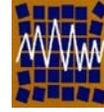




Universidad de Concepción
Departamento de Ingeniería Civil



Asociación Chilena de Sismología e
Ingeniería Antisísmica

CÓDIGO N°A01-01: ESTIMACION DE LA PELIGROSIDAD DE LA RUPTURA DE UNO DE LOS SISTEMAS DE FALLAS DEL GRABEN DE ACAMBAY, MÉXICO

Javier Lermo¹ y Oscar Ishizawa²

1.- Instituto de Ingeniería, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán, México D. F., C.P. 04510, Teléfono: 56 23 35 00, Ext.1264, E-mail: jles@pumas.iingen.unam.mx

2.- Laboratoire de Mécanique des Sols, Structures et Matériaux (LMSS-Mat) Ecole Centrale Paris Grande Voie des Vignes 92295 Châtenay-Malabry e-mail: ishizawa@mssmat.ecp.fr

RESUMEN

En 1912, en Acambay, Edo. De México, a una distancia de 80 km. de la ciudad de México, ocurrió un sismo de magnitud 6.9. Las áreas de daños reportadas para este sismo sugieren que éste se originó en fallas superficiales. En este estudio nos interesamos principalmente en las fallas que constituyen el graben de Acambay del sector Oriental del Eje Neovolcánico Mexicano: la falla de Acambay-Tixmadejé y el sistema de fallas de Venta de Bravo-Pastores. Utilizando el registro del sismo principal de Tlaxcoapan, Hgo., (Mw=3.9) del 18 de marzo de 1998 y proponiendo el escenario de la posible ruptura de las fallas mencionadas, se estimó el movimiento sísmico resultante en la estación de Ciudad Universitaria (CU). Para la estimación se utilizó el método de las funciones de Green empíricas. Los acelerogramas simulados muestran un aumento de aproximadamente un orden de magnitud, hacia altas frecuencias (entre 1.0 y 20 Hz) al compararlos con temblores de aproximadamente la misma magnitud de otras fuentes, como la de subducción y la de fallamiento normal dentro de la placa subducida, como son los temblores de San Marcos (Mw=6.9) del 25 de abril de 1989 y el sismo de Tehuacan (Mw=7.0) del 15 de Junio de 1999, respectivamente.

Palabras Clave: Peligrosidad en el Graben de Acambay, México. Simulación de acelerogramas.

1. INTRODUCCIÓN

Aún cuando la mayor parte de los sismos en México y en el mundo se relacionan directamente con el movimiento de placas tectónicas, hay temblores menos frecuentes que ocurren en los continentes, hacia el interior de las placas. Este es el caso de los sismos que ocurren en México a lo largo del Eje Neovolcánico Mexicano. A pesar que estos sismos en el Eje Neovolcánico son generalmente pequeños, ocurren ocasionalmente eventos de mayor magnitud. En 1912, por ejemplo, en Acambay, Edo. De México, a una distancia de 80 km. de la ciudad de México, ocurrió un sismo de magnitud 6.9 aproximadamente. Las áreas de daños reportadas por estos sismos sugieren que éstos se originan en fallas superficiales asociadas probablemente a las estructuras geológicas tensionales que existen en la zona (grabens).

En este estudio nos interesaremos principalmente en dos de las fallas que constituyen el graben de Acambay del sector Oriental del Eje Neovolcánico Mexicano, localizado a unos 80 km al noroeste de la ciudad de México: la falla de Acambay-Tixmadejé y el sistema de fallas de Venta de Bravo-Pastores. Utilizando el registro del sismo principal de Tlaxcoapan, Hgo., ($M_w=3.9$) del 18 de marzo de 1998 y proponiendo el escenario de la posible ruptura de las fallas mencionadas, estimaremos el movimiento sísmico resultante en la estación de Ciudad Universitaria (CU). Para ello se planteará un modelo realista con base en los parámetros de fuente del sismo antes mencionado. Para la estimación utilizaremos el método de las funciones de Green empíricas.

El método de las funciones de Green empíricas nos permite simular movimientos sísmicos fuertes a partir del registro de temblores pequeños ocurridos cerca del sitio donde se pretende hacer la simulación. Este método aprovecha la información, de trayectoria y de sitio, contenida en el registro de un sismo de pequeña magnitud. Mediante el método de superposición propuesto por Irikura (1986) y utilizando la ley de escalamiento espectral w^{-2} propuesta por Aki (1967) se modela el sismo de mayor magnitud de acuerdo al modelo geométrico propuesto.

La razón por la cual se escogió la estación de Ciudad Universitaria es por su riqueza en cuanto a información sísmica de temblores de subducción y normales durante este siglo. Además desde la estación de CU, los resultados obtenidos se pueden extrapolar al resto de la ciudad de México.

2. ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL GRABEN DE ACAMBAY Y TLAXCOAPAN

En la Figura 1 se muestra un mapa topográfico (curva de nivel de 2500 msnm) que delimita aproximadamente los grabens de Acambay y Tlaxcoapan.

El graben de Acambay mide 40 km de largo y 15 km de ancho, con un relieve topográfico máximo de 500 m (Suter et al., 1995). Está definido por la extensión del sistema de fallas Acambay-Tixmadejé y Pastores, las cuales delimitan el graben en el norte y sur, respectivamente. Forma parte de una zona más grande deformada por el mismo sistema de fallas con dirección este, con una longitud de 70 a 75 km (Suter et al.,

1995). Esta zona incluye adicionalmente la falla Epitacio Huerta en el norte y la Falla Venta de Bravo en el sur. Estas dos fallas están separadas del graben de Acambay por el sistema de fallas Querétaro-Taxco con orientación norte-noroeste (Ramírez-Herrera et al., 1998), una zona preexistente de fallas normales con la orientación del "Basin and Range". La parte norte del graben tiene una longitud de 35 a 40 km y alcanza una altura máxima de 400 m en su parte central. La falla Acambay-Tixmadejé presenta un buzamiento de 60 a 70 grados hacia el sur. Esta falla forma un escarpe continuo sobre una distancia de 34 km.

El Graben de Tlaxcoapan, presenta una orientación general Este-Oeste, y tiene una amplitud de 23 Km. En el borde septentrional está ubicada Mixquiahuala, en tanto que en su límite septentrional se encuentra Tlamaco. El graben de Tlaxcoapan trunca abruptamente las estructuras con orientación general Norte-Sur, definidas en las unidades sedimentarias mesozoicas. El salto de sus fallas principales puede ser mayor a los 1000 m; en vista de que, en el área del bloque hundido no afloran las rocas mesozoicas y que, el desnivel entre el afloramiento de rocas cretácicas de mayor altitud (en el pilar septentrional -C. Peña Colorada- y el Valle del Mezquital) es de 770 m. En el borde Sur el desnivel (entre el valle y el Anticlinal EL Zarco) es de 420 m. La estructura se caracteriza por la presencia de topofomas tales como: mesas, cerros cónicos y amplios valles que interrumpen el relieve de sierras alargadas de orientación Norte-Sur con laderas convexas de las porciones adyacentes. El desnivel entre los diferentes elementos morfológicos localizados dentro de la fosa es de 400 m.; y en ocasiones rebasa los 700 m.

Por otro lado, en la Figura 1, también se muestra la ubicación de la sismicidad reciente simbolizadas con círculos pequeños abiertos. El sismo del 19 de Noviembre de 1912 ($M_s=6.9$) se muestra con una estrella. Este temblor que se encuentra a menos de 100 km de la Ciudad de México, es una muestra del riesgo sísmico que representan las estructuras geológicas como el graben de Acambay. Así pues, esta estructura que tiene 40 km de longitud y 15 de ancho aproximadamente, está definida por la extensión del sistema de fallas Acambay-Tixmadejé y la falla de Pastores, las cuales la delimitan en la parte norte y sur, respectivamente.

Otro sismo moderado ocurrió en Febrero de 1979 cerca de la región Tlalpujahuá-Maravatío (en la Figura 1, se muestra el evento principal y algunas réplicas relocalizadas en este trabajo). Se detectaron aproximadamente 90 sismos entre febrero y junio de 1979. El evento principal ocurrió el 22 de febrero de 1979, cerca del poblado Buenavista, a una profundidad de 8.2 km, se le asignó una magnitud $m_b=5.3$ y un momento sísmico $M_0=1.75 \times 10^{18}$ N-m (Astiz, 1980). Suter et al, (1992, 1996) sugieren que el sismo principal y la mayoría de las réplicas ocurrieron probablemente en la falla Venta de Bravo, tal como lo indica la localización instrumental y la distribución de intensidad del sismo principal. El mecanismo focal del sismo principal tiene una orientación del plano de falla W-E con un echado de 60° N (Astiz, 1980), ésta orientación es similar a la de la falla Venta de Bravo (Ramírez-Herrera, 1998). El mecanismo focal muestra una componente principal lateral izquierda de deslizamiento a rumbo, la cual es consistente con las estriaciones de la falla observadas en la falla Venta de Bravo cerca del epicentro.

Más recientemente, el 18 de marzo de 1998 se registró un temblor de $M_w=3.9$ en el poblado de Tlaxcoapan, Hgo., a una profundidad de aproximadamente 4 Km. Gracias a la oportuna instalación de una red temporal de sismógrafos analógicos y digitales se pudo localizar un total de 63 réplicas durante 15 días. En la Figura 1, se muestra la distribución epicentral de las réplicas, las cuales se encuentran aproximadamente en la parte central del Graben de Tlaxcoapan. Este sismo será analizado con un mayor detalle en la siguiente sección, ya que el temblor principal, que fue registrado en la estación de Ciudad Universitaria (CU), la cual se encuentra en la zona de lomas hacia el sur del Distrito Federal, nos servirá de semilla para generar los sismogramas sintéticos en el sistema de fallas Acambay-Tixmadejé y Venta de Bravo-Pastores.

Dos meses después, durante los primeros días del mes de junio, se inició otra secuencia de sismos cercanos al poblado de Maravatío, Mich. El evento de mayor magnitud fue de $M_c=3.8$ y ocurrió el 9 de Junio, a una profundidad de aproximadamente 3 Km. Nuevamente gracias a una red temporal se localizaron un total de 16 réplicas durante 3 días. En la Figura 1, se muestra esta distribución, que precisamente caen sobre una de las fallas que conforman la parte occidental del sistema de fallas Venta de Bravo. Sus hipocentros muestran un alineamiento de la sismicidad hacia el norte entre 2 y 6 km, siguiendo un buzamiento de aproximadamente 50 grados. El mecanismo focal simple del evento de mayor magnitud muestra un gran parecido con el mecanismo del sismo del 22 de febrero de 1979 ($m_b=5.3$) reportado por Astiz (1980), en el cual se eligió los siguientes parámetros de la falla: rumbo 296° , buzamiento 53° , corrimiento -64° , que presenta también una componente lateral izquierda.

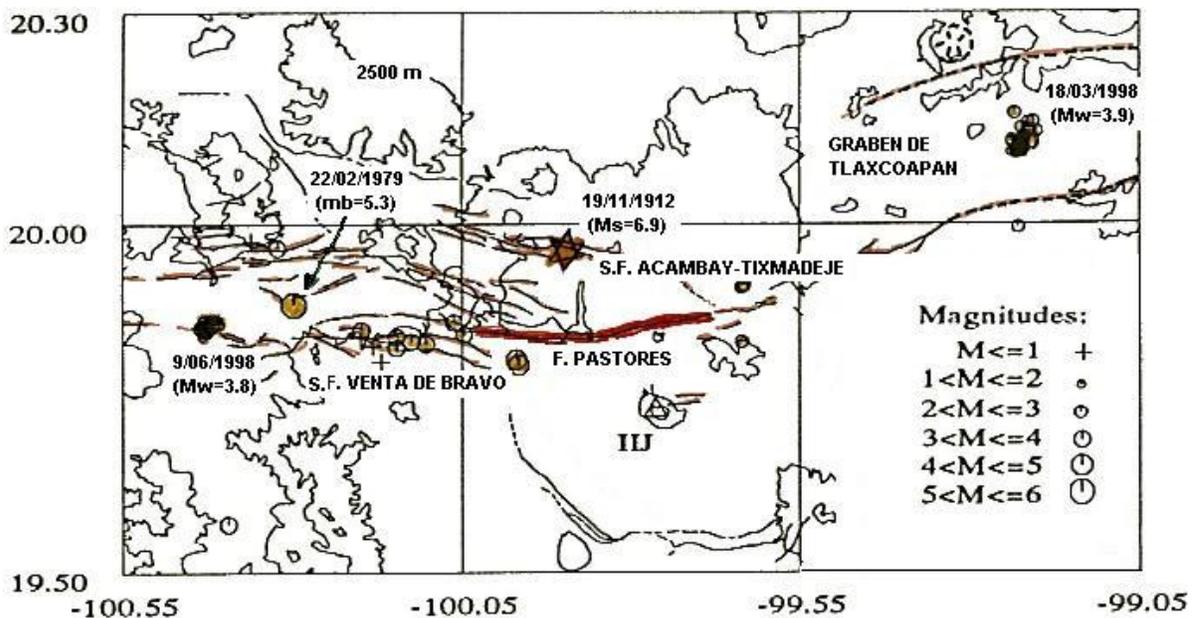


Fig. 1. Mapa del Graben de Acambay y Tlaxcoapan ubicados en la parte central del Eje Neovolcánico Mexicano. Las líneas continuas representan curvas de nivel de 2500 m. Con líneas punteadas se han trazado aproximadamente las fallas más importantes de estos grabens. Con círculos abiertos se muestra la sismicidad reciente en estas dos zonas. Con el símbolo de estrella se muestra la ubicación del terremoto de Acambay del 19 de noviembre de 1912 ($M_s=6.9$).

2.1 El Temblor de Tlaxcoapan, Hgo. del 18 de marzo de 1998 (Mw=3.9)

El 18 de marzo de 1998 el Servicio Sismológico Nacional de México (SSN) dependencia del Instituto de Geofísica de la UNAM y el Sistema de Información Sismo-telemétrica de México (SISMEX) dependencia del Instituto de Ingeniería de la UNAM, reportaron la ocurrencia de un sismo de Magnitud 4.0 con localización cercana al poblado de Tlaxcoapan, Hgo., a una profundidad de aproximadamente 4 Km. El sismo ocurrió a las 5:56 a.m., hora local. Aunque no se reportaron daños considerables, este sismo alarmó a las poblaciones en Tlaxcoapan y Tula. Varias de las réplicas que siguieron, se sintieron en las poblaciones aledañas al epicentro.

El evento principal y cinco de las primeras réplicas fueron localizadas con estaciones sísmicas de la red de SISMEX y la del SSN. Un ejemplo de los registros del evento principal, en estas estaciones de periodo corto y banda ancha, se muestran en las Figuras 2. Las siguientes réplicas se localizaron gracias a la oportuna instalación de una red temporal de sismógrafos analógicos y digitales en el área epicentral. Estos equipos permanecieron del 20 al 31 de Marzo, logrando localizar otras 25 réplicas, que permitieron definir la zona sísmica con gran precisión.

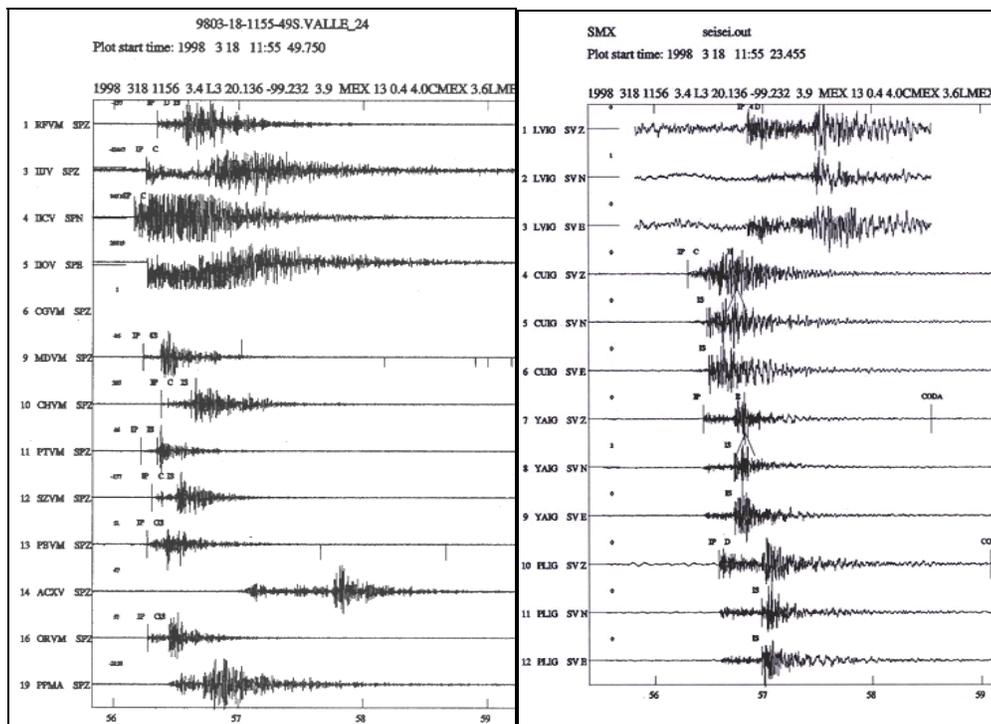


Fig. 2. Parte izquierda, registros sísmicos en estaciones del SSN y de SISMEX de periodo corto del evento principal del 18 de marzo de 1998 en el graben de Tlaxcoapan, cerca de la ciudad de Tula, Hgo. Parte derecha, registros sísmicos en estaciones del SSN de banda ancha para el mismo sismo.

La localización de los sismos se realizó con el programa Hypocenter (Lienert and Havskov, 1995) y para el análisis de la información se utilizó el sistema SEISAN (Havskov, 1997). Para el cálculo de la magnitud

local (MI) se utiliza la relación de Lermo et al. (2001) $M_I = \log(A) + 1.2 \log(A) + 0.002 \cdot D - 2.17$, donde A es la máxima amplitud en nm y D es la distancia epicentral en kilómetros. Para el cálculo de la magnitud de momento se utilizó la expresión: $M_w = 2/3 (\log(M_0)) - 6.06$, donde M_0 es el momento sísmico dado en Joules. El modelo cortical utilizado para la zona epicentral fue:

Profundidad a la interfaz (Km)	α velocidad de ondas P (Km/s)
0.0	4.1
1.0	6.1
35.0	8.1

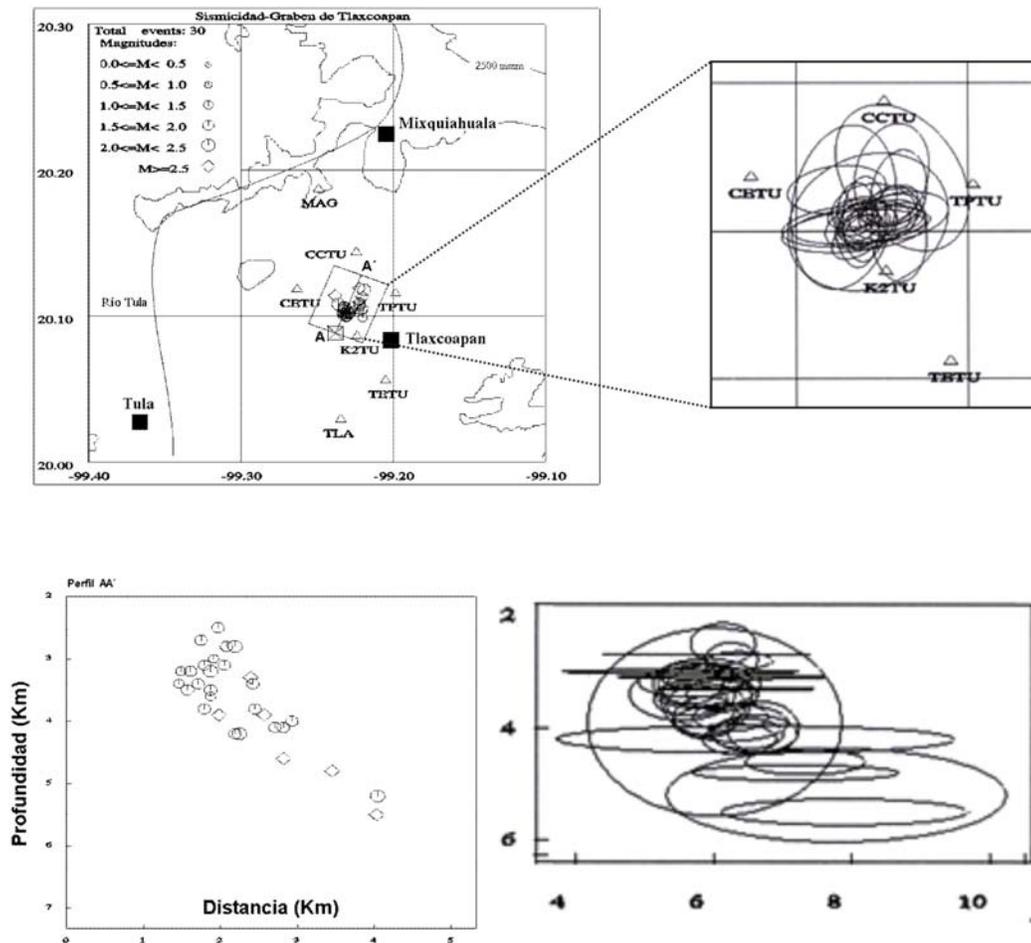


Fig. 3. Parte superior, Distribución espacial de los 30 sismos locales (círculos). En la parte derecha se ha incluido sus elipses de error (los cuales no rebasan los 4 Km). También se ha incluido las siete estaciones sísmicas (triángulos) y el trayecto del río Tula (línea continua). Parte inferior, perfil AA', donde se observa la distribución de los hipocentros para los 30 sismos. Nuevamente en la parte izquierda se ha incluido sus elipses de error.

En la parte superior de la Figura 3 se muestra la distribución espacial de las 29 réplicas y el evento principal, así como también la distribución de las estaciones locales que sirvieron para su localización (triángulos abiertos), y su relación con la geomorfología (curvas de nivel cada 1000 m). Además, se muestra en la parte izquierda las elipses de error en planta de cada uno de estos 30 sismos. Estas elipses están orientadas según la distribución de las estaciones que se utilizaron para su localización. Si tomamos un promedio de la longitud

del eje más largo de estas elipses, vemos que ésta es menor a los 4 km. En la parte inferior de la Figura 3 también se muestra un perfil AA', trazado de sur a norte aproximadamente. Su distribución de los hipocentros se muestra en la parte inferior de la misma figura, así como sus elipses de error. Estas se distribuyen uniformemente a partir de los 2.5 a 6.0 km aproximadamente con un ángulo de 45 grados. Probablemente esta actividad esté asociada a la actividad de uno de los bloques sedimentarios del mesozoico colapsados dentro del graben.

Estos eventos ocurren en la parte central del Graben de Tlaxcoapan, cerca del poblado Tlaxcoapan, Hgo. Esta fosa tectónica presenta una orientación este-oeste y una franja de 23 km de amplitud; su borde septentrional está ubicado en el poblado de Mixquiahuala, mientras que su límite septentrional se encuentra en el poblado de Tlamaco. Este graben trunca abruptamente las estructuras con orientación general norte-sur definida en las unidades sedimentarias mesozoicas. El salto de sus fallas principales puede ser mayor a los 1 km, en vista de que, en el área del bloque hundido no afloran las rocas mesozoicas. En la Tabla 1, se muestran estos 30 eventos mejor localizados. Esta tabla muestra el número de evento, su fecha de localización, sus coordenadas geográficas, profundidad, número de fases leídas, su error cuadrático medio y finalmente su estimación de magnitud local y de momento.

Tabla 1. Parámetros hipocentrales del evento principal y sus réplicas del sismo de Tlaxcoapan del 18 de marzo de 1998.

No	Año	M:d	h:m	seg	Lat N	Long W	Prof, Km	F	rms	MI	Mw
1	1998	03:18	11:56	3.3	20.103	-99.229	3.9	13	0.3	3.5	3.9
2	1998	03:18	14:56	19.5	20.113	-99.220	4.8	4	0.1	2.5	2.6
3	1998	03:19	00:14	39.3	20.119	-99.222	5.5	4	0.1	2.5	2.5
4	1998	03:19	00:55	40.9	20.108	-99.236	4.2	4	0.2	2.4	2.5
5	1998	03:19	02:10	44.9	20.118	-99.219	5.2	3	0.1	2.4	2.6
6	1998	03:23	06:38	8.8	20.114	-99.238	4.6	10	0.3	2.7	
7	1998	03:23	23:42	22.8	20.106	-99.227	3.3	9	0.3	2.7	2.8
8	1998	03:24	07:44	39.1	20.099	-99.220	3	3	0		
9	1998	03:25	02:30	23.1	20.102	-99.233	3.4	3	0	1.4	1.5
10	1998	03:25	10:06	22.5	20.100	-99.231	3.5	4	0	1.5	1.6
11	1998	03:25	12:32	58.4	20.102	-99.229	3.2	4	0.2	2.6	2.6
12	1998	03:25	15:14	55	20.102	-99.231	3.1	3	0	1.7	1.8
13	1998	03:25	23:11	56.5	20.100	-99.233	3.2	3	0	1.4	1.4
14	1998	03:26	01:14	31	20.099	-99.231	3.4	3	0	1.3	1.4
15	1998	03:26	07:10	39.7	20.100	-99.230	3.2	4	0	1.9	1.9
16	1998	03:27	04:07	52.8	20.102	-99.232	2.7	3	0	1.5	1.7
17	1998	03:28	10:53	46.4	20.106	-99.232	4.2	5	0	1.8	2
18	1998	03:29	08:36	35.5	20.105	-99.220	3.9	5	0.1	2.8	2.9
19	1998	03:29	10:12	46.6	20.105	-99.223	3.8	4	0	1.6	1.6
20	1998	03:29	10:32	16.1	20.107	-99.222	4.1	4	0	1.8	1.8
21	1998	03:29	10:40	57.1	20.109	-99.222	4	4	0	1.7	1.7
22	1998	03:29	10:41	30.5	20.108	-99.222	4.1	4	0	1.6	1.7
23	1998	03:29	12:01	38.8	20.104	-99.221	3.4	4	0	1.6	1.7
24	1998	03:30	20:36	52	20.104	-99.232	2.5	4	0	1.7	1.8
25	1998	03:31	07:19	32.6	20.102	-99.231	3.8	4	0	1.5	1.6

26	1998	03:31	07:47	57.4	20.104	-99.230	3.1	3	0	1.4	1.7
27	1998	03:31	08:18	45.5	20.102	-99.229	3.6	4	0	1.4	1.5
28	1998	03:31	13:42	47.1	20.106	-99.232	2.8	6	0	2.2	2.2
29	1998	03:31	15:02	38.1	20.105	-99.232	2.8	4	0	1.6	1.8
30	1998	03:31	16:07	39.2	20.102	-99.229	3.5	4	0	1.8	1.9

No: Número del evento; Prof: Profundidad; F: Número de fases; rms: error cuadrático medio; MI: magnitud local; Mw: magnitud de momento.

En la Figura 4, se muestra un mecanismo focal simple que confirma la distribución hipocentral de la sismicidad. En esta figura el mecanismo focal tiene un rumbo 296° , buzamiento 71° , corrimiento -24° y corresponde a un fallamiento normal con una gran componente lateral izquierdo.

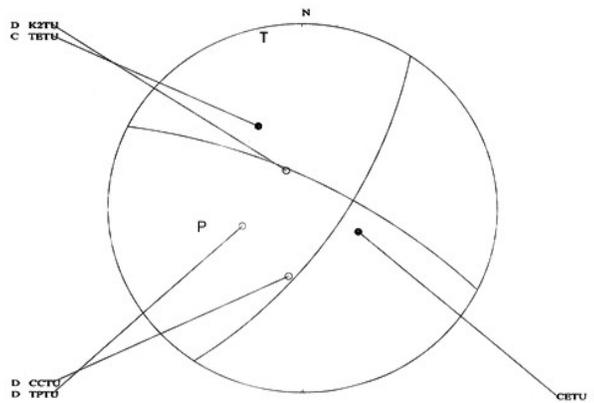


Fig. 4. Mecanismo focal para el evento 980328 10:53, determinado con las polaridades de los primeros arribos.

3. PREDICCIÓN DE MOVIMIENTOS FUERTES EN CU, MEXICO, D.F. USANDO EL METODO DE LAS FUNCIONES DE GREEN EMPIRICAS.

3.1 Método de las Funciones de Green Empíricas

El método consiste esencialmente en la superposición de pequeños eventos. Asumimos como hipótesis que tanto el evento pequeño como el principal siguen el modelo de escalamiento espectral w^{-2} con una caída de esfuerzos constante. Utilizando el método sintético para el modelo w^{-2} propuesto por Irikura (1986), la diferencia de momento entre el evento principal y el pequeño usado como Función de Green empírica es N^3 . Así modelamos el área de ruptura del evento principal que es dividida en $N \times N$ sub-fallas. El parámetro N se obtiene como sigue:

$$\frac{\tilde{U}_0}{\tilde{u}_0} = \frac{M_0}{m_0} = N^3, \quad (1)$$

$$\frac{\tilde{A}_0}{\tilde{a}_0} = \left(\frac{M_0}{m_0} \right)^{\frac{1}{3}} = N,$$

en dónde \tilde{U}_0 , \tilde{a}_0 son los niveles planos del espectro de desplazamientos (menores que la frecuencia de esquina), \tilde{A}_0 , $\tilde{\alpha}_0$ son los niveles planos del espectro de aceleración (menores que f_{\max}) y M_0 , m_0 son los momentos sísmicos del evento principal y de su réplica (o de su precursor) respectivamente. Entonces, los desplazamientos sintéticos $U(t)$ para el evento principal van a ser deducidos de aquellos del evento menor $u(t)$ a través de la siguiente ecuación:

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t-t_j) * u(t), \quad (2)$$

donde,

$$F(t) = \delta(t) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta \left[\frac{t - (k-1)\tau}{(N-1)n'} \right], \quad (3)$$

r y r_{ij} son las distancias desde el hipocentro del evento menor y desde el elemento (i, j) , al sitio, respectivamente; t_{ij} es la suma del tiempo de atraso del punto de ruptura al elemento (i, j) y del elemento (i, j) al punto de observación; τ es el *rise time* del evento principal y n' es un valor entero apropiado para cortar la ficticia periodicidad $\tau/(n-1)$ en altas frecuencias lejos del rango de frecuencia de interés (aquí usamos $n' = 60$).

En este caso como estamos usando un evento pequeño con una diferente caída de esfuerzos, como una función de Green empírica, introducimos una constante C que definimos como la razón entre la caída de esfuerzos del sismo principal y el sismo pequeño:

$$C = \frac{\Delta\sigma_L}{\Delta\sigma_S}. \quad (4)$$

Como los niveles espectrales están afectados por este mismo factor las ecuaciones (1) se convierten en:

$$\begin{aligned} \frac{\tilde{U}_0}{\tilde{a}_0} &= CN'^{-3}, \\ \frac{\tilde{A}_0}{\tilde{\alpha}_0} &= CN', \end{aligned} \quad (5)$$

y la ecuación (2) será modificada, emplazando $u(t)$ con $Cu(t)$ y N con N' como sigue:

$$U(t) = \sum_{i=1}^{N'} \sum_{j=1}^{N'} \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t-t_j) * Cu(t) \quad (6)$$

3.2 Validación del modelo

Para obtener los parámetros de fuente, se construyó con las réplicas del sismo de Tlaxcoapan, Hgo. del 18 de marzo de 1998 ($M_w=3.9$) un mecanismo focal compuesto, como se muestra en la Figura 5. El cual concuerda con los mecanismos focales individuales y con la sismicidad hipocentral observada. Si ahora suponemos que los mecanismos focales son similares a lo largo de los grabens de Acambay y Tlaxcoapan, como se observó con los resultados del temblor del 22 de febrero de 1979 ($m_b=5.3$) reportado por Astiz (1980) y el obtenido en el enjambre sísmico de junio de 1998 ($M_c=3.8$), los cuales también muestran una semejanza con este mecanismo compuesto; entonces porque no utilizarlo para simular la posible ruptura del sistema de fallas de Acambay-Tixmadejé y Venta de Bravo-Pastores en el graben de Acambay.

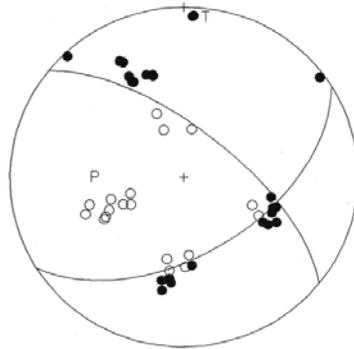


Fig. 5. Mecanismo focal compuesto (rumbo 309° , buzamiento 67° , corrimiento -41.4°), determinado con las polaridades de los primeros arribos de los 29 eventos re-localizados.

Ahora, para verificar la hipótesis sobre el decaimiento de las amplitudes de los espectros de Fourier que deberían seguir la ley de escalamiento espectral w^{-2} . Vamos a utilizar como función de Green empírica, una réplica pequeña del 31 de marzo de 1998, $M_w=1.6$ # 25, Tabla 1) y utilizando los parámetros de fuente de nuestro mecanismo compuesto (rumbo = 309.0° , buzamiento = 67.0° , corrimiento = -41.4°) simulamos un sismo más grande, del 29 de marzo de 1998, con una $M_w=2.9$ # 18, Tabla 1), registrado por la red local, instalada días después del sismo principal para registrar las réplicas de éste. En la Figura 6, se muestran los registros de sus tres componentes de movimiento (dos horizontales y una vertical) para las cuatro estaciones de banda ancha más cercanas a la zona epicentral (ver Figura 3), para cada uno de estas dos réplicas.

Luego, calculamos los niveles planos de los espectros de Fourier (ver Figura 7), de los registros de desplazamiento y aceleración, para obtener los cocientes del sismo del 29 de marzo (sismo grande) entre el sismo del 31 de marzo (sismo pequeño). Así, utilizando la fórmula (1) obtuvimos nuestro parámetro N , que para este caso fue $N = 2$.

Por otro lado, los sismos originados dentro del Eje Neovolcánico Mexicano tienen parámetros de fuente similares a los parámetros de los sismos producidos por fallamiento normal dentro de la placa subducida. Sin embargo existe una diferencia en la caída de esfuerzos: $\Delta\sigma_{Acambay} \leq \Delta\sigma_{normal}$. Esto se debe a que dentro del Eje Neovolcánico los temblores son superficiales. Por lo que se utilizó una diferencia de caída de esfuerzos de $C = 9.4$.

Todo esto nos permitió crear una malla para modelar el área de ruptura del sismo más grande. Hicimos una malla de 2×2 y cada célula era de $0.20 \times 0.25 \text{ Km}^2$. El “*rise time*” (tiempo de ascenso) lo evaluamos en 0.010 s. , valor característico de los sismos de magnitud pequeña comprendida entre: $1.5 \leq M_c \leq 3.5$ (Aguirre et al., 1994).

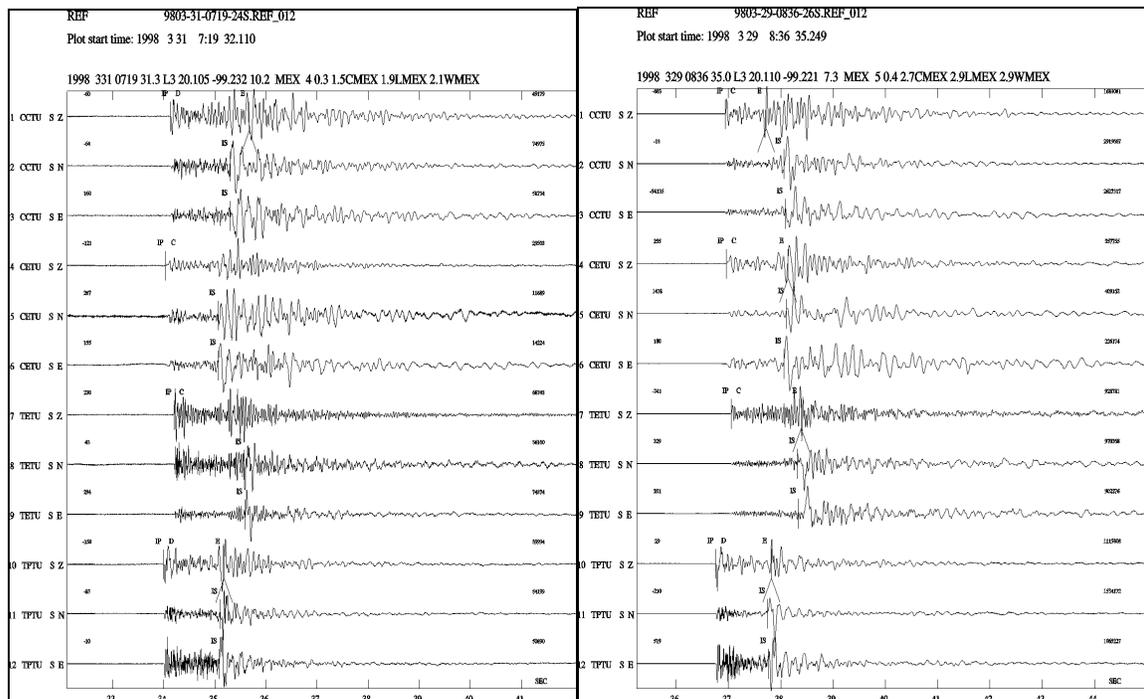


Fig. 6. Parte izquierda, registros sísmicos en estaciones con sismógrafos autónomos digitales con sismómetros de banda ancha para el eventos # 25 (Tabla 1). Parte derecha, registros sísmicos en estaciones con sismógrafos autónomos digitales con sismómetros de banda ancha para el eventos # 18 (Tabla 1).

La célula dónde comenzó la ruptura en nuestro modelo la calibramos después de varias simulaciones. Obtuvimos los mejores sismogramas sintéticos cuando la ruptura comenzaba en la célula (1,1). Nos dimos cuenta de la gran importancia que tiene la *directividad* dentro del fenómeno de ruptura sísmica.

Tomamos el modelo de velocidades que utilizamos para la localización de las réplicas del temblor de Tlaxcoapan, calculamos una velocidad de ondas S, $\beta = 3.5 \text{ km/s}$. La velocidad de ruptura la calculamos con la siguiente fórmula: $V_r = 0.74\beta$.

Finalmente, en la Figura 8, se muestran los sismogramas sintéticos, los observados y el sismograma del sismo que nos sirvió como función de Green empírica, tanto para la estación CETU como para la estación TETU. Constatamos que logramos reproducir bastante bien las primeras fases del sismo, como la polaridad de llegada de las ondas P y ondas S, así como el tiempo de ruptura (duración del sismo).

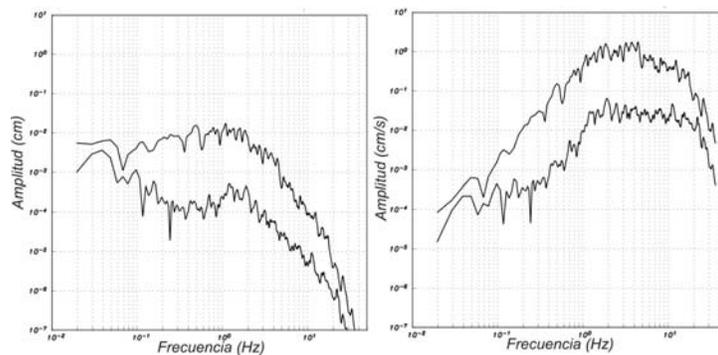


Fig. 7. Parte izquierda, espectro de amplitudes de Fourier en desplazamiento del sismo pequeño (evento # 25, Tabla 1) y del sismo grande (evento # 18, Tabla 1). Parte derecha, espectros de amplitudes de Fourier en aceleración del sismo pequeño (evento # 25, Tabla 1) y del sismo grande (evento # 18, Tabla 1).

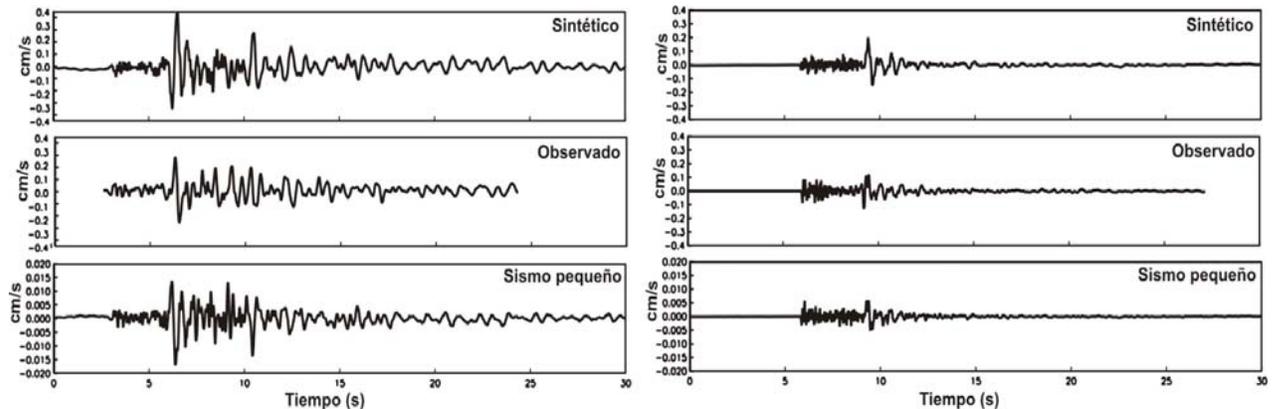


Fig. 8. Parte izquierda: Sismograma sintético, observado y pequeño utilizado como función de Green empírica, dirección NS, estación CETU (banda ancha). Parte Derecha: Sismograma sintético, observado y pequeño utilizado como función de Green empírica, dirección NS, estación TETU (banda ancha)

3.3 Resultados en Ciudad Universitaria (II-UNAM).

Lo más conveniente hubiera sido validar el método utilizando los registros del sismo principal y una réplica o precursor pequeño, en la estación CU en Ciudad Universitaria, México DF. Así tendríamos, a través del sismo pequeño (que usamos como función de Green empírica) toda la información de trayectoria y fuente necesarias para construir un modelo adecuado. Pero esta estación no pudo registrar ninguna de las réplicas del sismo del 18 de marzo de 1998, por su pequeña magnitud: $1.5 \leq M_c \leq 2.9$.

Sin embargo, validando el método en la zona estudiada gracias a los registros obtenidos por la red local de banda ancha, y suponiendo que los mecanismos focales son similares a lo largo de los grabens de Acambay y Tlaxcoapan, como lo argumentamos en el apartado 3.2, llevamos nuestro mecanismo focal compuesto (ver figura 6), al sistema de fallas de Acambay-Tixmadejé y Venta de Bravo-Pastores, en el graben de Acambay.

Por otro lado, utilizamos los valores de momento sísmico dados por Rosenblueth et al., 1988 (Tabla 2), para un sismo de $M_w = 7.0$, en el graben de Acambay: $M_0 = 3.5 \times 10^{26} \text{ ergs}$. Este momento sísmico correspondería al sismo de 1912, del cual existen solamente estudios geológicos y de intensidad sísmica en la zona. Utilizando este momento, calculamos el área de la posible ruptura del sistema de fallas Acambay-Tixmadejé. Después, usamos el mecanismo focal compuesto que obtuvimos para el graben de Tlaxcoapan y lo extrapolamos al sistema de fallas mencionado. Con esto, supusimos que la ruptura de esta falla se daría de la misma forma que durante el sismo de 1912. Haciendo el cálculo de los momentos sísmicos obtuvimos un valor del parámetro N utilizando las fórmulas (1): $N = 8$. Discretizamos nuestra fallas en 8×8 y usamos el sismo del 18 de marzo de 1998 ($M_w=3.9$) registrado en CU, como función de Green empírica y obtuvimos una célula de ruptura de $5.0 \times 1.85 \text{ km}^2$. Así como también el mismo *rise time* y el mismo modelo de velocidades que en el ejercicio de la validación del método. Suponiendo que la caída de esfuerzos es diferente para los dos sismos, calculamos un valor de $C = 4.5$. Finalmente, la Figura 9, muestra los resultados, donde podemos observar en la parte superior, los sismogramas sintéticos de la posible ruptura del sistema de fallas Acambay-Tixmadejé, para sus componentes horizontales EW y NS, respectivamente. Mientras que en la parte inferior de ambos registros sintéticos, se muestra el sismograma del temblor de Tlaxcoapan ($M_w=3.9$) registrado en CU, utilizado como función de Green empírica, para las direcciones EW y NS, respectivamente.

Tabla 2. Parámetros de los espectros de Fourier de los sismos seleccionados (Rosenblueth et al, 1988).

M_w	R (Km)	M_0 (ergs)	f_c (Hz)	$\Delta\sigma$ (bar)	ρ (gr/cm ³)	V_s (Km/s)	T_s (s)
7.0	80.0	3.5×10^{26}	0.103	100.0	3.1	3.2	30.0

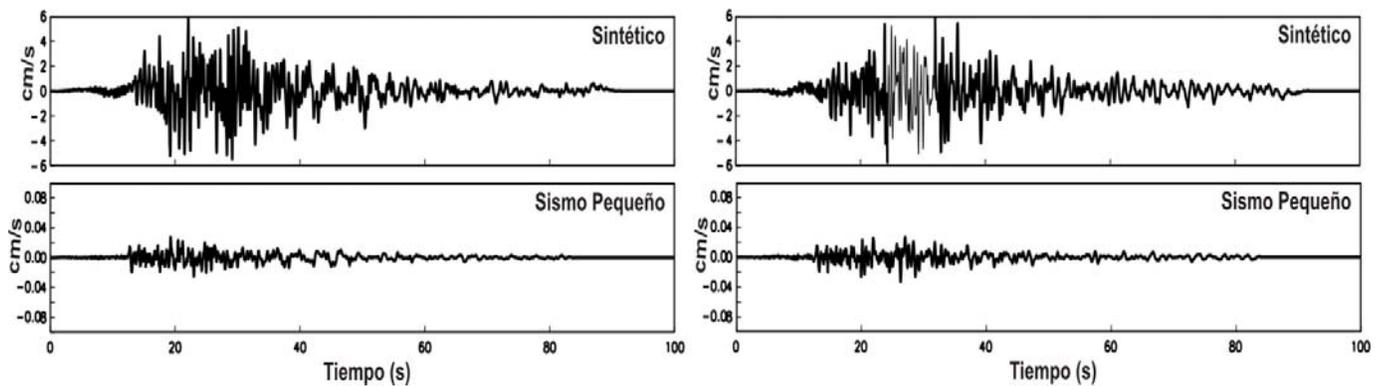


Fig. 9. Parte izquierda: En la parte superior se muestra el sismograma sintético de la posible ruptura del sistema de fallas Acambay-Tixmadejé, utilizando el momento sísmico M_0 dado por Rosenblueth et al, 1988 (Tabla 2) para un sismo de magnitud $M_w=7.0$, en el mismo graben de Acambay; en la parte inferior, sismograma del temblor de Tlaxcoapan ($M_w=3.9$) registrado en CU y utilizado como función de Green empírica. Dirección EW. Parte Derecha: En la parte superior, sismograma sintético de la posible ruptura del sistema de fallas Acambay-Tixmadejé, utilizando el momento sísmico M_0 dado por Rosenblueth et al (Tabla 2) para un sismo de magnitud $M_w=7.0$, en el mismo graben de Acambay; en la parte inferior, sismograma del temblor de Tlaxcoapan ($M_w=3.9$) registrado en CU y utilizado como función de Green empírica. Dirección NS.

4. CONCLUSIONES

Aún cuando existen muchas incertidumbres en estas simulaciones, el ejercicio vale la pena realizarlo porque ayuda a entender y cuantificar los parámetros de la fuente de la relación de sismos pequeños y grandes, así como los procesos de ruptura sísmica, como ejemplo la directividad sísmica.

Por otro lado, en cuanto a la estimación del peligro sísmico de la posible ruptura del sistema de fallas Acambay-Tixmadejé y Venta de Brava-Pastores, los resultados son alentadores y de una gran expectativa, porque al compararlos con temblores de aproximadamente la misma magnitud, pero de otras fuentes, como la de subducción y la de fallamiento normal dentro de la placa subducida, como son los temblores de San Marcos ($M_w=6.9$) y el sismo de Tehuacan ($M_w=7.0$), respectivamente; muestran una mayor energía sísmica hacia altas frecuencias (entre 1.0 y 20 Hz). Estos resultados se pueden ver en la Figura 10, donde se han graficado tanto los acelerogramas de cada uno de estos temblores con el simulado, así como sus espectros de Fourier y espectros de respuesta para un amortiguamiento del 5%. Para el espectro de Fourier el aumento es de aproximadamente un orden de magnitud entre las frecuencias de 1.0 a 20 Hz del simulado, con respecto a estos dos temblores mencionados. Mientras que para el espectro de respuesta, la diferencia entre estos dos temblores con respecto al simulado es de 6 veces aproximadamente entre 0.1 a 0.5 segundos, y de 3 veces aproximadamente entre 0.5 a 1 segundo.

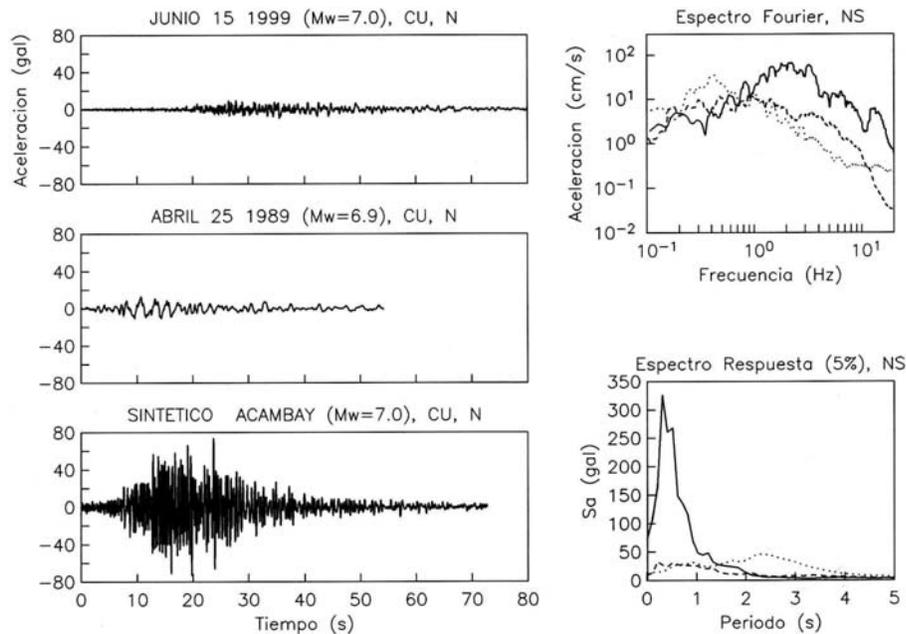


Fig. 10. Parte izquierda, acelerogramas registrados en CU del sismo de Tehuacan del 15 de junio de 1999 ($M_w=7.0$), sismo de San Marcos del 25 de abril de 1989 ($M_w=6.9$) y sintético de la posible ruptura del sistema de fallas Acambay-Tixmadejé. Parte derecha superior, espectros de Fourier (EF) para la componente NS de los tres acelerogramas mencionados (línea continua, EF del acelerograma sintético de Acambay; línea discontinua, EF del acelerograma del sismo de Tehuacan; y línea punteada, EF del acelerograma del sismo de San Marcos) Parte derecha inferior, espectros de respuesta (ER, 5%) para la componente NS de los tres acelerogramas mencionados.

REFERENCIAS

- Aztiz, L. M., Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor de 22 de febrero de 1979, B.S. Thesis, 130 pp., UNAM, México D.F., 1980.
- Aki, K., Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231, 1967.
- Aguirre, J., Irikura K., Kudo, K., Estimation of Strong Ground Motions on Hard Rock and Soft Sediment Sites in the Ashigara Valley Using the Empirical Green's Function Method, *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute*, 44, March, 1994.
- Ramírez-Herrera, M., Geomorphic Assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt, *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 317-332, 1998.
- Havskov, J., The seisan earthquake analysis software for the IBM PC and SUN, version 6.0, Reporte Interno del Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Allégaten 41, 5007 Bergen, Noruega, 1997.
- Lermo, J., J. Havskov y J. Soto, Sistema de información sismotelemétrica de México (SISMEX). Veintisiete años de servicio, *Memorias Técnicas del XIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Guadalajara, Jal. México, Octubre 31-Noviembre 3, 2001.
- Lienert, B.R. and Havskov, J., HYPOCENTER 3.2. A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally, *Seismological Research Letters*, 66, 26-36, 1995.

Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica
IX Jornadas, 16-19 de Noviembre de 2005, Concepción - Chile

- Irikura, K., Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., 151-156, 1986.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Días, G., Farrar, E., The Acambay graben: Active intraarc extensión in the trans-Mexican volcanic belt, México, *Tectonics*, **14-5**, 1245-1262, December 1995.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Macroseismic Study of Shallow Earthquakes in the Central and Eastern Parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, México, *BSSA*, **86-6**, 1952-1963, December 1996.
- Suter, M., Quintero, O., Hohnson, C.A., Active Faults and State of Stress in the Central Part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, 1. The Venta de Bravo Fault, *Journal of Geophysical Research*, **97-B8**, 11983-11993, July, 1992.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., The Aljubes half-graben –Active extensión at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, México., *GSA Bulletin*, **107-6**, 627-641, June 1995.
- Rosenblueth, E, S.K. Singh, M. Ordaz y F.J. Sánchez-Sesma, Espectros de diseño para el Distrito Federal, Memorias del VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, p. A1-A17, noviembre de 1987, Queretaro, Qro., México, 1987.