

03077



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL Y DE
POSGRADO DEL COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

DETERMINACIÓN DE LA ESTRUCTURA
CORTICAL PARA EL SUR DE MÉXICO
UTILIZANDO DISPERSIÓN DE ONDAS
SUPERFICIALES

T E S I S

PARA OPTAR AL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS
(SISMOLOGÍA Y FÍSICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA)

P R E S E N T A

CARLOS FUENTES VARGAS

Ciudad Universitaria

Abril, 1997

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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.

INDICE

Resumen	1
1. Introducción	2
2. Datos	5
3. Ondas superficiales	10
3.1 Dispersión	13
4. Método de análisis	16
4.1 Dispersión para velocidad de grupo	16
4.2 Estructura de velocidades	19
5. Determinación de la dispersión (velocidad de grupo)	25
5.1 Curvas de dispersión	25
5.2 Curva de dispersión para eventos locales	26
6. Determinación de las estructuras de velocidades	35
6.1 Inversión	35
6.2 Aproximación con estructuras de 4 capas	37
6.3 Estructuras de velocidades considerando los errores	50
6.4 Análisis de las estructuras	56
6.5 Comparación con otros trabajos	66
7. Conclusiones	70
8. Referencias	72
A. Lista de Figuras	76
B. Lista de Tablas	81
Agradecimientos	82

Determinación de la estructura cortical para el Sur de México utilizando dispersión de ondas superficiales

Resumen

Utilizando trece sismos ocurridos en 1995 con epicentros en la costa del Pacífico Sur y Oeste Mexicano, registrados en ocho estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional, se obtuvieron curvas de dispersión (velocidad de grupo) de ondas Rayleigh para cuatro trayectorias en el Sur de México: 1) Costas de Guerrero-Oaxaca hasta el Eje Neovolcánico Mexicano, 2) Costas de Colima hasta Iguala, Guerrero, 3) Costas de Colima hasta la Ciudad de México y 4) Costas de Colima hasta la Ciudad de Oaxaca. Con las curvas de dispersión se determinó un modelo de distribución de velocidades de cizalla para obtener las capas que componen la corteza y el manto superior en el sur y oeste de México. La inversión de las curvas de dispersión proporciona estructuras corticales conformadas por cuatro capas similares para las cuatro trayectorias. La discontinuidad de Moho se encontró para las cuatro trayectorias a 38 km de profundidad y una velocidad en el manto de $V_s=4.3$ km/s en promedio. Un trabajo similar se desarrolló utilizando siete sismos registrados por estaciones locales ubicadas en el estado de Colima. De la curva de dispersión de velocidad de grupo para los registros locales se encontró una estructura de cuatro capas que muestra el Moho a una profundidad de 35 km con una velocidad en el manto de $V_s=4.5$ km/s en promedio.

1. Introducción

Determinar la estructura de la corteza y manto superior en México entre las costas del Pacífico sur mexicano y el Eje Neovolcánico resulta relevante para mejorar la localización de sismos, así como para determinar parámetros de fuente a través de la inversión del tensor de momento sísmico. En el Valle de México se producen los mayores daños asociados a sismos con epicentros a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano. En la ciudad de México, en particular, existen formaciones geológicas que atrapan las ondas sísmicas y producen enormes amplificaciones del movimiento del suelo. Estas características posiblemente fueron las responsables de los grandes daños ocurridos en la ciudad de México durante el sismo del 19 de septiembre de 1985. Estas amplificaciones de las ondas sísmicas se presentan debido a la forma particular de la topografía y los estratos blandos de la zona del antiguo lago. Sin embargo, existe la posibilidad de que en estos efectos anómalos esté también presente una amplificación regional, dando un movimiento del suelo mayor que el que se esperaría en terreno firme a distancias epicentrales similares (Campillo et al., 1989; Ordaz y Singh, 1992; Singh et al., 1995).

Para tener un conocimiento preciso de estos efectos es necesario conocer las características de las diferentes capas que componen la corteza y manto superior, las cuales, a distancias regionales, rigen la propagación de las ondas sísmicas.

La geología de México entre las costas del Pacífico sur mexicano y el Eje Neovolcánico es compleja. El marco geológico que caracteriza el sur de México consta básicamente del Eje Neovolcánico, y los terrenos Guerrero, Mixteco, Oaxaca, Juárez y Xolapa (Morán, 1984). El Eje Neovolcánico constituye una franja volcánica del Cenozoico Superior que cruza transversalmente la República Mexicana. El origen del Eje Neovolcánico ha sido relacionado principalmente al proceso de subducción de la placa de Cocos debajo de la corteza continental de México anterior al actual, que al nivel de la astenósfera sufre fusión parcial y origina los magmas generadores del volcanismo (Morán, 1984). Las otras provincias geológicas se han interpretado en términos de

un mosaico de terrenos estratigráficos que fueron acrecionados en diferentes episodios de la evolución tectónica de esta parte de México. Cada terreno cuenta con un basamento distinto y sus límites se dan en la corteza (Morán, 1984).

Diversos autores han determinado estructuras corticales por medio de diferentes métodos, utilizando ondas sísmicas de fuentes controladas y de sismos, para distintas regiones en México, (Gomberg et al., 1988; Campillo et al., 1995; Nunéz-Cornú et al., en arbitraje; Valdés et al., 1986; GEOLIMEX Group, 1993; Lomnitz, 1982; Valdés-González y Meyer, 1996). Sin embargo, todavía no se tiene una estructura cortical promedio adecuada para el Eje Neovolcánico y el margen continental.

Actualmente el Servicio Sismológico Nacional (SSN) cuenta con dos estaciones de banda ancha localizadas dentro del Eje Neovolcánico y nueve estaciones al sur, lo que permite determinar la estructura cortical en el Eje Neovolcánico y al sur de éste. Las estaciones sismológicas de banda ancha registran ondas sísmicas en un amplio rango de periodos (0.02 - 100 s). Esta propiedad de los instrumentos de banda ancha permite observar la dispersión de las ondas superficiales. Se denomina dispersión al hecho de que la velocidad de propagación depende de la frecuencia y es consecuencia de la estratificación. Para periodos largos (gran longitud de onda) las ondas penetran más profundamente por lo que están dominados por velocidades de propagación mayores; las ondas de período corto (menor longitud de onda) penetran poco y suelen tener velocidades menores. Lo dicho corresponde con las propiedades del llamado modo fundamental. Afortunadamente la estructura matemática de las ondas superficiales ha sido estudiada con detalle y se han desarrollado herramientas de cómputo muy poderosas para hacer simulaciones numéricas. Así, por comparación entre observaciones y teoría es posible inferir la estructura cortical.

Los eventos utilizados en este trabajo fueron registrados por las estaciones de banda ancha del SSN localizadas en Iguala (Guerrero), Yautepec (Morelos), Morelia (Michoacán), Ciudad de México; Oaxaca (Oaxaca), Cayaco (Guerrero), Pinotepa Nacional (Oaxaca) y Zihuatanejo (Guerrero); además se contó con estaciones locales instaladas en los estados de Colima y Jalisco (Ver Figuras 1 y 2).

Para conocer las características de las diferentes capas que componen la estructura cortical, en este trabajo se pretende: 1) Determinar las curvas de dispersión (velocidad de grupo) de las ondas superficiales de Rayleigh para los eventos registrados utilizando el método de filtrado múltiple y 2) obtener las velocidades de las ondas sísmicas en la corteza y manto superior entre las costas del Pacífico sur mexicano y el Eje Neovolcánico a partir del apilamiento ("stacking") de las curvas de dispersión (velocidad de grupo) y la posterior inversión.

2. Datos

De Septiembre a Octubre de 1995 se produjo en México una importante actividad sísmica en la zona de subducción de las costas del Pacífico. Dos eventos de magnitud mayor a 7 (M_w) ocurrieron en Copala (Guerrero) y Manzanillo (Colima) el 14 de Septiembre y el 9 de Octubre, respectivamente. La magnitud de estos eventos dio oportunidad para que el SSN y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) instalaran, en colaboración, redes sísmicas portátiles para registrar y localizar las réplicas de los eventos principales. Las redes sísmicas portátiles constaban de instrumentos digitales REFTEK. Las localizaciones de los eventos se llevaron a cabo con el programa SEISAN. Las estaciones de banda ancha registraron seis eventos de la zona de Copala, Guerrero y siete eventos de la zona de Manzanillo, Colima. Las estaciones sismológicas portátiles REFTEK registraron siete eventos para el análisis con datos locales.

Los observatorios sismológicos de banda ancha del SSN constan de un sismómetro Streckeissen STS-2, un acelerómetro Kinematics FBA-23 y un procesador Quanterra Q680/LT-G. Los instrumentos de banda ancha tienen una respuesta plana en velocidad entre 0.02 y 100 s. Este amplio rango de frecuencias hace factible el análisis de la dispersión para los eventos registrados. La Figura 1 muestra las localizaciones de las estaciones de banda ancha y los epicentros de los sismos usados (Tabla 1). Las localizaciones de las estaciones portátiles y los eventos locales se muestran en la Figura 2 (Tabla 2).

Tabla 1: Eventos de Manzanillo y Copala

No.	Lat.(°)	Lon.(°)	Fecha	hhmm	ss	M_w	Estaciones
1	16.60	-98.54	950916	0320	05.2	5.0	CUIG, PLIG, YAIG
2	16.57	-98.49	950916	2219	18.1	4.8	CUIG, PLIG, YAIG
3	16.00	-99.02	950917	0620	10.0	4.8	CUIG, PLIG, YAIG
4	16.09	-99.02	950917	0639	09.7	4.9	CUIG, PLIG, YAIG
5	16.67	-98.52	950918	2051	21.3	4.3	YAIG, PLIG, PNIG
6	16.10	-98.94	950920	0113	20.0	4.9	CUIG, PLIG, YAIG
7	18.77	-104.51	951006	0513	23.0	5.2	CUIG, MOIG, OXIG, PNIG, ZIIG
8	18.48	-104.46	951009	1535	16.7	8.0	MOIG, OXIG, PLIG
9	18.69	-104.19	951012	1652	52.9	4.1	CUIG, MOIG, PLIG, ZIIG
10	18.89	-104.79	951013	0808	05.5	4.4	CUIG, CAIG
11	18.65	-104.19	951014	2128	21.0	4.5	CUIG, OXIG, PNIG
12	18.89	-104.68	951016	1817	05.7	4.7	CUIG
13	19.00	-105.19	951018	2302	17.2	5.2	CAIG, CUIG

Tabla 2: Eventos locales

No.	Lat.(°)	Lon.(°)	Fecha	hhmm	ss	M_c	Estaciones
9	18.70	-104.19	951012	1652	52.9	3.9	huma, coma, cuma, cjig
14	19.09	-104.93	951012	1121	04.9	3.3	huma
15	18.73	-104.18	951012	1340	28.7	3.6	cjig, coma
17	18.67	-104.20	951012	2012	30.4	3.9	cjig, coma, cuma
18	19.13	-104.53	951012	2115	19.1	2.8	cuma
16	19.29	-105.22	951012	1521	59.6	3.1	cjig, coma
19	18.71	-104.13	951012	2334	07.1	3.8	huma

Las localizaciones de las estaciones de banda ancha son: PLIG ($lat18.4^\circ, lon - 99.5^\circ$), YAIG ($lat18.9^\circ, lon - 99.0^\circ$), MOIG ($lat19.7^\circ, lon - 101.2^\circ$), CUIG ($lat19.329^\circ, lon - 99.178^\circ$), CAIG ($lat17.048^\circ, lon - 100.268^\circ$), ZIIG ($lat17.607^\circ, lon - 101.465^\circ$), PNIG ($lat16.392^\circ, lon - 98.127^\circ$), OXIG ($lat17.072^\circ, lon - 96.733^\circ$).

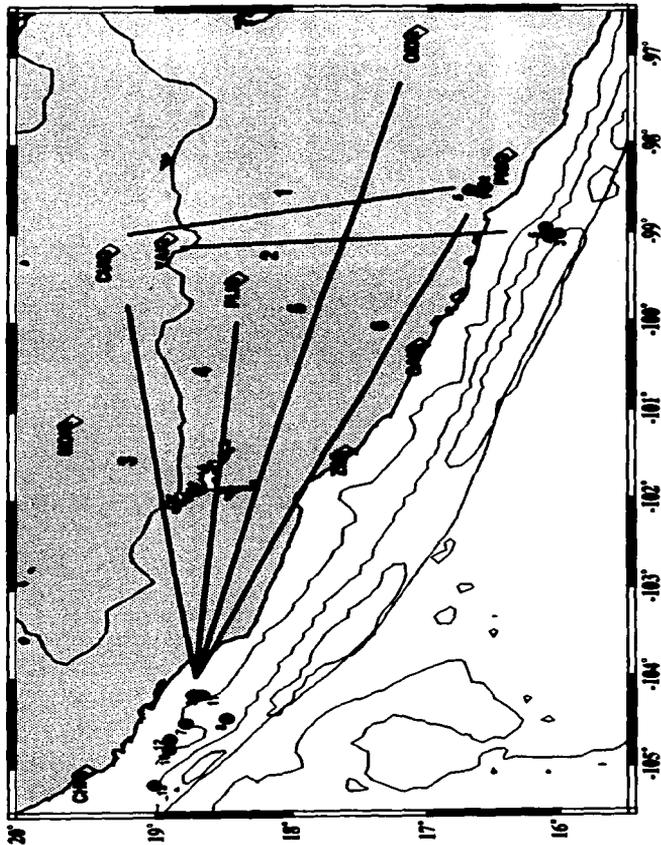


Fig. 1 Mapa de las estaciones de banda ancha y epicentros (Tabla 1). Las líneas numeradas (1-6) muestran las trayectorias usadas para la determinación de la dispersión.

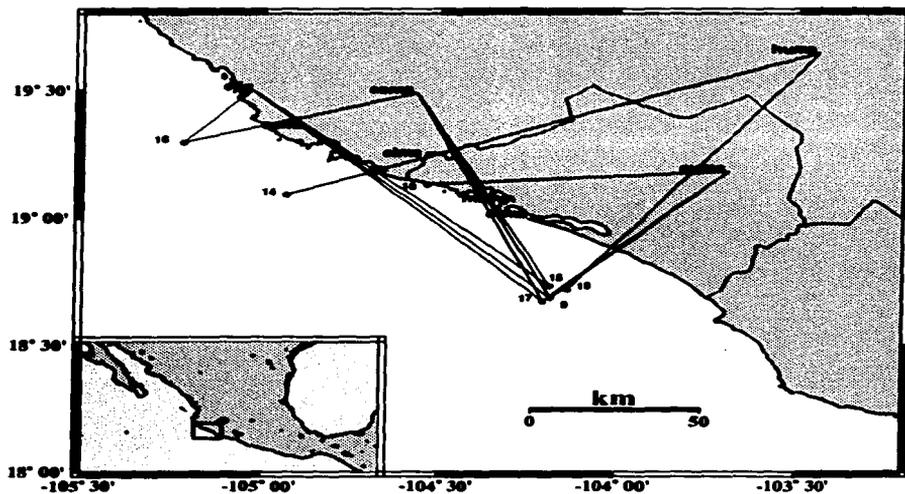


Fig. 2 Mapa de las estaciones locales y epicentros (Tabla 2). Las líneas muestran las trayectorias usadas para la determinación de dispersión.

3. Ondas Superficiales

Las ondas superficiales se originan debido a la interacción de las ondas de cuerpo con la estructura interna de la Tierra. La energía de las ondas superficiales se concentra cerca de la superficie, se dispersa (geoméricamente) bidimensionalmente y decae aproximadamente como r^{-1} , siendo r la distancia a la fuente, mientras que la energía de las ondas de cuerpo se dispersa tridimensionalmente y decae aproximadamente como r^{-2} . Entonces para grandes distancias de la fuente, las ondas superficiales predominan en los sismogramas (Stein, 1994).

Un tipo de ondas superficiales son las llamadas ondas de Rayleigh, éstas se pueden generar por la interacción de las ondas de cuerpo P y SV en una superficie libre. Los desplazamientos del suelo que producen las ondas de Rayleigh son elípticos con el plano vertical orientado en la dirección de propagación. Las ondas de cuerpo SH que se reflejan totalmente e inciden en la superficie libre, interactúan con las capas internas de la Tierra quedando atrapadas produciendo propagación horizontal (Ondas de Love) y generando desplazamientos horizontales perpendiculares a la dirección de propagación (Thorne y Wallace, 1995). La amplitud de las ondas superficiales **em** su modo fundamental es mayor cerca de la superficie de la Tierra y decrece exponencialmente con la profundidad.

Como ejemplo, a continuación se describe brevemente como se obtienen las ondas de Rayleigh en un semiespacio homogéneo.

Los potenciales de las ondas P y SV se pueden escribir como

$$\begin{aligned}\phi &= A \exp(i(\omega t - k_x x - k_x r_\alpha z)) \\ \psi &= B \exp(i(\omega t - k_x x - k_x r_\beta z))\end{aligned}\tag{1}$$

con

3. Ondas Superficiales

$$r_\alpha = (c_x^2/\alpha^2 - 1)^{1/2}$$

$$r_\beta = (c_x^2/\beta^2 - 1)^{1/2}$$

donde c_x es la velocidad aparente, ω la frecuencia, t el tiempo, k el número de onda, α velocidad de onda P y β velocidad de onda SV (Stein, 1991).

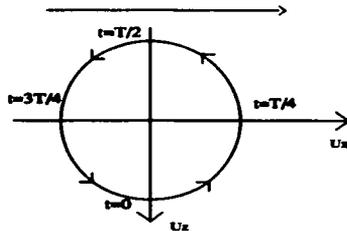


Fig. 3 Movimiento de una partícula en la superficie libre para una onda de Rayleigh (Stein, 1991).

Se considera que la energía disminuye con la profundidad y con la condición de que las tracciones en la superficie son cero, entonces utilizando las ecuaciones de desplazamiento

$$\begin{aligned} U_x &= \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \\ U_z &= \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \end{aligned} \quad (2)$$

se escriben los desplazamientos para las ondas de Rayleigh en un medio Poissoniano como

$$\begin{aligned}
 U_x &= A k_x \sin(\omega t - k_x x) [\exp(-0.85 k_x z - 0.58 \exp(-0.39 k_x z))] \\
 U_z &= A k_x \cos(\omega t - k_x x) [-0.85 \exp(-0.85 k_x z) + 1.47 \exp(-0.39 k_x z)]
 \end{aligned}
 \tag{3}$$

donde los desplazamientos dependen, entre otros, de la profundidad (Fig 4). En la superficie ($z = 0$) los desplazamientos son

$$\begin{aligned}
 U_x &= 0.42 A k_x \sin(\omega t - k_x x) \\
 U_z &= 0.62 A k_x \cos(\omega t - k_x x)
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

La combinación de los desplazamientos dan como resultado un movimiento elíptico (Fig. 3).

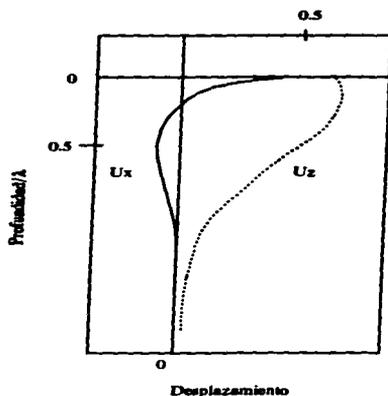


Fig. 4 Variación con la profundidad de las componentes x y z de los desplazamientos para ondas de Rayleigh (Stein, 1991).

3.1 Dispersión

Cuando las ondas superficiales se propagan en un medio estratificado la velocidad de las ondas depende de la frecuencia, este fenómeno es llamado *dispersión* (Báth, 1973). Para ilustrar la dispersión de las ondas superficiales se describe por simplicidad el caso de las ondas de Love.

En la Fig. 5 se muestran ondas SH que inciden en una capa, de espesor h y velocidad β_1 , sobre un semiespacio con velocidad β_2 . Si se presenta reflexión total interna se tiene un cambio de fase $2 \tan^{-1}(\mu_2 r_{\beta_2}^* / \mu_1 r_{\beta_1})$ (Thorne y Wallace, 1995). La distancia a lo largo del rayo es

$$\begin{aligned}
 AB + BQ &= BQ \cos(2j_1) + h / \cos(j_1) \\
 &= h(\cos(2j_1) + 1) / \cos(j_1) \\
 &= 2h \cos(j_1)
 \end{aligned}
 \tag{5}$$

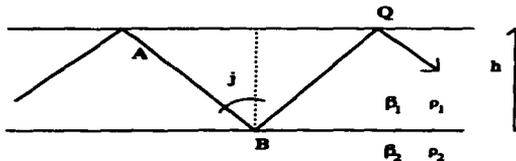


Fig. 5 Geometría de una capa sobre un semiespacio para ondas de Love (Stein, 1991).

Para tener interferencia constructiva es necesario que el cambio de fase sea igual a $2m\pi$, donde m es un número entero. Entonces tenemos

$$2 \tan^{-1}(\mu_2 r_{\beta_2}^* / \mu_1 r_{\beta_1}) - 2h \cos(j_1)(2m\pi/\lambda) = 2n\pi \quad (6)$$

finalmente tenemos

$$\tan(hw\sqrt{1/\beta_1^2 - 1/c^2}) = \frac{\mu_2 \sqrt{1/c^2 - 1/\beta_2^2}}{\mu_1 \sqrt{1/\beta_1^2 - 1/c^2}} \quad (7)$$

con $\beta_1 < c < \beta_2$. La ecuación 7 es llamada ecuación de dispersión. Para resolverla se pueden graficar las funciones de ambos lados de la ecuación, la solución es la intersección de las curvas como se muestra en la Fig. 6 (Stein, 1991).

Se distinguen dos diferentes velocidades en la propagación de las ondas superficiales: velocidad de grupo y velocidad de fase. La velocidad de grupo es la velocidad con la que se propaga un paquete de ondas, también es visto como la velocidad a la que viaja la máxima energía (Thorne y Wallace, 1995). La velocidad de fase es con la cual viaja una fase determinada. La velocidad de grupo se escribe como

$$U = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (8)$$

donde U, ω, k son la velocidad de grupo, la frecuencia y el número de onda, respectivamente. La velocidad de fase está relacionada con la velocidad de grupo de la siguiente manera:

$$c = U + \lambda \frac{\partial c}{\partial \lambda} \quad (9)$$

donde c es la velocidad de fase y λ la longitud de onda (Thorne y Wallace, 1995).

La dispersión de velocidad de las ondas superficiales depende de la estructura del interior de la Tierra (Báth, 1973). Esta propiedad ha sido aprovechada por distintos autores para determinar estructuras corticales en distintas regiones del mundo (Wang y Teng, 1994; Weidner, 1974; Hadley y Kanamori, 1979; Kovach, 1978). Determinar la dispersión para velocidad de grupo resulta más fácil que la dispersión para velocidad de fase, toda vez que la dispersión de velocidad de fase requiere que dos estaciones se encuentren alineadas con el epicentro del sismo. Dada la distribución de epicentros y estaciones de registro, en este trabajo se estudia la dispersión utilizando velocidad de grupo.

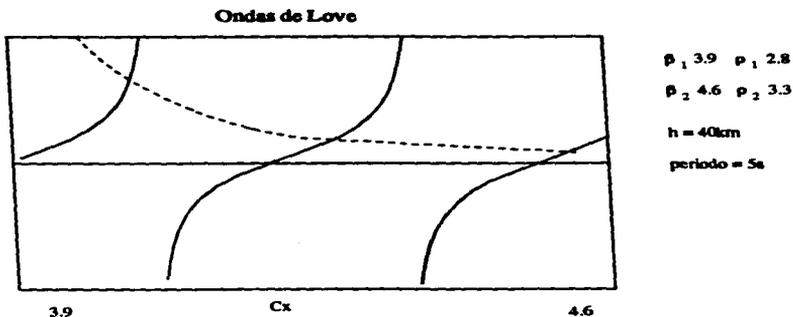


Fig. 6 Solución gráfica de la ecuación de dispersión para ondas de Love en una capa sobre un semiespacio. Las intersecciones de las curvas son las raíces de la ecuación y dan la velocidad de la ondas para un período determinado (Stein, 1991).

4. Método de análisis

4.1 Dispersión de velocidad de grupo

Existen varios métodos comunmente utilizados en la determinación de la dispersión para velocidad de grupo de ondas superficiales. Si se conoce el tiempo de origen y la localización, con precisión, de un sismo se puede calcular la dispersión para la velocidad de grupo utilizando el registro en una estación, se mide entonces el tiempo de arribo de las ondas para ciertos períodos. Otro método para determinar la dispersión de velocidad de grupo es utilizando dos estaciones sobre la misma trayectoria para medir la diferencia de arribo en paquetes de ondas filtradas. También es posible calcular la dispersión para velocidad de grupo utilizando la ecuación (9) si se conoce la dispersión para velocidad de fase (Thorne y Wallace, 1995). En este trabajo, dada la distribución de las estaciones de registro y los epicentros (mapas 1 y 2), resulta más conveniente utilizar el método de una estación para calcular la dispersión de velocidad de grupo.

Para calcular la dispersión de velocidad de grupo se utilizó el método de filtrado múltiple (Dziewonski et al., 1969). Este método consiste en calcular la transformada de Fourier de la señal sísmica y posteriormente filtrarla, a una frecuencia centrada ω_n , utilizando la función gaussiana:

$$H(\omega) = \exp(-\alpha(\omega - \omega_n)^2/\omega_n^2) \quad (10)$$

La transformada inversa de Fourier de este filtro es

$$h_n(t) = \frac{\sqrt{\pi}\omega_n}{2\alpha} \exp\left(\frac{-\omega_n^2 t^2}{4\alpha}\right) \cos(\omega_n t) \quad (11)$$

Si se denota el ancho de banda por B , esto es, el intervalo de frecuencia entre la frecuencia centrada ω_n y un valor límite, entonces los límites inferior $\omega_{l,n}$ y superior $\omega_{u,n}$ del ancho de banda son

$$\omega_{l,n} = (1 - B)\omega_n \quad (12)$$

$$\omega_{u,n} = (1 + B)\omega_n \quad (13)$$

El parámetro β describe el decaimiento de la función y es determinado por el valor esperado de la función en los límites de la banda

$$\beta = \ln \left| \frac{H_n(\omega_n)}{H_n(\omega_{l,n})} \right| = \ln \left| \frac{H_n(\omega_n)}{H_n(\omega_{u,n})} \right| \quad (14)$$

El parámetro α puede ser expresado en términos de B y β

$$\alpha = \beta/B^2 \quad (15)$$

El filtro se puede escribir como

$$H_n = \begin{cases} 0 & \text{para } \omega < (1 - B)\omega_n \\ \exp(-\alpha(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n})^2) & \text{para } (1 - B)\omega_n \leq \omega \leq (1 + B)\omega_n \\ 0 & \text{para } \omega > (1 + B)\omega_n \end{cases} \quad (16)$$

Posteriormente se realiza la transformada de Fourier inversa y se obtiene la señal sísmica filtrada en la frecuencia escogida. A la señal filtrada se le determina la en-

volvente para tener solamente valores positivos de la amplitud. El resultado de este proceso es una serie de tiempo con amplitudes positivas filtrada a una frecuencia dada. Este procedimiento se repite para distintas frecuencias. La velocidad de grupo se calcula dividiendo la distancia epicentro-estación entre el tiempo de arribo de las ondas superficiales. La curva de dispersión de velocidad de grupo de un registro sísmico se obtiene haciendo un gráfico de período contra velocidad de grupo utilizando las distintas envolventes.

Las curvas de dispersión de velocidad calculadas por el método de filtrado múltiple, generalmente presentan valores en las curvas que no corresponden a los modos principales, sino posiblemente a modos superiores, así como a heterogeneidades en la corteza que pueden generar efectos dispersivos locales entre otros. Estos últimos dificultan la identificación de la dispersión de velocidad de los modos principales. Para eliminar en lo posible tales efectos se efectuó un proceso de apilamiento ("stacking"). Este método consiste en acumular la información de varios registros para obtener una curva de dispersión media de todas las señales que tienen la misma trayectoria epicentro-estación. De esta manera se eliminan en gran medida los efectos mencionados dejando la información más general de la dispersión para velocidad de grupo en una región determinada.

El proceso de apilamiento consiste en calcular un producto de las envolventes normalizadas calculadas para cada una de las señales filtradas (Shapiro, 1996). La envolvente promedio se escribe como

$$A_s(\omega_0, U) = N_1(\omega_0, U) * N_2(\omega_0, U) * \dots * N_n(\omega_0, U) \quad (17)$$

donde $N_i(\omega_0, U)$ es la envolvente normalizada para el evento i ésimo y n el número de los eventos utilizados. Se supone que la máxima amplitud de la envolvente ocurre a la misma velocidad de grupo para todas las señales. El resultado de este proceso es una envolvente promedio normalizada con un ancho de banda $1/(n^{1/2}\alpha)$, donde α se

definió en la ecuación 15.

4.2 Estructura de velocidades

Para estimar el tipo de estructura por medio de las curvas de dispersión se utiliza el método de derivadas parciales (Kovach, 1978). Las derivadas parciales especifican los cambios de la velocidad de fase o de grupo con respecto a los cambios en los parámetros elásticos de la estructura cortical. A continuación se describe brevemente la teoría para obtener las derivadas parciales.

Tenemos la ecuación de movimiento en términos de fuerzas volumétricas (Aki y Richards, 1980)

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{i,j}}{\partial x_j} + f_i \quad (18)$$

con ρ la densidad, σ los esfuerzos, u el desplazamiento y f la fuerza gravitacional. La ecuación 11 se puede escribir como

$$\rho \ddot{u}_i = f_i + \sigma_{j,i,j} \quad (19)$$

Los desplazamientos para las ondas de Rayleigh en un medio estratificado se pueden escribir como (Aki y Richards, 1980)

$$\begin{aligned} u &= r_1(k, z, w) \exp[i(kx - wt)] \\ v &= 0 \\ w &= ir_2(k, z, w) \exp[i(kx - wt)] \end{aligned} \quad (20)$$

donde u , v y w son los desplazamientos, k el número de onda, ω la frecuencia angular y t el tiempo. Con la ecuación de movimiento 19 y los desplazamientos de la ecuación 20 se obtienen las ecuaciones diferenciables que componen al vector de desplazamiento-esfuerzo (r_1, r_2, r_3, r_4) :

$$\frac{d}{dz} \begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & k & \mu^{-1} & 0 \\ -k\lambda[\lambda + 2\mu]^{-1} & 0 & 0 & [\lambda + 2\mu]^{-1} \\ k^2\psi - \omega\rho & 0 & 0 & k\lambda[\lambda + 2\mu]^{-1} \\ 0 & \omega^2\rho & -k & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{pmatrix} \quad (21)$$

donde λ y μ son las constantes de Lamé y $\psi = 4\mu[\lambda + \mu]/[\lambda + 2\mu]$. Una manera equivalente para la ecuación 21 se puede escribir usando técnicas variacionales. Para un cuerpo elástico el lagrangiano es la energía cinética menos la energía elástica (Aki y Richards, 1980)

$$L = \frac{1}{2}\rho\dot{u}_i\dot{u}_i - \left[\frac{1}{2}\lambda(e_{kk}^2 + \mu e_{ij}e_{ij}) \right] \quad (22)$$

Utilizando los desplazamientos de la ecuación 20 el lagrangiano para las ondas de Rayleigh se escribe como

$$L = \frac{1}{4}\rho\omega^2(r_1^2 + r_2^2) - \frac{1}{4}[\lambda(kr_1 + \frac{dr_2}{dz})^2 + \mu(\frac{dr_1}{dz} - kr_2)^2 + 2k^2r_1^2 + 2\mu(\frac{dr_2}{dz})^2] \quad (23)$$

Entonces el principio de Hamilton se puede escribir como

$$\omega^2\delta I_1 - k^2\delta I_2 - k\delta I_3 - \delta I_4 = 0 \quad (24)$$

donde

$$I_1 = \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \rho(r_1^2 + r_2^2) dz \quad (25)$$

$$I_2 = \frac{1}{2} \int_0^{\infty} [(\lambda + 2\mu)r_1^2 + \mu r_2^2] dz \quad (26)$$

$$I_3 = \int_0^{\infty} (\lambda r_1 \frac{dr_2}{z} - \mu r_2 \frac{dr_1}{dz}) dz \quad (27)$$

$$I_4 = \frac{1}{2} \int_0^{\infty} [(\lambda + 2\mu) \frac{dr_2}{dz}^2 + \mu (\frac{dr_1}{dz})^2] dz \quad (28)$$

La ecuación (17) es equivalente a la ecuación (14). Integrando la ecuación (24) se tiene

$$\omega^2 I_1 - k^2 I_2 - k I_3 - I_4 = 0 \quad (29)$$

La velocidad de grupo se puede escribir como (Aki y Richards, 1980)

$$U = \frac{d\omega}{dk} = \frac{I_2 + I_3/2k}{C I_1} \quad (30)$$

donde C es la velocidad de fase.

Así mismo se pueden escribir las derivadas parciales de la velocidad de fase para las ondas de Rayleigh (Kovah, 1978). Si se varía la densidad del medio en un intervalo de profundidad particular dejando la rigidez fija, el cambio en la velocidad de fase es

$$\left(\frac{\partial c}{\partial \rho}\right)_{k,\mu,\lambda} = [-c \int_{z-\epsilon}^{z+\epsilon} (u^2 + \omega^2) dz] (2I_0)^{-1} \quad (31)$$

Si se varía la rigidez del medio

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial c}{\partial \mu}\right)_{k,\rho,\lambda} &= \int_{z-\epsilon}^{z+\epsilon} [k^2(2u^2 + \omega^2) - 2ku\omega + \left(\frac{du}{dz}\right)^2 + 2\left(\frac{d\omega}{dz}\right)^2] dz \cdot \\ &\quad \cdot (2k^2 c I_0)^{-1} \end{aligned} \quad (32)$$

Si se varía la longitud de onda

$$\left(\frac{\partial c}{\partial \lambda}\right)_{k,\mu,\rho} = \int_{z-\epsilon}^{z+\epsilon} [k^2 u^2 + 2ku \frac{d\omega}{dz} + \left(\frac{d\omega}{dz}\right)^2] dz (2k^2 c I_0)^{-1} \quad (33)$$

Se pueden escribir las derivadas parciales en términos de las velocidades de las ondas P y S, (α) y (β) respectivamente.

$$\left(\frac{\partial c}{\partial \beta}\right)_{\alpha\rho} = 2\rho\beta \left(\frac{\partial c}{\partial \mu}\right)_{\lambda,\rho} - 2 \left(\frac{\partial c}{\partial \lambda}\right)_{\rho,\mu} \quad (34)$$

$$\left(\frac{\partial c}{\partial \rho}\right)_{\alpha\beta} = \left(\frac{\partial c}{\partial \rho}\right)_{\lambda\mu} + (\alpha^2 - 2\beta^2) \left(\frac{\partial c}{\partial \lambda}\right)_{\rho,\mu} + \beta^2 \left(\frac{\partial c}{\partial \mu}\right)_{\rho,\lambda} \quad (35)$$

$$\left(\frac{\partial c}{\partial \alpha}\right)_{\beta, \rho} = 2\alpha\rho\left(\frac{\partial c}{\partial \lambda}\right)_{\rho, \mu} \quad (36)$$

El cambio total en la velocidad de fase es

$$\Delta c = \sum_i \left(\frac{\partial c}{\partial \alpha_i} \Delta \alpha_i + \frac{\partial c}{\partial \beta_i} \Delta \beta_i + \frac{\partial c}{\partial \rho_i} \Delta \rho_i \right) \quad (37)$$

Cada término individual representa la contribución de la capa homogénea que se está variando.

Con las derivadas parciales de la velocidad de fase la derivada parcial de la velocidad de grupo respecto a un modelo de parámetros m cuando ω es fija puede ser calculada usando la expresión (Rodi et al., 1975)

$$\frac{\partial U}{\partial m} \Big|_{\omega} = \frac{U}{c} \left(2 - \frac{U}{c} \right) \frac{\partial c}{\partial m} \Big|_{\omega} + \omega \frac{U^2}{c^2} \frac{\partial}{\partial \omega} \left(\frac{\partial c}{\partial m} \Big|_{\omega} \right) \Big|_m \quad (38)$$

Con las derivadas parciales de las velocidades de grupo y fase se puede utilizar un método de inversión. El problema general de la inversión es gobernado por la ecuación

$$y = Ax \quad (39)$$

donde los datos observados y están relacionados con un modelo x a través de una matriz A . y es tomado de la diferencia entre los datos observados y los datos teóricos calculados para un modelo inicial x_0 . x es un vector compuesto de cambios en los parámetros determinados y sumados a x_0 para minimizar a y . A es la matriz de derivadas parciales de velocidad de grupo.

Para encontrar la estructura a partir de las curvas de dispersión se usó un conjunto de programas desarrollados por Herrmann (1987). Estos programas están basados en la teoría descrita anteriormente.

5. Determinación de la dispersión (velocidad de grupo)

5.1 Curvas de dispersión

Utilizando las técnicas descritas en la sección anterior se determinó la curva de dispersión para cada combinación posible fuente-estación (velocidad de grupo) utilizando todos los registros disponibles. Para mejorar los resultados, se aplicó el método de apilamiento de las señales de los eventos de una misma región registrados en estaciones localizadas sobre la misma trayectoria. Las curvas de dispersión se presentan en diagramas de período (T) vs. velocidad de grupo (V), con isolíneas que corresponden a los valores 60, 65, 70, 75, 80, 85, 90 y 95% de la amplitud para las envolventes de las señales filtradas. Los círculos negros son los valores máximos de la amplitud para un período determinado (Figuras 7 a 16). Con el fin de ilustrar los efectos de la técnica del apilamiento, en la Figura 7 se presenta la curva de dispersión para la señal del evento número 1 registrado en la estación CUIG, sin aplicar el apilamiento. Se puede observar que la curva no está bien definida en comparación con la curva de dispersión de la Figura 9, la cual es un apilamiento de varias señales registradas en tres estaciones sobre una misma trayectoria.

Para los eventos con epicentros en la región de Copala, Guerrero, se determinaron las curvas de dispersión para los registros de las estaciones PLIG, YAIG y CUIG. Las curvas de dispersión para estos trayectos presentan las mismas características, estas similitudes se pueden observar en las Figuras 7 y 8, las cuales muestran las curvas de dispersión del evento 1 para los registros de las estaciones CUIG y YAIG respectivamente. Considerando que las trayectorias de las estaciones de registro a los epicentros son similares se efectuó el apilamiento para los registros de las tres estaciones. Cabe señalar que se calcularon dos curvas de dispersión para la velocidad de grupo, presentadas como trayectorias 1 y 2 de las Figuras 15 y 16. una para los eventos 3, 4 y 6 (Tabla 1), con epicentros en el océano y otra para los eventos 1, 2 y 5 (Tabla 1), con epicentros dentro del continente. Ambos grupos presentan curvas

de dispersión con notables diferencias, como se muestran en las Figuras 9 y 10.

Para los sismos de la región de Manzanillo se calcularon cuatro curvas de dispersión para velocidad de grupo. Una curva comprende los registros de las estaciones CUIG y MOIG, trayectoria 3 de la Figura 1, para los eventos 7, 8, 9, 10, 11, 12 y 13. Ambas estaciones se encuentran dentro del Eje Neovolcánico Mexicano y presentan curvas de dispersión similares (Fig. 11).

Otras dos curvas de dispersión se determinaron para los registros de las estaciones PLIG y OXIG, trayectorias 4 y 5 respectivamente. Las curvas de dispersión para estas trayectorias se realizaron con los eventos 7, 8 y 9 (Fig. 12 y 13).

Con los registros de las estaciones ZIIG, CAIG y PNIG, trayectoria 6 de la Figura 1, de los eventos 7, 9, 13, se determinó la curva de dispersión de la Figura 14. Estas estaciones se localizan a lo largo de la costa por lo que contienen dispersión tanto oceánica como continental.

5.2 Curva de dispersión para eventos locales

Considerando que las estaciones de la red local de Colima cubren una región de dimensiones menores, las siete señales de los sismos locales de Manzanillo se utilizaron para obtener una sola curva de dispersión (velocidad de grupo) utilizando el proceso de apilamiento para las estaciones portátiles huma, coma y cuma y la estación permanente de banda ancha CJIG (Fig. 15 y 16).

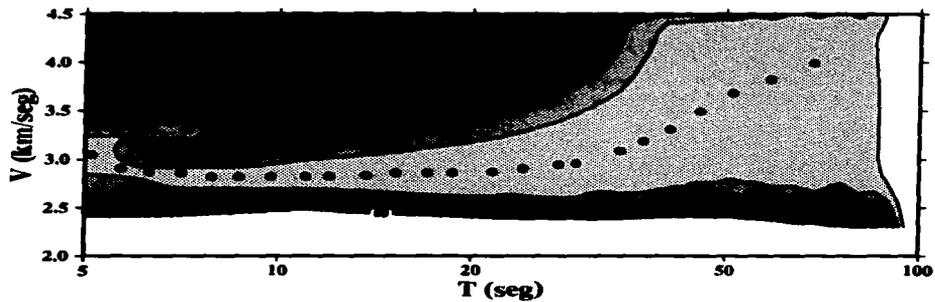


Fig. 7 Curva de dispersión (velocidad de grupo) para el evento 1 registrado en la estación CUIC.

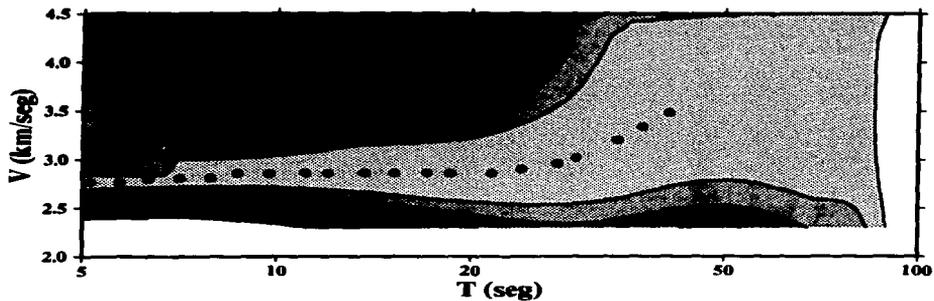


Fig. 8 Curva de dispersión (velocidad de grupo) para el evento 1 registrado en la estación YAIG.

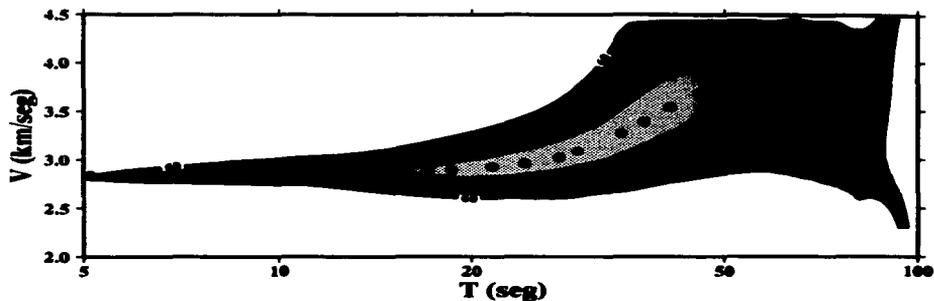


Fig. 9 Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los eventos 1,2 y 5 registrados en las estaciones CUIG, PLIG y YAIG.

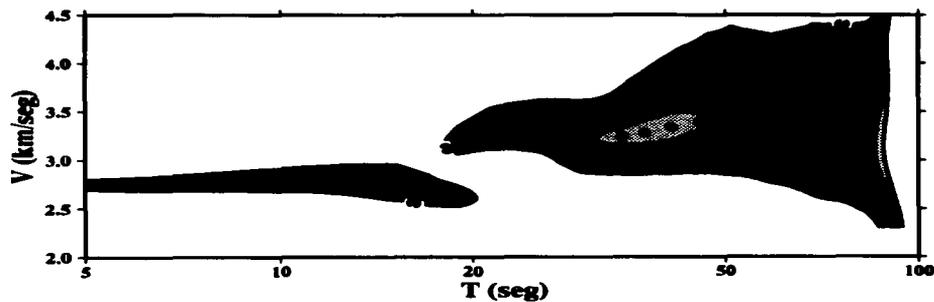


Fig. 10 Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los eventos 3,4 y 6 registrados en las estaciones CUIG, PLIG y YAIG.

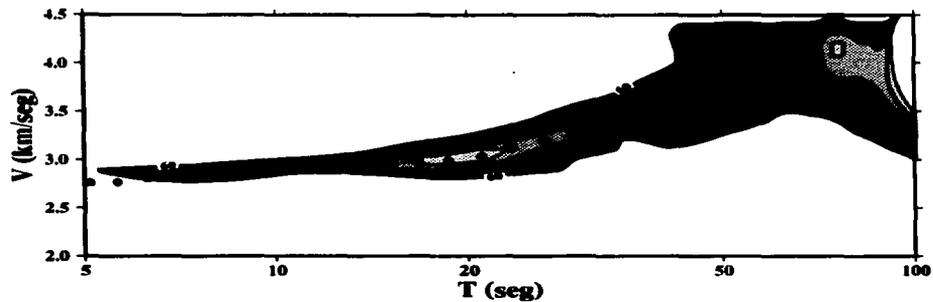


Fig. 11 Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los sismos de Manzanillo registrados en las estaciones CUIG y MOIG

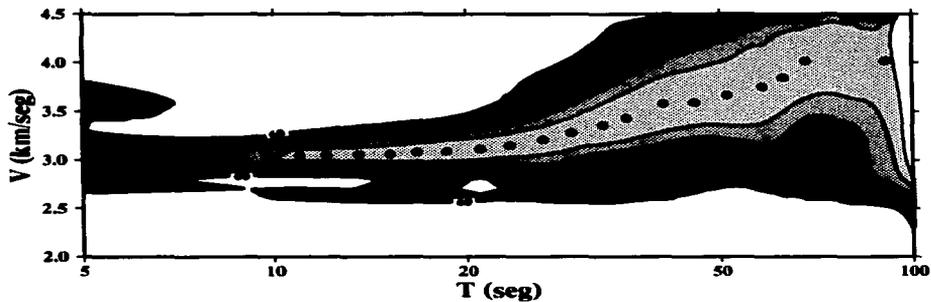


Fig. 12 Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los sismos 7, 8 y 9 registrados en la estación PLIG.

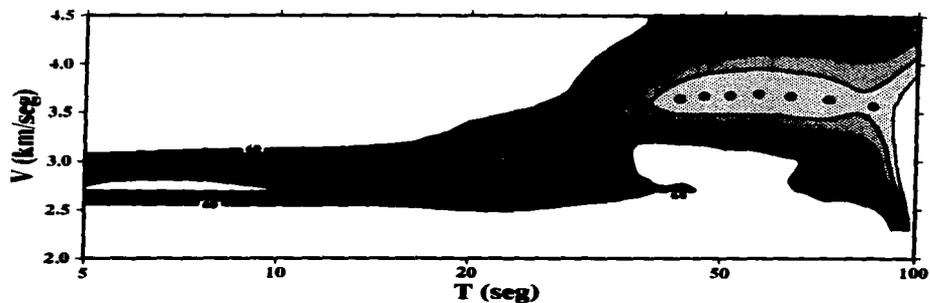


Fig. 13 Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los sismos 7 y 8 registrados en la estación OXIG.

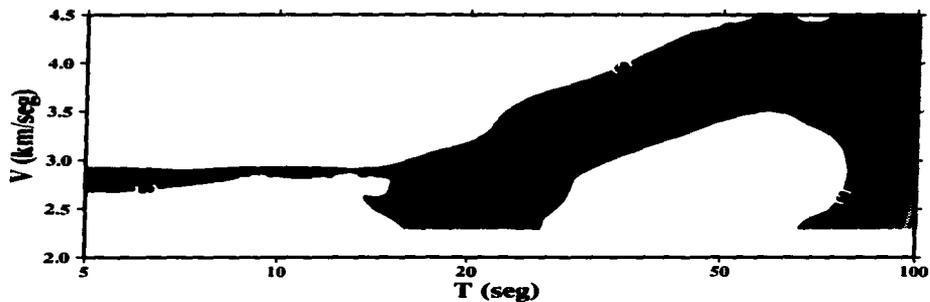


Fig. 14 Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los sismos 7, 9 y 13 registrados en las estaciones CAIG, PNIG, ZIIG.

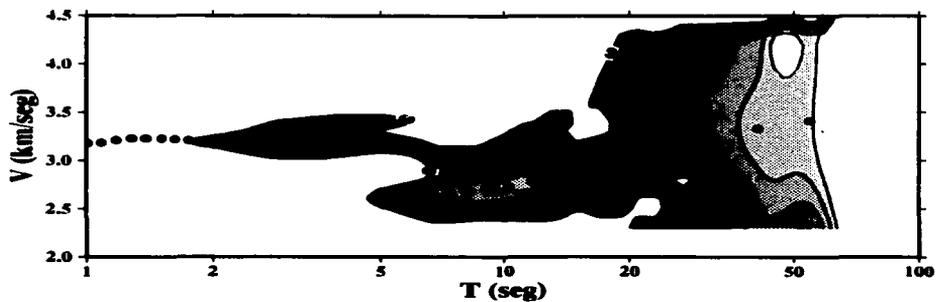


Fig. 15 Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los eventos 9, 11, 15, 16, 17 y 19 registrados en las estaciones huma, coma, cuma y CJIG.

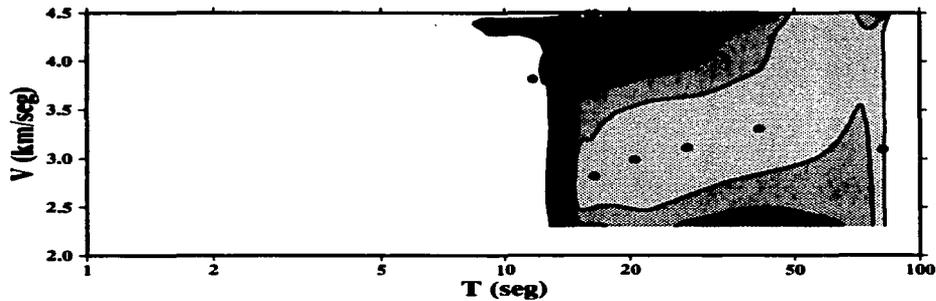


Fig. 16 Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los eventos 9, 16, 17 y 18 registrados en las estaciones coma, cuma y CJIG.

Para los eventos de la región de Copala registrados en las estaciones PLIG, YAIG y CUIG, se obtienen dos diferentes curvas de dispersión. Los eventos con epicentros en el océano generan una curva de dispersión (velocidad de grupo) que tiene una discontinuidad fuertemente marcada en los períodos próximos a los 20 segundos (Fig. 10), a diferencia de la curva de dispersión para los eventos con epicentro en el continente, donde la curva de dispersión es continua en los períodos próximos a 20 segundos (Fig. 9). La trayectoria oceánica que recorren las ondas sísmicas es menor comparada con el resto de la trayectoria continental. Sin embargo, la influencia es suficiente para que la aparente discontinuidad de los 20 segundos sea claramente observable en las curvas de dispersión de la estación CUIG. En los períodos de 20 segundos la curva de dispersión presenta una discontinuidad en la velocidad de 2.7 km/s a 3.2 km/s, es decir, las ondas sísmicas con longitudes de onda de 60 km aproximadamente, son las principalmente afectadas por la corteza oceánica. La solución de este problema requiere de un análisis más detallado, el cual difiere de los objetivos de este trabajo. Por este motivo, sólo se utilizaron para el estudio de la estructura cortical las curvas de dispersión de los sismos con epicentros en el continente.

La curva de dispersión (velocidad de grupo) de la trayectoria 6, que comprende las estaciones ZHIG, CAIG y PNIG, no representa una curva de dispersión puramente continental, esto es, los registros están contaminados por ondas que viajan a lo largo de una trayectoria oceánica. Por esta razón, esta curva de dispersión no se utilizó para determinar la estructura cortical.

En la Figura 17 se muestran los valores más probables de las curvas de dispersión (velocidad de grupo) de las trayectorias 1, 3, 4 y 5. Se puede observar que las diferencias más grandes están entre los períodos de 5 y 30 segundos, después de los 30 segundos las curvas convergen a un mismo valor. Sin embargo, en general las curvas de dispersión (velocidad de grupo) de las trayectorias 1, 3, 4 y 5 son similares, salvo la trayectoria 5 que presenta un cambio después de los 20 segundos. Es de esperar que debido a la similitud de las curvas de dispersión las estructuras que se obtengan de éstas también sean similares.

Con los datos de las estaciones locales se determinaron dos curvas de dispersión. La curva de dispersión que se muestra en la Figura 15 se obtuvo utilizando los registros de la tabla 2 (salvo el evento 19). Esta curva presenta ondas sísmicas con períodos menores a 20 s. Esto se debe a que varias distancias epicentro-estación no son lo suficientemente grandes para desarrollar períodos mayores. Sin embargo, se realizó una selección de los eventos de la tabla 2 para los cuales sus registros presentan períodos mayores a 20 s. Se encontraron seis registros con esta característica. La curva de dispersión para estos registros se muestra en la Figura 16. Se puede observar que las dos curvas presentan continuidad en los períodos próximos a los 18 s. Dada esta continuidad, con ambas curvas se construyó una sola curva de dispersión para la zona de Manzanillo (Fig. 33)

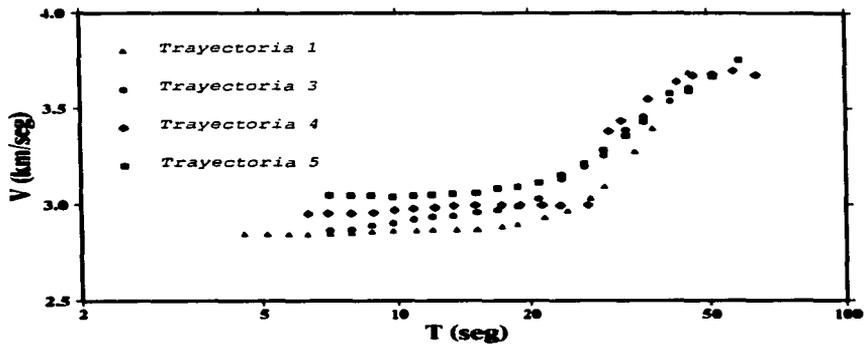


Fig. 17 Curvas de dispersión para las trayectorias 1, 3, 4 y 5.

6. Determinación de las Estructuras de Velocidades

6.1 Inversión

La determinación de la estructura cortical a partir de las curvas de dispersión es el objetivo principal de este trabajo. En la Sección 5 se discutió el comportamiento general de las curvas de dispersión para distintas trayectorias. Resulta necesario comprender cómo afecta la estructura cortical a la forma de las curvas de dispersión. Para el proceso de inversión se parte de una estructura inicial. El programa de inversión (Herrman, 1987) cambia los valores de las velocidades y de los espesores de las capas que componen la estructura inicial y compara la curva de dispersión de la estructura modificada con la curva de dispersión observada. En el caso de una gran diferencia entre las dos curvas, se modifica la estructura inicial y se vuelve a generar una nueva curva de dispersión. Este proceso iterativo termina cuando el programa de inversión encuentra una estructura cuya curva de dispersión tenga una diferencia mínima con la curva de dispersión obtenida de los sismogramas observados. Para la estructura inicial en este trabajo se escogieron arbitrariamente 32 capas con espesores de 2 km cada una, la velocidad de la capa inicial es de $V_0=3.1$ km/s con un aumento constante de 0.5 km/s para cada capa hasta una velocidad de $V_n=4.7$ km/s para la capa final (64 km de profundidad), densidad promedio de 2.8gr/cm^3 y un factor de calidad Q_s promedio de 400.

En la Figura 18 se muestra la estructura determinada por el programa de inversión para la curva de dispersión (velocidad de grupo) de la trayectoria 1 (Copala - Cd. de México). Se observa que la estructura se compone principalmente de cuatro capas las cuales presentan sus discontinuidades en forma de gradiente. La Figura 18 además presenta una estructura de cuatro capas que se aproxima a la estructura obtenida de la inversión.

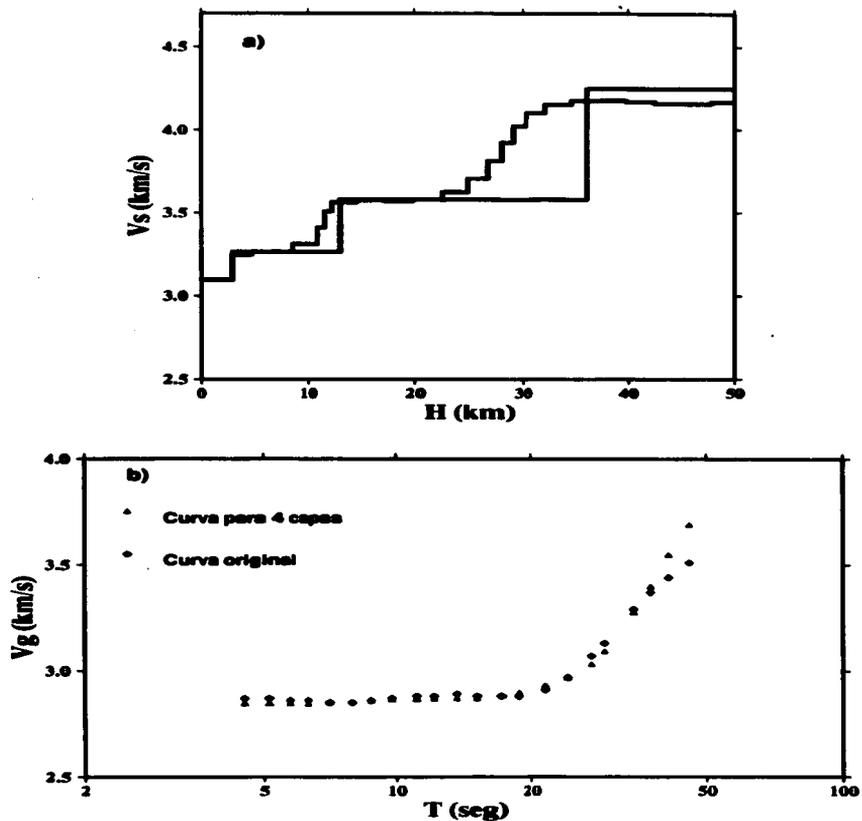


Fig. 18 Parte superior, estructura obtenida de la inversión y estructura aproximada a 4 capas, abajo, los diamantes indican la curva de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la trayectoria 1 y los triángulos indican la curva de dispersión (velocidad de grupo) para la estructura de 4 capas.

6.2 Aproximación con estructuras de 4 capas

Nos interesa saber cómo afecta cada capa de la estructura propuesta a la curva de dispersión. Para facilitar el análisis podemos aproximar la estructura que se obtuvo de la inversión con una estructura de cuatro capas (Fig. 18). Para verificar si la estructura de cuatro capas es una buena aproximación, se calculó su curva de dispersión utilizando los programas desarrollados por Herrmann (1987). En la Figura 18 se observa que ambas curvas, la obtenida de la inversión y la de cuatro capas, son similares.

La estructura simplificada a cuatro capas presenta espesores de 3 km, 10 km y 23 km (Fig. 18). Para realizar el análisis de la estructura de cuatro capas, se numeraron las capas de 1 a 4 de menor a mayor profundidad, siendo la capa 4 el semiespacio. Inicialmente se quitó la capa 4 para dejar la capa 3 como el semiespacio. En este caso se encuentra que la curva de dispersión de esta estructura difiere notablemente con la curva de cuatro capas a partir de los 10 segundos. La curva para 3 capas comienza paulatinamente a aumentar la velocidad a partir de los 10 segundos llegando hasta una velocidad máxima de 3.2 km/s en el período de 45 s (Fig. 19). Por otro lado, la curva de dispersión que corresponde a las capas 1 y 2 no contribuye al aumento de la velocidad en los períodos mayores a 20 s y sólo influye en la parte plana. Con este breve análisis, se tiene una idea general de cómo participa individualmente cada componente de la estructura de cuatro capas a la forma general de la curva de dispersión. Sin embargo, se requiere además analizar los cambios en la curva de dispersión cuando se varían los parámetros de velocidad y espesor en la estructura de cuatro capas. Primero se modificó la profundidad de la capa 4 colocándola a una profundidad de 41 km (Fig. 20). En este caso se obtiene una pendiente menor a partir del período de 20 s y un aumento pequeño en la velocidad para los períodos entre 10 s y 20 s. Si por el contrario la capa 4 se coloca a una profundidad de 31 km (Fig. 21), el resultado es la presencia de una baja velocidad justo antes de los 20 s y una pendiente mayor para los períodos mayores a 20 s. Esta situación es similar

cuando se aumenta el espesor de la capa 2, salvo que en este caso se afectan además los períodos mayores. Si se reduce el espesor de la capa 2 (Fig. 22) a 6 km se obtiene un aumento de la velocidad de grupo hasta 3 km/s entre los períodos de 10 s y 20 s. Si se aumenta el espesor de la capa 1, la velocidad en los períodos menores a 10 s aumenta y si el espesor disminuye, la velocidad es menor hasta el período de 10 s (Fig. 23 y 24).

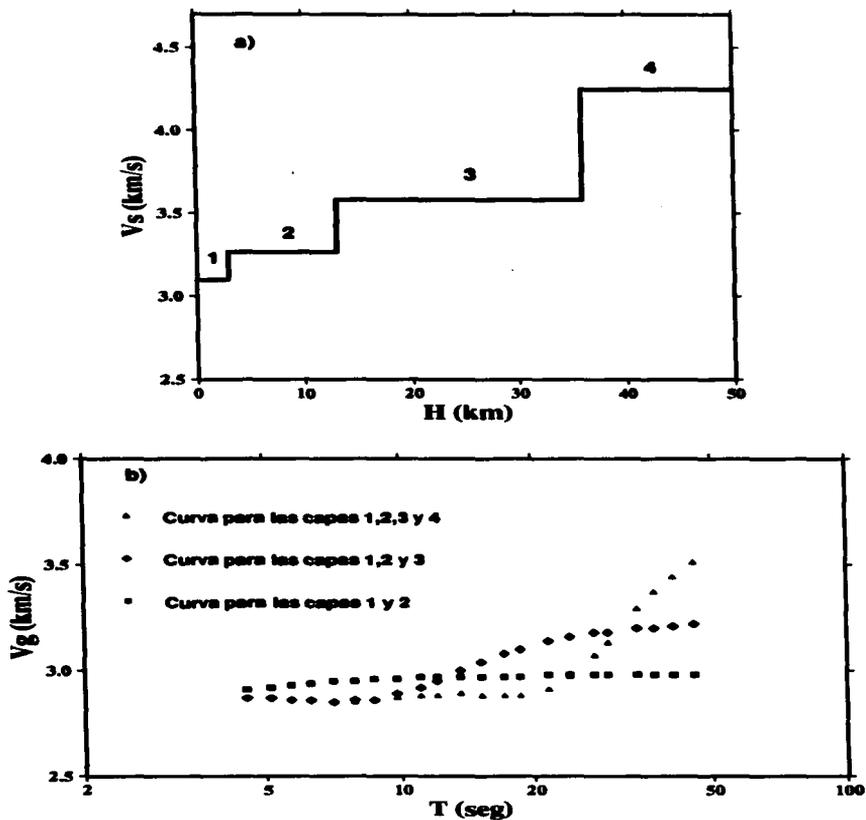


Fig. 19 Parte superior, estructura de 4 capas, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) para 4, 3 y 2 capas.

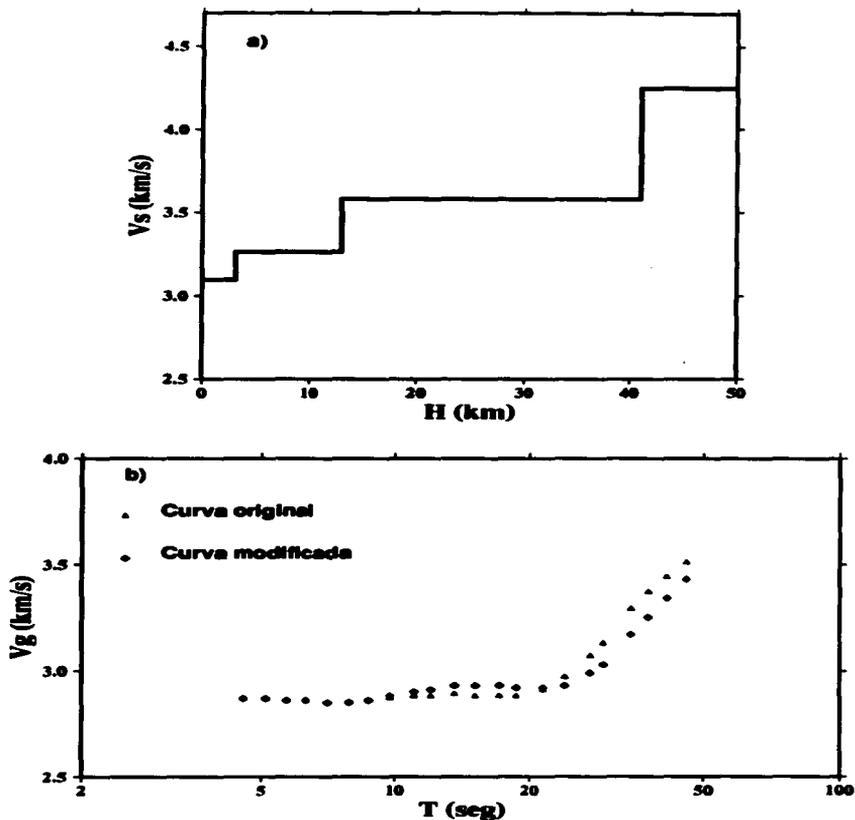


Fig. 20 Parte superior, estructura de 4 capas con la capa 4 colocada a 41 km, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) para las estructuras original y modificada.

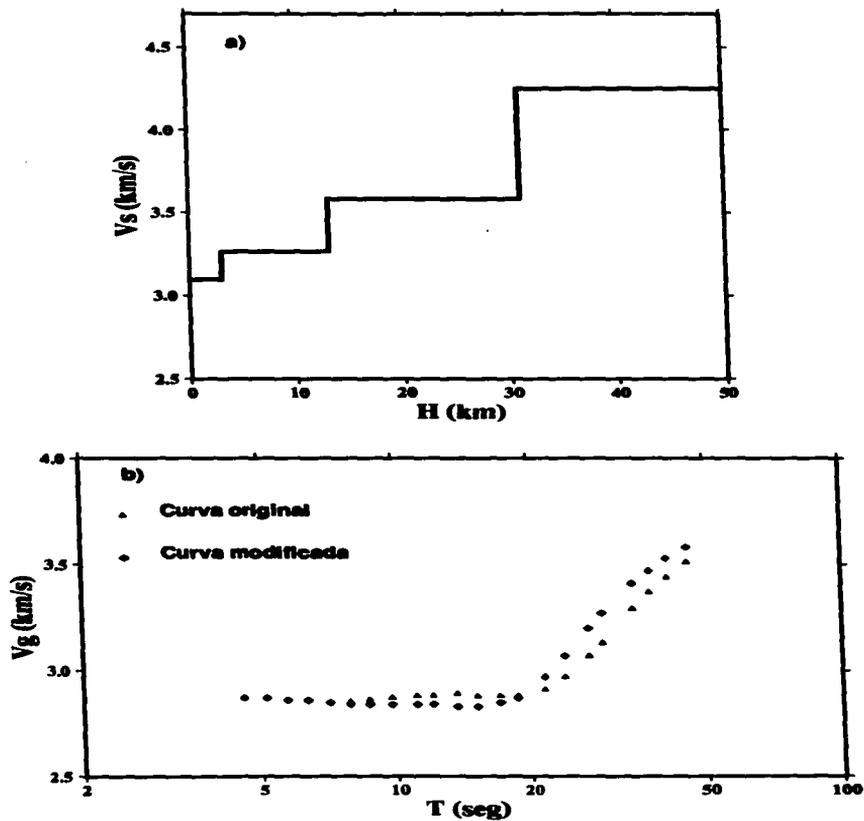


Fig. 21 Parte superior, estructura de 4 capas con la capa 1 colocada a 31 km de profundidad, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) para las estructuras original y modificada.

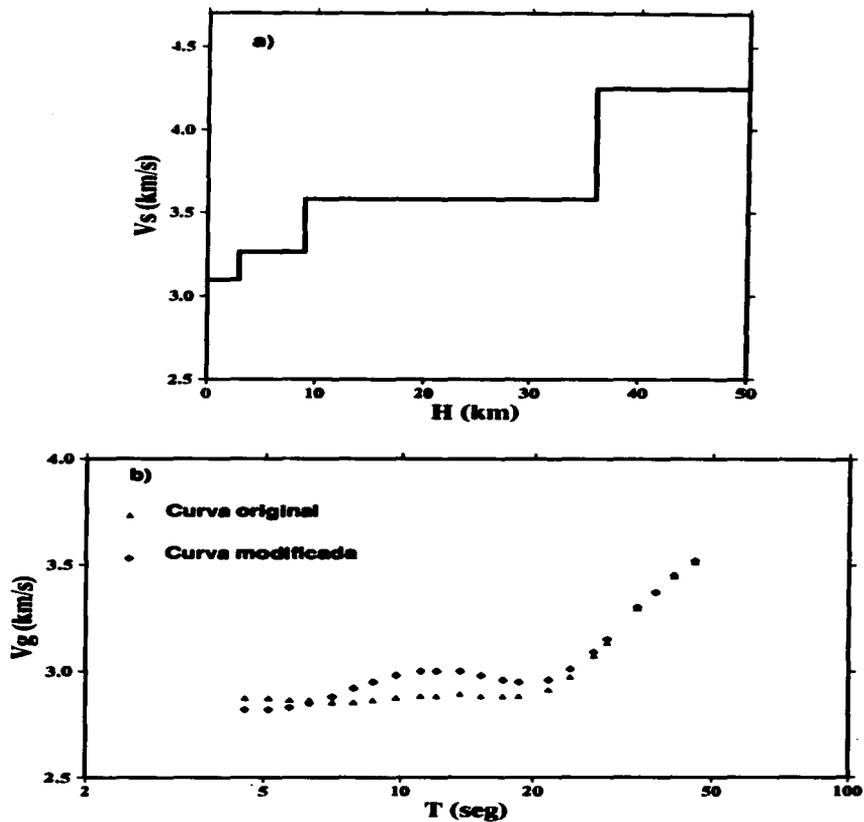


Fig. 22 Parte superior, estructura de 4 capas con disminución del espesor de la capa 2, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.

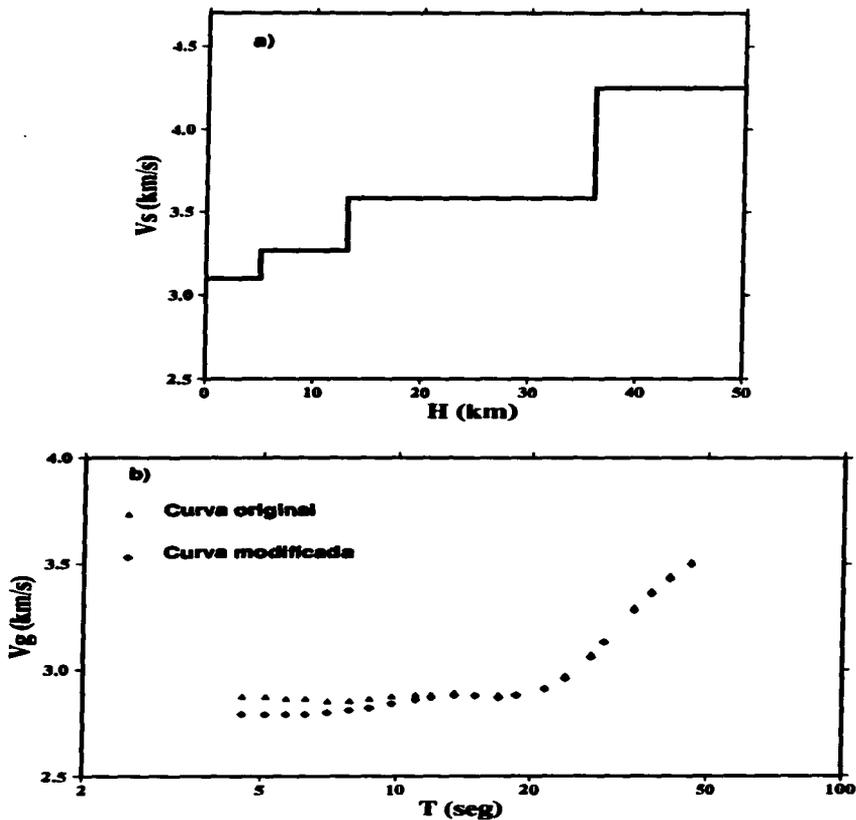


Fig. 23 Parte superior, estructura de 4 capas con la capa 1 colocada a mayor profundidad, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.

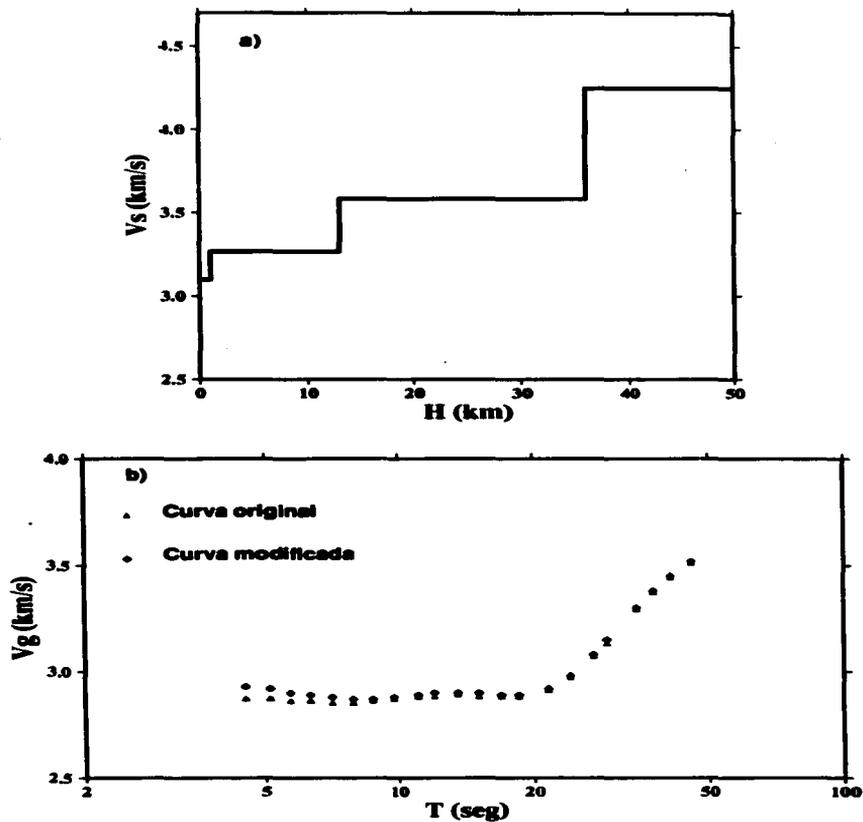


Fig. 24 Parte superior, estructura de 4 capas con la capa 1 colocada a menor profundidad, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.

Es posible que las discontinuidades en velocidad de las diferentes capas de la estructura estudiada sean cambios pequeños y constantes, en la Figura 25 se tiene la estructura de cuatro capas pero con una discontinuidad suave entre las capas 3 y 4. El resultado es un aumento de la velocidad en los períodos mayores a 20 s. Si se coloca una discontinuidad similar entre las capas 2 y 3 se observa de igual forma un aumento en la velocidad entre los períodos de 6 y 20 segundos (Fig. 26). En la Figura 27 se muestra una estructura con ambas discontinuidades. La forma de la curva de dispersión que se obtiene difiere de la curva de dispersión observada. Sin embargo, estas diferencias no son apreciables si consideramos los errores de la curva de dispersión observada (Fig. 29). Se puede concluir, cualitativamente que con las discontinuidades fuertes entre las capas de la estructura cortical propuesta se tienen mejores resultados para el modelado de las curvas de dispersión.

En la búsqueda de una estructura cortical es posible encontrarse con zonas de baja velocidad, es decir, capas con velocidad menor que sus vecinas. Para estudiar el efecto de una capa de baja velocidad en la estructura de cuatro capas, se colocó una capa de baja velocidad de 7 km de espesor dentro de la capa 3 (Fig. 28). El resultado es un aumento de la velocidad a partir de los 7 s y una disminución de la misma a los 11 s, después de los 20 s se recupera la forma original. Los errores de la curva observada (Fig. 29) son mayores que las diferencias presentadas con la capa de baja velocidad.

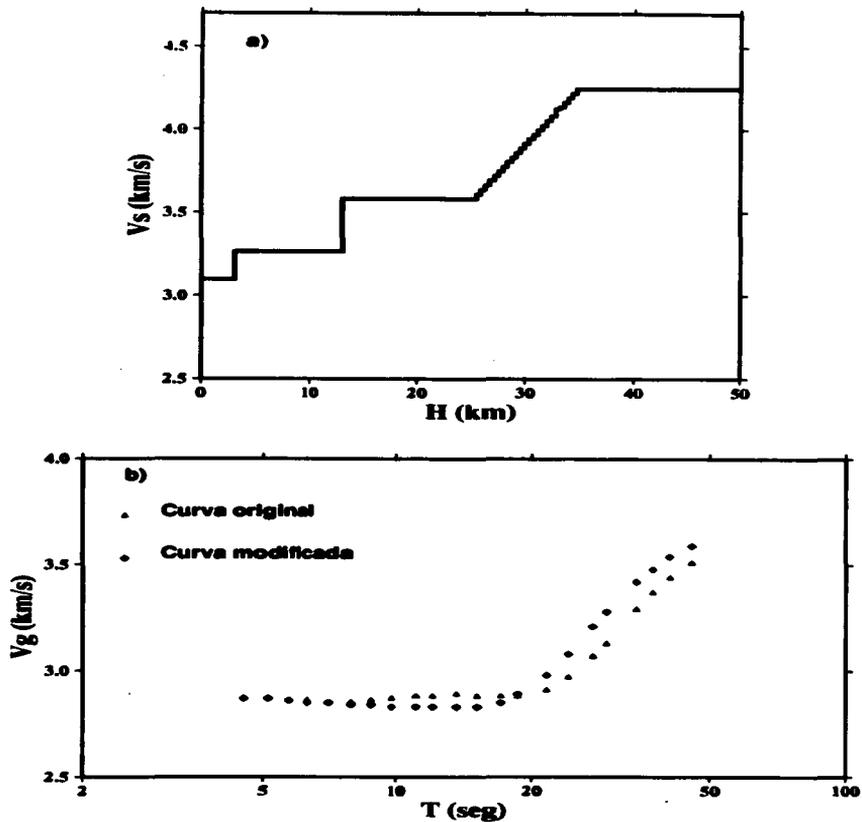


Fig. 25 Parte superior, estructura de 4 capas con un gradiente colocado entre las capas 3 y 4, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.

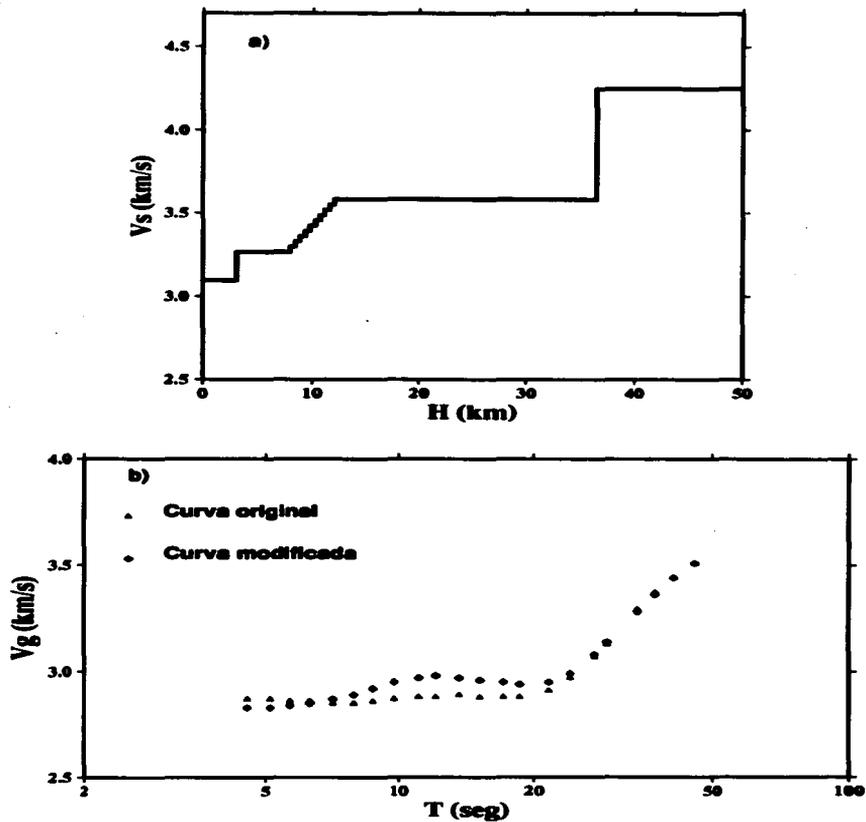


Fig. 26 Parte superior, estructura de 4 capas con un gradiente colocado entre las capas 2 y 3, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.

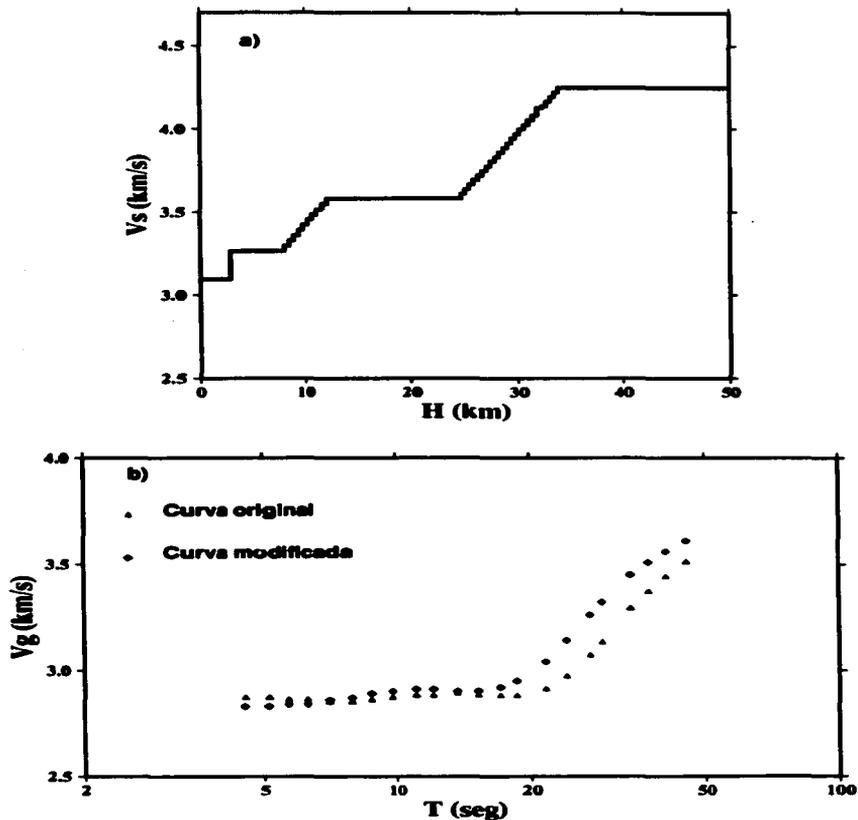


Fig. 27 Parte superior, estructura de 4 capas con dos gradientes colocados entre las capas 2 y 3, y entre las capas 3 y 4. Abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.

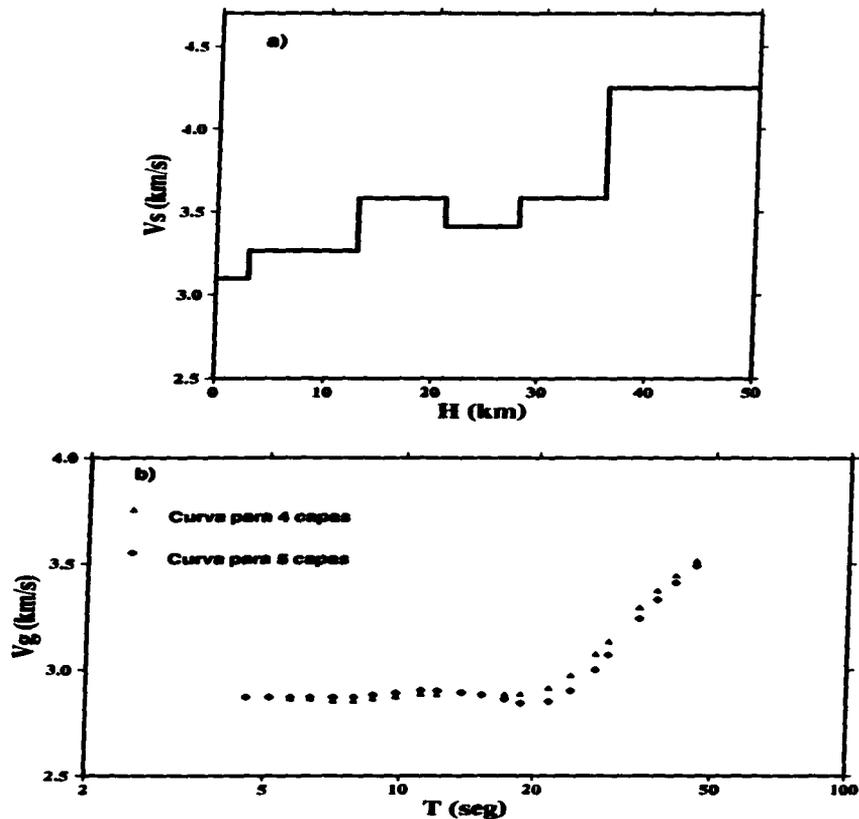


Fig. 28 Parte superior, estructura de 4 capas con una zona de baja velocidad en la capa 3. Abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.

6.3 Estructuras de velocidades considerando los errores

En la sección anterior se estudiaron las consecuencias que tienen las variaciones de los parámetros de las capas sobre la curva de dispersión. El paso siguiente es determinar la estructura cortical para las curvas de dispersión de las trayectorias 1, 3, 4 y 5. Se vió que la estructura de cuatro capas que se obtuvo a partir de la estructura del proceso de inversión para la curva de la trayectoria 1, es la que mejor reproduce la curva de dispersión observada (Fig. 18). Sin embargo, si se consideran los errores en la dispersión es posible encontrar varias estructuras corticales cuyas curvas de dispersión estén dentro del margen de error determinado. Los errores en las curvas de dispersión disminuyen conforme aumenta el número de registros usados en el apilamiento. Las curvas que tienen mayor número de registros son las curvas de las trayectorias 1 y 3. Realizando cambios en los valores de las cuatro capas se encontraron los valores máximos y mínimos de espesores y velocidades en cada capa, de tal manera que la curva de dispersión de la estructura modificada quedara dentro del rango de error de la curva observada. En la Figura 29 se muestra la estructura resultado de la inversión y la estructura de cuatro capas con sus límites, también se muestran la curva de dispersión observada con sus errores y la curva de dispersión de la estructura de cuatro capas. La estructura de cuatro capas de esta Figura es la que ajusta el sismograma sintético con un sismograma observado (Fig. 34 y 35). Los sismogramas sintéticos se explicarán con detalle en la siguiente sección. A partir del modelo de cuatro capas de la Figura 18, se estimaron las estructuras para las trayectorias 3, 4 y 5, con el mismo procedimiento que se siguió para la trayectoria 1 (Fig. 30, 31 y 32). Así mismo para los datos locales se determinó una estructura de cuatro capas a partir de la estructura resultado de la inversión de la curva observada (Fig. 33).

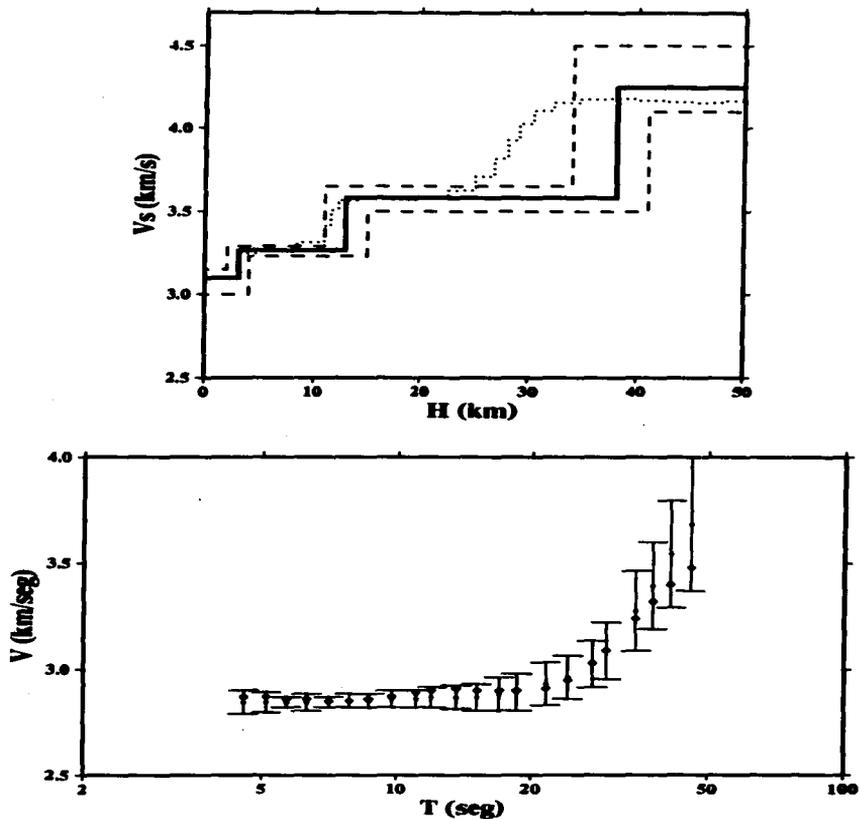


Fig. 29 Parte superior, línea sólida muestra la estructura de mejor ajuste para la trayectoria 1, las líneas discontinuas corresponden al margen de error de la estructura y la línea punteada muestra la estructura que se obtiene de la inversión. Abajo, curva de dispersión (velocidad de grupo) con sus errores, los diamantes muestran la curva de dispersión de la estructura de mejor ajuste de la parte superior.

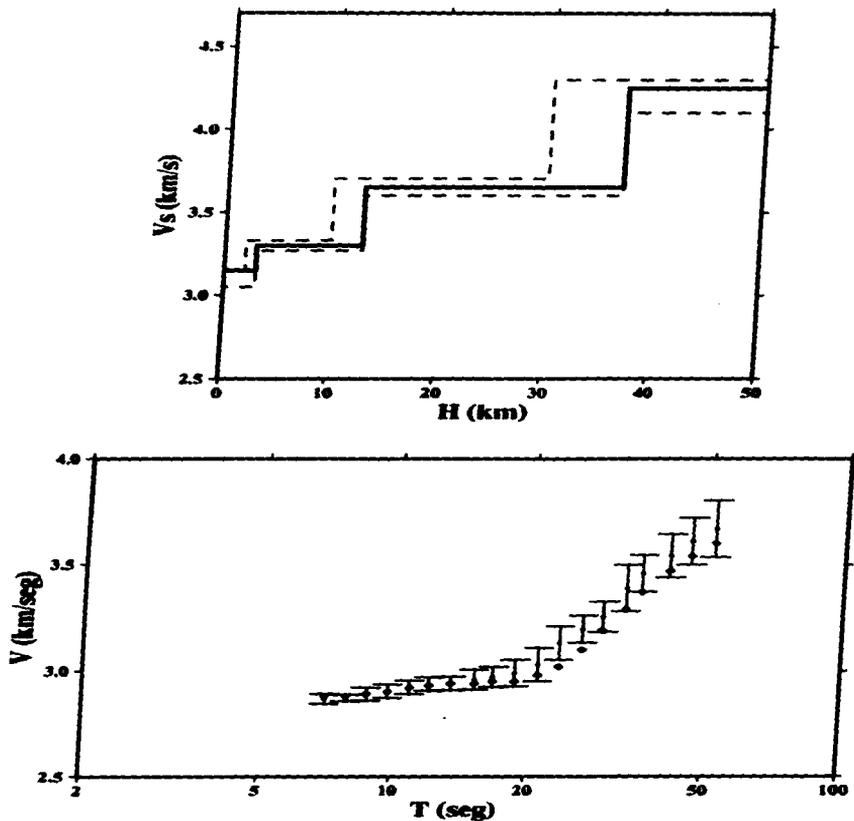


Fig. 30 Parte superior, la línea sólida muestra la estructura de mejor ajuste para la trayectoria 3, las líneas discontinuas corresponden al margen de error de la estructura. Abajo, curva de dispersión (velocidad de grupo) con sus errores, los diamantes muestran la curva de dispersión de la estructura de mejor ajuste de la parte superior.

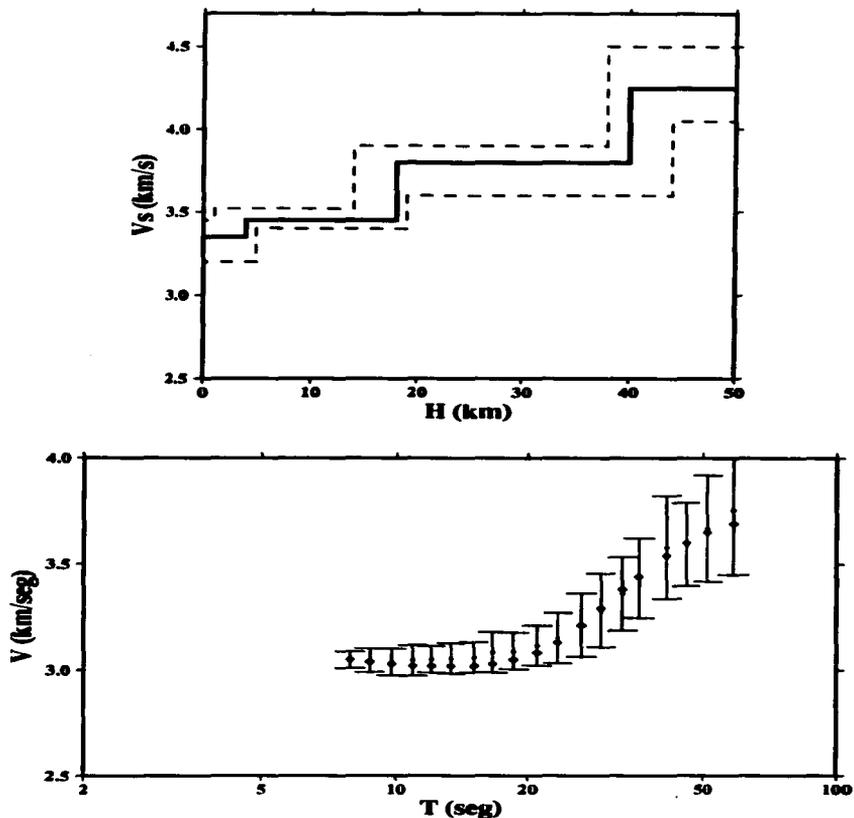


Fig. 31 Parte superior, la línea sólida muestra la estructura de mejor ajuste para la trayectoria 4, las líneas discontinuas corresponden al margen de error de la estructura, abajo, la curva de dispersión (velocidad de grupo) con sus errores, los diamantes muestran la curva de dispersión de la estructura de mejor ajuste de la parte superior.

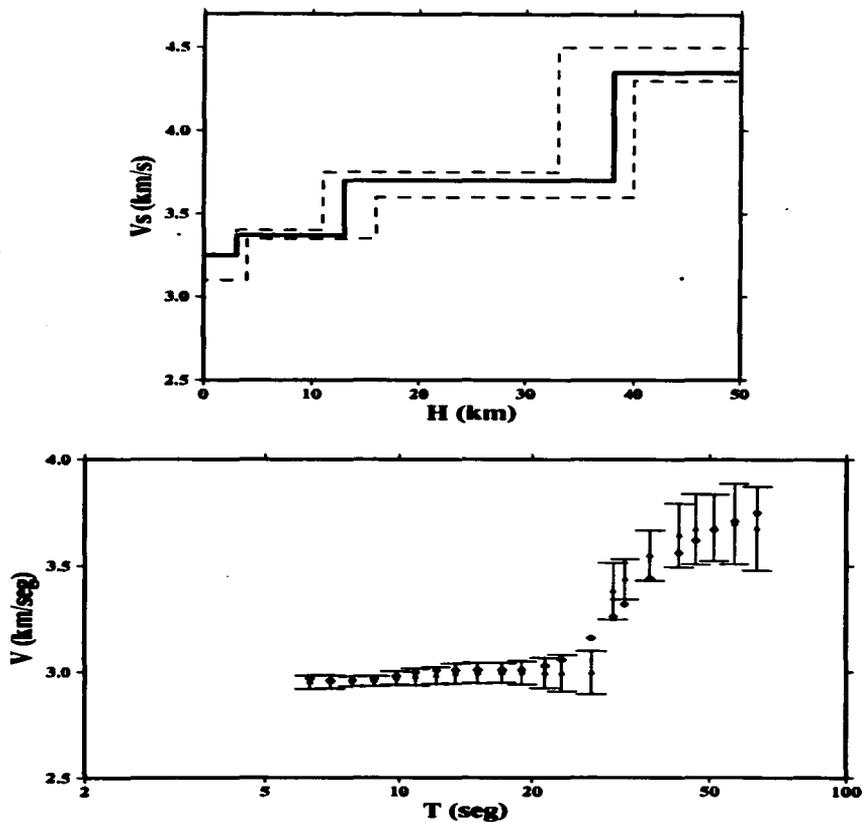


Fig. 32 Parte superior, la línea sólida muestra la estructura de mejor ajuste para la trayectoria 5, las líneas discontinuas corresponden al margen de error de la estructura. Abajo, curva de dispersión (velocidad de grupo) con sus errores, los diamantes muestran la curva de dispersión de la estructura de mejor ajuste de la parte superior.

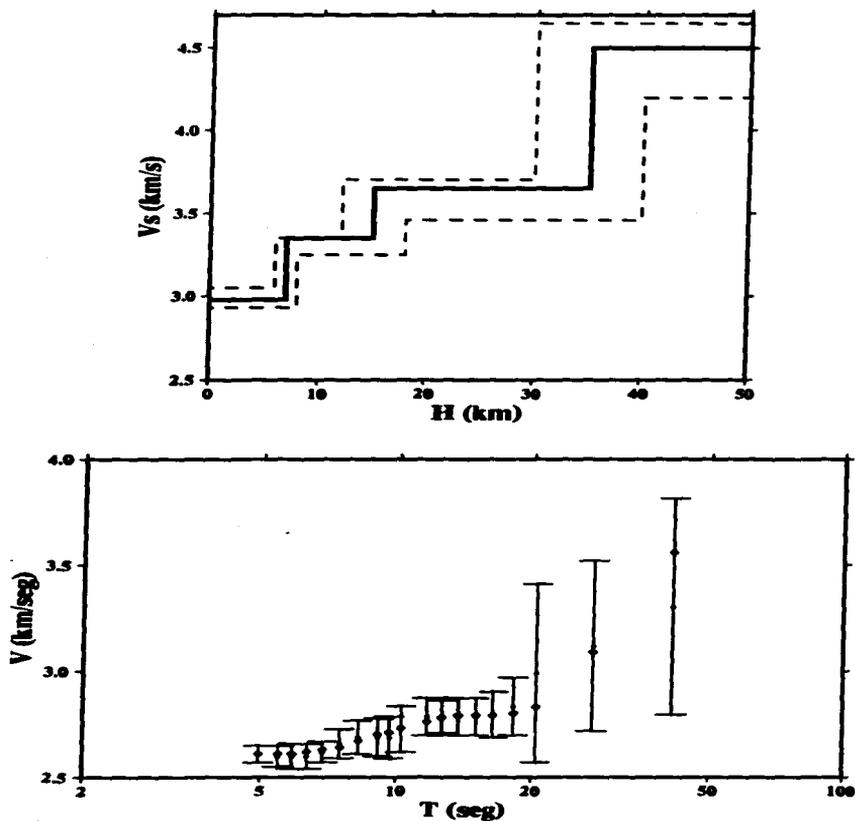


Fig. 33 Parte superior, la línea sólida muestra la estructura de mejor ajuste para la zona de Manzanillo, las líneas discontinuas corresponden al margen de error de la estructura. Abajo, curva de dispersión (velocidad de grupo) con sus errores, los diamantes muestran la curva de dispersión de la estructura de mejor ajuste de la parte superior.

6.4 Análisis de las estructuras

La confiabilidad de las estructuras determinadas se puede verificar calculando sismogramas sintéticos, los cuales se calcularon mediante el método del número de onda discreto (Bouchon y Aki, 1977; Bouchon, 1979). Para calcular los sismogramas sintéticos se requiere, además de la estructura cortical, una estimación del mecanismo focal. Los mecanismos focales que se utilizaron en este trabajo, son los reportados por Harvard (Tabla 3). Los sismogramas sintéticos se comparan con los observados en las componentes vertical (Z) y radial (R), ya que éstas continen las ondas de Rayleigh. Para la trayectoria 1 se calcularon los sismogramas sintéticos con el mecanismo focal del evento 1 (Tabla 3). Para esta trayectoria se utilizaron los registros de velocidad de las estaciones PLIG y CUIG para comparar los sismogramas sintéticos. Los sismogramas se filtraron con un filtro pasabajas a 10 s para eliminar los efectos de modos superiores. Para las componentes Z y R (Fig. 34 y 35) en ambas estaciones, PLIG y CUIG, se encuentra una comparación aceptable entre los sismogramas sintéticos y observados. De igual manera, se calcularon los sismogramas sintéticos de la trayectoria 3 con el mecanismo del evento 9 (Tabla 3) y se comparan con los registros de las estaciones MOIG y CUIG (Fig. 36 y 37), se obtienen también resultados aceptables. Se muestran los sismogramas sintético y observado de la estación PLIG para la trayectoria 4 y la estación OXIG para la trayectoria 5 en las Figuras 38 y 39 respectivamente. Para la trayectoria 4 se utilizó el mecanismo focal del evento 9 y para la trayectoria 5 el mecanismo focal del evento 7 (Tabla 3).

Tabla 3: Parámetros sísmicos

Evento	Mo. (<i>Dyn * cm</i>)	azimut (°)	buzamiento (°)	ángulo de deslizamiento (°)
1	$8.90 \cdot 10^{19}$	289	11	75
7	$5.83 \cdot 10^{17}$	285	25	70
9	$1.05 \cdot 10^{18}$	286	23	70

La estructura que se obtuvo de datos locales para la región de Manzanillo presenta una buena comparación entre el sismograma sintético con el mecanismo focal del evento 9 (Tabla 3) y el sismograma observado en la estación HUMA (Fig. 40).

Las estructuras más confiables son para las trayectorias 1 y 3, los cuales tienen curvas de dispersión con errores menores que las demás trayectorias. Estas trayectorias son casi perpendiculares (Fig. 1), sin embargo, las estructuras son similares y considerando los errores, las estructuras se traslapan (Fig. 41). La trayectoria 4 tiene una curva de dispersión con errores grandes implicando a su vez errores grandes en la estructura. Esta estructura difiere de las anteriores aunque los sismogramas sintéticos para esta estructura son aceptables (Fig. 41). En general todas las estructuras obtenidas presentan cuatro capas, sus velocidades y profundidades no difieren lo suficiente para determinar diferencias significativas entre ellas. La capa 1 (Fig. 19) de las estructuras determinadas puede ser atribuida a una capa volcánico-sedimentaria. La discontinuidad entre la capa 2 y la capa 3 posiblemente sea la discontinuidad de Conrad que se presenta comunmente a profundidades menores a 30 km (Báth, 1973). Esta discontinuidad divide a la corteza en dos capas llamadas capa granítica y capa basáltica, las cuales presentan generalmente velocidades de V_2 menores a 3.57 km/s

y 3.87 km/s respectivamente (Thorne y Wallace, 1995). La discontinuidad debida a las capas 3 y 4 presenta valores similares a los reportados para la discontinuidad de Moho en otras regiones (Báth, 1973). La discontinuidad de Moho es la frontera entre la corteza y el manto y se caracteriza por un crecimiento rápido en la velocidad de las ondas sísmicas.

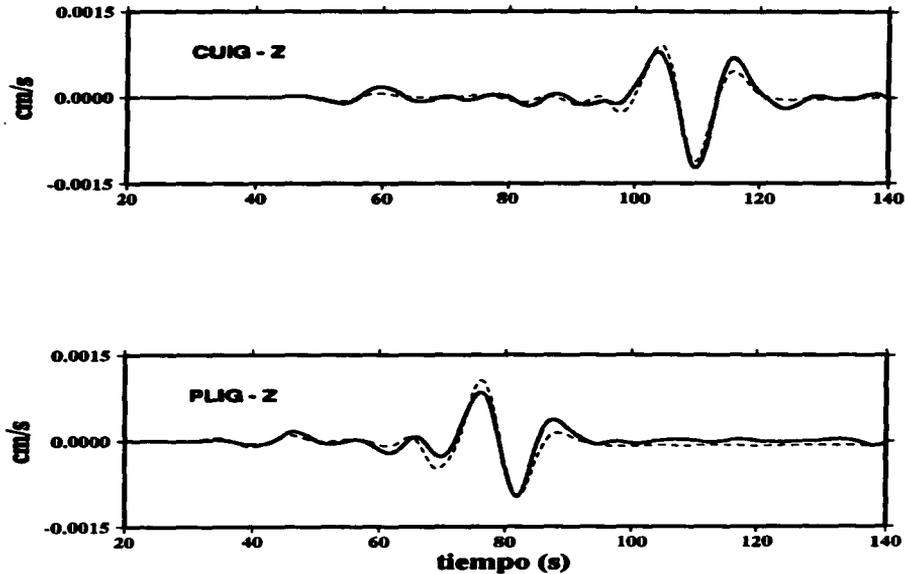


Fig. 34 La línea sólida muestra el evento 1 de la Tabla 1 y la línea punteada el sísmograma sintético para la componente Z de las estaciones PLIG y CUIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard.

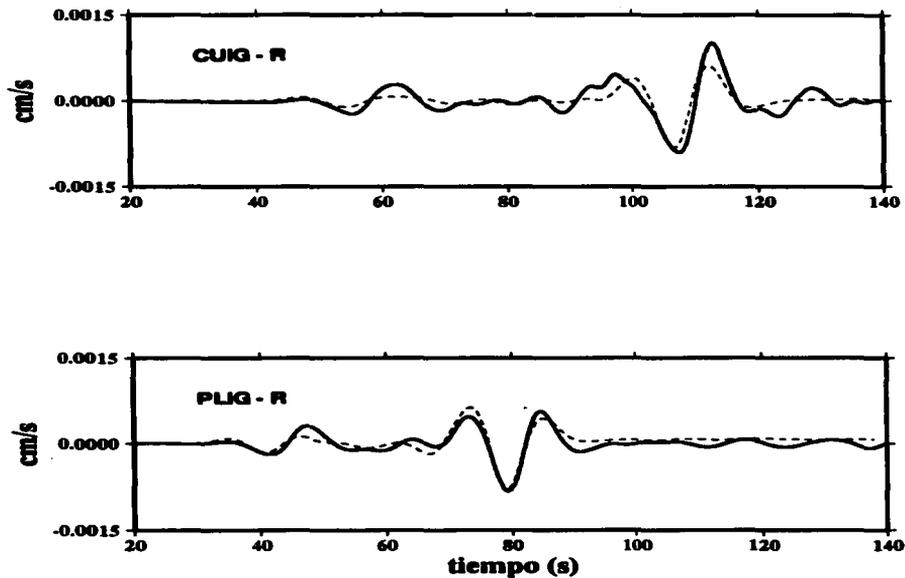


Fig. 35 La línea sólida muestra el evento 1 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para la componente R de las estaciones PLIG y CUIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard.

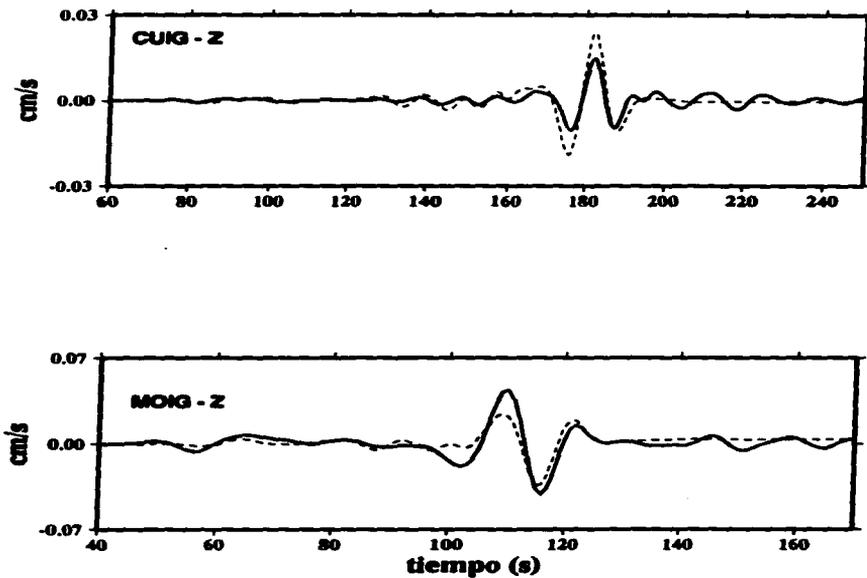


Fig. 36 La línea sólida muestra el evento 9 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para la componente Z de las estaciones MOIG y CUIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard.

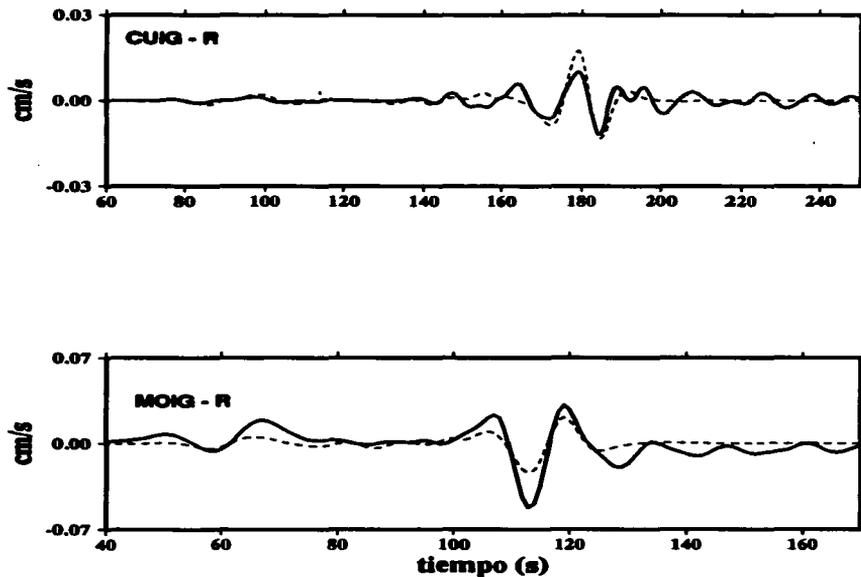


Fig. 37 La línea sólida muestra el evento 9 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para la componente R de las estaciones MOIG y CUIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard.

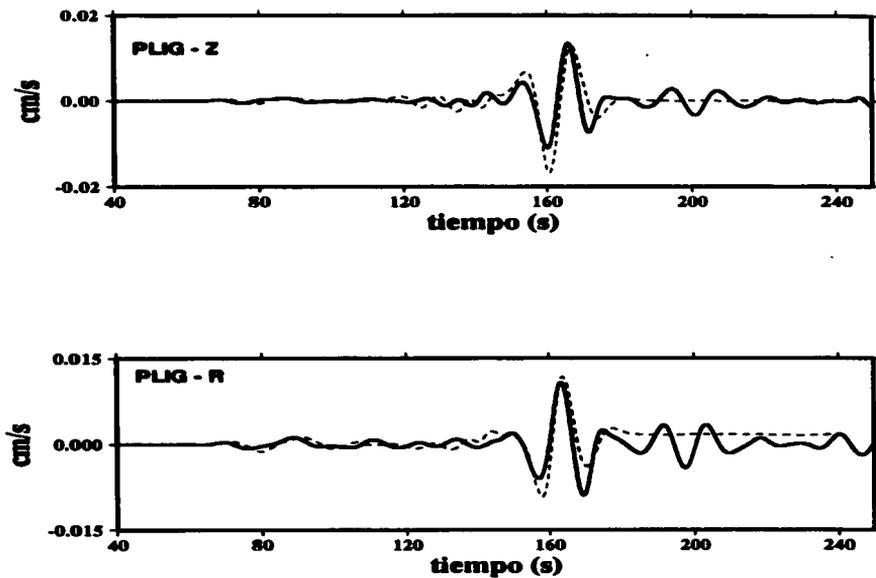


Fig. 38 La línea sólida muestra el evento 9 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para las componentes Z y R de la estación PLIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard.

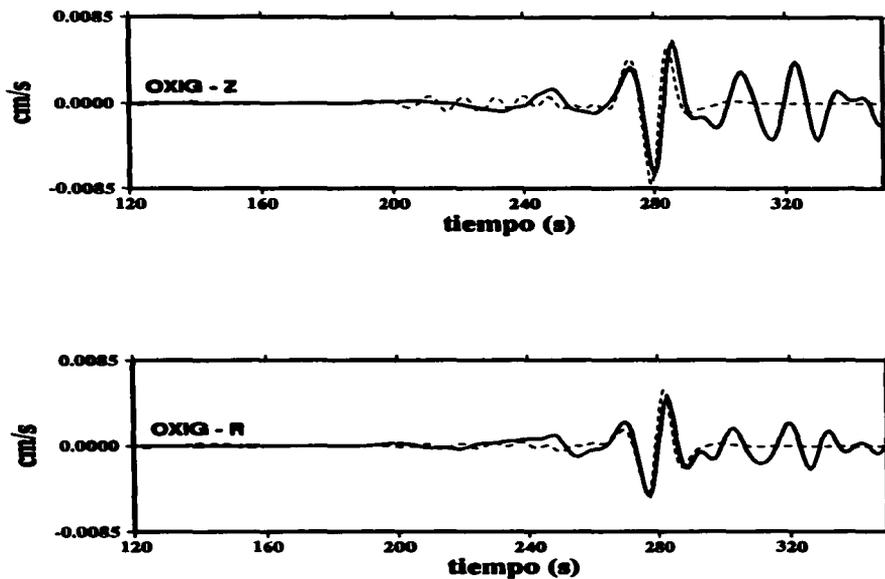


Fig. 39 La línea sólida muestra el evento 7 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para las componentes Z y R de la estación OXIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard.

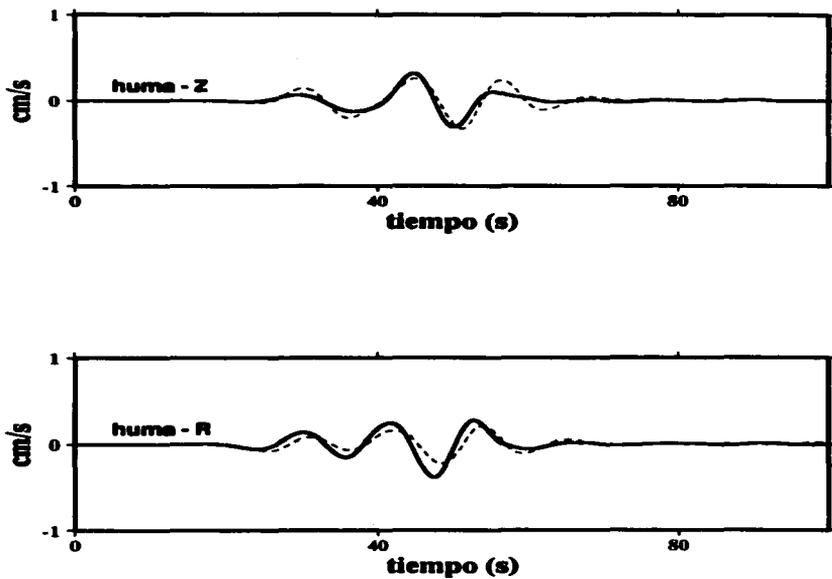


Fig. 40 La línea sólida muestra el evento 9 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para las componentes Z y R de las estación huma utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard.

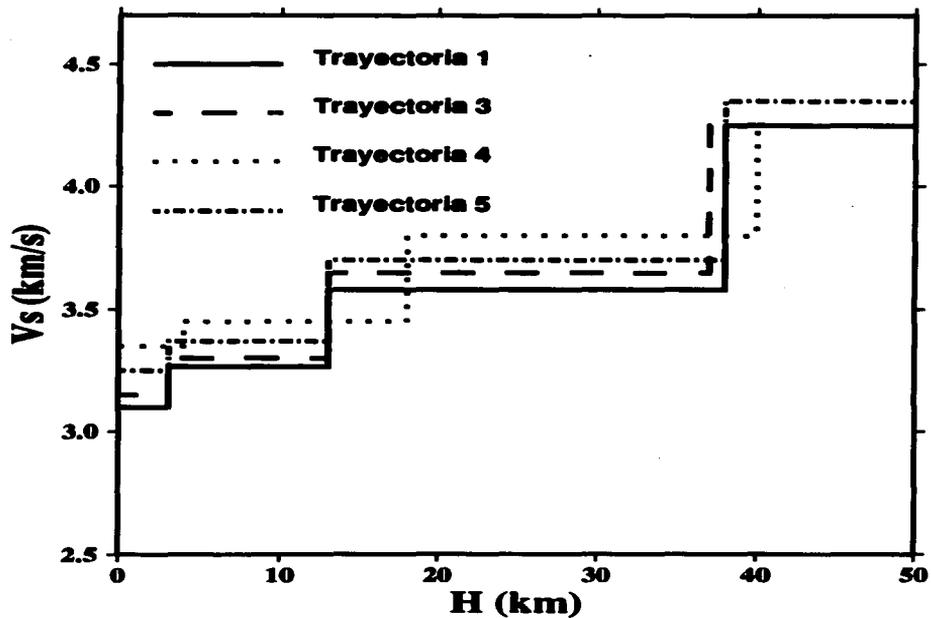


Fig. 41 Estructura de velocidades para las trayectorias 1, 3, 4 y 5 (Fig. 1).

6.5 Comparación con otros trabajos

En la Figura 42 se muestran modelos de corteza para la zona del Altiplano Central Mexicano, utilizando inversión de velocidad de fase (Gomberg et al., 1982), para la región de Oaxaca, con refracción sísmica (Campillo et al; 1989, modificado de Valdés et al., 1986), y el modelo de velocidades para la zona entre las costas de Guerrero-Michoacán y la ciudad de México, utilizando inversión de velocidad de grupo (Campillo et al., 1996). La Figura 42 muestra una comparación de estos modelos con la estructura propuesta en el presente estudio.

Salvo para los primeros 5 km de profundidad, las cuatro estructuras que se muestran en la Figura 41 son similares hasta una profundidad de 38 km donde la estructura de la trayectoria 1 de este trabajo, presenta la discontinuidad de Moho. La estructura propuesta por Campillo et al. (1996), se determinó con métodos similares a los empleados en este trabajo. Ambas estructuras, Campillo et al. (1996) y la presentada aquí, tienen cuatro capas. Los valores para las tres primeras capas en ambos trabajos son similares, mientras que para la capa más profunda se tiene la diferencia más grande. En este trabajo se encontró a una profundidad de 38 km y velocidad de onda s de 4.25 km/s (para las trayectorias 1, 3 y 4) y Campillo et al. (1996), a 45 km de profundidad con una velocidad de onda s de 4.7 km/s (Fig. 42). En ambos estudios, la capa más profunda tiene la mayor incertidumbre. El trabajo de Gomberg et al. (1982) presenta una estructura que tiene en los primeros 5 km de profundidad velocidades menores presentadas en todas las estructuras analizadas en este trabajo (Fig. 41 y 42). Sin embargo, para profundidades entre 13 km y 30 km, la estructura de Gomberg et al. (1982) y la trayectoria 1 coinciden en el valor de velocidad de onda S . Así mismo la profundidad de la discontinuidad de Moho entre estas estructura tienen valores similares (Fig. 42).

La estructura determinada con datos locales se compara con los trabajos de Reyes et al. (1973) y Pacheco et al. (1997) que se realizaron en la misma zona (Figura 43). La estructura de Reyes et al. (1973) se determinó utilizando fuentes controladas y

la estructura de Pacheco et al. (1997) se determinó con tomografía unidimensional. La velocidad de la capa más superficial para los trabajos de Reyes et al. (1973) y Pacheco et al. (1997) ($V_s = 3.35 km/s$) presenta la mayor diferencia con este trabajo ($V_s = 2.95 km/s$). Los errores de la capa más profunda (Fig. 33) no permite una comparación entre las distintas estructuras.

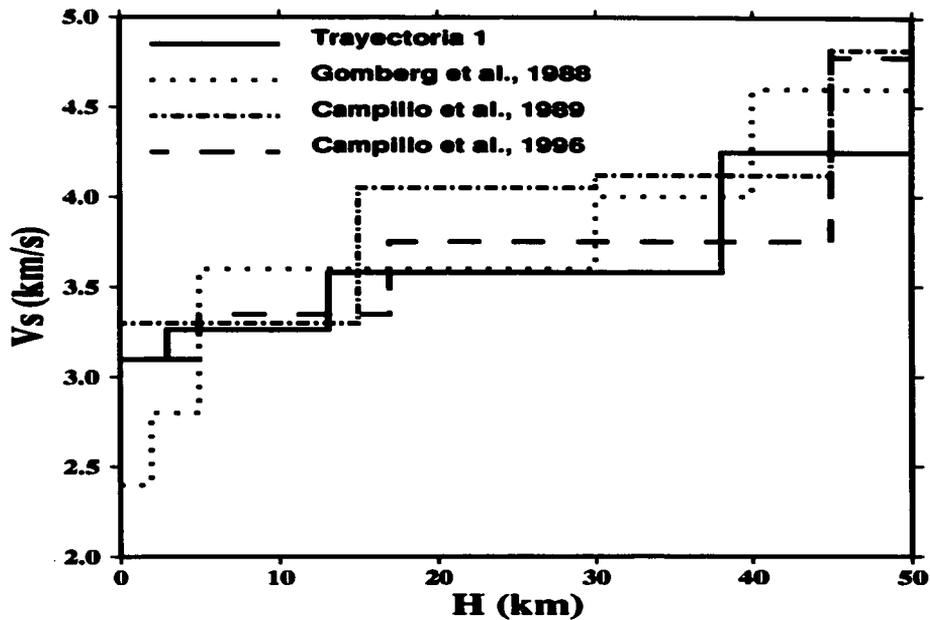


Fig. 42 Comparación de la estructura de velocidades de la trayectoria 1 de este trabajo con las estructuras obtenidas por Gomberg et al. (1988), Campillo et al. (1989) y Campillo et al. (1996).

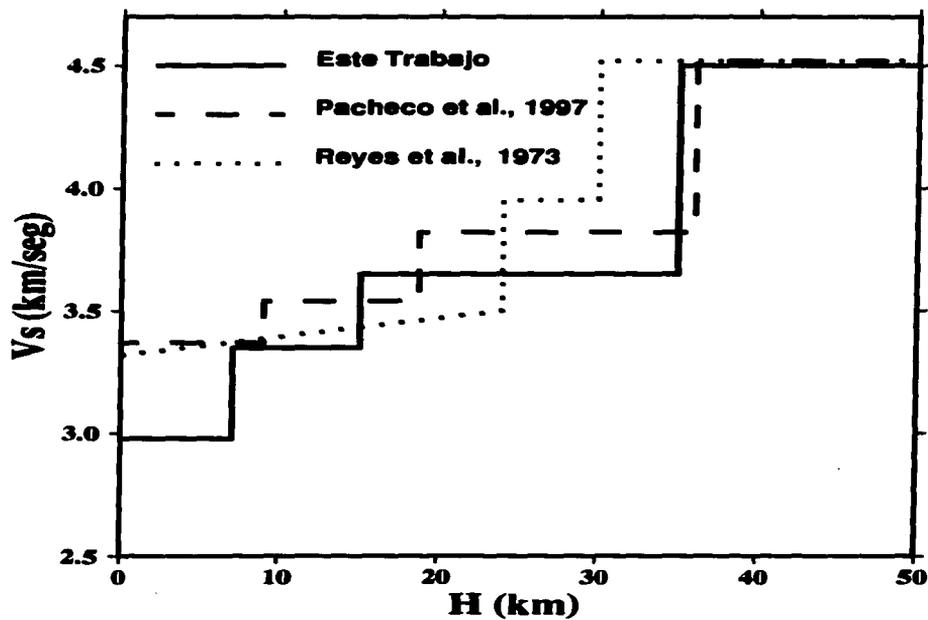


Fig. 43 Comparación de la estructura de velocidades para la región de Manzanillo de este trabajo con las estructuras obtenidas por Pacheco et al. (1997) y Reyes et al. (1973).

7. Conclusiones

En el presente trabajo se analizó la dispersión de ondas superficiales (velocidad de grupo) utilizando el método de filtrado múltiple. Para el análisis se utilizaron trece eventos registrados en estaciones de banda ancha y siete eventos registrados en estaciones locales.

Se observó para las seis trayectorias estudiadas desde las costas del Pacífico sur hasta el Eje Neovolcánico un estrecho margen en la variación de la velocidad de 2.8 km/s a 3.0 km/s para períodos entre 5 s y 20 s aproximadamente.

Se determinó la estructura cortical a partir de las curvas de dispersión. Para todas las trayectorias estudiadas en este trabajo, se presentaron estructuras con tres discontinuidades (cuatro capas). Debido a sus profundidades y velocidades, estas discontinuidades pueden ser atribuidas a: 1) una capa volcánico-sedimentaria, 2) la discontinuidad de Conrad y 3) la discontinuidad de Moho (Fig. 41).

Las dos estructuras con menor margen de error (trayectorias 1 y 3) se localizan sobre el Eje Neovolcánico y perpendicular a éste, las cuales se obtuvieron a partir de los registros de dos estaciones dentro del Eje Neovolcánico y tres estaciones fuera del mismo. Tomando en cuenta el margen de error de ambas estructuras, éstas no se pueden distinguir. Este resultado implica que, para las distancias epicentro-estación que se dieron en este trabajo no es posible determinar diferencias significativas entre las estructuras corticales dentro y fuera del Eje Neovolcánico, usando la dispersión de ondas superficiales (velocidad de grupo).

Los sismogramas sintéticos calculados para las estructuras de las trayectorias 1: Copala (Guerrero) - Cd. de México, 3: Manzanillo (Colima) - Cd. de México, 4: Manzanillo - Iguala (Guerrero) y 5: Manzanillo - Oaxaca (Oaxaca) reproducen los sismogramas observados para períodos mayores a 10 s. Para estos períodos, las estructuras son apropiadas para modelar formas de ondas de sismos con epicentros a lo largo de las costas del Pacífico sur y oeste mexicano. El trabajo de Campillo et al. (1996), el cual se realizó en la misma región con el mismo método, pero para distintas

trayectorias utilizando registros de la estación CUIG (Fig. 1), presenta resultados similares a este trabajo (Fig. 42). La diferencia mayor se encuentra en los valores de la capa más profunda (Fig. 42). Sin embargo, en ambos trabajos es en la capa más profunda donde se tienen los errores más grandes. Cabe mencionar que en este trabajo los valores de esta capa se encontraron en las trayectorias 1, 3, 4 y 5 (Fig. 41).

La técnica de filtrado múltiple también se aplicó para determinar una estructura cortical utilizando los datos registrados con estaciones locales en la región de Manzanillo. Con la curva de dispersión para datos locales se estimó una estructura cortical compuesta por cuatro capas (Fig 33). La mayor parte de las ondas sísmicas registradas en estas estaciones carecen de períodos mayores a 20 s. Esto implica un incremento considerable en los errores para períodos mayores y la consecuente incertidumbre en determinación de las capas más profundas de la corteza. Resulta más conveniente utilizar la dispersión de ondas superficiales, para determinar estructuras corticales, a distancias regionales que a distancias locales.

Las estructuras obtenidas a partir de la dispersión de ondas superficiales (velocidad de grupo) son estructuras promedio entre el epicentro y la estación de registro. Para lograr una mayor resolución de la estructura se propone combinar la técnica utilizada en este estudio con otros métodos como la interpretación de la dispersión para velocidad de fase, entre otros.

8. Referencias

- Aki, K., y Richards, P.G., 1980.** Quantitative Seismology. *Freeman eds., vol 1*
- Báth, M., 1973.** Introduction to Seismology. *Science and Culture, vol 27*
- Bouchon, M., 1979.** Discrete Wave Number Representation of Elastic Wave Fields in Three-Space Dimensions. *J. Geophys. Res., 84, 3609-3614*
- Bouchon, M. y Aki, K., 1979.** Discrete Wave-Number Representation of Seismic-Source Wave Fields. *Bull. Seism. Soc. Am., 67, 259-277*
- Campillo, M., J.C. Gariel, K. AKI y F.J. Sánchez-Sesma, 1989.** Destructive strong ground motion in Mexico City: Source, site and path effects during the great 1985 Michoacán earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am., Vol 79, 427-444*
- Campillo, M., S.K. Singh, N. Shapiro, J. Pacheco y R.B. Herrmann, 1996.** Crustal Structure South of the Mexican Volcanic Belt, base on Group Velocity Dispersion. *Geofis. Int., 35, 361-370*
- Dziewonski, A., Bloch, S. y Landisman, M., 1969.** A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signal. *Bull. Seism. Soc. Am., Vol 59, No 1*
- Ewing, M., W.S. Jardetzky, y F. Press, 1957.** Elastic Waves in Layered Media. *McGraw-Hill, New York*
- GEOLIMEX Working Group, 1993.** Reflections from the subducting plate? Frist results of a Mexican traverse. *Zbl. Geol. Palaont. Teil I, 541-553*

Gomberg, J.S., K.F. Priestley, T.G. Masters y J.N. Brune, 1988. The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. *Geophysical J. Int.* 94, 1-20

Hadley, D. y Kanamori, H., 1979. Regional S-wave structure for southern California from the analysis of teleseismic Rayleigh waves. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 58, 565-666

Herrmann, R.B., 1987. Computer Programs in Seismology, Volume IV: Surface Waves. *Saint Louis University, Missouri.*

Kovach, R.L., 1978. Seismic Surface and Crustal and Upper Mantle Structure. *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol 16, 1-13

Lomnitz, C., 1982. Direct evidence of a subducted plate under southern Mexico. *Nature*, 296, 235-238

Núñez-Cornú, F.J., D. Córdoba, A. González, F.A. Nava, L. González, M.J. Blanco, J. Pous, J. Lermo, G. Calderón, J. Graniel, J. Yamamoto, R. Mota, G. Castellanos, C. Sánchez, y el grupo RISICO DSS, 1994. Crustal structure along the coast in the Guerrero gap, Mexico. *Geophysical Res. Lett*, Submitted

Reyes, A., Brune, N., Lomnitz, C., 1979. Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico earthquake of January 30, 1973. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 1819-1840

Rodi, W.L, Glover, P., Li, T.M.C. y Alexander, S.S, 1975. A fast, accurate method for computing group-velocity partial derivatives for Rayleigh and Love modes.

Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1105-1114

Shapiro, N., 1996. Etude de l'interaction des ondes sismiques guidees regionales avec les heterogeneites de la croute. *Ph. D. Universite Joseph Fourier*

Shapiro, N., Campillo, M., Paul, A., Singh, S.K., D. Jongmans y Sánchez-Sesma, F.J., 1997. Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico. *Geophys. J. Int*, 128, 151-166

Stein, S., 1991. Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. *Department of Geological Sciences, Northwestern University*

Thorne, L. y T.C. Wallace, 1995. Modern global seismology. *Academic Press, Inc.*

Valdés, C.M. y Meyer, R.P., 1996. Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlán earthquake ($M_s = 7.6$) aftershocks. *Geofis. Int.*, 35, 377-401

Valdés, C.M., W.D. Money, S.K. Singh, R.P. Meyer, C. Lomnitz, J.H. Luetgert, B.T. Helsley, B.T.R. Lewis y M. Mena, 1986. Crustal structure of Oaxaca, Mexico from seismic refraction measurements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 547-564

Wang, J. y Teng, T.L., 1994. Surface wave profiling of the lithosphere beneath the Mojave Desert using TERRAscope data. *J. Geophys. Res.*, 99, 743-750

Weidner, D.J., 1974. Rayleigh Wave Phase Velocities in the Atlantic Ocean.

Geophys. J.R. astr. Soc. 36, 105-139

A. Lista de Figuras

Fig. 1	Mapa de las estaciones de banda ancha y epicentros (Tabla 1). Las líneas numeradas (1-6) muestran las trayectorias usadas para la determinación de la dispersión.	8
Fig. 2	Mapa de las estaciones locales y epicentros (Tabla 2). Las líneas muestran las trayectorias usadas para la determinación de dispersión.	9
Fig. 3	Movimiento de una partícula en la superficie libre para una onda de Rayleigh (Stein, 1991).	11
Fig. 4	Variación con la profundidad de las componentes x y z de los desplazamientos para ondas de Rayleigh (Stein, 1991).	12
Fig. 5	Geometría de una capa sobre un semiespacio para ondas de Love (Stein, 1991).	13
Fig. 6	Solución gráfica de la ecuación de dispersión para ondas de Love en una capa sobre un semiespacio. Las intersecciones de las curvas son las raíces de la ecuación y dan la velocidad de las ondas para un período determinado (Stein, 1991).	15
Fig. 7	Curva de dispersión (velocidad de grupo) para el evento 1 registrado en la estación CUIC.	27
Fig. 8	Curva de dispersión (velocidad de grupo) para el evento 1 registrado en la estación YAIG.	27
Fig. 9	Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los eventos 1,2 y 5 registrados en las estaciones CUIG, PLIG y YAIG.	28
Fig. 10	Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los eventos 3,4 y 6 registrados en las estaciones CUIG, PLIG y YAIG.	28
Fig. 11	Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los sismos de Manzanillo registrados en las estaciones CUIG y MOIG	29
Fig. 12	Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los sismos 7,8 y 9 registrados en la estación PLIG.	29
Fig. 13	Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los sismos 7 y 8 registrados en la estación OXIG.	30
Fig. 14	Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los sismos 7, 9 y 13 registrados en las estaciones CAIG, PNIG, ZIIG.	30

Fig. 15	Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los eventos 9, 11, 15, 16, 17 y 19 registrados en las estaciones huma, coma, cuma y CJIG.	31
Fig. 16	Curva de dispersión (velocidad de grupo) para los eventos 9, 16, 17 y 18 registrados en las estaciones coma, cuma y CJIG.	31
Fig. 17	Curvas de dispersión para las trayectorias 1, 3, 4 y 5.	34
Fig. 18	Parte superior, estructura obtenida de la inversión y estructura aproximada a 4 capas, abajo, los diamantes indican la curva de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la trayectoria 1 y los triángulos indican la curva de dispersión (velocidad de grupo) para la estructura de 4 capas.	36
Fig. 19	Parte superior, estructura de 4 capas, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) para 4, 3 y 2 capas.	39
Fig. 20	Parte superior, estructura de 4 capas con la capa 4 colocada a 41 km, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) para las estructuras original y modificada.	40
Fig. 21	Parte superior, estructura de 4 capas con la capa 1 colocada a 31 km de profundidad, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) para las estructuras original y modificada.	41
Fig. 22	Parte superior, estructura de 4 capas con disminución del espesor de la capa 2, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.	42
Fig. 23	Parte superior, estructura de 4 capas con la capa 1 colocada a mayor profundidad, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.	43
Fig. 24	Parte superior, estructura de 4 capas con la capa 1 colocada a menor profundidad, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.	44
Fig. 25	Parte superior, estructura de 4 capas con un gradiente colocado entre las capas 3 y 4, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.	46
Fig. 26	Parte superior, estructura de 4 capas con un gradiente colocado entre las capas 2 y 3, abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada.	47

- Fig. 27 Parte superior, estructura de 4 capas con dos gradientes colocados entre las capas 2 y 3, y entre las capas 3 y 4. Abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada. 48
- Fig. 28 Parte superior, estructura de 4 capas con una zona de baja velocidad en la capa 3. Abajo, curvas de dispersión (velocidad de grupo) obtenida para la estructura original y modificada. 49
- Fig. 29 Parte superior, línea sólida muestra la estructura de mejor ajuste para la trayectoria 1, las líneas discontinuas corresponden al margen de error de la estructura y la línea punteada muestra la estructura que se obtiene de la inversión. Abajo, curva de dispersión (velocidad de grupo) con sus errores, los diamantes muestran la curva de dispersión de la estructura de mejor ajuste de la parte superior. 51
- Fig. 30 Parte superior, la línea sólida muestra la estructura de mejor ajuste para la trayectoria 3, las líneas discontinuas corresponden al margen de error de la estructura. Abajo, curva de dispersión (velocidad de grupo) con sus errores, los diamantes muestran la curva de dispersión de la estructura de mejor ajuste de la parte superior. 52
- Fig. 31 Parte superior, la línea sólida muestra la estructura de mejor ajuste para la trayectoria 4, las líneas discontinuas corresponden al margen de error de la estructura, abajo, la curva de dispersión (velocidad de grupo) con sus errores, los diamantes muestran la curva de dispersión de la estructura de mejor ajuste de la parte superior. 53
- Fig. 32 Parte superior, la línea sólida muestra la estructura de mejor ajuste para la trayectoria 5, las líneas discontinuas corresponden al margen de error de la estructura. Abajo, curva de dispersión (velocidad de grupo) con sus errores, los diamantes muestran la curva de dispersión de la estructura de mejor ajuste de la parte superior. 54

- Fig. 33 Parte superior. la línea sólida muestra la estructura de mejor ajuste para la zona de Manzanillo, las líneas discontinuas corresponden al margen de error de la estructura. Abajo, curva de dispersión (velocidad de grupo) con sus errores, los diamantes muestran la curva de dispersión de la estructura de mejor ajuste de la parte superior. 55
- Fig. 34 La línea sólida muestra el evento 1 de la Tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para la componente Z de las estaciones PLIG y CUIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard. 58
- Fig. 35 La línea sólida muestra el evento 1 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para la componente R de las estaciones PLIG y CUIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard. 59
- Fig. 36 La línea sólida muestra el evento 9 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para la componente Z de las estaciones MOIG y CUIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard. 60
- Fig. 37 La línea sólida muestra el evento 9 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para la componente R de las estaciones MOIG y CUIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard. 61
- Fig. 38 La línea sólida muestra el evento 9 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para las componentes Z y R de la estación PLIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard. 62
- Fig. 39 La línea sólida muestra el evento 7 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para las componentes Z y R de la estación OXIG utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard. 63
- Fig. 40 La línea sólida muestra el evento 9 de la tabla 1 y la línea punteada el sismograma sintético para las componentes Z y R de la estación huma utilizando el mecanismo focal reportado por Harvard. 64
- Fig. 41 Estructura de velocidades para las trayectorias 1, 3 y 4 (Fig. 1). 65

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

- Fig. 42 Comparación de la estructura de velocidades de la trayectoria I de este trabajo con las estructuras obtenidas por Gomberg et al. (1988), Campillo et al. (1989) y Campillo et al. (1996). 68
- Fig. 43 Comparación de la estructura de velocidades para la región de Manzanillo de este trabajo con las estructuras obtenidas por Pacheco et al. (1997) y Reyes et al. (1973). 69

B. Lista de Tablas

Tabla 1	Eventos de Manzanillo y Copala	6
Tabla 2	Eventos locales	7
Tabla 3	Parámetros sísmicos	57

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Javier Pacheco por la dirección de esta tesis. Asimismo al Dr. Francisco Sánchez Sesma, Dr. Jaime Urrutia, Dr. Jaime Yamamoto y Dr. Ramón Zúñiga por la revisión de la tesis. Especialmente agradezco a Nikolai Shapiro por facilitarme los programas de dispersión, a Miguel Santoyo por la asesoría en los sísmogramas sintéticos y al Dr. Shri Krishna por sus comentarios. A Norma Bravo y Araceli Bárcena por su atención prestada en los asuntos administrativos. Agradezco en particular a Birgit por su constante apoyo y a todos los compañeros del departamento de sismología.

La presente tesis fue financiada por el CONACYT.