

**DETERMINACION DE PARAMETROS FOCALES DEL TEMBLOR DE  
HUAJUAPAN DE LEON, OAXACA, DEL 24 DE OCTUBRE DE 1980,  
USANDO SISMOGRAMAS SINTETICOS DE ONDAS  
COMPRESIONALES Y UN METODO DE INVERSION LINEALIZADA**

P. LESAGE\*

(Recibido: 26 de abril, 1983)

(Aceptado: 1o. de julio, 1983)

RESUMEN

Utilizando un algoritmo basado en la aproximación WKBJ, para calcular sismogramas sintéticos y un método de inversión linealizada para ajustar parámetros focales, se modelan ondas compresionales de períodos largos, del temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, México, del 24 de octubre de 1980 ( $m_b = 6.6$ ,  $M_s = 7.0$ ). Este método resulta eficiente y estable para la determinación de los parámetros físicos del modelo. El mecanismo focal resultante ( $\phi_1 = 279^\circ$ ,  $\delta_1 = 22^\circ$ ,  $\lambda_1 = -89^\circ$ ,  $\phi_2 = 100^\circ$ ,  $\delta_2 = 68^\circ$ ,  $\lambda_2 = -89^\circ$ ) representa un afallamiento normal y es poco diferente del obtenido por Jiménez *et al.* (1982). Además, se obtiene una profundidad de 60 km, coherente con la localización de las réplicas, un momento sísmico de  $1.2 \cdot 10^{27}$  dina.cm y un tiempo de ruptura de 13.5 seg. Una función de tiempo triangular en velocidad es suficiente para conseguir este ajuste, lo que indica una historia de ruptura simple para períodos superiores a unos 10 seg.

ABSTRACT

Long period compressional body waves of the Huajuapán de León, Oaxaca, México earthquake (October 24, 1980,  $m_b = 6.6$ ,  $M_s = 7.0$ ) have been modeled by using a synthetic seismogram algorithm based on the WKBJ approximation and a linearized inversion method for fitting source parameters. This method results to be efficient and stable in determining the physical parameters of the model. The resulting focal mechanism ( $\phi_1 = 279^\circ$ ,  $\delta_1 = 22^\circ$ ,  $\lambda_1 = -89^\circ$ ,  $\phi_2 = 100^\circ$ ,  $\delta_2 = 68^\circ$ ,  $\lambda_2 = -89^\circ$ ) corresponds to a normal fault type mechanism similar to the one proposed by Jiménez *et al.* (1982). The solution indicates a source depth of 60 km, well correlated with aftershock locations, a seismic moment of  $1.2 \cdot 10^{27}$  dyne.cm and a rupture time of 13.5 sec. A triangular time function in velocity is sufficient to obtain a good fitting. It indicates a simple rupture history for periods greater than 10 sec.

\* Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, División Ciencias de la Tierra. Apdo. Postal 2732, Ensenada, Baja California, MEXICO.

## INTRODUCCION

El temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, del 24 de octubre de 1980 (14:54 GMT,  $m_b = 6.6$ ,  $M_s = 7.0$ ), fue localizado a  $18.03^\circ\text{N}$  y  $98.20^\circ\text{O}$  (figura 1), con una profundidad de 70 km (Jiménez *et al.*, 1982).

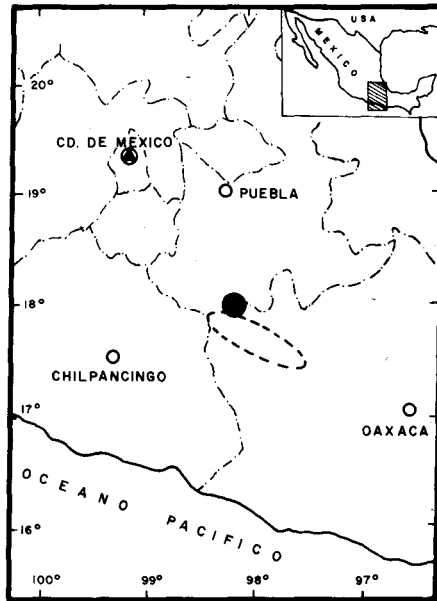


Fig. 1. Mapa que muestra la localización del epicentro (círculo negro) y la zona de réplicas (elipse punteada). Tomado de Jiménez *et al.*, 1982.

Jiménez *et al.* (1982), estudiando la polaridad de los primeros arribos de las ondas P, determinan un mecanismo de afallamiento normal en una falla con acimut ( $\phi$ ) de  $272^\circ$ , una inclinación ( $\delta$ ) de  $26^\circ$  hacia el Norte y un vector de desplazamiento con dirección ( $\lambda$ ) de  $-82^\circ$  de acuerdo con la nomenclatura mostrada en la figura 2.

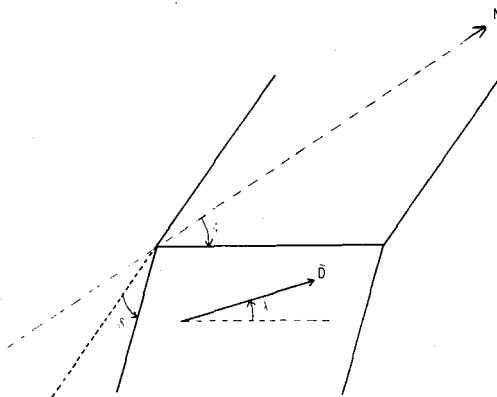


Fig. 2. Definición de los ángulos que determinan el mecanismo focal:  $\phi$  acimut de la traza del plano de falla sobre el plano horizontal,  $\delta$  inclinación del plano de falla,  $\lambda$  ángulo del vector de desplazamiento  $D$  con el vector horizontal del plano de falla.

En el presente trabajo se utilizan observaciones de formas de ondas compresionales, para determinar dichos parámetros, además de la profundidad, la duración de la ruptura y el momento sísmico.

### CALCULO DE SISMOGRAMAS SINTETICOS

Funciones de Green, para el caso elastodinámico de una estructura esférica con simetría radial, son calculadas con un algoritmo basado en la aproximación WKBJ (Chapman, 1978, Dey Sarkar y Chapman, 1978). En el presente trabajo, utilizamos dos trenes de ondas:

- a) la compuesta por las fases P, pP y sP
- b) la compuesta por las fases PP, pPP, y sPP

que llamaremos respectivamente ondas P y PP por brevedad. En la determinación de los sismogramas sintéticos se toma en cuenta:

- a) el tensor de los momentos sísmicos,
- b) la dependencia temporal de la función fuente,
- c) la atenuación (Futterman, 1962),
- d) la respuesta instrumental.

La fuente se considera puntual espacialmente, y la velocidad de fracturamiento es modelada por una función de forma simple. Se toma como atenuación de la onda PP la del doble de la P, tomando en cuenta que la atenuación ocurre principalmente en el manto superior y en la corteza de la Tierra. Se utiliza la respuesta instrumental determinada por Peterson *et al.*, 1980. El algoritmo completo (Reichle *et al.*, 1982) permite calcular eficientemente sismogramas sintéticos en el dominio de tiempo, los que pueden ser comparados con los observados.

### INVERSION

Para ajustar los parámetros del modelo de la fuente, se utilizan las técnicas descritas por Mellman *et al.* (1975); Burdick *et al.* (1976) y Langston (1976). Para ello comparamos los sismogramas observados  $S_j(t)$  y los sintéticos  $U_j(t)$ , definiendo el coeficiente  $C_j = \text{Max}(\phi_j(\tau))$ , donde  $\phi_j(\tau)$  es la función de correlación normalizada entre  $S_j(t)$  y  $U_j(t)$ :

$$\phi_j(\tau) = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} S_j(t) \cdot U_j(t+\tau) \cdot dt}{\left\{ \int_{-\infty}^{+\infty} S_j^2(t) dt \cdot \int_{-\infty}^{+\infty} U_j^2(t) dt \right\}^{1/2}} \quad (1)$$

La determinación de  $\tau$  permite hacer un ajuste óptimo de los sismogramas en el tiempo y la normalización permite trabajar con amplitudes relativas o sea con la

forma de los sismogramas. Para un ajuste perfecto,  $C_j$  debe ser igual a 1. El problema de estimación consiste entonces en minimizar las diferencias  $(1 - C_j)$ ,  $j = 1, \dots, m$ , donde  $m$  es el número de sismogramas utilizados. Linealizando con series de Taylor, obtenemos:

$$1 - C_j = \sum_{i=1}^n \frac{\partial C_j}{\partial P_i} \cdot \Delta P_i \quad (2)$$

donde las incógnitas  $\Delta P_i$  son las correcciones a aplicar a los  $n$  parámetros del modelo.

Las derivadas parciales se calculan por diferencias finitas. Se hicieron varias pruebas para escoger el incremento en las variables independientes y verificar la validez de la aproximación. La figura 3 representa las derivadas con respecto a los tres ángulos para la estación SNZO, en función del incremento correspondiente. Se nota el efecto de pérdida de precisión para incrementos pequeños y el efecto de no-linealidad para incrementos grandes. Con base en estos resultados, escogimos un incremento de  $0.1^\circ$  que puede producir un error inferior al 1% ó 2%.

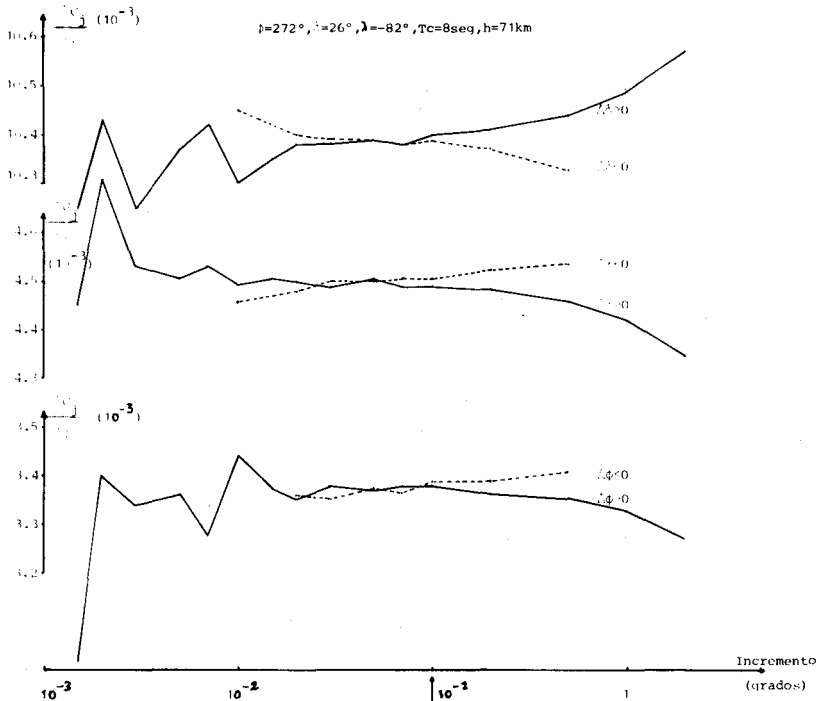


Fig. 3. Derivadas del coeficiente  $C_j$  con respecto a los tres ángulos  $\phi$ ,  $\delta$  y  $\lambda$  en función del incremento correspondiente. Estas derivadas son calculadas utilizando los parámetros indicados para la estación SNZO. En línea continua, se muestran las derivadas con incrementos positivos y en línea punteada, las que tienen incrementos negativos.

La figura 4 representa las derivadas con respecto al tiempo característico de la función de tiempo y para cuatro estaciones. En ella se notan también los efectos de pérdida de precisión y de no-linealidad. Al escoger un incremento de 0.01 seg, el error resulta inferior al 5%.

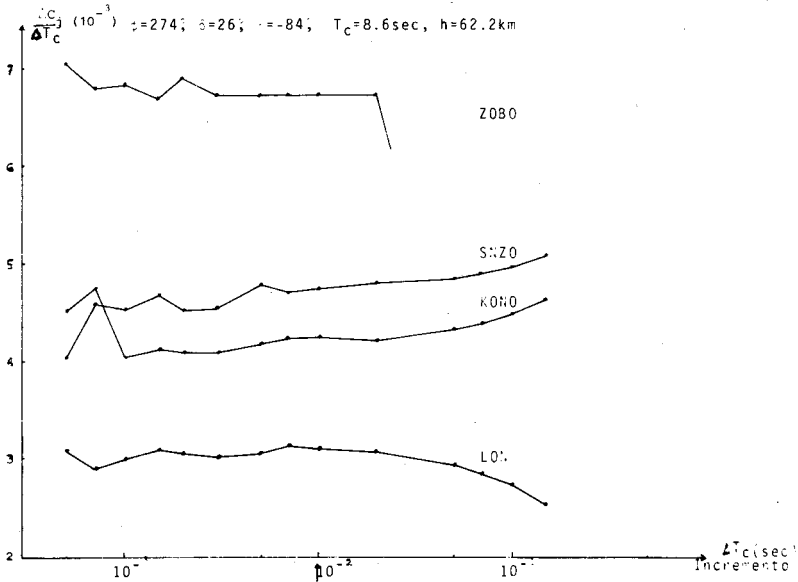


Fig. 4. Derivadas con respecto al tiempo característico de una función de fuente triangular en función del incremento para cuatro estaciones.

La figura 5 representa las derivadas con respecto a la profundidad para la estación SNZO y para tres mecanismos focales distintos. Los efectos de no-linealidad parecen ser aquí más importantes, pero podemos estimar que un incremento de 0.1 km conduce a un error inferior al 5%.

En conclusión, si se escoge correctamente el incremento, los efectos de pérdida de precisión y de no-linealidad no parecen ser significativos en el cálculo de derivadas parciales.

En la inversión de la ecuación (2), se utilizó un algoritmo de mínimos cuadrados, recursivo, complementado por el método de descomposición en valores singulares (Frez, 1983).

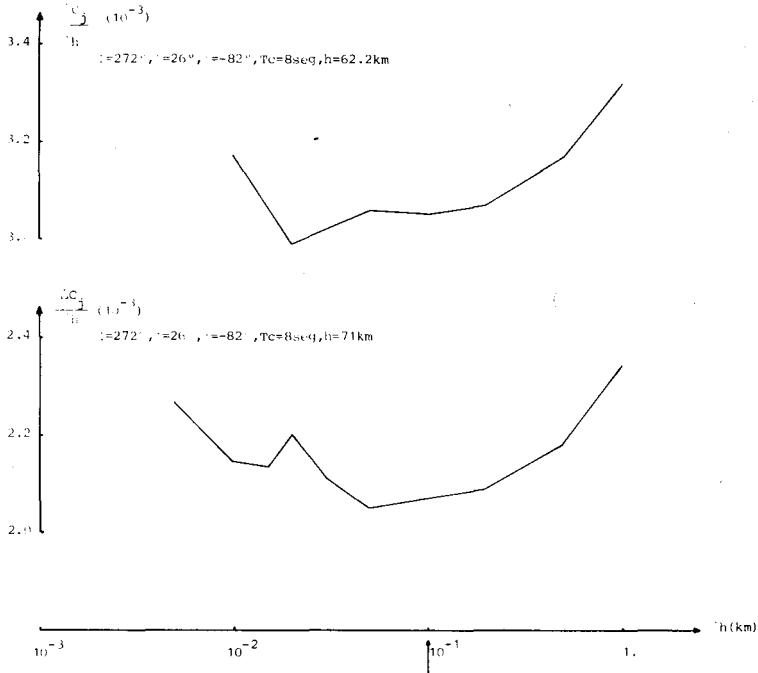


Fig. 5. Derivadas con respecto a la profundidad de la fuente para la estación SNZO y para dos conjuntos distintos de parámetros.

## DATOS

Utilizamos sismogramas de períodos largos que provienen de la GDSN (Global Digital Seismograph Network), que incluye estaciones normalizadas de SRO, ASRO y WWSSN con registro digital.

Para evitar problemas debido a la estructura del manto superior o de difracción por el núcleo, se utilizan, en principio, estaciones cuyas distancias epicentrales están en el rango de  $30^\circ$  a  $90^\circ$ , en el caso de sismogramas de ondas P, y superior a  $60^\circ$  para el caso PP. Para probar la aplicación del algoritmo cuando se incluyen ondas difractadas, hemos agregado en la inversión la estación SNZO con distancia de  $99.6^\circ$ . Se han seleccionado cuatro ondas P y cinco ondas PP para estaciones que forman una red con una buena distribución acimutal. Ver Tabla 1 y figura 11.

Tabla 1  
Estaciones utilizadas

Estación	Tipo	Distancia	Fase
LON	DWWSSN	34.62°	P
ZOBO	ASRO	45.38°	P
KONO	ASRO	83.13°	P
SNZO	SRO	99.62°	P
GRFO	SRO	88.24°	PP
MAJO	ASRO	103.73°	PP
CTAO	ASRO	119.36°	PP
TATO	SRO	122.11°	PP
KAAO	ASRO	126.06°	PP

## RESULTADOS DE LA INVERSION

### Modelo inicial

Los parámetros en la inversión son los tres ángulos que definen el mecanismo focal ( $\phi$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$ ), el tiempo característico  $T_c$  de una función de fuente triangular (figura 6) y la profundidad  $H$ . Un primer modelo inicial es tomado de Jiménez *et al.* (1982) ( $\phi = 272^\circ$ ,  $\delta = 26^\circ$ ,  $\lambda = -82^\circ$ ,  $H = 70$  km), con un valor de 8 seg para  $T_c$ .

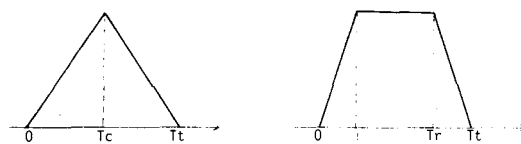


Fig. 6. Funciones de tiempo triangular y trapezoidal. Definición del tiempo característico  $T_c$ , de subida  $\tau$ , de ruptura  $T_r$  y total  $T_t$ .

El modelo de tierra es el 1066B (Gilbert y Dziewonski, 1975), con una corteza de 45 km para tomar en cuenta la estructura de esta zona de subducción (Helsley *et al.*, 1975; Lomnitz y Singh, comunicación personal).

### Iteraciones

La figura 7 representa la evolución de la estimación de los parámetros a lo largo de las diferentes iteraciones. La de profundidad se estabiliza en la cuarta iteración, a

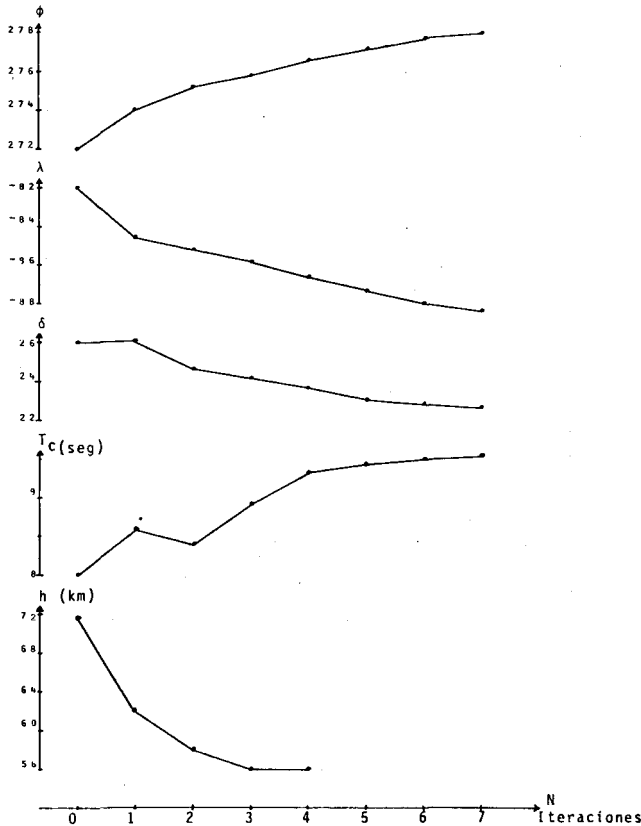


Fig. 7. Evolución de los cinco parámetros del modelo a lo largo de las siete iteraciones de la primera inversión.

partir de la cual fue fijada en su último valor. Los otros parámetros también ofrecen buena convergencia y no cambian significativamente después de siete iteraciones. Esta convergencia es más clara cuando se estudia la longitud del vector de residuos, definido por:

$$||R|| = \left\{ \sum_{j=1}^m (1 - C_j)^2 \right\}^{1/2} \quad (3)$$

Los residuos no-lineales ( $NL_j$ ) son los calculados directamente y los lineales ( $L_j$ ) son calculados usando la aproximación lineal. Su comparación es mostrada en la figura 8. La diferencia entre estos dos tipos de residuos muestra el efecto de no-linealidad del problema, lo que se puede medir por:

$$C_L = \frac{1}{m} \cdot \sum_{j=1}^m \left\{ \frac{NL_j - L_j}{NL_j} \right\}^2 \quad (4)$$



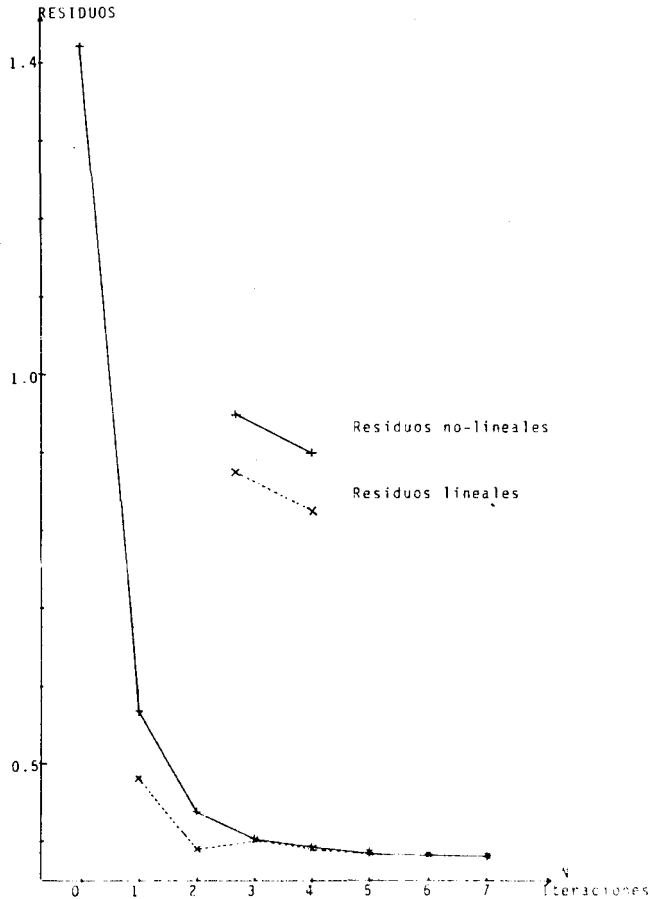


Fig. 8. Evolución de la longitud de los vectores de residuos lineales y no-lineales a lo largo de las iteraciones.

Este coeficiente decrece de 0.5 a cerca de  $10^{-5}$ , lo que implica que el problema inverso es más lineal conforme nos acercamos a nuestra solución final (figura 9).

Se hizo otra inversión utilizando un nuevo modelo inicial ( $\phi = 284^{\circ}$ ,  $\delta = 20^{\circ}$ ,  $\lambda = -94^{\circ}$ ,  $T_c = 11$  seg,  $H = 50$  km). La figura 10 representa la evolución de los parámetros. La estimación de la profundidad y de los tres parámetros angulares convergen hacia valores muy cercanos a los resultados anteriores, mientras la estimación de  $T_c$  queda en su valor inicial. Varios experimentos numéricos indican que  $T_c$  se estabiliza siempre entre 9.5 y 11 seg y que el mejor ajuste se obtiene con  $T_c$  igual a 10 seg.

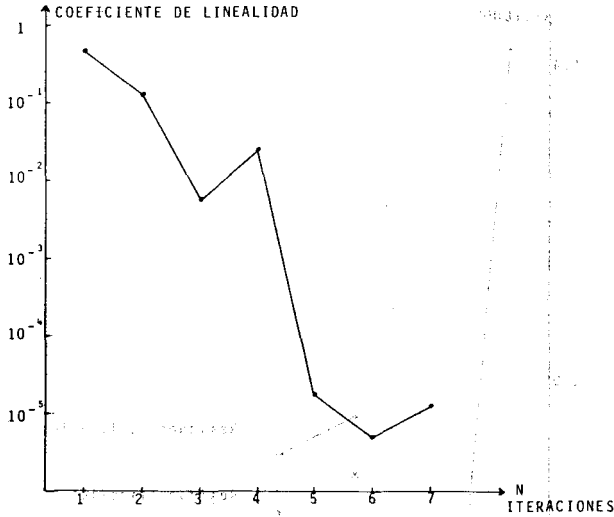


Fig. 9. Evolución del coeficiente de linealidad C1.

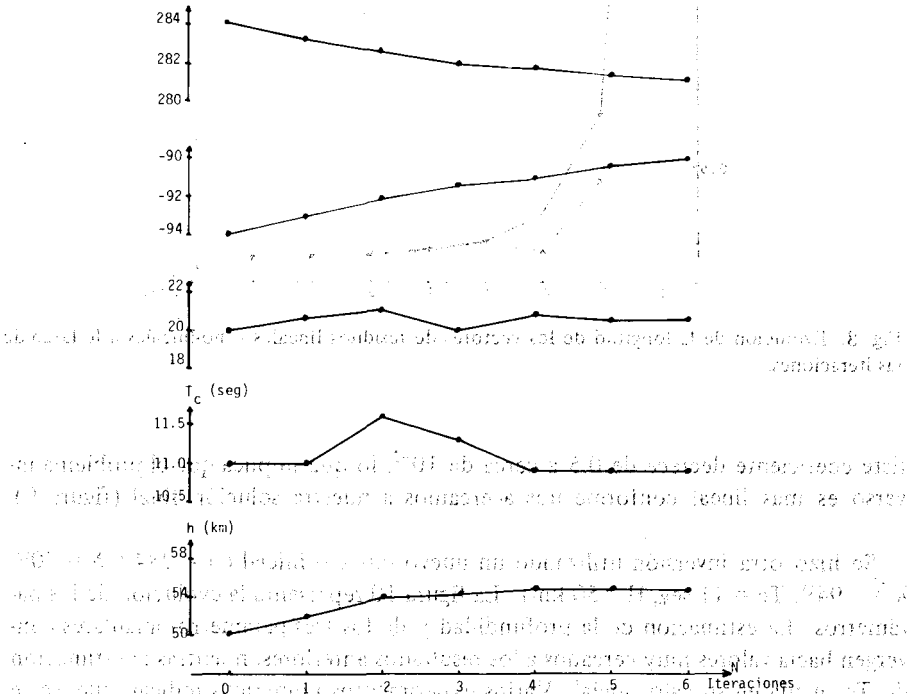


Fig. 10. Evolución de los parámetros a lo largo de la inversión utilizando el segundo modelo inicial.

La figura 11 muestra el mejoramiento del ajuste de los sismogramas calculados a partir del modelo inicial y el final con respecto a los observados.

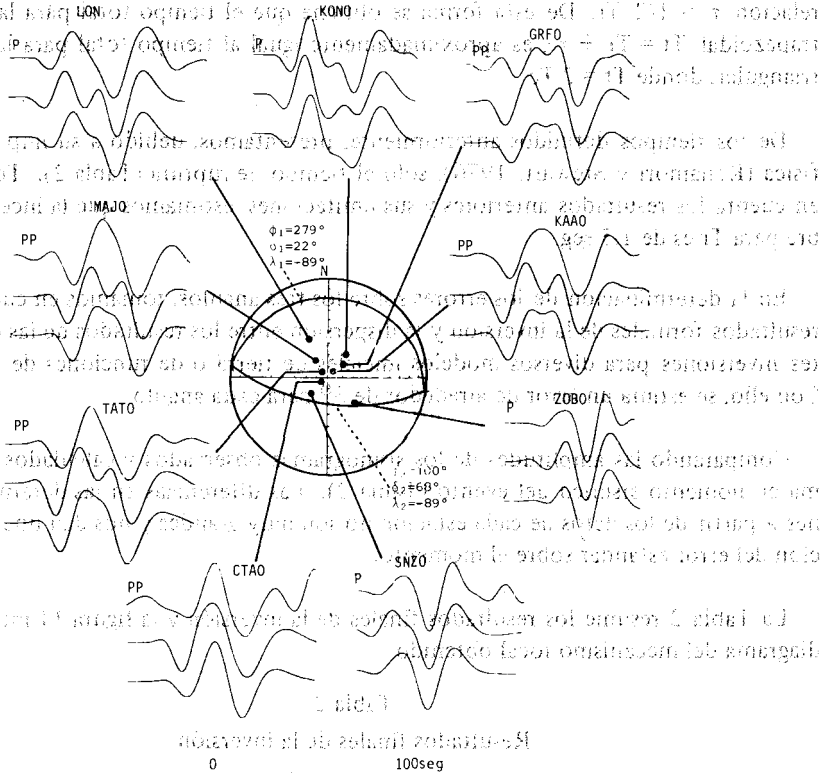


Fig. 11. Comparación de los sismogramas sintéticos calculados con el modelo inicial (traza media) y con el modelo final (traza inferior), con respecto a los observados (traza superior). Mecanismo focal obtenido por la inversión y localización de las estaciones utilizadas en la proyección equi-areal del hemisferio focal inferior.

Para estudiar el efecto del modelo de tierra sobre la estimación de la profundidad del foco, se efectuaron experimentos numéricos con los siguientes modelos: 1066B, de Gilbert y Dziewonski (1975); T7, de Burdick y HelMBERGER (1978) y el que aparece en Reyes *et al.* (1975). Se concluye que la profundidad varía desde 64 km, para el modelo 1066B, hasta 60 km, para el T7. Tomando en cuenta los errores de la inversión y la incertidumbre sobre la estructura en la región de la fuente, se estima un error de 4 km para la determinación de la profundidad del foco.

Asimismo, se hicieron experimentos de inversión, utilizando una función de tiempo trapezoidal. Llamamos  $\tau$  al tiempo de subida de la dislocación y  $T_r$  al tiempo de

ruptura (figura 6). Nuestros resultados indican que no tenemos resolución para estimar estos dos parámetros independientemente, de manera que preferimos usar la relación  $\tau = 1/2 Tr$ . De esta forma se obtiene que el tiempo total para la fuente trapezoidal  $Tt = Tr + \tau$ , es aproximadamente igual al tiempo total para la fuente triangular, donde  $Tt = 2 Tc$ .

De los tiempos definidos anteriormente, presentamos, debido a su importancia física (Kanamori y Stewart, 1976), sólo el tiempo de ruptura (Tabla 2). Tomando en cuenta los resultados anteriores y sus limitaciones, estimamos que la incertidumbre para  $Tr$  es de 1.5 seg.

En la determinación de los errores sobre los tres ángulos, tomamos en cuenta los resultados formales de la inversión y la dispersión entre los resultados de las diferentes inversiones para diversos modelos iniciales de tierra o de funciones de tiempo. Con ello, se estima un error de alrededor de  $3^\circ$  para cada ángulo.

Comparando las amplitudes de los sismogramas observados y calculados, se estima el momento sísmico del evento (Tabla 2). Las diferencias en las determinaciones a partir de los datos de cada estación no son muy grandes y nos dan una estimación del error estándar sobre el momento.

La Tabla 2 resume los resultados finales de la inversión y la figura 11 muestra el diagrama del mecanismo focal obtenido.

Tabla 2  
Resultados finales de la inversión

$$\begin{aligned} \phi_1 &= (279 \pm 3)^\circ & \phi_2 &= (100 \pm 3)^\circ \\ \delta_1 &= (22 \pm 3)^\circ & \delta_2 &= (68 \pm 3)^\circ \\ \lambda_1 &= (-89 \pm 3)^\circ & \lambda_2 &= (-89 \pm 3)^\circ \\ Tr &= (13.5 \pm 1.5) \text{ seg} \\ h &= (60 \pm 4) \text{ km} \\ M_0 &= (1.2 \pm 0.4) 10^{27} \text{ dina.cm} \end{aligned}$$

## DISCUSION

Ha sido posible modelar las ondas  $\underline{P}$  y  $\underline{PP}$ , utilizando un modelo simple de fuente puntual, ya sea con una función de tiempo triangular o trapezoidal. Este modelo da cuenta de los principales rasgos de los sismogramas observados, es decir, la amplitud, posición y anchura de los pulsos.

El ajuste de los sismogramas en la estación SNZO parece ser bueno y la amplitud no parece ser significativamente afectada por la difracción por el núcleo, lo que es

una indicación de la validez del algoritmo para las ondas P hasta distancias epicentrales de 100°.

Hay varias cosas que pueden explicar las diferencias residuales entre sismogramas reales y calculados:

- Efecto de estructura, por ejemplo, heterogeneidades laterales,
- Efecto de directividad de una fuente no puntual,
- Función de tiempo, que no corresponde a la función real, con un tiempo de subida diferente, o una forma más complicada.
- Aproximaciones en el cálculo de las funciones de Green.

Un mejor ajuste necesita un modelo más sofisticado; sin embargo, la discusión que sigue indica que parece dudoso que podamos agregar más incógnitas en nuestro esquema, con los datos de que disponemos.

El método de inversión ha sido eficiente para ajustar los parámetros y parece ser más eficaz que el de ajuste visual. El número de componentes singulares de la solución que contribuyen significativamente al resultado, es inferior al número de incógnitas, lo que indica una correlación entre elementos del vector solución. El número de incógnitas que podemos estimar independientemente es de tres o cuatro. Sin embargo, los datos no significativos que resultan de la descomposición en valores singulares, no agregan inestabilidades a la inversión. La convergencia hacia la solución final es rápida y estable, lo cual indica que trabajamos en un dominio de soluciones donde la aproximación lineal es válida. La solución final depende poco de la inicial.

El mecanismo focal encontrado en este trabajo, no es muy diferente del propuesto por Jiménez *et al.* (1982); sin embargo, el método utilizado aquí tampoco permite determinar sobre qué plano nodal se produjo la ruptura. Este mecanismo representa un afallamiento normal casi puro, cuyo eje de tensión es casi perpendicular a la línea de costa. Sin embargo, la profundidad determinada aquí es inferior a la de Jiménez *et al.* y parece ser más coherente con la localización de las réplicas (Mota *et al.*, 1981).

Al contrario de la mayoría de los grandes eventos de la trinchera Mesoamericana, el temblor de Huajuapán de León tiene un mecanismo de falla normal, lo que probablemente resulta de la deformación de la placa buzante. Dean *et al.* (1976) y Molnar *et al.* (1969), reportan mecanismos similares para esta misma región y asocian las tensiones a los cambios de curvatura de la placa subductante.

Es interesante notar que fue posible modelar este sismo con una función de tiempo muy sencilla. La ruptura no parece ser compleja o múltiple, por lo menos para períodos más largos que unos 10 seg, pues la banda de frecuencia de los instrumentos de períodos largos no permite ver detalles de la función de tiempo, ni determi-

nar su forma para períodos menores. El valor de 13.5 seg encontrado para el tiempo de ruptura es similar a los valores calculados por temblores de la misma región. (Chael y Stewart, 1982; Reichle *et al.*, 1982).

Con un tiempo de ruptura de 13.5 seg y una velocidad de ruptura de 2.5 km/s, se calcula una superficie de ruptura de 3500 km<sup>2</sup>, que corresponde a un círculo de 34 km de radio. La caída de esfuerzos se puede estimar a partir de:

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{r^3} \quad (5) \quad (\text{Eshelby, 1957})$$

Con nuestro resultado para  $M_0$  obtenemos  $\Delta\sigma$  igual a 14 bar, valor parecido a los calculados por Chael y Stewart (1982). Usando la fórmula para el desplazamiento:

$$D = \frac{M_0}{\mu \cdot S} \quad (6)$$

y un valor de  $5 \cdot 10^{11}$  dina/cm para  $\mu$ , obtenemos un valor de 0.60 m. Las incertidumbres sobre estos valores son grandes, por la falta de conocimiento que se tiene sobre los mecanismos de ruptura en la tierra y por las aproximaciones hechas.

El valor de la caída de esfuerzos obtenido concuerda con los que se obtienen para sismos inter-placas, pero es distinto para los valores correspondientes a sismos intraplacas (Kanamori y Anderson, 1975).

## CONCLUSIONES

Hemos conseguido un buen ajuste entre los sismogramas observados y los calculados, como resultado de una inversión linealizada de cinco parámetros focales del sismo de Huajuapán de León, Oaxaca, del 24 de octubre de 1980. La convergencia hacia la solución es rápida y estable, y el método parece ser más eficiente que el ajuste visual de los parámetros. El mecanismo focal no difiere mucho del propuesto por Jiménez *et al.* (1982). La profundidad que obtenemos resulta ser menor y una función de tiempo triangular (en velocidad) resulta ser suficiente para satisfacer los datos. El resultado indica tensión perpendicular a la línea de la costa, lo que puede estar relacionado con las deformaciones de la placa buzante.

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a Mike Reichle del IGPP, el haberme facilitado los programas básicos de cálculo de sismogramas sintéticos, así como los datos GDSN; también por sus consejos, que me fueron de gran utilidad; asimismo, a José Frez, del CICESE, por prestarme su programa de inversión y su apoyo en la realización de este trabajo.

## BIBLIOGRAFIA

- BURDICK, L. J., G. R. MELLMAN, 1976. Inversion of the body waves of the Borrego Mountain earthquake to source mechanism. *BSSA*, 66, 1485.
- BURDICK, L. J., D. V. HELMBERGER, 1978. The upper mantle P velocity structure of the Western United States. *Jour. Geoph. Res.*, 83, 1699.
- CHAEI, E. P., G. S. STEWART, 1982. Recent large earthquakes along the Middle-America Trench and their implications for the subduction process. *Jour. Geoph. Res.*, 87, 329.
- CHAPMAN, C. H., 1978. A new method for computing synthetic seismograms. *GJRAS*, 54, 481.
- DEAN, B. W., C. L. DRAKE, 1978. Focal mechanism solutions and tectonic of the Middle America Arc. *Jour. Geology*, 86, 111.
- DEY-SARKAR, S. K., C. H. CHAPMAN, 1978. A simple method for the computation of body-wave seismograms. *BSSA*, 68, 1577.
- ESHLEBY, J. D., 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. *Proc. Roy. Soc. Lond., Serie A* 241, 376.
- FREZ, J., 1983. Aplicación sismológica de métodos estabilizados recursivos (en preparación).
- FUTTERMAN, W. J., 1962. Dispersive body waves. *Jour. Geophys. Res.*, 67, 5279.
- GILBERT, F., A. M. DZIEWONSKI, 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., Serie A* 278, 187.
- HELSEY, C. E., J. B. NATION, R. P. MEYER, 1975. Seismic refraction observations in Southern Mexico. *Trans. Am. Geoph. Union*, 56, 452.
- JIMENEZ, Z., J. YAMAMOTO, R. MOTA, 1982. Mecanismo focal y distribución de intensidades del temblor del 24 de octubre de 1980. *Geof. Intern.* (enviado).
- KANAMORI, H., D. L. ANDERSON, 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *BSSA*, 65, 1073.
- KANAMORI, H., G. STEWART, 1976. Mode of strain release along the Gibbs fracture zone. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 11, 312.
- LANGSTON, C. A., 1976. A body wave inversion of the Koyna, India, earthquake of December 10, 1967, and some implications for body wave focal mechanisms. *Jour. Geophys. Res.*, 81, 2517.
- MELLMAN, G. R., L. BURDICK, D. HELMBERGER, 1975. Determination of source parameters from body waves seismograms (abstract). *Earthquakes Notes*, 46, 44.
- MOLNAR, P., L. R. SYKES, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 80, 1639.
- MOTA, R., J. YAMAMOTO, L. GONZALEZ, F. NUÑEZ, C. JIMENEZ, Z. JIMENEZ, C. FIGUEROA, 1981. Preliminary report of the October 24, 1980, Huajuapán de León, Oaxaca, Mexico Earthquake. (Resumen). *Earthquakes Notes*, 52-1, 49.

- PETERSON, J., C. R. HUTT, L. G. HOLCOMB, 1980. Test and calibration of the Seismic Research Observatory. USGS open-file Report, 80-187.
- REICHLE, M., J. ORCUTT, K. PRIESTLY, 1982. A comparison of source mechanisms of three Mexican earthquakes: Teleseismic P waves. *Jour. Geophys. Res.* (enviado).
- REYES, A., J. N. BRUNE, C. LOMNITZ, 1979. Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico, earthquake of January 30, 1973. *BSSA*, 69, 1819.