



03060

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**APLICACIONES DEL MÉTODO DE CRISTALIZACIÓN
SIMULADA A ALGUNOS PROBLEMAS EN SISMOLOGÍA**

T E S I S

PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

(SISMOLOGÍA)

P R E S E N T A

ARTURO IGLESIAS MENDOZA

DIRECTOR

SHRI KRISHNA SINGH

Agosto de 2001



Universidad Nacional
Autónoma de México



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
I.- Introducción	...3
II.- Descripción del método de cristalización simulada	...6
III.- Fuente sísmica	...9
3.1 Introducción	...9
3.2 Ejemplo 1: Sismo del 30 de Septiembre de 1999 Mw=7.5 Oaxaca	...15
3.3 Ejemplo 2: Sismo del 15 de Junio de 1999 Mw=7.0 Tehuacaán	...21
3.4 Ejemplo 3: Sismo del 21 de Julio de 2000 Mw=5.9 Copalillo	...25
IV.- Curvas de dispersión	...28
4.1 Introducción	...28
4.2 Problema directo: Cálculo de las curvas de dispersión	...28
4.3 Curvas de dispersión de velocidad de grupo de sismogramas observados	...29
4.4 Inversión de curvas de dispersión	...29
4.5 Ejemplo: Estructura de corteza para el centro-sur de México	...30
V.- Conclusiones	...34
Referencias	...36
Apéndice A	...42
Apéndice B	...62

RESUMEN

Se propone el uso del método de cristalización simulada como una herramienta versátil capaz de resolver diversos tipos de problemas en sismología. Como aplicaciones de este método se presentan la inversión de parámetros cinemáticos de la fuente sísmica y la inversión de curvas de dispersión para determinar modelos de corteza terrestre para el centro-sur de México. En cuanto a la fuente sísmica, se lleva a cabo una inversión en el dominio de la frecuencia del desplazamiento sobre el plano de falla, así como del tiempo de ascenso y el frente de ruptura. Se presenta la aplicación del método para tres sismos de fallamiento normal de profundidad intermedia recientemente ocurridos en México. Los tres ejemplos muestran características comunes tales como propagación de la ruptura en la misma dirección (hacia el NW y en dirección del echado) y tiempo de ascenso pequeño. En cuanto a la inversión de curvas de dispersión, se presenta la aplicación del método de inversión, para determinar modelos de velocidades a partir de un apilado de curvas de dispersión. Se presentan los resultados para el apilado de dos trayectorias para el centro-sur de México. La primera trayectoria se trata de sismos ocurridos en la costa de Guerrero y registrados en la estación de banda ancha CUIG ubicada en la Ciudad de México. La segunda trayectoria consta de sismos ocurridos en la costa de Oaxaca y registrados en la estación PLIG ubicada en la ciudad de Iguala. Los resultados muestran que las principales diferencias entre ambas trayectorias se encuentran en la velocidad de la primera capa así como en la profundidad del Moho.

En ambos problemas sismológicos, la implementación del método de cristalización simulada fue exitosa, y los resultados permiten pensar que el método puede aplicarse tanto a la solución cinemática de otros sismos como a la determinación de modelos de corteza en otras regiones del país.

I.- INTRODUCCIÓN.

El cálculo del problema inverso en la geofísica en general, es un paso fundamental para conocer con mayor certidumbre los parámetros físicos asociados a algún fenómeno. En este contexto la sismología no es la excepción. La solución del problema inverso es indispensable en problemas como el de la localización hipocentral de un sismo; también a través de un proceso de inversión ha sido posible la determinación de las características generales del planeta (p.ej. *Bolt, 1973*). El método de inversión de "mínimos cuadrados", ha sido usado con éxito en la solución de gran cantidad de problemas geofísicos (p.ej. *Lines y Treitel, 1984*). Este método supone que el problema es de naturaleza lineal y que los datos cumplen una distribución Gaussiana. Dado que el sistema formado es normalmente sobredeterminado (existen mas datos que parámetros), la matriz de coeficientes es pre-multiplicada por su transpuesta para formar un sistema cuadrado de ecuaciones lineales el cual puede ser resuelto con algún método analítico o numérico. Sin embargo, muchos problemas de geofísica son de naturaleza no-lineal, por lo que para aplicar el método de mínimos cuadrados es necesario linealizar el problema usando la expansión en series de Taylor de primer orden y resolver iterativamente a partir de un modelo inicial propuesto (p.ej. *Menke, 1984*). Este procedimiento implica una fuerte dependencia del modelo inicial (p.ej. *Sambridge y Drijkoningen, 1992*), por lo que la precisión de la solución estará dominada por la selección del modelo inicial y por lo tanto de la incertidumbre que *a priori* se tiene de la solución.

Las capacidades actuales de cómputo permiten pensar en otras alternativas que, si bien requieren un gran esfuerzo computacional, escapan de las limitaciones inherentes a la linealización del problema. El objetivo de estos métodos es explorar exhaustivamente la superficie de modelos hasta obtener uno que cumpla adecuadamente con las observaciones. El más sencillo de estos métodos, llamado *grid-search* (*Sambridge y Kennett, 1986*), consiste en discretizar el espacio de soluciones y calcular el problema directo para cada combinación de parámetros comparando la respuesta teórica con las observaciones y conservando la más parecida. Una variación de este método es conocida como *Motecarlo* (*Sambridge y Drijkoningen, 1992*) y consiste en probar aleatoriamente varias combinaciones de parámetros hasta obtener alguno cuya respuesta teórica se parezca lo suficiente a las observaciones. Existen otras alternativas que pretenden llevar a cabo la búsqueda de la mejor solución fundamentadas en algunas analogías con procesos naturales. Los dos métodos de este tipo más conocidos son los algoritmos

genéticos (AG) (Goldberg, 1989) y cristalización o templamiento simulado (S.A.¹) (Girkpatrick, 1983).

El primero consiste en discretizar el espacio de soluciones (como en *grid-search*), y codificar cada combinación de parámetros en números binarios. Estas combinaciones son sometidas a los procesos genéticos más comunes llamados selección, cruce y mutación. Para cada modelo se calcula la respuesta teórica y se compara (con alguna función de costo) con las observaciones obteniendo así un desajuste. Dicho desajuste será el criterio básico para seleccionar el modelo o descartarlo de la inversión. Los modelos seleccionados son cruzados intercambiando parte de su cadena genética (codificación en binario de los parámetros). Finalmente aleatoriamente se cambia la paridad de un bit, por modelo, en la cadena genética, semejando el proceso de mutación en las especies. Este mismo esquema se repite un número definido de veces o hasta alcanzar un ajuste esperado.

La segunda alternativa está basada en el proceso de cristalización o de templamiento, donde un modelo inicial es perturbado aleatoriamente, calculando, para éste, una energía asociada (diferencia del desajuste del modelo inicial y el modelo perturbado). Para cada modelo se asignará una probabilidad de ser aceptado en función de un parámetro exógeno llamado temperatura. Este proceso se vuelve iterativo y la temperatura es reducida lentamente. La función que relaciona la temperatura con la probabilidad de que un modelo sea aceptado, es la misma que se usa para calcular la posible configuración de un sistema termodinámico a cierta temperatura. Este modelo es usado para representar el fenómeno que ocurre cuando una sustancia mineral es calentada hasta la fusión y lentamente enfriada hasta alcanzar un estado de energía mínimo (formación de cristales). Estos dos métodos con algunas variaciones han sido utilizados para resolver un gran número de problemas en sismología (p.ej. Sen y P. Stoffa, 1991; Stoffa y Sen, 1991; Wilson y Vasudevan, 1991; Sambridge y Drijoningen, 1992). En este trabajo el método de cristalización simulada se aplica en la solución de dos problemas sismológicos de naturaleza diferente: inversión de parámetros cinemáticos de la fuente sísmica y determinación de la estructura de velocidades a partir de la inversión de curvas de dispersión. El primero de los temas abordados consiste en obtener, a través de la inversión, la historia de la ruptura de sismos moderados y grandes. Este problema se resuelve invirtiendo registros locales y regionales en el dominio de la frecuencia y dada la descripción de la fuente el problema es de naturaleza no-lineal por lo que se justifica el

¹ Abreviación de Simulated Annealing, como es llamado comúnmente este método.

so del método de S.A.. En este trabajo se presenta la aplicación del método en la determinación de parámetros de la fuente de tres sismos de fallamiento normal recientemente ocurridos en México (Tehuacán, 15/06/99, $M_w=6.9$; Oaxaca 30/09/99, $M_w=7.4$ y Copalillo 21/07/00, $M_w=5.9$).

Por otro lado, se aborda el problema de la inversión de curvas de dispersión de velocidad de grupo, con el fin de obtener modelos de corteza. Este problema también es no-lineal y se resuelve usando por separado los métodos de S.A. y AG, los cuales posteriormente son comparados entre sí en términos de eficiencia de cómputo.

II.- DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO DE CRISTALIZACIÓN SIMULADA.

El problema de inversión en geofísica puede ser visto como un problema de minimización, donde la función objetivo es la función de desajuste o de "costo" entre las observaciones y los modelos sintéticos. Los métodos de optimización para problemas multiparamétricos no lineales pueden ser clasificados en dos grupos (*Sambridge y Drijkoningen, 1992*), aquellos que usan la información local proporcionada por el gradiente de la función objetivo para alcanzar, a partir de un modelo inicial, el mínimo de una manera iterativa. Se incluyen en este grupo el método clásico de mínimos cuadrados y sus variantes así como los métodos del descenso mas pronunciado (steepest descent) y el método de gradiente conjugado entre otros.

La segunda clase de métodos no utiliza información de las derivadas (evitando la linealización del problema) y en su lugar utiliza un proceso aleatorio para explorar la superficie de modelos y encontrar el mínimo global. A este tipo de métodos pertenece el método de cristalización simulada (S.A.) o templamiento simulado (simulated annealing), propuesto por *Kirkpatrick et al. (1983)*, siguiendo el trabajo de Metrópolis y otros (1953).

El método de S.A. pretende aplicar los conceptos básicos de la mecánica estadística a la optimización combinatoria. El objetivo de la mecánica estadística (*de la Rubia y Español, 2001*) es obtener las propiedades macroscópicas de los sistemas físicos a partir de una descripción microscópica de los mismos. Sin embargo dado el número de partículas presentes en sistemas no muy densos (por ejemplo para los gases es del orden de 10^{23} átomos por centímetro cúbico), la descripción microscópica como la posición y la velocidad de cada partícula, se vuelve impráctica, por lo que es necesario analizar el sistema desde un punto de vista más estadístico, con un número mucho más reducido de variables, que permita obtener resultados macroscópicos que en promedio coincidan con los obtenidos experimentalmente.

De acuerdo a esta disciplina, la probabilidad de que una configuración dada exista a una temperatura (T) está regida por la siguiente expresión (*Kirkpatrick et al., 1983*):

$$P(\{r_i\}) = e^{\frac{-E(\{r_i\})}{k_B T}} \quad (\text{ec.2.1})$$
 donde $P(\{r_i\})$ es la probabilidad de existencia de una configuración espacial del sistema $\{r_i\}$, E es la energía asociada a dicho sistema y k_B es una constante llamada constante de Boltzman.

De acuerdo a la ecuación anterior, cuando la temperatura disminuye hasta el límite de estabilidad del sistema (justo antes del cambio de fase), sólo estados de energía mínima (estados base) tendrán probabilidad de existir. Esto implica que en esta situación, la sustancia tenderá a agruparse en estructuras ordenadas, donde la energía será mínima.

En situaciones reales, la condición de baja temperatura no es suficiente para alcanzar estados de energía mínima. En experimentos donde se buscan estos estados (por ejemplo el crecimiento de un cristal a partir de una sustancia), es necesario hacer un cuidadoso templamiento, que consiste en primero fundir la sustancia y entonces disminuir lentamente la temperatura permitiendo que ésta permanezca largo tiempo a una temperatura cercana a la solidificación. Si por el contrario la temperatura es reducida súbitamente, la sustancia solidifica como vidrio sin orden cristalino. Este fenómeno es observado a menudo en la naturaleza, donde un magma que permanece en condiciones de lento enfriamiento forma rocas con cristales bien desarrollados (rocas intrusivas), mientras aquel magma que es expulsado a la superficie se enfría rápidamente formando rocas con gran contenido de vidrios (rocas extrusivas).

En el método de S.A. estos principios son aplicados a la optimización de funciones multiparamétricas y no lineales. Supongamos una función $f(x_n)=y$ que depende de n variables independientes de la cual se desea encontrar el mínimo. El método de S.A. propone establecer un conjunto de valores iniciales para las variables independientes $(x_n|_0)$ y calcular el valor de $f(x_n|_0)$ que en términos de mecánica estadística sería equivalente a calcular la energía para dicha configuración. Hecho esto se perturban ligeramente los valores de las variables independientes $(x_n|_{0+\Delta})$ y se calcula nuevamente la función $f(x_n|_{0+\Delta})$ para las nuevas variables. La probabilidad de que la nueva configuración $(x_n|_{0+\Delta})$ substituya en el proceso a la anterior configuración $(x_n|_0)$ estará determinada por la diferencia $\Delta E = f(x_n|_{0+\Delta}) - f(x_n|_0)$ (incremento de energía), y por la

$$\text{función (cfr. ec. 2.1) : } P(\Delta E) = \begin{cases} e^{-\frac{\Delta E}{k_b T_0}} & \text{para } \Delta E > 0 \\ 1 & \text{para } \Delta E < 0 \end{cases}$$

Conservando la misma temperatura T_0 , los procedimientos de perturbación de la configuración y de sustitución de la anterior en su caso, es repetido un número definido de veces. Cuando esto ha concluido, la temperatura es reducida como:

$$T_1 = kT_0$$

donde k es una constante cercana pero menor a uno. Para la nueva temperatura se sigue el mismo proceso descrito hasta alcanzar el mínimo de la función.

En resumen el método de S.A. se puede ver como la aplicación reiterada de tres funciones (*Vasudevan et al., 1983*):

- Función de energía o función de costo $f(x_n)=y$
- Función de orden $P(\Delta E)$
- Función de temperatura $T_1 = kT_0$

Una de las bondades de este método (así como de otros métodos de búsqueda global, p.ej., algoritmos genéticos, grid-search, montecarlo) es que son fácilmente implementados en la solución de una gran cantidad de problemas, ya que su fundamentación no depende del problema específico. Si bien, la aplicación de este método implica el cálculo reiterado del problema directo (con efecto de determinar ΔE), y por lo tanto un alto costo en tiempo de cómputo, las capacidades actuales en esta materia permiten la aplicación de este tipo de métodos.

Una descripción más detallada de la implementación de S.A. usada en esta tesis puede encontrarse en el *apéndice B* de esta tesis y en *Iglesias, (2000)*.

III. FUENTE SÍSMICA.

3.1 Introducción.

La determinación de los parámetros de la fuente sísmica tiene gran importancia en el establecimiento del marco tectónico regional de una zona, en el entendimiento de la física de la generación de los temblores y en la evaluación del riesgo sísmico asociado.

Actualmente es posible determinar de manera muy rápida la localización y el tensor de momentos después de un temblor. Diversos servicios automatizados (p.ej National Earthquake Information Center, NEIC) dan un reporte de todos los sismos, a partir de cierta magnitud (> 5.5), ocurridos en el mundo. Esta información es sumamente útil para describir el mecanismo de la falla, así como para conocer la magnitud del sismo. Sin embargo estas determinaciones rápidas no proporcionan la información suficiente para llevar a cabo estudios más complejos. Por ejemplo, debido a que estos cálculos rápidos consideran a la falla como una fuente puntual, no es posible determinar en primera instancia cual de los dos planos nodales solución es en realidad el plano de falla. Para los sismos de magnitud moderada y grande es importante saber la distribución de la dislocación; por esta razón que se han desarrollado varios esquemas (v. gr. *Yagi y Kikuchi, 1999; Cotton y Campillo, 1995*) que permiten conocer a detalle la distribución de dislocaciones sobre el plano de falla así como características cinemáticas de la ruptura. En este trabajo se utilizó un esquema basado en el artículo de *Cotton y Campillo (1995)*, donde el plano de falla es dividido en celdas (*figura 3.1*), para cada una de las cuales son calculadas funciones de transferencia a todas las estaciones consideradas. El cálculo de las funciones de transferencia se lleva a cabo usando el método del número de onda discreto propuesto por *Bouchon (1981)*. Estas funciones de transferencia son convolucionadas con una función temporal de fuente cuyos parámetros son el momento de la ruptura, el tiempo de ascenso (tiempo que tarda en alcanzar el máximo desplazamiento) y el deslizamiento para cada subfalla. Finalmente se suman (en el dominio de la frecuencia) las contribuciones de cada subfalla construyendo así sismogramas sintéticos. Este cálculo de sismogramas sintéticos es usado como problema directo dentro del esquema de inversión de cristalización simulada para determinar los parámetros mencionados (tiempo de ruptura, tiempo de ascenso y dislocación) para un sismo en particular. En el presente capítulo se mostrarán los resultados de la aplicación del método S.A. en la inversión de parámetros cinemáticos de la fuente sísmica, específicamente para tres sismos ocurridos en México: Oaxaca ($M_w=7.4$) 30 de

Septiembre de 1999, Tehuacán (Mw=6.9) 15 de Junio de 1999 y Copalillo (Mw=5.9) 21 de Julio de 2000.

Como se mencionó en el capítulo anterior, el método de S.A. requiere el cálculo reiterado del problema directo, por lo que este capítulo comenzará por describir brevemente el problema directo usado en esta implementación.

3.1.1 Problema directo: Cálculo de sismogramas sintéticos suponiendo una fuente compleja (propagación de la ruptura).

A lo largo de este trabajo se siguió la descripción de la falla propuesta por *Cotton y Campillo (1995)*. Consiste en subdividir el plano de falla en pequeñas regiones de igual área llamadas subfallas (*figura 3.1*). Cada subfalla es representada por un arreglo de fuentes puntuales equiespaciadas. Con esta parametrización el espectro de los desplazamientos u en la estación i a una frecuencia dada ω , pueden ser representados como una suma lineal de la contribución de cada subfalla con su retraso correspondiente debido al tiempo que tarda la ruptura en alcanzar una determinada subfalla:

$$u_i(\omega) = \sum_{k=1}^n s_k e^{-i\omega t_k} g_{ki}(\omega) S_k[R_k, \omega]$$

donde:

$u_i(\omega)$ es el espectro de los desplazamientos en la estación i -ésima

n es el número de subfallas en las que se subdivide el plano de falla

t_k es el tiempo desde que rompe el hipocentro hasta que rompe la subfalla k -ésima

s_k es el deslizamiento promedio sobre la subfalla k -ésima

$S_k[R_k, \omega]$ es la función de tiempo de la fuente para cada subfalla que sólo depende del tiempo de ascenso R_k ("rise time")

$g_{ki}(\omega)$ es el espectro del deslizamiento para un deslizamiento unitario desde la estación i hasta la subfalla k .

Por lo tanto los parámetros libres por cada subfalla son el tiempo de ascenso " R ", el deslizamiento promedio " s " y el tiempo de ruptura " t ".

A lo largo de este trabajo, g_{ki} , es calculada usando el programa "AXITRA" (*Coutant, 1989*), el cual está basado en el método de número de onda discreto (*Bouchon y Aki, 1977*) para el cálculo de las funciones de Green combinado con el método de matrices de reflexión y transmisión (*Kennett, 1983*). Las funciones de Green para un medio estratificado pueden ser expresadas como una doble integral sobre la frecuencia y el número de onda horizontal. El método de número de onda discreto consiste en representar la integral

sobre el número de onda horizontal como una sumatoria discreta (Bouchon, 1981), lo que facilita la solución.

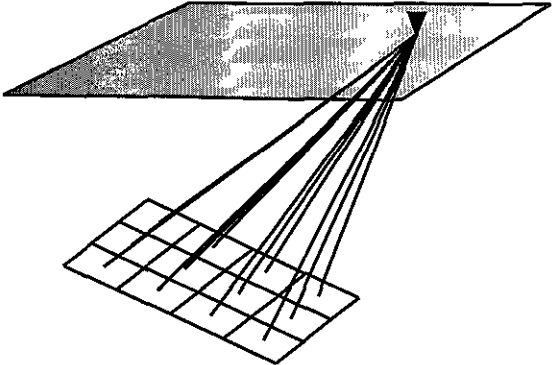


Figura 3.1 Representación del plano de falla dividido en subfallas de igual área. Utilizando el método de número de onda discreto se calculan funciones de Green desde cada subfalla hasta cada estación.

Siguiendo el trabajo de Cotton y Campillo (1995), la función de tiempo de la fuente S fue definida como:

$$S(t) = 0.5 \left[1 + \tanh \left(\left(t + \frac{R}{2} \right) \left(\frac{R}{2} \right) \right) \right]$$

que se trata de una rampa como la mostrada en la figura 3.2:

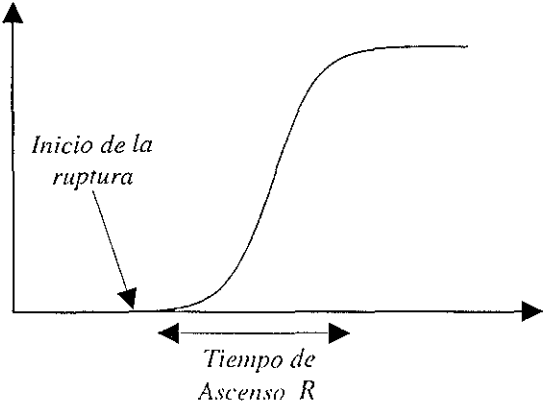


Figura 3.2 Función de tiempo de la fuente.

3.1.2 Inversión de parámetros cinemáticos de la ruptura.

La inversión consiste en, a partir de datos locales y regionales, obtener los parámetros de deslizamiento, tiempo de ascenso e inicio de la ruptura para cada una de las subfallas. Con este objetivo, el programa para calcular el problema directo y la función de costo (proporcionados por B. Hernández, ver Hernández et al., 2001), fue introducido en un programa de inversión de S.A. (modificado del propuesto por *Goeffe et al., 1994*).

-Parametrización.

El cálculo de las funciones de Green requiere el conocimiento de la estructura de velocidades. Para los tres sismos estudiados fue usada la estructura de velocidades promedio para el sur de México propuesta por *Campillo et al. (1996)* a partir de un estudio de ondas superficiales. En el mencionado trabajo se determina, a través de un proceso de inversión, las velocidades de ondas S y los espesores de las capas más representativas de la corteza, así como la velocidad de la onda S del manto superior. El modelo de velocidades mencionado está listado en la *tabla 3.1*. Las velocidades de onda P fueron calculadas considerando un sólido de Poisson $\alpha = \sqrt{3} * \beta$, donde α es la velocidad de ondas P y β es la velocidad de ondas S. Las densidades (ρ) se calcularon usando la relación $\rho = .32 * \alpha + .77$ (*Bertheussen, 1977*).

Espesor (Km)	Velocidad (α) (Km/s)	Velocidad (β) (Km/s)	ρ (gr/cm ³)
5	5.36	3.10	2.49
12	5.71	3.30	2.6
28	6.49	3.75	2.85
∞	8.22	4.75	3.4

Tabla 3.1 Estructura de velocidades usada en el cálculo de las funciones de Green (Campillo et al., 1996).

El tamaño de la falla usado en cada caso depende del momento sísmico del sismo y por lo tanto de la magnitud del mismo. El momento sísmico es igual a:

$$M_0 = \mu \bar{D} \Lambda$$

donde:

M_0 es el momento sísmico escalar

μ es la rigidez (resistencia al esfuerzo cortante) del medio

\bar{D} es el desplazamiento promedio sobre el plano de falla

A es el área del plano de falla

Despejando A de la expresión anterior:

$$A = \frac{M_0}{\mu \bar{D}}$$

si suponemos un valor típico de rigidez de 2×10^{11} dinas/cm²:

$$A = \frac{M_0}{2 \times 10^{11} \times \bar{D}}$$

Como se puede observar en la expresión anterior, el área de la ruptura y el desplazamiento promedio son parámetros acoplados. Dado este acoplamiento de parámetros, es necesario suponer un desplazamiento promedio sobre el plano de falla. Una manera confiable de determinar el área de ruptura, es delimitarla con la posición de las réplicas del sismo. Por otro lado el desplazamiento promedio escala también con la magnitud, en la tabla 3.2 (Stein y Wysession, 1999) se muestran algunos ejemplos de desplazamiento promedio y área de ruptura para algunos sismos importante.

	Ms	Área (Km ²) Largo x Ancho	Desplazamiento Promedio (m)	Momento Sísmico (Dinas-cm)
San Fernando (1971)	6.6	20 x 14	1.4	1.2×10^{26}
San Francisco (1906)	8.2	320 x 15	4	6.0×10^{27}
Alaska (1964)	8.5	500 x 300	7	5.2×10^{29}
Chile (1960)	8.3	800 x 200	21	2.4×10^{30}

Tabla 3.2 Área de ruptura y desplazamiento promedio de algunos sismos importantes

Dado el esquema usado en este trabajo, es posible establecer un área de ruptura aproximada y esperar que el proceso de inversión limite la zona donde ocurrieron los deslizamientos. Por otro lado el desplazamiento promedio solo es requerido como modelo inicial, ya que uno de los parámetros libres de la inversión es precisamente el desplazamiento sobre cada subfalla.

Entre mayor sea el número de subfallas en las que se divide el plano de falla el detalle de la ruptura será mejor, sin embargo el número de parámetros libres (3 por cada subfalla) se incrementará por lo que el tiempo de cómputo será mayor y la convergencia del método será más difícil.

La banda de frecuencias invertidas dependerá de la calidad de los datos y de la magnitud del sismo. Una preliminar inspección de los datos y sus espectros de Fourier puede ayudar a determinar cual es el rango de frecuencias confiable para llevar a cabo la inversión. Por otro lado los detalles de la ruptura se encuentran alrededor de la frecuencia de esquina del espectro de un sismo, por lo que el intervalo de frecuencias deberá contenerla.

Con efecto de modelar adecuadamente las formas de onda observada, la distancia entre las fuentes puntuales dentro de cada subfalla será menor a un sexto de la longitud de onda más corta (*Cotton y Campillo, 1995*), la cual puede calcularse como

$$\lambda_{min} = \frac{\beta_{min}}{f_{max}}$$

donde:

λ_{min} es la longitud de onda más corta

β_{min} es la velocidad de propagación de ondas S más baja del modelo de estructura utilizado (en este caso 3.1 Km/s)

f_{max} es la frecuencia máxima que se puede modelar

A lo largo de la inversión se consideran conocidos los parámetros geométricos del plano de falla (azimut, echado y dirección del deslizamiento "rake").

La función de costo usada para medir el desajuste fue la misma que la usada en el trabajo de Hernández y otros (2001) y es calculada como:

$$misfit = \sum_{i=1}^{nst} \sum_{j=1}^3 \sum_{k=1}^{nfreq} \frac{(Re(synth(i, j, k)) - Re(obs(i, j, k)))^2 + (Im(synth(i, j, k)) - Im(obs(i, j, k)))^2}{(Re(obs(i, j, k)))^2 + (Im(obs(i, j, k)))^2} \dots(ec 3.1)$$

donde: *nfreq* es el número de frecuencias que se invierten, *j* es el contador que controla la componente (EW, NS y vertical), *nst* es el número de estaciones usadas en la inversión,

Re es la parte real e Im la parte imaginaria del espectro y $synth$ y obs son los espectros de los sismogramas calculado y observado respectivamente.

De esta manera por cada modelo sólo se tendrá un valor de desajuste que será el promedio del error para cada componente en cada estación. Como se puede observar en esta expresión, el valor mínimo de desajuste será cero, y esto sólo sucederá cuando los espectros de los sismogramas sintéticos coincidan perfectamente en fase y amplitud con los observados.

3.2 Ejemplo1: Sismo del 30 de Septiembre de 1999 Mw=7.4 (Oaxaca).

3.2.1 Introducción.

Dada su magnitud y localización (16.0° N, 97.02° W), este sismo provocó daños importantes en la ciudad de Oaxaca así como en una gran cantidad de poblaciones cercanas al epicentro (*Singh et al., 2000*). Los reportes rápidos de solución del tensor de momentos reportaron un sismo de fallamiento normal ($\phi = 295$, $\delta = 50$, $\lambda = -82$) de profundidad intermedia ($h \approx 40$ Km). Estos valores permiten pensar que se trató de un sismo que rompió la placa de Cocos subducida.

3.2.2 Datos.

El sismo fue registrado en estaciones de movimientos fuertes localizadas cerca del epicentro y operadas por el Instituto de Ingeniería (I.I.) de la UNAM, así como en algunas estaciones de banda ancha operadas por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) (*Figura 3.3*). Una estación típica de banda ancha, consiste en un sismómetro STS-2 y un acelerómetro Kinematics ambos conectados a un digitalizador Quanterra mientras que la mayoría de los instrumentos del I.I. cuentan con acelerógrafos K2 o Etna, y digitalizadores de 19 y 18 bits respectivamente. Los registros, originalmente de aceleraciones, fueron integrados dos veces hasta obtener desplazamientos. Estas trazas fueron filtradas con un pasabandas entre 0.05 y 0.4 Hz., intervalo de frecuencias usadas a lo largo de la inversión. Este filtro fue usado por que los datos a mas bajas frecuencias no parecen confiables, mientras que a más altas frecuencias la estructura podría ser demasiado compleja para ser representada por un modelo unidimensional de capas horizontales.

3.2.3 Comparación de los métodos de "cristalización simulada" y "mínimos cuadrados".

Singh y otros (2000) a partir de un análisis visual de los registros locales observaron una clara directividad hacia el WNW, evidencia de la complejidad de la fuente. Hernández y otros (2001), realizaron una inversión en el dominio de la frecuencia, siguiendo el mismo

procedimiento de cálculo de los sismogramas sintéticos usado en esta tesis, pero a través de un método no-lineal de mínimos cuadrados (Cotton y Campillo, 1995). En este apartado se mostrará una comparación de las soluciones obtenidas a partir del método de mínimos cuadrados (LS) y el método de cristalización simulada (S.A.). La orientación del plano de falla fue tomada de la solución de CMT propuesta por la universidad de Harvard ($\phi = 295$, $\delta = 50$, $\lambda = -82$), mientras que la localización del hipocentro fue obtenida a través de los datos locales y regionales (16.0°N, 97.02W, h=39.7 Km) (Hernández y otros, 2001). Con el fin de llevar a cabo, lo mejor posible, una comparación objetiva, en ambos métodos se usaron los mismos parámetros para discretizar el plano de falla. Se asumió un plano de falla de 90 Km a lo largo del rumbo y 45 Km a lo largo del echado. La falla se dividió en subfallas de 7.5 x 7.5 Km, esto es, en una rejilla de 12 x 6 subfallas. Debido a la directividad observada y con efecto de permitir que la ruptura se propagase hacia el oeste, el hipocentro fue colocado en la subfalla 4,4 a partir de la esquina superior izquierda de la falla. En la figura 3.3, se muestra un mapa incluyendo el plano de falla, así como las estaciones utilizadas a lo largo de la inversión.

Los valores iniciales de los parámetros (tomados del trabajo de Hernández et al., 2001), son: tiempo de ascenso (rise time) constante para todas las subfallas $R_t = 2s$; deslizamiento homogéneo en todas las subfallas $s = 1.3m$ y los tiempos iniciales de ruptura de cada subfalla fueron calculados usando una velocidad de ruptura constante de $V_r = 2.7 Km/s$. En la figura 3.4 (izquierda), se muestra la distribución de deslizamientos y tiempos de ruptura sobre el plano de falla así como la distribución del tiempo de ascenso (derecha) para el modelo inicial (valores iniciales de los parámetros).

En la figura 3.5a se muestran los ajustes obtenidos, para cada estación, con el método de inversión de LS (izquierda) y con el método de S.A. mientras que en la figura 3.5b se muestra el modelo final de cada inversión. El desajuste obtenido (siguiendo la función de costo de la ecuación 3.1) para la inversión con LS y con S.A. fue de 0.533 y 0.399 respectivamente, lo que implica que el ajuste de S.A. fue 13% mejor que el método de mínimo cuadrados. Esto se puede ver en la figura 3.5, donde, por ejemplo, para la estación JAMI en las componentes este-oeste y vertical el ajuste es sensiblemente mejor para la inversión con S.A. que con LS.

Como se mencionó en la introducción de este trabajo, el esfuerzo computacional para el tipo de métodos semiglobales (como lo es el de S.A.) es grande, lo que se reflejó en el tiempo de cómputo utilizado por éste (≈ 4.5 Hrs. en una estación de trabajo sun-ultra 10) con respecto a la inversión con LS (≈ 2 Hrs.). Sin embargo, es bien conocido que, para

problemas no-lineales y multiparamétricos, como el aquí estudiado, la solución, utilizando el método de inversión de LS, es fuertemente dependiente del modelo inicial (V. gr. *Hartzel y Liu, 1995; Hernández, 2001, Comm. Pers.*) por lo que, para mejorar el ajuste, es necesario hacer varias pruebas con diferentes modelos iniciales. En contraste, el método de S.A. es en gran medida independiente del modelo inicial (*Hartzel y Liu, 1995*). Para demostrar esto, se realizó una inversión con el método de S.A. considerando un modelo inicial de desplazamiento cero. Los ajustes obtenidos son mostrados en la *figura 3.6*, mientras que el modelo final es mostrado en la *figura 3.7*. Esta inversión arrojó un ajuste prácticamente igual al obtenido anteriormente (0.399) y como se puede ver en la *figura 3.6*, el modelo resultante es también muy similar.

3.2.4 Discusión de los resultados.

En las tres soluciones mostradas (*figuras 3.5 y 3.7*) la ruptura, consistentemente, se propaga hacia el noroeste y en dirección del echado. Las dislocaciones sobre el plano de falla son concentradas básicamente en un parche localizado muy cerca del hipocentro y otros dos ubicados al oeste del mismo. El frente de ruptura muestra que la velocidad de la ruptura corresponde a la propuesta inicialmente ($V_r \approx 2.7 \text{ Km/s}$), sin embargo en todas las inversiones parece que la ruptura sufre una aceleración en el parche ubicado al oeste y en la dirección del echado (en las coordenadas 35,60 del plano de falla mostrado en *3.5 y 3.7*), después del cual parece mostrar una desaceleración importante. Cabe mencionar que en las soluciones mostradas, el tiempo de ascenso sólo tiene sentido en las zonas donde la falla presenta un desplazamiento diferente de cero, aun así es claro que la resolución del método para este parámetro es pobre y solo podemos decir que en general, donde existe dislocación aparente, el tiempo de ascenso es muy corto ($< 0.5s$) con respecto del tiempo total de ruptura.

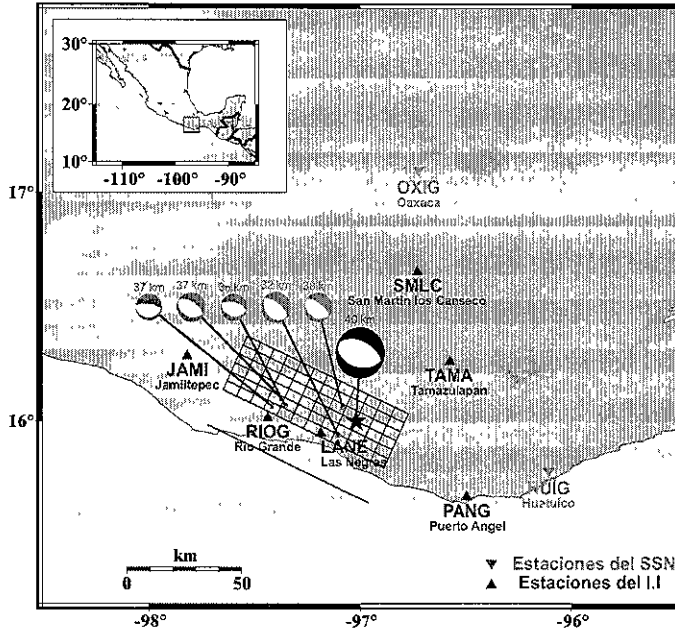


Figura 3.3 Mapa de localización mostrando la proyección horizontal del plano de falla dividido en 72 subfallas (12 a lo largo del rumbo y 6 a lo largo del echado). También se muestra la intersección del plano de falla con la superficie. La estrella indica la localización del hipocentro mientras que las estaciones son señaladas con triángulos (invertidos: estaciones operadas por el Servicio Simiológico Nacional; normales: estaciones operadas por el instituto de Ingeniería UNAM). También se muestra el mecanismo de la falla principal, así como la localización y mecanismo de algunas réplicas registradas (Singh y otros, 2000) (figura cortesía Bruno Hernandez).

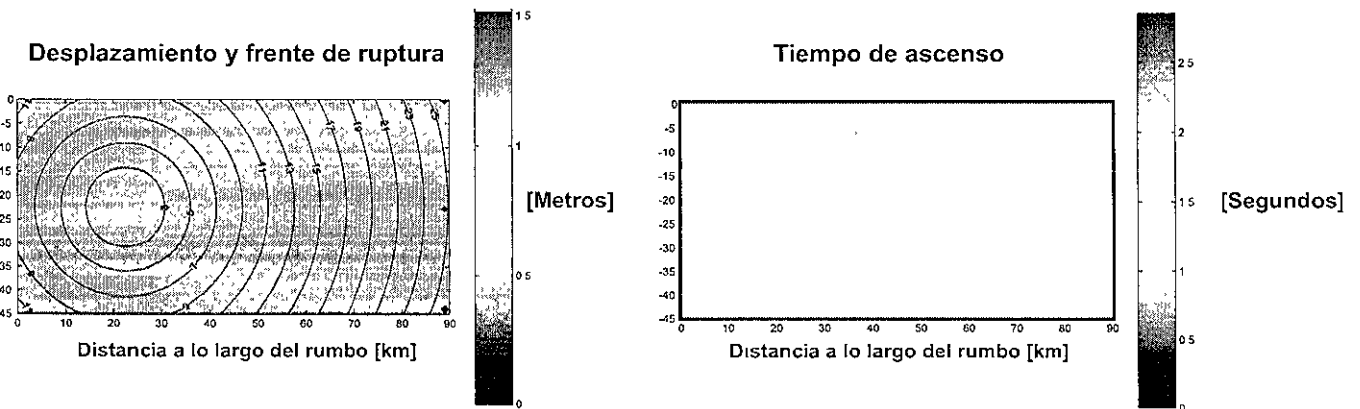
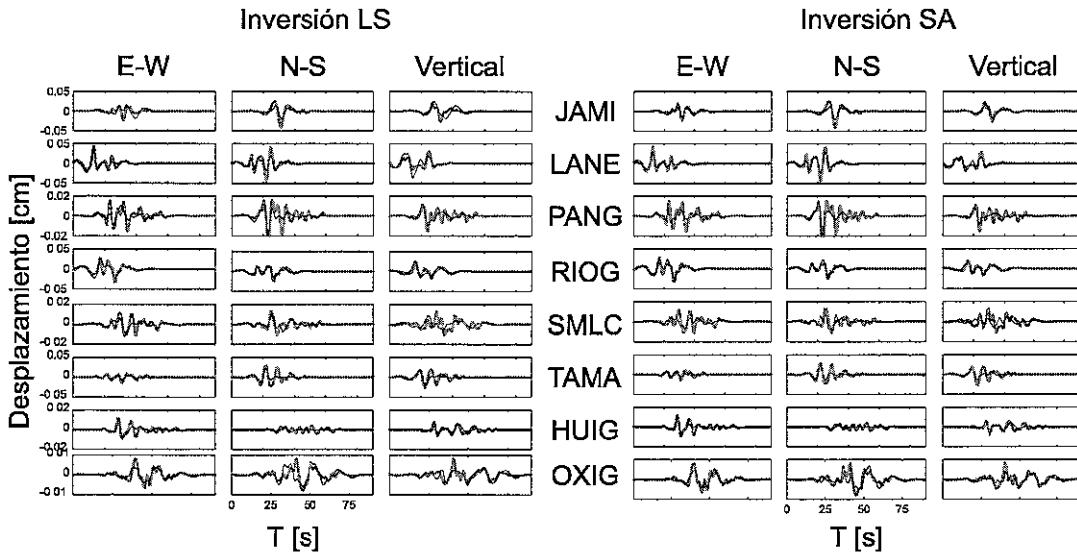


Figura 3.4 Izquierda, distribución de deslizamientos incluido el frente de ruptura (s) y derecha, distribución del tiempo de ascenso para el modelo inicial usado en ambas inversiones.

a) Ajustes obtenidos



b) Modelo final

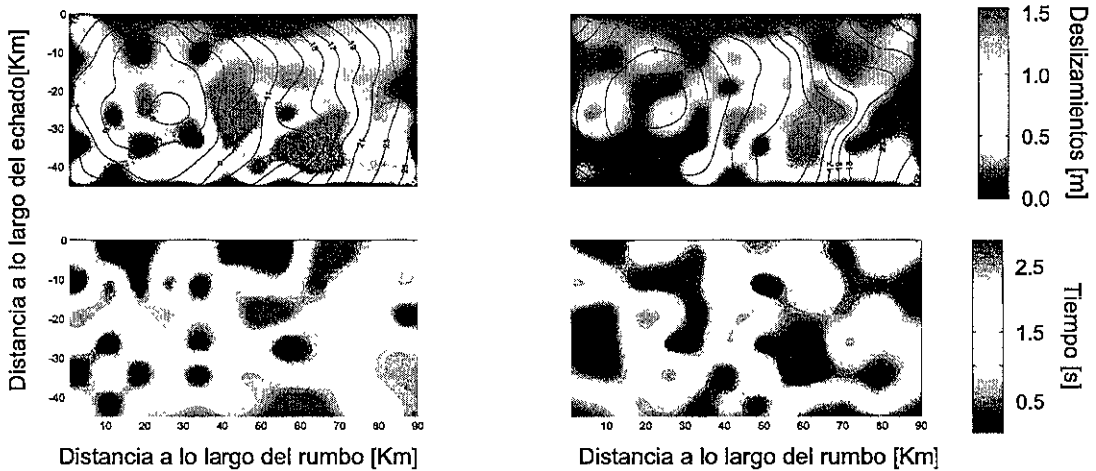


Figura 3.5 a) Ajustes obtenidos para la inversión con LS (izquierda) y S.A. (derecha) las observaciones son graficadas en color rojo, mientras que los sintéticos en azul; b) distribución de deslizamientos (m) incluido el frente de ruptura (s) (arriba) y distribución del tiempo de ascenso (s) (abajo) para el modelo final de la inversión con LS (izquierda) y S.A. (derecha).

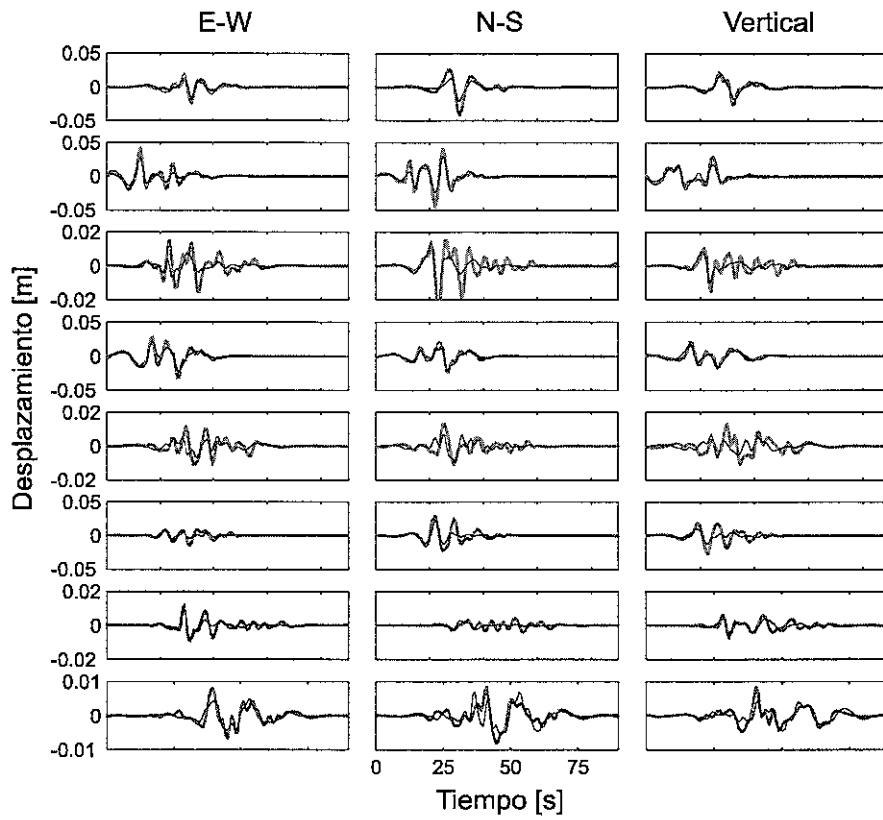


Figura 3.6 Ajustes obtenidos para la inversión con S.A. partiendo de un modelo inicial de desplazamiento homogéneo sobre el plano de falla de 0 m.

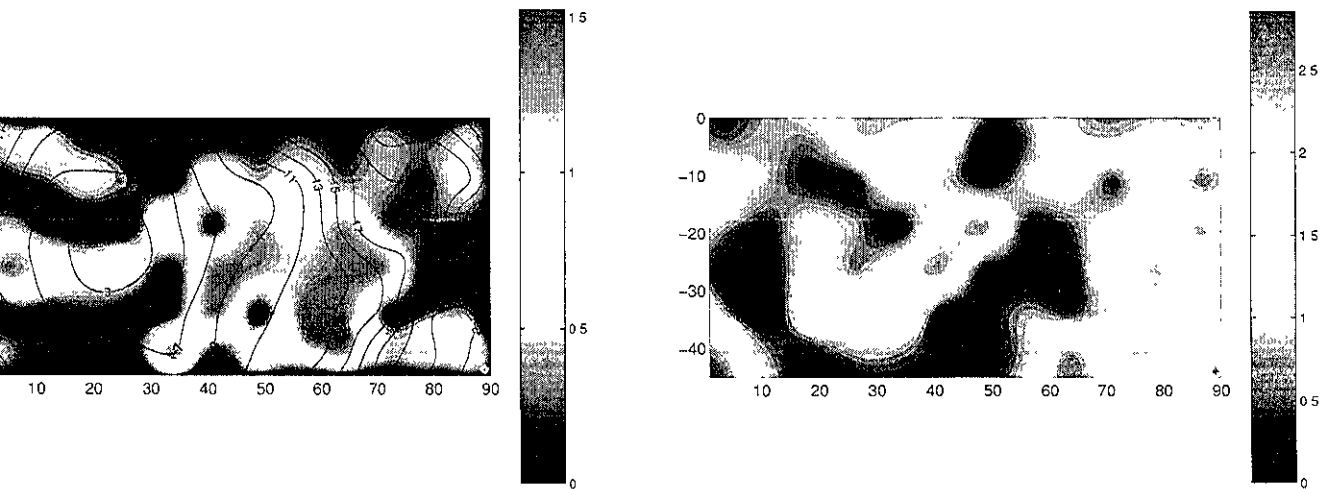


Figura 3.7 Modelo final de la inversión partiendo de desplazamiento cero. Izquierda, desplazamiento final [m] y frente de ruptura [s]; derecha tiempo de ascenso [s].

3.3 Ejemplo 2: Sismo del 15 de Junio de 1999 Mw=7.0 (Tehuacán).

Este sismo ocurrió a las 14:42:03 (hora local) en la región de la frontera entre los estados de Puebla y Oaxaca (*figura 3.7*). Causó severos daños principalmente en construcciones coloniales de la ciudad de Puebla y sus alrededores (*Singh y otros, 1999*). El sismo fue registrado por estaciones de movimientos fuertes del I.I. y estaciones de banda ancha del SSN. La *figura 3.8* muestra la localización del epicentro, así como la localización de las estaciones utilizadas en este ejemplo. Las soluciones rápidas del tensor de momentos indican que se trató de un sismo de profundidad intermedia ($h \approx 60$ Km.) y de fallamiento normal. Sin embargo las diferentes soluciones (Harvard, NEIC, Michigan, Kikuchi, Singh y otros (1999)), muestran diferencias significativas en la orientación del plano de falla ($290^\circ < \phi < 323^\circ$), así como en el echado de la falla ($43^\circ < \delta < 49^\circ$) y en la dirección de deslizamiento "rake" ($-84^\circ < \lambda < -104^\circ$) (*figura 3.7*).

Por esta razón, en una primera instancia, se hizo una búsqueda para tratar de determinar el plano de falla que mejor ajustara a los datos, para luego, conocido el azimut y el echado, llevar a cabo una inversión como la mostrada en el ejemplo 1 (sismo de Oaxaca).

3.3.1 Datos.

Al igual que en el ejemplo anterior los datos fueron primeramente integrados dos veces hasta obtener desplazamientos y luego filtrados entre 0.05 y 0.15 Hz. En este ejemplo la frecuencia superior del filtro fue menor que en el ejemplo anterior debido a que las distancias hasta las estaciones son más grandes y por lo tanto el efecto de la estructura es mayor en los registros.

3.3.2 Búsqueda del azimut y el echado de la falla.

El procedimiento seguido para esta determinación, consistió en proponer diferentes azimuts (fijando el echado) y realizar una inversión de los datos de las tres estaciones más cercanas (RABO, OXIG y CHFL) (ver *figura 3.8*) para encontrar el azimut que provocará el mejor ajuste. Determinado el azimut, se procedió a realizar inversiones con diferentes echados de la falla para encontrar aquel que produce el mejor ajuste.

Los azimuts probados fueron: $\phi = 310, 315$ y 320° , mientras que los echados fueron: $\delta = 39, 45, 47$ y 50° . La combinación para la que mejor ajuste se obtuvo fue: $\phi = 320^\circ$ y $\delta = 45^\circ$. En la *figura 3.9* se muestran los ajustes (para la mejor solución) en las tres estaciones usadas en este procedimiento. Como se puede ver en esta figura el ajuste para la estación CHFL es bastante satisfactorio. La estación RABO, presenta un buen ajuste para las componentes horizontales, sin embargo para la componente vertical presenta un desfase. La estación OXIG, no presenta un ajuste satisfactorio, esto

probablemente es debido a algún efecto de sitio, que da lugar a fases tardías de gran amplitud.

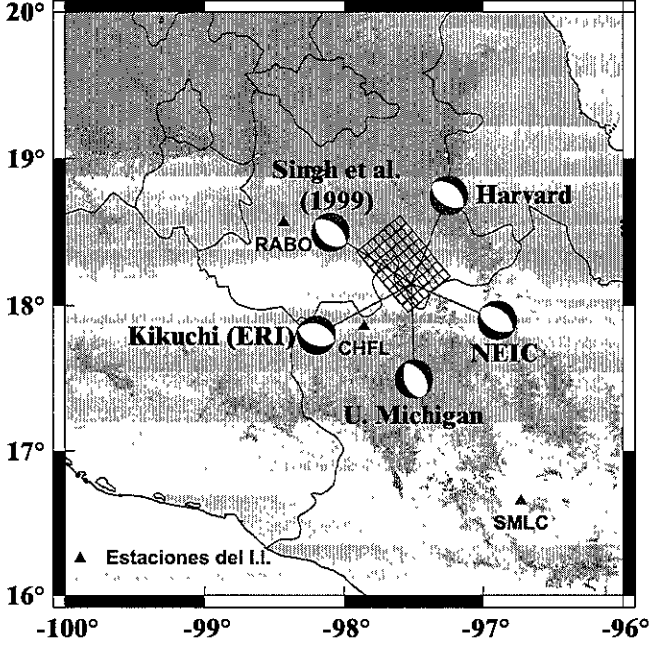


Figura 3.8 Localización del epicentro y las estaciones usadas. También se muestran las diferentes soluciones reportadas del tensor de momentos

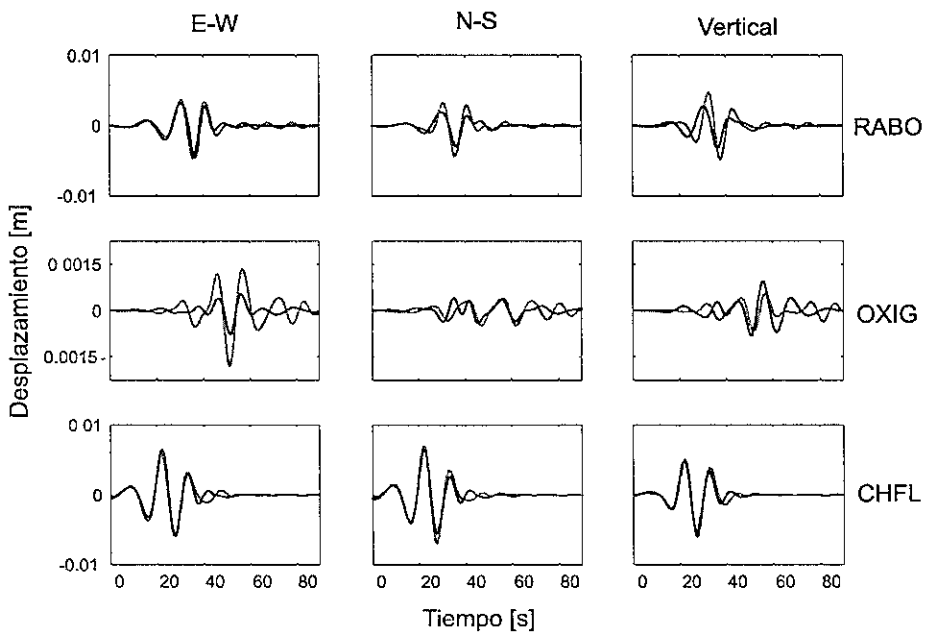


Figura 3.9 Sismogramas observados (rojo) y sintéticos(azul) para la mejor combinación de azimut y echado ($\phi = 320^\circ$ y $\delta = 45^\circ$)

3.3.3 Inversión para la determinación de parámetros cinemáticos de la ruptura.

Para este sismo se supuso un plano de falla de 60 x 60 Km, dividido en una malla de 8 x 8 subfallas, el hipocentro se colocó en la subfalla 2,3, esto es a 15 Km en dirección del azimut y a 21.5 Km en dirección del echado a partir de la esquina superior izquierda.

Esta posición se asumió suponiendo la presencia de directividad hacia el NW, la cual es reportada por *Singh et al. (1999)*. Con el azimut y echado determinados en la sección 3.3.2, se calcularon funciones de Green para las estaciones restantes (ver *figura 3.8*). El modelo inicial usado consistió en una distribución del tiempo de ascenso constante de 1.5s, deslizamiento homogéneo de 0.1 m en el plano de falla y los tiempos de ruptura fueron calculados usando una velocidad de ruptura constante de 3.2 Km/s.

En la *figura 3.10* se muestra la distribución final de desplazamientos así como el frente de ruptura y tiempo de ascenso resultado de la inversión con S.A.. Como se puede ver en la *figura 3.10*, las dislocaciones sobre el plano de falla están concentradas al oeste y abajo del hipocentro en un gran parche alargado. Otro parche es encontrado en la parte superior de la falla, y aparentemente no existe una conexión entre las dos zonas. La posición de este último parche es difícil de explicar como parte del proceso de ruptura y puede estar más relacionado al método de inversión que trata de ajustar fases tardías en los registros. Con respecto a los tiempos de ruptura, la solución muestra que las dislocaciones importantes se dan algunos segundos ($> 3s$) después del inicio del sismo. El frente de ruptura, aparentemente, también revela una velocidad de ruptura mayor a la que inicialmente se había propuesto (> 3.2 Km/s). El tiempo de ascenso encontrado por el método es menor a 1s (este parámetro solo tiene sentido donde el deslizamiento es diferente de cero) excepto para el parche localizado en la parte superior de la falla donde al parecer es del orden de 3s, sin embargo como se ha mencionado anteriormente, esta zona de la falla podría ser poco confiable.

Como se puede ver en la *figura 3.11* los ajustes obtenidos son aceptables, sin embargo en la mayoría de las estaciones existen arribos al final del registro que son difíciles de modelar y probablemente causen que la solución muestre el parche en la parte superior del plano de falla.

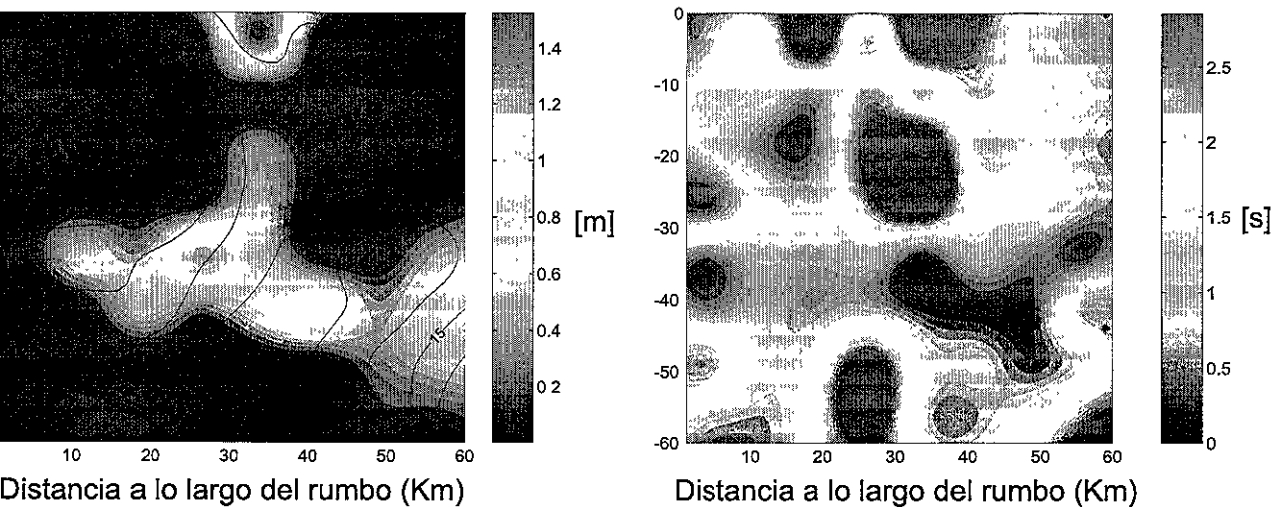


Figura 3.10 Distribución de deslizamientos incluido el frente de ruptura (contornos en [s]) (izquierda) y distribución de tiempo de ascenso (derecha) resultado de la inversión con S.A.

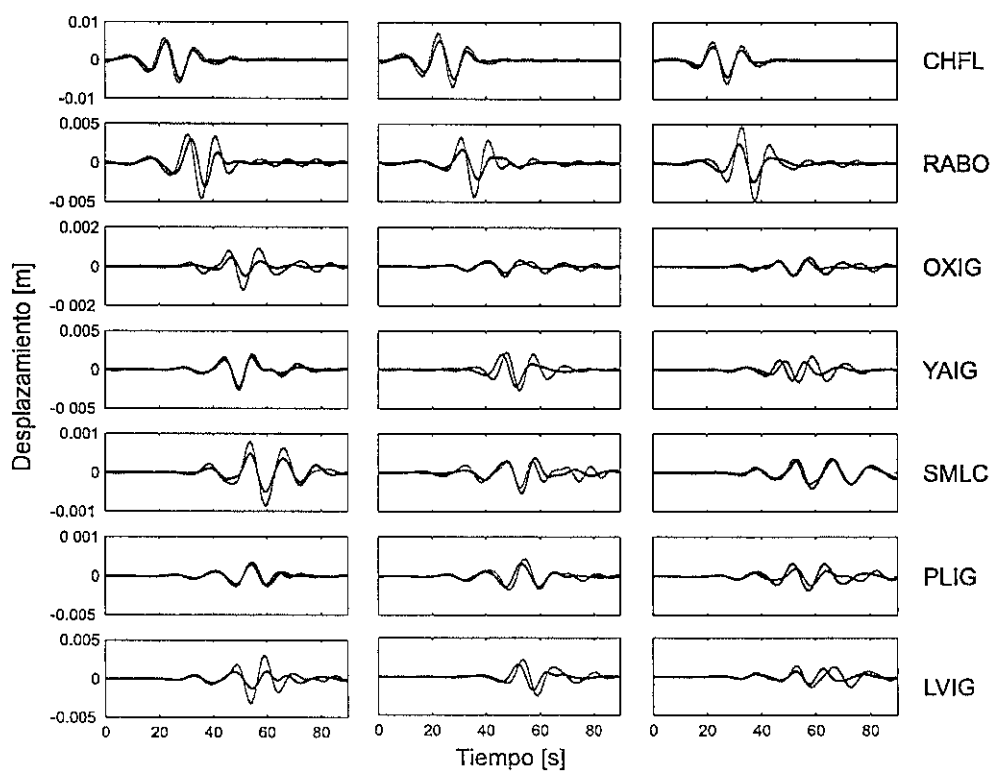


Figura 3.11 Ajustes finales resultados de la inversión con S.A..

3.4 Ejemplo 3: Sismo del 21 de Julio de 2000 Mw=5.9 (Coaplillo).

El epicentro de este sismo (18.113N, -98.974W) fue localizado muy cerca de la población de Copalillo, a 65 Km al SE de la ciudad de Iguala Gro. La solución del tensor de momentos, usando datos regionales (Pacheco y Singh, 1995), muestra un sismo de fallamiento normal cuyos parámetros son: $\phi=305^{\circ}, 113^{\circ}$; $\delta=32^{\circ}, 59^{\circ}$; $\lambda=-80^{\circ}, -96^{\circ}$ y momento sísmico $M_0=4.1 \times 10^{24}$ dyn-cm. La magnitud de este sismo probablemente sea el límite inferior para llevar a cabo un estudio de la fuente usando el método aquí descrito. La frecuencia de esquina para ésta magnitud (considerando un modelo ω^{-2}) es alrededor de 0.1 Hz., por lo que la banda de frecuencias usadas a lo largo de la inversión debería de estar alrededor de ésta. Sin embargo frecuencias menores a 0.1 Hz. no son observadas de manera consistente en los registros y por otro lado frecuencias mayores a 0.5 Hz están aparentemente dominadas por el efecto de la estructura, lo cual dificulta de manera importante el proceso de inversión. Si bien, dadas estas premisas, no se espera tener buena resolución en la determinación del patrón e deslizamientos, la inversión si puede, por un lado, dar idea de la posición predominante de los deslizamientos sobre el plano de falla, y por otro ayudar a discernir sobre cual de los dos planos nodales fue en realidad el plano donde ocurrió la ruptura.

En esta sección se presentan brevemente los resultados para este sismo, los detalles se encuentran incluidos en el apéndice A (artículo en revisión para su publicación en el Bulletin of Seismological Society of America B.S.S.A).

3.4.1 Datos.

Los datos usados en este caso, provienen de las mismas redes mencionadas anteriormente (ver sección 3.2.2). Los datos fueron integrados hasta obtener desplazamientos y filtrados entre 0.1 y 0.5 Hz. En la figura 3.12 se muestra un mapa con la localización del epicentro así como de las estaciones. También se incluye la proyección horizontal del plano de falla (para el plano nodal $\phi=305^{\circ}, \delta=32^{\circ}, \lambda=-80^{\circ}$).

3.4.2 Inversión para la determinación de parámetros cinemáticos de la ruptura.

Con el fin de discriminar entre el plano de falla y el plano auxiliar, se llevó a cabo inversiones por separado para cada uno de los dos planos de falla. Debido a la incertidumbre acerca de la propagación de la ruptura, se propuso un plano de falla cuya área es mucho más grande que el que se espera para un sismo de esta magnitud. Los dos planos de falla fueron divididos en 100 celdas cuadradas de 2 x 2 Km., el hipocentro

fue colocado en el centro de los planos de falla, para permitir que el deslizamiento se distribuyera en cualquier dirección. En el modelo inicial, se asignó un deslizamiento constante de 1.5 m en las dos subfallas más cercanas al hipocentro, el tiempo de ascenso para cada subfalla fue establecido como 1.5 s, mientras que el frente de ruptura fue calculado suponiendo una velocidad de ruptura constante de 3.5 Km/s. La historia de la ruptura, para cada uno de los planos, está mostrada en la *figura 3.13*. En la *figura 3.14*, se muestran los ajustes para ambas soluciones. Los ajustes para el plano nodal 1 ($\phi=305^\circ$, $\delta=32^\circ$ y $\lambda=-80^\circ$), son ligeramente mejores que para el plano nodal 2 ($\phi=113^\circ$, $\delta=56^\circ$ y $\lambda=-96^\circ$). Sí bien este criterio no es suficiente para elegir uno de los dos planos de falla, la distribución de deslizamientos para el plano nodal 1 es mucho más realista que para el plano nodal 2, lo que permite pensar que el primero es en realidad el plano de falla. La solución para el plano nodal 1 muestra que el deslizamiento sobre el plano de falla está concentrada al NW y ligeramente abajo del hipocentro y concentrado en un área de $6 \times 4 \text{ Km}^2$. El frente de ruptura indica que la velocidad de ruptura es constante y aproximadamente igual a 3.5 Km/s y el tiempo de ascenso (en las zonas donde el deslizamiento es diferente de cero) es aproximadamente igual a 1.2 s.

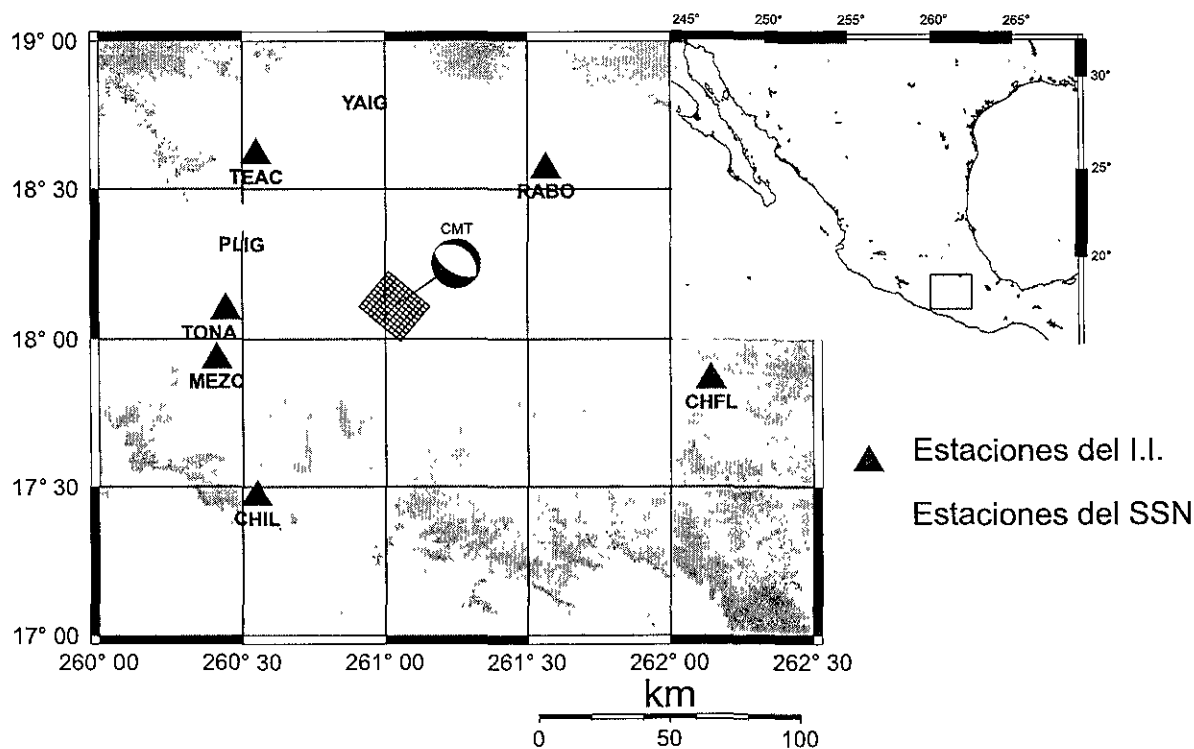


Figura 3.12 Localización del epicentro y las estaciones usadas en la inversión. También se muestra la solución del tensor de momentos y uno de los dos planos nodales usados ($\phi=305^\circ$, $\delta=32^\circ$, $\lambda=-80^\circ$)

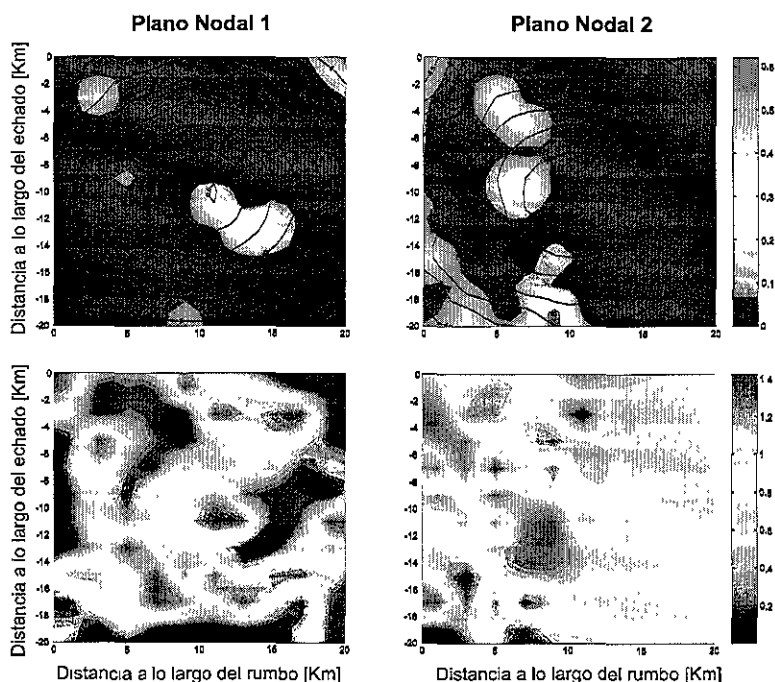


Figura 3.13 Distribución del deslizamiento y frente de ruptura (arriba) para el plano nodal 1 (izquierda) y para el plano nodal 2 (derecha). En la parte de abajo se muestra el tiempo de ascenso obtenido para los dos planos nodales.

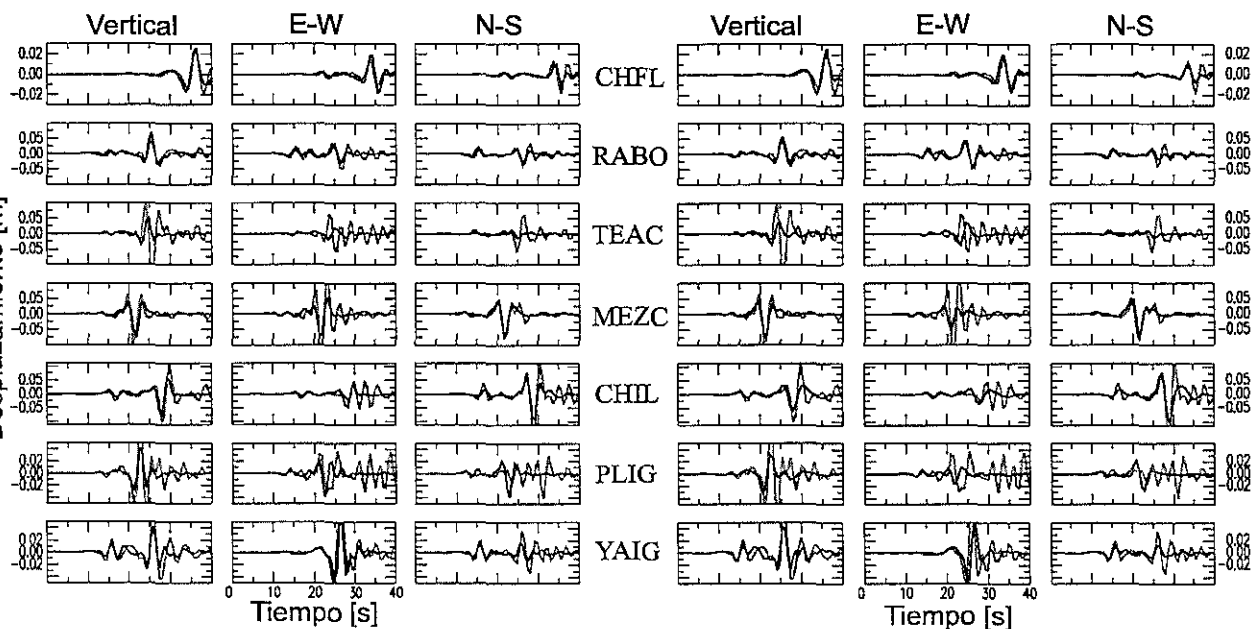


Figura 3.14 Ajustes para obtenidos con el plano nodal 1 (izquierda) y el plano nodal 2 (derecha).

IV.- CURVAS DE DISPERSIÓN.

4.1 Introducción.

El análisis de las ondas superficiales generadas por los sismos, ha sido una herramienta ampliamente usada en el conocimiento de la estructura de velocidades asociada a una región. El fenómeno de la dispersión, es aprovechado para obtener curvas que son dependientes del modelo de velocidades a través del cual estas ondas se propagan. Desde hace muchos años estas curvas han sido invertidas para determinar con éxito las características elásticas del medio (p.ej. *Brune y Dorman, 1963; Dziewonsky y Hales, 1972*). En este capítulo se pretende demostrar la factibilidad de la implementación del método de S.A. en la inversión de curvas de dispersión. La primera parte del capítulo (secciones 4.2, 4.3 y 4.4) se abocará a tratar el problema de manera general, mientras que en la sección 4.5 se mostrará la aplicación del método en la solución de la estructura promedio para el centro-sur de México. Este capítulo es complementado con el Apéndice B, el cual es un artículo (*Iglesias et al., 2001a*) aceptado para su publicación en la revista Geofísica Internacional.

Dado que el método de S.A. requiere el cálculo reiterado del problema directo se comenzará por describir el cálculo directo de las curvas de dispersión.

4.2 Problema directo: Cálculo de las curvas de dispersión.

Las ondas superficiales (Love y Rayleigh) viajan a diferente velocidad en función de su frecuencia dando lugar al fenómeno de la dispersión. La forma en cómo se dispersan las ondas superficiales es muy sensible a la estructura de velocidades a través de las cuales viajan. Esto último permite extraer información valiosa de las ondas superficiales acerca del medio por el cual se propagan.

Las ondas superficiales pueden clasificarse en dos categorías: las ondas de "interfase" y las ondas "guiadas". Las primeras no presentan dispersión y son producto de la interferencia constructiva de ondas evanescentes (ondas de cuerpo con un ángulo postcrítico). Como ejemplo puede mencionarse una onda de Rayleigh en un semiespacio, la cual es producto de la interferencia constructiva de ondas P y SV. Las segundas (intrínsecamente dispersivas), son producto de la energía atrapada en una zona llamada "guía de onda". El ejemplo más sencillo de este tipo de fenómeno sucede cuando se combina la reflexión total de ondas SH en la superficie libre con un medio estratificado. Las reverberaciones de la onda SH quedan atrapadas cerca de la superficie e interfieren entre sí dando lugar a la propagación horizontal de ondas de Love. Estas condiciones

especiales permiten encontrar, después de plantear las condiciones de frontera adecuadas, una ecuación que gobierna el fenómeno de la dispersión y que es función de las propiedades elásticas del medio propuesto. Las curvas de dispersión son precisamente las relaciones frecuencia .vs. velocidad de propagación, y son calculadas encontrando los polos de la ecuación de dispersión. En las ondas superficiales es posible distinguir dos tipos de velocidades, aquella con la que viaja cada armónico llamada velocidad de fase y otra con la que viajan paquetes de energía llamada velocidad de grupo. La relación que guardan entre ellas es:

$$c = U + \lambda \frac{\partial c}{\partial k} \text{ (ec. 4.1)}$$

donde c es la velocidad de fase, U la velocidad de grupo, λ la longitud de onda y $\frac{\partial c}{\partial k}$ la derivada parcial de la velocidad de fase con respecto al número de onda.

A lo largo de este trabajo las curvas de dispersión fueron calculadas usando los programas de *R. Herrmann (1985)* (*surface85* y *reigen85*).

4.3 Curvas de dispersión de velocidad de grupo a partir de sismogramas observados.

Existen varios métodos para medir la dispersión en los sismogramas observados. El método aquí utilizado (filtrado múltiple) fue propuesto por *Dziewonsky et al. (1969)* y consiste en calcular el espectro de los sismogramas observados y multiplicarlos por un conjunto de filtros gaussianos centrados en diferente frecuencia. La solución de cada multiplicación es regresada al dominio del tiempo y el tiempo de arribo es estimado a partir del máximo de la envolvente de la señal. Finalmente la velocidad de grupo es calculada dividiendo la distancia epicentral entre el tiempo medido.

Si bien este método es bastante sencillo, es conocido que se comete un error sistemático en la medición de la velocidad de grupo relacionada con la variación espectral de la amplitud la cual cambia la frecuencia central del espectro filtrado. Para evitar este error se utilizó la corrección propuesta por *Shapiro y Singh (1999)*, la cual consiste en el cálculo de una frecuencia centroide que es el punto donde el espectro filtrado alcanza su máximo. El espectro filtrado es asignado a esta frecuencia centroide.

Por otro lado, en este trabajo se aplicó el método de apilado logarítmico (*Campillo et al., 1996, Shapiro et al., 1997*) que consiste en la multiplicación de los espectros de amplitud normalizados de varios eventos localizados en la misma zona epicentral y registrados en la misma estación. Con este procedimiento se obtiene una curva de dispersión promedio y

la desviación estándar alrededor de ella, la cual contiene información consistente de la estructura.

4.4 Inversión de curvas de dispersión.

La inversión de curvas de dispersión, consiste en, a partir de una curva de dispersión observada, obtener los espesores y velocidades de propagación del modelo que se quiere conocer. Con este objetivo fueron incorporados como problema directo los programas "surface 85" y "reigen 85" (Herrmann, 1987) en el esquema de inversión de S.A. (Apéndice B).

4.5 Ejemplo: Estructura de corteza para el centro-sur de México.

Con el objetivo de determinar la estructura promedio para el centro-sur de México, se utilizaron 14 eventos de las costas de Guerrero y Oaxaca agrupados en dos trayectorias, una de las costas de Guerrero a la Ciudad de México y la otra de las costas de Oaxaca a la ciudad de Iguala. En la figura 4.1 se muestran la localización de las estaciones PLIG y CUIG así como de los 14 eventos (listados en la tabla 1) usados en este trabajo. Las áreas sombreadas muestran las trayectorias 1 (gris oscuro) y 2 (gris claro). Las áreas rotuladas con círculos indican los diferentes terrenos tectono-estratigráficos presentes en la región (Campa y Cooney, 1983).

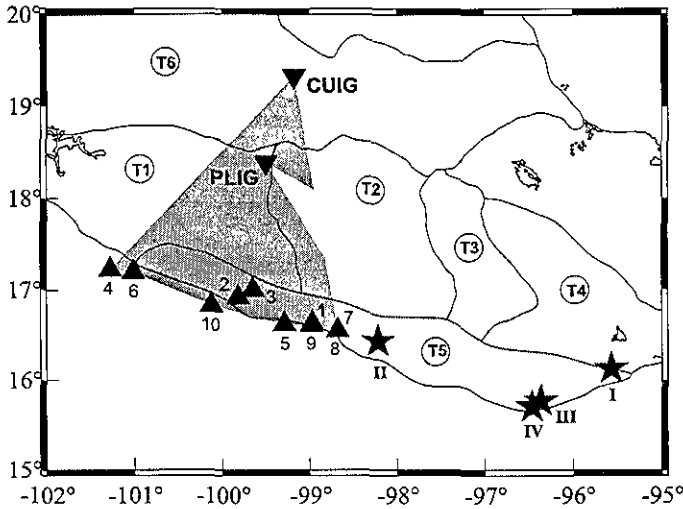


Figura 4.1 Localización de los epicentros de los 14 eventos (listados en la tabla 4.1) y localización de las estaciones PLIG y CUIG. Las zonas sombreadas indican las trayectorias 1 (gris oscuro) y 2 (gris claro). Los nombres encerrados en círculos indican los diferentes terrenos tectono-estratigráficos (según Campa y Conney, 1983) : T1: Guerrero, T2: Mixteco, T3: Oaxaca, T4: Zapoteco, T5: Solapa y T6: Cinturón volcánico transmexicano

Tabla 4.1
Lista de eventos usados

Trayectoria 1					
	Día mm/d/aa	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (Km)	M
1	4/21/91	16.61	98.98	16.0	4.2
2	5/28/91	16.92	99.82	27.2	3.6
3	1/9/92	17.00	99.65	30.2	4.7
4	3/31/92	17.22	101.27	11.0	5.1
5	12/24/92	16.62	99.29	18.4	4.8
6	3/31/93	17.19	101.01	6.0	4.8
7	5/15/93	16.55	98.68	15.6	5.6
8	5/15/93	16.55	98.68	15.6	5.6
9	24/10/93	16.63	98.97	34.6	6.5
10	7/5/98	16.83	100.12	5.0	4.9
Trayectoria 2					
I	1/8/97	16.13	95.57	36.0	4.6
II	1/21/97	16.43	98.22	20.0	4.7
III	2/3/98	15.77	96.36	32.9	6.4

Para la primera trayectoria se calculó una curva de dispersión promedio utilizando 10 sismos registrados en la estación CUIG de banda ancha de la red del SSN, mientras que para la segunda trayectoria se calculó una curva de dispersión promedio utilizando 4 sismos registrados en la estación PLIG de la misma red. En la figura 4.2 se muestran las curvas de dispersión promedio para cada trayectoria. Estas curvas fueron invertidas para determinar velocidades de propagación y espesores de corteza usando el método de cristalización simulada y de algoritmos genéticos (ver detalles en el apéndice B).

Como se observa en la figura 4.1 las trayectorias 1 y 2, atraviesan diferentes terrenos tectono-estratigráficos y esto es reflejado en la figura 4.2, donde las curvas de dispersión muestran diferencias importantes sobre todo en períodos menores a 15 segundos. Por esta razón se espera que los modelos de corteza resultados de la inversión sean también diferentes.

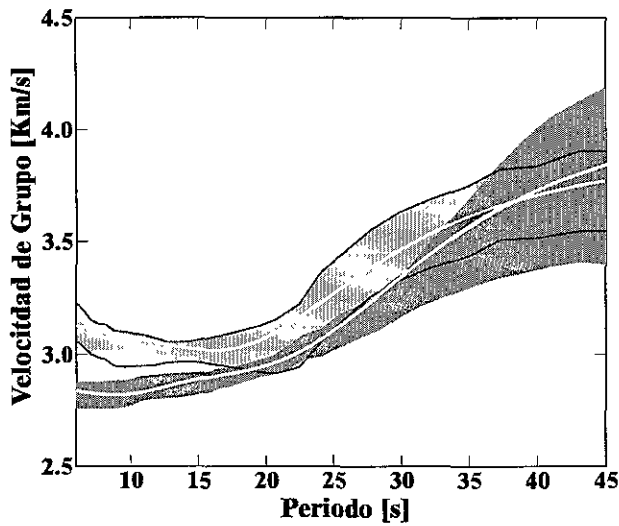


Figura 4.2 Curvas de dispersión para las trayectorias 1 y 2. La sombra oscura indica la desviación estándar para la trayectoria 1 mientras que la sombra clara indica la desviación estándar para la trayectoria 2.

Los resultados de la inversión son mostrados en la figura 4.3, mientras que en la tabla 4.2 se listan los parámetros del modelo promedio resultado de la inversión para cada una de las trayectorias. Los modelos de corteza muestran que las principales diferencias entre ambas trayectorias se encuentran en la parte superficial del modelo así como en la profundidad del Moho. Las diferencias en la parte somera del modelo pueden ser explicadas en función de los diferentes terrenos tectono-estratigráficos atravesados por las dos trayectorias. Por otro lado un Moho más somero para la trayectoria 2 está de acuerdo con el trabajo de Valdés *et al.* (1986), donde a través de un estudio de refracción determina la estructura de corteza de la región de Oaxaca. Sin embargo, la incertidumbre en esta parte del modelo es grande (figura 4.3), por lo que es difícil concluir al respecto.

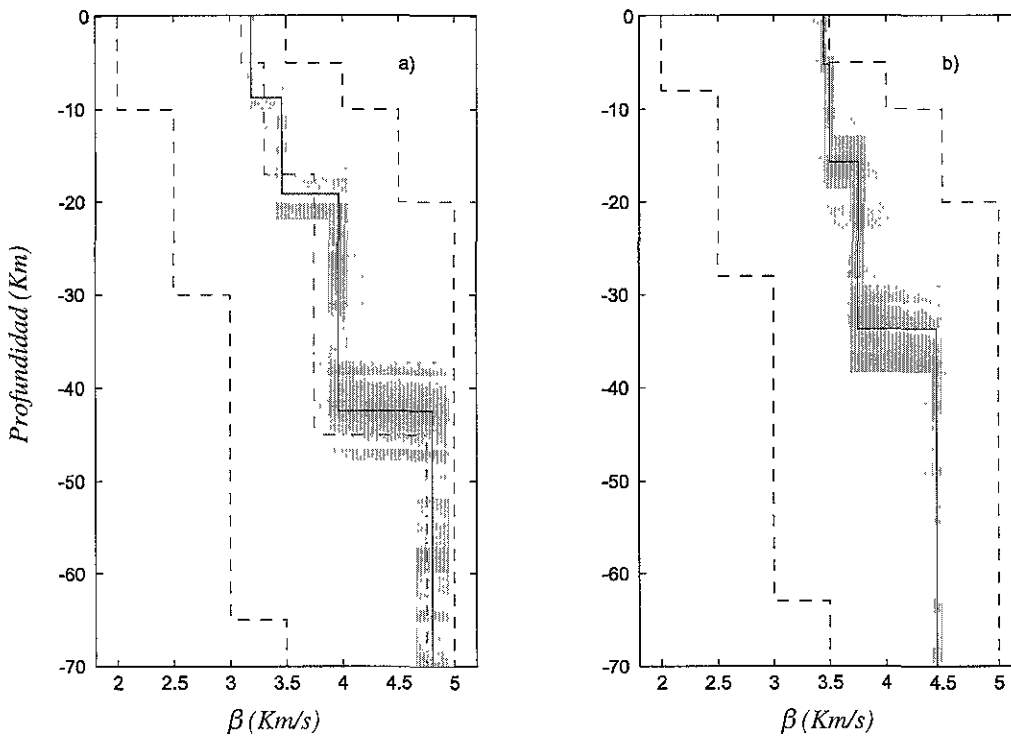


Figura 4.3 Modelos promedio de corteza terrestre para a) la trayectoria 1 y b) la trayectoria 2. En línea discontinua se muestran los límites de la inversión. Con línea punteada se muestra el modelo propuesto por Campillo et al. (1996) para la misma región de estudio.

Tabla 4.2

Parámetros e incertidumbres del modelo promedio

Capa I	Trayectoria 1				Trayectoria 2			
	Espesor (Km)	σ	β (Km/s)	σ	Espesor (Km)	σ	β (Km/s)	σ
1	8.75	1.134	3.19	0.031	5.20	0.871	3.45	0.031
2	10.35	1.662	3.46	0.050	10.50	1.936	3.50	0.044
3	23.26	2.502	3.96	0.084	18.00	1.845	3.75	0.060
Semiespacio	∞	-	4.80	0.14	∞	-	4.45	0.015

V.- CONCLUSIONES.

Como se ha mostrado en los dos ejemplos mostrados en este trabajo (capítulos III y IV), el método de cristalización simulada es un método versátil que fácilmente puede ser implementado en una gran cantidad de problemas geofísicos de naturaleza no lineal, ya que solo es necesario contar con una herramienta para el cálculo del problema directo la cual puede ser incluida dentro del algoritmo de inversión. En el caso de la determinación de parámetros cinemáticos de la ruptura, el método de S.A. fue exitosamente implementado. Para el sismo de Oaxaca las soluciones muestran una clara directividad de la ruptura hacia el NW y en la dirección del echado. La inversión del frente de ruptura muestra que la velocidad de ruptura es aproximadamente constante y cercana a 2.7 Km/s. El tiempo de ascenso encontrado por el método es muy pequeño $< 1s$, sin embargo la resolución acerca de este parámetro no es muy buena.

En la sección 3.3 se llevó a cabo una búsqueda del echado y el azimut del plano de falla, encontrando la combinación de éstos que mejor ajuste provocara para las tres estaciones más cercanas. El mejor ajuste obtenido fue para el azimut 320° y el echado 45° . Con estos parámetros se realizó la inversión cinemática utilizando las demás estaciones, y la solución nuevamente mostró una directividad hacia el noroeste y en la dirección del echado. En este caso el deslizamiento está concentrado en un gran parche ubicado abajo del hipocentro y distribuido hacia el Oeste. El frente de ruptura indica una velocidad de ruptura cercana a $V_r \approx 3.2$, mientras que el tiempo de ascenso es menor a 1s.

En la sección 3.4 se llevó a cabo la inversión cinemática para el sismo de Copalillo, sin embargo en este caso, el objetivo fue tratar de determinar cual de los dos planos nodales fue en realidad el plano donde ocurrió la ruptura. Si bien, los ajustes obtenidos son similares para ambos planos de falla, la distribución de deslizamiento para el plano nodal 1 ($\theta=305^\circ$, $\phi=32^\circ$ y $\delta=-80^\circ$) es más realista que para el plano nodal 2 ($\theta=305^\circ$, $\phi=32^\circ$ y $\delta=-80^\circ$). La distribución del deslizamiento para el plano nodal 1, muestra que el deslizamiento está concentrado muy cerca del hipocentro, y se propaga nuevamente en la dirección del echado y hacia el noroeste. Como se puede ver estos tres sismos estudiados tienen muchas características comunes, rompen alguna porción de la placa de Cocos subducida, son de fallamiento normal, de profundidad intermedia y muestran una propagación de la ruptura en la misma dirección (en la dirección del echado y hacia el noroeste). Estas características comunes podrían no ser una coincidencia y más bien deberse a condiciones tectónicas que determinen que los esfuerzos en la placa subducida de Cocos, sufra este tipo de ruptura. Como una perspectiva de este trabajo, puede mencionarse que

este método puede ser usado de manera sistemática para estudiar este tipo de sismos, y determinar si estas características comunes siguen presentándose en otros casos (por ejemplo para algunos sismos sucedidos en la región del Balsas).

En el capítulo IV se muestran los resultados de la inversión de curvas de dispersión para la determinación de modelos de corteza para el centro-sur de México. Utilizando 14 sismos agrupados en dos trayectorias, se lleva a cabo un apilado de curvas de dispersión, para cada una de las trayectorias, obteniendo una curva de dispersión promedio, la cual es invertida usando el método de S.A.. La desviación estándar del apilado (figura 4.2) es grande para periodos arriba de 30s (sobre todo para la trayectoria 1), lo que provoca que la incertidumbre en la parte más profunda del modelo sea mayor. El resultado obtenido es un conjunto de modelos, por cada trayectoria, los cuales satisfacen las observaciones. Comparando los modelos de cada trayectoria (figura 4.3), puede observarse que las principales diferencias se encuentran en las velocidades y espesores de la primer capa así como en la profundidad del Moho (posiblemente debido a la incertidumbre en periodos grandes). Por otro lado, en este capítulo también se muestra una comparación de los métodos de cristalización simulada y algoritmos genéticos. Esta comparación muestra que el primero a pesar de ocupar mayor tiempo de cómputo obtiene una mejor solución, con la ventaja adicional de que no necesita una gran cantidad de memoria la cual puede ser crítica en problemas donde se requieren invertir una gran cantidad de parámetros.

Referencias.

BERTEUSSEN, K.A., 1977. Moho depth determination based on spectral ratio analysis of NORSAR long-period P waves. *Phys. Earth Planet Inter.*, **31**, 313-326.

BOLT, B.A., 1973. The fine structure of the earth's interior. *Sci. Amer.* **228**, 24-33.

BOUCHON, M y K. AKI, 1977. Discrete wave-number representation of seismic-source wave fields. *Bull. Seism. Soc. Am.* **6**, 259-277.

BOUCHON, M., 1981. A simple Method to calculate Green's function for layered media. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **71**, 959-971

BOUCHON, M., 1982. The complete synthetics of crustal seismic phases at regional distances, *J. Geophys. Res.* **87**, 1735-1741.

BRUNE y DORMAN, 1963. Seismic waves and earth structure in the Canadian shield, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **53**, 167-210.

CAMPA, M.F. y CONEY, P.J., 1983. Tectonic-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.* **20**, 1040-1051.

CAMPILLO, M., J. C. GARIEL, K. AKI y F. J. SANCHEZ-SESMA, 1989. Destructive strong ground motion in Mexico City: Source, site and path effects during the great 1985 Michoacán earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**, 1718-1735.

CAMPILLO, M., S.K. SINGH, N. SHAPIRO, J. PACHECO, y R.B. HERMANN, 1996. Crustal structure of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geofísica Internacional* , **35**, No.4, 361-370.

COTTON, F. y M. CAMPILLO, 1994. Application of seismogram synthesis to the study of earthquake source from strong motion records, *Annali di geofisica* **37**, 1539-1564.

COTTON, F. y M. CAMPILLO, 1995. Inversion of strong ground motion in the frequency domain, *J. Geophys. Res.* **100**, 3961-3975.

COUTANT O. 1989. Programme de simulation numérique Axitra: LGIT, Grenoble.

DE LA RUBIA y ESPAÑOL, 2001.

(En internet) <http://www.fisfun.uned.es/jrubia/docencia/mecest/info.htm>

DZIEWONSKI A., S. BLOCH y M. LANDISMAN, 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427-444.

DZIEWONSKI A., y A. L. HALES 1972. Numerical analysis of dispersed waves, en *Methods in computational physics. New York , Academic Press*, **11**, 39-85.

FIX, J.E., 1975. The crust and upper mantle of central Mexico. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **43**, 453-500.

GOFFE W., G.D. FERRIER y J. ROGERS, 1994. Global optimization of statistical functions with simulated annealing. *Journal of Econometrics*, **60**, 65-100.

GOLDBERG, D.E. , 1989. Genetic algorithms in search. Optimization and machine learning. Addison Wesley. Reading. Massachusetts.

GOMBERG, J.S., K.F. PRIESTLEY, G. MASTERS y J.N. BRUNE, 1988. The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. *Geophys. J.*, **94**, 1-20.

HARTZELL, S. y P. LIU, 1995. Determination of earthquake source parameters using a hybrid global search algorithm. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 516-524.

HERNANDEZ, B., N. SHAPIRO, S.K. SINGH, J.F. PACHECO, F. COTTON, M. CAMPILLO, A. IGLESIAS, V. CRUZ, J. M. GÓMEZ, y L. ALCÁNTARA, 2001. Rupture history of September 30, 1999 intraplate earthquake of Oaxaca, Mexico ($M_w=7.5$) from inversion of strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 363-366.

HERRMANN, R.B., 1987. Computer programs in seismology, Volume IV: Surface waves, *Saint Louis University*, Missouri.

HOLLAND, JOHN, 1975. Genetic algorithms, *Scientific American*, **July**, 44-50

IGLESIAS A., 2000. Aplicación de algoritmos genéticos y simulated annealing para invertir la dispersión de ondas superficiales: modelos promedio de la corteza terrestre en el sur de México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería.

IGLESIAS A., V.M. CRUZ-ATIENZA, N.M SHAPIRO, S.K. SINGH y J.F. PACHECO, 2001(a). Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface waves dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms. *Geofísica Internacional*, **41**. (en prensa).

IGLESIAS A., S.K. SINGH, F.J. PACHECO y M. ORDAZ, 2001(b). A Source and Wave Propagation Study of the Copalillo, Mexico Earthquake of July 21, 2000 (Mw=5.9): Implications for Seismic Hazard in Mexico City from Inslab Earthquakes. Sometido al *Bull. Seism. Soc. Am.* (Mayo 2001)

KENNETT, B. L., 1983. Seismic wave propagation in stratified media, *Cambridge University Press*, New York,.

KIRKPATRICK, S., C.D. GELLAT JR. y M.P. VECCHI, 1983. Optimization by simulated annealing. *Science*, **220**, 671-680.

LAY, T. y T.C. WALLACE, 1995. Modern global seismology. Edit. *Academic Press*, San Diego Cal., USA.

LINES, L.R. y S. TREITEL, 1984. Tutorial, a review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, Vol. 32, 159-186.

MENKE, W., 1984. Geophysical data analysis: discrete inverse theory. *Academic Press, Inc. Orlando*.

METRÓPOLIS, N. A., M. TELLER y E. TELLER, 1953. Equation of state calculations by fast computing machines. *J. Chem. Phys.*, 21, 1087-1092.

NAVA, F.A. et al., 1988. Structure of the Middle America trench in Oaxaca, Mexico. *Tectonophysics* 154, 241-255.

PACHECO, J.F. y S.K. SINGH (1998). Source parameters of two moderate earthquakes estimated from a single-station, near-source recording, and from MT inversion of regional data: a comparison of results, *Geofis. Intern.* **37**, 95-102.

RODRÍGUEZ-ZÚÑIGA J.L., C. ORTÍZ-ALEMÁN, G. PADILLA y R. GAULÓN, 1997. Application of genetic algorithms to constrain shallow elastic parameters using in situ measurements. *Soil. Dyn. and Earth. Eng.*, **16**, No. 3, 223-234.

SAMBRIDGE, M. y G. DRIJONINGEN, 1992. Genetic algorithms in seismic waveform inversion. *Geophys. J. Int.*, **109**, 323-342.

SAMBRIDGE M. S. y B. L. N. KENNETT, 1986. A novel method hypocentre location. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 87, 679-697.

SEN, M.K., B. BIMALENDU y P.L. STOFFA, 1993. Nonlinear inversion of resistivity sounding data. *Geophysics*, 58, N.4, 1-12.

SHAPIRO N.M. y S.K. SINGH, 1999. A systematic error in estimating surface-wave group-velocity dispersion curves and a procedure for its correction. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1138-1142.

SHAPIRO, N., M. CAMPILLO, A. PAUL, S.K. SINGH, D. JONGMANS y F.J. SÁNCHEZ-SESMA, 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.

SINGH S. K., J. PACHECO, F. CORBOULEX y D.A. NOVELO, 1997. Source Parameters of the Pinotepa Nacional, Mexico, earthquake of 27 March, 1996 ($M_w=5.4$) estimated from near-field recordings of a single station. *Journal of Seismology*, **1**, 39-45.

SINGH S. K., M. ORDAZ, J.F. PACHECO, R. QUASS, L. ALCANTARA, S. ALCOCER, C. GUTIERREZ, R. MELI, y E. OVANDO, 1999. A preliminary report on the Tehuacan, México earthquake of June 15, 1999 ($M_w=7.0$). *Seism. Res. Lett.*, **70**, 489-504.

SINGH S.K., M. ORDAZ, L. ALCANTARA N. SHAPIRO, V. KOSTOGLODOV, J.F. PACHECO, S ALCOCER, C. GUTIERREZ, R. QUASS, T. MIKUMO y E. OVANDO, 2000. The Oaxaca earthquake of September 30, 1999 ($M_w=7.5$); A normal-faulting event in the subducted Cocos plate. *Seism. Res. Lett.*, **71**, 67-78.

STEIN S. Y M. WYSESSION, 1999. Introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. Libro en preparación.

STOFFA P. y M. K. SEN, 1991. Nonlinear multiparametric optimization using genetic algorithms: inversión of plane-wave seismograms. *Geophysics*, **56**, 1831-1839.

VALDÉS, C. M., W. D. MOONEY, S. K. SINGH, R. P. MAYER, 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.

VALDÉS, C. M. y R. P. MEYER, 1996. Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlán earthquake ($M_s=7.6$) aftershocks. *Geofísica Internacional*, **35**, No.4, 377-401.

VAN der LEE, S. y G. NOLET, 1997. Upper mantle S velocity structure of North America, 1997. *J. Geophys. Res.-Sol.*, **102**, 22815-22838.

VASUDEVAN, K., W.G. WILSON y W.G. LAIDLAW, 1991. Simulated annealing statics computation using an order-based energy function. *Geophysics*, **56**, 1831-1839.

VDOVIN O, J.A. RIAL, A.L. LEVSHIN y M.H. RITZWOLLER, 1999. Group-velocity

tomography of South America and the surrounding oceans. *Geophys. J. Int.*, 136, 324-340.

WILSON y VASUDEVAN,1991. Application of the genetic algorithm to residual statics estimation. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2181-2184.

Y. YAGI y M. KIKUCHI, 2000. Source rupture process of the Kocaeli, Turkey, earthquake of August 17, 1999, obtained by joint inversion of near-field data and teleseismic data. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1969-1980.

YAMANAKA, H. y H. ISHIDA, 1996. Application of genetic algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 436-444.

ZHOU, R., F. TAJIMA y P. STOFFA, 1995. Application of genetic algorithms to constrain near-source velocity structure for the 1989 Sichuan earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 590-605.

Apéndice A: Un estudio de la fuente y propagación del sismo de Copalillo, México del 21 de Julio de 2000 (Mw=5.9): Implicaciones de los sismos intraplaca para el peligro sísmico en la ciudad de México.

(Esta sección es un artículo en revisión para su publicación en la revista Bulletin of Seismological Society of America)

A Source and Wave Propagation Study of the Copalillo, Mexico Earthquake of July 21, 2000 (Mw=5.9): Implications for Seismic Hazard in Mexico City from Inslab Earthquakes (submitted to Bull. Seism. Soc. Am., Mayo 2001)

A. Iglesias¹, S.K. Singh^{1,2}, J.F. Pacheco¹, and M. Ordaz²

¹Instituto de Geofísica, UNAM, C.U., 04510 México, D.F., Mexico

²Instituto de Ingeniería, UNAM, C.U., 04510 México, D.F., Mexico

Abstract

The Copalillo earthquake of July 21, 2000 (Mw=5.9) is the closest, well-located inslab event to Mexico City ever to be recorded. In this study, we analyze local and regional broadband and accelerometric recordings to determine the source parameters of the earthquake, the attenuation of ground motion with distance, and to obtain a preliminary estimate of the seismic hazard posed to city by such events. Our results show that the earthquake occurred at a depth of about 50 km, most probably in the subducted oceanic crust. The waveform inversion discriminates between the two nodal planes; the fault plane defined by strike=305, dip=320, and rake=-800. The rupture propagated nearly unilaterally along the strike towards NW with a small downdip component. The observed source spectrum can be well explained by an ω^2 -source model with $M_0=6.0 \times 10^{25}$ dyne-cm and stress drop of 360 bar. We find that high-frequency ground motion ($f > 3$ Hz), which is related to A_{max} during inslab earthquakes, is not amplified at CU, a hill-zone site in the Valley of Mexico which is known to suffer amplification at low frequencies ($0.1 < f < 2.0$ Hz). Simulations using the recording at CU of the Copalillo earthquake as an empirical Green's function suggests that a Mw=7.0 could give rise to A_{max} of 30 to 40 gals. CU recordings indicate that the A_{max} of 30 gals could have a return period of about 40 years, about the same as from shallow-dipping thrust earthquakes along the Mexican subduction zone, which have been regarded as the ones posing the highest hazard for the city. An inslab

earthquake with Amax of about 40 gal could cause heavy damage to small buildings at certain locations of the city. We conclude that seismic hazard from inslab earthquakes to Mexico City has so far been underestimated.

INTRODUCTION

Inslab earthquakes in the subducted plate Cocos plate below south central Mexico cease to occur at depths of less than about 80 km and well before reaching the Mexican Volcanic Belt (MVB). Indeed, no well-located inslab earthquake is known to have occurred below the MVB. The recent earthquake of July 21, 2000 (Mw5.9; H=50 km), henceforth called the Copalillo earthquake, is the closest, reliably located, normal-faulting inslab event to the Mexico City ever to occur (figure 1). The epicenter of the earthquake lies near the town of Copalillo, about 65 km to the southeast of Iguala and 136 km to the south of Ciudad Universitaria (CU), Mexico City.

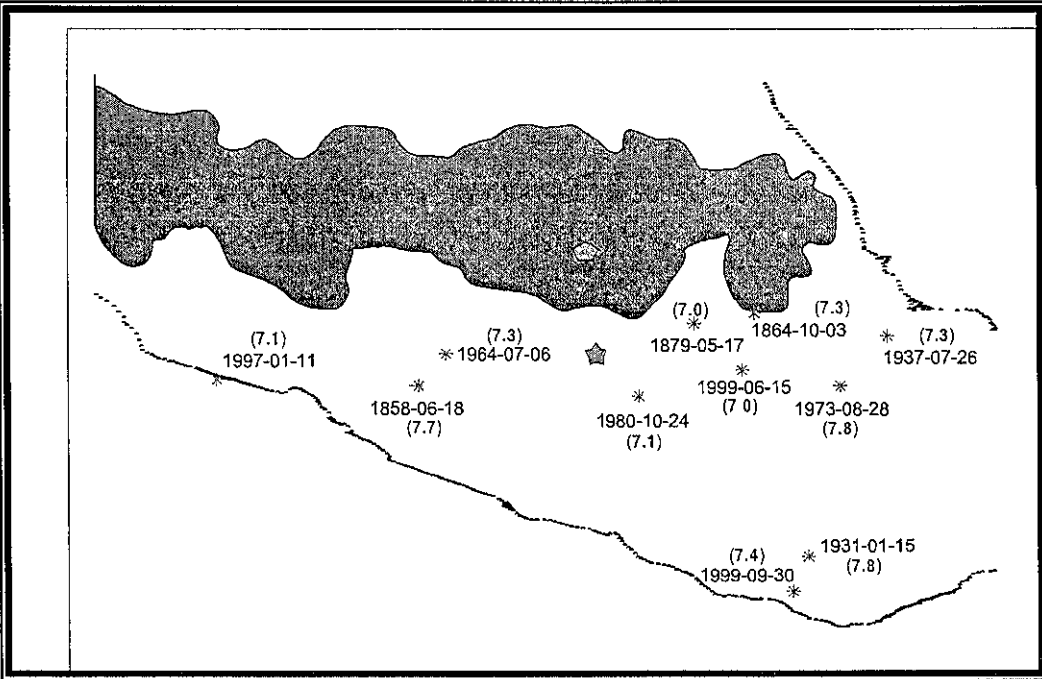


Fig. 1. Epicenters of large ($M \geq 6.9$) inslab, normal-faulting, intermediate-depth earthquakes and location of Mexico City. Also shown is the the June 21, 2000 Copalillo earthquake (Mw5.9) which is the closest, reliably located such event to the city. The shaded area represents the Mexican Volcanic Belt (MVB)

Table 1. Significant Inslab Earthquakes ($M \geq 6.9$) in the Subducted Cocos Plate close to Mexico City

Event	Date	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude
1	1858-06-18	18.00	100.80	---	7.7
2	1864-10-03	18.70	-97.40	---	7.3
3	1879-05-17	18.60	-98.00	---	7.0
4	1931-01-15	16.34	-96.87	40	7.8
5	1937-07-26	18.48	-96.08	85	7.3
6	1964-07-06	18.31	100.50	55	7.3
7	1973-08-28	18.00	-96.55	82	7.0
8	1980-10-24	17.90	-98.15	65	7.0
9	1997-01-11	18.06	102.79	34	7.1
10	1999-06-15	18.15	97.52	60	6.9
11	1999-09-30	16.00	97.02	40	7.4

Table 2. Source Parameters of the July 21, 2000, Copalillo Earthquake.

Source	Latitude ($^{\circ}$ N)	Longitude ($^{\circ}$ E)	Depth (km)	Mo, dyne-cm	Strike	Dip	Rake
Regional ¹	18.113	-98.974	50.0	4.1×10^{24}	305°	32°	-80°
Regional ²	--	--	--	6.0×10^{24}	--	--	--
CMT ³	18.28	-98.77	58.4	7.9×10^{24}	310°	39°	-75°

¹ Epicentral location and depth from local/regional data; other source parameters from regional waveform inversion (see text).

² Seismic moment from S-wave spectra, local/regional data (see text).

³ Preliminary Harvard CMT solution.

In this paper, we study the characteristics of the source and the ground motions generated by this earthquake, and discuss the implications for seismic hazard to the city from inslab earthquakes. There are several reasons for this endeavour. (1) Source characteristics of inslab earthquakes in the Cocos plate, while essential to understand the mechanism of generation of such events, are available for only a handful of earthquakes. (2) There is evidence that high-frequency ground motion from inslab events in Mexico are more intense than from interplate earthquakes (see, e.g., Singh et al., 2000). This observation needs further confirmation. (3) A critical issue in the estimation of seismic hazard to Mexico City is related to inslab, normal-faulting earthquakes in the subducted Cocos plate. The concern about the seismic hazard arises because in the past inslab earthquakes have caused significant damage to cities and towns in the Mexican altiplano. There are many recent examples. The earthquake of January 15, 1931 (M7.8, H=40 km) caused severe destruction to the City of Oaxaca (Barrera, 1931; Singh et al. 1985); the earthquakes of August 28, 1973 (Mw7.0; H=82 km) and October 24, 1980 (Mw7.0; H=65 km) resulted in deaths and damage in the states of Veracruz, Puebla, and Oaxaca (Singh and Wyss, 1976; Lomnitz, 1982; Yamamoto et al., 1984; Nava et al., 1985). The recent earthquake of 15 June, 1999 (Mw7.0, H=60 km) caused damage in the State of Puebla, especially to colonial structures in and near the City of Puebla (Singh et al., 1999). The September 30, 1999 Oaxaca earthquake (Mw7.4; H=40 km) was damaging to the City of Oaxaca and many towns along the coast and between the coast and the city of Oaxaca (Singh et al., 2000). It has been suggested that the great earthquake of June 19, 1858, which caused severe damage to inland towns in the state of Michoacan, including its capital city of Morelia, and to Mexico City, may also have been an inslab, normal-faulting event (Singh et al., 1996). A list of large inslab earthquakes ($M \geq 6.9$) in the subducted Cocos plate is given in Table 1 and their epicenters are shown in Figure 1.

The closest hypocentral distance of an inslab earthquake to Mexico City and its likely maximum magnitude are uncertain. The design spectra for the Federal District does contemplate an inslab Mw=6.5 earthquake at focal distance of 80 km from Mexico City (Rosenblueth et al., 1989). The choice of the magnitude and the focal distance were based on the available data at that time and the best judgment of the authors. The expected ground motion from such an earthquake was estimated assuming an ω^2 -seismic source model and application of results from random vibration theory (Boore, 1983), with little constraint from actual recordings. For these reasons, the seismic hazard to Mexico City from inslab earthquakes is subject to relatively large uncertainty.

Figure 1 shows epicenters of large ($M \geq 6.9$), inslab earthquakes in the subducted Cocos plate. It should be noted that the locations and the magnitudes of nineteenth-century events are less reliable. The figure suggests that such earthquakes can reach a magnitude of 7.3 within 200 km of Mexico City. The figure also includes the location of the Copalillo earthquake. As mentioned earlier, this earthquake is the closest inslab earthquake. In view of Figure 1, an inslab Mw7.3 earthquake may reasonably be expected to occur as close as 136 km from the city at a depth of about 50 km. It is, therefore, of interest to estimate ground motions in the Valley of Mexico from such an earthquake. We do this by using CU recording of the Copalillo earthquake as empirical Green's function to simulate expected ground motion in the city from future large earthquakes in the same region and discuss the significance of the results in terms of seismic hazard to Mexico City from inslab earthquakes.

Data

The data used in the analysis of the Copalillo earthquake consist of recordings from the broadband (BB) seismic network of the Servicio Sismológico Nacional (SSN) of Instituto de Geofísica (IGF), and from the stations of the accelerographic networks operated by Instituto de Ingeniería (II) and Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), in central and south Mexico. A typical BB station of SSN consists of a STS-2 seismometer and a Kinometrics FBA-23 accelerometer connected to a 24-bit Quanterra digitizer. Continuous velocity data, sampled at 1 Hz and 20 Hz, are saved in a buffer memory. For triggered events both velocity and acceleration channels, sampled at 80 Hz, are saved. The accelerometric networks mostly consist of Kinometrics K2 and Etna digital accelerographs, equipped with 19 and 18 bit A to D converters, respectively. The time synchronization is provided by GPS receivers. The triggered events are saved at a sampling rate of 200 Hz. Descriptions of the accelerometric networks may be found in Anderson et al. (1994) and Quass et al. (1987, 1989, 1993).

Source Parameters

The location of the event, determined from local and regional data, and the source parameters, obtained from the moment tensor (MT) inversion of regional waveforms, are given in Table 2. The MT solution was obtained from the inversion of the bandpass filtered (between 20 and 50 s) BB regional seismograms. The procedure of Randall et al. (1995) was followed in the inversion. The details of the method, as applied to the analysis of BB

data of the Mexican network, are given in Pacheco and Singh (1998). The crustal structure used in the location and the waveform modeling is given in Table 3. The source parameters reported in the Harvard CMT catalog are included in Table 2. We note that the regional MT and the Harvard CMT focal mechanisms are similar but the seismic moments differ by a factor of 2.

Table 3. Crustal Structure Used in Locating and Modeling the Copalillo Earthquake

Layer Thickness (km)	P-wave speed (km/s)	S-wave speed (km/s)	Density (gm/cm³)
7.7	5.60	3.20	2.56
12.0	6.00	3.41	2.69
23.3	6.90	3.92	2.98
36.7	8.10	4.67	3.36
∞	8.40	4.85	3.46

Slip Distribution on the Fault

We inverted the band-pass filtered (0.1-0.5 Hz), near-source displacement records to retrieve the rupture history of the Copalillo earthquake. The inversion was performed in the frequency domain to obtain slip, rise time, and rupture velocity using a simulated annealing inversion technique adopted from the nonlinear least-square inversion scheme developed by Cotton and Campillo (1995). We chose the focal mechanism retrieved from the regional MT inversion for our inversion; nodal plane 1: strike=3050, dip=320, rake=-800; nodal plane 2: strike=1130, dip=590, rake=-960.

In order to discriminate between the fault plane and the auxiliary plane, we performed separate inversion for each nodal plane. The fault model was taken as a rectangle, with 20 km along the strike and 20 km along the dip. It was divided in 10x10 subfaults. Figure 2 shows the surface projection of the nodal plane 1 as the fault plane and stations whose recordings were used in the inversion. Figure 3 (central frames) shows the fault plane where star indicates the rupture initiation point. Synthetic seismograms for each pair of subfault and station were computed using Bouchon's discrete wave number algorithm (Bouchon, 1982). As a starting model we assigned a constant slip of 1.5 m on two subfaults nearest the hypocenter and zero elsewhere. A rise time of 1.5 s was assigned for each subfault. In the inversion, the rupture velocity was chosen to lie between 3.3 and 3.6

km/s. The slip and the rise time on each subfault were allowed to vary between 0 and 1.5 m, and 0 and 1.5 s, respectively.

The rupture history is shown in the Figure 3. The left frames correspond to the inversion with nodal plane 1 as the fault plane, while the right frames show the corresponding results with nodal plane 2 as the fault plane. As can be seen, the fit to the observed waveforms are better and the slip distribution is much more realistic if nodal plane 1 is chosen as the fault plane as compared to the choice of nodal plane 2 as the fault plane. We note from the left frames that the rupture unilaterally propagates along the strike towards NW with a small downdip component. The rupture velocity is about 3.5 km/s. Most of the slip occurs over a 6 km x 4 km area. Although detailed rupture histories are available for only a few recent inslab earthquakes in Mexico, all of these events show a component of rupture propagation which is downdip (e.g., Cocco et al., 1997; Hernandez et al., 2000). It will be interesting to know whether this is a common feature of most inslab, normal-faulting earthquakes in the Cocos plate.

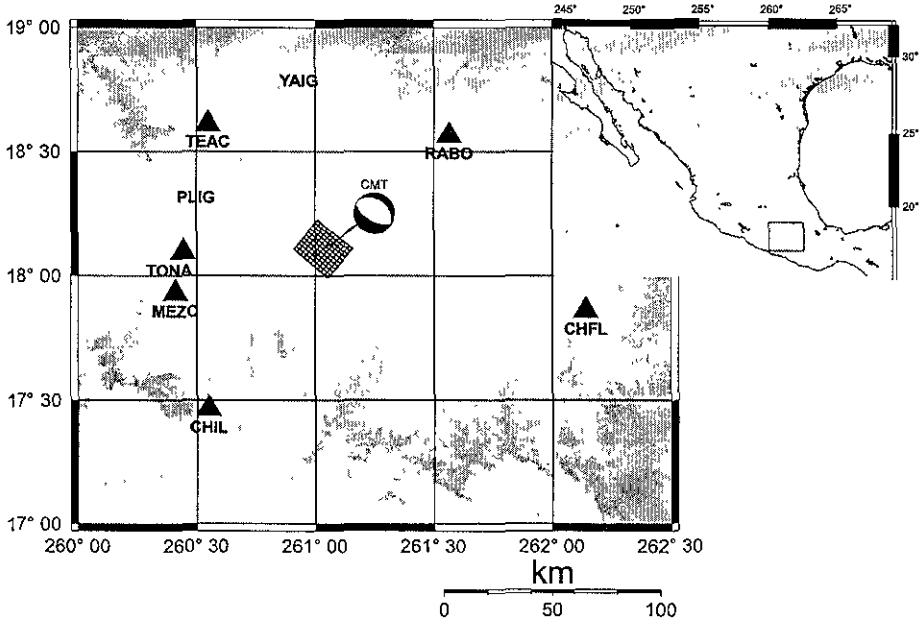


Fig. 2. Location of the Copalillo earthquake and stations whose data were used in the inversion. Surface projection of the rectangular fault plane (nodal plane 1: strike= 305°, dip = 32°, rake = -80°) is indicated by a straight line.

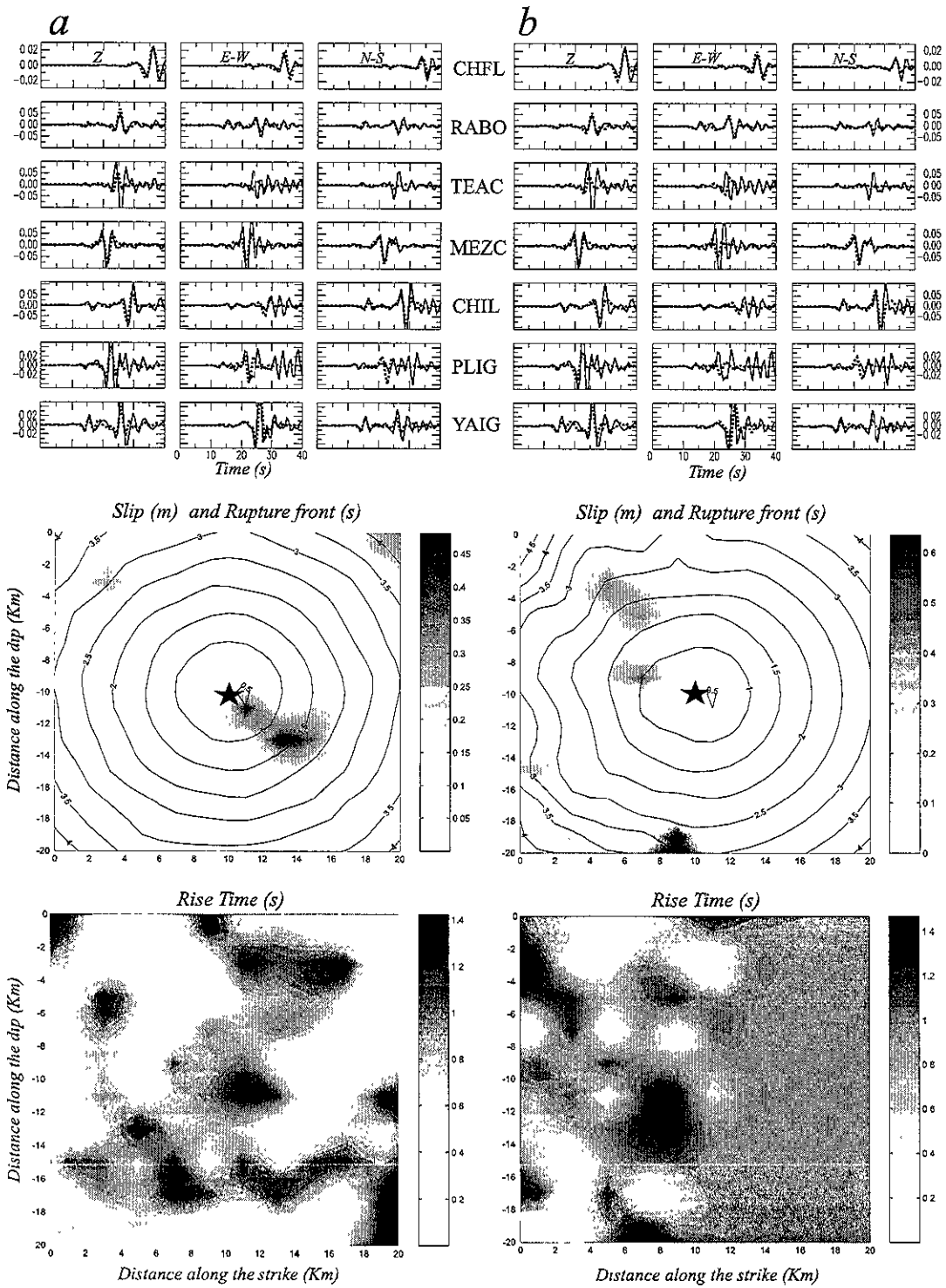


Fig.3. Results from the inversion of near-source, bandpassed filtered (between 0.05-0.5 Hz), displacement records (a) The chosen fault plane: strike= 305° , dip= 32° , rake= -80° . (b)The chosen fault plane: strike= 113° , dip= 59° , rake= -96° . Top: Observed and synthetic seismograms. Middle: Slip distribution on the fault and isochrons. Bottom: Rise time.

Source Spectrum and Seismic Moment from Spectral Analysis of Near-Source Data

The source spectrum of the Copalillo earthquake has been estimated from horizontal components of S-waves recorded at stations PLIG, RABO, MEZC, CHFL, CHIL, and YAIG (Fig. 2). The far-field Fourier acceleration spectral amplitude of the intense part of the ground motion, $A_i(f, R_i)$, at station i , which is located at a distance R_i from the source, can be written as

$$A_i(f, R_i) = C f^2 \dot{M}_0(f) e^{-\pi f R_i / \beta Q} / G(R_i), \quad (1)$$

where,

$$C = R\theta\phi FP(2\pi)^2/(4\pi\rho\beta^3), \quad (2)$$

and $\dot{M}_0(f)$ is the moment-rate (or source displacement) spectrum. In the limit, $\dot{M}_0(f)$ tends to M_0 , the seismic moment, as $f \rightarrow 0$. For an ω^2 -source model,

$$S(f) = f^2 f_c^2 M_0 / (f^2 + f_c^2). \quad (3)$$

For Brune's model (Brune, 1970), f_c , the corner frequency, is given by

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma / M_0)^{1/3}, \quad (4).$$

In the equations above, R_i is the hypocentral distance of the i -th station, β is the shear-wave velocity, ρ is the density, $Q(f)$ is the quality factor, $R\theta\phi$ is the average radiation pattern (0.55), F is the free surface amplification (2.0), and P takes into account the partitioning of energy in the two horizontal components ($1/\sqrt{2}$). $G(R)$ in equation (1) is the geometrical spreading term, which may be taken as $G(R) = R$ for $R \leq R_x$ and $G(R) = (R R_x)^{1/2}$ for $R > R_x$. This form of $G(R)$ implies dominance of body waves for $R \leq R_x$ and of surface waves for $R > R_x$. For the Copalillo earthquake, we took $\beta = 4.2$ km/s, $\rho = 3.2$ gm/cm³, $Q(f) = 273 f^{0.66}$ (Ordaz and Singh, 1992), and $R_x = 100$ km.

Figure 4 shows the source displacement and acceleration spectra, $\dot{M}_0(f)$ and $f^2\dot{M}_0(f)$. At low frequencies, $\dot{M}_0(f)$ approaches a seismic moment of about 6.0×10^{24} dyne-cm. The figure also shows that the data can be fit by an ω^2 -source model, with $M_0 = 6.0 \times 10^{24}$ dyne-cm and corner frequency, f_c , of 0.806 Hz. This yields, via equation 4, a Brune stress drop, $\Delta\sigma$, of 360 bars for the earthquake.

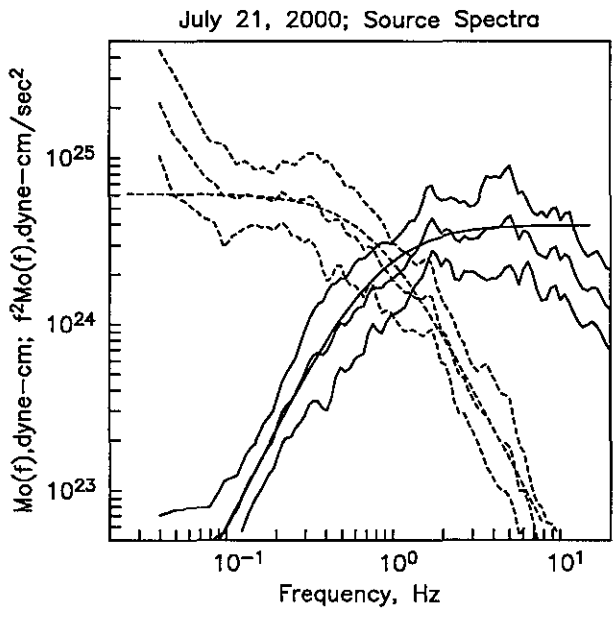


Fig. 4. Average source displacement spectra, $M_0(f)$ (dashed lines) and acceleration spectra, $f^2M_0(f)$ (continues lines) from local/regional data. The smooth curves correspond to an ω^2 -source model, with $M_0 = 6.0 \times 10^{24}$ dyne-cm and corner frequency, f_c , of 0.806 Hz.

Attenuation of Ground Motion from the Copalillo Earthquake

Figure 5 shows a plot of horizontal peak ground acceleration, A_N and A_E , recorded at hard sites as a function of focal distance, R . In this plot we have included CU and Cuernavaca, although these sites, which lie on volcanic rocks, are known to suffer significant site effects between 0.1 and 4 Hz during coastal events (Ordaz and Singh, 1992; Singh et al., 1995). The figure includes the predicted value of A_{max} based on a regression analysis of 10 inslab earthquakes of Mexico ($5.4 \leq M_w \leq 7.4$; $40 \leq H \leq 65$ km; $R \leq 400$ km), which relates horizontal A_{max} (in gal), M_w , and R (in km) by:

$$\log A_{\max} = -0.148 + 0.623 M_w - \log R - 0.0032 R \quad (5)$$

where $A_{\max} = [(A_N)^2 + (A_E)^2 / 2]^{1/2}$. The regression fits Copalillo data fairly well. It is interesting to note that, although the regression excluded data recorded both at CU and Cuernavaca stations to avoid possible contamination from site amplification, it also fits CU and Cuernavaca data quite well for this earthquake. To investigate whether site effect at CU is important for A_{\max} from inslab earthquakes or not, in Figure 6 we plot observed and predicted values of A_{\max} for 16 events listed in Table 4.

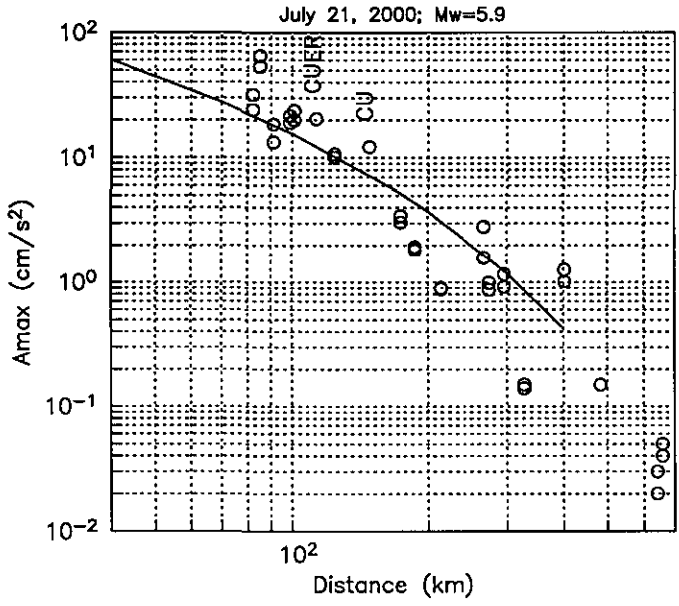


Fig. 5. Peak horizontal peak acceleration, A_N and A_E , recorded at hard sites (including CU and Cuernavaca) as a function of focal distance, R . The curve shows the predicted value of A_{\max} based on a regression analysis of 10 inslab earthquakes of Mexico ($5.4 \leq M_w \leq 7.4$; $40 \leq H \leq 65$ km; $R \leq 400$ km).

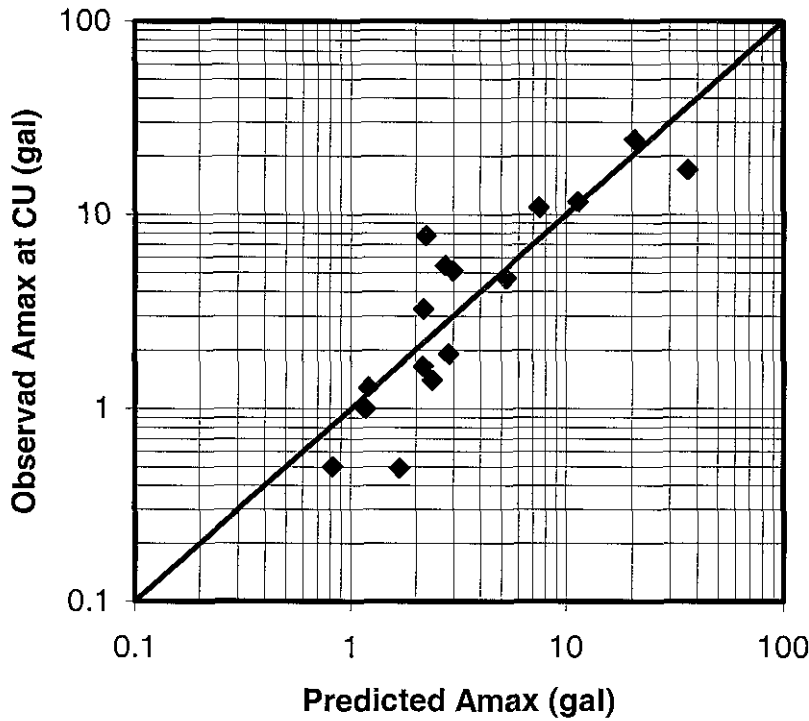


Figure 6. Observed and predicted Amax at station CU from inslab earthquakes. The predicted Amax is computed from Equation 5, which was derived excluding CU data.

For these 16 recordings, we obtain a bias of only -0.013 and a standard error of 0.25 for $\log A_{max}$, which shows that site effect at CU is not important for inslab earthquake, at least for Amax. This result, which at first glance appears surprising, is in fact in accordance with the observation of Ordaz and Singh (1992), Singh et. al (1995), and Pacheco and Singh (1995) that amplitudes at CU at high frequencies do not seem to be affected by site effect. Recently, it was reported by Shapiro et al. (2000) that seismic waves which pass below the Popocatepétl volcano before reaching the Valley of Mexico (corresponding to events in sector 1, Fig. 7) are diminished by a factor of about one-third at $f > 1$ Hz as compared to those that do not cross the volcano (events from sector 2). The high attenuation was attributed to the presence of magma and partial melting of rocks below the volcano. One implication of the high attenuation is a decrease in the seismic hazard to low-rise buildings in the valley from earthquakes which originate in sector 1. The Copalillo earthquake provides a further check on this observation. The location of the event with respect to Popocatépetl (Fig 7, bottom) shows that the waves reaching CUIG do not cross the

volcano. Thus, the seismic waves from this earthquake, just like the waves from the events of sector 2, should not be abnormally diminished before reaching the valley. Indeed, as seen in Figure 8 (top), the spectral ratios, CUIG/YAIG and CUIG/PLIG, for the Copalillo earthquake, after equalizing the spectra to the common distance of CUIG (see, Shapiro et al., 2000 for details), confirm this.

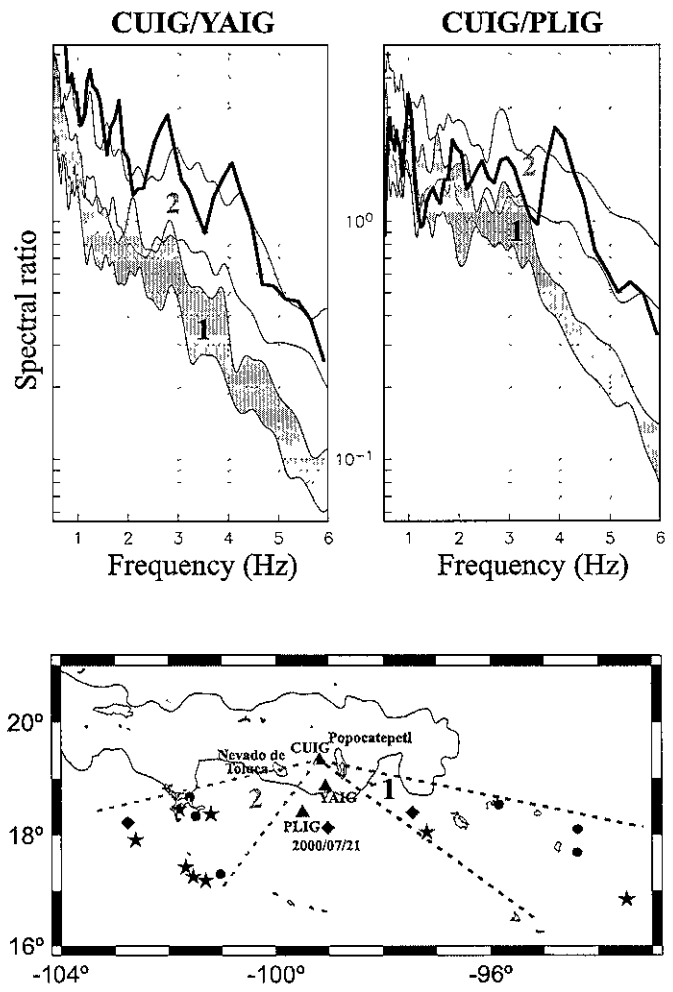


Fig. 7. (Bottom) Earthquakes used in establishing abnormally high attenuation of seismic waves which pass below Popocatépetl. The location of the Copalillo earthquake has been added. Dots, stars, and diamonds indicate events recorded at YAIG, at PLIG, and at both stations, respectively. (Top) The spectral ratios, CUIG/YAIG and CUIG/PLIG show that the seismic waves from events which occur in sector 1 are more diminished at CUIG than from events which occur in sector 2 (see Shapiro et al., 2000 for details). As expected the spectral ratios of the Copalillo earthquake (shown by thick curves) is similar to sector 2 events.

Estimation of Ground motion in the Valley of Mexico during Future Earthquakes

We have used a random summation technique (Ordaz et al., 1995) to synthesize expected ground motions at CU from future inslab earthquakes in the Copalillo region. The recording of the Copalillo earthquake has been used as the empirical Green's function (EGF). It is sufficient to predict the ground motions in CU since the ground motions at other sites in the Valley of Mexico can be estimated from the Fourier acceleration spectrum (FAS) at CU. The method consists of estimating FAS at these sites (from FAS at CU and the known transfer functions of these sites with respect to CU), and application of results from random vibration theory (Singh et al., 1988a,b; Ordaz et al., 1988; Reinoso and Ordaz, 1999).

The random summation scheme used here obeys the ω^2 -source scaling law at all frequencies and produces time histories whose envelopes are realistic. The method requires specification of the seismic moments and the stress drops of the EGF and the target event. The details of the method are given in Ordaz et al. (1995). If only peak ground motion parameters are desired, then the computation of the time histories is bypassed; the Fourier spectrum, along with an estimation of duration (TR) of the intense part of the ground motion, and application of results from random vibration theory (RVT) suffices (see Appendix B of Ordaz et al., 1995 for relevant formulas).

In the synthesis, we have taken $\Delta\sigma = 360$ bar for both the EGF and the target event. The duration TR in seconds is given by $TR = f_c^{-1} + 0.05R$, where f_c is the corner frequency (equation 4) and R is the hypocentral distance in km (Hermann, 1985). The results of the synthesis are shown in Figure 8. We note that for a Mw7.0 earthquake in the Copalillo region (and probably also in any other region at similar focal distance from CU, except in sector 1), the expected peak acceleration (A_{max}), velocity (V_{max}), and displacement (D_{max}) at CU are about 35 gals, 7 cm/s, and 4 cm, respectively. The corresponding values for a Mw7.3 earthquake are about 50 gals, 10 cm/s, and 7 cm, respectively. The predicted A_{max} as function of Mw based on regression analysis (equation 5) is also shown in Figure 8 (straight line). The predicted A_{max} from EGF technique and regression analysis are in very good agreement. Figure 9 illustrates samples of time histories (NS component). Note that the waveforms are quite realistic. Figure 10 shows pseudoacceleration response spectra (5% damping), S_a , for the Copalillo event and postulated earthquakes of Mw=6.5, 7.0, 7.3, and 7.5.

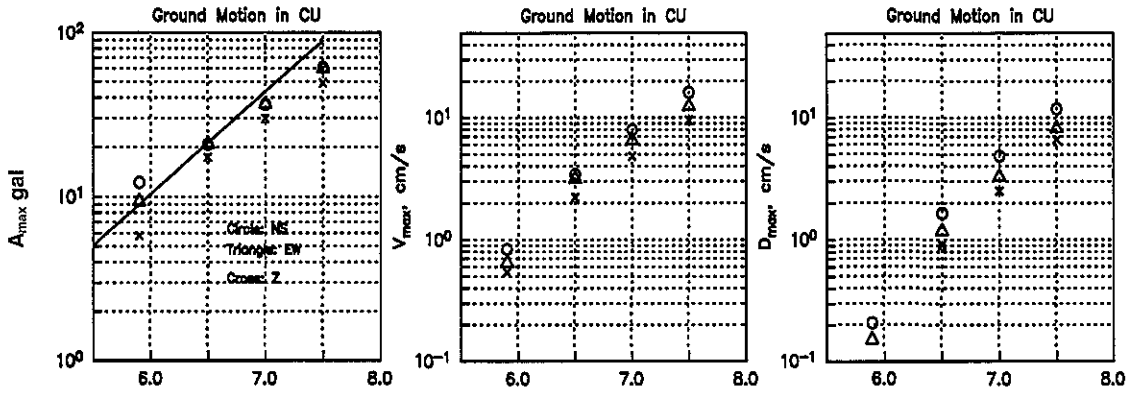


Fig. 8. Expected peak ground motions at CU from postulated future large earthquakes in the region of Copalillo. The Copalillo earthquake recording has been used as empirical Green's function (EGF). A stress drop of 360 bars has been taken for both the EGF and the target event. The straight line in the left frame is the predicted A_{max} based on regression relation given in Equation 5.

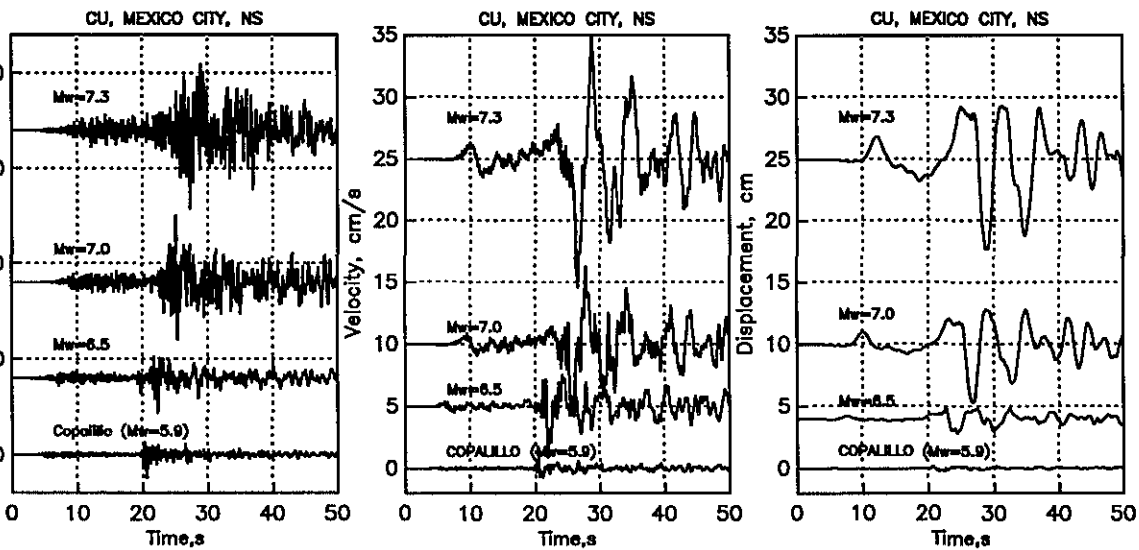


Fig. 9. Samples of simulated peak ground-motions at CU (NS component) at CU from Mw=6.5 and 7.0 earthquakes. The Copalillo recordings, used as EGF, is also shown.

The S_a curve corresponding to a Mw6.5 earthquake at a focal distance of 80 km, used in developing the design spectrum for the Federal District (Rosenblueth et al., 1989, henceforth referred to as ROSS89), is shown in the Figure 10 along with predicted S_a for Mw=6.5, 7.0, 7.3, and 7.5. Except at short periods (<0.5 s), the spectra are similar for Mw=6.5 earthquake. At short periods, S_a for Mw=6.5 earthquake, computed with the recordings of the Copalillo earthquake as the EGF, are smaller than the one in ROSS89, most probably because of greater focal distance of the Copalillo earthquake. The S_a for Mw \geq 7.0 are higher at all periods as compared the S_a in ROSS89.

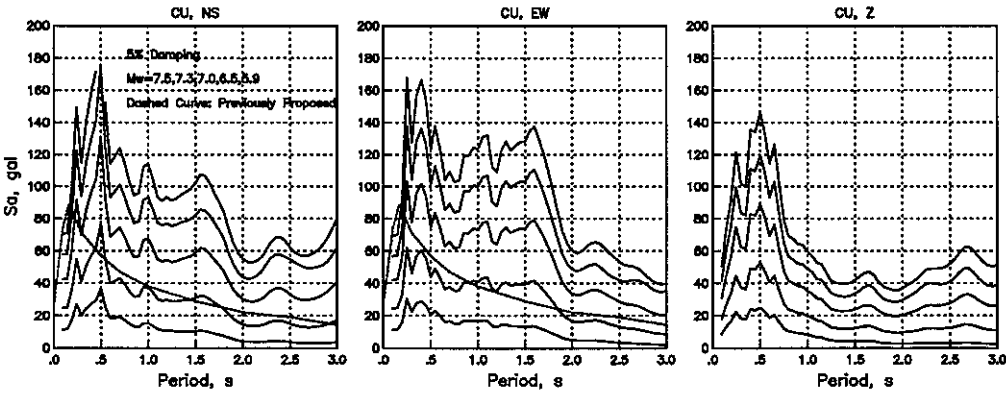


Fig. 10. Expected pseudoresponse spectra (5% damping) from postulated Mw= 6.5, 7.0, and 8.0 earthquakes and the computed spectra for the Copalillo earthquake at CU site. Dotted curves show the spectrum used in elaborating the design spectra for Mexico City (Rosenblueth et al., 1989).

It is of importance to know how frequently the level of A_{max} of 28 gals, contemplated in ROSS89 from inslab earthquakes, could be exceeded at CU. We note that there is no mention of this return period in ROSS89. Since a full fledged probabilistic hazard estimation is beyond the scope of this paper, here we will concern ourselves with a simple empirical hazard estimation.

Table 4 lists inslab earthquakes in the subducted Cocos plate which have produced accelerograms in CU (except for the 1973 earthquake which was not recorded in CU but is included in the table for completeness). The recordings are much more abundant since 1993 because of improvements in the instrumentation which took place 1991. Figure 11 shows annual frequency of exceedance versus A_{max} based on the data from two subcatalogs: the first, complete for $A_{max}\geq 17$ gal from 1964 to 1990, consists of only two earthquakes; the second, from 1991 to 2000 is believed to be complete for $A_{max}\geq 1$ gal.

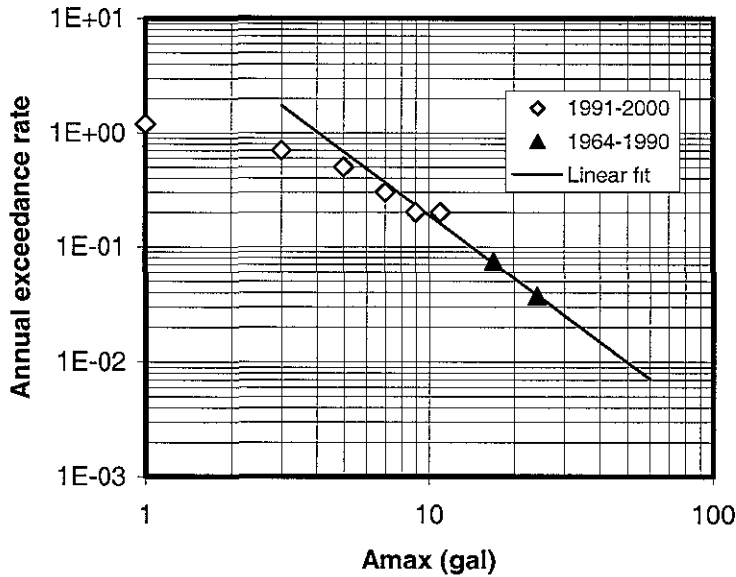


Figure 11. Empirical annual rate of exceedance vs. A_{max} at station CU from inslab earthquakes. Open symbols: data from 1991 to 2000, probably complete for $A_{max} \geq 1$ gal. Close symbols: data from 1964 to 1990, complete for $A_{max} \geq 17$ gal.

We note that the empirical hazard curve flattens out for $A_{max} < 5$ gal. This may be due to incompleteness of the catalog and/or due to the fact that inslab earthquakes cease to occur well before reaching the Mexican Volcanic Belt, within which Mexico City is located. The extrapolation of the straight line fit to the data for $A_{max} > 5$ suggests that the A_{max} value of about 30 gals used in ROSS89 for this type of earthquakes could have a return period of about 40 years. This return period of $A_{max} > 30$ gal is about the same as from shallow dipping thrust earthquakes along the Mexican subduction zone, which have been regarded as the ones posing the highest hazard for the city (Ordaz and Reyes, 1999). We are aware that the characteristics of ground motions would be different for subduction zone earthquakes as compared with an inslab earthquake with the same A_{max} , and so would be the damage patterns. However, as illustrated by Singh et al (1997), inslab earthquakes with A_{max} of about 40 gal could cause heavy damage to small buildings at certain locations of the city.

These results suggest that seismic hazard from inslab earthquakes to Mexico City has so far been underestimated, and a careful reevaluation is called for.

Table 4. Peak Accelerations Recorded at CU during Inslab

Earthquakes in the Subducted Cocos Plate

Date	Lat ⁰ N	Long ⁰ E	Depth km	Mw	R km	Amax(N) gal	Amax(E) gal	Amax(Z) gal
19640706	18.310	100.500	55	7.3	179	18.30	15.70	12.00
19730828	18.250	-96.550	82	7.0	301	(19.52) ¹	(17.54) ¹	(12.87) ¹
19801024	18.030	-98.270	65	7.0	173	25.30	23.50	12.50
19930805	17.429	-98.337	54	5.2	229	0.54	0.46	0.35
19940223	17.750	-97.270	75	5.8	267	1.04	0.95	0.62
19940506	18.390	-97.980	57	5.2	163	0.44	0.54	0.40
19940523	18.020	100.570	50	6.2	206	5.00	4.30	2.90
19941210	17.982	101.517	49	6.4	288	5.40	5.50	2.60
19970111	18.340	102.580	40	7.1	374	4.20	5.90	3.10
19970403	18.510	-98.100	52	5.2	145	1.20	2.00	1.20
19970522	18.370	101.820	54	6.5	298	1.70	2.10	1.70
19980420	18.350	101.190	64	5.9	238	1.30	1.50	1.20
19990615	18.130	-97.540	61	7.0	218	11.90	11.40	7.50
19990621	18.150	101.700	53	6.3	296	3.10	3.40	1.60
19990930	16.030	-96.960	47	7.4	435	7.80	7.70	5.10
19991229	18.000	101.630	50	5.9	297	1.19	1.38	0.73
20000721	18.120	-98.970	49	5.9	136	12.21	9.35	5.80

Conclusions

1. The Copalillo earthquake occurred at a depth of about 50 km. Since the Moho in the region is probably 45 km thickness, the earthquakes may have been confined to the subducted oceanic crust.
2. The inversion of near-source waveforms shows that the NE dipping nodal plane is the fault plane. The rupture propagated unilaterally towards NW along the strike with a slight downdip component. The rupture velocity was about 3.5 km/s and much of the slip occurred over an area of 6 km x 4 km.

3. The observed source spectrum can be well explained by an ω^2 -source model with $M_0=6.0 \times 10^{25}$ dyne-cm and stress drop of 360 bar.
4. The observed A_{max} as a function of hypocentral distance is in accordance with the predicted values from regression relationship.
5. The high-frequency ground motion ($f > 3$ Hz), as reflected by A_{max} during inslab earthquakes, is not amplified at CU, a hill-zone site in the Valley of Mexico. This is in contrast with relatively low-frequency ground motion ($f < 3$ Hz), as reflected by A_{max} from shallow, subduction-zone earthquakes, which is known to be amplified at hill-zone sites in the valley.
6. It has recently been reported that the amplitude of high-frequency ($f > 3$ Hz) seismic waves which pass through Popocatépetl Volcano is diminished by a factor of three before reaching Mexico City. Thus, Popocatépetl provides as a shield to Mexico City from some earthquakes. Since the wavepath from Copalillo earthquake to the city does not cross the volcano, the diminution of amplitude is neither expected nor found in the recordings.
7. Simulations using the recording at CU of the Copalillo earthquake as an Empirical Green's function suggests that a $M_w=7.0$ could give rise to A_{max} of 30 to 40 gals. The pseudoacceleration response spectra (5% damping), S_a , from such an earthquake would exceed the S_a contemplated in the current design spectra for Mexico City. The A_{max} value of 30 gals could have a return period of about 40 years at CU. This return period of $A_{max} > 30$ gal is about the same as from shallow dipping thrust earthquakes along the Mexican subduction zone, which have been regarded as the ones posing the highest hazard for the city. An inslab earthquakes with A_{max} of about 40 gal could cause heavy damage to small buildings at certain locations of the city. These results suggest that seismic hazard from inslab earthquakes to Mexico City has so far been underestimated, and needs a careful revision.

Acknowledgments

The research was partially funded by DGAPA, UNAM project IN109598 and CONACyT projects 25403-A and 26185-T.

REFERENCES

Abe, K. (1981). Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Interiors* **27**, 72-92.

Anderson, J.G., J.N. Brune, J. Prince, R. Quaas, S.K. Singh, D.Almora, P.Bodin, M. Oñate, R.Vásquez, and J.M. Velasco (1994). The Guerrero accelerograph network, *Geofis. Internacional* **33**, 341-372.

Barrera, D.T. (1931). El temblor del 14 de enero de 1931, *Reporte Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, 40p.

Boore, D.M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 1865-1884.

Bouchon, M. (1982). The complete synthetics of crustal seismic phases at regional distances, *J. Geophys. Res.* **87**, 1735-1741.

Brune, J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75**, 4997-5009.

Cocco, M., J. F. Pacheco, S. K. Singh, and F. Courboulex (1997). The Zihuatanejo, Mexico earthquake of December 10, 1994 (M=6.6): Source characteristics and tectonic implications, *Geophys. J. Intern.* **131**, 135-145.

Cotton, F. and M. Campillo (1995), inversion of strong ground motion in the frequency domain, *J. Geophys. Res.* **100**, 3961-3975.

Gonzalo-Ruíz, J. (1986). Earthquake source mechanics and tectonophysics of the middle America subduction zone in Mexico, *Ph.D. Thesis, Univ. of Calif., Santa Cruz*.

Hermann, R.B. (1985). An extension of random vibration theory estimates of strong ground motion at large distances, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 1447-1533.

Hernandez, B., N. Shapiro, S.K. Singh, J.F. Pacheco, F. Cotton, M. Campillo, A. Iglesias, V. Cruz, J. M. Gómez, and L. Alcántara (2000). Rupture history of September 30,

1999 intraplate earthquake of Oaxaca, Mexico ($M_w=7.5$) from inversion of strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, in press

Jimenez, Z. and L Ponce (1977-78). Focal mechanism of six large earthquakes in northern Oaxaca, Mexico, for the period 1928-1973, *Geofis. Internacional* **17**, 379-386.

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

Nava, F. A., V. Toledo, and C. Lomnitz (1985). Plate waves and the 1980 Huajuapán de León, Mexico earthquake, *Tectonophysics* **112**, 463-492.

Ordaz, M., S.K. Singh, E. Reinoso, J. Lermo, J.M. Espinosa, and T. Domínguez (1988). Estimation of response spectra in the lake bed zone of the valley of Mexico during the Michoacan earthquake, *Earthquake Spectra* **4**, 815-834.

Ordaz, M. and S.K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 24-43.

Ordaz, M., J. Arboleda, and S.K. Singh (1995). A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motions from future large earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1635-1647.

Ordaz, M. and C. Reyes (1999). Earthquake hazard in Mexico City: observations vs. computations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 1379-1383.

Pacheco, J.F. and S.K. Singh (1995). Estimation of ground motions in the Valley of Mexico from normal-faulting, intermediate-depth earthquakes in the subducted Cocos plate, *Earthquake Spectra* **11**, 233-248.

Pacheco, J.F. and S.K. Singh (1998). Source parameters of two moderate earthquakes estimated from a single-station, near-source recording, and from MT inversion of regional data: a comparison of results, *Geofis. Intern.* **37**, 95-102.

Quaas, R., J.G. Anderson, and D. Almora (1987). La red acelerografica de Guerrero para registro de temblores fuertes, *in Memoria VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 19-21 Nov, Queretaro, Mexico, B40-B54.

Quaas, R., J.G. Anderson, and D. Almora (1989). La red acelerografica de Guerrero, 4 años de operación, *Ingeniería Sísmica* 36, 53-68.

Quaas, R., J.A. Otero, S. Medina, J.M. Espinosa, H. Aguilar, and M. González (1993). *Base Nacional de Datos de Sismos Fuertes, Catálogo de Estaciones Acelerográficas 1960-1992*, Soc. Mex. Ingeniería Sísmica, A.C., Mexico, 310p.

Randall, G.E., C.J. Ammon, and T.J. Owens (1995). Moment tensor estimation using regional seismograms from a Tibetan plateau portable network deployment, *Geophys. Res. Lett.* 22, 1665-1668.

Reinoso, E. and M. Ordaz (1999). Spectral ratios for Mexico City from free-field recordings, *Earthquake Spectra* 15, 273-296.

Rosenblueth, E., M. Ordaz, F.J. Sánchez-Sesma, and S.K. Singh (1989). Design spectra for Mexico's Federal District, *Earthquake Spectra* 5, 273-292.

Shapiro, N., S.K. Singh, A. Iglesias-Mendoza, V. Cruz-Atienza, and J.F. Pacheco (2000). Evidence of low Q below Popocatépetl, and its implication to seismic hazard in Mexico City, *Geophys. Res. Lett.* 27, 2753-2756.

Singh, S.K. and M. Wyss (1976). Source parameters of the Orizaba earthquake of August 28, 1973, *Geofis. Internacional* 16, 165-184.

Singh, S.K., J. Havskov, and L. Astiz (1981). Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 827-843.

Singh, S.K., G. Suárez and T. Domínguez (1985). The great Oaxaca earthquake of 15 January 1931: Lithosphere normal faulting in the subducted Cocos plate, *Nature* 317, 56-58.

Singh, S.K., J. Lermo, T. Domínguez, M. Ordaz, J.M. Espinosa, E. Mena and R. Quaas (1988a). A study of relative amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site (CU), *Earthquake Spectra* 4, 653-674.

Singh, S.K., E. Mena, and R. Castro (1988b). Some aspects of source characteristics of 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico city from the strong motion data, *Bull. Seism. Soc.* 78, 451-477.

Singh, S.K., M. Ordaz, and L. E. Pérez-Rocha (1996). The great Mexican earthquake of 19 June 1858: Expected ground motions and damage in Mexico City from a similar future event, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1655-1666.

Singh, S.K., M. Ordaz, J.F. Pacheco, R. Quaas, L. Alcántara, S. Alcocer, C. Gutierrez, R. Meli, and E. Ovando (1999). A preliminary report on the Tehuacán, México earthquake of June 15, 1999 ($M_w=7.0$), *Seism. Res. Lett.* 70, 489-504.

Singh, S.K., M. Ordaz, L. Alcántara, N. Shapiro, V. Kostoglodov, J. F. Pacheco, S. Alcocer, C. Gutierrez, R. Quaas, T. Mikumo, and E. Ovando (2000). The Oaxaca Earthquake of September 30, 1999 ($M_w=7.5$): A Normal-Faulting Event in the Subducted Cocos Plate, *Seism. Res. Lett.* 71, 67-78.

Yamamoto, J., Z. Jimenéz, and R. Mota (1984). El temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, Mexico, del 24 de Octubre de 1980). *Geofis. Internacional* 23, 83-110.

Apéndice B: Estructura de corteza para el centro-sur de México estimada a partir de la inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales usando los métodos de cristalización simulada y algoritmos genéticos.

(Esta sección es un artículo aceptado para su publicación en la revista Geofísica Internacional)

Crustal Structure of South-Central Mexico Estimated from the Inversion of Surface Wave Dispersion Curves using Genetic and Simulated Annealing Algorithms

A.Iglesias, V.M. Cruz-Atienza, N.M. Shapiro, S.K. Singh & J.F.Pacheco
Instituto de Geofísica, UNAM, México D.F., México.

Resumen

A partir de catorce sismos de subducción, agrupados en dos trayectorias (una perpendicular y otra paralela a la línea de costa), se calculó un apilado sobre las curvas de dispersión de velocidad de grupo. Estas curvas promedio fueron invertidas usando, por separado, los métodos de algoritmos genéticos y cristalización simulada. Los resultados muestran fuertes diferencias entre ambos modelos corticales, sobre todo, en los parámetros de la capa más somera y en la localización del Moho. Estas diferencias pueden ser explicadas debido a que la primera trayectoria atraviesa el terreno tectonoestratigráfico “Guerrero” y la segunda el “Oaxaca”.

La inversión con algoritmos genéticos (G.A.) probó ser considerablemente mas rápida que aquella con recristalización simulada (S.A.). Por otro lado S.A. requiere una pequeña cantidad de memoria y alcanza un desajuste menor que G.A.

PALABRAS CLAVE: Algoritmos genéticos, cristalización simulada, dispersión, estructura cortical.

Abstract

We have computed group velocities of the fundamental mode of the Rayleigh wave along two paths using broadband seismograms of fourteen subduction-zone earthquakes. One

path crosses the Guerrero terrane while the other traverses the Oaxaca terrane. The dispersion curves have been inverted for crustal structure using, separately, genetic and simulated annealing algorithms. Our results show significant differences in the crustal structure beneath the Guerrero and the Oaxaca tectonostratigraphic terranes, especially in velocity of the superficial layer and the Moho depth. Tests show that the genetic algorithm (G.A.) is considerably faster than the simulated annealing algorithm (S.A.). On the other hand, the S.A. requires a very small computer memory. Another significant advantage of the latter method is that it reaches a smaller misfit value than G.A..

KEY WORDS: Genetic algorithm, simulated annealing, surface-wave dispersion, crustal structure of Mexico.

4.4.1 Introduction

Traditionally, inverse problems in geophysics have been solved using linear methods. In many geophysical problems the classical least-squares inversion has proved to be a useful tool in extracting information from observed data. However, when the forward problem is non linear the classical inversion requires expanding the problem in Taylor series which makes it difficult for the solution to converge to the global minimum, especially if the *apriori* information is not sufficient. Recent advances in computational capabilities allow the use of optimization techniques which explore the entire solution domain and find the global minimum. Although these techniques often require large computational effort, they are preferable to invert nonlinear problems. The Simulated Annealing (S.A.) (Kirkpatrick et al., 1983) and Genetic Algorithm (G.A.) (Holland, 1975) are two semi-global optimization methods that can be easily implemented to solve many geophysical inverse problems. Recently, these methods have been used to determine earthquake source parameters (Hartzell and Liu, 1995), to obtain elastic properties from waveforms (e.g. Sambridge and Drijoningen, 1992; Zhou et al.,1995), and to estimate resistivity properties (Sen et. al.,1993). In this study, we apply these two methods in two regions of Mexico to invert surface wave dispersion curves for crustal structure.

The main idea of genetic algorithm (Holland, 1975 and Goldberg, 1989) is to translate the common genetic process (selection, crossover, and mutation) into a computational language to apply in optimization problems. Each model (set of parameters) is codified in a binary scheme, simulating the genetic information of an organism. Forward problem is computed and the theoretical response is compared with observed data using some misfit

function. A selection process, based on misfit for each model, simulates the death risk of an organism to its predators. Only the models whose misfit values are small can continue further in the inversion process. After the selection process, the information contained in the genetic chain is interchanged between pairs of models. This procedure is similar to sexual reproduction in natural evolution and permits the diversity of models. Finally, the parity of some bit is changed over some models, simulating the mutation process which occur in the nature. All of these procedures are included in an iterative scheme, which stops when some desired misfit criterion is reached.

The simulated annealing method, developed by Kirkpatrick et al. (1983), attempts to reproduce the annealing process. In nature, this process can often be seen. When a mineral substance is slowly cooled, well-defined crystals are formed. If it is rapidly frozen then only poorly defined glasses are obtained. This principle is adapted in a computational algorithm to perform nonlinear inversion. Perturbing an initial, proposed model, the algorithm computes the forward problem and misfit value between data and synthetics. The misfit value of the new model may be higher than the misfit value for the first model; however its existence is determined by computing a probability based on an "energy" function (Vasudevan, et al., 1991), which depends on the misfit and a constant, which may be denoted as the "temperature." This procedure is equivalent of computing the existence probability of a specific configuration in a thermodynamic process and allows to escape from local minimums. The process is iterative and the temperature parameter is slowly reduced.

In this paper, we apply these two techniques to surface-wave dispersion curves to obtain crustal structure beneath Guerrero and Oaxaca. While several studies deal with the seismic velocity structure in different locations of Mexico (e.g. Fix, 1975; Valdés et al., 1986; Gomberg et al., 1988; Nava et al., 1988; Campillo et al., 1989; Valdés and Meyer, 1996), the knowledge of the structure is still lacking in many regions. Some information can be obtained from a few tomographic studies which cover Mexico (Van der Lee and Nolet, 1997; Vdovin et al., 1999). However, because of large uncertainties and the poor spatial resolution, these studies do not provide precise information on the crustal and upper mantle structure.

Campa & Cooney (1983) distinguish several different tectonostratigraphic terranes in Guerrero and Oaxaca (Figure 1). The basement of the Oaxaca terrane, called the Oaxaca Complex, is formed by Precambrian metamorphic rocks. On the other hand, the basement of Mixteco and Guerrero terranes (the Acatlan Complex) consists of early Paleozoic

metasediments covered by Mesozoic volcanic and sedimentary sequences. We have grouped records of 14 subduction-zone earthquakes in two paths, one crossing the Mixteco-Guerrero terrane and the other crossing mostly the Xolapa-Mixteco terrane (figure 4.1). For simplicity, we will call the terranes covered by paths 1 and 2 as Guerrero and Oaxaca, respectively. We have measured the group velocity of the fundamental Rayleigh mode along each of the paths. As mentioned above, we apply the genetic and the simulated annealing methods to obtain the crustal structure from the measured surface waves dispersion curves. Before presenting the results, we mention some modifications which have been implemented to the classical S.A. and G.A. schemes and discuss their merits. A comparison of the two methods is also made in terms of the speed, the memory requirements, and the convergence efficiency.

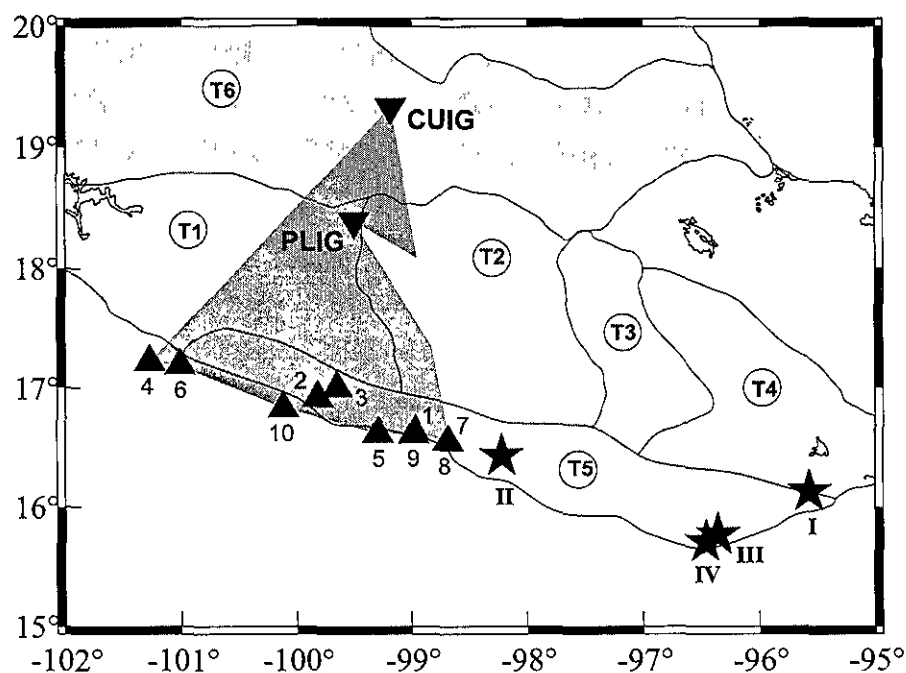


Figure 4.1 Epicenters of the fourteen events (listed in Table 4.1) and the locations the two stations used in this study. The events, which lie in the shaded sector with apex at station CUIG, are grouped together. The wave paths in this sector belong to path 1. Similarly, the events lying in the shaded sector with apex at PLIG are grouped together and the wave paths belong to path 2. The circled numbers indicate tectonostratigraphic terranes. T1: Guerrero, T2: Mixteco, T3: Oaxaca, T4: Zapoteco, T5: Xolapa, and T6: Mexican Volcanic Belt (Campa and Cooney, 1983). Although paths 1 and 2 cross several terranes, for simplicity path 1 is assigned to Guerrero and path 2 to Oaxaca.

4.4.2 Data and processing

We use vertical-component seismograms (Table 1) to measure group velocities of the fundamental mode of the Rayleigh wave. As mentioned above, the seismograms are divided in two groups. One group consists of ten well-located events along the Guerrero coast and recorded at station CUIG situated in Mexico City. Seismograms from this group of events are used to determine the structure of the Guerrero terrane. The second group of events, used to find the structure of the Oaxaca terrane, consists of four events located near the coast of Oaxaca and recorded at station PLIG situated near Iguala. The locations and magnitudes of these events were taken from the catalog of the Servicio Sismológico Nacional.

The locations of the stations and events are shown in Figure 1. Both stations form part of the Mexican broadband seismological network (Singh et al., 1997).

We use the multiple filter technique (Dziewonski et al., 1969) and the logarithmic stacking (Campillo et al., 1996; Shapiro et al., 1997) to compute stacked dispersion curves of the fundamental mode of Rayleigh waves for both paths. The multiple filter technique consists of the application of a set of gaussian amplitude filters with different central frequencies to the input spectrum, followed by calculation of inverse Fourier transforms. The group arrival times are estimated from the maxima of the time envelopes. However, it is known that this method leads to a systematic error in the group-velocity measurements (Levshin et al., 1989) due to the wrong frequency assignation related with the variation of spectral amplitude, which shifts the central frequency of the filtered spectrum. To avoid this error, we apply a correction proposed by Shapiro and Singh (1999) for the frequency assignation for each group velocity value. It consists of the computation of a **centroid** frequency, which is the frequency where the filtered spectrum attains its maximum. The filtered spectrum is assigned to this **centroid** frequency.

The logarithmic stacking consists of multiplication of the normalized amplitudes of the spectrum in the group-time domain and provides an average dispersion curve and the standard deviation at each computed period. *Figure 4.2* shows stacked dispersion curves for both paths at periods between 10 and 45 s.

Table 4.1
List of Events

Path 1					
	Date mm/d/y	Latitude (N)	Longitude (W)	Depth(Km)	M
1	4/21/91	16.61	98.98	16.0	4.2
2	5/28/91	16.92	99.82	27.2	3.6
3	1/9/92	17.00	99.65	30.2	4.7
4	3/31/92	17.22	101.27	11.0	5.1
5	12/24/92	16.62	99.29	18.4	4.8
6	3/31/93	17.19	101.01	6.0	4.8
7	5/15/93	16.55	98.68	15.6	5.6
8	5/15/93	16.55	98.68	15.6	5.6
9	24/10/93	16.63	98.97	34.6	6.5
10	7/5/98	16.83	100.12	5.0	4.9
Path 2					
I	1/8/97	16.13	95.57	36.0	4.6
II	1/21/97	16.43	98.22	20.0	4.7
III	2/3/98	15.77	96.36	32.9	6.4
IV	3/3/98	15.71	96.46	12.3	4.9

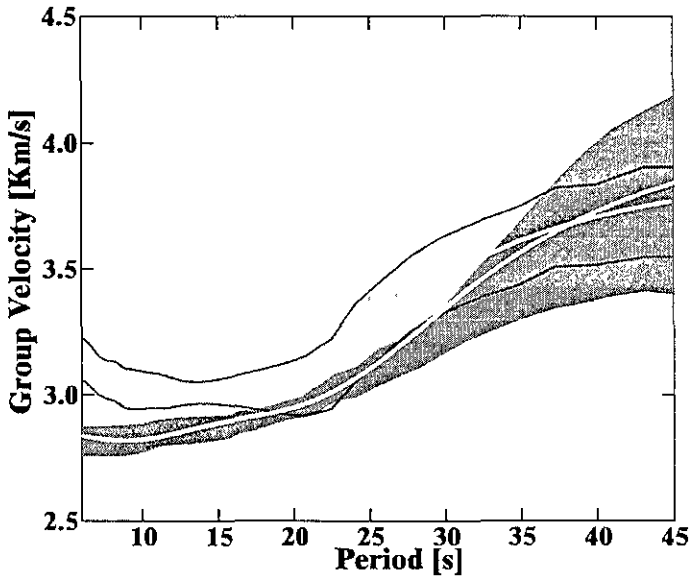


Figure 4.2. Stacked dispersion curves and uncertainties for path 1 (dark) and path 2 (clear).

4.4.3 Inversion

Some details of the implementation of G.A. and S.A. methods to our problem are given in the Appendix section. Here we describe few modifications to the schemes proposed by Rodriguez-Zuñiga et al. (1997) and Goffe et al. (1994), which were applied in this work.

Time Saving. Because of the discrete model space, selection process in G.A. inversion can lead to the repetition of models in different generations. This results in multiple forward problem computation for the same model. To avoid these multiple calculations we ensure that the algorithm computes the forward problem for each model just once even if it appears several times in the current or the last generation. This procedure allows a significant saving of time since the forward problem computation consumes a major part of the total inversion time.

Misfit Function. The classical least-square inversion is based on L2 norm and it implies a L2-type misfit function. In semi-global inversion it is possible to select any misfit function. In our scheme, for both G.A. and S.A., we chose the semblance between the data and the synthetics as the misfit function.

The semblance is defined by:

$$cost = 0.5 - \frac{cross(obs, synth)}{auto(obs) + auto(synth)}$$

where, *cost* is the semblance-misfit, *cross* is the cross-correlation, *auto* is the auto-correlation, *obs* are the observations and *synth* are the synthetics.

When the fit between data and synthetics is very poor, the cross-correlation is close to zero and the semblance tends to 0.5. On the other hand, the semblance vanishes when the fit between the data and the synthetics is quite good.

Uncertainty Estimation in Global Search. In linear inversion procedure it is possible to compute resolution matrices to estimate the uncertainty in the model parameters (Menke, 1984). In global inversion, the computation of the partial derivatives respect to the parameters is not carried out and, hence, the computation of resolution matrices is not feasible. To overcome this problem, we propose a method to measure the uncertainty of the inversion by taking into account the uncertainty in the data. During the inversion, we keep all models whose theoretical response lies inside the error band defined by the standard deviation of the stacked dispersion curves. As a result, we do not obtain a single

model but a set of acceptable models. For practical purposes, it is convenient to have a representative model of the entire set. Assuming that a gaussian distribution can represent the set of acceptable models, we compute an average model and uncertainty of each parameter. Using this procedure, we take into account the uncertainty in the observed stacked dispersion curve to evaluate the quality about our results

4.4.4 Group velocity inversion

Considering previous results from similar works (e.g., Campillo et al., 1996), we restrict the models to three layers overlying a half space for both paths. We invert for the S-wave velocity of each layer and the interface depths. A Poisson ratio of 0.25 is assumed in all layers. The densities are computed from the relation given by Berteussen (1977):

$$\rho = 0.32\alpha + 0.77 \quad \text{where:}$$

$$\alpha \quad \text{is the P-wave velocity in } \frac{Km}{s}$$

$$\rho \quad \text{is the density in } \frac{gr}{cm^3}$$

The possible variations of each parameter were restricted based an *a-priori* information from previous works (e.g., Valdés et al., 1986; Campillo et al., 1989; Campillo et al., 1996; Valdés and Mayer, 1996).

Figures 3a and 3b show the inverted S-wave velocity models for paths 1 and 2, respectively. Dotted lines in this figure show the pre-established limits for each parameter. Gray lines show all acceptable models. Solid lines represent the average models and shaded area gives the standard deviation. The dashed-dotted line is the model determined by Campillo et al. (1996) for the region between the Guerrero coast and Mexico City. Average values and standard deviations of the parameters of the model for each path, assuming a gaussian distribution, are listed in Table 4.2. Although the assumption could be incorrect, this procedure gives some idea of the resolution of different parameters of the model. For example, Moho depths in the inverted models for Path 1 show a large variation (figure 3a), implying poor resolution of this parameter. This is also reflected in relatively large standard deviation of the depth to Moho around the average value.

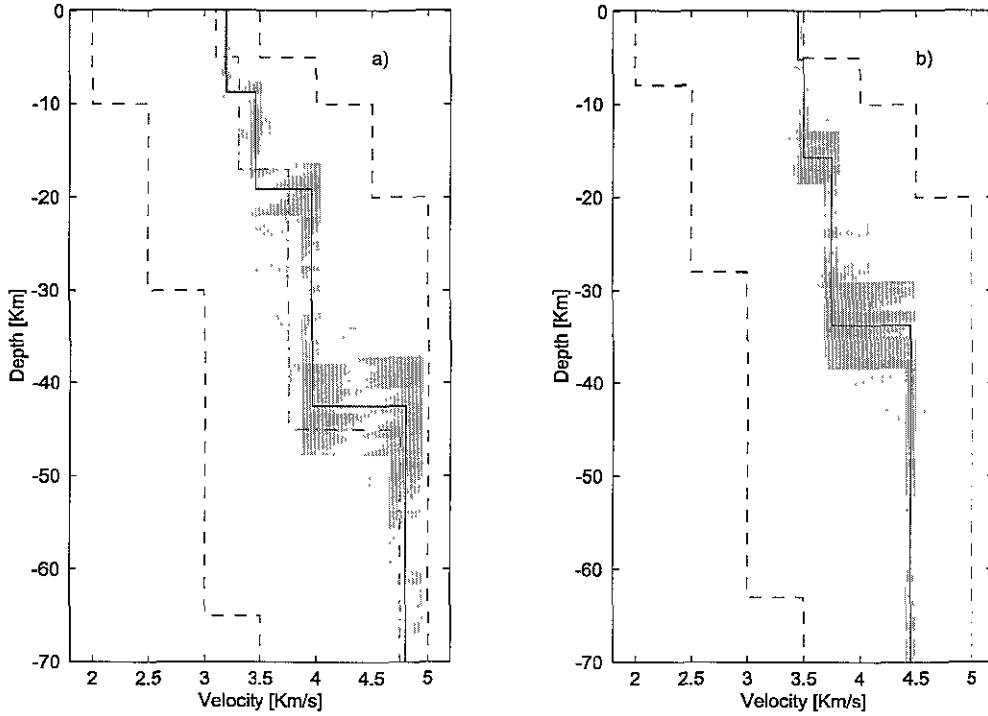


Figure 4.3. Average shear-wave velocity model. (a) path 1, Guerrero and (b) path 2, Oaxaca. Dashed lines show the pre-established limits for each parameter. Gray lines indicate all acceptable models. Solid line represent the “average” model and the shaded area gives its standard deviation. The dashed-dotted line is the model reported by Campillo et al. (1996) for the region between the Guerrero coast and Mexico City.

Table 4.2
Parameters and uncertainties of average models.

Layer	PATH 1				PATH 2			
	Thickness (Km)	σ	β (Km/s)	σ	Thickness (Km)	σ	β (Km/s)	σ
1	8.75	1.134	3.19	0.031	5.20	0.871	3.45	0.031
2	10.35	1.662	3.46	0.050	10.50	1.936	3.50	0.044
3	23.26	2.502	3.96	0.084	18.00	1.845	3.75	0.060
Half-Space	∞	-	4.80	0.14	∞	-	4.45	0.015

We note that the average model for the path 1 (model 1) is different from the one obtained by Campillo et al. (1996), although the data used in both studies are almost identical. The

difference arises from the correction applied in the present study to the systematic error in the computation of dispersion curve discussed by Shapiro and Singh (1999) and mentioned above. The average model obtained for path 2 (model 2) can be reduced to a model with only two layers over half-space since the contrast between the superficial and the second layer is negligible. Important differences between models 1 and 2 are: (1) A superficial layer with a slightly reduced velocity for path 1, which is absent for path two. This layer can be attributed to the meta-sedimentary rocks forming the shallow part of the Guerrero terrane. (2) A shallower Moho depth in model 2 than in model 1. This result is in agreement with the model found by Valdés et al. (1986) for Oaxaca. In this model, the continental crust is thinner near of coast. The difference in the crustal structure probably reflects the difference in the evolution of the Guerrero and the Oaxaca terranes.

4.4.5 Comparison of G.A. and S.A. inversion techniques

With the modifications mentioned earlier, the G.A. inversion is 30% faster than the S.A. inversion. On the other hand, G.A. needs larger size of memory as compared to S.A. In problems involving a large number of parameters, a small computer could be insufficient for G.A.. A further advantage of the S.A. inversion is that it converges to models with better misfit as compared to the G.A. inversion, the reason being that G.A. uses discrete grids. *Figure 4.4* shows a convergence comparison, relative computation times, and memory requirements.

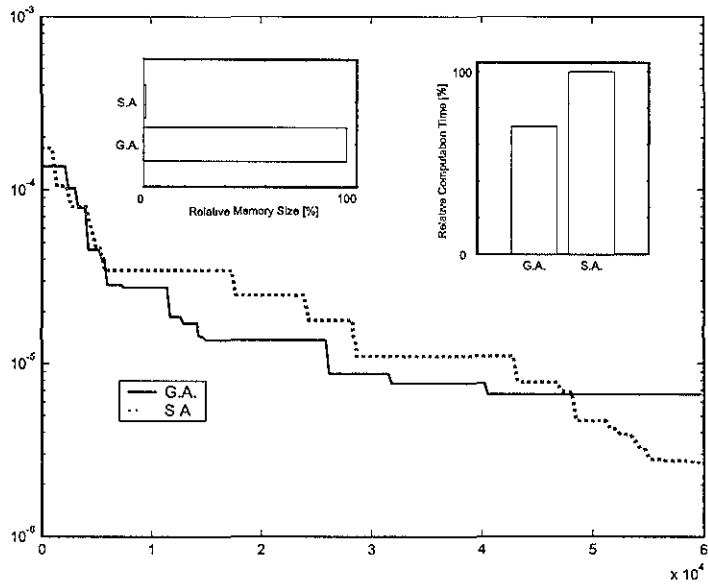


Figure 4. Misfit evolution of genetic algorithm (solid line) and simulated annealing technique(dashed line). The insets show the relative compute time and memory size.

4.4.6 CONCLUSIONS

We have measured group velocity dispersion curves of the Rayleigh wave for two paths in south-central Mexico. One path crosses the Guerrero terrane, while the other traverses the Oaxaca terrane (Figure 1). The measured dispersion curves have been inverted for the S-wave velocity structure using genetic and simulated annealing algorithms. The results obtained with the two different methods are very similar. For Guerrero, the average model consists of a superficial layer shear-wave velocity (~3.12 km/s) that can be attributed to Cretaceous rocks. The Moho discontinuity is located at a depth of ~43 km. The superficial layer is not observed in Oaxaca and the Moho discontinuity is shallower (~34 Km.). Thus our analysis shows significant difference in the crust below Guerrero and Oaxaca tectonostratigraphic complexes.

We have also tested the efficiency of the G.A. and S.A. inversion methods. We find that G.A. saves 30% of computation time as compared to S.A.. On the other hand, S.A. requires smaller memory capacity and shows better convergence during last iterations.

4.4.7 APENDIX

Genetic Algorithm Method

Our implementation of genetic algorithm is similar to that proposed by Rodríguez-Zúñiga et al. (1996):

(a) Solution space discretization and random initial population. The solution space is defined by *a priori* information. To discretize the space, an increment for each parameter is established. The allowed values of each parameter are computed such that

$$x_i = x_0 + [i * \Delta]$$

where, $x_i = i^{\text{th}}$ value of the x parameter, $x_0 = \text{first value of the } x \text{ parameter}$, and $\Delta = \text{increment of the } x \text{ parameter}$.

A model is a specific combination of parameters, which is codified into a binary string. A random initial population is determined. The user controls the initial population size, which remains the same during the entire inversion.

(b) Forward modeling and misfit function.

The algorithm computes the forward problem and misfit for every model of the initial population. In our case, the forward problem was solved using the set of surface wave programs given in Herrmann (1987). We chose the semblance (see text above) as the misfit function.

(c) Selection.

Our selection procedure consists of computing a survival probability for each model following the “biased roulette” criterion (Goldberg, 1989).

(d) Crossover.

Genetic strings of a pair of models are cut in a point selected randomly and then interchanged. This procedure is followed for all models.

(e) Mutation

Mutation is the change of parity over one bit for some models. The number of muted models depends of the stage of the process and follows the relation (Yamanaka and Ishida, 1996):

$$\gamma = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left(\frac{\sigma_i}{\bar{x}} \right)$$

where, γ is the mutation probability, M is the number of parameters, \bar{x} is the average over the parameter i and σ_i is the standard deviation over parameter i . To avoid unnecessary computation, the forward problem for models already evaluated in the same or in the last generation is not recomputed. This procedure permits saving of at least 30% in computation time. Figure A (left) shows a flow diagram of our implementation of genetics algorithms.

Simulated Annealing Method

Our implementation is similar to that proposed by Goffe et al. (1994):

(a) For an initial model compute the solution of the forward problem and its misfit function (the same as in G.A.).

(b) The model parameters are perturbed so that:

$$x_i = x_{i-1} * VM(i) * rand$$

where x_i is the vector of model parameters for the i -th iteration, VM is a vector which contains the maximum-step perturbation and $rand$ is a random number between 0 and 1. The user initializes this vector and later on the program adjusts the values depending on temperature.

(c) For the new perturbed model, the forward problem is solved and the misfit function is computed. The new model will replace the initial model according to Metropolis criteria:

$$P_s = \begin{cases} e^{\frac{-\Delta E}{T}} & \Delta E > 0 \\ 1 & \Delta E < 0 \end{cases}$$

where, P_s is the probability of the model to replace the initial model and ΔE is difference in the misfit of initial model and the perturbed model, and T is the initial temperature of the process. The control goes to the initial point and (a) to (c) is repeated intercalating *VM* adjustment and reduction of temperature according to:

$$T_{new} = T_{previous} * RT$$

where, RT is a number near but less than one.

The algorithm stops when the misfit is less than a pre-established value or when the maximum number of iterations are reached. *Figure 4.5* (right) shows a flow diagram of our implementation of simulated annealing.

Aknowledgements

We thank to C. Lomnitz for his revision and his useful comments on the manuscript. We are grateful to SSN to provide the data for this work. This work was partially supported by DGAPA, UNAM project IN105199 and CONACyT project 26185T.

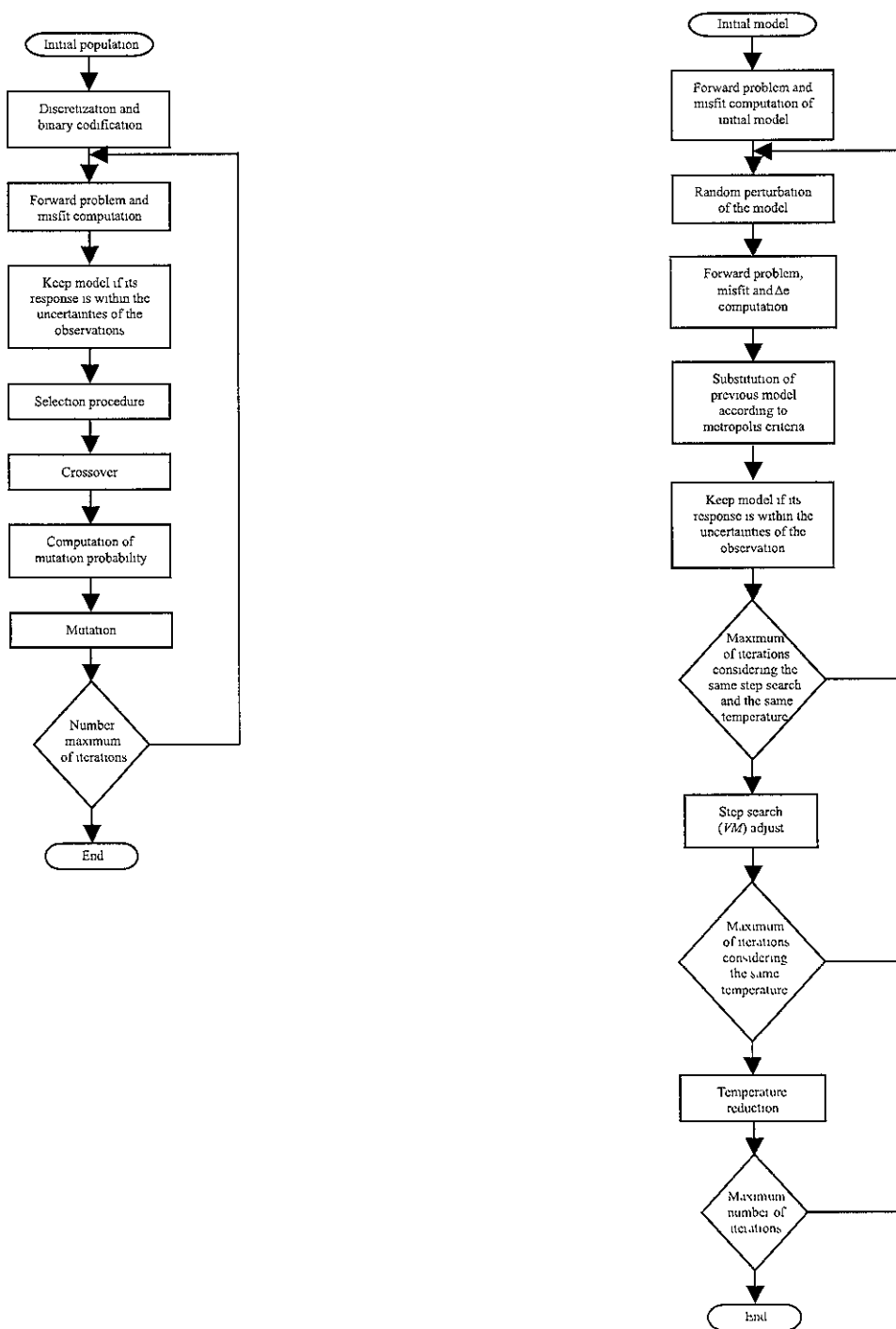


Figure 4.5. Flow diagram of our implementation of genetic algorithm (left) and simulated annealing (right).