

2
2eje.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado
del Colegio de Ciencias y Humanidades
Instituto de Geofísica
Posgrado en Geofísica

ESTUDIO DEL PROCESO DE RUPTURA DEL SISMO DEL 25 DE
ABRIL DE 1989 USANDO REGISTROS DE MOVIMIENTOS FUERTES
Y TELESISMICOS

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN SISMOLOGIA Y FISICA DEL INTERIOR DE LA
TIERRA

Presenta

Miguel Angel Santoyo García Galiano

Ciudad Universitaria

Agosto, 1994

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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 está 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.

**LO OBVIO NUNCA ES VISTO
HASTA QUE ALGUIEN LO
EXPRESA CON SENCILLEZ**

Gibran Jalil Gibran

INDICE GENERAL

| | | |
|-------|---|----|
| 1 | INTRODUCCION | 1 |
| 2 | MARCO TECTONICO Y SISMICIDAD | 3 |
| 2.1 | Brechas sísmicas y el gap de Guerrero | 4 |
| 3 | LOS DATOS Y SU PROCESAMIENTO | 5 |
| 3.1 | Datos Generales | 5 |
| 3.2 | Datos telesísmicos | 6 |
| 3.3 | Datos de movimientos fuertes | 6 |
| 3.4 | Datos de la estructura cortical | 7 |
| 4 | MODELOS MATEMATICOS | 8 |
| 4.1 | Determinación de los parámetros focales a partir de datos telesísmicos. | 8 |
| 4.1.1 | Parametrización de la función de tiempo de la fuente | 8 |
| 4.1.2 | Cálculo de los sismogramas sintéticos | 9 |
| 4.1.3 | Problema inverso | 11 |
| 4.2 | Estudio de la complejidad de la fuente con datos de movimientos fuertes | 12 |
| 4.2.1 | Cálculo de sismogramas sintéticos cerca de la fuente | 12 |
| 4.2.2 | Discretización del área de ruptura | 14 |
| 4.2.3 | Proceso de inversión | 15 |
| 5 | INVERSION CON DATOS TELESISMICOS | 16 |
| 6 | INVERSION DE LAS DISLOCACIONES SOBRE EL PLANO DE FALLA | 17 |
| 6.1 | Pruebas de consistencia | 18 |
| 6.2 | Inversión de las dislocaciones sobre el plano de falla | 21 |
| 7 | RESULTADOS Y CONCLUSIONES | 25 |
| 8 | RECONOCIMIENTOS | 27 |
| 9 | REFERENCIAS | 29 |
| 10 | FIGURAS | |

1. INTRODUCCION

El estudio del comportamiento y transmisión de las ondas sísmicas a través de los materiales terrestres a distancias locales, regionales o telesísmicas, ha hecho posible el conocimiento de la estructura interna de la tierra a distintas escalas; como ejemplo, desde principios de siglo se determinó la existencia del núcleo interno (Oldham, 1906) y la profundidad de la discontinuidad de velocidades entre éste y el manto a 2900 km (Gutenberg, 1914), conocida como discontinuidad de Gutenberg. Una segunda discontinuidad a 50 km de profundidad fué descubierta por Mohorovičić en 1909, conocida como discontinuidad de Mohorovičić que define el límite entre la corteza y el manto. Jeffreys (1939) obtuvo una distribución de velocidades respecto a la profundidad, que es la que a grandes rasgos se utiliza actualmente en los modelos de tierra. Este conocimiento, sin embargo, depende de la calidad de los sismogramas disponibles tanto en el contenido de frecuencias como en la precisión y control de los tiempos absolutos. Los nuevos instrumentos digitales de banda ancha han comenzado a dar una nueva dimensión a los estudios en sismología, debido a su gran calidad en ambos aspectos. Por otra parte, el conocimiento de los parámetros focales como la localización, el mecanismo focal y los detalles del proceso de ruptura han sido cimientos para la estructuración de las teorías sobre movimientos tectónicos y sismicidad global (e.g. McKenzie y Parker, 1967; Isacks *et al.*, 1968).

Actualmente, el comprender en detalle el proceso de ruptura en general, es importante para:

- 1.- Entender los procesos tectónicos involucrados en la ocurrencia de los temblores.
- 2.- Delimitar los segmentos con mayor probabilidad de ruptura en un futuro.
- 3.- Estimar movimientos esperados en diversos puntos durante grandes temblores futuros.

En México, la necesidad de conocer las condiciones de ocurrencia de grandes temblores, determinar los parámetros que los caracterizan y establecer los efectos de amplificación de trayecto y locales, ha resultado evidente a raíz de los daños causados por el sismo del 19 de septiembre de 1985 ($M_s=8.1$), particularmente en la Ciudad de México. Los efectos de trayecto y de sitio en la amplificación de las ondas sísmicas y en el comportamiento de las estructuras construídas por el hombre, han sido ampliamente estudiados desde mediados de este siglo por

numerosos autores (e.g. Rosenblueth, 1952; Herrera *et al.* 1965; Campillo *et al.*, 1988, 1989; Bard *et al.* 1988; Singh *et al.*, 1988b); igualmente el proceso de ruptura de grandes temblores ($M_s \geq 7$) ocurridos en la costa del Pacífico mexicano (e.g., Reyes *et al.*, 1979; Chael y Stewart 1982; Singh *et al.* 1984, 1989b, 1990; Singh y Mortera 1991; Anderson *et al.* 1989; Campillo 1989; UNAM Seismology Group 1986; Astiz *et al.*, 1987). También, la distribución de las dislocaciones en el plano de la falla ha sido estudiada por diversos autores (Mendoza y Hartzell, 1988, 1989; Mendez y Anderson, 1991; Singh *et al.* 1989a), sin embargo, en el contexto de los temblores mexicanos, el número de estudios no es tan vasto.

En este contexto, el estudio del sismo del 25 de abril de 1989 ($M_s=6.9$), localizado a 50 km al sureste de Acapulco, cerca de San Marcos (99.46° long. W, 16.58° lat. N), adquiere mayor importancia ya que existe consenso en la comunidad científica acerca de la alta probabilidad de ocurrencia de un gran temblor en la brecha de Guerrero en los próximos años (Singh *et al.*, 1981, 1982; Nishenko y Singh, 1987a, 1987b; Singh y Ordaz, 1990). Afortunadamente, este sismo fué muy bien registrado por la red acelerográfica de Guerrero; Martínez A. y C. Javier (1991) construyeron las isosistas para este sismo. Ellas mencionan que los sitios con mayores daños fueron las poblaciones cercanas a la zona epicentral y la ciudad de México, con intensidades de VII-VIII. Singh *et al.* (1989a) analizaron la complejidad de la fuente mediante la inversión de la distribución de las dislocaciones sobre el plano de falla, usando estos registros y funciones de Green para un medio homogéneo e infinito. Ellos concluyeron que la mayor parte del deslizamiento sobre el plano de falla ocurrió al SW del foco en un área aproximada de 42×18 km. Zúñiga, *et al.* (1992) hicieron el análisis de las réplicas registradas durante la semana siguiente al evento principal. Ellos concluyen que las réplicas delimitan un área de 780 km^2 y que éstas se concentran en la región cercana al epicentro, coincidiendo además con el área de máxima dislocación encontrada por Singh *et al.* (1989a).

El objetivo de este trabajo es analizar el comportamiento de la fuente de este sismo desde dos puntos de vista:

1- La utilización de registros telesísmicos de periodo largo para la estimación de la profundidad del evento y del mecanismo focal.

2- La utilización de los datos de movimientos fuertes para el cálculo de la distribución de las dislocaciones sobre el plano de la falla, usando funciones de Green calculadas con una estructura mas realista que la usada por Singh et al. (1989).

2. MARCO TECTONICO Y SISMICIDAD

La sismicidad en la costa del Pacífico sur de México está controlada principalmente por la subducción de las placas de Rivera y de Cocos bajo la placa de Norteamérica (figuras 1 y 2). La placa de Rivera es relativamente pequeña y tiene una velocidad relativa promedio, respecto a la de Norteamérica, de 2.5 cm al año. DeMets y Stein (1990) hicieron un análisis detallado de la cinemática de esta placa.

Los límites entre las placas de Rivera y Cocos así como la unión triple entre éstas dos y la de Norteamérica no están bien definidos; sin embargo, la zona de fracturas de Rivera delimita de manera general la frontera Cocos-Rivera (figura 2). Un ejemplo de la sismicidad en esta zona es el temblor del 3 de junio de 1932 ($M_s = 8.2$) con epicentro en Jalisco, el cual ha sido el más grande que ha ocurrido en México en este siglo.

La interacción entre las placas de Cocos y de Norteamérica comienza a la altura de Manzanillo y continúa a lo largo de la costa del Pacífico hasta Centroamérica; la velocidad relativa de la primera con respecto a la segunda, en la costa de México, varía desde 5 cm/año en la porción noroeste (Colima) hasta 8 cm/año en la porción sureste (Tehuantepec). En general, los temblores de interplaca que ocurren en esta región son de poca profundidad y de fallamiento inverso. Los temblores cuyos epicentros se encuentran dentro del continente a distancias mayores o iguales a 100 km de la costa son, en general, de profundidad intermedia (≥ 50 km) y de fallamiento normal. Lo anterior refleja el fallamiento de la litósfera oceánica subducida por efectos gravitacionales; ejemplos de éstos son el temblor de Oaxaca de 1931 ($M_s = 7.8$, $Prof \approx 50$ km)

y el de Huajuapán de León en 1980 ($m_b = 7.0$, Prof ≈ 65 km).

Un indicador de la compleja morfología de la placa de Cocos subducida, y de que el ángulo de subducción de la placa de Cocos varía a lo largo de la costa, es el alineamiento no paralelo ($\theta_d = 16^\circ$) del Eje Volcánico Transmexicano respecto a la trinchera del Pacífico, lo cual es poco común comparado con otras zonas de subducción.

2.1 Brechas sísmicas y el gap de Guerrero.

A lo largo de la trinchera del Pacífico sur de México existen varias zonas de quietud o brechas sísmicas. El proceso que les dá origen está caracterizado por periodos de acumulación de energía de deformación y por la liberación súbita de ésta durante un sismo. Después de éste, es necesario un nuevo periodo de acumulación de energía hasta que se sobrepase la resistencia de las rocas, ocasionando así un nuevo temblor. Actualmente, la brecha con mayor potencial sísmico parece ser la de Guerrero, donde, en su porción noroeste no se han presentado grandes temblores desde hace aproximadamente 80 años y en su porción sureste desde hace 35 años.

A pesar de que no existe una definición exacta de los límites de la brecha de Guerrero, se puede decir que al noroeste está limitada por el temblor de Petatlán de 1979 ($M_s = 7.6$). El límite al sureste puede llegar a la barrera producida por la segmentación de la placa (zona de fracturas de O'Gorman) a los 99 grados de longitud oeste, el cual también es el límite sureste del sismo de 1907 (Ver figura 3).

Tomando en cuenta estos dos límites, la extensión máxima de la brecha es de 230 km. Si se toma un ancho de falla W de 80 km (Singh *et al.*, 1985) y la relación empírica entre magnitud M_s y área de ruptura A (Singh *et al.*, 1980)

$$M_s = 0.887 \log A + 4.532$$

se obtiene una magnitud máxima esperada de 8.3 (Singh y Ordaz, 1990). Suárez *et al.* (1990)

sugieren un W aproximado de 50 km, con lo cual se obtiene una magnitud de 8.1.

El epicentro del sismo del 25 de abril de 1989 se encuentra localizado en la porción sureste de la brecha de Guerrero (figura 3). Kanamori, *et al.* (1993), usaron los registros de este sismo como funciones de Green empíricas para obtener historias de tiempo sintéticas en la Ciudad de México, producidas por grandes temblores postulados en la brecha de Guerrero. Ellos concluyeron que, si el evento es similar al del 19 de septiembre de 1985 ocurrido en Michoacán, las amplitudes del movimiento podrían ser de 2 a 3 veces mayores. De otra forma, si los eventos ocurren como una secuencia típica de la brecha de Guerrero con magnitudes entre 7.5 y 7.8, estimaron que el movimiento en la Ciudad de México sería la mitad del registrado en 1985, sin descartar la posibilidad de interacción constructiva entre los posibles eventos, pudiendo llegar nuevamente a amplitudes de entre 2 y 3 veces las de 1985 para periodos mayores a 2 segundos.

En este marco, el estudio en detalle del sismo del 25 de abril, resulta importante para determinar el tipo de fuente sísmica que sería posible encontrar en este segmento de la brecha.

3. LOS DATOS Y SU PROCESAMIENTO

3.1 Datos generales.

| | |
|-----------------------------------|-------------------------------|
| Tiempo de origen ¹ | 14:28:58.87 |
| Latitud ¹ | 16.58° N |
| Longitud ¹ | 99.46° W |
| Profundidad ¹ | 15 km |
| Momento sísmico (Mo) ² | 2.4×10^{26} dinas-cm |

¹ A partir de datos locales y regionales, S.K. Singh, *et al.*, 1989.

² H. Kanamori, 1989.

3.2 Datos telesísmicos

Los datos telesísmicos utilizados para este evento, son sismogramas digitales de periodo largo con intervalo de muestreo de 1 segundo. En algunas estaciones se obtuvieron datos de banda ancha pero, desafortunadamente, el número de registros de este tipo con posibilidades de ser utilizados en la inversión de las dislocaciones es escaso. Por esto, se optó por usar sólo los datos de periodo largo para obtener, mediante inversión, la profundidad y el mecanismo focal. Las estaciones telesísmicas usadas en el presente estudio son: AFI, COL, GRFO, HON, KEV, KONO, LON, SCP, TOL y ZOBO (ver figura 4.a).

Estos datos fueron previamente filtrados pasa altas (Butterworth de tres polos y fase cero) para una frecuencia de corte de 1/60 Hz. Los componentes NS y EW de las observaciones fueron rotados a fin de trabajar con los radiales y transversales.

3.3 Datos de movimientos fuertes

Un gran número de estaciones de la red acelerográfica de Guerrero lograron registrar el sismo del 25 de abril; sin embargo, solamente fueron usados los registros de las 4 estaciones mas cercanas al epicentro: San Marcos (SMR2), Cerro de Piedra (CPDR), Las Vigas (VIGA) y Las Mesas (MSAS), debido a que las señales en el campo cercano se encuentran menos alteradas por efectos de trayecto. En la figura 4.b se muestra su localización.

Para la inversión de las dislocaciones, estos registros fueron integrados una vez para obtener las historias de velocidades, siguiendo el procedimiento propuesto por Iwan *et al.*, (1985) y, posteriormente, filtrados pasa-banda (Butterworth de fase cero) entre 0.2 y 1 Hz. Lo anterior se justifica debido a que, como el conocimiento de la estructura de la corteza es limitado, reproducir señales con un contenido de frecuencias mayor a 1 Hz mediante el modelo de capas empleado, conduciría a resultados inexactos. Por otro lado, los registros a frecuencias mas bajas de 0.2 hz no son confiables.

3.4 Datos de la estructura cortical.

El modelo de corteza utilizado para el análisis de datos telosísmicos fué aproximado por una sola capa y un semiespacio, ya que, a distancias telosísmicas, el trayecto de las ondas es en gran parte a través del manto. En la tabla 1 se muestran los valores de profundidad, de velocidades de onda P y S y de densidad usados en este trabajo. Para la atenuación inelástica a lo largo de la propagación se utilizó un $t^*=1s$ para las ondas P y $t^*=4s$ para las ondas S (Langston y HelMBERger, 1975)

| Espesor (km) | Velocidad de P (km/seg) | Velocidad de S (km/seg) | Densidad (gr/cm ³) |
|--------------|-------------------------|-------------------------|--------------------------------|
| 50.0 | 6.0 | 3.46 | 2.57 |
| ∞ | 8.0 | 4.62 | 3.30 |

Tabla 1. Modelo de corteza para el cálculo de sismogramas sintéticos telosísmicos.

Para el análisis en campo cercano, el modelo utilizado para el cálculo de las funciones de Green supone una estructura estratificada de capas planas y horizontales, que descansan sobre un semiespacio elástico. En la tabla 2 se muestran los valores de profundidad, velocidad de propagación de ondas P y S, densidad y de amortiguamiento Q para los dos modelos propuestos.

| MODELO | Profundidad (km) | Velocidad P (km/seg) | Velocidad S (km/seg) | Densidad (gr/cm ³) | Q de onda P | Q de onda S |
|--------|------------------|----------------------|----------------------|--------------------------------|-------------|-------------|
| 1 | 0.0 | 5.8 | 3.35 | 2.60 | 400 | 200 |
| | 10.14 | 6.5 | 3.72 | 2.76 | 400 | 200 |
| | 18.36 | 7.1 | 4.10 | 2.88 | 400 | 200 |
| | 23.42 | 7.4 | 4.32 | 2.90 | 400 | 200 |
| | 34.00 | 8.0 | 4.62 | 3.31 | 800 | 400 |
| 2 | 0.0 | 5.0 | 2.88 | 2.50 | 400 | 200 |
| | 5.0 | 6.1 | 3.57 | 2.76 | 400 | 200 |
| | 20.0 | 6.8 | 4.03 | 2.84 | 400 | 200 |
| | 25.0 | 7.4 | 4.25 | 2.90 | 400 | 200 |
| | 35.0 | 7.9 | 4.40 | 3.31 | 800 | 400 |

Tabla 2. Modelos de corteza para el cálculo de funciones de Green en el campo cercano.

En el modelo 1, los datos son modificados del sugerido por Valdés *et al.*, (1986) y en el modelo 2 los datos fueron obtenidos de Anderson *et al.*, (1991). El modelo de corteza para la inversión se escogió de forma que, para la réplica del 2 de mayo de 1989, el ajuste entre los sismogramas sintéticos y observados fuera el mejor.

4. MODELOS MATEMATICOS

4.1 Determinación de los parámetros focales a partir de datos telesísmicos.

Para el análisis con datos telesísmicos, se utilizó el método de inversión propuesto por Nábělek (1984), el cual permite realizar la inversión tanto de la profundidad del centroide como del momento sísmico y del mecanismo focal. La fuente en este caso es representada como una fuente puntual de doble par, parametrizada para el mecanismo focal, la profundidad y la amplitud de las funciones de tiempo de la fuente elementales.

4.1.1 Parametrización de la función de tiempo de la fuente.

La parametrización en términos de la amplitud de la función de la fuente, se realiza mediante la superposición de varios triangulos isóceles desfasados en el tiempo un cierto intervalo constante $\Delta\tau$, esto es:

$$\Omega(t) = \sum_k w_k T_{\Delta\tau}(t - \tau_k) \quad (1)$$

con

$$T_{\Delta\tau}(t) = B_{\Delta\tau}(t) * B_{\Delta\tau}(t) \quad (2)$$

$$\tau_k = \Delta\tau(k-1) \quad (3)$$

donde

$\Omega(t)$ es la función de tiempo de la fuente

$B_{\Delta\tau}(t)$ es la función caja de longitud $\Delta\tau$ y amplitud w_k ; el * denota convolución.

En esta parametrización, el valor de w_k se determina mediante la inversión, sin embargo, el número k de elementos y sus duraciones se escogen a priori.

4.1.2. Cálculo de los sismogramas sintéticos

Las funciones de Green para ondas de cuerpo telesísmicas son calculadas en tres partes: Las contribuciones de los efectos de corteza y superficie libre en la fuente y el receptor, y las contribuciones de los efectos de la propagación a través del manto; esto es que cada sismograma $H_i(t)$ es construido mediante la suma ponderada de sismogramas elementales de la forma:

$$H_i(t) = h_i(t) * T_{\Delta\tau}(t) * M(t) * C^R(t) * R(t) \quad (4)$$

donde: $h_i(t)$ es la respuesta de la corteza en la región de la fuente debido a una fuente puntual, $T_{\Delta\tau}$ es el elemento normalizado de la función de tiempo de la fuente, $M(t)$ es la respuesta del manto, $C^R(t)$ es la respuesta de la corteza en la región del receptor y $R(t)$ es la respuesta instrumental.

Los efectos de superficie libre y la estructura cortical en el receptor ($C^R(t)$) son calculados mediante el método Haskell (1953), y los efectos de la propagación en el manto ($M(t)$) son tomados en cuenta considerando únicamente la dispersión geométrica, la atenuación inelástica y los tiempos de viaje, debido a la gran homogeneidad de sus materiales.

Las contribuciones de la fuente ($h_i(t)$, en general g_{ki}) son calculadas considerando que a distancias telesísmicas, entre los 30 y 90°, la propagación de las ondas puede ser descrita correctamente mediante un solo parámetro de rayo (número de onda horizontal) debido tanto a la homogeneidad del manto como a las distancias consideradas (Langston y Helmberger, 1975). Mediante esta aproximación, solo 4 de los rayos contribuyen en la función de Green, teniendo que ésta puede expresarse de la forma:

$$g_{ki}(\bar{x}, t; \bar{\xi}, \tau) = g_{ki}^{P1} + g_{ki}^{P1} + g_{ki}^{S1} + g_{ki}^{S1} = \sum_n^n g_{ki}^n \quad (5)$$

donde

$g_{ki}(\bar{x}, t; \bar{\xi}, \tau)$ es la función de Green; esto es, el desplazamiento en la dirección k en (x, t) , debido a una fuerza unitaria impulsiva en dirección i en (ξ, τ)

y $g_{ki}^{P1}, g_{ki}^{P1}, g_{ki}^{S1}, g_{ki}^{S1}$ son las contribuciones a la función de Green de los rayos que provienen de la fuente en direcciones ascendentes y descendentes como ondas P y S.

Estas funciones son calculadas en el dominio de la frecuencia mediante el uso de matrices propagadoras (Apéndice D; Nábělek, 1984).

Con las funciones de Green mencionadas arriba y la representación paramétrica de la fuente se obtienen los sismogramas sintéticos mediante:

$$s(t) = M_n \sum_{k=1}^n \sum_{i=1}^m w_k H_i [t - \tau_k - (\eta_i - \eta) d + \bar{\eta}_i \zeta + p \rho \cos(\phi - \psi)] r_i \quad (6)$$

donde

M_n norma del tensor de momentos

w_k peso del elemento k -ésimo de la función de tiempo de la fuente

$H_i(t)$ sismogramas elementales en (1).

t tiempo

τ_k desfaseamiento en tiempo para un elemento de la función de fuente

η_i lentitud vertical

$\bar{\eta}_i$ lentitud promedio sobre la distancia vertical del rayo del primer arribo

d profundidad del centroide respecto a la interfaz con la capa superior

z profundidad del centroide respecto al punto de nucleación

p parámetro de rayo

ρ distancia radial entre el epicentro del punto de nucleación y el del centroide

Ψ azimut entre el epicentro del punto de nucleación y el del centroide

ϕ azimut de la estación

r_i patrón de radiación normalizado

n número de elementos de la función de tiempo de la fuente

m orden de las matrices de propagación. 4 para P-SV y 2 para SH.

4.1.3. Problema Inverso.

El principal objetivo de la inversión, es recuperar la información acerca de la fuente sísmica que se encuentra contenida en los registros observados mediante la comparación de éstos con los sismogramas sintéticos. Sin embargo, la presencia de ruido en los registros, incertidumbres en las propiedades del medio y las diversas aproximaciones hechas acerca de la fuente, impiden un ajuste perfecto. Con esto, la solución puede ser obtenida mediante la minimización de una función objetivo que describe la diferencia entre los sismogramas sintético y observado. En este caso es la conocida suma de residuos al cuadrado. Debido a que los sintéticos son funciones no lineales de los parámetros de la fuente, la minimización es realizada iterativamente. Tomando en cuenta que los parámetros en cuestión pueden ser tratados como variables aleatorias, esto es, con un cierto valor esperado y su correspondiente incertidumbre, se utilizó para la inversión el método de máxima verosimilitud.

Con el fin de estabilizar la inversión, se impuso la restricción de positividad a la solución, la cual aumenta al mismo tiempo la rapidez en el proceso iterativo. Los detalles acerca de la metodología de inversión, así como el análisis del error y el cálculo de las derivadas parciales se encuentran en Nábělek (1984).

4.2 Estudio de la complejidad de la fuente con datos de movimientos fuertes.

Las características espaciales y temporales de la liberación de energía sísmica a partir de datos registrados cerca de la fuente, así como su complejidad ha sido estudiada en el pasado por varios autores; e.g. Trifunac (1974), menciona que utilizando el modelo de fuente propuesto por Haskell (1969) es posible describir la distribución más o menos detallada de las dislocaciones en la fuente sísmica, a partir de datos de movimientos fuertes asociados a periodos de 1 segundo o más. Hartzell y Heaton (1983) y Mendoza y Hartzell (1988 y 1989) entre otros, han estudiado la complejidad de la fuente sísmica mediante la inversión de datos de movimientos fuertes y telesísmicos. Méndez y Anderson (1991) obtuvieron la historia del proceso de ruptura para el sismo de Michoacán del 19 de septiembre de 1985, mediante un proceso de inversión en el dominio de la frecuencia, utilizando registros de movimientos fuertes en el campo cercano.

El método usado en este trabajo para el cálculo de las funciones de Green en el campo cercano, está basado en la representación de los campos de ondas elásticas producidos por la fuente sísmica como una superposición de ondas planas homogéneas e inhomogéneas propagándose en direcciones discretas (Bouchon y Aki, 1977).

4.2.1. Cálculo de sismogramas sintéticos cerca de la fuente

La irradiación debido a una fuente lineal en un medio homogéneo infinito, puede ser representada como una superposición continua de ondas planas homogéneas e inhomogéneas. Así, si se toman a x y z como los ejes horizontal y vertical en el plano normal a la fuente, los desplazamientos observados pueden escribirse como

$$F(x,z;\omega) = e^{i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} f(k,z) e^{-ikx} dk \quad (7)$$

donde la integración es respecto al número de onda horizontal. A fin de transformar la integral en una suma, si se considera un número infinito de fuentes de este tipo, distribuidas a lo largo

del eje horizontal x , a intervalos iguales de longitud L , la integral anterior resulta

$$G(x, z; \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(k, z) e^{-ikx} \sum_{n=-\infty}^{\infty} e^{iknL} dk \quad (8)$$

De la teoría de distribuciones (e.g. Schwartz, 1966), la suma anterior puede ser expresada en términos de la función delta de Dirac, y la integral convertida en una suma. Así, si la serie converge, la ecuación anterior puede ser expresada por una suma finita de la forma:

$$G(x, z; \omega) = \frac{2\pi}{L} \sum_{n=-N}^N f(k_n, z) e^{-ik_n x} \quad (9)$$

con

$$k_n = \frac{2\pi}{L} n \quad (10)$$

que en este caso es exacta (Bouchon, 1979).

Para poder realizar la suma, es necesario remover las singularidades de la función $F(k, z)$ del eje k real, mediante la inclusión de una pequeña parte imaginaria en la frecuencia, esto es

$$\omega = \omega_R - i\omega_I \quad (11)$$

sin embargo, el usar una frecuencia compleja hace que el espectro de Fourier sea suavizado en amplitud y que los primeros arribos sean resaltados respecto a los tardíos.

Por otra parte, representando las dislocaciones sísmicas por medio de sus fuerzas de cuerpo equivalentes (Burridge y Knoppof, 1964), las soluciones para las dislocaciones pueden ser construidas por medio de operaciones lineales sobre las soluciones para las fuentes horizontales y verticales obtenidas anteriormente. Bouchon y Aki (1977) obtienen las expresiones explícitas para los potenciales en un semiespacio. Para el caso en que la fuente se encuentre en un medio estratificado, la solución se obtiene mediante la propagación del campo de ondas desacoplado para las ondas S en SV y SH proveniente de la fuente, usando el método de Haskell a través

de la formulación de Dunkin (1965).

Bouchon (1979) amplía éste método a un espacio de tres dimensiones. La bondad de éste consiste en la posibilidad de calcular la radiación elástica cerca de una fuente finita tridimensional, estando ésta contenida en un medio estratificado que sobreyace a un semiespacio. El cálculo de los sismogramas sintéticos fué realizado mediante el programa AXITRA, elaborado por Olivier Coutant, de la Universidad de Grenoble.

4.2.2. Discretización del área de ruptura

Para la inversión de las dislocaciones sobre el plano de falla, el área de ruptura fué dividida en varias subfallas, a fin de estimar para cada una de ellas la cantidad de deslizamiento ocurrido en el evento. En el presente trabajo, cada subfalla es representada por una fuente puntual localizada en el centro de la misma, y el área de ruptura total es idealizada en forma rectangular. A continuación se presenta la relación mediante la cual se obtiene la localización de cada una de las fuentes puntuales, esto es, del centro geométrico de las subfallas en relación al sistema cartesiano de referencia usado en la generación de las funciones de Green para el campo cercano:

$$P_i(\xi, \nu) = P_{0i} + S(\xi)U_i + D(\nu)V_i \quad (12)$$

donde

P_i es la posición de la ξ, ν ésimas fuente dentro del plano de falla

P_{0i} es la posición del hipocentro respecto al sistema cartesiano de referencia

$$U_i = (\sin(a), \cos(a), 0)$$

$$V_i = (\cos(a)\cos(b), -\sin(a)\cos(b), \sin(b))$$

a es el ángulo de rumbo ("strike")

b es el ángulo de buzamiento ("dip")

Sc y Dc refieren al hipocentro en coordenadas de la falla y

$$S(\xi) = \Delta S(\xi - 1) - S_c \quad (13)$$

$$D(v) = \Delta D(v - 1) - D_c \quad (14)$$

ΔS y ΔD = tamaño de las subfallas en km, $i=(x,y,z)$, $\xi=1 \dots \text{Num. de subfallas en dirección del rumbo}$ y $v=1 \dots \text{Num. de subfallas en el buzamiento}$.

4.2.3. Proceso de inversión.

Para realizar la inversión, se supuso una velocidad de ruptura constante, a partir del hipocentro. Esto supone así, un frente de ruptura circular, cuyo radio crece con el tiempo.

Dentro de este esquema, los datos observados junto con los sismogramas sintéticos, forman entonces, un sistema lineal sobredeterminado del tipo $AX \cong b$, donde A es la matriz de sintéticos, b es el vector de observaciones, y X es el vector solución de pesos de las dislocaciones para cada subfalla.

Cada columna de la matriz A está formada por los sismogramas sintéticos, con sus respectivos retrasos en tiempo para cada registro del vector de observaciones, y éste último, está formado por los registros de las observaciones en el mismo orden en que están dispuestos los sintéticos en A. El número de columnas en A depende del número de elementos en X, donde estos representan la cantidad de deslizamiento que debe ser aplicada a cada subfalla para ajustar las observaciones.

La ecuación matricial anterior, puede resolverse mediante el método de mínimos cuadrados, pero la solución resulta ser inestable debido a que la matriz A es mal condicionada (Hartzell y Heaton, 1983). En estos casos, la inversión se estabiliza utilizando el método de inversión Householder de mínimos cuadrados (Lawson y Hanson, 1974; Menke, 1984; Strang, 1986), en la cual se le impone la restricción de positividad a la solución.

Adicionalmente, se impone a la solución una variación de la distribución espacial suavizada. Esta restricción es aplicada al incluir dentro del sistema lineal original, un sistema lineal de la forma

$F_x \equiv d$, de forma tal que $[A/\lambda F]x \equiv [b/\lambda d]$, donde λ es un factor escalar de peso, que selecciona la cantidad de suavizamiento a imponer a la solución, y los corchetes indican que se trata de una matriz.

Para convertir los valores solución obtenidos de la inversión a valores de dislocación en cm, se multiplicaron éstos por un factor de escala de dislocaciones que depende del momento sísmico asignado a cada subfalla así como de su área y de la suma de los valores de rigidez de la estructura cortical, esto es:

$$F_d = \frac{M_{o_{sf}}}{C_n A_{sf} \sum_{i=1}^N \mu_i} \quad (15)$$

donde

$M_{o_{sf}}$ es el momento sísmico asignado a cada subfalla

A_{sf} es el área individual de las subfallas (se asume que todas son del mismo tamaño)

μ_i es la rigidez del medio en donde se encuentra contenida la subfalla i -ésima

N es el número total de subfallas y

C_n es una constante de normalización.

5. INVERSION CON DATOS TELESISMICOS

En la inversión del evento analizado, la estructura cortical utilizada fué la que aparece en la tabla 1 de la sección 3.3. La inversión consistió en la estimación del mecanismo focal, de la profundidad del centroide y del momento sísmico total, mediante el método descrito anteriormente propuesto por Nábělek (1984). Para estimación a priori del mecanismo y la profundidad se utilizaron los propuestos por Singh *et al.*, (1989), así como también se utilizó su localización epicentral. Para este sismo se observa que la cobertura azimutal es relativamente buena, sin embargo hubiera sido deseable una mayor cantidad de datos en el hemisferio sur.

En las figuras 5 y 6 se muestra la solución obtenida para la inversión del mecanismo focal usando ondas P y SH en las estaciones AFI, COL, GRFO, HON, KEV, KONO, LON, SCP, TOL y ZOBO (Strike=298, Dip=26, Slip=88). Los cuadrantes sombreados en el mecanismo focal de la figura 5 indican compresión en los arribos de ondas P y los albos indican dilatación. Alrededor del diagrama del mecanismo focal, se encuentran graficados en línea continúa las observaciones en las estaciones, y en línea discontinúa los sismogramas sintéticos que resultan de la inversión. Este mecanismo corresponde a un fallamiento casi totalmente inverso, común en esta zona para eventos someros. La profundidad del centroide obtenida es de 15 km.

También en esta figura se muestra la función de tiempo normalizada de la fuente. Se observa que ésta consta esencialmente de un solo pulso, lo cual indica que la fuente es simple. En la figura 6 se muestran los resultados para ondas SH. En éste ultimo caso, el ajuste entre las observaciones y los sintéticos no es tan bueno debido a que las observaciones contienen una mayor cantidad de arribos tardíos energéticos que no son considerados en el cálculo de los sismogramas sintéticos.

Harvard para este caso, asigna al evento una profundidad de 15 km con un mecanismo de fallamiento inverso con un pequeño componente lateral (Strike=276, Dip=10, Slip=66) y el NEIC reporta una profundidad de 15 km con un mecanismo inverso (Strike=301, Dip=13, Slip=90). El momento sísmico obtenido ($M_0=1.4 \times 10^{26}$ dinas-cm) resulta ser menor al propuesto por Singh, et al (1989) así como al reportado por CMT (Harvard)($M_0=2.4 \times 10^{26}$ dinas-cm). En adelante los valores de momento sísmico que se mencionen estarán en dinas-cm.

6. INVERSIÓN DE LAS DISLOCACIONES SOBRE EL PLANO DE FALLA

Previamente a la inversión del sismo del 25 de abril, y con objeto de estudiar cual de los modelos de capas propuestos era el más adecuado, se compararon los registros de la réplica del 2 de Mayo de 1989, con las funciones de Green generadas para las mismas 4 estaciones con los 2 modelos. Para el cálculo de los sismogramas sintéticos, se utilizaron las localizaciones de las estaciones proporcionadas por Anderson *et al.*, (1991), y la del hipocentro fué la usada por Singh *et al.*, (1989). El mecanismo focal utilizado es el que se muestra en la figura 4.b, y fué

construido a partir de las polaridades de los primeros arribos y modelación de las ondas P y S en las estaciones de la red de Guerrero (S.K. Singh, comunicación personal). La función de fuente utilizada fué un pulso rectangular, en velocidad, con duración de 0.1 segundos.

Después del análisis, se concluyó que el modelo 2 es el que arroja mejores resultados. En la figura 7 puede observarse el ajuste entre los registros observados y los sismogramas sintéticos calculados con el modelo 2. Salvo en la estación MSAS, en donde existen efectos de sitio significativos y en el componente vertical de la estación VIGA, el ajuste es bueno.

6.1 Pruebas de consistencia para la inversión de las dislocaciones.

La realización de estas pruebas fué con el fin de asegurar que los resultados obtenidos en la inversión usando datos reales, no tuvieran dependencia con el tamaño del área de la falla escogida "a priori" ni con el número de subfallas en el cual fuera subdividida ésta.

Estas consistieron en generar sismogramas sintéticos para un área de ruptura, discretización y distribución de dislocaciones sobre el plano de falla conocidos, y usarlos en la inversión como registros observados, a fin de reproducir esta distribución usando áreas y discretizaciones diferentes.

Para lo anterior, se calcularon los sintéticos usando la estructura cortical elegida anteriormente, con una duración de la función de tiempo de la fuente de 0.65 seg, así como el mecanismo focal obtenido como solución de la inversión de datos telesísmicos, para cada subfalla y cada una de las estaciones en estudio. Con la distribución de dislocaciones conocida y una velocidad de propagación de la ruptura a partir del hipocentro de 3.0 km/seg., se generaron los sismogramas sintéticos finales, sumando cada uno de los elementales, tiempo a tiempo, considerando el desfase producido por el frente de ruptura y las amplitudes correspondientes a la distribución de dislocaciones. Cabe mencionar que la inversión se realizó como si no se conociera nada sobre el proceso de ruptura del temblor, pudiendo variar así las áreas de ruptura "a priori", las discretizaciones y las velocidades de ruptura.

En la figura 8 se muestran las mallas escogidas para la prueba, en donde los nodos de éstas representan la ubicación de las fuentes puntuales. Debido a que las fuentes puntuales están en el centro de las subfallas, las dimensiones de las mallas no representan las de las áreas de ruptura. En adelante, por razones prácticas, las dimensiones de referencia serán las de las mallas y no las de las áreas netas de ruptura.

Para la prueba se eligieron 2 tamaños de áreas de ruptura representadas por las mallas de 20x20 y 50x50 km con 3 diferentes discretizaciones (11x11, 17x17 y 21x21 nodos) con una profundidad del hipocentro fijada en 15 km y ubicado en su centro geométrico. El momento sísmico para los "sintéticos-observados" se fijó en 2.5×10^{25} dina-cm. Los resultados se muestran en las figuras 9a-k.

En la figura 9.a se muestra la inversión usando como observaciones los sintéticos generados por una fuente puntual. En este caso se usó para la inversión la malla de 20x20 km discretizada con 11x11 nodos. Como se observa, la solución es exacta tanto en el momento sísmico ($M_0 = 2.5 \times 10^{25}$) como en el ajuste de los sintéticos y la distribución de las dislocaciones, puesto que en el resultado solo se tomó en cuenta la fuente puntual ubicada en el hipocentro.

La función utilizada para describir la distribución de los momentos sísmicos sobre el plano de falla fué una función bi-cosenoidal de la forma:

$$f(x,y) = \frac{1}{4} \left[1 + \cos \left(\pi \left(1 + 2 \frac{x-x_i}{x_f-x_i} \right) \right) \right] \left[1 + \cos \left(\pi \left(1 + 2 \frac{y-y_i}{y_f-y_i} \right) \right) \right] \quad (16)$$

donde x es el eje coordenado en la dirección del rumbo y y es el eje en la dirección del buzamiento, x_i, x_f, y_i, y_f son los puntos en dirección x y y respectivamente entre los cuales se evalúa la función. En este caso $x_i = y_i = 0.0$, y $x_f = y_f = 1.0$.

En la figura 9.b se muestra la gráfica en proyección isométrica de la función anterior. En las figuras 9.c a 9.d se muestran los resultados de la inversión para una malla de 50x50 km, dividida en 11x11, 17x17 y 21x21 celdas. Se observa que la inversión es muy buena para el

momento sísmico ($M_0 = 2.5 \times 10^{25}$ en los tres casos), los sintéticos y la distribución de las dislocaciones. Los valores de las curvas de nivel fueron ajustados al valor de momento sísmico obtenido y al número de nodos utilizados.

De la 9.e a la 9.g se muestra la inversión para una malla de 20x20 km divididas en 11x11 y 21x21 celdas. En los 2 primeros casos la inversión es muy buena tanto para el momento sísmico ($M_0 = 2.5 \times 10^{25}$) como para el ajuste entre sintéticos y observaciones, sin embargo, en el segundo caso la distribución de las dislocaciones aunque es concéntrica al hipocentro, no define curvas circulares como en los casos anteriores, donde éstas definen la forma de la función original. Esta discrepancia puede ser ocasionada porque la discretización es demasiado fina, y porque el contenido en altas frecuencias en los datos no es suficiente para definir correctamente la distribución original.

En el tercer caso, los datos fueron generados con la malla de 21x21 e invertidos con la malla de 11x11. Aquí, el momento sísmico solución es ligeramente mayor ($M_0 = 2.52 \times 10^{25}$), el ajuste entre sintéticos es muy bueno, pero la distribución de las dislocaciones es al igual que en el caso anterior, concéntrica al hipocentro pero sin definir curvas circulares. La razón de esto es la misma que en el caso anterior.

A continuación se utilizaron los sintéticos generados con la malla de 20x20 km y 11x11 nodos, en la inversión sobre la malla de 50x50 km. La figura 9.h muestra las curvas de nivel de la función de distribución de 20x20 km. Los resultados se muestran de la 9.i a la 9.k. En el primer caso (figura 9.i, con una discretización de 21x21 nodos en la malla de 50x50 km) el ajuste entre los sismogramas sintéticos y los observados es bastante bueno, sin embargo, el momento sísmico resulta mayor ($M_0 = 4.0 \times 10^{25}$) debido a que, como se aprecia en la gráfica de las distribuciones, existen contribuciones que no provienen de la zona cercana al hipocentro. En el segundo caso (figura 9.j, con una subdivisión de 17x17 nodos en la malla de 50x50) el ajuste entre las trazas también es bueno, aunque el momento ($M_0 = 3.7 \times 10^{25}$) y la distribución permanecen similares al caso anterior. Finalmente, en el tercer caso con la subdivisión de la malla de 50x50 km en 11x11 celdas, el ajuste entre las trazas ya es menor, aun cuando el momento sísmico mejoró

notablemente ($M_0 = 2.1 \times 10^{25}$). La distribución de deslizamientos permaneció similar a los anteriores.

De este análisis se desprende que el tamaño de la malla sobre la cual se realizarán las inversiones, se debe escoger lo mas cercano a las dimensiones estimadas de ruptura, así como el no dividir en demasía el área de ruptura si no se cuenta con información suficiente en alta frecuencia, en los registros observados. Una regla básica para discretizar el área de la falla de forma que la ruptura sea suave se puede lograr mediante:

$$t_r \geq \frac{\Delta L_r}{V_R} \quad (17)$$

donde

t_r es la duración de la función de tiempo de la fuente (rise time)

ΔL_r es la distancia entre fuentes puntuales

V_R es la velocidad de ruptura

Por otra parte, Hartzell, *et al.*, (1978) obtienen la expresión para el cálculo de esta frecuencia característica para una estación, dependiente del promedio de velocidades de ondas S de la estructura cortical, la velocidad de ruptura, la dimensión característica de las subfallas y el ángulo (θ) entre el plano de ruptura y la dirección entre una cierta celda y dicha estación. Sin embargo, el hablar de una frecuencia característica para esta inversión deja de tener sentido debido a que existe una gran variación del ángulo θ por la cercanía de las estaciones al plano de falla.

6.2 Inversión de las dislocaciones sobre el plano de falla

Para la inversión de las dislocaciones con datos reales, se escogió en principio, con base en el área de réplicas, una malla de 50x50 con el hipocentro localizado en su centro, y se probaron

distintas duraciones de la función de tiempo de la fuente y velocidades de ruptura. El área de la malla proyectada sobre la superficie, utilizada para la inversión, se muestra en la figura 4.b.

El variar la duración de las funciones de tiempo de las fuentes elementales, fué con el fin de ajustar correctamente el ancho de las fases de las observaciones. Los resultados utilizando fuentes de 0.1 segundo para cada subfalla, mostraron que dicha duración es insuficiente, por lo que ésta se fué incrementando hasta obtener las fases en los sintéticos correctas. Finalmente, la duración de la función de tiempo de la fuente se fijó en 0.70 segundos. Asimismo, se probaron distintas velocidades de ruptura entre 2.5 y 3.5 km/seg, teniendo que los mejores ajustes se obtuvieron para una velocidad de 3.0 km/seg.

Para referir tanto los registros observados como los sismogramas sintéticos a un tiempo común, los desfases debidos a la variación de los tiempos de disparo respecto al tiempo origen, se obtuvieron mediante la comparación de las trazas de los registros observados con las de los sintéticos calculados para la fuente puntual localizada en el hipocentro. La estimación correcta de estos tiempos es fundamental en la distribución de las dislocaciones, puesto que una estimación incorrecta de éstas, puede llevar a obtener distribuciones ficticias alrededor del hipocentro.

A partir de esta comparación se observó que las formas de onda de los sismogramas sintéticos son muy similares a las de los registros observados, lo cual implica de nuevo, simpleza en la fuente sísmica. En la figura 10 se muestra la comparación entre los sintéticos calculados para una fuente puntual localizada en el hipocentro y los registros observados, debidamente ajustados a un tiempo común.

Posteriormente al ajuste de los tiempos, se realizó la inversión para una discretización de 50x50 km y 11x11 celdas. La solución a ésta se muestra en las figuras 11 y 12. Se observa que el ajuste entre las trazas mejora respecto al encontrado para una fuente puntual, con un momento sísmico total de $M_0 = 1.8 \times 10^{26}$. Por otra parte, se observa que la distribución de las dislocaciones sobre el plano de la falla es bastante regular, con los deslizamientos concentrados

en el hipocentro, lo cual es característico de una falla circular. La dislocación máxima para este caso es de 450 cm. Usando en la inversión una malla de las mismas dimensiones pero de 17x17 celdas con un factor de suavizado de 0.0005, se observa en las figuras 13 y 14 que el ajuste entre los sismogramas sintéticos y los registros observados mejora, así como el momento sísmico $M_0 = 2.48 \times 10^{26}$, sin embargo, aunque la distribución de las dislocaciones es muy similar a la anterior, está mucho más concentrada en el hipocentro y tiene una dislocación máxima mayor a la obtenida usando la malla de 121 celdas ($\Delta u = 659$ cm).

Como las dislocaciones se encuentran concentradas en el hipocentro, se realizó la inversión para una malla de 20x20 km y 5x5 celdas. El resultado se muestra en las figuras 15 y 16, donde se observa que la distribución es muy similar a la obtenida en el primer caso, con un momento sísmico de $M_0 = 1.4 \times 10^{26}$ y una dislocación máxima de 440 cm.

Al ver que existe una variación significativa en el radio aproximado del área de dislocaciones, como resultado de la inversión para las diferentes discretizaciones del área de ruptura, se compararon los sismogramas sintéticos de una fuente puntual con una duración de la función de fuente de 1.0 seg., los de una fuente finita con diámetro de 8 km, 0.65 seg de duración de la función de fuente para los sismogramas elementales y 3 km/seg. de velocidad de ruptura y las observaciones, para las mismas estaciones.

Como se observa en la figura 17, las diferencias entre los sismogramas sintéticos generados para la fuente puntual, la fuente finita y las observaciones son muy pequeñas y estas observaciones no son capaces de distinguir entre uno y otro tipo de fuente. Un ejemplo similar se presenta para el caso del sismo de Petatlán de 1979, donde Chael y Stewart (1982) pudieron modelar los registros de periodo largo de la red WWSSN para este evento, mediante una sola fuente puntual. Mendoza (1993) agrega 4 registros de desplazamiento de estaciones GDSN, y sin embargo, el asigna a este evento una distribución de deslizamientos circular, con un radio de 21 km.

Con esto, surge la pregunta: ¿Realmente los registros requieren de una falla circular para poder explicarse, o solo es necesario aumentar la duración de la función de fuente, en la fuente

puntual?. Aparentemente, basta con aumentar la duración de la función de la fuente lo suficiente para ajustar los sintéticos a los observados (Ver figura 17). En cualquier caso, lo anterior refleja que para fuentes muy simples, no es posible determinar el tamaño de la fuente con precisión.

Intentando encontrar una posible distribución de estaciones que pudiera definir mejor el área de ruptura, basado en los resultados de Madariaga (1976), se calcularon sismogramas sintéticos en una estación ficticia ubicada en la superficie, en dirección perpendicular al plano de falla a fin de comparar los resultados para una fuente finita y una puntual. En la figura 18 se muestra la comparación mencionada y se observa que incluso en una estación ubicada a 90 grados del plano de falla a partir del hipocentro, las diferencias son mínimas al comparar velocidades.

El hecho de no poder conocer las dimensiones del área de ruptura hace que no sea posible definir cual modelo, el de asperezas o el de barreras es al que ajustan mejor los resultados, sin embargo, por la duración menor a 1 segundo de la función de tiempo de la fuente encontrada en este estudio, el modelo de auto-sello (Self-Healing) propuesto por Heaton (1990) toma sentido.

Por otra parte, al no tener una dimensión confiable del área de ruptura, no es posible calcular caídas de esfuerzo a través de relaciones como

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \left(\frac{M_0}{r^3} \right) \quad (18)$$

con r =radio de ruptura, puesto que pequeñas variaciones en éste, implican diferencias en las caídas de esfuerzos de hasta un orden de magnitud.

Existen sin embargo, distintas estimaciones sobre la caída de esfuerzo ocurrida en el evento calculadas a través de otras técnicas, por ejemplo, Singh y Ordaz (1994) estimaron que la energía irradiada en ondas sísmicas en este temblor, fué de 8.0×10^{21} ergs. Como la caída de esfuerzo aparente, σ_s , está relacionada con E_s y M_0 por

$$\sigma_a = \mu \frac{Es}{Mo} \quad (19)$$

se obtiene una $\sigma_a = 10$ bares, tomando $\mu = 3.3 \times 10^{11}$ dina/cm². En cambio, el parámetro de caída de esfuerzo que mejor ajusta el nivel espectral de aceleración a frecuencias altas ($f > 2$ Hz), es de 50 bares (Ordaz y Singh, 1992).

Una parte de estas variaciones puede deberse a que las diferentes estimaciones miden distintos fenómenos del proceso de ruptura y otra parte a errores en su medición. En todo caso, la discusión de arriba enfatiza que las diferentes estimaciones de la caída de esfuerzos pueden variar hasta en un orden de magnitud.

7. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

1.- El resultado de la inversión de los datos telesísmicos da un mecanismo focal similar al reportado por CMT (Harvard), salvo en el ángulo de buzamiento, el cual es un poco mayor en este caso. La comparación entre los registros observados y sintéticos resulta buena para este mecanismo, a excepción de la polaridad de la onda P en la estación AFI, sin embargo si se trata de ajustar el mecanismo a ésta, la solución se desestabiliza.

2.- La modelación de los datos de movimientos fuertes obtenidos cerca de la falla (trazas de velocidades filtradas entre 0.2 - 1 Hz.), sugiere que el sismo del 25 de abril de 1989 tiene una fuente simple, con las dislocaciones concentradas en y cerca del hipocentro, y con una geometría cercana a la circular.

Se realizaron pruebas exhaustivas de inversión de las dislocaciones sobre el plano de falla, usando distintos tamaños del area de falla y distintas discretizaciones con registros sintéticos. De este análisis se desprende que el tamaño de la malla sobre la cual se realizarán las inversiones, se debe escoger lo mas cercano a las dimensiones estimadas de ruptura, así como el no dividir en

demasía el área de ruptura si no se cuenta con información suficiente en alta frecuencia, en los registros observados.

Se invirtieron las dislocaciones sobre el plano de falla usando distintos tamaños de las mallas así como de número de subfallas y se observa que el tamaño del área de ruptura varía dependiendo de la discretización. Lo anterior sugiere que los datos utilizados no son capaces de distinguir y definir el tamaño real del área de ruptura, puesto que no existen diferencias sustanciales entre los sintéticos para fuentes de distintos tamaños (4 ó 10 km de radio), e incluso entre éstos y los de una fuente puntual.

Como se observa en la figura 17, las diferencias entre los sismogramas sintéticos generados para una fuente puntual, una fuente finita de 4 km de radio y las observaciones son pequeñas. Aparentemente, basta con aumentar la duración de la función de la fuente lo suficiente para ajustar los sintéticos a los observados. En cualquier caso, lo anterior refleja que para fuentes muy simples, no es posible determinar el tamaño de la fuente con precisión.

Varios estudios sugieren que algunos grandes temblores mexicanos son simples (e.g. Chael y Stewart (1982), Singh y Mortera (1991), Mendoza (1994)) a periodos largos e intermedios. Lo interesante en este caso es que para este sismo, la fuente también resulta simple usando datos de alta frecuencia.

3.- La duración de la función de tiempo de la fuente que se obtiene como resultado de la inversión es de 0.65 seg. Esta duración podría aumentar, pero sin llegar a ser mayor de 1 seg. Lo anterior sugiere que los resultados apoyan el modelo "Self-Healing" propuesto por Heaton (1990), en donde después de la llegada del frente de ruptura, un punto en el plano de falla se mueve por poco tiempo y se sella de nuevo rápidamente.

4.- Al no tener una dimensión confiable del área de ruptura, no es posible calcular caídas de esfuerzo a través de relaciones entre el área o radio de la ruptura y la caída de esfuerzos, puesto que pequeñas variaciones en el radio de la ruptura, implican diferencias en las caídas de

esfuerzos de hasta un orden de magnitud. Existen sin embargo, distintas estimaciones sobre la caída de esfuerzos ocurrida en el evento calculadas mediante otras técnicas, las cuales varían entre 10 y 50 bares.

5.- Aunque no es posible conocer el tamaño exacto del área de ruptura, ésta no puede ser mucho mayor a 20 km. Con esto, en la figura 19 se muestra la localización epicentral de las réplicas del sismo del 25 de abril en comparación con la proyección sobre la superficie del área de ruptura idealizada a una circular de 10 km de radio. La dispersión epicentral de las réplicas muestra que éstas no delimitan el área de ruptura de este sismo. Es necesario por lo tanto, tener cuidado al estimar, para temblores pequeños, las áreas de ruptura mediante sus réplicas.

Poner algo de sugerencias.

8. RECONOCIMIENTOS

Deseo hacer un reconocimiento especial al Dr. Shri Krishna Singh por su gran paciencia como tutor académico durante mis estudios de maestría y director de esta tesis, así como por sus valiosas sugerencias y atinados comentarios durante el desarrollo de la misma.

Agradezco a los Doctores Stephen Hartzell y Carlos Mendoza, quienes proporcionaron amablemente los programas de inversión y la ayuda necesaria para su uso. Así mismo agradezco al Dr. Javier Pacheco por sus valiosos consejos para la realización de los cálculos de las funciones de Green, así como por sus recomendaciones en la revisión del trabajo escrito. El Dr. Olivier Coutant proporcionó los programas Axitra y ConvM para el cálculo de las funciones de Green cerca de la fuente.

Al M.C. Gustavo Malavé y al Ing. Mario Cruz, gracias por la ayuda prestada en la inversión con datos telosísmicos.

A los doctores Francisco Sánchez Sesma, Carlos Valdéz y Luis Quintanar por sus sugerencias

en la revisión del trabajo escrito; a los doctores Mario Ordaz S. y Miguel A. Bravo por su paciencia y valiosos comentarios como asesores en el desarrollo de la tesis; a los compañeros de trabajo en el CENAPRED por su sincera amistad, gracias.

Los cálculos matemáticos fueron realizados en la computadora SUN SPARC-10 del área de Riesgos Geológicos del CENAPRED.

9. REFERENCIAS

- Aki, K. y P.G. Richards (1980). Quantitative seismology. Theory and Methods, Volume 1, W.H. Freeman and Co., San Francisco, Ca.
- Anderson, J.G, J.R. Humprey, R. Vasquez, R. Castro, G. Castro, R. Quaa, D. Almora, J.M. Velasco y C. Pérez (1991). Guerrero México accelerograph array: summary of data: january-december, 1989. Report GAA-11. Univ. of Nevada, Reno: Seismological Laboratory, e Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Anderson J.G, S.K. Singh, J.M. Espindola, J. Yamamoto (1989). Seismic strain release in the mexican subduction thrust. Phys. of the Earth and Plan. Int., 58, 307-322.
- Astiz L., H. Kanamori, H. Eissler (1987). Source characteristics of earthquakes in the Michoacán seismic gap in México, Bulletin of the Seismological Society of America 77, 1326-1346
- Bard, P.-Y., M. Campillo, F.J. Chávez-García y F.J. Sánchez-Sesma (1988). The Mexico Earthquake of September 19, 1985- A theoretical investigation of large- and small-scale amplification effects in the Mexico city valley, Earthquake Spectra, Vol.4, No.3., 609-633.
- Bravo, M., F.J. Sánchez-Sesma y F.J. Chávez-García (1988). Ground motion on stratified alluvial deposits for incident SH waves, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.78, No.2., 436-450.
- Bouchon, M. y K. Aki (1977). Discrete wave-number representation of seismic-source wave fields. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 67, No. 2, pp. 259-277.
- Bouchon, M. (1979). Discrete wave-number representation of elastic wave fields in three-space dimensions. Journal of Geophysical Research, Vol. 84, No. B7, pp. 3609-3614.
- Burridge, R. y L. Knopoff (1964). Body force equivalents for seismic dislocations. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 54, 1875-1888.
- Campillo, M., J.C. Gariel, K. Aki y F.J. Sánchez-Sesma (1989). Destructive strong ground motion in México City: Source, path and site effects during the great 1985 Michoacán earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 79, 1718-1735.
- Campillo, M., P.Y. Bard, F. Nicollin y F.J. Sánchez-Sesma (1988). The Mexico Earthquake of September 19, 1985- The incident wavefield in Mexico City during the great Michoacan earthquake and its interaction with the deep basin, Earthquake Spectra, Vol.4, No.4., 581-608.
- Campillo, M., F.J. Sánchez-Sesma y K. Aki (1990). Influence of small lateral variations of

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

a soft surficial layer on seismic ground motion. *Soil Dynamics and Earthquake Eng.*, Vol. 9, 284-289.

Chávez-García, F. y P.-Y. Bard (1989). Effect of random thickness variations on the seismic response of a soft soil layer: Applications to Mexico City. *Proceedings of the 4th International Conference in Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. Engineering Seismology and Site Response, 247-261.

Chael E.P. y G.S. Stewart (1982). Recent large earthquakes along the Middle American trench and their implications for the subduction process. *Journal of Geophysical Research*, 87, 329-338.

Claerbout, J.F.(1976). *Fundamentals of geophysical data processing*, McGraw-Hill Inc., U.S.

Coyoli R., C. Gutierrez, E. Nava, J. Lermo, H. Mijares, M. Rodriguez (1989). Análisis de las réplicas del sismo del 25 de abril de 1989, Ms=6.8. *Memorias del VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica y VII Congreso Nacional de Ingeniería Estructural*, Acapulco, Guerrero, Vol 1. A-58, A-66

DeMets C. y S. Stein (1990). Present day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern México. *Journal of Geophysical Research*, 95, b13, 21931-21948.

Dunkin, J. W. (1965). Computation of modal solutions in layered, elastic media at high frequencies, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 55, 335-358.

Hartzell, S.H., G.A. Frazier y J.N Brune (1978). Earthquake modeling in a homogeneous half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 68, 301-316.

Hartzell, S.H. y T.H. Heaton (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 imperial valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 76, No. 6, pp 1553-1583

Haskell, N.A. (1969). Elastic displacements in the near-field of a propagating fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 59, pp. 865-908.

Haskell, N.A. (1953). The dispersion of surface waves in multilayered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 43, 17-34.

Heaton, T.H. (1990). Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 1-20.

Herrera I., E. Rosenbluth y O. Rascón (1965). Earthquake spectrum prediction for the valley of Mexico, *Proc. Third World Conference on Earthquake Engineering*. 1, Auckland and Wellington, New Zeland, 61-74.

Isacks B., J. Oliver y L. Sykes (1968). Seismology and the new global tectonics. JGR, vol 73, 5855-5899.

Kausel, E. (1986). Wave propagation in anisotropic layered media. International Journal of Numerical Methods in Eng., Vol. 23, 1567-1578.

Kawase, H. (1988). Time-domain response of a semicircular canyon for incident SV, P, and Rayleigh waves calculated by the Discrete Wavenumber Boundary Element Method, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 78, 1415-1437.

Kawase, H. y K. Aki (1989). A study on the response of a soft basin for incident S, P and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 79, 1361-1382.

Kanamori H. (1989). Comunicación personal.

Kanamori H., P.C. Jennings, S.K. Singh y L. Astiz. (1993). Estimation of strong ground motions in Mexico city expected for large earthquake in the Guerrero seismic gap. Bulletin of the Seismological Society of America vol. 83, no 3, 811-829.

Langston, C.A. y D.V. Helmberger (1975). A procedure for modeling shallow dislocation sources. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 42, 117-130.

McKenzie D.P. y R.L. Parker (1967). The north Pacific: An example of tectonics on a sphere. Nature, Lond. 216, 1276-1280.

Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 639-666.

Méndez, A.J. y J.G. Anderson (1991). The temporal and spatial evolution of the 19 september 1985 Michoacán earthquake as inferred from near-source ground-motion records. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 81, No. 3, pp. 844-861.

Mendoza, C. y S. H. Hartzell (1988). Inversion for slip distribution using teleseismic p waveforms: North Palm Springs, borah peak, and Michoacán earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 78, No. 3, pp 1092-1111

Mendoza, C. y S. H. Hartzell (1989). Slip distribution of the 19 september 1985 Michoacán, México, earthquake: near-source and teleseismic constraints. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.79, No. 3, pp. 655-669.

Menke, W. (1984). Geophysical data analysis: Discrete inverse theory. Academic Press Inc., London.

Nábělek, J.L. (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. Ph. Doctoral Thesis, Massachusetts Institute of Technology.

Nishenko S.P. y S.K. Singh (1987a). The Acapulco-Ometepec, México earthquakes of 1907-1982: Evidence for a variable recurrence history. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 1359-1367

Nishenko S.P. y S.K. Singh (1987b). Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 2095-2114

Oldham R.D. (1906). The constitution of the interior of the earth, as revealed by earthquakes. *Q. Jl Geol. Soc. Lond.*, vol. 62, 456-475

Ordaz M. y S.K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, an evidence of amplification in the hill zone of México City. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 24-43.

Reyes A., J.N. Brune y C. Lomnitz (1979). Source mechanism and aftershock study of the Colima, México earthquake of January 30, 1973. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69, 1819-1840.

Rial, J.A.(1984). Caustics and focusing produced by sedimentary basins. Application of catastrophe theory to earthquake seismology, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol.79, 923-938.

Rial, J.A.(1990). Seismic wave resonance in 3-D sedimentary basins, *Geophys. Journal Int.*, Vol. 99, 81-90.

Rosenblueth E. (1952). Teoría del diseño sísmico sobre mantos blandos, Ediciones ICA, serie B, Vol.14, Mxico.

Ruff L. y H. Kanamori (1980). Seismicity and the subduction process. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 23, 240-252

Sánchez-Sesma, F.J.(1983). Diffraction of elastic waves by three-dimensional surface irregularities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, 1621-1636.

Santoyo, M.A., C. Calderón, M. Suárez, F.J. Sánchez-Sesma, M.A. Bravo y S. Chávez-Pérez (1989). A time domain study of strong ground motions in Mexico City, *Proceedings of the 4th International Conference in Soil Dynamics and Earthquake Engineering. Engineering Seismology and Site Response*, 37-51.

Santoyo, M.A., M. Ordaz, S.K. Singh y R. Quaa (1991). Análisis de los acelerogramas de pozo en el Valle de México. *Memorias del IX congreso Nacional de Ingeniería*

Sismica y VIII Congreso Nacional de Ingeniería Estructural; Manzanillo, Colima; Vol. 1, 2.38-2.47.

Shearer, P.M. y J.A. Orcutt (1987). Surface and near-surface effects on seismic wave theory and borehole seismometer results. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 77, 1168-1196.

Singh S.K., E. Bazán y L. Esteva (1980). Expected earthquake magnitude at a fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70, 903-914.

Singh S.K., L. Astiz y J. Havskov (1981). Seismic gaps and recurrence period of large earthquakes along the Mexican subduction zone: a reexamination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol 71, 827-843

Singh S.K., J.M. Espindola, J. Yamamoto y J. Havskov (1982). Seismic potential of the Acapulco-San Marcos region along the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, vol 9, 633-636.

Singh S. K., T. Dominguez, R. Castro y M. Rodriguez (1984), P waveforms of large shallow earthquake along the mexican subduction zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 2135-2156

Singh S.K., G. Suarez y T. Dominguez (1985). The Oaxaca, México earthquake of 1931: Lithospheric normal faulting in the subducted Cocos plate. *Nature*, 317, 56-58.

Singh S.K., E. Mena, y R. Castro (1988a). Some aspects of the source characteristics and the ground motion amplifications in and near Mexico city from the acceleration data of the september, 1985, Michoacán, México Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78 451-477.

Singh, S.K., J. Lermo, T. Domínguez, M. Ordaz, J.M. Espinosa, E. Mena y R. Quaas (1988b). The Mexico Earthquake of September 19, 1985- A Study of Amplification of Seismic Waves in the Valley of Mexico with Respect to a Hill Zone Site, *Earthquake Spectra*, Vol.4, No.4., 653-673.

Singh, S.K., M. Ordaz, R. Quaas y E. Mena (1989a). Estudio preliminar de la fuente del temblor del 25 de abril de 1989 (ms= 6.9) A partir de los datos de movimientos fuertes. *Memorias del VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica y VII Congreso Nacional de Ingeniería Estructural, Acapulco, Guerrero*, Vol 1. A-199, A-211.

Singh S.K, M. Ordaz, J.G. Anderson, M. Rodriguez, R. Quaas, E. Mena, M. Ottaviani, D. Almora(1989b). Analysis of near-source strong motion recordings along the mexican subduction zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79, 6, 1697-1717

Singh S.K., A. Mori, E. Mena, F. Kruger y R. Kind (1990). Evidence for anomalous body wave radiation between .3 and .7 hz from the 1985 september 19 Michoacán, México earthquake. , *Geophys. J. Int.*, 101, 37-48

Singh, S.K. y M. Ordaz (1990). Sismicidad y movimientos fuertes en México: una visión actual. Informe interno, CENAPRED.

Singh S.K y F. Mortera (1991). Source time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone, age of the plate, and their tectonic implications, *JGR*, Vol. 96, B13, 21487-21502.

Singh S.K. y M. Pardo (1993). Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophysical Research Letters*, vol 20, 1483-1486.

Singh S.K. y M. Ordaz (1994). Seismic energy release in mexican subduction zone earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, en prensa.

Schwartz, L (1966). *Theorie des Distributions*, Herrman. Paris.

Thomson, W.T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid. *Journal of Applied Physics*, Vol. 21, 89-93.

Suárez G., T. Monfret, G. Wittlinger y C. David (1990). Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, México. *Nature*, 345, 336-338.

Trifunac, M.D. (1974). A three-dimensional dislocation model for the San Fernando, California, earthquake of february 9, 1971. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 64, No. 1, pp. 149-172.

UNAM seismology group 1986, the september 1985 earthquakes: aftershocks distribution and history of rupture. *Geophys. res. lett.* , 13, 573-576

Valdés, C., W.D. Mooney, S.K. Singh, R.P. Meyer, C. Lomnitz, J.H. Luetgert, C.E. Helsley, B.T.R. Lewis e M. Mena (1986). Crustal structure of Oaxaca, México, from seismic refraction measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 76, pp. 547-563.

Williams, D.E y C.A Langston (1990). Observational test for wave propagation effects in local earthquake seismogram. *Seismological Research letters*, Vol. 61, 109-116.

Zeevaert, L. (1964). Strong ground motions recorded during earthquakes of may the 11th an 19th, 1962 in Mexico City, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.54, 209-231.

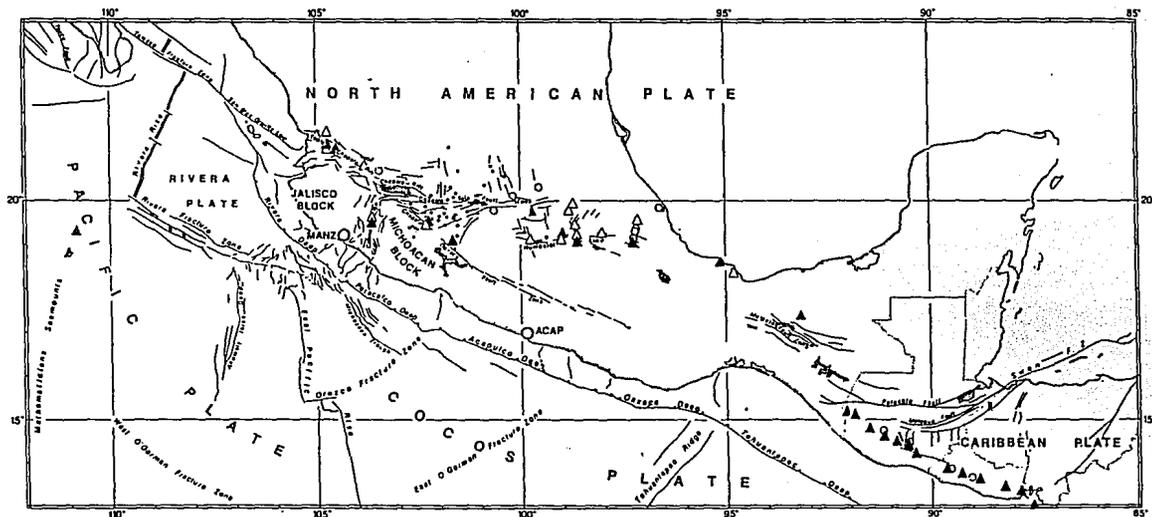


Figura 1. Rasgos tectónicos de la región de la costa del Pacífico sur de México. Se muestran los límites entre las placas del Pacífico, Norteamérica, Cocos y Rivera, así como la posición de las zonas de fracturas y la trinchera a lo largo de la costa. En círculo abierto se muestra la localización de la ciudad de Acapulco. (Cortesía de G. Ness)

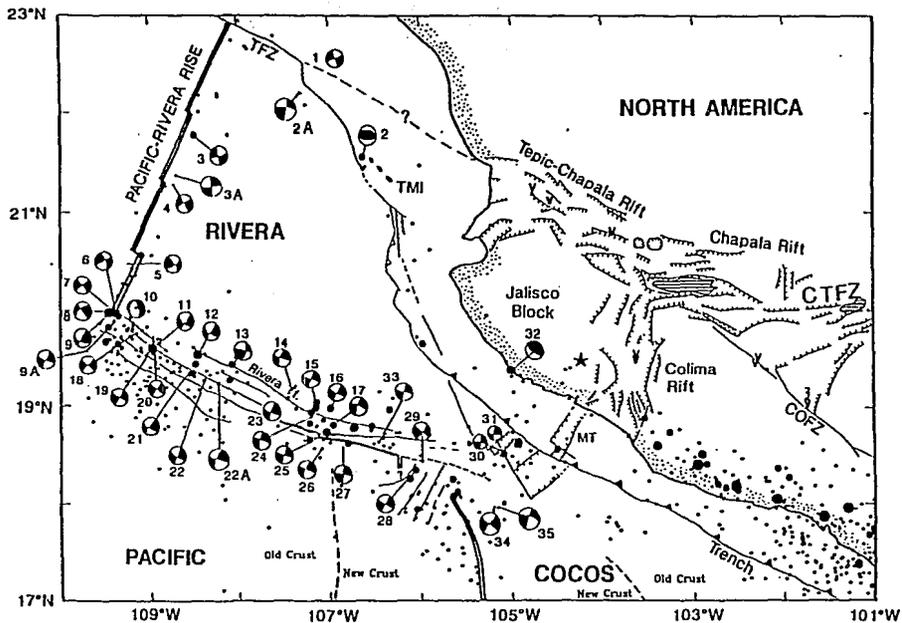


Figura 2. Mapa tectónico de la placa de Rivera. La zona de fracturas de Rivera delimita la placa por el lado sur. Nótese que los límites entre ésta y las placas de Norteamérica y Cocos no están bien definidos. (Tomado de C. DeMets y S. Stein, 1990)

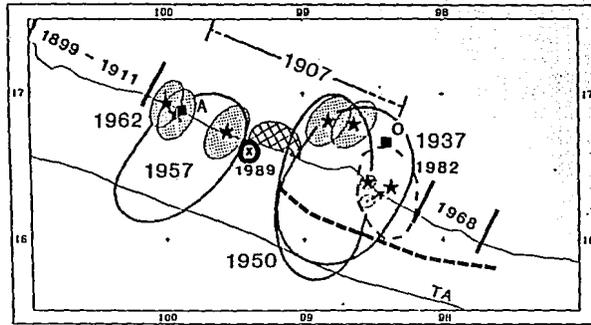


Figura 3. Mapa de las zonas de ruptura de los sismos ocurridos en la región de Acapulco-Ometepec, entre 1907 y 1982. Se muestra mediante estrellas la localización de los epicentros y con línea continua las áreas de ruptura estimadas por medio de la distribución de las réplicas. El Epicentro del sismo del 25 de abril se muestra con la cruz encerrada en un círculo. (Modificado de S.P. Nishenko y S.K. Singh, 1987a)

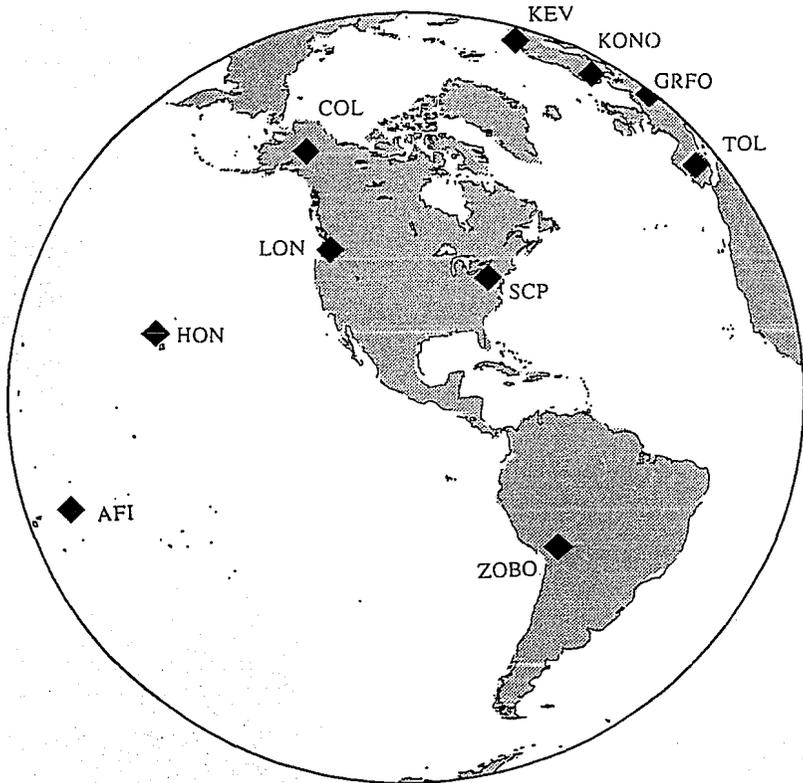


Figura 4.a. Mapa de localización de estaciones de la red mundial digital GDSN, usadas en este trabajo.

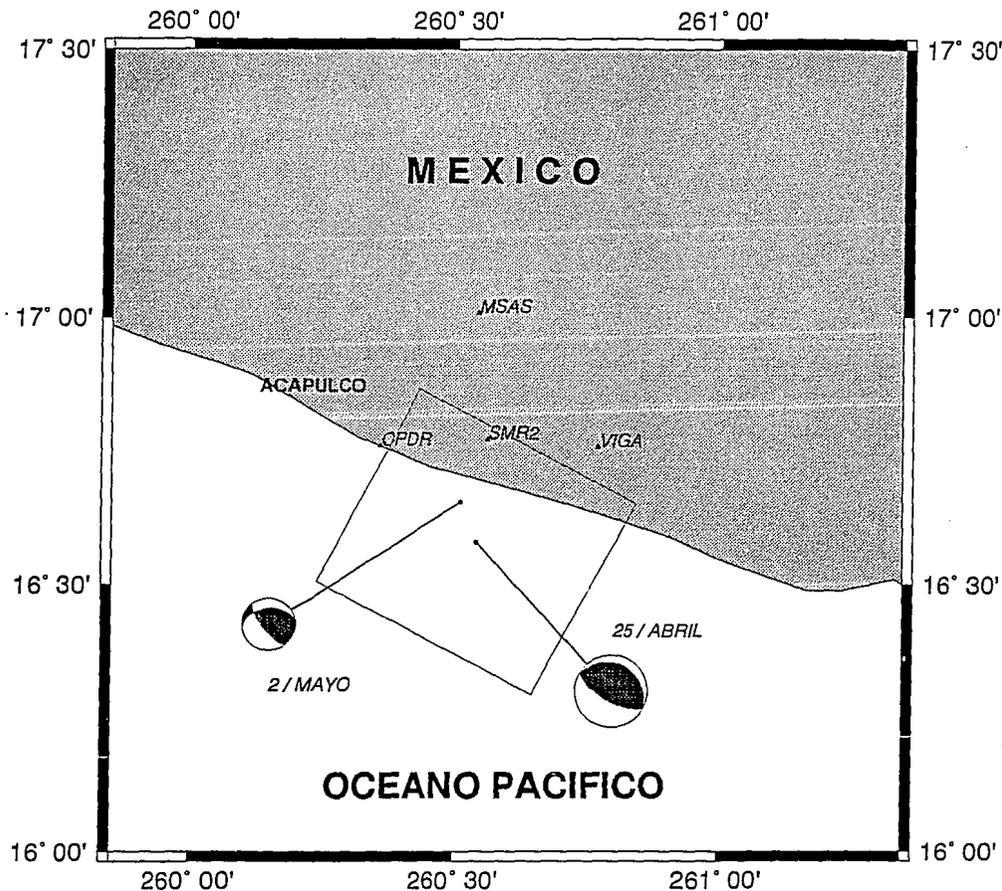


Figura 4.b. Mapa de distribución de estaciones, localización de epicentros y mecanismos focales asociados del evento principal y de la réplica del 2 de mayo, usados en éste trabajo. Se muestra también con línea continua el área de la falla elegida a priori para la inversión.

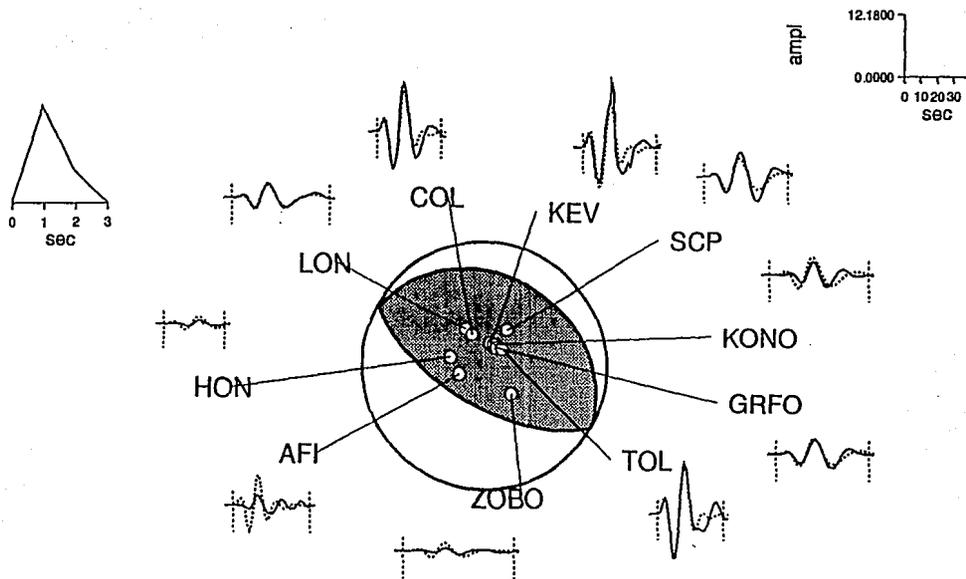


Figura 5. Mecanismo focal, resultado de la inversión usando datos telúsmicos para ondas P. Los cuadrantes sombreados en el mecanismo focal indican compresión en los arribos de ondas P y los albos indican dilatación. Alrededor del diagrama del mecanismo focal, se muestran graficados en línea continua, las observaciones en las estaciones y en línea discontinua los sismogramas sintéticos que resultan de la inversión. Se muestra también la función de tiempo de la fuente que resulta de la misma inversión. La escala de amplitud de los sismogramas es en cm.

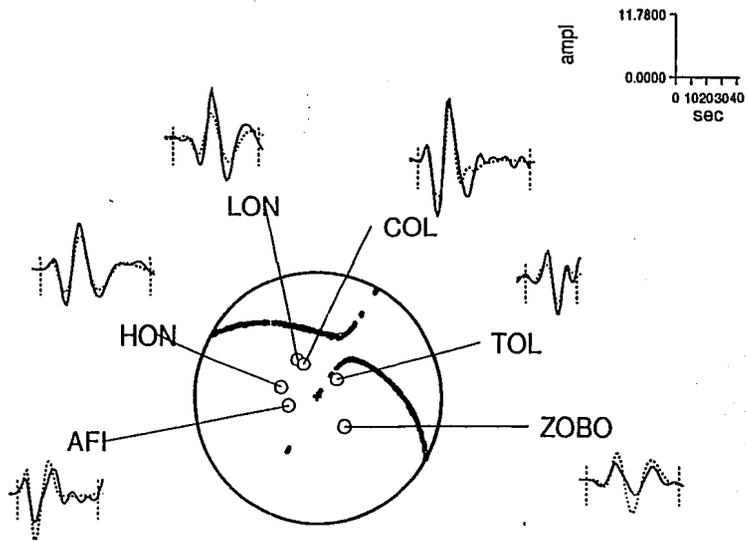


Figura 6. Resultados obtenidos de la inversión usando datos telosísmicos para ondas SH. Al igual que en la figura anterior, se muestran graficados en línea continúa, las observaciones en las estaciones y en línea discontinua los sismogramas sintéticos que resultan de la inversión.

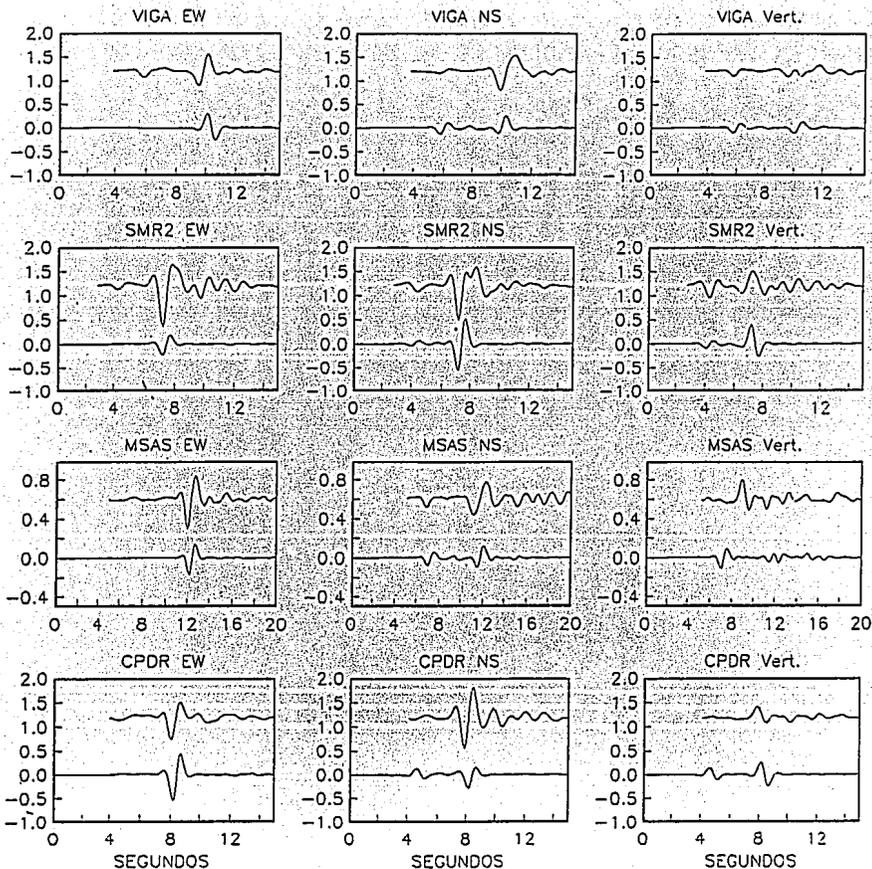


Figura 7. Comparación entre registros observados y sismogramas sintéticos, para la réplica del 2 de mayo de 1989. El eje vertical indica velocidades en cm/seg y el horizontal el tiempo en segundos. De los 2 sismogramas mostrados para cada gráfica, el superior es el registro observado y el inferior el sintético.

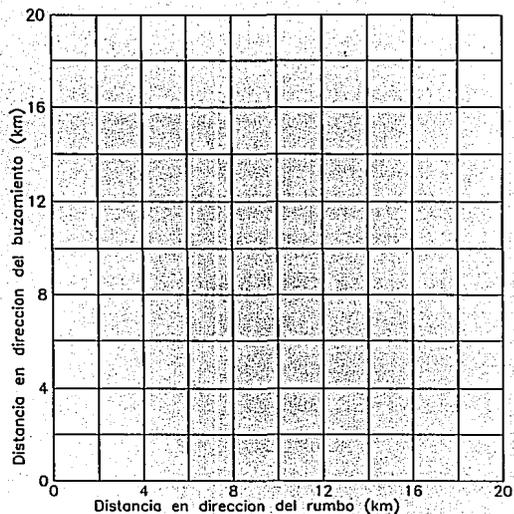
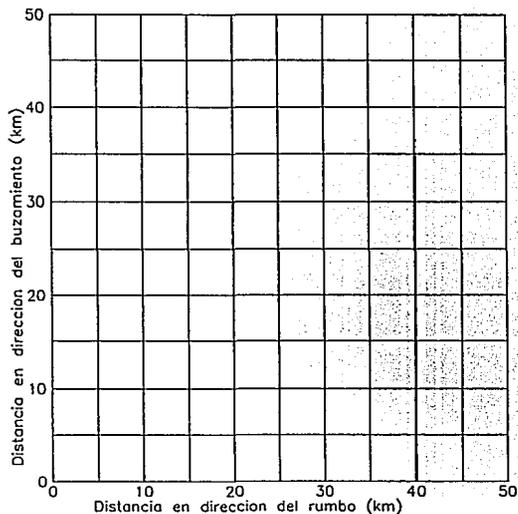


Figura 8. Diagrama de las mallas utilizadas en la inversión de datos de movimientos fuertes. Los nodos en las mallas indican la localización de las fuentes puntuales. La malla a) corresponde a la primera malla elegida de 50 x 50 km y con una discretización de 11x11 celdas. La malla b) de 20 x 20 km se muestra también para una discretización de 11x11 celdas.

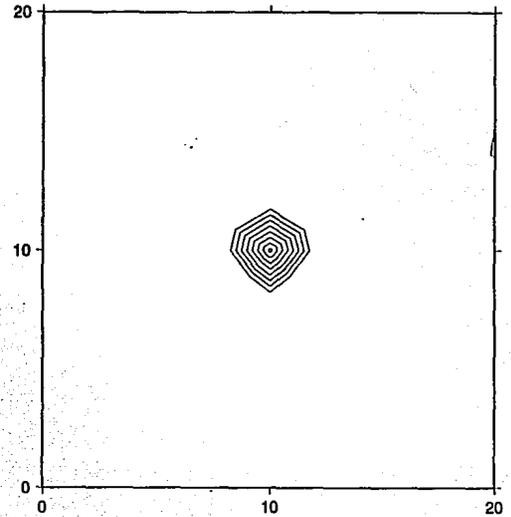
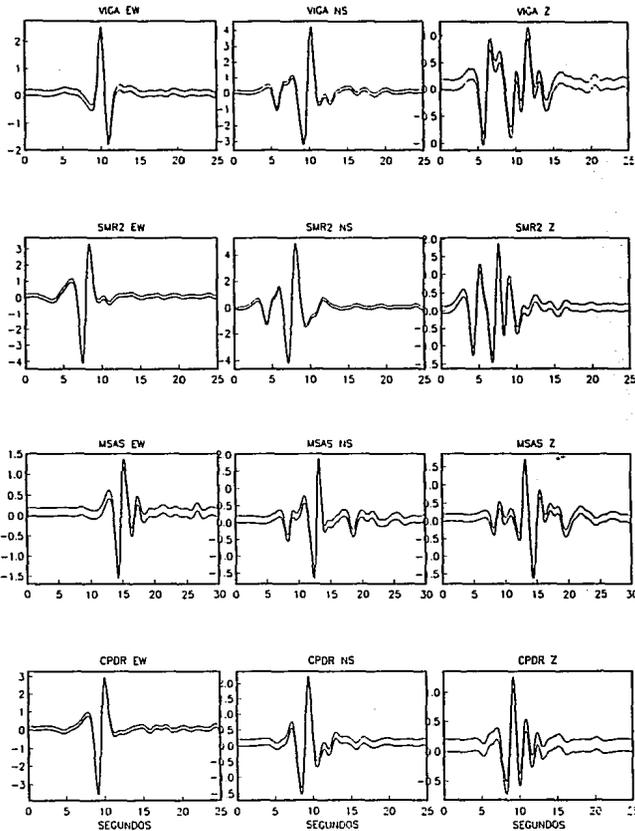


Figura 9.a (Pruebas de consistencia). Resultados de la inversión usando como observaciones los sintéticos generados por una fuente puntual. En este caso se usó para la inversión la malla de 20x20 km discretizada a 11x11 nodos. En las gráficas I) el eje de las ordenadas indica velocidades en cm/seg y el de las abscisas tiempo en segundos; la traza superior en cada una, corresponde a la observada y la inferior a la que se obtiene como solución de la inversión. En la gráfica II) se muestra la distribución de la velocidad de inversión en el plano de la malla.

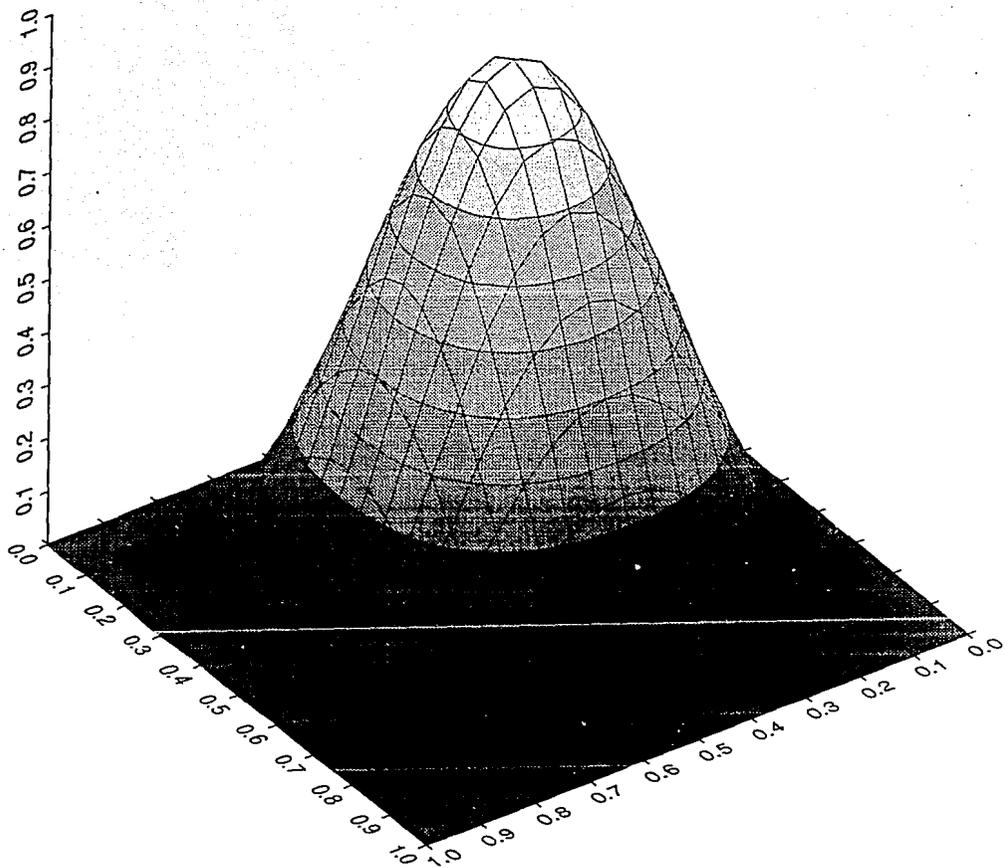


Figura 9.b (Pruebas de consistencia). Gráfica en proyección isométrica de la función bicosenoidal normalizada utilizada para describir la distribución de los momentos sísmicos sobre el plano de falla.

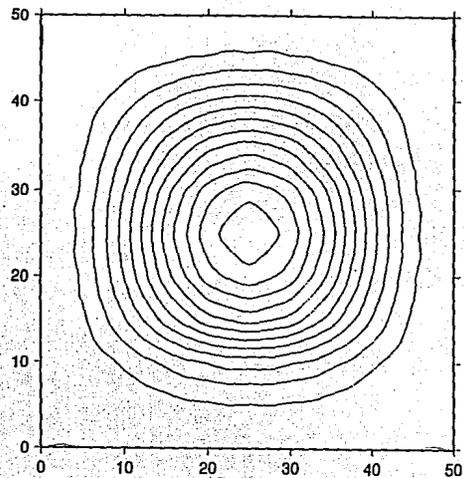
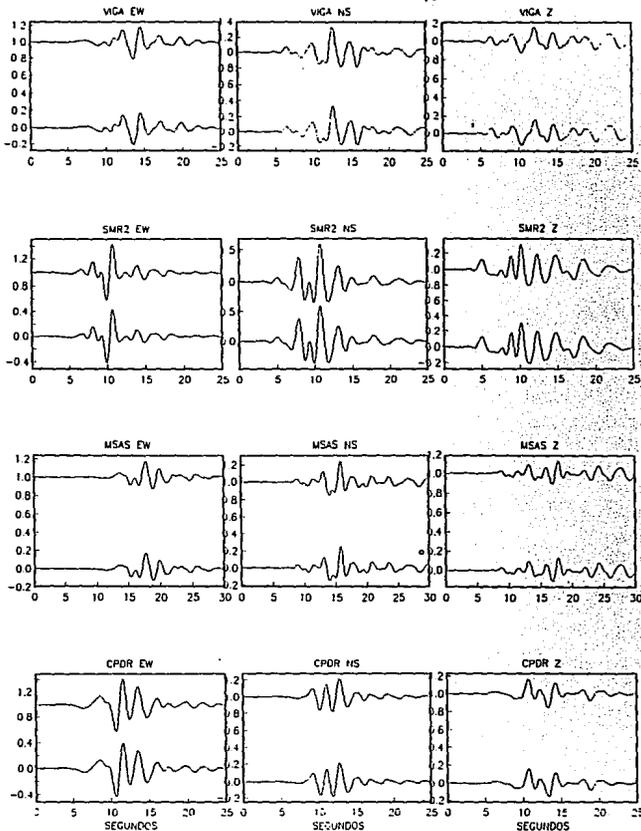


Figura 9.c (Pruebas de consistencia). Resultados de la inversión usando como observaciones los sintéticos generados con la función de distribución anterior y una malla de 50x50km y 11x11 subfallas. Las anotaciones sobre I y II son las mismas que en la figura 9.a.

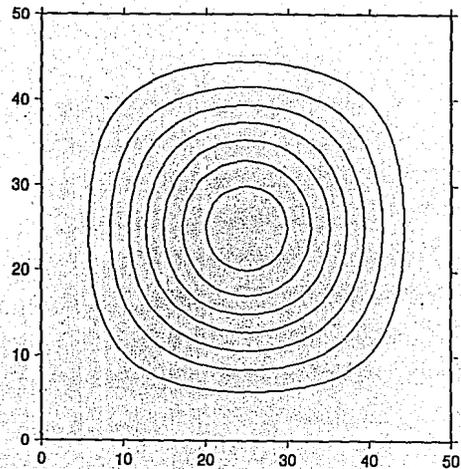
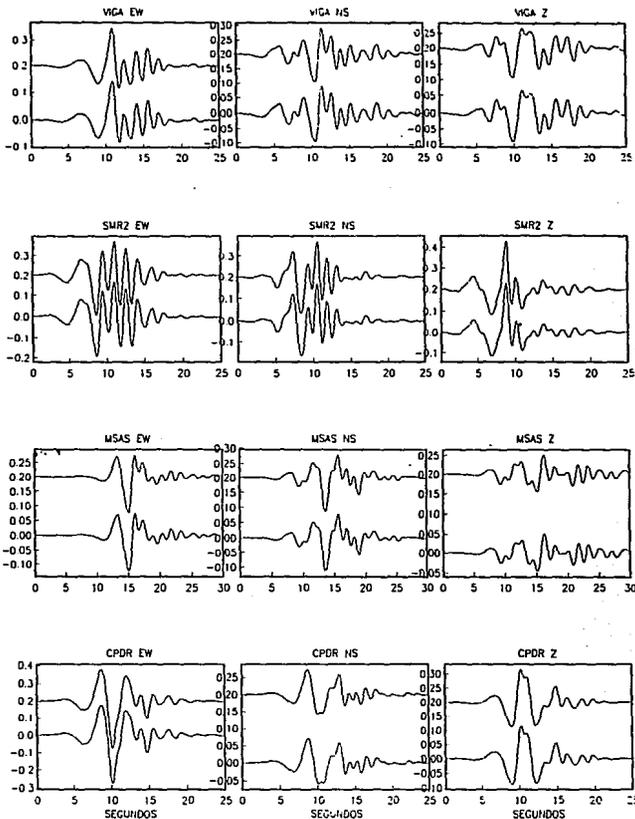


Figura 9.ch (Pruebas de consistencia). Resultados de la inversión usando como observaciones los sintéticos generados con la misma función de distribución y una malla de 50x50km y 17x17 subfallas. Las anotaciones sobre I y II son las mismas que en la figura 9.a.

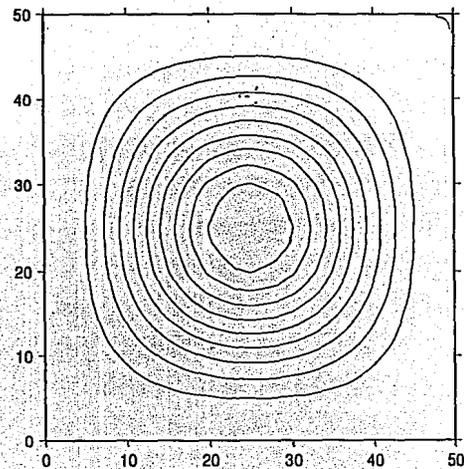
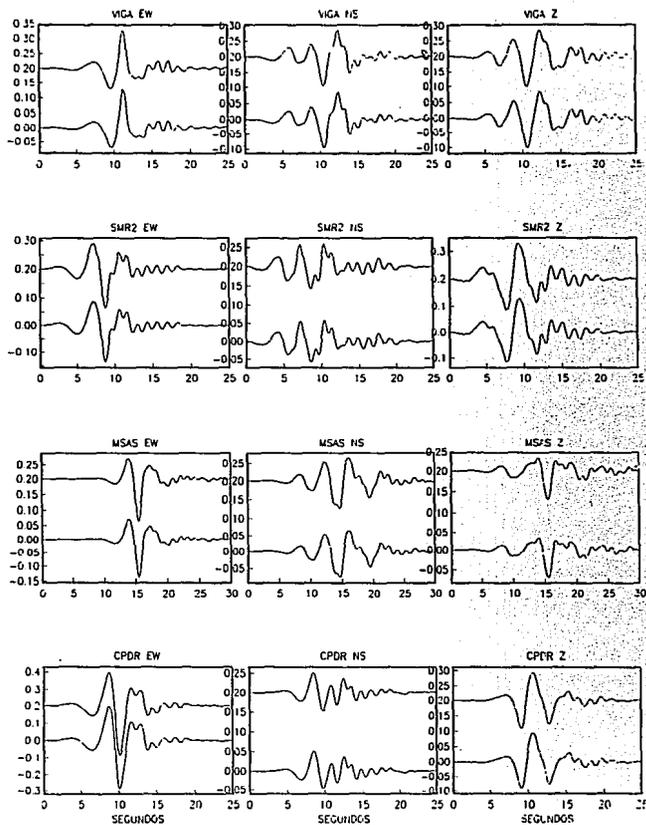


Figura 9.d (Pruebas de consistencia). Resultados de la inversión usando como observaciones los sintéticos para una malla de 50x50km y 21x21 celdas. Las anotaciones sobre I y II son las mismas que en la figura 9.a.

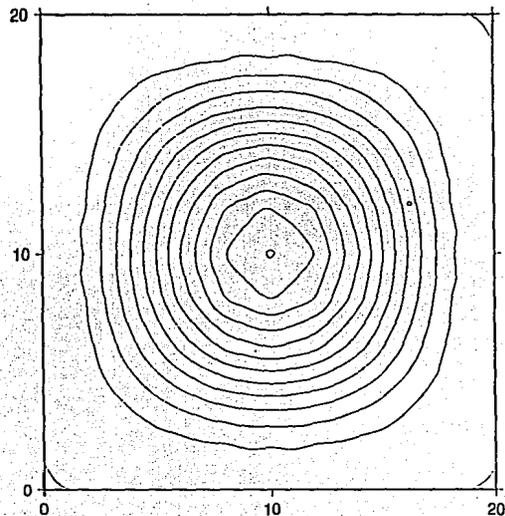
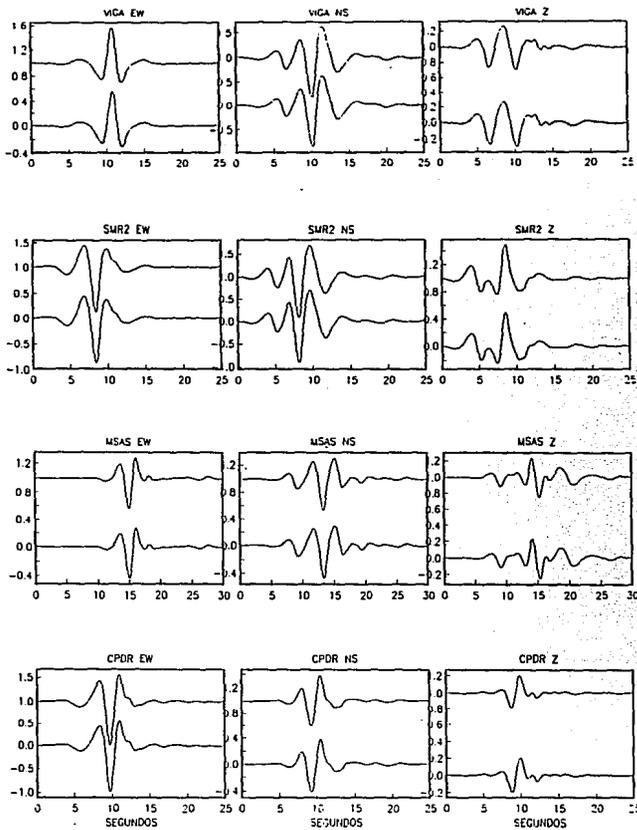


Figura 9.e (Pruebas de consistencia). Resultados de la inversión usando como observaciones los sintéticos para una malla de 20x20km y 11x11 celdas. Las anotaciones sobre I y II son las mismas que en la figura 9.a.

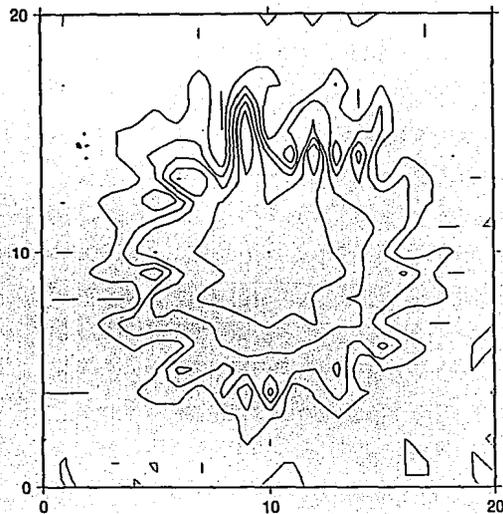
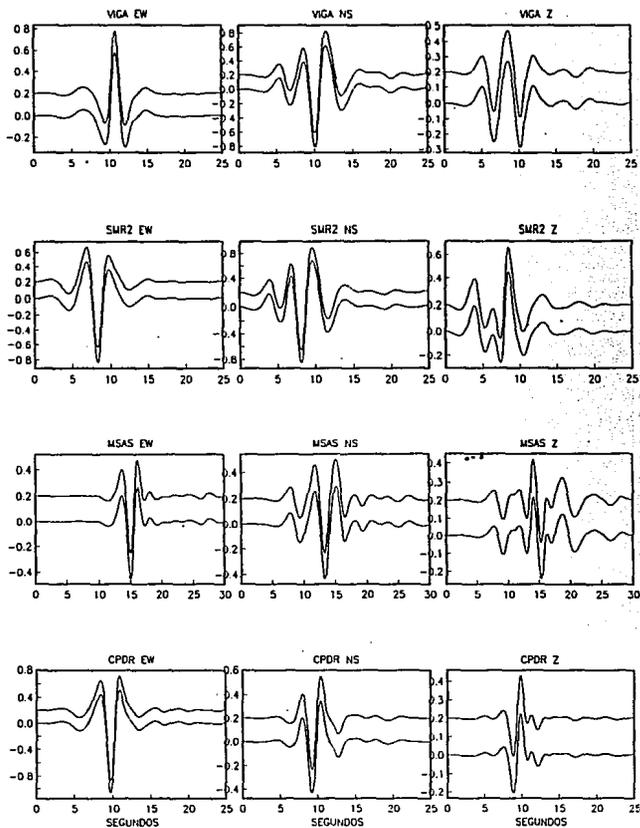


Figura 9.f (Pruebas de consistencia). Resultados de la inversión usando como observaciones los sintéticos para una malla de 20x20km y 21x21 celdas. Las anotaciones sobre I y II son las mismas que en la figura 9.a.

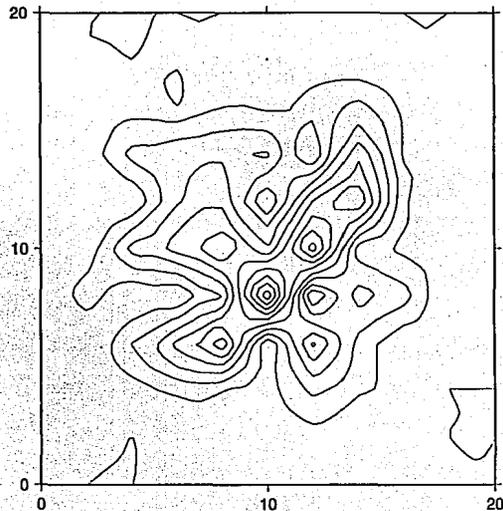
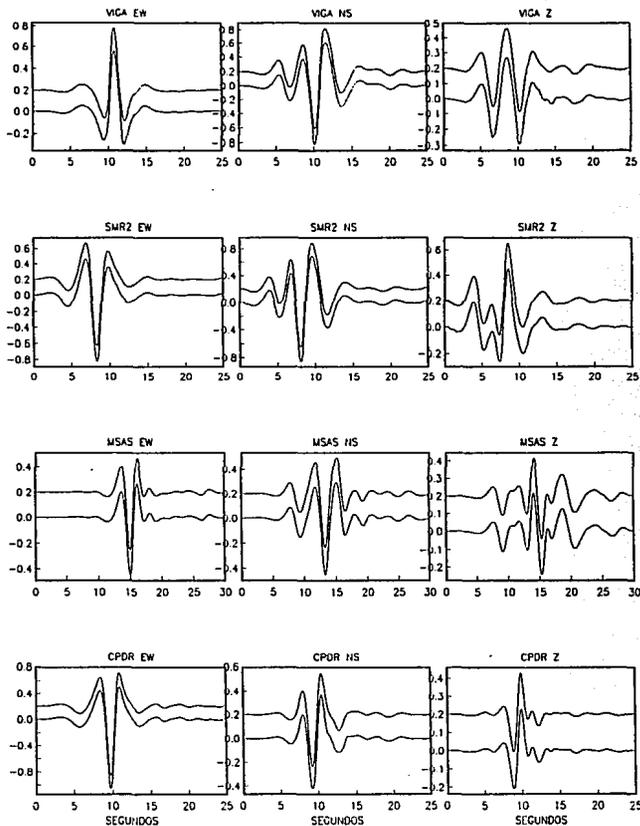


Figura 9.g (Pruebas de consistencia). Resultados de la inversión usando como observaciones los sintéticos para una malla de 20x20km y 21x21 celdas y una malla de 20x20km y 11x11 subfallas para la inversión. Las anotaciones sobre I y II son las mismas que en la figura 9.a.

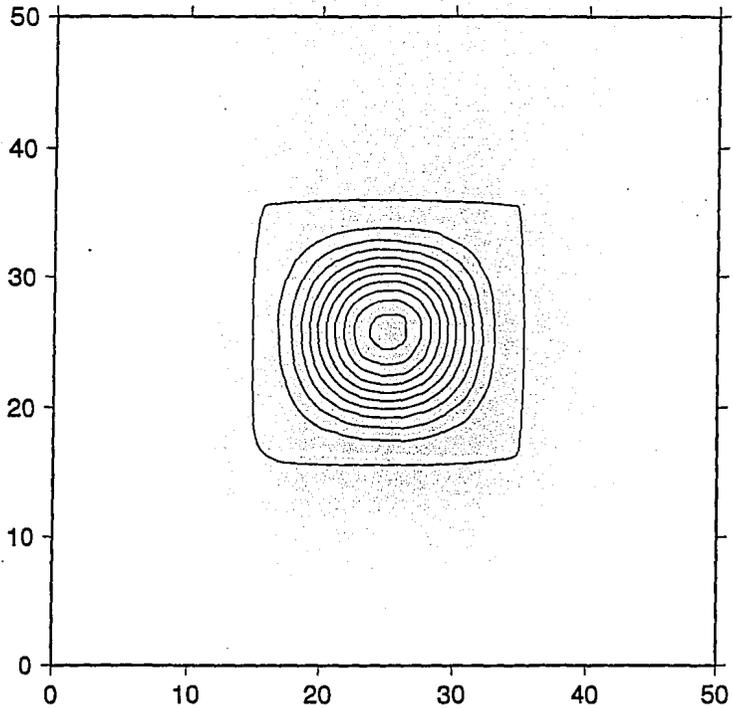


Figura 9.h (Pruebas de consistencia). Gráfica de las curvas de nivel de la función de distribución calculada para una malla de 20x20 km, en la malla de 50x50 km.

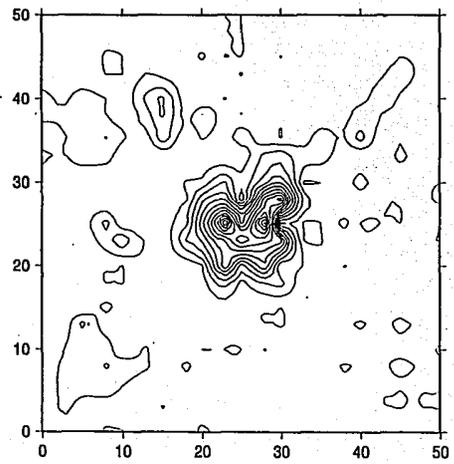
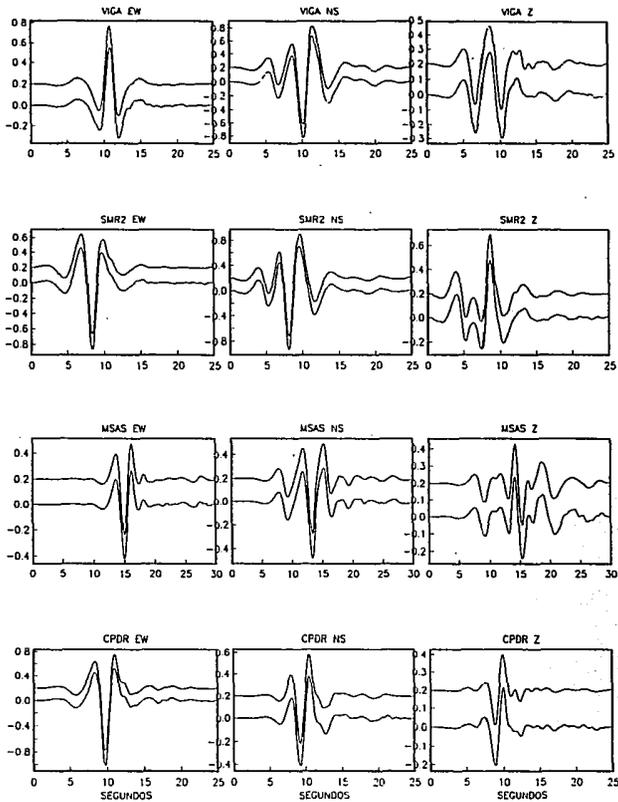


Figura 9.i (Pruebas de consistencia). Resultados de la inversión usando como observaciones los sintéticos para una malla de 20x20km y 11x11 celdas y una malla de 50x50km y 21x21 subfallas para la inversión. Las anotaciones sobre I y II son las mismas que en la figura 9.a.

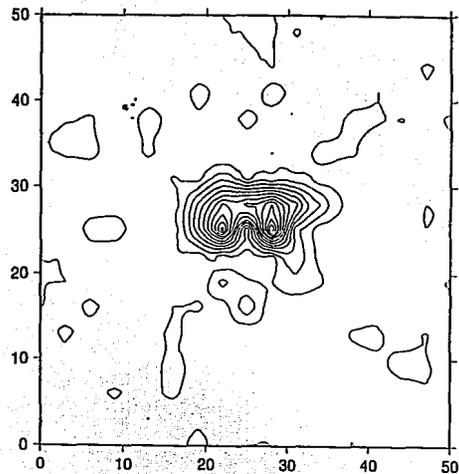
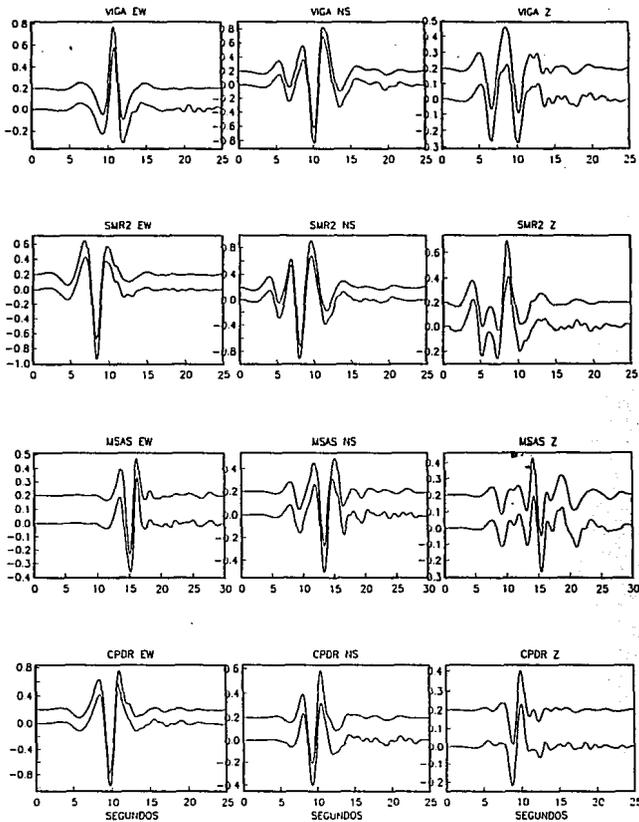


Figura 9.j (Pruebas de consistencia). Resultados de la inversión usando como observaciones los sintéticos para una malla de 20x20km y 11x11 celdas y una malla de 50x50km y 17x17 subfallas para la inversión. Las anotaciones sobre I y II son las mismas que en la figura 9.a.

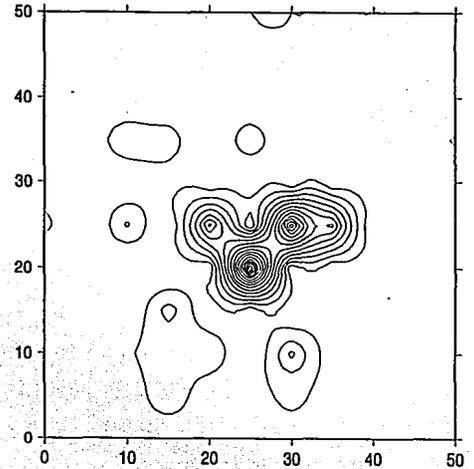
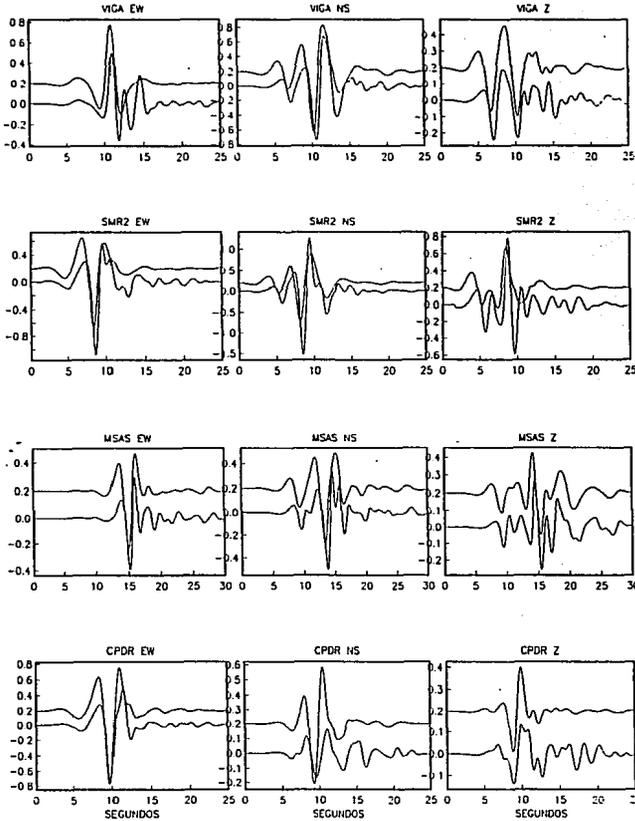


Figura 9.k (Pruebas de consistencia). Resultados de la inversión usando como observaciones los sintéticos para una malla de 20x20km y 11x11 celdas y una malla de 50x50km y 11x11 subfallas para la inversión. Las anotaciones sobre I y II son las mismas que en la figura 9.a.

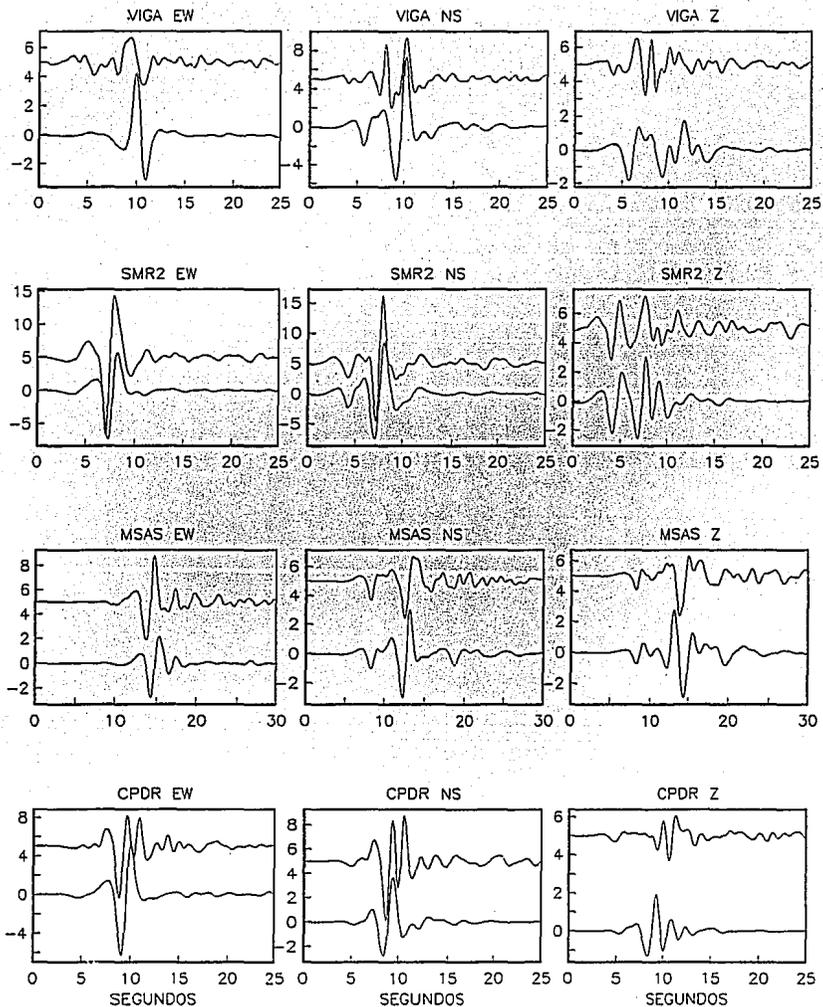


Figura 10. Comparación entre los sintéticos calculados para una fuente puntual localizada en el hipocentro y los registros observados el 25 de abril de 1989, ajustados a un tiempo común. El eje de las ordenadas indica velocidades en cm/seg y el de las abcisas tiempo en segundos; la traza superior en cada una, corresponde a la observada y la inferior a la sintética.

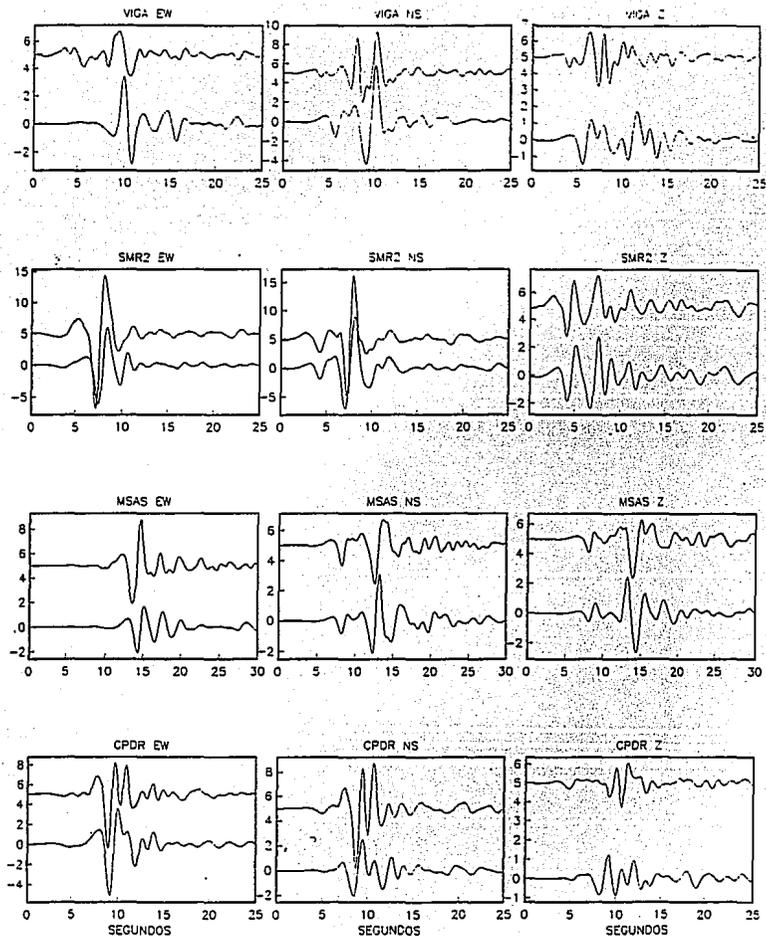


Figura 11. Resultados de la inversión usando los registros observados el 25 de abril de 1989. Para la inversión se usó la malla de 50x50 km discretizada con 11x11 nodos. En las gráficas, el eje de las ordenadas indica velocidades en cm/seg y el de las abscisas tiempo en segundos; la traza superior en cada una, corresponde a la observada en cada estación y componente y la inferior a la que se obtiene como solución de la inversión.

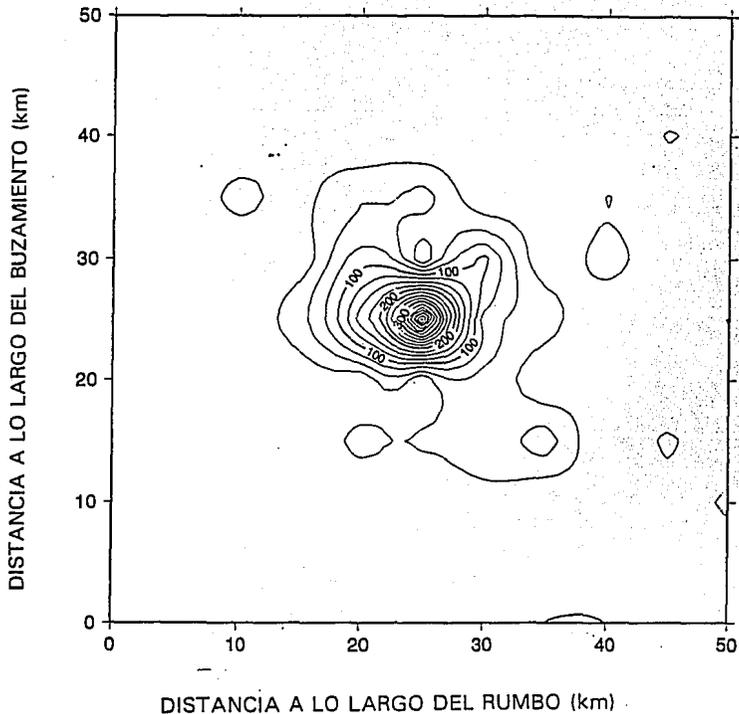


Figura 12. Mapa de la distribución de las dislocaciones sobre el plano de falla, resultado de la inversión de los registros observados el 25 de abril de 1989 sobre una malla de 50x50 km y 11x11 subfallas. El hipocentro está localizado al centro de la malla en (25,25). Las dislocaciones se muestran en cm.

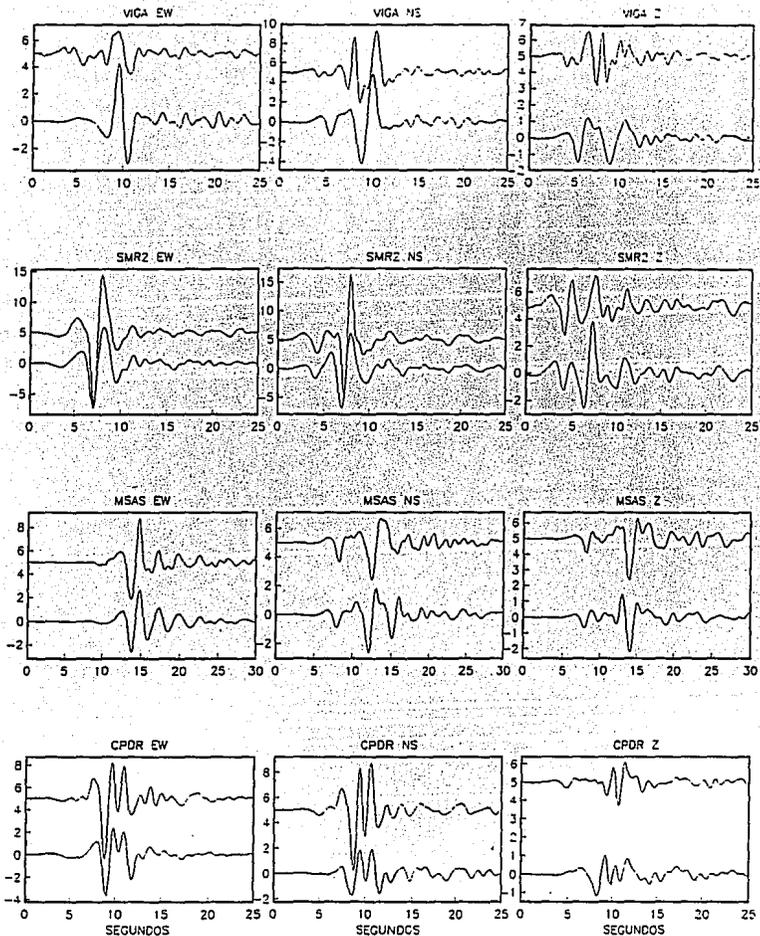


Figura 13. Resultados de la inversión usando los registros observados el 25 de abril de 1989. Para la inversión se usó la malla de 50x50 km discretizada con 17x17 nodos. En las gráficas, el eje de las ordenadas indica velocidades en cm/seg y el de las abscisas tiempo en segundos; la traza superior en cada una, corresponde a la observada en cada estación y componente y la inferior a la que se obtiene como solución de la inversión.

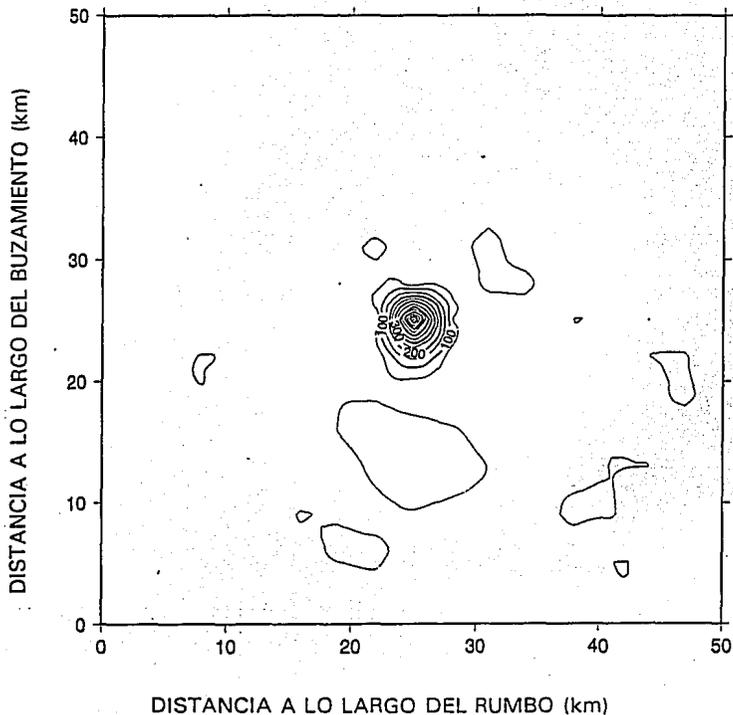


Figura 14. Mapa de la distribución de las dislocaciones sobre el plano de falla, resultado de la inversión de los registros observados el 25 de abril de 1989 sobre una malla de 50x50 km y 17x17 subfallas. El hipocentro está localizado al centro de la malla en (25,25). Las dislocaciones se muestran en cm.

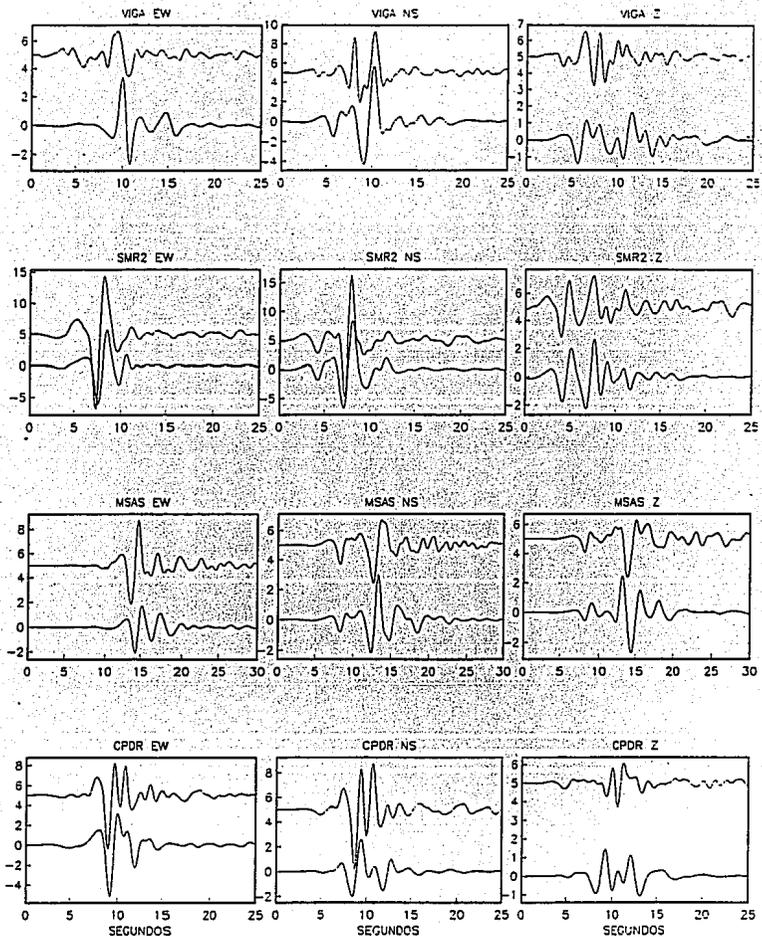


Figura 15. Resultados de la inversión usando los registros observados el 25 de abril de 1989. Para la inversión se usó la malla de 20x20 km discretizada con 5x5 nodos. En las gráficas, el eje de las ordenadas indica velocidades en cm/seg y el de las abcisas tiempo en segundos; la traza superior en cada una, corresponde a la observada en cada estación y componente y la inferior a la que se obtiene como solución de la inversión.

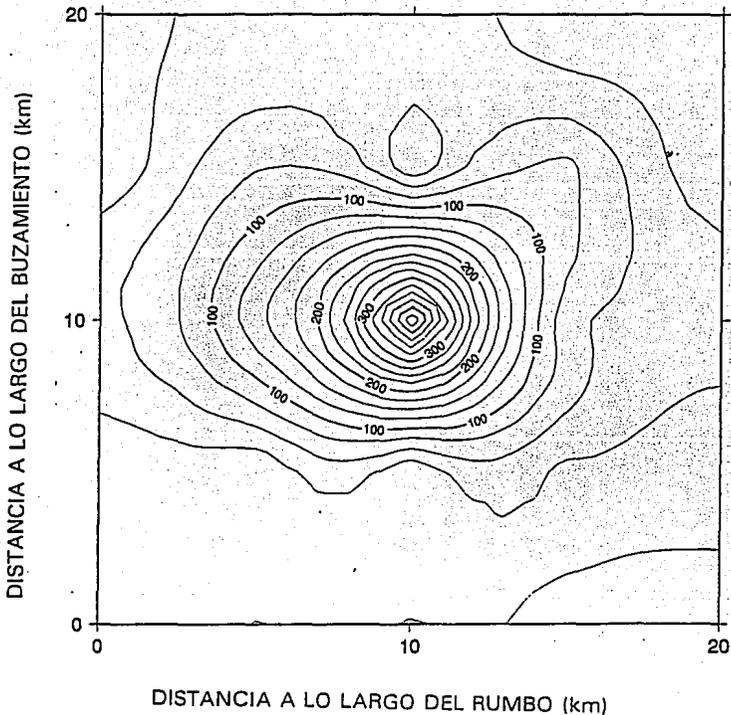


Figura 16. Mapa de la distribución de las dislocaciones sobre el plano de falla, resultado de la inversión de los registros observados el 25 de abril de 1989 sobre una malla de 20x20 km y 5x5 subfallas. El hipocentro está localizado al centro de la malla en (25,25). Las dislocaciones se muestran en cm.

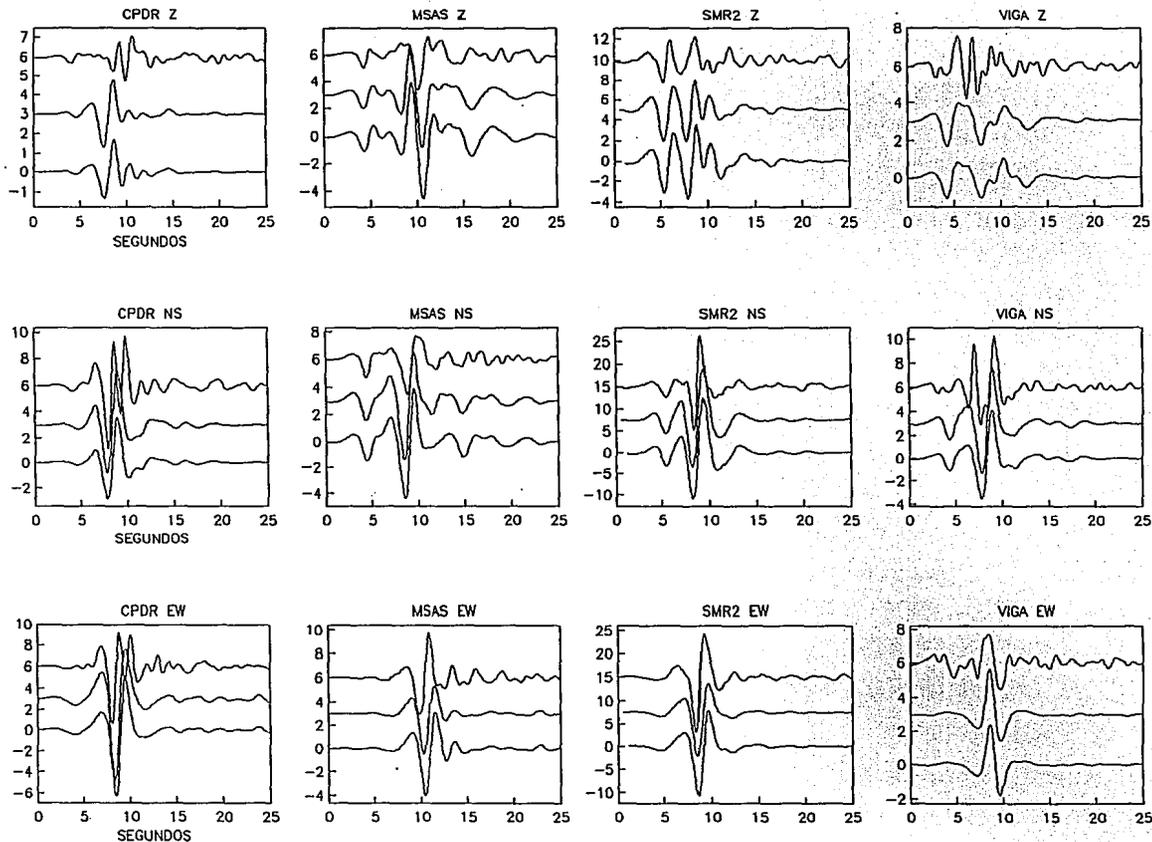


Figura 17. Sismogramas sintéticos generados para una fuente puntual con una duración de la fuente de 1.0 seg. (inferior), una fuente finita con 0.65 seg de duración de la función de fuente para los sismogramas elementales y 3 km/seg. de velocidad de ruptura (intermedio) y las observaciones (superior).

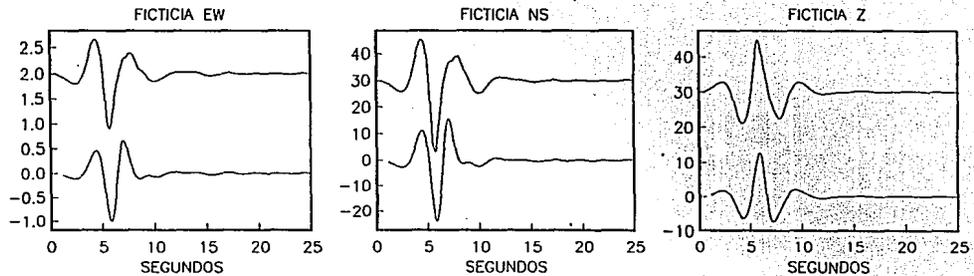


Figura 18. Sismogramas sintéticos en una estación ficticia ubicada sobre la superficie, en dirección perpendicular al hipocentro. El sintético inferior es el calculado mediante una fuente puntual y el superior mediante una fuente finita de 10 km de radio.

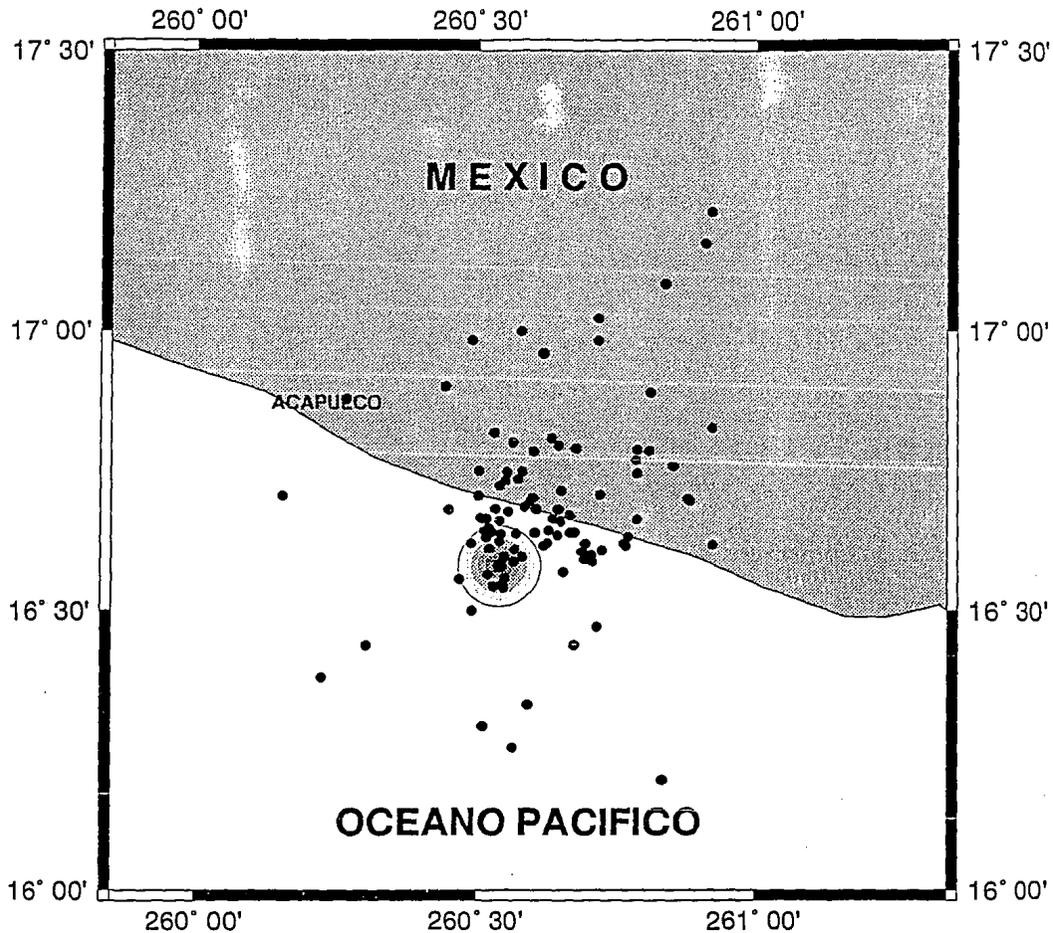


Figura 19. Comparación del área de ruptura obtenida de la inversión, simplificado al círculo de mejor ajuste, con la distribución epicentral de las réplicas del evento del 25 de abril de 1989.