

## 4. *Parámetros del foco de los terremotos*

AGUSTÍN UDÍAS

Cátedra de Geofísica. Universidad Complutense de Madrid

### 1. INTRODUCCION

La evaluación del riesgo sísmico requiere un adecuado conocimiento sobre las características de la fuente sísmica. En los últimos años se ha producido un gran avance en el estudio de la física de los procesos que tienen lugar en el foco de los terremotos y en la identificación de las fallas activas en el terreno. Esto ha motivado que se vaya abandonando la imagen simplista del foco como un punto del que parten las ondas sísmicas, por una más adecuada basada en los complejos procesos dinámicos que se producen en una fractura de ciertas dimensiones, que pueda relacionarse con su expresión en la superficie de la tierra. Esta evolución se ha producido a lo largo de la historia de la sismología a medida que se dispone de más datos de observación y teorías más adecuadas para representar el foco sísmico. Las primeras de estas representaciones usaban solamente los parámetros para fijar la localización en el espacio y el tiempo de un terremoto y una apreciación aproximada de su tamaño. La definición de la magnitud y el estudio del mecanismo abrieron un camino para ir precisando mejor los parámetros del foco, que han ido aumentando tanto en número como en definición. Recientemente es posible penetrar en la complejidad del proceso mismo de fractura y describir con más detalle lo que sucede en el foco durante un terremoto. Este conocimiento permite modelizar cada vez con más exactitud los procesos de la fuente, pudiéndose calcular sismogramas y acelerogramas teóricos más realistas. Hasta ahora, los modelos simplificados del mecanismo de los terremotos eran de poco interés para los ingenieros, ya que a partir de ellos no era posible calcular acelerogramas que duplicaran los observados en el campo próximo de los terremotos. Estas limitaciones se están superando actualmente con modelos

más realistas de procesos, que incluyen la propagación de fracturas en medios no-homogéneos.

## 2. LOCALIZACION Y TAMAÑO

Los parámetros más fundamentales de la fuente de los terremotos son su localización en el espacio y en el tiempo y su tamaño. Para su localización se utiliza el concepto de un foco puntual a partir del cual se propagan las ondas sísmicas; este foco viene localizado por las coordenadas geográficas ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ) de su proyección en la superficie (epicentro) y su profundidad ( $h$ ) medida en kilómetros. En el tiempo se sitúa el terremoto por su tiempo origen  $t$  (UT o GMT). La idea del foco del terremoto como la región donde éste se produce fue probablemente propuesta por vez primera por J. Michell en 1761 y elaborada más tarde por R. Mallet en 1862. Ambos autores suponían un proceso explosivo en un punto a partir del cual se propagan las ondas elásticas. Físicamente, la fractura producida en el terremoto tiene unas dimensiones y tarda un tiempo en producirse, por lo que la localización del foco se refiere solamente a un punto de la fractura y a un tiempo de dicho proceso. La determinación del hipocentro ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $h$ ,  $t$ ) instrumental a partir de los tiempos de llegada de las ondas, principalmente  $P$  y  $S$ , condicionan que el foco represente el punto inicial de la fractura tanto en el tiempo como en el espacio.

Las localizaciones instrumentales se basan en los tiempos de llegada de las ondas  $P$  y  $S$  principalmente, y para terremotos locales de las fases corticales  $P_n$ ,  $P_g$ ,  $S_n$ ,  $S_g$ , etc. Inicialmente, los métodos utilizados eran gráficos, consistentes en dibujar sobre un mapa o un globo terrestre arcos de círculos con centro en cada estación y radios correspondientes a los tiempos de recorrido, buscando el punto de intersección de todos ellos. Modernamente se han desarrollado muchos métodos numéricos basados, la mayoría, en la aplicación del método de mínimos cuadrados, que permiten procesar en ordenadores electrónicos un número grande de observaciones y calcular los errores de los cuatro parámetros de la localización (Bolt, 1960). Entre los programas de más extendido uso se encuentran las diversas versiones del llamado HYPO (Lee y Lahr, 1972). Otros programas utilizan factores de atenuación en el proceso iterativo y la reducción a un tiempo medio, lo que reduce el problema a tres variables. Todos estos métodos exigen un número de observaciones bastante superior al mínimo de cuatro, si se quiere que la precisión en la determinación de los errores sea razonable. En general, por debajo de diez observaciones las determinaciones pueden no ser significativas. En algunos casos el método mismo no converge, indicando la carencia de datos. El error medio cuadrático de los tiempos de recorrido se utiliza como una medida global de la bondad de la solución, así como los valores de los errores de las cuatro variables. La incertidumbre en la determinación del epicentro se

puede representar por medio de las elipses de error. Se debe tener siempre en cuenta que, aun en el caso de un número pequeño de observaciones con errores grandes, los programas pueden dar soluciones y valores para los errores que naturalmente no son significativos.

Para mejorar las determinaciones hipocentrales cuando se dispone de pocos datos de observación, se puede acudir a los métodos que localizan conjuntamente un grupo de terremotos situados en una misma región. Estos métodos, que se denominan «Master-event» o «Joint Hypocentral Determination» (Douglas, 1967; Dewey, 1972), parten del conocimiento con una mayor exactitud de un suceso dentro del grupo. Se suelen usar para la relocalización de los terremotos de una determinada región y en especial para el caso de series de réplicas.

Para épocas anteriores a la existencia de instrumentos sísmicos los terremotos se sitúan en el epicentro determinado a partir de los mapas de isosistas o epicentro macrosísmico. Este corresponde al centro de la zona de intensidad máxima y tiene, por lo tanto, otro sentido que el instrumental (fig. 1). Dependiendo de la forma de las isosistas, el epicentro macrosís-

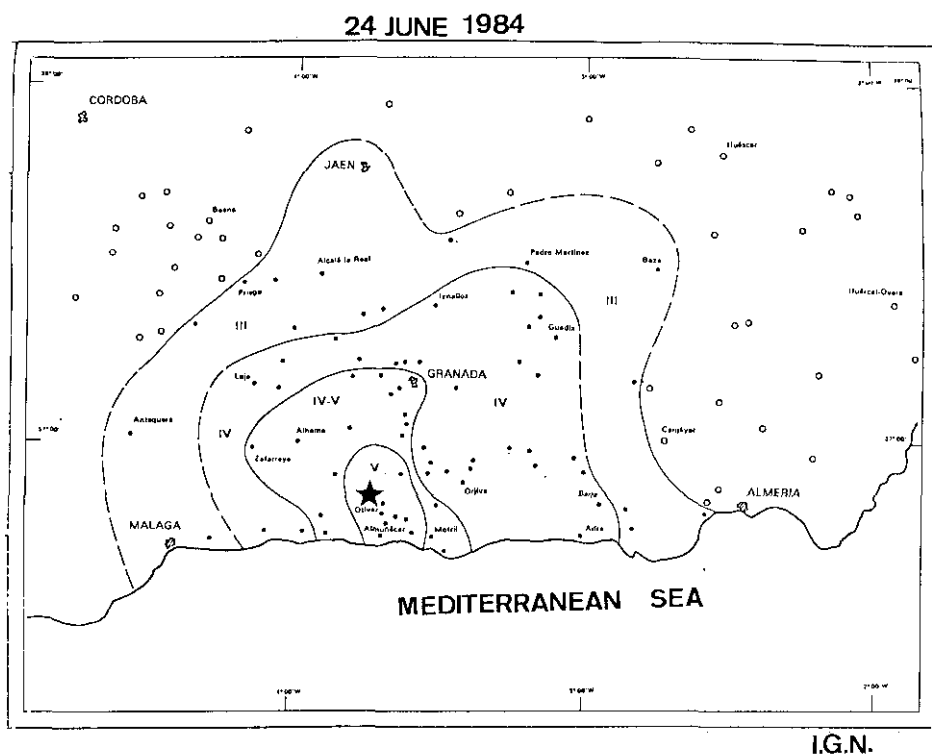


Figura 1.—Mapa de isosistas del terremoto del 24 de junio de 1984 (Instituto Geográfico Nacional) y localización del epicentro instrumental.

micos queda mejor o peor definido. La profundidad del foco puede determinarse también a partir de los mapas de isosistas, pero su precisión no es muy grande.

La determinación de la localización del foco exige un conocimiento previo de las tablas o curvas de tiempos de recorrido con la distancia o de los modelos de Tierra, a partir de los cuales se puedan calcular éstas. A nivel global, para distancias grandes se utilizan las tablas existentes, por ejemplo de Jeffreys-Bullen. Para distancias cortas ( $\Delta < 400$  km) la mayoría de las ondas se transmiten por la corteza o manto superior y se suelen utilizar modelos de la parte más superficial de la Tierra, obtenidos a partir de estudios sismológicos (refracción sísmica, residuos, ondas superficiales, etc.). En general, los programas más usados utilizan modelos de corteza y manto superior estratificados en capas planas de velocidad constante. Algunos programas permiten la inversión conjunta de los parámetros del modelo de corteza con los de la localización del foco sísmico (Crosson, 1976).

El tamaño de un terremoto se medía al principio únicamente por los daños producidos. Esta clasificación que se remonta hasta 1783 con Pignataro ha dado origen a las distintas escalas de intensidad. Las escalas de intensidad más utilizadas modernamente son la de Mercalli Modificada (MM) y la MSK. La primera basada en la original de Mercalli de 1904, modificada por Newmann en 1932 y Richter en 1956, tiene XII grados y en ella los daños a edificios se separan de acuerdo con tres categorías de edificación. La segunda, utilizada preferentemente en Europa, fue propuesta por Medvedev, Sponheuer y Karnik en 1967, tiene también XII grados y es muy similar a la anterior. Estas escalas se refieren a los efectos que producen los movimientos del suelo en cada punto alrededor del epicentro, que representados sobre un mapa resultan en los mapas de intensidad o de isosistas (fig. 1). Para designar el tamaño del terremoto se emplean los conceptos de intensidad máxima ( $I_{\text{máx}}$ ) e intensidad epicentral ( $I_0$ ). Estas no siempre son iguales, ya que el epicentro instrumental puede no coincidir en algunos casos con el área de intensidad máxima. En la mayoría de los casos y para epicentros macrosísmicos, si las curvas de intensidad son cerradas,  $I_0$  e  $I_{\text{máx}}$  coinciden, no así si el epicentro ha sido en el mar y la medida de  $I_{\text{máx}}$  está en la costa. En estos casos no se puede determinar  $I_0$ , y no es correcto extrapolar los datos de  $I_{\text{máx}}$  hasta la zona epicentral.

Los mapas de isosistas proporcionan además otra información muy valiosa para el ingeniero sobre la atenuación de la intensidad con la distancia. Si  $I_0$  es la intensidad epicentral, a una distancia  $\Delta$  se sentirá con intensidad  $I$ :

$$I = I_0 - a \log \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{h} - b(\sqrt{\Delta^2 + h^2} - h) \quad [1]$$

donde  $a$  está relacionada con la expansión geométrica del frente de ondas,

$b$  con la atenuación anelástica del medio y  $h$  es la profundidad del foco. A partir de los mapas de isosistas observados se pueden determinar las curvas de atenuación y los valores de  $a$  y  $b$  para cada región. Los coeficientes  $a$  y  $b$  están relacionados directamente con la atenuación de los movimientos fuertes en el campo cercano.

El tamaño de un terremoto considerado como una fuente de producción de ondas sísmicas, se puede representar por la energía liberada en el foco. Este concepto está implícito en la definición de la magnitud. La magnitud de un terremoto fue originalmente definida por Richter (1935) en la forma

$$M = \log A - \log A_0 \quad [2]$$

donde  $A$  es la amplitud en milímetros medida en un registro de un sismógrafo de torsión Wood-Anderson a distancia  $\Delta$  y  $A_0$  un factor de escala que corresponde a cómo se sentiría a la misma distancia un terremoto de magnitud  $M=0$ . La escala está ajustada de forma que a una distancia de 100 km un terremoto que produce una amplitud igual a 1 mm corresponde a  $M=3$ . Esta escala de magnitud está en función de un tipo específico de instrumento (sismógrafo de torsión Wood-Anderson) para una región determinada (California) y para distancias relativamente cortas ( $\Delta < 1000$  km). Por esta razón hoy esta magnitud recibe el nombre de magnitud local ( $M_L$ ). Debido a que no siempre se dispone de este tipo de instrumentos, se ha extendido la escala de magnitud local a medidas de amplitudes máximas generalmente  $L_g$  en otros sismógrafos, ajustando la escala a la que se registraría en un Wood-Anderson (Brune y Allen, 1967). Recientemente se ha propuesto una escala similar a la  $M_L$  con amplitudes máximas de acelerogramas (Espinosa, esta obra). Al basarse en las amplitudes máximas a distancias relativamente cortas, la magnitud local está más relacionada con los movimientos en el campo cercano que otras magnitudes. La utilización moderna de instrumentos de alta amplificación puede conducir a la saturación de la señal, lo que no permite la medida de las amplitudes máximas. Esto ha llevado a definir otras escalas de magnitud local basadas en la duración de la señal  $\tau$ . En general, estas escalas son de la forma

$$M_\tau = a \log \tau - b + c\Delta \quad [3]$$

donde los coeficientes  $a$ ,  $b$  y  $c$  son ajustados para que  $M_\tau$  corresponda a  $M_L$ . Para California estos valores han sido determinados con el siguiente resultado:  $a=2,2$ ,  $b=0,87$ ,  $c=0,0035$  (Lee *et al.*, 1972).

La escala de magnitud fue extendida para observaciones a distancias telesísmicas por Gutenberg y Richter (1942). Dependiendo de si se utilizan ondas internas ( $P$  o  $S$ ) o superficiales se obtienen dos tipos de magnitud,  $m_b$  y  $M_s$ :

$$m_b = \log \frac{A}{T} + \sigma(\Delta) + \beta \quad [4]$$

$$M_s = \log \frac{A}{T} + 1,66 \log \Delta + 3,3 \quad [5]$$

$A$  representa la amplitud del movimiento del suelo en micras ( $\mu m$ ), una vez corregida la amplitud del sismograma por la amplificación del instrumento,  $T$  el período de la onda,  $\sigma(\Delta)$  es un coeficiente que depende de la distancia y  $\beta$  una corrección para cada estación. En general,  $m_b$  se mide en instrumentos de corto período midiendo amplitudes de la onda  $P$  (la amplitud máxima del primer paquete de ondas) que suelen corresponder aproximadamente a períodos de un segundo, o también en instrumentos de período largo, donde la  $P$  tiene período entre 1 y 6 segundos. También se pueden medir amplitudes de la onda  $S$ , resultando en otro tipo de magnitud. Hoy, generalmente,  $m_b$  corresponde a las amplitudes de la  $P$  observada en sismogramas de período corto. Las magnitudes  $M_s$  se miden a partir de amplitudes de las ondas Rayleigh de período de aproximadamente 20 seg. Se ha observado que, para los terremotos de magnitud moderada, la relación entre  $m_b$  y  $M_s$  corresponde a (Gutenberg y Richter, 1956):

$$m_b = 2,5 + 0,63 M_s$$

Debido a que las magnitudes están definidas en función de la respuesta de un sismógrafo o de un tipo de ondas que corresponde a un rango de períodos determinados, se produce el fenómeno de la saturación de la escala. Como a medida que aumenta el tamaño de un terremoto, el máximo de amplitud se va desplazando hacia frecuencias más bajas, éstas escapan de la detección del instrumento y tipo de ondas utilizadas, produciéndose la saturación de escala que no responde a magnitudes mayores. La escala  $m_b$  se satura aproximadamente hacia 6,5 y la  $M_s$  para 7,5. La magnitud de los terremotos mayores de  $M_s = 8$  no quedan, por lo tanto, bien determinada por el valor de  $M_s$ . Para solucionar este problema, Kanamori (1977) propuso una nueva escala de magnitud  $M_w$  basada en el valor del momento sísmico  $M_0$ , obtenido del espectro de las ondas para frecuencias bajas

$$M_w = \log \frac{M_0}{1,5} - 10,7 \quad [6]$$

Esta escala permite una mayor definición en el rango de magnitudes mayores de 8 para el que la escala de  $M_s$  está ya saturada. En conclusión, no existe una única escala de magnitud que permita establecer el tamaño de los terremotos desde los muy pequeños ( $M_L \sim 0$ ) hasta los más grandes ( $M_w \sim 9,5$ ).

Como la magnitud se determina a partir del logaritmo de la amplitud de las ondas, debe estar relacionada con el logaritmo de la energía propagada en forma de ondas elásticas. Esta energía recibe el nombre de energía sísmica y constituye sólo una fracción de la energía total disipada en el foco de un terremoto. Parte de esta energía se disipa en fenómenos no elásticos como desplazamientos no elásticos de la falla, fracturación de la roca, calor, etc. La relación entre energía (en ergios) y magnitud fue establecida por Gutenberg y Richter (1956) en la forma

$$\log E = 5,8 + 2,4 m_b \quad [7]$$

$$\log E = 11,8 + 1,5 M_s \quad [8]$$

De acuerdo con esta relación un terremoto de magnitud  $M_s = 8$  equivale a una energía del orden de  $10^{24}$  erg o  $10^{17}$  J.

### 3. MECANISMO DE LOS TERREMOTOS

Los parámetros especificados anteriormente son independientes del modelo utilizado para representar el mecanismo de los terremotos, los parámetros del mecanismo, sin embargo, dependen, en parte, de dicho modelo. El modelo más simple para representar el mecanismo de los terremotos es el de una dislocación o fractura de cizalla puntual o en términos de las fuerzas equivalentes actuando en el foco, el de un doble par de fuerzas (DC, double couple). El foco puntual es una buena aproximación cuando las dimensiones de la fuente son pequeñas comparadas con la distancia al punto de observación y la longitud de onda de la señal analizada.

Los tres parámetros que definen la orientación de la falla o fractura son  $\varphi$ , azimut de la traza;  $\delta$ , buzamiento del plano, y  $\lambda$ , ángulo de deslizamiento. La ambigüedad del problema resulta en la existencia de dos planos ortogonales que pueden alternativamente representar la solución ( $\varphi_A, \delta_A, \lambda_A$  y  $\varphi_B, \delta_B, \lambda_B$ ). En términos del doble par de fuerzas, el mecanismo viene dado por la orientación de los ejes  $X$  e  $Y$ , que señalan la dirección de las fuerzas. Cada eje queda definido por los ángulos  $\Phi$  y  $\Theta$ , medidos desde el Norte y la vertical hacia abajo respectivamente. Debido a la ortogonalidad del problema sólo tres ángulos son independientes (por ejemplo,  $\Phi_X, \Theta_X, \Phi_Y$ ). La solución puede también expresarse en términos de los ejes de presión y tensión ( $P$  y  $T$  a 45 grados de  $X$  e  $Y$ . Estos ejes con el eje  $Z$ , formado por la intersección de los dos planos, forman dos sistemas ortogonales ( $X, Y, Z$ ) y ( $P, T, Z$ ) (fig. 2). La relación entre  $\varphi, \delta, \lambda$ , y  $\Phi_X, \Theta_X, \Phi_Y$ , viene dada por:

$$\varphi_A = \Phi_X + 90^\circ \quad [9]$$

$$\delta_A = \Theta_X \quad [10]$$

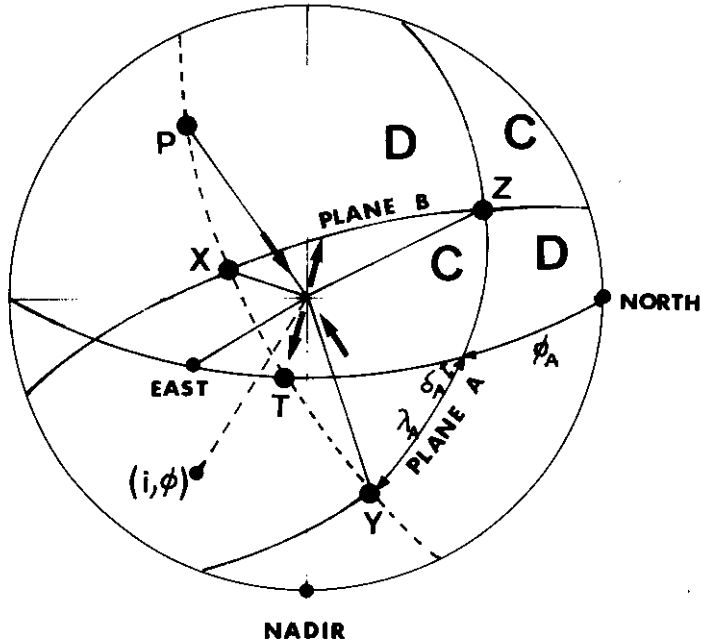


Figura 2.—Diagrama de la esfera focal con la orientación del mecanismo: plano de falla (A) y auxiliar (B), ejes  $X$ ,  $Y$ , del doble par de fuerzas y  $P$ ,  $T$ , de los esfuerzos principales (presión y tensión).

$$\lambda_A = \sin^{-1} \left\{ \frac{\cos \Theta_Y}{\sin \Theta_X} \right\} \quad [11]$$

El método más generalizado para la determinación de la orientación del mecanismo es el basado en el signo del primer impulso de la onda  $P$ . Este método, originalmente propuesto por Byerly (1938), consiste en dividir por dos planos ortogonales las regiones de compresiones y dilataciones, una vez que se ha corregido la curvatura del rayo debida a la variación de la velocidad con la profundidad en la Tierra. Esta corrección se realiza proyectando las observaciones sobre la superficie de la esfera focal (Ritsema, 1955; Stauder, 1962) (fig. 3). Modernamente existe una variedad de métodos numéricos que permiten la obtención de la orientación del mecanismo y sus cotas de error (Brillinger *et al.*, 1980).

Para una dislocación de cizalla puntual los desplazamientos elásticos producidos a una distancia  $r$  pueden determinarse a partir del tensor momento sísmico  $M_{ij}$ . Este tensor representa los esfuerzos en exceso de los elásticos responsables del desplazamiento no elástico de los dos lados de la falla (Backus y Mulcahy, 1976). En términos de la función de Green,



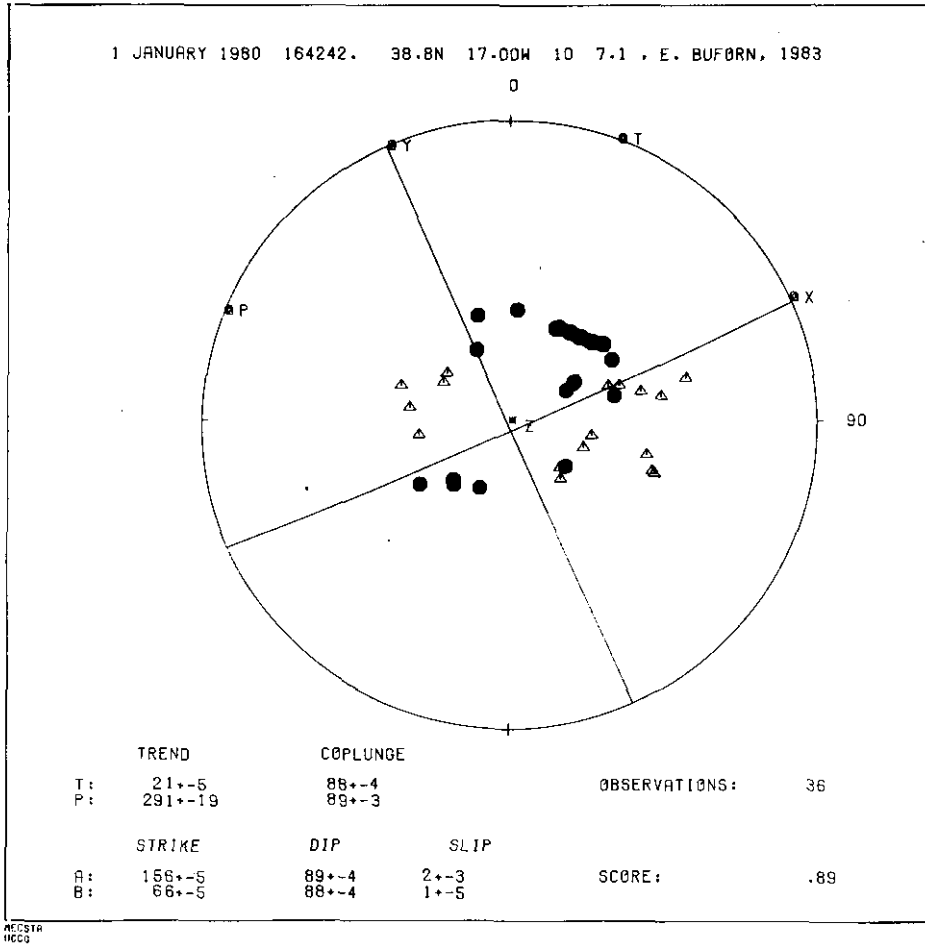


Figura 3.—Proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal del mecanismo del terremoto del 1 de enero de 1980 en Azores. Círculos negros presentan compresiones y triángulos dilataciones. El mecanismo corresponde a una falla de desgarre.

( $G_{ki}$ ), función de excitación del medio a una fuerza puntual en el espacio y el tiempo, los desplazamientos vienen dados por

$$u_k = M_{ij} * \frac{\partial G_{ki}}{\partial x_j} \quad [12]$$

donde el asterisco denota la convolución en el tiempo. Para una fractura de cizalla pura cuya normal es  $n_i$  y el desplazamiento  $\Delta u_i$ , el tensor

momento sísmico viene dado por

$$M_{ij} = M_0 (n_i l_j + n_j l_i) \quad [13]$$

donde

$$M_0 = \mu \overline{\Delta u} S \quad [14]$$

es el momento sísmico escalar (Aki, 1966). En esta expresión  $\overline{\Delta u}$  es el desplazamiento medio de la fractura;  $S$ , el área de la falla, y  $\mu$  el coeficiente de cizalla.  $M_0$  constituye así una medida del tamaño del terremoto, incluyendo la resistencia del material ( $\mu$ ), la extensión de la fractura ( $S$ ) y la cantidad de desplazamiento que se ha producido sobre ella ( $\overline{\Delta u}$ ). En la expresión para  $M_{ij}$  se observa que éste es un tensor simétrico. Es decir,  $n_i$  y  $l_j$  pueden intercambiarse obteniéndose la misma expresión, lo que indica que, para este modelo de la fuente, no se puede discriminar entre la dirección del desplazamiento y la de la normal a la falla. En otras palabras, entre el plano de falla y el plano auxiliar (plano normal al primero y perpendicular a la dirección del desplazamiento). Si se trata de una fractura de cizalla pura, la traza de  $M_{ij}$  es nula. Si en función del tiempo  $\Delta u = \Delta u H(t)$ , es decir, la dislocación  $\Delta u$  se produce de forma instantánea, los desplazamientos de la onda  $P$  en el campo lejano vienen dados por

$$u_p(t) = \frac{M_0}{4\pi\rho\alpha^3 r} R(i, \varphi) \delta\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \quad [14]$$

donde  $\rho$  es la densidad;  $\alpha$ , la velocidad de las ondas  $P$ , y  $R(i, \varphi)$ , una función de la orientación del punto de observación con respecto a la orientación de la fuente (patrón de radiación). Como se puede ver,  $M_0$  aparece como un factor de proporcionalidad de los desplazamientos.

Si se determinan los elementos de  $M_{ij}$  por un proceso de inversión de los desplazamientos  $u$ , generalmente se impone la condición de traza nula o, lo que es lo mismo, ausencia de cambios de volumen, pero no la de que  $M_{ij}$  corresponda a una fractura de cizalla pura o doble par de fuerzas (DC). La solución obtenida se separa en dos partes una corresponde a un DC puro y el resto como la parte de no-DC. Esta ha sido interpretada por algunos autores como un dipolo vectorial lineal compensado (CLVD, *compensated linear vector dipole*) (Knopoff y Randall, 1970). La cantidad de componente no-DC en la solución representa cuanto se aparta la fuente de ser una fractura de cizalla pura. La condición de traza nula reduce a cinco el número de componentes distintos del tensor. Para el caso de DC puro, éstos están relacionados con los ángulos  $\varphi$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$ , de la fractura y los vectores propios de  $M_{ij}$  corresponden a los ejes  $P$ ,  $T$ ,  $Z$ . La determinación de los componentes del tensor momento sísmico se lleva a cabo por la

inversión de datos de ondas internas y superficiales (Mendiguren, 1977; Dziewonsky *et al.*, 1981).

#### 4. DIMENSIONES Y COMPLEJIDAD DE LA FUENTE

El modelo de foco puntual, aunque aporta información sobre el foco sísmico, no es adecuado para representar la fuente de un terremoto. Es evidente que el foco tiene unas dimensiones, tanto en el espacio como en el tiempo. Las dimensiones de la fuente para terremotos de magnitud pequeña ( $m_b < 5$ ) se pueden aproximar considerando una fractura circular de un cierto radio (Brune, 1970). Para terremotos mayores es más apropiado hacerlo por una falla rectangular de longitud  $L$  y anchura  $D$  (Haskell, 1964). En este segundo caso, un modelo utilizado es el de una fractura que se propaga en una dirección a lo largo de  $L$ , con velocidad uniforme de fractura  $v$  (Ben Menahen, 1961). Las consideraciones de las dimensiones del foco, por lo tanto, introducen nuevos parámetros, como son  $L$  y  $v$ . La velocidad de fractura ( $v$ ) es difícil de determinar, por lo que se suele suponer como una fracción de la velocidad de las ondas  $S$  en el foco (por ejemplo,  $v = 0,7 \beta$ ). La dislocación  $\Delta u$  no se produce tampoco de forma instantánea, sino que tarda un tiempo  $\tau$  en alcanzar su valor máximo desde su comienzo, que recibe el nombre de tiempo de formación (*rise time*). Si introducimos estos tres parámetros longitud de la falla ( $L$ ), velocidad de fractura ( $v$ ) y tiempo de formación ( $\tau$ ) se obtiene, para las amplitudes del espectro de los desplazamientos de las ondas  $P$ , en función de las frecuencias en el campo lejano, la expresión

$$|U_p(\omega)| = \frac{M_0}{4\pi\rho\alpha^3 r} R(i, \varphi) \frac{1}{|1 - i\omega\tau|} \frac{\sin X}{X} \quad [15]$$

$$X = \frac{\omega L}{2\alpha} \left( \frac{\alpha}{v} - \cos \varphi \right) \quad [16]$$

El primer término introducido es proporcional a  $\omega\tau^{-1}$  y representa la aportación debida a que la dislocación no se produce instantáneamente. El segundo factor  $\sin X/X$  depende de la longitud de la falla  $L$ . La forma del espectro de  $U_p$  queda, por lo tanto, afectada por estos dos factores. El límite, cuando  $\omega$  tiende a cero, del factor  $\sin X/X$  es la unidad, por lo que  $U_p(0)$  es proporcional a  $M_0$ . Para valores mayores de  $\omega$ , la combinación de los dos factores resulta en una dependencia del espectro con  $\omega^{-2}$  (Aki, 1967). El espectro tiene, por lo tanto, dos zonas: una plana para frecuencias muy bajas y otra de decaimiento con  $\omega^{-2}$  (fig. 4). Este comportamiento de decaimiento con  $\omega^{-2}$  del espectro de los desplazamientos para frecuencias altas es en realidad una propiedad muy general de los modelos de

fractura (Madariaga, 1977). El valor de  $\omega$  para el que el espectro cambia su forma plana a la pendiente  $\omega^{-2}$  se denomina frecuencia de esquina,  $\omega_c$ . Esta frecuencia es proporcional a la inversa de la dimensión de la fuente. Para el modelo más sencillo de una fractura circular, el radio viene dado en función de la frecuencia de esquina del espectro de las onda  $S$  por

$$r = \frac{2,34 \beta}{\omega_c} \quad [17]$$

Para una fractura rectangular de longitud  $L$  la relación es

$$\sqrt{LD} = \frac{3,85 \beta}{\omega_c}$$

El modelo de fractura circular puede utilizarse para terremotos de pequeña magnitud ( $M < 5$ ), mientras que para terremotos mayores el modelo rectangular es más adecuado. En este caso se plantea la dificultad de la determinación de la anchura de la falla  $D$ . Varias hipótesis se hacen al respecto, tales como tomar para  $D$  una cierta fracción de la longitud ( $\frac{2}{3}$  o  $\frac{1}{2}$ ), la profundidad del foco, o finalmente, para terremotos grandes, el espesor total de la corteza.

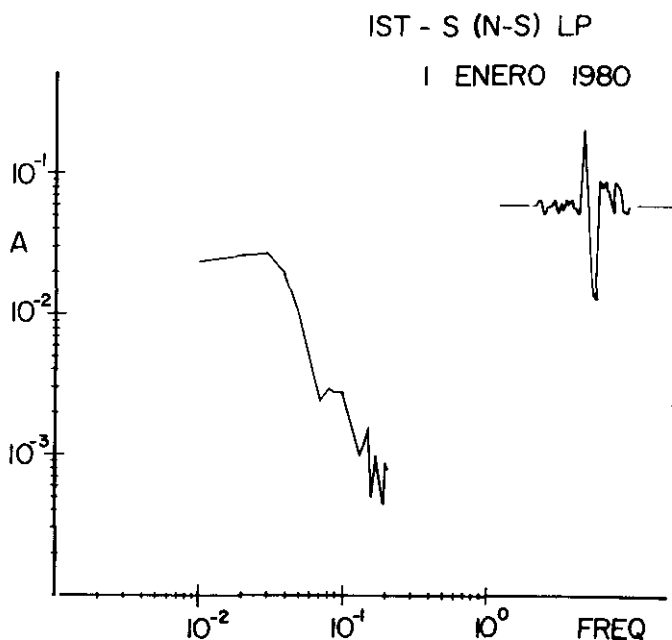


Figura 4.—Espectro de amplitudes de la onda  $S$  correspondiente al terremoto del 1 de enero de 1980 registrado en la estación IST (Estambul, Turquía).

La determinación de las dimensiones del foco se puede también realizar por el estudio de la función de directividad, bien para ondas, superficiales o internas (Ben Menahen, 1961, 1962). La función de directividad se obtiene por el cociente de las amplitudes espectrales irradiadas desde la fuente en direcciones opuestas, y depende solamente del factor  $\sin X/X$ . Para ondas internas su aplicación plantea serias dificultades y para las ondas superficiales ha de tenerse cuidado de que las dos trayectorias tengan velocidades de fase similares. Otro método para calcular las dimensiones del plano de falla es la determinación del área de las réplicas. Debido a la precisión posible hoy en las determinaciones hipocentrales, el área de las réplicas puede quedar bastante bien definida en el espacio. Este área proporciona información sobre las dimensiones de la falla, su orientación y la secuencia temporal de su ruptura.

Dependiendo de la magnitud, la longitud de la falla puede variar entre cientos de metros ( $M < 3$ ), decenas de kilómetros ( $5 < M < 6$ ) o centenas de kilómetros ( $M_s > 7$ ).

Esta diferencia en las dimensiones del foco sísmico exige una interpretación muy distinta a la hora de considerar la distribución de epicentros de distinta magnitud. No es lo mismo hablar de microterremotos de dimensiones de metros que de terremotos grandes, en los que se ve afectada toda la corteza a lo largo de cientos de kilómetros. En este sentido los mapas de epicentros en los que todos los terremotos están representados con un símbolo del mismo tamaño pueden a veces inducir a error, según la escala del mapa.

A partir del momento sísmico, el área de la falla y la energía sísmica se pueden deducir estimaciones de otros parámetros, tales como la cantidad de desplazamiento o dislocación de la falla ( $\Delta u$ ), el esfuerzo medio operando en la zona de fractura ( $\bar{\sigma}$ ) y la caída de esfuerzos ( $\Delta\sigma$ ). A partir de la definición de  $M_0$  [14], el desplazamiento medio de la falla viene dado por

$$\overline{\Delta u} = \frac{M_0}{\mu S} \quad [19]$$

donde  $\mu$  es el coeficiente de cizalla y  $S$  el área de fractura. Los valores obtenidos para  $\overline{\Delta u}$  oscilan entre centímetros ( $M \sim 4$ ) y algunos metros ( $M \sim 8$ ). El esfuerzo promedio actuando sobre el volumen afectado por la fractura en un terremoto puede expresarse en función del momento sísmico y la energía sísmica en la forma

$$\bar{\sigma}_a = \mu \frac{E}{M_0} \quad [20]$$

La energía sísmica  $E$  se puede deducir de la magnitud de acuerdo con las expresiones [7] y [8], o calcularse a partir del espectro de las ondas.

Debido a que la parte de la energía disipada en procesos no-elásticos (calor, fracturación de la roca, etc.) no está contenida en  $E$ , el valor de  $\bar{\sigma}_a$  obtenido es sólo el esfuerzo medio aparente, es decir, igual al esfuerzo medio multiplicado por el factor de eficiencia sísmica ( $\bar{\sigma}_a = \eta \bar{\sigma}$ ).

La caída de esfuerzos  $\Delta\sigma$  se define como la diferencia en los esfuerzos de cizalla operando sobre la superficie de la falla antes y después de producirse el terremoto. Esta es por lo tanto la caída de esfuerzos total, responsable tanto de los fenómenos elásticos como los no-elásticos en la fuente. El esfuerzo final puede ser nulo si todos los esfuerzos son relajados o una fracción de los esfuerzos iniciales, dependiendo del valor de la fricción en el plano de falla. En función del momento sísmico y el área de fractura la caída de esfuerzos viene dada por

$$\Delta\sigma = C \frac{M_0}{S^{3/2}} \quad [21]$$

donde  $C$  es un factor que depende de la geometría de la falla (para una falla rectangular  $C = \frac{2}{\pi} \sqrt{\frac{L}{D}}$ ). Los resultados obtenidos muestran que  $\bar{\sigma}_a$  y  $\Delta\sigma$  son del mismo orden de magnitud y que todos los terremotos, independientemente de su magnitud, tienen valores constantes de ambos parámetros, aproximadamente entre 1 y 10 MPa (10~100 bares). Esto se ve reflejado en las relaciones  $\log M_0$  y  $M_s$  para  $\bar{\sigma}_a$  y de  $\log M_0$  y  $\log S$  para  $\Delta\sigma$ . En ambos casos las líneas de igual  $\bar{\sigma}_a$  e igual  $\Delta\sigma$  son rectas con pendiente 3/2 (fig. 5).

El modelo presentado hasta aquí consiste en una fractura que se propaga con velocidad uniforme sobre un área de dimensiones finitas y que posee un tiempo finito de formación. Este modelo se ajusta bastante bien a los datos observados para el campo lejano, de frecuencias relativamente bajas, de terremotos de magnitud moderada o grande que satisfacen la condición de caída de esfuerzos constante. Los terremotos grandes además aparecen frecuentemente como sucesos múltiples.

Observaciones de los desplazamientos en el campo próximo, de frecuencias altas, permiten descubrir complejidades del proceso de fractura que no son detectables en el campo lejano y de frecuencias bajas. Las observaciones de acelerogramas en el campo próximo muestran no una señal relativamente simple, como la de los sismogramas del campo lejano, sino una señal compleja compuesta de una serie de impulsos de distribución aleatoria. Su espectro muestra la existencia de una frecuencia de corte,  $f_{\text{máx}}$ , hacia aproximadamente 8 Hz. Esta frecuencia máxima está relacionada, según algunos autores (Aki, 1984), con una dimensión característica de la falla y para otros es debida a la atenuación de las ondas (Anderson y Hough, 1984). Estas observaciones han llevado a la propuesta de dos modelos de heterogeneidad en el proceso de ruptura, conocidos con el nombre de

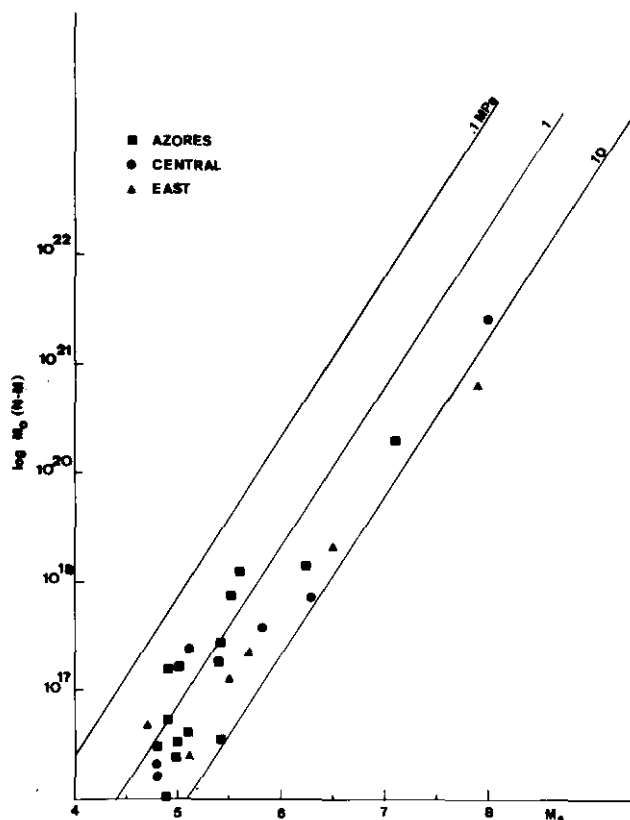


Figura 5.—Relación entre el logaritmo del momento sísmico ( $M_0$ ) y la magnitud ( $M_s$ ) para terremotos de la región Azores-Gibraltar. Las líneas representan iguales valores del esfuerzo medio aparente ( $\bar{\sigma}_a$ ).

modelos de barreras (Das y Aki, 1977) y de asperezas (Kanamori y Stewart, 1978) (fig. 6). En el primero, el estado de esfuerzos es homogéneo sobre la falla, pero existen barreras que impiden la propagación de la ruptura. La ruptura sólo puede propagarse en determinadas regiones, siendo detenida por las barreras e iniciándose otra vez después de ellas. Después del terremoto el área de la falla tiene una distribución heterogénea de esfuerzos, éstos se han relajado en las zonas que se han roto y se han concentrado en las barreras que permanecen sin romperse. Estas zonas no-fracturadas pueden romperse después produciéndose réplicas del terremoto. En el caso del modelo de asperezas, la superficie de la falla tiene una distribución heterogénea de esfuerzos, zonas de esfuerzos altos o asperezas y zonas de esfuerzos débiles. Previamente al terremoto principal, las zonas débiles se van rompiendo, produciendo pequeños terremotos, premonitores, mientras

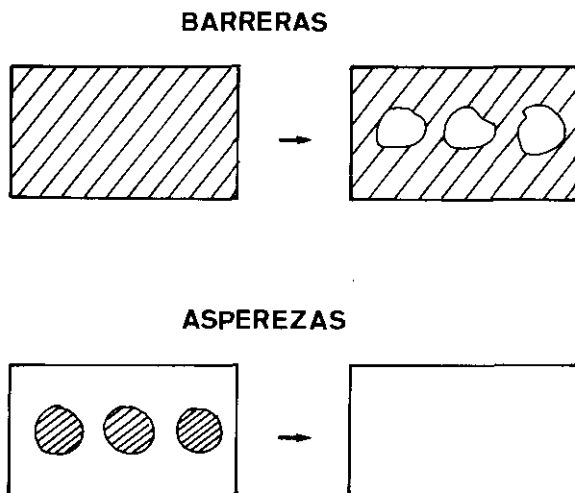


Figura 6.—Esquema de los modelos de barreras y asperezas para el proceso de ruptura de una falla. La zona rayada corresponde a esfuerzos altos y la blanca a la zona en la que los esfuerzos han sido relajados.

que las zonas resistentes (asperezas) van acumulando esfuerzos, hasta que se rompen produciéndose el terremoto principal. Después del terremoto se han relajado los esfuerzos en toda la superficie de la falla. Así como el modelo de barreras explica la ocurrencia de las réplicas, el de asperezas lo hace de la de los premonitores, la situación real por lo tanto debe ser una combinación de los dos. En ambos casos aparece un parámetro más de la fuente sísmica, es decir, las dimensiones de las asperezas o entre las barreras, o dimensión mínima de la ruptura. Según Aki (1984), esta dimensión está relacionada con el valor de  $f_{\text{máx}}$  y es de aproximadamente 200 m. Por debajo de esta dimensión la falla no puede alcanzar velocidades suficiente para producir ondas sísmicas. Un terremoto está formado, por lo tanto, por la ruptura sucesiva de un número de estas fracturas unitarias. La caída de esfuerzos en cada una de ellas podría ser relativamente alta, así como las aceleraciones producidas en frecuencias altas, mientras que la caída de esfuerzos promediada para todo el área de la falla sería relativamente baja. Esto explica los valores de la caída de esfuerzos obtenidos para terremotos, con valores muy bajos comparados con los necesarios para producir rupturas de las rocas en el laboratorio.

En conclusión, el sismólogo puede determinar un número cada vez mayor de parámetros que describen la fuente de los terremotos. Los modelos de fractura se van acercando en complejidad a los procesos que tienen lugar en la naturaleza y permiten de este modo modelizar más apropiadamente los desplazamientos producidos por los terremotos, tanto



en el campo lejano como en el próximo. El campo próximo, en el que intervienen aceleraciones a altas frecuencias, exige la utilización de modelos complejos de fractura, mientras que para el campo lejano puede ser suficiente, en muchos casos, la aproximación del foco puntual. En todo caso, la interpretación, tanto de los sismogramas en el campo lejano como de los acelerogramas en el cercano, requiere un buen conocimiento de los modelos de la fuente y los parámetros adecuados para representarla en cada caso.

## BIBLIOGRAFIA

- Aki, K. (1966): Generation and propagation of *G* waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Estimation of earthquake moment, released energy, stress-strain drop from *G* waves spectrum, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 44, 73-89.
- (1967): Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.* 72, 1217-1231.
- (1984): Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong ground motion prediction, *J. Geophys. Res.* 89, 5867-5872.
- Anderson, J. N., y S. E. Hough (1984): A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1969-1993.
- Backus, G., y M. Mulcahy (1976): Moment tensor and other phenomenological descriptions of seismic sources. I. Continuous displacements, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 46, 341-361.
- Ben-Menahem, A. (1961): Radiation of seismic surface waves from finite moving sources, *Bull. Seism. Soc. Am.* 51, 401-435.
- (1962): Radiation of seismic body waves from finite moving sources in the Earth, *J. Geophys. Res.* 67, 396-474.
- Bolt, B. A. (1960): Earthquake epicenter, focal depth and origin time using a high-speed computer, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 3, 433-440.
- Brune, J. N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4887-5009.
- Brune, J. N., y C. R. Allen (1967): Microearthquake survey of San Andreas fault system in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 277-296.
- Brillinger, D.; A. Udías y B. Bolt (1980): A probability model for regional focal mechanism solutions, *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 149-170.
- Byerly, P. (1938): The earthquake of July 6, 1934: amplitudes and first motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* 28, 1-13.
- Crosson, R. (1976): Crustal structure modelling of earthquake data. 1. Simultaneous least-squares estimation of hypocenter and velocity parameters, *J. Geophys. Res.* 81, 3036-3046.
- Das, S., y K. Aki (1977): Fault planes with barriers: a versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.* 82, 5648-5670.
- Dewey, J. W. (1972): Seismicity studies with the method of Joint Hypocentral Determination. Ph. D. Thesis. University of California, Berkeley.
- Douglas, A. (1967): Joint epicenter determination, *Nature* 215, 47-48.
- Dziewonsky, A. M.; T. A. Chou y J. H. Woodhouse (1981): Determination of earthquake source parameters from waveform data of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.* 86, 2825-2852.
- Gutenberg, B., y C. F. Richter (1942): Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.* 32, 163-191.
- (1956): Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis.* 9, 1-15.
- Haskell, N. (1964): Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 1811-1841.
- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.* 82, 2981-2987.

- Kanamori, H., y G. S. Stewart (1978): Seismological aspects of the Guatemala of February 4, 1976, *J. Geophys. Res.* 83, 3427-3434.
- Knopoff, L., y M. J. Randal (1970): The compensated lineal vector dipole: a posible mechanism for deep earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4957-4963.
- Lee, W. H. K., y J. C. Lahr (1972): HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquake. U.S., Geol. Survey. Open File Report. 75-311.
- Lee, W. H. K.; R. E. Bennet y K. L. Hedgher (1972): A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration, U.S., Geol. Survey. Open File Report.
- Madariaga, R. (1977): High frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 51, 625-651.
- Mendiguren, J. (1977): Inversion of surface wave data in source mechanism studies, *J. Geophys. Res.* 82, 889-984.
- Richter, C. F. (1935): An instrumental earthquake scale, *Bull. Seism. Soc. Am.* 25, 1-32.
- Ritsema, A. R. (1955): The fault technique and the mechanism in the focus of the Hindukush earthquakes, *Indian J. Meteor. Geophys.* 6, 41-50.
- Stauder, W. (1962): The focal mechanism of earthquakes, *Advances in Geophys.* 9, 1-76.