

Artículos

Ciento cincuenta días después del 13 de enero y 15 años después del 10 de octubre Algunas consideraciones técnicas sobre los sismos y sus efectos

José Mauricio Cepeda Rivera

Resumen

Después del intenso período de actividad sísmica de los primeros meses de este año y estando ya por cumplirse quince años del terremoto del 10 de octubre de 1986, es el momento propicio para presentar algunas observaciones técnicas con la intención de aportar al período de reconstrucción y a la tarea de reducir, a futuro, el riesgo sísmico en nuestro país. Se comienza con una descripción de las agencias de información sismológica. Luego se presentan aspectos sobre la distribución geográfica y en el tiempo de los sismos del 2001 y de los terremotos destructores del siglo XX, en El Salvador. Se hace luego un análisis comparativo del terremoto del 13 de enero con el de 1986, en cuanto al comportamiento de estructuras. Finalmente, se presentan algunas características sobre los movimientos del terreno, producidos por el terremoto del 13 de febrero.

1. Introducción

El pasado martes 12 de junio se cumplieron 150 días del terremoto de magnitud 7.8 que sacudió a El Salvador, cobrando un número elevado de víctimas y mostrando sus efectos destructores, en una amplia extensión del territorio. Las imá-

nes de La Colina y de los poblados asolados en el interior fueron los primeros símbolos de la tragedia, pero, lamentablemente, el terremoto del 13 de febrero y la posterior actividad sísmica en la zona de San Vicente reclamaron también su cuota de muerte, devastación y pánico, en la población. San

Salvador también vivió lo suyo con el sismo del 17 de febrero y las posteriores réplicas, que se encargaron de mantener en la gente una expectativa tensa e incierta sobre el futuro y la seguridad de vivir en una tierra que pareciera que nunca deja de moverse.

Para muchos de aquellos que durante la guerra abandonaron sus lugares de origen y emigraron hacia San Salvador, la experiencia de un terremoto es nueva y atemorizante. Sin embargo, aquellos que conocen la vida de la ciudad en los últimos cuarenta años, podrán recordar que hubo un 6 de mayo de 1965 y un 10 de octubre de 1986, en los que la capital fue destruida parcialmente por terremotos. En términos comparativos, los terremotos de enero y febrero del 2001, afortunadamente, tuvieron un impacto mucho menor en San Salvador.

En estos momentos, el país se encuentra en una etapa de reconstrucción, la cual no puede ni debe plantearse sin mirar las experiencias de los meses anteriores. Esto parece ser muy evidente. Lo que quizás no es tan obvio es si es necesario remontarse quince años o quizás más para incluir lo aprendido o lo que debió aprenderse en el terremoto de 1986 y en todos los que lo precedieron. Además, al constatar que muchas construcciones nuevas salieron muy bien libradas, también puede haber la inquietud de si los terremotos del año 2001 fueron la prueba más severa posible para cualquier obra de infraestructura del país. La intención de estas páginas es presentar algunas consideraciones técnicas de cara a estas preguntas.

2. Fuentes de información sísmica

El principal observatorio sismológico del país es el del Centro de Investigaciones Geotécnicas (CIG). Antes del 13 de enero de 2001, el monitoreo sísmico de éste se difundía mediante informes preliminares, dados por vía telefónica o en la página de Internet. Dichos informes daban a conocer la fecha y hora de los eventos sentidos, su ubicación aproximada (sin coordenadas geográficas), la

profundidad, la magnitud y la intensidad, en alguna ciudad o poblado. Desde enero hasta la fecha, el Centro de Investigaciones Geotécnicas ha mejorado sus servicios de información. En la actualidad, sus informes de la actividad sísmica incluyen las coordenadas geográficas de los epicentros, con lo cual logran acercarse cada vez más al nivel de información proporcionada por agencias internacionales. Además, han aumentado el contenido del

En estos momentos, el país se encuentra en una etapa de reconstrucción, la cual no puede ni debe plantearse sin mirar las experiencias de los meses anteriores [...] Lo que quizás no es tan obvio es si es necesario remontarse quince años o quizás más para incluir lo aprendido o lo que debió aprenderse en el terremoto de 1986 y en todos los que lo precedieron.

sitio en Internet, incluyendo información general destinada al público sobre los terremotos, y han producido y difundido los primeros mapas de intensidades sísmicas de los terremotos del 13 de enero y del 13 de febrero. Inicialmente, sólo mantenían actualizados los parámetros de origen de los sismos, en las zonas de subducción, San Vicente y San Salvador. Ahora, han agregado informes de sismos en el

resto de regiones donde ha habido actividad este año, incluyendo Ahuachapán, la zona de Armenia-Jayaque-Talnique, el área de Berlín-Santiago de María, la zona de Chinameca, en San Miguel, y la zona del cantón El Carmen, en La Unión.

A nivel regional, el *Central America Seismological Consortium (CASC)* ha estado también informando de la actividad sísmica local y regional a través de su sitio Web. En Estados Unidos, el *National Earthquake Information Center (NEIC)* mantiene servicios informativos de rutina, donde se incluyen muchos de los eventos de subducción sentidos en el país y algunos de los sismos locales.

Cada una de estas agencias tiene sus fortalezas particulares. El *National Earthquake Information Center* calcula sus parámetros en base a registros de redes de sismógrafos más o menos bien distribuidas por todo el mundo. El *Central America Seismological Consortium* centraliza la información de las agencias centroamericanas, lo cual da una buena cobertura para eventos regionales. Y el Centro de Investigaciones Geotécnicas, por su carácter local, tiene instrumentos en el campo cercano (próximos a las fuentes sísmicas), que le permiten monitorear eventos superficiales de magnitudes modera-

das; además, tiene un mejor acceso a la información macrosísmica posterior a un evento. Se entiende por información macrosísmica, el conjunto de efectos observados en una región, debidos a un terremoto.

Las direcciones Web de las agencias anteriores son las siguientes: www.geotecnico.com, www.cepredenac.org/08_cnc/casc/index.html y wwwneic.cr.usgs.gov

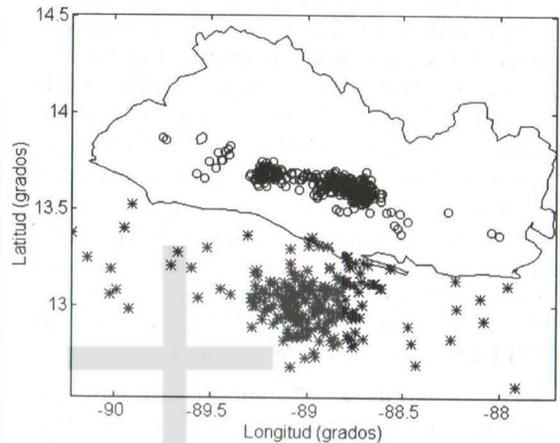
3. Distribución y frecuencia de la actividad sísmica

Para establecer el contexto sísmico de estos 150 días conviene comenzar revisando tres cosas: primero, dónde ha temblado en nuestro país; segundo, qué tan intensa ha sido esta actividad; y tercero, echar una mirada al pasado para tratar de entender esta situación actual, de acuerdo a nuestra historia sísmica.

La distribución de los epicentros en el país, desde el 13 de enero hasta el 12 de junio de 2001, se muestra en la Figura 1. Los parámetros de origen de estos eventos fueron obtenidos de la página Web del Centro de Investigaciones Geotécnicas. Nótese que los sismos de subducción se concentran alrededor de la zona epicentral del terremoto del 13 de enero, frente a la desembocadura del río Lempa. Esta concentración es normal, pues posterior a un evento con una magnitud tan grande, ocurren réplicas. Estas no son más que pequeños sismos, los cuales se producen por rupturas en porciones de la falla principal, que se mantenían con altas tensiones, aun después de la fractura inicial que dio origen al terremoto del 13 de enero. Al examinar en la Figura 1 los epicentros de los sismos locales, se ve que estos se concentran a lo largo de la cadena de volcanes y paralelos a la costa. Sucede que, precisamente, la franja central del país contiene los sistemas de fallas locales con más actividad y esta última experimentó un aumento, debido a que las tensiones en los planos de estas fallas aumentaron de manera muy rápida, en respuesta a las grandes deformaciones inducidas por el terremoto de enero.

La Figura 2 muestra una vista frontal de la distribución de los hipocentros o focos sísmicos de los mismos eventos de la Figura 1. Se logra apreciar que los sismos de subducción tienen por lo general profundidades mayores a los 25 kilómetros, mientras que los locales son relativamente superficiales. Esto se relaciona directamente con la extensión de daño asociada a terremotos locales

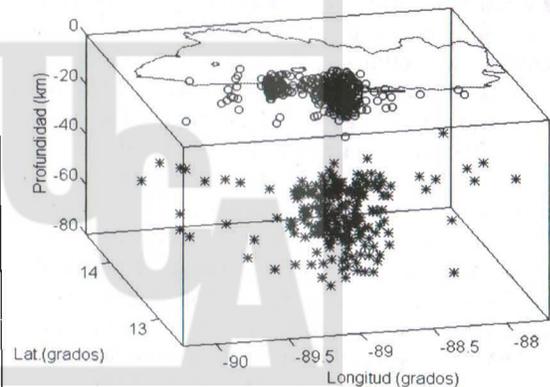
Figura 1
Mapa de epicentros de El Salvador correspondiente a la actividad sísmica entre el 13 de enero y el 12 de junio de 2001



Nota: Los círculos son epicentros de sismos locales y superficiales, mientras que los asteriscos son de sismos de subducción o regionales.

Fuentes: Los datos de ubicación fueron tomados de www.geotecnico.com.

Figura 2
Distribución de hipocentros o focos en El Salvador correspondiente a la actividad sísmica entre el 13 de enero y el 12 de junio de 2001



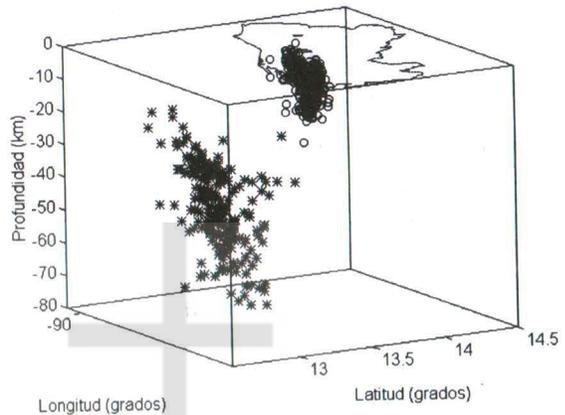
Nota: Los círculos son focos de sismos locales y superficiales, mientras que los asteriscos son de sismos de subducción o regionales. Nótese la mayor concentración de actividad local en San Vicente (directamente al este del Lago de Ilopango) y en San Salvador (hacia el oeste de Ilopango).

y de subducción. Los primeros, como el del 13 de febrero, afectan un área relativamente pequeña, mientras que los de subducción, como el terremoto de enero, hacen sentir sus efectos en extensiones de territorio considerables. La extensión de las zonas afectadas puede identificarse por medio de mapas de isosistas. Estos son mapas que muestran la distribución de intensidades sísmicas en una región, debido a un sismo. El Centro de Protección de Desastres Naturales para América Central (CEPRENAC) y el Centro de Investigaciones Geotécnicas han colocado en sus sitios mapas de isosistas para los terremotos de enero y febrero. Además, este último incluye los mapas de los terremotos de San Salvador en 1965, de Guatemala en 1976, de El Salvador en 1982 y de San Salvador en 1986. La dirección de CEPREDENAC es www.cepredenac.org

El fenómeno de subducción mencionado anteriormente se entiende como la inmersión o doblamiento de una placa tectónica débil al hacer colisión con otra más rígida. Se suele dar en la interacción de convergencia o acercamiento entre una placa oceánica (débil) y una placa continental (rígida). Centroamérica se encuentra en el borde suroeste de la placa del Caribe. Frente a este borde se da la convergencia entre esta placa y la de Cocos, que es de tipo oceánico. La placa de Cocos choca con la placa del Caribe, en una zona conocida como fosa o trinchera mesoamericana, paralela a la costa pacífica de Centroamérica. Desde esta fosa hacia tierra adentro, la placa de Cocos se dobla e introduce cada vez a mayores profundidades. Esta zona, conocida como subducción, puede identificarse fácilmente al observar la distribución de focos sísmicos frente a las costas de El Salvador, como en la Figura 3. Con claridad se ve la forma cóncava hacia abajo de la placa de Cocos, la cual, al doblarse, se fractura, dando lugar a la generación de sismos. El terremoto del 13 de enero ha sido caracterizado como un mecanismo normal, es decir, se produjo en una falla que se deslizó debido a fuerzas de tensión. Esto puede visualizarse de una manera sencilla si se toma una barra de plastilina y se dobla, entonces se producen grietas por tensión, en la parte exterior del doblamiento.

Ha habido también una distribución de actividad sísmica local, en toda la zona de la cordillera de volcanes, si bien no toda ella ha sido igualmente intensa. Las zonas de Apaneca, Jayaque-Talnique, Santiago de María-Berlín, Chinameca y El Carmen, en La Unión, han tenido sismos locales que, en ge-

Figura 3
Vista de la distribución de focos sísmicos correspondientes al período del 13 de enero al 12 de junio de 2001



Nota: Los sismos locales (círculos) se concentran en los 25 km de corteza superior en el borde suroeste de la placa del Caribe. Los sismos de subducción (asteriscos) tienden a definir el perfil de la placa de Cocos que subduce bajo la placa del Caribe.

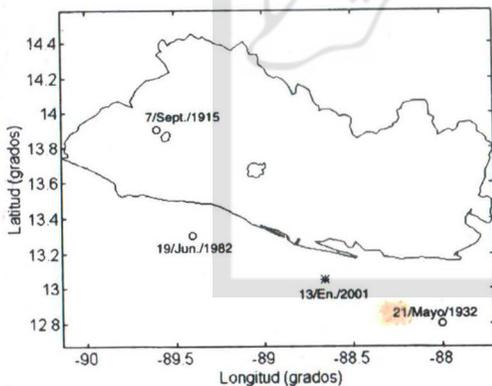
neral, no han llegado a producir intensidades mayores a V. El área de San Salvador tuvo una actividad importante desde el 17 de febrero, cuando ocurrió un sismo de magnitud 5.1 e intensidad entre V y VI, en la ciudad. Este evento fue localizado entre Antiguo Cuscatlán y Nuevo Cuscatlán. El sismo local más importante del período es el del 13 de febrero, con magnitud 6.5, localizado en la zona que se encuentra entre los departamentos de La Paz y Cuscatlán. Alcanzó intensidades mayores a VII y produjo daños muy severos y gran cantidad de víctimas, en la zona epicentral. El patrón de daños del terremoto del 13 de enero tendió a repetirse. Al igual que los deslizamientos de La Colina, Los Chorros y las curvas de La Leona, fueron emblemáticos de la tragedia de enero. En esta ocasión, el derrumbe que represó el río Jiboa después del terremoto de febrero fue el efecto más colosal, tanto por sus dimensiones como por sus posibles consecuencias, las cuales se han estado tratando de mitigar, mediante diversas acciones, emprendidas por el gobierno central.

Toda la actividad telúrica de este año debería tratar de confrontarse con la historia sísmica de nuestro país. Este es un primer paso para entender los patrones de comportamiento de los terremotos

Creación 2001

y para luego poder proponer acciones de mitigación de riesgos por sismo. Esta confrontación se puede comenzar revisando el terremoto del 13 de enero. En la Figura 4 se muestra un mapa con las ubicaciones epicentrales de los sismos de subducción que ocasionaron destrucción, en el siglo XX. Los parámetros de estos sismos los registran Madrid *et al.* (1998), luego de hacer una depuración de catálogos para eventos destructores del siglo XX. En el mapa se observa que los terremotos identificados han tenido su epicentro en zonas distintas de la subducción. Esto obedece a que los sistemas de fallas en una región liberarán energía sísmica, en la medida en que haya transcurrido suficiente tiempo para que el estado de tensiones en los planos de falla aumente hasta alcanzar su límite de resistencia al deslizamiento. En razón de lo anterior pueden encontrarse regiones con períodos de relativa calma sísmica, a las cuales se les suele llamar brechas sísmicas. Esto se ha visto en terremotos como el de Loma Prieta, California, en octubre de 1989, donde fracturó un segmento de la falla de San Andrés, la cual había pasado relativamente inactiva durante veinte años (EERI, 1990). Antes del terremoto del 13 de enero de 2001, la región frente a las costas de Usulután podía ser considerada como una brecha sísmica, aunque para dar una definición categórica se debe tomar en cuenta toda la actividad producida en la región, incluyendo sismos moderados, pues es posible que la energía sísmica tenga una liberación gradual con sismos de carácter no destructivo.

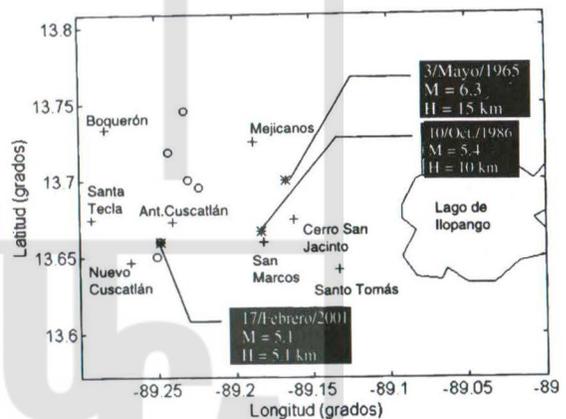
Figura 4
Epicentros de sismos de subducción



Nota: Epicentros de sismos de subducción que han ocasionado daños (intensidades MM mayores o iguales a VII) durante el siglo XX. Se incluye, además, el epicentro del terremoto del 13 de enero de 2001.

Revisando el historial de sismos locales destructivos de San Salvador durante la segunda mitad del siglo XX, se pueden comparar las ubicaciones epicentrales de los terremotos de 1965 y 1986 con la serie de sismos que se iniciaron el 17 de febrero de este año. Dicha comparación se ilustra en la Figura 5. La distribución de sismos de este año en la capital tenía una tendencia de concentración en un eje NNE (nor-noreste), partiendo desde el sur, en las cercanías de Nuevo Cuscatlán. El terremoto de 1986 mostró un patrón similar, con el epicentro del evento principal al sur y la mayor cantidad de réplicas agrupadas en un eje casi paralelo al observado en la actividad de este año (Harlow *et al.*, 1993). También pareciera que los sismos de San Salvador del 2001 se han localizado en una pequeña brecha sísmica que no registraba esa actividad, al menos en los últimos 36 años. Nuevamente, para identificar con claridad esta brecha sería necesario considerar un catálogo sísmico completo de eventos locales y así analizar los patrones de distribución, en el espacio y el tiempo.

Figura 5
Sismos con epicentro en San Salvador



Nota: Sismos con epicentro en San Salvador ocurridos desde el 17 de febrero hasta el 12 de junio de 2001 (círculos). Sólo se muestran los sismos con magnitud mayor o igual a 4.0.

Otro punto que merece consideración es la cercanía en el tiempo de los terremotos de enero y febrero, sobre todo viendo que se originan en sistemas de fallas diferentes. El Cuadro 1 muestra un listado de terremotos destructores en el siglo XX, dada por Madrid *et al.* (1998). A ésta se han agregado los terremotos del 13 de enero y 13 de febrero.

Cuadro 1
Listado de terremotos destructores desde 1900 hasta la fecha

Año	Mes/Día	Hora	Lat.(°)	Long.(°)	Ms	Prof.(km)	Int. MM	Fuente
1915	0907	01:20	13.900	-89.600	7.7	60	IX	Subd.
1917	0608	00:51	13.820	-89.310	6.7	10	VIII	Local
1917	0608	01:30	13.770	-89.500	5.4	10	VIII	Local
1919	0428	06:45	13.690	-89.190	5.9	10	X	Local
1930	0714	22:40	14.120	-90.250	6.9	30	VII	Local
1932	0521	10:12	12.800	-88.000	7.1	150	VIII	Subd.
1936	1220	02:45	13.717	-88.933	6.1	10	VIII	Local
1937	1227	00:43	13.933	-89.783	5.9	10	VII-VIII	Local
1951	0506	23:03	13.517	-88.400	5.9	10	VIII	Local
1965	0503	10:01	13.700	-89.167	6.3	15	VIII	Local
1982	0619	06:21	13.300	-89.400	7.3	80	VII	Subd.
1986	1010	17:49	13.667	-89.183	5.4	10	VIII-IX	Local
2001	0113	17:33	13.049	-88.660	7.8	60	VIII	Subd.
2001	0213	14:22	13.671	-88.938	6.5	10	VIII	Local

Fuentes: Parámetros de terremotos del siglo XX, tomados de Madrid *et al.* (1998). Los parámetros de origen de los eventos del 2001 son del *National Earthquake Information Center* y las intensidades máximas de mapas de isosistas del Centro de Investigaciones Geotécnicas.

Un aspecto que resalta en el Cuadro 1 es la alternancia entre eventos de subducción y eventos locales. Esta aparente coincidencia es, en realidad, un patrón de comportamiento de sismicidad que debería tomarse en cuenta en posteriores análisis de peligro sísmico. Puede afirmarse que la ocurrencia de eventos locales tiene como posibles desencadenantes sismos de subducción de gran magnitud. En algunos de los análisis de peligro sísmico se suele asumir un modelo probabilístico de Poisson, en el cual los eventos ocurren en forma independiente. Es decir, que según ese modelo, el terremoto del 13 de febrero de 2001 no tendría relación alguna con el del 13 de enero. La dependencia de eventos es afirmada por el *National Earthquake Information Center* cuando afirma, en la página Web correspondiente al terremoto de febrero: "Estos dos terremotos (13 de enero y 13 de febrero) ocurrieron en dos placas tectónicas distintas. La ocurrencia de cualquier gran terremoto cambia las tensiones en la región circundante. Réplicas ocurren en respuesta a estos cambios. Ocasionalmente, otros terremotos ocurrirán en respuesta a las tensiones regionales modificadas. Aunque estos últimos no son, técnicamente hablando, réplicas, estos dos terremotos (13 de enero y 13 de febrero) están relacionados, siendo parte de una secuencia regional de sismos".

4. Efectos en estructuras

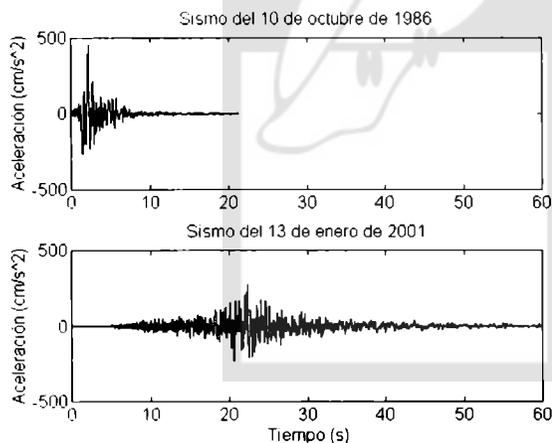
Después del terremoto del 10 de octubre de 1986, San Salvador entró en un proceso de reconstrucción, a partir del cual se ha extendido ampliamente el uso de tipologías estructurales que, antes de 1986, no eran más que casos aislados, como por ejemplo, la construcción en acero de edificios de marcos de varios pisos, pasos a desnivel y obras de retención de gran altura.

Una duda razonable que puede surgir entre los agentes responsables del diseño y de la construcción de obras civiles es si alguno de los eventos de este año ha representado para San Salvador una sollicitación o fuerzas iguales o más severas que las producidas por el terremoto de 1986. Hasta el momento no se dispone de registros de movimiento fuerte de los terremotos de enero y febrero, en estaciones que también hayan registrado el evento de 1986, por lo que no pueden hacerse comparaciones para condiciones de sitio idénticas. Como aproximación, pueden confrontarse los registros del *Hotel Camino Real* en 1986 con los del Colegio Externado San José en el 2001, pues en el mapa geológico 1:15,000 de San Salvador se observa que ambos están sobre depósitos de ceniza volcánica joven (Tierra Blanca) y considerando su cercanía geográfica, se puede suponer que no ha-

brá mucha diferencia en los espesores de los depósitos entre ambos sitios. De los eventos del 2001, el más severo en San Salvador, en términos de aceleraciones máximas, duraciones e intensidad de sacudida, es el del 13 de enero (Cepeda y Salazar, 2001), por lo que los análisis posteriores tomarán en cuenta la comparación con este evento únicamente.

En la Figura 6 se muestran las componentes norte-sur de aceleración contra el tiempo, registradas en las estaciones del *Hotel Camino Real* y del Externado San José, en los terremotos de 1986 y 2001, respectivamente. La primera diferencia apreciable es en cuanto a las amplitudes máximas: 46.4 y 28.2 por ciento de la aceleración de la gravedad, para 1986 y 2001, respectivamente. Luego se ve con claridad que el registro del 13 de enero tiene una duración mayor que el del 10 de octubre. Finalmente, se puede anticipar que la sacudida más intensa se alcanza en un tiempo muy corto en el terremoto de 1986, mientras que en el 2001, la intensidad de la sacudida aumenta en forma gradual. Esto tendrá implicaciones directas en el comportamiento estructural de una obra civil, expuesta a estas solicitaciones.

Figura 6
Gráficas de tiempo contra aceleración registradas en las componentes norte-sur en instrumentos de San Salvador

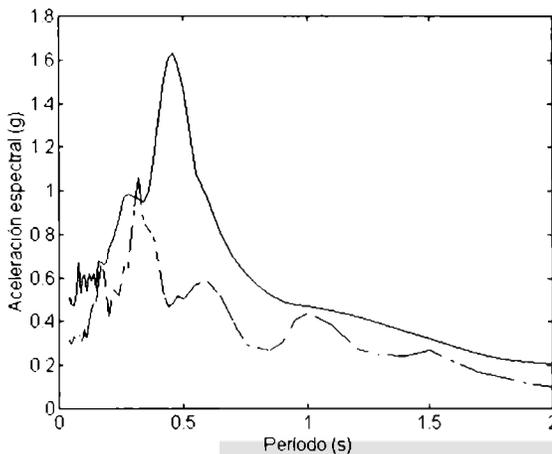


Fuentes: El registro de 1986 fue obtenido en el *Hotel Camino Real* y el del 2001 en el Colegio Externado San José.

La Figura 7 presenta los espectros de respuesta de aceleración combinados para las componentes norte-sur y este-oeste de los registros de 1986 y del 13 de enero de 2001, en los sitios antes mencionados. Un espectro de respuesta de aceleración es una gráfica de períodos (en segundos) contra aceleraciones espectrales (como fracciones de la aceleración de la gravedad). En una ocasión anterior (Cepeda y Salazar, 2001) se mencionó la importancia de la evaluación de aceleraciones por sismo, en una estructura. Basados en la segunda ley de Newton, la fuerza impartida a un cuerpo es igual al producto de su masa por la aceleración a que se lo somete. De esta forma, el conocimiento de las aceleraciones por sismo actuando sobre estructuras permite calcular las fuerzas para el diseño sismorresistente de las obras civiles. Una estructura puede modelarse o simularse en su manera más simple como un péndulo invertido, fijo a su base. Este péndulo tendrá un período de oscilación en segundos que se calcula con las propiedades de masa y rigidez de la estructura original. De manera muy gruesa, el período de una estructura de varios pisos puede estimarse como un 10 por ciento del número de niveles. Así, un edificio de tres plantas tendrá un período aproximado de 0.3 segundos, si es de cinco, será de 0.5 segundos, etc. Supóngase que se toman varios péndulos invertidos, cada uno con un período distinto y luego se imparte un movimiento a su base que varía igual que la aceleración del terreno registrada en un acelerógrafo. Ante este movimiento, el péndulo oscilará y se producirán en él aceleraciones que dependen de su período. De todos los valores de aceleración que tiene cada péndulo mientras se aplica el sismo, se escoge el máximo absoluto y este valor es llamado la aceleración espectral correspondiente al período de dicho péndulo. Luego se grafican las aceleraciones espectrales para péndulos de distinto período y la curva que resulta de unir todos los puntos es conocida como espectro de respuesta de aceleración.

Retomando la Figura 7, resalta el hecho de que los valores de aceleración espectral son mayores ante la solicitación del terremoto de 1986 que para el de enero de este año. Esta diferencia se acentúa en períodos de alrededor de 0.4 segundos (estructuras de cuatro pisos), donde las ordenadas en el espectro de 1986 son alrededor del triple del de 2001 y, por tanto, las fuerzas sísmicas inducidas en estas estructuras tendrán la misma proporción

Figura 7
Envolvente de espectros de respuesta elásticos de aceleración para componentes norte-sur y este-oeste de registros del terremoto del 10 de octubre de 1986 (línea continua) y del 13 de enero de 2001 (línea segmentada)



Fuentes: Los registros correspondientes fueron obtenidos en el *Hotel Camino Real* y en el *Colegio Externado San José*.

relativa. Al tomar en cuenta sólo esta observación, se vuelve evidente que no puede asumirse que una estructura diseñada y construida después del terremoto de 1986, en San Salvador, se haya visto sometida ya a la sollicitación más severa posible, pues el evento del 13 de enero no llegó a los niveles de fuerza sísmica que podrían esperarse en un sismo local, en la capital. Este análisis es, sin embargo, limitado por dos razones. Primero, porque no es posible ni debe extrapolarse el movimiento del terreno en un sitio específico a otras ubicaciones, que puedan tener condiciones geológicas y topográficas distintas. Segundo, en la obtención de estos espectros de respuesta se ha supuesto que el modelo de péndulo invertido se comporta como un sistema linealmente elástico, lo cual significa que siempre la fuerza resistida por la estructura será directamente proporcional a los desplazamientos horizontales y que el sistema no se verá sometido a deformaciones permanentes en su comportamiento, o sea, que al retirarse completamente la fuerza actuante, el sistema volverá a su posición inicial, antes de que comenzara el movimiento sísmico.

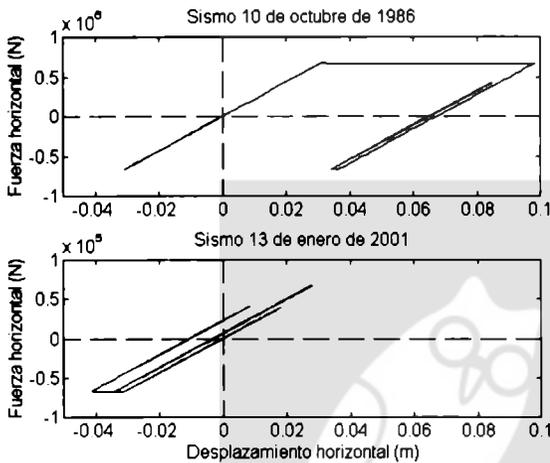
La gran mayoría de estructuras reales no se comportará de manera lineal elástica cuando se vea sometida a terremotos de gran intensidad. Para considerar esto, se aplican factores de modificación a espectros de respuesta elásticos, como los de la Figura 7, que logren asemejarse a la manera como se comportan los sistemas estructurales. Una aproximación más de acuerdo con la realidad es suponer que una estructura trabaja como un sistema elastoplástico. Este tipo de comportamiento se describe a continuación. Retomando el modelo de péndulo invertido fijo a la base, si se aplica una fuerza lateral a éste, los desplazamientos horizontales a dicha fuerza. Esta podrá aumentar y los desplazamientos lo harán en la misma medida. Llegará un valor de fuerza en la cual la estructura se continuará deformando y aumentando sus desplazamientos, sin que esto requiera un incremento en la fuerza aplicada. Esto se asemeja mucho al comportamiento que tendría una barra de chicle suave sometida a una fuerza de alargamiento. Es necesario aplicar una fuerza cada vez mayor para alargarlo, pero llega un momento en que la barra se continúa deformando aun sin aumentar la fuerza. Esta etapa de comportamiento se denomina plástica o de fluencia. Por supuesto, no será posible deformar de manera indefinida la barra de chicle, pues llegará un punto en que se romperá. Algo similar ocurrirá con una estructura real. Habrá un valor límite de desplazamiento, en el cual esta colapsará. Si se divide este desplazamiento límite entre el desplazamiento correspondiente al inicio del comportamiento plástico, se obtiene un factor denominado ductilidad. Un aspecto importante en el diseño de estructuras es garantizar que la ductilidad de la estructura pueda ser mayor que la ductilidad demandada a ésta por una sollicitación externa, como una fuerza debida a un sismo. Esto asegurará que la estructura al menos no llegue a colapsar ante las condiciones más severas que se le puedan imponer. Como se mencionó, habrá momentos en que la estructura se comportará como elástica y luego podrá entrar en fluencia. A esta combinación de respuestas se le denomina comportamiento elastoplástico.

En la Figura 8 se muestra el comportamiento fuerza contra desplazamiento de una estructura con comportamiento elastoplástico, cuyo período es de 0.8 segundos (un edificio de aproximadamente ocho pisos). Al someterse al terremoto del 10 de octubre de 1986, se obtiene una ductilidad

demandada igual a 3.2. Si se expone la misma estructura al terremoto del 13 de enero, la ductilidad requerida es de 1.3. Es decir, que la estructura con estas características y una ductilidad de 2, seguramente, no habría fallado con el sismo de enero, pero al exponerse a un evento semejante al del 10 de octubre, colapsaría.

Figura 8

Gráficas de fuerza horizontal restitutiva versus desplazamiento horizontal para una estructura con comportamiento elastoplástico de período igual a 0.8 segundos y modelada como un sistema de un grado de libertad



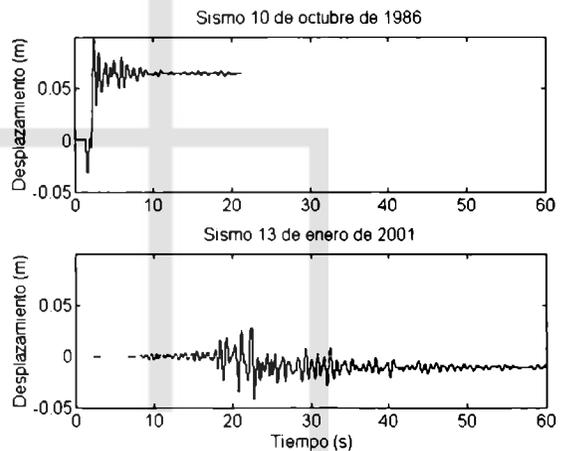
Fuentes: Los registros usados como sollicitación fueron obtenidos en el *Hotel Camino Real* y el Colegio Externado San José, para los terremotos de 1986 y 2001, respectivamente.

La Figura 9 muestra las variaciones de desplazamiento horizontal con el tiempo para la misma estructura de la Figura 8. Ahora pueden notarse dos elementos adicionales en el comportamiento, en los dos sismos. Primero, los desplazamientos permanentes a que se ve expuesta en el terremoto de 1986 son bastante mayores a los producidos por el evento del 13 de enero. En este caso, estos desplazamientos permanentes son de aproximadamente 6.5 y 1.1 centímetros, respectivamente. En segundo lugar, el tiempo que transcurre desde el comienzo del sismo hasta el inicio del comportamiento plástico es sustancialmente distinto en ambos casos. En el terremoto de 1986, la estructura

debe comenzar su comportamiento plástico en sólo 1.6 segundos, mientras que en el del 13 de enero, le toma 20.8 segundos. Esto muestra que movimientos con las características del sismo de 1986 producen una sollicitación casi impulsiva en las estructuras, en tanto que sismos de subducción, como el de enero, inducen una aplicación gradual de las fuerzas sísmicas.

Figura 9

Gráficas de desplazamiento horizontal versus tiempo para una estructura con comportamiento elastoplástico de período igual a 0.8 segundos y modelada como un sistema de un grado de libertad

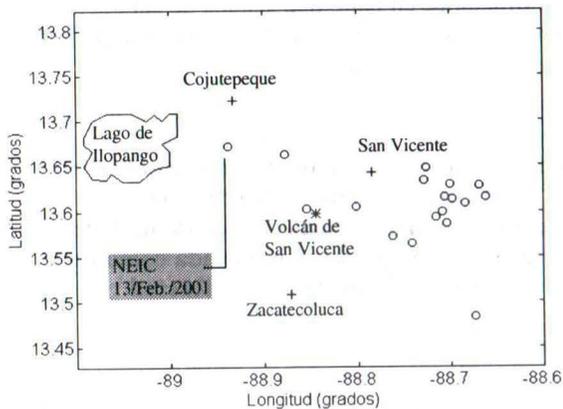


Fuentes: Los registros usados como sollicitación fueron obtenidos en el *Hotel Camino Real* y el Colegio Externado San José, para los terremotos de 1986 y 2001, respectivamente.

5. Características de los movimientos fuertes locales: el caso del 13 de febrero

El epicentro del terremoto del 13 de febrero, según el *National Earthquake Information Center*, se muestra en la Figura 10. Además aparecen los epicentros de las réplicas registradas por el Centro de Investigaciones Geotécnicas de eventos con magnitud mayor o igual a 4. La serie de sismos localizados al sureste de San Vicente corresponde a una secuencia que se inició el 8 de mayo y que mantuvo en tensión a la población de los alrededores.

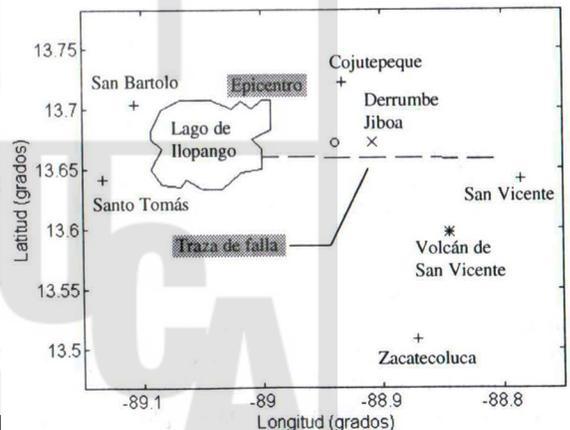
Figura 10
Epicentro del sismo del 13 de febrero de 2001 y réplicas con magnitud mayor o igual a 4.0 registradas por el CIG, en el período del 13 de febrero al 12 de junio de 2001



La magnitud de un sismo se relaciona directamente con la energía sísmica liberada por éste. Esta energía será mayor al aumentar las dimensiones de la zona de ruptura, en una falla. Slemmons (1977) ha propuesto, a partir de observaciones de terremotos, diversas relaciones empíricas entre la magnitud y la longitud de ruptura, dependiendo del mecanismo de falla. El mecanismo de una falla se determina según la forma como ocurre el deslizamiento en ésta al momento de la ruptura. Si ambos lados de la falla se deslizan horizontalmente, se conoce como falla de desgarre. Si se deslizan verticalmente, pueden ser fallas normales (ocasionadas por fuerzas de tensión) o inversas (debido a compresiones). La falla del 13 de febrero fue de desgarre, según la información publicada por el *National Earthquake Information Center*, en los mecanismos focales, presentados en su sitio Web. Para la magnitud del evento de febrero y su mecanismo de falla, la relación de Slemmons (1977) predice una longitud de ruptura de 22.87 kilómetros. El *National Earthquake Information Center* estimó la orientación (acimut) de la falla del 13 de febrero con su eje o traza girado 94° , en sentido horario respecto al norte. Además, definió que el buzamiento o inclinación del plano de falla es en dirección sur y casi vertical (inclinado 79° , respecto a la horizontal), aproximadamente. Si se revisa el mapa geológico de El Salvador de escala 1:100,000, puede verse que en la zona epicentral del terremoto del 13 de febre-

ro se identifica un sistema de fallas casi continuo, cuya longitud aproximada es de 21.6 kilómetros, su acimut de 90.6° y con buzamiento hacia el sur. La traza de esta falla se esquematiza en la Figura 11. Se trabajará con la hipótesis de que la ruptura de esta falla estuvo asociada al terremoto del 13 de febrero, pues las características del mecanismo presentado por el *National Earthquake Information Center* y la magnitud del evento, relacionada a la longitud de ruptura, concuerdan muy cercanamente con las dimensiones, la ubicación y la orientación obtenidas del mapa geológico. Podría argumentarse que si esta falla hubiese estado asociada al terremoto, se habría manifestado alguna ruptura y desplazamiento en la superficie. Sin embargo, debe recordarse que esta región adyacente al lago de Ilopango está cubierta, en grandes extensiones, por depósitos de ceniza volcánica, los cuales no permitirían evidenciar en todos los casos en la superficie los desplazamientos producidos en el lecho de roca. Es interesante también observar la cercanía del derrumbe sobre el río Jiboa a la traza de la falla y al epicentro del sismo.

Figura 11
Traza de falla posiblemente asociada al terremoto del 13 de febrero de 2001

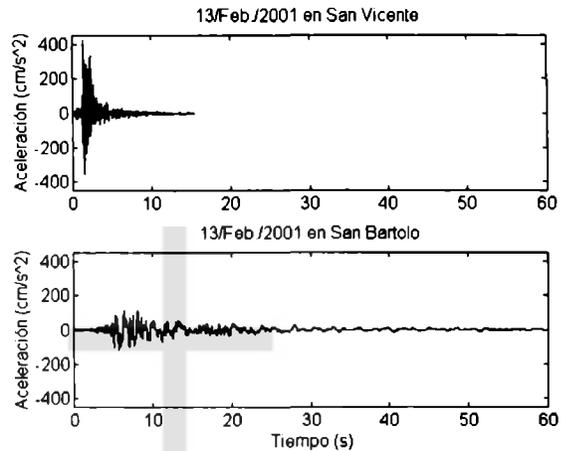


Cuando una falla genera un sismo, la ruptura se inicia en el foco sísmico y se puede propagar bidireccional o unidireccionalmente, es decir, hacia ambos lados del foco, sobre el plano de falla o solamente en una dirección. En la Figura 11 puede verse que la propagación de la ruptura fue predominantemente hacia el oriente. Esta unidireccionalidad en la ruptura puede ocasionar un fenómeno similar al efecto Doppler, que se estudia en fí-

sica. El efecto Doppler consiste en la amplificación o atenuación de una onda, cuando la fuente generadora se acerca o aleja, respectivamente, de un receptor. En la vida cotidiana este efecto puede verificarse si al estar parado en la acera de una calle, un vehículo se acerca pitando. A medida que el vehículo se aproxima, el pito se tiende a escuchar más agudo e intenso. Esto ocurre debido a una interferencia constructiva de las ondas sonoras emitidas por el pito. Esta interferencia aumenta, tanto las frecuencias del sonido (se oye más agudo) como su amplitud (se oye más intenso). Después de pasar el vehículo y a medida que este se aleja, el sonido del pito se vuelve más grave y menos intenso. En este caso, ocurre una atenuación de las ondas sonoras, que ocasiona una reducción en la frecuencia (se oye más grave) y en la amplitud (se oye menos intenso).

En el caso de ruptura de fallas, este efecto de amplificación y atenuación, conocido como directividad, ha sido observado y estudiado por Singh (1985), en los registros de los terremotos de El Centro, en 1940, y de Imperial Valley, en 1979, ambos producidos por la falla Imperial, en la frontera de Estados Unidos y México, al norte de Mexicali. La Figura 11 mostraba la traza de la falla asociada como posible origen del terremoto del 13 de febrero. Puede verse que las distancias respecto al epicentro, desde San Bartolo y San Vicente, son muy parecidas, de 18.5 y 16.9 kilómetros, respectivamente. Además, el mapa geológico de El Salvador, escala 1:100,000, muestra que las condiciones de estos dos sitios son iguales, están cubiertos por depósitos de ceniza volcánica joven (Tierra Blanca). No se tiene información sobre los espesores de estos depósitos, pero es posible que sean algo mayores en San Bartolo que en San Vicente, pues precisamente tienden a aumentar al acercarse al lago de Ilopango, de donde fueron expulsadas con toda probabilidad en las erupciones del antiguo volcán del mismo nombre. Volviendo a la Figura 11, se puede decir que si las condiciones geológicas no son sustancialmente distintas entre San Bartolo y San Vicente, y considerando que poseen distancias epicentrales semejantes, entonces la atenuación del movimiento fuerte en los dos sitios debería tener ciertas similitudes, es decir, que se esperaba que los registros de aceleración del terreno, en función del tiempo, fueran parecidos. La Figura 12 presenta la comparación de las componentes de aceleración norte-sur, registradas en San Vicente y San Bartolo durante el terremoto del 13 de febrero.

Figura 12
Registros del terremoto del 13 de febrero de 2001 en San Vicente y San Bartolo, a 16.9 km y 18.5 km, respectivamente, del epicentro



Nota: A pesar de la similitud de distancias, nótese cómo el efecto de la directividad respecto a la ruptura ocasiona grandes amplitudes y períodos cortos en el sitio hacia el que se propaga la ruptura (San Vicente), mientras que se observa lo contrario en el sitio que se encuentra en ubicación opuesta a la dirección de propagación de ruptura (San Bartolo).

Lo último que podría afirmarse, al confrontar ambos registros, es que sean semejantes. El de San Vicente presenta grandes amplitudes (43.1 por ciento de la aceleración de la gravedad) y muy altas frecuencias o períodos de oscilación muy cortos, mientras que en San Bartolo se registraron amplitudes menores (12.1 por ciento de la aceleración de la gravedad) y bajas frecuencias o períodos de oscilación más largos. Una explicación posible de estas diferencias considerables puede ser, precisamente, el efecto de directividad estudiado por Singh (1985), pues San Vicente se encontraba en la dirección de propagación de la ruptura (hacia el oriente del epicentro), mientras que San Bartolo estaba en dirección opuesta. Hasta ahora, en los estudios de movimiento fuerte y peligro sísmico en Centroamérica, sólo se ha solido tomar en cuenta la distancia epicentral y la hipocentral (del sitio al foco sísmico) como parámetros de distancia entre el sitio y la fuente sísmica. Convendría considerar para futuros estudios la posibilidad de incluir los efectos de directividad, que como se ha visto en el

caso mostrado, pueden producir modificaciones importantes en las amplitudes y frecuencias del movimiento sísmico percibido en un sitio.

El objetivo principal en los estudios de movimiento fuerte es lograr formular una expresión matemática para la estimación de un parámetro del movimiento del terreno. Esta estimación se hace por un procedimiento estadístico. El parámetro del movimiento que se suele utilizar en la estimación es la aceleración horizontal máxima (AHM). La forma general que toma el modelo matemático es conocida como modelo de atenuación y su expresión es la siguiente:

$$\log(\text{AHM}) = C_1 + C_2M + C_3 \log(R) + C_4R$$

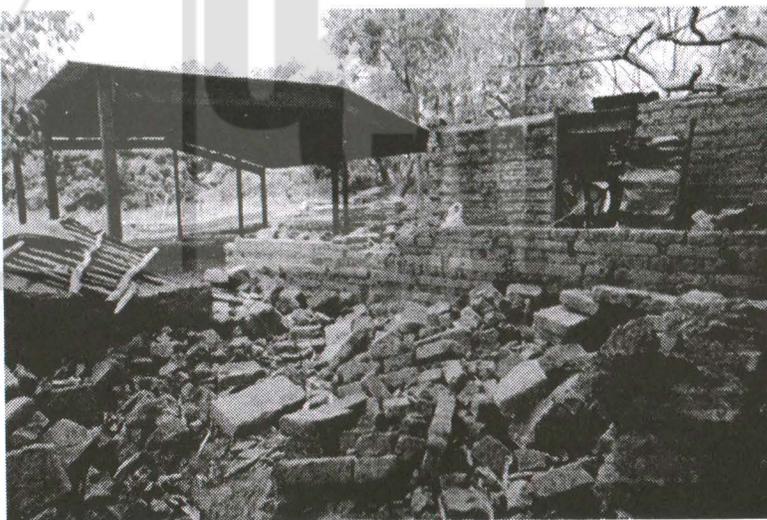
donde AHM es la aceleración horizontal máxima como fracción de la aceleración de la gravedad, M es la magnitud del sismo y R es un parámetro de distancia desde un sitio a una fuente sísmica, medido en kilómetros. El valor de R puede ser, distancia epicentral, hipocentral, a la proyección de la ruptura en la superficie, etc. C_1 , C_2 , C_3 y C_4 son las constantes de atenuación que se deben determinar por un procedimiento estadístico a partir de datos conocidos de AHM, M y R para una buena cantidad de registros y sismos. Para ser consistentes con el sentido físico de la atenuación, C_2 es positivo, pues si la distancia se mantiene fija, a mayor magnitud tiene lugar una mayor aceleración. De manera similar, los coeficientes C_3 y C_4 serán negativos, pues con una magnitud constante, las aceleraciones se reducen al aumentar la distancia epicentral. C_3 representa la atenuación geométrica del frente de ondas sísmicas. Sus valores extremos son de 0 para un frente de propagación plano y -1 para uno esférico. C_4 considera la atenuación anelástica, debido a la disipación de energía, a través del medio donde se propagan las ondas sísmicas. Una versión más completa de este modelo de atenuación debería considerar también el efecto de las condiciones de sitio, de la directividad de la ruptura y del mecanismo de falla.

Se ha intentado obtener una ecuación de atenuación, según el modelo anterior, para los da-

tos registrados del terremoto del 13 de febrero. Se consideran tres casos: primero, tomando distancias al epicentro calculado por el Centro de Investigaciones Geotécnicas; segundo, tomando distancias epicentrales a la solución del *National Earthquake Information Center*; y por último, con distancias a la traza de falla, asumida ésta como proyección de la ruptura en la superficie. Como en este caso, la magnitud es una constante, el modelo de atenuación se escribe de la siguiente forma:

$$\log(\text{AHM}) = C_1 + C_3 \log(R) + C_4R$$

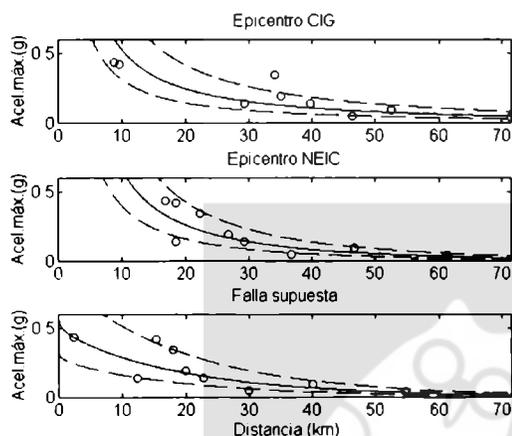
Los resultados obtenidos para los tres casos mencionados se muestran en el Cuadro 2. La constante C_1 de las primeras dos ecuaciones tuvo que ser fijada en -1 para producir un resultado físicamente consistente. Esta misma constante en la tercera ecuación tiene un valor muy pequeño, cercano a cero, lo cual es consistente con un frente de propagación plano, que tiende a producirse en regiones de campo cercano, próximas a fallas de sismos superficiales. Las Figuras 13 y 14 muestran una comparación de las predicciones de las ecuaciones de atenuación de cada caso con los valores de aceleración observados en los registros del terremoto del 13 de febrero. Las desviaciones de las predicciones de estas ecuaciones, respecto a los valores observados, se podrían reducir si se logra estimar racionalmente el efecto de la directividad en el movimiento fuerte, pues se ha mostrado su influencia determinante para este terremoto.



Cuadro 2
Constantes de atenuación obtenidas con registros del terremoto del 13 de febrero

Caso	C_1	C_3	C_4	Desviación estándar
Epicentro CIG	0.7464	-1.0	-0.00267	0.2279
Epicentro NEIC	0.9116	-1.0	-0.00955	0.2145
Falla supuesta	-0.2951	-0.03976	-0.02017	0.2490

Figura 13
Ecuaciones de atenuación de aceleración máxima horizontal obtenidas de registros del terremoto del 13 de febrero de 2001

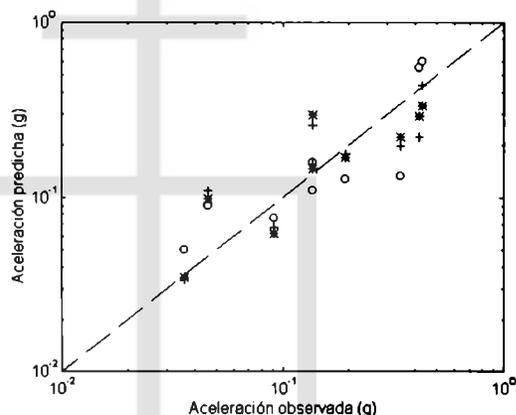


Nota: Los puntos representan los valores observados. La línea sólida es la media de cada predicción, y las líneas segmentadas corresponden a la media \pm una desviación estándar.

6. Conclusiones

Las fuentes de información sísmica proporcionadas por el Centro de Investigaciones Geotécnicas, *Central America Seismological Consortium* y *National Earthquake Information Center* han sido sobresalientes en proveer datos al público sobre las características y el desarrollo de la actividad sísmica, en los últimos meses. Considerando que buena parte, sino toda esta información está disponible en Internet, y que éste no es un recurso accesible para la gran mayoría de salvadoreños, sería conveniente que los medios de información tomaran como parte de su labor formativa hacer llegar al gran público esta información, por medio de ar-

Figura 14
Aceleraciones observadas versus aceleraciones predichas por ecuaciones de atenuación, derivadas en base a los registros del terremoto del 13 de febrero de 2001



Nota: Los círculos son las predicciones utilizando la distancia epicentral a la ubicación dada por el CIG; los asteriscos son usando la distancia al epicentro del NEIC y las cruces tomando la distancia más corta a la falla supuesta.

tículos de investigación. Seguramente esta actividad sería agradecida por la gente, en la medida que, al conocer mejor sobre los fenómenos sísmicos, los temores infundados, en base a rumores o mitos populares, lograrían reducirse o controlarse.

Se ha visto que en El Salvador puede considerarse típico un patrón de sismicidad de alternancia entre eventos de subducción y locales. Esto debería tomarse en cuenta al momento de realizar nuevos estudios de peligro sísmico, sobre todo en aquellos desarrollados para la formulación de códigos de construcción. Además, sería recomendable orientar los esfuerzos de investigación en sismología a detectar, en lo posible, zonas de bre-

chas sísmicas, en las fuentes generadoras de sismos, que afectan nuestro territorio. Lo ideal, por supuesto, sería realizar un monitoreo del deslizamiento de fallas, empleando métodos geodésicos. Previo a esto, convendría revisar los mapas de fallas disponibles, a través de los mapas geológicos de 1:100,000 de El Salvador y el de 1:15,000 de San Salvador y, si es necesario, comenzar un proceso de actualización de la información provista en estos mapas.

Las instituciones del gobierno central y de los gobiernos locales encargadas de controlar la seguridad estructural de las edificaciones nuevas y de las existentes, tendrían que estar alerta sobre los criterios de diseño o revisión estructural empleados por los consultores. Específicamente, se debería tener cuidado en definir, en el caso de un análisis dinámico, cuál sería el sismo que produciría la sollicitación más severa para determinado tipo y período de estructuras. No debe confiarse en que cualquier registro de aceleración *versus* tiempo será adecuado para todo tipo de estructura. Lo recomendable sería que en las futuras revisiones de un nuevo código se establecieran qué registros de aceleración se recomiendan, según el tipo estructural y las propiedades dinámicas de la obra civil.

Los profesionales encargados del diseño y de la supervisión de obras civiles no pueden suponer que los terremotos de enero y febrero han necesariamente sido la sollicitación por sismo más severa a que pueden estar expuestas sus estructuras (las existentes y las nuevas por diseñar). En el caso específico de San Salvador, las cargas sísmicas inducidas por el terremoto de 1986 parecen ser mucho más severas que las producidas por los sismos de este año. Habrá que esperar los registros de aceleración del terremoto del 13 de enero en las estaciones que también registraron el de 1986 para poder realizar las comparaciones y los estudios respectivos.

Finalmente, en el estudio de movimientos fuertes, debido a sismos locales, en Centroamérica,

conviene que se intenten incorporar efectos como la directividad y el mecanismo de falla en la estimación de los parámetros del movimiento del terreno, pues al revisar el caso del terremoto del 13 de febrero se ha visto que dichos efectos pueden ejercer una influencia considerable.

7. Agradecimientos

Los intercambios de impresiones y discusiones técnicas con el Ing. Douglas Hernández, del Centro de Investigaciones Geotécnicas, han sido muy provechosos, principalmente en cuanto al monitoreo sísmico y el registro de los movimientos fuertes. Se le agradece el aporte que su conocimiento y experiencia han significado para este artículo.

Bibliografía

- Cepeda, J. y W. Salazar (2001). "Los terremotos de enero y febrero: resultados y análisis en base a la red de acelerógrafos de la UCA", *ECA* 627-628, pp. 11-27.
- EERI (1990). Loma Prieta Earthquake Reconnaissance Report. *Earthquake Spectra*, suplemento al Vol. 6.
- Harlow, D., R. White, M. Rymer y S. Alvarado (1993). The San Salvador Earthquake of 10 October 1986 and its Historical Context. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83, pp. 1143-1154.
- Madrid, K.I., L.G. Moreno y D.C. Saracay (1998). Los terremotos destructores en El Salvador en el siglo XX. Trabajo de graduación para optar al grado de Ingeniero Civil. Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", San Salvador, El Salvador.
- Singh, J.P. (1985). "Earthquake Ground Motions: Implications for Designing Structures and Reconciling Structural Damage", *Earthquake Spectra*, Vol. 1, No. 2, pp. 239-270.
- Slemmons, D.B. (1977). State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States: Report 6, faults and earthquake magnitude. US Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, Miscellaneous Paper S-173-1.
- UCA (2001). Strong-Motion Data from the January-February 2001 Earthquakes in El Salvador. Universidad Centroamericana, San Salvador, El Salvador.