stehly, L. y Ritzwoller, M.H., 2005. High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise. *Science*. Vol 307 11 March. 1615-1618.

Shapiro, N.M. y Ritzwoller, M.H., 2002. Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle. *Geophysics Journal International*. 151:88105.

Shchervakova B.E.; Bovenko, V.G. y Hernández, G., 1977. Estudio de la corteza terrestre de Cuba occidental. (en ruso). *Geología Soviética*, 8: 130-142.

Shcherbakova, B.E., Bovenko, V.G. y Hernández, H., 1978. Stroyeniye zemnoy kory Zapadnoy Kuby (Crustal structure in West Cuba), *Sovetskaya Geologiya*, 8, 138–143; translation in *International Geology Review*, 20, 1125–1130.

Sheehan, A.F., Abers, G.A., Lerner-Lam, A.L. y Jones, C.H., 1995. Crustal thickness variations across the Rocky Mountain Front from teleseismic receiver functions. *J. Geophys. Res.*, 100, 20 391-20 404.

Shein, V.S.; Tenreyro, R. y García, E., 1985. Modelo de la constitución geológica profunda de Cuba. Serie Geológica, 1:78-SS.

Smith, W.H.F. y Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, Sci Magaz 277, issue 5334.

Soloviev, K.S., 1962. Mapa aeromagnético de la República de Cuba. Informe Científico-Técnico del Instituto de Geología del Petróleo, pág. 10. En: Archivo del Fondo Geológico de Cuba.

Stokoe, K. H., II, Wright, G. W., James, A. B., y Jose, M. R., 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method, *in* Woods, R. D., Ed., Geophysical characterization of sites: Oxford Publ.

Tarits, P., Jouanne, V., Menviell, M., y Roussignol, M., 1994. Bayesian statistics of non-linear inverse problems: example of the magnetotelluric 1-D inverse problem. Geophysical Journal International Volume 119, Issue 2, pages 353–368. DOI:10.1111/j.1365-246X.1994.tb00128.x.

Tarr, A.C., 1969. Rayleigh Waves Dispersion in the North Atlantic Ocean, Caribbean Sea and the Gulf of Mexico, J. Geophys. Res., 74(6), 1591.

Ten Brink, Uri S., Coleman, Dwight F., y Dillon, William P., 2001. Asymmetric seafloor spreading, crustal thickness variations and transitional crust in Cayman trough from gravity, Paper No. 63-0 GSA Annual Meeting, November 5-8, 2001. Boston, Massachusetts.

Ten Brink, U.S., Coleman, D.F., y Dillon, W.P., 2002. The nature of the crust under Cayman Trough from gravity. Marine and Petroleum Geology, v. 19, pp. 971-987.

Tenreyro, R., López, J. G., Echevarría, G., Alvarez, J. y Sánchez, J. R., 1994. Geologic Evolution and Structural Geology of Cuba. Abstracts AAPG Annual Meeting, June 12- 15. Denver. Colorado.

Udias A., 1999. Principles of Seismology. Cambridge University Press. ISBN 0 521 62434 7. pp 475.

Udías A., y Mézcua J., 1997. Fundamentos de sismología. Colec.de Textos Univ. Centroamericana José Simeón C. Vol.25.pp. 200.

Urban, L., Cichowicz, A., y Vaccari, F., 1993. Computation of analytical partial derivatives of phase and group velocities for Rayleigh waves with respect to structural parameters. *Studia geoph. et geod.*, 37: 14-36.

Ushakov, SA.; Avgaev, Al.; Galushkin, Yu. 1. y Dubikin, EF., 1979. Ruptura de la isostasia de la litósfera de la región del Caribe y análisis geodinámico de su naturaleza. (en ruso). En: *Tectónica y Geodinámica de la Región del Caribe*. Editorial Nauka, Moscú, 63-77.

Valyus, V.P., 1968. Determining seismic profiles from a set of observations (in Russian), *Vychislitel'naya Seismologiya* 4, 3–14. English translation: *Computational Seismology* (V.I. Keylis-Borok, ed.) pp. 114–118, (Consultants Bureau, 1972).

Van der Hilst, R. D., 1990. Tomography with P, PP and pP Delay-time Data and the Three-dimensional Mantle Structure below the Caribbean Region, Ph.D. Thesis, University of Utrecht, Holland.

Vdovin, O., Rial, J.A., Levshin, A.L. y Ritzwoller, M. H., 1999. Group-velocity Tomography of South America and the Surrounding Oceans. *Geophys. J. Int.*, 136, 324-340.

Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M., y Gallart, J., 2007. Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L11304, doi:10.1029/2007GL030164.

Vuan, A., Russi, M., y Panza, G.F., 2000. Group velocity tomography in the Subantarctic Scotia Sea region. *Pure Appl. Geophys.*, 157: 1337-1357.

- Vuan, A., Robertson Maurice, S.D., Wiens, D.A., y Panza, G.F., 2005. Crustal and upper mantle S-wave velocity structure beneath the Bransfield Strait (West Antarctica) from regional surface wave tomography. *Tectonophysics*, 397, 241-259.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ornberger, M., 2004. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements: *Near Surface Geophysics*, p. 211-221.
- Wu, F.T. y Levshin, A., 1994. Surface-wave group velocity tomography of east Asia, *Phys. Earth Planet Int.* 84, 59-77.
- Xia, J., Miller, R.D., y Park, C.B., 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves: *Geophysics*, v. 64, no. 3, p. 691-700.
- Yanovskaya, T.B., Maaz, R., Ditmar, P.G., y Neunhofer, H., 1988. A method for joint interpretation of the phase and group surface-wave velocities to estimate lateral variations of the Earth's structure. *Phys. Earth Plan. Inter.*, 51: 59-67.
- Yanovskaya, T.B., Panza, G.F., Ditmar, P.D., Suhadolc, P., y Mueller, S., 1990. Structural heterogeneity and anisotropy based on 2-D phase velocity pattern of Rayleigh waves in Western Europe. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 9, 1: 127-135.
- Yanovskaya, T.B., y Ditmar, P.G., 1990. Smoothness criteria in surface-wave tomography. *Geophys. J. Int.*, 102: 63-72.
- Yanovskaya, T.B., 1997. Resolution estimation in the problems of seismic ray tomography. *Izv., Physics of the Solid Earth*, 33, 9: 762-765.

Yanovskaya, T.B., Kizima, E.S., y Antonova, L.M., 1998. Structure of the crust in the Black Sea and adjoining regions from surface wave data. *J. Seismol.*, 2: 303-316.

Yanovskaya, T.B., y Antonova, L.M., 2000. Lateral variations in the structure of the crust and upper mantle in the Asian region from data on the group velocities of Rayleigh waves. *Izv., Physics of the Solid Earth*, 36, 2: 121-128.

Yanovskaya, T.B., Antonova, L.M., y Kozhevnikov, V.M., 2000. Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 122: 19-32.

Yanovskaya, T.B., 2001. Development of methods for surface-wave tomography based on Backus-Gilbert approach. In: *Computational seismology*, 32. Keilis-Borok, V.I., y Molchan, G.M., Eds., 11-26.

Yao, H., Beghein, C. y Van der Hilst, R., 2008. Surface wave array Tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis – II. Crustal and upper-mantle structure. *Geophys. J. Int.* 173, 205–219 doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03696.x

Zapata J.A., Guasch, F., González, O., Montenegro C., Alvarez, H., Matos R., Rodríguez, S., Veranes, J.C., Veranes J.P., Expósito O., Panadeiros, G. y Díaz R. 2000. Análisis de la sismicidad registrada por el Servicio Sismológico Nacional de la República de Cuba después de la transformación tecnológica. “Sismología Instrumental en Cuba” ISBN 959-02-0242-X pp 43-60, Editorial Academic of Sciences of Cuba.

Anexo 1. Estaciones sismológicas utilizadas en este estudio. SSNC – Servicio Sismológico Nacional Cubano , GSN – Global Seismic Network, FUN – Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, IU - Global Seismograph Network (GSN - IRIS/USGS), CU – Red del Caribe del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), G – GEOSCOPE, INET – INETER.

Código	Región	Latitud (N)	Longitud (W)	Altura (m)	Red
RCCC	Rio Carpintero	19.999	75.696	100	SSNC
CCCC	Casorro	21.200	77.766	150	SSNC
LMGC	Las Mercedes	20.064	77.005	220	SSNC
MOAC	Moa	20.660	74.960	120	SSNC
MASC	Maisi	20.175	74.231	320	SSNC
MGV	Manicaragua	22.110	79.980	300	SSNC
SOR	Soroa	22.784	83.008	206	SSNC
DWPF	Disney Wilderness Preserve	28.110	81.433	142	GSN
HKT	Hockley	29.950	95.833	415	GSN
SDV	Santo Domingo (Vzla)	8.886	70.633	1580	GSN
TEIG	Tepich	20.226	88.276	69	GSN
SJG	San Juan	18.112	66.150	457	GSN
JTS	Juntas de Abangares	10.291	84.952	340	GSN
FUNV	El Llanito, Venezuela	10.470	66.810	875	FUN
CUPV	Cupira, Venezuela	10.057	65.788	668	FUN
MERV	Las Mercedes, Venezuela	9.251	66.297	156	FUN
CRUV	Carúpano, Venezuela	10.675	63.236	20	FUN
MONV	Montecano, Venezuela	11.955	69.971	170	FUN
ITEV	Isla los Testigos, Venezuela	11.355	63.132	13	FUN
IBAW	Isla La Blanquilla, Venezuela	11.823	64.577	100	FUN
ORIV	Oritupano, Venezuela	9.070	63.409	123	FUN
TURV	Turiamo, Venezuela	10.450	67.840	58	FUN
ORCV	Isla La Orchila	11.812	66.194	22	FUN
MPGF	Montagnes des Peres, Guyana F.	5.110	52.644	147	G

Código	Región	Latitud (N)	Longitud (W)	Altura (m)	Red
ANWB	Willy Bob, Antigua y Barbuda	17.669	61.786	39	CU
BBGH	Gun Hill, Barbados	13.143	59.559	180	CU
BCIP	Isla Barro Colorado, Panama	9.166	79.837	61	CU
BOA	Boaco, Nicaragua	12.482	85.718	550	INET
FDF	Fort de France	14.733	61.150	510	G
GRGR	Grenville, Grenada	12.132	61.654	195	CU
GRTK	Grand Turk, Turks y Caicos Islands	21.511	71.133	12	CU
GTBY	Guantanamo Bay, Cuba	19.927	75.111	79	CU
HDC	Heredia, Costa Rica	10.000	84.112	1186	G
MTDJ	Mount Denham, Jamaica	18.226	77.534	925	CU
OTAV	Otavalo, Ecuador	0.2398	78.451	3510	IU
SAML	Samuel, Brazil	8.949	63.183	120	IU
SDDR	Presa Sabenta, República Dominicana	18.982	71.288	589	CU
TGUH	Tegucigalpa, Honduras	14.057	87.273	0	CU
BBSR	St George's Bermuda	32.371	64.696	30	IU

Anexo 2. Parámetros hipocentrales de los terremotos utilizados en el análisis de la dispersión de ondas superficiales de Rayleigh.

No.	Año	Mes	Día	Hora	Longitud	Latitud	Prof.(km)	Mag.
1	1998	1	10	082005.76	-91.473	14.374	33	6.6
2	1998	2	3	030200.24	-96.298	15.883	33	6.4
3	1998	3	3	022443.88	-91.466	14.38	62	6.1
4	1998	3	5	041253.09	-98.284	16.072	10	5.3
5	1998	3	5	070830.20	-63.151	20.01	33	5.1
6	1998	3	13	052437.58	-92.901	14.368	33	5.5
7	1998	4	7	131242.69	-91.62	14.277	67	5.6
8	1998	4	8	040233.11	-95.654	15.986	33	5
9	1998	4	12	130705.55	-85	9.715	33	5.3
10	1998	4	25	111936.68	-94.186	17.675	58	5.2
11	1998	5	9	114211.64	-90.724	13.621	33	5.4
12	1998	5	10	060558.91	-90.747	13.676	33	6.3
13	1998	5	11	220842.01	-82.586	4.696	10	5.2
14	1998	5	25	021755.15	-72.933	6.842	154	5
15	1998	6	2	135751.52	-87.952	12.883	100	5.4
16	1998	6	7	232013.96	-93.776	15.959	86	6.3
17	1998	6	21	080354.24	-88.463	12.853	69	5.2
18	1998	6	23	013631.80	-76.349	10.546	35	5.7
19	1998	6	25	210344.92	-61.572	17.733	44	5.6
20	1998	6	30	201916.65	-69.831	22.265	39	5.1
21	1998	7	17	084903.70	-83.171	8.681	40	5.1
22	1998	7	28	235034.11	-87.147	11.882	66	5.3
23	1998	8	4	004836.00	-82.804	8.375	33	5.3
24	1998	8	10	210257.26	-70.541	18.647	58	5.2
25	1998	8	23	135715.38	-88.038	11.663	54	6.7
26	1998	10	9	115436.17	-86.451	11.321	68	6

No.	Año	Mes	Día	Hora	Longitud	Latitud	Prof. (km)	Mag.
27	1998	11	7	142057.75	-86.934	11.344	66	5.2
28	1998	11	11	233633.72	-85.275	1.079	33	5.7
29	1998	11	17	035758.99	-82.78	7.666	16	5.9
30	1998	12	8	023257.82	-64.045	18.819	29	5.4
31	1998	12	17	072012.38	-85.8	16.956	33	5.6
32	1998	12	28	072331.66	-74.673	20.78	10	5.6
33	1999	1	4	084344.31	-78.073	7.326	33	5.5
34	1999	1	18	194130.45	-67.22	18.862	33	5
35	1999	1	25	181916.87	-75.724	4.461	17	6.2
36	1999	1	25	224016.46	-75.682	4.37	10	5.5
37	1999	1	27	101353.84	-82.678	6.711	10	5.7
38	1999	2	16	145640.90	-87.13	15.647	10	5.2
39	1999	2	24	191133.59	-90.697	13.609	85	5.3
40	1999	3	29	012709.33	-88.399	14.433	33	5.1
41	1999	3	30	095907.98	-70.418	10.696	10	5.8
42	1999	3	31	055442.13	-82.616	5.827	10	5.9
43	1999	4	3	042223.67	-87.924	12.997	33	5.4
44	1999	4	3	101030.70	-87.634	13.173	38	6
45	1999	4	4	103700.57	-97.341	16.097	33	5.4
46	1999	5	5	224130.17	-94.673	14.364	33	5.6
47	1999	5	8	221245.51	-91.945	14.214	39	6.1
48	1999	5	28	045255.65	-87.377	12.568	86	5.3
49	1999	6	1	214214.04	-73.616	4.343	33	5.1
50	1999	6	6	070805.86	-90.768	13.897	33	6.3
51	1999	6	8	120400.62	-60.421	15.04	54	5.8
52	1999	6	13	224821.06	-50.152	13.872	10	5.3
53	1999	6	15	204205.93	-97.436	18.386	70	7
54	1999	7	11	141416.53	-88.33	15.782	10	6.7

No.	Año	Mes	Día	Hora	Longitud	Latitud	Prof. (km)	Mag.
55	1999	7	11	115114.10	-59.663	16.432	61	5.2
56	1999	7	13	130230.60	-90.42	13.749	70	5.6
57	1999	7	29	215042.24	-94.252	17.024	134	4.7
58	1999	8	5	071115.74	-86.724	12.343	10	5.1
59	1999	8	5	092028.87	-86.649	12.525	10	5
60	1999	8	5	043549.32	-86.614	12.234	10	5.2
61	1999	8	5	053148.24	-86.544	12.612	10	5.2
62	1999	8	10	145542.47	-83.967	9.346	33	5.6
63	1999	8	20	100221.10	-84.159	9.044	20	6.9
64	1999	8	21	104951.00	-83.938	8.918	24	5.8
65	1999	8	22	133409.00	-83.851	8.952	5	4.6
66	1999	8	28	042747.94	-61.36	17.124	28	5.4
67	1999	9	30	163115.69	-96.931	16.059	60	7.5
68	1999	12	15	000044.42	-85.134	17.189	10	5.7
69	1999	12	20	104300.90	-61.705	17.312	58	5.4
70	1999	12	28	124658.32	-82.645	5.609	10	6.2
71	2000	2	16	070310.49	-60.871	17.804	33	5.4
72	2000	2	23	192026.39	-60.763	17.387	33	5.5
73	2000	2	26	182439.22	-78.532	9.406	65	6.1
74	2000	3	12	222130.47	-92.444	14.975	62	6.3
75	2000	8	13	070406.95	-82.919	12.078	10	5.5
76	2000	10	30	030710.06	-61.193	17.637	33	5.8
77	2003	5	14	060335.86	-58.633	18.266	41	6.7
78	2003	5	23	110511.92	-82.65	5.676	10	5.9
79	2003	9	22	044536.24	-70.673	19.777	10	6.4
80	2004	5	8	234117.72	-72.995	6.74	163	4.3
81	2005	12	30	182643.90	-82.266	7.529	10	6.1
82	2006	1	6	033958.55	-82.337	6.635	7	6.1

No.	Año	Mes	Día	Hora	Longitud	Latitud	Prof. (km)	Mag.
83	2006	1	23	205044.98	-77.793	6.864	14	6.2
84	2006	3	26	021436.94	-64.813	19.264	28	4.4
85	2006	5	1	074759.89	-82.882	8.165	13	5.9
86	2006	7	29	195343.05	-63.923	23.589	10	5.8
87	2006	8	14	130935.00	-64.636	19.022	21	5.3
88	2006	9	29	130826.16	-61.756	10.876	53	6.1
89	2007	2	4	205659.13	-78.518	19.372	10	6.2
90	2007	3	18	021105.30	-78.494	4.585	7	6.2
91	2007	6	17	090306.86	-64.835	19.189	19	4.8
92	2007	9	6	123624.00	-68.398	17.311	66	4.8
93	2007	9	10	014911.78	-77.963	2.966	15	6.8
94	2008	2	4	074356.13	-66.902	19.028	14	5.5
95	2008	7	3	063453.70	-60.442	10.281	33	5.8
96	2008	10	11	104014.06	-64.833	19.161	23	6.1

Anexo 3. Valores de las curvas de dispersión de la velocidad de grupo para cada celda.

Periodo T(s)	Velocidad de grupo (km/s)												
	W-62.0 N10.0	W-64.0 N10.0	W-66.0 N10.0	W-68.0 N10.0	W-70.0 N10.0	W-72.0 N10.0	W-74.0 N10.0	W-76.0 N10.0	W-78.0 N10.0	W-80.0 N10.0	W-82.0 N10.0	W-84.0 N10.0	W-60.0 N12.0
10							2.280	2.300	2.285	2.470	2.350	2.070	
15			2.740	2.790	2.620	2.605	2.620	2.560	2.505	2.750	2.740	2.595	2.630
20	2.570	2.680	2.730	2.715	2.635	2.560	2.620	2.760	3.015	3.105	3.050	3.015	2.620
25	2.785	2.895	3.015	2.950	2.865	2.805	2.855	2.945	3.270	3.460	3.480	3.310	2.795
30	3.115	3.200	3.310	3.290	3.205	3.150	3.120	3.145	3.405	3.585	3.715	3.630	3.200
35	3.270	3.360	3.500	3.460	3.395	3.325	3.300	3.305	3.505	3.695	3.785	3.665	3.390
40	3.390	3.455	3.550	3.565	3.540	3.490	3.430	3.440	3.625	3.740	3.825	3.665	3.510
60	3.815	3.840	3.855	3.855	3.840	3.825	3.810	3.795	3.800	3.800	3.785	3.785	3.745
80	3.800	3.830	3.855	3.870	3.870	3.860	3.850	3.835	3.830	3.815	3.795	3.795	3.730
100	3.810	3.835	3.860	3.870	3.875	3.865	3.840	3.815	3.800	3.780	3.770	3.770	3.735
125	3.845	3.840	3.835	3.830	3.825	3.810	3.795	3.780	3.760	3.730	3.710	3.705	3.835
150	3.790	3.790	3.795	3.790	3.785	3.780	3.770	3.755	3.740	3.720	3.705	3.710	3.775

Periodo T(s)	Velocidad de grupo (km/s)												
	W-62.0 N12.0	W-64.0 N12.0	W-66.0 N12.0	W-68.0 N12.0	W-70.0 N12.0	W-72.0 N12.0	W-74.0 N12.0	W-76.0 N12.0	W-78.0 N12.0	W-80.0 N12.0	W-82.0 N12.0	W-84.0 N12.0	W-60.0 N14.0
10							2.275	2.305	2.285	2.550	2.435	2.175	
15	2.515	2.510	2.580	2.545	2.475	2.440	2.470	2.485	2.455	2.640	2.650	2.570	2.655
20	2.565	2.745	2.950	2.980	2.895	2.790	2.870	3.010	3.315	3.360	3.230	3.045	2.820
25	2.900	3.060	3.210	3.175	3.090	3.085	3.190	3.230	3.470	3.570	3.485	3.295	3.000
30	3.155	3.295	3.455	3.400	3.300	3.310	3.380	3.390	3.575	3.675	3.690	3.555	3.315
35	3.310	3.420	3.575	3.550	3.480	3.490	3.510	3.515	3.645	3.745	3.745	3.610	3.475
40	3.420	3.485	3.585	3.650	3.650	3.645	3.635	3.625	3.745	3.815	3.795	3.655	3.620
60	3.780	3.815	3.840	3.850	3.845	3.850	3.850	3.850	3.830	3.810	3.790	3.780	3.715
80	3.760	3.780	3.810	3.835	3.845	3.860	3.865	3.860	3.850	3.840	3.825	3.800	3.700
100	3.765	3.795	3.820	3.835	3.845	3.845	3.840	3.825	3.805	3.790	3.775	3.765	3.705
125	3.835	3.825	3.820	3.815	3.810	3.790	3.775	3.760	3.750	3.735	3.710	3.690	3.825
150	3.770	3.765	3.765	3.765	3.770	3.765	3.760	3.755	3.745	3.730	3.720	3.710	3.780

Periodo T(s)	Velocidad de grupo (km/s)												
	W-62.0 N14.0	W-64.0 N14.0	W-66.0 N14.0	W-68.0 N14.0	W-70.0 N14.0	W-72.0 N14.0	W-74.0 N14.0	W-76.0 N14.0	W-78.0 N14.0	W-80.0 N14.0	W-82.0 N14.0	W-84.0 N14.0	W-60.0 N16.0
10						2.300	2.270	2.235	2.150	2.445	2.740	2.565	
15	2.525	2.545	2.525	2.405	2.435	2.430	2.420	2.400	2.290	2.545	2.765	2.875	2.720
20	2.960	3.020	3.065	3.120	3.225	3.280	3.260	3.235	3.395	3.310	3.225	3.095	3.015
25	3.210	3.340	3.390	3.345	3.450	3.630	3.615	3.480	3.680	3.600	3.445	3.325	3.240
30	3.390	3.490	3.585	3.565	3.655	3.755	3.705	3.625	3.705	3.710	3.630	3.495	3.445
35	3.525	3.585	3.705	3.715	3.785	3.840	3.810	3.750	3.795	3.785	3.710	3.590	3.540
40	3.645	3.630	3.700	3.800	3.890	3.915	3.890	3.815	3.865	3.870	3.745	3.640	3.690
60	3.755	3.790	3.820	3.845	3.865	3.885	3.885	3.870	3.855	3.840	3.830	3.810	3.690
80	3.735	3.760	3.785	3.805	3.835	3.855	3.865	3.865	3.860	3.855	3.850	3.840	3.680
100	3.740	3.770	3.790	3.810	3.820	3.830	3.830	3.825	3.810	3.800	3.790	3.785	3.680
125	3.815	3.805	3.805	3.795	3.785	3.775	3.760	3.755	3.750	3.740	3.720	3.700	3.810
150	3.775	3.770	3.765	3.760	3.755	3.750	3.750	3.750	3.745	3.735	3.720	3.705	3.775

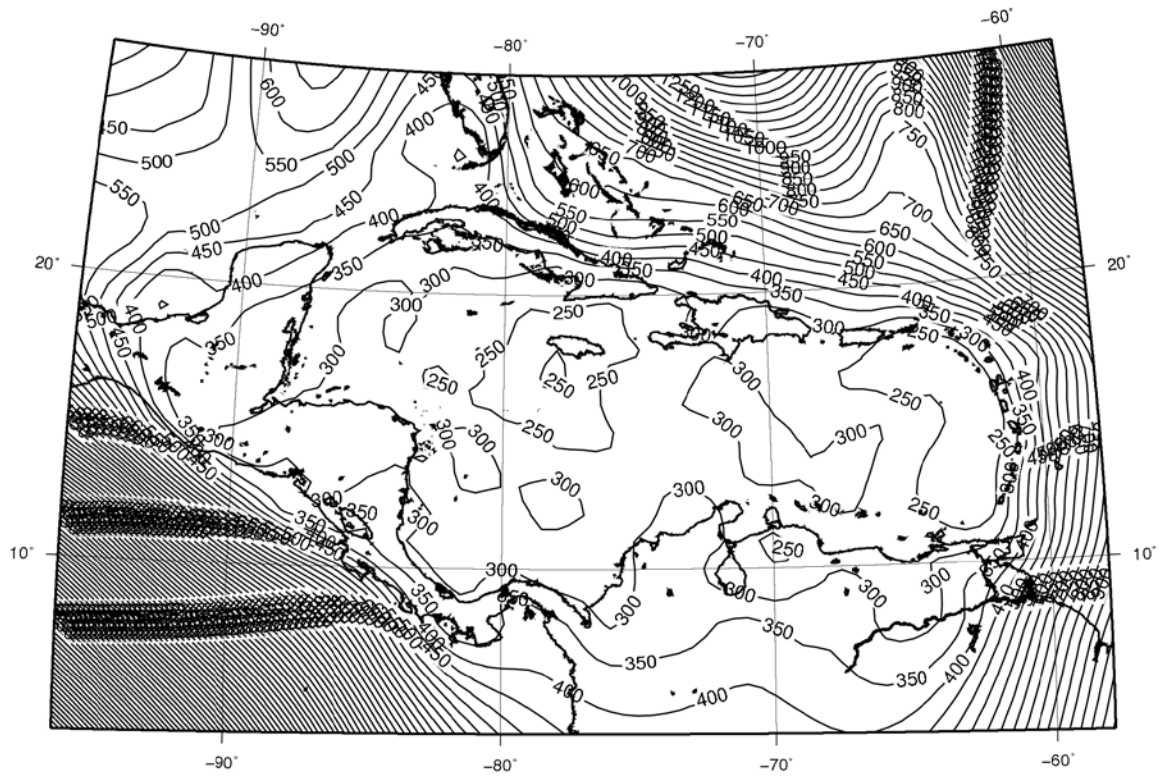
Periodo T(s)	Velocidad de grupo (km/s)												
	W-62.0 N16.0	W-64.0 N16.0	W-66.0 N16.0	W-68.0 N16.0	W-70.0 N16.0	W-72.0 N16.0	W-74.0 N16.0	W-76.0 N16.0	W-78.0 N16.0	W-80.0 N16.0	W-82.0 N16.0	W-84.0 N16.0	W-86.0 N16.0
10				2.260	2.305	2.335	2.395	2.320	2.230	2.630	2.865	2.850	2.520
15	2.620	2.610	2.470	2.390	2.485	2.425	2.385	2.435	2.480	2.820	2.965	3.090	2.820
20	3.065	3.170	3.180	3.265	3.400	3.325	3.185	3.065	3.130	3.185	3.230	3.415	3.225
25	3.320	3.445	3.485	3.610	3.765	3.650	3.480	3.330	3.445	3.440	3.490	3.620	3.460
30	3.465	3.590	3.675	3.800	3.880	3.790	3.665	3.565	3.585	3.575	3.610	3.625	3.600
35	3.555	3.665	3.745	3.870	3.935	3.870	3.765	3.730	3.730	3.670	3.650	3.620	3.660
40	3.670	3.690	3.745	3.925	3.975	3.925	3.830	3.810	3.820	3.745	3.670	3.630	3.655
60	3.735	3.780	3.810	3.845	3.885	3.900	3.895	3.890	3.875	3.865	3.855	3.850	3.825
80	3.725	3.755	3.780	3.800	3.825	3.845	3.860	3.865	3.870	3.870	3.870	3.865	3.845
100	3.720	3.750	3.775	3.795	3.810	3.825	3.830	3.830	3.820	3.810	3.805	3.795	3.785
125	3.795	3.795	3.785	3.775	3.770	3.760	3.755	3.750	3.740	3.730	3.720	3.710	3.705
150	3.780	3.780	3.780	3.775	3.770	3.765	3.760	3.750	3.740	3.725	3.710	3.690	3.685

Periodo T(s)	Velocidad de grupo (km/s)												
	W-60.0 N18.0	W-62.0 N18.0	W-64.0 N18.0	W-66.0 N18.0	W-68.0 N18.0	W-70.0 N18.0	W-72.0 N18.0	W-74.0 N18.0	W-76.0 N18.0	W-78.0 N18.0	W-80.0 N18.0	W-82.0 N18.0	W-84.0 N18.0
10			2.515	2.500	2.495	2.540	2.585	2.635	2.510	2.315	2.585	2.760	2.875
15	2.780	2.730	2.660	2.445	2.405	2.565	2.620	2.640	2.535	2.510	2.805	3.040	3.225
20	3.175	3.100	3.015	2.975	2.910	2.975	3.050	3.105	3.070	3.125	3.280	3.415	3.580
25	3.425	3.450	3.325	3.240	3.235	3.295	3.340	3.365	3.385	3.430	3.555	3.675	3.730
30	3.600	3.610	3.510	3.435	3.450	3.470	3.520	3.570	3.595	3.605	3.670	3.785	3.730
35	3.695	3.700	3.630	3.545	3.545	3.565	3.610	3.655	3.720	3.745	3.745	3.770	3.730
40	3.790	3.770	3.710	3.660	3.625	3.650	3.655	3.690	3.760	3.810	3.810	3.760	3.745
60	3.660	3.715	3.760	3.805	3.850	3.875	3.890	3.900	3.905	3.895	3.885	3.875	3.870
80	3.650	3.705	3.745	3.780	3.810	3.830	3.840	3.855	3.865	3.880	3.885	3.885	3.885
100	3.650	3.700	3.740	3.770	3.795	3.815	3.825	3.835	3.840	3.835	3.830	3.825	3.815
125	3.800	3.790	3.775	3.765	3.755	3.745	3.745	3.740	3.735	3.735	3.740	3.740	3.735
150	3.780	3.770	3.775	3.780	3.785	3.790	3.790	3.785	3.780	3.765	3.745	3.725	3.700

Periodo T(s)	Velocidad de grupo (km/s)												
	W-86.0 N18.0	W-70.0 N20.0	W-72.0 N20.0	W-74.0 N20.0	W-76.0 N20.0	W-78.0 N20.0	W-80.0 N20.0	W-82.0 N20.0	W-84.0 N20.0	W-86.0 N20.0	W-82.0 N22.0	W-84.0 N22.0	W-86.0 N22.0
10	2.730	2.610	2.525	2.485	2.425	2.375	2.545	2.560	2.780	2.675	2.485	2.455	2.560
15	3.165	2.630	2.600	2.575	2.595	2.690	2.830	3.020	3.020	2.810	2.730	2.660	2.770
20	3.480	2.830	2.780	2.835	2.955	3.100	3.090	3.105	3.155	3.055	2.955	2.970	2.995
25	3.630	3.040	3.040	3.120	3.320	3.380	3.360	3.460	3.545	3.420	3.240	3.290	3.215
30	3.645	3.320	3.300	3.380	3.550	3.550	3.515	3.655	3.665	3.555	3.555	3.555	3.415
35	3.695	3.445	3.420	3.525	3.700	3.720	3.630	3.675	3.700	3.625	3.635	3.660	3.530
40	3.725	3.575	3.545	3.625	3.770	3.825	3.670	3.665	3.720	3.675	3.675	3.730	3.635
60	3.860	3.855	3.875	3.885	3.895	3.900	3.895	3.885	3.880	3.870	3.895	3.885	3.875
80	3.875	3.825	3.840	3.845	3.855	3.875	3.885	3.895	3.895	3.890	3.890	3.895	3.890
100	3.805	3.810	3.830	3.840	3.840	3.850	3.855	3.850	3.845	3.830	3.865	3.855	3.840
125	3.740	3.755	3.760	3.760	3.770	3.775	3.780	3.780	3.780	3.770	3.825	3.810	3.795
150	3.685	3.800	3.800	3.795	3.785	3.775	3.765	3.755	3.735	3.715	3.770	3.755	3.735

Periodo T(s)	Velocidad de grupo (km/s)						
	W-82.0 N24.0	W-84.0 N24.0	W-82.0 N26.0	W-84.0 N26.0	W-76.0 N8.0	W-80.0 N8.0	W-82.0 N8.0
10	2.560	2.555	2.685	2.700	2.250	2.345	2.315
15	2.670	2.705	2.675	2.750	2.505	2.635	2.655
20	2.905	2.920	2.915	2.940	2.805	3.160	3.130
25	3.115	3.130	3.120	3.035	2.950	3.435	3.460
30	3.430	3.405	3.410	3.335	3.105	3.600	3.695
35	3.625	3.595	3.625	3.590	3.255	3.685	3.755
40	3.675	3.655	3.695	3.655	3.395	3.710	3.740
60	3.890	3.890	3.895	3.890	3.785	3.790	3.790
80	3.885	3.890	3.895	3.890	3.815	3.800	3.790
100	3.870	3.865	3.880	3.875	3.825	3.795	3.785
125	3.850	3.845	3.870	3.860	3.795	3.735	3.720
150	3.770	3.760	3.770	3.760	3.760	3.715	3.705

Anexo 4. Mapa detallado de resolución lateral α para la tomografía sísmica de ondas superficiales de Rayleigh.



Anexo 5. Rango de variabilidad de los modelos de velocidad escogidos por el método LSO. La variabilidad de los modelos está acorde con el espesor de las capas parametrizadas (h) y la velocidad de ondas S (Vs). Las primeras 4 capas son fijadas de la información a priori. En los valores sombreados, los valores escogidos no caen en el centro del rango de variabilidad por lo que el rango de variabilidad (ΔP_i) se ajusta en estos casos, regularmente como $\Delta P_i/2$.

W-62N10		W-64N10		W-66N10		W-68N10		W-70N10	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
0.3	0.00	0.1	0.00	0.2	0.00	0.1	1.20	0.5	1.10
0.5	1.20	0.5	1.20	0.1	1.23	0.6	2.10	0.5	2.10
3.2	2.20	2.0	2.20	1.0	1.98	2.0	3.88	6.0	3.40
2.7	2.20	2.0	2.20	1.9	1.98	2.0	3.88	6.0	3.40
18.0- 22.0	3.53-3.63	3.5- 5.5	2.56-2.76	2.0- 4.0	2.93-3.13	20.0- 24.0	3.25-3.40	7.5- 12.5	3.10-3.30
10.5- 15.5	3.97-4.17	17.0- 27.0	3.59-3.79	21.5- 26.5	3.55-3.75	6.0- 11.0	3.88-4.05	7.0- 10.0	3.38-3.62
29.0- 34.0	4.45-4.55	25.0- 30.0	4.40-4.60	20.0- 40.0	4.40-4.60	42.0- 52.0	4.40-4.60	40.0- 50.0	4.38-4.62
30.0- 70.0	4.65-4.75	30.0- 70.0	4.65-4.75	20.0- 42.5	4.65-4.70	20.0- 40.0	4.60-4.70	30.0- 55.0	4.60-4.80
55.0-105.0	4.40-4.60	105-130	4.40-4.60	110-140	4.40-4.60	90.0-110.0	4.40-4.60	80.0-110.0	4.40-4.60

W-72N10		W-74N10		W-76N10		W-78N10		W-80N10	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
1.0	1.20	0.9	1.09	1.0	0.00	0.5	0.00	1.8	0.00
4.0	2.20	1.5	2.18	0.5	1.00	0.1	1.90	1.4	0.90
5.0	3.50	2.0	3.50	1.3	2.00	0.1	1.93	1.2	1.80
6.0	3.50	2.0	3.50	1.3	2.10	0.1	2.00	1.6	1.80
6.0- 10.0	3.50-3.70	4.0- 5.5	2.50-2.70	5.6- 7.6	3.15-3.25	14.0- 16.0	2.95-3.05	11.0- 15.0	3.70-3.90
5.0- 7.5	3.20-3.35	13.8- 21.2	3.70-3.90	8.0- 12.0	3.40-3.50	4.5- 6.0	3.95-4.25	5.0- 8.8	3.80-4.00
40.0- 50.0	4.40-4.60	32.5- 47.5	4.20-4.40	40.0- 50.0	4.20-4.40	7.5- 12.5	4.60-4.70	20.0- 40.0	4.60-4.80
30.0- 50.0	4.62-4.75	40.0- 60.0	4.60-4.70	10.0- 20.0	4.60-4.70	27.5- 42.5	4.20-4.40	25.0- 37.5	4.20-4.40
100-120	4.40-4.60	100-140	4.40-4.60	130-160	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60

W-82N10		W-84N10		W-60N12		W-62N12		W-64N12	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
1.8	0.00	1.0	1.10	1.8	0.00	0.4	0.00	1.4	0.00
1.0	1.10	3.5	2.60	2.0	1.53	6.0	2.56	1.5	2.05
4.0	3.30	4.0	2.60	4.0	2.16	2.0	3.07	1.3	2.50
4.2	3.30	4.5	3.50	7.0	3.39	14.0	3.24	3.0	3.30
4.5- 6.8	3.42-3.58	5.0- 6.0	3.45-3.55	7.0- 9.0	4.05-4.15	11.0- 17.0	3.88-4.08	13.0- 17.0	3.20-3.40
8.0- 14.0	3.70-4.00	10.0- 12.0	4.00-4.20	9.5- 12.5	3.33-3.43	15.0- 22.5	4.16-4.41	7.5- 12.5	3.83-4.07
32.5- 52.5	4.60-4.80	52.5- 57.5	4.60-4.70	45.0- 50.0	4.62-4.75	20.0- 30.0	4.38-4.62	40.0- 50.0	4.38-4.62
40.0- 70.0	4.20-4.40	17.5- 22.5	4.10-4.20	30.0- 45.0	4.12-4.38	65.0- 85.0	4.38-4.62	65.0- 80.0	4.38-4.62
127.5-150	4.40-4.60	145-160	4.45-4.55	40.0- 65.0	4.40-4.60	60.0- 85.0	4.60-4.80	50.0- 90.0	4.40-4.60

W-66N12		W-68N12		W-70N12		W-72N12		W-74N12	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
1.6	0.00	0.5	0.00	2.0	0.00	1.0	0.00	1.8	0.00
1.5	1.10	1.5	1.10	1.0	1.20	1.5	1.00	0.8	1.10
0.5	1.60	0.5	1.60	4.0	2.20	4.0	1.90	1.3	2.53
7.0	3.40	10.0	3.40	4.0	3.40	7.0	3.40	1.3	2.53
12.5- 17.5	3.50-3.70	8.0- 12.0	3.40-3.60	7.5- 12.5	3.25-3.55	8.0- 14.0	3.90-4.00	4.0- 7.0	3.00-3.20
5.0- 12.5	4.25-4.45	4.0- 9.0	3.70-3.90	20.0- 25.0	4.15-4.30	7.0- 15.0	3.95-4.10	8.8- 16.2	3.35-3.65
40.0- 50.0	4.38-4.62	35.0- 50.0	4.38-4.62	20.0- 35.0	4.62-4.75	20.0- 35.0	4.38-4.62	20.0- 40.0	4.40-4.60
45.0- 70.0	4.38-4.62	45.0- 70.0	4.38-4.62	30.0- 50.0	4.62-4.75	60.0- 80.0	4.38-4.62	55.0- 80.0	4.40-4.60
50.0- 80.0	4.40-4.60	50.0- 80.0	4.40-4.60	75.0-125.0	4.40-4.60	75.0-100.0	4.40-4.60	70.0-130.0	4.40-4.60

W-76N12		W-78N12		W-80N12		W-82N12		W-84N12	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
2.8	0.00	2.4	0.00	3.0	0.00	1.5	0.00	1.6	1.10
0.1	0.64	0.2	2.35	0.6	1.10	1.0	0.64	2.0	2.65
0.1	0.66	0.3	2.40	1.0	1.12	0.5	1.93	4.0	2.65
0.1	1.96	0.1	2.60	1.5	2.00	1.0	1.93	5.1	3.50
6.2- 8.8	3.33-3.48	9.0- 11.0	3.17-3.23	5.0- 7.5	4.00-4.20	5.0- 8.0	3.45-3.55	5.5- 8.5	3.35-3.65
7.5- 12.5	3.30-3.38	5.5- 8.5	3.38-3.43	11.8- 19.2	3.70-3.90	10.0- 20.0	3.80-3.95	7.5- 12.5	3.95-4.10
20.0- 30.0	4.20-4.40	25.0- 35.0	4.40-4.60	18.0- 36.0	4.60-4.80	30.0- 50.0	4.40-4.60	35.0- 55.0	4.50-4.70
27.5- 42.5	4.40-4.60	20.0- 30.0	4.20-4.40	85.5-108.0	4.40-4.60	50.0- 75.0	4.20-4.40	20.0- 50.0	4.10-4.25
140-160	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60	75.0-105.0	4.40-4.60	100-140	4.40-4.60	130-160	4.40-4.60

W-60N14		W-62N14		W-64N14		W-66N14		W-68N14	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
2.0	0.00	0.5	0.00	2.2	0.00	3.7	0.00	4.2	0.00
2.0	2.05	3.0	2.60	1.5	1.20	0.5	1.20	1.5	1.20
4.0	2.50	8.0	3.26	2.0	1.60	0.5	1.60	1.5	1.60
9.5	3.36	8.0	3.26	5.0	3.40	2.7	2.50	1.7	2.50
22.0- 26.0	3.88-4.03	8.0- 11.0	4.00-4.20	5.0- 7.5	3.28-3.53	5.0- 10.0	3.28-3.53	4.0- 8.0	3.65-3.95
25.0- 45.0	4.58-4.72	5.0- 15.0	4.12-4.38	5.0- 15.0	3.48-3.83	7.5- 12.5	3.55-3.85	8.0- 14.0	4.05-4.35
15.0- 30.0	4.35-4.65	20.0- 32.5	4.12-4.38	40.0- 60.0	4.38-4.62	20.0- 30.0	4.38-4.62	30.0- 50.0	4.38-4.62
30.0- 45.0	4.12-4.38	67.5- 90.0	4.38-4.62	40.0- 65.0	4.38-4.62	75.0- 90.0	4.38-4.62	30.0- 45.0	4.38-4.62
50.0- 80.0	4.40-4.60	50.0- 80.0	4.40-4.60	85.0-120.0	4.38-4.62	60.0-100.0	4.40-4.60	100-120	4.40-4.60

W-70N14		W-72N14		W-74N14		W-76N14		W-78N14	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
2.8	0.00	3.0	0.00	3.0	0.00	1.9	0.00	2.7	0.00
1.5	1.10	0.1	0.84	0.1	0.64	2.3	1.20	0.4	0.64
2.0	1.60	0.5	2.80	0.1	2.30	0.3	1.80	0.6	2.50
7.0	3.40	0.6	2.80	0.1	2.40	0.3	2.50	0.8	2.50
5.0- 7.0	3.35-3.65	4.0- 6.0	3.60-3.70	5.0- 6.5	3.50-3.55	9.0- 11.0	3.60-3.80	4.0- 6.0	3.50-3.70
11.0- 17.0	4.65-4.80	10.5- 13.5	3.25-3.35	12.5- 15.5	3.20-3.30	4.0- 8.0	3.25-3.35	10.0- 12.0	3.10-3.30
10.0- 15.0	4.38-4.52	5.0- 6.5	4.00-4.10	17.5- 32.5	4.58-4.72	10.0- 20.0	4.35-4.45	14.5- 22.0	4.75-4.80
30.0- 45.0	4.60-4.80	20.0- 30.0	4.60-4.70	30.0- 50.0	4.40-4.60	35.0- 65.0	4.40-4.60	80.0-100.0	4.45-4.55
100-120	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60	100-140	4.43-4.57

W-80N14		W-82N14		W-84N14		W-60N16		W-62N16	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
2.0	0.00	0.6	0.00	1.5	1.20	4.0	0.00	2.0	0.00
1.3	0.64	0.4	0.64	2.0	1.60	1.0	1.50	1.6	1.50
1.0	2.61	0.6	0.64	1.0	3.40	1.8	2.20	2.0	2.26
1.4	2.61	0.6	1.93	1.5	3.40	1.4	2.50	10.0	3.65
4.2- 6.8	4.03-4.17	3.0- 5.0	3.15-3.35	14.0- 22.0	3.95-4.05	3.0- 4.0	3.65-3.95	6.0- 8.0	3.55-3.85
11.5- 14.5	3.55-3.65	7.5- 12.5	3.70-3.90	7.0- 11.5	3.75-4.05	30.0- 34.0	3.95-4.15	10.0- 17.5	4.10-4.30
17.5- 32.5	4.58-4.72	10.0- 12.5	3.60-3.70	40.0- 50.0	4.40-4.60	20.0- 40.0	4.60-4.80	40.0- 60.0	4.40-4.60
37.5- 45.0	4.43-4.57	62.5- 77.5	4.40-4.60	27.5- 52.5	4.20-4.40	35.0- 65.0	4.20-4.40	40.0- 60.0	4.40-4.60
100-140	4.20-4.40	130-160	4.40-4.60	100-160	4.40-4.60	50.0- 80.0	4.20-4.40	60.0- 90.0	4.12-4.38

W-64N16		W-66N16		W-68N16		W-70N16		W-72N16	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
2.0	0.00	3.9	0.00	2.1	0.00	2.6	0.00	2.5	0.00
1.5	1.20	1.5	1.20	0.2	0.64	0.4	0.62	0.6	0.64
0.5	1.60	0.5	1.60	0.1	2.50	0.3	0.64	0.5	1.70
5.0	3.40	1.7	2.50	0.1	2.50	0.3	1.90	0.5	1.70
5.0- 9.0	3.10-3.30	7.5- 12.5	3.53-3.78	11.0- 19.0	3.00-3.20	14.0- 16.0	3.45-3.55	6.0- 8.0	3.65-3.75
5.0- 8.8	3.95-4.10	5.0- 15.0	4.25-4.40	8.0- 16.0	3.80-4.20	5.0- 7.0	3.02-3.17	8.0- 12.0	3.30-3.35
40.0- 60.0	4.38-4.62	20.0- 40.0	4.38-4.62	17.5- 42.5	4.60-4.70	19.0- 25.0	4.65-4.70	3.0- 4.0	3.80-4.00
40.0- 65.0	4.38-4.62	40.0- 65.0	4.38-4.62	55.0- 70.0	4.40-4.60	40.0- 50.0	4.55-4.65	25.0- 30.0	4.55-4.65
50.0- 80.0	4.20-4.40	85.0-120.0	4.40-4.60	70.0-130.0	4.40-4.60	70.0-130.0	4.20-4.40	140-160	4.40-4.60

W-74N16		W-76N16		W-78N16		W-80N16		W-82N16	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
2.6	0.00	2.5	0.00	2.1	0.00	1.2	0.00	0.2	0.00
0.2	2.40	0.8	0.64	1.0	0.64	1.3	0.84	1.0	1.10
0.1	2.50	0.7	3.40	2.8	2.60	1.0	2.40	0.5	1.93
0.3	2.60	1.7	3.45	6.0	3.45	2.0	2.40	0.6	1.93
4.5- 5.2	3.50-3.70	12.5- 15.5	3.27-3.33	2.5- 3.8	2.95-3.15	5.0- 8.0	3.50-3.70	5.0- 7.0	3.50-3.70
10.0- 15.0	3.10-3.20	4.0- 6.5	3.50-3.90	8.2- 10.8	3.67-3.83	8.8- 16.2	3.50-3.70	17.5- 22.5	3.80-4.00
5.0- 15.0	4.10-4.20	10.0- 17.5	4.20-4.40	50.0- 60.0	4.60-4.70	30.0- 50.0	4.50-4.70	30.0- 35.0	4.40-4.60
22.5- 47.5	4.40-4.60	10.0- 25.0	4.40-4.60	70.0- 80.0	4.43-4.57	65.0- 90.0	4.40-4.60	17.5- 32.5	4.20-4.40
140-160	4.40-4.60	167.5-190	4.40-4.60	70.0- 80.0	4.40-4.60	65.0-115.0	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60

W-84N16		W-86N16		W-60N18		W-62N18		W-64N18	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
0.7	0.00	0.7	0.00	4.0	0.00	3.2	0.00	1.0	0.00
0.5	0.72	1.1	0.64	1.0	1.10	0.7	1.19	0.6	0.64
0.8	1.93	4.4	3.25	0.5	1.60	0.7	1.19	0.6	0.64
1.0	1.93	5.5	3.27	0.5	1.60	0.5	1.71	0.4	1.93
6.0- 10.0	3.65-3.85	3.5- 5.5	3.80-4.00	2.0- 6.5	3.70-4.00	10.0- 18.0	3.48-3.83	3.5- 6.5	3.40-3.60
7.5- 12.5	3.80-4.10	10.0- 20.0	4.00-4.20	27.5- 32.0	3.97-4.22	10.0- 15.0	4.15-4.45	15.5- 20.5	3.45-3.55
17.5- 32.5	4.35-4.45	30.0- 50.0	4.40-4.60	27.5- 40.0	4.38-4.62	5.0- 15.0	4.00-4.12	5.0- 15.0	4.40-4.60
32.5- 47.5	4.25-4.35	30.0- 50.0	4.20-4.40	40.0- 80.0	4.12-4.38	45.0- 75.0	4.38-4.62	32.5- 57.5	4.20-4.40
190-200	4.45-4.55	127.5-150	4.40-4.60	30.0- 52.5	4.20-4.40	57.5-102.5	4.20-4.40	130-160	4.40-4.60

W-66N18		W-68N18		W-70N18		W-72N18		W-74N18	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
1.7	0.00	2.1	0.00	1.9	0.00	0.9	0.00	1.2	0.00
0.6	0.64	0.3	0.64	0.2	1.10	0.6	1.10	0.3	1.20
0.8	1.60	0.8	1.60	0.3	1.10	0.5	1.80	0.2	2.10
0.8	1.60	0.8	1.60	0.4	1.60	0.6	1.80	0.2	2.10
2.5- 3.8	3.05-3.15	7.0- 11.0	3.55-3.65	10.0- 14.0	3.38-3.53	2.0- 3.0	2.77-2.92	5.8- 8.2	3.20-3.30
19.8- 22.2	3.55-3.65	5.0- 7.5	3.20-3.40	10.0- 12.5	3.10-3.30	17.5- 20.5	3.45-3.55	13.0- 17.0	3.35-3.45
7.5- 12.5	4.60-4.70	7.5- 11.2	3.20-3.40	32.5- 47.5	4.35-4.65	30.0- 50.0	4.40-4.60	47.5- 62.5	4.45-4.55
40.0- 50.0	4.40-4.60	55.0- 65.0	4.40-4.60	20.0- 35.0	4.40-4.60	20.0- 40.0	4.40-4.60	40.0- 70.0	4.50-4.70
140-160	4.40-4.60	135-150	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60	155-170	4.40-4.60	100-160	4.40-4.60

W-76N18		W-78N18		W-80N18		W-82N18		W-84N18	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
1.9	0.00	1.1	0.00	2.5	0.00	3.0	0.00	2.8	0.00
0.1	1.00	0.2	0.90	0.3	0.64	0.2	0.64	0.1	0.58
0.1	1.10	2.0	2.71	0.3	2.54	0.2	2.50	0.2	0.58
0.1	2.40	2.3	2.73	0.5	2.54	0.4	2.50	0.3	2.50
5.8- 7.2	3.00-3.20	12.5- 13.5	3.25-3.35	17.5- 22.5	3.67-3.73	10.0- 12.0	4.05-4.15	17.5- 22.0	4.00-4.10
12.5- 15.5	3.30-3.50	5.0- 12.5	4.20-4.40	2.0- 4.5	3.85-4.15	12.0- 16.0	3.60-3.80	5.5- 10.5	3.97-4.22
45.0- 55.0	4.40-4.60	25.0- 40.0	4.40-4.60	12.5- 22.5	4.20-4.40	20.0- 40.0	4.55-4.65	60.0- 75.0	4.30-4.50
15.0- 27.5	4.60-4.70	50.0- 70.0	4.40-4.60	22.5- 37.5	4.40-4.60	30.0- 60.0	4.20-4.40	15.0- 30.0	4.20-4.40
140-160	4.40-4.60	100-120	4.40-4.60	175-190	4.45-4.55	140-160	4.40-4.60	120-140	4.40-4.60

W-86N18		W-70N20		W-72N20		W-74N20		W-76N20	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
2.8	0.00	1.4	0.00	1.7	0.00	2.2	0.00	1.8	0.00
0.4	0.64	0.8	0.58	0.5	0.84	0.8	1.00	0.2	1.10
0.7	2.50	1.0	2.55	1.2	1.93	1.1	2.15	0.2	1.10
0.9	2.50	1.8	2.55	1.2	2.10	1.2	2.15	0.5	2.60
3.0- 4.0	3.62-3.75	5.5- 8.5	3.36-3.56	22.0- 24.0	3.57-3.62	15.0- 21.0	3.72-3.78	14.5- 15.5	3.22-3.28
24.0- 32.0	4.10-4.15	14.0- 18.0	3.45-3.65	37.5- 40.0	4.35-4.45	4.0- 8.0	3.25-3.45	26.0- 28.0	4.22-4.28
30.0- 45.0	4.40-4.60	55.0- 65.0	4.45-4.55	10.0- 15.0	4.35-4.45	47.5- 62.5	4.35-4.45	37.0- 43.0	4.72-4.78
37.5- 55.0	4.20-4.40	30.0- 40.0	4.65-4.75	35.0- 55.0	4.65-4.75	35.0- 65.0	4.65-4.75	72.5- 80.0	4.45-4.55
100-140	4.40-4.60	145-160	4.43-4.57	130-160	4.40-4.60	135-150	4.40-4.60	80.0-100	4.50-4.60

W-78N20		W-80N20		W-82N20		W-84N20		W-86N20	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
2.8	0.00	2.5	0.00	2.9	0.00	2.7	0.00	2.8	0.00
0.3	1.20	0.7	1.10	0.1	0.81	0.5	0.90	0.1	1.10
0.4	1.22	0.5	2.60	0.2	0.81	0.7	2.25	0.1	2.50
0.6	2.50	0.8	2.60	0.4	3.40	1.0	2.50	0.2	2.80
3.0- 4.0	3.72-3.88	16.5- 19.5	3.65-3.75	22.0- 26.0	3.67-3.77	10.0- 14.0	4.00-4.20	18.0- 26.0	3.60-3.80
13.0- 19.0	3.35-3.65	17.5- 20.0	4.28-4.53	23.8- 30.0	4.30-4.50	6.0- 8.5	3.25-3.55	8.0- 11.5	4.05-4.35
10.0- 15.0	4.53-4.67	30.0- 50.0	4.30-4.50	20.0- 30.0	4.20-4.40	15.0- 30.0	4.35-4.45	35.0- 50.0	4.30-4.50
22.5- 37.5	4.33-4.47	25.0- 35.0	4.60-4.80	30.0- 50.0	4.40-4.60	85.0-100.0	4.40-4.60	40.0- 60.0	4.35-4.65
190-200	4.50-4.60	130-160	4.40-4.60	127.5-150	4.40-4.60	100-120	4.40-4.60	100-140	4.40-4.60

W-78N22		W-80N22		W-82N22		W-84N22		W-86N22	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
1	1.2	0.5	0.00	0.8	0.00	1.7	0.00	1.1	0.00
2.5	2.1	1.3	1.20	0.1	1.10	0.7	1.10	0.4	0.64
7	3.4	3	3.20	0.2	2.30	2.0	2.40	1.0	2.20
5	3.5	4	3.20	0.3	2.30	2.3	2.40	1.6	2.20
4.0- 6.0	3.57-3.65	5.0- 7.0	3.75-3.85	13.0- 15.0	3.15-3.25	12.5- 17.5	3.60-3.80	4.5- 10.5	3.25-3.45
6.0- 10.0	3.82-3.97	10.0- 14.0	3.78-3.93	17.0- 19.0	3.85-3.95	5.0- 7.5	3.95-4.25	15.0- 25.0	3.75-3.95
20.0- 30.0	4.13-4.38	22.5- 27.5	4.32-4.47	7.5- 12.5	4.65-4.75	35.0- 50.0	4.40-4.60	25.0- 45.0	4.35-4.65
30.0- 50.0	4.68-4.75	120.0- 140	4.55-4.65	17.5- 32.5	4.25-4.35	50.0- 70.0	4.40-4.60	20.0- 40.0	4.40-4.60
105.0- 130	4.38-4.63	120.0- 140	4.45-4.55	140-160	4.45-4.55	70.0-130	4.40-4.60	130-160	4.40-4.60

W-82N24		W-84N24		W-82N26		W-84N26		W-76N8	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
0.7	0.00	2.2	0.00	0.1	0.00	0.3	0.00	0.5	1.20
2.3	1.93	0.4	1.30	0.5	1.70	1.6	1.20	0.4	2.20
1.0	2.40	0.5	1.70	1.3	2.50	0.6	2.50	1.3	2.23
1.2	2.40	0.5	1.70	1.4	2.55	0.9	2.55	1.4	2.26
14.0- 18.0	3.55-3.65	17.5- 22.5	3.55-3.65	16.2- 18.8	3.35-3.45	19.0- 21.0	3.65-3.75	11.2- 13.8	3.10-3.20
10.0- 22.0	4.10-4.30	10.0- 20.0	4.15-4.30	5.0- 8.8	3.90-4.10	6.5- 10.5	3.90-4.10	20.0- 26.0	4.03-4.28
22.5- 37.5	4.40-4.60	15.0- 22.5	4.05-4.35	17.5- 32.5	4.20-4.40	15.0- 25.0	4.18-4.32	25.0- 35.0	4.20-4.40
25.0- 40.0	4.60-4.70	32.5- 57.5	4.60-4.70	30.0- 60.0	4.60-4.70	42.5- 50.0	4.65-4.70	20.0- 30.0	4.60-4.70
140-160	4.40-4.60	130-160	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60	140-160	4.40-4.60

W-80N8		W-82N8	
h (km)	Vs(km/s)	h (km)	Vs(km/s)
0.1	0.00	0.4	0.00
0.3	1.00	0.1	0.70
3.0	3.00	2.0	2.60
3.0	3.10	3.8	2.60
8.5- 11.5	3.05-3.15	8.5- 11.5	3.20- 3.30
5.0- 7.5	4.18-4.40	7.5- 12.5	4.05- 4.35
40.0- 50.0	4.40-4.60	30.0- 50.0	4.60- 4.70
10.0- 25.0	4.10-4.20	22.5- 47.5	4.20- 4.40
130-160	4.40-4.60	110- 140	4.40- 4.60

Anexo 6. Modelos de velocidad de ondas S (V_s) resultado de la inversión conjunta de las funciones receptoras y las curvas de dispersión para Cuba. Para cada columna, las líneas gruesas separan las capas de la corteza de las del manto mientras que el área sombreada indica las capas que evidencian la posible presencia de losas subducidas en el manto.

SOR		MGV		CCC		LMG	
Espesor (km)	V_s (km/s)	Espesor (km)	V_s (km/s)	Espesor (km)	V_s (km/s)	Espesor (km)	V_s (km/s)
0.6	2.14	4	3.04	1	2.21	1.5	1.25
4.4	2.81	3.8	2.90	1.5	2.81	2.6	2.51
7	3.10	4	3.06	3	3.60	4	3.78
6.9	3.85	3	3.23	3	2.94	4	3.22
5.5	3.58	11.6	3.86	2.5	2.85	4	3.57
6.6	4.04	11.4	4.22	3.5	3.11	4	4.06
11.1	4.48	6	4.36	4	3.89	4.4	3.80
8	4.76	8	4.28	4	4.08	6.4	4.32
6	4.59	14.2	4.50	7	3.80	6.2	4.37
9	4.46	8	4.44	17	4.24	12	4.70
15	4.54	52.8	4.36	7	4.39	8	4.57
10	4.38	40	4.51	22	4.54	8.1	4.39
13	4.62	25	4.35	6.1	4.32	15.9	4.32
19	4.78	25	4.27	28	4.36	12	4.45
19	4.50	25	4.05	31.9	4.51	9	4.33
32	4.44	50	4.18	32	4.29	24	4.47
32	4.57	10.1	4.29	32	4.04	12	4.57
32	4.35	48.1	4.19	24.5	4.34	14.9	4.49
52.9	4.64	67	4.27	40	4.53	15	4.29
30	4.80	34	4.58	40	4.40	30	4.20
30.1	4.96			40	4.22	15	4.08
67	4.73			11.9	4.32	30	4.20
34	5.06			55.1	4.41	9	4.57
						164.9	4.60

RCC		GTBY		MOA		MAS	
Espesor (km)	Vs (km/sec)	Espesor (km)	Vs (km/sec)	Espesor (km)	Vs (km/sec)	Espesor (km)	Vs (km/sec)
1	1.47	1	1.35	0.6	1.42	0.6	1.76
2.7	2.97	2.7	2.85	3	3.02	3	3.36
7	3.27	3	3.15	3	2.96	3	3.15
5.7	3.14	6	3.33	3	2.80	5	2.99
8.4	4.26	6	3.41	4	3.35	3.3	3.26
8	4.11	7	4.09	4	3.49	5.4	3.57
12.6	4.29	7	4.22	3.3	3.78	5	3.92
25.6	4.70	6	4.35	4.9	3.70	5.5	3.90
11	4.37	6	4.20	4.1	4.09	4.5	4.31
11.2	4.52	8	4.62	8	4.32	8.7	4.17
10	4.36	15	4.78	13	4.31	8	4.38
7.5	4.15	9	4.51	16	4.70	18	4.61
9.3	4.00	9.6	4.27	13.2	4.42	20	4.52
11.9	4.17	39.3	4.56	9.9	4.53	9.3	4.41
12	4.39	12	4.67	10	4.62	16	4.71
48	4.52	12	4.47	32	4.48	34	4.56
12	4.32	30.2	4.23	30.3	4.34	28	4.25
34	4.00	27.8	4.32	28	4.19	32	4.43
16	4.21	32	4.50	32	4.20	12.7	4.71
16	4.43	46.3	4.75	31.7	4.23	32	4.50
16	4.54	16	4.68	64	4.37	64	4.64
48	4.68	16	4.53	35	4.44	35	4.85
16	4.47	16	4.40	64	4.39	64	4.95
67	4.31	16	4.67	34	4.61	34	5.09
		67	4.83				

