



**UNIVERSIDAD DE ORIENTE
NÚCLEO DE SUCRE
POSTGRADO EN FÍSICA**

**MODELO 1D DE CORTEZA POR INVERSIÓN DISCRETA PARA LA ZONA
NORTE E INSULAR DE LA REGIÓN NORORIENTAL DE VENEZUELA**

LCDO. AMÉRICO DEL VALLE MONTILLA PEREIRA

Trabajo de Grado presentado como requisito parcial para optar al título de:
MAGISTER SCIENTIARUM EN FÍSICA

Cumaná, 2009.

**MODELO 1D DE CORTEZA POR INVERSIÓN DISCRETA PARA LA ZONA
NORTE E INSULAR DE LA REGIÓN NORORIENTAL DE VENEZUELA**

Aprobado en nombre de la *UNIVERSIDAD DE ORIENTE* por el siguiente jurado
examinador:

Prof. Luís D. Beauperthuy
Asesor

MSc. Gerardo Jaimes
Jurado Principal

Dr. Luís F. Caraballo
Jurado Principal

DEDICATORIA

A mis padres, **Luisa E. y Luis M.**

A mis hijos, **Edwin Stiven, Franmerys del Valle y Frederick José.**

A mi esposa, **Francelina del Valle.**

A mis hermanos, **Elinor, Luis y Gerardo.**

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi mas sincero agradecimiento a las siguientes personas e instituciones, por el apoyo brindado durante mis estudios y culminación de este trabajo:

Al profesor Luís D. Beauperthuy, por su asesoría y valiosos consejos durante mis estudios y desarrollo de este trabajo, mas que un tutor, un amigo.

A la Universidad de Oriente, la casa que vence la sombra.

Al profesor Jaime E. Avendaño (Director de Centro de Sismología de la Universidad de Oriente), por permitirme el tiempo necesario para cumplir esta meta.

A Claudio Marchan, por su valiosa colaboración en el diseño y elaboración de los mapas.

Al Dr. Ramón Lopéz Planes (coordinador del post-grado), por su paciencia.

A mis compañeros del Centro de Sismología, que prestaron su colaboración durante el desarrollo de este trabajo, en especial Víctor Díaz, Francisco Álvarez y Francisco Bonive.

A Gloria Romero (FUNVISIS), por facilitar la data requerida, gracias por tu apoyo.

INDICE

	Pág.
<u>LISTA DE TABLAS.....</u>	<u>vii</u>
<u>LISTA DE FIGURAS.....</u>	<u>viii</u>
<u>RESUMEN.....</u>	<u>ix</u>
<u>CAPÍTULO</u>	<u>I</u>
<u>INTRODUCCIÓN.....</u>	<u>1</u>
<u>I.1 Introducción.....</u>	<u>2</u>
<u>CAPÍTULO</u>	<u>II</u>
<u>ASPECTOS TEÓRICOS.....</u>	<u>7</u>
<u>II.1 Propagación de frentes de ondas en medios no homogéneos.....</u>	<u>8</u>
<u>II.2 Propagación de ondas sísmicas en un medio de inhomogeneidad</u> <u>vertical continua, curvas camino-tiempo (inversión de Herglotz–Wichert).</u> <u>.....</u>	<u>10</u>
<u>CAPÍTULO</u>	<u>III</u>
<u>METODOLOGÍA.....</u>	<u>18</u>
<u>III.1 Datos Utilizados.....</u>	<u>19</u>
<u>III.2 Construcción de las Curvas Camino–Tiempo.....</u>	<u>19</u>
<u>III.3 Parámetro del Rayo e Inversión de Herglotz–Wiechert.....</u>	<u>20</u>

<u>CAPÍTULO</u>	<u>IV</u>
<u>RESULTADOS Y DISCUSIÓN</u>	<u>29</u>
<u>IV.1 Curvas Camino-Tiempo</u>	<u>30</u>
<u>IV.2 Relación de Poisson y Estructura de velocidades</u>	<u>31</u>
<u>IV.3 Modelo de corteza propuesto y comparación con el modelo que utiliza el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente</u>	<u>32</u>
<u>CAPÍTULO</u>	<u>V</u>
<u>CONCLUSIONES</u>	<u>39</u>
<u>V.1 Conclusiones</u>	<u>39</u>
<u>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	<u>42</u>
<u>HOJA DE METADATOS</u>	<u>45</u>

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Muestra de la base de datos de los eventos sísmicos utilizados en este trabajo.....	22
Tabla 2. Estaciones sismológicas utilizadas en este estudio.....	25
Tabla 3. Modelo de Corteza propuesto para la zona Norte e Insular de la región Nororiental de Venezuela.	33
Tabla 4. Perfil de Velocidades α (para las ondas P) como función de la profundidad.....	35
Tabla 5. Perfil de Velocidades β (para las ondas S) como función de la profundidad.....	36

LISTA DE FIGURAS

Figura 2. a) Frentes de onda y rayos propagándose en un medio homogéneo, b) Frentes de onda y rayos propagándose en un medio no homogéneo.....	9
Figura 3. Familia de rayos sísmicos que emanan de un foco sísmico.....	11
Figura 4. Curva camino–tiempo.....	11
Figura 5. Dos rayos sísmicos cercanos alcanzan la superficie terrestre con ángulo de incidencia i	12
Figura 6. Rayo sísmico que alcanza la superficie terrestre con ángulo de incidencia i , donde se visualiza el desplazamiento diferencial dl	13
Figura 9. Ejemplos del cálculo del parámetro del rayo, (a) y (b) para la onda P y (c) y (d) para la onda S.	28
Figura 10. Curvas camino–tiempo de las ondas P y S, señalando la discontinuidad en las pendientes, asociadas a las refracciones de los rayos al cruzar la interfase corteza–manto (el Moho).....	34
Figura 11. Parámetros de los rayos P y S en función de la distancia epicentral X, señalando las discontinuidades producidas por las refracciones en el Moho.....	35
Figura 12. Perfiles de velocidades de las ondas P y S en función de la profundidad, se indica la discontinuidad del Moho según cada perfil.	37
Figura 13. Parámetros de los rayos P y S en función de la distancia epicentral X, donde se comparan los parámetros p_s evaluados a partir de la curva $T_s(X)$, con los deducidos de la relación de Poisson: $p_p * 1,732$	37
Figura 14. Gráfica del modelo de corteza (estructura de velocidades) con las ondas P, propuesto para el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente.....	38
Figura 15. Comparación del modelo de corteza (estructura de velocidades) propuesto (líneas continuas), con el modelo de corteza que actualmente utiliza el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (líneas punteadas) en el software de localización de eventos sísmicos.....	38

RESUMEN

Se construyeron las curvas camino-tiempo $T(X)$ (tiempo de viaje T de las ondas desde los hipocentros a los sensores, contra las distancias epicentrales X) para las ondas P y S producidas por 546 sismos ocurridos en la región Nororiental de Venezuela y registrados por 9 sensores de la red sismológica de CSUDO, 40 sensores de la red sismológica de FUNVISIS y 3 estaciones sismológicas pertenecientes al Seismic Research Unit of the West Indies (Trinidad y Tobago). A partir de las curvas $T(X)$, se construyeron las curvas $p(X)$ del parámetro del rayo p , el cual se identifica con la pendiente dT/dX de la curva $T(X)$, a esta curva se aplicó la técnica de inversión de Herglotz-Wiechert (Aki y Richards, 1980) para asociar a cada profundidad en la corteza, una velocidad de la onda corpórea. Aplicando esta metodología se detectaron las discontinuidades de las velocidades de ondas corpóreas, asociadas al Moho (interfase corteza-manto), a nivel de los 32 km, obteniéndose para el manto superior 8,31 km/s y 4,78 km/s respectivamente para las velocidades de las ondas P y S . Con base en el perfil de velocidades obtenido en este trabajo, propusimos un modelo 1D de corteza (estructura de velocidades) para la zona Norte e Insular de la región Nororiental de Venezuela, consistente de 12 capas, con velocidades para la onda P que varían entre 2 km/s y 8,5 km/s y profundidades que varían entre 0 km y 100 km, para ser aplicado en la sala de registros y análisis del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente.

CAPÍTULO I
INTRODUCCIÓN

I.1 Introducción.

La corteza terrestre no es una masa uniforme y homogénea. Es una sucesión de estratos que poseen distintos origen y naturaleza, de allí que se distingan en cuanto a sus propiedades mecánicas y que se comporten de una manera particular cuando viaja a través de ella una onda sísmica (Restrepo y Chica, 2003).

Los centros e institutos de investigación sismológica utilizan en el software de localización de eventos sísmicos (terremotos) modelos de corteza (estructura de velocidades) para la interpretación de sismogramas, el cual, debe ser realístico para la zona donde viajan las ondas entre la fuente y la estación sismológica (Lee y Stewart, 1981).

En la aproximación de una superficie plana, un perfil de velocidades de las ondas corpóreas (ondas P y ondas S) a distintas profundidades consiste en una estructura de cierto número de capas horizontales una sobre la otra, cada una con su espesor y con su velocidad para las ondas corpóreas.

Existen dos métodos para obtener la información de la estructura real de velocidades, el método directo que involucra sísmica de reflexión o sísmica de refracción usando fuentes sísmicas naturales o artificiales y un sistema de geófonos de registro, y el método indirecto que involucra entre otros la técnica de inversión de

Herglotz–Wiechert aplicada a la curva camino-tiempo asociada a la data sísmica proveniente de fuentes naturales y/o artificiales (Herglotz, 1907; Wiechert, 1910; Aki y Richards, 1980; Lay y Wallace, 1995; Shearer, 1999).

En ausencia del conocimiento de la estructura real, se procede a una evaluación iterativa por inversión, usando la data en los sismogramas, y ajustando sucesivamente los valores de las profundidades y espesores de las distintas capas de la corteza, así como las velocidades propuestas en cada capa, hasta minimizar los residuos de la data calculada con el modelo, con la que aportan los sismogramas (Lee y Stewart, 1981; Lay y Wallace, 1995).

Para el análisis de telesismos registrados por una red a escala mundial, es suficiente, el uso de un modelo global de velocidades, pero para eventos sísmicos cercanos registrados por una red local, adquieren importancia las características particulares de la corteza en la región que cubre la red sísmológica, como es el caso del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO), que posee una red local constituida por 9 estaciones sísmológicas distribuidas en la zona norte e insular de la región nororiental de Venezuela, figura 1.

Parte importante de un modelo de corteza local es la ubicación de su límite inferior, donde contacta con el manto. Esta interfase se conoce como discontinuidad de Mohorovicic (el Moho). En esta interfase se produce una discontinuidad de las

velocidades de las ondas sísmicas corpóreas P (primarias) y S (secundarias). Esta interfase fue descubierta por Andrés Mohorovicic, quien en sus estudios sismológicos

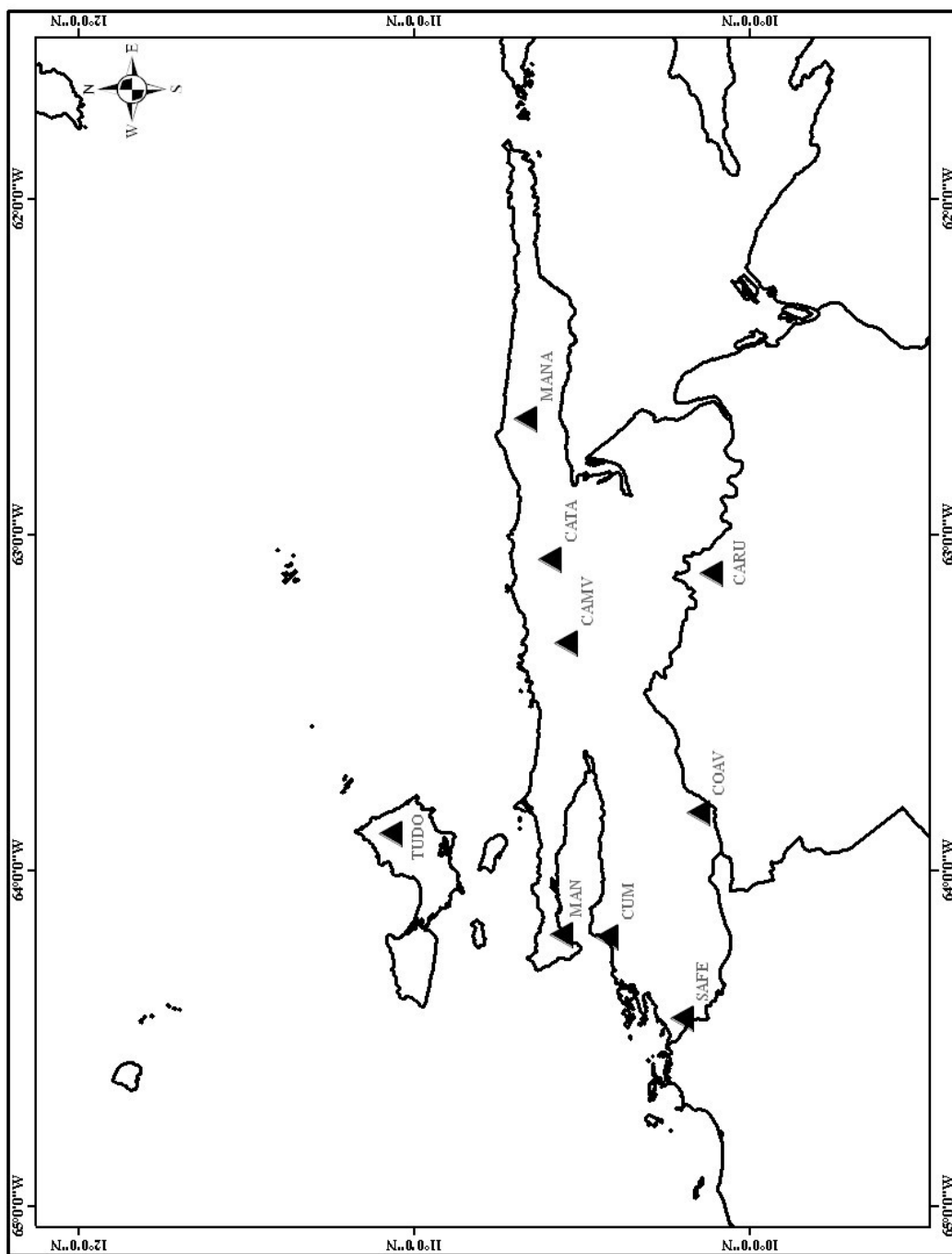


Figura 1. Distribución de la red de estaciones sismológicas del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (triángulos negros).

sobre la corteza terrestre en 1909, observó que los tiempos de recorrido de las ondas producidas por los terremotos locales en Europa central mostraban un cambio a partir de los 150 km de distancia epicentral. Estas observaciones presentaban, por primera vez, una evidencia directa de la existencia de una discontinuidad de velocidad correspondiente a la base de la corteza (Udías y Mézcua, 1997).

El primer modelo de corteza regional para Venezuela fue propuesto por Mendoza y Morgan (1985), quienes calcularon por el método de inversión un modelo de velocidades de cuatro capas para toda Venezuela, usando data de la red sísmológica nacional de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sísmológicas (FUNVISIS).

Un modelo más local fue obtenido por Franke et al. (1993), quienes instalaron una red sísmológica portátil en la región Oriental Venezolana, y calcularon un modelo de velocidades de 10 capas asumido para toda la región Oriental y Deltana del país. Actualmente el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente utiliza un perfil de velocidades de 11 capas basado fundamentalmente en el modelo de Franke et al. (1993).

Alvarado (2001), usó sísmica de refracción para determinar la geometría de la cuenca del golfo de Cariaco, encontró que la velocidad de la onda P para los primeros 180 m de espesor varía entre 1,9 y 2,3 km/s.

Contreras (2003), usó sísmica de refracción para analizar la estructura más superficial de la corteza en la cuenca del golfo de Cariaco, usando como fuente cuatro

eventos sísmicos secundarios asociados al sismo de Cariaco del 09 de julio de 1997, y pudo encontrar que entre una profundidad de 180 m y 3,5 km, existen variaciones para la velocidad de las ondas P entre 4,8 y 5,4 km/s respectivamente asociadas a las estructuras de rocas calizas y/o metamórficas de la Serranía del Interior. Entre 3,5 y 8,5 km de profundidad, estimó una capa de transición a la corteza cristalina, con velocidades para la onda P entre 5,7 y 6,0 km/s respectivamente. A partir de los 8,5 km de profundidad, la sismica de refracción no permitió precisar valores de las velocidades, aunque las estimó superiores a 6,5 km/s, asociadas a la corteza media o inferior. Las reflexiones en el Moho le permitieron ubicarlo a una profundidad de 34 km.

Beauperthuy (2005), usó los numerosos eventos sísmicos secundarios asociados al sismo de Cariaco de 1997, en el lapso Julio-Diciembre de 1997, para aproximar un modelo continuo de corteza para la zona Norte del Oriente del país, pudo aproximar la profundidad del Moho en esta zona en unos 35 km.

En este trabajo utilizaremos la inversión de Herglotz–Wiechert en la curva camino–tiempo obtenida de la data de los boletines de CSUDO (1998-2001) y del Boletín Sismológico Nacional de FUNVISIS (1998-2005), para evaluar un perfil continuo unidimensional de velocidades en la corteza debajo de la región que cubre la red sismológica de CSUDO.

CAPÍTULO II
ASPECTOS TEÓRICOS

II.1 Propagación de frentes de ondas en medios no homogéneos.

Un modelo de superficie plana, es una aproximación para analizar modelos de corteza que permiten obviar la curvatura de la tierra.

Los rayos sísmicos son líneas normales a los frentes de onda sucesivos, a lo largo de ellos el tiempo de viaje del frente de onda es mínimo. En medios homogéneos los rayos sísmicos serían líneas rectas, y en los no homogéneos son curvas. A lo largo del rayo sísmico se propagan las ondas corpóreas longitudinales o de compresión, conocidas como ondas Primarias (ondas P), y las ondas corpóreas transversales o cizallas, conocidas como ondas Secundarias (ondas S).

Las ondas P, son las de mayor velocidad y llegan primero a los sismómetros, producen vibraciones paralelas al rayo sísmico, similares a las ondas del sonido y atraviesan toda clase de medios. Las ondas S, llegan de segundo lugar a los sismómetros, producen vibraciones de cizallas perpendicularmente al rayo sísmico.

Las velocidades de las ondas P (α) y de las ondas S (β), en situaciones normales, tienden a aumentar con la profundidad.

Si el medio fuese homogéneo, las velocidades α o β de propagación de las señales sísmicas serían constantes en todo tiempo y en todas partes; por lo tanto, la

radiación emanada desde una falla puntual se propagaría en frentes de onda esféricos concéntricos con el foco, y que se alejarían del foco con velocidad constante c ($c \equiv \alpha$ o β según el caso). Las líneas de propagación (los rayos sísmicos) serían líneas rectas perpendiculares a los frentes de onda, y que saldrían radialmente desde el foco central como muestra la figura 2a (Beauperthuy, 2008).

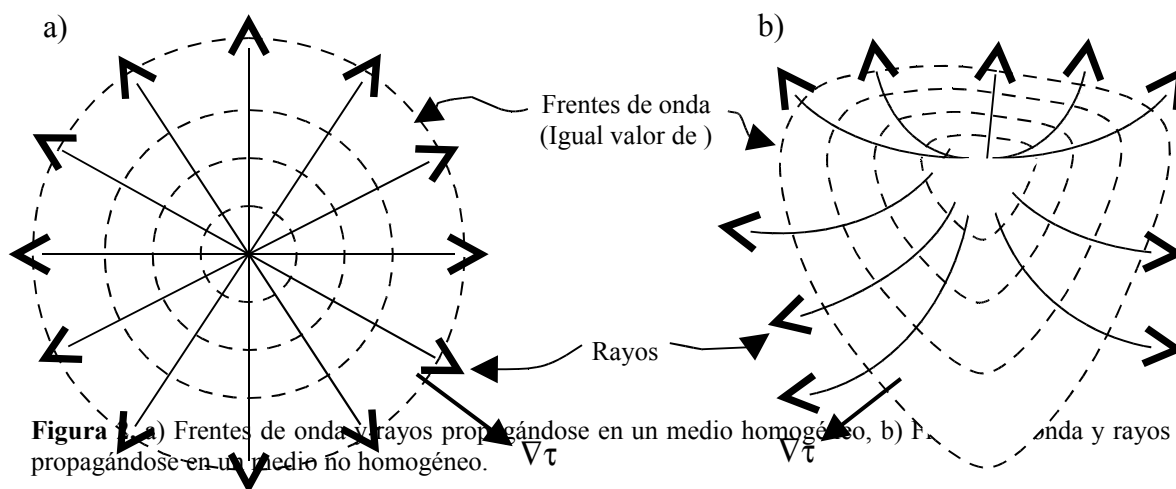


Figura 2 a) Frentes de onda y rayos propagándose en un medio homogéneo, b) Frentes de onda y rayos propagándose en un medio no homogéneo.

Si el medio no es homogéneo, entonces las velocidades α o β van a depender de la posición, o sea, diferentes puntos de un mismo frente de onda van a tener distintas velocidades de expansión, y lógicamente, el frente se va a deformar. Los rayos sísmicos, en este caso, siguen siendo perpendiculares a los frentes de ondas en cada punto, pues por definición de “frente de onda”, la señal siempre se propaga en dirección perpendicular al mismo como muestra la figura 2b (excepto si hay anisotropía). De todas

maneras, a un mismo frente se asocia un mismo valor del tiempo de viaje τ desde el foco (Beauperthuy, 2008).

II.2 Propagación de ondas sísmicas en un medio de inhomogeneidad vertical continua, curvas camino-tiempo (inversión de Herglotz–Wichert).

Cuando se trabaja bajo la aproximación de superficie terrestre plana horizontal, es porque la ubicación de toda la trayectoria del rayo es lo suficientemente cercana a la superficie. En este caso, y por Ley de Snell, en un mismo rayo se conservaría la componente horizontal del vector lentitud (vector cuya magnitud s , es la del inverso de la velocidad y su dirección es la del rayo sísmico), la cual se conoce como el parámetro del rayo (p), y representa la lentitud aparente del frente de onda en una dirección horizontal (Shearer, 1999). Para el caso de un modelo de superficie horizontal (figura 3):

$$p = s(\text{sen}i) \quad (1)$$

donde i es el ángulo local del rayo con la vertical. En la figura 3, se representa una familia de rayos que emanan de un cierto foco sísmico superficial, y que se propaga en un medio de superficie plana, donde la velocidad c de la onda crece en forma continua con la profundidad z .

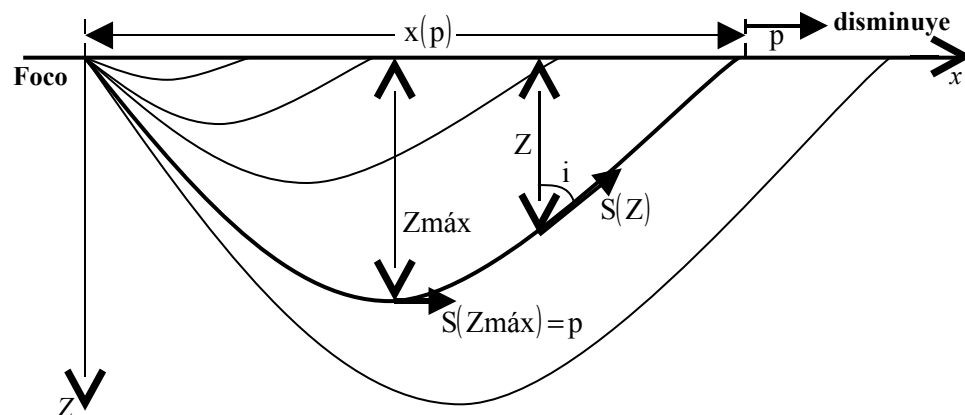


Figura 3. Familia de rayos sísmicos que emanan de un foco sísmico.

A continuación se presenta un método que permite encontrar el perfil de velocidades en función de la profundidad (Aki y Richards, 1980; Beupearthuy, 2008).

Se caracteriza a cada rayo con su parámetro p , su alcance horizontal $X(p)$, (distancia horizontal entre el foco y el punto donde retorna a la superficie), y el tiempo total $T(X)$ que invierte en retornar a la superficie desde que sale del foco, estos datos permiten construir la grafica T vs X , conocida como la curva camino-tiempo (figura 4),

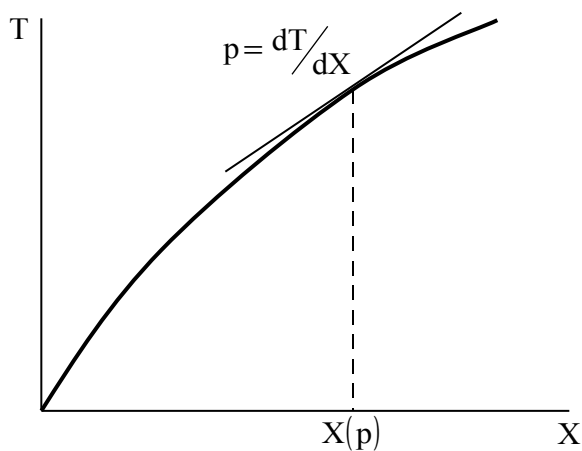


Figura 4. Curva camino-tiempo.

En la figura 5, es fácil deducir

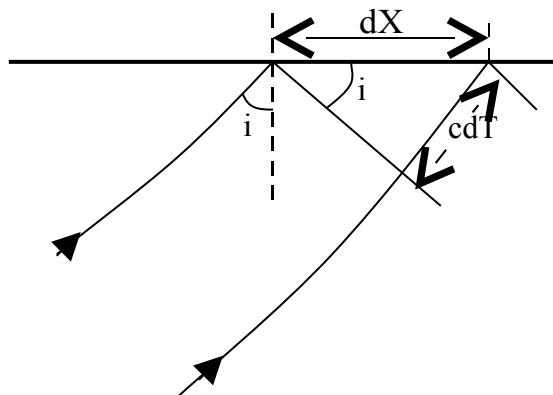


Figura 5. Dos rayos sísmicos cercanos alcanzan la superficie terrestre con ángulo de incidencia i .

$$p = c \frac{dT}{dX} = cp \quad (2)$$

por consiguiente

$$p = \frac{dT}{dX} \quad (3)$$

por lo tanto el valor de p asociado a un valor dado de X , se puede obtener de la curva camino–tiempo en base a su pendiente en X , como se observa en la figura 4.

Se busca una expresión integral para el alcance $X(p)$ de un rayo. El desplazamiento diferencial dl a lo largo de un rayo (figura 6), lleva asociado su componente horizontal y vertical dx y dz respectivamente, que se relacionan con el ángulo i como se muestra en la figura siguiente y en la expresión (4)

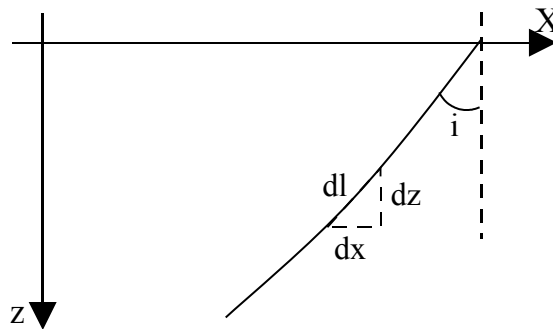


Figura 6. Rayo sísmico que alcanza la superficie terrestre con ángulo de incidencia i , donde se visualiza el desplazamiento diferencial dl .
de la figura 6, se deduce:

$$dx = (\tan i) dz \quad (4)$$

y usando conocidas identidades trigonométricas la ecuación (4) nos queda:

$$dx = \frac{\text{sen } i}{\sqrt{1 - (\text{sen } i)^2}} dz \quad (5)$$

usando la ecuación (1), tenemos

$$dx = \frac{cp}{\sqrt{1 - c^2 p^2}} dz \quad (6)$$

por consiguiente

$$dx = \frac{p}{\sqrt{\frac{1}{c^2} - p^2}} dz = \frac{p}{\sqrt{|s(z)|^2 - p^2}} \quad (7)$$

donde:

p : es el parámetro del rayo.

s : es la lentitud que es igual a $\frac{1}{c}$

tal como se puede visualizar en la figura (3), la mitad del alcance se obtiene cuando

$z = z_{\text{máx}}$, integrando la ecuación (7) y considerando la simetría se tiene:

$$X(p) = 2p \int_0^{z_{\text{máx}}} \frac{dz}{\sqrt{|s(z)|^2 - p^2}} \quad (8)$$

ó

$$\frac{X(p)}{2p} = \int_0^{z_{\text{máx}}} \frac{dz}{\sqrt{|s(z)|^2 - p^2}} \quad (9)$$

Para encontrar el perfil $z(s)$ que modela al medio donde se propaga la onda, se compara la relación (9) con la ecuación integral que aparece en el “PROBLEMA DE ABEL”, la cual tiene la forma siguiente:

$$f(r) = - \int_a^r \frac{u(q) dq}{\sqrt{q-r}} \quad (10)$$

cuya solución es:

$$u(q) = \frac{1}{\pi} \frac{d}{dq} \int_a^q \frac{f(r) dr}{\sqrt{r-q}} \quad (11)$$

por consiguiente, para escribir la ecuación (9) en la forma de la ecuación (10), se hacen las siguientes identificaciones:

$$r \equiv p^2 \qquad q \equiv [s(z)]^2 \qquad f(r) \equiv \frac{X(p)}{2p}$$

con el siguiente cambio de variable

$$u(q) dq = dz = \left(\frac{dz}{ds^2} \right) ds^2$$

con las cuales la integral con respecto a z de la ecuación (9), se convierte en una integral con respecto a s^2 de esta forma:

$$\frac{X(p)}{2p} = \int_{s_0^2}^{p^2} \frac{\left| \frac{dz}{ds^2} \right| ds^2}{\sqrt{s^2 - p^2}} \quad (12)$$

donde el límite de integración en $z = 0$ pasa a ser el valor del cuadrado de la lentitud en la superficie s_0^2 , y en $z = Z_{\text{máx}}$, pasa a ser p^2 , pues allí el valor de s es p ; así pues, en las

ecuaciones (10) y (11), la constante “a” se identificara con s_0^2 . La “solución” para la ecuación integral (12), la tenemos en la ecuación (11) con todas nuestras previas identificaciones:

$$\frac{dz}{ds^2} = -\frac{1}{\pi} \frac{d}{ds^2} \int_{s_0^2}^{s^2} \frac{X(p)/(2p)}{\sqrt{p^2 - s^2}} dp^2 \quad (13)$$

o sea:

$$z(s) = -\frac{1}{\pi} \int_{s_0}^s \frac{X(p)/(2p)}{\sqrt{p^2 - s^2}} dp^2 \quad (14)$$

como $dp^2 = 2pdp$, la ecuación (14) se escribe de la manera siguiente:

$$z(s) = -\frac{1}{\pi} \int_{s_0}^s \frac{X(p)}{\sqrt{p^2 - s^2}} dp \quad (15)$$

Si integramos la ecuación (15) por parte se obtiene el resultado siguiente:

$$z(s) = \frac{1}{\pi} \int_0^{X(s)} \cosh^{-1} \left(\frac{p}{s} \right) dX \quad (16)$$

La ecuación (16) es conocida como la “formula de inversión de Herglotz-Wiechert”, la cual permite obtener un perfil continuo unidimensional de velocidades en función de la profundidad.

CAPÍTULO III

METODOLOGÍA

III.1 Datos Utilizados.

En el presente trabajo se utilizaron 1992 fases de ondas P y 1726 fases de ondas S producidas por 546 eventos sísmicos ocurridos en la región nororiental de Venezuela (figura 7) y reportados en el Boletín Sismológico de CSUDO (1998-2001) y en el Boletín Sismológico Nacional de FUNVISIS (1998-2005), y registrados respectivamente por 9 sensores de la red sismológica de CSUDO y 40 sensores de la red nacional de FUNVISIS, se utilizaron registros de 3 estaciones sismológicas pertenecientes al Seismic Research Unit of the West Indies (Trinidad y Tobago) (tabla 2, figura 8) reportados por convenio de cooperación en el Boletín Sismológico Nacional de FUNVISIS. Debido a que la inversión de Herglotz-Wiechert requiere que los dos extremos del rayo sísmico (foco y estación) estén aproximadamente a un mismo nivel (la superficie terrestre), se consideraron sólo los registros de estaciones con distancias epicentrales X igual o mayores que 10 veces la profundidad del evento sísmico. Se tomó para cada evento su tiempo origen (H_o) así como su distancia epicentral (X) a cada estación que lo registró, y las horas de llegada a las mismas (estaciones) de las fases P y S (H_p y H_s respectivamente), un ejemplo de este proceso se muestra en tabla 1.

III.2 Construcción de las Curvas Camino–Tiempo.

Las curvas camino–tiempo se obtienen graficando los tiempos de viaje $T_p = H_p - H_o$ y $T_s = H_s - H_o$ de las ondas P y S respectivamente, donde H_p y H_s son las horas de llegada de las fases P y S a cada estación que lo registró y H_o representa el tiempo origen de cada evento, cuyas señales se transmiten desde el foco hasta cada una de las

estaciones de la red, contra la distancia epicentral. Estos valores de distancia X y su correspondiente tiempo de viaje (T_p o T_s) se obtienen mediante el análisis de los sismogramas aportados por las estaciones sismológicas que registran las ondas sísmicas, un ejemplo de la distribución de los datos se puede visualizar en la tabla 1.

III.3 Parámetro del Rayo e Inversión de Herglotz-Wiechert.

Para obtener el parámetro del rayo como función de la distancia epicentral $p_p(X)$ y $p_s(X)$ para las ondas P y ondas S respectivamente se aproximaron las derivadas de las curvas camino-tiempo $T_p(X)$ para las ondas P y $T_s(X)$ para las ondas S, aplicando regresión lineal a ventanas sucesivas de 40 km de ancho cada una, con un paso de 5 km entre los centros de 2 ventanas contiguas (figura 9). Empleando el teorema de valor medio, se asignó como valor de p_i en el centro de X_i de cada ventana, la pendiente que se encuentra con regresión lineal a la misma (curva $p(X)$). Para evaluar el límite superior de la integral de Herglotz-Wiechert (ecuación 16), se ajustó por mínimos cuadrados a cada sección de la curva $p(X)$, cuyas series de puntos obtenidos tienen cierto comportamiento lineal. Se fijan entonces valores sucesivos decrecientes para c^{-1} a partir de un máximo $c^{-1}(\max) = p(0)$ (en la superficie), desde 0,1804 s/km hasta 0,1336 s/km para la onda P y desde 0,3151 s/km hasta 0,2471 s/km para la onda S, y para cada uno de esos valores, se evalúa la integral,

$$z(s) = \frac{1}{\pi c} \int_0^{x(c^{-1})} \cosh^{-1}(cp) dX$$

para determinar el perfil velocidad–profundidad, y proponer en base a este, una primera aproximación de modelo de corteza para la zona Norte e Insular de la región Nororiental de Venezuela

Tabla 1. Muestra de la base de datos de los eventos sísmicos utilizados en este trabajo.

DIA	MES	AÑO	LON.	LAT.	PROF. (km)	Ho			EST.	DIST. (km)	Hp (seg)	Hs (seg)	Tp (seg)	Ts (seg)
						HOR.	MIN.	SEG						
11	1	98	-62.884	10.459	6,78	3	3	56,2	tce	126,4	77,94	90,6	21,74	34,4
11	1	98	-62.884	10.459	6,78	3	3	56,2	trn	163,3	84,64	104,28	28,44	48,08
11	1	98	-62.884	10.459	6,78	3	3	56,2	guan	307,6	102,74	136,72	46,54	80,52
18	2	98	-64.540	10.302	0,1	4	53	56,1	guan	127,2	78,26	94,58	22,16	38,48
29	10	98	-62.857	10.557	3,41	14	6	17,5	guan	312,6	65,03	99,16	47,53	81,66
29	10	98	-62.857	10.557	3,41	14	6	17,5	olla	436	79,18	125,23	61,68	107,73
29	10	98	-62.857	10.557	3,41	14	6	17,5	guac	484,5	85,77	135,55	68,27	118,05
26	12	98	-63.713	10.492	1,12	11	29	7,7	canv	562,1	85,5	142	77,8	134,3
13	1	99	-63.693	10.542	7,33	4	36	21,6	tgrv	196,3	51	72,84	29,4	51,24
13	1	99	-63.693	10.542	7,33	4	36	21,6	canv	563,6	99	156	77,4	134,4
15	1	99	-63.714	10.483	15,9	20	29	38,5	tgrv	189,3	69,76	91,67	31,26	53,17
15	1	99	-63.714	10.483	15,9	20	29	38,5	olla	342	87	124	48,5	85,5
8	10	0	-63.591	10.405	1,9	10	49	57,3	guiv	152,1	82,96	101,53	25,66	44,23
8	10	0	-63.591	10.405	1,9	10	49	57,3	birv	293,4	100,72	131,56	43,42	74,26
28	2	1	-64.724	10.362	0,8	2	23	41,5	birv	169,7	68,26	89,58	26,76	48,08
28	2	1	-64.724	10.362	0,8	2	23	41,5	cruv	170,9	69,74	91,54	28,24	50,04
28	2	1	-64.724	10.362	0,8	2	23	41,5	olla	231,1	76,52	104,12	35,02	62,62
28	2	1	-64.724	10.362	0,8	2	23	41,5	guiv	277	81,82	112,59	40,32	71,09
28	2	1	-64.724	10.362	0,8	2	23	41,5	plat	309,3	86,25	120,31	44,75	78,81
4	3	1	-64.478	10.918	7,2	6	39	27,8	cruv	145,4	52,16	69,73	24,36	41,93
4	3	1	-64.478	10.918	7,2	6	39	27,8	gunv	188,6	57,37	78,52	29,57	50,72
4	3	1	-64.478	10.918	7,2	6	39	27,8	birv	202	58,14	81,82	30,34	54,02
4	3	1	-64.478	10.918	7,2	6	39	27,8	test	259,9	65,45	95,08	37,65	67,28
17	3	1	-64.510	10.978	11,2	11	43	3,5	cruv	150,4	28,43	46,67	24,93	43,17
17	3	1	-64.510	10.978	11,2	11	43	3,5	birv	200,3	34,78	55,73	31,28	52,23
18	3	1	-64.514	10.981	10	10	56	25	cruv	150,9	50,1	68,44	25,1	43,44
31	8	1	-63.383	10.047	13,2	5	7	36,8	guiv	144,3	59,57	77,83	22,77	41,03
31	8	1	-63.383	10.047	13,2	5	7	36,8	bauv	525,9	105,83	157,37	69,03	120,57
16	9	1	-63.000	10.161	6,1	9	48	47,5	guiv	101,5	63,99	77,32	16,49	29,82
16	9	1	-63.000	10.161	6,1	9	48	47,5	birv	359,7	97,12	135,18	49,62	87,68
16	9	1	-63.000	10.161	6,1	9	48	47,5	bauv	569,6	123,16	179,1	75,66	131,6
19	9	1	-63.621	10.179	16,2	20	21	49,4	guiv	162,9	74,73	93,86	25,33	44,46

donde,

LON.: Longitud.

LAT.: Latitud.

PROF.: Profundidad.

Ho: Hora Origen.

EST.: Código de la estación.

DIST.: Distancia epicentral.

Tp: Tiempo de viaje de la onda P.

Ts: Tiempo de viaje de la onda S.

H_p : Hora de llegada de la fase P a la estación.

H_s : Hora de llegada de la fase S a la estación.

y

$$T_p = H_p - H_o$$

$$T_s = H_s - H_o$$

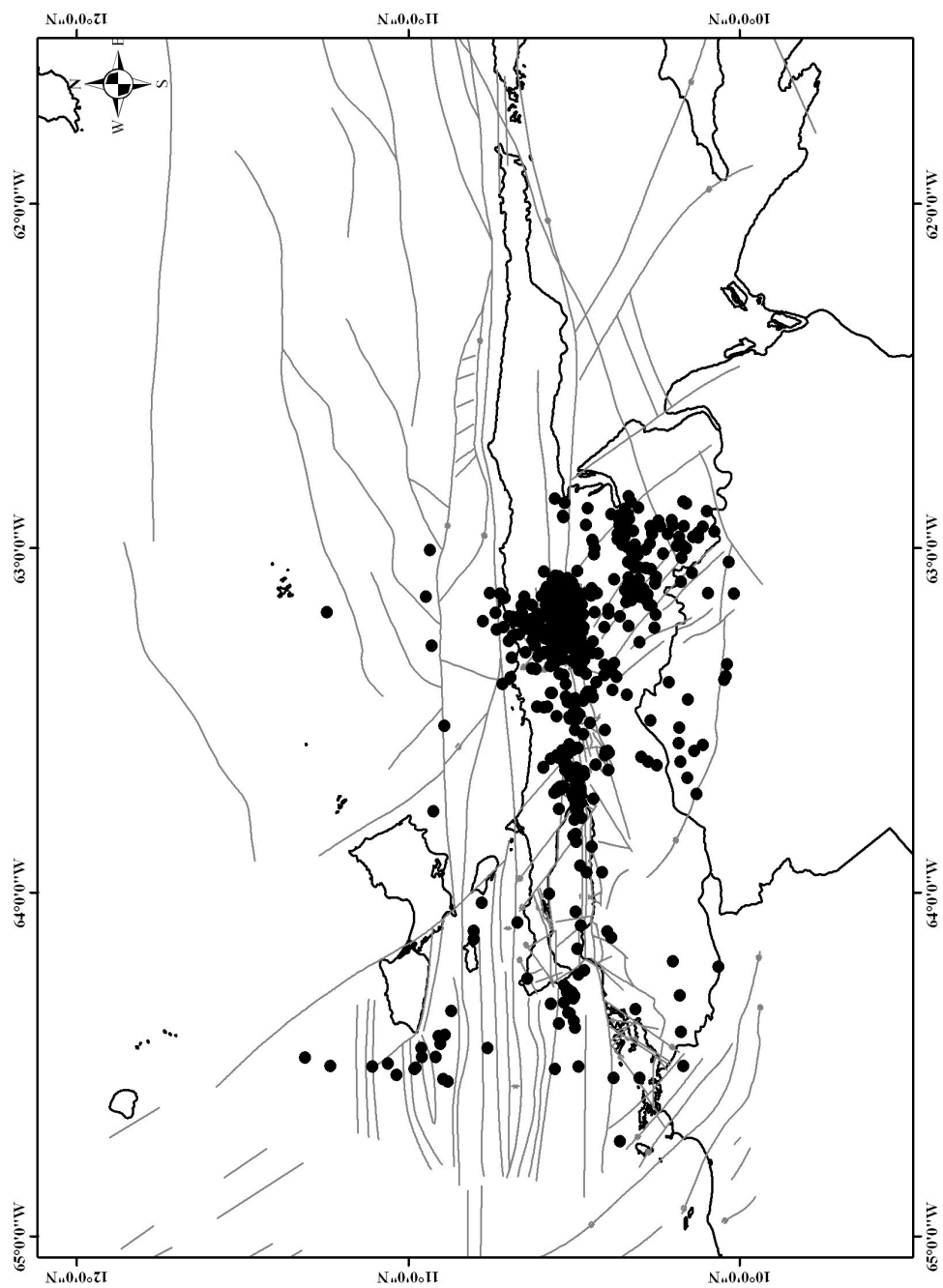


Figura 7. Mapa geográfico de la región nororiental e insular de Venezuela donde se muestra la ubicación de los eventos sísmicos utilizados en este estudio (puntos negros).

Tabla 2. Estaciones sismológicas utilizadas en este estudio.

N°	CODIGO	NOMBRE	RED	LATITUD (°)	LONGITUD (°)
1	Bauv	EL BAUL	FUNVISIS	8,9433	-68,0415
2	Birv	BIRONGO	FUNVISIS	10,4756	-66,2691
3	Caiv	CAICARA	FUNVISIS	7,3261	-66,3215
4	Canv	CERRO ANTONIO	FUNVISIS	11,0390	-68,8280
5	Capv	CAPACHO	FUNVISIS	7,8648	-72,3143
6	Car	CARACAS	FUNVISIS	10,5039	-66,9282
7	Ceos	CERRO EL OSO	FUNVISIS	9,0299	-68,3434
8	Cruv	CARUPANO	FUNVISIS	10,6165	-63,1841
9	Cupv	CUPIRA	FUNVISIS	10,0565	-65,7876
10	Curv	CURARIGUA	FUNVISIS	10,0131	-69,9611
11	Dadv	DABAJURO	FUNVISIS	10,9220	-70,6361
12	Garv	QUEBRADA ARRIBA	FUNVISIS	10,2066	-70,5236
13	Grw	GRENADA	TRINIDAD	12,1600	-61,6610
14	Guac	GUACAMAYA	FUNVISIS	10,1920	-67,2711
15	Guan	VALLE DE GUANAPE	FUNVISIS	9,9536	-65,6597
16	Guiv	GUIRIA	FUNVISIS	10,6376	-62,2081
17	Gunv	GUANOCO	FUNVISIS	10,1450	-62,9425
18	Ibav	ISLA LA BLANQUILLA	FUNVISIS	11,8225	-64,5766
19	Itev	ISLA LOS TESTIGOS	FUNVISIS	11,3551	-63,1320
20	Llav	EL LLANITO	FUNVISIS	10,4696	-66,8097
21	Merv	LAS MERCEDES	FUNVISIS	9,2511	-66,2971
22	Monv	MONTECANO	FUNVISIS	11,9656	-69,9740
23	Moro	MORROCOY	FUNVISIS	10,8728	-68,3291
24	Olla	LAS OLLAS	FUNVISIS	10,0190	-66,8040
25	Oriv	ORITUPANO	FUNVISIS	9,0696	-63,4093
26	Parv	PARIAGUAN	FUNVISIS	8,9651	-64,7956
27	Pcrv	PUERTO LA CRUZ	FUNVISIS	10,1630	-64,5900
28	Plat	PLATILLÓN	FUNVISIS	9,8740	-67,5024
29	Sanv	SANARITO	FUNVISIS	9,5008	-69,5363
30	Sigv	SIQUISIQUE	FUNVISIS	10,6488	-69,8078
31	Socv	SOCOPO	FUNVISIS	8,2841	-70,8563
32	Tce	CHACACHACARE	TRINIDAD	10,6970	-61,7530
33	Test	LLANITO	FUNVISIS	10,4690	-66,8090
34	Tgrv	EL TIGRE	FUNVISIS	8,8400	-64,1683
35	Tov	EL TOCUYO	FUNVISIS	9,7925	-69,7925
36	Trn	TRINIDAD	TRINIDAD	10,6480	-61,4030
37	Turv	TURIAMO	FUNVISIS	10,4500	-67,8395
38	Virv	VILLA DEL ROSARIO	FUNVISIS	10,5030	-72,4060
39	Riov	RIO GRANDE	FUNVISIS	8,0690	-61,8145
40	tin	TINAQUILLO	FUNVISIS	9,9945	-68,3346
41	luev	LUEPA	FUNVISIS	5,8431	-61,4611
42	terv	TEREPAIMA	FUNVISIS	9,9586	-69,2865

43	funv	FUNVISIS	FUNVISIS	10,4691	-66,8101
44	cum	CUMANÁ	CSUDO	10,4268	-64,1978
45	man	MANICUARE	CSUDO	10,5611	-64,1888
46	coav	CUMANACOA	CSUDO	10,1578	-63,8266
47	camv	CAMPEARE	CSUDO	10,5505	-63,3221
48	caru	CARIPITO	CSUDO	10,1185	-63,1124
49	cata	CATUARO	CSUDO	10,6008	-63,0703
50	mana	MANACAL DE IRAPA	CSUDO	10,6733	-63,6519
51	pudo	PALMA REAL	CSUDO	11,0133	-63,8811
52	safe	LOS ALTOS DE SANTA FE	CSUDO	10,2070	-64,4400

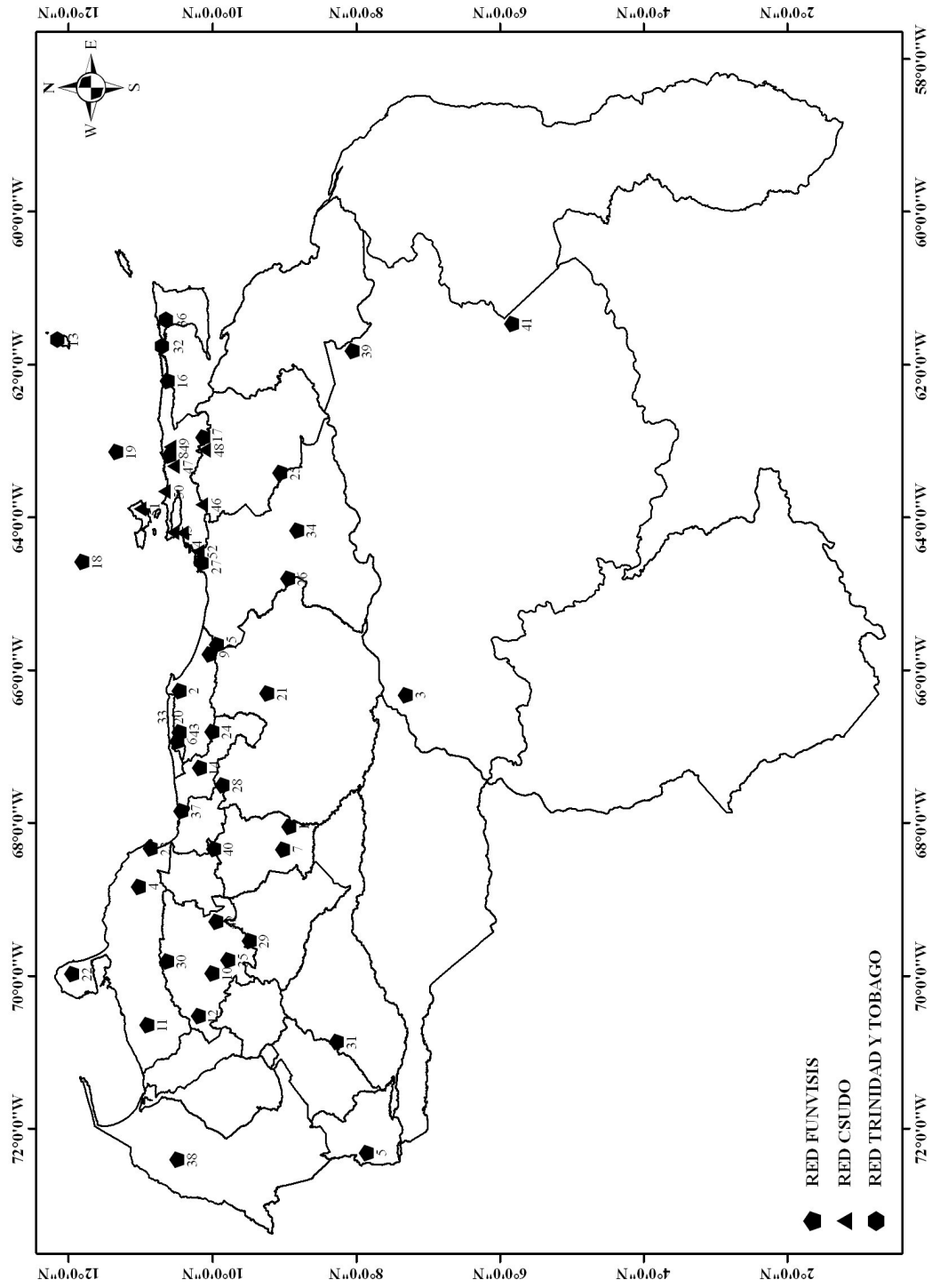


Figura 8. Mapa geográfico de Venezuela donde se señala la ubicación de las estaciones sísmológicas usadas en este estudio (CSUDO, FUNVISIS y Seismic Research Unit of the West Indies (TRINIDAD Y TOBAGO)).

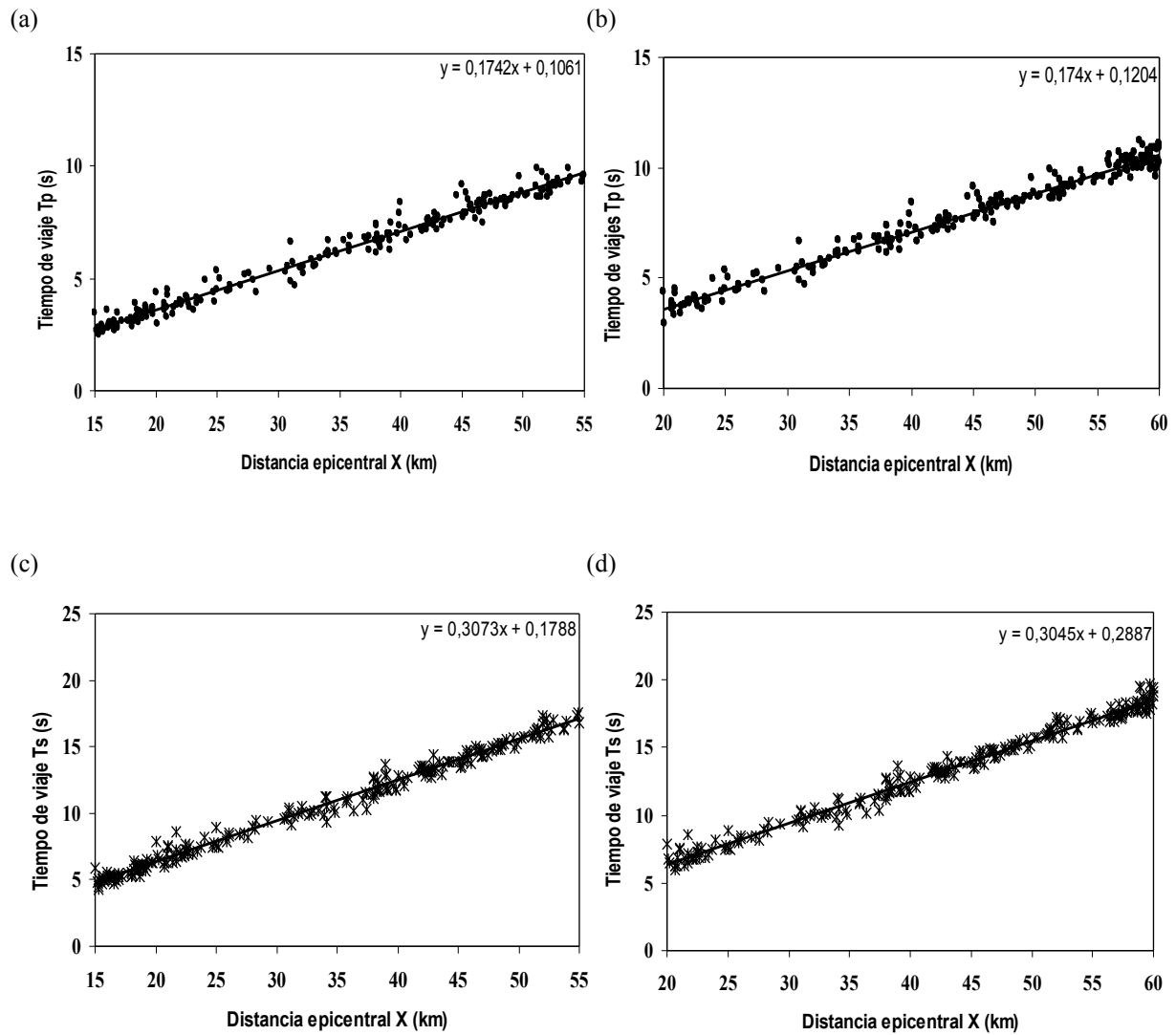


Figura 9. Ejemplos del cálculo del parámetro del rayo, (a) y (b) para la onda P y (c) y (d) para la onda S.

CAPÍTULO IV
RESULTADOS Y DISCUSIÓN

IV.1 Curvas Camino-Tiempo.

Una vez construidas las curvas camino–tiempo para las ondas P (longitudinales) y S (transversales), $T_p(x)$ y $T_s(X)$ respectivamente (figura 10), se puede visualizar que para ambas curvas las pendientes parecen disminuir en forma continua en el intervalo de distancias epicentrales $0 < X < 162$ km; solo se aprecia una discontinuidad significativa de las pendientes, aproximadamente, a nivel de $X = 162$ km, como se muestra en la figura 10, asociada con las refracciones en la interfase corteza-manto superior (el Moho), y donde estas pendientes cambian el parámetro del rayo, para las ondas P, desde $p_p = 0,1336$ s/km en la corteza inferior, a $p_p = 0,1203$ s/km en el manto superior (figura 11) los cuales se corresponden con los siguientes cambios en las velocidades de la onda P (α) desde $\alpha = 7,49$ km/s en la base de la corteza a $\alpha = 8,31$ km/s en el manto superior (figura 12). Similarmente en la curva camino–tiempo para las ondas S, se puede visualizar un cambio en el parámetro del rayo desde $p_s = 0,2471$ s/km en la corteza inferior, a $p_s = 0,2094$ s/km en el manto superior (figura 11), correspondiéndose con los siguientes cambios de velocidad para la onda S (β) desde $\beta = 4,05$ km/s en la base de la corteza a $\beta = 4,78$ km/s en el manto superior (figura 12). El valor de la velocidad de la onda P encontrada para el manto es compatible con la velocidad media global reconocida de onda P en el manto superior que es $8,09 \pm 0,20$ km/s (Christensen y Money, 1995).

IV.2 Relación de Poisson y Estructura de velocidades.

Se confirma el cumplimiento de la relación de Poisson $V_p/V_s = \rho_s/\rho_p = 1.732$, admitido para la corteza media (figura 13).

Se puede observar el mismo patrón de comportamiento en ambas curvas, hay congruencia en las inflexiones en las mismas, y no obedecen a dispersiones aleatorias, sino que corresponden a la estructura particular de la misma corteza terrestre donde viajan las ondas longitudinales (P) y transversales (S).

Para determinar la estructura (perfil) de velocidad se aplicó la ecuación (16) a las curvas $p_p(X)$ y $p_s(X)$ (figura 11), con los valores de α^{-1} y β^{-1} indicados en las tablas 4 y 5, se fijaron entonces valores sucesivos decrecientes para c^{-1} a partir de un máximo $c^{-1}(\max) = p(0)$ (en la superficie), y para cada uno de estos valores se determinaron las profundidades z asociadas a cada velocidad mostrada en las mismas tablas.

Aplicando esta metodología se encontraron las discontinuidades de las velocidades de ondas corpóreas, asociadas al Moho, a nivel de los 32 km de profundidad (figura 12), obteniéndose para el manto superior 8,31 km/s y 4,78 km/s respectivamente para las velocidades de las ondas P y S. Estos valores, calculados con la data sísmica del lapso Enero 1998 a Diciembre 2005, confirman con poca diferencia los encontrados por Beauperthuy (2005) para la zona Norte del Oriente del País utilizando solamente la data aportada por los eventos sísmicos secundarios asociados al sismo de Cariaco durante el

segundo semestre de 1997: 8,47 km/s y 4,76 km/s respectivamente para las velocidades de las ondas P y S en el manto superior y 35 km de profundidad para el Moho.

IV.3 Modelo de corteza propuesto y comparación con el modelo que utiliza el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente.

Con base en el perfil de velocidades obtenido en este trabajo para la corteza media y profunda, y el análisis de la estructura más superficial de la corteza en la cuenca del Golfo de Cariaco, realizado por Contreras (2003), usando como fuente cuatro eventos sísmicos secundarios asociados al sismo de Cariaco del 09 de julio de 1997, aplicando sísmica de refracción profunda, (es importante resaltar que la sísmica de refracción tiene mejor resolución a nivel superficial que nuestro perfil de velocidades, pero no tiene alcance para las profundidades de la corteza media ni profunda) y usando la velocidad de la última capa (en el manto superior) del modelo que utiliza actualmente el CSUDO en su software de localización, y donde no llegaron nuestros cálculos, se propone un modelo de corteza (estructura de velocidades, tabla 3) constituido de 12 capas para la zona Norte e Insular de la región Nororiental de Venezuela, cuyo esquema se muestra en la figura 14.

En la figura 15, se confronta el modelo de corteza propuesto en este trabajo, con el modelo de 11 capas utilizado en el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente. Para profundidades superiores a los 20 km, no hay coincidencia de las

velocidades de estos modelos. En el que proponemos, los valores de las velocidades encontradas son más altos; además, en este trabajo se encontraron las discontinuidades de las velocidades de las ondas corpóreas (ondas P y S), asociadas al Moho a nivel de los 32 km de profundidad (figura 12), con mucha diferencia con la que establece el modelo de 11 capas, que lo ubica a 45 km de profundidad (modelo global calculado para toda la zona oriental y deltana), pero con poca diferencia con el valor encontrado por Beaupertuy (2005), quien lo ubico a 35 km de profundidad.

Tabla 3. Modelo de Corteza propuesto para la zona Norte e Insular de la región Nororiental de Venezuela.

Velocidad (km/s)	Profundidad (km)
2,00	0,00
4,85	0,18
5,40	1,66
5,70	3,50
5,85	4,44
6,03	6,62
6,46	12,11
6,86	19,35
7,23	24,87
7,49	29,46
8,31	31,93
8,50	100,00

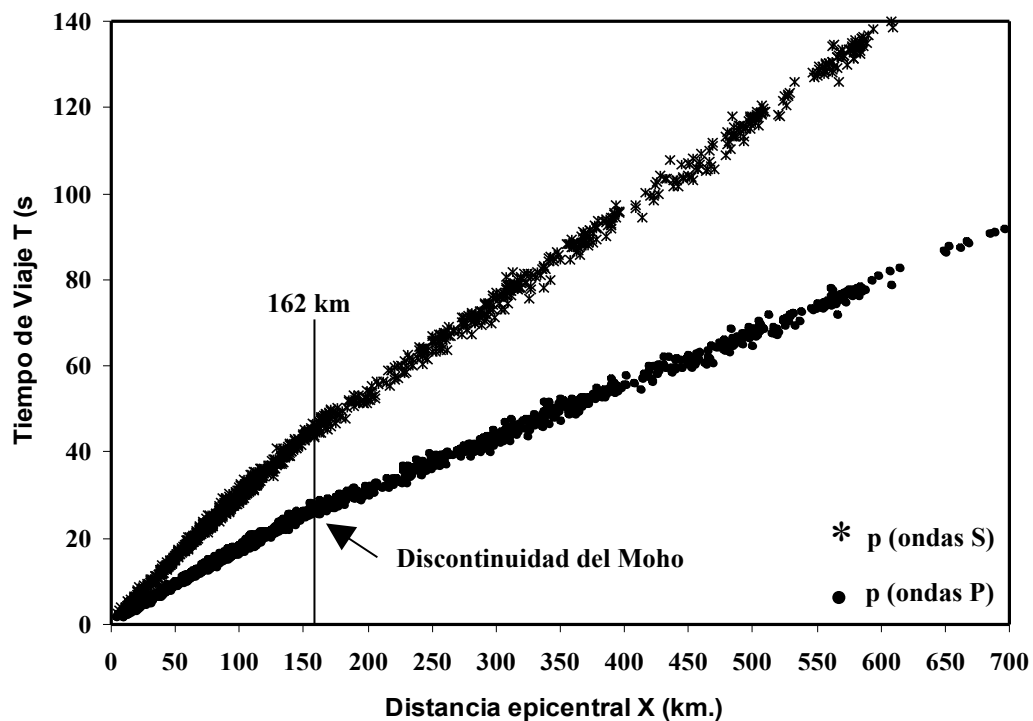


Figura 10. Curvas camino–tiempo de las ondas P y S, señalando la discontinuidad en las pendientes, asociadas a las refracciones de los rayos al cruzar la interfase corteza–manto (el Moho).

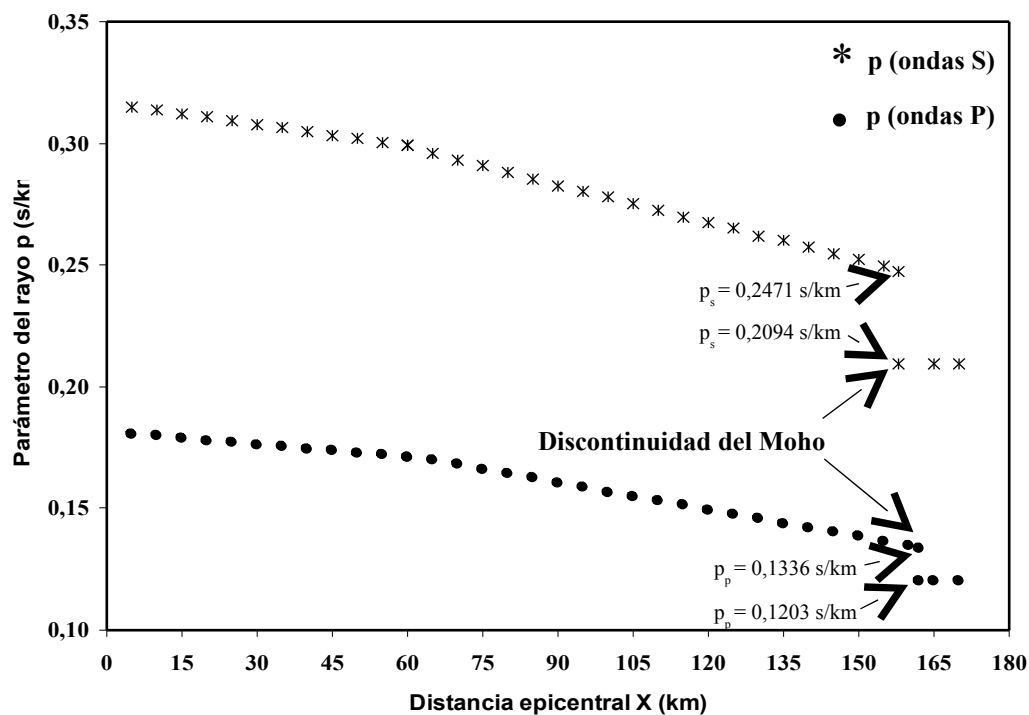


Figura 11. Parámetros de los rayos P y S en función de la distancia epicentral X, señalando las discontinuidades producidas por las refracciones en el Moho.

Tabla 4. Perfil de Velocidades α (para las ondas P) como función de la profundidad.

X(km)	1/α (s/km)	α (km/s)	Z(α) (km)
5	0,1804	5,5432	0,1092
10	0,1796	5,5679	0,2860
15	0,1787	5,5960	0,5439
20	0,1778	5,6243	0,8500
25	0,1769	5,6529	1,1995
30	0,1761	5,6786	1,5478
35	0,1752	5,7078	1,9703
40	0,1744	5,7339	2,3754
45	0,1734	5,7670	2,9132
50	0,1726	5,7937	0,3777
55	0,1718	5,8207	3,8642
60	0,1709	5,8514	4,4371
60	0,1709	5,8514	6,6216
65	0,1697	5,8928	7,1998
70	0,1679	5,9559	8,2078
75	0,1659	6,0277	9,0810
80	0,1642	6,0901	9,9783
85	0,1623	6,1614	11,0213
90	0,1604	6,2344	12,1065
95	0,1586	6,3052	13,1736
100	0,1566	6,3857	14,4023
105	0,1549	6,4558	15,4837
110	0,1529	6,5402	16,7978
115	0,1511	6,6181	18,0209
120	0,1492	6,7024	19,3533
125	0,1474	6,7843	20,6557
130	0,1457	6,8634	21,9192
135	0,1438	6,9541	23,3735
140	0,1419	7,0472	24,8708
145	0,1401	7,1378	26,3311
150	0,1383	7,2307	27,8304
155	0,1364	7,3314	29,4565
160	0,1346	7,4294	31,0388
162	0,1336	7,4850	31,9330
162	0,1203	8,3126	31,9330

Tabla 5. Perfil de Velocidades β (para las ondas S) como función de la profundidad.

X(km)	1/ β (s/km)	β (km/s)	Z(β) (km)
5	0,3151	3,1736	0,1053
10	0,3137	3,1878	0,2861
15	0,3122	3,2031	0,5350
20	0,3108	3,2175	0,8107
25	0,3093	3,2331	1,1472
30	0,3078	3,2489	1,5227
35	0,3064	3,2637	1,9028
40	0,3049	3,2798	2,3440
45	0,3034	3,2960	2,8145
50	0,3020	3,3113	3,2814
55	0,3005	3,3278	3,8073
60	0,2990	3,3445	4,3613
60	0,2990	3,3445	5,6433
65	0,2959	3,3795	6,5514
70	0,2933	3,4095	7,3540
75	0,2907	3,4400	8,1905
80	0,2881	3,4710	9,0600
85	0,2853	3,5051	10,0324
90	0,2826	3,5386	11,0074
95	0,2801	3,5702	11,9480
100	0,2781	3,5958	12,7233
105	0,2754	3,6311	13,7979
110	0,2726	3,6684	14,9483
115	0,2699	3,7051	16,0621
120	0,2675	3,7383	17,1401
125	0,2649	3,7750	18,3069
130	0,2621	3,8153	19,5966
135	0,2599	3,8476	20,6416
140	0,2574	3,8850	21,8560
145	0,2547	3,9262	23,2013
150	0,2521	3,9667	24,5305
155	0,2494	4,0096	25,9445
158	0,2471	4,0469	27,1587
158	0,2094	4,7755	27,1587

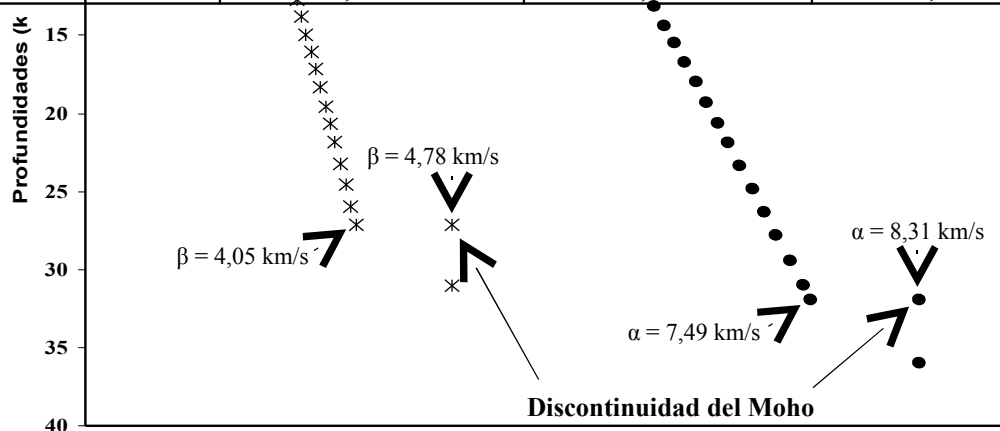


Figura 12. Perfiles de velocidades de las ondas P y S en función de la profundidad, se indica la discontinuidad del Moho según cada perfil.

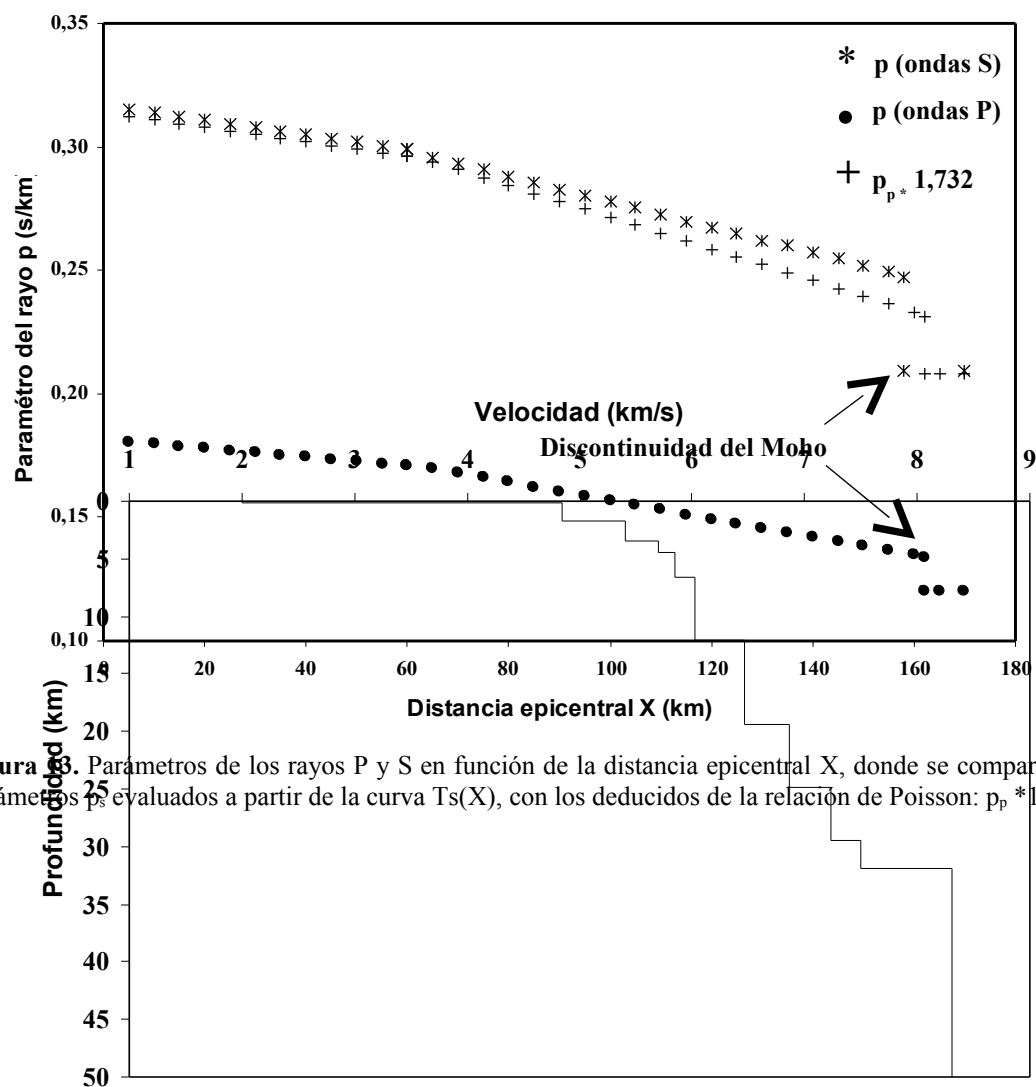


Figura 13. Parámetros de los rayos P y S en función de la distancia epicentral X , donde se comparan los parámetros p_s evaluados a partir de la curva $T_s(X)$, con los deducidos de la relación de Poisson: $p_p * 1,732$.

Figura 14. Gráfica del modelo de corteza (estructura de velocidades) con las ondas P, propuesto para el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente.

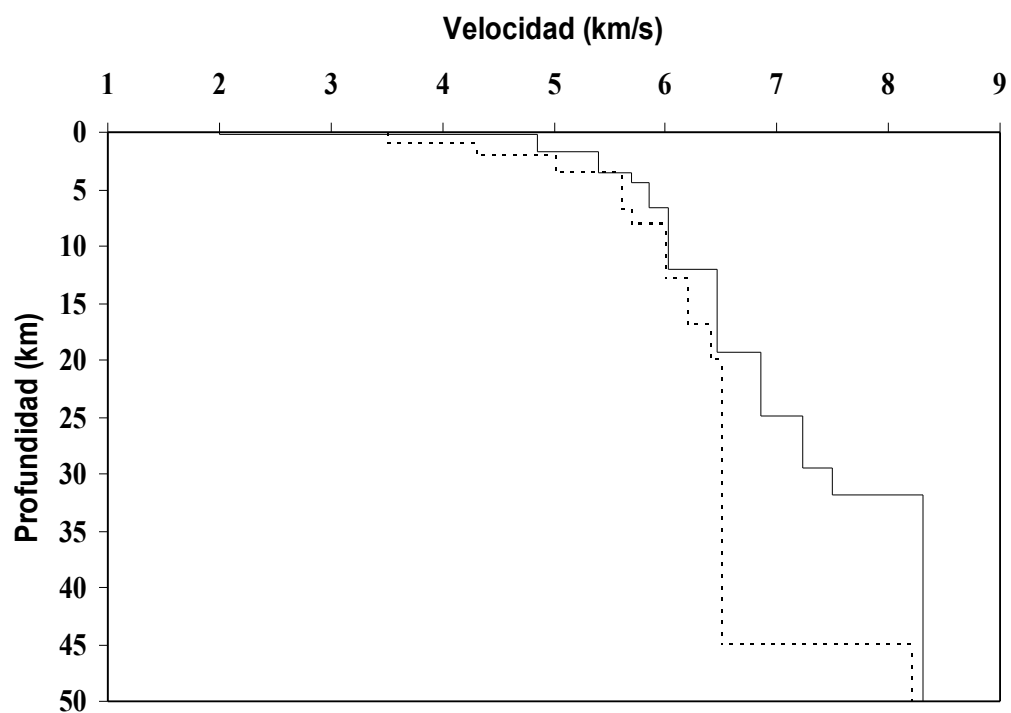


Figura 15. Comparación del modelo de corteza (estructura de velocidades) propuesto (líneas continuas), con el modelo de corteza que actualmente utiliza el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (líneas punteadas) en el software de localización de eventos sísmicos.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES

V.1 Conclusiones.

Se determinó por inversión de Herglotz-Wiechert un perfil de velocidades con respecto a la profundidad, el cual permitió proponer un modelo discreto de corteza de 12 capas, con velocidades que varían entre 2 km/s y 8,5 km/s y profundidades que varían entre 0 km y 100 km (tabla 3, figura 14) para la zona Norte e Insular de la región Nororiental de Venezuela, para ser aplicado en el software de localización que usa la sala de registros y análisis del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente. El modelo que hemos propuesto se complementa con el análisis de la estructura más superficial de la corteza en la cuenca del Golfo de Cariaco, realizado por Contreras (2003) y las velocidades en el manto superior que actualmente utiliza el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente en su software de localización de eventos sísmicos.

Las velocidades de las ondas P y S, se calcularon independientemente, aún así la relación entre el parámetro del rayo para las ondas S y el de la onda P, se corresponde con el esperado mediante la relación de Poisson admitida para la corteza media terrestre, $p_p * 1.732 = p_s$.

Las velocidades de las ondas P y S, crecen en forma continua con la profundidad, presentando el comportamiento de ambas velocidades una inflexión alrededor de los 5 km de profundidad, donde pasan de un gradiente alto a un gradiente bajo.

La discontinuidad de Mohorovicic (el Moho) se ubicó a los 32 km de profundidad para la zona en estudio, es la profundidad que proponemos al Centro de Sismología de la Universidad de Oriente en este modelo de corteza, ya que la que actualmente usa basada en el trabajo de Franke (1993), para la región Oriental y Deltana sobre-estima significativamente el valor de esa profundidad (45 km).

Se obtuvieron 7,49 km/s y 4,05 km/s para las velocidades de las ondas P y S en la corteza inferior y para el manto superior 8,31 km/s y 4,78 km/s para las velocidades de las ondas P y S respectivamente.

A partir de los 19,35 km hasta el manto, nuestro modelo se separa significativamente del modelo que actualmente usa el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aki, K. y Richards P. G., eds. 1980. Quantitative Seismology, Theory and Methods. W. H. Freeman and Company, San Francisco, USA, pp. 568-576, 641-659.

Alvarado, L., 2001. Determinación de la Geometría de la Cuenca Sedimentaria de Cariaco mediante el Análisis de Datos Sísmicos de Refracción. Tesis de Grado, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias. Escuela de Física y Matemáticas, Venezuela, 108 pp.

Beauperthuy, L. D., 2005. Modelo Unidimensional Continuo de Corteza por Inversión de Herglotz–Wiechert para la región Nororiental de Venezuela. SABER (UDO, Consejo de Investigación), 17(1); 48-55.

Beauperthuy, L. D., 2008. Sismofísica Básica. D.R. Fondo Editorial de la Universidad de Oriente, Cumaná, estado Sucre, Venezuela. Pp. 60-71.

Christensen, N.I. y Money, W.D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. Journal of Geophysical Research, 100: 9761-9788.

Contreras, R., 2003. La Estructura Cortical de la Cuenca del Golfo de Cariaco, mediante el Análisis Sísmico de Refracción de las Replicas del Sismo de Cariaco, 1997. Trabajo de Grado, Universidad de Oriente, Escuela de Ciencias, Dpto. de Física, Venezuela. 107 pp.

CSUDO, (1998, 1999, 2000, 2001). Boletín Sismológico Nororiental, Centro de Sismología Universidad de Oriente, Venezuela.

Franke, M., Gajardo, E., & Villaseñor, A., 1993. Results from 3D tomography in northeast Venezuela. Caribbean Conference on Natural Hazards: volcanoes, earthquakes, windstorms, floods. Trinidad, pp. 77-91.

Franke M., 1994. Sismotectónica y amenaza sísmica en el nororiente de Venezuela determinada por medidas microsísmicas. Instituto de Geofísica de la Universidad de Hamburgo.

FUNVISIS, (1998, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005). Boletín Sismológico Nacional, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Venezuela.

Herglotz, G. 1907. Über das Benndorf'sche Problem der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenstrahlen. Physikal. Zeitschr., Bd. 8, 145-147.

Lay T. & Wallace T. C. 1985. Modern Global Seismology, Academic press, New York, London, Toronto, Sydney, San Francisco. pp 238–249.

Lee W. H. K & Stewart S. W., 1981. Principles and Applications of Microearthquake Networks, Academic Press, New York, London, Toronto, Sydney, San Francisco. pp 129, 148–153.

Mendoza, J., 1982. Determinación de un Modelo de Corteza usando Inversión Nolineal y tiempos de arribo de eventos sísmicos. FUNVISIS.

Mendoza J. and Morgan D., 1985. Basic–Hypo: A Basic Language Hypocenter Location Program User’s Guide. Stanford University Publications in Geological Sciences. Vol. XIX, number 1.

Restrepo I. y Chica A., 2003. Importancia de Considerar Corteza No–Homogénea en Sismología. DYNA, Año 70, Nro. 139, pp. 59-67. Medellín, Julio de 2003. ISSN 0012-353.

Shearer P. M. 1999. Introduction to Seismology, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdo. pp 64-75, 36-41.

Udías y Mézcua, 1997. Fundamentos de Sismología. Colección Textos Universitarios, UCA EDITORES, Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, San Salvador, El Salvador, C.A. pp. 49–50.

Wiechert, E. 1910. Bestimmung des Weges von Erdbebenwellen. I. Theoretisches. Phys. Z., 11, 294-304.

HOJA DE METADATOS

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 1/5

Título	MODELO 1D DE CORTEZA POR INVERSIÓN DISCRETA PARA LA ZONA NORTE E INSULAR DE LA REGIÓN NORORIENTAL DE VENEZUELA.
Subtítulo	

Autor(es)

Apellidos y Nombres	Código CVLAC / e-mail	
Montilla Pereira Américo del Valle	CVLAC	10.216.380
	e-mail	amontilla@sucre.udo.edu.ve
	e-mail	
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	

Palabras o frases claves:

Modelo de Corteza
Moho
Manto Superior
Ondas Corpóreas

Líneas y sublíneas de investigación:

Área	Subárea
Ciencias Básicas	Física

Resumen (abstract):

Se construyeron las curvas camino-tiempo $T(X)$ (tiempo de viaje T de las ondas desde los hipocentros a los sensores, contra las distancias epicentrales X) para las ondas P y S producidas por 546 sismos ocurridos en la región Nororiental de Venezuela y registrados por 9 sensores de la red sismológica de CSUDO, 40 sensores de la red sismológica de FUNVISIS y 3 estaciones sismológicas pertenecientes al Seismic Research Unit of the West Indies (Trinidad y Tobago). A partir de las curvas $T(X)$, se construyeron las curvas $p(X)$ del parámetro del rayo p , el cual se identifica con la pendiente dT/dX de la curva $T(X)$, a esta curva se aplicó la técnica de inversión de Herglotz-Wiechert (Aki y Richards, 1980) para asociar a cada profundidad en la corteza, una velocidad de la onda corpórea. Aplicando esta metodología se detectaron las discontinuidades de las velocidades de ondas corpóreas, asociadas al Moho (interfase corteza-manto), a nivel de los 32 km, obteniéndose para el manto superior 8,31 km/s y 4,78 km/s respectivamente para las velocidades de las ondas P y S. Con base en el perfil de velocidades obtenido en este trabajo, propusimos un modelo 1D de corteza (estructura de velocidades) para la zona Norte e Insular de la región Nororiental de Venezuela, consistente de 12 capas, con velocidades para la onda P que varían entre 2 km/s y 8,5 km/s y profundidades que varían entre 0 km y 100 km, para ser aplicado en la sala de registros y análisis del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente.

Contribuidores:

Apellidos y Nombres	ROL / Código CVLAC / e-mail	
Prof. Luís D. Beauperthuy	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input checked="" type="checkbox"/> JU <input type="checkbox"/>
	CVLAC	2.925.877
	e-mail	luisboper@yahoo.com
	e-mail	
MSc. Gerardo Jaimes	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input checked="" type="checkbox"/>
	CVLAC	6.431.212
	e-mail	jaimesgt@pdvsa.com
	e-mail	
Dr. Luís F. Caraballo	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input checked="" type="checkbox"/>
	CVLAC	532.862
	e-mail	
	e-mail	
	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input type="checkbox"/>
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	

Fecha de discusión y aprobación:

Año	Mes	Día
2009	04	28

Lenguaje: SPA

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 4/5

Archivo(s):

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 5/5

Derechos:

Yo, Américo Montilla titular de la cédula de identidad C.I.V. 10.216.380, en mi calidad de autor del trabajo intitulado "MODELO 1D DE CORTEZA POR INVERSIÓN DISCRETA PARA LA ZONA NORTE E INSULAR DE LA REGIÓN NORORIENTAL DE VENEZUELA", realizado como requisito parcial para optar al título de MAGISTER SCIENTIARUM EN FÍSICA, autorizó a la Universidad de Oriente el libre uso de este trabajo. Los terceros deben citar la fuente para la reproducción parcial o total del texto.



Américo Montilla



Prof. Luis D. Beauperthuy



MSc. Gerardo Jaimes



Dr. Luis F. Caraballo

POR LA SUBCOMISIÓN DE TESIS:

