



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ESTRUCTURA LATERAL DE VELOCIDADES EN LA BASE
DEL MANTO USANDO ONDAS S DIFRACTADAS
REGISTRADAS EN MÉXICO.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

**MAESTRO EN CIENCIAS
(SISMOLOGÍA)**

**PRESENTA
JAIME URÍAS ESPINOSA**

**DIRECTOR
RAÚL VALENZUELA WONG**

México, D.F., 2012



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Índice

Resumen	3
1. INTRODUCCIÓN.	5
2. MARCO TEÓRICO.	15
2.1 Parámetro de Rayo.	15
3. METODOLOGÍA.	19
3.1. Datos y Procedimiento.	19
3.1.1. Determinación del parámetro de rayo usando sismogramas.	22
3.1.1.1. Uso de los telesismos registrados.	22
3.1.1.2. Uso de sismogramas sintéticos.	29
4. RESULTADOS.	33
5. CONCLUSIONES.	49
Apéndice 1.	51
Apéndice 2.	54
Apéndice 3.	66
Apéndice 4.	67
Agradecimientos.	69
Referencias.	73

Resumen.

Se determinó la estructura lateral de velocidades en la base del manto empleando el parámetro de rayo de ondas *SH* difractadas. Se utilizaron sismogramas grabados en México por las estaciones permanentes del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y el experimento temporal NARS Baja California. Se hizo la deconvolución de la respuesta instrumental y se obtuvieron los registros de desplazamiento. Se midieron los tiempos en los cuales las ondas *Sdif* alcanzan su máxima amplitud. A esos tiempos se les aplicó una corrección que toma en cuenta la elipticidad de la Tierra, así como la estructura de velocidades del manto y corteza afuera de la región D" empleando un modelo tomográfico. El parámetro de rayo es la pendiente resultante de ajustar por mínimos cuadrados una línea recta, para la cual los tiempos corregidos se expresan en función de la distancia epicentral de las estaciones. La variación porcentual de la lentitud se obtiene por comparación con los parámetros de rayo calculados a partir de sismogramas sintéticos generados usando el Modelo Preliminar de Referencia de la Tierra (PREM por sus siglas en Inglés). Se obtuvieron resultados de 13 perfiles. Los valores medidos para la lentitud cayeron en su mayoría dentro del rango entre 8.36 y 8.67 s/grado. A su vez, éstos corresponden a variaciones porcentuales de la lentitud que van desde -0.88 a +2.24%. Estos valores fueron promediados y ponderados empleando un área circular que fue desplazada a lo largo de la trayectoria en el interfaz núcleo-manto y que representa la zona de Fresnel de la onda. Los resultados muestran la existencia de bajas velocidades en dos regiones del centro del Océano Pacífico. Una de ellas se encuentra al norte del ecuador y

la otra al sur. Estas coinciden con un área donde se ha propuesto que se crean las columnas del manto que dan origen a los puntos calientes (hotspots) observados en la superficie del Pacífico. En una tercera región, ubicada en el noreste del Pacífico cerca de Alaska y Canadá, se encontraron altas velocidades. Estas son consistentes con la existencia de material subducido por debajo de la costa occidental de América del Norte. En general las velocidades que se obtuvieron en este trabajo coinciden con modelos tomográficos del manto y con estudios previos que usaron la misma técnica pero diferentes datos.

1. INTRODUCCIÓN.

En 1906 surgieron los primeros tratados sísmicos del interior de la Tierra cuando Oldham descubrió el núcleo [Oldham R D,1906]. La aprobación de la teoría de la tectónica de placas acontecida en la década de 1960, produjo una revolución en las Ciencias de la Tierra ya que nos permitió explicar un conjunto de fenómenos donde su relación no se sabía hasta entonces. A finales del siglo XX, los conocimientos sobre el interior de la Tierra aumentaron substancialmente y presajaron iniciar una revolución análoga a la originada por la tectónica de placas. El esclarecimiento de algunos procesos geológicos que vemos en la superficie pueden ser explicados por fenómenos o procesos que tienen lugar en el interior de la Tierra. Ejemplos de ello son:(1) La relación entre el movimiento de placas (proceso geológico superficial) y la convección del manto (proceso en el interior de la Tierra); relación que no se ha comprendido por completo y, (2) la formación de los puntos calientes (hot spots) a partir del material de la base del manto, que de igual forma no se ha demostrado.

En la actualidad, persisten algunas incógnitas de gran interés en Geodinámica: ¿Existen dos sistemas de convección del manto o solamente uno? , ¿Cómo es el cambio del campo magnético con el tiempo?; ¿Qué sucede con la litosfera subducida a profundidades mayores a 670km?, ¿Podrá una placa subducida descender hasta la interfaz entre el manto y el núcleo (IMN), para luego ser

recicladas y posteriormente crear otra placa?; ¿Cuál es el origen de las columnas del manto y de los puntos calientes? , ¿Cómo es la transferencia de calor entre el núcleo y el manto?, y ¿Cuál es el patrón de convección para los fluidos en el núcleo externo? entre otras.

Varias ramas de las Ciencias de la Tierra contribuyen a despejar estas dudas. En particular la Sismología puede ayudar a encontrar discontinuidades sísmicas, las cuales definen los límites de transiciones químicas o estructurales de los minerales. El establecimiento de regiones en las cuales las ondas sísmicas se propagan más rápido o más despacio provee pistas acerca de la temperatura y la composición de la Tierra a grandes profundidades. Las investigaciones hechas por los sismólogos auxiliarán a guiar los trabajos que se efectúan con respecto a la convección del manto y el núcleo, en Física de minerales, flujo de calor y el campo magnético.

Desde que *Lay y Helmberger* [1983] establecieron la existencia de una discontinuidad en la velocidad de las ondas sísmicas (es decir un incremento repentino de la velocidad) en la base del manto, el conocimiento ha avanzado precipitadamente y ha surgido una imagen compleja para esta región también conocida como la capa D" (o simplemente D"). Esta capa corresponde al interfaz entre el núcleo y el manto (INM) y, constituye una discontinuidad muy clara tanto en composición como en temperatura.

El manto está compuesto principalmente de silicato mientras que el núcleo está formado esencialmente de hierro. La base del manto se comporta como una capa térmica limítrofe con un gradiente que posiblemente llegue a los 10 K / km [Stacey y Loper, 1983; Lay y Helmberger, 1983; Doornbos et al., 1986; Lay, 1989; Loper y Lay, 1995] y se calcula que la diferencia en temperaturas en el INM está entre 500 y 1500 K [Williams y Jeanloz, 1990; Williams, 1998]. Gracias a las altas presiones (136 GPa) y temperaturas (4300°C) que presenta el INM es probable que se provoquen abundantes reacciones químicas entre el hierro y los silicatos [Knittle y Jeanloz, 1989, 1991; Jeanloz, 1993]. Las explicaciones de D" como una capa térmica limítrofe y como una capa química limítrofe no son discordantes. De hecho, Lay [1989] ha propuesto que D" podría ser una capa química limítrofe dentro de otra capa térmica limítrofe. Además se ha sugerido que la parte superior de D" sea el lugar donde ocurre una transición de fase [Nataf y Houard, 1993], en la cual quizá la perovskita (Mg, Fe)SiO₃ (el mineral principal del manto) cambie de estructura ortorrómbica a cúbica [Wang et al., 1992] o bien la perovskita (Mg, Fe)SiO₃ se separe en magnesiowustita (Mg, Fe)O y estishovita SiO₂ [Stixrude y Bukowinski, 1990; Wysession, 1996b].

Se ha supuesto la existencia de diversos vínculos entre los procesos geológicos y tectónicos de la superficie de la Tierra y el patrón de convección del manto. Estos a su vez serían afines con el interfaz núcleo-manto (INM). Particularmente se han planteado las siguientes hipótesis: que las placas subducidas podrían penetrar desde la superficie de la Tierra hasta el INM [Hofmann y White, 1982; Gurnis,

1986; *Olson y Kincaid*, 1991; *Christensen y Hofmann*, 1994; *Weber*, 1994] y además que D" sería la región donde se crean las columnas del manto que nutren a los puntos calientes [*Whitehead y Luther*, 1975; *Yuen y Peltier*, 1980; *Loper y Stacey*, 1983; *Loper*, 1991].

La reciprocidad entre la localización de las anomalías de velocidad en el interfaz núcleo-manto derivadas a partir de los modelos tomográficos, (*Romanowicz* [2003]), y la localización en la superficie de las zonas de subducción entorno del Océano Pacífico (regiones de altas velocidades) [*Richards y Engebretson*, 1992; *Ricard et al.*, 1993; *Lithgow-Bertelloni y Richards*, 1998] así como la localización de los puntos calientes en los Océanos Pacífico y Atlántico (regiones de bajas velocidades) [*Duncan y Richards*, 1991] verifican estas hipótesis.. Adicionalmente se ha indicado [*Revenaugh y Jordan*, 1991; *Kendall y Shearer*, 1994, 1995] que D" es más delgada en las regiones de altas velocidades y más gruesa donde las velocidades son bajas. D" se adelgazaría por debajo de las zonas de subducción (de material frío) debido a que la capa química limítrofe sería presionada hacia los lados, y por otra parte se engrosaría por debajo de las regiones en las que el manto sube respecto a la capa química limítrofe que es desplazada hacia la columna del manto [*Revenaugh y Jordan*, 1991].

Gracias al estudio de las ondas sísmicas, en particular de las fases que se presentan en ellas, se pueden estudiar las características de la región D". Diversas fases sísmicas se reflejan, refractan o difractan en el interfaz núcleo-manto y en D", con lo cual proporciona importante información relacionada a la

estructura de velocidades y por consiguiente ayudan a limitar los valores de la temperatura y la composición. A continuación se muestran varios descubrimientos que los sismólogos han realizado respecto con la región D". A la postre se discutirá acerca de técnicas y fases sísmicas definidas que se han usado para el estudio de D". (i) Los modelos tomográficos [*Tanimoto*, 1990; *Dziewonski et al.*, 1991, 1993; *Masters et al.*, 1992, 2000; *Su et al.*, 1994; *Liu y Dziewonski*, 1994; *Vasco et al.*, 1994; *Ritsema et al.*, 1999; *Ritsema y Van Heijst*, 2000; *Mégnin y Romanowicz*, 2000; *Gu et al.*, 2001; *Grand*, 2002; *Antolik et al.*, 2003; *Romanowicz*, 2003] han expuesto la presencia de grandes heterogeneidades (hasta de $\pm 5\%$) en las velocidades de las ondas sísmicas en la base del manto. (ii) Se ha hallado una discontinuidad en las velocidades sísmicas (un aumento repentino de las velocidades conforme incrementa la profundidad) en la parte superior de D" en numerosas zonas del mundo [*Wright y Lyons*, 1981; *Lay y Helmberger*, 1983; *Young y Lay*, 1990; *Gaherty y Lay*, 1992; *Vidale y Benz*, 1993; *Kendall y Shearer*, 1994, 1995; *Krüger et al.*, 1995; *Valenzuela Wong*, 1996; *Valenzuela y Wysession*, 1998; *Wysession et al.*, 1998]. Esta discontinuidad se ha observado tanto para las velocidades de las ondas *P* como para las *S*. La naturaleza de la discontinuidad es altamente heterogénea en lo que concierne a sus dimensiones espaciales, al espesor de la capa D" y a la magnitud del incremento repentino de la velocidad. Por otro lado, hay estudios que muestran que esta discontinuidad no es heterogénea [*Vidale y Benz*, 1992, 1993; *Krüger et al.*, 1995; *Wysession et al.*, 1998]. *Gaherty y Lay* [1992] incluso mencionaron la posibilidad de que existan dos discontinuidades en la misma región por debajo de

Eurasia. (iii) Una capa con lentitudes de las ondas sísmicas (con una reducción de 5 a 10% en la velocidad de la onda P) y muy delgada (con un espesor de 5 a 40 km) ha sido detectada justo por encima del interfaz núcleo-manto en una región por debajo del Océano Pacífico sud-occidental en la cual las velocidades de las ondas sísmicas en D'' son generalmente reducidas [Mori y Helmberger, 1995; Garnero y Helmberger, 1995, 1996]. y son conocidas como "zonas de ultrabaja velocidad (ZUBV)". Se ha sugerido la ocurrencia de fusión parcial para explicar la existencia de estas zonas de velocidad (ZUBV)" [Williams y Garnero, 1996; Garnero et al., 1998]. En varios estudios obtienen la detección (y también la no detección) de la ZUBV en distintas regiones del mundo tanto para ondas P como para ondas S , ver un resumen en el artículo de Garnero et al. [1998]. Se muestra una fuerte correlación espacial entre aquellas regiones de D'' donde se han localizado ZUBVs y el establecimiento en la superficie de la Tierra de los puntos calientes [Williams et al., 1998], también entre aquellas regiones donde no se ha podido encontrar una ZUBV y zonas donde se ha acumulado material subducido [Garnero et al., 1998]. Suplementariamente, Rondenay y Fischer [2003] localizaron una ZUBV "gradual" por debajo de América del Norte y proponen que ésta corresponde a una transición lateral entre regiones donde existen ZUBVs "normales" (y se encuentran las columnas del manto) y zonas donde no existen ZUBVs o bien son demasiado delgadas para ser detectadas (y concuerdan con aquellos zonas donde hay material subducido). (iv) D'' es anisotrópico [Vinnik et al., 1989, 1995; Maupin, 1994; Matzel et al., 1996; Garnero y Lay, 1996; Kendall y Silver, 1996, 1998; ver resumen en Lay et al., 1998a]. Las investigaciones de la anisotropía podrían ser utilizadas para establecer la estructura térmica de D''

[Doornbos *et al.*, 1986]. (v) Otras investigaciones sísmicas se han empleado para analizar la topografía del interfaz núcleo-manto [Morelli y Dziewonski, 1987; Morelli, 1993], pero es muy complicado obtener un mapa confiable de la topografía del INM [Loper y Lay, 1995]. (vi) Estudios de scattering de las ondas sísmicas revelan la existencia de heterogeneidades volumétricas y/o de topografía de pequeña escala (de 10 a 100 km) en el interfaz núcleo-manto [Bataille y Flatté, 1988; Bataille *et al.*, 1990; Bataille y Lund, 1996; Shearer *et al.*, 1998].

Se puede utilizar varias fases sísmicas para establecer las particularidades de D". Estas fases nos permiten analizar diferentes escalas de longitud a frecuencias diferentes y además se integran entre sí para muestrear la base del manto debido a que los sismos y los sismómetros no se encuentran colocados de manera uniforme por toda la superficie de la Tierra. Los análisis utilizan tiempos de recorrido relativos para los sucesivos pares de fases *PcP-P*, *ScS-S* [Wysession *et al.*, 1994, 1995a, 1995b] y *PKP-Pdif* [Wysession, 1996c]; precursores para las ondas *PcP* y *ScS* [Lay y Helmberger, 1983; Young y Lay, 1990; Gaherty y Lay, 1992; Kendall y Shearer, 1994, 1995; Krüger *et al.*, 1995]; ondas difractadas superficialmente del núcleo [Doornbos y Mondt, 1979a, 1979b; Mula y Müller, 1980; Mula, 1981; Doornbos, 1983; Wysession y Okal, 1988, 1989; Wysession *et al.*, 1992; Valenzuela Wong, 1996; Valenzuela y Wysession, 1998; Valenzuela *et al.*, 2000]; tiempos relativos, modelado de formas de onda y cocientes de amplitud para las fases *SKS*, *SmKS* y *Sdif* [Kind y Müller, 1977; Lay y Young, 1990; Souriau y Poupinet, 1990, 1991; Garnero y Helmberger, 1993; Silver y Bina, 1993;

Sylvander y Souriau, 1996]; y *SPdKS* [*Garnero y Helmberger, 1995, 1996; Rondenay y Fischer, 2003*] y proveen información acerca del espesor y la estructura de velocidades en D", así como la forma y la estructura de velocidades del núcleo externo.

La presente tesis se orienta a determinar la estructura lateral de velocidades en D" empleando ondas difractadas (S difractadas). Habitualmente se han utilizado las ondas *P* y *SH* que se difractan en el interfaz núcleo-manto (a distancias epicentrales mayores a 95°) porque un segmento importante de sus trayectorias pasa por la región de interés. Entre los métodos que se han utilizado se destacan dos en particular, con el primero se cuantifica el parámetro de rayo [*Doornbos y Mondt, 1979b; Mula y Müller, 1980; Doornbos, 1983; Valenzuela Wong, 1996; Valenzuela y Wysession, 1998; Valenzuela et al., 2000*] y con el segundo, la constante de disipación [*Doornbos y Mondt, 1979a, 1979b; Mula, 1981; Doornbos, 1983; Van Loenen, 1988; Valenzuela Wong, 1996; Valenzuela y Wysession, 1998*]. Al medir el parámetro de rayo en el dominio del tiempo es posible establecer la estructura lateral de velocidades en la base del manto. Además, si la calidad de los datos es adecuadamente buena y si se usan los filtros pasa-banda adecuados, también es posible estudiar la estructura lateral de velocidades. Por otra parte, el método de la constante de disipación se utiliza en el dominio de la frecuencia y mide la disminución de la amplitud para ondas S difractadas conforme la distancia epicentral incrementa.

El presente trabajo se encuentra dividido en 5 capítulos: En el capítulo 2 se explica que es el parámetro de rayo. En el capítulo 3 se observa la metodología a seguir, es decir el procedimiento para obtener la lentitud. En éste se describen los datos y se muestran los pasos necesarios para determinar el parámetro de rayo. Para este estudio se escogieron telesismos de ciertas características y se modeló la estructura lateral de velocidades para la onda *S*, además se generan sismogramas sintéticos. En el capítulo 4 se dan los resultados, las discusiones y de este modo se presenta una comparación del parámetro de rayo de nuestros datos respecto al modelo PREM. Y finalmente, en el capítulo 5 se presentan las conclusiones.



2. MARCO TEÓRICO.

2.1 Parámetro de Rayo.

El estudio de los arribos de las ondas sísmicas que viajan a través del interior de la tierra, ha servido para determinar la estructura de velocidad de la base del manto. Las ondas difractadas del núcleo (Sdif) pasan una gran parte de sus tiempos de viaje en la Interface Núcleo-Manto (INM), conocido en inglés Core-mante boundary (CMB). Y son adecuadas al estudio de esta interface.

La Figura 1 ilustra el punto previo, donde se observa las trayectorias de las ondas Sdif para un sismo de profundidad de 600km, registrado en diferentes estaciones con un rango de distancia entre 100° y 140° respecto al epicentro. Las ondas difractadas viajan alrededor del núcleo y son observadas en la zona de sombra, vistas por la teoría del rayo geométrico.

Sección transversal de la Tierra que muestra las trayectorias de las ondas S difractadas.

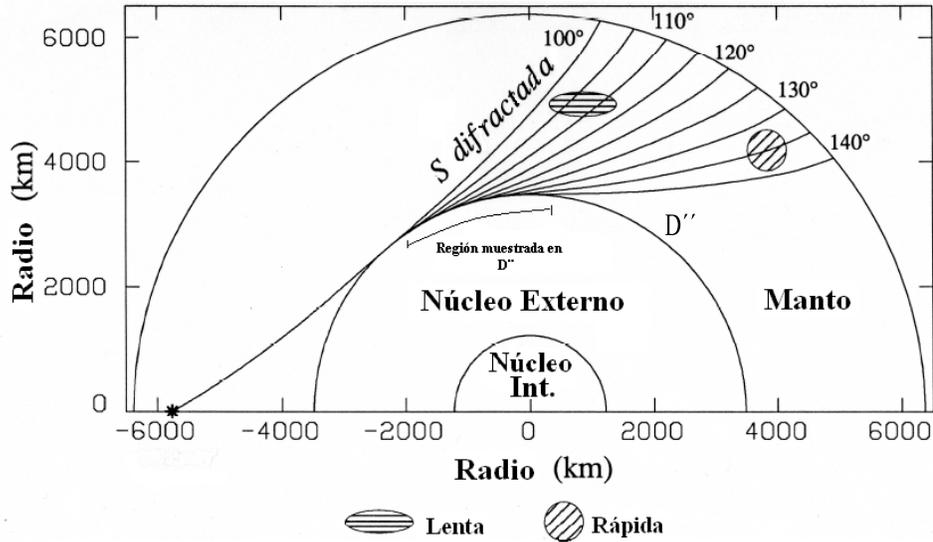


Figura 1.- Corte transversal donde se observa la región muestreada de D'' y la trayectoria de las ondas S_{dif} para un perfil idealizado. Algunas ondas S viajan alrededor del INM y pueden ser observadas en distancias a las cuales no llegan ondas directas. Las heterogeneidades del Manto observadas esquemáticamente corresponden a regiones de velocidades rápidas y lentas (tomadas de trabajos como los de *Wyssession et al.*, [1998] y *Romanowicz*, [2003]). Estas heterogeneidades afectan el tiempo de viaje de las ondas S y han sido consideradas para realizar correcciones a los modelos tomográficos del manto.

La técnica del parámetro de rayo (o lentitud), en el dominio del tiempo, ha sido previamente usada para determinar la estructura lateral de velocidades para ondas SH_{dif} [*Okal and Geller*, 1979; *Bolt and Niazi*, 1984; *Van Loenen*, 1988], ondas P_{dif} [*Souriau and Poupinet*, 1994], y S_{dif} y P_{dif} juntas [*Doornbos and Mondt*, 1979b; *Mula and Müller*, 1980; *Wyssession et al.*, 1992, *Valenzuela et al.*, 2000]. En el desarrollo de este trabajo se aplicó la técnica mencionada previamente para determinar el parámetro de rayo en el dominio del tiempo y de esta forma conocer la estructura lateral de velocidades en la base del manto.

El parámetro de rayo para una onda difractada se define como la derivada del tiempo de viaje con respecto a la distancia epicentral a partir de donde empieza la zona de sombra y tiene un comportamiento lineal [Mula y Müller,1980]. Esto provee una medida de la velocidad promedio de las ondas difractadas a lo largo sus trayectorias en la interface núcleo-manto [Wysession *et al.*, 1992]. Matemáticamente, la relación entre el parámetro de rayo, el tiempo de viaje y la distancia epicentral puede ser expresada por la ecuación (2.1) [Mula y Müller,1980; Wysession *et al.*,1992] y es la siguiente:

$$p_{\alpha} = \frac{dT}{d\Delta} = \frac{R_{INM}}{V_{INM}} \quad (2.1)$$

donde p_{α} es el parámetro de rayo, T es el tiempo de viaje y Δ es la distancia epicentral.

El parámetro de rayo también puede ser determinado por la ley de Snell y es expresado como una función del radio de la INM, R_{INM} , y la velocidad promedio de la onda sísmica en la INM, V_{INM} .

Aunque la interpretación de V_{INM} como la velocidad en el interfaz núcleo-manto funciona bien para ondas de frecuencia infinita (Teoría del rayo), las ondas difractadas muestran una dependencia fuerte de la frecuencia. De hecho, Mula y Müller [1980] refieren al parámetro de rayo en función de la frecuencia como el parámetro aparente de rayo, p_{α} . Por consiguiente, es importante que la ecuación

(2.1) no sea usada directamente para determinar la velocidad de la INM. En resumen los efectos no lineales causan las siguientes complicaciones al trabajar con ondas difractadas [Wysession et al. 1992]: (i) Para una capa D'' con un gradiente de velocidad diferente a cero, se produce dispersión ya que las diferentes frecuencias de la onda difractada recorren regiones con velocidades diferentes; (ii) conforme el rayo se propaga alrededor de la INM, su amplitud decrece debido a que se difracta de nuevo hacia el manto; (iii) la energía puede filtrarse dentro del núcleo si la rigidez de la parte de arriba del núcleo no es cero; y (iv) los efectos de la atenuación inelástica disminuye las componentes de alta frecuencia de la señal. Por lo tanto, para reducir las complicaciones antes mencionadas, la estructura lateral de velocidades en D'' debe interpretarse con referencia a un parámetro de rayo obtenido a partir de sismogramas sintéticos utilizando la misma distribución de estaciones que con los datos y usando el modelo de referencia estándar PREM de *Dziewonski y Anderson* [1981].

3. METODOLOGÍA.

3.1. Datos y procedimiento.

Para el análisis se usó una base de datos preparada por Valenzuela R. W. donde se incluyen algunos de los sismogramas de telesismos obtenidos por las estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN) [Singh *et al*,1997 y Valdés *et al*,2005] y de NARS-Baja California [Clayton *et al*,2004 y Trampert *et al*,2003] entre los años 1998-2006. Ver Figura 2.

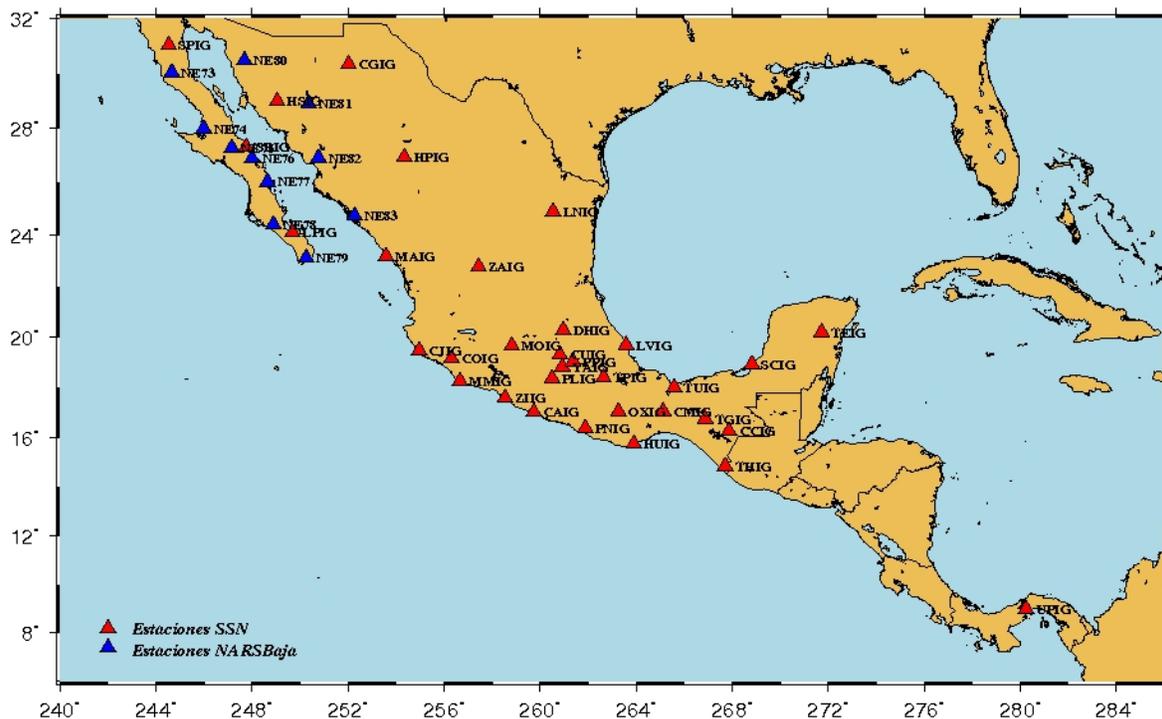


Figura 2.- Mapa de estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN) [Singh *et al*,1997 y Valdés *et al*,2005] representado por triángulos rojos y del complejo de estaciones de banda ancha de NARS-Baja California [Clayton *et al*,2004 y Trampert *et al*,2003] representado por triángulos azules (ubicadas en la península de Baja California, Sonora y Sinaloa).

Consideramos sismos con distancia epicentral de $\Delta \geq 95^\circ$ y magnitud ≥ 7 . Estos sismos están registrados por 8 estaciones mínimo y 22 estaciones máximo. Se prestó atención a una porción significativa de los tiempos de viaje de las ondas difractadas para asegurarnos que viajan en D'' . [Valenzuela y Wyssession, 1998].

Adicionalmente, la longitud muestreada en D'' se obtuvo a partir de la diferencia entre la distancia epicentral mayor y la menor de los eventos. Análogamente realicé la diferencia entre acimut mayor con el menor, esta diferencia corresponde al ancho de la ventana acimutal.

Seleccionamos 21 sismos con $M \geq 7$ del catálogo mundial durante el periodo de este estudio. De estos 21 solamente 12 tuvieron registros útiles (Por la calidad del registro). En total obtuvimos 13 perfiles en los que se pudo medir la lentitud en D'' .

Los 13 perfiles los separamos en dos grupos: calidad A y calidad B. Los de calidad A son considerados los perfiles de mejor calidad, éstos tienen una distancia muestreada en $D'' \geq 15^\circ$ y ventana acimutal $\leq 20^\circ$. Al seguir estos criterios sólo es posible resolver estructuras con longitudes mayores de 1000 km, pero se reducen al mínimo los efectos de la fuente y de la trayectoria descendente de la onda. De esta forma se obtiene un muestreo de una región coherente en el INM. Al escoger intervalos de distancia mayores a 15° se evita un sesgo sistemático causado por variaciones locales en la estructura de la corteza debajo de las estaciones y al hacer la ventana acimutal menor a 20° se garantiza que el patrón de radiación sea uniforme para todas las estaciones [Alexander y Phinney, 1966]. Y los de

calidad B cumplen con una longitud (o distancia) muestreada en $D'' \geq 12^\circ$ y una ventana acimutal de hasta 35° .

A continuación se muestra la tabla 1 de 13 perfiles y se indica la calidad de las mediciones. Donde 8 son de calidad A y 5 de calidad B. La tabla 1 contiene características de nuestros eventos. Es decir su fecha, latitud, longitud, profundidad, magnitud, las distancias epicentrales más cercana y lejana, la distancia muestreada en D'' , los acimuts menor y mayor, la ventana acimutal y el número de estaciones para cada perfil.

Tabla 1.- Parámetros de sismos

Día A M D	Lat. (°N)	Long. (°E)	Prof. (Km)	Magn. (Mw)	Distancia (°)		Acimut (°)		No. Esta.	Calidad
					Min-Max	Dist en D''	Min-Max	Ventana		
1998,09,15	-5.22	151.46	63.7	6.3	106.727- 120.159	13.432	67.95- 75.18	7.23	8	B
1999,04,05	-5.31	149.84	152.4	7.4	104.694- 121.703	17.009	67.57- 75.18	7.61	12	A
1999,04,08	43.60	130.53	559.5	7.1	95.365- 107.056	11.691	37.87- 50.63	12.76	11	B
1999,09,20	23.81	121.00	13.2	7.6	114.260- 126.428	12.168	42.82- 48.53	5.71	9	B
2002,03,31	24.41	122.21	15.0	7.1	109.790- 126.513	16.723	36.24- 50.59	14.35	16	A
2002,04,26	13.11	144.56	85.2	7.0	95.745- 118.324	22.579	58.15- 66.44	8.29	21	A
2002,06,28	43.77	130.72	564.1	7.3	95.150- 108.426	13.276	41.13- 51.96	10.83	18	B
2002,10,10	-1.71	134.16	10.0	7.2	110.016- 134.648	24.632	60.90- 71.25	10.35	22	A
2003,01,20	-10.48	160.74	45.8	7.3	97.385- 113.147	15.762	68.69- 75.65	6.96	15	A
2003,08,21	-45.18	167.12	16.1	7.2	101.501- 114.282	12.775	65.89- 100.72	34.83	20	B
2005,03,02i	-6.55	129.88	191.3	7.1	113.995- 130.688	16.693	57.51- 71.15	13.64	9	A
2005,03,02ii	-6.55	129.88	191.3	7.1	118.658- 138.201	19.543	64.09- 74.94	10.85	10	A
2005,09,09	-4.54	153.40	91.3	7.6	95.389- 114.734	19.345	59.96- 74.94	14.98	20	A

Donde: Día es el día del evento, lat.es la latitud, long. es la longitud, prof. es la profundidad, Magn. es la magnitud, Dist en D'' es la distancia en D'' , ventana es la ventana acimutal y No. Esta. es el número de estaciones.

3.1.1. Determinación del parámetro de rayo usando sismogramas.

3.1.1.1. Uso de los telesismos registrados.

A continuación se explica el procedimiento empleado para medir la lentitud. Fue necesario determinar el instante de tiempo en el cual la onda *Sdif* alcanza su máxima amplitud para cada estación de cada evento.

Evento del 9 de septiembre de 2005; cuyo epicentro estuvo localizado en Nueva Irlanda; y fue registrado por estaciones del SSN de México y por el arreglo de NARS-Baja California. Su latitud fue 4.54°S , longitud fue 153.40°E , profundidad de 91.3km y magnitud de 7.7. El perfil de este evento atraviesa D'' al sur de Hawai. En la Figura 3 se muestra el mapa de las trayectorias de D'' del evento ocurrido el 9 de septiembre de 2005.

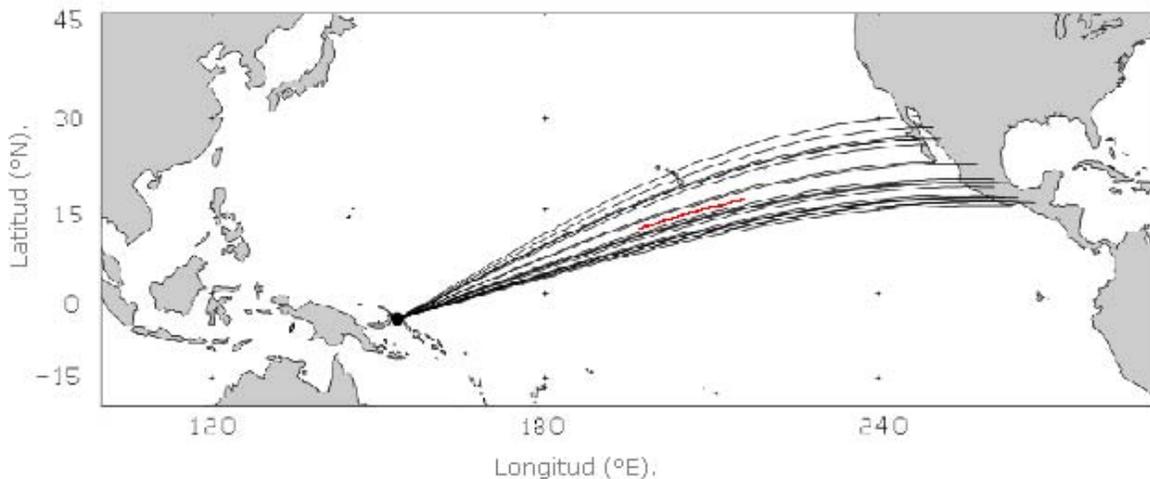


Figura 3.- Mapa de las trayectorias del evento ocurrido 9 de septiembre 2005 con epicentro en Nueva Irlanda y Papúa, Nueva Guinea. registrado en México. El hipocentro tiene una profundidad de 91.3 km. La línea roja representa la proyección de la región D'' muestreada.

En la Figura 4 se muestra el registro de velocidades de la componente transversal para la estación HUIG ($\Delta=111.038$) localizada en Huatulco.

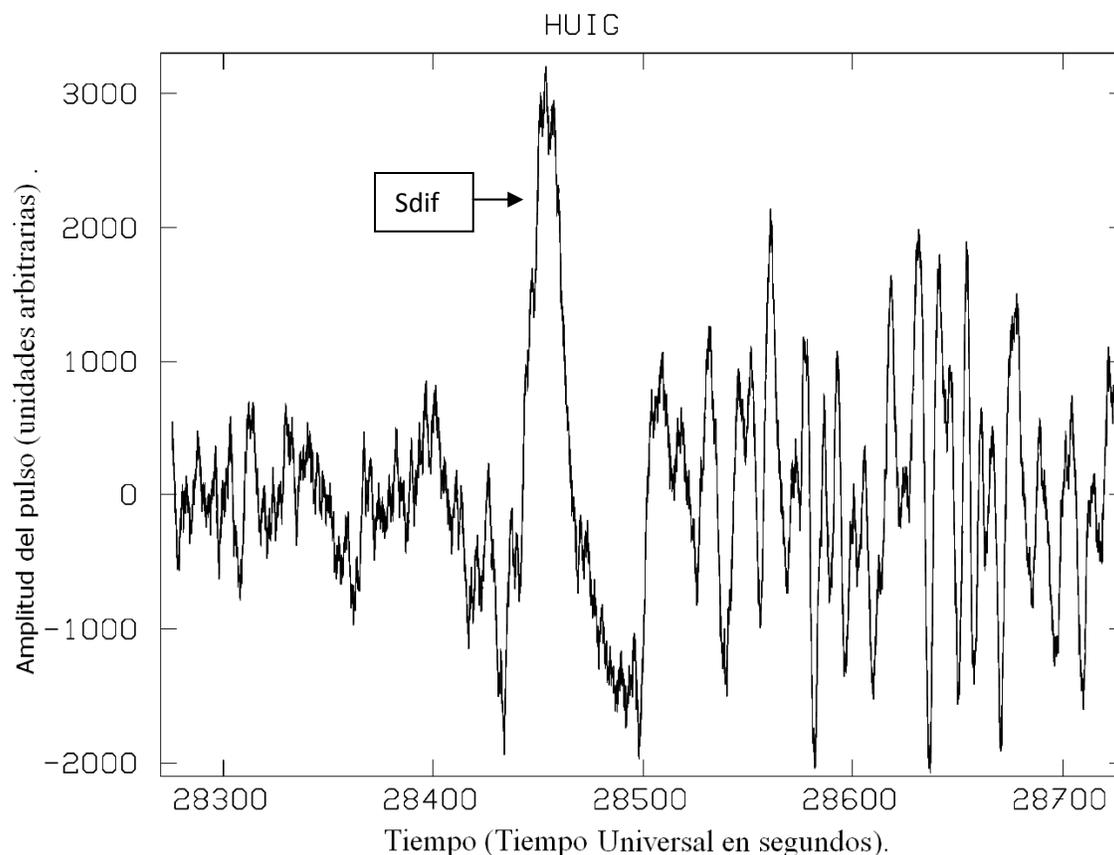


Figura 4- Porción del registro de velocidades de la componente transversal de la estación HUIG del SSN de México, en donde se observa la onda Sdif asociada al sismo del 9 de septiembre del 2005 ocurrido en Nueva Irlanda.

Se aplicó un filtro pasa bandas de 0.005 Hz a 0.111 Hz (200 s y 9 s) a la componente transversal. Y se realizó una deconvolución para quitar la respuesta instrumental (Ver Figura 5). Simultáneamente se agregó un cero en el origen a la respuesta instrumental de velocidad a fin de obtener el registro de desplazamiento.

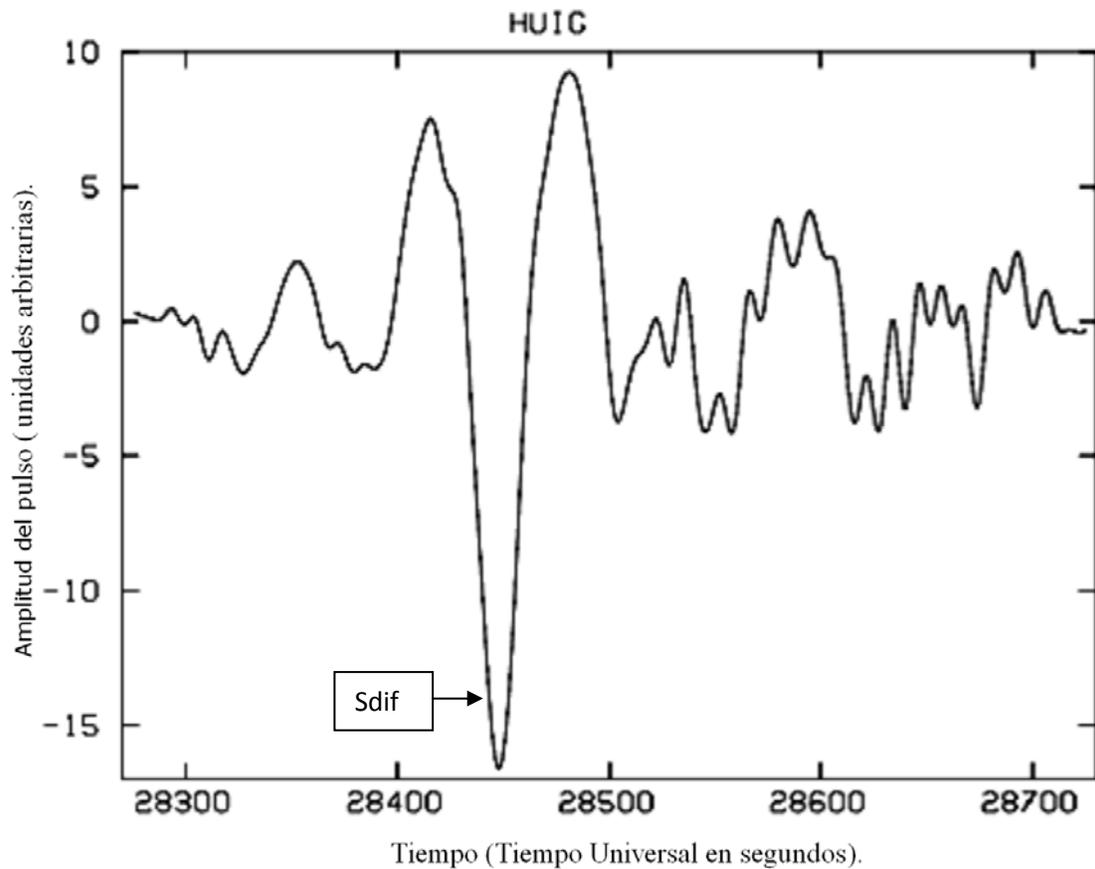


Figura 5.- Registro del desplazamiento de la componente transversal de la estación HUIG del SSN de México, donde se observa *Sdif* asociada al sismo ocurrido del 9 de septiembre de 2005 en Nueve Irlanda. Sin respuesta instrumental. Y filtrado con un pasabandas de 0.005Hz a 0.111Hz. (200s y 9s).

En la Figura 6 se muestra la obtención del tiempo de máxima amplitud de la onda *Sdif*. Se utilizó un algoritmo computacional para determinar el instante de tiempo en el cual el pico de la onda *Sdif* alcanza su amplitud máxima.

Como las frecuencias más altas sufren más atenuación, los parámetros de rayo obtenidos a través de este enfoque dependen de la frecuencia. El pulso se vuelve más ancho conforme la distancia epicentral aumenta. *Mula y Müller* [1980] los llaman parámetros de rayo aparentes, p_a .

Hay varias maneras de determinar el tiempo de *Sdif*. Me basé el tiempo del pico con mayor amplitud, ya que es más confiable que escoger el tiempo de inicio de la onda debido al ruido y es más fácil que usar el método de correlación cruzada [Wysession y Okal, 1989;. Wysession et al 1992].

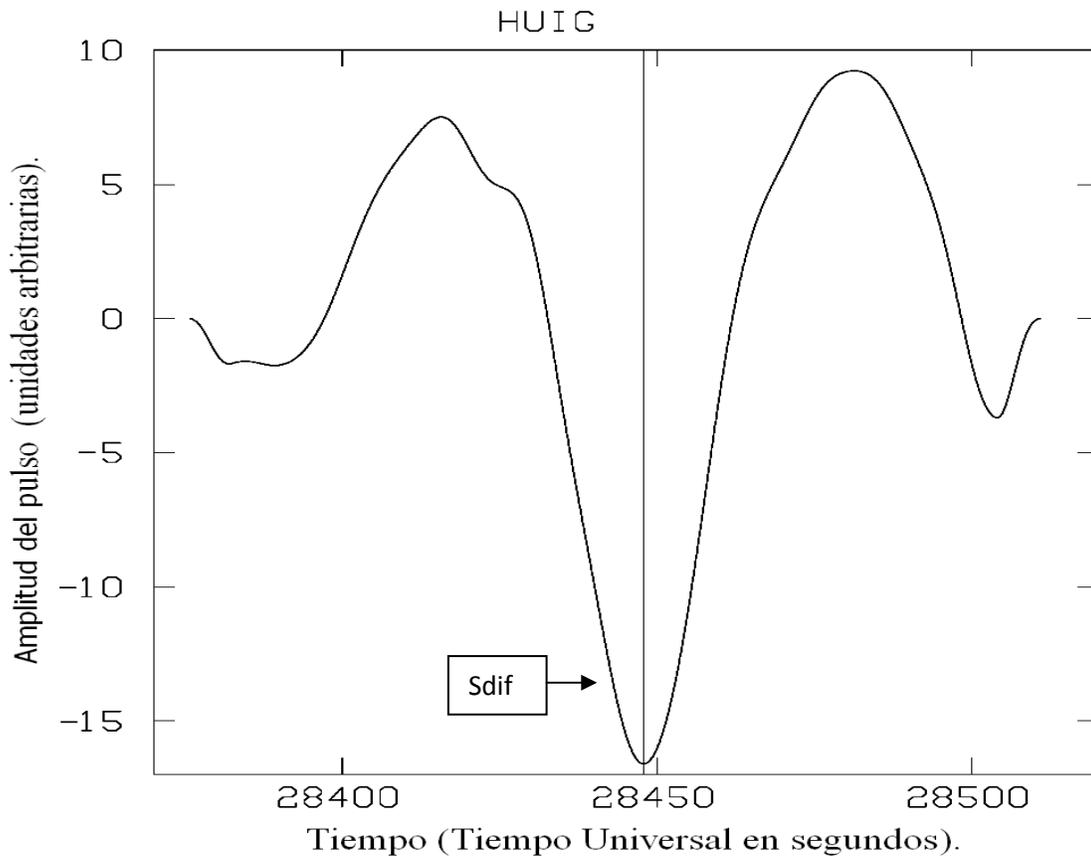


Figura 6-Registro del desplazamiento de la componente transversal donde se obtiene el tiempo correspondiente a la máxima amplitud de *Sdif* (estación HUIG). El tiempo en el cual *Sdif* alcanza su máxima amplitud se obtiene con un simple programa de computadora y es indicado por la línea vertical.

En la Figura 7 se observa los sismogramas de todas las estaciones mostradas en este perfil.

20050909a - Nueva Irlanda., P. N. G.

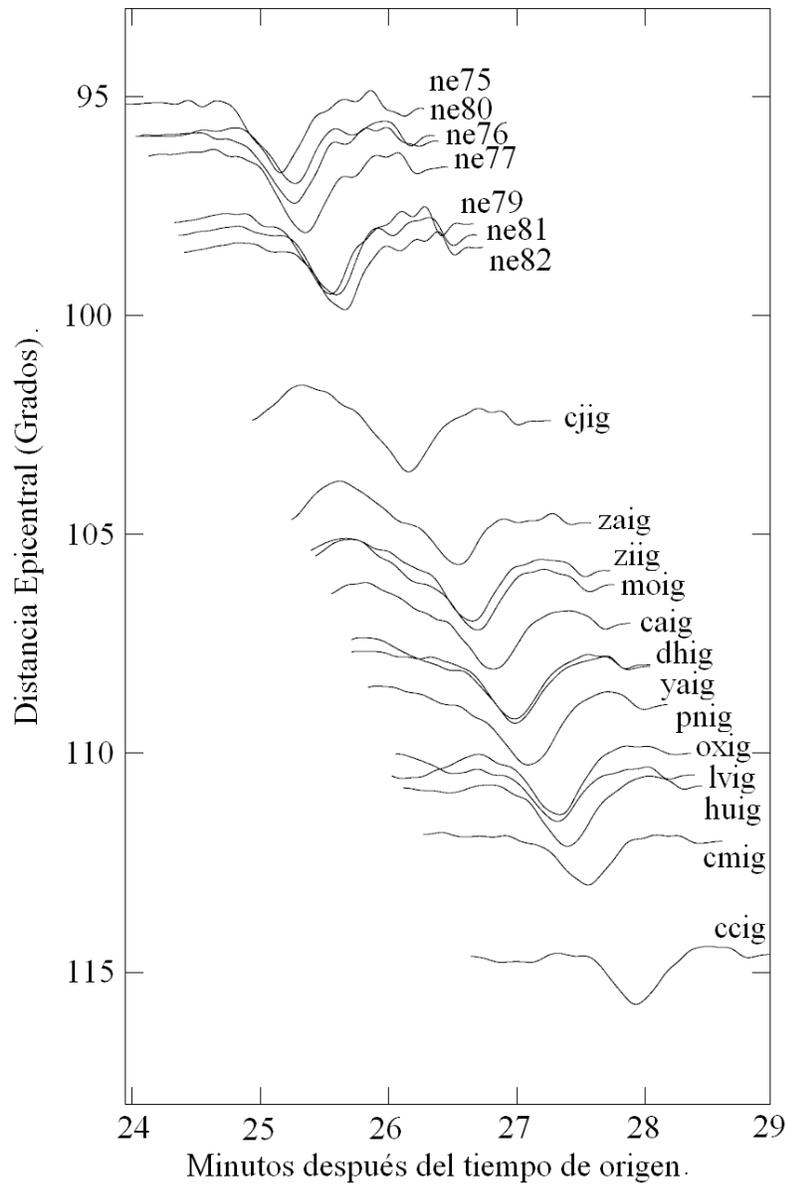


Figura 7.- Componentes transversales de los registros de desplazamiento después de que se aplicó la deconvolución para eliminar la respuesta instrumental. Sismo de Nueva Irlanda del 9 de septiembre de 2005 registrado SSN de México. El hipocentro tiene una profundidad de 91.3 km. Se aplicó un filtro pasabandas de 0.005 Hz a 0.11Hz (200s y 9 s).

Aplicé correcciones de elipticidad (Debido a que la Tierra es un esferoide de revolución) al tiempo de viaje usando el método propuesto por *Dziewonski* y

Gilbert [1976]. También es importante considerar los efectos de la heterogeneidad del manto sobre los tiempos de recorrido. La Figura 1 muestra dos regiones heterogéneas en el manto, una rápida y otra lenta. Apliqué las correcciones al tiempo de viaje en el Manto y la corteza en el segmento ascendente de la trayectoria utilizando el modelo tomográfico SH8/WM13 [*Woodward et al.*, 1993] siguiendo el método de *Wysession y Okal* [1988].

Para las ondas difractadas, la derivada de tiempo de viaje contra distancia epicentral, ecuación (2.1), tiene un comportamiento lineal. Por lo tanto la lentitud (parámetro de rayo) aparente viene dada por la pendiente de los tiempos de máxima amplitud de pulsos en función de la distancia epicentral, obtenida por medio de un ajuste de mínimos cuadrados.

Entonces se realizó el ajuste por mínimos cuadrados de tiempo (segundos) contra distancia epicentral (grados). Donde la pendiente de la recta es el parámetro de rayo o lentitud (P_a). Ver Figura 8.

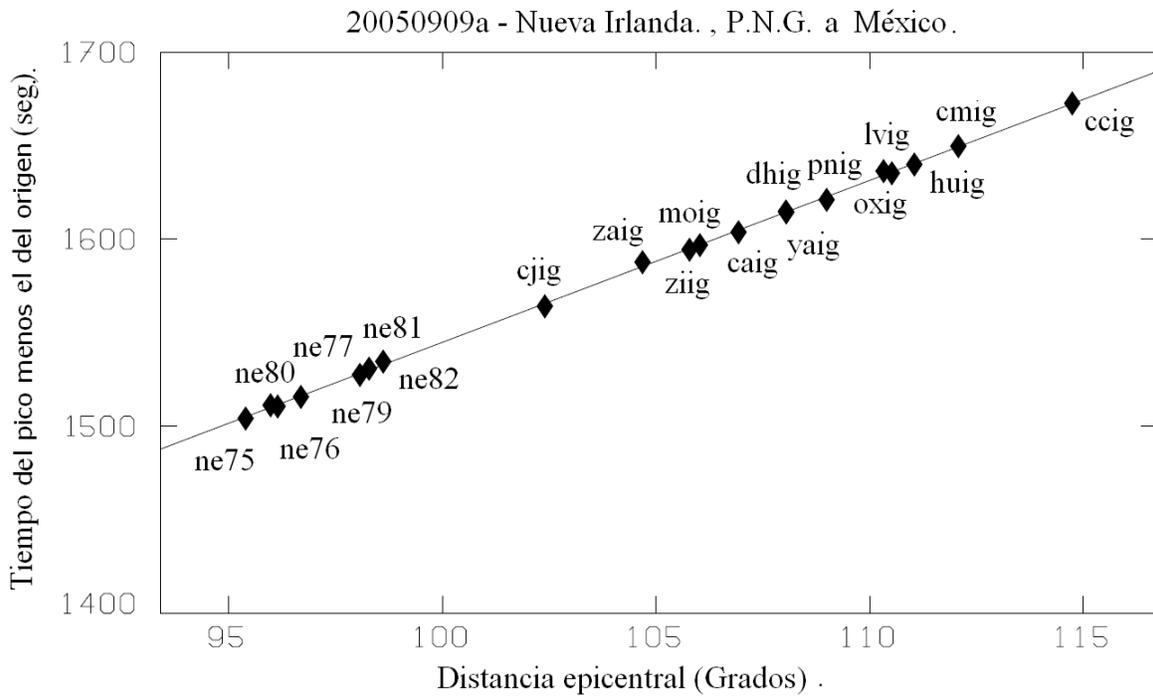


Figura 8.- Grafica de ajuste por mínimos cuadrados de tiempo (s) contra distancia(grados) del sismo con epicentro en Nueva Irlanda ocurrido el 9 de septiembre de 2005 registrado SSN de México y el experimento temporal de NARS Baja California. El hipocentro tiene una profundidad de 91.3 km. En la grafica, la pendiente de la recta es el parámetro de rayo o lentitud (P_a).

Obtuvimos con el método de mínimos cuadrados, la ecuación de la recta:

$$y = mx + b$$

Donde la pendiente de la recta es el parámetro de rayo o lentitud

$$m = p_a = (8.66s \pm 0.04)s/grad \text{ Incluyendo su desviación estándar de } 1\sigma .$$

Y la ordenada al origen es

$$b = 679.15 \pm 3.86 \text{ Incluyendo desviación estándar de } 1\sigma .$$

El mismo procedimiento se realiza para los 13 eventos.

3.1.1.2. Uso de sismogramas sintéticos.

La atenuación que sufren las ondas difractadas depende de la frecuencia. Por lo tanto es necesario comparar los datos con sismogramas sintéticos a fin de cuantificar las perturbaciones de la lentitud. Se usó el Modelo Preliminar de Referencia para la Tierra (Preliminar Reference Earth Model, PREM) [Dziewonski and Anderson, 1981]. El mecanismo focal usado para obtener los sintéticos fue tomado del catalogo del Tensor de Momento del Centroide Global (gCMT) en www.globalcmt.org . Los sismogramas sintéticos son procesados igual que los datos, pero sin correcciones de elipticidad ni de heterogeneidad en la trayectoria ascendente (up-swing). Entonces continuando con el ejemplo del sismo de 9 de septiembre de 2005:

El mecanismo focal es observado en la Figura 9 :

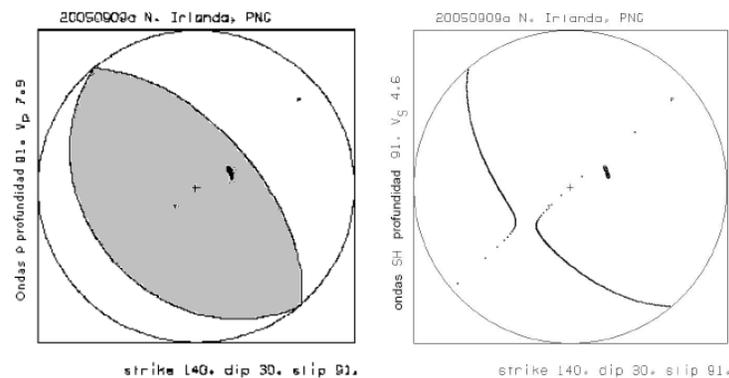


Figura 9.-Mecanismos focales del sismo del 9 de septiembre de 2005 ocurrido en Nueva Irlanda y registrado en México. Tomado del CMT. (Izquierda) Mecanismo focal para ondas P y (derecha) para ondas SH. Se muestra distribución de estaciones.

Se generaron sismogramas sintéticos empleando un algoritmo proporcionado por Tim Clarke, el cual es similar al método de reflectividad descrito por *Kennett* [1980], ver Figura 10.

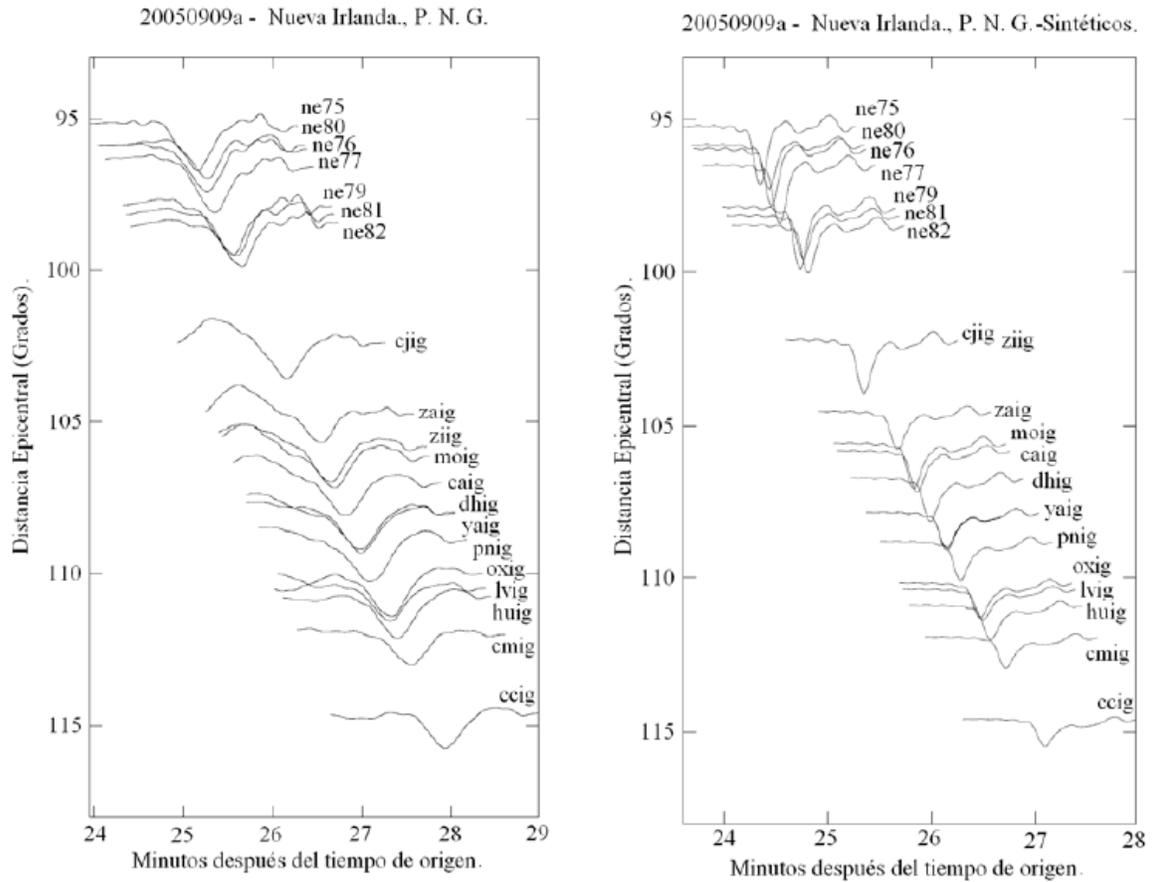


Figura 10-(Izquierda) Componentes transversales de los registros de desplazamiento de la fase Sdif. Sismo de Nueva Irlanda del 9 de Septiembre de 2005 registrado SSN de México y el experimento temporal de NARS Baja California. El hipocentro tiene una profundidad de 91.3 km. Se aplico un filtro pasabandas de 200 y 9 segundos. (Derecha) Los sintéticos fueron generados con el modelo PREM.

En la Figura 11 se muestra la obtención de la lentitud a partir de los sismogramas sintéticos.

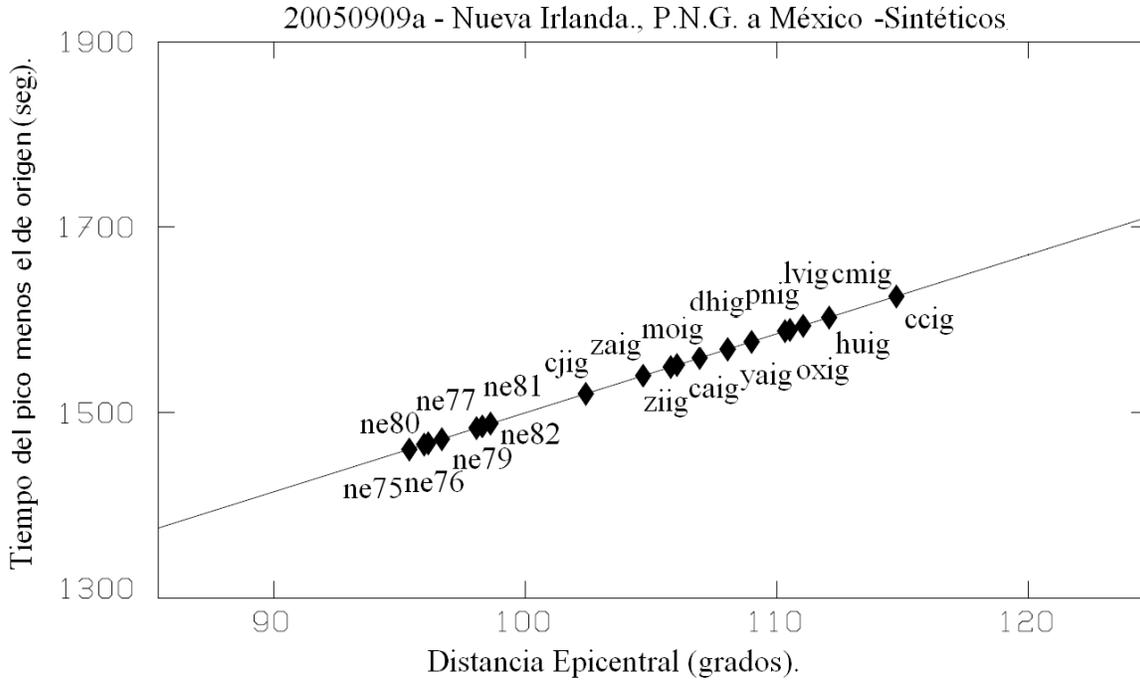


Figura 11.- Grafica de ajuste por mínimos cuadrados de tiempo (s) contra distancia(grados) de los sismogramas sintéticos del sismo con epicentro en Nueva Irlanda ocurrido el 9 de septiembre de 2005 registrado SSN de México y el experimento temporal de NARS Baja California. El hipocentro tiene una profundidad de 91.3 km. En la gráfica, la pendiente de la recta es el parámetro de rayo o lentitud (p_a).

$$m = p_a = (8.51 \pm 0.04)s/grad \text{ Incluyendo su desviación estándar de } 1\sigma .$$

Considerando que el parámetro de rayo obtenido en los datos es:

$$m = p_a = (8.66s \pm 0.04)s/grad \text{ |}$$

Entonces el porcentaje de cambio en lentitud relativa del modelo de referencia es

$$\Delta p = 1.71\%$$

En este ejemplo la región muestreada en D'' es más lento que PREM, el modelo de referencia lateralmente homogéneo.

A continuación se muestra la tabla 2 de los 13 perfiles. Donde a cada evento se anota su parámetro de rayo en los datos y en los sintéticos. Incluyendo su desviación estándar y la variación porcentual en lentitud en relación con el modelo de referencia.

Tabla 2.- Lentitud de la onda cortante en D'' y parámetros de sismos

Día A M D	Región Epicentral	Parámetro de Rayo s/°		Desviación Estandar	Δp (%)
		Datos	Sintéticos		
1998,09,15	NUEVA BRETAÑA, P.N.G.	8.41	8.48	0.09	-0.81
1999,04,05	NUEVA BRETAÑA, P.N.G.	8.54	8.45	0.07	1.05
1999,04,08	LIMITE DE E. RUSIA-N.E. CHINA	8.51	8.51	0.10	0.00
1999,09,20	TAIWAN	8.36	8.44	0.09	-0.88
2002,03,31	TAIWAN	8.45	8.48	0.05	-0.42
2002,04,26	ISLAS MARIANA	8.50	8.55	0.03	-0.53
2002,06,28	LIMITE DE E. RUSIA-N.E. CHINA	8.43	8.50	0.07	-0.84
2002,10,10	IRIAN JAYA, INDONESIA	8.55	8.43	0.03	1.34
2003,01,20	SOLOMON ISLANDS	8.67	8.49	0.07	2.24
2003,08,21	NUEVA ZELANDA	8.52	8.48	0.07	0.46
2005,03,02i	MAR BANDA	9.00	8.50	0.06	6.54
2005,03,02ii	MAR BANDA	8.64	8.50	0.05	1.63
2005,09,09	NUEVA IRLANDA, P. N. G.	8.66	8.51	0.04	1.71

Nota.- Desviación estándar del parámetro de rayo tanto para datos como para sintéticos.

4. RESULTADOS.

La Figura 12 muestra todas las trayectorias de cada sismo a cada estación y da una idea de la cobertura que proporcionan los datos utilizados.

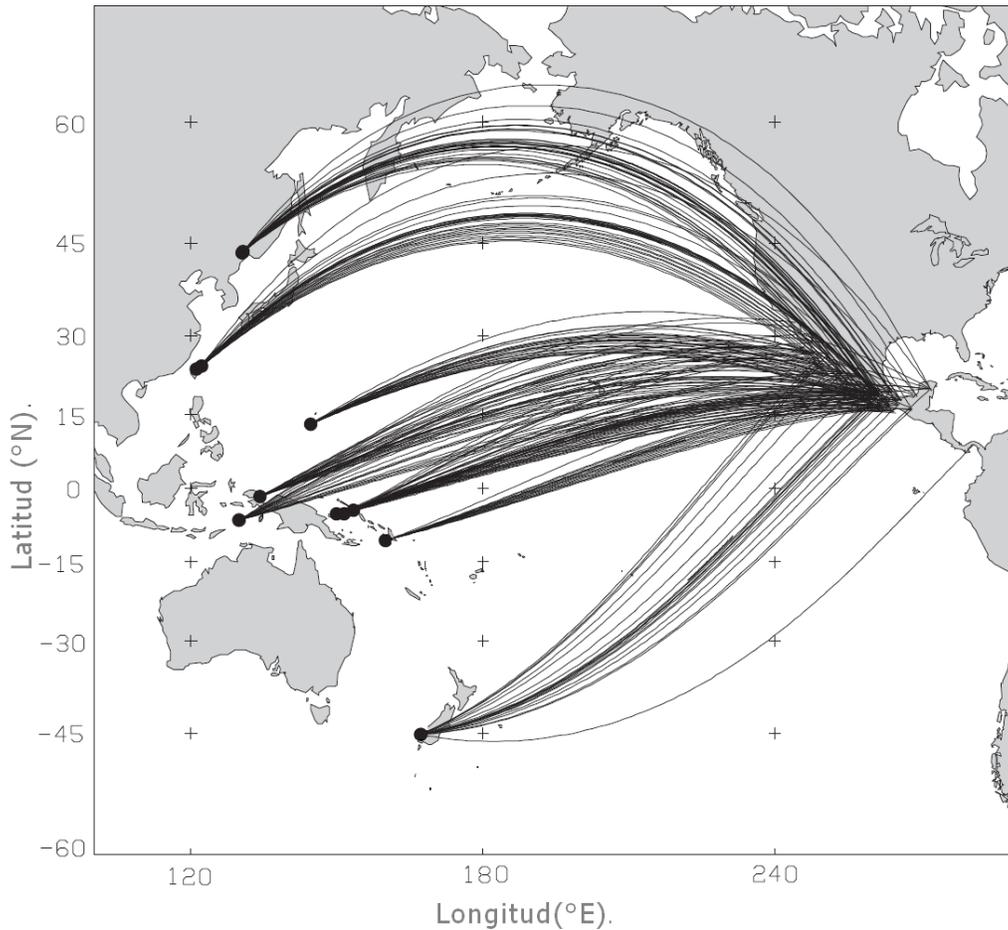


Figura12.- Mapa de las trayectorias de los eventos seleccionados

Se compararon las lentitudes observadas con las obtenidas del modelo PREM. [Dziewonski y Anderson, 1981]. La Figura 13 muestra las trayectorias estudiadas en D'' como líneas. Estas líneas representan el acimut promedio del perfil. A continuación se muestra el mapa con las variaciones en la lentitud lateral. Donde las lentitudes mayores son de color rojo. Y las de color azul son las de menor lentitud.

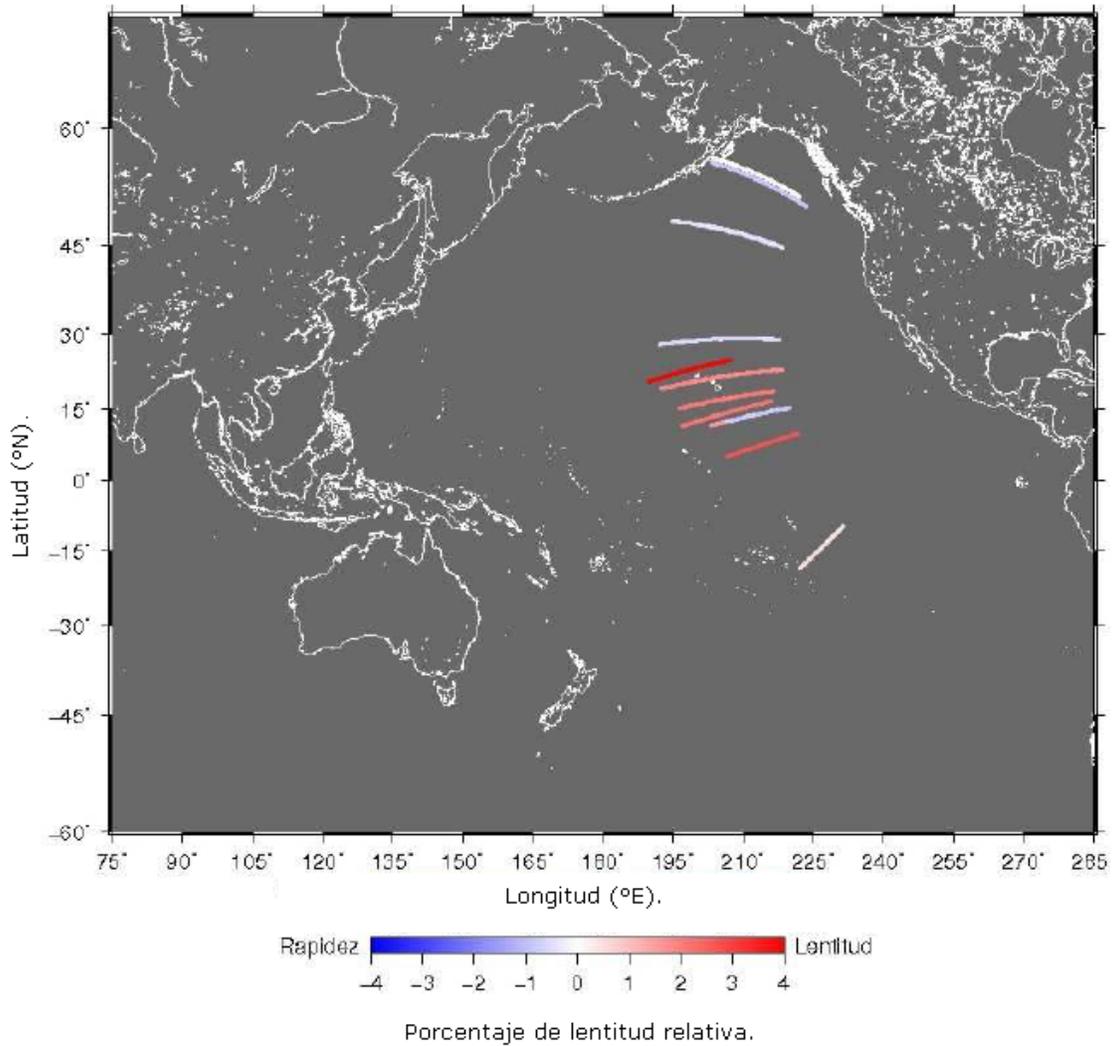


Figura13.- Mapa del parámetro de rayo de los eventos (1998 a 2006) comparados con el modelo PREM. Las variaciones en lentitud son de $\pm 4\%$ relativos a PREM. Bajo el centro y sur del océano Pacífico predominan las mayores lentitudes. Y en el borde del Océano Pacífico cercano Alaska predominan velocidades un poco rápidas.

En la Figura 14 se muestra otra vez el mapa de lentitudes pero en este caso la región muestreada en D'' se representa con círculos cuyo radio es de 8 grados. Este mapa toma en cuenta que las ondas Sdif tiene una zona de Fresnel muy grande en el INM. La zona de Fresnel se define como el volumen dentro del cual llegan ondas cuyas trayectorias se encuentran a medio periodo (o menos) de la onda más directa, la cual recorre la distancia entre fuente y estación en el menor

tiempo [Elmore y Heald, 1969; Hetch, 1998; Stein y Wysession, 2003]. Al cumplir con esta condición se produce interferencia constructiva y por lo tanto todas estas trayectorias contribuyen a la onda *Sdif* observada en el sismograma. No obstante la contribución principal corresponde el acimut promedio del perfil, el cual se puede interpretar como un segmento de gran círculo. Y se observo un traslape entre estas zonas las cuales se le promedio el porcentaje de lentitudes relativas.

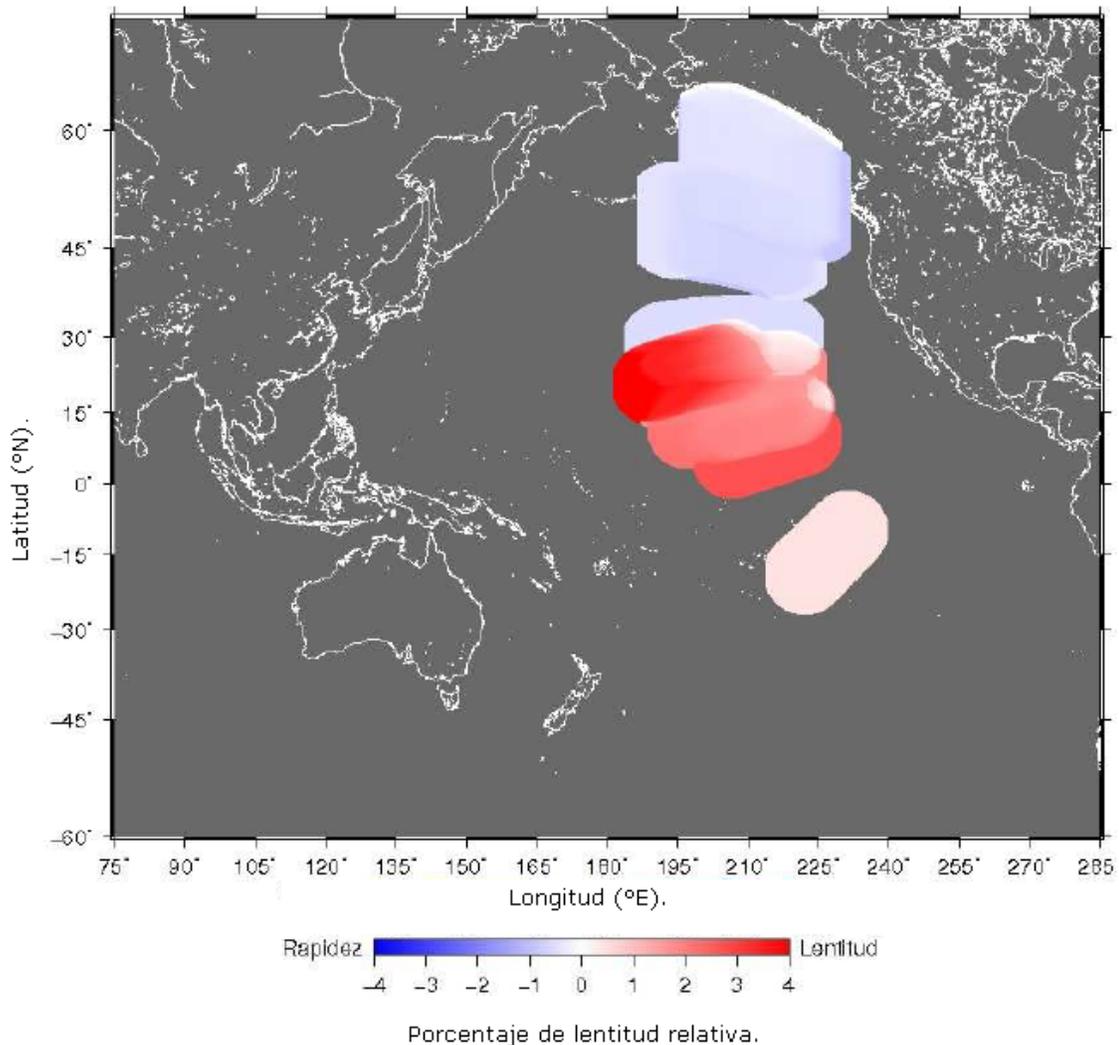
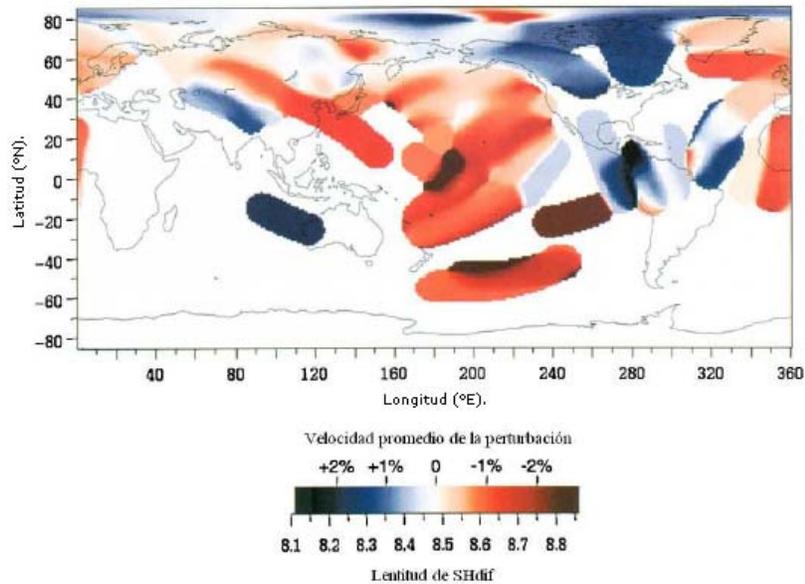


Figura14.-Mapa del parámetro de rayo de los eventos (1998 a 2006) comparados con el modelo PREM. Las variaciones de en lentitud son de $\pm 3.75\%$ relativos a PREM. Donde bajo el centro y sur del océano Pacífico predominan las mayores lentitudes. Y en cambio al borde del pacífico cercano Alaska predominan velocidades ligeramente rápidas.

En la Figura 15 se comparan dos modelos recientes con mi modelo.

(a). *Valenzuela et al. [2000]*: Variaciones porcentuales de las velocidades relativas de SH en la INM.



(b). *Kustowski et al. [2008]*, Variaciones porcentuales de las velocidades de S en la INM.

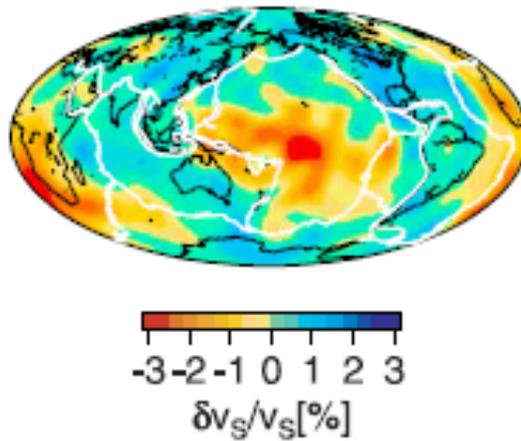


Figura 15.-Imágenes de velocidades promedio de las ondas para modelos de D". (a) SHdiff98 *Valenzuela et al. [2000]* y (b) S362ANI, *Kustowski et al. [2008]*. El primero con técnicas similares pero diferentes datos y el segundo con técnica distinta. Esta convergencia ofrece la confianza de que podemos estar empezando a resolver con mayor certidumbre la posición de las (de forma global las heterogeneidades) laterales de menor escala de D".

Se obtuvo la tabla 1 con características de todos los 13 eventos (magnitudes, longitud, latitud, profundidad, distancia epicentral y ventana acimutal) y la tabla 2 (hipocentros, tipo de calidad, lentitudes, desviación estándar, porcentaje de lentitud relativa al modelo PREM) donde los perfiles tienen sus lentitudes obtenidas. Las lentitudes listadas corresponden a las de los datos observados y a las de los sintéticos, así mismo se incluye su desviación estándar y la variación porcentual en lentitud relativa con el modelo de referencia. Se obtuvieron 8 eventos de calidad A (distancia muestreada en D'' mayor o igual a 15°) y 5 de calidad B (distancia muestreada en D'' entre 12° y 15°). En los eventos de calidad A, el parámetro de rayo va desde $8.45s/^\circ$ hasta $9.00s/^\circ$ y su desviación estándar promedio es de $\pm 0.05s/^\circ$. Donde el mínimo es de -0.53% y el máximo es de 6.54% valor extremadamente alto; el segundo valor más alto es de 2.24% . En eventos de calidad B, el parámetro de rayo va desde $8.36s/^\circ$ a $8.52s/^\circ$ y su desviación estándar promedio es de $\pm 0.08s/^\circ$. Donde el mínimo es de -0.88% y el máximo es de 0.46% .

En este se observa lo siguiente:

La combinación de la ubicación de los sismos, en el extremo occidental del Cinturón de Fuego del Pacífico, y las estaciones, en México, permite observar el INM debajo de las regiones centro, noreste y sur del Océano Pacífico (Figuras 13 y 14).

4.1. Región del Centro del Océano Pacífico.

En el centro del Pacífico, alrededor de Hawai, se concentran 8 de las mediciones realizadas (Figura 13 y 14). Estos perfiles muestran predominantemente bajas velocidades con variaciones porcentuales de la lentitud respecto a PREM (Sintéticos) que van de 1.05 a 2.24 %, aunque existe una medición con un $\Delta\rho = 6.54$ %. Dos de los ocho perfiles indican la existencia de velocidades ligeramente altas, con variaciones porcentuales de la lentitud respecto a PREM de -0.53 y -0.81 %. Para estos sismos y estaciones en México, las trayectorias sondan D'' en dirección ENE-OSO aproximadamente. Estos perfiles proporcionan una cobertura del INM que coincide en su mayoría con el "Grupo de Columnas del Pacífico Ecuatorial (GCPE)" o bien "Equatorial Pacific Plume Group (EPPG)" [Dziewonski et al., 1991, 1993; Su et al., 1994]. Esta es una región de bajas velocidades sísmicas que se correlaciona con la ubicación en superficie de los puntos calientes o "hotspots" [Duncan y Richards, 1991] y que es consistente con la idea de que las columnas del manto se originan en el INM y a partir de ahí suben para formar los puntos calientes [Whitehead y Luther, 1975; Yuen y Peltier, 1980; Loper y Stacey, 1983; Loper, 1991]. Este rasgo es robusto por la magnitud de su anomalía de velocidad y ha sido documentado en numerosos modelos tomográficos empleando ondas P [Dziewonski et al., 1977; Dziewonski, 1984; Vasco et al., 1994; Wysession, 1996c] y S [Tanimoto, 1990; Dziewonski et al., 1991, 1993, 1996; Masters et al., 1992; Su et al., 1994; Liu y Dziewonski, 1994; Grand et al., 1997; Panning y Romanowicz, 2006; Takeuchi, 2007; Kustowski et

al., 2008; *Panning et al.*, 2010]; ver, p.e., la Figura 15b. Por otra parte, Valenzuela y Wysession [*Valenzuela Wong*, 1996; *Valenzuela y Wysession*, 1998; *Wysession et al.*, 1999; *Valenzuela et al.*, 2000] estudiaron el GCPE utilizando la misma técnica que en esta tesis. Ellos emplearon estaciones localizadas en Estados Unidos y Canadá. En general el área que ellos estudiaron coincide con el presente trabajo pero sus perfiles están desplazados ligeramente hacia el este (Figura 15a). Sus trayectorias sondearon D" en dirección aproximadamente NE-SO. En su caso la anomalía máxima para la lentitud de la onda S en la región fue $\Delta p \approx 3.5\%$. Por lo tanto mis resultados son consistentes con los suyos.

El perfil (*i*) del sismo del 2 de marzo de 2005 (Tabla 2) presenta una lentitud muy alta ($\Delta p = 6.54\%$), la cual sobresale del resto de las observaciones en el presente trabajo y excede los valores comúnmente encontrados por los modelos tomográficos (reducciones de velocidad inferiores al 5%) [*Tanimoto*, 1990; *Dziewonski et al.*, 1991, 1993, 1996; *Masters et al.*, 1992; *Su et al.*, 1994; *Liu y Dziewonski*, 1994; *Grand et al.*, 1997; *Takeuchi*, 2007; *Kustowski et al.*, 2008; *Panning et al.*, 2010]. *Valenzuela Wong* [1996] y *Valenzuela et al.* [2000] encontraron un perfil muy lento ($\Delta p = 7.99\%$) al SSO del que se presenta en esta tesis y también dentro del GCPE. De hecho su observación coincide con la región donde las velocidades alcanzan su valor mínimo en algunos modelos tomográficos, p. e. *Dziewonski et al.* [1996]. Estos dos perfiles posiblemente recorran una "zona de ultrabaja velocidad (ZUBV)" o bien "ultralow velocity zone (ULVZ)". Estas fueron detectadas inicialmente por *Mori y Helmberger* [1995] y

Garnero y Helmberger [1995, 1996]. Las ZUBVs se definieron como capas muy lentas (una disminución del 5 al 10% en la velocidad de la onda *P*) y delgadas (con un espesor de 5 a 40 km) justo por encima del contacto con el núcleo [*Garnero y Helmberger*, 1995, 1996, 1998]. Estudios subsecuentes encontraron que la reducción en la velocidad de la onda *S* puede alcanzar un 30%, [*Revenaugh y Meyer*, 1997; *Garnero y McNamara*, 2008]. Una posible explicación para la existencia de las ZUBVs sería la presencia de fusión parcial [*Williams y Garnero*, 1996; *Garnero et al.*, 1998; *Vidale y Hedlin*, 1998; *Wen y Helmberger*, 1998]. Adicionalmente se considera que heterogeneidades químicas, p. e. reacciones químicas entre el hierro del núcleo y los silicatos del manto [*Knittle y Jeanloz*, 1991] o bien sedimentación "invertida" de silicatos en el núcleo inmediatamente por debajo del INM [*Buffett et al.*, 2000], pueden contribuir a la formación de las ZUBVs [*Garnero et al.*, 1998; *Garnero y McNamara*, 2008]. *Wicks et al.* [2010] sugirieron que la concentración de (Mg,Fe)O muy enriquecido en hierro sea la causa de las ZUBVs ya que éste tiene velocidades muy bajas comparadas con las de los silicatos [*Lay y Garnero*, 2011]. Una posibilidad más es que efectos dinámicos contribuyan a la formación de las ZUBVs [*Garnero et al.*, 1998]. Por otra parte, *Mao et al.* [2006] propusieron que la existencia de post-perovskita enriquecida en hierro en D" a temperaturas suficientemente bajas podría también explicar la existencia de ZUBVs. Por último, es común que se encuentren ZUBVs en las orillas de las "Large Low Shear wave Velocity Provinces" (LLSVPs o "Grandes Provincias de Baja Velocidad de ondas Cortantes") como el GCPE o la "Gran Columna Africana" [*McNamara et al.*, 2010; *Lay y Garnero*, 2011]. Los trabajos acerca de la ZUBV se resumen en los artículos de *Garnero et al.* [1998];

Garnero [2000]; Garnero y McNamara [2008]; Lay et al. [1998b]; Lay y Garnero [2011]; y Thorne y Garnero [2004].

4.2. Región Noreste del Océano Pacífico.

La segunda región con mayor cobertura es el noreste del Océano Pacífico, al sur de Alaska y al oeste de Canadá, y cuenta con 4 observaciones (Figura 13 y 14). Las ondas atraviesan D" en dirección ONO-ESE. En este caso las lentitudes de la onda S toman valores que van desde ligeramente rápidos hasta iguales a PREM ($-0.88 \leq \Delta\rho \leq 0$ %). De manera general estas observaciones son consistentes con los modelos tomográficos. El modelo SKS12WM13 de *Dziewonski et al.* [1996] muestra velocidades de la onda S que son aproximadamente 1.5% rápidas en esta región. En el modelo de *Grand et al.* [1997] la onda S es rápida en un 2%. El modelo SH18CE de *Takeuchi* [2007] alcanza velocidades rápidas hasta en un 1.4%. La parte isótropa del modelo S362ANI de *Kustowski et al.* [2008] es rápida en aproximadamente un 1.3% (Figura 15b). La parte isótropa del modelo SAW642ANb de *Panning et al.* [2010] alcanza un incremento en la velocidad de hasta un 2.4% relativo a PREM. En contraste, en el trabajo de Valenzuela y colaboradores [*Valenzuela Wong*, 1996; *Valenzuela y Wysession*, 1998; *Valenzuela et al.*, 2000] las lentitudes en esta región en su mayoría toman valores lentos para la onda S (Figura 15a). Es obligatorio mencionar que sus perfiles no traslapan exactamente con los de la presente tesis. Sus datos pasan por una área de D" que está centrada $\sim 14^\circ$ al suroeste de la región que se puede ver con mis datos. Además sus trayectorias

atraviesan D" en dirección ENE-OSO. Es posible que las velocidades registradas en el extremo oeste de los perfiles usados por el grupo de Valenzuela [*Valenzuela et al*, 2000] sean bajas y que aún si las velocidades en el extremo este son altas, al promediar la lentitud a lo largo de todo el perfil predominen las velocidades bajas. Un solo perfil en el trabajo de Valenzuela y colaboradores coincide más cercanamente con las trayectorias usadas en este estudio. Este viaja en dirección ONO-ESE y pasa por D" un poco más al norte (y más cerca de la región sur-central de Alaska) que los perfiles que yo usé. Además recorre una longitud mayor en D" y se extiende hasta el oeste de Canadá (Figura 15a). La lentitud para la onda S en este perfil es $\Delta\rho \approx -3\%$, por lo tanto las velocidades son altas y coincide con mis mediciones en un área cercana de D" localizada al suroeste. Por otra parte, *Wyssession et al.* [1999] realizaron mediciones de la lentitud de la onda S usando sismos con epicentros en el Pacífico occidental y registrados en Estados Unidos con el Arreglo Missouri-Massachusetts. Estas les permitieron estudiar D" en una región centrada en el sur de Alaska, la cual abarca el área del presente estudio. En este caso el traslape de las regiones estudiadas es mejor que al comparar mis resultados con el área de altas lentitudes (bajas velocidades) reportada por Valenzuela y su equipo. Las velocidades encontradas por *Wyssession et al.* [1999] para la onda S son más rápidas que su modelo de referencia y por lo tanto están parecidos con mis resultados. En ese caso las trayectorias recorren D" en dirección E-O. Esa dirección es también más parecida a la del presente trabajo que la de los perfiles lentos reportados por Valenzuela. [*Valenzuela et al*, 2000] En general la mayoría de los trabajos recién considerados son similares con los resultados de la presente tesis. La observación de

velocidades altas en la base del manto en esta región sería consistente con la existencia de material subducido por debajo del Cinturón de Fuego del Pacífico [Richards y Engebretson, 1992; Ricard et al., 1993; Lithgow-Bertelloni y Richards, 1998].

Una posibilidad adicional para explicar la diferencia entre las bajas velocidades encontradas por Valenzuela y colaboradores [Valenzuela et al, 2000] y las velocidades altas reportadas en esta tesis es la existencia de anisotropía. La posibilidad de encontrar anisotropía en D" se propuso desde hace más de veinticinco años y en la actualidad está confirmada en algunas zonas [Bolt y Niazi, 1984; Doornbos et al., 1986; Cormier, 1986, 1995; Vinnik et al., 1989, 1995; Maupin, 1994; Matzel et al., 1996; Garnero y Lay, 1996; Kendall y Silver, 1996, 1998; Moore et al., 2004; además ver compilaciones en Lay et al., 1998a; Garnero, 2004; Garnero y McNamara, 2008]. También se sabe que la post-perovskita es anisótropa [Garnero, 2004; Garnero y McNamara, 2008; Lay y Garnero, 2011]. En los trabajos de Valenzuela, las ondas recorren la base del manto en dirección ENE-OSO mientras que con mis datos las trayectorias pasan en dirección ONO-ESE. Es posible que al medir la lentitud en diferentes direcciones se obtengan valores diferentes. De hecho, Valenzuela Wong [1996] y Valenzuela et al. [2000] propusieron la existencia de anisotropía en un área de D" por debajo del extremo oriental de Siberia. En ese caso las trayectorias que iban de suroeste a noreste encontraron velocidades ligeramente lentas o muy cercanas a PREM mientras que las trayectorias en dirección sureste-noroeste mostraron velocidades altas. En este sentido deseo destacar la importancia de muestrear la base del manto con

ondas provenientes de acimuts distintos, en aquellas regiones donde sea posible, a fin de obtener una imagen lo más confiable posible. Por ejemplo, *Wookey y Kendall* [2008] midieron los tiempos de partición (splitting) diferenciales para ondas S-ScS dentro de D" debajo del extremo norte de Siberia, cerca del Océano Artico. Usaron dos trayectorias diferentes, una en dirección N-S, del Hindu Kush a Canadá, y otra de E-O con un sismo en las Islas Kuriles y estaciones en Alemania. Los puntos de rebote en el INM para las ondas ScS son muy cercanos para las dos trayectorias. En este caso encontraron una mayor anisotropía (1.38%) para la trayectoria N-S que para la E-O (0.74%).

Relacionado a la anisotropía hay que destacar que en este trabajo se mide la velocidad de las ondas *SH* para diferentes trayectorias puesto que ondas S difractadas se observan en la componente transversal. Esto es distinto a la anisotropía que se obtiene cuando las ondas *SV* y *SH* tienen diferentes velocidades en la misma trayectoria. En la mayoría de los casos se ha encontrado que $V_{SH} > V_{SV}$ en D" [*Lay et al.*, 1998a; *Panning et al.*, 2010]. Los modelos tomográficos actuales [*Panning y Romanowicz*, 2006; *Kustowski et al.*, 2008; *Panning et al.*, 2010] hacen una inversión de los datos para obtener la estructura anisótropa del manto y determinan los valores relativos de V_{SH} y V_{SV} . *Kustowski et al.* [2008] comparan su modelo S362WMANI con el modelo SAW642AN de *Panning y Romanowicz* [2006] y concluyen que la estructura anisótropa de los dos modelos difiere con excepción de las profundidades a 150 y 2800 km mayor parte del manto donde sí se observa una consistencia. Para explicar esa pobre correlación, *Kustowski et al.* [2008] proponen, entre otras posibilidades, que se

produzca un "tradeoff" entre las variaciones laterales en la velocidad y la estructura de la anisotropía. Por lo tanto es necesario seguir trabajando en el problema a fin de obtener resultados consistentes. Por su parte, *Panning et al.* [2010] experimentaron con diferentes formas de aplicar correcciones corticales y encontraron que éstas tienen un efecto importante sobre la estructura de la anisotropía en el manto inferior, incluyendo a D". Esto los llevó incluso a cuestionar la estructura anisótropa de la región para un modelo anterior, SAW642AN [*Panning y Romanowicz, 2006*], la cual consideraban robusta. Su nuevo modelo preferido, SAW642ANb [*Panning et al., 2010*], muestra diferencias en la anisotropía de D" por debajo del Pacífico central y debajo de una gran área de Asia con respecto al modelo previo (SAW642AN). *Panning et al.* [2010] concluyeron que la anisotropía de D" obtenida en modelos tomográficos globales es fácilmente afectada por la forma en la que se hacen las correcciones corticales y por consiguiente podría ser "problemática" de interpretar.

Los resultados anteriores resaltan la importancia de realizar trabajos como el de esta tesis, ya que es posible estudiar regiones específicas con mayor detalle. Por otra parte, el muestreo de D" es difícil por su gran profundidad y no es uniforme debido a la limitada distribución global de epicentros (principalmente en las orillas de las placas tectónicas) y de estaciones sísmicas (en su mayoría en continentes y varias islas) [*Wyssession, 1996a*]. Por lo tanto hay que aprovechar todas las ondas que puedan proporcionar información acerca de esta región. La principal contribución del presente trabajo es el uso de las ondas difractadas, la cual complementa otras técnicas como por ejemplo la tomografía de todo el

manto; el uso de tiempos diferenciales de recorrido para ondas *PcP-P*, *ScS-S* [Wysession *et al.*, 1994, 1995a, 1995b] y *PKP-Pdif* [Wysession, 1996c]; precursores de las ondas *PcP* y *ScS* [Lay y Helmberger, 1983; Young y Lay, 1990; Gaherty y Lay, 1992; Kendall y Shearer, 1994, 1995; Krüger *et al.*, 1995]; y mediciones de tiempos diferenciales, modelado de formas de onda y cocientes de amplitudes para las ondas *SKS*, *SmKS* y *Sdif* [Kind y Müller, 1977; Lay y Young, 1990; Souriau y Poupinet, 1990, 1991; Garnero y Helmberger, 1993; Silver y Bina, 1993; Sylvander y Souriau, 1996], así como *SP_dKS* [Garnero y Helmberger, 1995, 1996; Rondenay y Fischer, 2003].

4.3. Región del Sur del Océano Pacífico.

Un solo perfil aislado muestrea D" alrededor de (15°S, 225°E), frente a la costa occidental de América del Sur (Figuras 13 y 14). En este caso la variación de la lentitud es de 0.46 % lo cual indica velocidades ligeramente bajas relativas a PREM. Al comparar la región de D" muestreada por el perfil obtenido en esta tesis con el modelo SKS12WM13 de *Dziewonski et al.* [1996] se observa una transición de velocidades bajas en el extremo occidental del perfil a velocidades altas en su extremo oriental. De hecho la región de bajas velocidades coincide con la orilla del GCPE en el modelo SKS12WM13. En cambio, al comparar con el modelo de *Grand et al.* [1997] toda la región muestra velocidades lentas para la onda S en ~1% y queda completamente dentro del GCPE. El modelo SH18CE de *Takeuchi* [2007] alcanza velocidades lentas hasta en un ~1.2%. La parte isótropa del modelo S362ANI de *Kustowski et al.* [2008] es lenta en aproximadamente un 0.5%

(Figura 15b). La parte isótropa del modelo SAW642ANb de *Panning et al.* [2010] alcanza un decremento en la velocidad de hasta 1.5% relativo a PREM. Valenzuela y colaboradores [*Valenzuela Wong*, 1996; *Valenzuela y Wysession*, 1998; *Valenzuela et al.*, 2000] emplearon la misma técnica que yo y hacia el oeste de mi perfil obtuvieron velocidades bajas (Figura 15a), coincidentes con la orilla del GCPE. Sin embargo, observaron velocidades altas hacia el este.



5. CONCLUSIONES.

En esta tesis se determinó la estructura lateral de velocidades de la base del manto usando ondas *S* difractadas registradas con estaciones en México. Se determinó el parámetro de rayo para un total de 13 perfiles.

La variación en las lentitudes obtenidas se encuentra dentro del rango de -0.88 a +2.24%, con un solo valor extremo de 6.54% que sobresale del rango anterior. Las mediciones obtenidas fueron promediadas y ponderadas utilizando una superficie circular móvil que toma en cuenta las zonas de Fresnel en la base del manto para las ondas utilizadas.

Dado la distribución de sismos y sismómetros de nuestras estaciones, nuestra muestra de lentitudes ocurren bajo el Océano Pacífico. En general la distribución espacial de las velocidades, así como sus magnitudes, son similares con los resultados de modelos tomográficos y con estudios anteriores usando la misma técnica pero una base de datos diferente. Es posible agrupar las mediciones en tres regiones. Dos de ellas muestran bajas velocidades. Estas se ubican en el centro del Océano Pacífico, la primera al norte del ecuador y la otra al sur. Las dos coinciden con el Grupo de Columnas del Pacífico Ecuatorial, una zona de bajas velocidades que ha sido identificada previamente en numerosos estudios, entre ellos los de tomografía del manto. Además se ha propuesto que el GCPE sea donde se forman las columnas del manto que dan origen a los puntos calientes (hotspots) observados en la superficie. La medición con el valor extremo

de lentitud ($\Delta\rho = 6.54\%$) cae dentro de la región norte y posiblemente atraviese una zona de ultrabaja velocidad en D", la cual podría estar asociada al GCPE. Se ha propuesto que en las ZUBVs se produce fusión parcial del material del manto. La tercera región se ubica en el noreste del Océano Pacífico y allí se observan altas velocidades. Se considera que puede existir material subducido en D" puesto que coincide con el Cinturón de Fuego en Canadá y Alaska.

Apéndice 1

OBTENCION Y ELECCION DE TELESISMOS REGISTRADOS POR ESTACIONES DEL S.S.N. DE 1998 AL 2006

RESUMEN

Se generaron y obtuvieron telesismos de las estaciones del Servicio Sismológico Nacional (S.S.N.). Utilizando la base de datos de este. Y empleando una work station con sistema Unix. Y de estos se obtuvieron una tabla con los telesismos, distancia en D° y ventana acimutal .

ANALISIS DE DATOS

Utilizamos una Work station con sistema Unix ; donde empleamos una terminal. Y realizamos los siguientes pasos:

- Para generar los archivos de entrada y de salida realizamos lo siguiente:

Copiamos uno anterior

```
cp /home/raul /ttin.b ttin.nombredearchivo
```

Observamos un archivo de QED01.txt donde había registro de varios sismos mundiales y se copiaba la longitud, latitud y profundidad de estos.

```
cd /home/raul/QED01.txt
```

Entramos a ttin.nombredearchivo

Modificamos con vi (editor de textos). Y grabamos.

Entonces generamos el archivo de salida ttout .

```
tt < ttin.nombredelarchivo
```

```
mv ttout ttout.nombredelarchivo
```

```
vi ttin.nombredearchivo
```

- Para obtener los telesismos a trabajar realizábamos los siguientes pasos:

Primero

```
cd /home/raul/aniso
```

```
ls
```

Ingresamos al archivo

```
cd nombredearchivo
```

Observamos los datos con:

```
grep Dist ttout.nombredearchivo
```

Prestamos atención que datos teníamos y que estaciones.

- De estos datos observamos la distancia de D'' mayor y la menor y realizamos su diferencia lo cual daba la amplitud de la distancia de D'' . Análogamente realizamos la diferencia entre acimut mayor con el menor lo que da la amplitud de la ventana acimutal .

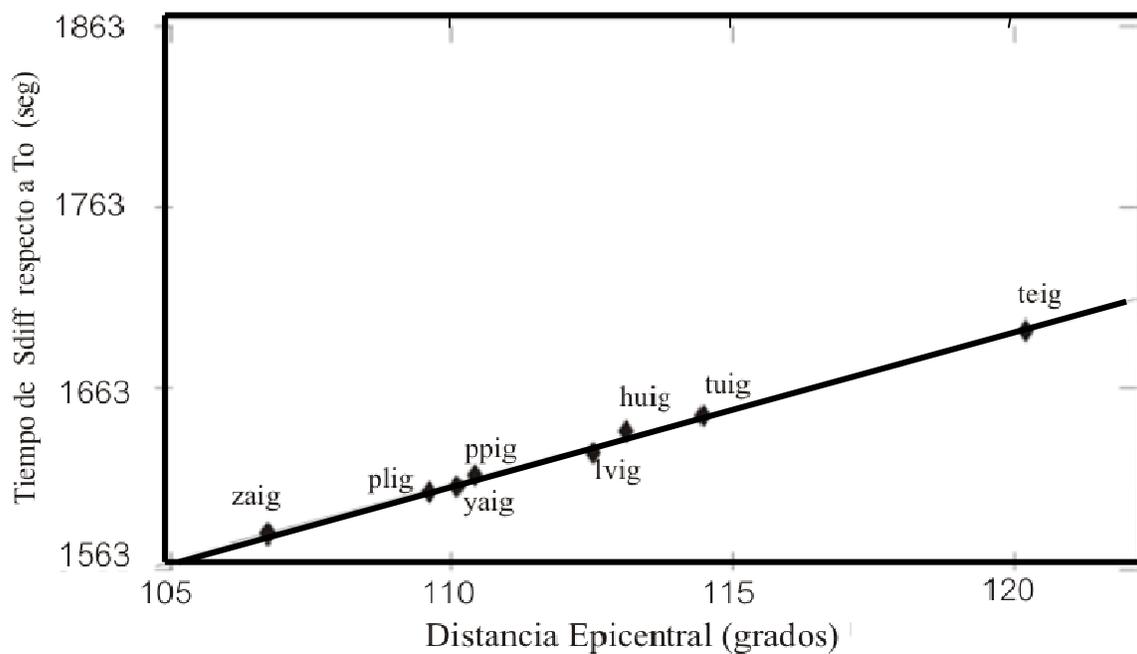
- Conservamos solo los de las características requeridas que fueron de dos tipos de mejor calidad que serian de tipo A, los cuales eran de amplitud de distancia $D'' \geq 15^\circ$ y de ventana acimutal $\leq 20^\circ$. Y los de tipo B que eran de amplitud de distancia $D'' \geq 12^\circ$ y de ventana acimutal hasta 35° . Lo que implico que de la base de 466 telesismos obtenidos solo se seleccionaron 22 telesismos.

Apéndice 2

Parámetros de rayo de todos los eventos y de sus sintéticos:

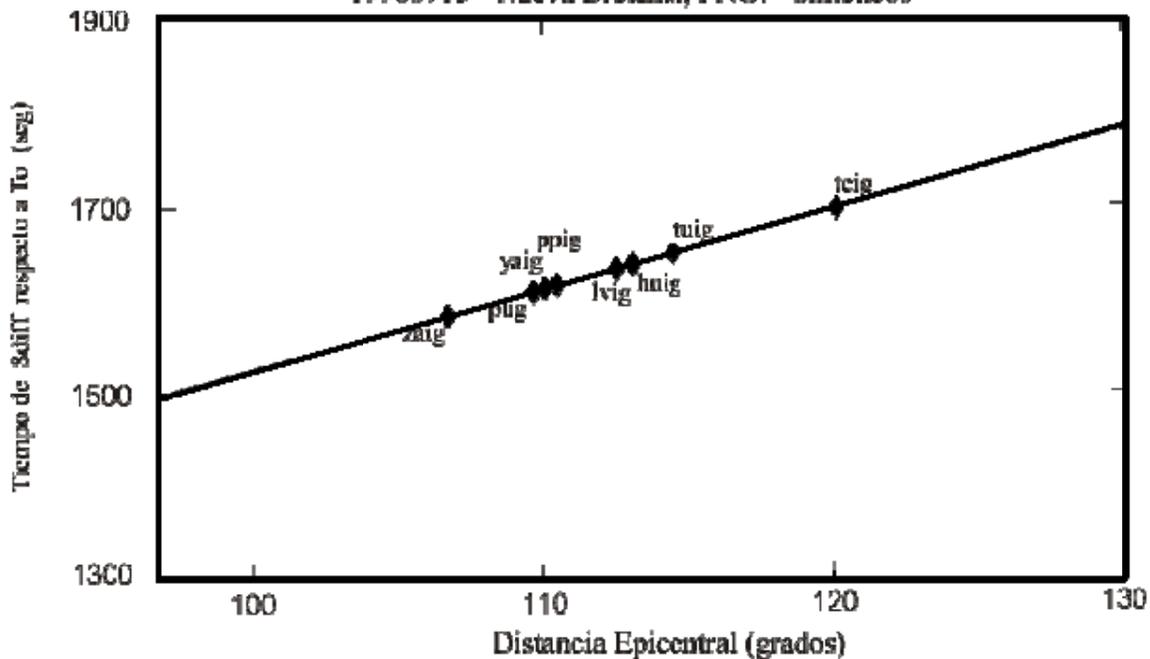
$$p_a = 8.41 \pm 0.09$$

19980915 - Nueva Bretaña., PNG.

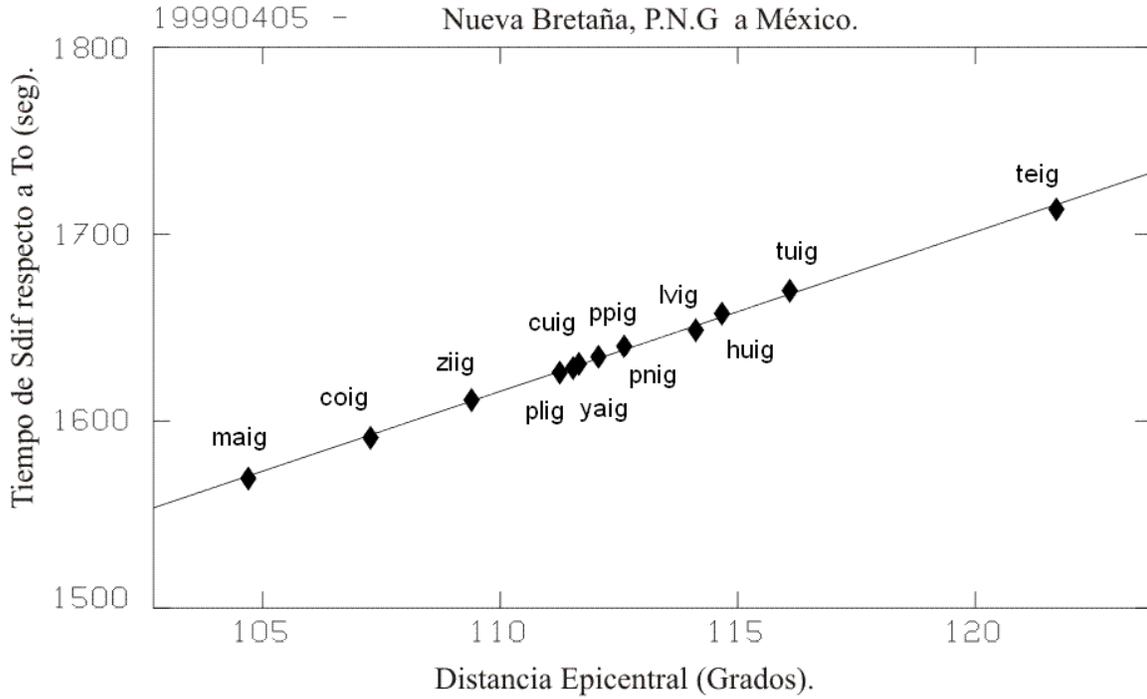


$$p_a = 8.48 \pm 0.09$$

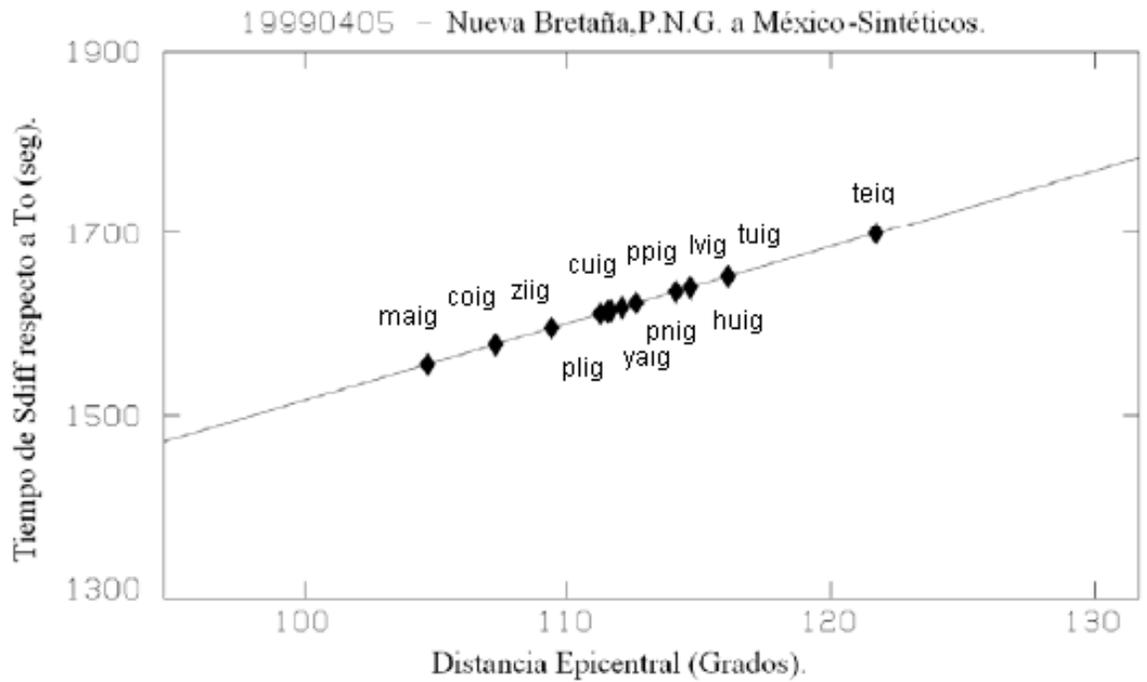
19980915 - Nueva Bretaña., PNG. - Sintéticos



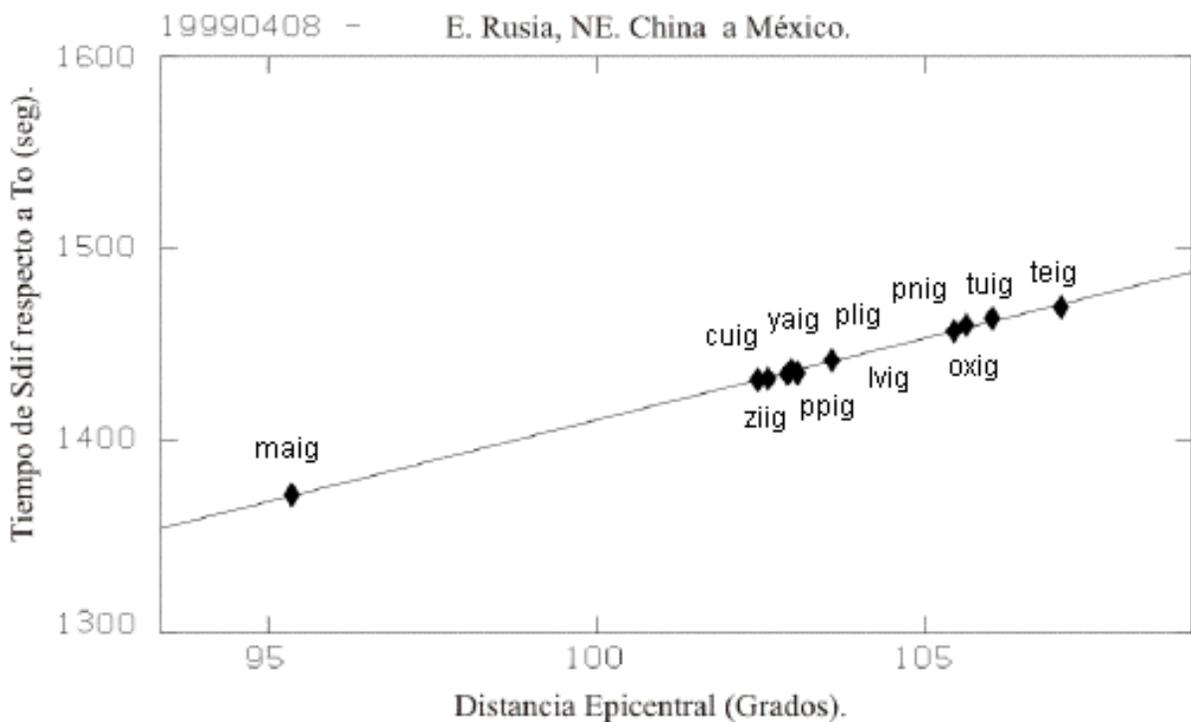
$$p_a = 8.54 \pm 0.07$$



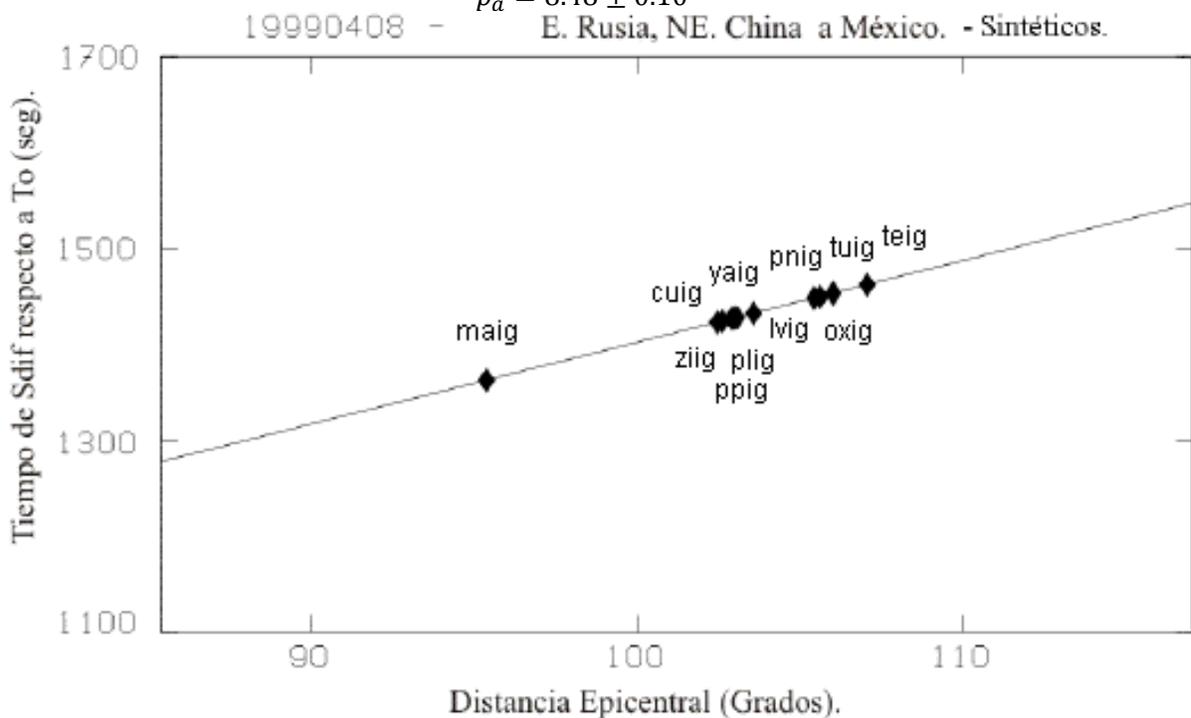
$$p_a = 8.45 \pm 0.07$$



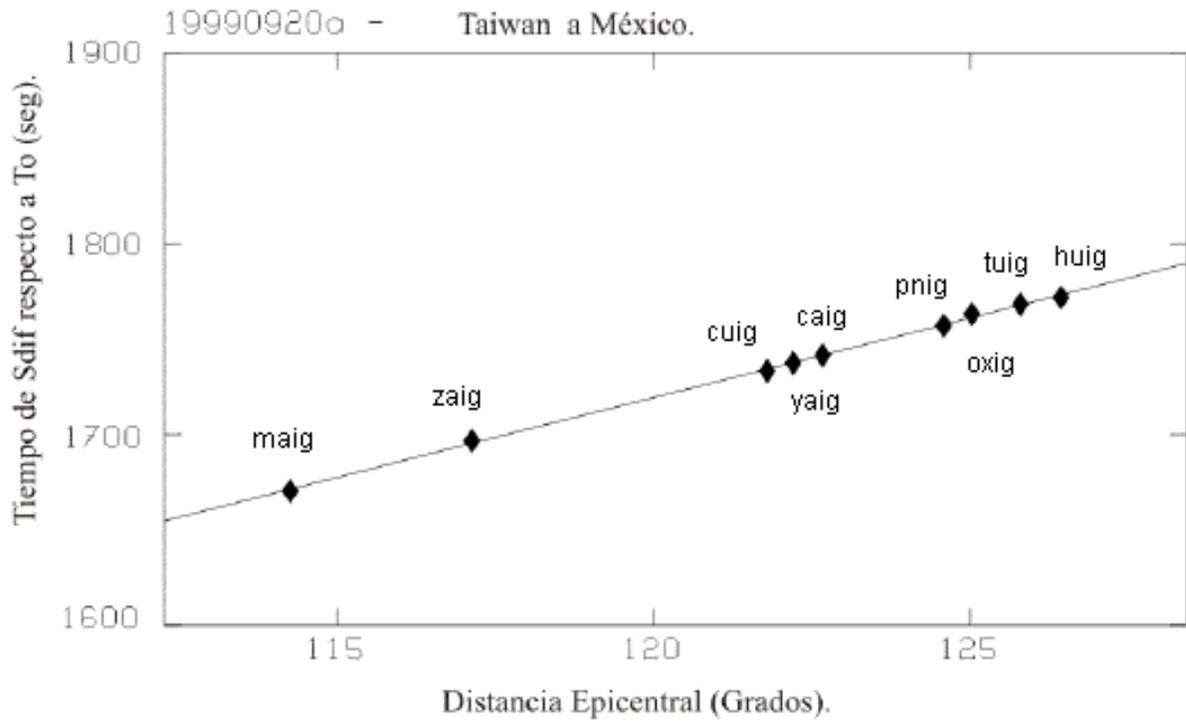
$$p_a = 8.51 \pm 0.10$$



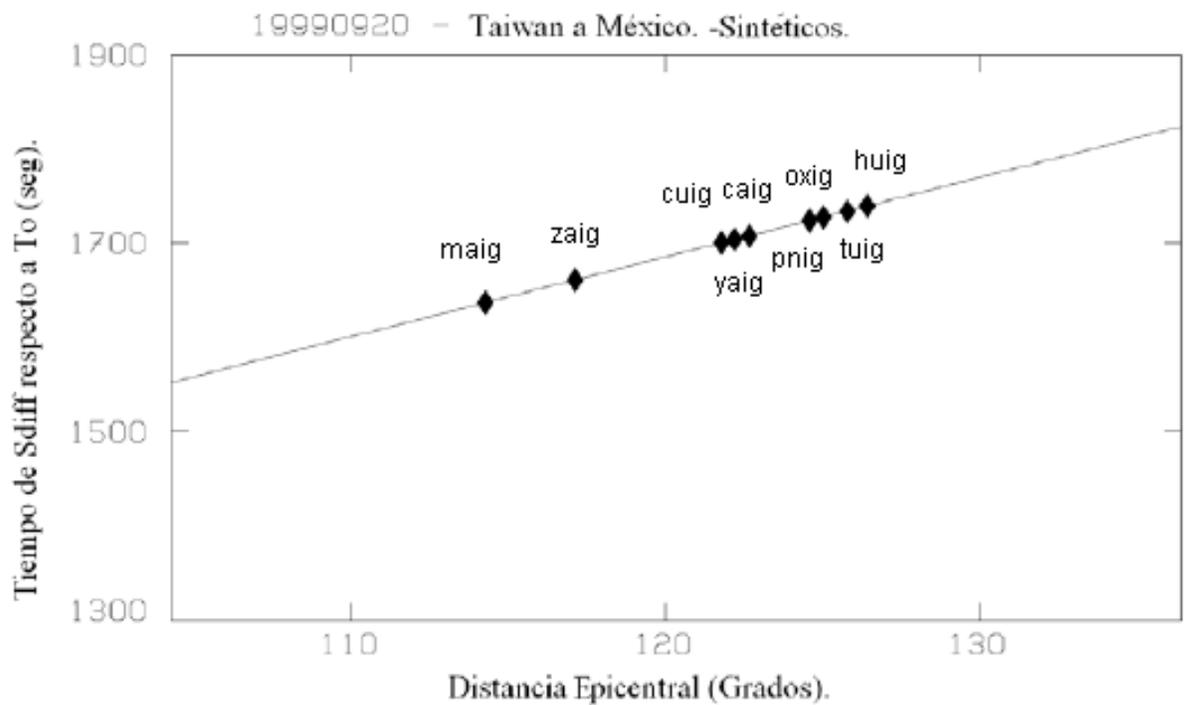
$$p_a = 8.48 \pm 0.10$$



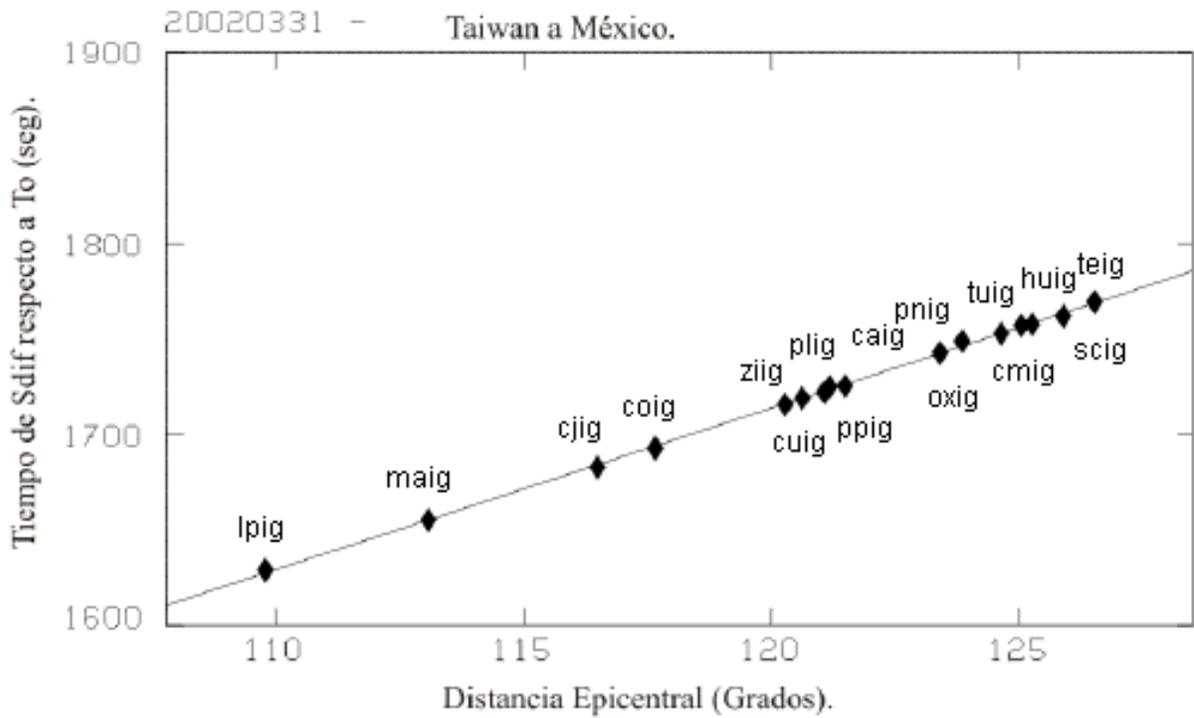
$$p_a = 8.36 \pm 0.09$$



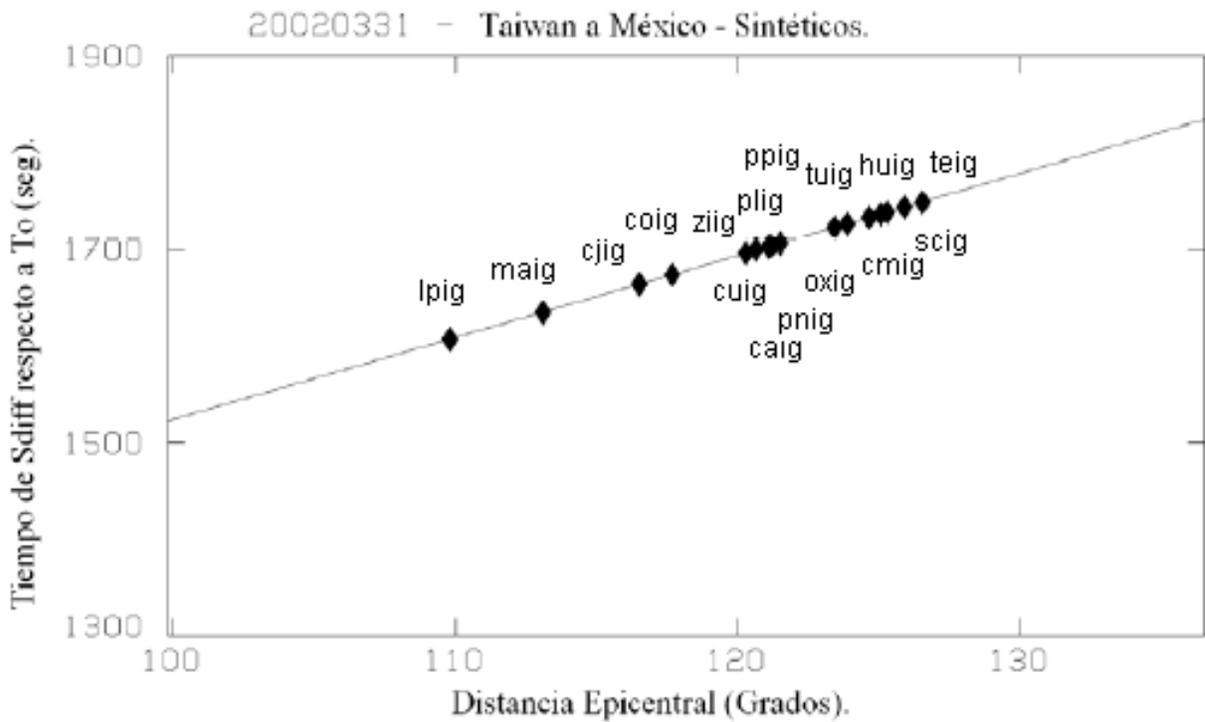
$$p_a = 8.44 \pm 0.09$$



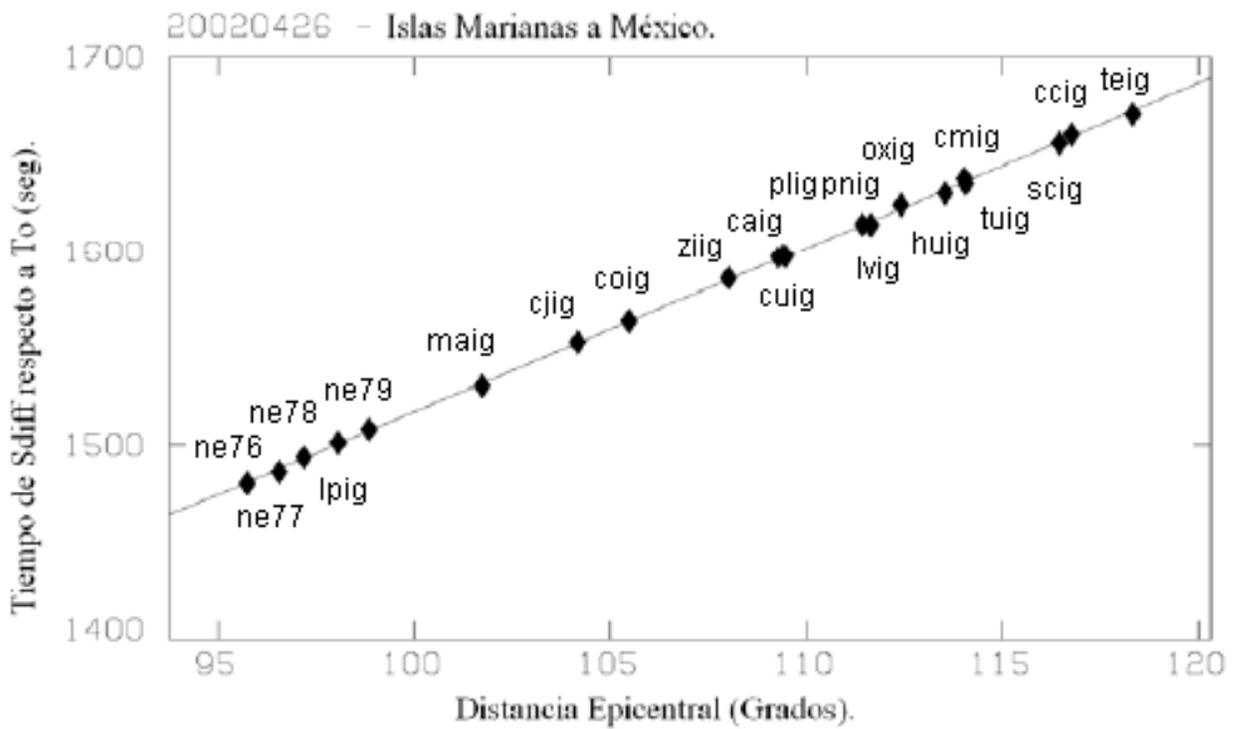
$$p_a = 8.45 \pm 0.05$$



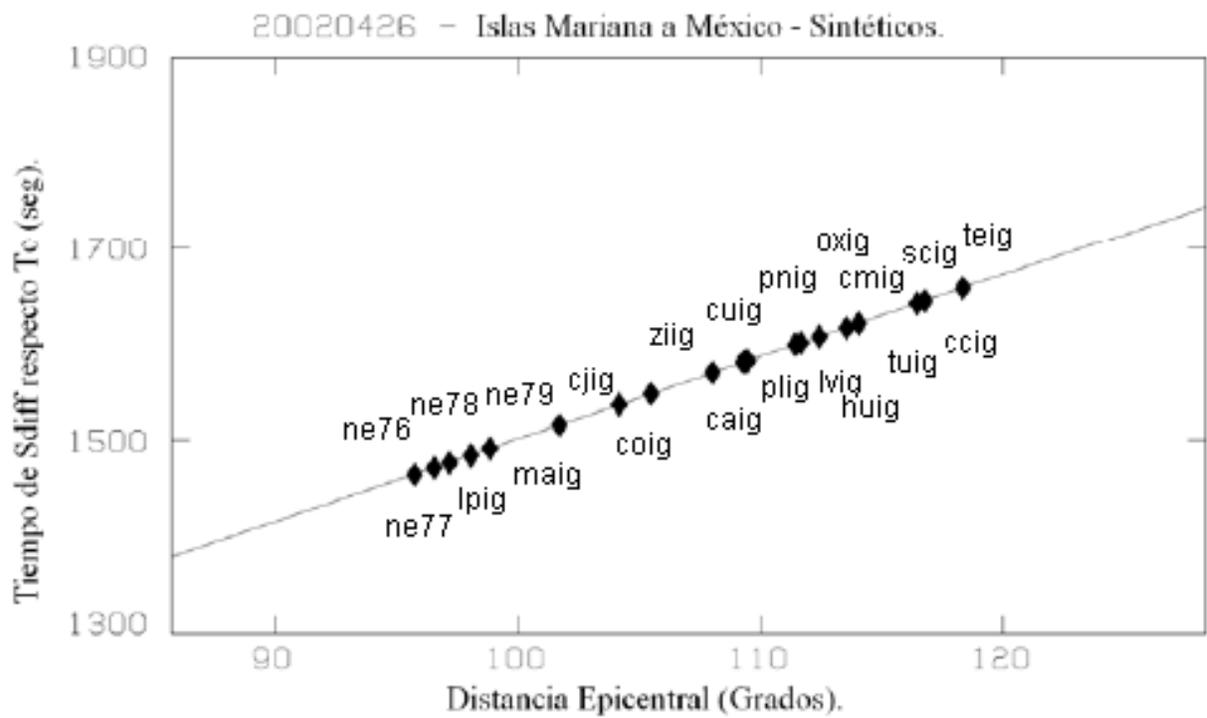
$$p_a = 8.48 \pm 0.05$$



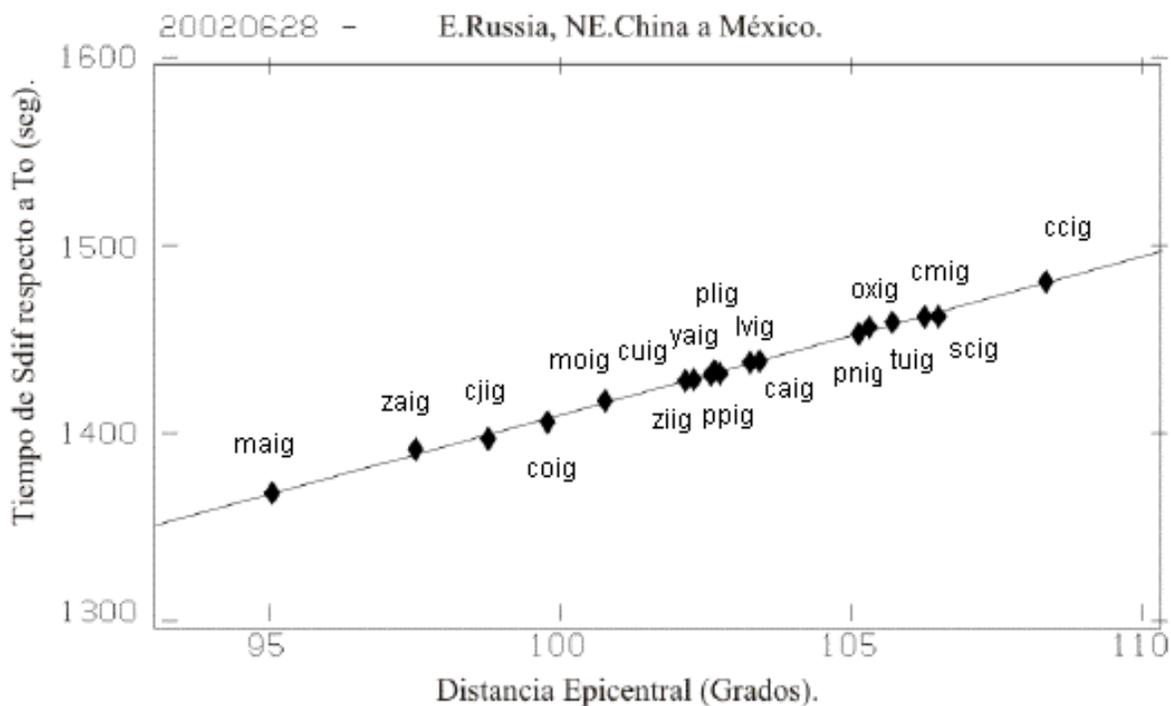
$$p_a = 8.50 \pm 0.03$$



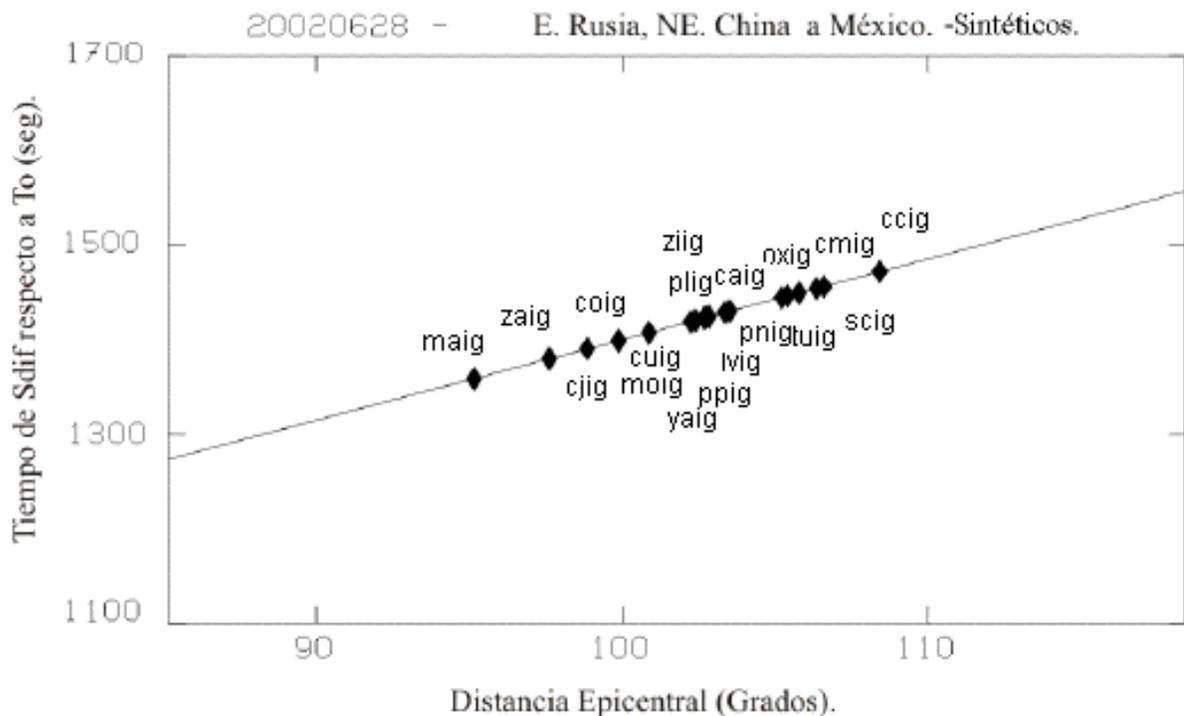
$$p_a = 8.55 \pm 0.09$$



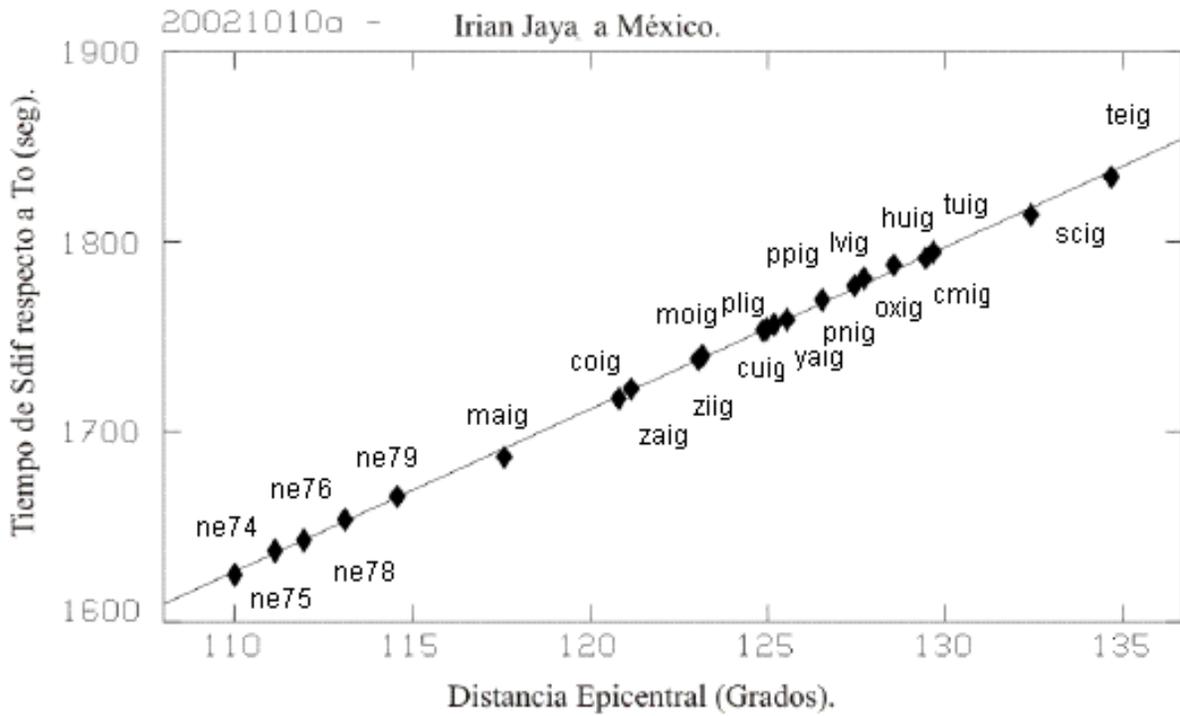
$$p_a = 8.43 \pm 0.07$$



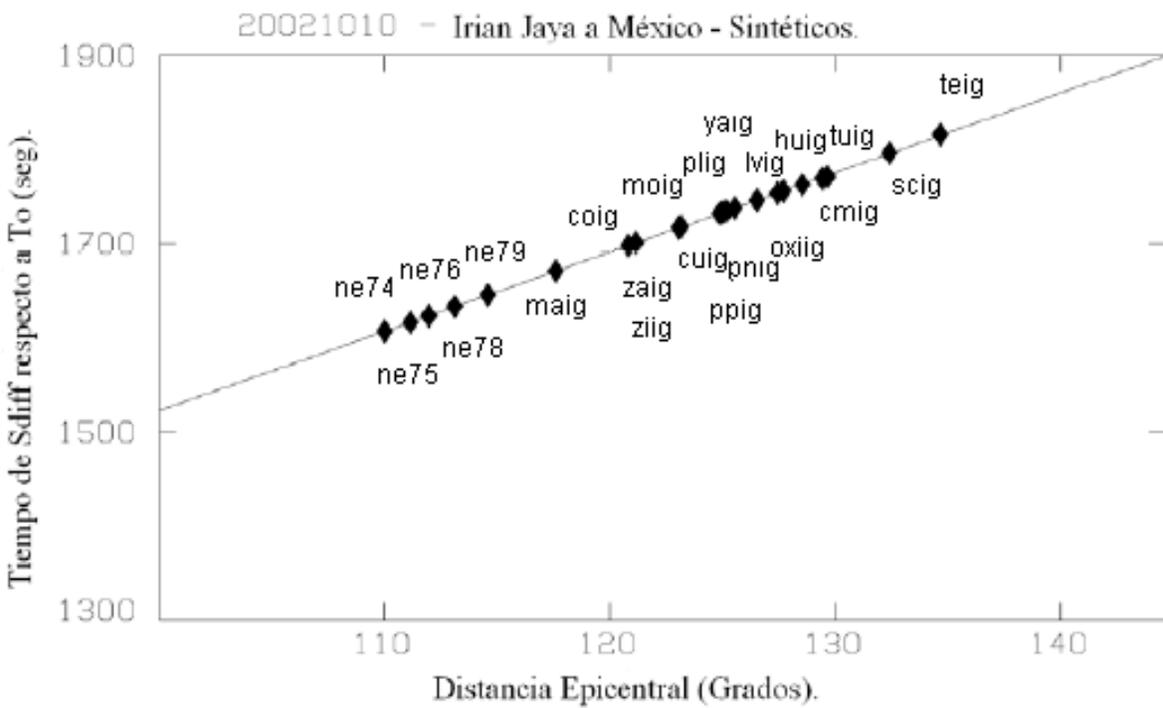
$$p_a = 8.50 \pm 0.07$$



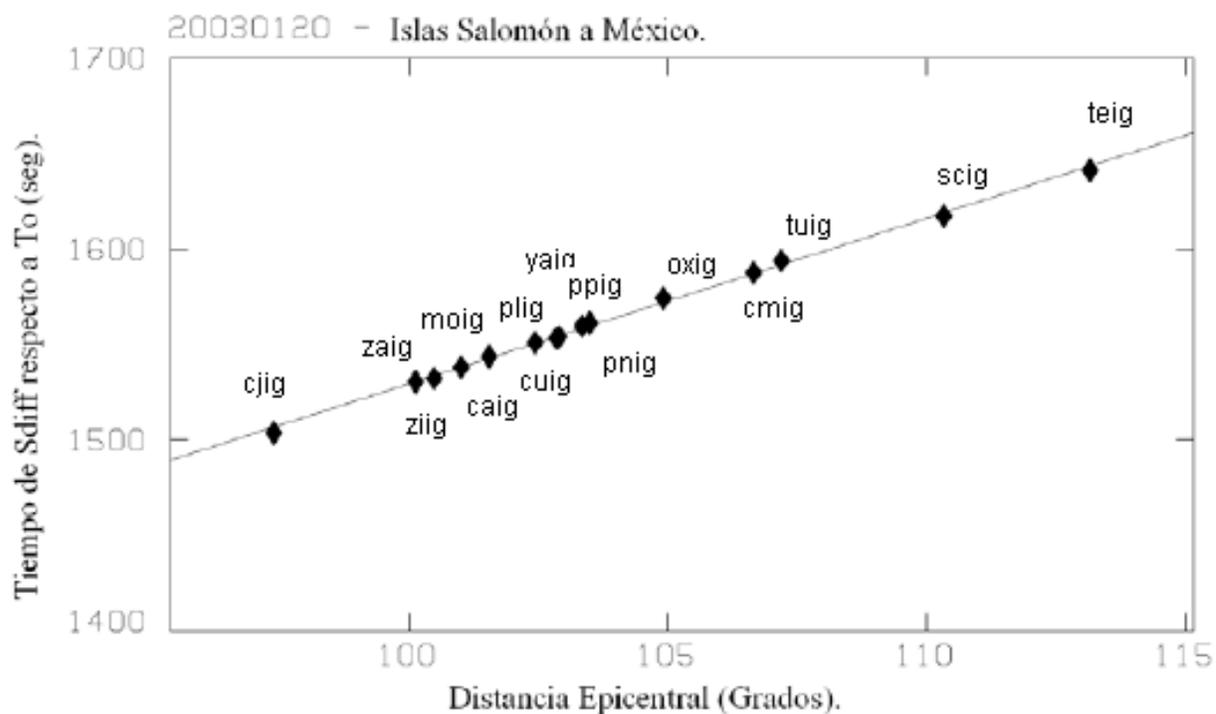
$$p_a = 8.55 \pm 0.03$$



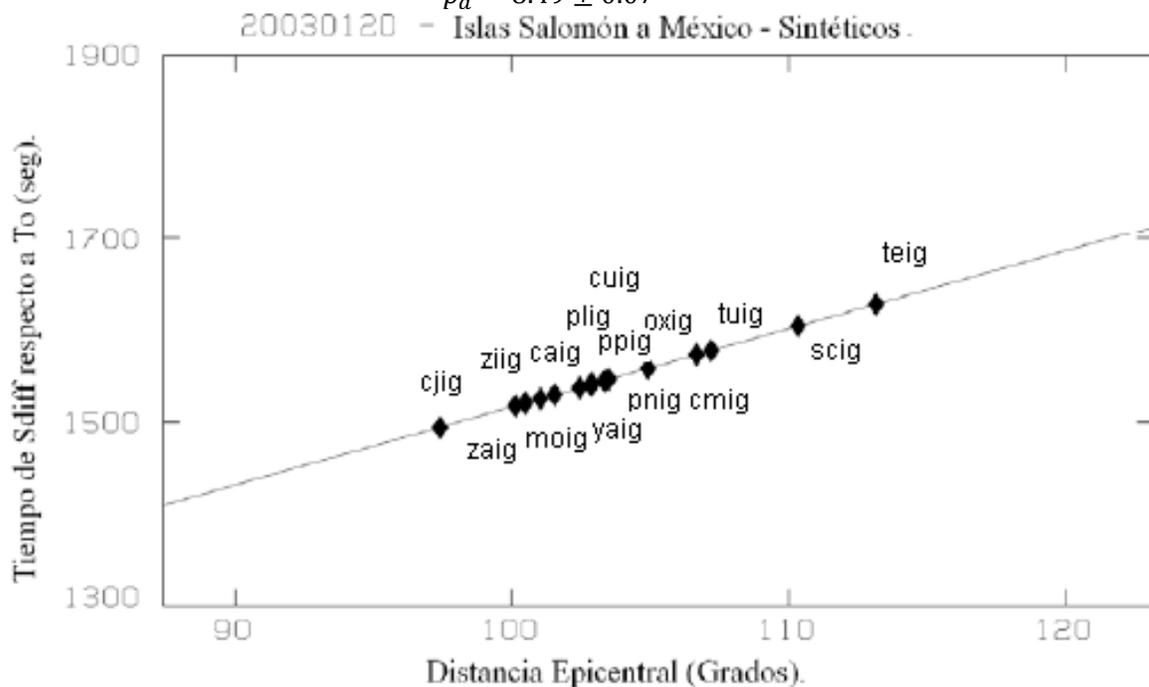
$$p_a = 8.43 \pm 0.03$$



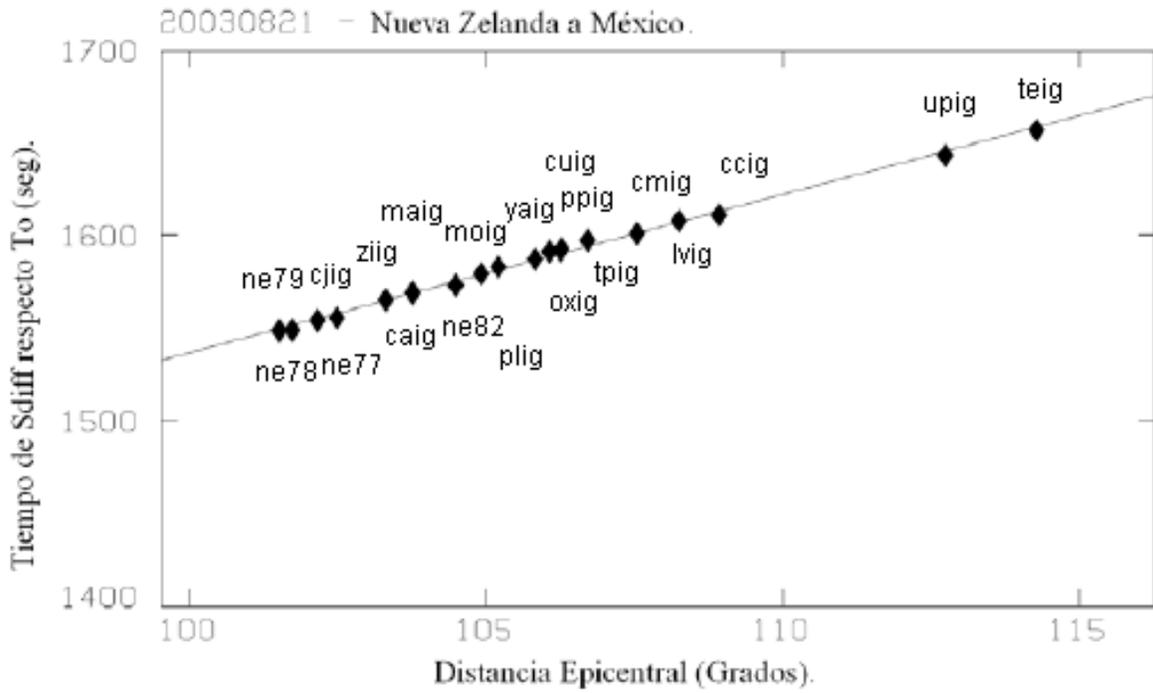
$$p_a = 8.67 \pm 0.07$$



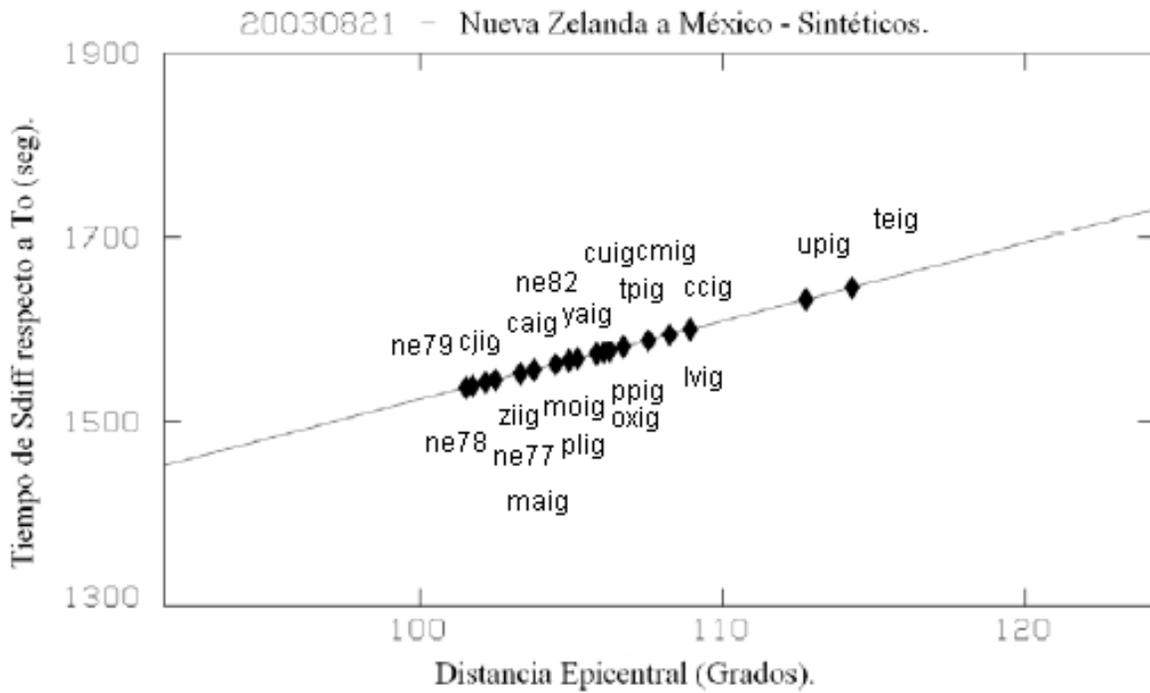
$$p_a = 8.49 \pm 0.07$$



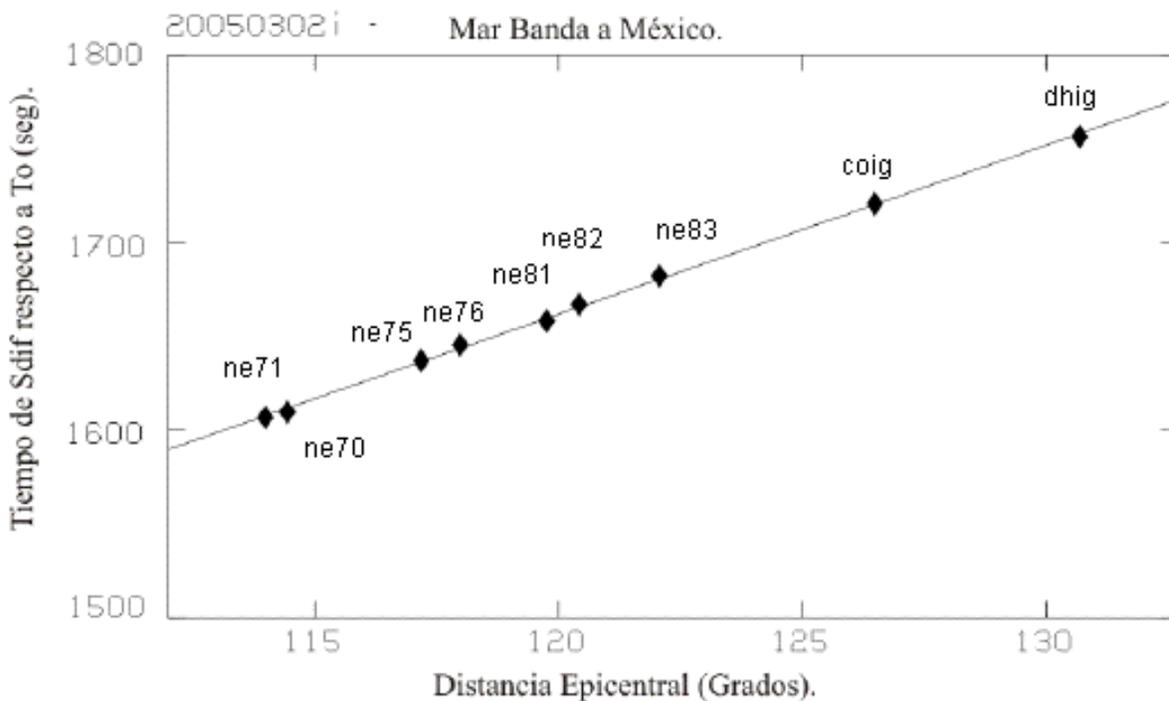
$$p_a = 8.52 \pm 0.07$$



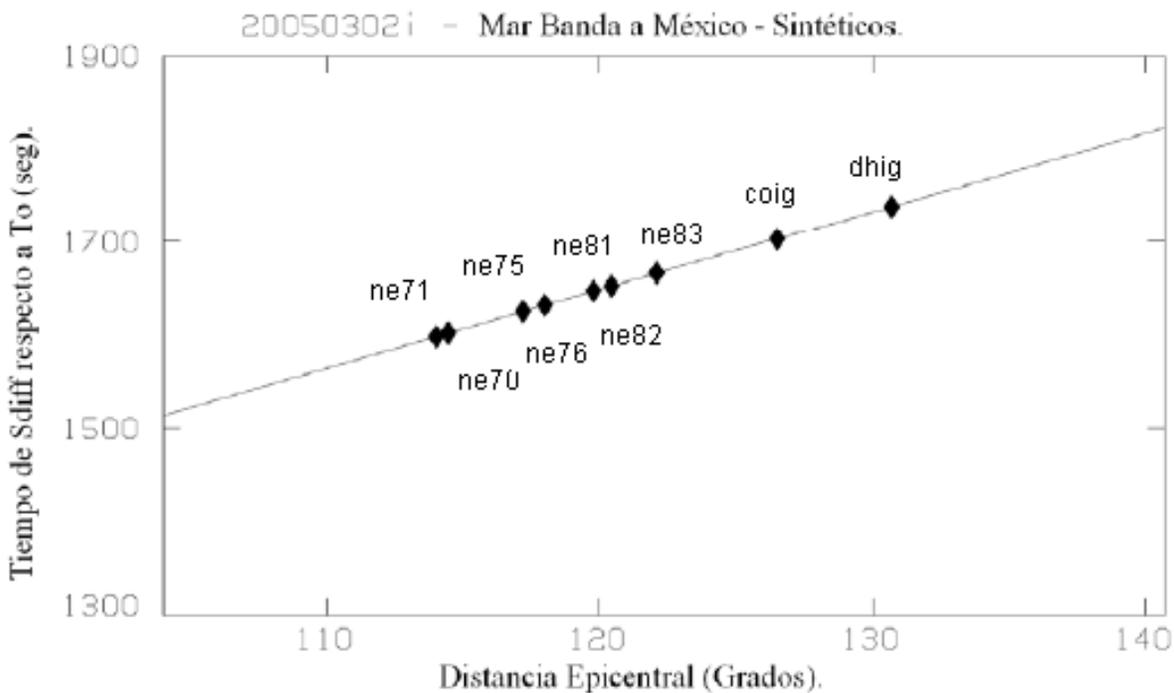
$$p_a = 8.48 \pm 0.07$$

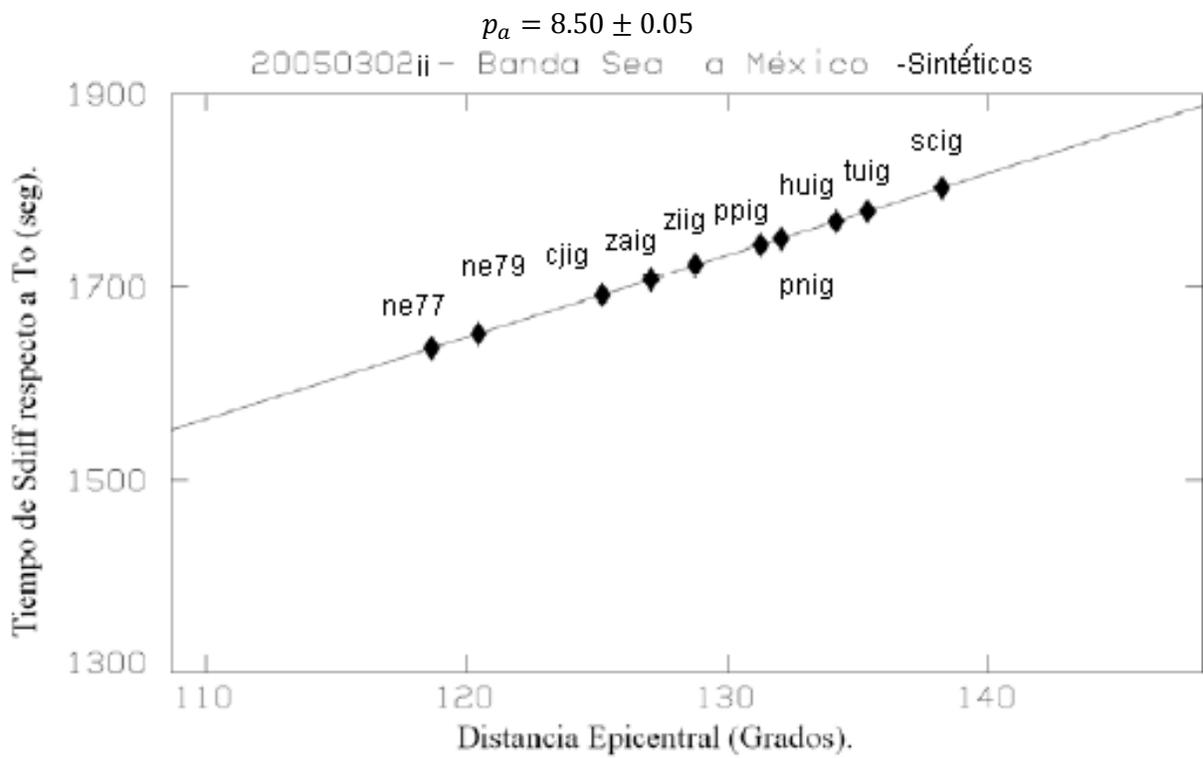
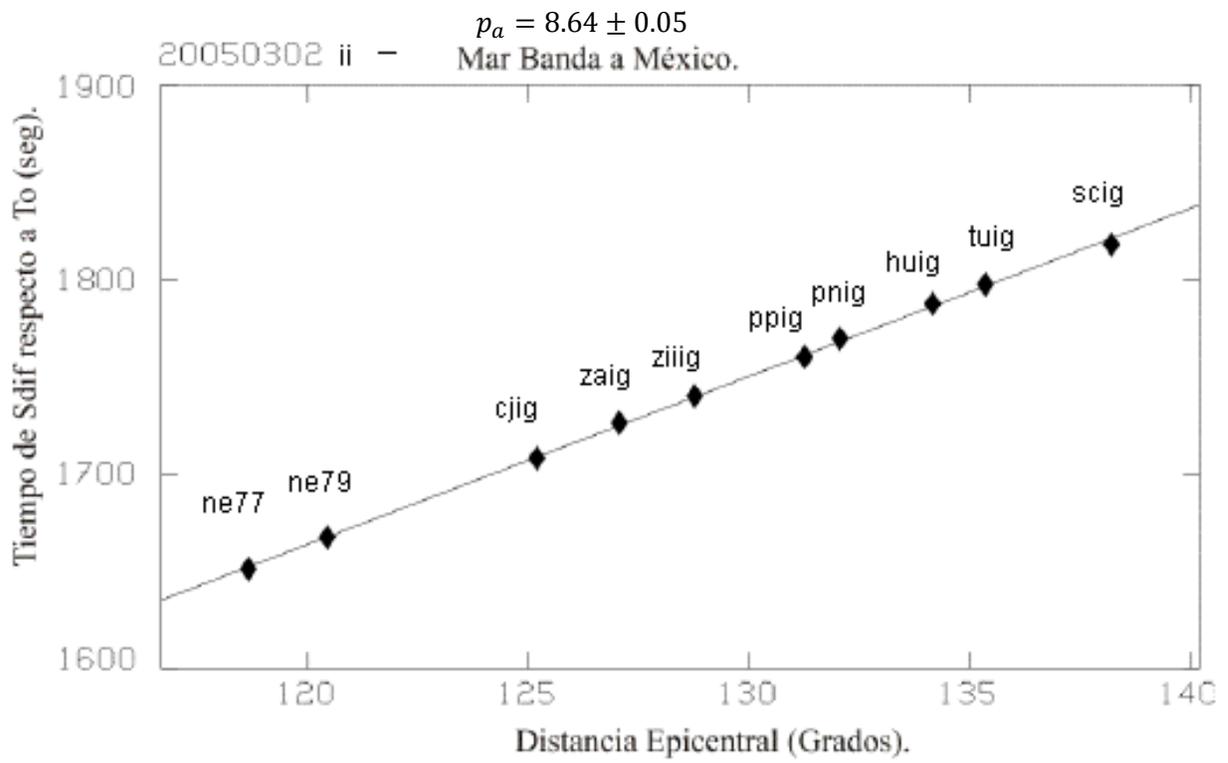


$$p_a = 9.00 \pm 0.06$$



$$p_a = 8.50 \pm 0.06$$





Apéndice 3

A continuación se utilizó el siguiente script con las subrutinas para encontrar los tiempos de la máxima amplitud de las ondas S difractada para cada estación.

```
ush2ah cb980915lv.i47 lv980915.20.ah
```

```
ahcorte < lv980915.20.ah > tmp.lv.ah
```

```
ahstrip 2 < tmp.lv.ah | ahdetrend > junk.lv.n.ah
```

```
ahstrip 3 < tmp.lv.ah | ahdetrend > junk.lv.e.ah
```

```
/home/raul/WU/mild/raul/SdiffCMB/programs/ahprogs/ChaHead/ahchahead -e -
```

```
5.220000 151.460000 10 1998 9 15 8 35 45.000000 -i junk.lv.n.ah > lv.n.ah
```

```
/home/raul/WU/mild/raul/SdiffCMB/programs/ahprogs/ChaHead/ahchahead -e -
```

```
5.220000 151.460000 10 1998 9 15 8 35 45.000000 -i junk.lv.e.ah > lv.e.ah
```

```
cat lv.e.ah lv.n.ah > lv.en.ah
```

```
/home/raul/SmKS/ahrotate < lv.t.rot
```

```
ahchahead -r -v -w -i lv1.t.ah < volt.sts2 > lv.t.ah
```

```
ntbpeakigf.xf < pm980915.lv > time.lv
```

```
mv pltfil plt
```

Apéndice 4

Para crear sismogramas

Otra vez en UNIX

Entramos en donde se encuentra el programa para generar sismogramas

```
cd /home/pltix/splot
```

```
cd /home/urias/nombredelevento/plt.nombredelaestación
```

Ahora en pql vemos los del tipo *.t.ah

El tiempo teórico lo encontramos en ttout

Modificamos los archivos .pm

El programa principal para ver los tiempos es ntbpeakigf.xf

Haremos

```
./ntbpeak.igf.xf < pm9890915.pl
```

Entonces para graficar varias utilizamos splot plt.hu &

Convertimos los archivos a Postscript

```
apen -t pltfil > plt.pl.ps
```

Estas serían las subrutinas para generar varios sismogramas:

Para cada estación.

Ejemplo del evento de 15 de septiembre de 1998

Estación hu

Primero. Se da: longitud, latitud, profundidad y tiempo del evento

```
ahchahead -e -5.220000 151.460007 10 98 9 15 8 35 45.000000 -i hu.t.ah.orig >  
hu.t.ah.b
```

Segundo. Se coloca el tiempo de registro de la estación

```
ahchahead -b 98 9 15 8 46 46.380001 -i lv.t.ah.b > lv.t.ah
```

Tercero. Se modifica para cada estación a generar

```
vi mul
```

Cuarto. Utilizamos el programa gansoigf.xf

```
/home/raul/SmKS/programs/many.data/gansoigf.xf < mul
```

Quinto. Cambio gl1

```
/home/raul/WU/mild/raul/sdiffCMB/programs/many/timultplt.xf < gr1
```

```
splot pltfil
```

Y para generar la gráfica

Se crea un archive similar a Sd.times.980915

Con tiempos calculados

Usamos instrucciones en orden del archivo cuando:

```
/home/raul/WU/mild/raul/ SdiffCMB/programs/emcigf.xf
```

```
/home/raul/WU/mild/raul/ SdiffCMB/nsligf.xf
```

Convertimos los archivos a Postscript

```
Apen -t pltfil > plotto.ps
```

Agradecimientos

Agradezco en especial a mi asesor, el Dr. Raúl Valenzuela Wong, el cual respondió a demasiadas dudas en todo este trabajo y siempre estuvo cuando se solicito. Al Dr. Arturo Iglesias, Dr. Jaime Yamamoto. Dr, Vladimir Kostoglodov y Dr. Marco Guzmán por ser mis sinodales de este proyecto así como sus sugerencias para perfeccionarla. Doy gracias también al Dr. Luis Quintanar, al Dr. Denis Legrand, al Dr. Luca Ferrari, a la Dra. Leticia, al Dr. Bandy y al Dr. Mortera por mi formación en el área de sismología. Y al apoyo brindado por Manuel Velásquez relacionado al servicio de cómputo. Agradezco a Tim Clarke el uso de su algoritmo para generar sismogramas sintéticos. Agradezco al Servicio Sismológico Nacional el permitirme usar sus datos, en particular a Javier Pacheco, Carlos Valdés, Shri Krishna Singh, Arturo Cárdenas, José Luis Cruz, Jorge Estrada, Jesús Pérez y José Antonio Santiago. De igual manera, agradezco a quienes hicieron posible el proyecto NARS-Baja California, en particular a Arturo Pérez-Vertti, Arie van Wettum, Robert Clayton, Jeannot Trampert, Cecilio Rebollar, Antonio Mendoza, Luis Inzunza, Jeroen Ritsema y Hanneke Paulssen. La realización de esta tesis fue apoyada parcialmente por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por medio del proyecto 34299-T. A la ayuda de la paquetería de Generic Mapping Tools (GMT) [*Wessel and Smith, 1998*] para generar mapas y algunas gráficas.

A mis amigos del Posgrado en Ciencias de la Tierra y de mi departamento, quienes fueron un pilar principal en la vida: Ana Lucia Ramos Barreto, Ana Belem Zavaleta Ramos, Anaïs Vermonden Tiboen, Hortencia Flores Estrella, Viridiana Vázquez Figueroa, María del Mar Sánchez Córdova, Marisol, Margarita, Flor de Azalea , Sofia Katherine Kufner, Laura Rosique Fresique De la Cruz, Esmeralda Romero, Teresa, Tania, Sandra, Juan Márquez Cruz, Guillermo Chávez Hernández, Gabriel Balderas, Gabriel Reyes Alfaro, Francisco Mendoza, Francisco Ponce, Said Jaramillo, Sac Nicté, Ángel Emmanuel Zuñiga, M.C. Javier Méndez, Gaby, Chuchox Jesús Jara Arellano, Ricardo Flores, Gastón Santisteban Martínez, Jorge, Lenin, Oscar Gustavo, Jonathan, John Jairo Díaz Mojica y Daniel.

Sobre todo a mi novia Ana Lucia Ramos Barreto que me ayudó con mis programas para graficar mis modelos.

A CONACYT que me apoyo con un semestre de beca. A ExxonMobil por haberme becado un semestre. A su maravillosa gente que me apoyo todo el tiempo.

A mi amigo Dr. Alejandro Peláez Menaldo que siempre estuvo cuando tuve dudas relacionadas a modelos matemáticos. A mi amigo Martin Fragoso Oropeza que me enseñó a utilizar la razón ante todo. A Rodrigo De La Teja Santa Cruz, al Lic. Omar, a Uvaldo, Omar May Hoffman, Karla Aguilar Barranco, Sr. Miguel, Danny, Alberto y a Juan en encontrar en las cosas, una manera de divertirme.

A la familia Bermeo Del Valle: Señora José, Carlos, Beatriz y Buster que me cuidaron por un largo tiempo las cosas que más amo.

A mis mascotas por su alegría: Tita, Ermita, Modis, Negrito, Pechan, Silvestrita, Noche, Meztli, Apache, 2 Gatines, 6 niños, Marañon, Slash, Firulais, Bonita, Patitas de Conejo, Boby, Tontin, Mimi, Fifi, Termita, Patas, patitas blancas, Gorda, la Bebe, Pachito, Ludovico, Nenita, Willy, Cotorrita, Cody, Terry Goku, Periquita, Cotorrin, Café, Gallo Loco, Bunny, Besucona, Pipiolo, etc.

A la Facultad de Ciencias, UNAM por mi formación. Y a mis amigos de la Facultad de Ciencias: Daniel, Manuel Cortes, Federico Preisser Renteria, Omar, Aldo Dector Oliver, Alfredo Vélez Panes, Saúl Hernández, Iván Segundo Camacho, Juan Olguin, Giovanni, Mirinda, Omar, Ismael, Marco Antonio Martinez, Roberto Nava Martínez, José Luis Ibarra Rodríguez, Juan José Jimenez, José Luis 2., José Hernández Valadez, Mauro Velázquez Méndez, Roberto Jonathan Martínez Bustos, Manuel, Héctor, Ernesto, Mercedes, Beatriz, Maribel Celada, Miguel A. Quiza, Germán, Olivia Urdapilleta Leyva, Rubén, Roberto Nava, Luis Román, Enrique Kernel Prieto Moreno, Adriana Minor, Sergio Antonio Alcalá Corona, Pedro Corona, Yuri Bonder Grimberg, Deni Zenteno, Mario, Cesar, Felipe y Cenia.

A mis amigos del IESM, Javier Loustanau Hotard, Miguel Efraín Ruiz Carrillo, Jara , Jaramillo, Ricardo Pimentel, Paul Sánchez De La Rosa, Alex. Carrete, Oscar, Alberto Velasco, Jaime Arturo Cerecer Molina, Nene Luis Javier Guzmán Aguirre, Torrontegui, Tadeo Gil Ozuna y Figueroa.

A mi amigo Javier Sayles Vargas que se adelanto. Y a mis amigos de infancia Edgar León Espinoza, David, Mario René, Mario Saúl Alcalá Vega, Ernesto, El de Topo, Dagoberto, Celso, Archí, Rodolfo Tovar, Chalino, Omar de la Cerda, Paul Absalón, Virote, Enrique Gómez Miguel, Sergio Guzmán, Jesús Aníbal Ordoñez Rojas, Sergio Armando Acosta, Paul Carrillo Ozuna, Mariela Sam, Eder, Alvaro Valenzuela, Humberto Valenzuela, Marcia Castro, Gaby, Marcela, Reed, Arely, Melissa Feliz Navarro y Hedman Araujo Cortez.

A mis amigos Jaime Buitrago, Marco Luna, Alma G. Perea, Cecilia De la Macorra, Pichardo, Aracely Aldana, Juan Carlos Arriola, Salvador, Fernando de la Rosa .

A mis padres, Dr. Jaime Urías Sotomayor y Dra. Elsa Ruth Espinosa Pérez que siempre me apoyaron económicamente y con sus consejos, a mis hermanos Elsa Ruth Urías Espinosa y Javier Urías Espinosa que siempre me aguantaron en las buenas y en las malas. Lo más importante su hermandad.

A mis tías y tíos: Aracely Espinosa Pérez, Delia, Bertha, Sofía, Lety, Jorge, Tomas Pérez, Carlos, Rafael, Belinda y Silvia. A mis primos Dario, Ruth, Tomas, Rafael, Aracely, Karla, Laura, Juan Carlos, Delia, Jorge, Lenin, Dulce, Lorena, la Quitito,

A mis abuelos (Papalón, Manuel, Doña Rosa), sobre todo a mi abuela Mamaruca que estuvo conmigo 5 años de su vida.



Referencias

Antolik, M., Y. J. Gu, G. Ekström, and A. M. Dziewonski, J362D28: A new joint model of compressional and shear velocity in the Earth's mantle, *Geophys. J. Int.*, **153**, 443-466, 2003.

Bataille, K., and S. M. Flatté, Inhomogeneities near the core-mantle boundary inferred from short-period scattered *PKP* waves recorded at the Global Digital Seismograph Network, *J. Geophys. Res.*, **93**, 15,057-15,064, 1988.

Bataille, K., and F. Lund, Strong scattering of short-period seismic waves by the core-mantle boundary and the *P*-diffracted wave, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2413-2416, 1996.

Bataille, K., R.-S. Wu, and S. M. Flatté, Inhomogeneities near the core-mantle boundary evidenced from scattered waves: A review, *Pure Appl. Geophys.*, **132**, 151-173, 1990.

Bolt, B. A., M. Niazi, S velocities in *D*' from diffracted SH-waves at the core boundary, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **79**, 825-834, 1984.

Bolt, B. A., M. Niazi, and M. R. Somerville, Diffracted ScS and the shear velocity at the core boundary, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **19**, 299-305, 1970.

Buffett, B. A., E. J. Garnero, and R. Jeanloz, Sediments at the top of Earth's core, *Science*, 290, 1338-1342, 2000.

Christensen, U. R., and A. W. Hofmann, Segregation of subducted oceanic crust in the convecting mantle, *J. Geophys. Res.*, **99**, 19,867-19,884, 1994.

Clayton, R. W., J. Trampert, C. Rebolgar, J. Ritsema, P. Persaud, H. Paulssen, X. Perez-campos, A. Van Wettum, A. Perez-vertti and F. Diluccio, 2004. The NARS-Baja seismic array in the Gulf of California rift zone. *MARGINS Newsletter*, 13, 1-4.

Doornbos, D. J., Present seismic evidence for a boundary layer at the base of the mantle, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3498-3505, 1983.

Doornbos, D. J., and J. C. Mondt, Attenuation of *P* and *S* waves diffracted around the core, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 353-379, 1979a.

Doornbos, D. J., and J. C. Mondt, *P* and *S* waves diffracted around the core and the velocity structure at the base of the mantle, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 381-395, 1979b.

Doornbos, D. J., S. Spiliopoulos, and F. D. Stacey, Seismological properties of D" and the structure of a thermal boundary layer, *Phys. Earth Planet. Int.*, **41**, 225-239, 1986.

Duncan, R. A., and M. A. Richards, Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander, *Rev. Geophys.*, **29**, 31-50, 1991.

Dziewonski, A. M., and D. L. Anderson, Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Int.*, **25**, 297-356, 1981.

Dziewonski, A. M., G. Ekström, and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for April-June 1995, *Phys. Earth Planet. Int.*, **96**, 1-13, 1996.

Dziewonski, A. M., G. Ekström, and X.-F. Liu, Structure at the top and bottom of the mantle, in *Monitoring a Comprehensive Test Ban Treaty*, Kluwer Acad., Norwell, Mass, 1996.

Dziewonski, A. M., A. M. Forte, W.-j. Su, and R. L. Woodward, Seismic tomography and geodynamics, in *Relating geophysical structures and processes: The Jeffreys Volume, Geophys. Monogr. 76, IUGG Vol. 16*, edited by K. Aki and R. Dmowska, 67-105, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1993.

Dziewonski, A. M., W.-J. Su, and R. L. Woodward, Grand structures of the Earth's interior (abstract), *Eos Trans. AGU*, **72** (44), Fall Meeting Suppl., 451, 1991.

Dziewonski, A. M., Mapping the lower mantle; determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6, *J. Geophys. Res.*, 89, 5929-5952, 1984.

Dziewonski, A. M., G. Ekström, and X.-f. Liu, Structure at the top and bottom of the mantle, in *Monitoring a Comprehensive Test Ban Treaty, Series E: Applied Sciences - Vol. 303, NATO ASI Series*, edited by E. S. Husebye and A. M. Dainty, 521-550, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1996.

Dziewonski, A. M., B. H. Hager, and R. J. O'Connell, Large-scale heterogeneity in the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, 82, 239-255, 1977.

Elmore W.C. & Heald M.A, *Physics of waves*, McGraw Hill, 392-395, 1969.

Gaherty, J. B., and T. Lay, Investigation of laterally heterogeneous shear velocity structure in D" beneath Eurasia, *J. Geophys. Res.*, **97**, 417-435, 1992.

Garnero, E. J., A new paradigm for Earth's Core-Mantle Boundary, *Sci.*, **304**, 834-836, 2004.

Garnero, E. J., Heterogeneity of the lowermost mantle, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **28**, 509-537, 2000.

Garnero, E. J., and A. K. McNamara, Structure and dynamics of Earth's lower mantle, *Science*, 320, 626-628, 2008.

Garnero, E. J., S. P. Grand, and D. V. Helmberger, Low *P*-wave velocity at the base of the mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1843-1846, 1993a.

Garnero, E. J., and D. V. Helmberger, Travel times of *S* and *SKS*: Implications for three-dimensional lower mantle structure beneath the central Pacific, *J. Geophys. Res.*, **98**, 8225-8241, 1993.

Garnero, E. J., and D. V. Helmberger, A very slow basal layer underlying large-scale low-velocity anomalies in the lower mantle beneath the Pacific: evidence from core phases, *Phys. Earth Planet. Int.*, **91**, 161-176, 1995.

Garnero, E. J., and D. V. Helmberger, Seismic detection of a thin laterally varying boundary layer at the base of the mantle beneath the central-Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 977-980, 1996.

Garnero, E. J., and D. V. Helmberger, Further structural constraints and uncertainties of a thin laterally varying ultralow-velocity layer at the base of the mantle, *J. Geophys. Res.*, **103**,12,495-12,509, 1998.

Garnero, E., D. Helmberger, and G. Engen, Lateral variations near the core-mantle boundary, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 609-612, 1988.

Garnero, E. J., D. V. Helmberger, and S. Grand, Preliminary evidence for a lower mantle shear wave velocity discontinuity beneath the central Pacific, *Phys. Earth Planet. Int.*, **79**, 335-347, 1993b.

Garnero, E. J., and T. Lay, Lateral variations in lowermost mantle shear wave anisotropy beneath the north Pacific and Alaska, *J. Geophys. Res.*, **102**, 8121-8135, 1997.

Garnero, E. J., J. Revenaugh, Q. Williams, T. Lay, and L. H. Kellogg, Ultralow velocity zone at the core-mantle boundary, in *The core-mantle boundary region, Geodynamics Ser.*, 28, edited by M. Gurnis, M. E. Wysession, E. Knittle, and B. Buffett, 319-334, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1998.

Grand, S. P., Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **360**, 2475-2491, 2002.

Grand, S. P.R. D. van der Hilst, and S. Widiyantoro, Global seismic tomography; A snapshot of convection in the Earth, *GSA Today*, **7**, 1-7, 1997.

Gu, Y. J., A. M. Dziewonski, W. Su, and G. Ekström, Models of the mantle shear velocity and discontinuities in the pattern of lateral heterogeneities, *J. Geophys. Res.*, **106**, 11,169-11,199, 2001.

Gurnis, M., The effects of chemical density differences on convective mixing in the Earth's mantle, *J. Geophys. Res.*, **91**, 11,407-11,419, 1986.

Hetch, Eugene, Optics, Addison Wesley longman, Inc., 434-438, 1998.

Hofmann, A. W., and W. M. White, Mantle plumes from ancient oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 421-436, 1982.

Jeanloz, R., Chemical reactions at the Earth's core-mantle boundary: Summary of evidence and 72 geomagnetic implications, in *Relating geophysical structures and processes: The Jeffreys Volume, Geophys. Monogr.* **76**, IUGG Vol. 16, edited by K. Aki and R. Dmowska, 121-127, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1993.

Kendall, J.-M., and P. G. Silver, Constraints from seismic anisotropy on the nature of the lowermost mantle, *Nature*, **381**, 409-412, 1996.

Kendall, J.-M., and P. G. Silver, Investigating causes of D" anisotropy, in *The core-mantle boundary region, Geodynamics Ser.*, **28**, edited by M. Gurnis, M. E. Wysession, E. Knittle, and B. Buffett, 97-118, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1998.

Kennett, B. L. N., Seismic waves in a stratified half space - II. Theoretical seismograms, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **61**, 1-10, 1980.

Kind, R., and G. Müller, The structure of the outer core from SKS amplitudes and travel times, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 1541-1554, 1977.

Knittle, E., and R. Jeanloz, Simulating the core-mantle boundary: An experimental study of highpressure reactions between silicates and liquid iron, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 609-612, 1989.

Knittle, E., and R. Jeanloz, Earth's core-mantle boundary: Results of experiments at high pressures and temperatures, *Science*, **251**, 1438-1443, 1991.

Kustowski B, Ekström G. & Dziewónski A. M. , Anisotropic Shear-Wave velocity structure of the Earth's mantle: A global model, *J. of Geophys. Research*, Vol. 113, doi 10.1029/2007JB005169, 2008.

Lay, T., Structure of the core-mantle transition zone: A chemical and thermal boundary layer, *Eos Trans. AGU*, **70**, 49, 54-55, 58-59, 1989.

Lay, T., Q. Williams, and E. J. Garnero, The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics, *Nature*, **392**, 461-468, 1998b.

Lay, T., Q. Williams, E. J. Garnero, L. Kellogg, and M. E. Wysession, Seismic wave anisotropy in the D" region and its implications, in *The core-mantle boundary region, Geodynamics Ser.*, **28**, edited by M. Gurnis, M. E. Wysession, E. Knittle, and B. Buffett, 299-318, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1998a.

Lay, T., and C. J. Young, Waveform complexity in teleseismic broadband *SH* displacements: slab diffractions or deep mantle reflections?, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 605-608, 1989.

Lay, T., and C. J. Young, The stably-stratified outermost core revisited, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 2001-2004, 1990.

Lay, T., and E. J. Garnero, Deep mantle seismic modeling and imaging, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **39**, 91-123, 2011.

Lithgow-Bertelloni, C., and M. A. Richards, The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions, *Rev. Geophys.*, **36**, 27-78, 1998.

Liu, X.-f., and A. M. Dziewonski, Lowermost mantle shear wave velocity structure (abstract), *Eos Trans. AGU*, **75** (44), Fall Meeting Suppl., 663, 1994.

Loper, D. E., Mantle plumes, *Tectonophysics*, **187**, 373-384, 1991.

Loper, D. E., and T. Lay, The core-mantle boundary region, *J. Geophys. Res.*, **100**, 6397-6420, 73 1995.

Loper, D. E., and F. D. Stacey, The dynamical and thermal structure of deep mantle plumes, *Phys. Earth Planet. Int.*, **33**, 304-317, 1983.

Mao, W. L., H.-k. Mao, W. Sturhahn, J. Zhao, V. B. Prakapenka, Y. Meng, J. Shu, Y. Fei, and R. J. Hemley, Iron-rich post-perovskite and the origin of ultralow-velocity zones, *Science*, 312, 564-565, 2006.

Masters, G., H. Bolton, and P. Shearer, Large-scale 3-dimensional structure of the mantle (abstract), *Eos Trans. AGU*, **73** (14), Spring Meeting Suppl., 201, 1992.

Masters, G., G. Laske, H. Bolton, and A. M. Dziewonski, The relative behavior of shear velocity, bulk sound speed, and compressional velocity in the mantle:

Implications for chemical and thermal structure, in *Earth's deep interior: Mineral Physics and tomography from the atomic to the global scale*, *Geophys. Monogr.* **117**, edited by S. Karato, A. M. Forte, R. C. Liebermann, G. Masters, and L. Stixrude, 63-87, American Geophysical Union, Washington, D. C. 2000.

Masters, G., S. Jhonson, G Laske and A shear-velocity model of the mantle, *Philos Trans. R.Soc. London Ser. A.* , **354**, 1385-1411, 1996.

Matzel, E., M. K. Sen, and S. P. Grand, Evidence for anisotropy in the deep mantle beneath Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2417-2420, 1996.

Maupin, V., On the possibility of anisotropy in the D" layer as inferred from the polarization of diffracted S waves, *Phys. Earth Planet. Int.*, **87**, 1-32, 1994.

McNamara, A. K., E. J. Garnero, and S. Rost, Tracking deep mantle reservoirs with ultra-low velocity zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **299**, 1-9, 2010.

Mégnin, C., and B. Romanowicz, The 3D shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface and higher mode waveforms, *Geophys. J. Int.*, **143**, 709-728, 2000.

Mitchell, B. J., and D. V. Helmberger, Shear velocities at the base of the mantle from observations of S and ScS, *J. Geophys. Res.*, **78**, 6009-6020, 1973.

Morelli, A., Teleseismic tomography: Core-mantle boundary, in *Seismic tomography*, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara, 163-189, Chapman and Hall, New York, 1993.

Morelli, A., and A. M. Dziewonski, Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core, *Nature*, **325**, 678-683, 1987.

Mori, J., and D. V. Helmberger, Localized boundary layer below the mid-Pacific velocity anomaly identified from a *PcP* precursor, *J. Geophys. Res.*, **100**, 20,359-20,365, 1995.

Mula, A. H., and G. Müller, Ray parameters of diffracted long period *P* and *S* waves and the velocities at the base of the mantle, *Pure Appl. Geophys.*, **118**, 1272-1292, 1980.

Nataf, H.-C., and S. Houard, Seismic discontinuity at the top of *D''*: A world-wide feature?, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2371-2374, 1993.

Okal, E. A. and R.J. Geller, Shear-wave velocity at the base of mantle from profiles of diffracted SH waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1039-1053, 1979.

Oldham R D, Q. J. *J. Geol. Soc.* 62,456-475, 1906

Olson, P., and C. Kincaid, Experiments on the interaction of thermal convection and compositional layering at the base of the mantle, *J. Geophys. Res.*, **96**, 4347-4354, 1991.

Panning, M. P., V. Lekić, and B. A. Romanowicz, Importance of crustal corrections in the development of a new global model of radial anisotropy, *J. Geophys. Res.*, **115**, B12325, doi:10.1029/2010JB007520, 2010.

Panning, M., and B. Romanowicz, A three-dimensional radially anisotropic model of shear velocity in the whole mantle, *Geophys. J. Int.*, **167**, 361-379, 2006.

Phinney, R. A., and S. S: Alexander, *P* wave diffraction theory and the structure of the core-mantle boundary, *J. Geophys. Res.*, **71**, 5959-5975, 1966.

Revenaugh, J., and R. Meyer, Seismic evidence of partial melt within a possibly ubiquitous low-velocity layer at the base of the mantle, *Science*, **277**, 670-673, 1997.

Ricard, Y., M. Richards, C. Lithgow-Bertelloni, and Y. Le Stunff, A geodynamic model of mantle density heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, **98**, 21,895-21,909, 1993.

Richards, M. A., and D. C. Engebretson, Large-scale mantle convection and the history of 74 subduction, *Nature*, **355**, 437-440, 1992.

Ritsema, J., and H.-J. van Heijst, Seismic imaging of structural heterogeneity in Earth's mantle: Evidence for large-scale mantle flow, *Science Progress*, **83**, 243-259, 2000.

Ritsema, J., H. J. van Heijst, and J. H. Woodhouse, Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland, *Science*, **286**, 1925-1928, 1999.

Romanowicz, B., Global mantle tomography: Progress status in the past 10 years, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **31**, 303-328. 2003

Rondenay, S., and K. M. Fischer, Constraints on localized core-mantle boundary structure from multichannel, broadband *SKS* coda analysis, *J. Geophys. Res.*, **108** (B11), 2537, doi:10.1029/2003JB002518. 2003.

Shearer, P. M., M. A. H. Hedlin, and P. S. Earle, *PKP* and *PKKP* precursor observations: Implications for the small-scale structure of the deep mantle and core, in *The core-mantle boundary region, Geodynamics Ser.*, **28**, edited by M. Gurnis, M. E. Wyssession, E. Knittle, and B. Buffett, 37-55, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1998.

Singh, S. K., J. Pacheco, F. Courboux and D. A. Novelo, 1997. Source parameters of the Pinotepa Nacional, Mexico, earthquake of 27 March, 1996 (Mw

= 5.4) estimated from near-field recordings of a single station. *J. Seismol.*, **1**, 39-45.

Silver, P. G., and C. Bina, An anomaly in the amplitude ratio of *SKKS/SKS* in the range 100-108° from portable teleseismic data, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1135-1138, 1993.

Souriau, A., and G. Poupinet, A latitudinal pattern in the structure of the outermost liquid core, revealed by the travel times of *SKKS-SKS* seismic phases, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 2005-2007, 1990.

Souriau, A., and G. Poupinet, A study of the outermost liquid core using differential travel times of the *SKS*, *SKKS* and *S3KS* phases, *Phys. Earth Planet. Int.*, **68**, 183-199, 1991.

Souriau, A., and G. Poupinet, Lateral variations in p velocity and attenuation in the *D''* layer, from diffracted P waves, *Phys. Earth Planet. Int.*, **84**, 227-234, 1994.

Stacey, F. D., and D. E. Loper, The thermal boundary-layer interpretation of *D''* and its role as a plume source, *Phys. Earth Planet. Int.*, **33**, 45-55, 1983.

Stein, S., and M. Wysession, *An introduction to Seismology, earthquakes, and Earth structure*, 498 pp., Blackwell Publishing, Malden, Massachusetts, 2003.

Stixrude, L., and M. S. T. Bukowinski, Fundamental thermodynamic relations and silicate melting with implications for the constitution of D", *J. Geophys. Res.*, **95**, 19,311-19,325, 1990.

Su, W.-j., R. L. Woodward, and A. M. Dziewonski, Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle, *J. Geophys. Res.*, **99**, 6945-6980, 1994.

Sylvander, M., and A. Souriau, Mapping S-velocity heterogeneities in the D" region, from *SmKS* differential travel times, *Phys. Earth Planet. Int.*, **94**, 1-21, 1996.

Takeuchi Nozumo, Whole mantle SH velocity model constrained by waveform inversion based on three dimensional Born Kernels *Geophys.J, Int.*, **169**, 1153-1163, 2007.

Tanimoto, T., Long-wavelength S-wave velocity structure throughout the mantle, *Geophys. J. Int.*, **100**, 327-336, 1990.

Thorne, M. S., and E. J. Garnero, Inferences on ultralow-velocity zone structure from a global analysis of SPdKS waves, *J. Geophys. Res.*, **109**, B08301, doi:10.1029/2004JB003010, 2004.

Trampert, J., H. Paulssen, A. Van Wettum, J. Ritsema, R. Clayton, R. Castro, C. Rebollar and A. Perez-Vertti, 2003. New array monitors seismic activity near the Gulf of California in Mexico. *Eos Trans. AGU*, 84, 29, 32.

Valdés González, C., A. Cárdenas Ramírez, J. L. Cruz Cervantes, J. Estrada Castillo, J. Pérez Santana, J. A. Santiago Santiago, C. Jiménez Cruz, A. Gutiérrez García and B. Rubí Zavala, 2005. ¿20 años después del sismo de 1985, sísmicamente qué le falta a la red del Servicio Sismológico Nacional? (abstract). *Geos Boletín Informativo de la UGM*, 25 (1), 185.

Valenzuela Wong, R., Lateral and radial velocity structure at the base of the mantle from diffracted shear waves, Ph. D. thesis, 255 pp., Washington University, St. Louis, Missouri, U.S. A., 1996.

Valenzuela, R. W., and M. E. Wyession, Illuminating the base of the mantle with diffracted waves, in *The core-mantle boundary region, Geodynamics Ser., 28*, edited by M. Gurnis, M. E. Wyession, E. Knittle, and B. Buffett, 57-71, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1998.

Valenzuela, R. W., M. E. Wyession, M. O. Neustadt, and J. L. Butler, Lateral variations at the base of the mantle from profiles of digital Sdiff data, *J. Geophys. Res.*, **105**, 6201-6220, 2000.

Van Loenen, P. M. S. velocity at the base of the mantle from diffracted SH waves recorded by the NARS array , M. Sc. thesis. 25pp., Department of Theoretical Geophysics Utrecht, The Netherlands, 1998.

Vasco, D. W., L. R. Johnson, R. J. Pulliam, and P. S. Earle, Robust inversion of IASP91 travel time residuals for mantle *P* and *S* velocity structure, earthquake mislocations, and station corrections, *J. Geophys. Res.*, **99**, 13,727-13,755, 1994.

Vidale, J. E., and H. M. Benz, A sharp and flat section of the core-mantle boundary, *Nature*, **359**, 627-629, 1992.

Vidale, J. E., and H. M. Benz, Seismological mapping of fine structure near the base of the Earth's mantle, *Nature*, **361**, 529-532, 1993.

Vidale, J. E., and M. A. H. Hedlin, Evidence for partial melt at the core-mantle boundary north of Tonga from the strong scattering of seismic waves, *Nature*, **391**, 682-685, 1998.

Vinnik, L. P., V. Farra, and B. Romanowicz, Observational evidence for diffracted SV in the shadow of the Earth's core, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 519-522, 1989.

Vinnik, L., B. Romanowicz, Y. Le Stunff, and L. Makeyeva, Seismic anisotropy in the D" layer, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1657-1660, 1995.

Wang, Y., F. Guyot, and R. C. Liebermann, Electron microscopy of (Mg, Fe)SiO₃ perovskite: Evidence for structural phase transitions and implications for the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, **97**, 12,327-12,347, 1992.

Weber, M., Lamellae in D"? An alternative model for lower mantle anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2531-2534, 1994.

Wen, L., and D. V. Helmberger, Ultra-low velocity zones near the core-mantle boundary from broadband *PKP* precursors, *Science*, **279**, 1701-1703, 1998.

Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998. New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos Trans. AGU*, **79**, 579.

Wicks, J. K., J. M. Jackson, and W. Sturhahn, Very low sound velocities in iron-rich (Mg,Fe)O: Implications for the core-mantle boundary region, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L15304, doi:10.1029/2010GL043689, 2010.

Whitehead, Jr., J. A., and D. S. Luther, Dynamics of laboratory diapir and plume models, *J. Geophys. Res.*, **80**, 705-717, 1975.

Williams, Q., The temperature contrast across D", in *The core-mantle boundary region*, *Geodynamics Ser.*, **28**, edited by M. Gurnis, M. E. Wysession, E. Knittle, and B. Buffett, 73- 81, American Geophysical Union, Washington, D. C. 1998.

Williams, Q., and E. J. Garnero, Seismic evidence for partial melt at the base of Earth's mantle, *Science*, **273**, 1528-1530, 1996.

Williams, Q., and R. Jeanloz, Melting relations in the iron-sulfur system at ultra-high pressures: Implications for the thermal state of the Earth, *J. Geophys. Res.*, **95**, 19,299-19,310, 1990.

Williams, Q., J. Revenaugh, and E. Garnero, A correlation between ultra-low basal velocities in the mantle and hot spots, *Science*, **281**, 546-549. 1998.

Wright, C., and J. A. Lyons, Seismology, dT/d_z and deep mantle convection, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **40**, 115-138, 1975.

Wookey J. and Kendall J. Michael, Constraints on lowermost mantle mineralogy and fabric beneath Siberia from seismic anisotropy, *Earth and Planetary Sci. L.* **275**, 32-42, 2008.

Wyssession, M. E., How well do we utilize global seismicity?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1207-1219, 1996a.

Wyssession, M. E., A. Langenhorst, M. J. Fouch, K. M. Fischer, G. I. Al-Eqabi, P. J. Shore, and T. J. Clarke, Lateral variations in compressional/shear velocities at the base of the mantle, *Science*, **284**, 120-125, 1999.

Wyssession, M. E., Imaging cold rock at the base of the mantle: The sometimes fate of slabs?, in *Subduction: Top to bottom, Geophys. Monogr. 96*, edited by G. E. Bebout, D. W. Scholl, S.H. Kirby and John P. Platt, 369-384, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1996b.

Wyssession, M. E., Large-scale structure at the core-mantle boundary from diffracted waves, *Nature*, **382**, 244-248, 1996c.

Wyssession, M. E., L. Bartkó, and J. B. Wilson, Mapping the lowermost mantle using corereflected shear waves, *J. Geophys. Res.*, **99**, 13,667-13,684, 1994.

Wyssession, M. E., L. Bartkó, and J. B. Wilson, Correction to "Mapping the lowermost mantle using core-reflected shear waves", *J. Geophys. Res.*, **100**, 8351, 1995a.

Wyssession, M. E., and E. A. Okal, Evidence for lateral heterogeneity at the core-mantle boundary from the slowness of diffracted S profiles, in *Structure and Dynamics of Earth's Deep Interior, Geophys. Monogr. 46*, edited by D. E. Smylie and R. Hide, 55-63, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1988.

Wyssession, M. E., and E. A. Okal, Regional analysis of D" velocities from the ray parameters of diffracted P profiles, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 1417-1420, 1989.

Wyssession, M. E., E. A. Okal, and C. R. Bina, The structure of the core-mantle boundary from diffracted waves, *J. Geophys. Res.*, **97**, 8749-8764, 1992.

Wyssession, M. E., R. W. Valenzuela, A.-N. Zhu, and L. Bartkó, Investigating the base of the mantle using differential travel times, *Phys. Earth Planet. Int.*, **92**, 67-84, 1995b.

Young, C. J., and T. Lay, Evidence for a shear velocity discontinuity in the lower mantle beneath India and the Indian Ocean, *Phys. Earth Planet. Int.*, **49**, 37-53, 1987.

Young, C. J., and T. Lay, Multiple phase analysis of the shear velocity structure in the D" region beneath Alaska, *J. Geophys. Res.*, **95**, 17,385-17,402, 1990.

Yuen, D. A., and W. R. Peltier, Mantle plumes and the thermal stability of the D" layer, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 625-628, 1980.