

**EL TEMBLOR DE PROFUNDIDAD INTERMEDIA DE NICARAGUA  
DEL 15 DE OCTUBRE DE 1967 ( $m_b = 6.2$ ) ¿TEMBLOR DE  
BAJA CAIDA DE ESFUERZOS?**

W. MONTERO P.\*

L. PONCE\*\*

(Recibido: 22 de abril, 1982)

(Aceptado: 31 de mayo, 1982)

**RESUMEN**

El análisis espectral de onda P realizado en estaciones ubicadas a distancias teleseísmicas, permitió la estimación de los parámetros de la fuente del temblor ( $m_b = 6.2$ ) de profundidad intermedia ( $h = 160$  km), ocurrido el 15 de octubre de 1967 con epicentro vecino al volcán Masaya y cerca de la ciudad de Managua, Nicaragua ( $11.91^{\circ}\text{N}$ ;  $85.98^{\circ}\text{W}$ ). El momento sísmico determinado es de  $2.4 \times 10^{26}$  dinas-cm, el radio de ruptura de 29.0 km, la caída de esfuerzos de 4.3 bares, el esfuerzo aparente promedio de 1.4 bares y el deslizamiento promedio de 6.4 cm. La baja caída de esfuerzos encontrada sugiere la existencia de una región de baja resistencia a los esfuerzos de cizalle, dentro de la zona de Benioff a profundidades de 160 km. Esto pudiera ser resultado del calor generado por la ocurrencia frecuente de sismos de moderada magnitud a profundidad intermedia, por procesos de deshidratación y por las características térmicas heredadas desde la formación en la dorsal, de la relativamente joven placa litosférica de Cocos que alcanza la fosa Mesoamericana.

**ABSTRACT**

The spectral analysis of the P-wave recorded at stations located at teleseismic distances, allowed the estimation of the focal parameters for the intermediate depth earthquake with epicenter close to the Masaya Volcano and near to Managua, Nicaragua ( $11.91^{\circ}\text{N}$ ,  $85.98^{\circ}\text{W}$ ,  $h = 160$  km,  $m_b = 6.2$ ). Seismic moment is  $2.4 \times 10^{26}$  dynes-cm; average rupture radius, 29 km; average stress drop, 4.3 bars; average apparent stress, 1.4 bars; and average slip is 6.4 cm. The relative low stress drop obtained suggests the existence of a region of low resistance to shear stresses inside the Benioff zone at depths of the order of 160 km. This might be due to the heat generated by the frequent occurrence of moderate magnitude intermediate depth earthquakes, to dehydration processes, and the inherited thermal characteristics of the relatively young Cocos plate that reach the Central America trench.

\* *Centro de Investigaciones Geofísicas, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, Apartado 35, San José, Costa Rica.*

\*\* *Instituto de Geofísica, UNAM, México 04510, D. F., MEXICO.*

## INTRODUCCION

Nicaragua está localizada en la región de interacción de las placas de Cocos y del Caribe (Molnar y Sykes, 1969; figura 1c). El temblor del 15 de octubre de 1967 (magnitud  $m_b = 6.2$ ) fue localizado por el International Seismological Centre (ISC) a una profundidad de 181 km en el margen central oeste de Nicaragua, en una región donde los temblores de la zona de Benioff alcanzan profundidades hasta de 250 km (figura 1a). Dewey y Algermissen (1974) y Montero y Ponce (1979) aplicando criterios diferentes, encontraron una profundidad para este evento entre 20 y 30 km menor respecto a la determinada por el ISC.

Isacks y Molnar (1971), Dean y Drake (1978) y Montero y Ponce (1979), obtuvieron el mecanismo focal de este temblor. Las discrepancias entre las soluciones se presentan especialmente en la posición del plano nodal de menor inclinación. En este estudio utilizamos como referencia la solución focal de Montero y Ponce (1979), dada la mayor cantidad de datos de polarización de onda P determinados en estaciones que tienen una mayor cobertura azimutal y epicentral, los cuales permiten una mejor restricción de los planos nodales del mecanismo focal y por la utilización de datos de polarización de onda S en algunas estaciones, para determinar el polo de tensión (figura 1b). La solución obtenida es típica para temblores de profundidad intermedia que ocurren en América Central, con un plano nodal de fuerte ángulo de inclinación y el otro de bajo ángulo de inclinación y con el eje de tensión paralelo a la dirección de inclinación de la zona de Benioff (Fujita y Kanamori, 1981).

Considerando el interés por conocer mejor las características dinámicas de los temblores que ocurren en la zona de convergencia del arco centroamericano, especialmente por su ayuda para entender la tectónica local y regional, se realizó una estimación de los parámetros focales: momento sísmico  $M_0$ , el radio promedio  $r$ , el área  $A$  de una ruptura equivalente de forma circular, el deslizamiento promedio  $\bar{u}$ , la caída de esfuerzos  $\Delta\sigma$  y el esfuerzo aparente promedio  $\eta\bar{\sigma}$  de un temblor característico de la sismicidad de profundidad intermedia del arco centroamericano, tal como el evento ocurrido al centro-oeste de Nicaragua, el 15 de octubre de 1967.

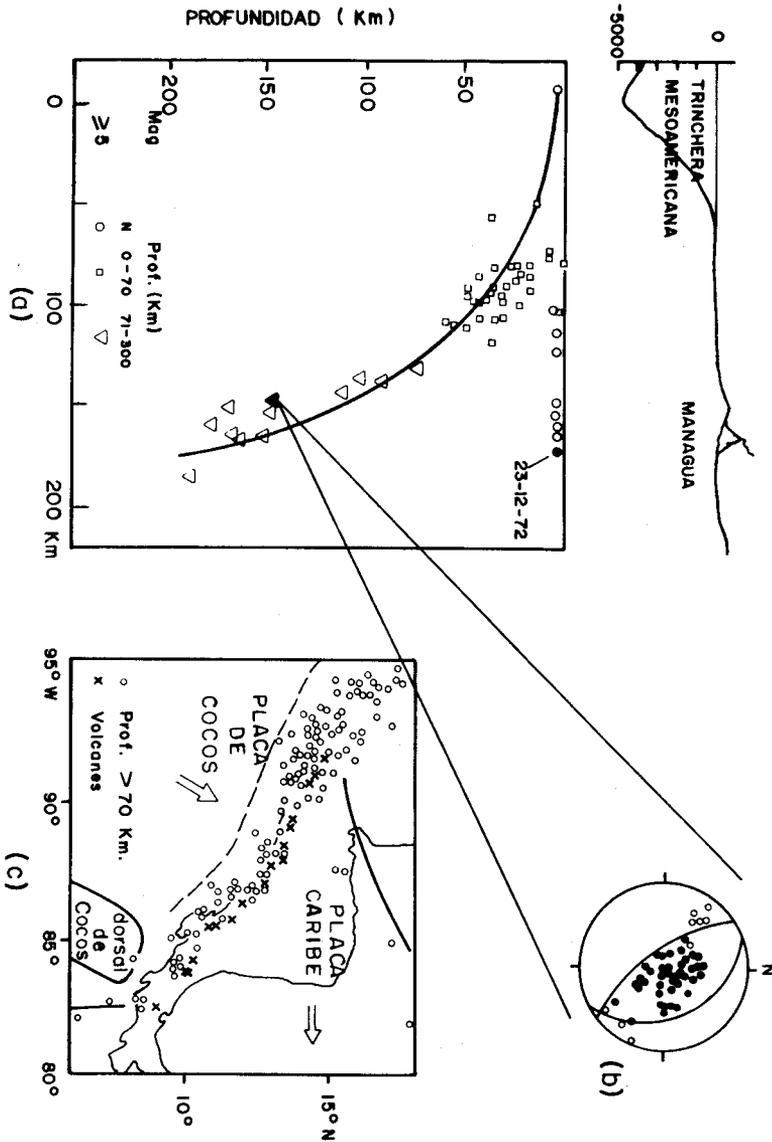


Fig. 1. (a) Perfil de la sismicidad cerca de Managua, Nicaragua para el período 1950-1972 según figura redibujada de Dewey y Algermissen (1974). El temblor del 15 de octubre de 1967, relocado por el método de Joint Hypocenter Determination por Dewey y Algermissen, se nota con simbología especial. Se muestra además el límite superior de la zona de convergencia de la placa de Cocos según Isacks y Barazangi (1977). (b) Solución focal de Montero y Ponce (1979) utilizada en este estudio para la corrección por el patrón de radiación. (c) Se muestra la posición epicentral del evento, relativa a los principales rasgos tectónicos de la región, según figura redibujada de Molnar y Sykes (1969).

## DATOS Y METODO DE ANALISIS

Los datos usados en este estudio provienen de sismogramas de estaciones seleccionadas del Worldwide Network of Standard Seismographs (WWNSS). Los registros del temblor en las diferentes estaciones de la WWNSS muestran, en general, una onda P clara e impulsiva en las componentes de período largo, no ocurriendo lo mismo con los registros de período corto. Se escogieron para la determinación espectral de los parámetros dinámicos, registros de quince estaciones de período largo, entre las cuales únicamente cuatro tenían registros apropiados para el análisis espectral en período corto. Los registros de onda P de las estaciones seleccionadas para el análisis espectral (tabla 1 y figura 2) fueron digitalizados y luego de probar diferentes intervalos de tiempo se encontró que la ventana temporal de 60 segundos era la que definía mejor las características del espectro de onda P necesarias para deducir el momento sísmico y el radio promedio de ruptura. Al usar una ventana temporal de 60 segundos siempre queda incluida en el espectro de amplitudes la fase pP y en algunos casos también sP. Para estaciones ubicadas a distancias epicentrales mayores de  $55^{\circ}$  queda también incluida en el análisis espectral la fase PcP (figura 2). El efecto de incorporar las fases de profundidad sobre el espectro de amplitudes de la onda P es que origina la degradación del espectro de amplitudes de la onda P por un factor de  $2\pi/T$  para períodos T, del orden o mayores que  $2h/\alpha$ , donde h es la profundidad de la fuente y  $\alpha$  la velocidad de P (Hanks y Wyss, 1972). Este efecto no es relevante en nuestro caso pues  $h = 160$  km y  $T = 35$  seg; en efecto la ventana temporal escogida es de 60 seg y no disponemos de información confiable para períodos mayores de 35 seg. La incorporación de PcP en el análisis espectral provoca también la degradación del mismo, pero su efecto se ve minimizado por causa de la pequeña amplitud de esta fase a distancias epicentrales mayores de  $50^{\circ}$ , cuando comienza a interferir con la fase P (Carpenter *et al.*, 1967).

Las estaciones escogidas para el análisis espectral se ubican entre  $33^{\circ}$  y  $89^{\circ}$  (tabla 1), de forma tal que las trayectorias de los rayos están poco afectadas por la estructura del manto superior. La distribución azimutal no es sin embargo adecuada para determinar posibles cambios sistemáticos en la forma del pulso (Berckhemer y Jacob, 1968; Bollinger, 1968). Los datos luego de digitalizados fueron corregidos buscando eliminar la distorsión causada por los sistemas transmisores sobre el pulso P desde su salida de la fuente hasta su inscripción en el sistema registrador. La corrección por la propagación geométrica R ( $\Delta$ , h) fue realizada aplicando el método numérico desarrollado por Julián y Anderson (1968). La atenuación anelástica originada principalmente en el manto, fue corregida siguiendo la metodología sugerida por Ben Menahem *et al.* (1965). El efecto de la estructura de la corteza bajo algunas estaciones, fue corregido aplicando la formulación matricial de Haskell (1953) y Phinney (1964), para lo cual se usaron modelos corticales deducidos por diversos autores o modelos arbitrarios obtenidos al considerar la ubicación geotectónica de

Tabla 1  
Correcciones y datos espectrales para P

Estación	Distancia epicentral (grados)	Azimut de la estación (grados)	Corrección por patrón de radiación	Corrección por corteza	$(\Omega_0 \times R(\Delta, h)) \times 10^8$ cm <sup>2</sup> -seg	f <sub>0</sub> (cps)	r (km)	M <sub>0</sub> x 10 <sup>26</sup> (dinas-cm)
AQU	89	47	0.99	espectral	0.31	0.1	30.3	2.1
CMC	59	348	0.78	1.8	0.47	—	—	2.3
COL	67	336	0.70	2.0	0.44	—	—	2.1
COP	85	34	0.97	2.2	0.60	—	—	1.9
COR	46	323	0.51	espectral	0.44	—	—	5.9
FSJ	52	333	0.64	1.8	0.36	—	—	2.2
GOL	33	332	0.56	espectral	0.086	—	—	1.0
GSC	36	315	0.38	espectral	0.14	0.1	30.3	2.5
KEV	87	19	0.95	2.2	0.50	—	—	1.6
KRK	88	18	0.95	2.2	0.65	0.1	30.3	2.1
LON	46	326	0.54	1.7	0.31	—	—	2.3
LPA	54	151	0.68	espectral	0.28	—	—	2.8
LPB	33	148	0.66	1.5	0.35	—	—	2.5
NOR	75	8	0.91	2.1	0.80	—	—	2.8
STU	85	41	0.98	2.2	0.65	0.12	25.3	2.1
Promedio							29.0 ± 2.5	2.4 ± 1.1

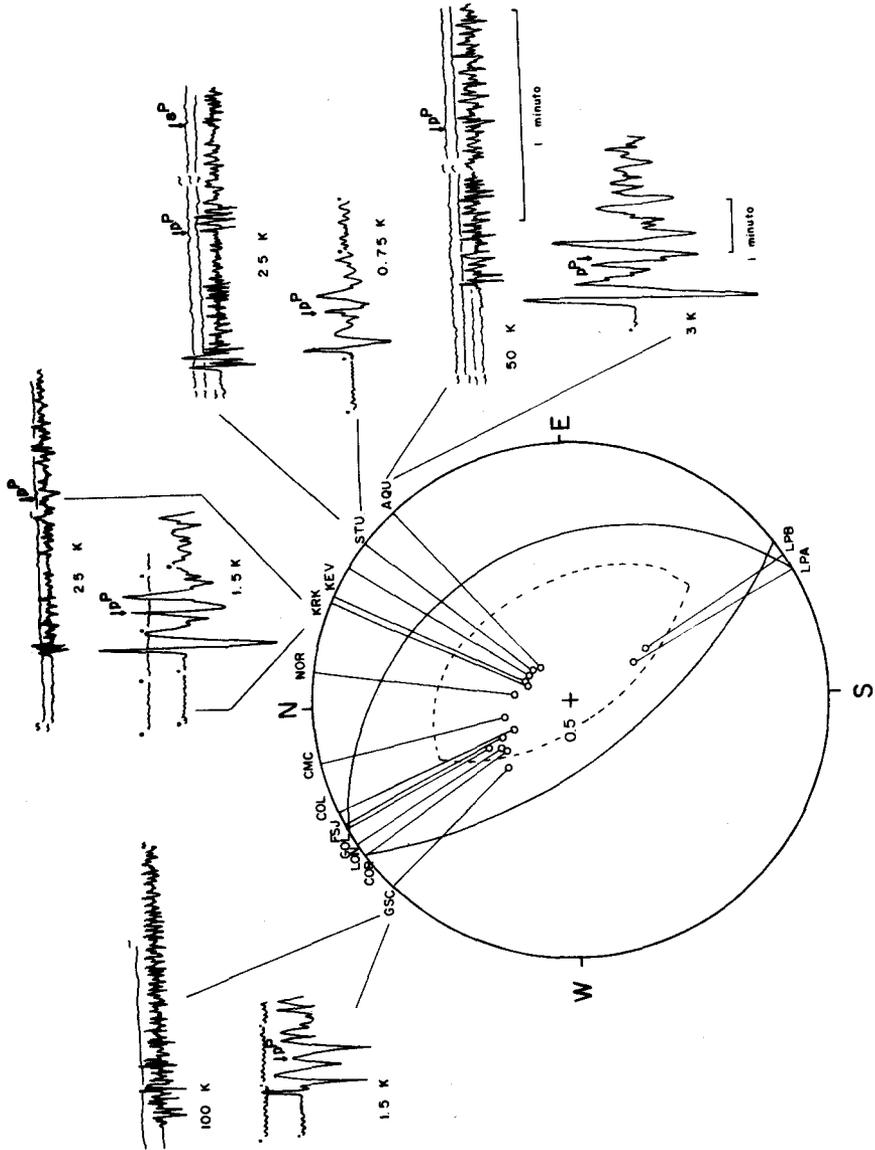


Fig. 2. Posición de las estaciones escogidas para el análisis espectral relativas a la curva que define el valor de 0.5 del máximo del patrón de radiación (curva con rayas discontinuas). Las curvas de trazo continuo corresponden con los planos nodales de la solución de Montero y Ponce (1979). La proyección es en el hemisferio inferior de la red de Wulff. Se muestran además, los registros de período largo y corto de la onda P en las estaciones GSC, KRK, STU y AQU. K es un factor multiplicativo de valor 1000. El valor cK es la máxima amplificación en la componente vertical mostrada. El valor c es 0.75, 1.5 ó 3.0 en período largo y 25, 50 y 100 en período corto.

la estación analizada; cuando ésta se desconocía, se realizó la corrección del factor de amplificación de la señal P de acuerdo con su ángulo de llegada a la base de la corteza, usando la curva del apéndice IV del libro de Bessonova *et al.* (1960). La corrección por el factor de radiación de la fuente  $R_{\theta\varphi}$  se obtuvo para cada estación siguiendo el método de Ben Menahem *et al.* (1965). La corrección instrumental realizada sigue el procedimiento aplicado por Berckhemer y Jacob (1968). Todas las correcciones anteriores fueron realizadas mediante un programa de computadora escrito en Fortran, el cual se haya ampliamente descrito en Montero (1977). Realizadas las anteriores correcciones, se obtuvo el espectro de densidad de amplitudes de la onda P a la salida de la fuente, en las quince estaciones de la WWNSS escogidas para el análisis. La figura 2 muestra la ubicación de las estaciones escogidas respecto a los planos nodales del mecanismo focal obtenido por Montero y Ponce (1979). Además, se muestra a trazos el valor de 0.5 del máximo del patrón de radiación. Las estaciones escogidas, excepto GSC, presentan un factor mayor que 0.5, indicando la cercanía de las mismas al máximo radiacional de la onda P, tal como es recomendable (Hanks y Wyss, 1972).

El espectro de amplitudes de P fue interpretado en términos del modelo de Brune (1970) siguiendo el procedimiento delineado por Hanks y Wyss (1972). El modelo de la fuente corresponde entonces al de una ruptura circular, modelo que generalmente es aceptado como apropiado para representar el proceso de dislocación de temblores de profundidad intermedia a profunda (p.e.: Wyss y Shamey, 1975; Singh y Wyss, 1976).

Recordando brevemente y siguiendo a Hanks y Wyss (1972), el momento sísmico  $M_0(P)$  [dinas-cm] se obtiene del nivel constante  $\Omega_0(P)$  [cm-seg] que se encuentra del espectro de densidad de amplitudes de la onda P en los períodos largos:

$$M_0(P) = \frac{\Omega_0(P)}{R_{\theta\varphi}} \times 4\pi\rho \times R(\Delta, h) \alpha^3 \quad [\text{dinas-cm}] \quad (1)$$

donde  $\rho$  [gr/cm<sup>3</sup>] es la densidad del medio en la fuente,  $\alpha$  [cm/seg] es la velocidad de las ondas longitudinales en la fuente,  $R(\Delta, h)$  [cm] considera la dispersión geométrica en una tierra esférica dividida en capas en donde  $\Delta$  es la distancia entre la estación y el epicentro y  $h$  la profundidad del hipocentro,  $R_{\theta\varphi}$  es el factor de radiación de la fuente. El radio de la ruptura  $r(P)$  [cm] se obtiene del espectro, de la frecuencia de la esquina,  $f_0(P)$ :

$$r(P) = \frac{2.34\alpha}{2\pi f_0(P)} \quad [\text{cm}] \quad (2)$$

$M_0$  y  $r$  se relacionan con la caída de esfuerzos  $\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$  donde  $\sigma_1$  es el esfuerzo de cizalle inicial y  $\sigma_2$  es el esfuerzo de cizalle final, a través de la ecuación:

$$\Delta\sigma(M_0, r) = \frac{7}{16} \times \frac{M_0}{r^3} \times 10^{-6} \quad [\text{bares}] \quad (3)$$

Wyss y Brune (1968) han definido el esfuerzo aparente promedio  $\eta\bar{\sigma} = \eta(\sigma_1 + \sigma_2)/2$  donde  $\eta$  es la eficiencia sísmica, como:

$$\eta\bar{\sigma} = \frac{\mu E_S}{M_0} \times 10^{-6} \quad [\text{bares}] \quad (4)$$

donde  $\eta$  es el módulo de rigidez y  $E_S$  es la energía radiada en forma de ondas elásticas, la cual puede ser obtenida de la fórmula de Gutenberg y Richter (1956):

$$\text{Log } E_S = 5.8 + 2.4 m_b \quad (5)$$

Finalmente el deslizamiento promedio  $\bar{u}$  puede ser obtenido de la relación original de Aki (1967):

$$\bar{u} = \frac{M_0}{\mu A} \quad [\text{cm}] \quad (6)$$

Se observa como  $M_0$  y  $r$ , luego de ser obtenidos del espectro de amplitudes de P, permiten determinar la caída de esfuerzos  $\Delta\sigma$ , el esfuerzo aparente promedio  $\eta\bar{\sigma}$  y el deslizamiento promedio  $\bar{u}$ .

## RESULTADOS

Los espectros de amplitudes de las estaciones escogidas se muestran en la figura 3. El nivel constante  $\Omega_0$  multiplicado por  $R(\Delta, h)$ , seleccionado en las diferentes estaciones se indica con una línea a trazos para las frecuencias bajas (entre 0.016 y 0.100 Hz). En algunos casos este valor es un promedio entre los valores extremos de las oscilaciones de la amplitud espectral (por ejemplo en COL). La tabla 1 muestra los valores de momento sísmico obtenido en cada estación luego de aplicar la ecuación (1).

El momento sísmico promedio encontrado para el temblor ocurrido al centro-este de Nicaragua el 15 de octubre de 1967 es  $(2.4 \pm 1.1) \times 10^{26}$  dinas-cm.

En las estaciones donde se obtuvo el espectro de amplitudes para las altas frecuencias (AQU, GSC, KRK y STU), la línea a trazos que ajusta estos datos se interseca con la línea horizontal a trazos del nivel constante, definiendo la frecuencia de la esquina,  $f_0$ , de la cual se obtiene el radio promedio de ruptura aplicando la ecuación (2). La variación del espectro con la frecuencia, para valores altos de ésta, se consideró igual a  $f^{-3}$ .

El radio promedio de la ruptura circular obtenido de las cuatro estaciones usadas es  $(29.0 \pm 2.5)$ km (tabla 1). El área equivalente a la ruptura circular A es entonces  $5,284 \text{ km}^2$ .

La caída de esfuerzos  $\Delta\sigma$  aplicando la ecuación (3) es 4.3 bares. El esfuerzo aparente promedio  $\eta\bar{\sigma}$  es 1.4 bares, valor encontrado luego de aplicar sucesivamente las ecuaciones (5) y (4) y considerando  $\mu = 7.1 \times 10^{11} \text{ dinas/cm}^2$ . Finalmente mediante la ecuación (6) encontramos un deslizamiento promedio  $\bar{u}$  de 6.4 cm.

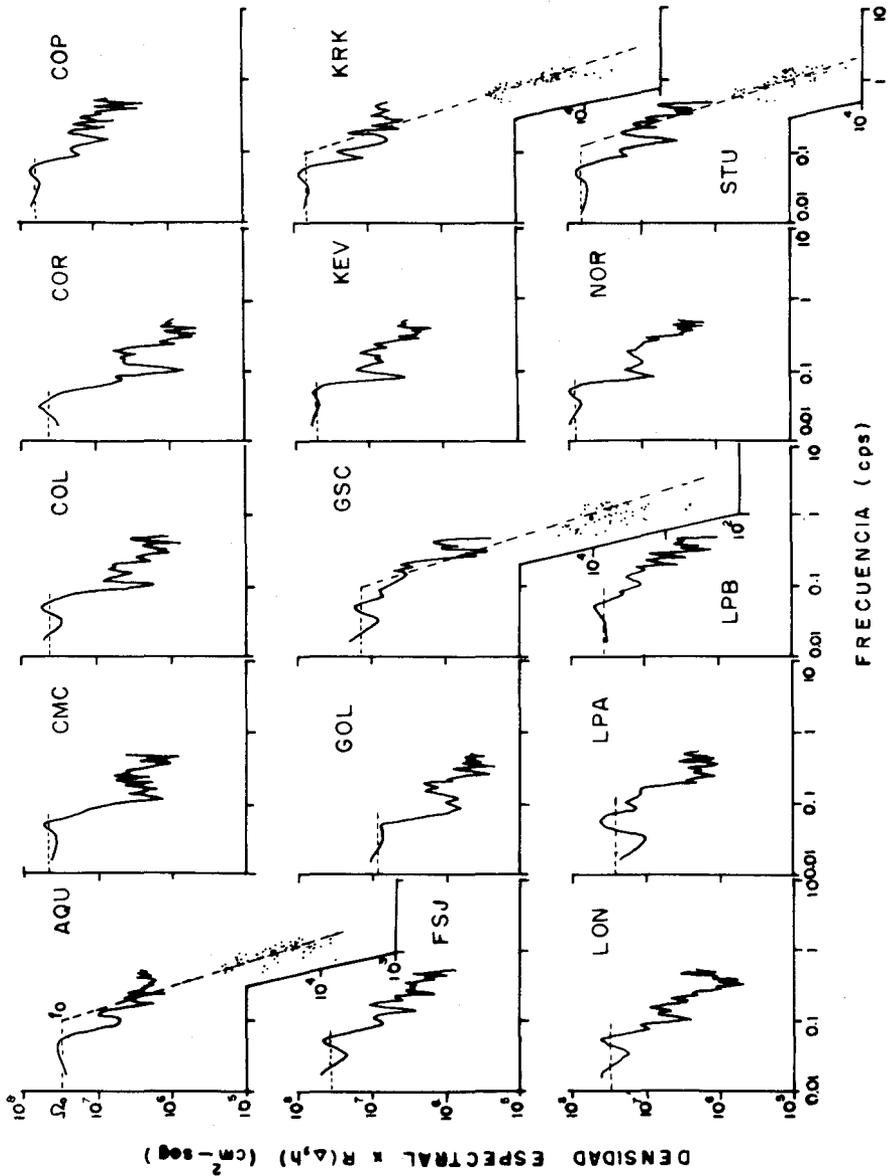


Fig. 3. Espectros de la onda P correspondientes al evento del centro-oeste de Nicaragua del 15 de octubre de 1967 ( $m_b = 6.2$ ). Las líneas de trazo continuo indican datos espectrales de período largo. Los puntos indican datos espectrales de período corto. Las escalas vertical y horizontal son en logaritmo decimal. Las líneas de trazo discontinuo representan los valores promedios a baja y alta frecuencia y fueron trazados a simple vista para determinar  $\Omega_0(P)$  y  $f_0(P)$ .

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

La generalidad de los autores (p.e.: Isacks y Molnar, 1969; Griggs, 1972) ubican los temblores de profundidad intermedia dentro de la placa litosférica que está siendo consumida en la astenosfera y denominan a estos temblores, tipo intraplaca. Isacks y Barazangi (1977), basándose en los hipocentros relocalizados por Dewey y Algermissen (1974) cerca de Managua, Nicaragua, dibujaron el límite superior de la zona de subducción de la placa de Cocos, tal como se observa en la figura 1a. Los temblores de profundidad intermedia, incluyendo el estudiado, se ubican a unos pocos kilómetros del límite superior litosfera-astenosfera. Coudert *et al.* (1981) y Reyness y Coles (1982) consideran que el tipo de actividad sísmica considerada se ubicaría en la anterior corteza oceánica o en la interfase corteza-manto de la litosfera de la placa que se hunde. El temblor del 15 de octubre de 1967 (profundidad ~ 160 km; Dewey y Algermissen, 1974; Montero y Ponce, 1979) se ubicó además, prácticamente debajo del eje de la Cordillera Volcánica Centroamericana y unas decenas de kilómetros arriba de la región donde la litosfera de la placa de Cocos es totalmente absorbida en el manto superior, tal como es indicado por la ausencia de temblores a profundidades superiores a 200 km (figura 1a). Más específicamente, el temblor estudiado fue relocalizado epicentralmente unos pocos kilómetros al sureste del volcán Masaya, activo en tiempos históricos y recientes (figura 4). Carr y Stoiber (1973) encontraron que los temblores centroamericanos de profundidad intermedia ocurridos en el período 1961-1972 (incluye el temblor estudiado), estuvieron espacialmente concentrados del lado oceánico de los volcanes más activos de la Cordillera Volcánica Centroamericana. Uno de los máximos de actividad sísmica de profundidad intermedia lo ubicaron precisamente al sureste del volcán Masaya. Encontraron además, que directamente debajo de los volcanes activos de dicho período, posiblemente por causa de la existencia de zonas parcialmente fundidas, la actividad sísmica de profundidad intermedia fue prácticamente nula. Por otro lado, McNally y Minster (1979) han sugerido que existe un importante desacoplamiento en el límite entre las placas de Cocos y del Caribe, considerando que una importante fracción del deslizamiento entre las placas se realiza por deslizamiento asísmico. Acharya (1981) considera que si una componente importante del movimiento entre las placas es por deslizamiento asísmico, continuamente existirá subducción de material litosférico a profundidades del manto, lo cual proporcionará regularmente una fuente de calor, producto del cizalle y de agua a partir de minerales hidratados; los dos anteriores factores, que se presentarían en el límite litosfera-astenosfera, se considerarán los principales en la generación de los magmas primarios dentro de la astenosfera (Turcotte y Schubert, 1973; Sugimura y Uyeda, 1976). Los anteriores resultados nos permiten proponer que el temblor estudiado ocurrió en una región de rigidez reducida y en un medio heterogéneo de plasticidad importante. En un ambiente con estas características físicas es de esperar que los temblores reflejen una caída baja de esfuerzos, tal como la encontrada de alrededor de 4 bares.

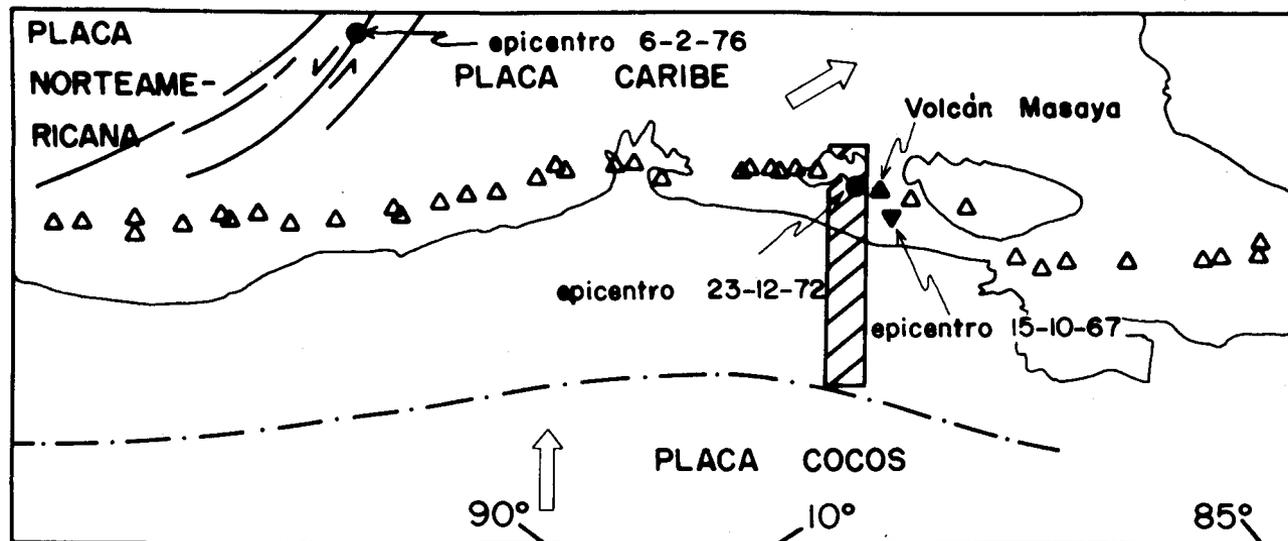


Fig. 4. Diferentes ubicaciones tectónicas de los temblores del centro de Nicaragua del 15 de octubre de 1967 ( $m_b = 6.2$ ), de Managua del 23 de diciembre de 1972 ( $m_b = 5.6$ ) y de Guatemala del 6 de febrero de 1976 ( $M_S = 7.5$ ). Los dos últimos temblores tuvieron foco superficial (círculo relleno) y el primero profundidad intermedia (triángulo invertido relleno). El terremoto de Guatemala ocurrió en la falla Motagua, límite entre las placas Norteamericana y Caribe. El terremoto de Managua ocurrió cerca de la Cordillera Volcánica Centroamericana (triángulos vacíos) en una región caracterizada por estructuras transversales (barra cruzada por rayas diagonales) a la fosa Mesoamericana, según hipótesis de Stoiber y Carr (1973). El temblor estudiado se ubicaría dentro de la zona de Benioff de la placa de Cocos, que está siendo consumida en el manto. Figura redibujada de Carr y Stoiber (1977).

Otro aspecto que señala un medio de relativamente baja resistencia a los esfuerzos de cizalle es la edad de la placa litosférica de Cocos que llega a la fosa Mesoamericana. Hey *et al.* (1978) y más recientemente Huene *et al.* (1980), han encontrado que la corteza oceánica que se está actualmente subduciendo frente a la costa Centroamericana es de una edad de alrededor de 30 m.a. La litosfera que está llegando a la fosa no está totalmente fría ni es extremadamente rígida. Por el contrario, a causa del relativamente corto intervalo entre la creación de la litosfera en la dorsal y el inicio de la subducción, la misma se está aún contrayendo térmicamente. La edad de la placa que es subducida controla en una buena parte la longitud de la zona de Benioff y la penetración de la misma dentro del manto, como ha sido demostrado por Vlaar y Wortel (1976) y Molnar *et al.* (1979), pero además por la historia térmica heredada controla parcialmente las características geológicas del medio. Los anteriores factores aunados explicarían la baja caída de esfuerzos ( $\Delta\sigma \approx 4$  bares) encontrada para el temblor de profundidad intermedia del 15 de octubre de 1967. Otro factor adicional que contribuiría a explicar la baja caída de esfuerzos del temblor intraplaca estudiado podría ser su ubicación espacial cercana a un límite entre segmentos de la placa de Cocos, que se presenta transversalmente a la fosa en la región de Managua, Nicaragua (figura 4), como fue observado por Stoiber y Carr (1973). Un fallamiento en tijera caracteriza los primeros kilómetros de la subducción en los límites intersegmento en Centroamérica (Dean y Drake, 1978). Este fallamiento ocurrirá extensamente sobre una región de un cierto ancho de la placa que se subduce, debilitando el medio. Aunque el mecanismo focal del temblor estudiado no es tipo tijera y más bien refleja el estado de esfuerzos interno dentro de la placa subducida (eje de tensión alineado con la inclinación de la zona de Benioff), el medio donde ocurrió podría estar debilitado por un fallamiento anterior heredado de la segmentación. Temblores con baja caída de esfuerzos caracterizarían las zonas donde se presentan los límites entre segmentos de la placa de Cocos.

Diversos autores señalan (p.e.: Kanamori y Anderson, 1975; Hanks, 1977) que la caída de esfuerzos es independiente de la magnitud de los temblores. Desde este punto de vista es interesante comparar los valores de caída de esfuerzos encontrados en temblores con epicentro relativamente cercano al del 15 de octubre de 1967 ( $m_b = 6.2$ ), pero ubicados en marcos tectónicos diferentes. Dewey y Julián (1976) reportan una caída de esfuerzos de 6.6 bares para el terremoto de Guatemala del 4 de febrero de 1976 ( $M_S = 7.5$ ). Brown y otros (1973) encontraron para el terremoto de Managua, Nicaragua, del 23 de diciembre de 1972 ( $m_b = 5.6$ ) una caída de esfuerzos de 13 bares, aunque este último valor no es resultado del análisis espectral de las ondas sísmicas. El terremoto de Guatemala ocurrió en un típico marco interplaca (la figura 4 muestra su ubicación entre las placas Caribe y Norteamericana). El bajo valor de caída de esfuerzos encontrado, está de acuerdo con el promedio mundial de 30 bares estimado para temblores ubicados en estas regiones tectónicas. El terremoto de Managua ocurrió aparentemente en un marco intraplaca aunque

sumamente heterogéneo y fracturado (Brown *et al.*, 1973; Carr y Stoiber, 1977). De acuerdo con Stoiber y Carr (1973), el terremoto de Managua se ubicaría dentro de una zona de fallamiento superficial arriba del límite entre dos segmentos de la placa de Cocos (figura 4) como fue previamente mencionado. Dewey y Algermissen (1974) sugieren que el terremoto de Managua ocurrió en una falla que conecta segmentos de la Cadena Volcánica Centroamericana; ésta representaría un centro de dispersión secundaria. En cualquiera de los dos casos anteriores, el terremoto de Managua no sería típico del marco intraplaca; se generó dentro de una zona intensamente fallada y heterogénea, las cuales son caracterizadas por valores relativamente bajos de caídas de esfuerzos, tal como el sugerido. El temblor del 15 de octubre de 1967 ocurrió también dentro de un marco intraplaca no típico, afectado por: (1) la frecuente ocurrencia de temblores de profundidad intermedia tal como es característico de zonas de convergencia con un importante desacoplamiento (Kanamori, 1977), resultando en una continua subducción de material a profundidades del manto (Acharya, 1981); (2) un medio afectado por deshidratación de minerales por calentamiento, cercano a la región de generación de magmas primarios y a la zona donde la litosfera es totalmente absorbida en el manto; (3) por una contracción térmica incompleta, pues la litosfera subducida es relativamente joven. En conjunto, estos factores pudieran contribuir a reducir la rigidez del medio, no permitiéndole soportar grandes esfuerzos antes de la ruptura y determinando, por consiguiente, la ocurrencia de temblores con baja caída de esfuerzos tal como el encontrado de 4.3 bares. Si consideramos que  $r$ , el radio de la ruptura, está sobreestimado por un 25% en la ecuación (2) tal como sugieren Wyss y Shamey (1975),  $r$  sería 23.2 km y la caída de esfuerzos sería de alrededor de 8.4 bares, valor que confirma un medio con características heterogéneas y con relativamente baja resistencia a los esfuerzos de cizalle.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a S. K. Singh y S. de la Cruz sus comentarios y sugerencias; a Manuel Sosa, su valiosa colaboración en aspectos relacionados con la elaboración y manejo del programa de computadora usado en este estudio. Al personal del Centro de Estudios del Territorio Nacional (CETENAL) agradecemos las facilidades prestadas para la digitalización de las señales sísmicas. A Zenón Jiménez, Casiano Jiménez y demás colaboradores del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) nuestro agradecimiento por su amplia colaboración durante la ejecución de este trabajo. La investigación fue financiada por el Instituto de Geofísica de la UNAM y la Organización de Estados Americanos.

## BIBLIOGRAFIA

- ACHARYA, H., 1981. Volcanism and aseismic slip in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **86**, 335-344.
- AKI, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
- BEN MENAHEM, A., S. W. SMITH y T. L. TENG, 1965. Procedure for source studies from spectrums of long period seismic waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **55**, 203-235.
- BERCKHEMER, H. y K. H. JACOB, 1968. Investigation of the dynamical process in earthquake foci by analysing the pulse shape of body waves, *Berichte des Institutes für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Mein*, 85 p.
- BESSONOVA, E. N., O. D. GOTSODEZE, V. I. KEYLIS-BOROK, I. V. KIRILLOVA, S. D. KOGAN, T. J. KIKHTIKOVA, L. N. MALINOVSKAYA, G. I. PAVLOVA y Q. A. SORSKII, 1960. Investigation of the mechanism of earthquakes, *American Geophysical Union*, 201 p.
- BOLLINGER, G. A., 1968. Determination of earthquake fault parameters from long-period P waves, *J. Geophys. Res.*, **73**, 785-807.
- BROWN, R. D. Jr., P. L. WARD y G. PLAFKER, 1973. Geologic and seismologic aspects of the Managua, Nicaragua, earthquake of December 23, 1972, *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 838*, 34 p.
- BRUNE, J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- CARPENTER, E. W., P. D. MARSHALL y A. DOUGLAS, 1967. The amplitude-distance curve for short period teleseismic P-waves. *Geophys. Journ.*, **13**, 61-70.
- CARR, M. J. y R. E. STOIBER, 1973. Intermediate depth earthquakes and volcanic eruptions in Central America, 1961-1972, *Bull. Volc.*, **37**, 326-337.
- CARR, M. J. y R. E. STOIBER, 1977. Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 151-156.
- COUDERT, E., B. L. ISACKS, M. BARAZANGI, R. LOUAT, R. CARDWELL, A. CHEN, J. DUBOIS, G. LATHAM y B. PONTOIDE, 1982. Spatial distribution and mechanism of earthquakes in the Southern New Hebrides arc from a temporary land and ocean seismic network and from worldwide observations, *J. Geophys. Res.*, **86**, 5905-5925.
- DEAN, H. W. y C. L. DRAKE, 1978. Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America Arc, *J. Geology*, **86**, 111-128.
- DEWEY, J. W. y B. R. JULIAN, 1976. Main event source parameters from teleseismic data. The Guatemala earthquake of February 4, 1976, a preliminary report. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 1002*, 19-23.
- DEWEY, J. W. y S. T. ALGERMISSEN, 1974. Seismicity of the Middle America Arc-Trench system near Managua, Nicaragua, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 1033-1048.
- FUJITA, K. y H. KANAMORI, 1981. Double seismic zones and stresses of intermediate depth earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **66**, 131-156.

- GUTENBERG, B. y C. F. RICHTER, 1956. Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofisica*, 9, 1-15.
- GRIGGS, D. T., 1972. The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes, in *The Nature of Solid Earth*, ed. by E. C. Robertson, J. F. Hays and L. Knopoff, 361-384.
- HANKS, T. C., 1977. Earthquake stress drops, ambient tectonic stresses and stresses that drive plate motions, *Pure Appl. Geophys.*, 115, 441-458.
- HANKS, T. C. y M. WYSS, 1972. The use of body wave spectra in the determination of seismic-source parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 561-589.
- HASKELL, N. A., 1953. The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43, 17-34.
- HEY, R., G. L. JOHNSON y A. LOWRIE, 1977. Recent plate motions in the Galápagos area. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1385-1403.
- HUENE, R. von, J. AUBOUIN, J. AZEMA, G. BLACKINTON, J. A. CARTER, W. T. COULBOURN, D. S. COWAN, J. A. CURIALE, C. A. DENGU, R. W. FAAS, W. HARRISON, R. HESSE, D. M. HUSSONG, J. W. LAAD, N. MUZYLOV, T. SHIKI, P. R. THOMPSON y J. WESTBERG, 1980. Leg 67: the deep sea drilling project Middle America Trench transect off Guatemala, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, 421-432.
- ISACKS, B. L. y M. BARAZANGI, 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, in *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins*, Maurice Ewing Ser., V. 1, edited by M. Talwani y W. C. Pitmann III, 94-114.
- ISACKS, B. L. y P. MOLNAR, 1969. Mantle earthquake mechanism and the sinking of the lithosphere, *Nature*, 223, 1121-1124.
- ISACKS, B. L. y P. MOLNAR, 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 9, 103-174.
- JULIAN, B. R. y D. L. ANDERSON, 1968. Travel times, apparent velocities and amplitudes of body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 339-366.
- KANAMORI, H., 1977. Seismic and Aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, in *Islands Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins*, Maurice Ewing Sr., V. 1, edited by M. Talwani y W. C. Pitmann III, 163-174.
- KANAMORI, H. y D. L. ANDERSON, 1975. Theoretical basis of some empirical relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- McNALLY, K. C. y J. B. MINSTER, 1981. Nonuniform seismic slip rates along the Middle-America Trench, *J. Geophys. Res.*, 86, 4949-4959.
- MOLNAR, P. y L. R. SYKES, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1639-1684.
- MOLNAR, P., O. GRIEDMANN y J. S. T. SHIH, 1979. Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere, *Geoph. J. R. Astron. Soc.*, 56, 41-54.

- MONTERO, W., 1977. Determinación de algunos parámetros focales para 9 temblores fuertes ( $m_b \geq 5.4$ ) ocurridos en Costa Rica y alrededores: Implicaciones geofísicas. *Tesis de Maestría en Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México*, 219 p.
- MONTERO, W. y L. PONCE, 1979. Localización hipocentral y mecanismo focal de algunos temblores fuertes de Costa Rica-Nicaragua, *Geofís. Intern.*, 18, 411-428.
- PHINNEY, R. A., 1964. Structure of the earth's crust from spectral behavior of long-period body waves, *J. Geophys. Res.*, 69, 2997-3017.
- REYNER, M. y K. S. COLES, 1982. Fine structure of the dipping seismic zone and subduction mechanisms in the Shumogin Islands, Alaska, *J. Geophys. Res.*, 87, 356-366.
- SINGH, S. K., y M. WYSS, 1976. Source parameters of the Orizaba Earthquake of August 28, 1973, *Geofís. Intern.*, 16, 165-184.
- STOIBER, R. E. y M. J. CARR, 1973. Quaternary volcanism and tectonic segmentation of Central America, *Bull. Vulc.*, 37, 304-324.
- SUGIMURA, A. y S. UYEDA, 1976. Islands arcs, Japan and its environs, 247 pp., Elsevier, New York.
- SYKES, L. R. y M. L. SBAR, 1973. Intraplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics, *Nature*, 245, 298-302.
- TURCOTTE, D. L. y G. SCHUBERT, 1973. Frictional heating of the descending lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 78, 5876-5886.
- VLAAR, N. J. y M. J. R. WORTEL, 1976. Lithospheric aging, instability and subduction, *Tectonophysics*, 32, 331-351.
- WYSS, M. y J. N. BRUNE, 1968. Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region, *J. Geophys. Res.*, 73, 4681-4694.
- WYSS, M. y L. J. SHAMEY, 1975. Source dimensions of two deep earthquakes estimated from aftershocks and spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 403-409.