

# Incorporación de datos y criterios geológicos en el análisis de la peligrosidad sísmica en regiones de actividad moderada: I. Definición y caracterización de fuentes sismogénicas

*Considering geological data and geologically based criteria in seismic hazard analysis of moderate activity regions: I. Definition and characterization of seismogenic sources*

J. García-Mayordomo

Laboratorio de Geotecnia. CEDEX. Alfonso XII, 3 Madrid 28014 julian.g.mayordomo@cedex.es

## ABSTRACT

*This paper presents a brief summary of the main geological data and geologically based criteria that can be considered in the first two steps of every seismic hazard analysis (SHA): Definition and Characterization of Seismogenic Sources. Two main seismogenic sources are discussed: zones and main faults. Seismogenic zones are defined on the basis of the relationships between crustal rheological parameters and seismicity, as well as on the characteristics of the internal fault systems. Main faults are characterized by their size, age of last deformation, and slip rate. Both types of sources can be implemented in a SHA adopting a hybrid model. Seismicity occurrence inside zones is assumed Poissonian and magnitudes distribute exponentially, while in main faults is assumed to follow a characteristic earthquake model.*

**Key words:** Seismic Hazard, PSHA, Active Faults, Seismogenic sources

*Geogaceta, 41 (2007), 87-90  
ISSN: 0213683X*

## Análisis de la Peligrosidad Sísmica (APS)

La definición de Peligrosidad Sísmica varía según el ámbito científico-técnico desde el que se enuncie. Así, desde el punto de vista de la Sismotectónica y de la Geología de Terremotos, la Peligrosidad Sísmica se entiende como la probabilidad, o posibilidad, de que ocurra un terremoto de un tamaño dado en un determinado área o falla concreta. Sin embargo, en el ámbito de la Ingeniería Sísmica, la Peligrosidad Sísmica se define como la intensidad del movimiento del terreno –en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento– debido al paso de las ondas sísmicas, asociada, o no, a una probabilidad de ocurrencia dentro de un periodo de tiempo determinado. Obsérvese como la primera definición se centra en las causas de los terremotos y la segunda en los efectos de los mismos.

Un análisis de la peligrosidad sísmica (APS) probabilista es el conjunto de procedimientos que conducen a la determinación de la probabilidad de excedencia anual de diferentes niveles de movimiento del terreno en un determinado emplazamiento o territorio. Para la consecución de este objetivo es necesario evaluar la probabilidad de ocurrencia de los terremotos, tanto en relación con su tamaño como en relación con el lugar donde ocurren y, además, evaluar la probabilidad de que una vez ocurrido el terremoto nuestro empla-

zamiento experimente un determinado nivel de movimiento del terreno. Si una, o las dos componentes probabilistas de este análisis se obvian, se habla entonces de un análisis pseudo-determinista o determinista s.s., respectivamente. Ambos tipos de análisis pueden ser interesantes para el diseño de estructuras críticas o en la construcción de escenarios sísmicos en estudios de riesgo.

Los APS probabilistas constan, al menos, de las siguientes etapas (Fig. 1):

- a) Definición de fuentes sismogénicas,
- b) Caracterización sísmica de las fuentes,
- c) Adopción de una función de atenuación del movimiento fuerte y,
- d) Cálculo probabilista y construcción de la curva de peligrosidad.

En este primer trabajo se aborda la incorporación de datos y criterios geológicos en las dos primeras etapas.

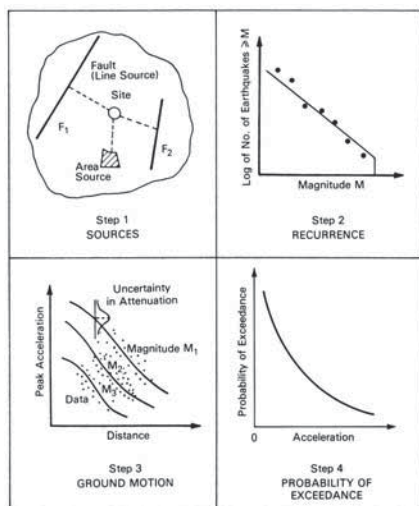
## Modelos de fuentes sismogénicas

En el contexto de los APS modernos caben considerar dos modelos fundamentales de fuentes sismogénicas: Zonas y Grandes Fallas. Las primeras se definen como volúmenes de corteza donde se admite que: 1) la ocurrencia de sismicidad es equiprobable en el espacio, es decir, cualquier terremoto tiene la misma probabilidad de ocurrir en cualquier punto del volumen; 2) la relación entre

la frecuencia de ocurrencia y el tamaño de los terremotos –i.e. relación de Gutenberg-Richter, es constante; y, 3) el tamaño del terremoto máximo, o umbral superior de la relación de Gutenberg-Richter, es constante en toda la zona.

Las Grandes Fallas son fuentes sismogénicas de geometría plana, que pueden modelizarse como si se tratasen de una Zona Sismogénica, o de acuerdo a un modelo de ocurrencia de sismicidad particular. La manera más habitual en los APS modernos es caracterizarlas siguiendo el Modelo del Terremoto Característico (Schwartz y Coppersmith, 1984; Wesnousky, 1994). Las fallas que potencialmente tienen interés en un APS son aquellas que presentan dimensiones importantes (fallas principales) y, además, evidencias de actividad cuaternaria.

Ambos modelos de fuentes sismogénicas, Zonas y Grandes Fallas, se aplican conjuntamente en los APS modernos, dando lugar a lo que se conoce como modelos híbridos (Figs. 2 y 3). De este modo, la ocurrencia de sismicidad en un territorio está controlada, hasta determinado umbral de magnitud, por las zonas y, a partir de éste, por las grandes fallas. A continuación explicamos con más detalle ambos tipos de fuente, así como los datos y criterios geológicos que aportan importante información en su definición y caracterización.



**Fig. 1.- Etapas básicas de un APS probabilista:** 1-Definición de fuentes sísmicas (zonas y/o fallas); 2-Characterización sísmica de las fuentes (en la figura se muestra una relación frecuencia-magnitud, o de Gutenberg-Richter, en una zona); 3-Adopción de un modelo estadístico de atenuación del movimiento fuerte; 4- Cálculo de la probabilidad de excedencia para diferentes niveles de aceleración y construcción de la curva de peligrosidad. Tomado de Reiter (1990). En este trabajo sólo se abordan las dos primeras etapas.

*Fig. 1.- Steps in probabilistic SHA: 1-Definition of seismic sources (zones or faults); 2-Seismic characterization of sources; 3-Statistical ground-motion attenuation model; 4-Computation of exceedance probabilities for several ground-motion levels. From Reiter (1990). In this paper only the first two steps are considered.*

**Zonas Sismogénicas**

La definición de zonas sismogénicas se ha realizado tradicionalmente a partir de la observación pareja de la distribución espacial de epicentros sísmicos con estructuras geológicas en superficie. Este procedimiento se basa fuertemente en el registro sísmico disponible que, en zonas de sismicidad moderada-baja, puede ser escaso, poco representativo y de baja calidad. Además, las unidades geológicas que se suelen considerar son, generalmente, unidades pre-establecidas en la literatura con criterios que no guardan relación con el régimen tectónico actual (e.g., criterios paleogeográficos, estructuras pre-alpinas,...). De este modo, en un mismo territorio pueden resultar tantos modelos de zonas sismogénicas como autores trabajen en él. Esta situación ha motivado que en los APS modernos se tienda a considerar varios modelos de fuentes sismogénicas mediante el empleo de árboles lógicos, o incluso a prescindir de zonas sismogénicas (*zone-less models*).

Sin embargo, el estado actual del conocimiento permite incorporar una serie de cri-

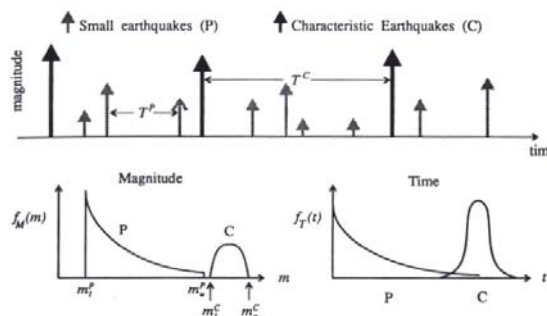
terios que pueden reforzar objetivamente la definición de zonas sismogénicas, y disminuir considerablemente la subjetividad en su definición. El principal criterio parte de considerar una zona sismogénica como un volumen de corteza donde puede admitirse un comportamiento homogéneo frente a la deformación. Es importante observar que la mayoría de la sismicidad tiene lugar en la corteza superior, y es ésta, por tanto, la que mayor interés tiene estudiar.

La metodología propuesta parte en primer lugar de establecer dentro del territorio de análisis, zonas con estructura cortical, composicional, y térmica contrastadas (García-Mayordomo, 2005; García-Mayordomo y Giner-Robles, 2006). Para ello es necesario contar con datos de geofísica profunda, así como de flujo térmico en superficie. En cada una de estas zonas se construye un perfil reológico y se determinan los siguientes parámetros: profundidad del límite de deformación frágil-dúctil, resistencia de la corteza superior, y gradiente geotérmico de la corteza superior. Estos tres parámetros guardan una estrecha relación entre ellos mismos y con la ocurrencia y características de la sismicidad (e.g., Sibson, 1983 y 1984). Una zona de gradiente geotérmico alto determinará, en general, que el límite de deformación frágil-dúctil sea más superficial, así como la resistencia de la corteza superior sea menor, que en una zona de gradiente geotérmico más bajo. Del mismo modo, la sismicidad tenderá a ser de foco más superfi-

cial, a ocurrir con mayor frecuencia y a presentar una relación de terremotos pequeños frente a grandes (parámetro *b*) más alta, que en una zona más fría, profunda y resistente.

El análisis contrastado entre los parámetros térmicos y resistentes de la corteza con las características de la sismicidad, provee un criterio para la definición de zonas sismogénicas mucho más objetivo y plausible que la mera correlación entre epicentros y unidades geológicas. Sin embargo, debe observarse que la construcción de perfiles reológicos también puede adolecer de importantes incertidumbres (cf. Fernández y Ranalli, 1997). Ahora bien, el objetivo de los perfiles reológicos en esta metodología no es obtener valores absolutos, sino valores contrastables, con lo que el problema de la incertidumbre puede quedar resuelto en parte si siempre se aplica el mismo criterio y fuente de datos.

La segunda cuestión importante en la que se pueden aplicar criterios geológicos en la definición de zonas sismogénicas es en la estimación del tamaño máximo del terremoto -i.e., el umbral superior de la relación de Gutenberg-Richter. Tradicionalmente, el tamaño del terremoto máximo en una zona sismogénica se infiere a partir del máximo registro localizado en el interior de la zona -normalmente un registro histórico evaluado en términos de intensidad macrosísmica-incrementado a juicio del analista. Este procedimiento presenta el problema de que el máximo terremoto registrado no tiene por que



**Fig. 2.- Parte superior:** representación esquemática de la recurrencia temporal de la sismicidad regida por un modelo poissoniano (P) y la del terremoto característico (C). **Parte inferior izquierda:** función densidad de probabilidad de la magnitud de la sismicidad de ocurrencia poissoniana y del terremoto característico; **derecha:** función densidad de probabilidad del tiempo entre eventos de ocurrencia poissoniana y del terremoto característico. En los métodos híbridos la ocurrencia de terremotos de magnitud inferior a la del terremoto característico sigue un modelo de Poisson y presenta una distribución exponencial de la magnitud. Por el contrario, la ocurrencia del terremoto característico se rige por un proceso de renovación y su magnitud queda definida en un estrecho rango de valores posibles. Tomado de Wu *et al.* (1995).

*Fig. 2.- Top: scheme of seismic recurrence in Poissonian (P) and characteristic earthquake (C) models. Bottom left: probability density function of magnitude in Poissonian and characteristic earthquake models; Bottom right: probability density function of time-between-events in Poissonian and characteristic earthquake models. From Wu et al. (1995).*

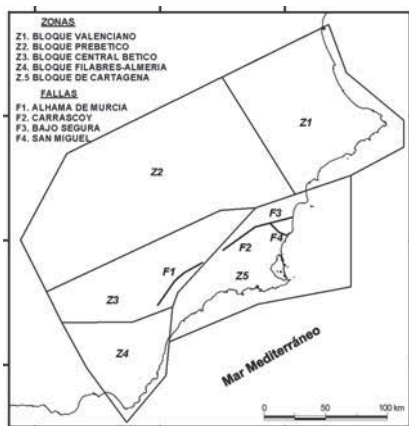


Fig. 3.- Ejemplo de representación espacial de un modelo híbrido de zonas y fallas en el sureste de España. Adaptado de García-Mayordomo

Fig. 3.- Example of a hybrid model in southeast Spain. Adapted from García-Mayordomo (2005).

ser el máximo posible, especialmente si el tiempo de registro es corto en relación con el ciclo sísmico; y, en el caso de que se trate de un registro histórico, por las importantes incertidumbres que conlleva la transformación a la escala de magnitud.

El criterio geológico a aplicar en este caso parte de la siguiente consideración: si puede admitirse que una zona sismogénica es un volumen de corteza fracturado de propiedades resistentes y térmicas homogéneas, entonces, la deformación elástica interna del bloque se distribuirá a través de la fracturación interna, y cualquier falla localizada dentro del dominio de deformación frágil será susceptible de producir sismicidad. Por tanto, el tamaño máximo del terremoto que teóricamente puede producir una zona sismogénica será función del tamaño máximo de las fallas localizadas en su interior.

La evaluación del tamaño máximo de las fallas es una tarea que puede hacerse a partir de la información geológica de superficie aplicando técnicas estadísticas. Un método sencillo consiste en construir histogramas de «longitud de falla» de tamaño de clase 5 km por cada sistema de orientación, y determinar, finalmente, el intervalo mayor más frecuente. Conocida esta longitud puede obtenerse una estimación de la magnitud momento máxima del terremoto que rompiera tal longitud en superficie a partir de relaciones empíricas (e.g., Wells y Coppersmith, 1994; Stirling *et al.*, 2002). Así mismo, conocida la longitud máxima y la profundidad del límite frágil-dúctil, se puede obtener otra estimación de la magnitud máxima a partir del área rotura. Por otra parte, también pueden emplearse la ecuación del momento sísmico de Aki (1966):

$$M_0 = m D A \quad [1]$$

donde  $M_0$  es el momento sísmico,  $m$  es el módulo de rigidez de la corteza,  $D$  el desplazamiento cosísmico medio a lo largo de la falla y  $A$  el área de ruptura. Conocido  $M_0$  la magnitud momento ( $M$ ) se estima a través de (Hanks y Kanamori, 1979):

$$M = 2/3 \log M_0 - 10.7 \quad [2]$$

Con todo este conjunto de estimaciones se puede finalmente arrojar un valor medio y evaluar su incertidumbre.

Uno de los principales problemas que presenta la metodología propuesta en el párrafo anterior es el de la medición de longitudes de falla, que puede ser muy variable según el analista. Para minimizar esta subjetividad es conveniente trabajar siempre a la misma escala y que ésta, además, sea representativa (e.g., 1:50.000). Es preferible medir lineamientos sobre modelos digitales del terreno, aunque sean dudosos, antes que emplear cartografías geológicas condicionadas a expresar un estilo tectónico determinado. Éstas se pueden usar para comprobar la veracidad de los sistemas de fallas encontrados. En definitiva, se trata de inferir las características de la fracturación (orientación y tamaño) de modo similar que en ingeniería geológica se estudian las discontinuidades de un macizo rocoso.

### Grandes Fallas

Las fallas que tienen interés en un APS son aquellas que: 1) el terremoto máximo que pueden producir es mayor que el de la zona o zonas sismogénicas donde quedan incluidas y, 2) la recurrencia de tal evento es del orden de 10.000 años o menor. Recurrencias mayores tienen un impacto despreciable en el cálculo probabilista en comparación con la peligrosidad que aportan las zonas sismogénicas para los periodos de retorno que se consideran usualmente en la ingeniería civil para edificaciones convencionales (e.g., de 500 a 1000 años), e incluso para estructuras de mayor importancia (e.g., de 2500 a 5000 años). Únicamente en casos excepcionales se consideran periodos de retorno del orden de los 10.000 años o más (e.g., almacén de residuos radioactivos), y en estos casos, generalmente, se realiza un APS determinista donde se consideran todas las grandes fallas independientemente de su recurrencia.

La determinación del terremoto máximo en una falla se basa en el concepto de segmentación (Schwartz y Coppersmith, 1986; Aki, 1984), es decir, la definición de tramos de falla capaces de romper completamente en un solo terremoto. En los APS modernos existe bastante consenso en considerar que los segmentos de falla tienden a producir un

terremoto máximo que define el inicio (o final) de un ciclo sísmico, y que el momento sísmico de este evento constituye la mayor parte del total de energía liberada. Este modelo de comportamiento sísmico es el conocido Modelo del Terremoto Característico. La validez de este modelo ha sido confirmada en la mayor parte de las fallas donde se ha estudiado (e.g., Wesnousky, 1994; Stirling *et al.*, 1996).

Las implicaciones resultantes de admitir el modelo del terremoto característico en un APS son: 1) la ocurrencia de terremotos máximos tiene lugar en fallas (o segmentos) y la magnitud de éstos, en cada una de las fallas, presenta un valor fijo (o con un pequeño rango de variación) y, 2) la recurrencia de las magnitudes máximas se desvía del ajuste exponencial de Gutenberg-Richter, y por tanto debe ser estimada por otros métodos.

La definición de segmentos se basa en la observación de variaciones en la continuidad, dirección, geometría, tipo de deformación, actividad reciente,... de la falla principal (cf., Schwartz y Coppersmith, 1986). En un APS interesa delimitar los segmentos en los que es más probable una rotura completa. Considerar la rotura de fallas completas, o de varios segmentos a la vez, tiene un carácter aplicado muy limitado; puesto que el terremoto característico de cada uno de los segmentos tendrá siempre una recurrencia menor que el de la falla completa. Así mismo, tiene escaso interés considerar segmentos de longitud similar a la de la fracturación interna, ya que el terremoto máximo que puede producir el segmento será similar al máximo de la zona sismogénica donde está contenido—a no ser que se haya estimado en el segmento una recurrencia baja (<10.000 años).

El Modelo del Terremoto Característico no implica necesariamente que el intervalo de recurrencia entre eventos característicos sea constante (Schwartz y Coppersmith, 1984). Ahora bien, en los cálculos de la peligrosidad sísmica es usual asumir un valor medio de recurrencia den-

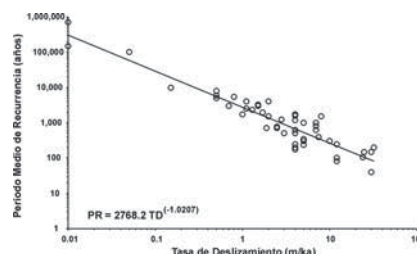


Fig. 4.- Regresión de la tasa de deslizamiento (TD) sobre el periodo medio de recurrencia del evento máximo (PR). Datos de Villamor y Berryman (1990).

Fig. 4.- Regression of slip rate (TD) on mean recurrence period of maximum event. Data from Villamor and Berryman (1990)

tro de unos límites inferior y superior que caracterizan su incertidumbre. Asumiendo que los eventos característicos tienen una periodicidad media constante, el intervalo o periodo de recurrencia medio (PR) puede ser calculado a partir de (Wesnousky, 1986):

$$PR = \frac{M_o^e}{M_o^s} \quad [3]$$

donde  $M_o^e$  es el momento sísmico del terremoto máximo y  $M_o^s$  es la tasa de acumulación de momento sísmico de la falla. De acuerdo con la definición de momento sísmico (ec. 1) y conociendo el salto cosísmico medio del terremoto máximo (D) y la tasa de deslizamiento de la falla (TD), se tiene que:

$$PR = D/TD \quad [4]$$

La posibilidad de realizar una estimación del periodo medio de recurrencia, y la bondad de ésta, dependerá de la cantidad y calidad de la información que se disponga. En un APS el dato fundamental es la edad de la última deformación asociada a la falla, si ésta es bastante más antigua que 10.000 años es razonable suponer que el periodo de recurrencia medio de los grandes terremotos será, así mismo, mucho mayor de 10.000 años.

Las fuentes de información más completas son los estudios de paleosismicidad con datación de los materiales afectados y no afectados por la falla. Idealmente, de este tipo de trabajos se puede obtener la edad de la última deformación, una estimación de la recurrencia media entre paleoterremotos, el tamaño de éstos inferido por el salto cosísmico, y la velocidad o tasa de deslizamiento de la falla.

Sin embargo, es frecuente no contar con estudios de paleosismicidad específicos de una falla, puesto que son caros, pero sí con cartografías geológicas de detalle y publicaciones en general sobre la actividad reciente de la falla. De este tipo de información es generalmente posible obtener una estimación de la edad de los materiales más recientes afectados por la falla. Este dato suele encontrarse en términos relativos a la cronología del Cuaternario, ya sea continental o marino. En general, si la edad de los últimos materiales afectados por la falla es Pliocuatrnario, Pleistoceno Inferior o Medio, entonces, a falta de nuevas observaciones, puede descartarse la consideración de la falla en un APS. Si la última deformación es Pleistoceno Superior (125.000-10.000 años) debe considerarse la posible inclusión de la falla en un APS, que dependerá de la tasa de deslizamiento de ésta. Si

la última deformación entra en el Holoceno (últimos 10.000 años) la falla debe incorporarse al APS.

La metodología propuesta por el autor para estimar el periodo medio de recurrencia parte del dato fundamental de la tasa de deslizamiento. A partir de ésta es posible construir una muestra de estimaciones empleando métodos analíticos (Wesnousky, 1986) y empíricos (e.g., Slemmons, 1982; Villamor y Berryman, 1999) (Fig. 4), así como contemplando hipótesis diferentes (e.g., variaciones en la tasa de deslizamiento, salto cosísmico). Finalmente, el periodo medio de recurrencia del evento de magnitud máxima se obtiene en forma de intervalo. Los extremos máximo y mínimo del intervalo, que representan respectivamente el caso más y menos favorable en términos de peligrosidad sísmica, pueden obtenerse haciendo la media entre los valores máximos y mínimos, después de eliminar estimaciones anómalas (*outliers*). En el caso de fallas cuya última deformación reconocida en campo no entre dentro del Holoceno, pero sí del Pleistoceno Superior, uno de los límites del intervalo debe establecerse en 10.000 años.

### Conclusiones

La definición y caracterización de fuentes sismogénicas en los APS de regiones de sismicidad baja o moderada se ha realizado tradicionalmente a partir del registro sísmico disponible y de su asociación espacial con estructuras geológicas arbitrarias. La incorporación de datos y criterios geológicos relacionados con la ocurrencia y características del fenómeno sísmico provee una base más objetiva y científicamente plausible, aunque tampoco exenta de incertidumbres. La ocurrencia de sismicidad en un territorio puede modelizarse considerando dos tipos fundamentales de fuentes: zonas y fallas. Las primeras pueden definirse a partir del análisis de las relaciones entre los parámetros resistentes y térmicos de la corteza con la sismicidad y las características de la fracturación interna. Las fallas pueden caracterizarse a partir de sus dimensiones, edad de la última deformación y tasa de deslizamiento. Ambos tipos de fuentes pueden integrarse satisfactoriamente en un APS asumiendo un modelo híbrido, donde la ocurrencia de sismos en las zonas se regiría por un modelo de ocurrencia poissoniano y una relación frecuencia-magnitud exponencial, y en las fallas por un modelo del terremoto característico.

### Agradecimientos

La mayor parte de las ideas expresadas en este trabajo se gestaron durante el periodo de realización de la tesis doctoral del

autor. El autor agradece a sus directores Drs. R. Blázquez y J.J. Martínez-Díaz las discusiones científicas mantenidas y a la Comunidad Autónoma de Madrid su financiación mediante una beca doctoral FPI.

### Referencias

- Aki, K. (1966). *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 44, 23-88.
- Aki, K. (1984). *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5867-5872.
- Fernández, M. y Ranalli, G. (1997). *Tectonophysics*, 282, 129-145.
- García-Mayordomo, J. (2005). *Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 373 p.
- García-Mayordomo, J. y Giner-Robles, J. (2006). *Geogaceta*, 39, 55-58.
- Hanks, T.C. y Kanamori, H. (1979). *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
- Reiter, L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis*. Columbia University Press, 254 p.
- Schwartz, D.P. y Coppersmith, K.J. (1984). *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5681-5698.
- Schwartz, D.P. y Coppersmith, K.J. (1986). En: *Active Tectonics*, National Academy Press, 215-214.
- Sibson, R.H. (1983). *Journal of the Geological Society*, 140, 741-767.
- Sibson, R.H. (1984). *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5791-5799.
- Slemmons, D.B. (1982) En: *Proceedings of the 3rd International Earthquake Microzonation Conference*, Seattle, Washington, v.1, 119-130.
- Stirling, M.W., Wesnousky, S.G. y Shimazaki, K. (1996). *Geophysical Journal International*, 124, 833-868.
- Stirling, M., Rhoades, D. y Berryman, K. (2002). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2), 812-830.
- Villamor, P. y Berryman, K. (1999). *1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Murcia, I, 153-163.
- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Wesnousky, S.G. (1986). *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), 12587-12631.
- Wesnousky, S.G. (1994). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1940-1959.
- Wu, S.-C., Cornell, C.A., Winterstein, S.R. (1995). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(1), 1-16.