

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I



**ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO
FUERTE DEL SUELO PARA TERREMOTOS
INTERPLACA E INTRASLAB EN MÉXICO CENTRAL**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Daniel García Jiménez

Bajo la dirección de los doctores:
Miguel Herraiz Sarachaga y Shri Krishna Singh Singh

Madrid, 2006

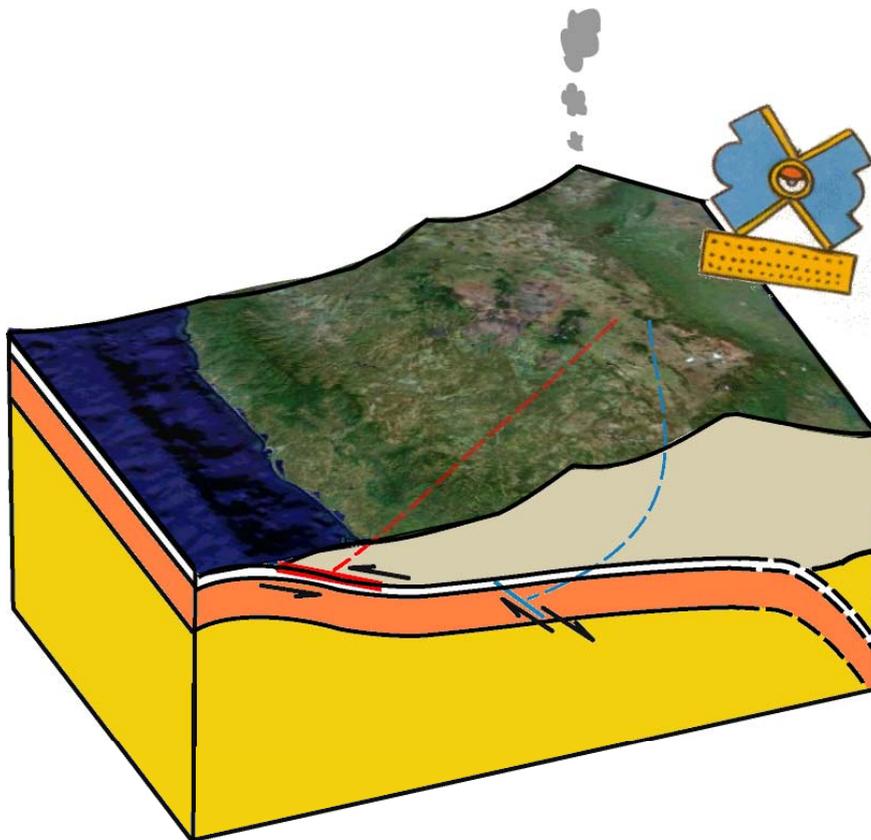
- **ISBN: 978-84-669-2922-6**

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

Facultad de Ciencias Físicas

Universidad Complutense de Madrid

ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO FUERTE
DEL SUELO PARA TERREMOTOS INTERPLACA E *INTRASLAB*
EN MÉXICO CENTRAL



TESIS DOCTORAL

Daniel García Jiménez

Directores:

Dr. Miguel Herraiz Sarachaga

Universidad Complutense de Madrid

Dr. Shri Krishna Singh Singh

Universidad Nacional Autónoma de México

Primavera de 2006

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

Facultad de Ciencias Físicas

Universidad Complutense de Madrid

ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS
DEL MOVIMIENTO FUERTE DEL SUELO
PARA TERREMOTOS INTERPLACA E *INTRASLAB*
EN MÉXICO CENTRAL

Memoria presentada para optar al Grado de Doctor por

Daniel García Jiménez

Directores:

Dr. Miguel Herraiz Sarachaga

Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
Universidad Complutense de Madrid

Dr. Shri Krishna Singh Singh

Dpto. Sismología, Instituto de Geofísica
Universidad Nacional Autónoma de México

Primavera de 2006

*A mi madre y a mi padre,
por la Parte Contratante de la Primera Parte.*

*A Ana y a Enrique,
sonrisa, corazón y lucha.*

Afortunado el hombre cuyo sino es conocer los secretos de la Tierra...

Eurípides.

Capítulo 1. Introducción	1
Capítulo 2. Estimación de ecuaciones de movimiento fuerte para zonas de subducción	7
Índice abreviado del Capítulo	9
1. Caracterización y parametrización del movimiento fuerte	12
1.1 Variables dependientes representativas del movimiento fuerte, Y_{sm}	13
1.1.1 Variables del dominio de tiempo	13
<i>Parámetros máximos o pico</i>	13
<i>Espectro de respuesta elástica</i>	13
<i>Duración</i>	14
1.1.2 Variables del dominio de la frecuencia	15
<i>Espectro de amplitud de Fourier</i>	15
1.2 Parametrización y descripción funcional del movimiento fuerte	16
1.2.1 Parametrización de la fuente	16
<i>Magnitud, M</i>	17
<i>Forma del espectro de fuente y parámetro(s) de altas frecuencias</i>	18
<i>Mecanismo focal, F, régimen tectónico y diferencias regionales</i>	20
<i>Saturación con la magnitud</i>	21
<i>Profundidad, H</i>	21
<i>Otros efectos: directividad y efectos de hanging-wall y foot-wall</i>	22
1.2.2 Parametrización de la trayectoria	22
<i>Distancia, d</i>	23
<i>Expansión geométrica del frente de ondas, G(d)</i>	24
<i>Atenuación anelástica</i>	24
<i>Forma de la curva de regresión y campo próximo</i>	26
<i>Otros efectos de propagación</i>	27
1.2.3 Parametrización del sitio	28
<i>Clasificaciones de sitio, S</i>	28
<i>Caracterización individual del sitio</i>	30
<i>Efecto del filtro pasabaja</i>	30
2. Criterios de selección de los datos	31
2.1 Criterios de magnitud, distancia y trayectoria	31
2.2 Criterios de emplazamiento	32
2.3 Criterios de calidad, procesado y número de los registros	32
3. Métodos de análisis	33
3.1 Principios generales	34
3.2 Métodos específicos de regresión	34
3.2.1 Desventajas del método ordinario de mínimos cuadrados	34
3.2.2 Método de mínimos cuadrados ponderados (Campbell, 1981)	35
3.2.3 Método de dos pasos (Joyner y Boore, 1981)	35
<i>Variantes</i>	36
3.2.4 Modelo de efectos aleatorios (Brillinger y Preisler, 1984)	37
3.2.5 Métodos bayesianos	38
3.2.6 Métodos no paramétricos	38
3.3 Incertidumbre y estimaciones de la regresión	39
3.3.1 Residuos e incertidumbre de la regresión	39
3.3.2 Estimación de movimientos futuros	39
Referencias	40

Capítulo 3. Sismología del movimiento fuerte en México Central: marco sismotectónico y estado del conocimiento	47
Índice abreviado del Capítulo	49
1. Sismotectónica de los terremotos interplaca e <i>intraslab</i>	52
1.1 Visión general del margen convergente	52
1.2 Principales rasgos de la sismicidad interplaca	56
1.3 Principales rasgos de la sismicidad <i>intraslab</i>	57
1.4 <i>Gaps</i> y sismos silenciosos	59
2. Movimiento fuerte en la zona de subducción mexicana: estado del conocimiento	60
2.1 Redes sísmicas de movimiento fuerte	60
2.2 Terremotos interplaca	61
2.2.1 Fuente	61
2.2.2 Propagación y atenuación	62
<i>La controversia sobre la atenuación a lo largo de la costa y tierra adentro</i>	66
2.2.3 El problema del Valle de México, el <i>MVB</i> y los terremotos interplaca	66
2.2.4 Estimación de movimientos fuertes fuera del <i>MVB</i>	67
2.3 Terremotos <i>intraslab</i>	68
2.3.1 Fuente	68
2.3.2 Propagación y atenuación	69
2.3.3 Estimación de movimientos fuertes	69
2.4 Sismos lentos y <i>tsunamis</i>	70
2.5 Sistemas de alerta sísmica en México	70
Referencias	71
Capítulo 4. Terremotos <i>intraslab</i> de México Central I	81
Resumen (en español)	83
Inslab Earthquakes of Central Mexico: Q , Source Spectra, and Stress Drop [García, D., S.K. Singh, M. Herraiz, J.F. Pacheco, and M. Ordaz (2004). <i>Bull. Seism. Soc. Am.</i> 94 (3), 789-802.]	85
Abstract (<i>BSSA</i> 789)	85
Introduction (<i>BSSA</i> 789)	85
Data (<i>BSSA</i> 790)	86
Data Processing and Analysis (<i>BSSA</i> 790)	86
Data Processing (<i>BSSA</i> 790)	86
Attenuation and Source Spectra Analysis (<i>BSSA</i> 790)	86
Results and Discussion (<i>BSSA</i> 792)	88
Q for Mexican Inslab Earthquakes (<i>BSSA</i> 792)	88
Comparison of Attenuation: Inslab versus Interplate Earthquakes (<i>BSSA</i> 793)	89
Amplification of Seismic Waves at Hard Sites in the Valley of Mexico during Inslab Earthquakes (<i>BSSA</i> 794)	90
Source Spectra of Mexican Inslab Earthquakes: ω^2 and Empirical Models (<i>BSSA</i> 794)	90
Comparison of Source Spectra of Inslab and Interplate Mexican Earthquakes (<i>BSSA</i> 798)	94
Conclusions (<i>BSSA</i> 799)	95
Acknowledgments (<i>BSSA</i> 800)	96
References (<i>BSSA</i> 801)	97

Capítulo 5. Terremotos <i>intraslab</i> de México Central II	99
Resumen (en español)	101
Inslab Earthquakes of Central Mexico: Peak Ground-Motion Parameters and Response Spectra [García, D., S.K. Singh, M. Herraiz, M. Ordaz, and J.F. Pacheco (2005). <i>Bull. Seism. Soc. Am.</i> 95(6) , 2272-2282.]	103
Abstract (<i>BSSA</i> 2272)	103
Introduction (<i>BSSA</i> 2272)	103
Data (<i>BSSA</i> 2272)	103
Data Processing and Analysis (<i>BSSA</i> 2274)	105
Data Processing (<i>BSSA</i> 2274)	105
Regression Analysis (<i>BSSA</i> 2274)	105
Results and Discussion (<i>BSSA</i> 2274)	105
Coefficients and Evaluation of the Model (<i>BSSA</i> 2274)	105
Depth Effect (<i>BSSA</i> 2277)	108
Comparison with Other Inslab Earthquake Models (<i>BSSA</i> 2278)	109
Comparison with PGA from Mexican Interplate Events (<i>BSSA</i> 2279)	110
Conclusions (<i>BSSA</i> 2280)	111
Acknowledgments (<i>BSSA</i> 2281)	112
References (<i>BSSA</i> 2281)	112
Capítulo 6. Reevaluación de la atenuación para terremotos interplaca en la zona de subducción mexicana	115
<i>Abstract</i>	117
Introducción	117
1. Datos	118
2. Procesado y calidad de los registros	121
3. Metodología	121
4. Análisis de la atenuación global	122
5. Atenuación a lo largo de la costa <i>vs.</i> tierra adentro: primer análisis	123
6. ¿Efecto de sitio en las estaciones tierra adentro?	124
7. Distribución de los subconjuntos con la distancia	124
8. Atenuación a lo largo de la costa <i>vs.</i> tierra adentro: modelos finales para la función de atenuación	126
9. Discusión y conclusiones	130
Referencias	131
Capítulo 7. Relaciones de movimiento fuerte para los terremotos interplaca del centro-sur de México	135
<i>Abstract</i>	137
Introducción	137
1. Datos	138
2. Procesado de los datos	138
3. Características del modelo	138
4. Coeficientes y evaluación del modelo	141
5. Comparación con modelos previos para la <i>PGA</i> en México	144
6. Limitaciones del modelo	144
7. Parámetros pico y espectro de respuesta de los terremotos interplaca e <i>intraslab</i> en México	146

8. Conclusiones	148
Referencias	148
Capítulo 8. Conclusiones y líneas futuras de investigación	151
Glosario de siglas	157
Agradecimientos	159

1. | **Introducción**

La sismicidad de las zonas de subducción constituye una de las principales fuentes de riesgo sísmico en el planeta. Estas regiones albergan los terremotos de mayor magnitud, que a menudo se cuentan entre los más destructivos. Los *terremotos interplaca*, generados en la zona de contacto entre la placa oceánica subducida y la placa superior, son la mayor forma conocida de liberación de energía sísmica: de los diez mayores sismos registrados desde 1900 en todo el mundo, nueve son interplaca. Aunque la mitad de ellos se produjo en zonas poco pobladas alrededor del Océano Pacífico, los restantes, así como otros eventos interplaca de menor magnitud, han tenido efectos devastadores sobre regiones densamente pobladas. El terremoto de Sumatra de 2004 (26/12/2004, M_w 9.2) es sin duda el ejemplo más reciente y dramático, pero existen otros casos igualmente desastrosos (*e.g.*, Kanto, Japón, 01/09/1923, M_w 7.9; Michoacán, México, 19/09/1985, M_w 8.0; Kobe, Japón, 16/01/1995 M_w 6.9).

Además de estos sismos, los *terremotos intraslab*¹, localizados en la placa oceánica subducida, constituyen otra formidable fuente de energía sísmica propia de las zonas de subducción. Estos eventos, tradicionalmente relegados a un segundo plano en el análisis de la peligrosidad sísmica, han cobrado progresiva importancia en la última década, al tomarse conciencia de su notable capacidad de daño. Dicho potencial destructivo es particularmente importante para las localidades tierra adentro, menos propensas a sufrir los efectos de los eventos interplaca. Terremotos destructivos como el de Huaraz, Perú (31/05/1970, M_w 8.0), u otros más recientes como los de El Salvador (13/01/2001, M_w 7.6), Nisqually, EEUU (28/02/2001, M_w 6.8) o Geiyo, Japón (24/03/2001, M_w 6.8) demuestran dicha capacidad.

Como país con un margen de subducción, México no es una excepción a esta problemática. La zona de subducción mexicana, que se extiende a lo largo de 1300 km de la costa del Océano Pacífico, refleja bien la dualidad de las fuentes de peligrosidad sísmica en este tipo de márgenes. Esta región constituye una de las zonas del planeta sísmicamente más activas, lo que se refleja en la ocurrencia, por término medio, de un sismo de $M_w \geq 6.5$ cada año, y de uno de $M_w \geq 7.0$ cada diez años. Tanto los grandes terremotos interplaca ($M_w > 7.5 - 7.7$), como los terremotos *intraslab* de magnitud moderada a grande ($M_w > 6.5 - 7.0$) han generado históricamente cuantiosos daños en la zona centro-sur del país. En concreto, los sismos interplaca se han mostrado especialmente dañinos para el Valle de México y el Cinturón Volcánico Mexicano, sobre los que se concentran más de treinta millones de habitantes. Por su parte, los eventos *intraslab* han afectado tradicionalmente más a la población del altiplano que se extiende al sur del Cinturón. Su potencial destructivo se ve agravado además en México por su menor profundidad frente a otros márgenes, debido a la subducción casi horizontal del *slab*.

Comprender, para ambas clases de terremotos, los procesos que tienen lugar en la fuente y en la propagación de las ondas es clave para mejorar el conocimiento sismológico de México, y en general de las zonas de subducción. Además este conocimiento debe poder aplicarse a mitigar el riesgo sísmico al que está sometida la numerosa población de estas regiones.

La importancia de ambos tipos de sismicidad en México motivó, desde 1985, el equipamiento de la región con instrumentos digitales de movimiento fuerte a través de diversas redes. A veinte años vista de la puesta en funcionamiento de la Red Acelerográfica de Guerrero y del terremoto de Michoacán, dichas redes han proporcionado un valiosísimo caudal de datos. Estos datos han permitido, en el caso de los eventos interplaca, avanzar notablemente en el conocimiento de la fuente, la propagación de las ondas y el efecto del emplazamiento sobre el movimiento del suelo, en especial en lo referente al Valle de México. A su vez esto se ha traducido en la elaboración de un eficaz código sismorresistente y de numerosas mejoras en ingeniería sísmica.

En cambio, la menor frecuencia de los sismos *intraslab*, unida a su mayor dificultad de registro y su menor virulencia hacia el Valle de México, dificultaron la mejor comprensión de estos eventos durante bastante tiempo. Por fortuna, la modernización y extensión de las redes sísmicas emprendida en la última década en México, junto con un incremento de la actividad *intraslab* en el mismo periodo, permiten disponer actualmente de los datos necesarios para llenar progresivamente este vacío parcial.

¹Se ha elegido esta denominación en vista de que la genérica *intraplaca* suele asociarse con eventos lejos de márgenes activos, y no especifica la ubicación de esta sismicidad en el *slab* (porción de la placa oceánica subducida).

Este trabajo hace uso del elevado número de registros de movimiento fuerte de alta calidad disponible en México en los últimos años para tratar de lograr dos objetivos generales:

- revisar y actualizar algunas lagunas e interrogantes pendientes en el ya extenso conocimiento acerca de la sismicidad interplaca;
- ahondar en la comprensión de la más desconocida sismicidad *intraslab* a la luz de los eventos ocurridos en la última década.

En ambos casos se pretende contribuir al conocimiento en las dos vertientes del problema, que atañe a los campos de la sismología del movimiento fuerte y de la ingeniería sísmica. De un lado, se intenta profundizar en la comprensión de las dos clases de sismicidad y dar explicación a parte de las diferencias existentes entre ambas, tanto en lo referente al espectro de radiación de la fuente como al efecto del medio a lo largo de la trayectoria. De otro lado, se proponen modelos para estimar los parámetros del movimiento fuerte del suelo ante futuros terremotos en aquellos casos de mayor interés en ingeniería sísmica, con objeto de mejorar la estimación de la peligrosidad sísmica en México.

Conjugar ambos aspectos implica combinar distintos enfoques, tanto en los datos empleados como en los modelos aplicados. Las aplicaciones enfocadas a la ingeniería sísmica buscan por lo general las situaciones más destructivas, asociadas con magnitudes elevadas ($M_w \geq 6.5 - 7.0$) y distancias locales ($\sim 20 - 200$ km). Por el contrario, algunos parámetros de gran interés en sismología, como los relacionados con la atenuación del medio, requieren a menudo del uso de registros a distancias regionales, fuera del campo próximo de terremotos extensos, cuyas especiales características pueden distorsionar la estimación de dichos parámetros. Este interés en las distancias regionales se justifica doblemente en México, donde las particulares características de los suelos del Valle de México obligan a extender las estimaciones de movimiento fuerte a distancias de la fuente a las que de otro modo no se esperarían movimientos sísmicos de importancia.

Para presentar la consecución de estos objetivos esta memoria se estructura en dos partes bien diferenciadas.

La primera, que comprende los Capítulos 2 y 3, presenta una revisión sobre el estado del conocimiento. En ésta se subrayan aquellos enfoques bajo los que se ha desarrollado este trabajo. En el Capítulo 2 se revisa el tema de la estimación de ecuaciones de movimiento fuerte, con especial énfasis en las aportaciones relativas a los márgenes de subducción. El Capítulo 3 presenta un marco sismotectónico general del centro de México y el estado actual del conocimiento en la región sobre la mayoría de las cuestiones abordadas en el trabajo. Ambos capítulos, dada su extensión, van precedidos de un *Índice abreviado*.

La segunda parte, constituida por los Capítulos 4 al 7, recoge los resultados del trabajo en forma de artículos. Estos capítulos corresponden en algunos casos a artículos ya publicados en el *BSSA*² (Capítulos 4 y 5), y en otros a trabajos que se espera enviar para su publicación en breve plazo (Capítulos 6 y 7). Para los primeros, en lengua inglesa, se ha añadido al comienzo de cada uno un breve resumen de los mismos en español; los segundos se presentan íntegramente en español.

Los Capítulos 4 y 5 se refieren a la sismicidad *intraslab*. En el primero, '*Terremotos intraslab de México Central I*', se tratan principalmente el espectro de fuente y las características de propagación de las ondas para estos eventos, así como las diferencias principales con los interplaca. En el Capítulo 5, '*Terremotos intraslab de México Central II*', se presenta un modelo que describe el espectro de respuesta y los parámetros pico de los sismos *intraslab*, comparándose con modelos previos en otras regiones.

Siguiendo el paralelismo en la estructura de los dos capítulos anteriores, los Capítulos 6 y 7 atañen a la sismicidad interplaca. El Capítulo 6, '*Reevaluación de la atenuación para terremotos interplaca en la zona de subducción mexicana*', presenta una nueva estimación de su atenuación, así como una revisión del debate sobre las diferentes características de propagación según la trayectoria considerada y el terreno atravesado. En el Capítulo 7, '*Relaciones de movimiento fuerte para los terremotos interplaca del centro-sur de México*', se proponen ecuaciones para la estimación del espectro de respuesta y los parámetros pico de estos sismos en la región fuera del Cinturón Volcánico Mexicano, para la que aún no se disponía de esta información.

En el Capítulo 8 se recogen las conclusiones de este trabajo y se plantean algunas líneas por las que puede continuarse el mismo.

² *Bulletin of the Seismological Society of America* (Boletín de la Sociedad Sismológica Americana).

Por último señalar dos aspectos sobre la presentación del trabajo. Se ha tratado de hacer un uso correcto del español, pero al tiempo emplear la terminología más en boga en la sismología de movimientos fuertes. Por ello se han utilizado ciertos acrónimos y términos anglosajones de amplia aceptación en la comunidad científica internacional o cuya traducción al español no es de uso común. De ahora en adelante en los capítulos en español estos términos se refieren siempre *en cursiva*, acompañados en su primera cita de su traducción al español entre paréntesis o en nota a pie de página. Análogamente, en los pocos casos en que se emplea la traducción en español ésta se acompaña en su primera cita del correspondiente paréntesis o nota con el término anglosajón. En todo caso, para facilitar la lectura se ha incluido al final de la memoria un pequeño *Glosario de Siglas*.

Por otro lado, la revisión de la bibliografía existente, de crucial importancia, suele ser causa de malentendidos al emplearse en exceso la cita a través de segundos autores. Para evitarlo, en los casos en que un trabajo no ha podido ser consultado directamente se incluye en las referencias la fuente de la que se ha extraído la información. Nótese, asimismo, que cada capítulo incluye al final sus propias referencias.

2. | Estimación de ecuaciones de movimiento fuerte para zonas de subducción

Índice abreviado del Capítulo

1. Caracterización y parametrización del movimiento fuerte	12
1.1 Variables dependientes representativas del movimiento fuerte, Y_{sm}	13
1.1.1 Variables del dominio de tiempo	13
1.1.2 Variables del dominio de la frecuencia	15
1.2 Parametrización y descripción funcional del movimiento fuerte	16
1.2.1 Parametrización de la fuente	16
1.2.2 Parametrización de la trayectoria	22
1.2.3 Parametrización del sitio	28
2. Criterios de selección de los datos	31
2.1 Criterios de magnitud, distancia y trayectoria	31
2.2 Criterios de emplazamiento	32
2.3 Criterios de calidad, procesado y número de los registros	32
3. Métodos de análisis	33
3.1 Principios generales	34
3.2 Métodos específicos de regresión	34
3.2.1 Desventajas del método ordinario de mínimos cuadrados	34
3.2.2 Método de mínimos cuadrados ponderados (Campbell, 1981)	35
3.2.3 Método de dos pasos (Joyner y Boore, 1981)	35
3.2.4 Modelo de efectos aleatorios (Brillinger y Preisler, 1984)	37
3.2.5 Métodos bayesianos	38
3.2.6 Métodos no paramétricos	38
3.3 Incertidumbre y estimaciones de la regresión	39
3.3.1 Residuos e incertidumbre de la regresión	39
3.3.2 Estimación de movimientos futuros	39
Referencias	40

La *sismología del movimiento fuerte del suelo* se ocupa de medir e interpretar la amplitud, duración y periodos característicos de la sacudida sísmica en emplazamientos sometidos a elevados niveles de vibración por la ocurrencia de terremotos, con objeto de inferir la respuesta ante movimientos futuros. Dichos emplazamientos suelen encontrarse en la *región epicentral*, que es donde comúnmente se espera el mayor daño, si bien existen notables excepciones en las que se han medido movimientos elevados a grandes distancias (*e.g.*, New Madrid, EEUU, 1811-1812; Michoacán, México, 1985). Puesto que la cantidad de energía liberada en forma de ondas sísmicas en estas áreas es muy alta, no sólo las estructuras sino también los propios instrumentos de medición deben estar preparados para soportar elevados niveles de vibración. Por ello, desde la instalación del primer acelerómetro y la obtención del primer registro de movimiento fuerte (*acelerograma*) en Long Beach, California, en 1933, la sismología de movimientos fuertes ha desarrollado sus propios instrumentos y técnicas para medir en la zona próxima a la fuente.

Tras más de setenta años las mejoras en instrumentación, procesado de datos y análisis de los mismos han sido enormes, lo que ha dado lugar a una ingente cantidad de estudios sobre el movimiento fuerte del suelo. Paradójicamente, este desarrollo no se ha reflejado de un modo tan directo en lo referente a las zonas de subducción. Por diversos motivos el número de estudios de movimiento fuerte sobre estas regiones es relativamente limitado, especialmente aquellos encaminados a estimar movimientos esperables en el futuro. Sin embargo, la *peligrosidad sísmica* generada por los terremotos interplaca e *intraslab* está fuera de duda, por lo que se requiere dar un mayor empuje a este tipo de estudios.

La forma más común de caracterizar el movimiento fuerte, en aquellas regiones en las que la abundancia de acelerogramas lo permite, es mediante el ajuste por regresión de los datos, empírico o semi-empírico, a una o varias expresiones paramétricas denominadas *ecuaciones o relaciones de movimiento fuerte*. Estas ecuaciones aportan información sobre el escalamiento del movimiento con el tamaño de la fuente, la forma en que disminuye el movimiento con la distancia, los efectos de sitio y otras dependencias posibles. Esto hace que el uso habitual del término *relaciones de atenuación* para referirse a estas ecuaciones no sea del todo adecuado.

No obstante, a menudo no existe para una región determinada un número suficiente de registros, en especial de las críticas magnitudes altas y distancias cortas. Esto obliga a extrapolar estimaciones de otras regiones de características similares o a buscar modelos teóricos que estimen el movimiento fuerte del suelo. Ambas opciones resultan habituales en las zonas de subducción, donde diversas regiones de elevada sismicidad carecen de la instrumentación necesaria, mientras otras bien monitorizadas, como Cascadia (EEUU), no han sufrido aún grandes terremotos en época instrumental. La extrapolación de resultados entre diferentes regiones es un tema debatido, pues sigue sin esclarecerse entre qué regiones del mundo el movimiento fuerte es significativamente diferente. Por ello los estudios regionales constituyen la mejor alternativa en aquellas áreas donde sean posibles. Respecto a los modelos teóricos, suponen una interesante alternativa en rápida evolución, si bien siempre requieren una comprobación *a posteriori* con algún tipo de observaciones. Estos modelos se clasifican según el método que emplean en:

- *modelos estocásticos*: se basan en la simulación de un acelerograma a partir de ruido blanco o *gaussiano* de duración finita y ancho de banda limitado por un modelo sismológico de la fuente y de los procesos de propagación (Hanks y McGuire, 1981). Se trata de un método probabilista que hace uso del *Teorema de Parseval* y la *Teoría de Vibraciones Aleatorias* o *RVT*¹ combinados con modelos de fuente puntual (*e.g.*, Boore, 1983) o finita (*e.g.*, Gregor *et al.*, 2002) para obtener las características del movimiento a alta frecuencia (véase Boore, 2000, 2003);
- *modelos basados en funciones de Green teóricas*: descripciones deterministas que simulan el movimiento del suelo a través del *Teorema de Representación* (Aki y Richards, 1980) con un modelo de fuente y de estructura. El primero puede usar, por ejemplo, un modelo de fuente compuesta (*e.g.*, Zeng *et al.*, 1994) o una *STF*² empírica (*e.g.*, Sommerville *et al.*, 1991);
- *modelos basados en funciones de Green empíricas*: emplean sismos pequeños localizados en la misma región donde se pretende simular el terremoto de mayor magnitud como *EGF*³ para modelar los efectos de propagación y emplazamiento, que de este modo se suponen similares para ambos eventos (*e.g.*, Hartzell, 1978; Kanamori *et al.*, 1993).

¹Random Vibration Theory.

²Source Time Function (función temporal de la fuente).

³Empirical Green Function (función de Green empírica).

Sea cual sea el enfoque elegido, en todos los casos lo que se busca es reproducir el movimiento pasado y estimar el movimiento futuro, con objeto de incrementar la resistencia de las estructuras (*capacidad sísmica*) ante el potencial del movimiento del suelo para generar daño (*demanda sísmica*). Dicha estimación es clave para calcular la peligrosidad sísmica y, a partir de la misma, el riesgo sísmico de una región. En este sentido, las ecuaciones de movimiento fuerte debidamente fundamentadas en un conjunto de datos adecuado proporcionan una información inigualable a la hora de determinar, dentro de unos márgenes de incertidumbre, el movimiento del suelo esperable en un emplazamiento para un sismo futuro de características dadas.

Por otro lado, la escasez y heterogénea distribución de registros según la región, la variedad de modelos según el propósito de estudio y los distintos criterios de los investigadores hacen que exista una gran diversidad de formas de procesado, análisis e interpretación de los datos.

Por todo lo expuesto, este capítulo se centra en la determinación de las ecuaciones de movimiento fuerte, con especial énfasis en las aportaciones referidas a las zonas de subducción (de las que trata buena parte de las referencias citadas). La intención es ofrecer un resumen selectivo sobre algunas de las formas de abordar este problema, y en especial de las más ligadas a este trabajo. Para un tratamiento más detallado sobre la materia y una recopilación exhaustiva de la bibliografía existente se recomienda consultar los excelentes artículos de revisión publicados en los últimos años (*e.g.*, Joyner y Boore, 1988; Abrahamson y Shedlock, 1997; Benito y Cabañas, 1999; Anderson, 2003; Bolt y Abrahamson, 2003; Boore, 2003; Campbell, 2003; Douglas, 2001, 2003).

1 Caracterización y parametrización del movimiento fuerte

El movimiento fuerte del suelo generado por un terremoto en un emplazamiento es el resultado de la combinación no lineal de muchos factores, que habitualmente se tratan de aislar y simplificar para poder modelarlos a través de ecuaciones paramétricas. Para ello se presuponen dos premisas clásicas:

- el movimiento se descompone en los efectos debidos a la *fuerza*, la *trayectoria* y el *sitio*. Se trata de una separación simplista, pues los límites entre cada contribución no son nítidos, y además la fuente afecta a las propiedades de la propagación, y ambas, a su vez, a las del sitio. Sin embargo, hasta la fecha no se ha propuesto un planteamiento más satisfactorio;
- al trabajar a distancias locales y regionales el movimiento está dominado por las medias y altas frecuencias, en un intervalo que oscila desde los 0.3-0.5 Hz a los 20-40 Hz según diversos factores (región sismotectónica, tipo de sismo, geología local, etc.). La energía radiada a altas frecuencias está controlada por las heterogeneidades del plano de falla (*barreras y asperezas* según Aki, 1984), que generan cambios abruptos en la velocidad de ruptura, y otros factores como la litología de la zona de falla o el régimen tectónico (Anderson *et al.*, 2000; Anderson, 2003). Estos rasgos son difícilmente modelables de un modo determinista, por lo que se considera que el carácter del movimiento de alta frecuencia ($f > 1$ Hz) es altamente incoherente (básicamente aleatorio) y se recurre a la estadística para describirlo (análisis probabilista). Esto contrasta con las bajas y medias frecuencias analizadas en otros campos de la sismología, que sí son modelables de forma determinista mediante *Teoría de Rayos*, y supone una dificultad adicional cuando se analizan simultáneamente ambos anchos de banda, pues las descripciones adecuadas para altas frecuencias pueden dejar de serlo para las intermedias.

Partiendo de estas premisas la parametrización se realiza escogiendo, por una parte, una o varias *variables dependientes* (Y_{sm})⁴ que puedan describir adecuadamente el movimiento, y, por otra, varios *parámetros, predictores o variables independientes* (x_1, x_2, \dots, x_k)⁵ que modelen los efectos de fuente, trayectoria y sitio sobre las variables dependientes según una determinada función matemática con una serie de *coeficientes* (c_1, c_2, \dots, c_n) por determinar:

$$Y_{sm} = f(x_1, x_2, \dots, x_k, c_1, c_2, \dots, c_n) \quad (1)$$

Estos coeficientes se determinan mediante el ajuste por regresión de los datos a dicha forma funcional. Ahora bien, aunque existe cierto consenso acerca de qué variables dependientes son las que caracterizan

⁴Esta notación es similar a la empleada en publicaciones especializadas: "*sm*" hace referencia a *strong-motion* (movimiento fuerte).

⁵En textos estadísticos se suele denominar "parámetros" a los coeficientes. Sin embargo, en sismología de movimientos fuertes es usual aplicar esta denominación a las variables independientes.

de modo más completo el movimiento del suelo, no sucede lo mismo con los parámetros y la función elegidos para describir dichas variables, que cambian notablemente de un estudio a otro. Esto, unido a la gran variabilidad de la naturaleza del movimiento fuerte, dificulta enormemente la comparación de resultados entre diferentes trabajos y la obtención de conclusiones generales sobre una misma región sismotectónica.

En general el tipo de función habitualmente elegida es de la forma

$$Y_{sm} = e^{c_1} \cdot e^{(c_2M+c_2'M^2)} \cdot (d + f_s(M))^{-(c_3+f_g(M))} \cdot e^{c_4(d+f_s(M))} \cdot e^{c_5H} \cdot e^{c_6F} \cdot e^{c_7S} \cdot e^\varepsilon \quad (2a)$$

o, en la forma logarítmica en que se realiza la regresión,

$$\ln Y_{sm} = c_1 + c_2M + c_2'M^2 - (c_3 + f_g(M)) \cdot \ln(d + f_s(M)) + c_4(d + f_s(M)) + c_5H + c_6F + c_7S + \varepsilon \quad (2b)$$

donde M es la *magnitud*, d algún tipo de medida de la *distancia fuente-sitio*, que puede incluir efectos de *campo próximo* (representados por $f_s(M)$), $f_g(M)$ un término que representa la *dependencia de la expansión geométrica con la magnitud*, H una medida de la *profundidad* del sismo, F un factor que caracteriza el *tipo de falla*, S un parámetro que describe las condiciones locales del *emplazamiento* y ε un término que cuantifica las *perturbaciones o errores aleatorios*. Dependiendo del estudio algunos de estos términos pueden no aparecer, o incluso aparecer términos adicionales para modelar efectos más sutiles (*directividad*, efectos de *hanging-wall* y *foot-wall*⁶, etc.). La forma final elegida representa un compromiso entre los datos disponibles y los principales procesos que puedan afectarlos, a sabiendas de que no considerar alguno de estos efectos u otros no modelados (*e.g.*, estado de esfuerzos regional, patrón de radiación, topografía, etc.) conduce a un aumento en la dispersión de los datos, con el consiguiente aumento de los factores de seguridad para el diseño de estructuras.

A continuación se repasan brevemente las principales variables dependientes empleadas y, de forma más detallada, las variables independientes y las distintas contribuciones presentadas en la ecuación (2a), junto con su aplicación en las zonas de subducción.

1.1 Variables dependientes representativas del movimiento fuerte, Y_{sm}

Aunque existen ciertos trabajos que emplean la *intensidad sísmica*, el *espectro de respuesta inelástica*, la a_{rms} ⁷, el *cociente H/V*, el *desplazamiento permanente del suelo* (pgd)⁸ u otras variables (véase, p.ej., Douglas, 2003), las variables dependientes más utilizadas son:

1.1.1 Variables del dominio de tiempo

Parámetros máximos o pico: aceleración máxima (*PGA*, *peak ground acceleration*), velocidad máxima (*PGV*, *peak ground velocity*), desplazamiento máximo (*PGD*, *peak ground displacement*). Estos parámetros, usados desde los comienzos de la sismología de movimientos fuertes (en especial la *PGA*), representan *grosso modo* la contribución del movimiento a altas, medias y bajas frecuencias, respectivamente. Su principal ventaja es que la *PGA* y la *PGV* se obtienen de modo casi directo de cualquier registro, por lo que hoy en día siguen siendo los más utilizados. Por el contrario, la obtención del *PGD* implica un procesamiento cuidadoso de los registros para eliminar el ruido de baja frecuencia, con las numerosas limitaciones e incertidumbres que ello trae aparejado (véase, p. ej., Boore y Bommer, 2005, para una revisión actual de esta cuestión). Las limitaciones de los parámetros pico para representar el movimiento del suelo son importantes, pues cada uno aporta información correspondiente a una única frecuencia muy variable según la distancia a la fuente, el tipo de suelo, las ondas predominantes y la magnitud del sismo. Más aún, es frecuente que la amplitud máxima del movimiento tenga escasa relación con los daños en estructuras, jugando un papel más relevante la duración del movimiento armónico al que se ve sometida la estructura que la llegada de la carga sísmica máxima.

Espectro de respuesta elástica (*RS*, *response spectrum*). El espectro de respuesta elástica (Fig. 1) se define, para cada periodo T , como la respuesta máxima ante la excitación sísmica de un sistema de un grado de libertad (g.l.) con un *periodo natural* T y un *amortiguamiento* ζ dado como fracción del crítico (5% suele ser el de mayor interés). Debe subrayarse que, pese a ofrecer la respuesta para diferentes frecuencias (y, en consecuencia, asemejarse conceptualmente a un espectro), es un parámetro

⁶Bloque de techo y bloque de muro, respectivamente.

⁷Root mean squared acceleration (aceleración cuadrática media).

⁸Permanent ground displacement.

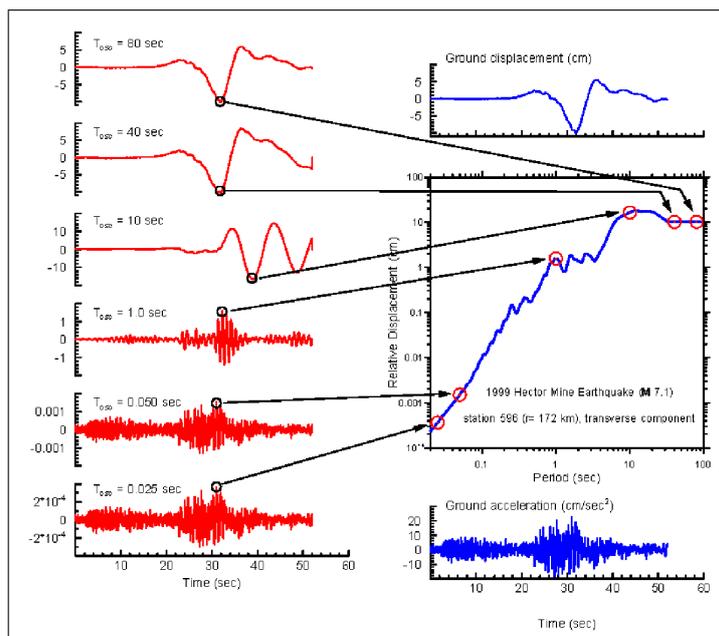


Figura 1: Ilustración del concepto de espectro de respuesta. En azul: desplazamiento (áng. sup. dcho.) y aceleración (áng. inf. dcho.) del suelo. En rojo: respuesta en desplazamiento de osciladores con 1 g.l. y diferentes periodos naturales (T). El desplazamiento máximo de cada oscilador se representa frente a su T natural para construir el espectro de respuesta de desplazamiento relativo (centro dcha.). Para T muy elevados la respuesta imita el desplazamiento del suelo; para T muy pequeños imita la aceleración. (Bommer y Boore, 2004)

del dominio temporal, puesto que lo que se determina para cada frecuencia es realmente el valor pico o máximo de la señal. En cualquier caso su importancia radica en que informa sobre la respuesta *elástica* de una estructura a la carga sísmica, y es un concepto de gran relevancia en ingeniería sísmica. Por lo general se suele aplicar, a través del *análisis modal*, al cálculo de la respuesta de estructuras de múltiples grados de libertad (*e.g.*, Jennings, 2003). Su determinación es relativamente sencilla y, si los datos de origen lo permiten, ofrece una descripción completa para todo el rango de frecuencias de interés. Además, por su propia definición, el cálculo del *RS* a altas frecuencias se ve poco condicionado por la existencia de ruido o por la ausencia de parte de la coda (*e.g.*, Boore y Bommer, 2005). Rigurosamente el espectro de respuesta se puede determinar para la *aceleración absoluta* (*SA*, *spectral acceleration*), la *velocidad relativa* (*SV*, *relative velocity*) o el *desplazamiento relativo* (*SD*, *relative displacement*). Sin embargo, para amortiguamientos pequeños (<20%), como es el caso de la mayoría de estructuras en ingeniería civil, estos espectros pueden aproximarse por los de *pseudoaceleración* (*PSA*, *pseudoacceleration*), *pseudovelocidad* (*PSV*, *pseudovelocity*) o *pseudodesplazamiento* (*PSD*, *pseudodisplacement*). En concreto, la *PSA* y la *PSV* resultan en la práctica los más empleados, por lo que a menudo se hace referencia a los pseudoespectros como "espectros de respuesta". Actualmente, además, está cobrando importancia el espectro de desplazamiento, *SD*, debido a su relación directa con el daño y al interés creciente en el movimiento del suelo a periodos largos para las grandes estructuras.

Duración. La duración es el complemento natural de la descripción espectral del movimiento (véase 1.1.2), dado que mide la distribución de la energía sísmica incidente a lo largo de la ventana temporal. Igualmente es crítica para determinar, en conjunción con el *RS*, el potencial destructivo de la carga sísmica sobre las estructuras y el comportamiento no lineal de las mismas. Sin embargo, pese a su importancia no hay acuerdo sobre la forma de medirla: en la actualidad existen más de 30 definiciones diferentes de duración (*e.g.*, Bommer y Martínez-Pereira, 1999; Bommer *et al.*, 2004a). Pese a esta diversidad, la mayoría de ellas puede incluirse dentro de uno de los siguientes tipos: (a) *duración acotada*, D_b (*bracketed duration*), intervalo temporal entre el primer y último pico de un cierto valor umbral de aceleración, que oscila según los estudios entre 0.02g y 0.1g o una fracción de la *PGA* (Fig. 2a; Housner, 1965; Ambraseys y Sarma, 1967; Page *et al.*, 1975); (b) *duración uniforme*, D_u (*uniform duration*), tiempo total del registro en el que la aceleración excede un valor umbral (Fig. 2b; Bolt, 1973);

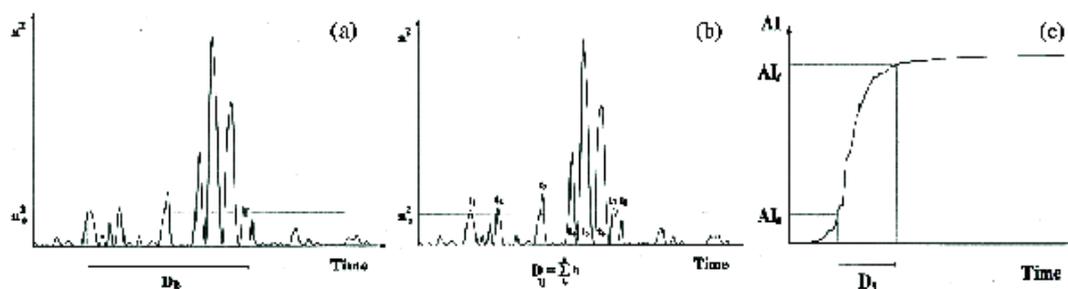


Figura 2: Ilustración de la definición genérica de la: (a) duración acotada, D_b ; (b) duración uniforme, D_u ; (c) duración significativa, D_s . En (a) y (b) se representa la historia temporal de la aceleración cuadrática; en (c) se representa el diagrama de Husid (I_A frente al tiempo). (Modificado de Bommer y Martínez-Pereira, 1999)

(c) *duración significativa, D_s (significant duration)*, tiempo requerido para alcanzar una fracción de la energía total del registro (Husid, 1969; Trifunac y Brady, 1975) o, equivalentemente, de la a_{rms} o la *intensidad de Arias, I_A* (Arias, 1970), que usualmente es el 90% (Donovan, 1972) o el 70% (Somerville *et al.*, 1997) (Fig. 2c). Esta última alternativa es proporcional a la potencia (energía) del *FS*, como se desprende de la definición de I_A . En todo caso la discusión sobre las particularidades de estas opciones y de las otras alternativas existentes (*e.g.*, Vanmarcke y Lai, 1980) excede el propósito de este capítulo (véase, p. ej., la completa revisión de Bommer y Martínez-Pereira, 1999).

1.1.2 Variables del dominio de frecuencia

Espectro de amplitud de Fourier (FAS o FS, Fourier spectrum). La descripción espectral del movimiento resulta mucho más completa que el uso de los parámetros pico, pero requiere un mayor tratamiento de los registros y un análisis de las frecuencias no distorsionadas por el ruido u otros efectos (ancho de banda del instrumento, duración limitada del registro, etc.). El espectro de Fourier suele ligarse más a estudios sismológicos, y constituye la información de partida para determinar el espectro de la fuente, la energía sísmica, el decaimiento de las ondas (expansión geométrica y atenuación anelástica) o la respuesta de un emplazamiento. Además su importancia radica también en la posibilidad de recuperar unívocamente el registro original a partir de la información contenida en el *FS* junto con la del espectro de fase de Fourier. Por ser una medida de carácter acumulativo hay que ser especialmente cuidadoso en no incluir frecuencias para las cuales exista una deficiente *razón señal/ruido* (s/r).

Para distancias cortas y movimientos horizontales, el caso más habitual en movimientos fuertes, las variables reseñadas se utilizan casi siempre sobre el *grupo de la onda S*, que abarca la parte más intensa de la excitación sísmica. Bajo estas condiciones dicho grupo está formado predominantemente por la fase *S* directa. En las zonas de subducción, en cambio, es habitual trabajar a distancias moderadas (~ 100 -400 km), dada la relativa profundidad de los eventos *intraslab* y la lejanía de la costa de algunos interplaca. Según aumenta la distancia de estudio puede ser interesante aplicar las variables anteriores a otras fases, tales como *Lg*⁹, *Rayleigh*, etc., que portan progresivamente mayor energía. El *grupo de la onda P*, por el contrario, no suele considerarse salvo para el análisis de movimientos verticales, dado su contenido energético mucho menor (Boatwright y Fletcher, 1984).

Por lo general la componente vertical se trata de modo independiente, simplemente tomando su valor absoluto (para el caso de variables que puedan tomar valores negativos). En cambio, para las componentes horizontales existen hasta ocho propuestas diferentes sobre cómo tratarlas, de las que las más utilizadas son:

1. cada componente por separado: $|a_1|, |a_2|$
2. componente elegida aleatoriamente: $a_r = |a_1|$ ó $a_r = |a_2|$
3. máxima componente horizontal: $a_L = \max(|a_1|, |a_2|)$

⁹La fase *Lg* está constituida por múltiples reflexiones y superposiciones de ondas *S* atrapadas en la corteza. Esta fase también puede verse como la suma de un cierto número de modos superiores de las ondas superficiales, muestreando desde la superficie hasta el *Moho*.

4. media aritmética: $a_M = (|a_1| + |a_2|)/2$

5. media geométrica: $a_G = \sqrt{|a_1| \cdot |a_2|}$

6. media cuadrática: $a_Q = \sqrt{(a_1^2 + a_2^2)/2}$

Estas medidas satisfacen la siguiente desigualdad:

$$a_G \leq a_M \leq a_Q \leq a_L \quad (3)$$

Lógicamente la máxima componente es la opción más conservadora, lo que obliga en ocasiones a reducir sus estimaciones por un factor constante. El resto de opciones dan lugar a resultados similares. Sin embargo, es de destacar que la media cuadrática (6.), usualmente poco utilizada, es la única que por su definición garantiza la conservación de la energía del movimiento horizontal. Por otra parte, el considerar cada componente como un valor independiente (1.), aunque usado con frecuencia, no es rigurosamente correcto y puede generar cierto sesgo en los resultados.

1.2 Parametrización y descripción funcional del movimiento fuerte

Desde el punto de vista totalmente empírico, escogidas las variables dependientes y los parámetros adecuados para describir su comportamiento, sólo sería preciso realizar la regresión para determinar la forma funcional que adopta dicha dependencia. De hecho, en ocasiones es éste el método seguido, especialmente con los parámetros pico y el *RS*. Sin embargo, como se ha adelantado, para simplificar la dependencia de las variables con los parámetros elegidos se acostumbra a separar la función matemática que la describe en las contribuciones de la fuente, los efectos de propagación y los del emplazamiento, e imponer ciertas formas predeterminadas para cada una de ellas. Las razones de ello son varias:

- asignar una forma fija a los términos de la ecuación antes de la regresión simplifica considerablemente los cálculos de ésta, que involucran a menudo la inversión de matrices singulares;
- la teoría sismológica establece unas formas determinadas y unos límites físicos para los coeficientes que describen la dependencia de la duración y del *FS* con *M* (modelos de fuente) y con *d* (modelos de expansión geométrica y atenuación anelástica). Imponer restricciones a las ecuaciones de regresión de estas variables que garanticen el cumplimiento de dichas condiciones permite, además de sacar ventaja del conocimiento preexistente en otras ramas de la sismología para reducir el número de posibles soluciones, una interpretación de los resultados con un significado físico directo, lo que facilita evaluar la bondad del ajuste y, en ocasiones, estimar otros parámetros de interés, como el espectro de fuente, el factor de calidad *Q* o la respuesta de emplazamiento;
- aunque para los parámetros pico y el *RS* no hay una base teórica clara para elegir una función simple que describa la dependencia con *M* o *d* (Joyner y Boore, 1988), algunos autores consideran deseable adoptar una forma análoga a la del *FS*. Esta opción introduce un bajo número de coeficientes, lo que facilita la interpretación del modelo obtenido y, para conjuntos pequeños de datos, introduce menor incertidumbre en la estimación. Esta postura, sin embargo, difiere de la seguida en numerosos estudios, especialmente los de óptica más ingenieril, que introducen para estas variables gran número de coeficientes. Estas formas funcionales, aunque óptimas en el sentido estadístico, no resultan correlacionables directamente con los principios sismológicos, y en ocasiones producen soluciones numéricas inestables, especialmente para conjuntos dispersos de datos.

1.2.1 Parametrización de la fuente

El término de fuente controla el escalamiento del movimiento fuerte, *i.e.*, la dependencia de la amplitud del movimiento con el tamaño de la falla. Esta dependencia no resulta fácil de determinar, en especial en la zona más próxima a la fuente de grandes sismos, donde se hace necesaria la estimación (no siempre posible) de efectos tales como la *saturación* o la *directividad*. Además en este término se introducen frecuentemente otros parámetros que dan cuenta del tipo de terremotos analizados y la forma del espectro de fuente. Estos factores, aún muy debatidos, resultan determinantes en las zonas de subducción, donde diversos trabajos han reconocido en los últimos años las diferencias existentes entre los terremotos interplaca e *intraslab*.

Magnitud, M . La energía liberada en un terremoto es proporcional a su tamaño. La magnitud es el parámetro que cuantifica el tamaño de un sismo, y depende logarítmicamente de éste. Por ello, para caracterizar el escalamiento del movimiento fuerte se emplea un término exponencial con la magnitud ($e^{c_2 M}$ en la ec. (2a)), para alguna de las diferentes escalas existentes. Campbell (2003) y Douglas (2003) citan hasta nueve escalas de uso habitual en relaciones de movimiento fuerte, y discuten extensamente las ventajas e inconvenientes de cada una. Por razones de disponibilidad en el catálogo histórico e instrumental hasta la década de los noventa, numerosos estudios emplean la *magnitud de ondas internas*, m_b , o la de *superficiales*, M_s , especialmente para los mayores eventos, que a menudo se combinan con el uso de la *magnitud local*, M_L , o la de *coda*, M_{coda} , para sismos pequeños y moderados. Las limitaciones e incertidumbres de estas combinaciones o de las conversiones entre unas y otras escalas, pese a las numerosas relaciones publicadas sobre sus equivalencias (véase, p.ej., Utsu, 2002, para una revisión de este tema), son frecuentemente indicadas por los propios autores de dichos estudios. Sin embargo, no parece haber una alternativa preferible mientras los catálogos instrumentales carezcan de suficientes registros para las distancias y magnitudes más críticas. A estos inconvenientes debe sumarse el efecto de la saturación de todas estas escalas para terremotos grandes. Precisamente para evitar estos inconvenientes en Japón, que constituye la zona de subducción con un registro sísmico más extenso, sigue empleándose la *escala de la JMA*¹⁰, M_{JMA} , cuyo cálculo se remonta a 1926 (Utsu, 2002). Esta uniformidad del catálogo presenta evidentes ventajas; sin embargo, también esta escala sufre saturación a altas magnitudes, y presenta el inconveniente de que, para los eventos con $H > 60$ km, cambia su definición (e.g., Molas y Yamazaki, 1995).

Hoy en día se reconoce que la *escala de momento sísmico*, M_w (Kanamori, 1977), ligada al *momento sísmico escalar*, M_0 (en dinas·cm; Aki, 1966), según¹¹

$$\log M_0 = \frac{3}{2} M_w + 16.1 \quad (4)$$

es la más conveniente, y su uso en relaciones de movimiento fuerte se está generalizando. Ello se debe a que reúne características únicas: está directamente relacionada con el tamaño de la fuente (superficie de ruptura) y el deslizamiento a lo largo de la falla, no se satura, puede medirse por distintos métodos (deformación del suelo, ondas sísmicas, paleosismología), constituye una buena medida de la energía total radiada en el sismo, y resulta calculable para eventos de todos los tamaños. Además la fácil obtención de M_w para eventos posteriores a 1976 a través del *Harvard CMT* (Dziewonski *et al.*, 1987) o alguno de los otros organismos que lo calculan de modo rutinario supone una ventaja adicional. Sus únicos inconvenientes son que no es fácil calcularlo para sismos anteriores a 1977 (aunque en ocasiones se estima), lo que limita su aplicación al catálogo histórico, y que, salvo estudios particulares, no se suele calcular rutinariamente para $M_w < 5$. Esto no suele ser demasiado problema ya que, por una parte, los registros analógicos anteriores a 1977 son de calidad poco comparable con la de los digitales disponibles en las últimas décadas (salvo en ciertas regiones como California o Japón) y, por otra, porque normalmente los sismos de $M_w < 5$ no juegan un papel determinante en la estimación del movimiento fuerte, si bien pueden resultar útiles para explorar en detalle el escalamiento. Por añadidura, M_w resulta especialmente útil en las zonas de subducción con vistas a la implementación de sistemas de alerta de *tsunami*, al estar basada en los periodos largos (e.g., Shapiro *et al.*, 1998). Esta magnitud no debe confundirse con la magnitud **M** (Hanks y Kanamori, 1979), de uso muy extendido sobre todo en Norteamérica, que fue definida como (M_0 de nuevo en dinas·cm)

$$\mathbf{M} = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7 \quad (5)$$

Aunque las diferencias entre ambas son mínimas, la primera se obtiene a partir de un desarrollo teórico, mientras que esta segunda fue definida de este modo para universalizar M_w .

Existen otras magnitudes cuyo uso se ha justificado en diversos estudios. Atkinson y Hanks (1995) definen la *magnitud de alta frecuencia*

$$m_{hf} = 2 \log \widetilde{a}_{hf} + 3 \quad (6)$$

donde \widetilde{a}_{hf} es el nivel de alta frecuencia del *FS* de la componente horizontal media o aleatoria de aceleración (en cm/s) a 10 km de distancia hipocentral de la fuente. Con esta nueva escala se pretende completar la información de esta parte del espectro. La razón esgrimida es que M_w se obtiene a partir de las bajas frecuencias del espectro e informa de los rasgos a gran escala de la ruptura, mientras

¹⁰ Japan Meteorological Agency (Agencia Meteorológica de Japón).

¹¹ En toda la memoria "log" representa el *logaritmo decimal* y "ln" el *logaritmo neperiano o natural*.

que el movimiento de alta frecuencia, controlado por las pequeñas heterogeneidades de la falla, queda pobremente caracterizado. Con un planteamiento similar Chen y Atkinson (2002) han propuesto recientemente el uso conjunto de M_w , m_{hf} y de una nueva magnitud para caracterizar el contenido en frecuencias intermedias del movimiento denominada m_1 (en referencia a la frecuencia a la que se mide, 1 Hz), para describir de modo más completo la forma del espectro de fuente en todo el ancho de banda.

Forma del espectro de fuente y parámetro(s) de altas frecuencias. Las últimas dos escalas de magnitud comentadas apuntan hacia la necesidad de otros parámetros, además de M , para caracterizar completamente el espectro de radiación de la fuente. La opción más empírica consiste en el citado uso de m_{hf} y m_1 como complemento de M_w . Sin embargo, si las relaciones de movimiento se desean emplear con el método estocástico, o si a partir de los resultados del ajuste del *FS* se desea conocer el espectro de fuente, es preciso elegir alguna de las numerosas formas del mismo propuestas.

Sin duda la más extendida es el *modelo* ω^{-2} o *modelo de Brune* (Aki, 1967; Brune, 1970, 1971), según el cual el espectro de aceleraciones en la fuente viene dado por

$$S(f) = \frac{f^2 \cdot M_0}{1 + (f^2/f_c^2)} \quad (7)$$

donde f_c es la *frecuencia de esquina*, determinable empíricamente. En este modelo, que supone una velocidad de ruptura infinita, el espectro de aceleraciones en campo lejano aumenta proporcionalmente a f^2 para $f < f_c$, y para $f \gg f_c$ se alcanza un nivel constante dado por $f_c^2 \cdot M_0$. Suponiendo una falla circular Brune (1970) relacionó f_c con la *caída de esfuerzos estática*, $\Delta\sigma$, una medida del esfuerzo liberado en el frente de ruptura del terremoto, según la relación

$$f_c = 4.91 \cdot 10^6 \beta \cdot (\Delta\sigma/M_0)^{1/3} \quad (8)$$

donde β es la velocidad de las ondas de cizalla en la región focal (en km/s), M_0 se expresa en dinas-cm y $\Delta\sigma$ en bares. Así pues f_c o $\Delta\sigma$ constituyen el segundo parámetro del modelo, que controla el nivel de altas frecuencias del espectro. Desde que Hanks y McGuire (1981) mostraron que combinando este modelo con la *RVT* se podían simular las principales características del movimiento de alta frecuencia, $\Delta\sigma$ ha jugado un papel muy importante en la sismología de movimientos fuertes y la ingeniería sísmica. Se trata por tanto de un parámetro fundamental que se halla contenido implícitamente en toda relación que haga uso del método estocástico. Sin embargo, su determinación depende mucho del método empleado, dando lugar a grandes discrepancias entre estudios sobre un mismo terremoto y dificultando la comparación entre diferentes sismos y regiones (*e.g.*, Boore y Joyner, 1989). Estas discrepancias tienen su origen en la dificultad para separar el término de fuente de las contribuciones de la trayectoria y el sitio, y en especial de la fuerte interdependencia existente entre $\Delta\sigma$ y el parámetro de sitio κ (*e.g.*, Boore *et al.*, 1992; véase **1.2.3**). Además, aun cuando este modelo se define para una fuente puntual, se ha aplicado con frecuencia a rupturas extensas, dando lugar a ambigüedades sobre el sentido físico real del parámetro $\Delta\sigma$ medido de esta forma. Atkinson y Beresnev (1997) han señalado las contradicciones en que se incurre con el uso abusivo del término "caída de esfuerzos" para referirse a la medida de la intensidad relativa de la radiación a altas frecuencias, y han propuesto como alternativa el parámetro **M-drop**¹², definido como

$$\Delta M = m_{hf} - \mathbf{M} \quad (9)$$

Este parámetro mide la desviación del espectro de altas frecuencias de una fuente extensa cualquiera (dado por m_{hf}) respecto al nivel esperado para una fuente puntual *equivalente* tipo ω^{-2} (dado por \mathbf{M}). Por desgracia, hasta la fecha esta interesante iniciativa no parece haber suscitado suficientes adhesiones, por lo que se suele seguir hablando de la caída de esfuerzos, si bien normalmente es sólo una forma coloquial de denominar al segundo parámetro del modelo, que controla la radiación de altas frecuencias.

En cualquier caso, teórica y empíricamente se comprueba que un mayor nivel de este parámetro implica movimientos más intensos a altas frecuencias. Sin embargo, normalmente $\Delta\sigma$ no figura explícitamente como parámetro en la ecuación (2a), sino que queda implícitamente considerado en las características de los sismos considerados. En este sentido, Campbell (2003) presenta una interesante discusión sobre los efectos de $\Delta\sigma$ en el movimiento observado de distintos terremotos notables y sus posibles implicaciones para la estimación de movimientos futuros.

El modelo ω^{-2} ha demostrado ser una representación razonable de sismos pequeños y rupturas simples, y resulta una aproximación sorprendentemente buena para bastantes terremotos grandes. Sin

¹²La traducción literal "caída de \mathbf{M} " resulta poco satisfactoria.

embargo, las rupturas complejas y muchos sismos de gran magnitud se apartan de este sencillo comportamiento. Numerosos trabajos han discutido modelos de fuente alternativos que incluyen dos frecuencias de esquina, y en ocasiones algún parámetro adicional (*e.g.*, Gusev, 1983; Joyner, 1984; Boore, 1986a; Boatwright y Choy, 1989, 1992; Atkinson, 1993b; Haddon, 1996; Atkinson y Boore, 1998; Atkinson y Silva, 2000). En la Figura 3 se comparan algunos de estos modelos a título ilustrativo. El espectro de aceleraciones de la fuente (en cm/s) de cualquiera de los modelos citados puede escribirse genéricamente, según la notación de Boore (2003), como

$$S(f) = C \cdot M_0 \cdot S_a(f) \cdot S_b(f) \quad (10)$$

En esta ecuación $S_a(f)$ y $S_b(f)$ determinan la forma geométrica del espectro en función de la(s) frecuencia(s) de esquina, f_a y f_b , y C es una constante (en s/dinas), arbitrariamente definida para la distancia a la fuente $R = 1$ km, según

$$C = \frac{\langle R_{\theta\varphi} \rangle \cdot F \cdot P \cdot (2\pi)^2}{4\pi \cdot \rho \cdot \beta^3} \quad (11)$$

donde $\langle R_{\theta\varphi} \rangle$ cuantifica el *patrón de radiación*, normalmente promediado (Boore y Boatwright, 1984), F es el *efecto de la superficie libre* (habitualmente 2, si bien esto sólo es estrictamente cierto para las ondas *SH*; Aki y Richards, 1980), P representa la *partición de la energía entre las dos componentes horizontales* ($1/\sqrt{2}$), y ρ (en g/cm^3) y β (en km/s) son la *densidad* y *velocidad de las ondas S* en la región focal. A estas ecuaciones debe sumarse una relación adicional que ligue la(s) frecuencia(s) de esquina con la magnitud, al estilo de la ecuación (8), y que varía con cada modelo (véase Boore, 2003, para una comparación de las relaciones propuestas por diversos modelos).

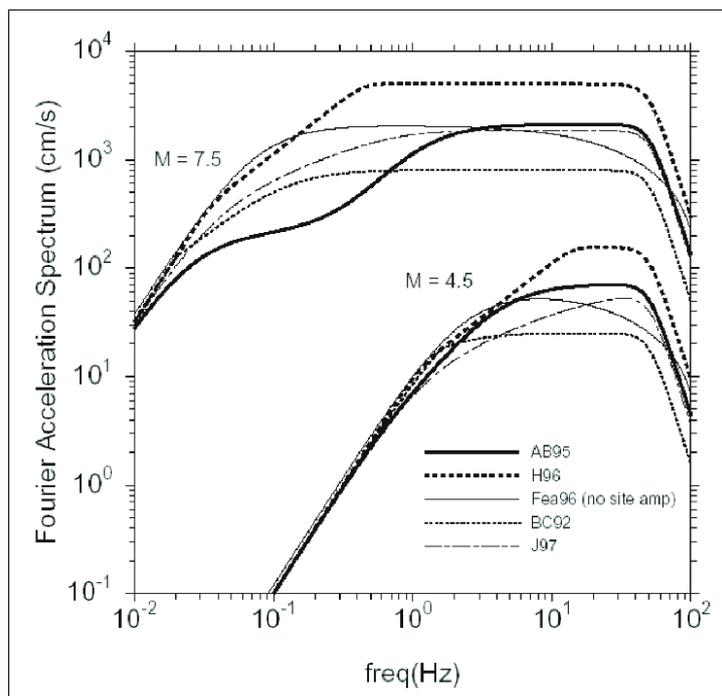


Figura 3: Espectro de Fourier de aceleración en la fuente según varios modelos (AB95: Atkinson y Boore, 1995*; H96: Haddon, 1996; Fea96: Frankel *et al.*, 1996*; BC92: Boatwright y Choy, 1992; J97: Joyner, 1997*). En todos ellos se ha tomado $f_{max} = 50$ Hz (véase 1.2.3). (Boore, 2003; véase en dicho trabajo la referencia de los modelos marcados con *)

La mayoría de estos modelos coinciden en un decaimiento proporcional a f^{-2} para bajas frecuencias y un nivel plano a alta frecuencia, pero difieren en la transición entre ambos. El hecho de que a baja frecuencia el espectro de aceleraciones decaiga con f^{-2} es independiente del modelo, y se debe a que la historia temporal del desplazamiento radiada por un sismo a largos periodos tiene forma de pulso (si se ignoran desplazamientos residuales), y por tanto el *FS* de un pulso de desplazamiento es finito a frecuencia cero (Boore y Bommer, 2005). Por otro lado, las diferencias entre estos modelos pueden deberse a los datos de cada estudio, pero también podrían reflejar diferencias causadas por el mecanismo focal, el tipo de terremoto y/o la región sismotectónica, como se discute en la siguiente sección.

Mecanismo focal, F , régimen tectónico y diferencias regionales. La dependencia del movimiento esperado con el mecanismo focal sigue siendo un tema controvertido, en el que a menudo los resultados dependen de la zona y tipo de sismo elegido. Mientras diversos estudios han encontrado diferencias en el movimiento causado por sismos con distinto mecanismo (*e.g.*, Campbell, 1981; McGarr, 1984; Boore *et al.*, 1997), otros autores no hallan un comportamiento diferente entre los distintos tipos de falla (*e.g.*, Crouse *et al.*, 1988; Atkinson, 1997). Entre las diferencias descritas, parece mayoritaria la observación de que los sismos corticales de falla inversa generan movimientos relativamente más intensos que los de desgarre a altas frecuencias ($f > 1$ Hz), y menores para periodos largos (Abrahamson y Silva, 1997; Boore *et al.*, 1997, 2005a; Campbell, 1997; Sadigh *et al.*, 1997). Por otro lado, algunos autores observan menores amplitudes asociadas a las fallas normales (*e.g.*, Niazi y Bozorgnia, 1991, 1992), mientras que otros estudios no encuentran diferencias significativas entre éstas y las de desgarre (*e.g.*, Sadigh *et al.*, 1997).

Estas discrepancias pueden deberse en parte al uso conjunto de eventos procedentes de regiones bajo diferente régimen tectónico. En esta línea Campbell (2003) distingue cuatro tipos diferentes de sismos:

1. terremotos corticales someros en regiones tectónicamente activas;
2. terremotos corticales someros en regiones tectónicamente estables¹³;
3. terremotos interplaca;
4. terremotos *intraslab*.

A su vez, en 1. y 2. puede distinguirse entre los generados en regiones de *régimen compresivo* o *distensivo*. Lo adecuado de esta división se refleja en el mayor acuerdo en los resultados entre estudios que contemplan eventos contenidos en una única de estas categorías. Por ejemplo, existe un amplio acuerdo acerca de la mayor amplitud registrada en los terremotos intraplaca (2.), debido a su mayor $\Delta\sigma$ (*e.g.*, Nuttli, 1983; Atkinson y Hanks, 1995; Atkinson, 1996; Toro *et al.*, 1997). Por su parte, Spudich *et al.* (1997, 1999) establecen que los eventos corticales de falla normal o de desgarre asociados a regímenes distensivos generan amplitudes similares entre sí, y significativamente menores que los asociados a regímenes compresivos, ya sean de falla inversa o de desgarre¹⁴.

Las zonas de subducción, hasta hace poco tiempo escasamente analizadas, suelen ser consideradas actualmente de forma independiente al resto, y en su análisis se va imponiendo progresivamente la separación entre los terremotos interplaca e *intraslab*. Este análisis independiente, en un principio originado por las diferentes trayectorias asociadas con cada categoría, ha revelado que los sismos *intraslab* parecen generar un movimiento más fuerte que los interplaca a igualdad de las demás condiciones (*e.g.*, Crouse *et al.*, 1988; Crouse, 1991; Molas y Yamazaki, 1995, 1996; Youngs *et al.*, 1997; McVerry *et al.*, 2000; Atkinson y Boore, 2003; Takahashi *et al.*, 2004). Este aspecto constituye uno de los temas principales del presente trabajo.

En todo caso la controversia respecto a las diferencias en la fuente según la región no termina de ser aclarada. Quizá en este sentido las conclusiones más sorprendentes sean las recientes de Atkinson y Chen (2002), que analizan terremotos de regiones corticales activas, estables y zonas de subducción en todo el mundo y encuentran espectros de fuente análogos en todas ellas.

Dada la gran diversidad de opiniones, la solución más habitual es separar los eventos según su mecanismo, realizando un análisis independiente para cada tipo y comprobando si esta separación teórica tiene su reflejo en los datos. Ahora bien, como en principio sólo debiera variar el término de fuente, otra opción consiste en introducir en éste un factor multiplicativo (aditivo en escala logarítmica) que dé cuenta de las diferencias según el tipo de falla ($e^{c_6 F}$ en la ec. (2a)). Otros autores incluyen términos más complejos dependientes de M (*e.g.*, Abrahamson y Silva, 1997), de M y d (*e.g.*, Campbell, 1997), e incluso otras opciones aún más complicadas (véase Douglas, 2003, para más detalles), pero dada la incertidumbre que rodea la cuestión y la falta de mejora en el ajuste con estos términos, su introducción no parece plenamente justificada.

En el caso de las diferencias regionales, si bien se acostumbra a separar por regiones sismotectónicas, frecuentemente la escasez de datos en una región lleva a combinar registros de zonas distintas con características similares. Esta medida resulta delicada, aunque algunos autores justifican su empleo al no hallar diferencias significativas entre las diferentes regiones (*e.g.*, Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Casey, 2003, ambos para zonas de subducción). En todo caso, a menudo es la única posible, junto con la simulación, para suplir la falta de registros autóctonos.

¹³Estos eventos son denominados comúnmente terremotos *intraplaca*.

¹⁴Véase también la corrección de Spudich y Boore (2005).

Saturación con la magnitud. El movimiento del suelo en el campo cercano a un gran terremoto está influido por dos efectos distintos: según aumenta M (a) disminuye el decaimiento de la amplitud, y (b) disminuye el escalamiento del movimiento con M . Ambos efectos tienen gran interés en la estimación de la peligrosidad sísmica, pues ésta viene fuertemente influida por el máximo movimiento esperado en una región, que acostumbra a producirse en el área epicentral de los grandes terremotos. El primero se debe a la propagación en el campo próximo, que se analizará al tratar la parametrización de la trayectoria (véase 1.2.2). El segundo, si bien podría haberse analizado al estudiar el término proporcional a la magnitud, merece por sí solo una sección.

La saturación con la magnitud (*magnitude saturation* en la terminología de Rogers y Perkins, 1996) consiste en que el aumento en la amplitud del movimiento no es lineal con M , sino que se hace progresivamente menos importante conforme se incrementa el tamaño del terremoto. Matemáticamente, $dY_{sm}/dM = f(M)$, donde $f(M)$ es una función decreciente y exclusivamente dependiente de M . Esto implica que, a partir de cierta magnitud suficientemente elevada ($M \gtrsim 7 - 7.5$), la amplitud del movimiento en el área próxima a la ruptura es casi independiente del tamaño de ésta, alcanzándose un nivel máximo, denominado *umbral de saturación*. Este efecto sólo se espera para las altas frecuencias, y es consecuencia enteramente de las suposiciones realizadas sobre la fuente y el medio. Dado que las altas frecuencias sufren una fuerte atenuación se espera que, a partir de un cierto tamaño de falla, la radiación de alta frecuencia que alcance un punto provenga de un área cuyo tamaño no sigue aumentando con M . La evidencia hasta la fecha, sin embargo, es aún insuficiente, dado el escaso número disponible de registros de grandes terremotos a distancias muy próximas. Algunos estudios, tanto teóricos o semiempíricos (e.g., Singh *et al.*, 1989; Anderson *et al.*, 2000; Douglas, 2002), como puramente empíricos (e.g., Campbell, 1981; Crouse, 1991; Anderson y Lei, 1994; Heaton *et al.*, 1995; Anderson, 1997), parecen apoyar la existencia de este efecto en los datos de PGA^{15} . En cambio, otros trabajos observan únicamente un cambio de pendiente para los sismos grandes en la dependencia con M de la PGA (e.g., Joyner y Boore, 1988), y otros no encuentran variación alguna de dY_{sm}/dM con M para ninguno de los parámetros pico (e.g., Rovelli *et al.*, 1991). Bommer *et al.* (2004b) ofrecen una interesante revisión de esta cuestión en relación con la búsqueda del límite máximo esperable del movimiento del suelo.

En caso de elegir un modelo que considere saturación con M , la forma usual de incorporar este efecto es añadir un término cuadrático con la magnitud ($e^{c_2' M^2}$ en la ec. (2a)), donde $c_2' < 0$, mientras que el coeficiente lineal con M cumple $c_2 > 0$ (e.g., Boore *et al.*, 1997; Spudich *et al.*, 1997). Otros autores prefieren añadir potencias de M de orden superior (e.g., Abrahamson y Silva, 1997; Youngs *et al.*, 1997) u otras funciones matemáticas (e.g., Campbell, 1997). Incluso, Sadigh *et al.* (1997) llega a realizar regresiones independientes para $M \geq 6.5$ y $M < 6.5$, lo que supone la dificultad añadida de poder disponer de un amplio conjunto de datos homogéneamente distribuidos en todo el rango de M .

Profundidad, H . La profundidad suele incorporarse a las ecuaciones de movimiento como un término exponencial ($e^{c_5 H}$ en la ec. (2a)). Existen diversas definiciones, tales como la *profundidad focal*, la del *centroide*, la *media del plano de falla* o la del *extremo superior del plano de falla*, pero la falta de información fiable suele condicionar fuertemente la elección para no añadir mayor incertidumbre.

Para regiones corticales la dependencia con este parámetro parece débil, empleándose en ocasiones sólo como discriminante en la selección de los datos (e.g., Campbell, 1981). Además la incertidumbre introducida en la estimación de H se amplifica al considerarse un estrecho rango de profundidades. Por este motivo su uso suele quedar restringido a los estudios en zonas de subducción, donde en cambio tiene gran importancia y puede incorporarse para modelar dos efectos contrapuestos:

- como un efecto de la propagación, para caracterizar la mayor atenuación esperable en los terremotos *intraslab*, tanto más cuanto más profundos se localicen (e.g., Chang *et al.*, 2001), y en especial para aquellas trayectorias que atraviesen la cuña del manto (e.g., McVerry *et al.*, 2000; Eberhart-Phillips y McVerry, 2003; Singh *et al.*, 2006). En este caso se espera obtener un coeficiente $c_5 < 0$. Sin embargo, Molas y Yamazaki (1995, 1996) obtuvieron coeficientes $c_5 > 0$ para eventos con $30 \text{ km} < H < 200 \text{ km}$. Estos autores explicaron dichos valores por la propagación de las ondas de estos eventos a través de una zona de baja atenuación no especificada;
- como un efecto de la fuente, para representar implícitamente la posible influencia de H sobre el estilo de la ruptura en los sismos intermedios y profundos ($H > 40 \text{ km}$). En efecto, parecería

¹⁵Datos recientes de la zona de subducción de México apoyan la falta de saturación para PGV y PGD , de acuerdo con lo esperado teóricamente (Gaité, 2005).

intuitivo esperar un incremento del parámetro de alta frecuencia ($\Delta\sigma$ o cualquiera que se escoja), y una disminución de la duración de la ruptura como consecuencia del aumento de la resistencia de los materiales con la profundidad. Sin embargo, aunque hay estudios que han sugerido este comportamiento (e.g., Mikumo, 1971; Bos *et al.*, 1998), también hay otros que no lo han hallado (e.g., Singh *et al.*, 2000). En el primer caso se esperaría un coeficiente $c_5 > 0$, que implica un aumento de la amplitud con la profundidad, lo cual ha sido documentado en varios estudios (e.g., Crouse *et al.*, 1988; Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Boore, 2003; Takahashi *et al.*, 2004).

La forma en que H se incorpore a la ecuación dependerá de la mayor preponderancia que se le dé, en función de los datos de estudio, al aspecto del escalamiento o al de la atenuación.

Otros efectos: directividad y efectos de *hanging-wall* y *foot-wall*. Es bien conocido que la propagación de la ruptura en una dirección a lo largo del plano de falla puede dar lugar a importantes efectos de canalización de la energía radiada. El resultado es un incremento del movimiento y una reducción de la duración en las estaciones hacia las que se propaga la ruptura, y un decremento en amplitud respecto a lo esperado en aquellas de las que se aleja. Este fenómeno, que recibe el nombre de *directividad*, es importante principalmente a distancias cortas ($R \lesssim 50 - 60$ km), para rupturas extensas ($M \gtrsim 6.5$) y periodos largos ($T \gtrsim 1 - 0.6$ s), y está íntimamente ligado con el mecanismo focal. En concreto, la directividad es notablemente mayor para las fallas de salto en dirección (*strike-slip*) que para las de salto en buzamiento (*dip-slip*). Además, para estas últimas, el efecto en estaciones situadas fuera de los extremos de la falla es mínimo, y las amplitudes uniformemente altas causadas en la zona epicentral entre los extremos de la falla pueden incorporarse en el término dependiente de la distancia sin necesidad de introducir un término específico de directividad (Somerville *et al.*, 1997).

Por tanto, al ser un efecto limitado en cuanto a distancia, magnitud, periodo y tipo de falla, y aunque puntualmente puede ser notable, muy pocos estudios lo tratan explícitamente en las ecuaciones de movimiento fuerte (e.g., Somerville *et al.*, 1997; Abrahamson, 2000; Spudich, 2004), y ninguno, hasta donde se ha podido saber, referido a zonas de subducción. Más aún, el número de registros afectados acostumbra a ser una pequeña fracción del total empleado, por lo que estadísticamente las correcciones por directividad suelen tener poca influencia.

Otro efecto tratado en ocasiones es la amplitud mayor que la esperada registrada en estaciones sobre el bloque de techo (*hanging-wall*) de una falla con un cierto buzamiento, así como la amplitud menor sobre el bloque de muro (*foot-wall*). Su origen parece deberse a la combinación de los efectos del patrón de radiación, la directividad de la fuente, el que las ondas quedan atrapadas en la cuña del bloque de techo y un efecto geométrico consecuencia del uso de r_{cld} o r_{seis} (véase **1.2.2**) como medida de la distancia para estas fallas (Abrahamson y Silva, 1997; Campbell, 2003). Aunque este efecto queda reducido a los emplazamientos situados cerca del techo de fallas de *dip-slip* someras, tiene una importancia notable en regiones sometidas a grandes terremotos corticales de falla inversa, donde puede causar amplitudes muy elevadas (Singh *et al.*, 2003). En el caso de los terremotos interplaca, en cambio, la importancia de este efecto es residual, al encontrarse generalmente el techo de la falla mar adentro.

Por todo esto existen pocos modelos que consideren explícitamente un término para este efecto, que suele incluirse, al igual que la directividad, directamente en los términos dependientes de la distancia. Puede encontrarse una discusión más completa y una revisión de los trabajos existentes hasta la fecha sobre los efectos de directividad y *hanging-wall* en Anderson (2003) y Campbell (2003).

1.2.2 Parametrización de la trayectoria

Aunque el conocimiento de la estructura cortical ha avanzado notablemente en las últimas décadas, continúa siendo un problema caracterizar empíricamente el medio a escala regional y local, dada la dificultad para modelar los detalles de su estructura, que afectan decisivamente a las altas frecuencias. A esto se suma que las distintas fases implicadas en el movimiento fuerte (P , S , Lg y superficiales) se atenúan con diferente tasa, de modo que cada cual domina a unas distancias y bajo unas condiciones. Todo ello dificulta establecer el decaimiento del movimiento del suelo con la distancia, principal consecuencia de la propagación de las ondas a través del medio. Además estas dificultades repercuten sobre nuestro conocimiento de la fuente, al modificar irreversiblemente el espectro radiado desde la misma y complicar su recuperación mediante la deconvolución de la señal.

Para describir adecuadamente el decaimiento del movimiento y comprender otros efectos de segundo orden a lo largo de la trayectoria se deben tener en cuenta todas las contribuciones físicas que contiene

este término, y previamente elegir una medida de la distancia adecuada para la descripción de dichos fenómenos físicos y acorde con los datos disponibles.

Distancia, d . La elección de una medida adecuada para la distancia fuente-emplazamiento es de las cuestiones más debatidas en la estimación de movimientos fuertes. Aunque la distancia ideal debería ser aquella tomada desde el punto en el que se originaron las ondas causantes del movimiento medido hasta el sitio, resulta evidente la imposibilidad de estimar correctamente dicha distancia. Las soluciones propuestas para superar esta dificultad son muy numerosas, por lo que sólo mencionaremos las más representativas.

Entre aquellas referidas a una **fuerza puntual**, las más empleadas suelen ser la *distancia epicentral*, r , y la *hipocentral*, R . La primera es la más sencilla de estimar en caso de información escasa, si bien resulta poco adecuada cuando se consideran terremotos a cierta profundidad. De hecho ya se ha visto que la incorporación de H para zonas afectadas por terremotos profundos, como las de subducción, es necesaria y afecta significativamente a las amplitudes estimadas. Como ejemplo, Chang *et al.* (2001) encuentran una mejor correlación en sus regresiones para terremotos *intraslab* en Taiwan al cambiar r por R . Sin embargo, ya se ha comentado también que la profundidad está sujeta a mayores incertidumbres que la localización epicentral, por lo que su estimación debe realizarse de forma cuidadosa. Otras medidas de distancia puntuales, como la *distancia al centroide*, d_c , o la análoga *distancia al punto de máxima liberación de energía*, d_E (Crouse *et al.*, 1988), resultan más difíciles de estimar, al requerir un conocimiento detallado de las características del plano de ruptura, por lo común no disponible (lo que obliga a hacer suposiciones sobre la fuente no siempre verificables).

Las medidas anteriores constituyen una buena aproximación en caso de sismos pequeños y/o distancias lejanas. Por el contrario, cuando M es elevada y las distancias son pequeñas las medidas de fuente puntual resultan aproximaciones pobres, que alteran notablemente las amplitudes esperadas en las regiones próximas a la falla. Es preciso entonces emplear medidas que consideren una **fuerza finita**. Entre las propuestas de uso más extendido figuran la *distancia más próxima a la superficie de ruptura*, d_r o r_{cld} (Schnabel y Seed, 1973), y la *distancia Joyner-Boore* o *distancia a la proyección en superficie del plano de falla*, d_{JB} o d_f (Joyner y Boore, 1981). Esta última, salvo excepciones, se emplea combinada con un término h denominado *pseudoprofundidad*, en la forma

$$r_{JB} = \sqrt{d_{JB}^2 + h^2} \quad (12)$$

El término h puede fijarse previamente o, más comúnmente, determinarse para minimizar los residuos de la regresión (Joyner y Boore, 1981). Otra alternativa resulta del empleo de H en el lugar de h , aunque la combinación de ambas medidas no parece coherente. Todas estas medidas requieren conocer la localización y geometría del plano de falla, lo cual no siempre es posible, incluso para terremotos grandes. Esta información suele recabarse a partir de las réplicas, de inversiones o, a falta de datos más fiables, de relaciones empíricas (*e.g.*, Kanamori y Anderson, 1975; Wells y Coppersmith, 1994). Pese a ello, de entre las medidas de distancia para fuente finita r_{cld} y r_{JB} son las más fácilmente calculables. Otras propuestas, como la *distancia más próxima a la traza de la falla en superficie*, d_{fs} , o la *distancia más próxima a la parte sísmogénica del plano de falla*, r_{seis} (Campbell, 1997), presentan condicionantes aún más fuertes, como que la falla haya roto en superficie o estimar por consideraciones teóricas una profundidad mínima de la capa sísmogénica, que sólo pueden cumplirse para terremotos corticales someros (véase Campbell, 2003).

El uso de una u otra medida viene fuertemente condicionado por el tipo de terremotos y la información disponible sobre su ruptura. La elección constituye un compromiso entre dicha información y la mejor forma de caracterizar los datos, en especial en el campo próximo, y no existe consenso sobre cuál de ellas es la más indicada. Igualmente debe sopesarse qué clase de medida puede emplearse en la estimación de movimientos futuros.

Por estos motivos, estudios de la misma región presentan a menudo diferentes estimaciones de distancia (*e.g.*, Abrahamson y Shedlock, 1997). Esto dificulta la comparación de relaciones, al no ser un problema trivial el paso de un tipo de medida a otra. En general a grandes distancias todos los tipos de medidas convergen, mientras que para las distancias próximas a la falla se cumple (Douglas, 2003):

$$r_{JB} \leq r_{cld} \leq r_{seis} \quad (13)$$

$$r_{JB} \leq r \leq R \quad (14)$$

aunque las relaciones exactas entre unas y otras medidas, y la influencia que cada una tiene sobre los registros del área cercana a la fuente resultan difíciles de sopesar.

Expansión geométrica del frente de ondas, $G(d)$. Consecuencia del *Principio de Conservación de la Energía*, se trata de una redistribución espacial de la energía a lo largo del frente de ondas debido al aumento de superficie del mismo según crece la distancia al foco. Para modelar este factor se emplea un término de distancia elevado a un cierto exponente ($G(d) = (d + f_s(M))^{-(c_3 + f_g(M))}$ en la ec. (2a)¹⁶). Físicamente este término debe estar comprendido entre $1/R$ para un frente de ondas esférico (*e.g.*, ondas internas, hipótesis de fuente puntual) y $1/\sqrt{R}$ para un frente de ondas cilíndrico (*e.g.*, ondas superficiales, fuente extensa en relación a la distancia), donde R es la distancia hipocentral (Aki y Richards, 1980). Entre ambos límites la dependencia oscila según el tipo de onda predominante en el movimiento, que depende a su vez de H y la estructura cortical de la región (*e.g.*, Burger *et al.*, 1987). La existencia de reflexiones en diferentes niveles y de refracciones críticas en el *Moho* puede condicionar además la llegada de otras fases a determinadas distancias que modifiquen la forma de $G(d)$. Por todo ello es común construir $G(d)$ como una función por tramos de la forma

$$G(d) = \left\{ \begin{array}{ll} k_0 d^{-1} & d \leq d_1 \\ k_1 (d_1 d)^{p_1} & d_1 \leq d \leq d_2 \\ \cdot & \\ \cdot & \\ k_r (d_r d)^{p_r} & d_r \leq d \end{array} \right\} \quad (15)$$

donde p_i son los exponentes que regulan la expansión geométrica de cada tramo (equivalentes a $(c_3 + f_g(M))$ en la ec. (2a)) y k_i una serie de constantes fijadas para satisfacer la continuidad entre los diversos tramos. Dichos exponentes suelen elegirse de antemano por consideraciones teóricas y de estructura regional (*e.g.*, Atkinson, 1996; Bay *et al.*, 2003). De hecho, para las distancias más próximas a la fuente (primer tramo), se supone por lo común el predominio de las ondas internas (de ahí que $p_0 = -1$ en la ec. (15)). Por ejemplo, en zonas cratónicas estables (*e.g.*, Este de Norteamérica (*ENA*), Sur de India) se suele considerar predominio de ondas internas ($c_3 + f_g(M) = 1$)¹⁷ hasta una distancia en torno al doble de la profundidad del *Moho* (Herrmann y Kijko, 1983), mientras que más allá la fase dominante es la *Lg* ($c_3 + f_g(M) = 1/2$) (*e.g.*, Atkinson y Boore, 1997a). Esta misma situación se da también para las ondas generadas en los sismos interplaca (*e.g.*, Ordaz y Singh, 1992). Para los sismos *intraslab*, en cambio, diversos estudios apuntan a que la onda *S* directa es la fase dominante hasta distancias muy lejanas, mientras la fase *Lg* se desarrolla muy débilmente (*e.g.*, Furumura y Singh, 2002).

Cuando en la ec. (15) sólo se elige un tramo es habitual determinar el exponente de $G(d)$ mediante la regresión. Esto permite en principio ajustar mejor la función a los datos, pero suele llevar a la obtención de coeficientes carentes de significado físico ($c_3 + f_g(M) > 1$), lo que dificulta su interpretación y afecta además al término de atenuación anelástica (véase la siguiente sección).

Por otra parte, algunos autores han propuesto términos de expansión geométrica dependientes de f o de M . La primera propuesta considera la coexistencia de diversas fases dominantes del movimiento, cada cual con su propia tasa de decaimiento y preponderante en un rango de frecuencias (*e.g.*, Boatwright *et al.*, 2002). La explicación de la segunda (término $f_g(M)$ en la ec. (2a)) estriba en que, para grandes terremotos, la superficie de ruptura claramente difiere de un foco puntual, y por tanto resulta plausible que la expansión geométrica de las ondas responda más a la propagación de un frente de ondas cilíndrico o similar. En este sentido, Campbell (1981) sugiere que la transición del decaimiento de campo próximo al de campo lejano probablemente sea proporcional al tamaño de la ruptura. En esta misma línea, Atkinson y Boore (2003) ajustan empíricamente una expansión geométrica fuertemente dependiente de M a datos de terremotos interplaca de numerosas regiones, y una muy levemente dependiente para los datos de eventos *intraslab*. Este término no debe confundirse con el efecto de la saturación con la distancia (o disminución de la atenuación con M) que se explica más adelante al hablar del campo próximo. De hecho, los autores citados eliminaron los registros de campo próximo a la hora de determinar el término $f_g(M)$, precisamente para excluir dicho efecto.

Atenuación anelástica. Dentro de este término se suelen incluir tanto la *absorción anelástica* (atenuación intrínseca) como el *esparcimiento o scattering* (atenuación extrínseca), pues su separación no resulta sencilla. La primera contribución es consecuencia de la *viscoelasticidad* del medio, y genera una transformación de la energía elástica de las ondas sísmicas en calor. Su influencia es determinante en la

¹⁶En lo que resta de la presente sección se usará únicamente d en lugar de $d + f_s(M)$, quedando para la sección **Forma de la curva de regresión y campo próximo** la explicación del significado del término $f_s(M)$.

¹⁷En esta formulación se presupone que la medida $d + f_s(M)$ equivale a R , lo cual no es estrictamente cierto, pero a efectos de esta explicación se considera suficiente.

atenuación con la distancia. La segunda se debe a la anisotropía e inhomogeneidad del medio, especialmente críticas a distancias regionales, y causa una redistribución de la energía no sólo en el espacio (como la expansión geométrica), sino también en el tiempo. El resultado conjunto de ambos fenómenos es un rápido decaimiento de la amplitud del movimiento, modelado según diversas consideraciones teóricas y empíricas por un término exponencial ($e^{c_4(d+f_s(M))}$ en la ec. (2a)).

Para el espectro de amplitud de *Fourier* el coeficiente c_4 (en km^{-1}) puede relacionarse con el inverso del *factor de calidad específico*, Q (Knopoff, 1964) ($1/Q$ recibe el nombre de *coeficiente o función de disipación de energía*) a través de la expresión

$$c_4 = -\frac{\pi \cdot f}{v \cdot Q(f)} \quad (16)$$

donde v representa la velocidad de las ondas sísmicas consideradas en la región focal. Este factor Q , definido originalmente para la absorción anelástica como la relación, para un mismo volumen de material sometido cíclicamente a un esfuerzo elástico, entre la energía elástica total almacenada (E) y la energía disipada por fenómenos de absorción anelástica (ΔE) en un ciclo de excitación armónica

$$\frac{1}{Q_i(f)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (17)$$

puede generalizarse para incluir los efectos del esparcimiento en la forma

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_i(f)} + \frac{1}{Q_s(f)} \quad (18)$$

donde $Q_i(f)$ representa el *factor de calidad intrínseco*, debido a la absorción anelástica, y $Q_s(f)$ el *factor de calidad extrínseco*, debido al esparcimiento.

A diferencia de la expansión geométrica, existen evidencias claras de que la atenuación anelástica es fuertemente dependiente de la frecuencia. En concreto, es común describir esta dependencia según

$$Q = Q_0 \cdot \left(\frac{f}{f_0}\right)^\mu \quad (19)$$

donde f_0 es una frecuencia de referencia (usualmente 1 Hz), y $Q_0 = Q(f_0)$. Esta forma, si bien es la más usada para modelar Q , no siempre ajusta las observaciones de modo satisfactorio.

En todo caso, sea Q el término elegido para parametrizar el *FS* o un coeficiente genérico c_4 usado para cualquier otra variable dependiente, existe un amplio consenso respecto a ciertas características de la atenuación anelástica:

- depende de la onda dominante considerada, habiéndose medido distintos valores de atenuación para las ondas *P*, *S*, *Lg*, superficiales y de coda;
- aumenta con la frecuencia, f . La forma de esta dependencia (valor de μ en la ec. (19)) varía según la fase considerada y las características sismotectónicas regionales;
- varía notablemente según el régimen tectónico de cada área, especialmente para frecuencias próximas a 1 Hz. Para regiones de baja actividad sismotectónica y corteza gruesa y estable (*e.g.*, zonas cratónicas) se observa baja atenuación y dependencia limitada con f . Inversamente, para regiones de elevada actividad sismotectónica, corteza joven y/o delgada o elevado flujo térmico (*e.g.*, zonas de subducción), la atenuación es importante y la dependencia con f considerable.

Esta variación con el área atravesada por las trayectorias hace que, en ocasiones, se propongan términos de atenuación definidos por tramos, a semejanza de la expansión geométrica (ec. (15)). Otra variante suele ser incluir uno o más factores adicionales, c'_4 , para las trayectorias que atraviesen regiones con características de atenuación diferentes al resto. McVerry *et al.* (2000), por ejemplo, introducen un término adicional para considerar la mayor atenuación sufrida por las trayectorias de los terremotos corticales que cruzan la zona volcánica de Nueva Zelanda. En el caso de las zonas de subducción estas diferencias pueden ser notables cuando las trayectorias atraviesan la base del arco volcánico o, para los terremotos *intraslab*, la cuña del manto (*e.g.*, Singh *et al.*, 2006). Por ello algunos autores excluyen estas trayectorias (*e.g.*, Fukushima y Tanaka, 1990; Molas y Yamazaki, 1995), mientras que otros proponen términos de atenuación dependientes de H (*e.g.*, Atkinson, 1997), o introducen términos adicionales para esos casos (*e.g.*, Eberhart-Phillips y McVerry, 2003).

De cualquier modo, existe una evidente interdependencia entre los términos de expansión geométrica y atenuación anelástica, en principio no totalmente resoluble (Atkinson, 1996), de tal modo que algunos autores incluyen un único término que engloba todos los procesos de decaimiento de la amplitud con la distancia. Otra posibilidad más extendida consiste en fijar *a priori* un valor de $G(d)$, según la onda dominante considerada, con el fin de obtener valores realistas del término de atenuación anelástica ($c_4 < 0$), dado que si la función $G(d)$ se deja totalmente libre es común obtener $c_4 > 0$. Otras alternativas más complejas se discuten en Douglas (2003).

Forma de la curva de regresión y campo próximo. Existen diferentes propuestas para establecer la relación de la forma general de la curva de regresión con M y d . La más simple consiste en suponer que dicha forma es independiente de M , es decir, $dY_{sm}/dM = cte$. Esta forma se denomina *escalamiento constante con la magnitud (constant magnitude scaling)*, y genera curvas de igual perfil para cualquier sismo, únicamente escaladas según el tamaño del mismo (*e.g.*, Boore *et al.*, 1997; Fig. 4a). Al hablar de la saturación con la magnitud se vio que diversos trabajos sugieren la existencia de un umbral máximo en el aumento de la amplitud del movimiento con M ($dY_{sm}/dM = f(M)$, donde $f(M)$ decrece con M pero es independiente de d), y que a esta forma se la suele denominar *saturación con la magnitud (magnitude saturation)*. En este caso la forma de la atenuación es la misma para cualquier M , pero las curvas van aproximándose entre sí conforme aumenta la magnitud y se acerca al nivel de saturación (*e.g.*, Lee y Trifunac, 1995; Fig. 4b). En dicha sección se mencionó también la posibilidad de que el decaimiento fuera más lento para los terremotos mayores, lo que se conoce como *atenuación dependiente de la magnitud (magnitude-dependent attenuation)*; Anderson, 2000) o *saturación con la magnitud dependiente de la distancia (distant-dependent magnitude saturation)* según Rogers y Perkins, 1996). En este caso $dY_{sm}/dM = f(M, d)$, de modo que $f(M, d)$ decrece con M pero aumenta con d (Fig. 4c y d). En la actualidad ésta es la forma preferida mayoritariamente (*e.g.*, Crouse, 1991; Campbell, 1997; Sadigh *et al.*, 1997).

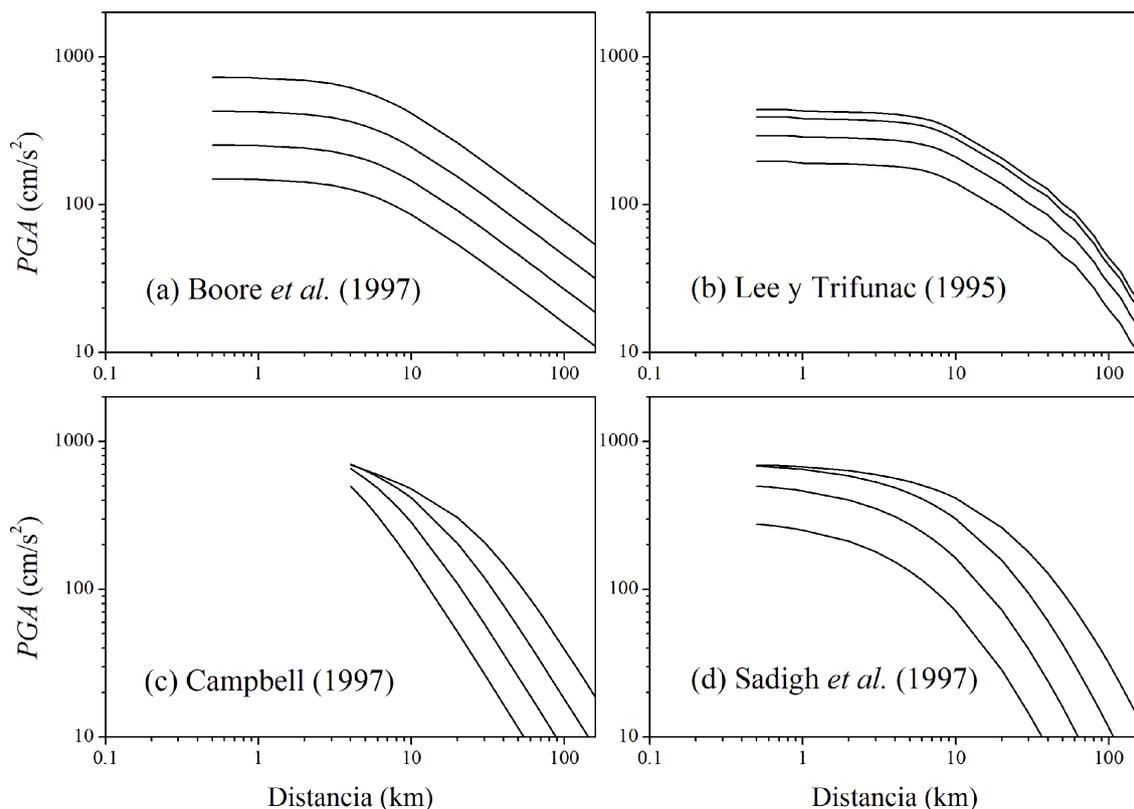


Figura 4: Valores estimados de PGA para sitios de roca en función de la distancia, para los modelos de: (a) Boore *et al.* (1997); (b) Lee y Trifunac (1995); (c) Campbell (1997); (d) Sadigh *et al.* (1997). Las curvas corresponden a M 5.0, 6.0, 7.0 y 8.0. Se ha usado la medida de distancia dada en cada trabajo (r_{JB} , r , r_{seis} y r_{cld} , respectivamente). (Modificado de Anderson, 2000)

Anderson (2000) realiza un completo análisis de esta cuestión mediante funciones de *Green* y concluye explicando esta dependencia como consecuencia de la combinación de dos efectos: por un lado, el aumento de la distancia genera una complicación de las funciones de *Green* por efecto de las llegadas de varias fases sobre una ventana de tiempo de mayor duración; por otro, el aumento de magnitud implica que existen más subeventos distribuidos sobre un tiempo de ruptura mayor, con lo que según aumenta la distancia pueden recibirse llegadas simultáneamente de un área cada vez mayor de la falla, y a su vez estas llegadas de cada subevento pueden interferir constructivamente. Todo ello causa que, para un terremoto grande, las amplitudes a distancias grandes sean proporcionalmente mayores que lo que se observa a distancias próximas, es decir, el decaimiento es más lento que para sismos pequeños. Este autor concluye que, aunque otras formas puedan obtener un ajuste igualmente adecuado, la atenuación dependiente de la magnitud es la que mejor garantiza la extrapolación de los resultados a magnitudes y distancias pobremente representadas por los datos. Otros estudios han comprobado empíricamente esta dependencia de la forma de la atenuación con las dimensiones de la falla (*e.g.*, Anderson y Lei, 1994; Atkinson y Boore, 1997b; Atkinson y Boore, 2003).

En general los términos introducidos para modelar este efecto se denominan *términos de campo próximo* o de *saturación de campo próximo*, en alusión a la parte de la curva de regresión con menor tasa de decaimiento o atenuación, que suele coincidir aproximadamente con el campo próximo a la fuente y varía con M . Otros autores los citan como *términos de saturación con la distancia* (*distance saturation*), pero hay que ser cuidadoso con este uso para no dar lugar a confusión con la saturación con la magnitud. Las funciones elegidas para modelar matemáticamente estas dependencias son variadas. La manera más habitual es añadir a la medida de distancia un parámetro adicional dependiente de la magnitud¹⁸ ($f_s(M)$ en la ec. (2a); *e.g.*, Campbell, 1981, 1997; Crouse, 1991; Takahashi *et al.*, 2004). Habitualmente se escoge un término de la forma $f_s(M) = c_8 e^{c_9 M}$ para que de este modo la parte plana de la curva sea proporcional al tamaño de la ruptura, que depende exponencialmente de M . Otra forma propuesta consiste en añadir un término semejante en el exponente de la expansión geométrica, $(c_8 + c_9 M) \cdot \ln d$ (*e.g.*, Fukushima *et al.*, 2003)¹⁹. En todo caso, las medidas de distancia así modificadas no se corresponden con ninguna situación física real, por lo que es incorrecto relacionar el término de atenuación anelástica o el de expansión geométrica obtenidos de este modo con el correspondiente término real de cualquier tipo de onda (Douglas, 2003).

Además, al introducir este tipo de términos debe hacerse de tal modo que, para distancias muy grandes comparadas con las dimensiones de la fuente (condición de fuente puntual, $d \gg L$), los términos de atenuación anelástica y expansión geométrica resulten independientes de M , según predice la teoría. Esto es importante, ya que es una forma de señalar explícitamente en la función elegida el hecho de que en el campo próximo el movimiento del suelo está gobernado por diferentes leyes físicas que en el campo lejano. Precisamente estas diferentes condiciones del campo próximo, en las que se considera que la atenuación anelástica y los efectos de propagación juegan un papel relativamente secundario, son las aducidas por diversos autores (*e.g.*, Campbell, 1981; Sadigh *et al.*, 1997; Fukushima *et al.*, 2003) para combinar registros de distancias cortas de diferentes regiones del mundo suponiendo que, en lo que a dependencia con la distancia se refiere, las diferencias serán mínimas.

Otros efectos de propagación. Localmente pueden existir casos notables de *canalización de ondas*, como se han referido en zonas de subducción (*e.g.*, Shapiro *et al.*, 2000), o de entrapamiento de ondas en el bloque de techo de una falla de salto en buzamiento, mencionado al tratar los efectos de *hanging-wall* y *foot-wall*. Otro caso es la menor atenuación registrada para los terremotos *intraslab* hacia la fosa oceánica que hacia el arco volcánico (Eberhart-Phillips y McVerry, 2003), consecuencia de la menor atenuación del *slab* frente a la cuña del manto o la corteza continental. Estos y otros efectos de propagación suelen considerarse de forma individualizada, a menudo eliminando los registros fuertemente afectados, o incluso modelando estos fenómenos para un caso particular. En estos y otros aspectos el tratamiento detallado de los residuos de la regresión (véase 3.3) suele ser la forma más fiable de detectar y tratar efectos no parametrizados en la forma inicial de la regresión.

¹⁸Por lo general monótonamente creciente con M .

¹⁹Este último enfoque no debe confundirse con el de Atkinson y Boore (2003) mencionado al hablar de la expansión geométrica dependiente de M para campo lejano.

1.2.3 Parametrización del sitio

La influencia de las condiciones del sitio sobre el movimiento observado tiene en ocasiones consecuencias dramáticas, especialmente a periodos medios y largos (*e.g.*, Michoacán, 1985; Northridge, 1994; Kobe, 1995). La presencia de suelos poco cohesivos, extremadamente plásticos, saturados en agua o fuertemente alterados constituye la principal causa de importantes fenómenos de amplificación, resonancia e incluso licuefacción en el emplazamiento. Estos fenómenos se producen por el fuerte contraste de *impedancia sísmica* ($\rho\beta$) entre los materiales más superficiales bajo el emplazamiento y el medio subyacente. Los suelos blandos, de baja impedancia, atrapan la energía y producen amplificación a todas las frecuencias, en especial a las *frecuencias o periodos de resonancia*. A su vez, la topografía circundante puede producir fenómenos de focalización de ondas hacia el emplazamiento, mientras que la presencia de cuencas sedimentarias genera un aumento de la amplitud y duración del movimiento, con fases dominantes constituidas por ondas superficiales generadas en la cuña de la cuenca.

La consecuencia global es un acortamiento del ancho de banda, con la consiguiente concentración de energía y modificación del espectro original radiado desde la fuente. Este efecto es notable para los sitios blandos, cuyas amplitudes exceden con mucho las de los emplazamientos en roca firme a prácticamente todos los periodos, especialmente en torno a 1 s. Afortunadamente existen dos factores que limitan la amplificación del movimiento: por un lado, la resistencia límite del suelo a los esfuerzos de cizalla determina la existencia de un umbral máximo en la transmisión del movimiento a la superficie (Bommer *et al.*, 2004b). Por otro, los sitios blandos presentan una relación esfuerzo-deformación no lineal, que genera un aumento del amortiguamiento para las ondas de amplitudes grandes, lo que reduce la amplitud para todas las frecuencias y desplaza los periodos resonantes hacia menores frecuencias²⁰.

Pese a los considerables avances realizados en la simulación y modelado teóricos de la respuesta de sitio en las últimas décadas (véase Kawase, 2003, para una revisión actual), la forma empírica de enfrentar la inclusión de dicho efecto en las ecuaciones de movimiento fuerte sigue siendo bastante rudimentaria. La razón principal es la falta de información geológica y geotécnica sobre los emplazamientos utilizados, así como la dificultad para incluir la diversidad de efectos posibles. En general se suele adoptar alguna de las *clasificaciones de sitio* vigentes hoy en día, asignar a cada emplazamiento utilizado una *categoría o clase* de las N_S posibles en cada clasificación, e introducir en la ecuación ($N_S - 1$) coeficientes multiplicativos ($e^{c_7 S_1}$, $e^{c_7 S_2}$, $e^{c_7 S_3}$, etc. en la ec. (2a)). De este modo la ecuación general se desarrolla para la clase de sitio considerada *de referencia* y los coeficientes se aplican para el resto de clases. Debido a que los emplazamientos más competentes (roca firme o definiciones similares) suelen conservar una forma de onda más sencilla y de mayor parecido con la generada en la fuente, se suele elegir como clase de referencia. Otras alternativas más simples consisten en elegir únicamente sitios correspondientes a una categoría (y después transferir el movimiento estimado a otras categorías mediante las diversas técnicas existentes), o bien desarrollar ecuaciones separadas para cada categoría, o incluso para un emplazamiento en particular. Estas últimas alternativas tienen la ventaja de añadir implícitamente el comportamiento no lineal del suelo (no considerado en la forma usual) al determinar para cada categoría de sitio unos coeficientes de escalamiento con M y d independientes del resto de categorías. Por el contrario, requieren de un número importante de datos para cada clase, y obtienen coeficientes con M y d menos robustos al no emplear todo el conjunto de datos para su determinación.

Clasificaciones de sitio, S . Se basan en las características de los primeros metros de subsuelo bajo el emplazamiento. Pueden ser *cualitativas* o *cuantitativas*, según la información disponible. Por lo común ésta es escasa y heterogénea, por lo que todas las clasificaciones de uso habitual son bastante simples y genéricas, y no distinguen más de cuatro o cinco clases diferentes. La profundidad máxima considerada debería ser idealmente 1/4 de la longitud de onda considerada, por cuestiones relativas a la conservación de la energía de las ondas sísmicas que se propagan verticalmente a través de un perfil de velocidad gradualmente cambiante (Joyner y Fumal, 1984; Boore, 2003). Sin embargo, esta estimación implicaría cientos de metros para los periodos más largos. Por ello en la práctica dicha profundidad oscila según la clasificación desde menos de 5 m hasta más de 30 m (Douglas, 2003). La elección resulta subjetiva e influye en el establecimiento de las categorías, sobre todo en las clasificaciones cuantitativas, pero introduce un elemento común de comparación entre todos los sitios.

²⁰Diversos autores han situado el *umbral de no linealidad* en torno a valores de $PGA \sim 0.3$ g, $PGV \sim 20$ cm/s, generalmente causados por altas M .

Las **clasificaciones cualitativas** o descriptivas se limitan a agrupar los sitios en función de su litología básica y competencia, con clases como roca (dura/blanda), suelo (firme/blando/somero/profundo), o aluvi3n²¹ (e.g., Joyner y Boore, 1981; Fukushima y Tanaka, 1990; Abrahamson y Silva, 1997). Constituyen la opci3n m1s simple cuando no se dispone de suficiente informaci3n, pero suelen agrupar dentro de una misma clase sitios con comportamiento muy diverso. Adem1s, pese a su simplicidad, no siempre resulta f1cil la comparaci3n de estudios basados en distintas clasificaciones, debido al diferente criterio sobre la profundidad del suelo en cada categor1a y a la incertidumbre causada por las diferencias regionales entre una clase de sitio y otra (e.g., Atkinson y Boore, 1997a). Atkinson y Casey (2003) advierten, de hecho, sobre el peligro que representa el que estaciones con una misma categor1a dentro de la clasificaci3n *NEHRP*²² presenten distintos perfiles de suelo. Por esta raz3n, como han se1alado numerosos autores, es muy desaconsejable el procedimiento de adoptar los coeficientes de sitio determinados para otras regiones, bastante com1n en regiones con escasez de datos.

En este sentido se ha propuesto el uso de β para delimitar uno u otro tipo de suelo, pero l3gicamente esta informaci3n no suele estar disponible en los casos de clasificaciones cualitativas. Otras propuestas son el *cociente H/V*, ampliamente utilizado en estudios de sitio y considerado un indicador estable de las condiciones regionales del emplazamiento (e.g., Lermo y Ch1vez, 1993; Anderson y Lei, 1994; Anderson, 1997; Atkinson y Boore, 1997a; Chen y Atkinson, 2002), y el *cociente PGA/PGV* (Theodulidis y Papazachos, 1992). Este 1ltimo, sin embargo, no resulta evidente que dependa 1nicamente de las condiciones del sitio o tambi3n de otros factores, como M , d y F (v3ase Douglas, 2003, para una revisi3n cr1tica). En cualquier caso, de nuevo el an1lisis detallado de los residuos puede revelar efectos de sitio no considerados en la clasificaci3n previa de los emplazamientos.

Las **clasificaciones cuantitativas** emplean alguna propiedad medible del subsuelo. De esta forma, aunque nominalmente siguen empleando categor1as propias de las clasificaciones cualitativas, a la hora de la regresi3n cada sitio se introduce con su correspondiente medida, estableci3ndose as1 una clasificaci3n continua y objetiva (e.g., Boore *et al.*, 1997). La propiedad m1s empleada es la *velocidad promedio de las ondas de cizalla* (en m/s) para los primeros metros bajo el emplazamiento

$$\bar{\beta} = \frac{\sum_{i=1}^n \beta_i d_i}{\sum_{i=1}^n d_i} \quad (20)$$

donde d_i es el espesor de la capa i -3sima, β_i la velocidad de las ondas S en la misma y n el n1mero de capas en el perfil. La elecci3n de 30 m como profundidad est1ndar del perfil (Boore *et al.*, 1993) se va imponiendo progresivamente y se ha adoptado ya en diversos c3digos de gran relevancia (e.g., *ICC*, 2000; *BSSC*, 2004; Euroc3digo 8). En la Tabla 1 se comparan tres de las clasificaciones de uso m1s extendido a t1tulo ilustrativo.

Tabla 1. Comparaci3n de varias de las clasificaciones de sitio en uso durante los 1ltimos a1os

Boore <i>et al.</i> , 1993	Jap3n (JMA)			NEHRP 2003		
	Molas y Yamazaki, 1995			Dobry <i>et al.</i> , 2000; BSSC, 2004		
categor1a	$\bar{\beta}_{30}$ (m/s)	categor1a	$\bar{\beta}_{30}$ (m/s)	T_s (s)	categor1a	$\bar{\beta}_{30}$ (m/s)
A	> 750	I roca	> 600	< 0.2	A roca dura	> 1500
					B roca	760 - 1500
B	360 - 750	II suelo duro	300 - 600	0.2 - 0.4	C suelo denso/roca blanda	360 - 760
C	180 - 360	III suelo medio	200 - 300	0.4 - 0.6	D suelo firme	180 - 360
D	< 180	IV suelo blando	< 200	≥ 0.6	E suelo blando	< 180
					F suelo blando ²³	-

Otras propuestas menos utilizadas son la *velocidad efectiva*²⁴ (Joyner *et al.*, 1981), definida como la anterior pero para una *profundidad del perfil de 1/4 de la longitud de la onda considerada*, dada por

$$H_{1/4}(f) = \frac{\sum_{i=1}^n \beta_i d_i}{4f \sum_{i=1}^n d_i} \quad (\text{m}) \quad (21)$$

²¹rock (hard/soft), (stiff/soft/shallow/deep) soil, alluvium, etc.

²²National Earthquake Hazard Reduction Program (Programa Nacional de Reducci3n de la Peligrosidad S1smica de EEUU; clasificaci3n de uso muy extendido).

²³Requiere evaluaci3n espec1fica.

²⁴Esta variable se supone que describe mejor la respuesta del sitio que $\bar{\beta}$ al estar directamente relacionada con el periodo del movimiento (Campbell, 2003).

la impedancia, la profundidad de la roca madre (combinada con β), la profundidad del depósito sedimentario (cuyo uso para las ordenadas del RS de periodo largo es muy útil en la representación de los efectos de las ondas superficiales generadas por el efecto de cuña en las cuencas), y el periodo natural del sitio, T_s (véanse Campbell, 2003, y Douglas, 2003). Esta última alternativa tiene la ventaja de reflejar explícitamente la amplificación local, no considerada en principio con el resto de clasificaciones, pero adolece de pérdida de generalidad. Finalmente merece destacarse la implantación creciente del uso de dos factores de sitio, uno para bajas y otro para altas frecuencias, para una mejor caracterización de la respuesta del emplazamiento (Dobry *et al.*, 2000; Borchardt *et al.*, 2003).

El mayor inconveniente de este tipo de clasificaciones es, nuevamente, la escasez de información, que dificulta su uso fuera de algunas zonas como California o Japón, y que requiere la existencia de estudios previos y medidas en pozo (*borehole recordings*).

Caracterización individual del sitio. Si se dispone de un número suficiente de registros para cada sitio el procedimiento más específico consiste en calcular un coeficiente para cada emplazamiento. En el caso de medidas espectrales esto supone elaborar, para cada sitio, una función de coeficientes para cada frecuencia (*función de transferencia o de amplificación*). Se trata del enfoque empírico más riguroso, ya que las funciones de transferencia tienen en cuenta todas las características propias de cada sitio, por lo general no contempladas en las clasificaciones (efectos de resonancia, del espesor de material atenuante, nivel de saturación en agua, importancia de las ondas superficiales, etc.). Además no precisa de ninguna información previa sobre el sitio. Como contrapartida, para su uso es preciso disponer de una elevada cantidad de registros y emplear alguno de los esquemas matemáticos propuestos para combatir las matrices singulares resultantes (Molas y Yamazaki, 1995) (véase **3**).

Este enfoque está muy extendido en Japón (*e.g.*, Molas y Yamazaki, 1995; Shabestari y Yamazaki, 2000), donde los resultados ponen de manifiesto cómo las funciones de amplificación para sitios dentro de una misma categoría en una clasificación general presentan a menudo diferente forma.

Otra opción consiste en asignar una clase para cada sitio y emplear funciones de amplificación generales para cada clase (*e.g.*, Singh *et al.*, 1989; Pérez-Campos *et al.*, 2003). Estas funciones se determinan a partir del modelado de ondas que se propagan verticalmente hacia arriba por medios de velocidad decreciente, y representan genéricamente la respuesta de cada clase de sitio (*e.g.*, Boore, 1986b; Boore y Joyner, 1997).

Efecto del filtro pasabaja. Otro aspecto importante al abordar el efecto de sitio es el decaimiento del FS de aceleraciones observado a altas frecuencias. Este decaimiento supone una desviación respecto al modelo ω^{-2} , que predice un nivel plano del espectro para $f \gg f_c$, y tiene por tanto importantes implicaciones en los estudios que tratan de obtener el espectro en la fuente. Algunos autores relacionan esta desviación con características de la propia fuente (*e.g.*, Campillo, 1983; Papageorgiou y Aki, 1983), mientras otros la interpretan como un efecto de la atenuación de los materiales más superficiales del emplazamiento (*e.g.*, Hanks, 1982; Singh *et al.*, 1982; Anderson y Hough, 1984). Hasta la fecha, sin embargo, no se ha alcanzado un consenso, aunque las evidencias aportadas por ambas líneas son numerosas (*e.g.*, Morikawa y Sasatani, 2000; Boore, 2003; Purvance y Anderson, 2003).

Para modelar el decaimiento observado se definieron los parámetros κ (Singh *et al.*, 1982; Anderson y Hough, 1984) y f_{max} (Hanks, 1982). A su vez estos parámetros pueden entrar en la ecuación (2a) para representar el filtro pasabaja mencionado mediante los términos $e^{-\pi\kappa f}$ y $1/\sqrt{[1 + (f/f_{max})^8]}$. Anderson y Hough (1984) definieron el parámetro κ como $\kappa = \kappa_0 + a \cdot R$, de modo que englobara toda la atenuación anelástica, separándola entre la debida a la estructura subsuperficial (κ_0), y la causada por la propagación ($a \cdot R$), mientras se modelaba por separado la expansión geométrica. Aunque existen trabajos que mantienen este enfoque (*e.g.*, Castro *et al.*, 1990; Humphrey y Anderson, 1992; Purvance y Anderson, 2003), mayoritariamente se tiende a incluir el segundo término en el factor de calidad, Q , y conservar únicamente el debido al sitio, $e^{-\pi\kappa_0 f}$, sólo dependiente de la frecuencia (*e.g.*, Singh *et al.*, 1989; Atkinson y Boore, 1997b; Ortega *et al.*, 2003). En la determinación de κ_0 es habitual elegir una forma predeterminada para el espectro a altas frecuencias, dada por alguno de los modelos de fuente, y considerar toda desviación de las observaciones respecto a dicho modelo como un efecto del sitio incluido, por tanto, en dicho parámetro. Si no se establece ninguna forma *a priori*, cualquier efecto de atenuación común a todas las trayectorias queda entonces englobado en el término de fuente, mientras que aquellos no comunes se consideran efecto del emplazamiento (Castro *et al.*, 1990).

Tanto κ_0 como f_{max} varían fuertemente con la zona de estudio (*e.g.*, Atkinson, 1996; Atkinson y Boore, 1997a), consecuencia lógica de las diferencias regionales en el emplazamiento mencionadas más arriba.

2 Criterios de selección de los datos

Los datos de movimiento fuerte presentan gran heterogeneidad, causada básicamente por tres factores:

- fuerte correlación entre M y d de los registros;
- sobreabundancia de registros a largas distancias ($d > 150$ km) y escasez de registros de campo próximo, sobre todo para M elevadas;
- distribución asimétrica del n° de registros/sismo (existencia de algunos eventos con gran cantidad de datos).

Dicha heterogeneidad puede conducir a una estimación sesgada de los movimientos esperados en un futuro. Para combatirla se recurre a dos mecanismos:

- i) *selección de los datos;*
- ii) *métodos específicos de regresión.*

En este epígrafe se trata lo referente a la selección de los registros, y en el próximo los métodos matemáticos específicos para el ajuste.

El primer paso para reducir la heterogeneidad en los datos es su adecuada selección. La distribución ideal de los datos es aquella que presenta una baja correlación $M - d$ y al tiempo cubre un amplio rango de magnitud, distancia y cualquier otro parámetro considerado, lo que permite obtener coeficientes estadísticamente robustos y poco dependientes de datos anómalos. Aunque no siempre alcanzable, existen ciertos criterios para acercarse a este ideal.

El primero sería incluir en la selección de datos una división según las regiones consideradas, el régimen tectónico, el tipo de terremoto, el mecanismo focal, la profundidad (implícita en ocasiones en el tipo de sismo), los emplazamientos, etc. A lo largo de este capítulo se han dado suficientes argumentos, basados en numerosos trabajos, para justificar una detallada distinción de todos estos factores, que constituyen la causa principal de la variabilidad del movimiento fuerte. Una selección exhaustiva de los datos, además, favorece la estabilidad y aplicabilidad de los resultados, y facilita su extrapolación fuera del rango de análisis²⁵. Aunque esta división no siempre es fácil, la experiencia demuestra que las ecuaciones que tratan de englobar sismos y datos de muy diferentes características resultan de limitada utilidad práctica. En este sentido la incorporación de registros de regiones de características similares para aquellas en las que no hay suficientes datos sigue siendo objeto de debate. Si bien diversos autores consideran justificado este procedimiento (*e.g.*, Campbell, 1981; Crouse, 1991; Youngs *et al.*, 1997; Spudich *et al.*, 1999), que probablemente sea adecuado para los sitios próximos a la falla en lo que al comportamiento con la distancia se refiere, las diferencias encontradas por otros trabajos, especialmente en las condiciones de los emplazamientos, y en concreto en zonas de subducción (*e.g.*, Atkinson y Casey, 2003; Atkinson y Boore, 2003), obligan a extremar las precauciones y evaluar cuidadosamente los resultados para cada región, como se ha subrayado en el apartado anterior.

En todo caso, una vez seleccionados los datos en función de las características enumeradas más arriba deben considerarse otros criterios de forma más detallada.

2.1 Criterios de magnitud, distancia y trayectoria

Para evitar la fuerte correlación entre la magnitud y la distancia en los datos frecuentemente se excluyen los registros de campo lejano (especialmente si la intención es determinar los movimientos cerca de la falla) y de los sismos de menor magnitud. Excluir estos sismos tiene bajo impacto en la estimación de la peligrosidad, pero debilita la determinación del escalamiento con la magnitud. Por otro lado, en ocasiones las bajas magnitudes ($M_w < 6.0$) conllevan mayores errores de localización, problemas en la determinación de M_w , un menor número de registros por evento y registros de peor calidad, lo que puede introducir ruido en la regresión.

Para disminuir la dispersión de los datos es habitual eliminar registros con trayectorias a lo largo de regiones de diferente atenuación. En las zonas de subducción, aunque a menudo no se separan los eventos interplaca de los *intraslab*, se suelen considerar aparte (o excluir directamente) los sismos profundos ($H > 150 - 200$ km), debido a que, como se mencionó, sus trayectorias atraviesan la cuña del manto, altamente atenuante (*e.g.*, Molas y Yamazaki, 1995; McVerry *et al.*, 2000).

²⁵Extrapolación que debe ser siempre limitada y extremadamente cautelosa.

Por otro lado, idealmente cada evento debería cubrir un rango de distancias similar, y cada estación aportar registros en un rango parecido a las demás, para evitar la correlación entre los términos de fuente y emplazamiento (Ortega *et al.*, 2003). Esta condición, sin embargo, es muy difícil de cumplir salvo para grandes volúmenes de datos, por lo que para desligar dicha correlación se buscan emplazamientos con respuesta similar y se recurre al uso de métodos matemáticos específicos (véase **3**).

Otro tema de debate es la distancia máxima a la que se seleccionan los datos. La principal cuestión es qué perturbación introducen los datos de distancias considerables (a las que puede cambiar la estructura y la atenuación), sobre todo si son escasos y presentan amplitudes anormalmente altas o bajas. Diversos autores argumentan que, a grandes distancias, los únicos registros de eventos pequeños corresponden a movimientos anormalmente altos, que por tanto pueden perturbar la distribución de los datos. Por ello algunos trabajos excluyen los registros que no superan un cierto umbral de amplitud. Existen distintas propuestas para truncar la distribución. La más simple es usar el umbral de disparo de los aparatos empleados (*triggering level*) (*e.g.*, Castro *et al.*, 1990; Shabestari y Yamazaki, 2000), o el umbral promedio más una desviación estándar (*e.g.*, Fukushima y Tanaka, 1990; Chang *et al.*, 2001). Es ya clásico el criterio adoptado por Joyner y Boore (1981), quienes omitieron los registros a distancias mayores que la del primer instrumento que no se hubiera disparado (*triggering cut-off distance*), o posteriores variantes más elaboradas para considerar el tipo de disparo y emplazamiento (*e.g.*, Boore *et al.*, 1997). Otra opción consiste en eliminar los registros de amplitud inferior a la predicha por (a) relaciones anteriores para la misma región (*e.g.*, Fukushima, 1997; Fukushima *et al.*, 2003), o (b) relaciones preliminares de los propios datos (*e.g.*, Campbell, 1997). Con todo, estos criterios no dejan de ser discutibles, pues casi ninguno considera las variaciones en amplitud debidas al emplazamiento y/o al acimut. Además funcionan mejor para redes sísmicas homogéneamente distribuidas, y en el caso frecuente de emplearse distintos instrumentos con diferentes características de operación (sensibilidad, umbral de disparo, ancho de banda, etc.) su aplicación no parece muy recomendable. Para los terremotos grandes con importantes efectos de directividad, además, sería deseable disponer de un conjunto de registros homogéneamente distribuidos azimutalmente, para promediar dichos efectos en caso de que no se contemplen explícitamente en la parametrización. Por último, truncar la distribución mediante regresiones previas, aunque comprensible, no deja de ser un modo subjetivo de sesgar los datos.

En todo caso los criterios de M y d vienen condicionados fuertemente por el enfoque del estudio: los destinados a la estimación del movimiento futuro en el área epicentral siempre requerirán una criba de los registros de campo lejano de baja M , mientras que los análisis de sismicidad o estructura regional precisarán de esos datos.

2.2 Criterios de emplazamiento

Además de los criterios sobre las clasificaciones de sitio ya comentados, algunos autores imponen más condiciones sobre los sitios elegidos. Una de ellas consiste en eliminar los registros supuestamente afectados por topografía (Campbell, 1981). Otra en suprimir todos los registros menos uno de las estaciones que estén muy próximas entre sí ($d < 1$ km), para eliminar en parte la influencia causada por la variabilidad del emplazamiento (Boore *et al.*, 1993). Otra restricción importante se basa en considerar sólo *registros de campo libre* (*free-field recordings*), es decir, aquellos no registrados en pozos (donde las amplitudes son notablemente menores), ni afectados por la interacción suelo-estructura. Este término implica que el equipo de registro no se halla en la base o dentro de una estructura (excepción hecha de las casetas diseñadas para albergar los equipos), a sabiendas de que aun así casi siempre se encontrará relativamente próximo a alguna. Este aspecto es crucial, ya que en ámbitos próximos a la ingeniería se acostumbra a incluir registros en la base de estructuras de hasta un cierto número de plantas (2 para Campbell, 1997, en sitios blandos; 3 para Joyner y Boore, 1981; 4 para Youngs *et al.*, 1997; y hasta 5 para Campbell, 1997, en roca). Aunque estos autores en algunos casos llaman a sus datos "de campo libre", dichos registros están afectados por estas estructuras, que tienden a reducir la amplitud del movimiento a alta frecuencia, en especial en suelo blando (*e.g.*, Crouse, 1991; Stewart, 2000).

2.3 Criterios de calidad, procesado y número de los registros

La calidad de los datos seleccionados es determinante para los resultados finales. Generalmente se impone que los registros posean una adecuada *razón señal/ruido* para el FS a las frecuencias analizadas (véase Boore y Bommer (2005) para una discusión al respecto), que la señal no esté distorsionada por cualquier tipo de error, y que la parte principal del movimiento no esté cortada, tanto antes de su inicio como en la coda, que contiene una notable cantidad de energía, sobre todo en los registros próximos.

El procesamiento de los datos resulta crucial para lograr estos objetivos, especialmente en los casos en que se trabaja con registros analógicos o con registros digitales de ancho de banda limitado. Se han propuesto numerosos esquemas de procesado que difieren según el tipo de registro y las variables dependientes que se desean obtener²⁶. En general éstos consisten en la eliminación de *errores no estándar*, como los de cero (*off-sets*), pulsos espúreos (*spikes*) y otras disfunciones del instrumento (*glitches*), seguida de una combinación de *correcciones de línea base* (que pueden interpretarse como filtros pasaalta de frecuencia desconocida -véase, p.ej., Iwan *et al.*, 1985-) y diversos *filtros pasaalta, pasabaja o pasabanda* (cuya variación funcional -Butterworth, Ormsby, etc.- no afecta de forma notable para un mismo rango de frecuencias). En la aplicación de los filtros, diversos autores han demostrado la importancia de hacerlo de un modo *no causal*, es decir, mediante la introducción de series de ceros antes y después del registro (*pads*), como recoge Boore (2005b). Tanto la elección de las frecuencias del filtro adecuadas para cada registro como la eliminación de los errores no estándar requieren por lo común una inspección visual previa registro por registro, que consume mucho tiempo e introduce de nuevo un factor subjetivo. En este proceso es deseable disponer de un tiempo de preevento suficiente para caracterizar el espectro del ruido; sin embargo, los registros de movimiento fuerte anteriores a la última década carecen a menudo de dicho preevento, dado el elevado umbral de disparo y la escasa memoria de preevento disponibles hasta hace relativamente poco tiempo. Aunque de nuevo no existe acuerdo sobre el esquema de procesado (véase Douglas, 2003, para una recopilación de diversos esquemas), y ni siquiera sobre si debe aplicarse el mismo para todo el conjunto de datos, sí lo hay al menos a la hora de reconocer que el procesado juega un papel determinante en el análisis a bajas frecuencias (usualmente $f < 0.5$ Hz), pero por lo común poco relevante en el intervalo de mayor interés en ingeniería sísmica (0.5-10 Hz). Como ejemplo, diversos autores han encontrado diferencias entre *PGA* de registros procesados y sin procesar inferiores al 4-5%. En cualquier caso, hay que ser siempre cuidadoso a la hora de analizar frecuencias afectadas por los filtros aplicados durante el procesado, y en la combinación de esos resultados con otros procedentes de frecuencias no afectadas. Para un tratamiento actual del procesado de acelerogramas se recomiendan los trabajos de Boore y Bommer (2005) y Shakal *et al.* (2006).

El número de registros disponible es clave por dos motivos: por un lado, la fiabilidad de los resultados depende directamente de la cantidad total de datos; por otro, el número mínimo de registros por cada sismo, si es suficientemente elevado, permite mejorar la capacidad de la regresión para discernir entre las dependencias respecto a M y d . Este número mínimo, en caso de imponerse, varía según los autores, generalmente de 3 en adelante. Además, lógicamente, las bases de datos fuertemente dependientes de un sismo (o unos pocos) mucho más registrado que el resto conducen a desviaciones en los resultados. Asimismo el uso de un número diferente de registros para cada frecuencia analizada, aunque permite emplear un mayor número de datos (como aquellos con s/r inadecuada para ciertas frecuencias o con baja tasa de muestreo), conduce a resultados que pueden no ser consistentes entre las distintas frecuencias.

Todas las consideraciones expuestas en este epígrafe hacen que, para mejorar el resultado de la regresión, sea preciso un análisis previo de los datos y de su distribución, junto con la estimación de correlaciones entre los predictores elegidos y la eliminación de ciertos registros en caso necesario.

3 Métodos de análisis

Los criterios de selección descritos en el epígrafe anterior atenúan las heterogeneidades en la distribución de los datos, pero no las eliminan totalmente. Para combatirlas se han desarrollado una serie de técnicas de regresión específicas para el ajuste de las variables dependientes respecto a los parámetros o predictores (variables independientes) escogidos. Estos métodos reflejan la progresiva experiencia adquirida, desde los primeros trabajos basados en el método ordinario de mínimos cuadrados hasta hoy, en reducir la desviación introducida por una distribución desigual de los registros respecto a los parámetros. En la actualidad el número de propuestas es muy elevado, por lo que su descripción detallada excedería los objetivos de este capítulo. Sin embargo, la mayoría de ellas no constituyen métodos *per se*, sino que son modificaciones o mejoras de un método previo. Por ello el apartado **3.2** queda limitado a una presentación de los principales métodos en uso hoy en día, subrayando las peculiaridades de sus enfoques y los principios en que se basan. Por brevedad se ha optado por no detallar su formulación matemática, variable según los diferentes algoritmos computacionales propuestos. Las referencias a otros métodos de uso más restringido pueden encontrarse en Douglas (2003). Antes de ello se resumen en el apartado **3.1** los principios e hipótesis generales en los que se basan todos los métodos.

²⁶ Por ejemplo, para obtener espectros de desplazamiento fiables se requiere un procesamiento bastante elaborado (*e.g.*, Boore y Bommer, 2005).

3.1 Principios generales

Todos los métodos propuestos comparten una serie de consideraciones. La primera es que tratan independientemente las observaciones de cada frecuencia. Aunque las ordenadas espectrales de periodos próximos están correlacionadas y podrían aportar información valiosa para el ajuste, hasta el momento no se ha desarrollado un método estadístico que saque partido de esta interdependencia. Una consecuencia de este enfoque es el uso habitual de interpolaciones entre los coeficientes obtenidos para las distintas frecuencias, con objeto de suavizar su relación global (*e.g.*, Boore *et al.*, 1997).

En segundo lugar, aunque los sistemas de ecuaciones planteados son fuertemente sobredeterminados, las familias de soluciones son todavía demasiado numerosas y variables. Por ello ya se ha mencionado que se acostumbra a fijar o restringir el margen de variación de algunos coeficientes en función de principios sismológicos, con objeto de confinar más el espacio de soluciones. En esta línea es también común el uso de subconjuntos de datos para fijar algunos de los coeficientes (*e.g.*, campo próximo, sitio, etc.), a partir de los cuales se calcula el resto de coeficientes con el conjunto total de los datos. Asimismo es frecuente realizar un análisis exploratorio previo para determinar posibles formas funcionales o descartar otras, y para fijar algunas constantes y/o coeficientes.

En tercer lugar, prácticamente todos los métodos suponen que las variables independientes carecen de incertidumbre. Se trata de una nueva simplificación encaminada a facilitar el desarrollo matemático de la regresión. No obstante, resulta razonable considerar que estas incertidumbres son despreciables frente a las introducidas por la variabilidad de los datos y por la estimación de la regresión (véase **3.3** para el tratamiento de la incertidumbre). Esta suposición, además, ofrece resultados similares a los que se obtendrían considerando dichas incertidumbres (*e.g.*, Douglas, 2003).

Finalmente se asumen una serie de premisas estadísticas mucho más rigurosas. Pese a que rara vez se comprueban formalmente, el aparato matemático de casi todos los métodos se basa en su cumplimiento, y de hecho la mayoría ya se ha tratado indirectamente a lo largo de este capítulo. Estas premisas son:

- *linealidad*: $\overline{\ln Y_{sm}}$ depende linealmente de cada predictor;
- *multicolinealidad (ausencia)*: los predictores no están correlacionados entre sí;
- *robustez*: no existen subconjuntos de datos que ejerzan gran influencia sobre las propiedades básicas del modelo;
- *homogeneidad*: no existen variables dependientes con perturbaciones (o errores) atípicas;
- *independencia*: las perturbaciones son independientes entre sí²⁷;
- *normalidad (1)*: las perturbaciones son variables aleatorias de media cero y distribución normal o *gaussiana* con varianza σ^2 ;
- *normalidad (2)*: para cada valor de los predictores, $\ln Y_{sm}$ debe seguir una distribución normal de varianza σ^2 (*i.e.*, Y_{sm} es lognormal);
- *homocedasticidad*: σ^2 es constante e independiente de los predictores (las perturbaciones no dependen de la amplitud estimada y de los parámetros).

Por estos motivos los métodos de regresión emplean $\ln Y_{sm}$ como variable dependiente, que además permite linealizar las relaciones con los predictores, y detectar desviaciones respecto al modelo e interpolar más fácilmente.

3.2 Métodos específicos de regresión

3.2.1 Desventajas del método ordinario de mínimos cuadrados

Inicialmente el método empleado fue el *método de regresión por mínimos cuadrados*. Sin embargo, progresivamente se han revelado las carencias que presenta para la estimación de movimientos fuertes, y que han originado su sustitución por técnicas más específicas. Básicamente estos problemas son:

- incapacidad para disminuir la correlación $M - d$ original de los datos;
- dificultad para desacoplar correctamente las contribuciones de la fuente y el medio;

²⁷La amplitud y signo de cualquiera de ellas no tiene necesariamente efecto en la amplitud y signo de las siguientes.

- fuerte dependencia frente a eventos con gran número de datos;
- fuerte dependencia de datos marginales o anómalos;
- gran inestabilidad frente a formas funcionales altamente no lineales (pequeñas variaciones en un coeficiente dan lugar a grandes cambios en el resto);
- obtención de coeficientes no realistas, carentes de sentido físico;
- imposibilidad para introducir la limitación por instrumentos lejanos no disparados (*triggering cut-off distance*).

3.2.2 Método de mínimos cuadrados ponderados (Campbell, 1981)

La forma más sencilla de afrontar los problemas mencionados fue presentada por Campbell (1981). Este autor probó, dentro del método ordinario de mínimos cuadrados, distintos sistemas de pesado para ponderar la influencia de los datos y compensar así su distribución no uniforme respecto a M , d y el n° registros/evento. Los esquemas propuestos variaban desde un peso unitario por registro (equivalente al método no ponderado, en el cual los eventos con mayor número de datos priman en la regresión), hasta un peso unitario por evento (extremo contrario, en el que cada evento influye de la misma forma, independientemente de los datos aportados). Los esquemas intermedios empleaban distintos intervalos de M y d para ponderar los registros de igual modo dentro de cada intervalo. Precisamente la opción final propuesta fue uno de estos esquemas intermedios, que Campbell consideró que representaba un equilibrio razonable entre los dos casos extremos anteriores.

Este tipo de esquemas puede emplearse tanto para dar primacía a registros de un cierto tipo (campo próximo, M altas, etc.), como para reducir la influencia de eventos con gran número de datos. De hecho este uso sigue siendo muy común en la actualidad.

La principal ventaja de este enfoque es su sencillez y facilidad de implementación e interpretación, por lo que ha sido el método más comúnmente utilizado desde entonces. Douglas (2003) refiere un gran número de trabajos que utilizan este método, y ofrece detalles sobre otros esquemas de pesado más complejos. Sin embargo, este método no resuelve el problema del acoplamiento entre las contribuciones de M y d , por lo que en general resulta más convincente estadísticamente el siguiente método analizado²⁸.

3.2.3 Método de dos pasos (Joyner y Boore, 1981)

La mayor desventaja presentada en 3.2.1 es la imposibilidad de desacoplar los términos dependientes de M y d (fuente y medio). Para lograr esto Joyner y Boore (1981) propusieron el *método de dos pasos* (*two-step method*), también conocido como *método de Joyner y Boore*. Este método es equivalente al método analítico usado por Richter en los años 50 para trazar las curvas de atenuación en California que le permitieron definir M_L . Básicamente se trata de un método de regresión lineal múltiple por mínimos cuadrados en dos etapas: en la primera se determinan los parámetros que controlan la dependencia con d y una serie de factores de amplitud a_i (uno por evento analizado) resolviendo el sistema

$$\mathbf{Y}_1 = \mathbf{X}_1 \mathbf{B}_1 + \mathbf{e}_1 \quad (22)$$

En esta ecuación \mathbf{Y}_1 es la matriz de todas las observaciones de una variable dependiente genérica Y_{sm} , \mathbf{X}_1 es la matriz de predictores (donde se incluyen todas las contribuciones de la ec. (2a) consideradas, y una serie de variables mudas para cada evento), \mathbf{B}_1 un vector de coeficientes y \mathbf{e}_1 un vector de perturbaciones aleatorias independientes gaussianas de media cero. El vector \mathbf{B}_1 incluye todos los coeficientes del modelo salvo la constante de proporcionalidad (c_1 en la ec. (2a)) y los relacionados con M (c_2, c'_2, c''_2 en la ec. (2a)), que quedan sustituidos por los factores a_i de cada evento. La solución de (22) se obtiene maximizando la función de verosimilitud²⁹, y es la misma que por mínimos cuadrados:

$$\hat{\mathbf{B}}_1 = (\mathbf{X}_1^T \mathbf{X}_1)^{-1} \mathbf{X}_1^T \mathbf{Y}_1 \quad (23)$$

donde $\hat{\mathbf{B}}_1$ es la mejor estimación de \mathbf{B}_1 . En la segunda etapa se obtienen los parámetros que gobiernan la dependencia con M maximizando, a su vez, la función de verosimilitud del conjunto de factores de amplitud para resolver el sistema

$$\mathbf{Y}_2 = \mathbf{X}_2 \mathbf{B}_2 + \mathbf{e}_2 \quad (24)$$

²⁸Curiosamente ambos métodos fueron propuestos simultáneamente, apareciendo en páginas correlativas del mismo número del *BSSA*.

²⁹El *Principio de Máxima Verosimilitud* establece que la mejor estimación de los coeficientes es aquel conjunto de valores para el cual es máxima la probabilidad de encontrar la muestra de datos que, de hecho, se ha observado.

En (24) \mathbf{Y}_2 es el vector de los factores a_i , \mathbf{X}_2 la matriz de términos dependientes de M , \mathbf{B}_2 el vector de los coeficientes de M (c_1, c_2, c'_2, c''_2), y \mathbf{e}_2 el correspondiente vector de perturbaciones. La formulación matricial detallada del método puede encontrarse en Joyner y Boore (1993, 1994).

La estimación de la incertidumbre por este método viene dada por

$$\sigma_{JB} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} \quad (25)$$

donde σ_1 y σ_2 son las desviaciones estándar de los residuos de la regresión del primer y segundo paso, respectivamente (véase **3.3**). Esta estimación de la incertidumbre se basa en dos supuestos: (a) el error en la determinación de la curva global dada por (22) es despreciable frente al residuo de cada dato individual respecto de la curva, y (b) la variabilidad de σ_2 se considera debida por completo a la naturaleza aleatoria de la relación entre los coeficientes a_i y M , y en ningún caso al error de muestreo en las medidas de a_i o M (ambos se consideran carentes de incertidumbre). Este último aspecto, si bien no es estrictamente cierto, puede considerarse suficientemente próximo a la realidad como para considerar σ_{JB} una buena estimación de la incertidumbre real.

Este método constituyó, en el momento de su aparición, una gran mejora en el tratamiento estadístico del problema. Casi veinticinco años después conserva su vigencia y ha demostrado su fiabilidad y sus ventajas de uso frente a otros métodos más sofisticados (véase, p.ej., Joyner y Boore, 1993), por lo que sigue siendo una referencia clave en los estudios de movimiento fuerte. Su eficacia en la disminución de la correlación $M - d$ y en el desacoplamiento de sus contribuciones se ha comprobado en diversos trabajos que han comparado este método con el método ordinario. Fukushima y Tanaka (1990), por ejemplo, comprobaron con datos de PGA de Japón que mediante este método se obtenían coeficientes de atenuación similares a los que se obtendrían analizando cada evento por separado, y mucho más fiables que los obtenidos por el método ordinario. Molas y Yamazaki (1995), también para la zona de subducción de Japón, y Chang *et al.* (2001) para la de Taiwan, han probado la eficacia del método en el tratamiento de datos fuertemente correlacionados.

Otros aspectos reseñables del método son:

- en el segundo paso se asigna peso unitario a cada evento, independientemente del número de registros que aporte (salvo aquellos con un único registro, no considerados en dicha etapa). Se trata de una forma de pesado alternativa a la de Campbell (1981), que igualmente implica que los eventos con mayor número de registros no tienen influencia estadística adicional en la determinación de la dependencia con M , lo que disminuye la desviación por este factor. Lógicamente, en la determinación de la dependencia con d sí influyen proporcionalmente más aquellos eventos con mayor cantidad de datos;
- no es adecuado para los casos en que existan numerosos eventos con un solo registro, pues como se ha mencionado éstos no se consideran en la regresión de la función de M (segundo paso), con lo que se desperdicia información y se subestima la componente de variabilidad entre eventos;
- es el único método que permite una corrección que considere la desviación producida por instrumentos lejanos no disparados (Joyner y Boore, 1993).

Variantes. Se han introducido algunas modificaciones respecto al método original. Joyner y Boore (1988) y Fukushima y Tanaka (1990) han propuesto un esquema de pesado diagonal para el segundo paso según el número de registros de cada evento. A su vez, Masuda y Ohtake (1992) demostraron la necesidad de introducir términos no diagonales en la matriz de pesado del segundo paso para tomar en consideración la correlación entre los factores a_i . Esta mejora, aunque más rigurosa desde el punto de vista lógico y estadístico, supone sin embargo una corrección de pequeña magnitud que apenas influye sobre los resultados y que sólo afecta a los coeficientes determinados en el segundo paso (Joyner y Boore, 1993). Por ello se suele usar el esquema de pesado diagonal, que no introduce mayor complicación en los cálculos. Como se mencionó en **1.2.3**, Molas y Yamazaki (1995) emplearon este método en su regresión, en la que calculaban términos de sitio específicos para cada estación. Debido al elevado número de variables mudas (tantas como sitios) su matriz \mathbf{X}_1 resultaba singular, por lo que desarrollaron un método alternativo de regresión parcial iterativo. Este método ha seguido empleándose satisfactoriamente en este tipo de estudios (*e.g.*, Molas y Yamazaki, 1996; Shabestari y Yamazaki, 2000).

3.2.4 Modelo de efectos aleatorios (Brillinger y Preisler, 1984)

Otra forma alternativa de análisis fue desarrollada por Brillinger y Preisler (1984), quienes denominaron a su método *modelo de efectos aleatorios (random effects model)*, aunque a veces se le nombra como *método de un paso* o método de máxima verosimilitud³⁰. La particularidad de este enfoque es que permite desdoblarse el término de perturbaciones en dos contribuciones:

- *componente inter-evento* o evento-a-evento: estima la variabilidad del movimiento debida a las peculiaridades de cada sismo, correlacionando los residuos de los registros de cada evento.
- *componente intra-evento* o registro-a-registro: representa la variabilidad residual, compuesta por la variabilidad del sitio más cualquier otra fuente de dispersión no representada por la inter-evento; es decir, la que correlaciona los registros de cualquier evento, que podríamos asociar con la variabilidad natural de las observaciones de movimiento del suelo.

Mientras la segunda contribución es la usualmente considerada en cualquier método de regresión, la primera constituye una importante información adicional que brinda este método, que considera explícitamente el hecho de que los registros de un mismo evento no son estrictamente independientes. Esta componente de la varianza, aunque implícitamente considerada en el método de dos pasos, no puede calcularse con él explícitamente. Por lo común, suele ser bastante menor que la componente intra-evento, lo que indica la gran variabilidad inherente a la naturaleza del movimiento fuerte³¹.

En este método se considera la ecuación (22) directamente como

$$\mathbf{Y} = \mathbf{X}\mathbf{B} + \mathbf{e} \tag{26}$$

donde $\mathbf{Y} \equiv \mathbf{Y}_1$ en (22), nuevamente \mathbf{X} es la matriz de predictores (pero ahora carece de variables mudas, pues no se consideran factores de amplitud, sino la forma funcional con M), \mathbf{B} es el vector de coeficientes (que contiene todos los coeficientes determinables en la regresión), y \mathbf{e} el vector de perturbaciones, compuesto por ε_e y ε_r (que miden las contribuciones inter e intra-evento, respectivamente). A partir de la premisa de que ambas contribuciones son variables aleatorias independientes normales de media cero sobre sus respectivas poblaciones y con varianzas σ_e^2 y σ_r^2 , respectivamente, se determinan simultáneamente todos los coeficientes de la función por aplicación directa del Principio de Máxima Verosimilitud al conjunto de todas las observaciones. La solución es

$$\hat{\mathbf{B}} = (\mathbf{X}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{X})^{-1} \mathbf{X}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{Y} \tag{27}$$

donde \mathbf{V} es la matriz de varianzas-covarianzas de \mathbf{e} , relacionada con $\sigma^2 = \sigma_e^2 + \sigma_r^2$ mediante matrices diagonales por bloques. De nuevo se remite a Joyner y Boore (1993) para un desarrollo completo del método, así como algunas aportaciones adicionales, como por ejemplo cómo determinar separadamente la contribución de la variabilidad debida al sitio.

Estos mismos autores han comparado detalladamente los métodos de uno y de dos pasos mediante simulaciones con el método de Montecarlo. Sus resultados confirman que ambos métodos funcionan correctamente y generan resultados similares, cuyas estimaciones carecen de desviación apreciable y ofrecen una buena aproximación del error total de predicción. Así pues el modelo de efectos aleatorios separa tan satisfactoriamente como el de dos pasos el acoplamiento entre las dependencias con M y d , y evita que los resultados se vean indebidamente influidos por eventos con gran número de registros (Somerville *et al.*, 1997). La elección entre uno y otro, por tanto, queda sujeta a cuestiones de segundo orden: mientras el método de un paso permite la descomposición de la varianza y resulta más elegante matemáticamente, el de dos pasos es conceptualmente más simple y computacionalmente más eficiente, si bien las diferencias en tiempo de cálculo no son importantes.

Actualmente el modelo de efectos aleatorios es muy utilizado, habiéndose propuesto diferentes algoritmos para su implementación. Así, tras la resolución numérica inicial de Brillinger y Preisler (1984), estos mismos autores sugirieron un algoritmo analítico más eficiente (Brillinger y Preisler, 1985). Sin embargo, Abrahamson y Youngs (1992) comprobaron que dicho algoritmo resultaba inestable bajo ciertas condiciones, por lo que desarrollaron otro algoritmo alternativo más lento pero más estable. Posteriormente Joyner y Boore (1993) han propuesto un nuevo algoritmo, de uso muy extendido (*e.g.*, Abrahamson y Silva, 1997; Spudich *et al.*, 1999). En zonas de subducción este último esquema es también el más utilizado (Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Boore, 2003).

³⁰Esta última denominación, sin embargo, da lugar a equívoco, pues tanto el método de dos pasos como el de un solo paso se basan en el principio de máxima verosimilitud.

³¹Usualmente $\sigma_e \simeq (0.25 - 0.50)\sigma_r$ (véanse las definiciones de σ_e^2 y σ_r^2 en el siguiente párrafo).

3.2.5 Métodos bayesianos

Los métodos bayesianos constituyen una sugerente alternativa al enfoque clásico, especialmente para dar significado físico a los coeficientes. Su aportación fundamental es la de incluir *explícitamente* información no derivada directamente de los datos, sino de otras fuentes (estudios previos, principios teóricos, etc.) que reflejan el estado del conocimiento sobre los coeficientes por determinar. Esta información previa (*prior information*) se introduce suponiendo que los coeficientes de la regresión son, al igual que el error, variables aleatorias. Dichas variables pueden describirse mediante una distribución de probabilidad cuya forma, valores estimados y varianzas *a priori* se eligen en función de consideraciones sismológicas. Esta elección permite limitar estadísticamente la variación de los coeficientes fuera de intervalos de significado físico. Posteriormente, por aplicación del *Teorema de Bayes de la probabilidad condicionada* se obtienen, al combinar matemáticamente los coeficientes *a priori* con los datos observados, nuevas estimaciones de los coeficientes y de sus varianzas que reúnen la información procedente de ambas fuentes.

Aunque matemática y numéricamente resultan más complejos que los métodos anteriores, los métodos bayesianos aportan soluciones más estables e incorporan de un modo más racional la información disponible. Además responden bien ante estimaciones iniciales de los coeficientes erróneas, convergiendo rápidamente hacia soluciones coherentes con los datos empíricos (Ordaz *et al.*, 1994).

Pese a que la técnica de regresión bayesiana está sólidamente establecida y es una propuesta sugerente, no se han hallado demasiadas referencias de su empleo para ecuaciones de movimiento fuerte. La primera aplicación que se ha encontrado es la de Veneziano y Heidari (1985) para *ENA*. Posteriormente Ordaz *et al.* (1994) la han desarrollado con éxito en la zona de subducción de México. El algoritmo implementado por estos autores ha sido también aplicado por Dahle *et al.* (1995) para el análisis de la sismicidad en Centroamérica.

3.2.6 Métodos no paramétricos

Otra propuesta notablemente distinta de las anteriores la representan los métodos no paramétricos, que siguen una línea de gran tradición en sismología. De hecho, Brillinger y Preisler (1984) proponían, junto con la versión paramétrica, una versión gráfica alternativa de su modelo de efectos aleatorios, que sin embargo no ha sido utilizada después. Análogamente, Castro *et al.* (1990) emplean un método no paramétrico (además de uno paramétrico) para determinar la dependencia con d . Sin embargo, no es hasta el trabajo de Anderson y Lei (1994) que se generaliza este método a dos dimensiones, para incluir la dependencia con M .

Estos métodos buscan una superficie dependiente de los parámetros de tal modo que pase tan próxima a los datos como sea posible, pero sin imponer una forma analítica a la misma. Las únicas limitaciones que suelen fijarse son que la superficie varíe de forma razonablemente suave respecto a M y d , y que minimice el desajuste cuadrático medio. En caso de no disponer de suficientes datos es usual también imponer condiciones de pesado para suavizar la superficie resultante (Anderson y Lei, 1994). El resultado de estos métodos no es una función con coeficientes, sino una tabla de valores de la variable dependiente para una serie de magnitudes y distancias fijadas, junto con una regla de interpolación para los valores intermedios.

La principal ventaja de este método es la flexibilidad ilimitada que ofrece para modelar dependencias complejas con M y d . Como se ha mencionado, para el caso de los parámetros pico y el *RS* no existe una base clara para asignarles una forma funcional simple. De hecho, Anderson y Lei (1994) aducen la creciente complejidad de las funciones paramétricas propuestas ($G(d)$ por tramos, términos de saturación y de campo próximo, etc.) para optar por este enfoque, que sin duda es el más empírico a la hora de determinar la forma real de las relaciones. Entre sus inconvenientes figuran: la necesidad de disponer de un amplio conjunto de datos bien distribuidos para poder delinear la superficie con precisión y la imposibilidad de extrapolar fuera de los rangos analizados (por lo que requiere amplios intervalos de M y d). Los resultados obtenidos parecen ser bastante similares a los calculados con expresiones paramétricas. Este hecho justifica en parte la elección de estas últimas, en especial si se pretende introducir más predictores que la magnitud y la distancia.

Los principales trabajos que hacen uso de este método se han aplicado precisamente a los terremotos interplaca de la zona de subducción mexicana y serán revisados en el próximo capítulo (*e.g.*, Castro *et al.*, 1990; Anderson y Lei, 1994; Anderson, 1997).

3.3 Incertidumbre y estimaciones de la regresión

3.3.1 Residuos e incertidumbre de la regresión

Toda estimación precisa de su incertidumbre para tener utilidad. Esta incertidumbre es especialmente importante para cuestiones de diseño sismorresistente y peligrosidad sísmica. La forma usual de medir la desviación de una observación, $Y_{sm,i}$, respecto a su valor estimado, $\hat{Y}_{sm,i}$, es mediante el *residuo*

$$residuo_i = \ln Y_{sm,i} - \ln \hat{Y}_{sm,i} = \ln(Y_{sm,i}/\hat{Y}_{sm,i}) \quad (28)$$

que se calcula indistintamente en \ln o \log^{32} . Una regresión adecuada debe conducir a residuos distribuidos independientemente de las variables independientes y de la amplitud estimada (homocedasticidad). Por ello se acostumbra a representar los residuos frente a aquéllas, a menudo separándolos en intervalos dentro de un mismo predictor, y a realizar *contrastos de hipótesis* para desechar posibles desviaciones del modelo. Frecuentemente estos análisis revelan dependencias inesperadas que obligan a modificar en consecuencia la forma de la función o ciertos coeficientes del modelo.

La desviación estándar de los residuos recibe el nombre de *error estándar de la estimación*

$$\sigma_{\ln Y_{sm}} = \sqrt{\frac{1}{n-p} \sum_{i=1}^n (\ln Y_{sm,i} - \ln \hat{Y}_{sm,i})^2} \quad (29)$$

donde n es el número total de datos y p el número de coeficientes de la regresión ($n-p$ son los *grados de libertad*). Esta desviación representa una medida de la *variabilidad, incertidumbre aleatoria o dispersión* en la estimación del movimiento del suelo que predice el modelo.

Diversos trabajos han referido una disminución de la variabilidad con el aumento de la magnitud, la amplitud del movimiento o la frecuencia (*e.g.*, Crouse, 1991; Anderson, 1997; Campbell, 1997; Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Boore, 2003). El considerar estas dependencias se traduce en estimaciones del error estándar inferiores para M importantes, amplitudes grandes o f altas, lo que conduce a reducciones significativas en la estimación de la peligrosidad para estos casos, que son por lo común los más críticos. Por este motivo resulta clave un adecuado análisis de estos comportamientos.

La ecuación (29) es una medida de la incertidumbre pero, como tal medida, no determina la incertidumbre real del modelo, sino la mejor estimación de la misma. Este hecho es señalado por Bommer *et al.* (2004b), quienes sugieren dos procedimientos diferentes para acercarse al nivel verdadero del movimiento del suelo esperado:

- i) variar los coeficientes del modelo y medir el rango de variación de las estimaciones (que es una forma objetiva pero ignora las incertidumbres no modeladas);
- ii) definir el rango de incertidumbres según una "opinión profesional" (que incluye las incertidumbres no modeladas pero resulta subjetivo).

3.3.2 Estimación de movimientos futuros

El valor estimado para unos valores dados de los parámetros (M_i, d_i, S_i , etc.) es $\ln \hat{Y}_{sm,i}$, que representa la media o mejor estimación (percentil 50) de $\ln Y_{sm,i}$. Esta estimación presenta un 50% de probabilidad de verse excedida por movimientos futuros. A efectos de peligrosidad sísmica es más interesante calcular el movimiento del suelo que, se estima, presenta una probabilidad α ($0 \leq \alpha \leq 1$) de verse excedido para un conjunto de n_f observaciones futuras. Esto no es más que el percentil $100(1-\alpha)$ de un número n_f de datos futuros, dado por

$$\ln Y_{sm(1-\alpha)} = \ln Y_{sm} + t_\nu(\alpha) \sqrt{\frac{\sigma_{\ln Y_{sm}}^2}{n_f} + \sigma_{\ln Y_{sm}}^2} \quad (30a)$$

donde $t_\nu(\alpha)$ es el estadístico *t de Student* para una probabilidad de excedencia α y $\nu = n-p$ grados de libertad, y $\sigma_{\ln Y_{sm}}$ es el error estándar del valor medio de $\ln Y_{sm}$ excluido el error aleatorio (Campbell, 2003). Usualmente la ec. (30a) se calcula para una única observación ($n_f = 1$), tomando $\sigma_{\ln Y_{sm}} = 0$ y reemplazando la *t de Student* por la *variable normal tipificada* z_α (*e.g.*, Peña, 1999)

$$\ln Y_{sm(1-\alpha)} \simeq \ln Y_{sm} + z_\alpha \cdot \sigma_{\ln Y_{sm}} \quad (30b)$$

³²En ocasiones algunos trabajos emplean el *residuo estudentizado* o *desviación normal (normal deviation)* definido como $\phi_i = residuo_i / \sigma_{\ln Y_{sm}}$ (donde $\sigma_{\ln Y_{sm}}$ se define más adelante).

Aunque esta aproximación no es estadísticamente correcta, conduce a resultados prácticamente iguales a los obtenidos con (30a), salvo si la regresión se basa en un conjunto pequeño de datos o se está extrapolando.

En las ecuaciones (30a) y (30b) se suele emplear el percentil 84 ($\alpha = 0.16$)³³ como estimación conservadora de Y_{sm} en el diseño de infraestructuras de importancia, de ahí el papel clave de la incertidumbre aleatoria.

Referencias

- Abrahamson, N. A. (2000), Effects of Rupture Directivity on Probabilistic Seismic Hazard Analysis, *Proc. 6th Int. Conf. Seismic Zonation* pp Earthq. Eng. Research Inst., Oakland, California. [Citado por Campbell, 2003]
- Abrahamson, N. A. y Shedlock, K. M. (1997), Overview, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 9–23.
- Abrahamson, N. A. y Silva, W. J. (1997), Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 94–127.
- Abrahamson, N. A. y Youngs, R. R. (1992), A Stable Algorithm for Regression Analyses Using the Random Effects Model, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82(1)**, 505–510.
- Aki, K. (1966), Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964 - Part 2, Estimation of Earthquake Moment, Released Energy, and Stress-Strain Drop from the G Wave Spectrum, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo* **44(1)**, 23–88. [Citado por Aki y Richards, 1980]
- Aki, K. (1967), Scaling Law of Seismic Spectrum, *J. Geophys. Res.* **72(B4)**, 1217–1231.
- Aki, K. (1984), Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction, *J. Geophys. Res.* **89(B7)**, 5867–5872.
- Aki, K. y Richards, P. G. (1980), *Quantitative Seismology. Theory and Methods*, W.H. Freeman, San Francisco. 932 pp.
- Ambraseys, N. N. y Sarma, S. K. (1967), Response of Earth Dams to Strong Earthquakes, *Géotechnique* **17(2)**, 181–283. [Citado por Bommer y Martínez-Pereira, 1999]
- Anderson, J. G. (1997), Nonparametric Description of Peak Acceleration Above a Subduction Thrust, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 86–93.
- Anderson, J. G. (2000), Expected Shape of Regressions for Ground-Motion Parameters on Rock, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90(6)**, S43–S52. doi:10.1785/0119960171.
- Anderson, J. G. (2003), Strong-Motion Seismology, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. B, Cap. 57, pp 937–965.
- Anderson, J. G. y Lei, Y. (1994), Nonparametric Description of Peak Acceleration as a Function of Magnitude, Distance, and Site in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84(4)**, 1003–1017.
- Anderson, J. G., Su, F., y Zeng, Y. (2000), *High Frequency Ground Motions by Regression and Simulation*, Technical Report 2000, Seismological Laboratory, University of Nevada, Reno. (disponible en <http://www.scec.org/research/2000research/2000Anderson.pdf>)
- Anderson, J. N. y Hough, S. E. (1984), A Model for the Shape of the Fourier Amplitude Spectrum of Acceleration at High Frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74(5)**, 1969–1993.
- Arias, A. (1970), A Measure of Earthquake Intensity, en *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, R. Hansen (ed.), Mass. Inst. Tech. Press, Cambridge, Massachusetts, pp 438–483. [Citado por Trifunac y Brady, 1975]
- Atkinson, G. M. (1993), Earthquake Source Spectra in Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83(6)**, 1778–1798.
- Atkinson, G. M. (1996), The High-Frequency Shape of the Source Spectrum for Earthquakes in Eastern and Western Canada, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86(1)**, 106–112.
- Atkinson, G. M. (1997), Empirical Ground Motion Relations for Earthquakes in the Cascadia Region, *Can. J. Civil Eng.* **24(1)**, 64–77. [Citado por Douglas, 2003]
- Atkinson, G. M. y Beresnev, I. (1997), Don't Call It Stress Drop, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 3–4.
- Atkinson, G. M. y Boore, D. M. (1997a), Some Comparisons Between Recent Ground-Motion Relations, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 24–40.
- Atkinson, G. M. y Boore, D. M. (1997b), Stochastic Point-Source Modelling of Ground Motions in the Cascadia Region, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 74–85.

³³Este valor equivale a $\ln Y_{sm} + \sigma (Y_{sm} \cdot e^{\sigma})$ si $\ln Y_{sm}$ cumple la hipótesis de normalidad.

- Atkinson, G. M. y Boore, D. M. (1998), Evaluation of Models for Earthquake Source Spectra in Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**(4), 917–934.
- Atkinson, G. M. y Boore, D. M. (2003), Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and their Application to Cascadia and Other Regions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(4), 1703–1729. doi:10.1785/0120020156.
- Atkinson, G. M. y Casey, R. (2003), A Comparison of Ground Motions from the 2001 M 6.8 in-Slab Earthquakes in Cascadia and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(4), 1823–1831. doi:10.1785/0120020237.
- Atkinson, G. M. y Hanks, T. C. (1995), A High-Frequency Magnitude Scale, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**(3), 825–833.
- Atkinson, G. M. y Silva, W. (2000), Stochastic Modelling of California Ground Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**(2), 255–274. doi:10.1785/0119990064.
- Bay, F., Fäh, D., Malagnini, L., y Giardini, D. (2003), Spectral Shear-Wave Ground-Motion Scaling in Switzerland, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(1), 414–429. doi:10.1785/0120010232.
- Benito, B. y Cabañas, L. (1999), Caracterización del Movimiento del Suelo en Ingeniería Sísmica, en *Ingeniería Sísmica*, B. Benito y D. Muñoz (eds.), Universidad Complutense de Madrid, Madrid. Física de la Tierra n°11, pp 49–79.
- Boatwright, J. y Choy, G. L. (1989), Acceleration Spectra for Subduction Zone Earthquakes, *J. Geophys. Res.* **94**(B11), 15541–15553.
- Boatwright, J. y Choy, G. L. (1992), Acceleration Source Spectra Anticipated for Large Earthquakes in North-Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**(2), 660–682.
- Boatwright, J., Choy, G. L., y Seekins, L. C. (2002), Regional Estimates of Radiated Seismic Energy, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**(4), 1241–1255. doi:10.1785/0120000932.
- Boatwright, J. y Fletcher, J. B. (1984), The Partition of Radiated Energy Between *P* and *S* Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**(2), 361–376.
- Bolt, B. A. (1973), Duration of Strong Ground Motion, *Proc. 5th World Conf. Earthq. Eng.* **6-D**, Paper No. 292. [Citado por Trifunac y Brady, 1975]
- Bolt, B. A. y Abrahamson, N. A. (2003), Estimation of Strong Seismic Ground Motions, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. B, Cap. 59, pp 983–1001.
- Bommer, J. J., Abrahamson, N. A., Strasser, F. O., Pecker, A., Bard, P.-Y., Bungum, H., Cotton, F., Fäh, D., Sabetta, F., Scherbaum, F., y Studer, J. (2004b), The Challenge of Defining Upper Bounds on Earthquake Ground Motions, *Seism. Res. Lett.* **75**(1), 82–95.
- Bommer, J. J. y Boore, D. M. (2004), Engineering Seismology, en *Encyclopaedia of Geology*, R. C. Selley, L. R. M. Cocks e I. R. Plimer (eds.), Academic Press, London.
- Bommer, J. J., Magenes, G., Hancock, J., y Penazzo, P. (2004a), The Influence of Strong-Motion Duration on the Seismic Response of Masonry Structures, *Bull. Earthq. Eng.* **2**(1), 1–26. doi:10.1023/B:BEEE.0000038948.95616.bf.
- Bommer, J. J. y Martínez-Pereira, A. (1999), The Effective Duration of Earthquake Strong Motion, *J. Earthq. Eng.* **3**(2), 127–172.
- Boore, D. M. (1983), Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**(6), 1865–1894.
- Boore, D. M. (1986a), Short-Period *P*- and *S*-Wave Radiation from Large Earthquakes: Implications for Spectral Scaling Relations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**(1), 43–64.
- Boore, D. M. (1986b), The Effect of Finite Bandwidth on Seismic Scaling Relationships, en *Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C. Scholz (eds.), AGU Geophysical Monograph 37, Washington, D.C., pp 275–283. [Citado por Boore, 2003]
- Boore, D. M. (2000), *SMSIM-Fortran Programs for Simulating Ground Motions from Earthquakes: Version 2.0-A Revision of OFR 96-80-A*, Technical Report 00-509, US Geological Survey, Menlo Park, California. (disponible en <http://quake.wr.usgs.gov/~boore/>)
- Boore, D. M. (2003), Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method, *Pure Appl. Geophys.* **160**(3-4), 635–675.
- Boore, D. M. (2005a), Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work. Erratum, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**(3), 1209. doi:10.1785/0120050026.
- Boore, D. M. (2005b), On Pads and Filters; Processing Strong-Motion Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**(2), 745–750. doi:10.1785/0120040160.
- Boore, D. M. y Boatwright, J. (1984), Average Body-Wave Radiation Coefficient, *Bull. Seism. Soc.*

- Am.* **74(5)**, 1615–1621.
- Boore, D. M. y Bommer, J. J. (2005), Processing of Strong-Motion Accelerograms: Needs, Options and Consequences, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **25(2)**, 93–115. doi:10.1016/j.soildyn.2004.10.007.
- Boore, D. M. y Joyner, W. B. (1989), The Effect of Directivity on the Stress Parameter Determined from Ground Motion Observations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79(6)**, 1984–1988.
- Boore, D. M. y Joyner, W. B. (1997), Site Amplifications for Generic Rock Sites, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87(2)**, 327–341.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., y Fumal, T. E. (1993), *Estimation of Response Spectra and Peak Accelerations from Western North American Earthquakes: An Interim Report*, Technical Report OFR 93-509, US Geological Survey, Menlo Park, California. [Citado por Douglas, 2003]
- Boore, D. M., Joyner, W. B., y Fumal, T. E. (1997), Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 128–153.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., y Wennerberg, L. (1992), Fitting the Stochastic ω^{-2} Source Model to Observed Response Spectra in Western North America: Trade-Offs Between $\Delta\sigma$ and κ , *Bull. Seism. Soc. Am.* **82(4)**, 1956–1963.
- Borcherdt, R. D., Hamburger, R. O., y Kircher, C. A. (2003), Seismic Design Provisions and Guidelines in the United States: A Prologue, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. B, Cap. 68, pp 1127–1132.
- Bos, A. G., Nolet, G., Rubin, A., Houston, H., y Vidale, J. E. (1998), Duration of Deep Earthquakes Determined by Stacking Global Seismograph Network Seismograms, *J. Geophys. Res.* **103(B9)**, 21059–21065. doi:10.1029/98JB01352.
- Brillinger, D. R. y Preisler, H. K. (1984), An Exploratory Analysis of the Joyner-Boore Attenuation Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74(4)**, 1441–1450.
- Brillinger, D. R. y Preisler, H. K. (1985), Further Analysis of the Joyner-Boore Attenuation Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75(2)**, 611–614.
- Brune, J. N. (1970), Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75(B26)**, 4997–5009.
- Brune, J. N. (1971), Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes: Correction, *J. Geophys. Res.* **76(B20)**, 5002.
- BSSC (2004), *NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures, 2003 Edition. Part 1 - Provisions, Part 2 Commentary*, Technical Report FEMA 450, Building Seismic Safety Council for the Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C. (disponible en <http://www.bssconline.org/>)
- Burger, R. W., Somerville, P. G., Barker, J. S., Herrmann, R. B., y Helmberger, D. V. (1987), The Effect of Crustal Structure on Strong Ground Motion Attenuation Relations in Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **77(2)**, 420–439.
- Campbell, K. W. (1981), Near-Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71(6)**, 2039–2070.
- Campbell, K. W. (1997), Empirical Near-Source Attenuation Relationships for Horizontal and Vertical Components of Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Pseudo-Absolute Acceleration Response Spectra, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 154–179.
- Campbell, K. W. (2003), Strong-Motion Attenuation Relations, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. B, Cap. 60, pp 1003–1012.
- Campillo, M. (1983), Numerical Evaluation of Near-Field, High-Frequency Radiation from Quasi-Dynamic Circular Faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73(3)**, 723–734.
- Castro, R. R., Anderson, J. G., y Singh, S. K. (1990), Site Response, Attenuation and Source Spectra of *S* Waves Along the Guerrero, Mexico, Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80(6)**, 1481–1503.
- Chang, T.-Y., Cotton, F., y Angelier, J. (2001), Seismic Attenuation and Peak Ground Acceleration in Taiwan, *Bull. Seism. Soc. Am.* **91(5)**, 1229–1246. doi:10.1785/0120000729.
- Chen, S.-Z. y Atkinson, G. M. (2002), Global Comparisons of Earthquake Source Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92(3)**, 885–895. doi:10.1785/0120010152.
- Crouse, C. B. (1991), Ground-Motion Attenuation Equations for Earthquakes on the Cascadia Subduction Zone, *Earthq. Spectra* **7(2)**, 201–236. doi:10.1193/1.1585626.
- Crouse, C. B., Vyas, Y. K., y Schell, B. A. (1988), Ground Motions from Subduction-Zone Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78(1)**, 1–25.

- Dahle, A., Climent, A., Taylor, W., Bungum, H., Santos, P., Real, M. C., Lindholm, C., Strauch, W., y Segura, F. (1995), New Spectral Strong Motion Attenuation Models for Central America, *Proc. 5th Intern. Conf. Seismic Zonation*, pp Vol. II, 1005–1012.
- Dobry, R., Borcherdt, R. D., Crouse, C. B., Idriss, I. M., Joyner, W. B., Martin, G. R., Power, M. S., Rinne, E. E., y Seed, R. B. (2000), New Site Coefficients and Site Classification System Used in Recent Building Seismic Code Provisions, *Earthq. Spectra* **16**(1), 41–67. doi:10.1193/1.1586082.
- Donovan, N. C. (1972), Earthquake Hazards for Buildings, *Building Science Series* **46**, 82–111. [Citado por Bommer y Martínez-Pereira, 1999]
- Douglas, J. (2001), *A Comprehensive Worldwide Summary of Strong-Motion Attenuation Relationships for Peak Ground Acceleration and Spectral Ordinates (1969-2000)*, Technical Report ESEE 01-1, Dept. Civil and Environmental Engineering, Imperial College, London. (disponible en <http://nisee.berkeley.edu/library/douglas/ESEE01-1.pdf>)
- Douglas, J. (2002), Note on Scaling of Peak Ground Acceleration and Peak Ground Velocity with Magnitude, *Geophys. J. Int.* **148**(2), 336–339. doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01585.x.
- Douglas, J. (2003), Earthquake Ground Motion Estimation Using Strong-Motion Records: A Review of Equations for the Estimation of Peak Ground Acceleration and Response Spectral Ordinates, *Earth-Science Rev.* **61**(1-2), 43–104. doi:10.1016/S0012-8252(02)00112-5.
- Dziewonski, A. M., Ekström, G., Franzen, J. E., y Woodhouse, J. H. (1987), Global Seismicity of 1977: Centroid-Moment Tensor Solutions for 471 Earthquakes, *Phys. Earth Pl. Int.* **45**(1), 11–36. doi:10.1016/0031-9201(87)90193-2.
- Eberhart-Phillips, D. y McVerry, G. (2003), Estimating Slab Earthquake Response Spectra from a 3D *Q* Model, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(6), 2649–2663. doi:10.1785/0120030036.
- Fukushima, Y. (1997), Ground Motion Attenuation Relation for Subduction Zones: Discussion and Reply, *Seism. Res. Lett.* **68**(6), 947–949.
- Fukushima, Y., Berge-Thierry, C., Volant, P., Griot-Pommer, D.-A., y Cotton, F. (2003), Attenuation Relation for West Eurasia Determined with Recent Near-Fault Records from California, Japan and Turkey, *J. Earthq. Eng.* **7**(4), 573–598. doi:10.1142/S1363246903001413.
- Fukushima, Y. y Tanaka, T. (1990), A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**(4), 757–783.
- Furumura, T. y Singh, S. K. (2002), Regional Wave Propagation from Mexican Subduction Zone Earthquakes; the Attenuation Functions for Interplate and Inslab Events, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**(6), 2110–2125. doi:10.1785/0120010278.
- Gaite, B. (2005), Escalamiento de Movimientos Fuertes en la Zona de Subducción de Guerrero (México), *Trabajo de Investigación de Tercer Ciclo* p. Universidad Complutense de Madrid. 101 pp.
- Gregor, N. J., Silva, W. J., Wong, I. G., y Youngs, R. R. (2002), Ground-Motion Attenuation Relationships for Cascadia Subduction Zone Megathrust Earthquakes Based on a Stochastic Finite-Fault Model, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**(5), 1923–1932. doi:10.1785/0120000260.
- Gusev, A. A. (1983), Descriptive Statistical Model of Earthquake Source Radiation and its Application to an Estimation of Short-Period Strong Motion, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **74**(3), 787–808. [Citado por Boore, 1986a]
- Haddon, R. A. W. (1996), Earthquake Source Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**(5), 1300–1313.
- Hanks, T. C. (1982), f_{max} , *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**(6), 1867–1879.
- Hanks, T. C. y Kanamori, H. (1979), A Moment Magnitude Scale, *J. Geophys. Res.* **84**(B5), 2348–2350.
- Hanks, T. C. y McGuire, R. K. (1981), The Character of High-Frequency Strong Ground Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**(6), 2071–2095.
- Heaton, T. H., Hall, J. F., Wald, D. J., y Halling, M. J. (1995), Response of High-Rise and Base-Isolated Buildings to a Hypothetical M_w 7.0 Blind Thrust Earthquake, *Science* **267**(5195), 206–211.
- Herrmann, R. B. y Kijko, A. (1983), Modelling some Empirical Vertical Component *Lg* Relations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**(1), 157–171.
- Housner, G. W. (1965), Intensity of Ground Shaking Near the Causative Fault, *Proc. 3th World Conf. Earthq. Eng.* **1**, 81–94. [Citado por Bommer y Martínez-Pereira, 1999]
- Humphrey, Jr., J. R. y Anderson, J. G. (1992), Shear-Wave Attenuation and Site Response in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**(4), 1622–1645.
- Husid, R. L. (1969), Análisis de Terremotos: Análisis General, *Rev. IDIEM* **8**, 21–42. [Citado por Somerville et al., 1997]
- ICC (2000), *International Building Code*, International Code Council, Falls Church, Virginia.
- Iwan, W. D., Moser, M. A., y Peng, C.-Y. (1985), Some Observations on Strong-Motion Earthquake Measurement Using a Digital Accelerograph, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**(5), 1225–1246.

- Jennings, P. C. (2003), An Introduction to the Earthquake Response of Structures, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. B, Cap. 67, pp 1097–1125.
- Joyner, W. B. (1984), A Scaling Law for the Spectra of Large Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74(4)**, 1167–1188.
- Joyner, W. B. y Boore, D. M. (1981), Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong-Motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71(6)**, 2011–2038.
- Joyner, W. B. y Boore, D. M. (1988), Measurement, Characterization, and Prediction of Strong Ground Motion, en *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II*, Proc. Am. Soc. Civil Eng. Geotech. Eng. Div. Specialty Conf., Utah, pp 43–102.
- Joyner, W. B. y Boore, D. M. (1993), Methods for Regression Analysis of Strong-Motion Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83(2)**, 469–487.
- Joyner, W. B. y Boore, D. M. (1994), Methods for Regression Analysis of Strong-Motion Data. Errata, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84(3)**, 955–956.
- Joyner, W. B. y Fumal, T. E. (1984), Use of Measured Shear-Wave Velocity for Predicting Geologic Site Effects on Strong Ground Motion, *Proc. 8th World Conf. Earthq. Eng.* **8(2)**, 777–783. [Citado por Douglas, 2003]
- Joyner, W. B., Warrick, R. E., y Fumal, T. E. (1981), The Effect of Quaternary Alluvium on Strong Ground Motion in the Coyote Lake, California, Earthquake of 1979, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71(4)**, 1333–1349. [Citado por Douglas, 2003]
- Kanamori, H. (1977), The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.* **82(B20)**, 2981–2987.
- Kanamori, H. y Anderson, D. L. (1975), Theoretical Basis of some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.* **65(5)**, 1073–1095.
- Kanamori, H., Jennings, P. C., Singh, S. K., y Astiz, L. (1993), Estimation of Strong Ground Motions in Mexico City Expected for Large Earthquakes in the Guerrero Seismic Gap, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83(3)**, 811–829.
- Kawase, H. (2003), Site Effects on Strong Ground Motions, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. B, Cap. 61, pp 1013–1030.
- Knopoff, L. (1964), Q , *Rev. Geophys.* **2(4)**, 625–660. [Citado por Aki y Richards, 1980]
- Lee, V. W. y Trifunac, M. D. (1995), *Frequency Dependent Attenuation Functions and Fourier Amplitude Spectra of Horizontal Strong Earthquake Ground Motion in California*, Technical Report CE 95-03, Dept. of Civil Engineering, University of Southern California, Los Angeles. [Citado por Anderson, 2000]
- Lermo, J. y Chávez-García, F. J. (1993), Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with Only One Station, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83(5)**, 1574–1594.
- Masuda, T. y Ohtake, M. (1992), Comment on "A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan", *Bull. Seism. Soc. Am.* **82(1)**, 521–522. [Citado por Joyner y Boore, 1993]
- McGarr, A. (1984), Scaling of Ground Motion Parameters, State of Stress, and Focal Depth, *J. Geophys. Res.* **89(B8)**, 6969–6979.
- McVerry, G. H., Zhao, J. X., Abrahamson, N. A., y Somerville, P. G. (2000), Crustal and Subduction Zone Attenuation Relations for New Zealand Earthquakes, *Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng.* p. Paper No. 1834.
- Mikumo, T. (1971), Source Process of Deep and Intermediate Earthquakes as Inferred from Long-Period P and S Waveforms. 2. Deep-Focus and Intermediate-Depth Earthquakes Around Japan, *J. Phys. Earth* **19(4)**, 303–320. [Citado por Singh (com. pers.)]
- Molas, G. L. y Yamazaki, F. (1995), Attenuation of Earthquake Ground Motion in Japan Including Deep Focus Events, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85(5)**, 1343–1358.
- Molas, G. L. y Yamazaki, F. (1996), Attenuation of Response Spectra in Japan Using New JMA Records, *Bull. Earthq. Resist. Struct. Center* **29**, 115–128.
- Morikawa, N. y Sasatani, T. (2000), The 1994 Hokkaido Toho-Oki Earthquake Sequence: The Complex Activity of Intra-Slab and Plate-Boundary Earthquakes, *Phys. Earth Pl. Int.* **121(1-2)**, 39–58. doi:10.1016/S0031-9201(00)00167-9.
- Niazi, M. y Bozorgnia, Y. (1991), Behaviour of Near-Source Peak Horizontal and Vertical Ground Motions over SMART-1 Array, Taiwan, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81(3)**, 715–732.
- Niazi, M. y Bozorgnia, Y. (1992), Behaviour of Near-Source Vertical and Horizontal Response Spectra

- at SMART-1 Array, Taiwan, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* **21(1)**, 37–50.
- Nuttli, O. W. (1983), Average Seismic Source-Parameter Relations for Mid-Plate Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73(2)**, 519–535.
- Ordaz, M. y Singh, S. K. (1992), Source Spectra and Spectral Attenuation of Seismic Waves from Mexican Earthquakes, and Evidence of Amplification in the Hill Zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82(1)**, 24–43.
- Ordaz, M., Singh, S. K., y Arciniega, A. (1994), Bayesian Attenuation Regressions: An Application to Mexico City, *Geophys. J. Int.* **117(2)**, 335–344.
- Ortega, R., Herrmann, R. B., y Quintanar, L. (2003), Earthquake Ground-Motion Scaling in Central Mexico Between 0.7 and 7 Hz, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93(1)**, 397–413. doi:10.1785/0120010279.
- Page, R. A., Boore, D. M., y Dietrich, J. H. (1975), *Estimation of Bedrock Motion at the Ground Surface*, Technical Report Professional Paper 941-A, US Geological Survey, Menlo Park, California. [Citado por Vanmarcke y Lai, 1980]
- Papageorgiou, A. S. y Aki, K. (1983), A Specific Barrier Model for the Quantitative Description of Inhomogeneous Faulting and the Prediction of Strong Ground Motion. I. Description of the Model, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73(3)**, 693–722.
- Peña, D. (1999), *Estadística: Modelos y Métodos. Vol. 1, Fundamentos*, Alianza Universidad, Madrid. 571 pp.
- Pérez-Campos, X., Singh, S. K., y Beroza, G. C. (2003), Reconciling Teleseismic and Regional Estimates of Seismic Energy, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93(5)**, 2123–2130. doi:10.1785/0120020212.
- Purvance, M. D. y Anderson, J. G. (2003), A Comprehensive Study of the Observed Spectral Decay in Strong-Motion Accelerations Recorded in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93(2)**, 600–611. doi:10.1785/0120020065.
- Rogers, A. M. y Perkins, D. M. (1996), Monte Carlo Simulation of Peak-Acceleration Attenuation Using a Finite-Fault Uniform-Patch Model Including Isochrone and Extremal Characteristics, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86(1)**, 79–92. [Citado por Anderson, 2000]
- Rovelli, A., Cocco, M., Console, R., Alessandrini, B., y Mazza, S. (1991), Ground Motion Waveforms and Source Spectral Scaling from Close-Distance Accelerograms in a Compressional Regime Area; Friuli, North-Eastern Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81(1)**, 57–80.
- Sadigh, K., Chang, C.-Y., Egan, J. A., Makdisi, F., y Youngs, R. R. (1997), Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 180–189.
- Schnabel, P. B. y Seed, H. B. (1973), Accelerations in Rock for Earthquakes in the Western United States, *Bull. Seism. Soc. Am.* **63(2)**, 501–516. [Citado por Campbell, 2003]
- Shabestari, K. T. y Yamazaki, F. (2000), Attenuation Relation of Response Spectra in Japan Considering Site-Specific Term, *Proc. 12th World Conf. on Earthq. Eng.* p. Paper No. 1432.
- Shakal, A. F., Boore, D., Chiou, B. S.-J., Iwan, W. D., O'Connell, D. R., y Stepp, J. C. (2006), Guidelines and Recommendations for Strong-Motion Records Processing, *Seism. Res. Lett.* **77**, (versión preliminar disponible en: <http://www.cosmos-eq.org/recordProcessingPapers.html>)
- Shapiro, N. M., Olsen, K. B., y Singh, S. K. (2000), Wave-Guide Effects in Subduction Zones: Evidence from Three-Dimensional Modelling, *Geophys. Res. Lett.* **27(3)**, 433–436. doi:10.1029/1999GL010982.
- Shapiro, N. M., Singh, S. K., y Pacheco, J. F. (1998), A Fast and Simple Diagnostic Method for Identifying Tsunamigenic Earthquakes, *Geophys. Res. Lett.* **25(20)**, 3911–3914. doi:10.1029/1998GL900015.
- Singh, S. K., Apsel, R. J., Fried, J., y Brune, J. N. (1982), Spectral Attenuation of *SH* Waves Along the Imperial Fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72(6)**, 2003–2016.
- Singh, S. K., Ordaz, M., Anderson, J. G., Rodríguez, M., Quaaas, R., Mena, E., Ottaviani, M., y Almora, D. (1989), Analysis of Near-Source Strong-Motion Recordings Along the Mexican Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79(6)**, 1697–1717.
- Singh, S. K., Ordaz, M., y Pacheco, J. F. (2003), Advances in Seismology with Impact on Earthquake Engineering, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. B, Cap. 66, pp 1081–1095.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., García, D., y Iglesias, A. (2006), An Estimate of Shear-Wave *Q* of the Mantle Wedge in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **96(1)**, 176–187. doi:10.1785/0120050001.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., Ordaz, M., y Kostoglodov, V. (2000), Source Time Function and Duration of Mexican Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90(2)**, 468–482. doi:10.1785/0119990081.
- Somerville, P. G., Smith, N. F., Graves, R. W., y Abrahamson, N. A. (1997), Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effects of

- Rupture Directivity, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 199–222.
- Spudich, P. (2004), Modelling Directivity in Empirical Ground-Motion Prediction Relations by Use of Approximate Isochrone Velocity, *Seism. Res. Lett.* **75(2)**, 251–252.
- Spudich, P. y Boore, D. M. (2005), SEA99: A Revised Ground Motion Prediction Relation for Use in Extensional Tectonic Regimes. Erratum, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95(3)**, 1209. doi:10.1785/0120050026.
- Spudich, P., Fletcher, J. B., Hellweg, M., Boatwright, J., Sullivan, C., Joyner, W. B., Hanks, T. C., Boore, D. M., McGarr, A., Baker, L. M., y Lindh, A. G. (1997), SEA96 - A New Predictive Relation for Earthquake Ground Motions in Extensional Tectonic Regimes, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 190–198.
- Spudich, P., Joyner, W. B., Lindh, A. G., Boore, D. M., Margaris, B. M., y Fletcher, J. B. (1999), SEA99 - A Revised Ground Motion Prediction Relation for Use in Extensional Tectonic Regimes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89(5)**, 1156–1170.
- Stewart, J. P. (2000), Variations Between Foundation-Level and Free-Field Earthquake Ground Motions, *Earthq. Spectra* **16(2)**, 511–532. doi:10.1193/1.1586124. [Citado por Campbell, 2003]
- Takahashi, T., Asano, A., Saiki, T., Okada, H., Irikura, K., Zhao, J. X., Zhang, J., Thio, H. K., Somerville, P. G., Fukushima, Y., y Fukushima, Y. (2004), Attenuation Models for Response Spectra Derived from Japanese Strong-Motion Records Accounting for Tectonic Source Types, *Proc. 13th World Conf. on Earthq. Eng.* p. Paper No. 1271.
- Theodulidis, N. P. y Papazachos, B. C. (1992), Dependence of Strong Ground Motion on Magnitude-Distance, Site Geology and Macroseismic Intensity for Shallow Earthquakes in Greece: I, Peak Horizontal Acceleration, Velocity and Displacement, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **11(7)**, 387–402. doi:10.1016/0267-7261(92)90003-V. [Citado por Douglas, 2003]
- Toro, G. R., Abrahamson, N. A., y Schneider, J. F. (1997), Model of Strong Ground Motions from Earthquakes in Central and Eastern North America: Best Estimates and Uncertainties, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 41–57.
- Trifunac, M. D. y Brady, A. G. (1975), A Study on the Duration of Strong Earthquake Ground Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* **65(3)**, 581–626.
- Utsu, T. (2002), Relationships Between Magnitude Scales, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. A, Cap. 44, pp 733–746.
- Vanmarcke, E. H. y Lai, S.-S. P. (1980), Strong-Motion Duration and RMS Amplitude of Earthquake Records, *Bull. Seism. Soc. Am.* **70(4)**, 1293–1307.
- Veneziano, D. y Heidari, M. (1985), Statistical Analysis of Attenuation in the Eastern United States, en *Methods of Earthquake Ground-Motion Estimation for the Eastern United States*, EPRI Research Project RP2556-16, Palo Alto, California. [Citado por Ordaz et al., 1994]
- Wells, D. L. y Coppersmith, K. J. (1994), New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84(4)**, 974–1002.
- Youngs, R. R., Chiou, S.-J., Silva, W. J., y Humphrey, J. R. (1997), Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 58–73.
- Zeng, Y., Anderson, J. G., y Yu, G. (1994), A Composite Source Model for Computing Realistic Synthetic Strong Ground Motions, *Geophys. Res. Lett.* **21(8)**, 725–728. doi:10.1029/94GL00367.

3.

**Sismología del movimiento fuerte
en México Central:
marco sismotectónico y
estado del conocimiento**

Índice abreviado del Capítulo

1. Sismotectónica de los terremotos interplaca e <i>intraslab</i>	52
1.1 Visión general del margen convergente	52
1.2 Principales rasgos de la sismicidad interplaca	56
1.3 Principales rasgos de la sismicidad <i>intraslab</i>	57
1.4 <i>Gaps</i> y sismos silenciosos	59
2. Movimiento fuerte en la zona de subducción mexicana: estado del conocimiento ...	60
2.1 Redes sísmicas de movimiento fuerte	60
2.2 Terremotos interplaca	61
2.2.1 Fuente	61
2.2.2 Propagación y atenuación	62
2.2.3 El problema del Valle de México, el <i>MVB</i> y los terremotos interplaca	66
2.2.4 Estimación de movimientos fuertes fuera del <i>MVB</i>	67
2.3 Terremotos <i>intraslab</i>	68
2.3.1 Fuente	68
2.3.2 Propagación y atenuación	69
2.3.3 Estimación de movimientos fuertes	69
2.4 Sismos lentos y <i>tsunamis</i>	70
2.5 Sistemas de alerta sísmica en México	70
Referencias	71

Con este trabajo se intenta ahondar en la comprensión del movimiento fuerte del suelo generado por los terremotos interplaca e *intraslab* en el centro de México. Dichos terremotos constituyen la principal fuente de riesgo sísmico en la región, si bien existe también sismicidad cortical somera en la placa cabalgante de Norteamérica¹. De hecho ambos tipos de terremotos han causado cuantiosos daños humanos y materiales en la región, como lo demuestra el análisis de la sismicidad histórica (*e.g.*, García y Suárez, 1996) e instrumental (*e.g.*, Singh *et al.*, 1984; Kostoglodov y Pacheco, 1999). Esto ha motivado el equipamiento de la zona en las últimas décadas con diversas redes sísmicas, entre ellas varias de movimientos fuertes, lo que ha propiciado un avance notable en la caracterización de ambos tipos de eventos. Este avance, a su vez, ha contribuido decisivamente a mejorar el conocimiento de la neotectónica regional, complementado por la información obtenida en campañas de sismicidad y de perfiles sísmicos con redes portátiles y, más recientemente, por los avances en tomografía sísmica y análisis de las deformaciones con *GPS*². Paralelamente, diversos trabajos de tectónica, paleomagnetismo, gravimetría, magnetotelúrica, geotermia y vulcanología han permitido refinar los modelos propuestos por la sismología y profundizar en la comprensión de la evolución sismotectónica regional.

Todo este desarrollo permite, en la actualidad, conocer con mayor detalle los procesos que tienen lugar en el margen convergente mexicano, la ubicación y geometría de la placa subducida, y la estructura de la corteza y del manto superior. Gracias a ello se sabe que las características sismotectónicas de los terremotos interplaca e *intraslab* no sólo difieren notablemente entre sí, sino que además, para cada tipo, varían ligeramente entre los distintos segmentos definidos en la región. A su vez, estos factores son determinantes para la correcta estimación de los movimientos del suelo durante terremotos futuros.

Por todo lo expuesto, en este capítulo se abordan dos cuestiones necesarias para entender el contexto de este trabajo, cuyos resultados se presentan en los Capítulos 4 al 7.

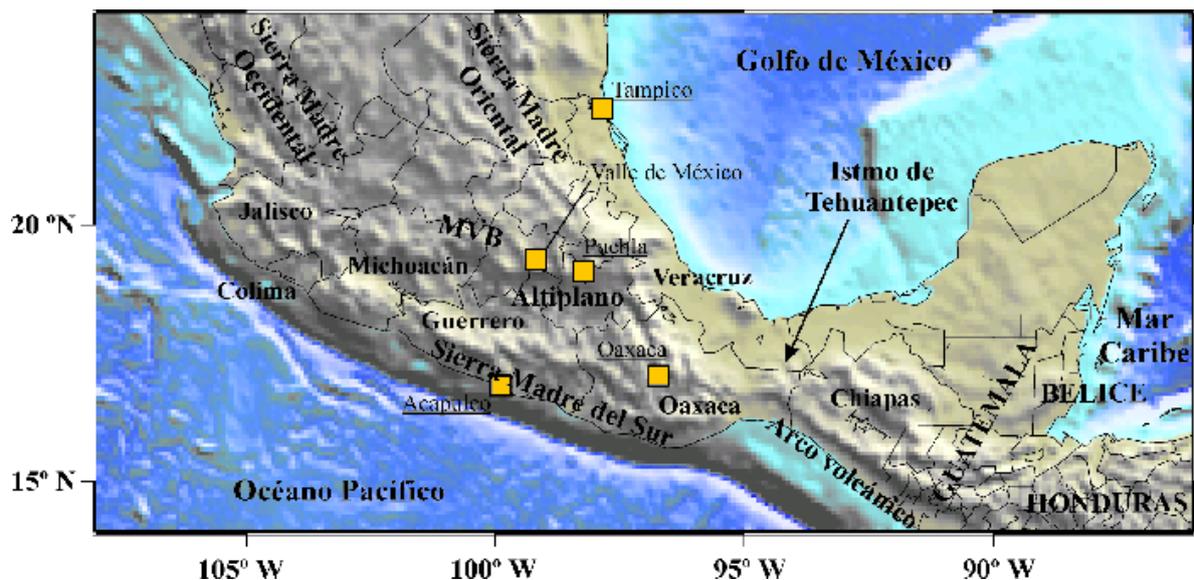


Figura 1: Marco geográfico regional del centro de México. Se señalan los principales rasgos fisiográficos, así como las divisiones administrativas (estados) y poblaciones (cuadrados) mencionadas en el texto.

Primeramente se esboza un breve marco sismotectónico, básicamente inferido a partir del análisis de la sismicidad interplaca e *intraslab*, y se reseñan las principales características de estos eventos en el centro de México. Con esta denominación se hace referencia, de aquí en adelante, a la región comprendida entre la costa del Océano Pacífico, el *MVB*³, el Golfo de México y el Istmo de Tehuantepec (Fig. 1). La escasa instrumentación en los estados de Jalisco y Chiapas hace que los datos disponibles y la comprensión de estas regiones sean muy limitados, razón por la que el tratamiento de ambas en este capítulo será muy somero.

¹Esta sismicidad sólo representa el 2% de la registrada con $M_w \geq 6.5$ durante el pasado siglo (Kostoglodov y Pacheco, 1999), aunque cuente con sismos notables, como los de Acambay, México (1912; M 6.9) o Xalapa, Veracruz (1920; M 6.4).

²Global Positioning System (Sistema de Posicionamiento Global).

³Mexican Volcanic Belt (Cinturón Volcánico Mexicano).

En segundo lugar se revisan más extensamente los principales avances de las últimas décadas en el conocimiento del movimiento fuerte en la región para ambas clases de terremotos, con especial hincapié en aquellos aspectos relacionados directamente con el presente trabajo. Entre estos avances se mencionan también algunos resultados muy recientes cuyo alcance real es aún difícil de calibrar.

1 Sismotectónica de los terremotos interplaca e *intraslab*

1.1 Visión general del margen convergente

La zona de subducción mexicana abarca la costa del Océano Pacífico desde Jalisco, al norte, hasta la frontera con Guatemala, al sur. Dentro de la compleja historia tectónica de Centroamérica, la costa pacífica mexicana lleva funcionando intermitentemente como margen subductivo con la polaridad actual desde mediados del Mesozoico (Cretácico Inferior, *ca.* 120 m.a.), momento en que comienza a subducir la antigua placa de Kula-Farallon (Sedlock *et al.*, 1993). Esta convergencia continuada ha llevado aparejada, a lo largo de sucesivos episodios, complejos procesos de fragmentación y reorganización de placas, desplazamiento de puntos triples y fosas, subducción de dorsales, formación y cierre de cuencas de ante-arco y tras-arco, desplazamiento de bloques, acreción de fragmentos continentales, arcos-isla y cuencas, y migración del vulcanismo (*e.g.*, Campa y Coney, 1983; Lonsdale, 1991; Pardo y Suárez, 1995; Morán *et al.*, 1996; Jording *et al.*, 2000; Ruiz, 2003; Ferrari, 2004).

A consecuencia de todo ello el sector occidental de esta región se caracteriza por una geología extremadamente compleja, tanto estratigráfica como estructuralmente, constituida por un mosaico de *terrenos tectonoestratigráficos* alóctonos con basamentos metamórficos (Fig. 2) acrecionados en diferentes episodios de la evolución tectónica regional (Campa y Coney, 1983). Este puzzle se completa con la presencia de provincias ígneas (*MVB*, arco chiapaneco) y volcanosedimentarias (Sierra Madre del Sur) asociadas a arcos magmáticos. En contraste, hacia el este, en el límite de la zona de estudio (Veracruz, E de Puebla y Oaxaca) se extienden provincias de marcado carácter sedimentario (estribaciones meridionales de Sierra Madre Oriental, Cuenca del Golfo de México), de gran potencia sedimentaria y con tectónica de sales, consecuencia de la existencia de un margen pasivo en el Golfo de México desde el Jurásico (*ca.* 200 m.a.)⁴.

Esta complejidad dificulta enormemente la reconstrucción paleogeográfica y tectónica de la región, que pese a ello ha avanzado mucho en las últimas décadas.

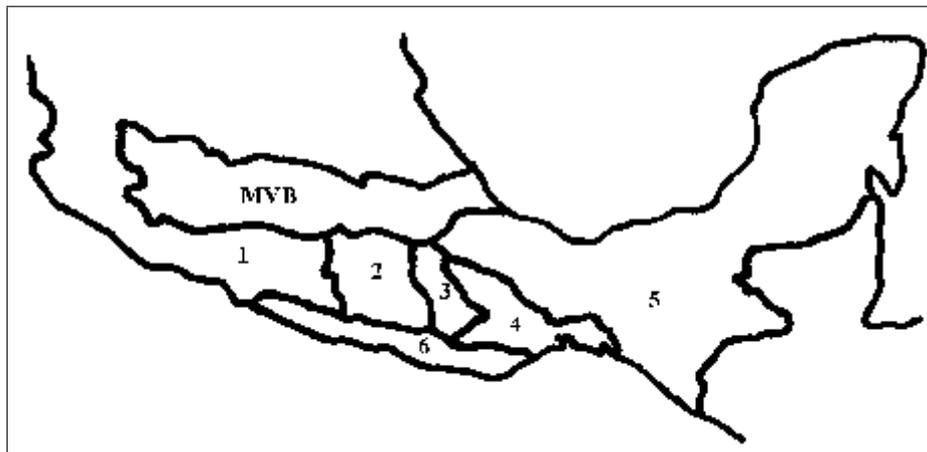


Figura 2: Terrenos tectonoestratigráficos de la zona centro-sur de México según Campa y Coney (1983). 1: Terreno Guerrero; 2: Terreno Mixteco; 3: Terreno Oaxaca; 4: Terreno Juárez; 5: Terreno Maya; 6: Complejo Xolapa. (*MVB*: Cinturón Volcánico Mexicano)

En la actualidad el proceso de convergencia continúa con la subducción bajo la placa continental Norteamericana (NOAM) de las placas oceánicas de Rivera (RIV), en Jalisco y Colima, y de Cocos (COC), desde Colima a Chiapas⁵, ambas con una orientación de convergencia relativa de $\sim N30^\circ E$.

⁴Pese a ello esta zona se ha visto también afectada por diversas intrusiones graníticas (fines Mesozoico-inicios Cenozoico) y emisiones basáltico-alcalinas (Terciario Superior-Cuaternario), así como episodios de tectónica compresiva.

⁵La subducción de COC se prolonga a lo largo de todo el istmo centroamericano bajo la placa Caribe (CAR).

Debido a la proximidad de la *EPR*⁶ la litosfera oceánica que subduce en la *MAT*⁷ es joven, y tanto su edad como su velocidad de convergencia crecen hacia el SE (Fig. 3). En Jalisco la edad de la placa Rivera se estima en 9-11 m.a. (e.g., Michaud *et al.*, 2000) y la velocidad RIV-NOAM aumenta hacia el SE, oscilando según los autores entre 1.4-1.9 cm/año (DeMets *et al.*, 1994), 2.2 cm/año (Pardo y Suárez, 1993) y 3.8 cm/año (DeMets y Wilson, 1997), valores en todo caso bajos dada la proximidad del polo euleriano. Por su parte, la edad de la placa de Cocos aumenta desde 5 m.a. en Colima (Singh y Mortera, 1991) hasta 25 m.a. en Chiapas, cerca del punto triple CAR-COC-NOAM (Ponce *et al.*, 1992), y la velocidad COC-NOAM crece desde 4.7 cm/año en Colima hasta 6.5-6.8 cm/año en Chiapas y Tehuantepec, respectivamente (DeMets *et al.*, 1994). El límite RIV-COC muestra sismicidad constante y moderada mar adentro. En cambio, su movimiento relativo y ubicación cerca de la *MAT*, así como su relación con los grábenes de Colima (*CG*) y El Gordo (*EGG*)⁸, han sido objeto de gran controversia entre aquellos que sugieren ausencia de movimiento relativo (e.g., Bandy *et al.*, 1995) y los que defienden un movimiento con componente convergente apreciable (e.g., DeMets y Wilson, 1997).

Pese a su corta edad, la litosfera oceánica en México es relativamente fría en comparación con otras zonas de subducción similares, mostrando temperaturas $\sim 30 - 50^\circ \text{C}$ en la *MAT* (Ziagos *et al.*, 1985; Prol-Ledesma *et al.*, 1989). Esto podría explicarse por la existencia de circulación hidrotermal y la escasez de sedimentos aislantes sobre las placas (Currie *et al.*, 2002).

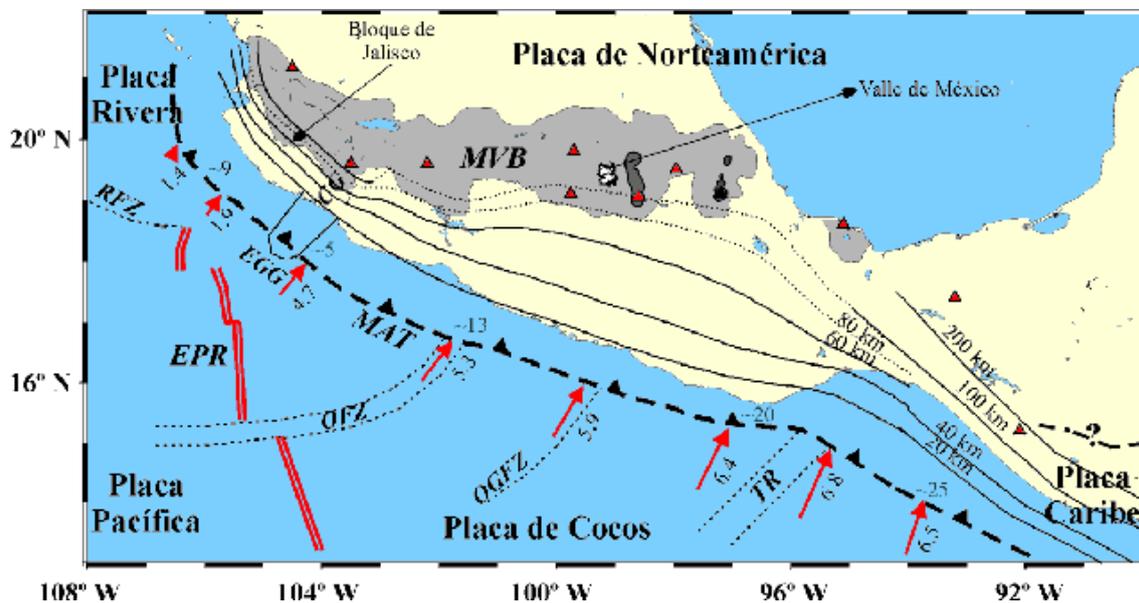


Figura 3: Sismotectónica del centro de México. Se marca la ubicación de la *EPR* (trazo rojo) y la *MAT* (trazo discontinuo grueso). Las flechas y números a lo largo de la *MAT* indican el sentido y velocidad de convergencia relativa (en cm/año), supuesta NOAM estática (DeMets *et al.*, 1994). También se señala la edad (en m.a.) de la litosfera oceánica en la *MAT* (Singh y Mortera, 1991). En trazo fino se delimitan otros rasgos tectónicos referidos en el texto. Las isobatas del slab se muestran en línea continua si están bien definidas por la sismicidad, y punteadas cuando se han inferido (Singh y Mortera, 1991; Pardo y Suárez, 1995). Triángulos rojos: volcanes activos. (Modificado de Kostoglodov y Pacheco, 1999)

Los cambios de edad y velocidad de convergencia, junto con la subducción de rasgos batimétricos como las zonas de fractura de Orozco (*OFZ*) y O'Gorman (*OGFZ*), y la dorsal asísmica de Tehuantepec (*TR*)⁹, generan variaciones notables en la geometría del slab bajo la zona de acoplamiento¹⁰. Estas variaciones se traducen en dos rasgos característicos de la región (Burbach *et al.*, 1984):

- variación lateral, a lo largo del rumbo de la fosa, de la geometría de la zona de Wadati-Benioff;
- oblicuidad de parte del arco volcánico plio-cuaternario (*MVB*) respecto a la fosa ($\sim 15 - 20^\circ$).

⁶ East Pacific Rise (Dorsal del Pacífico Este).

⁷ Middle American Trench (Fosa Centroamericana).

⁸ Colima Graben y El Gordo Graben, respectivamente.

⁹ Orozco Fracture Zone, O'Gorman Fracture Zone y Tehuantepec Ridge, respectivamente.

¹⁰ También denominada zona de contacto o interfaz.

De este modo, en toda la región el buzamiento de la placa oceánica es pequeño por encima de la interfaz ($1 - 10^\circ$), y algo mayor en la propia interfaz ($10 - 15^\circ$), que se desarrolla desde 10-12 km hasta 20-40 km de profundidad. En cambio, por debajo de la zona de acoplamiento la sismicidad *intraslab* observada permite a Pardo y Suárez (1995) distinguir cinco segmentos según el buzamiento del *slab*, δ (Fig. 4):

1. Jalisco-Colima: desde el límite con la placa del Pacífico hasta el *EGG*; $\delta \sim 45^\circ - 50^\circ$.
2. Michoacán: desde el *EGG* hasta la *OFZ*; δ intermedio entre 1. y 3., disminuyendo hacia el SE.
3. Guerrero: desde la *OFZ* hasta la *OGFZ*; $\delta \sim 3^\circ$.
4. Oaxaca: desde la *OGFZ* hasta la *TR*; $\delta \sim 15 - 20^\circ$, aumentando hacia el SE.
5. Chiapas (y Centroamérica): desde la *TR* hacia el SE; $\delta \sim 45^\circ - 50^\circ$.

En este modelo los segmentos 2. y 4. representan zonas de transición que acomodan las diferencias de buzamiento entre los restantes segmentos mediante contorsiones suaves de la placa oceánica, sin que parezcan existir discontinuidades importantes en la litosfera oceánica al margen de las zonas de fractura mencionadas.

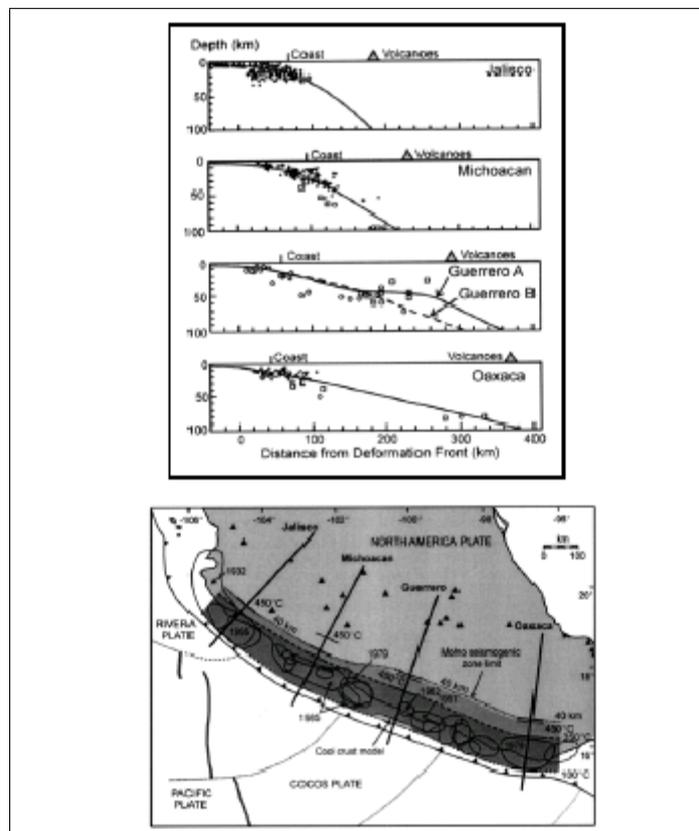


Figura 4: Geometría de los diferentes segmentos definidos por Pardo y Suárez (1995) para la zona de subducción entre Jalisco y Oaxaca, a lo largo de los perfiles del mapa de la parte inferior. La reconstrucción se ha elaborado mediante datos de relocalización de terremotos (círculos grandes; Pardo y Suárez, 1995), reflexión sísmica en Jalisco (triángulos negros; Michaud *et al.*, 2000), refracción sísmica en Oaxaca (triángulos blancos; Nava *et al.*, 1988), y localización de los sismos más importantes (diamantes) y sus réplicas (círculos pequeños) (Jalisco: Pacheco *et al.*, 1997; Michoacán: Stolte *et al.*, 1986; Oaxaca: Singh *et al.*, 2000a). La geometría del segmento chiapaneco (5.) se correspondería aproximadamente con la de Jalisco-Colima (1.). En la parte inferior se muestra también la anchura propuesta para la zona sismogénica definida térmicamente hasta 350°C (sombreado oscuro) o 450°C (sombreado claro), y las áreas de ruptura de los grandes terremotos interplaca (véase la Figura 5) según Kostoglodov y Pacheco (1999). (Recopilación y modelo térmico de Currie *et al.*, 2002).

El estilo de subducción imperante en una región determina la geometría de la zona de Wadati-Benioff, así como la sismicidad *intraslab* y el vulcanismo generados en el proceso. Las diferencias en la subducción entre los cinco segmentos mexicanos pueden explicarse a la luz de la información contenida en el *parámetro térmico* (Molnar *et al.*, 1979; Kirby *et al.*, 1991):

$$\phi = A \cdot v \cdot \cos \theta \cdot \text{sen} \delta \quad (1)$$

donde A es la edad de la placa oceánica (en años), v la velocidad relativa de movimiento de ambas placas (en km/año) y θ el ángulo entre la dirección normal a la fosa y la de movimiento de las placas.

Los segmentos 1. y 5. ($\phi > 1000$ km) pueden clasificarse como *zonas de subducción de slab frío* (*cold slab*), en las que la placa subduce casi normal a la MAT y con gran δ , la sismicidad *intraslab* alcanza profundidades variables ($> 150 - 200$ km) y el arco volcánico asociado se alinea paralelo a la fosa y cerca de la misma (Havskov *et al.*, 1982; Ponce *et al.*, 1992; Pardo y Suárez, 1995). Estos rasgos se cumplen en su totalidad en Chiapas. En Jalisco, en cambio, la baja sismicidad de fondo y la escasa cobertura instrumental impiden el monitoreo de la actividad *intraslab* por debajo de 130 km de profundidad, donde parece desaparecer, y el patrón espacial del vulcanismo es complejo en comparación con el perfecto paralelismo del arco chiapaneco.

Por su parte, los segmentos de Michoacán a Oaxaca (2.-4.) se corresponden con *zonas de subducción de slab caliente* (*warm slab*; $\phi < 1000$ km), con características muy diferentes a las de un *slab* frío (*e.g.*, Kirby *et al.*, 1996; Peacock y Wang, 1999). En estos segmentos la oblicuidad y mayor velocidad de la convergencia, junto con la juventud del *slab*, generan una subducción somera bajo la zona de acoplamiento. En Michoacán la escasez de datos impide caracterizar adecuadamente la subducción, si bien parece que la velocidad de convergencia aumenta hacia el SE, según disminuye δ . En Guerrero el *slab* se mantiene casi horizontal entre los 110 y 275 km de distancia de la fosa; desde los 275 km se ha sugerido que podría buzar con fuerte ángulo hasta 80 km de profundidad, donde desaparece la sismicidad *intraslab*, bastante antes del límite meridional del MVB (Arzate *et al.*, 1995; Pardo y Suárez, 1995; Kostoglodov y Bandy, 1995; Kostoglodov *et al.*, 1996).

Para explicar la sismicidad *intraslab* de Oaxaca, donde no hay vulcanismo activo importante, se ha propuesto un *slab* sin combamiento que buza con bajo ángulo (Singh *et al.*, 1985; Valdés *et al.*, 1986; Pardo y Suárez, 1995). La sismicidad *intraslab* en este segmento se extiende hasta unos 400 km de la fosa y alcanza profundidades de 80 km al NW del Istmo de Tehuantepec. En el Istmo, caracterizado por una sismicidad de fondo anormalmente alta frente a los demás segmentos, se produce la transición hacia el segmento chiapaneco. La intersección de la TR con la MAT marca un punto de inflexión en las características de la litosfera oceánica y su estilo de subducción (Ponce *et al.*, 1992). Al NW la placa de Cocos presenta edades en torno a 10 m.a., buzamiento modesto y sismos *intraslab* hasta 80 km de profundidad; al SE de la TR la edad se estima en 25 m.a., δ aumenta fuertemente y se produce un rápido aumento en la profundidad máxima de la actividad *intraslab*, que se prolonga hasta 180-200 km o incluso más hacia el SE (*e.g.*, Burbach *et al.*, 1984; Suárez *et al.*, 1990; Ponce *et al.*, 1992; Rebollar *et al.*, 1999a). La TR, activa como sistema transformante en el Mioceno Superior-Plioceno (10-4 m.a.), separa ambos segmentos, entre los que el cambio es gradual, sin evidencia de fractura, a lo largo de una amplia zona de flexión del *slab* de unos 150 km de longitud.

Tanto en Michoacán como en Guerrero el MVB, cuyo frente cuaternario se corresponde con los 80-100 km de profundidad del *slab*, se muestra claramente desviado respecto a la MAT y distante de la fosa, tanto más cuanto más hacia el SE. Diversos autores han relacionado la formación del MVB, que en la actualidad cuenta con cerca de veinte volcanes activos, con el proceso de subducción y fusión parcial de la litosfera oceánica, y sugieren que su anómala orientación se debería a la variación del buzamiento a lo largo de la fosa junto con procesos de retroceso del *slab* y de la propia fosa¹¹ (*e.g.*, Nixon, 1982; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995; Ferrari *et al.*, 2001). No obstante, el origen y evolución del MVB es aún objeto de debate, y hay quien propone que el MVB podría haberse originado por el proceso de *rifting*¹² que actualmente sufre la placa Norteamericana (*e.g.*, Shurbet y Cebull, 1984; Verma, 2000).

Dicha placa se encuentra sometida a esfuerzos de tensión y presenta un espesor variable. La profundidad del *Moho* aumenta desde 20-25 km en la costa hasta un máximo de 45-50 km bajo el MVB (*e.g.*, Valdés *et al.*, 1986; Urrutia-Fucugauchi, 1986; Nava *et al.*, 1988; Córdoba *et al.*, 1993; Campillo *et al.*, 1996; Valdés y Meyer, 1996; Iglesias *et al.*, 2001). Estos espesores resultan pequeños en comparación con otras zonas de subducción, especialmente algunas de *slab* caliente donde el *Moho* se sitúa próximo

¹¹ *Slab rollback* y *trench retreating*, respectivamente.

¹² Proceso de extensión y adelgazamiento cortical.

a 60-80 km de profundidad (*e.g.*, Perú central, Cascadia, Chile central). Como consecuencia, la sismicidad *intraslab* presenta en el centro de México menor profundidad que en otras zonas similares, lo que aumenta su potencial destructivo.

La orientación de estos esfuerzos distensivos varía notablemente: al sur del *MVB* se orientan perpendicularmente a la *MAT*, mientras en el sector central del *MVB* lo hacen en dirección N-S y en el occidental predominantemente NE-SW y N-S (Singh y Pardo, 1993; Pacheco, 2002). Esto genera sistemas de grábenes asociados al proceso de *rifting*, particularmente desarrollados en el sector occidental, que presentan una moderada sismicidad distribuida en enjambres (*e.g.*, Pacheco *et al.*, 1999a, 1999b, 2003; Núñez-Cornú *et al.*, 2002; Ferrari, 2005). Por otra parte, en 2001 se registró una interesante serie de eventos de falla normal justo sobre la interfaz de Guerrero, hecho totalmente inusual en un margen convergente de estas características (Pacheco *et al.*, 2002; Iglesias, 2004).

1.2 Principales rasgos de la sismicidad interplaca

Los terremotos interplaca se generan en la zona de acoplamiento entre la litosfera oceánica y la continental norteamericana. Sus características principales son similares en todos los segmentos: epicentros próximos o sobre la línea de costa, profundidades de 10-30 km, y mecanismo focal de falla inversa con rumbo paralelo a la fosa y buzamiento somero (10-30°) en el sentido de avance de la placa oceánica (E-NE). La longitud de ruptura (L , a lo largo del rumbo) de los grandes terremotos interplaca oscila entre 50 y 250 km (Fig. 5), mientras su anchura (W , a lo largo del buzamiento), que define la extensión de la región de ruptura frágil o sísmica de la interfaz, varía entre 75 y 150 km según el segmento y los autores, como se trata en el apartado 1.4.

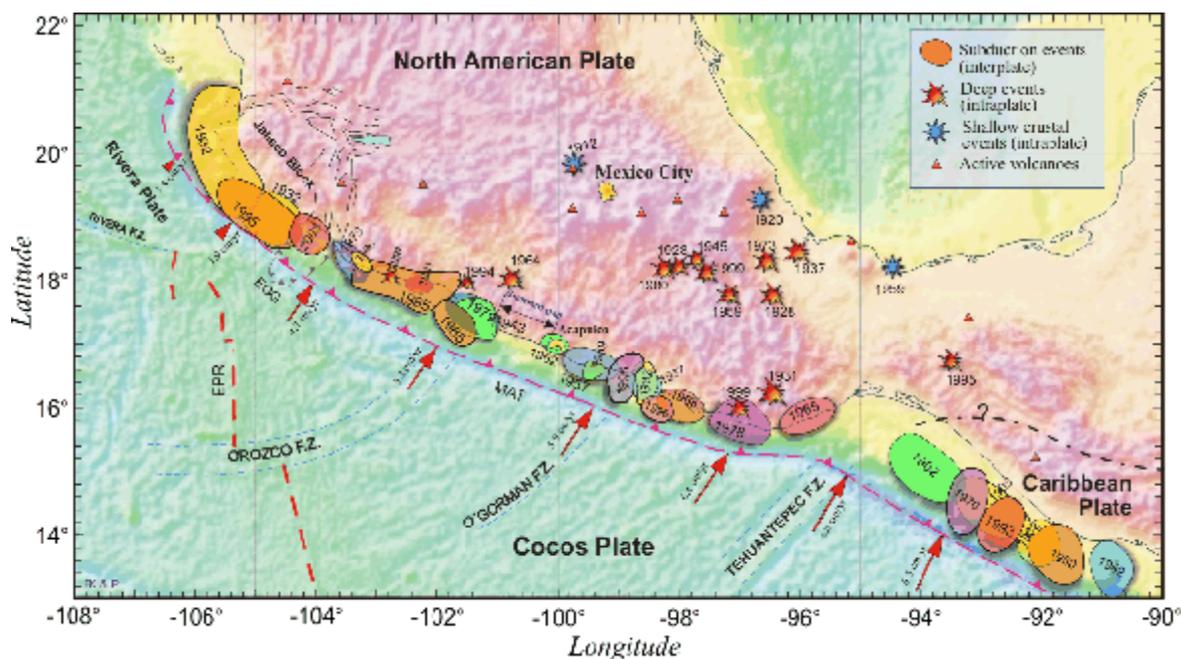


Figura 5: Grandes terremotos interplaca e *intraslab* del siglo XX en el centro de México. Se muestran las áreas de ruptura de los mayores eventos interplaca, inferidas a partir del área de réplicas, así como la localización de los eventos *intraslab* más notables (estrellas rojas). Las estrellas azules representan los grandes sismos corticales intraplaca. (Kostoglodov y Pacheco, 1999).

Esta sismicidad es la principal y más frecuente de la región, tanto en lo referente a sismicidad de fondo como a grandes eventos. Según el catálogo de la sismicidad regional del siglo pasado (Singh *et al.*, 1984; Kostoglodov y Pacheco, 1999; Engdahl y Villaseñor, 2002), cerca del 70% de los eventos de $M_w \geq 6.5$ fueron interplaca, y entre ellos figuran los de mayor magnitud registrados (M_s 8.2 y M_w 8.0). Según el segmento considerado, sin embargo, la tasa de actividad varía notablemente, lo que podría estar relacionado con el grado de acoplamiento de la interfaz y la subducción de las zonas de fractura (Kostoglodov y Ponce, 1994). Así, por ejemplo, Chiapas, Tehuantepec y Guerrero presentan una elevada sismicidad de fondo interplaca, mientras ésta es bastante escasa en Jalisco, Colima y Michoacán. Este

hecho podría estar relacionado con la magnitud del terremoto característico de cada segmento, que domina la liberación de los esfuerzos acumulados en la interfaz (Singh *et al.*, 1992). Dicha magnitud varía entre 8.2 para Jalisco-Colima, 8.0 para Michoacán-Guerrero y 7.8 para Oaxaca.

Análogamente el intervalo de recurrencia difiere entre los diferentes segmentos, pudiendo oscilar desde 35-45 años para zonas de Oaxaca y Guerrero hasta 75-125 años para Michoacán, Colima y Jalisco, si bien existe considerable incertidumbre al respecto (Nishenko y Singh, 1987). Esta variabilidad podría estar ligada a la gran complejidad del tipo de ruptura en estas últimas zonas, que generaría un patrón temporal de escasa regularidad. En cualquier caso, los periodos de recurrencia en México son relativamente cortos en comparación con otras zonas de subducción, lo que limita la magnitud máxima esperable y convierte la región en un excelente laboratorio para el estudio de la predicción.

Otro rasgo característico de México es que la distribución de Gutenberg-Richter de estos eventos presenta un máximo relativo en torno a M_w 7.7, y una desviación negativa en el intervalo M_w 6.4 – 7.5, lo que indica que los sismos de magnitudes intermedias son relativamente infrecuentes (Singh *et al.*, 1981, 1983, 1984). Además, por lo general, la actividad de réplicas de los grandes eventos es relativamente baja (Singh y Suárez, 1988), caracterizándose por presentar más de la mitad de las mismas bajo la costa, a distancias superiores a 50 km de la fosa (Singh *et al.*, 1985; Currie *et al.*, 2002).

Los grandes terremotos interplaca, como los de Jalisco (1932, M_s 8.2 y 7.8), San Marcos, Guerrero (1957, M_w 7.8), Oaxaca (1978, M_w 7.8), Playa Azul, Michoacán (1979, M_w 7.8), Michoacán (1985, M_w 8.0 y 7.6) o Jalisco-Colima (1995, M_w 8.0), y en menor medida algunos eventos de magnitud intermedia (*e.g.*, Petatlán, 1979, M_w 7.4; Copala, 1995, M_w 7.3; Tecomán, 2003, M_w 7.5), han provocado cuantiosos daños humanos y materiales cuyas causas e impacto sobre la sismología en México se discuten más adelante.

En algunos casos estos grandes eventos han resultado ser *tsunamigénicos*, dada su proximidad a la fosa (*e.g.*, Jalisco, 1932; Michoacán, 1985; Colima-Jalisco, 1995), si bien la magnitud de los *tsunamis* no ha sido hasta la fecha reseñable ni ha causado pérdidas importantes. Sobre las particulares características de los eventos localizados cerca de la fosa se trata con mayor detalle en el apartado 2.4.

1.3 Principales rasgos de la sismicidad *intraslab*

En su mayor parte, el conocimiento sobre el estilo de subducción y el estado de esfuerzos del centro de México expuesto en 1.1 procede del análisis de la sismicidad *intraslab*. Ésta es bastante frecuente (aunque menos habitual que la interplaca en la mayoría de segmentos), y su distribución espacio-temporal resulta más compleja que la interplaca, especialmente en los segmentos de *slab* caliente. Dicho patrón se caracteriza por la existencia de dos tipos de eventos, alineados paralelamente a la fosa (Fig. 6) (Suárez *et al.*, 1990; Lemoine *et al.*, 2002; Singh *et al.*, 2006a):

- *eventos compresivos*¹³ de mecanismo focal de falla inversa a profundidades de 25-40 km, justo bajo la interfaz. Presentan acimut paralelo a la fosa, elevado buzamiento (40-80°) a favor del *slab*, y eje P aproximadamente horizontal en la dirección de convergencia de las placas.
- *eventos distensivos* a profundidades generalmente superiores (40-150 km). Se trata de fallas normales con rumbo también paralelo a la fosa, buzamiento variable a favor del *slab* (usualmente alto), y eje T cercano a la horizontal según la dirección de convergencia. Su localización suele darse a cierta profundidad por debajo de la interfaz en la dirección de convergencia; sin embargo, en ocasiones pueden darse justo bajo la zona acoplada (véase 2.3.1).

La Figura 6 muestra cómo estos sismos no se dan de forma continua en todo el margen, y que su localización epicentral y profundidad varían notablemente a lo largo de la fosa. Su profundidad máxima, como se mencionó en 1.1, no supera 75-80 km en Michoacán-Oaxaca, mientras en Jalisco alcanza al menos 130 km, y en Tehuantepec y Chiapas excede de 150 km.

Los eventos compresivos son poco frecuentes y apenas han sido estudiados. Hasta la fecha no se han registrado sismos de este tipo de magnitud $M_w > 6.5$ (Singh *et al.*, 2006a). En principio su ocurrencia podría explicarse por fenómenos de transferencia de esfuerzos compresivos hacia la parte inferior de la interfaz tras el desbloqueo de la misma al final del ciclo sísmico (*e.g.*, Malgrange y Madariaga, 1983; Dmowska *et al.*, 1988, 1996; Lay *et al.*, 1989).

¹³ Siguiendo la notación de Lay *et al.* (1989) un evento se clasifica como *distensivo* si el azimut del eje T no difiere más de $\pm 55^\circ$ de la dirección relativa de convergencia de las placas y el buzamiento no difiere más de $\pm 30^\circ$ del buzamiento del *slab*. Por el contrario, el evento se clasifica como *compresivo* si incumple ambos criterios, y como *oblicuo* si sólo incumple uno de ellos o presenta mecanismo de falla de desgarre.

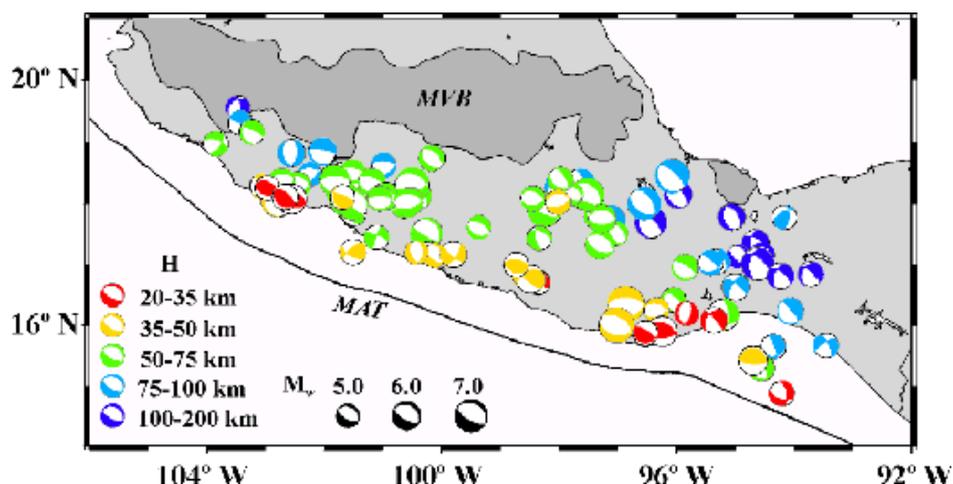


Figura 6: Localización y mecanismo focal de los sismos *intraslab* en México para el periodo 1928-2002, según el catálogo de Singh *et al.* (2006a). Se muestran sólo eventos cuyo mecanismo se considera fiable.

Los sismos de falla normal, en cambio, se dan con más frecuencia, alcanzan magnitudes notables y representan la segunda fuente de riesgo sísmico en la región (*e.g.*, Kostoglodov y Pacheco, 1999; Singh *et al.*, 2006a). Su origen puede deberse a diferentes mecanismos no necesariamente excluyentes:

- *slab pull*¹⁴ durante el bloqueo de la interfaz (Astiz y Kanamori, 1986; Lay *et al.*, 1989);
- deshidratación mineralógica del *slab* (Kirby *et al.*, 1996; Dobson *et al.*, 2002; Manea *et al.*, 2004);
- flexión del *slab* en los segmentos de subducción caliente (Cocco *et al.*, 1997; Gardi *et al.*, 2000);
- transferencia de esfuerzos cosísmicos tras grandes terremotos interplaca (Mikumo *et al.*, 1999; Singh *et al.*, 2000b; Santoyo *et al.*, 2005).

Estos mecanismos son los considerados de forma habitual, pero también se han propuesto procesos de tensión térmica o de carga de la placa cabalgante sobre la litosfera oceánica, que podrían complicar aún más este patrón de distribución (*e.g.*, Singh *et al.*, 1985; Taylor *et al.*, 1996; Lemoine *et al.*, 2002).

La magnitud registrada de los mayores eventos de este tipo oscila entre M_w 7.4 – 7.8, si bien la máxima magnitud esperada se estima en M_w 8.0. De hecho, los sismos *intraslab* distensivos de magnitud moderada o grande son relativamente frecuentes, y en el siglo pasado constituyeron el 29% de los eventos de $M_w \geq 6.5$. Entre ellos históricamente han resultado especialmente dañinos aquellos que, debido a las condiciones de *slab* caliente y al moderado espesor de la placa superior, se producen a escasa profundidad ($35 < H < 60$ km) bajo el altiplano comprendido entre el MVB y el Istmo de Tehuantepec. Ejemplos de esto son diversos terremotos destructivos en Michoacán (*e.g.*, 1858, $M \sim 7.7$; 1997, M_w 7.1), Oaxaca (1931, M_s 8.0; 1999, M_w 7.4) y Puebla-Veracruz (1973, M_w 7.3; 1980, M_w 7.1; 1999, M_w 6.9). En algunas ocasiones, aunque en menor medida, estos eventos también han afectado a la Ciudad de México (*e.g.*, García y Suárez, 1996; Singh *et al.*, 1996).

Por el contrario, en Colima-Jalisco la actividad *intraslab* conocida no parece superar M_w 6.5 y su frecuencia es comparativamente más baja. En Tehuantepec la tasa de ocurrencia es muy elevada, pero en cambio la magnitud rara vez excede M_w 6.0, mientras que en Chiapas la frecuencia es igualmente alta pero además se han registrado notables eventos *intraslab* de $M_w \sim 7.5$ (*e.g.*, Rebollar *et al.*, 1999b). Sin embargo, la mayor profundidad de estos últimos debido al *slab* frío y la menor densidad de población reducen considerablemente el riesgo sísmico de los mismos. Además, debe señalarse que por encima de 150-200 km el mecanismo focal de estos eventos se corresponde con fallas inversas, pues el *slab* se encuentra sometido a esfuerzos compresivos a esas profundidades (*e.g.*, Rebollar *et al.*, 1999a).

La mayoría de estos grandes eventos *intraslab* han presentado escasa actividad de réplicas, lo que no puede explicarse satisfactoriamente aludiendo únicamente al efecto inhibitorio de la profundidad (Singh *et al.*, 2006a). Por el contrario, para eventos de menor magnitud a similares profundidades estos mismos autores señalan que el número de réplicas es muy variable.

¹⁴Tracción gravitacional debida al peso de la porción de placa subducida.

1.4 Gaps y sismos silenciosos

En el apartado 1.2 se mencionó que las máximas magnitudes esperadas para los terremotos interplaca y sus periodos de recurrencia varían notablemente entre los diferentes segmentos del margen. Desde mediados de los años setenta varios trabajos han propuesto la existencia en la zona de diversos *gaps sísmicos*¹⁵, donde la probabilidad de ocurrencia de grandes terremotos en un tiempo corto sería relativamente alta (e.g., Kelleher *et al.*, 1973; Ohtake *et al.*, 1977; Singh *et al.*, 1980a, 1981). Aunque los conceptos de *gap*, terremoto característico y periodo de recurrencia suscitan cierta controversia hoy día, en México las estimaciones al respecto han funcionado razonablemente en cuanto a la localización y magnitud esperada, si bien han fallado en la estimación del intervalo de recurrencia.

La dificultad de estas estimaciones estriba en la variedad de estilos subductivos expuesta en 1.1, así como en la diversidad de formas de ruptura según el segmento, que se discutirá más adelante. En cualquier caso, parece existir cierto acuerdo sobre las zonas de mayor potencial sísmico de terremotos de gran magnitud ($M_w > 7.5$) a corto-medio plazo. Tras la ocurrencia de los terremotos de Oaxaca (1978, M_w 7.8) y Michoacán (1985, M_w 8.0) Nishenko y Singh (1987) analizaron los diferentes segmentos para estimar las probabilidades condicionales de grandes eventos en México, y propusieron las zonas de El Gordo, Guerrero central, Ometepepec y Oaxaca occidental como las más susceptibles de ello. La reciente ruptura parcial de los *gaps* de Ometepepec en el sismo de Copala (1995, M_w 7.3) y de El Gordo en el sismo de Tecomán (2003, M_w 7.5), junto con la ocurrencia del terremoto de Jalisco-Colima (1995, M_w 8.0) al NW del *EGG*, podría llevar a pensar en una disminución del potencial sísmico actual de estas zonas. Sin embargo, la magnitud de los dos primeros eventos no fue lo suficientemente elevada como para liberar la energía acumulada en ellas, por lo que se debe ser cauteloso al respecto. Como ejemplo, la ruptura del *gap* de Michoacán fue precedida en unos años por los sismos de Petatlán (1979, M_w 7.4) y Playa Azul (1981, M_w 7.2).

Con estas matizaciones, actualmente puede hablarse de dos regiones sísmicamente maduras: Guerrero central y Oaxaca occidental. De ellas, la de Guerrero, localizada al NW de Acapulco, en la Costa Grande, constituye probablemente la zona con mayor potencial sismogénico. Este *gap* se extiende a lo largo de 100-120 km y en él no se ha dado un terremoto de $M_w > 7.5$ desde 1911. De hecho, entre 1908 y 1911 se habrían producido cuatro eventos de M_s 7.5 – 7.8, aunque su localización es relativamente incierta. Nishenko y Singh (1987) han estimado para esta zona un periodo de retorno de 55-70 años y una magnitud máxima esperable de M_w 8.0. Sin embargo, dado que el *gap* de Ometepepec podría presentar periodos de recurrencia de 30-40 años y hallarse en consecuencia ya maduro, se ha especulado con que la longitud de la ruptura podría afectar también a San Marcos y Ometepepec, y alcanzar así los 230 km (M_w 8.2) (Suárez *et al.*, 1990; Singh y Mortera, 1991).

A todo esto debe sumarse la proximidad del *gap* de Guerrero a la Ciudad de México, a \sim 280 km tierra adentro en la dirección de buzamiento del *slab*. Dadas las catastróficas consecuencias que el terremoto de Michoacán tuvo sobre el Valle de México, a 350 km del epicentro, el potencial sismogénico del *gap* de Guerrero tiene implicaciones muy importantes sobre la estimación del riesgo sísmico de la Ciudad de México (e.g., Kanamori *et al.*, 1993; Ordaz *et al.*, 1995), pero también sobre la cercana ciudad de Acapulco, que en la actualidad cuenta con cerca de un millón de habitantes. Todo ello ha motivado un importante equipamiento de la zona, tanto con la instalación de la *GAA*¹⁶ (véase 2.1), como con la de una red de *GPS*, un *LBT*¹⁷ y la puesta en marcha de un *Sistema de Alerta Sísmica* que se discute en el apartado 2.5.

Además de las zonas anteriores, la escasa información disponible impide estimar con un mínimo de fiabilidad el comportamiento en el este de Oaxaca, Tehuantepec y Chiapas. El Istmo de Tehuantepec muestra una elevada sismicidad de fondo y ausencia de grandes sismos ($M_w > 7.5$) en su sector meridional desde 1902. En su sector septentrional no se tiene constancia de grandes eventos desde antes de 1900 (Kostoglodov y Pacheco, 1999; Engdahl y Villaseñor, 2002), por lo que Kelleher y McCann (1976) sugirieron que la subducción de la dorsal de Tehuantepec podría alterar los intervalos de recurrencia alargándolos significativamente. No obstante, la escasa población de la zona limita considerablemente el riesgo sísmico estimado. En cuanto al segmento chiapaneco, las estimaciones son igualmente difíciles, si bien se tiene constancia de fuertes terremotos en 1942 y 1950 (Kostoglodov y Pacheco, 1999).

En el análisis de los *gaps* dentro del ciclo sísmico una de las cuestiones por resolver es la anchura máxima de la interfaz, que condiciona el grado de acoplamiento de la misma, la máxima magnitud esperable y la ubicación del área de ruptura respecto a las poblaciones en el continente. Currie *et*

¹⁵Lagunas o brechas sísmicas.

¹⁶Guerrero Accelerograph Array (Red Acelerográfica de Guerrero).

¹⁷Long Base Tiltmeter (Inclinómetro de Larga Base).

al. (2002) han sugerido que la extensión de la interfaz podría quedar delimitada por las isoterma de 100° y 350° C, que marcan transformaciones mineralógicas y reológicas bien conocidas. Según estos autores la baja temperatura de la litosfera oceánica (véase 1.1) extendería el comportamiento frágil a mayores profundidades (~ 30 km), lo que daría una interfaz de anchura entre 80 y 100 km según el segmento ($\sim 15 - 20$ hasta $90 - 110$ km de la MAT), con su límite inferior bajo el continente (Fig. 4). Posteriormente Manea *et al.* (2004) han ampliado el límite inferior de este modelo a la isoterma de 450° C, obteniendo un buen acuerdo entre la extensión de la interfaz y las facies metamórficas del *slab*. En ambos casos dicho límite coincidiría con la intersección del *Moho* continental.

Estos modelos difieren de otros previos que limitaban la anchura de la interfaz a un máximo de 80 km (*e.g.*, Singh *et al.*, 1985; Singh y Mortera, 1991). En cualquier caso la anchura del segmento sísmico de la interfaz resulta pequeña comparada con otras zonas como Chile o Alaska, lo que confiere al margen mexicano una menor magnitud máxima esperable. Para explicar este hecho se ha propuesto que los grandes terremotos *intraslab* podrían desacoplar parcialmente la zona inferior de la interfaz.

Otra posible explicación que ha cobrado importancia recientemente es que parte de la interfaz pudiera deslizarse asísmicamente, como han sugerido diversos estudios a partir de datos de deformación de GPS en Japón y Cascadia (*e.g.*, Hirose *et al.*, 1999; Dragert *et al.*, 2001; Miller *et al.*, 2002). Estos *sismos silenciosos* (*silent-slip events*) también se han detectado en México, en concreto en Guerrero, midiéndose notables deslizamientos asísmicos de hasta M_w 7.6 (*e.g.*, Lowry *et al.*, 2001; Kostoglodov *et al.*, 2003; Iglesias *et al.*, 2004; Yoshioka *et al.*, 2004). Iglesias *et al.* (2004) sugieren que la zona acoplada podría extenderse unos 150 km a lo largo del buzamiento, lo que está de acuerdo con los resultados de Currie *et al.* (2002). Por su parte, Manea *et al.* (2004) extienden dicha zona hasta 180-205 km de la fosa (más de 100 km tierra adentro), y correlacionan la zona asísmica con el comportamiento dúctil de minerales de alta presión.

Según este nuevo modelo la deformación durante el periodo intersísmico se acumularía sobre toda esta zona, de modo que parte se liberaría en episodios recurrentes de deslizamiento asísmico (*creep*) en una porción de la interfaz y parte en terremotos interplaca en otra porción. Esta hipótesis, pese a aumentar la superficie acoplada, no aumenta la magnitud máxima esperada, pero sin embargo podría modificar sustancialmente los periodos de recurrencia estimados. Yoshioka *et al.* (2004) coinciden con este planteamiento y señalan además que, en función de la profundidad mínima hasta la que se extendiera el deslizamiento asísmico, el tiempo de recurrencia se podría acortar (en caso de que alcanzara la parte más somera de la interfaz) o alargar. En consecuencia, es preciso seguir analizando este tipo de eventos con objeto de estimar correctamente el riesgo sísmico en la región.

2 Movimiento fuerte en la zona de subducción mexicana: estado del conocimiento

2.1 Redes sísmicas de movimiento fuerte

Los importantes daños causados por la sismicidad de subducción en México han motivado desde hace mucho tiempo el uso de instrumentación de movimiento fuerte. La instalación de estos equipos comenzó en 1960, tras el destructivo terremoto de San Marcos de 1957 ($M_w = 7.8$), que originó graves daños en Ciudad de México. Aunque el número de acelerómetros creció progresivamente, no fue hasta 1985, con la instalación de la *Red Acelerográfica de Guerrero (GAA)* (Anderson *et al.*, 1994, 2006), cuando se comenzó a registrar de forma extensiva los movimientos cerca de la fuente. La introducción de instrumentos digitales en los años ochenta y de equipos de banda ancha en los noventa, junto con la gran repercusión científica y social del terremoto de Michoacán de 1985, han generado en los últimos años un considerable desarrollo de las redes permanentes de movimiento fuerte en la región en lo referente al número, cobertura y calidad de la instrumentación y de los registros.

En la actualidad existen en la región una docena de redes operadas por diversas instituciones. Estas redes reúnen más de 500 acelerómetros y equipos de banda ancha, que han proporcionado desde 1985 cerca de 13000 registros de un amplio rango de magnitudes ($3.0 < M_w < 8.0$) y distancias ($5 < R < 1000$ km). Desde 1992 este número creciente de registros se recopila en la *Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes (BMDSF)*. Los objetivos que se pretende cubrir con estas redes son básicamente:

- dar cobertura a la zona de subducción, y en especial al *gap* de Guerrero;
- estimar el movimiento en Ciudad de México y las ciudades del altiplano;
- estudiar la atenuación entre la zona de subducción y dichas ciudades.

Esta cobertura se ve reforzada con la *Red de Banda Ancha (BB-SSN)* del Servicio Sismológico Nacional¹⁸, que si bien abarca todo el país y no es estrictamente una red acelerométrica, permite obtener registros de movimiento fuerte de excelente calidad. A esto se añade su capacidad para obtener acelerogramas a grandes distancias y/o pequeñas magnitudes, condiciones en las que los acelerómetros convencionales no registran.

La Tabla 1 recopila la información básica de las principales redes de la región, entre las que figuran todas las utilizadas en este trabajo¹⁹. En las referencias de la tabla puede encontrarse la información técnica de dichas redes, y en la Figura 7 se muestra su distribución geográfica. Como puede verse, salvo por la *BB-SSN* no existe cobertura acelerométrica permanente en Jalisco, Colima, Tehuantepec y Chiapas (aunque sí hay redes sísmicas en algunas de estas regiones), y la de Michoacán es muy deficiente, por lo que sería preciso abordar progresivamente la implementación de redes en todas ellas. Asimismo la densidad de estaciones en el altiplano y en la región tras-arco es limitada, lo que dificulta el registro de la actividad *intraslab* y el uso de sistemas de alerta para la misma, como se discute en **2.5**.

Tabla 1. Principales redes de movimiento fuerte operativas en el centro de México

Red	Inicio	Ests.	Institución	Fuente
Acelerográfica de Guerrero (<i>GAA</i>)	1985	30	II-UNAM, <i>URN</i>	Anderson <i>et al.</i> , 1994, 2006
Acel. del Valle de México (<i>RAVM</i>)	1987	115	CIRES	http://www.cires.org.mx
Acelerográfica de Acapulco (<i>RAA</i>)	1987	6	II-UNAM	Almora <i>et al.</i> , 1999
Acel. de la Ciudad de Puebla (<i>RACP</i>)	1987	9	II-UNAM	Almora <i>et al.</i> , 1999
De Atenuación (<i>RA</i>)	1991	6	CENAPRED	http://www.cenapred.unam.mx
De Banda Ancha (<i>BB-SSN</i>)	1992	23	IGF-UNAM	Pacheco y Singh, 1998
Acelerográfica de Oaxaca (<i>RAO</i>)	1994	23	II-UNAM	Alcántara <i>et al.</i> , 2000

Finalmente debe destacarse la reciente puesta en marcha del proyecto *MASE*²⁰, consistente en la instalación de un centenar de estaciones de banda ancha desde Acapulco, en la costa del Pacífico, hasta Tampico, a orillas del Golfo de México, y que se espera proporcione valiosos registros durante el año en el que se mantendrá operativo (para más información véase <http://www.tectonics.caltech.edu/mase/>).

2.2 Terremotos interplaca

Como se ha mencionado en el apartado anterior, a raíz del terremoto de Michoacán de 1985, el más destructivo en México del siglo pasado, se produjo un fuerte impulso en el estudio de la sismicidad interplaca en la región. Gracias a él en las dos últimas décadas se ha avanzado notablemente en todos los campos relacionados con esta sismicidad. Por ello en este apartado se recogen únicamente algunos de los resultados más relevantes, agrupándolos temáticamente.

2.2.1 Fuente

El análisis detallado de la fuente sísmica de estos terremotos ha permitido comprender mejor las propiedades de propagación y emplazamiento en el Valle de México que se refieren en **2.2.2** y **2.2.3**. Por un lado, y al margen de la radiación anormalmente alta mostrada por el terremoto de Michoacán en 0.3-0.7 Hz (*e.g.*, Campillo *et al.*, 1989), los sismos interplaca generan muy eficientemente ondas superficiales, principalmente como fase *Lg* (véase nota 9, Capítulo 2). Por otro lado, diversos trabajos han señalado que el *FS* de la fuente de estos sismos muestra un nivel menor al esperado por el modelo ω^{-2} a frecuencias entre f_c y 1 Hz (*e.g.*, Anderson *et al.*, 1986; Singh *et al.*, 1988a, 1989; Castro *et al.*, 1990). Singh *et al.* (1990) señalan que el modelo ω^{-2} no parece adecuado para magnitudes moderadas y grandes ($M_w > 6$) por debajo de 4 Hz, y trabajos posteriores consideran que el decaimiento a esas frecuencias se aproximaría más a un modelo ω^{-1} (Castro *et al.*, 1990; Singh y Ordaz, 1994).

Igualmente parece mayoritaria la observación de caídas de esfuerzos relativamente bajas (20-100 bares) frente a otras zonas de subducción (*e.g.*, Anderson *et al.*, 1986; Singh *et al.*, 1989, 2000c; Castro *et al.*, 1990; Humphrey y Anderson, 1994). Algunos de estos mismos autores, sin embargo, sugieren valores mayores (100-150 bares) para los sismos de menor magnitud ($M_w < 6$) (Singh *et al.*, 1990; Humphrey y Anderson, 1994; Castro *et al.*, 1995), y también señalan posibles diferencias de $\Delta\sigma$ entre diferentes zonas del margen convergente.

¹⁸ *Broadband - Seismological Service Network*.

¹⁹ Para las restantes redes acelerométricas regionales véase Quaas *et al.* (1993) o Alcántara *et al.* (2000).

²⁰ *MesoAmerican Subduction Experiment* (Experimento de Subducción Centroamericano).

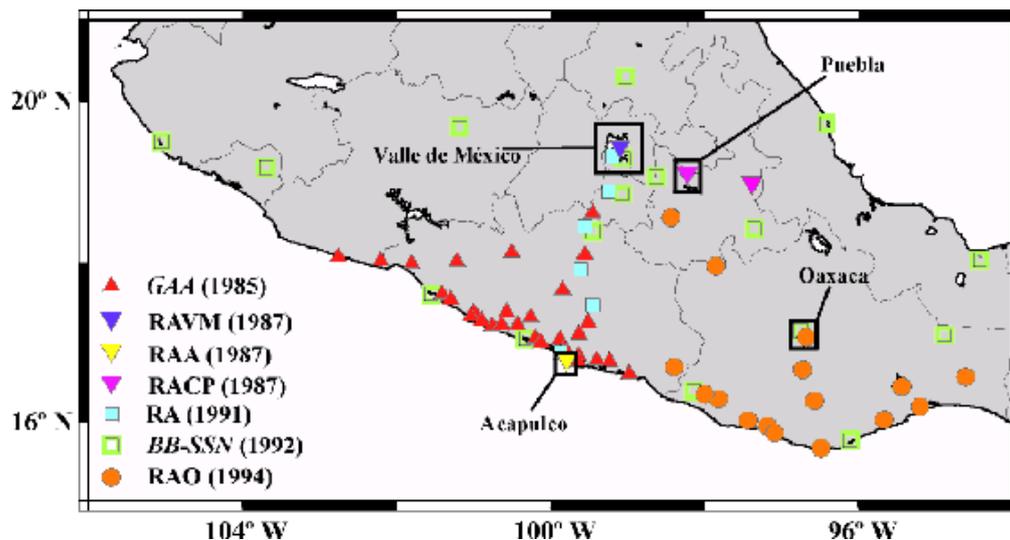


Figura 7: Distribución geográfica de las principales redes de movimiento fuerte operativas en el centro de México (véase la Tabla 1). Los recuadros marcan el Valle de México y las ciudades de Acapulco, Oaxaca y Puebla, donde se concentran numerosas estaciones que no han sido representadas individualmente.

Para poder confirmar este aspecto, sin embargo, deberían resolverse dos cuestiones. La primera es el papel de la corrección de alta frecuencia (κ) en el valor de $\Delta\sigma$ calculado, dada la íntima correlación entre ambos (véase Capítulo 2, apartado 1.2.3). Humphrey y Anderson (1994) y Purvance y Anderson (2003) han estudiado detenidamente este parámetro en México; sus resultados sugieren una posible dependencia de κ con la zona de estudio, así como con M_w , lo que dificulta notablemente la comparación de las $\Delta\sigma$ obtenidas en diferentes trabajos. Pérez-Campos *et al.* (2003), por su parte, han mostrado claramente la importancia de emplear κ en el cálculo de la energía radiada a distancias regionales, que de otro modo se sobrestima fuertemente (Singh y Ordaz, 1994).

La segunda cuestión es si las diferencias en las diversas zonas podrían estar relacionadas con la complejidad de la ruptura. En 1.2 se comentó que el patrón de la ruptura en Oaxaca parece ser bastante más simple que el observado en Michoacán y Jalisco (Nishenko y Singh, 1987; Singh y Mortera, 1991). En concreto, la radiación en forma de ondas superficiales es mucho mayor que como ondas internas para el tramo Jalisco-Guerrero, mientras que en Oaxaca los sismos interplaca muestran una *STF* más sencilla, con mayor proporción de radiación de alta frecuencia (Singh y Mortera, 1991), lo que podría relacionarse con la presencia de un menor o mayor número de heterogeneidades (*asperezas*) en el plano de falla y, a su vez, con la caída de esfuerzos en las mismas.

2.2.2 Propagación y atenuación

Resumir los avances en el análisis de la propagación y atenuación de los eventos interplaca es relativamente complejo, dado que en las últimas décadas se han elaborado numerosos estudios locales y regionales. En la Tabla 2 y la Figura 8 se sintetizan las características principales de aquellos trabajos de los que se ha reunido información suficiente²¹. Para una discusión más detallada sobre los estudios más relevantes se remite a García (2001) y Ottemöller *et al.* (2002).

Los primeros trabajos se basaron mayoritariamente en campañas de réplicas o de sismica, concentradas sobre pequeñas porciones de costa y en perfiles paralelos o perpendiculares a la misma (Fig. 8). En estos trabajos el factor de sitio era por lo común desconocido, al tratarse de emplazamientos temporales. Por el contrario, la tendencia actual, favorecida por la instalación de las nuevas redes y el consiguiente incremento de datos, se dirige hacia estudios de carácter regional con estaciones permanentes, a menudo acelerométricas. Este enfoque es el más indicado para poder aplicar los resultados a la estimación de movimientos futuros mediante *RVT* o al cálculo de la peligrosidad sísmica. En una línea paralela merece mencionarse el trabajo de Ottemöller *et al.* (2002), aplicación regional de las técnicas de tomografía sísmica al estudio de la atenuación en México.

²¹ Algunos trabajos han sido consultados pero no incluidos en la Tabla 2 por referirse a eventos corticales en el *MVB* u ofrecer resultados no representables mediante un factor de calidad, *Q* (*e.g.*, Canas, 1986; Shapiro *et al.*, 2000a).

Tabla 2. Características principales de los estudios sobre atenuación en el centro-sur de México más representativos de los últimos años.

N ^o	Referencia	Región	Fecha	Evs. ^a	M	H	Ests./Red ^b	N ^o reg.	R, km ^c	Fase	f, Hz	$G(R)$ ^d	Q
1	Acosta, 1980	Oaxaca	-	-	-	-	1 / t di	-	-	coda	1-25	-	$45f^{0.99}$
2	Rodríguez et al., 1983	Guerrero	03-04/79	32 r	2.6-4.6	8-33	2 / t di	32	< 70	coda	1.5-24	R^{-1}	$47f^{0.87}$
3	Mahdyiar, 1984	Guerrero-Mich.	03-04/79	38 r	1.5-4.3	10-40	24 / t an,di	73	15-145	S	1-25	-	$87f^{0.78}$
4	Novelo et al., 1985, 1990	Guerrero	03-04/79	36 p r	2.5-3.5	0-15	2 / t an	36	30-70	coda	3-20	-	$175f^{1.33}$
5	Rodríguez, 1985	Oaxaca	-	- r	-	-	-	-	-	coda	0.5-30	-	$80f^{0.88}$
6	Rebollar y Álvarez, 1987	Guerrero	-	- r	-	-	-	-	-	coda	3-24	-	$29f^{1.01}$
7	Canas et al., 1988	Oax.-Chiapas	06-12/80	18	< 5.0	33-100	1 / SSN <i>sp</i> an	18	150-850	Lg	0.7-1.7	$R^{-5/6}$	$208f^{0.4}$
8	Castro et al., 1990	Guerrero	02/86-04/89	9	4.0-6.9	12-36	19 / GAA	59	13-133	S	0.1-40	$R^{-1} R^{-0.5}$	$278f^{0.92} 96f^{0.96}$
9	Singh et al., 1990	Guerrero	21/09/85	1	7.6	22	6 / GAA	6	108-221	S	0.3-20	R^{-1}	$100f^{1.0}$
10	Rebollar et al., 1991	Oaxaca	12/78	54 r	< 4.9	10-50	5 / t <i>sp</i> an,di	97	15-90	S	8-25	-	$91 < Q < 547$
11	Flores, 1992	Guerrero	-	-	-	-	-	-	-	coda	1	-	$20 < Q < 70$
12	Ordaz y Singh, 1992	Guerrero	09/85-05/90	8	5.1-8.0	16-37	31 / GAA	93	20-323	S	0.2-10	OS92 ¹	$273f^{0.66}$
13a	Castro y Munguía, 1993	Oaxaca	12/78	7 r	3.4-4.4	13-34	3 / t di	21	19-76	P	1-30	$R^{-1} R^{-0.5}$	$22f^{0.97} 19f^{0.93}$
S										"	"	$56f^{1.01} 46f^{0.88}$	
14	Chávez et al., 1993	Tehuantepec	1986	85	2.8-4.5	≥ 50	9 / t di	117	-	coda	1.5-24	-	$60 < Q < 168$
15	Valdés, 1993	Guerrero	-	- r	-	-	- / t di	-	-	coda	1-32	-	$82f^{0.77}$
16a	Domínguez et al., 1997	Gue.-Veracruz	05/91-07/94	43	4.1-6.5	5-78	15 / varios ²	80	285-640	Lg	2-7	$R^{-0.883}$	$134f^{0.83}$
b		Oax.-Veracruz								S	"	"	$59f^{0.81}$
17a	Yamamoto et al., 1997	Jalisco-Mich.	10/90-12/94	34	3.9-6.3	5-100	1 / BB-SSN	101	155-526	coda Lg	0.5-2	-	$200f^{0.77}$
b		Guerrero								"	"	$178f^{0.67}$	
c		Oaxaca								"	"	$195f^{0.75}$	
d		MVB								"	"	$324f^{0.90}$	
18	Cárdenas et al., 1998	Gue.-Morelos	1992-1993 ^{3a}	3+1	<0 y 5.5	0 y 16	30 / varios ^{3b}	22+12	10-300 ^{3c}	S	0.5-5	OS92 ¹	$617 < Q < 800$
19a	Margerin et al., 1999	Oaxaca	-	23	4.0-5.6	0-84	2 / BB-SSN	23	< 95	coda	1-15	-	$\sim 250f^{0.45}$
b		Guerrero								-	4.1-6.5	4-70	2 / BB-SSN
20	Nava et al., 1999	Jalisco-Colima	10/95	35 r	2.0-4.6	15-45	1 / t di <i>sp</i>	35	3-60	S	3-40	R^{-1}	$261.4 + 3.2R$
21	Novelo y Valdés, 2000	Guerrero	1979	97 r	1.3-3.9	5-40	51 / t di	97	5-320	coda	6-24	-	$875 < Q < 4000$
22a	Ottemöller et al., 2002	Promedio	10/95-06/00	92	4.5-6.7	< 35	18 / BB-SSN	591	≥ 200	Lg	0.2-8	OS92 ¹	$204f^{0.85}$
b		Guerrero								"	"	$193f^{0.87}$	
c		Terr. Mixteco								"	"	$228f^{0.89}$	
d		MVB								"	"	$226f^{0.49}$	
e		Golfo México								"	"	$170f^{0.92}$	
23	Ortega et al., 2003	MVB	1994-2001	360	<4 ^{4a}	0-85	13 / varios ^{4b}	1220	0-250	S	0.7-7	^{4c}	$180f^{0.66}$

^a Número de eventos. p: precursores de un principal; r: réplicas (n^o 2, 3, 4, 15 y 21: 14/03/79 M_w 7.4; n^o 6: 07/06/82 M_w 6.9; n^o 10 y 13: 29/11/78 M_w 7.8; n^o 20: 09/10/95 M_w 8.0).

^b Número de estaciones / Características de las redes y estaciones. t: red temporal (si es permanente se da su nombre); *sp*: *short-period* (periodo corto, 1 Hz); an: analógica; di: digital.

^c Rango de distancia abarcado por los datos.

^d Expansión geométrica (sin las constantes introducidas para garantizar la continuidad de la función). Algunos estudios de coda no usan forma individual para $G(R)$.

¹ Expansión geométrica con la siguiente forma: $R^{-1} \forall R \leq 100$; $R^{-0.5} \forall R > 100$.

² Este estudio hace uso de una estación del *BB-SSN* (LVIG), una acelerográfica y un *array* en torno a la estación de *BB*.

³ ^a Este estudio emplea 3 cargas submarinas (1992) y 1 sismo (05/93). ^b 18 t *sp* + 12 *GAA*. ^c 20-300 + 10-140.

⁴ ^a 357 sismos de $M < 4$ y 3 de M_w 5.2, 5.9 y 6.9. ^b 11 RSVM (Red Sísmica Valle de México) *sp* + 2 *BB-SSN*. ^c R^{-1} , $R < 100$; $R^{-0.2}$, $100 < R < 150$; $R^{-0.5}$, $R > 150$.

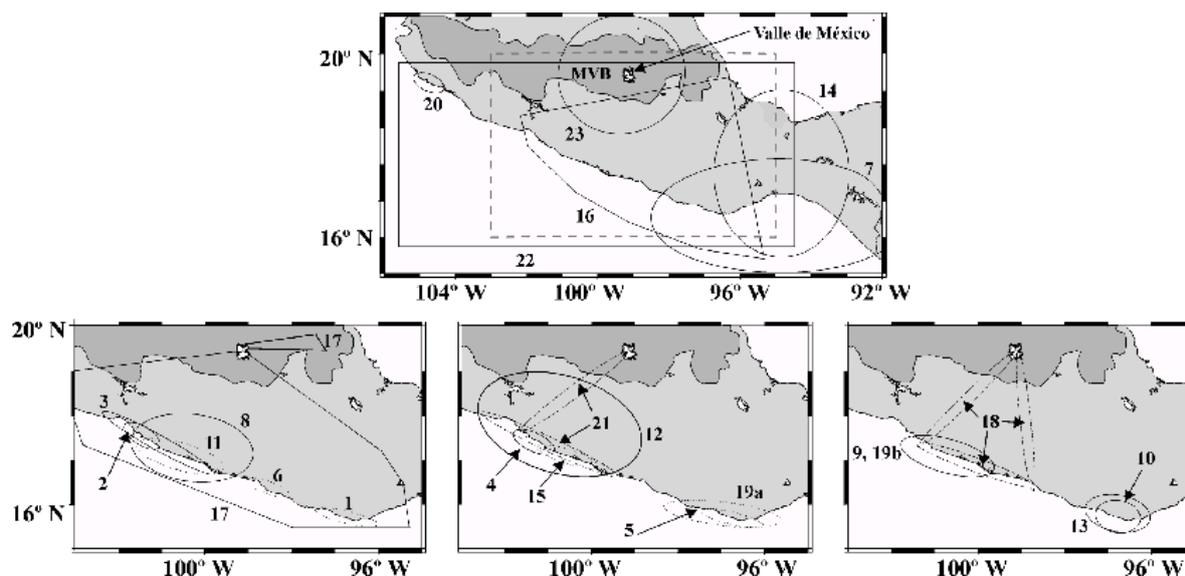


Figura 8: Región aproximada que abarcan los estudios de la Tabla 2 (los números se corresponden con los de la tabla). Mapa superior: trabajos regionales o que analizan áreas fuera del recuadro señalado en trazo discontinuo. Mapas inferiores: representación a menor escala de la zona contenida en dicho recuadro. En trazo discontinuo se muestran las áreas de aquellos estudios cuya extensión no se conoce con exactitud, y con rayas y puntos las líneas de atenuación de perfiles sísmicos.

La limitación geográfica y la incertidumbre sobre los emplazamientos condiciona la utilidad de muchos de los resultados de la Tabla 2. Además, la diversidad de fases analizadas (P , S , Lg , coda), trayectorias consideradas, terrenos atravesados, y rangos de frecuencia (mayoritariamente >1 Hz), distancia y magnitud de los datos hace difícil extraer conclusiones globales. En todo caso, los trabajos reseñados coinciden por lo común en varios aspectos fundamentales a escala regional, algunos característicos de un margen tectónicamente activo:

- la atenuación regional es elevada, especialmente en la costa ($Q \sim 100 - 300$ para $f = 1$ Hz);
- Q depende fuertemente de f , y en concreto de modo bastante lineal para $f > 1$ Hz;
- los procesos de esparcimiento predominan por debajo de 5-8 Hz;
- existen problemas para caracterizar la atenuación por debajo de 1 Hz ($Q < 0$ en algunos trabajos);
- el MVB presenta una elevada atenuación;
- existe cierta controversia sobre el comportamiento de la atenuación: (a) paralela y perpendicularmente a la costa, y (b) en diferentes terrenos tectonoestratigráficos.

La Figura 9 ilustra varios de estos aspectos comparando el factor de calidad Q de algunos de los trabajos de la Tabla 2.

Dejando a un lado la posible influencia de la dirección de las trayectorias en la atenuación, que se trata en el siguiente epígrafe, el problema de la variación de Q con el terreno atravesado es difícil, dada la compleja geología regional. Castro *et al.* (1994) realizaron un interesante estudio comparativo de los trabajos hasta esa fecha y concluyeron que la atenuación observada en Guerrero era, en contra de lo esperado, menor que la de Oaxaca (Fig. 9c y 9d). Sin embargo, sus intentos por relacionar esto con la edad, flujo térmico, deformación, contenido en fluidos y otros rasgos de cada área fueron infructuosos. Posteriores trabajos han señalado diferencias significativas en la atenuación de las ondas a través de los diferentes terrenos tectonoestratigráficos (*e.g.*, Domínguez *et al.*, 1997; Yamamoto *et al.*, 1997). Ottemöller *et al.* (2002) han encontrado que las variaciones de Q_{Lg} se hallan directamente relacionadas con la variación de la estructura cortical en los diferentes terrenos de la región. Además sus resultados sugieren mayor atenuación en Guerrero, como cabría esperar de un terreno que ha sufrido colisión tectónica más reciente. Pese a ello, esta cuestión permanece aún abierta.

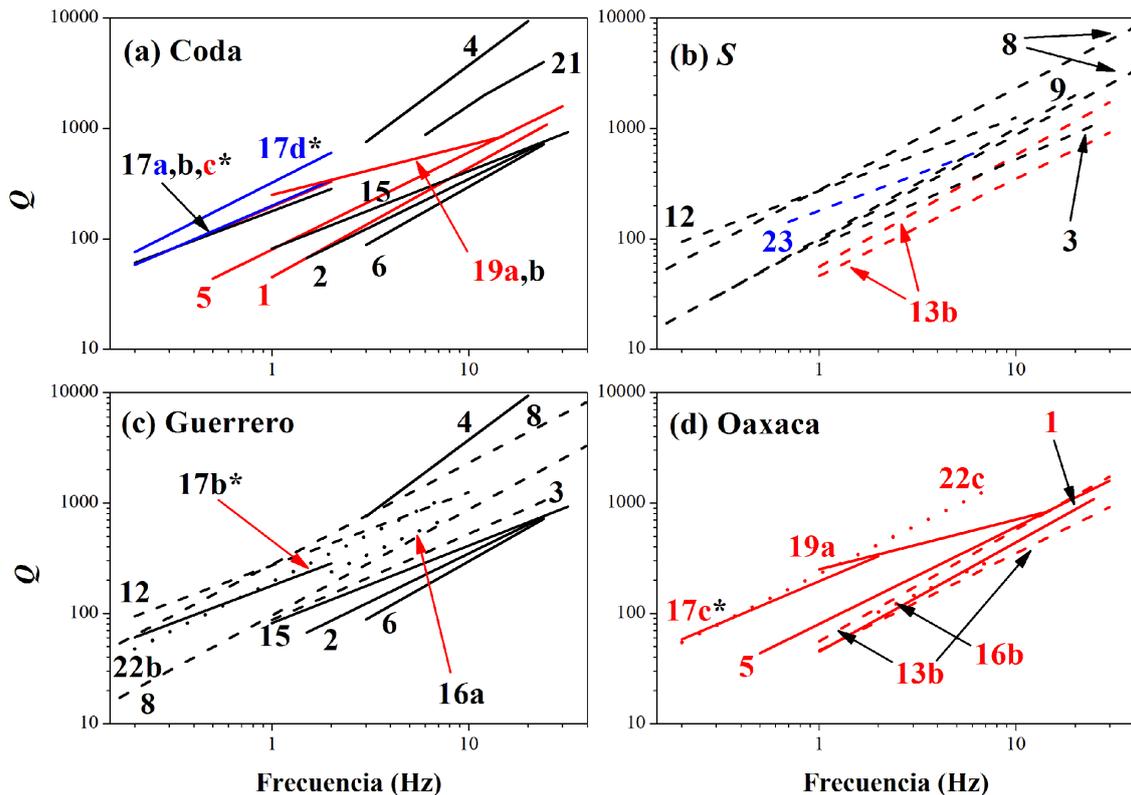


Figura 9: Factor de calidad, Q , obtenido por algunos de los trabajos de la Tabla 2 (no se muestran todos). Se comparan trabajos que analizan (a) las ondas de coda (trazo continuo); (b) la fase S (trazo discontinuo); (c) trayectorias en Guerrero (negro); (d) trayectorias en Oaxaca (rojo). En trazo punteado se representan los estudios sobre la fase Lg (el estudio 17 analiza la coda Lg -marcado con *-), y en azul los resultados de zonas fuera de Guerrero y Oaxaca. Para los estudios 8 y 13b se muestran dos curvas, ya que utilizan dos expansiones geométricas distintas.

Al margen de las diferentes características de los estudios, parte de las discrepancias entre estos trabajos provienen de la complejidad inherente a la propagación de los sismos interplaca. Esta complejidad se debe a la fuerte heterogeneidad cortical resultante del proceso de subducción. Dicha heterogeneidad juega un papel determinante en dos escalas:

- *localmente*, en el área próxima a la fuente, donde la ubicación del foco resulta crítica para excitar más o menos modos de vibración;
- *regionalmente*, donde la presencia del *slab* y de fuertes heterogeneidades laterales condicionan el desarrollo de la fase Lg .

A escala local la profundidad y posición del foco respecto al *Moho* es clave para la generación eficiente de la fase Lg (Singh *et al.*, 1988a; Campillo *et al.*, 1989; Cárdenas *et al.*, 1997; Furumura y Kennett, 1998). Por otra parte, Shapiro *et al.* (2000b) han demostrado que en sismos bajo el prisma de acreción éste puede actuar como guía de ondas, atrapando una considerable cantidad de energía en las trayectorias a lo largo de la costa. En este caso se generan trenes de ondas tipo coda de notable amplitud y duración que siguen a la llegada de las ondas superficiales. Este fenómeno se debe al fuerte contraste de constantes elásticas que representa el prisma de acreción, y sin embargo no parece producirse para aquellos sismos generados en la zona continental de la interfaz, para los que dominan los periodos relativamente cortos de las fases *Love* y *Rayleigh*.

A escala regional diversos trabajos teóricos han demostrado que la fase Lg , especialmente importante entre 0.1 y 5 Hz, constituye la forma más eficiente de propagación de la energía sísmica para las trayectorias hacia el interior del continente hasta distancias de varios cientos de kilómetros. Esto es consecuencia del efecto de guía de ondas del *slab* en la dirección del buzamiento y el entrapamiento

de la energía en los niveles corticales superficiales debido al fuerte contraste de velocidades en la discontinuidad de *Conrad* (e.g., Furumura y Kennett, 1998; Furumura y Singh, 2002). Todo ello conduce a una notable modificación del patrón de radiación original de la fuente y a una progresiva transferencia de la energía a niveles más superficiales de la corteza, reforzando la amplitud en superficie a grandes distancias. Como consecuencia la fase *Lg*, junto con la *Sn*, es la onda dominante a partir de 100-150 km de distancia, y forma un tren de gran duración y amplitud. Ambas propiedades resultan ser muy sensibles a las variaciones laterales y superficiales de la estructura, al tiempo que bastante insensibles a los detalles de la fuente (Furumura y Kennett, 1998). Esta dependencia podría ser la causa principal de las diferencias observadas en la atenuación de las trayectorias hacia el interior y a lo largo de la costa, que se discuten a continuación. En cualquier caso el resultado es que la *PGV* y la amplitud del *FS* a bajas frecuencias simuladas por estos autores apenas decae desde 100-150 km hasta alcanzar el *MVB*.

La controversia sobre la atenuación a lo largo de la costa y tierra adentro. Varios de los estudios listados previamente analizan la atenuación de los eventos interplaca a lo largo de la costa y hacia el interior del continente. Aunque de éstos la mayoría apoya la posibilidad de que la primera sea mayor que la segunda (e.g., Valdés *et al.*, 1987; Gutiérrez y Singh, 1988; Singh *et al.*, 1988a; Cárdenas *et al.*, 1994, 1998; Ottemöller *et al.*, 2002; Cárdenas y Chávez, 2003), algunos no han hallado diferencias significativas entre ambos tipos de trayectoria (e.g., Ordaz y Singh, 1992; Novelo y Valdés, 2000).

Como se ha señalado, las simulaciones teóricas demuestran que la fase *Lg* puede propagarse muy eficientemente hacia el interior del continente, favorecida por el efecto de guía del *slab* y la existencia de una corteza lo suficientemente potente (Furumura y Kennett, 1998; Furumura y Singh, 2002). Estos mismos autores, en cambio, no observan este comportamiento para las trayectorias costeras, para las que la *Lg* se atenúa rápidamente, lo que achacan al escaso espesor cortical bajo la costa (~ 20 km), que facilitaría la pérdida de energía hacia la placa oceánica.

Aunque las simulaciones no parecen dejar lugar a dudas, empíricamente el problema no está resuelto por completo. La razón es que las posibles diferencias de atenuación según la dirección de las trayectorias quedan enmascaradas o distorsionadas por cuatro causas:

- la disparidad de criterios empleados en los estudios de atenuación;
- la notable dispersión de los datos costeros;
- las posibles diferencias de atenuación en los diferentes terrenos tectonoestratigráficos;
- el uso en numerosos trabajos de estaciones tierra adentro sobre el *MVB*, que presenta evidentes efectos de amplificación (véase 2.2.3).

Esta aparente controversia sobre la atenuación según la dirección de las trayectorias es uno de los aspectos que se pretende resolver en este trabajo.

2.2.3 El problema del Valle de México, el *MVB* y los terremotos interplaca

El Valle de México, ubicado en el centro del *MVB*, presenta un subsuelo cuyas características geotécnicas lo hacen especialmente vulnerable a cargas sísmicas. Para los fines de la ingeniería sísmica la Ciudad de México se divide en tres zonas: (a) la *zona de lomas*, formada por materiales volcánicos (coladas y tobas); (b) la *zona de lago*, que consiste en depósitos de arcillas expansivas saturadas en agua y arenas, producto de la desecación de los antiguos lagos; y (c) una *zona de transición* entre ambas, compuesta por arenas aluviales, limos y arcillas. La anómala respuesta de estos suelos ante la carga sísmica, y en concreto la gran amplificación de la zona de lago respecto a la de lomas (en torno a 50 para $f \sim 0.2-0.7$ Hz), se conoce desde mediados del siglo XX.

La especial incidencia a estas frecuencias de los terremotos interplaca ha causado históricamente cuantiosas pérdidas humanas y materiales. Por ello, como se mencionó en 1.4, la proximidad del *gap* de Guerrero constituye una amenaza de primer orden para los más de veinte millones de habitantes de Ciudad de México. Estos factores, junto con la posibilidad de que se repitiera un evento cortical a escasa distancia ($R \sim 100$ km), como el sismo de Acambay de 1912 (M_w 6.9), motivaron que desde mediados del siglo pasado se prestara un gran interés hacia los movimientos fuertes en el valle, que se ha traducido en dos hechos:

- creación de una amplia base de acelerogramas en Ciudad de México desde los años sesenta;
- instalación de la RAVM, con más de 110 instrumentos digitales en la actualidad (véase 2.1).

Tras el devastador terremoto de 1985 se redoblaron los esfuerzos para estimar el movimiento en el valle, dando como primer resultado la elaboración de un nuevo código sismorresistente (Rosenblueth *et al.*, 1989). En dicho código el espectro de diseño engloba los *RS* esperados para un evento interplaca de M_w 8.2 a 250 km de distancia, un *intraslab* de M_w 6.5 a 80 km, un cortical de M_w 7.0 a 80 km y un sismo local de M_w 4.7 a 11 km. Desde entonces, se han seguido diversas vías de estudio.

Por una parte, numerosos trabajos han ahondado en el análisis de las anómalas características del subsuelo (*e.g.*, Bard *et al.*, 1988; Sánchez-Sesma *et al.*, 1988; Singh *et al.*, 1988b; Kawase y Aki, 1989; Singh y Ordaz, 1993; Chávez-García y Bard, 1994; Ordaz y Faccioli, 1994; Barker *et al.*, 1996; Iida, 1999; Shapiro *et al.*, 2001). Sus resultados muestran que en la zona de lago, debido al bajo amortiguamiento y la fuerte impedancia entre su suelo extremadamente poco competente y la roca volcánica circundante, se produce un aumento de la amplitud (principalmente entre 0.3-0.5 Hz), pero también de la duración de la vibración, que es la principal causa de los fuertes daños generados a las estructuras. Otro resultado clave es la observación de que la zona de lomas también muestra una notable amplificación respecto a emplazamientos fuera del valle (Singh *et al.*, 1988b, 1995; Ordaz y Singh, 1992).

Además diversos trabajos demuestran que esta amplificación no se da únicamente en el Valle de México, sino en toda la cuenca vulcanosedimentaria del *MVB*. El tren de ondas generado por un evento interplaca, principalmente la fase *Lg* entre 0.2 y 2 Hz, sufre un notable aumento de su amplitud y duración a baja frecuencia al penetrar en el *MVB* por efecto de la amplificación, el esparcimiento y las conversiones *SP* en las capas de baja velocidad de éste (*e.g.*, Campillo *et al.*, 1989; Shapiro *et al.*, 1997; Furumura y Kennett, 1998; Cárdenas y Chávez, 2003). Como consecuencia, la energía se ve confinada en los niveles más superficiales y se refuerza la fase *Rayleigh*, responsable de la sacudida principal en el *MVB*, mientras que la fase *Lg* se debilita drásticamente tras su paso por el *MVB*. Más aún, Shapiro *et al.* (2002) han demostrado recientemente que, para modelar las anormales duraciones experimentadas en el Valle de México, debe considerarse toda la estructura regional, incluidos el prisma de acreción y la capa de agua.

Por lo tanto, la particular incidencia de los terremotos interplaca sobre Ciudad de México se debe al efecto combinado de una radiación en la fuente importante a bajas frecuencias, una difracción y canalización significativa de dichas frecuencias a lo largo del *MVB* y un reforzamiento final de las mismas al penetrar en la cuenca del Valle de México.

Por otra parte, en los últimos veinte años se han desarrollado numerosas relaciones de movimiento fuerte específicas para el Valle de México y el *MVB* (*e.g.*, Bufaliza, 1984; Castro *et al.*, 1986, 1988; Singh *et al.*, 1987; Ordaz *et al.*, 1988, 1994; Reyes, 1998; Ortega *et al.*, 2003). A causa de las particulares características de esta zona dichas ecuaciones, que constituyen la mayoría de las existentes hasta la fecha en México, no son extrapolables a emplazamientos fuera del *MVB*. Por lo general estas ecuaciones calculan el movimiento esperable en un sitio de referencia, *Ciudad Universitaria (CU)*, en la zona de lomas. Para estimar el movimiento en la zona de lago se han determinado funciones de transferencia empíricas CU-sitio para un centenar de emplazamientos en todo el valle. De este modo, en la actualidad basta conocer el *FS* en CU para obtener el *RS* en cualquier otro lugar del valle vía *RVT* y la aplicación de interpolaciones (*e.g.*, Singh *et al.*, 1988c, 2003; Ordaz *et al.*, 1994; Reinoso y Ordaz, 1999). Este procedimiento es la base del *Programa Z*, código de computación empleado en el diseño de estructuras para la obtención de *RS* específicos para cada emplazamiento dentro de Ciudad de México.

Finalmente, otra vía ha consistido en simular mediante la técnica de *EGF* el movimiento esperable ante la ruptura del *gap* de Guerrero. Los movimientos esperables varían en función del estilo de ruptura supuesto (un único evento de M_w 8.2 – 8.4, varios eventos de M_w 7.0 – 7.6, etc.), pero la probabilidad de que éstos sean superiores a los experimentados durante 1985 es significativa (Kanamori *et al.*, 1993; Ordaz *et al.*, 1995).

2.2.4 Estimación de movimientos fuertes fuera del *MVB*

La imposibilidad de utilizar las relaciones de movimiento fuerte para CU en emplazamientos fuera del *MVB* significa que la mayor parte de los avances realizados en esta materia en las últimas décadas no son aplicables a la extensa región comprendida entre la costa y el *MVB*. Dicha región, aunque menos poblada que el Valle de México, sufre periódicamente daños importantes como consecuencia de la actividad interplaca, mucho más próxima geográficamente.

A excepción de algunos informes técnicos sobre el espectro de respuesta y de diseño en la ciudad de Acapulco, los escasos trabajos existentes se centran mayoritariamente en establecer ecuaciones para los parámetros pico *PGA* y *PGV* (Mahdyiar *et al.*, 1986; Anderson y Quaas, 1988; Ordaz *et al.*, 1989;

Anderson y Lei, 1994; Anderson, 1997). Las relaciones propuestas utilizan datos de la *GAA*, por lo que en principio son sólo aplicables al estado de Guerrero, lo que representa otra limitación.

Fruto de la gran cantidad de registros próximos ($R < 30$ km) aportada por la *GAA*, otros trabajos han estimado leyes de escalamiento de los parámetros pico con M_w (Singh *et al.*, 1989; Gaite, 2005). Este enfoque tiene la ventaja de evitar la contribución del medio, por lo que se obtiene un conocimiento más preciso del comportamiento de estos parámetros con el tamaño del sismo.

Los resultados de ambos tipos de estudios revelan que la *PGA* en México para sitios duros alcanza valores relativamente bajos en comparación con otras zonas de subducción similares (*e.g.*, Anderson *et al.*, 1986), y muestra saturación en torno a $0.5g$ para $M_w \sim 5.5$ (Singh *et al.*, 1989). Para *PGV* y *PGD*, sin embargo, no parece existir saturación hasta al menos $M_w 8.0$ (Gaite, 2005).

2.3 Terremotos *intraslab*

El avance en el conocimiento de la sismicidad *intraslab* y los movimientos fuertes generados por ella ha sido mucho menor que el referido a la interplaca. Esto se ha debido a la conjunción de varios factores: su menor riesgo sísmico aparente para la Ciudad de México, su menor frecuencia temporal y magnitud esperable, y su mayor profundidad, que dificulta su registro. Sin embargo, desde 1994 se ha producido un incremento notable de la actividad *intraslab*, especialmente de sismos moderados y grandes ($M_w \geq 6.5$), lo que, junto a la mejora mencionada de las redes, ha aumentado significativamente el número de registros disponibles. Todo ello ha motivado un renovado esfuerzo conjunto en la comprensión de esta sismicidad, en el que se encuadra parte de los resultados de este trabajo.

2.3.1 Fuente

Los estudios sobre las características de la fuente de los terremotos *intraslab* en los últimos años se han centrado fundamentalmente en tres aspectos:

- comprender la dinámica de la ruptura y los parámetros macrosísmicos de la misma;
- analizar la relación entre la ocurrencia de eventos *intraslab* y el estilo de la subducción;
- explorar la posible interacción espacial y temporal entre los eventos *intraslab* e interplaca.

Estos trabajos han mostrado que los eventos *intraslab* moderados suelen presentar áreas de ruptura bastante limitadas a lo largo del buzamiento y desarrolladas principalmente en rumbo, lo que genera en ocasiones efectos de directividad destacables (*e.g.*, Singh *et al.*, 1999, 2000a; Iglesias *et al.*, 2002; Anderson *et al.*, 2006). La actividad de réplicas, por su parte, suele desarrollarse hacia la zona más somera de la ruptura (*e.g.*, Hernández *et al.*, 2001), y por lo general resulta reducida (*e.g.*, Rebollar *et al.*, 1999b; Singh *et al.*, 2006a). Las inversiones realizadas sugieren patrones de ruptura complejos, donde asperezas de pequeña extensión concentrarían la caída de esfuerzos dinámica (*e.g.*, Mikumo *et al.*, 2000; Hernández *et al.*, 2001).

En cuanto al espectro de la radiación sísmica, varios autores han señalado que éste se desvía respecto al modelo ω^{-2} a frecuencias intermedias para algunos eventos grandes (*e.g.*, Cocco *et al.*, 1997; Singh *et al.*, 2000a), mientras otros han obtenido buenos ajustes a dicho modelo para eventos moderados (*e.g.*, Pacheco y Singh, 1995; Rebollar *et al.*, 1999b; Iglesias *et al.*, 2002). En cualquier caso, parece común la obtención de elevadas caídas de esfuerzo suponiendo un modelo ω^{-2} , lo que podría justificar la observación de que los terremotos *intraslab* muestran isosistas que cubren áreas más amplias que los interplaca (Singh *et al.*, 1980b) y parecen más energéticos a altas frecuencias que los segundos (*e.g.*, Singh *et al.*, 1999; Iglesias *et al.*, 2002).

Por otro lado, la ubicación de sismos *intraslab* próximos a la línea de costa ($R \sim 30$ km) parece ser más frecuente de lo que se creía, y ha sido explicada mediante dos mecanismos no excluyentes referidos en **1.3**: la doble flexión del *slab* a poca profundidad, que podría ser la causa de la generación de esfuerzos distensivos en la base del mismo (Cocco *et al.*, 1997; Gardi *et al.*, 2000), y la transferencia de esfuerzos cosísmicos tras grandes terremotos interplaca (*e.g.*, Singh *et al.*, 1985; Mikumo *et al.*, 1999, 2002; Santoyo *et al.*, 2005). En el primer mecanismo jugaría un papel determinante el grado de desacoplamiento de la interfaz durante los terremotos interplaca y la relajación de esfuerzos viscoelásticos en el manto, mientras el *slab pull* quedaría relegado a un papel secundario en la subducción somera. El segundo mecanismo explicaría tanto la ocurrencia de eventos *intraslab* moderados en el inicio del ciclo sísmico como su ubicación justo bajo la interfaz.

Ambos mecanismos podrían revertir en parte la secuencia espacial y temporal de terremotos *intraslab* durante el ciclo sísmico aceptada usualmente (véase **1.1**).

2.3.2 Propagación y atenuación

A diferencia de la sismicidad interplaca, existen muy pocos trabajos que analicen las particulares características de propagación de los sismos *intraslab*. Únicamente las simulaciones numéricas de Furumura y Kennett (1998) y Furumura y Singh (2002) han arrojado luz sobre esta cuestión. Estos autores han comprobado que el patrón de ondas de estos eventos es totalmente diferente al de los interplaca: la fase dominante es la *S* directa (*Sn*), mientras que la *Lg* y la *SmS*²² presentan amplitudes muy débiles, incluso aunque la fuente excite frecuencias muy bajas. Esto genera un decaimiento con la distancia simple ($1/R$) para cualquier distancia de la fuente y una duración de la coda mucho menor que la observada en el caso interplaca. Según estas simulaciones la amplitud del *FS* de los sismos *intraslab* a bajas frecuencias a ~ 300 km sería unas diez veces menor que para los interplaca. Este comportamiento se mantendría incluso dentro del *MVB*, donde aparentemente la incidencia casi vertical de las ondas procedentes de estos eventos profundos limitaría los efectos de dispersión y amplificación del tren de ondas.

Verificar o rechazar con resultados empíricos las conclusiones de estos autores es otra de las cuestiones que se analizan en este trabajo.

Posteriormente a la publicación de los primeros resultados de este trabajo, Castro y Ruiz-Cruz (2005) han propuesto un factor de calidad de $Q = 416f^{0.7}$ ($0.25 < f < 25$ Hz) para la región de Oaxaca, a partir de los datos del terremoto de 1999 (M_w 7.5). Por otra parte, Singh *et al.* (2006b) han realizado una estimación preliminar de la atenuación en la cuña del manto a partir de los registros de terremotos relativamente profundos ($H > 100$ km). Como era esperable, sus resultados indican una fuerte atenuación de los registros que alcanzan la región tras-arco, aunque aún se requiere un análisis más detallado con nuevos datos.

2.3.3 Estimación de movimientos fuertes

Una de las consecuencias más relevantes de la escasez de registros *intraslab* hasta hace poco tiempo es la casi completa ausencia de relaciones de movimiento fuerte. Los trabajos existentes hasta la fecha son estudios preliminares de la *PGA*, basados en conjuntos de datos muy reducidos (Singh *et al.*, 1999, 2000a; Iglesias *et al.*, 2002). Estos trabajos han observado que la *PGA* estimada para los eventos *intraslab* es superior a la de los interplaca para una misma M_w y R , dada la mayor dependencia con M_w obtenida para los primeros (Iglesias *et al.*, 2002). Asimismo Singh *et al.* (1980b) observaron que, para una misma magnitud, el área de daños, estimada según la zona de *MMI*²³ IV-VI, era notablemente mayor para los *intraslab* que para los interplaca, y que esta diferencia no podía explicarse por la mayor profundidad de los primeros. Análogamente Furumura y Singh (2002) han notado cómo el movimiento del suelo a 2-3 Hz es significativamente superior en estos eventos.

Para analizar la incidencia de estos sismos sobre el Valle de México, Pacheco y Singh (1995) y Singh *et al.* (1996), a falta de otros datos, han simulado posibles movimientos futuros a través de la *RVT* y la técnica de *EGF*. Estos autores concluyen que los sismos *intraslab*, aunque en ocasiones fuertemente sentidos en Ciudad de México, parecen mostrar en dicha cuenca un *FS* con menor contenido en bajas frecuencias ($f < 1$ Hz) que los interplaca, lo que reduciría su posible daño para las edificaciones altas. A frecuencias superiores, sin embargo, estos autores han notado que los niveles esperables podrían superar los de los interplaca, con la consiguiente amenaza para las edificaciones de escasa altura. En todo caso, esta menor incidencia a bajas frecuencias sugiere que, a tenor de lo visto en **2.2.3**, el efecto de sitio de los sismos *intraslab* en el Valle de México es probablemente menor que el de los interplaca (Pacheco y Singh, 1995; Furumura y Singh, 2002).

En esta misma línea Iglesias *et al.* (2002), a partir de datos recientes del sismo *intraslab* más próximo registrado en Ciudad de México (M_w 5.9; $R \sim 140$ km), han simulado los efectos de un hipotético evento de M_w 7.3 a 200 km de la ciudad. Sus resultados, además de confirmar la ausencia de efecto de sitio significativa para estos eventos en el valle, muestran movimientos esperados que superarían los establecidos por el código sismorresistente actual a casi todas las frecuencias, y en especial a las más altas. Estos autores subrayan la escasa base empírica disponible para los sismos *intraslab* en el momento de la elaboración de dicho código. Por este motivo plantean que la peligrosidad sísmica de dichos eventos podría haberse subestimado para las poblaciones del altiplano mexicano, y sugieren su reevaluación.

²² Reflexiones múltiples entre la superficie libre y el *Moho*.

²³ *Modified Mercalli Intensity* (Intensidad de Mercalli Modificada).

2.4 Sismos lentos y *tsunamis*

Otro de los campos en los que se ha avanzado en México recientemente es el de los *sismos lentos* (*slow-slip events*), dada la ocurrencia de varios grandes eventos de este tipo (M_w 6.7 – 8.0) en la última década. Shapiro *et al.* (1998) han demostrado que estos sismos, cuyo epicentro se halla próximo a la fosa, presentan un *FS* deficitario en altas frecuencias en comparación con los eventos interplaca típicos, más próximos a la costa²⁴. Este hecho podría reflejar la combinación de una ruptura lenta con una elevada atenuación en los sedimentos saturados en agua próximos a la fuente. Las principales consecuencias de este déficit de altas frecuencias son:

- las estimaciones de M_s son considerablemente menores que las de M_w (Shapiro *et al.*, 1998),
- la *PGA* de estos eventos es menor de lo esperable según su magnitud M_w (Iglesias *et al.*, 2003).

Estas características tienen importantes implicaciones prácticas. De un lado, la disparidad $M_s - M_w$ es un rasgo definitorio de los *sismos tsunami*²⁵, eventos de subducción próximos a la fosa caracterizados por producir *tsunamis* mucho mayores que lo que se esperaría por su magnitud M_s . Basándose en esta idea Shapiro *et al.* (1998) han propuesto un método para determinar el potencial *tsunamigénico* de un evento midiendo el déficit de altas frecuencias del *FS*. Este método tiene la ventaja de requerir una única estación de *BB* localizada cerca de la costa y de consumir muy poco tiempo, por lo que su implementación podría ser útil en un sistema de alerta global (véase 2.5).

De otro lado, Iglesias *et al.* (2003) han señalado que, si bien este tipo de eventos provoca bajas aceleraciones en tierra, con lo cual es menos probable que causen daños, por otra parte tienen más probabilidad de resultar *tsunamigénicos* y de que el consiguiente *tsunami* pueda no ser alertado, precisamente debido a las bajas *PGA* registradas. Estos resultados abogan por una separación de los sismos próximos a la fosa a efectos de estimación de la peligrosidad sísmica, e introducen el debate sobre el adecuado diseño de sistemas de alerta, que se trata en el siguiente apartado.

2.5 Sistemas de alerta sísmica en México

El elevado riesgo sísmico que amenaza la Ciudad de México ha motivado el desarrollo de un *Sistema de Alerta Sísmica (SAS)* en la región: desde 1991 está operativo el SAS de Ciudad de México (Espinosa-Aranda *et al.*, 1995)²⁶.

Este sistema aprovecha la relativa lejanía ($R \sim 300$ km) de los terremotos interplaca con el fin de alertar a la población con un tiempo prudencial (~ 60 s) sobre la llegada de una elevada carga sísmica. Para ello utiliza 15 acelerómetros distribuidos a lo largo del *gap* de Guerrero. Estos equipos registran el movimiento, estiman su M_w probable mediante un algoritmo que considera los primeros segundos de la fase *S* y calculan la *PGA* esperada en CU (Valle de México) a través de una relación de movimiento fuerte. En caso de que al menos dos estaciones superen cierto umbral de magnitud el sistema dispara una alerta en la ciudad, cuya difusión varía según el umbral ($M_w > 5$ ó 6). Junto con esto el SAS lleva aparejado un proyecto educativo para instruir a la población del Valle de México en la materia (Espinosa-Aranda y Rodríguez, 2003).

Indudablemente, este sistema constituye un gran avance en la lucha contra la amenaza sísmica, que ya ha difundido alertas generales en varios eventos fuertemente sentidos. Pese a ello, se requiere mejorar su limitada cobertura geográfica, que no considera sismos interplaca fuera de Guerrero y excluye todos los *intraslab*, y reducir su elevada tasa de fallos (falsas alarmas o incorrecta predicción de los movimientos esperables en CU).

Por todo ello, Iglesias (2004) ha propuesto recientemente la implementación de un nuevo algoritmo para reducir el número de fallos. Según este autor el uso de la a_{rms} de los primeros segundos de la *S* de los registros costeros filtrados se correlaciona mejor con la *PGA* esperable en CU que el algoritmo actual. Las razones son: (a) que dicha banda de frecuencias coincide con la crítica para la zona de lago del Valle de México, (b) que la a_{rms} da cuenta del aumento de la duración del movimiento fuerte con M_w , y (c) que el uso de relaciones de $M_w - PGA$ no es del todo fiable, dada la saturación de este parámetro descrita en 2.2.4.

²⁴En Guerrero, por ejemplo, la fosa se halla a unos 100 km de la costa.

²⁵*Tsunami earthquakes*.

²⁶Además, desde 2003 se encuentra también operativo el *Sistema de Alerta Sísmica de la ciudad de Oaxaca, SASO* (<http://www.cires.org.mx>).

Para completar la mejora del SAS, este mismo autor sugiere una posible vía de ampliación para cubrir la zona de subducción completa (Colima-Oaxaca) y la actividad *intraslab* relativamente alejada de Ciudad de México, permitiendo aún tiempos de anticipación de 45-55 s según la ubicación del evento.

Estas propuestas podrían mejorar notablemente la eficiencia actual del sistema. No obstante, y suponiendo que se lleve a cabo su implementación, quedan aún cuestiones por resolver respecto a la alerta sísmica en la región.

Por un lado seguiría sin resolverse la cuestión de los eventos *intraslab* más próximos ($R < 200$ km) al Valle de México, así como la posible ocurrencia de un hipotético evento cortical muy próximo ($R \sim 100$ km). No en vano se ha señalado que 6 de los 10 eventos que generaron mayor *PGA* en CU en el periodo 1985-2005 fueron *intraslab* (Iglesias, 2004). En este sentido actualmente se investigan algoritmos de discriminación de la magnitud aún más rápidos, como aquellos basados en los primeros segundos de la onda *P* (e.g., Tsuboi *et al.*, 2002; Allen y Kanamori, 2003).

Por otro lado, la escasa *PGA* registrada en los sismos lentos (véase 2.4) impide su detección por medio del SAS en su forma actual, lo que representa una amenaza ante su potencial *tsunamigénico*. Por ello otra línea de trabajo en curso estudia la implementación de un sistema de alerta de *tsunamis* basado en los resultados mencionados en el apartado anterior.

Referencias

- Acosta, J. (1980), Estudio de Atenuación de Ondas Sísmicas en el Área del Terremoto de Oaxaca del 30 de Noviembre de 1978, *Tesis de Maestría* pp Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 71 pp. [Citado por Castro *et al.*, 1994]
- Alcántara, L. N., Javier, C., Vidal, A., Espinosa, J. M., Quaas, R., Guevara, E., y Ramírez, M. (2000), *Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes, Vol. 2 (CD)*, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, A.C., México, D.F.
- Allen, R. M. y Kanamori, H. (2003), The Potential for Earthquake Early Warning in Southern California, *Science* **300**(5620), 786–789. doi:10.1126/science.1080912.
- Almora, D., Alcántara, L., Quaas, R., Macías, M. A., Vázquez, R., Velasco, J. M., Torres, M., Pérez, C., Castro, G., Ylitalurri, J. G., Ayala, M., Sandoval, H., y Vázquez, E. (1999), *La Red Acelerográfica del Pacífico para el Estudio de los Temblores en la Zona de Subducción Mexicana. Operación Durante 1999*, Technical report, II-UNAM, México D.F.
- Anderson, J. G. (1997), Nonparametric Description of Peak Acceleration Above a Subduction Thrust, *Seism. Res. Lett.* **68**(1), 86–93.
- Anderson, J. G., Alcántara, L., Almora, D., Quaas, R., Brune, J. N., Singh, S. K., Castro, G., Vázquez, E., Ayala, M., Velasco, J. M., Torres, M., Pérez, C., Vázquez, R., Macías, M. A., y Ruiz, A. L. (2006), Guerrero Accelerograph Network: Highlights from 20 Years of Operation, *8th US Nat. Conf. Earthq. Eng.* p. (enviado). (disponible en <http://www.seismo.unr.edu/guerrero/>)
- Anderson, J. G., Bodin, P., Brune, J. N., Prince, J., Singh, S. K., Quaas, R., y Oñate, M. (1986), Strong Ground Motion from the Michoacan, Mexico, Earthquake, *Science* **233**(4768), 1043–1049.
- Anderson, J. G., Brune, J., Prince, J., Quaas, R., Singh, S. K., Almora, D., Bodin, P., Oñate, M., Vázquez, R., y Velasco, J. M. (1994), The Guerrero Accelerograph Network, *Geof. Int.* **33**(3), 341–371.
- Anderson, J. G. y Lei, Y. (1994), Nonparametric Description of Peak Acceleration as a Function of Magnitude, Distance, and Site in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**(4), 1003–1017.
- Anderson, J. G. y Quaas, R. (1988), The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - Effect of Magnitude on the Character of Strong Ground Motion: An Example from the Guerrero, Mexico Strong Motion Network, *Earthq. Spectra* **4**(3), 635–646. doi:10.1193/1.1585494.
- Arzate, J. A., Mareschal, M., y Livelybrooks, D. (1995), Electrical Image of the Subducting Cocos Plate from Magnetotelluric Observations, *Geology* **23**(8), 703–706. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0703:EIOTSC>2.3.CO;2.
- Astiz, L. y Kanamori, H. (1986), Interplate Coupling and Temporal Variation of Mechanisms of Intermediate-Depth Earthquakes in Chile, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**(6), 1614–1622.
- Bandy, W., Mortera, C., Urrutia-Fucugauchi, J., y Hilde, T. W. C. (1995), The Subducted Rivera-Cocos Plate Boundary: Where is It, What is It, and What is its Relationship to the Colima Rift?, *Geophys. Res. Lett.* **22**(22), 3075–3078. doi:10.1029/95GL03055.
- Bard, P. Y., Campillo, M., Chávez-García, F. J., y Sánchez-Sesma, F. (1988), The Mexico Earthquake

- of September 19, 1985; a Theoretical Investigation of Large- and Small-Scale Amplification Effects in the Mexico City Valley, *Earthq. Spectra* **4**(3), 609–633. doi:10.1193/1.1585493.
- Barker, J. S., Campillo, M., Sánchez-Sesma, F. J., Jongmans, D., y Singh, S. K. (1996), Analysis of Wave Propagation in the Valley of Mexico from a Dense Array of Seismometers, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**(6), 1667–1680. [Citado por Shapiro et al., 2002]
- Bufaliza, M. (1984), Atenuación de Intensidades Sísmicas con la Distancia en Sismos Mexicanos, *Tesis de Maestría*, pp Universidad Nacional Autónoma de México. 94 pp. [Citado por Singh et al., 1988c]
- Burbach, G. V., Frohlich, C., Pennington, W. D., y Matumoto, T. (1984), Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate, *J. Geophys. Res.* **89**(B9), 7719–7735.
- Campa, M. F. y Coney, P. J. (1983), Tectono-stratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico, *Can. J. Earth Sci.* **20**(6), 1040–1051.
- Campillo, M., Gariel, J. C., Aki, K., y Sánchez-Sesma, F. J. (1989), Destructive Strong Ground Motion in Mexico City: Source, Path, and Site Effects During Great 1985 Michoacan Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**(6), 1718–1735.
- Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N., Pacheco, J., y Herrmann, R. B. (1996), Crustal Structure South of the Mexican Volcanic Belt, Based on Group Velocity Dispersion, *Geof. Int.* **35**(4), 361–370.
- Canas, J. A. (1986), Estudio del Factor Anelástico Q de la Coda de los Terremotos Correspondientes a las Regiones Central y Oriental del Eje Volcánico de México, *Geof. Int.* **25**(4), 503–520.
- Canas, J. A., Pujades, L., y Egozcue, J. (1988), Atenuación Anelástica Q y Atenuación de las Ondas Lg en la Región Oaxaca-Chiapas del Sur de México, *Rev. Geofísica* **44**(2), 129–134.
- Cárdenas, M. y Chávez-García, F. J. (2003), Regional Path Effects on Seismic Wave Propagation in Central Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(3), 973–985. doi:10.1785/0120020083.
- Cárdenas, M., Chávez-García, F. J., y Gusev, A. (1997), Regional Amplification of Ground Motion in Central Mexico. Results from Coda-Length Magnitude Data and Preliminary Modelling, *J. Seismology* **1**(4), 341–355. doi:10.1023/A:1009738406881.
- Cárdenas, M., Lermo, J., y Núñez-Cornú, F. (1994), Atenuación de la Energía Sísmica en el Graben de Colima, *GEOS* **14**(5), 112. [Citado por Cárdenas et al., 1998]
- Cárdenas, M., Núñez-Cornú, F., Lermo, J., Córdoba, D., y González, A. (1998), Seismic Energy Attenuation in the Region Between the Coast of Guerrero and Mexico City: Differences Between Paths Along and Perpendicular to the Coast, *Phys. Earth Pl. Int.* **105**(1), 47–57. doi:10.1016/S0031-9201(97)00073-3.
- Castro, R. R., Anderson, J. G., y Singh, S. K. (1990), Site Response, Attenuation and Source Spectra of S Waves Along the Guerrero, Mexico, Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**(6), 1481–1503.
- Castro, R. R. y Munguía, L. (1993), Attenuation of P and S Waves in the Oaxaca, Mexico, Subduction Zone, *Phys. Earth Pl. Int.* **76**(3), 179–187. doi:10.1016/0031-9201(93)90010-7.
- Castro, R. R., Munguía, L., y Brune, J. N. (1995), Source Spectra and Site Response from P and S Waves of Local Earthquakes in the Oaxaca, Mexico, Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**(3), 923–936.
- Castro, R. R., Munguía, L., Rebollar, C. J., y Acosta, J. G. (1994), A Comparative Analysis of the Quality Factor Q for the Regions of Guerrero and Oaxaca, Mexico, *Geof. Int.* **33**(3), 373–383.
- Castro, R. R. y Ruiz-Cruz, E. (2005), Stochastic Modelling of the 30 September 1999 M_w 7.5 Earthquake, Oaxaca, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**(6), 2259–2271. doi:10.1785/0120040145.
- Castro, R. R., Singh, S. K., y Mena, E. (1986), Prediction of Peak and Spectral Ground Motions at a Hill Zone Site in UNAM, Mexico City from Coastal Earthquakes, *EOS* **67**(44), 1112. [Citado por Singh et al., 1988c]
- Castro, R. R., Singh, S. K., y Mena, E. (1988), An Empirical Model to Predict Fourier Amplitude Spectra of Horizontal Ground Motion, *Earthq. Spectra* **4**(4), 675–685. doi:10.1193/1.1585497.
- Chávez, M., Gaulon, R., y Padilla, G. (1993), Coda Q in the Isthmus of Tehuantepec Region, Mexico, *Seism. Res. Lett.* **64**(1), 35.
- Chávez-García, F. J. y Bard, P. Y. (1994), Site Effects in Mexico City Eight Years After the September 1985 Michoacan Earthquakes, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **13**(4), 229–247. doi:10.1016/0267-7261(94)90028-0. [Citado por Furumura y Singh, 2002]
- Cocco, M., Pacheco, J. F., Singh, S. K., y Courboux, F. (1997), The Zihuatanejo, Mexico, Earthquake of 1994 December 10 ($M=6.6$): Source Characteristics and Tectonic Implications, *Geophys. J. Int.* **131**(1), 135–145.
- Córdoba, D., González, A., Núñez-Cornú, F., Nava, F., González, L., Blanco, M. J., Pous, J., Granel, J., Yamamoto, J., Mota, R., Castellanos, G., Sánchez, C., y Calderón, G. (1993), Structure of the Crust Along the Coast of Guerrero, Mexico, *Seism. Res. Lett.* **64**(1), 40.

- Currie, C. A., Hyndman, R. D., Wang, K., y Kostoglodov, V. (2002), Thermal Models of the Mexico Subduction Zone: Implications for the Megathrust Seismogenic Zone, *J. Geophys. Res.* **107(B12)**, 2370, doi:10.1029/2001JB000886.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., y Stein, S. (1994), Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimates of Current Plate Motions, *Geophys. Res. Lett.* **21(20)**, 2191–2194. doi:10.1029/94GL02118.
- DeMets, C. y Wilson, D. S. (1997), Relative Motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos Plates Since 0.78 Ma, *J. Geophys. Res.* **102(B2)**, 2789–2806. doi:10.1029/96JB03170.
- Dmowska, R., Rice, J. R., Lovison, L. C., y Josell, D. (1988), Stress Transfer and Seismic Phenomena in Coupled Subduction Zones During the Earthquake Cycle, *J. Geophys. Res.* **93(B7)**, 7869–7884.
- Dmowska, R., Zheng, G., y Rice, J. R. (1996), Seismicity and Deformation at Convergent Margins Due to Heterogeneous Coupling, *J. Geophys. Res.* **101(B2)**, 3015–3029. doi:10.1029/95JB03122.
- Dobson, D. P., Meredith, P. G., y Boon, S. A. (2002), Simulation of Subduction Zone Seismicity by Dehydration of Serpentine, *Science* **298(5597)**, 1407–1410. doi:10.1126/science.1075390.
- Domínguez, T., Rebollar, C. J., y Castro, R. R. (1997), Regional Variations of Seismic Attenuation of *Lg* Waves in Southern Mexico, *J. Geophys. Res.* **102(B12)**, 27501–27509. doi:10.1029/97JB02332.
- Dragert, H., Wang, K., y James, T. S. (2001), A Silent Slip Event on the Deeper Cascadia Subduction Interface, *Science* **292(5521)**, 1525–1528. doi:10.1126/science.1060152. [Citado por Yoshioka et al., 2004]
- Engdahl, E. R. y Villaseñor, A. (2002), Global Seismicity: 1900–1999, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. A, Cap. 41, pp 665–690.
- Espinosa-Aranda, J. M., Jiménez, A., Ibarrola, G., Alcantar, F., Aguilar, A., Hinostroza, M., y Maldonado, S. (1995), Mexico City Seismic Alert System, *Seism. Res. Lett.* **66(6)**, 42–53.
- Espinosa-Aranda, J. M. y Rodríguez, F. H. (2003), The Seismic Alert System of Mexico City, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. B, Cap. 76, pp 1253–1259.
- Ferrari, L. (2004), Slab Detachment Control on Mafic Volcanic Pulse and Mantle Heterogeneity in Central Mexico, *Geology* **32(1)**, 77–80. doi:10.1130/G19887.1.
- Ferrari, L. (2005), Las Fallas Activas de México: Estado Actual del Conocimiento, *Simposio de Sismología 20º Aniversario de los Sismos de 1985* p. México D.F. (sin publicar)
- Ferrari, L., Petrone, C. M., y Francalanci, L. (2001), Generation of Oceanic-Island Basalt-Type Volcanism in the Western Trans-Mexican Volcanic Belt by Slab Rollback, Asthenosphere Infiltration, and Variable Flux Melting, *Geology* **29(6)**, 507–510. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0507>
- Flores, A. (1992), Evolución Espacio-Temporal de la Atenuación de Ondas Sísmicas en la Costa Grande de Guerrero, *Tesis de Licenciatura* pp Universidad Nacional Autónoma de México. 96 pp. [Citado por Castro et al., 1994]
- Furumura, T. y Kennett, B. L. N. (1998), On the Nature of Regional Seismic Phases-III. The Influence of Crustal Heterogeneity on the Wavefield for Subduction Earthquakes: The 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico Earthquakes, *Geophys. J. Int.* **135(3)**, 1060–1084. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00698.x.
- Furumura, T. y Singh, S. K. (2002), Regional Wave Propagation from Mexican Subduction Zone Earthquakes; the Attenuation Functions for Interplate and Inslab Events, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92(6)**, 2110–2125. doi:10.1785/0120010278.
- Gaite, B. (2005), Escalamiento de Movimientos Fuertes en la Zona de Subducción de Guerrero (México), *Trabajo de Investigación de Tercer Ciclo* p. Universidad Complutense de Madrid. 101 pp.
- García, D. (2001), Atenuación Sísmica. Aplicación a Terremotos Intraplaca en México Central, *Trabajo de Investigación de Tercer Ciclo* p. Universidad Complutense de Madrid. 149 pp.
- García, V. y Suárez, G. (1996), *Los Sismos en la Historia de México. Tomo I*, Eds. Científicas Universitarias, México D.F. 718 pp.
- Gardi, A., Cocco, M., Negrodo, A. M., Sabadini, R., y Singh, S. K. (2000), Dynamic Modelling of the Subduction Zone of Central Mexico, *Geophys. J. Int.* **143(3)**, 809–820. doi:10.1046/j.1365-246X.2000.00291.x.
- Gutiérrez, C. y Singh, S. K. (1988), Evidencias de Amplificación de Fases Sísmicas Hacia Dentro del Continente Respecto a Trayectorias a lo Largo de la Costa del Pacífico, en México, *GEOS núm. ext. 155*, [Citado por Cárdenas et al., 1998]
- Havskov, J., Singh, S. K., y Novelo, D. (1982), Geometry of the Benioff Zone in the Tehuantepec Area in Southern Mexico, *Geof. Int.* **21(3)**, 325–330.

- Hernandez, B., Shapiro, N. M., Singh, S. K., Pacheco, J. F., Cotton, F., Campillo, M., Iglesias, A., Cruz, V., Gómez, J. M., y Alcántara, L. (2001), Rupture History of September 30, 1999 Intraplate Earthquake of Oaxaca, Mexico ($M_w=7.5$) from Inversion of Strong-Motion Data, *Geophys. Res. Lett.* **28(2)**, 363–366. doi: 10.1029/2000GL011975.
- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., y Miyazaki, S. (1999), A Slow Thrust Slip Event Following the Two 1996 Hyuganada Earthquakes Beneath the Bungo Channel, Southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.* **26(21)**, 3237–3240. doi:10.1029/1999GL010999. [Citado por Yoshioka et al., 2004]
- Humphrey, Jr., J. R. y Anderson, J. G. (1994), Seismic Source Parameters from the Guerrero Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84(6)**, 1754–1769.
- Iglesias, A. (2004), Algunos Eventos Recientes Asociados a la Brecha Sísmica de Guerrero: Implicaciones para la Sismotectónica y el Peligro Sísmico de la Región, *Tesis Doctoral* p. Universidad Nacional Autónoma de México. 96 pp.
- Iglesias, A., Cruz-Atienza, V. M., Shapiro, N. M., Singh, S. K., y Pacheco, J. F. (2001), Crustal Structure of South-Central Mexico Estimated from the Inversion of Surface-Wave Dispersion Curves Using Genetic and Simulated Annealing Algorithms, *Geof. Int.* **40(3)**, 181–190.
- Iglesias, A., Singh, S. K., Lowry, A. R., Santoyo, M., Kostoglodov, V., Larson, K. M., y Franco-Sánchez, S. I. (2004), The Silent Earthquake of 2002 in the Guerrero Seismic Gap, Mexico ($M_w=7.6$): Inversion of Slip on the Plate Interface and some Implications, *Geof. Int.* **43(3)**, 309–317.
- Iglesias, A., Singh, S. K., Pacheco, J. F., Alcántara, L., Ortiz, M., y Ordaz, M. (2003), Near-Trench Mexican Earthquakes Have Anomalously Low Peak Accelerations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93(2)**, 953–959. doi:10.1785/0120020168.
- Iglesias, A., Singh, S. K., Pacheco, J. F., y Ordaz, M. (2002), A Source and Wave Propagation Study of the Copalillo, Mexico, Earthquake of July 21, 2000 ($M_w=5.9$); Implications for Seismic Hazard in Mexico City from Inslab Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92(3)**, 1060–1071. doi:10.1785/0120010144.
- Iida, M. (1999), Excitation of High-Frequency Surface Waves with Long Duration in the Valley of Mexico, *J. Geophys. Res.* **104(B4)**, 7329–7345. doi:10.1029/1999JB900017. [Citado por Shapiro et al., 2002]
- Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., y Jödicke, H. (2000), Crustal Variations and Terrane Boundaries in Southern Mexico as Imaged by Magnetotelluric Transfer Functions, *Tectonophysics* **327(1-2)**, 1–13. doi:10.1016/S0040-1951(00)00166-9.
- Kanamori, H., Jennings, P. C., Singh, S. K., y Astiz, L. (1993), Estimation of Strong Ground Motions in Mexico City Expected for Large Earthquakes in the Guerrero Seismic Gap, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83(3)**, 811–829.
- Kawase, H. y Aki, K. (1989), A Study on the Response of a Soft Basin for Incident *S*, *P*, and Rayleigh Waves with Spectral Reference to the Long Duration Observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79(5)**, 1361–1382. [Citado por Furumura y Singh, 2002]
- Kelleher, J. y McCann, W. (1976), Buoyant Zones, Great Earthquakes, and Unstable Boundaries of Subduction, *J. Geophys. Res.* **81(B26)**, 4885–4896. [Citado por Nishenko y Singh, 1987]
- Kelleher, J., Sykes, L., y Oliver, J. (1973), Possible Criteria for Predicting Earthquake Locations and their Application to Major Plate Boundaries of the Pacific and the Caribbean, *J. Geophys. Res.* **78(B14)**, 2547–2585. [Citado por Nishenko y Singh, 1987]
- Kirby, S. H., Durham, W. B., y Stern, L. A. (1991), Mantle Phase Changes and Deep-Earthquake Faulting in Subducting Lithosphere, *Science* **252(5003)**, 216–225.
- Kirby, S. H., Engdahl, E. R., y Denlinger, R. P. (1996), Intermediate-Depth Intraslab Earthquakes and Arc Volcanism as Physical Expressions of Crustal and Uppermost Mantle Metamorphism in Subducting Slabs, en *Subduction: Top to Bottom*, G. E. Bebout, D. W. Scholl, S. H. Kirby y J. P. Platt (eds.), AGU, Washington, D.C., Vol. AGU Geophysical Monograph 96, pp 195–214.
- Kostoglodov, V. y Bandy, W. (1995), Seismotectonic Constraints on the Convergence Rate Between the Rivera and North American Plates, *J. Geophys. Res.* **100(B9)**, 17977–17989. doi:10.1029/95JB01484.
- Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., y Mena, M. (1996), Gravity and Seismicity over the Guerrero Seismic Gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.* **23(23)**, 3385–3388. doi:10.1029/96GL03159.
- Kostoglodov, V. y Pacheco, J. F. (1999), *Cien Años de Sismicidad en México. Catálogo de Sismos Moderados y Grandes Ocurridos en México durante el Siglo XX*, Technical report, Instituto de Geofísica, UNAM, México D.F.
- Kostoglodov, V. y Ponce, L. (1994), Relationship Between Subduction and Seismicity in the Mexican

- Part of the Middle America Trench, *J. Geophys. Res.* **99(B1)**, 729–742. doi:10.1029/93JB01556.
- Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, K. M., Lowry, A. R., y Bilham, R. (2003), A Large Silent Earthquake in the Guerrero Seismic Gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.* **30(15)**, 1807, doi:10.1029/2003GL017219.
- Lay, T., Astiz, L., Kanamori, H., y Christensen, D. H. (1989), Temporal Variations of Large Intraplate Earthquakes in Coupled Subduction Zones, *Phys. Earth Pl. Int.* **54(3-4)**, 258–312. doi:10.1016/0031-9201(89)90247-1.
- Lemoine, A., Madariaga, R., y Campos, J. (2002), Slab-Pull and Slab-Push Earthquakes in the Mexican, Chilean and Peruvian Subduction Zones, *Phys. Earth Pl. Int.* **132(1-3)**, 157–175. doi:10.1016/S0031-9201(02)00050-X.
- Lonsdale, P. (1991), Structural Patterns of the Pacific Floor Offshore of Peninsular California, *Am. Assoc. Petroleum Geol. Memoir* **47**, 87–125.
- Lowry, A. R., Larson, K. M., Kostoglodov, V., y Bilham, R. (2001), Transient Fault Slip in Guerrero, Southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.* **28(19)**, 3753–3756. doi:10.1029/2001GL013238.
- Mahdyiar, M. (1984), Attenuation Properties of the Petatlan Region, Mexico, and a Local Magnitude Scale for Microearthquakes in this Area, *Ph.D. thesis*, University of Wisconsin-Madison. [Citado por Mahdyiar et al., 1986]
- Mahdyiar, M., Singh, S. K., y Meyer, R. P. (1986), Moment Magnitude Scale for Local Earthquakes in the Petatlan Region, Mexico, Based on Recorded Peak Horizontal Velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76(5)**, 1225–1239.
- Malgrange, M. y Madariaga, R. (1983), Complex Distribution of Large Thrust and Normal Fault Earthquakes in the Chilean Subduction Zone, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **73(2)**, 489–505. [Citado por Lay et al., 1989]
- Manea, V. C., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C. A., y Sewell, G. (2004), Thermal Structure, Coupling and Metamorphism in the Mexican Subduction Zone Beneath Guerrero, *Geophys. J. Int.* **158(2)**, 775–784. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02325.x.
- Margerin, L., Campillo, M., Shapiro, N. M., y Tiggelen, B. V. (1999), Residence Time of Diffuse Waves in the Crust as a Physical Interpretation of Coda Q : Application to Seismograms Recorded in Mexico, *Geophys. J. Int.* **138(2)**, 343–352. doi:10.1046/j.1365-246X.1999.00897.x.
- Michaud, F., Dañobeitia, J. J., Carbonell, R., Bartolomé, R., Córdoba, D., Delgado, L., Núñez-Cornú, F., y Monfret, T. (2000), New Insights Into the Subducting Oceanic Crust in the Middle American Trench of Western Mexico (17 – 19° N), *Tectonophysics* **318(1-4)**, 187–200. doi:10.1016/S0040-1951(99)00311-X.
- Mikumo, T., Santoyo, M. A., y Singh, S. K. (2000), Dynamic Rupture and Stress Change in a Normal Faulting Earthquake in the Subducting Cocos Plate, *Geophys. J. Int.* **140(3)**, 611–620. doi:10.1046/j.1365-246X.2000.00055.x.
- Mikumo, T., Singh, S. K., y Santoyo, M. A. (1999), A Possible Stress Interaction Between Large Thrust and Normal Faulting Earthquakes in the Mexican Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89(6)**, 1418–1427.
- Mikumo, T., Yagi, Y., Singh, S. K., y Santoyo, M. A. (2002), Coseismic and Postseismic Stress Changes in a Subducting Plate: Possible Stress Interactions Between Large Interplate Thrust and Intraplate Normal-Faulting Earthquakes, *J. Geophys. Res.* **107(B1)**, 2023, doi:10.1029/2001JB000446.
- Miller, M. M., Melbourne, T., Johnson, D. J., y Sumner, W. Q. (2002), Periodic Slow Earthquakes from the Cascadia Subduction Zone, *Science* **295(5564)**, 2423. doi:10.1126/science.1071193.
- Molina-Garza, R. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1993), Deep Crustal Structure of Central Mexico Derived from Interpretation of Bouguer Gravity Anomaly Data, *J. Geodynamics* **17(4)**, 181–201. doi:10.1016/0264-3707(93)90007-S.
- Molnar, P., Freedman, D., y Shih, J. S. F. (1979), Lengths of Intermediate and Deep Seismic Zones and Temperatures in Downgoing Slabs of Lithosphere, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **56(1)**, 41–54.
- Morán, D., Corona, P., y Tolson, G. (1996), Uplift and Subduction Erosion in Southwestern Mexico Since the Oligocene: Pluton Geobarometry Constraints, *Earth Planet. Science Lett.* **141(1-4)**, 51–65. doi:10.1016/0012-821X(96)00067-2.
- Nava, F. A., García-Arthur, R., Castro, R. R., Suárez, C., Márquez, B., Núñez-Cornú, F., Saavedra, G., y Toscano, R. (1999), S Wave Attenuation in the Coastal Region of Jalisco-Colima, Mexico, *Phys. Earth Pl. Int.* **115(3-4)**, 247–257. doi:10.1016/S0031-9201(99)00114-4.
- Nava, F. A., Núñez-Cornú, F., Córdoba, D., Mena, M., Ansorge, J., González, J., Rodríguez, M., Banda, E., Mueller, S., Udías, A., García, M., y Calderón, G. (1988), Structure of the Middle America Trench in Oaxaca, Mexico, *Tectonophysics* **154(3-4)**, 241–251. doi:10.1016/0040-1951(88)90106-0.

- Nishenko, S. P. y Singh, S. K. (1987), Conditional Probabilities for the Recurrence of Large and Great Interplate Earthquakes Along the Mexican Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **77**(6), 2095–2114.
- Nixon, G. T. (1982), The Relationship Between Quaternary Volcanism in Central Mexico and the Seismicity and Structure of Subducted Ocean Lithosphere, *Geol. Soc. Am. Bull.* **93**(6), 514–523. doi:10.1130/0016-7606(1982)93<514:TRBQVI>2.0.CO;2. [Citado por Pacheco, 2002]
- Novelo, D. A., Berg, E., y Helsley, C. E. (1990), *S* Wave Coda *Q* from 3 to 20 Hz and *P* Wave *Q* for Foreshocks and Aftershocks of the Petatlan Earthquake, *J. Geophys. Res.* **95**(B4), 4787–4795.
- Novelo, D. A., Berg, E., Hsu, V., y Helsley, C. E. (1985), Time-Space Variation of Seismic *S* Wave Coda Attenuation (Q_c^{-1}) and Magnitude Distribution (b-Values) of the Petatlan Earthquake, *Geophys. Res. Lett.* **12**(11), 789–792. [Citado por Castro et al., 1994]
- Novelo, D. A. y Valdés, C. (2000), Coda Wave Attenuation Parallel and Perpendicular to the Mexican Pacific Coast, *J. South Am. Earth Sci.* **13**(4-5), 469–476. doi:10.1016/S0895-9811(00)00037-7.
- Núñez-Cornú, F. J., Marta, R. L., Nava, F. A., Reyes-Dávila, G., y Suárez-Plascencia, C. (2002), Characteristics of Seismicity in the Coast and North of Jalisco Block, Mexico, *Phys. Earth Pl. Int.* **132**(1-3), 141–155. doi:10.1016/S0031-9201(02)00049-3.
- Ohtake, M., Matumoto, T., y Latham, G. V. (1977), Seismicity Gap Near Oaxaca, Southern Mexico, as a Probable Precursor to a Large Earthquake, *Pure Appl. Geophys.* **115**(1-2), 375–385. doi:10.1007/BF01637115. [Citado por Nishenko y Singh, 1987]
- Ordaz, M., Arboleda, J., y Singh, S. K. (1995), A Scheme of Random Summation of an Empirical Green's Function to Estimate Ground Motions from Future Large Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**(6), 1635–1647.
- Ordaz, M. y Faccioli, E. (1994), Site Response Analysis in the Valley of Mexico; Selection of Input Motion and Extent of Non-Linear Soil Behaviour, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* **23**(8), 895–908.
- Ordaz, M., Jara, J. M., y Singh, S. K. (1989), Riesgo Sísmico y Espectros de Diseño en el Estado de Guerrero, en *Mem. VIII Congr. Nac. Ing. Sísmica*, Acapulco, México, pp D40–D56.
- Ordaz, M. y Singh, S. K. (1992), Source Spectra and Spectral Attenuation of Seismic Waves from Mexican Earthquakes, and Evidence of Amplification in the Hill Zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**(1), 24–43.
- Ordaz, M., Singh, S. K., y Arciniega, A. (1994), Bayesian Attenuation Regressions: An Application to Mexico City, *Geophys. J. Int.* **117**(2), 335–344.
- Ordaz, M., Singh, S. K., Reinoso, E., Lermo, J., Espinosa, J. M., y Domínguez, T. (1988), Estimation of Response Spectra in the Lake Bed Zone of the Valley of Mexico, *Earthq. Spectra* **4**(4), 815–834. doi:10.1193/1.1585504.
- Ortega, R., Herrmann, R. B., y Quintanar, L. (2003), Earthquake Ground-Motion Scaling in Central Mexico Between 0.7 and 7 Hz, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(1), 397–413. doi:10.1785/0120010279.
- Ottmöller, L., Shapiro, N. M., Singh, S. K., y Pacheco, J. F. (2002), Lateral Variation of *Lg* Wave Propagation in Southern Mexico, *J. Geophys. Res.* **107**(B1), 2008, doi:10.1029/2001JB000206.
- Pacheco, J. F. (2002), Crustal Seismicity in South-Central Mexico: Implications on the State of Stresses in the Continent, en *Actas del Simposium Cien Años de Sismología en Granada, 1^{er} Centenario del Observatorio de Cartuja (1902-2002)*, Granada, España.
- Pacheco, J. F., Bandy, W., Reyes-Dávila, G. A., Núñez-Cornú, F. J., Ramírez-Vázquez, C. A., y Barrón, J. R. (2003), The Colima, Mexico, Earthquake (M_w 5.3) of 7 March 2000: Seismic Activity Along the Southern Colima Rift, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(4), 1458–1467. doi:10.1785/0120020193.
- Pacheco, J. F., Iglesias, A., Singh, S. K., Gutiérrez, C., Espitia, G., y Alcántara, L. (2002), The 8 October 2001 Coyuca, Guerrero, Mexico Earthquake (M_w 5.9): A Normal Fault in an Expected Compressional Environment, *Seism. Res. Lett.* **73**(2), 263–264.
- Pacheco, J. F., Mortera, C. A., Delgado, H., Singh, S. K., Valenzuela, R. W., Shapiro, N. M., Santoyo, M. A., Hurtado, A., Barrón, R., y Gutiérrez, E. (1999a), Tectonic Significance of an Earthquake Sequence in the Zacoalco Half-Graben, Jalisco, Mexico, *J. South Am. Earth Sci.* **12**(6), 557–565. doi:10.1016/S0895-9811(99)00039-5.
- Pacheco, J. F. y Singh, S. K. (1995), Estimation of Ground Motions in the Valley of Mexico from Normal-Faulting, Intermediate-Depth Earthquakes in the Subducted Cocos Plate, *Earthq. Spectra* **11**(2), 233–246. doi:10.1193/1.1585813.
- Pacheco, J. F. y Singh, S. K. (1998), Source Parameters of Two Moderate Mexican Earthquakes Estimated from a Single-Station, Near-Source Recording and from MT Inversion of Regional Data: A Comparison of the Results, *Geof. Int.* **37**(2), 95–102.
- Pacheco, J. F., Singh, S. K., Reyes, G., Domínguez, J., Hurtado, A., Ramírez, C., Quintanar, L.,

- Jiménez, Z., Yamamoto, J., Gutiérrez, C., Santoyo, M., Bandy, W., Guzmán, M., y Kostoglodov, V. (1997), The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico Earthquake (M_w 8): An Aftershock Study and a Comparison of this Earthquake with Those of 1932, *Geophys. Res. Lett.* **24**(17), 2223–2226. doi:10.1029/97GL02070.
- Pacheco, J. F., Valdés, C., Delgado, H., Singh, S. K., Zúñiga, F. R., Mortera, C. A., Santoyo, M. A., Domínguez, J., y Barrón, R. (1999b), Tectonic Implications of the Earthquake Swarm of 1997 in the Michoacan Triangle, Mexico, *J. South Am. Earth Sci.* **12**(6), 567–577. doi:10.1016/S0895–9811(99)00040–1.
- Pardo, M. y Suárez, G. (1993), Steep Subduction Geometry of the Rivera Plate Beneath the Jalisco Block in Western Mexico, *Geophys. Res. Lett.* **20**(21), 2391–2394.
- Pardo, M. y Suárez, G. (1995), Shape of the Subducted Rivera and Cocos Plates in Southern Mexico: Seismic and Tectonic Implications, *J. Geophys. Res.* **100**(B7), 12357–12373. doi:10.1029/95JB00919.
- Peacock, S. M. y Wang, K. (1999), Seismic Consequences of Warm versus Cool Subduction Metamorphism: Examples from Southwest and Northeast Japan, *Science* **286**(5441), 937–939. doi:10.1126/science.286.5441.937.
- Pérez-Campos, X., Singh, S. K., y Beroza, G. C. (2003), Reconciling Teleseismic and Regional Estimates of Seismic Energy, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(5), 2123–2130. doi:10.1785/0120020212.
- Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G., y Lomas, E. (1992), Geometry and State of Stress of the Downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, *Geophys. Res. Lett.* **19**(8), 773–776.
- Prol-Ledesma, R. M., Sugrobov, V. M., Flores, E. L., Juárez, G., Smirnov, Y. B., Gorshkov, A. P., Bondarenko, V. G., Rashidov, V. A., Nedopekin, L. N., y Gavrilov, V. A. (1989), Heat Flow Variations Along the Middle America Trench, *Marine Geophys. Res.* **11**(1), 69–76. doi:10.1007/BF00286248. [Citado por Manea et al., 2004]
- Purvance, M. D. y Anderson, J. G. (2003), A Comprehensive Study of the Observed Spectral Decay in Strong-Motion Accelerations Recorded in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(2), 600–611. doi:10.1785/0120020065.
- Quaas, R., Otero, J. A., Medina, S., Espinosa, J. M., Aguilar, H., y González, M. (1993), *Base Nacional de Datos de Sismos Fuertes, Catálogo de Estaciones Acelerográficas 1960-1992*, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, A.C., México D.F. [Citado por Pérez-Campos et al., 2003]
- Rebollar, C. J. y Álvarez, R. M. (1987), Stress Drop Estimates for some Aftershocks of the Ometepec, Guerrero, Mexico, Earthquake of June 7, 1982, *Can. J. Earth Sci.* **24**(8), 1727–1733. [Citado por Castro et al., 1994]
- Rebollar, C. J., Espíndola, V. H., Uribe, A., Mendoza, A., y Pérez-Vertti, A. (1999a), Distributions of Stresses and Geometry of the Wadati-Benioff Zone under Chiapas, Mexico, *Geof. Int.* **38**(2), 95–106.
- Rebollar, C. J., Munguía, L., Reyes, A., Uribe, A., y Jiménez, O. (1991), Estimates of Shallow Attenuation and Apparent Stresses from Aftershocks of the Oaxaca Earthquake of 1978, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**(1), 99–108.
- Rebollar, C. J., Quintanar, L., Yamamoto, J., y Uribe, A. (1999b), Source Process of the Chiapas, Mexico, Intermediate-Depth Earthquake ($M_w=7.2$) of 21 October 1995, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**(2), 348–358.
- Reinoso, E. y Ordaz, M. (1999), Spectral Ratios for Mexico City from Free-Field Recordings, *Earthq. Spectra* **15**(2), 273–295. doi:10.1193/1.1586041. [Citado por Singh et al., 2003]
- Reyes, C. (1998), El Estado Límite de Servicio en el Diseño Sísmico de Edificios, *Tesis Doctoral* pp Universidad Nacional Autónoma de México. [Citado por Ordaz y Reyes, 1999]
- Rodríguez, M. (1985), Efectos de Atenuación, Fuente y Sitio de las Réplicas del Temblor de Oaxaca ($M_s=7.8$), Ocurrido el 29 de Noviembre de 1978, *Tesis de Maestría* pp Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 55 pp. [Citado por Castro et al., 1994]
- Rodríguez, M., Havskov, J., y Singh, S. K. (1983), Q for Coda Waves Near Petatlan, Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**(1), 321–326.
- Rosenblueth, E., Ordaz, M., Sánchez-Sesma, F. J., y Singh, S. K. (1989), The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - Design Spectra for Mexico's Federal District, *Earthq. Spectra* **5**(1), 273–291. doi:10.1193/1.1585523.
- Ruiz, V. C. (2003), Estudio Paleomagnético del Cinturón Volcánico Transmexicano. Implicaciones Tectónicas., *Tesis Doctoral* p. Universidad Complutense de Madrid. 248 pp.
- Sánchez-Sesma, F. J., Chávez-Pérez, S., Suárez, M., Bravo, M. A., y Pérez-Rocha, L. E. (1988), The Mexico Earthquake of September 19, 1985; on the Seismic Response of the Valley of Mexico, *Earthq. Spectra* **4**(3), 569–589. doi:10.1193/1.1585491.
- Santoyo, M. A., Singh, S. K., y Mikumo, T. (2005), Source Process and Stress Change Associated with

- the 11 January, 1997 ($M_w=7.1$) Michoacán, Mexico, Inslab Earthquake, *Geof. Int.* **44(4)**, 317–330.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C. (1993), Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico, *Geol. Soc. Am. Special Paper* **278**, 153 pp.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Margerin, L., Singh, S. K., Kostoglodov, V., y Pacheco, J. (2000a), The Energy Partitioning and the Diffusive Character of the Seismic Coda, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90(3)**, 655–665. doi:10.1785/0119990021.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Paul, A., Singh, S. K., Jongmans, D., y Sánchez-Sesma, F. J. (1997), Surface-Wave Propagation Across the Mexican Volcanic Belt and the Origin of the Long-Period Seismic-Wave Amplification in the Valley of Mexico, *Geophys. J. Int.* **128(1)**, 151–166.
- Shapiro, N. M., Olsen, K. B., y Singh, S. K. (2000b), Wave-Guide Effects in Subduction Zones: Evidence from Three-Dimensional Modelling, *Geophys. Res. Lett.* **27(3)**, 433–436. doi:10.1029/1999GL010982.
- Shapiro, N. M., Olsen, K. B., y Singh, S. K. (2002), On the Duration of Seismic Motion Incident Onto the Valley of Mexico for Subduction Zone Earthquakes, *Geophys. J. Int.* **151(2)**, 501–510. doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01789.x.
- Shapiro, N. M., Singh, S. K., Almora, D., y Ayala, M. (2001), Evidence of the Dominance of Higher-Mode Surface Waves in the Lake-Bed Zone of the Valley of Mexico, *Geophys. J. Int.* **147(3)**, 517–527. doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01508.x. [Citado por Shapiro et al., 2002]
- Shapiro, N. M., Singh, S. K., y Pacheco, J. F. (1998), A Fast and Simple Diagnostic Method for Identifying Tsunamiogenic Earthquakes, *Geophys. Res. Lett.* **25(20)**, 3911–3914. doi:10.1029/1998GL900015.
- Shurbet, D. H. y Cebull, S. E. (1984), Tectonic Interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics* **101(1-2)**, 159–165. doi:10.1016/0040-1951(84)90047-7.
- Singh, S. K., Astiz, L., y Havskov, J. (1981), Seismic Gaps and Recurrence Periods of Large Earthquakes Along the Mexican Subduction Zone; a Reexamination, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71(3)**, 827–843.
- Singh, S. K., Comte, D., y Pardo, M. (1992), Background Seismicity and Strength of Coupling in the Subduction Zones, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82(5)**, 2114–2125.
- Singh, S. K., Lermo, J., Domínguez, T., Ordaz, M., Espinosa, J. M., Mena, E., y Quaas, R. (1988b), A Study of Amplification of Seismic Waves in the Valley of Mexico with Respect to a Hill Zone Site, *Earthq. Spectra* **4(4)**, 653–673. doi:10.1193/1.1585496.
- Singh, S. K., Mena, E., Anderson, J. G., Quaas, R., y Lermo, J. (1990), Source Spectra and RMS Acceleration of Mexican Subduction Zone Earthquakes, *Pure Appl. Geophys.* **133(3)**, 447–474. doi:10.1007/BF00878000.
- Singh, S. K., Mena, E., y Castro, R. (1988a), Some Aspects of Source Characteristics of the 19 September 1985 Michoacan Earthquake and Ground Motion Amplification in and Near Mexico City from Strong Motion Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78(2)**, 451–477.
- Singh, S. K., Mena, E., y Castro, R. (1988c), Prediction of Peak, Horizontal Ground Motion Parameters in Mexico City from Coastal Earthquakes, *Geof. Int.* **27(1)**, 111–129.
- Singh, S. K., Mena, E., Castro, R., y Carmona, C. (1987), Empirical Prediction of Ground Motion in Mexico City from Coastal Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87(5)**, 1862–1867.
- Singh, S. K. y Mortera, F. (1991), Source Time Functions of Large Mexican Subduction Earthquakes, Morphology of the Benioff Zone, Age of the Plate, and their Tectonic Implications, *J. Geophys. Res.* **96(B13)**, 21487–21502.
- Singh, S. K. y Ordaz, M. (1993), On the Origin of Long Coda Observed in the Lake-Bed Strong-Motion Records of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83(4)**, 1298–1306.
- Singh, S. K. y Ordaz, M. (1994), Seismic Energy Release in Mexican Subduction Zone Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84(5)**, 1533–1550.
- Singh, S. K., Ordaz, M., Alcántara, L., Shapiro, N., Kostoglodov, V., Pacheco, J. F., Alcocer, S., Gutiérrez, C., Quaas, R., Mikumo, T., y Ovando, E. (2000a), The Oaxaca Earthquake of 30 September 1999 ($M_w=7.5$): A Normal-Faulting Event in the Subducted Cocos Plate, *Seism. Res. Lett.* **71(1)**, 67–78.
- Singh, S. K., Ordaz, M., Anderson, J. G., Rodríguez, M., Quaas, R., Mena, E., Ottaviani, M., y Almora, D. (1989), Analysis of Near-Source Strong-Motion Recordings Along the Mexican Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79(6)**, 1697–1717.
- Singh, S. K., Ordaz, M., y Pacheco, J. F. (2003), Advances in Seismology with Impact on Earthquake Engineering, en *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger (eds.), Academic Press, London, Vol. B, Cap. 66, pp 1081–1095.
- Singh, S. K., Ordaz, M., Pacheco, J. F., Quaas, R., Alcántara, L., Alcocer, S., Gutiérrez, C., Meli, R., y Ovando, E. (1999), A Preliminary Report on the Tehuacán, México Earthquake of June 15, 1999

- ($M_w=7.0$), *Seism. Res. Lett.* **70(5)**, 489–504.
- Singh, S. K., Ordaz, M., y Pérez-Rocha, L. E. (1996), The Great Mexican Earthquake of 19 June, 1858: Expected Ground Motions and Damage Scenario in Mexico City from a Similar Future Event, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86(6)**, 1655–1666.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., García, D., y Iglesias, A. (2006b), An Estimate of Shear-Wave Q of the Mantle Wedge in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **96(1)**, 176–187. doi:10.1785/0120050001.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., Mikumo, T., y Kostoglodov, V. (2000b), Intraplate Earthquakes in Central Mexico and their Relationship with Large/Great Interplate Thrust Earthquakes, *Seism. Res. Lett.* **71(2)**, 239.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., Mikumo, T., y Kostoglodov, V. (2006a), Inslab Seismicity and State of Stress in the Subducting Cocos Plate Below Central Mexico, (*en preparación*).
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., Ordaz, M., y Kostoglodov, V. (2000c), Source Time Function and Duration of Mexican Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90(2)**, 468–482. doi:10.1785/0119990081.
- Singh, S. K. y Pardo, M. (1993), Geometry of the Benioff Zone and State of Stress in the Overriding Plate in Central Mexico, *Geophys. Res. Lett.* **20(14)**, 1483–1486.
- Singh, S. K., Quaas, R., Ordaz, M., Mooser, F., Almora, D., Torres, M., y Vázquez, R. (1995), Is There Truly a 'Hard' Rock Site in the Valley of Mexico?, *Geophys. Res. Lett.* **22(4)**, 481–484. doi:10.1029/94GL03298.
- Singh, S. K., Reichle, M., y Havskov, J. (1980b), Magnitude and Epicentre Determinations of Mexican Earthquakes from Isoseismic Maps, *Geof. Int.* **19(4)**, 269–284.
- Singh, S. K., Rodríguez, M., y Espíndola, J. M. (1984), A Catalog of Shallow Earthquakes of Mexico from 1900 to 1981, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74(1)**, 267–279.
- Singh, S. K., Rodríguez, M., y Esteva, L. (1983), Statistics of Small Earthquakes and Frequency of Occurrence of Large Earthquakes Along the Mexican Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73(6)**, 1779–1796.
- Singh, S. K. y Suárez, G. (1988), Regional Variation in the Number of Aftershocks ($m_b \geq 5.0$) of Large, Subduction-Zone Earthquakes ($M_w \geq 7.0$), *Bull. Seism. Soc. Am.* **78(1)**, 230–242.
- Singh, S. K., Suárez, G., y Domínguez, T. (1985), The Oaxaca, Mexico, Earthquake of 1931: Lithospheric Normal Faulting in the Subducted Cocos Plate, *Nature* **317(6032)**, 56–58.
- Singh, S. K., Yamamoto, J., Havskov, J., Guzmán, M., Novelo, D., y Castro, R. (1980a), Seismic Gap of Michoacan, Mexico, *Geophys. Res. Lett.* **7(1)**, 69–72.
- Stolte, C., McNally, K. C., González-Ruiz, J., Simila, G. W., Reyes, A., Rebollar, C., Munguía, L., y Mendoza, L. (1986), Fine Structure of a Post-Failure Wadati-Benioff Zone, *Geophys. Res. Lett.* **13(6)**, 577–580. [Citado por Currie et al., 2002]
- Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., y David, C. (1990), Geometry of Subduction and Depth of the Seismogenic Zone in the Guerrero Gap, Mexico, *Nature* **345(6273)**, 336–338. doi:10.1038/345336a0.
- Taylor, M. A. J., Zheng, G., Rice, J. R., Stuart, W. D., y Dmowska, R. (1996), Cyclic Stressing and Seismicity at Strong Coupled Subduction Zones, *J. Geophys. Res.* **101(B4)**, 8363–8381. doi:10.1029/95JB03561.
- Tsuboi, S., Saito, M., y Kikuchi, M. (2002), Real-Time Earthquake Warning by Using Broadband P Waveform, *Geophys. Res. Lett.* **29(24)**, 2187, doi:10.1029/2002GL016101. [Citado por Iglesias, 2004]
- Urrutia-Fucugauchi, J. (1986), Crustal Thickness, Heat Flow, Arc Magmatism, and Tectonics of México. Preliminary Report, *Geof. Int.* **25(4)**, 559–573.
- Valdés, C. (1993), Seismic Structure, Scaling, Seismic Attenuation, and Gaps, Using Aftershocks from the Major 1979 Petatlán ($M_s=7.6$) Earthquake, *Ph. D. Thesis* pp University of Wisconsin–Madison. [Citado por Castro et al., 1994]
- Valdés, C. y Meyer, R. P. (1996), Seismic Structure Between the Pacific Coast and Mexico City from the Petatlán Earthquake ($M_s=7.6$) Aftershocks, *Geof. Int.* **35(1)**, 377–401.
- Valdés, C., Mooney, W. D., Singh, S. K., Meyer, R. P., Lomnitz, C., Luetgert, J. H., Helsley, C. E., Lewis, B. T. R., y Mena, M. (1986), Crustal Structure of Oaxaca, Mexico, from Seismic Refraction Measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76(2)**, 547–563.
- Valdés, C., Novelo, D., y Meyer, R. P. (1987), Contrast in Coda Q Parallel and Perpendicular to the Mexican Pacific Coast, *EOS* **68(44)**, 1362. [Citado por Cárdenas et al., 1998]
- Verma, S. P. (2000), Geochemistry of the Subducting Cocos Plate and the Origin of Subduction-Unrelated Mafic Volcanism at the Volcanic Front of the Central Mexican Volcanic Belt, *Geol. Soc. Am. Special Paper* **334**, 195–222.
- Yamamoto, J., Quintanar, L., Herrmann, R. B., y Fuentes, C. (1997), Lateral Variations of L_g Coda Q

- in Southern Mexico, *Pure Appl. Geophys.* **149(3)**, 575–599. doi:10.1007/s000240050042.
- Yoshioka, S., Mikumo, T., Kostoglodov, V., Larson, K. M., Lowry, A. R., y Singh, S. K. (2004), Interplate Coupling and a Recent Aseismic Slow Slip Event in the Guerrero Seismic Gap of the Mexican Subduction Zone, as Deduced from GPS Data Inversion Using a Bayesian Information Criterion, *Phys. Earth Pl. Int.* **146(3-4)**, 513–530. doi:10.1016/j.pepi.2004.05.006.
- Ziagos, J. P., Blackwell, D. D., y Mooser, F. (1985), Heat Flow in Southern Mexico and the Thermal Effects of Subduction, *J. Geophys. Res.* **90(B7)**, 5410–5420.

4.

**Terremotos *intraslab* de
México Central I**

Resumen (en español)

En este Capítulo se presentan los resultados de la primera parte del estudio sobre los terremotos *intraslab* del centro de México. Los objetivos que se busca alcanzar son:

- determinar las características de la atenuación del FS (expansión geométrica y atenuación anelástica);
- caracterizar el espectro de fuente (tanto su forma como la caída de esfuerzos, $\Delta\sigma$);
- estimar la amplificación debida a estos sismos en el Valle de México;
- comparar los rasgos anteriores con los ya conocidos de los terremotos interplaca.

Con ello se pretende mejorar el conocimiento acerca del movimiento generado por estos sismos, con la idea de verificar (o rechazar) las observaciones de los trabajos previos mencionados en el Capítulo 3.

Para desarrollar este análisis se escogieron 268 registros de movimiento fuerte (mayoritariamente acelerogramas) generados por 17 terremotos *intraslab* de magnitudes M_w entre 4.1 y 7.4, y profundidades focales entre 35 y 118 km (Tabla 1, Fig. 1). Estos registros proceden de estaciones de campo libre emplazadas sobre roca a distancias locales y regionales que oscilan entre 40 y 600 km (Figs. 2 y 3). El procesamiento de los datos fue muy somero para preservar su calidad. Tanto éste como el análisis posterior fueron equivalentes a los llevados a cabo por Ordaz y Singh (1992) en su estudio de los terremotos interplaca de la misma región.

Nuestros resultados indican que los terremotos *intraslab* producen movimientos del suelo más fuertes que los interplaca para una magnitud y distancia dadas. Sin embargo, el movimiento debido a los primeros decae más rápidamente con la distancia. Ambas observaciones están de acuerdo con el reciente trabajo de Atkinson y Boore (2003) sobre zonas de subducción de todo el mundo.

Las razones de este comportamiento son dos. Por una parte, si se supone una expansión geométrica de ondas internas ($G(R) = 1/R$) para los eventos *intraslab* se obtiene que, aunque el factor de calidad Q es similar para los eventos *intraslab* e interplaca (Fig. 4, Tabla 2), los primeros presentan un decaimiento más rápido por efecto de su mayor $G(R)$. Las diferencias son significativas a partir de 200 km, y aumentan con la distancia y la frecuencia (Fig. 6). La similitud de Q resulta inesperada, dadas las diferencias en las condiciones de estudio y en las características de propagación de ambos tipos de eventos. En todo caso este resultado debe considerarse con cautela, dada la fuerte correlación observada entre los términos de expansión geométrica y atenuación anelástica. Dicha correlación, sin embargo, no parece afectar a la consiguiente determinación del espectro de fuente y de $\Delta\sigma$ (Tabla 3).

Por otra parte, el espectro de fuente de los eventos *intraslab* presenta un nivel de altas frecuencias más elevado que el de los interplaca (Fig. 11), lo que explica los mayores movimientos observados. Este mayor nivel es consecuencia de la elevada caída de esfuerzos determinada para los sismos *intraslab*, cuyo valor medio para los eventos analizados es más del cuádruple del obtenido para los interplaca. Estos resultados no parecen depender de ciertas características del modelo elegido y de posibles efectos de sitio.

Respecto a la forma del espectro de fuente de los terremotos *intraslab* (Fig. 8), el modelo ω^{-2} proporciona una buena representación de la mayoría de eventos pequeños y algunos moderados ($4.1 \leq M_w \leq 6.4$). Interpretando los espectros según este modelo los resultados parecen confirmar la hipótesis de caída de esfuerzos constante (Fig. 9), si bien no puede descartarse cierta dependencia de $\Delta\sigma$ con la profundidad (Fig. 10).

Sin embargo, cerca de la mitad de los sismos analizados ($5.8 \leq M_w \leq 7.4$) presenta desviaciones importantes del modelo ω^{-2} a frecuencias intermedias. Por ello se propone un modelo de fuente alternativo caracterizado por dos frecuencias de esquina, que se relacionan con la duración en la fuente y el nivel de alta frecuencia del modelo ω^{-2} (ecs. (12) y (14); Fig. 8). Este nuevo modelo ajusta adecuadamente la mayor parte de los sismos moderados y grandes, con alguna excepción, y podría ser de utilidad en la estimación de movimientos futuros mediante el método estocástico.

Finalmente se han estimado las funciones de amplificación en los sitios más competentes (*zona de lomas*) del Valle de México (Fig. 7). Éstas son similares a las descritas para los sismos interplaca entre 0.2 y 3 Hz. Por encima de 3 Hz la deamplificación, supuestamente causada por los materiales blandos del valle, es más acusada para los sismos *intraslab*. Estos resultados empíricos parecen contradecir estudios previos basados en simulaciones numéricas.

Inslab Earthquakes of Central Mexico: Q , Source Spectra, and Stress Drop

by Daniel García, Shri Krishna Singh, Miguel Herráiz, Javier Francisco Pacheco, and Mario Ordaz

Abstract We analyze 17 intermediate-depth, normal-faulting, inslab earthquakes of Mexico ($4.1 \leq M_w \leq 7.4$; $35 \text{ km} \leq H \leq 118 \text{ km}$), recorded on hard sites at local and regional distances ($R \leq 600 \text{ km}$), to study spectral attenuation of seismic waves, quality factor Q , source spectra, and Brune stress drop. Assuming $1/R$ geometrical spreading, the quality factor is given by $Q(f) = 251f^{0.58}$. Although there is considerable uncertainty in Q due to the trade-off between geometrical spreading and Q , this uncertainty does not influence strongly the estimation of source spectra and stress drops. We find that source spectra of nine events ($4.1 \leq M_w \leq 6.4$) follow the ω^2 model, while those of the other eight ($5.8 \leq M_w \leq 7.4$) significantly deviate from it. Interpreting the high-frequency level of the source spectra with the ω^2 model yields a nearly constant stress drop, $\Delta\sigma$, with a median value of 304 bars. This is more than 4 times greater than the corresponding value for interplate earthquakes in central Mexico. The observed source acceleration spectra, $S(f)$, is, however, better fit by an empirical source spectrum characterized by two corner frequencies, f_a and f_b , such that $S(f) = f^2 M_0 / [\{1 + (f/f_a)^2\} \cdot \{1 + (f/f_b)^2\}]^{1/2}$, where $f_a = 4.962 \times 10^{10} / M_0^{0.454}$, $f_b = 4.804 \times 10^5 / M_0^{0.213}$, and M_0 is in dyne centimeters. This empirical source spectrum may be useful in predicting ground-motion parameters using stochastic methods.

Introduction

In recent years, much progress has been made toward understanding the source characteristics of interplate earthquakes of Mexico. Similarly, our knowledge of wave propagation from these events and our ability to estimate ground motions from such earthquakes have also radically improved. However, the improvement has been relatively slow for inslab earthquakes, which occur in the subducted oceanic Cocos Plate. Yet, historically, some of these earthquakes have devastated cities and towns located above the slab, in the Mexican altiplano. Some examples are the earthquake of 1858 ($M \sim 7.7$), which damaged towns in Michoacán and Mexico City (Singh *et al.*, 1996); the 1931 earthquake (M_w 7.8), which caused major destruction to the state and city of Oaxaca (Singh *et al.*, 1985); the M_w 7.0 Orizaba and Huajuapán de León earthquakes of 1973 and 1980, respectively (Singh and Wyss, 1976; Yamamoto *et al.*, 1984); and the 1999 earthquake of Tehuacán (M_w 6.9), which caused unexpectedly large damage to colonial structures in the city of Puebla (Singh *et al.*, 1999). In fact, if the Valley of Mexico, with its abnormal soil characteristics and large population, were excluded from the statistics, then the damage and the loss of lives due to interplate and inslab events in Mexico may be about equal, despite the more frequent occurrence of the former type of earthquakes.

The large damage during inslab earthquakes is, at least partly, due to the high population density of the Mexican

altiplano. Nevertheless, there is evidence that suggests that source and wave propagation characteristics of inslab events also play an important role. A comparison of modified Mercalli intensities for inslab and interplate earthquakes in Mexico shows that ground motion during the inslab events is higher than the interplate ones (Singh *et al.*, 1980). Moreover, the seismic wave fields from the two types of earthquakes significantly differ, as demonstrated by Furumura and Singh (2002).

For these reasons, it is of interest to analyze inslab events to study source spectra and to develop attenuation relations for these earthquakes. Thanks to the improvement in the seismic networks in Mexico and an enhanced inslab activity in the region since 1994, some recent inslab earthquakes have been well recorded. The data from these events have permitted detailed source studies of several of these events (e.g., Cocco *et al.*, 1997; Mikumo *et al.*, 2000; Hernandez *et al.*, 2001; Iglesias *et al.*, 2002).

In this article we focus on spectral attenuation, source spectra, and stress drops of the inslab earthquakes estimated from local and regional S waves of strong-motion recordings. From the spectral attenuation, we estimate the quality factor Q and examine the amplification at hard sites in the Valley of Mexico. We then determine the source spectra and the stress drops of the events. Finally, we compare the inslab and interplate earthquakes.

Data

The source parameters of the 17 intermediate-depth in-slab earthquakes ($4.1 \leq M_w \leq 7.4$; $35 \text{ km} \leq H \leq 118 \text{ km}$) used in this study are listed in Table 1. Figure 1 shows the epicenters and focal mechanisms of the events. These earthquakes gave rise to 268 free-field strong-motion recordings at 51 stations located on hard sites at hypocentral distances between 40 and 600 km. These stations are equipped with digital accelerographs and/or broadband seismographs. Accelerograms are available at sampling rates of 80, 100, 200, or 250 Hz. In a few cases (14% of the data), accelerations were obtained by differentiating velocities recorded at the sampling rate of 80 Hz. The choice of 600 km as the upper limit is somewhat arbitrary but includes most of the recordings and limits the study to a distance range that may be of interest to earthquake engineering. The magnitude versus distance plot, illustrated in Figure 2, summarizes the data set used.

These recordings were used to estimate spectral attenuation and source spectra. For attenuation analysis, events 4, 5, and 7 were excluded because of the small number of recordings. Event 17 was not considered because it occurred after this step of the analysis had already been completed. Figure 3 shows the epicenters, stations, and ray paths covered by the data.

Data Processing and Analysis

Data Processing

We processed all recordings in the same fashion. The horizontal components of the accelerations at each station

were windowed. The window length was chosen such that it included the main S -wave arrival and at least 85% of the total energy. The signals were then Fourier transformed by a fast Fourier transform, smoothed by a 1/6 octave-band filter, and 5% tapered. Amplitudes were then measured at 10 selected frequencies: 0.1, 0.2, 0.3, 0.6, 1, 2, 3, 6, 10, and 18 Hz. Finally, the quadratic mean of the spectral amplitude of both horizontal components at each frequency was computed.

Attenuation and Source Spectra Analysis

Our analysis follows that of Ordaz and Singh (1992; henceforth OS92) for Mexican interplate events. We assume that the far-field, point-source approximation is valid. Thus the Fourier acceleration spectral amplitude of the most intense part of the ground motion (S -wave group) of event j at station i can be written as

$$A_{ij}(f, R_{ij}) = C \cdot S_j(f) \cdot G(R_{ij}) \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R_{ij} / \beta \cdot Q(f)}, \quad (1)$$

where

$$C = \frac{R_{\theta\phi} \cdot F \cdot P \cdot (2\pi)^2}{4\pi \cdot \rho \cdot \beta^3}. \quad (2)$$

In these equations, f is frequency, R_{ij} is the hypocentral distance of the i th station with respect to j th event, $R_{\theta\phi}$ is the average radiation pattern (0.55; Boore and Boatwright, 1984), F is the free-surface amplification (2.0), P takes into account the partitioning of energy in the two horizontal components ($1/\sqrt{2}$), ρ is the density in the focal region (3.2 g/

Table 1
Source Parameters of Inslab Earthquakes Analyzed in This Study

Event No.	Date (yyymmdd)	Latitude (°N)	Longitude (°W)	H (km)	M_0 (dyne cm)	M_w	Strike (ϕ°)	Dip (δ°)	Rake (λ°)	f_c (Hz) [‡]	$\Delta\sigma$ (bars) [§]	Stations [†]
1*	940223	17.75	97.27	75	6.28×10^{24}	5.8	278	36	-83	0.855	324	8
2*	940523	18.02	100.57	50	2.77×10^{25}	6.2	273	39	-76	0.521	324	23
3*	941210	17.98	101.52	50	5.20×10^{25}	6.4	130	79	-86	0.486	494	21
4 [†]	960101	17.04	99.51	41	2.00×10^{22}	4.1	122	57	-63	4.718	173	3
5 [†]	960719	17.24	100.38	50	2.81×10^{23}	4.9	308	39	-79	2.373	310	4
6*	970111	18.34	102.58	40	6.06×10^{26}	7.1	292	82	-106	0.174	266	23
7 [†]	970519	17.28	100.45	44	9.41×10^{22}	4.6	104	75	-85	2.637	143	5
8*	970522	18.37	101.82	54	6.53×10^{25}	6.5	269	62	-96	0.345	221	21
9*	980420	18.35	101.19	64	1.01×10^{25}	5.9	290	61	-86	0.627	206	18
10*	990615	18.13	97.54	61	3.10×10^{26}	6.9	309	40	-83	0.306	733	18
11*	990621	18.15	101.70	53	3.11×10^{25}	6.3	296	32	-88	0.490	303	16
12*	990930	16.03	96.96	47	1.72×10^{27}	7.4	300	49	-78	0.167	660	25
13*	991229	18.00	101.63	50	8.29×10^{24}	5.9	122	73	-76	0.572	128	14
14*	000721	18.11	98.97	50	7.14×10^{24}	5.9	305	32	-80	0.760	258	15
15 [†]	010305	17.15	100.11	35	1.00×10^{24}	5.3	338	15	-63	1.224	151	19
16 [†]	010306	17.14	100.11	38	8.30×10^{23}	5.2	336	37	-64	1.498	230	19
17*	020130	18.15	95.98	118	9.43×10^{24}	5.9	317	63	-94	1.365	1981	16

*Location and depth from local and regional data. M_0 and focal mechanism from Harvard CMT.

[†]Location, depth, M_0 , and focal mechanism from local and regional data.

[‡]Corner frequency, f_c , estimated by fitting an ω^2 model to the source acceleration spectrum (see text).

[§] $\Delta\sigma$ computed from equation (6) assuming $\beta = 4.68 \text{ km/sec}$.

[†]Number of stations whose recordings were used in computing source spectrum.

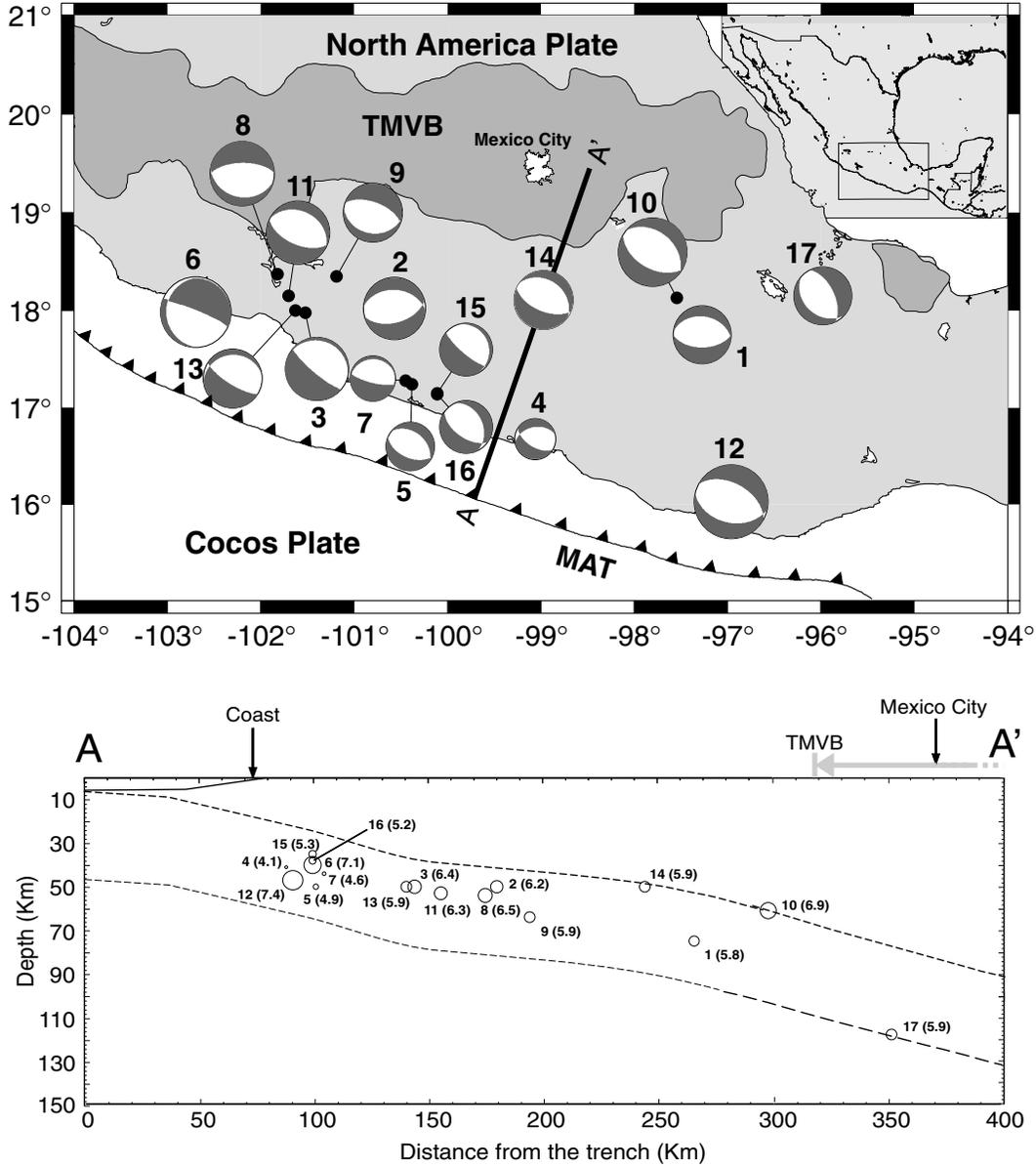


Figure 1. (Top) Map of Mexico showing epicenters and focal mechanisms of normal-faulting, intermediate-depth inslab earthquakes analyzed in this study. Each event is identified by a number, which is keyed to Table 1. TMVB, Trans-Mexican Volcanic Belt; MAT, Middle America Trench. (Bottom) The projection of the hypocenters of the inslab events on a vertical plane AA'. Moment magnitude, M_w , of each event is given in brackets. The dashed lines delineate the subducted Cocos plate.

cm³ for oceanic mantle), β is the shear-wave velocity in the focal region (4.68 km/sec for the subducted oceanic mantle), and $Q(f)$ is the quality factor, which includes both anelastic absorption and scattering. The geometrical spreading term, $G(R_{ij})$, is given by

$$G(R_{ij}) = \begin{cases} 1/R_{ij}, & \text{for } R_{ij} \leq R_0 \\ (R_0 R_{ij})^{-1/2}, & \text{for } R_{ij} > R_0 \end{cases} \quad (3)$$

$S_j(f)$, the source acceleration spectrum of event j , may be written as

$$S_j(f) = f^2 \cdot \dot{M}_{0j}(f), \quad (4)$$

where $\dot{M}_{0j}(f)$ is the moment-rate spectrum. Finally, for an ω^2 source model,

$$S_j(f) = \frac{f^2 f_{cj}^2 M_{0j}}{f^2 + f_{cj}^2}. \quad (5)$$

In equation (5), the corner frequency of the j th event, f_{cj} , is given by Brune (1970)

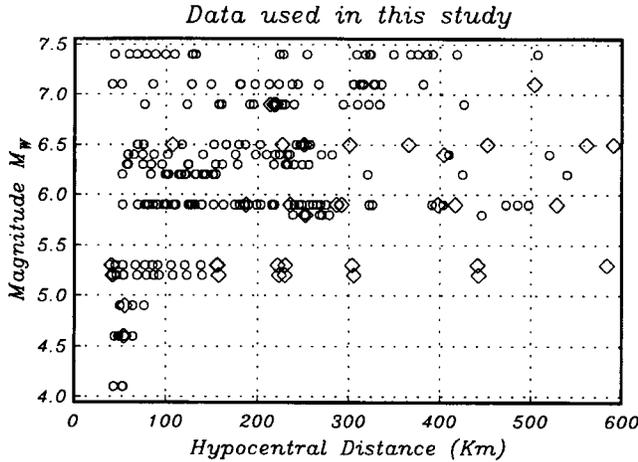


Figure 2. Magnitude versus distance plot summarizing the data used in this study. Symbols indicate the type of data available: open circles, accelerograms; diamonds, broadband velocity data. Stations located in the Valley of Mexico, known to suffer large amplification of seismic waves, are not plotted. Note that the data set includes four events that have the same magnitude of $M_w = 5.9$ (Table 1).

$$f_{cj} = 4.91 \times 10^6 \beta \cdot (\Delta\sigma_j/M_{0j})^{1/3}, \quad (6)$$

where $\Delta\sigma_j$ is the Brune stress drop in bars, β is in kilometers per second, and M_{0j} is the seismic moment in dyne centimeters.

The form of $G(R_{ij})$ is the same as that chosen by OS92 for Mexican interplate events. It implies the predominance of body waves for distances shorter than R_0 and of surface waves at $R > R_0$. We ignore any attenuation of seismic waves near the site, commonly included in equation (1) by multiplying the right-hand side by $e^{-\pi\kappa f}$. Thus, the distance-independent part of κ is included in the source term, $S_j(f)$, while the distance-dependent part gets absorbed in $Q(f)$.

Taking the logarithm to the base 10 of equation (1), we obtain

$$\begin{aligned} \log A_{ij}(f, R_{ij}) - \log G(R_{ij}) \\ = \log(C \cdot S_j(f)) - 1.36 \cdot \frac{f \cdot R_{ij}}{\beta \cdot Q(f)}. \end{aligned} \quad (7)$$

We solve this equation in the least-squares sense to obtain $Q(f)$ and $S_j(f)$ at each frequency. For this purpose, we follow the two-step method proposed by Joyner and Boore (1981). First, the global shape of the attenuation curve is determined using the whole data set in the regression (all earthquakes in Table 1 except 4, 5, 7, and 17), thus obtaining $1/Q(f)$ and one term per event proportional to the source term. In the second step, we find the appropriate shift for each event, thus the source term $S_j(f)$. The source terms $S_j(f)$ obtained in the second regression were only used to check the results of the regressions, by comparing these source terms with the

spectra computed later. To estimate the errors we used the standard deviation of the residuals of the first regression, σ_{res} .

In these calculations, we have assumed that $R_0 = \infty$, that is, body waves are the predominant phase at all distances. This is supported by 2D and 3D simulations of wave propagation for in-slab earthquakes (Furumura and Kennett, 1998; Furumura and Singh, 2002). We repeated the calculations using $R_0 = 100$ and 200 km. The standard deviations were very similar for different R_0 's, and there was no clear bias of the residuals with R . For these reasons, we consider it reasonable to choose $R_0 = \infty$ for in-slab events.

An assumption in these calculations is the validity of far-field, point-source approximation. We note that $R \geq 40$ km in all cases. For $f \geq 0.1$ Hz, 88% of the data are in the far field ($R \gg \lambda$, $\lambda = \text{wavelength}$). For the remaining 12% of the data, this condition does not hold at 0.1 Hz. Computations excluding this 12% of the data resulted in almost the same $Q(f)$ as obtained with the entire data set. We also examined the validity of point-source approximation ($R \gg L$). We assumed a rectangular fault with $L = 2W$, where L is the length and W is the width. This is the upper limit of the L/W ratio for the largest, recorded Mexican events. We estimated L from the relation $M_w = \log A + 4$, where $A = L \cdot W$ is in square kilometers (Kanamori and Anderson, 1975). The difference in the results based on all data and neglecting those with $R < 3L$ (11%) is negligible. It follows that far-field, point-source approximation is acceptable for our data set.

Results and Discussion

Q for Mexican Inslab Earthquakes

Figure 4 shows $Q^{-1}(f)$ as a function of frequency. A weighted least-squares fit to the results yields

$$Q^{-1}(f) = (0.0040 \pm 0.0004)f^{-(0.58 \pm 0.05)} \quad (8)$$

with correlation coefficient $r^2 = 0.87$. This gives $Q(f) = 251f^{0.58}$. In Table 2 we summarize the results of the first regression. We include for each frequency the standard deviation of the residuals and the mean residual, both computed using logarithm to the base 10. Residuals as a function of M_w and R are shown in Figure 5 for two representative frequencies, 0.3 and 3 Hz. There is a significant correlation of the residuals with R for only 0.3 Hz. For the rest of the frequencies, the residuals and the correlation with R are smaller than at 0.3 Hz. In fact, 0.3 Hz shows the worst fit to the $Q^{-1}(f)$ - f regression (Fig. 4). The correlation with R , in turn, seems to reflect the distribution of the data with distance (Fig. 2). Smaller residuals correspond to frequencies between 2 and 6 Hz, whereas larger residuals and dispersion appear at the extreme frequencies studied here (0.1–0.2 and 10–18 Hz).

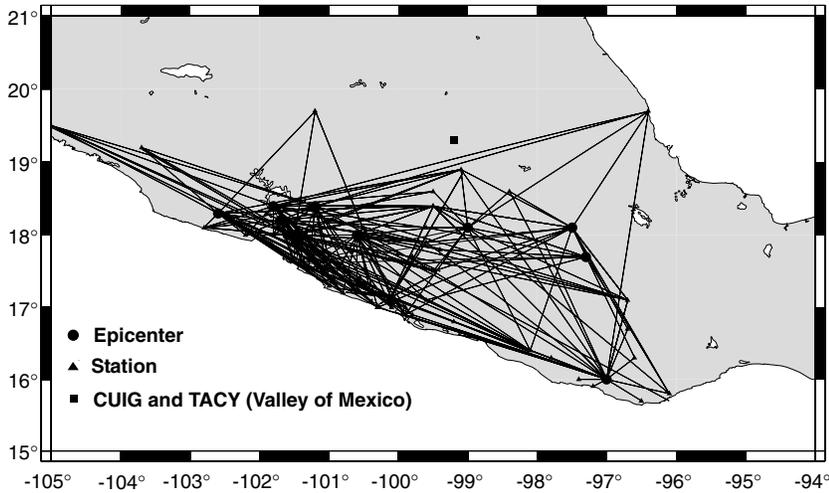


Figure 3. Epicenters of the inslab earthquakes (circles), stations (triangles), and ray paths used in attenuation analysis (events 4, 5, 7, and 17 excluded). The square denotes the location of stations CUIG and TACY, situated in the hill zone of the Valley of Mexico, which were only used to determine amplification at these sites.

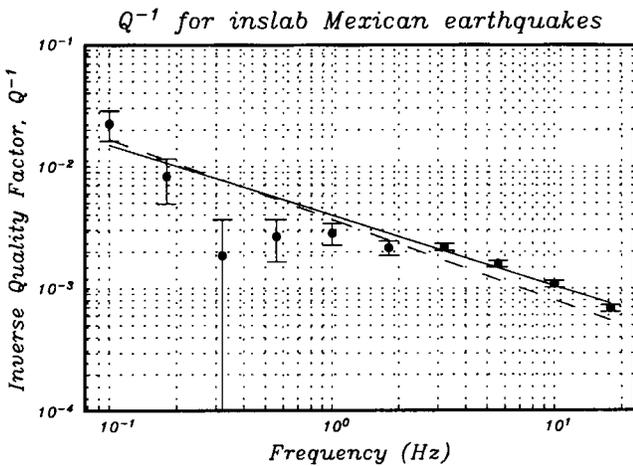


Figure 4. $Q^{-1}(f)$ versus frequency for inslab Mexican earthquakes. Computed values are shown by solid dots and error bars corresponding to 1 standard deviation. Continuous line is the weighted linear least-squares fit. Dashed line shows the result from OS92 for Mexican thrust events.

Table 2

Estimated $Q^{-1}(f)$ as a Function of Frequency and Relevant Statistical Parameters

f (Hz)	$1/Q$	σ_{res}^*	Mean Residual
0.1	0.023 ± 0.006	0.32	-0.04
0.2	0.008 ± 0.003	0.31	0.03
0.3	0.002 ± 0.002	0.30	0.11
0.6	0.003 ± 0.001	0.30	0.09
1	0.0028 ± 0.0006	0.30	0.07
2	0.0022 ± 0.0003	0.27	0.07
3	0.0022 ± 0.0001	0.23	-0.03
6	0.00159 ± 0.00009	0.28	-0.04
10	0.00109 ± 0.00007	0.34	-0.02
18	0.00069 ± 0.00004	0.40	0.07

*Standard error of residuals (computed in logarithm to the base 10) resulting from first regression.

Comparison of Attenuation: Inslab versus Interplate Earthquakes

$Q(f)$ for Mexican inslab earthquakes is quite similar to that obtained by OS92 for interplate events in the same area, $Q(f) = 273f^{0.66}$ (Fig. 4). This is an unexpected result for three reasons. (1) OS92 used recordings up to 320 km generated by shallow ($H < 37$ km) thrust earthquakes, whereas we have analyzed data up to 600 km from inslab, normal-faulting events ($35 \text{ km} < H < 75 \text{ km}$). (2) The trajectories and dominant waves in the two cases are different. For inslab events, the dominant high-frequency (1–5 Hz) direct S waves travel in the oceanic mantle and crust of the subducted Cocos Plate and then cross the continental crust of the North America Plate. On the other hand, dominant S waves from interplate events of lower frequency (0.3–1 Hz) are trapped within the North American continental crust as Lg waves (Furumura and Kennett, 1998). (3) The chosen geometrical spreading terms differ for inslab and interplate events (OS92 chose $R_0 = 100$ km, assuming predominance of Lg waves beyond this distance).

For these reasons one would expect different $Q(f)$ values for interplate and inslab earthquakes. Yet, the difference in the estimated $Q(f)$ is almost negligible. However, because of the trade-off between $Q(f)$ and geometrical spreading, discussed earlier, it is not meaningful to compare the estimated $Q(f)$ for interplate and inslab earthquakes. It seems more interesting to compare the attenuation function

$$\Gamma(f, R) = G(R) \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R / \beta \cdot Q(f)} \quad (9)$$

Figure 6 shows $\Gamma(f, R)$ for inslab and interplate earthquakes at four frequencies. The curves nearly coincide at small distances (for $R < 100$ km, the geometrical spreading is the same). For distances larger than 200 km the differences become noticeable, the attenuation being higher for inslab earthquakes, especially at higher frequencies. For example, at $f = 10$ Hz and $R = 300$ km and 500 km, $\Gamma(f, R)$ for inslab events are 0.61 and 0.48 times the corresponding val-

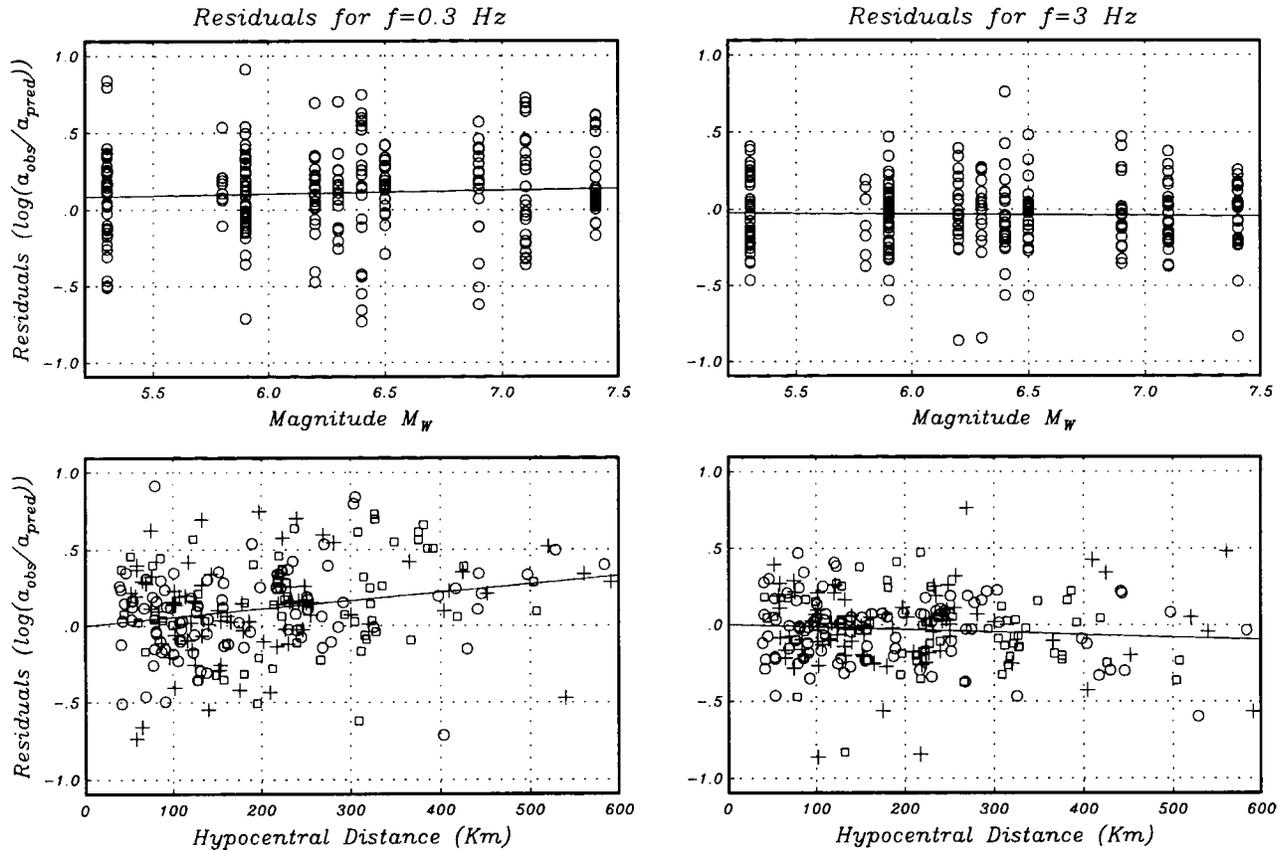


Figure 5. Residuals of the attenuation regression (first step) versus moment magnitude M_w and hypocentral distance R for 0.3 and 3 Hz. In the figures for R , circles represent data from events with $M_w \in [5.2, 5.9]$, crosses from $M_w \in [6.2, 6.5]$, and squares from $M_w \in [6.9, 7.4]$. There are no data for magnitudes between these bins. Continuous lines represent linear regression of residuals.

ues for interplate events, respectively. This result is in agreement with the characteristics of waves and propagation for both types of earthquakes detailed earlier.

Amplification of Seismic Waves at Hard Sites in the Valley of Mexico during Inslab Earthquakes

OS92 reported that seismic waves at hard sites in the Valley of Mexico, located in the Mexican Volcanic Belt (MVB), suffer amplification during interplate earthquakes. This amplification at these sites is caused by the low-velocity structure of the MVB. It is interesting to investigate whether the amplification at these sites for inslab earthquakes is similar to that reported by OS92.

We analyzed 21 recordings at two hard sites used by OS92: CUIG and TACY, both located in the hill zone of the Valley of Mexico. Data from these stations are plotted in Figure 6 (triangles). Figure 7 shows amplification at these sites measured with respect to the attenuation function $\Gamma(f, R)$. There is clear amplification between 0.1 and 3 Hz. Above 3 Hz, the waves at hard sites in the Valley of Mexico are deamplified. We attribute this behavior at high frequencies to the attenuation caused by the relatively shallow (<1 km)

sediments that lie below the volcanic rocks that cover the hill zone of the valley. On the other hand, the difference in deamplification between CUIG and TACY at high frequencies may be attributed to the difference in the subsurface characteristics at these two sites. This deamplification is more than that reported for thrust events (dotted lines).

Based on 2D and 3D simulation of seismic-wave propagation up to 4 Hz, Furumura and Singh (2002) found that the amplification of Lg waves in the Valley of Mexico from interplate earthquakes is larger than for Sn waves from inslab events. They attributed it to the differences in the incident angle and the frequency contents of the phases. However, our results suggest that the difference in amplification for both types of earthquakes is minor.

Source Spectra of Mexican Inslab Earthquakes: ω^2 and Empirical Models

The average source acceleration spectra, $S_j(f)$, of the 17 earthquakes, listed in Table 1, are shown in Figure 8. They have been obtained by correcting the observed spectra, $A_{ij}(f)$, using equation (1), with geometrical spreading given by equation (3) and $Q(f)$ by equation (8). Figure 8 also

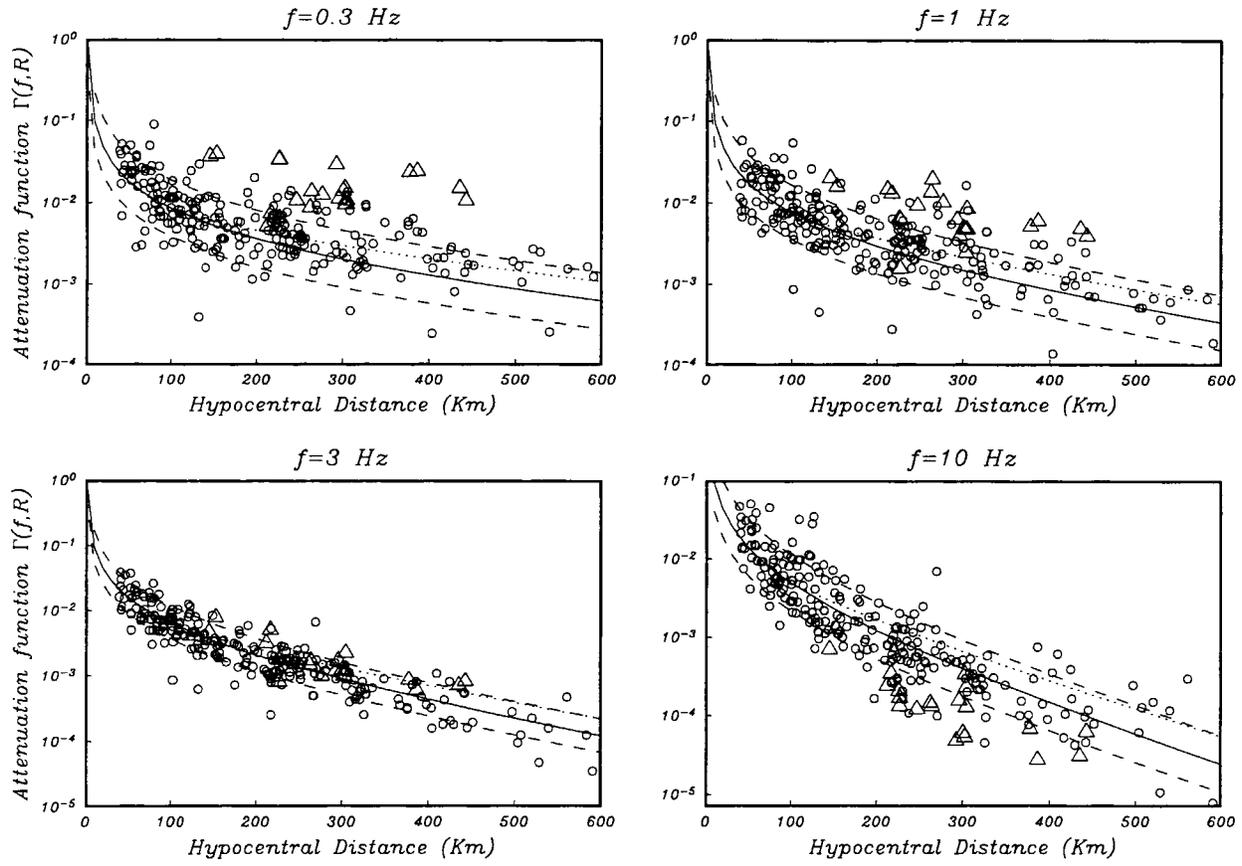


Figure 6. Attenuation function, $\Gamma(f, R)$, as a function of hypocentral distance, R , for four representative frequencies. Continuous curve corresponds to the mean value, dashed curves show the percentiles 16 and 84, and dotted curve represents the attenuation function for Mexican thrust events (OS92). Circles, data used for the regression analysis; triangles, data from stations at the hill zone of the Valley of Mexico (not included for the attenuation regression).

shows the ω^2 source model obtained by fixing the seismic moment and requiring that the theoretical spectra match the high-frequency level of the observed spectra. For this purpose, we used the seismic moments provided by the Harvard centroid moment tensor (CMT) catalog for 12 of these events (Table 1). The moments of the remaining five events were estimated from the low-frequency level of the source displacement spectra. The resulting corner frequency f_c and stress drop $\Delta\sigma$ (obtained from equation 6) of each event are included in Table 3. Also included in this table are $Q(f)$, f_c , and $\Delta\sigma$ corresponding to three values of R_0 ($R_0 = \infty$, 200, and 100 km). We note that the difference in f_c and $\Delta\sigma$ values for the three cases is insignificant. In further analysis, we will assume $R_0 = \infty$.

The source spectra in Figure 8 begin to drop down at frequencies higher than about 10 Hz. The near-surface attenuation, which has not been accounted for, is the likely cause for the spectral fall-off (e.g., Singh *et al.*, 1982; Anderson and Hough, 1984).

The source spectra of nine earthquakes (events 3, 4, 5, 7, 13, 14, 15, 16, and 17; $4.1 \leq M_w \leq 6.4$) are well ap-

proximated by the ω^2 source model. The spectra of the remaining events ($5.8 \leq M_w \leq 7.4$) deviate significantly from this model. We will first analyze the data within the framework of the ω^2 source model. A more appropriate representation of the source spectra is discussed later.

Figure 9a shows a plot of f_c as a function of M_0 . The figure includes lines corresponding to a constant $\Delta\sigma$ of 100 and 1000 bars. Data points from all earthquakes except the deepest one fall in this range of $\Delta\sigma$. A least-square fit to the data gives

$$f_c = 1.956 \times 10^7 M_0^{-0.297} \quad (10)$$

with correlation coefficient $r^2 = 0.976$. As we can see in the figure, the data support a constant $\Delta\sigma$ model. In Figure 9b, $\Delta\sigma$ is plotted as a function of M_0 . Assuming a constant stress drop, the median $\Delta\sigma$, which fits the data in Figure 9b, is 304 bars. Again, a least-square fit to the data offers

$$\Delta\sigma = 0.609 M_0^{0.108} \quad (11)$$

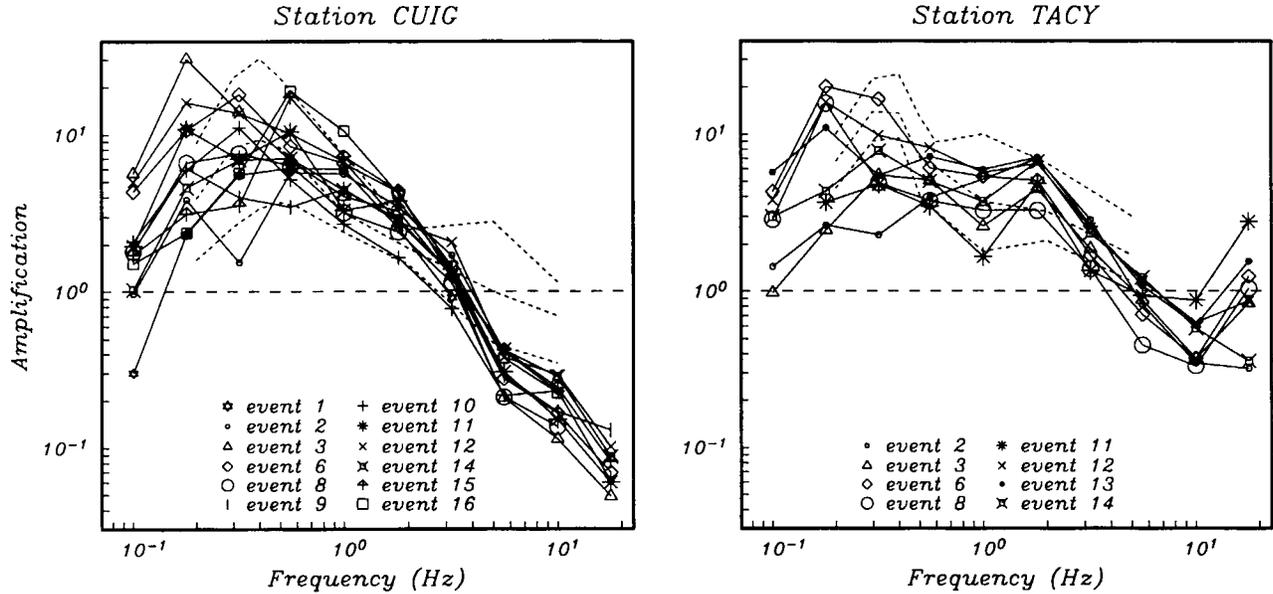


Figure 7. Amplification during inslab earthquakes as a function of frequency for two selected sites in the hill zone of the Valley of Mexico. Dotted curves are the maximum, minimum, and mean amplification measured at the same sites by OS92 during interplate earthquakes.

with a low correlation coefficient, $r^2 = 0.477$, due to the large scatter in the $(\Delta\sigma, M_0)$ data. Thus, the data suggest a minor dependence of $\Delta\sigma$ on M_0 . In order to explain this apparent dependence, in Figure 10 we show plots of M_0 and $\Delta\sigma$ versus depth. In the large dispersion of the data, one may discern a slight tendency of both M_0 and $\Delta\sigma$ to increase with depth. The increase of M_0 with depth is, of course, a reflection of the catalog of well-recorded events available at present. An increase of $\Delta\sigma$ with depth, on the other hand, has been suggested in many studies (e.g., Mikumo, 1971; Sasatani, 1980; Bos *et al.*, 1998; Houston *et al.*, 1998), although other studies have found no clear pattern of depth dependence (e.g., Singh *et al.*, 2000). In any case, it is possible that the apparent minor scaling of $\Delta\sigma$ with M_0 is a consequence of the combined effect of the increase with depth of both M_0 and $\Delta\sigma$.

In the previous analysis, we have assumed an ω^2 source. As we pointed out before, this assumption is reasonable for only about half of the events studied here. For the other events, especially the larger ones ($M_w \geq 6.5$), the spectra may be better described by two corner frequencies, f_a and f_b ($f_a < f_b$). Several studies have proposed source spectra that depart from the simple ω^2 model (e.g., Gusev, 1983; Boatwright and Choy, 1992; Atkinson and Boore, 1995). For inslab Mexican earthquakes, we assume that the source spectrum, $S(f)$, is described by

$$S(f) = f^2 M_0(f) = \frac{f^2 M_0}{\sqrt{(1 + (ff_a)^2) \cdot (1 + (ff_b)^2)}}. \quad (12)$$

From this equation, it follows that

$$\begin{aligned} S(f) &\rightarrow f^2 \cdot M_0, & \text{for } f < f_a \text{ and } f_b, \\ &\rightarrow f \cdot f_a \cdot M_0, & \text{for } f_a < f < f_b, \\ &\rightarrow f_a \cdot f_b \cdot M_0, & \text{for } f > f_a \text{ and } f_b. \end{aligned} \quad (13)$$

The source spectrum in equation (12) is similar to the one proposed by Boatwright and Choy (1992), who related f_a to the source duration T by $f_a = 1/(2T)$. Following Boore (2003), for $M_w \geq 5.3$ we write

$$f_a = 4.962 \times 10^{10} / M_0^{0.454}, \quad (14a)$$

where M_0 is in dyne centimeters. To obtain an expression for f_b , we require that the high-frequency spectral level from the two-corner source spectrum, $f_a \cdot f_b \cdot M_0$, be equal to the corresponding level for the ω^2 source, $f_c^2 \cdot M_0$; that is, $f_a \cdot f_b = f_c^2$. If we use the median value of $\Delta\sigma$ of 304 bars for inslab Mexican earthquakes, then $f_c = 1.544 \times 10^8 / M_0^{1/3}$ and, therefore,

$$f_b = 4.804 \times 10^5 / M_0^{0.213}. \quad (14b)$$

In Figure 8 the predicted spectra from equations (12) and (14) are superimposed on the observed spectra. Note that in computing these spectra, we have taken the stress drop of each event, as listed in Table 1, rather than the median value. These two-corner source spectra match the observed spectra better than the ω^2 source spectra for seven of the earthquakes considered (1, 2, 6, 8, 9, 11, and 12), including three of the four larger events (6, 8, and 12; M_w 6.5, 7.1, and 7.4, respectively). One of the larger events (event 10, M_w 6.9) is not well described either by the ω^2 model or by the two-

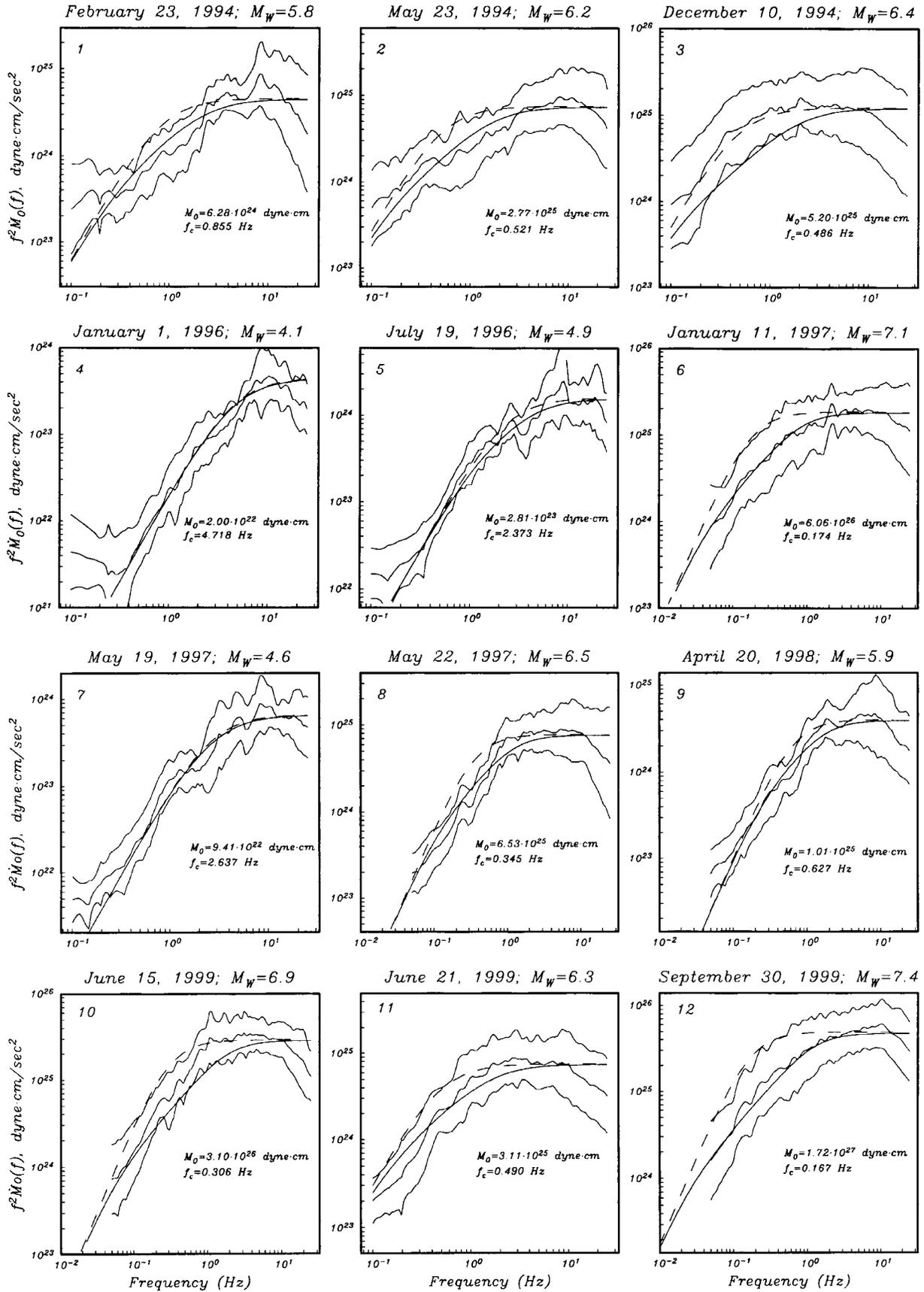


Figure 8. (Caption on next page.)

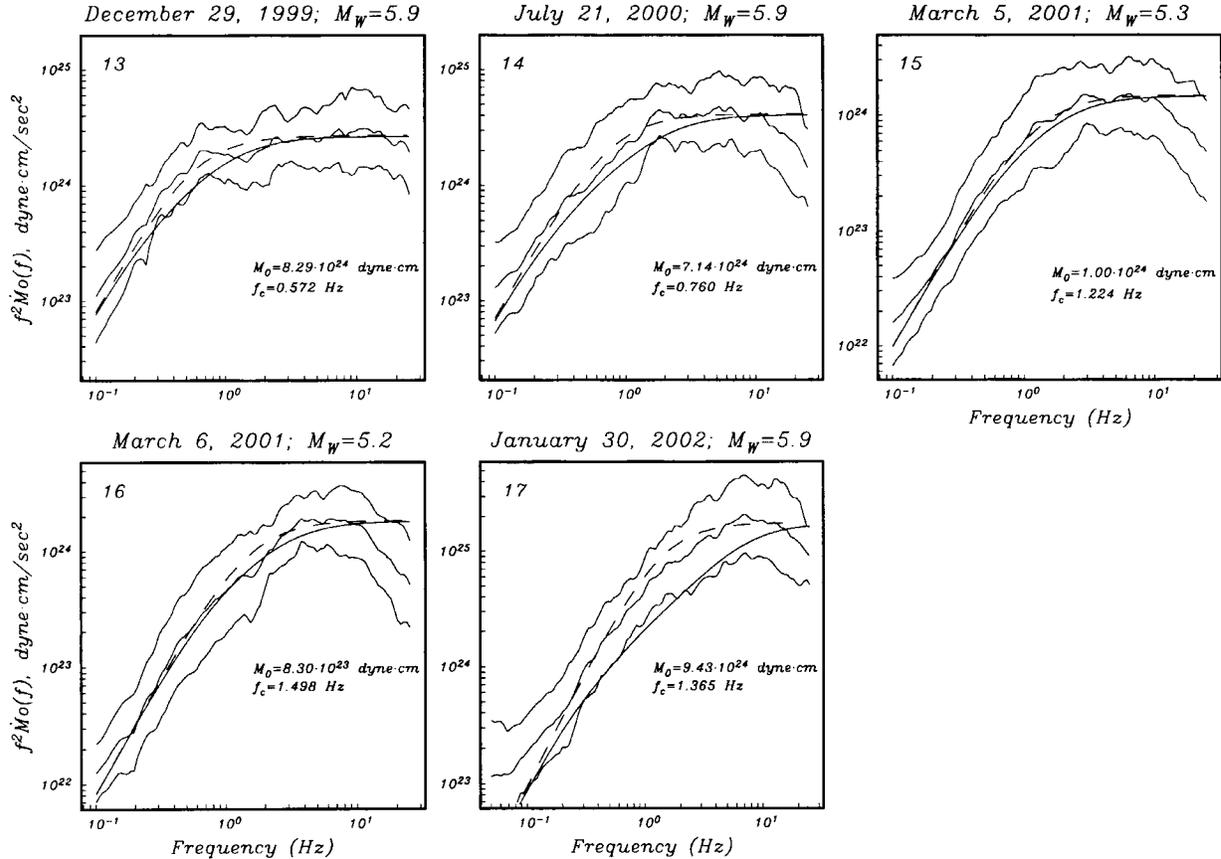


Figure 8. Source acceleration spectra of the in-slab Mexican earthquakes (mean and ± 1 standard deviation curves). Superimposed on the spectra are predicted curves from an ω^2 source model (dashed smooth curves) and a two-corner empirical source model (continuous smooth curves). Theoretical curves correspond to the seismic moments of the events, and their stress drops are constrained by the high-frequency spectral level.

corner model. For the smaller events ($M_w \leq 5.3$; events 4, 5, 7, 15, and 16), both models of source spectra coincide and fit the observed spectra. In fact, from equation (14) we note that $f_a = f_b$ at $M_0 = 6.39 \times 10^{20}$ dyne centimeters (M_w 3.2) and, consequently, an ω^2 source model should be used for $M_w \leq 3.2$. However, since the difference between the two source models is negligible for $3.2 \leq M_w \leq 5.3$, either of them can be used in this magnitude range. Finally, for the remaining four source spectra (events 3, 13, 14, and 17), an ω^2 model offers source spectra closer to the observed ones. Thus, for estimation of ground motions and response spectra from future in-slab earthquakes in the area, using a stochastic approach, it may be better to use the source spectra characterized by equations (12) and (14).

Comparison of Source Spectra of Inslab and Interplate Mexican Earthquakes

In Figure 11 we compare source spectra of in-slab and interplate earthquakes of Mexico. In the estimation of spectra of interplate events, we have followed the same procedure as for the in-slab earthquakes, except that we have now taken the appropriate parameters for interplate events that

occur in the depth range of about 15–25 km. These parameters are (OS92) $\beta = 3.5$ km/sec, $\rho = 2.8$ g/cm³, $Q(f) = 273f^{0.66}$, and $G(R)$ given by equation (3) with $R_0 = 100$ km. The spectra in Figure 11 are grouped in four magnitude bins. It is clear that the high-frequency spectral levels of in-slab earthquakes are much higher than those of the interplate earthquakes of the same magnitude. If there is no systematic bias in the analysis, then the figure implies higher stress drop for in-slab as compared to interplate earthquakes. Indeed, the median stress drop of the seven interplate earthquakes, whose source spectra are shown in Fig. 11, is 71 bars, less than one-fourth of that for in-slab events. However, a systematic bias is possible due to uncertainty in β of the source region, since both the high-frequency spectral level and corner frequency depend on its choice (see equations 1, 2, and 6). To test the sensitivity of the results, we recomputed source spectra and stress drop assuming a β of 3.8 km/sec for interplate earthquakes and 4.2 km/sec for in-slab events. The median $\Delta\sigma$ values were now 79 and 308 bars, respectively. This shows that the stress drops are insensitive to reasonable choices of β in the source region. Since the source spectral level is proportional to β^3 , the choice of β affects

Table 3
Effect of $Q(f)$, Estimated Assuming Different Forms of Geometrical Spreading, on f_c and $\Delta\sigma$

Event No.	M_0 (dyne cm)	$R_0 = \infty^*$		$R_0 = 200$ km		$R_0 = 100$ km	
		$Q(f) = 251 \cdot f^{0.58}$		$Q(f) = 182 \cdot f^{0.66}$		$Q(f) = 145 \cdot f^{0.71}$	
		f_c (Hz) [†]	$\Delta\sigma$ (bars) [‡]	f_c (Hz) [†]	$\Delta\sigma$ (bars) [‡]	f_c (Hz) [†]	$\Delta\sigma$ (bars) [‡]
1	6.28×10^{24}	0.855	324	0.950	445	0.950	445
2	2.77×10^{25}	0.521	324	0.550	380	0.559	400
3	5.20×10^{25}	0.486	494	0.522	609	0.531	642
4	2.00×10^{22}	4.718	173	4.989	205	4.989	205
5	2.81×10^{23}	2.373	310	2.373	310	2.440	337
6	6.06×10^{26}	0.174	266	0.187	328	0.184	311
7	9.41×10^{22}	2.637	143	2.712	155	2.789	169
8	6.53×10^{25}	0.345	221	0.383	303	0.383	303
9	1.01×10^{25}	0.627	206	0.709	297	0.673	254
10	3.10×10^{26}	0.306	733	0.339	1000	0.322	858
11	3.11×10^{25}	0.490	303	0.535	393	0.526	373
12	1.72×10^{27}	0.167	660	0.185	905	0.189	953
13	8.29×10^{24}	0.572	128	0.582	135	0.593	143
14	7.14×10^{24}	0.760	258	0.815	319	0.829	336
15	1.00×10^{24}	1.224	151	1.267	168	1.312	187
16	8.30×10^{23}	1.498	230	1.551	256	1.606	284
17	9.43×10^{24}	1.365	1981	1.485	2549	1.444	2343
	$\Delta\sigma_{\text{median}}$ (bars)		304		372		375

*The results discussed in this study correspond to $G(R) = 1/R$, that is, $R_0 = \infty$ (see text for details).

†Corner frequency, f_c , estimated by fitting an ω^2 model to the source acceleration spectrum (see text).

‡ $\Delta\sigma$ computed from equation (6) assuming $\beta = 4.68$ km/sec.

the estimation of the corner frequency f_c . However, in the calculation of the stress drop, the shear-wave velocity enters as β^{-3} . The overall effect is such that $\Delta\sigma$ is only weakly dependent on the choice of β . It follows that the uncertainty in β is not the cause of the large difference in the median value of $\Delta\sigma$ of interplate and inslab earthquakes. Moreover, since inslab and interplate earthquakes were recorded at many of the same sites, a systematic difference in the site characteristics where both types of events were recorded also does not appear to be the cause. Therefore, we conclude that the difference in the spectra and the stress drops of interplate and inslab earthquakes is a reflection of the difference in source characteristics. These differences could also explain why the areas under modified Mercalli intensities of V and VI for inslab events are significantly greater than those for interplate events (Singh *et al.*, 1980).

Conclusions

Spectral analysis of S -wave recordings from 17 intermediate-depth, normal-faulting, inslab earthquakes of Mexico ($35 \text{ km} \leq H \leq 118 \text{ km}$; $4.1 \leq M_w \leq 7.4$) shows that there is considerable trade-off between geometrical spreading, $G(R)$, and quality factor, $Q(f)$. Assuming $G(R) = 1/R$ (i.e., dominance of body waves) yields $Q(f) = 251f^{0.58}$ ($0.1 \text{ Hz} \leq f \leq 18 \text{ Hz}$). The trade-off between $G(R)$ and $Q(f)$, however, has little effect on the attenuation function, $\Gamma(f, R)$; source spectra, $S(f)$; and corner frequency, f_c . At distances larger than 100 km, the attenuation of seismic waves

from the inslab earthquakes is larger than for Mexican interplate events. The difference grows with increasing distance and frequency. The attenuation function provides a gauge for estimating amplification at other sites. We find that the amplification at hill-zone sites in the Valley of Mexico during inslab events is about the same as that reported previously for interplate events for frequencies up to 3 Hz. It seems that the character of incident waves in the Valley of Mexico, which differ for inslab and interplate events, does not play an important role in the amplification at hill-zone sites.

The estimated source acceleration spectra of the inslab earthquakes are flat at high frequencies, between about 2 and 10 Hz. The spectral fall-off seen at frequencies greater than about 10 Hz may be a consequence of near-surface attenuation, unaccounted for in our formulation. The ω^2 model provides a reasonably good approximation to the source spectra of nearly half of the 17 earthquakes (up to ~ 10 Hz). The source acceleration spectra of the remaining earthquakes show a sag at intermediate frequencies. Interpreting the source spectra within the framework of the ω^2 model yields a nearly constant Brune stress drop, $\Delta\sigma$, with a median value of 304 bars. This stress drop is about 4 times greater than the corresponding value for Mexican interplate earthquakes obtained by OS92 using the same procedure and mostly the same sites of recording.

However, an empirical source model with two corner frequencies provides a better description of the observed spectra of these earthquakes. Indeed, the spectra in equation

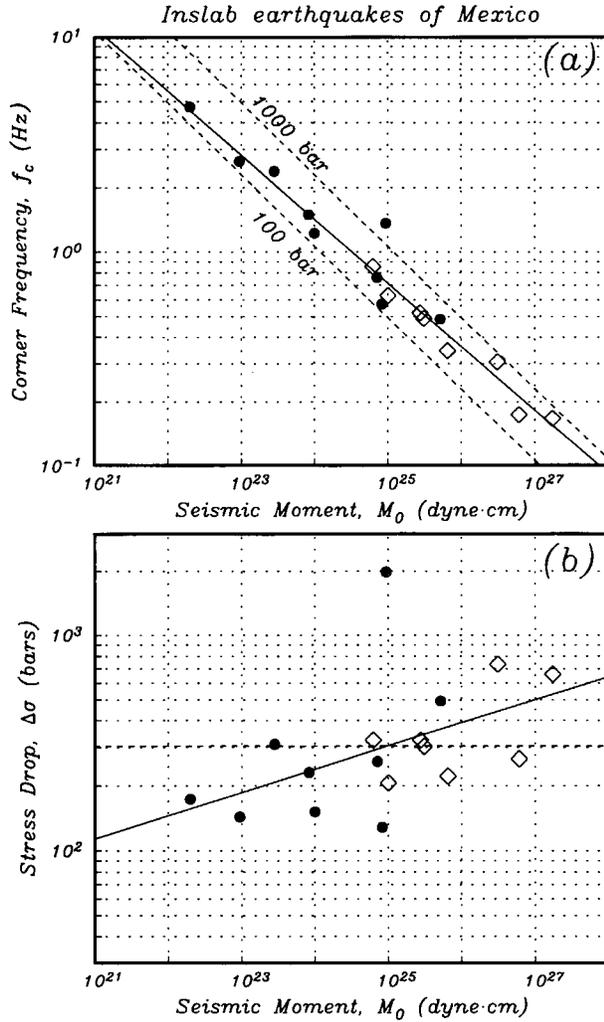


Figure 9. (a) Corner frequency, f_c , as a function of seismic moment, M_0 . Dashed lines, $\Delta\sigma = 100$ and 1000 bars; solid line, $f_c = 1.956 \times 10^7 M_0^{-0.297}$. (b) Stress drop, $\Delta\sigma$, as a function of seismic moment, M_0 . Dashed line, median $\Delta\sigma = 304$ bars; solid line, $\Delta\sigma = 0.609 \times M_0^{0.108}$; filled circles, data from spectra well fitted by an ω^2 source model; diamonds, data from spectra better matched by the empirical two-corner frequency source model.

(12), with the two corner frequencies given by equation (14), fit reasonably well the observed spectra of all but three earthquakes. Following Boatwright and Choy (1992), we have related the lower corner frequency, f_a , to the source duration by equation (14a). The expression of higher corner frequency, f_b , is obtained by the requirement that $M_0 \cdot f_a \cdot f_b = M_0 \cdot f_c^2$, where f_c is the corner frequency corresponding to the ω^2 model that fits the high-frequency level of the spectra. The empirical source model may be gainfully used in the stochastic method of ground-motion estimation.

Our study implies that the ground motions during the inslab events are higher than the interplate ones, because of the larger $\Delta\sigma$ of the former ones. It also demonstrates that

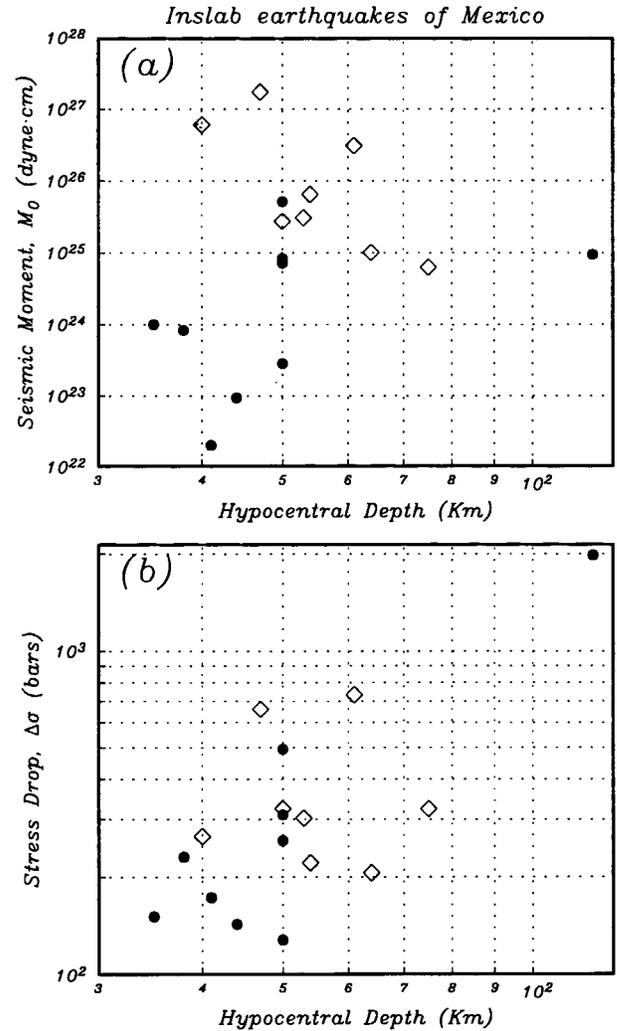


Figure 10. (a) M_0 versus depth. (b) $\Delta\sigma$ versus depth. Filled circles, data from spectra well fitted by an ω^2 source model; diamonds, data from spectra better matched by the empirical two-corner frequency source model. In the large dispersion of the data, one may discern a slight tendency of both M_0 and $\Delta\sigma$ to increase with depth.

the ground motions from the former type of earthquakes decay faster than the latter type (Fig. 6). These results are in agreement with those of Atkinson and Boore (2003), who have recently studied empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes based on a global database. They concluded that pseudoaccelerations from large inslab earthquakes ($M \geq 7.5$) would be higher than for large interplate earthquakes ($M \geq 8$) within 100 km of the fault. They also found, however, that inslab motions attenuate much more rapidly with distance.

Acknowledgments

We thank technicians who maintain the broadband network operated by Instituto de Geofísica, UNAM, and accelerographic networks at the Ins-

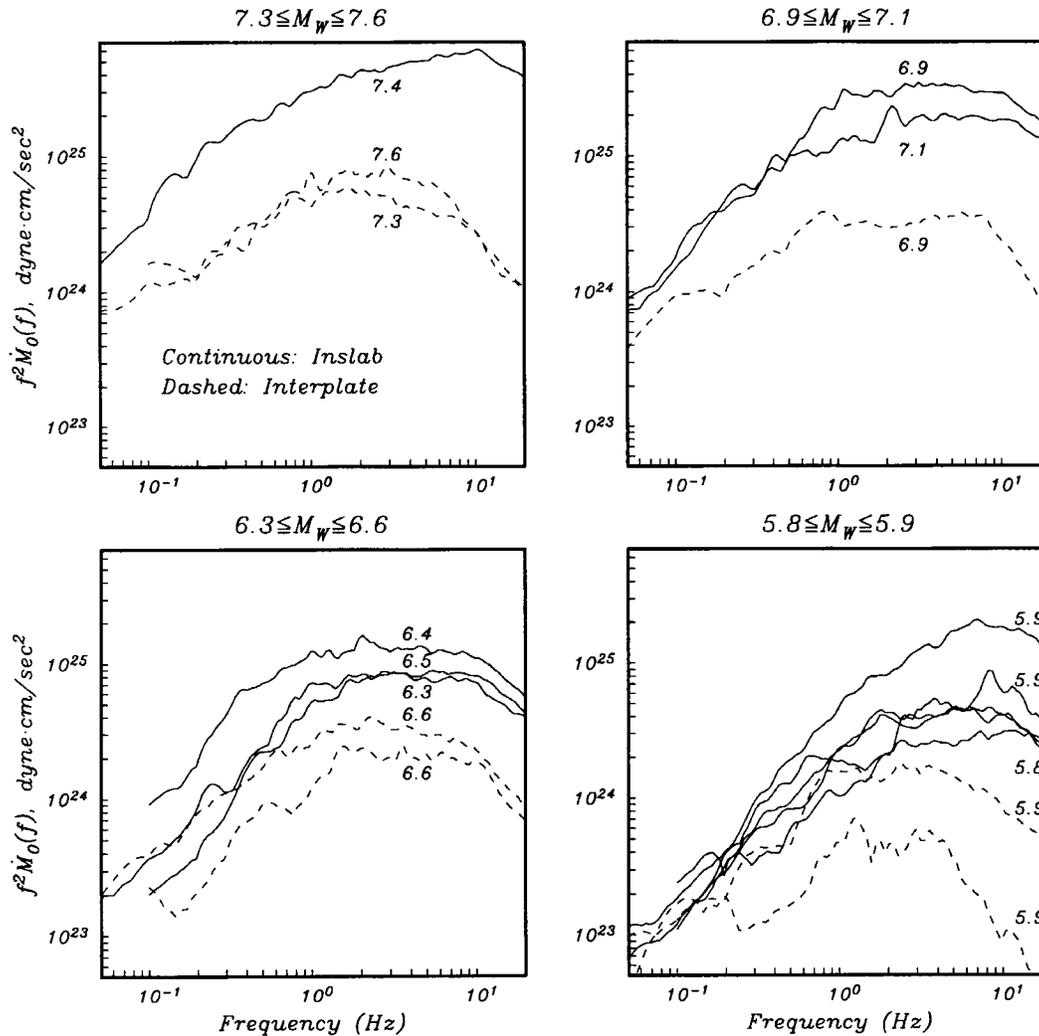


Figure 11. Comparison of source spectra of Mexican inslab (continuous lines) with interplate earthquakes (dashed lines). The events are grouped in four magnitude bins. Note that the high-frequency spectral amplitude levels of inslab earthquakes are significantly higher than those of interplate events of similar magnitude.

titudo de Ingeniería, UNAM, and Cenapred. We are grateful to Jack Boatwright, Takashi Furumura, and Juan Vicente Cantavella for comments and revision of the manuscript. Arturo Iglesias has helped with technical advice. Finally, we thank Heidi Houston, Anupama Venkataraman, and Art McGarr for their constructive comments and corrections. The research was partly supported by DGAPA, UNAM Project Number IN111601. D. García was partly supported in Mexico by Convenios Internacionales UCM-UNAM and Programa Predoctoral UCM fellowships.

References

- Anderson, J. G., and S. E. Hough (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1969–1993.
- Atkinson, G. M., and D. M. Boore (1995). New ground motion relations for eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 17–30.
- Atkinson, G. M., and D. M. Boore (2003). Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 1703–1729.
- Boatwright, J., and G. Choy (1992). Acceleration source spectra anticipated for large earthquakes in northeastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 660–682.
- Boore, D. M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method, *Pure Appl. Geophys.* **160**, 635–675.
- Boore, D. M., and J. Boatwright (1984). Average body-wave radiation coefficient, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1615–1621.
- Bos, A. G., G. Nolet, A. Rubin, H. Houston, and J. E. Vidale (1998). Duration of deep earthquakes determined by stacking global seismograph network seismograms, *J. Geophys. Res.* **103**, 21,059–21,065.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75**, 4997–5009.
- Centroid Moment Tensor (CMT) Catalog, www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html (last accessed March 2003).
- Cocco, M., J. F. Pacheco, S. K. Singh, and F. Courboulex (1997). The Zihuatanejo, Mexico earthquake of December 10, 1994 ($M = 6.6$): source characteristics and tectonic implications, *Geophys. J. Int.* **131**, 135–145.
- Furumura, T., and B. L. N. Kennett (1998). On the nature of regional seismic phases—III. The influence of crustal heterogeneity on the wave-

- field for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes, *Geophys. J. Int.* **135**, 1060–1084.
- Furumura, T., and S. K. Singh (2002). Regional wave propagation from Mexican subduction zone earthquakes: the attenuation functions for interplate and inslab earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 2110–2125.
- Gusev, A. A. (1983). Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short-period strong motion, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **74**, 787–808.
- Hernandez, B., N. M. Shapiro, S. K. Singh, J. F. Pacheco, F. Cotton, M. Campillo, A. Iglesias, V. Cruz, J. M. Gómez, and L. Alcántara (2001). Rupture history of September 30, 1999 intraplate earthquake of Oaxaca, Mexico ($M_w = 7.5$) from inversion of strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 363–366.
- Houston, H., H. M. Benz, and J. E. Vidale (1998). Time functions of deep earthquakes from broadband and short-period stacks, *J. Geophys. Res.* **103**, 29,895–29,913.
- Iglesias, A., S. K. Singh, J. F. Pacheco, and M. Ordaz (2002). A source and wave propagation study of the Copalillo, Mexico earthquake of July 21, 2000 ($M_w = 5.9$): implications for seismic hazard in Mexico City from inslab earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 1060–1071.
- Joyner, W. B., and D. M. Boore (1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 2011–2038.
- Kanamori, H., and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.* **65**, 1073–1095.
- Mikumo, T. (1971). Source process of deep and intermediate earthquakes as inferred from long-period *P* and *S* waveforms. 2. Deep-focus and intermediate-depth earthquakes around Japan, *J. Phys. Earth* **19**, 303–320.
- Mikumo, T., M. A. Santoyo, and S. K. Singh (2000). Dynamic rupture and stress change in a normal faulting earthquake in the subducting Cocos Plate, *Geophys. J. Int.* **140**, 611–620.
- Ordaz, M., and S. K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 24–43.
- Sasatani, T. (1980). Source parameters and rupture mechanism of deep-focus earthquakes, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser.* **6**, 301–384.
- Singh, S. K., and M. Wyss (1976). Source parameters of the Orizaba earthquake of August 28, 1973, *Geofis. Int.* **16**, 165–184.
- Singh, S. K., M. Reichle, and J. Havskov (1980). Magnitude and epicentre determinations of Mexican earthquakes from isoseismic maps, *Geofis. Int.* **19**, 269–284.
- Singh, S. K., R. Apsel, J. Fried, and J. N. Brune (1982). Spectral attenuation of *SH*-waves along the Imperial fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 2003–2016.
- Singh, S. K., G. Suárez, and T. Domínguez (1985). The great Oaxaca earthquake of 15 January 1931: lithosphere normal faulting in the subducted Cocos Plate, *Nature* **317**, 56–58.
- Singh, S. K., M. Ordaz, and L. E. Pérez-Rocha (1996). The great Mexican earthquake of 19 June 1858: expected ground motions and damage scenario in Mexico City from a similar future event, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1655–1666.
- Singh, S. K., M. Ordaz, J. F. Pacheco, R. Quaas, L. Alcántara, S. Alcocer, C. Gutiérrez, R. Meli, and E. Ovando (1999). A preliminary report on the Tehuacan, Mexico earthquake of June 15, 1999 ($M_w = 7.0$), *Seism. Res. Lett.* **70**, 489–504.
- Singh, S. K., J. F. Pacheco, M. Ordaz, and V. Kostoglodov (2000). Source time function and duration of Mexican earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, 468–482.
- Yamamoto, J., Z. Jiménez, and R. Mota (1984). El temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, México, del 24 de Octubre de 1980, *Geofis. Int.* **23**, 83–110.

Departamento de Geofísica y Meteorología
 Facultad de Ciencias Físicas
 Universidad Complutense de Madrid (UCM)
 Ciudad Universitaria
 28040 Madrid, Spain
 danielg@fis.ucm.es
 (D.G., M.H.)

Instituto de Geofísica, UNAM
 Ciudad Universitaria
 Coyoacán 04510
 Mexico D.F., Mexico
 (S.K.S., J.F.P.)

Instituto de Ingeniería, UNAM
 Ciudad Universitaria
 Coyoacán 04510
 Mexico DF, Mexico
 (M.O.)

Manuscript received 19 June 2003.

5. | Terremotos *intraslab* de México Central II

Resumen (en español)

En este Capítulo se continúa el estudio de los sismos *intraslab* con el fin de estimar las características de posibles movimientos futuros. Para ello se desarrollan ecuaciones de movimiento fuerte para las componentes vertical y cuadrática media horizontal de las siguientes variables dependientes:

- aceleración máxima (PGA),
- velocidad máxima (PGV), y
- espectro de respuesta elástica de pseudoaceleración (PSA) para un 5% de amortiguamiento.

Las ecuaciones propuestas pueden resultar de utilidad en la estimación de la peligrosidad sísmica y el diseño de estructuras sismorresistentes. Además, dada la escasez general de datos sobre sismicidad *intraslab*, es interesante comparar las estimaciones de modelos construidos a partir de datos de todo el mundo con las de aquellos centrados en una región, como es el propuesto.

El conjunto de datos utilizado en este estudio es el del Capítulo anterior con ciertas modificaciones (Tabla 1, Figs. 1 y 2). Éstas se han introducido para poder estimar adecuadamente las situaciones más críticas (M_w altas y R pequeñas). Esencialmente estos cambios se resumen en que: (a) se ha fijado una distancia máxima de análisis de 400 km; (b) se han reducido proporcionalmente los datos de M_w baja; (c) se han incorporado algunos datos de eventos de mayor profundidad ($H > 100$ km) acaecidos recientemente.

Las estaciones empleadas se emplazan sobre roca y en campo libre, lejos de la influencia de cualquier estructura. El somero tratamiento de los datos, fruto de su notable calidad, permite confiar plenamente en los resultados obtenidos incluso para las más bajas frecuencias del RS ($0.2 \text{ Hz} \leq f \leq 0.5 \text{ Hz}$).

Los modelos propuestos para ambas componentes (Tablas 2 y 3) presentan un excelente comportamiento de sus coeficientes con la frecuencia (Fig. 3), así como una ausencia de desviaciones significativas respecto a los parámetros empleados (Fig. 4). La variabilidad aleatoria se encuentra dentro de los márgenes habituales de este tipo de estudios (Fig. 5), si bien a altas frecuencias se echa en falta mayor información geotécnica para mejorar la caracterización de la respuesta de los emplazamientos.

Los resultados obtenidos señalan una importante dependencia del movimiento esperado con la profundidad (Fig. 7). Esta dependencia, sin embargo, sólo parece significativa para los eventos más profundos ($H > 100$ km). Dada la escasez de datos para sismos de estas profundidades no puede concluirse nada sobre la causa de este comportamiento, si bien los indicios disponibles apuntan hacia una caída de esfuerzos muy elevada para estos eventos. Sea ésta u otra la razón, estos eventos, aunque de M_w moderada, presentan un relativo riesgo para emplazamientos en el área epicentral, dado el elevado nivel de movimiento esperable.

Los espectros de respuesta estimados predicen además un esperable enriquecimiento en bajas frecuencias con el aumento de M_w , así como un mayor decaimiento de las altas frecuencias con la distancia (Fig. 6).

El modelo propuesto para México se ha comparado con el de Takahashi *et al.* (2004) para Japón, y el de Atkinson y Boore (2003) desarrollado a partir de datos de zonas de subducción en todo el mundo. El acuerdo general entre los tres es aceptable (Figs. 8 y 9). En concreto, los modelos locales de Japón y México presentan gran similitud. Esto es reseñable, dadas las diferencias tectónicas de ambas regiones y las del tipo de fallas analizadas. Por el contrario, nuestro modelo no predice movimientos tan parecidos a los del modelo global de Atkinson y Boore (2003). Estas diferencias se deben posiblemente a diversos factores, entre los que se incluyen los rangos de distancia y magnitud de los datos, el tipo de suelo y la función analítica elegida. Asimismo estas diferencias advierten sobre las posibles consecuencias de la aplicación directa de modelos globales a regiones determinadas.

Por último se compara el modelo obtenido para la PGA con el de los terremotos interplaca en México (Ordaz *et al.*, 1989), dada la ausencia de modelos de PSA y PGV para estos últimos eventos. Los resultados muestran que la PGA esperable para un evento *intraslab* de M_w elevada es considerablemente mayor que para uno interplaca (Fig. 10). Las diferencias se suavizan con la distancia, dado el decaimiento más rápido que muestra la PGA de los *intraslab*. Igualmente este contraste parece menor para M_w moderadas o bajas ($M_w < 6.5$). En todo caso, la fiabilidad del modelo interplaca actual para México es limitada, por lo que se impone una actualización del mismo para confirmar o rechazar estos resultados.

Inslab Earthquakes of Central Mexico: Peak Ground-Motion Parameters and Response Spectra

by Daniel García, Shri Krishna Singh, Miguel Herráiz, Mario Ordaz, and Javier Francisco Pacheco

Abstract We developed equations to predict pseudoacceleration response spectra (5% damping), peak ground acceleration, and peak ground velocity at free-field rock sites for intermediate-depth, normal-faulting inslab earthquakes of Central Mexico. The data set comprises 16 earthquakes ($5.2 \leq M_w \leq 7.4$; $35 \leq H \leq 138$ km) recorded at local and regional distances ($R \leq 400$ km). It represents a homogeneous catalog with respect to tectonic regime, fault mechanism, and soil class. Our results show larger amplitudes in the epicentral area from inslab events than from interplate events, a consequence of higher stress drops during the former type of earthquakes. Peak ground accelerations from moderate to large ($M_w > 6.0$) inslab events significantly exceed those from interplate events with similar magnitude, reaching almost three times for the largest events. The ground motion due to inslab events, however, decays faster than for the thrust events. Our results are in reasonable agreement with other studies based on Japanese and the worldwide data.

Introduction

It is reasonable to expect significant differences in strong ground motions from shallow interplate earthquakes and deeper inslab earthquakes occurring in the same subduction zone. First, the stress drop during inslab events is expected to be higher and, second, the effect of wave propagation during the two types of events must differ. In fact, several authors have suggested that ground motions on the epicentral area of inslab earthquakes are larger than those recorded from interplate events of similar magnitude (e.g., Crouse *et al.*, 1988; Molas and Yamazaki, 1995; Youngs *et al.*, 1997; Si and Midorikawa, 2000; Morikawa and Sasatani, 2004; Choy and Kirby, 2004). On the other hand, the effect of wave propagation has been studied by Furumura and Singh (2002), who find that seismic waves from the inslab events should decay faster than those from the shallower interplate type. Recent studies based on the regression of large inslab strong ground-motion databases worldwide (Atkinson and Boore, 2003) and Japan (Si and Midorikawa, 2000; Takahashi *et al.*, 2004) substantiate these observations.

In the past ten years the strong-motion database of Mexican inslab events has rapidly increased because of the improvement of regional networks. As a consequence, several studies have focused on expected ground motions from future large inslab earthquakes (e.g., Pacheco and Singh, 1995; Singh *et al.*, 1996; Iglesias *et al.*, 2002). These studies were motivated by the large damage that these earthquakes have historically caused to the population centers of Central Mexico (e.g., Singh and Wyss, 1976; Yamamoto *et al.*, 1984;

Singh *et al.*, 1985, 1999). Some of the preceding authors recognize that the seismic potential from inslab earthquakes in Central Mexico is poorly known, probably underestimated, and they call for a re-evaluation.

Toward this goal, in a previous study we estimated the Fourier spectral attenuation and source spectra of Mexican inslab earthquakes (García *et al.*, 2004). We observed that inslab events decay faster than interplate ones, probably because of the larger geometrical spreading of the former ones. One of our major results was that the inslab events have considerably larger stress drops than the interplate ones, which causes the higher level of the source spectra of inslab earthquakes at high frequencies, in comparison with thrust events. This result confirmed previous reports of higher ground motions during the inslab events than during the interplate ones in Mexico (Singh *et al.*, 1980).

In the present study we develop strong-motion relations for pseudoacceleration response spectra (PSA), peak ground acceleration (PGA), and peak ground velocity (PGV) of Mexican inslab earthquakes at rock sites. We compare our model predictions with those from the models developed by Atkinson and Boore (2003) from worldwide data and Takahashi *et al.* (2004) from Japanese data. Finally, we also compare peak ground accelerations predicted from Mexican inslab and interplate events.

Data

Table 1 summarizes the 16 intermediate-depth inslab events ($5.2 \leq M_w \leq 7.4$; $35 \leq H \leq 138$ km) used in this

Table 1

Intermediate-Depth Normal-Faulting Inslab Events Used to Develop Strong-Motion Equations

Event No.	Date (yymmdd)	Latitude °N	Longitude °W	H (km)	M_w	Records*
1	940223	17.75	97.27	75	5.8	6
2	940523	18.02	100.57	50	6.2	21
3	941210	17.98	101.52	50	6.4	16
4	970111	18.34	102.58	40	7.1	22
5	970522	18.37	101.82	54	6.5	18
6	980420	18.35	101.19	64	5.9	15
7	990615	18.13	97.54	61	6.9	30
8	990621	18.15	101.70	53	6.3	16
9	990930	16.03	96.96	47	7.4	26
10	991229	18.00	101.63	50	5.9	14
11	000721	18.11	98.97	50	5.9	21
12	010305	17.15	100.11	35	5.3	21
13	010306	17.14	100.11	38	5.2	23
14	020130	18.15	95.98	118	5.9	13
15 [†]	040117	17.66	95.66	110	5.4	9
16 [†]	040420	17.34	94.75	138	5.6	6

*Number of three-component records used.

[†]Events not analyzed by García *et al.* (2004). Source parameters from Singh *et al.* (2006).

study. Figure 1 shows the epicenters of the events and the recording stations. Data distribution is shown in Figure 2. Our dataset is essentially the same as that previously used by García *et al.* (2004) (henceforth referred to as GA04) with some modifications: two recent deep events ($H > 100$ km) have been added (events 15 and 16), some recordings from the larger earthquakes, not available for the GA04 study, have been incorporated, and the smaller events ($M_w < 5.0$) have been rejected. The recordings from deep events with wave paths crossing mantle wedge (Singh *et al.*, 2006) have been excluded. In addition, for this study we limited the distance range to 400 km (GA04 chose 600 km), thus excluding a moderate amount of records (<10%), mainly from small events. Hence, the resulting dataset is proportionally enriched in recordings from large magnitudes at close distances, critical for seismic hazard estimation purposes. Total number of records is 277. The new deep events enlarge the dataset in the magnitude range of 5.0–6.0 with respect to GA04.

All our data are free-field records obtained at 51 hard sites. We consider free-field recordings as those obtained at stations in small shelters, isolated from any building, dam abutment, bridge, or structure with more than one level. This definition differs from the one used in other studies, which include recordings from the basement of structures up to two or three stories (e.g., Boore *et al.*, 1997; Youngs *et al.*, 1997). Many of our stations belong to the Guerrero Accelerograph Array (GAA) and have been widely used by other authors in regression analysis (e.g., Youngs *et al.*, 1997; Chen and Atkinson, 2002; Atkinson and Boore, 2003). These authors classified the GAA sites as National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP) B sites (rock; Building Seismic

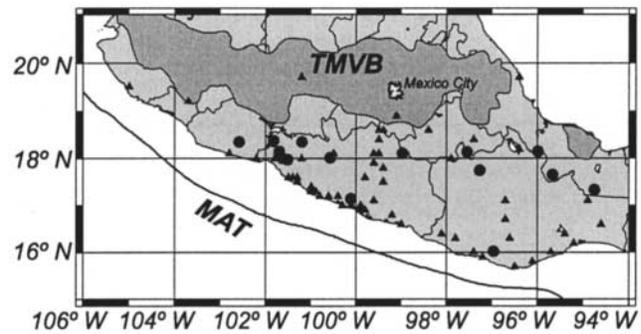


Figure 1. Map of Mexico showing recording stations (triangles) and epicenters (circles) of normal-faulting, intermediate-depth inslab earthquakes analyzed in this study. TMVB, Trans-Mexican Volcanic Belt (shaded gray); MAT, Middle America Trench.

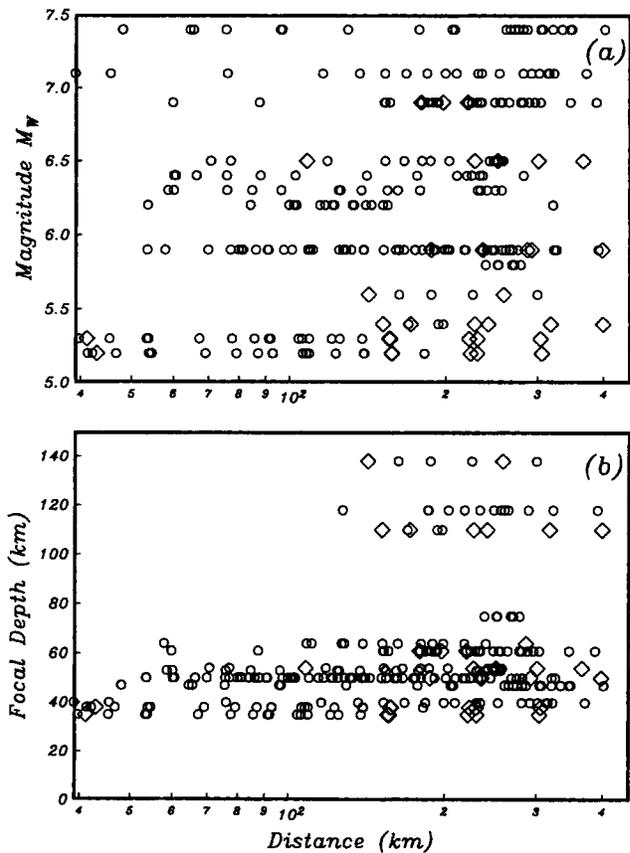


Figure 2. Distribution of the data used in this study with (a) magnitude M_w and (b) focal depth. Symbols indicate the type of data available. Open circles, accelerograms; diamonds, broadband velocity data. The data set includes four events that have the same magnitude of M_w 5.9 (Table 1).

Safety Council [BSSC], 2004). The rest of the stations from the Mexican strong-motion and broadband networks were selected with the same criteria, rejecting any soil or soft rock site. All stations in the Valley of Mexico were omitted.

Data Processing and Analysis

Data Processing

From the acceleration records, we read PGA values and computed 5% damped pseudoacceleration response spectra at 15 frequencies between 0.2 and 25 Hz (0.04–5 sec). To obtain PGV from accelerograms, we integrated the records after applying a baseline correction and a high-pass filter. The cutoff frequency was chosen at 0.05 Hz for events with $M_w > 6.5$, and 0.1 Hz for the remaining events. Velocity records from the broadband seismograph network were differentiated and then processed in the same manner as the accelerograms. For each ordinate, we took the quadratic mean of both horizontal components. The vertical components were treated separately.

Regression Analysis

We analyzed vertical and quadratic mean horizontal components in the same way. Regression of the dataset was performed using the one-stage maximum likelihood method (Joyner and Boore, 1993, 1994). This method allows for correlation among subsets of the residuals and for exploring the convenience of introducing additional terms suitable for the response spectra, as those related with focal depth or squared magnitude. The adopted functional form for all regressions is (all logarithms are to the base 10):

$$\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4 \cdot \log R + c_5 \cdot H + \sigma. \quad (1)$$

In this equation, Y is the vertical or quadratic mean horizontal component of 5% damped PSA in centimeters per second squared; PGA is in centimeters per second squared; or PGV is in centimeters per second; M_w is the moment magnitude (Kanamori, 1977); R is a measure of distance approximately equal to the average distance to the fault surface and is defined as $R = \sqrt{R_{\text{cld}}^2 + \Delta^2}$ in kilometers, where R_{cld} is the closest distance to fault surface for the larger events ($M_w > 6.5$), or the hypocentral distance for the rest (both in kilometers), and Δ is a near-source saturation term defined analytically by Atkinson and Boore (2003) from basic geometrical considerations as $\Delta = 0.00750 \cdot 10^{0.507 \cdot M_w}$. H is focal depth in kilometers, c_i are the coefficients determined by regression analysis, and $\sigma = \sqrt{\sigma_r^2 + \sigma_e^2}$ is the standard deviation of residuals (random variability), where σ_r and σ_e denote estimated intra- and interevent variability, respectively.

Trial regressions were conducted to determine which functional form better described the data. The inclusion of

Δ in measuring the source-to-site distance substantially improved the fit, leading to a decrease in random variability at close distances, and an increase in magnitude (c_2) and anelastic attenuation (c_3) coefficients. A near-source term is also supported to some extent by heuristic and theoretical considerations (e.g., Anderson, 2000). On the other hand, we found a worse correlation when we added a quadratic magnitude term than a linear form. This agrees with previous studies on inslab earthquakes (Crouse *et al.*, 1988; Crouse, 1991; Atkinson and Boore, 2003). Tests which included a magnitude dependence of the geometric spreading coefficient, c_4 , resulted in higher standard deviations. Moreover, we obtained unrealistic values of PSA at close distances (e.g., $\text{PGA} = 1g$ at 40 km for $M_w 7.4$) using the form of that term given by Atkinson and Boore (2003) for inslab earthquakes. These estimations do not agree well with the Mexican data. For these reasons we decided to keep coefficient c_4 as a constant. In fact, the function $c_4(M)$ used by Atkinson and Boore (2003) for inslab events is only weakly dependent on magnitude, varying from 1.78 for $M 5.0$ to 1.68 for $M 7.5$. Molas and Yamazaki (1995, 1996) studied intermediate-depth ($H < 200$ km) earthquakes in Japan, and after preliminary analyses fixed c_4 to 1 for response spectral ordinates, PGA and PGV. From a partial set of our database Singh *et al.* (1999) obtained for PGA a value of c_4 close to 1. Therefore, we fixed c_4 to 1 for all ordinates. This selection is consistent with the predominance of body waves and results in anelastic attenuation coefficients with the adequate negative sign.

Large standard errors and residuals obtained for deep events (14–16) in the preliminary regressions forced us to include a depth term. If we omit these three events, then this term strongly diminishes and the residuals do not show significant dependence on H . The absence of a soil response term in our regression function comes from the assumed similarity of all sites in this study.

Results and Discussion

Coefficients and Evaluation of the Model

Regression coefficients for 5% PSA, PGA, and PGV horizontal and vertical components are given in Tables 2 and 3, respectively. Figure 3 shows plots of these coefficients as a function of frequency. Because coefficients show an acceptable behavior with frequency, we have not smoothed them. The coefficients for PGA have been plotted at 40 Hz. The coefficients for PGV take values that roughly correspond with PSA coefficients for frequencies between 1 and 3 Hz; hence, they have been arbitrarily plotted at 1.5 Hz. The magnitude and anelastic attenuation coefficients decrease with frequency, reflecting the fact that the larger events produce stronger low-frequency ground motion that propagates farther than high-frequency ground motion. On the contrary, the regression intercept and the depth coefficient show the opposite trend. A possible explanation for this tendency will

Table 2
 Regression Coefficients for Quadratic Mean Horizontal Component
 $\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4 \cdot \log R + c_5 \cdot H + \sigma$
 $[R = \sqrt{R_{\text{clid}}^2 + \Delta^2}, \Delta = 0.00750 \cdot 10^{0.507 \cdot M_w}]$

$f(\text{Hz})$	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	σ^*	σ_r	σ_e
0.2	-4.3	0.97	-0.0007	1	0.001	0.25	0.22	0.12
0.25	-3.9	0.94	-0.0008	1	0.0009	0.25	0.22	0.12
0.33	-3.3	0.89	-0.0009	1	0.0009	0.26	0.22	0.14
0.5	-2.7	0.85	-0.0012	1	0.001	0.26	0.24	0.10
0.67	-2.3	0.81	-0.0014	1	0.002	0.28	0.26	0.10
1	-1.7	0.75	-0.0017	1	0.003	0.28	0.26	0.09
1.33	-1.3	0.71	-0.0020	1	0.004	0.27	0.26	0.09
2	-0.8	0.67	-0.0024	1	0.004	0.26	0.24	0.11
2.5	-0.6	0.64	-0.0028	1	0.005	0.27	0.24	0.13
3.33	-0.3	0.63	-0.0033	1	0.005	0.28	0.23	0.16
5	0.05	0.59	-0.0037	1	0.007	0.28	0.24	0.14
10	0.4	0.55	-0.0041	1	0.008	0.33	0.32	0.10
13.33	0.2	0.57	-0.0043	1	0.008	0.34	0.32	0.10
20	0.1	0.58	-0.0043	1	0.008	0.34	0.32	0.09
25	0.03	0.59	-0.0043	1	0.007	0.32	0.31	0.08
PGA	-0.2	0.59	-0.0039	1	0.008	0.28	0.27	0.10
PGV	-2.4	0.71	-0.0023	1	0.004	0.26	0.24	0.09

*Standard deviation of residuals (computed in logarithm to the base 10).

Table 3
 Regression Coefficients for Vertical Component
 $\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4 \cdot \log R + c_5 \cdot H + \sigma$
 $[R = \sqrt{R_{\text{clid}}^2 + \Delta^2}, \Delta = 0.00750 \cdot 10^{0.507 \cdot M_w}]$

$f(z)$	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	σ^*	σ_r	σ_e
0.2	-4.4	0.98	-0.0003	1	-0.0002	0.26	0.22	0.14
0.25	-4.0	0.95	-0.0004	1	-0.0003	0.27	0.23	0.15
0.33	-3.3	0.88	-0.0005	1	-0.0004	0.28	0.23	0.17
0.5	-2.8	0.83	-0.0006	1	-0.0005	0.27	0.24	0.14
0.67	-2.4	0.80	-0.0008	1	0.0004	0.26	0.23	0.12
1	-1.8	0.75	-0.0010	1	0.001	0.27	0.24	0.12
1.33	-1.3	0.69	-0.0014	1	0.002	0.25	0.22	0.11
2	-0.9	0.66	-0.0018	1	0.002	0.26	0.23	0.11
2.5	-0.7	0.64	-0.0022	1	0.003	0.26	0.23	0.13
3.33	-0.2	0.60	-0.0029	1	0.003	0.26	0.22	0.15
5	-0.07	0.59	-0.0033	1	0.004	0.26	0.22	0.14
10	-0.04	0.59	-0.0039	1	0.007	0.31	0.29	0.11
13.33	-0.06	0.60	-0.0041	1	0.007	0.32	0.31	0.09
20	-0.2	0.62	-0.0043	1	0.007	0.32	0.31	0.08
25	-0.3	0.62	-0.0041	1	0.006	0.31	0.30	0.07
PGA	-0.4	0.60	-0.0036	1	0.006	0.27	0.25	0.11
PGV	-2.4	0.70	-0.0018	1	0.002	0.24	0.21	0.11

*Standard deviation of residuals (computed in logarithm to the base 10).

be discussed in the next section. Because both components show similar results, our further discussion will be limited to the horizontal component only.

Figure 4 shows the residuals of the regression of PGA, PGV, and two selected frequencies of PSA (the rest of frequencies show similar behavior). We did not observe any noticeable bias with distance, magnitude, or depth (not shown). In Figure 5 we plot random variability grouped in distance and magnitude bins as a function of frequency. To-

tal variability is relatively high but is similar to other studies, ranging between 0.24 and 0.34. Frequencies greater than 5 Hz show larger scatter, probably related to differences in the site conditions. Although we have assumed similar sites, at high frequencies the site response may be highly variable, as reported by Castro *et al.* (1990) and Humphrey and Anderson (1992) for the GAA stations. At less than 5 Hz the variability is quite stable. The decrease in variability with magnitude, reported by Youngs *et al.* (1997) and Atkinson

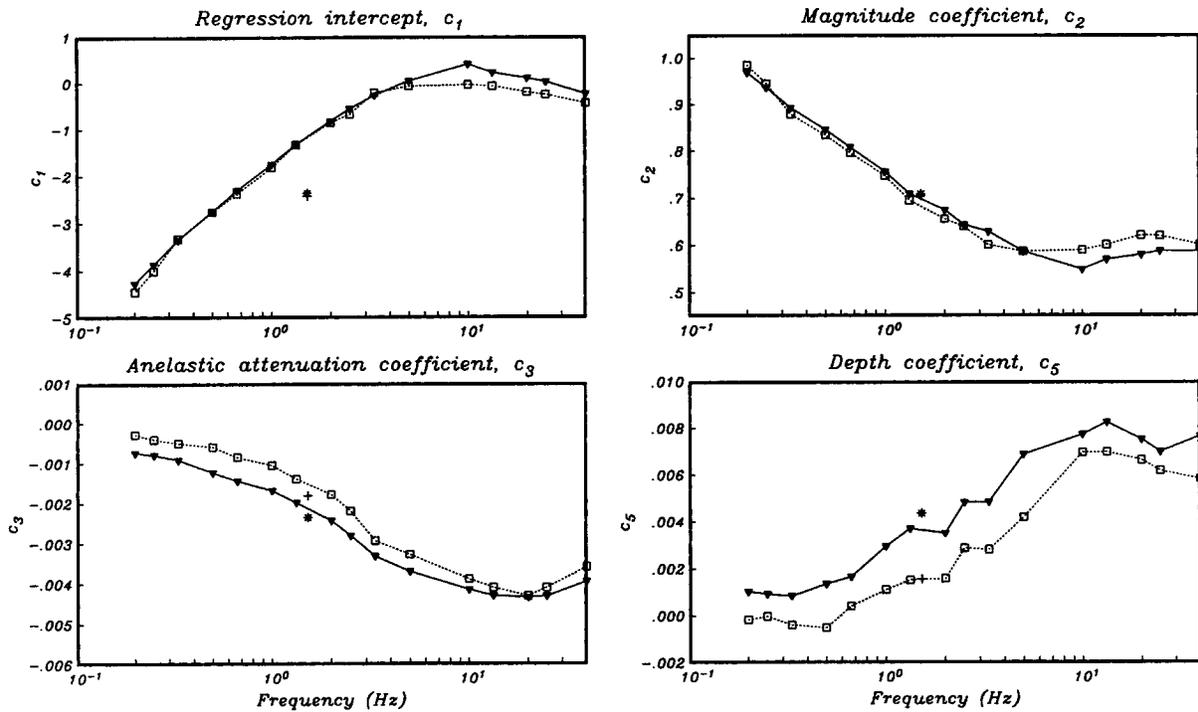


Figure 3. Regression coefficients for the PSA response spectra and PGA. Continuous curves and solid triangles, horizontal component; dotted curves and squares, vertical component. Stars and pluses represent regression coefficients for the PGV horizontal and vertical component, respectively, which have been plotted arbitrarily at 1.5 Hz.

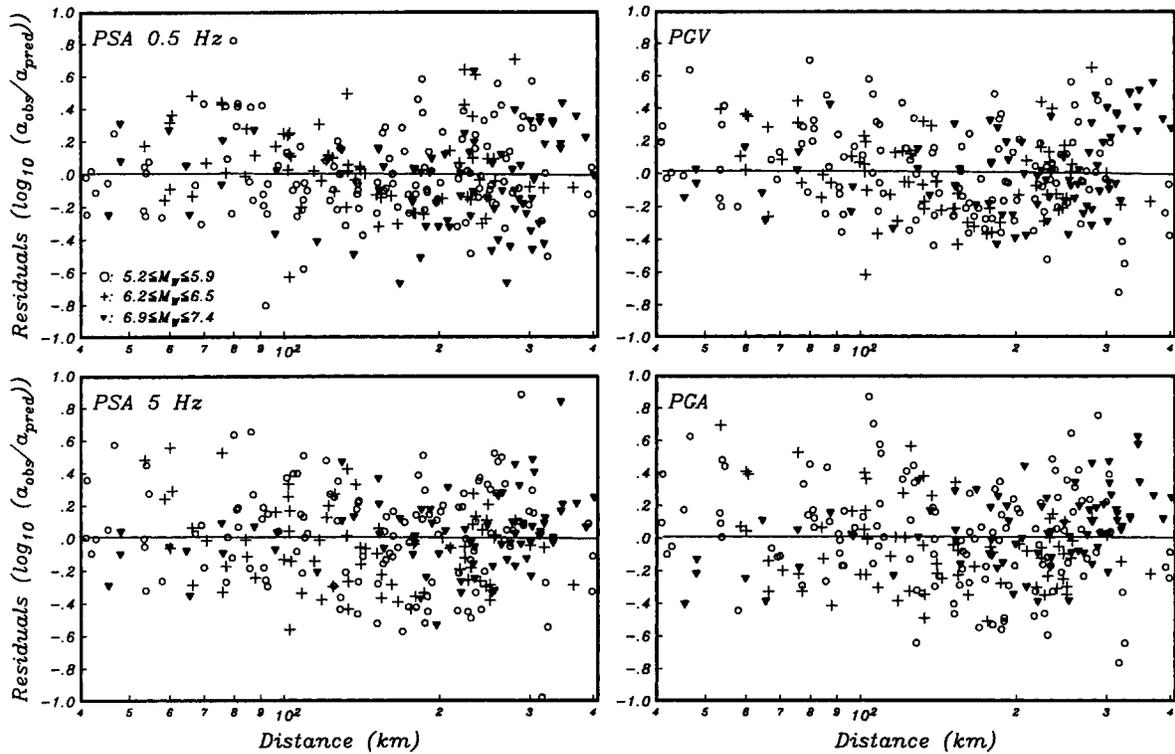


Figure 4. Residuals of the regression grouped in magnitude bins versus distance for horizontal component of PSA at 0.5 Hz, PGV, PSA at 5 Hz, and PGA. Continuous lines show linear regression of residuals.

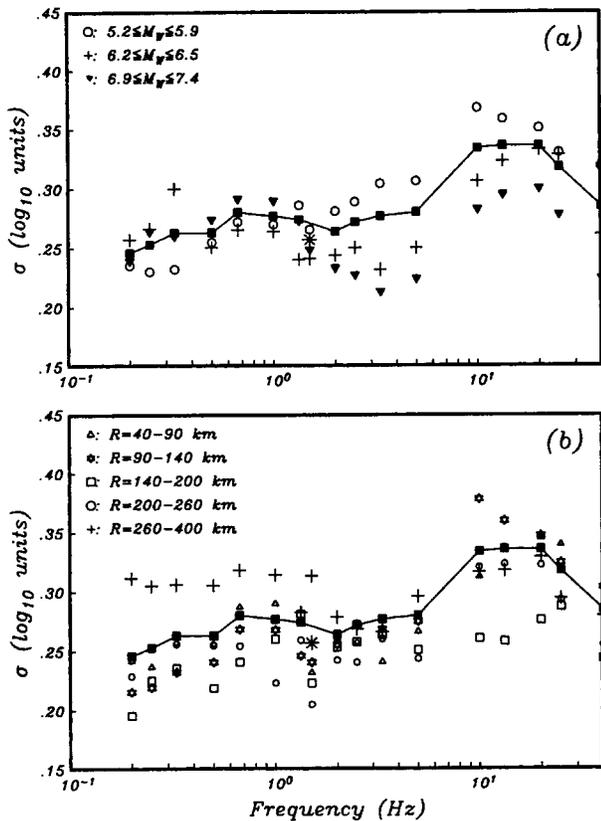


Figure 5. (a) Random variability (standard deviation of residuals in \log_{10}) of horizontal component ground-motion estimates for PSA and PGA. Continuous curve and solid squares, results from the whole dataset; rest of symbols, variability for different magnitude bins. (b) The same as (a), but the rest of symbols now indicate variability for different distance bins. In both frames, variability corresponding to PGV has been plotted arbitrarily at 1.5 Hz (star for the whole dataset).

and Boore (2003), is only apparent for frequencies greater than 1 Hz.

Figure 6 shows predicted response spectra for M_w 5, 6, 7, and 7.5 at $R = 50, 150,$ and 300 km. As magnitude increases, the contribution of low-frequency ground motion grows proportionally, flattening the spectra. Similarly, farther distances produce a larger decay on the high-frequency amplitudes, thus enhancing relatively low-frequency content of the spectra.

Depth Effect

Recordings from deep events ($H > 100$ km) constitute only 10% of the dataset, but they introduce a strong dependence with depth. However, the correlation with depth is very weak for the remaining events. In fact, exclusion of deep events leads to regression coefficients almost equal to those reported here, except for the depth coefficient that dramatically diminishes at high frequencies. Whether the three

deep events in our dataset are representative of the deep inslab earthquake population can not be answered by present data. In fact, the rough dependence of the depth coefficient with frequency (Fig. 3) is probably due to the dearth of data from deep events. It is, nevertheless, instructive to examine the predicted effect of depth on the response spectra. As illustrated in Figure 7, the deeper events give rise to larger amplitudes with the peak of the spectra shifted slightly toward higher frequencies, in comparison with shallower events. For distances up to double the focal depth, this could result in spectral values of deeper events that may exceed those of shallower events at closer distances. In other words, at these distances the depth term can even counteract the effect of attenuation. However, the depth effect is almost negligible for frequencies at less than 1 Hz.

The increase of high-frequency ground motions, for a fixed distance, with increasing focal depth has been reported in several studies (e.g., McGarr, 1984; Crouse *et al.*, 1988; Molas and Yamazaki, 1995; Youngs *et al.*, 1997). Several authors have also indicated that the peak shifts to higher frequencies for deep events (e.g., Molas and Yamazaki, 1996; Takahashi *et al.*, 2004). McGarr (1984) analyzed crustal events and suggested that deep events would produce larger motions due to larger crustal strength and the related locally higher stress drop. Crouse *et al.* (1988) proposed that deep subduction events would produce larger motions at high frequencies due to low-attenuation paths and higher stress drop than shallower events.

Molas and Yamazaki (1995) explained the observed depth effect as the result of propagation of deep events across a high Q zone, resulting in lower attenuation rates. These authors proposed that the depth term could be regarded as a correction factor to the attenuation rate. A similar explanation was given by Takahashi *et al.* (2004) to explain the observed differences in amplitude of crustal and inslab events. On the other hand, Choy and Kirby (2004) recently reported that normal-fault inslab earthquakes have systematically higher apparent stress drops related to the immaturity of their causative faults. Morikawa and Sasatani (2004) have found that asperity areas for inslab earthquakes are smaller and have higher stress drops than those for crustal events.

In our previous study, we found a median stress drop of 304 bars for Mexican inslab events. Our analysis led us to conclude that there was not enough evidence of an increase in stress drop with depth, although a slight tendency could be discerned. The dataset used, however, contained only one event deeper than 100 km (event 14). This event had a stress drop (1980 bars) that exceeds several times the median value. Stress drops of the new deep earthquakes added to this study (events 15 and 16) are 370 and 1100 bars, respectively. Although these values support to some extent the role of stress drop as a possible explanation of the influence of depth on strong ground-motion scaling, more records from different deep inslab earthquakes are needed

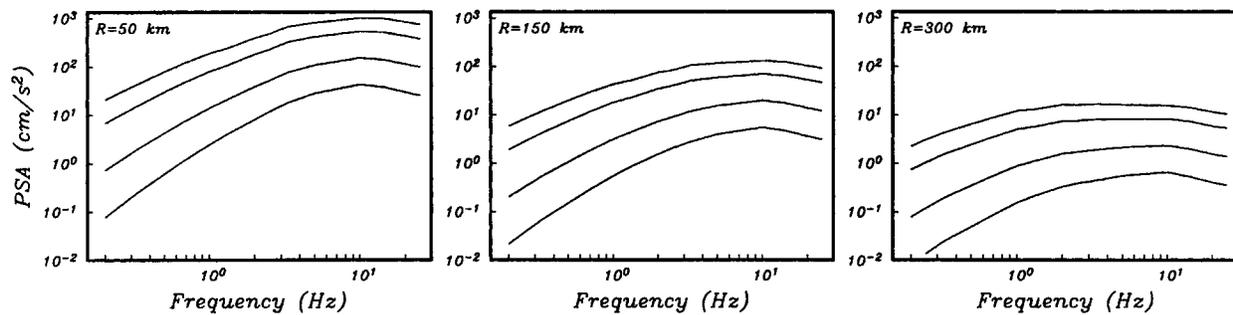


Figure 6. Predicted horizontal component of PSA response spectra for earthquakes of M_w 5.0, 6.0, 7.0, and 7.5, with $H = 50$ km, at distances of 50 km (left), 150 km (center), and 300 km (right).

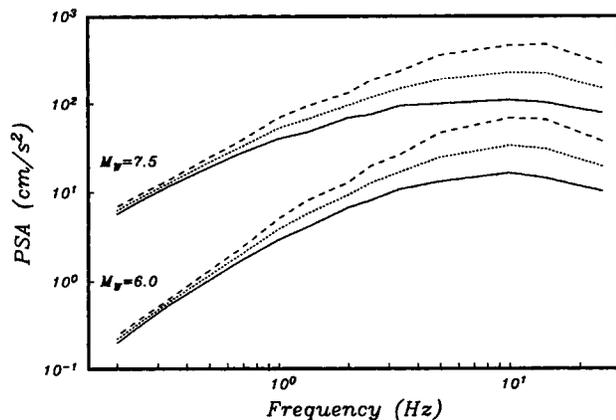


Figure 7. Predicted horizontal component of PSA response spectra for earthquakes of M_w 6.0 and 7.5, with $H = 40$ km (continuous curves), $H = 80$ km (dotted curves), and $H = 120$ km (dashed curves), at a distance of 150 km.

to resolve this issue, in which propagation effects could also play an important role.

Comparison with Other Inslab Earthquake Models

Despite growing interest in inslab earthquakes for seismic hazard purposes, there are still few ground-motion relations that deal with them separately. Most subduction zone ground-motion studies do not differentiate between interplate and inslab earthquakes or simply focus their attention on the interplate events. Furthermore, the more widely used relations for inslab events (e.g., Crouse, 1991; Youngs *et al.*, 1997; Atkinson and Boore, 2003) collate records from different subduction regimes around the world to compensate for the usual paucity of inslab data from individual subduction zones. Although some of these authors suggest that there are no detectable differences between ground motions among different subduction regions, others accept the obvious limitations and reservations on the applicability of their results to a specific zone. An exception to this paucity of data seems to be Japan (e.g., Molas and Yamazaki, 1995, 1996; Shabestari and Yamazaki, 2000). In addition, recent

studies by Si and Midorikawa (2000) and Takahashi *et al.* (2004) present separate models for inslab, interplate, and crustal earthquakes.

To understand whether some common features of inslab earthquakes are discernible in the worldwide, Japanese, and Mexican strong-motion data, we compare the results from our model with those developed by Atkinson and Boore (2003) from the worldwide data and by Takahashi *et al.* (2004) from the Japanese data (henceforth denoted AB03 and TA04, respectively). This comparison may also tell us something about the reliability of using results based on worldwide data for individual subduction zones. Note that we do not consider the equations developed by Crouse (1991) and Youngs *et al.* (1997), as the regressions in AB03 are based on updated and more extensive dataset.

Figure 8 shows the attenuation curves predicted by the three models for PGA and PSA at three frequencies. The distance is restricted between 40 and 300 km, where the vast majority of data in AB03 and TA04 is concentrated. AB03 results are plotted for NEHRP B site, and TA04 for site class SC I, equivalent to NEHRP A and B sites. Predictions from Mexican and Japanese models agree well, especially for large and moderate events. This is remarkable in view of the tectonic differences existing between both subduction zones. Moreover, noted that the inslab dataset of TA04 comprises 42% of recordings from normal faults, 34% from strike-slip faults, and 24% from reverse faults, whereas Mexican recordings come uniquely from normal-fault events.

On the contrary, although there is good agreement for large magnitudes at high frequencies, for most other cases the predictions from the AB03 clearly differ both from the Mexican and Japanese models. Obviously, a worldwide model should not necessarily fit Mexican data well in all cases, especially because the AB03 model only contains the 10% of our dataset. However, other relevant aspects of the data and the regression functions could contribute significantly to the observed differences, which we summarize below.

1. The AB03 model predicts larger amplitudes than our model at short distances, increasing the differences at

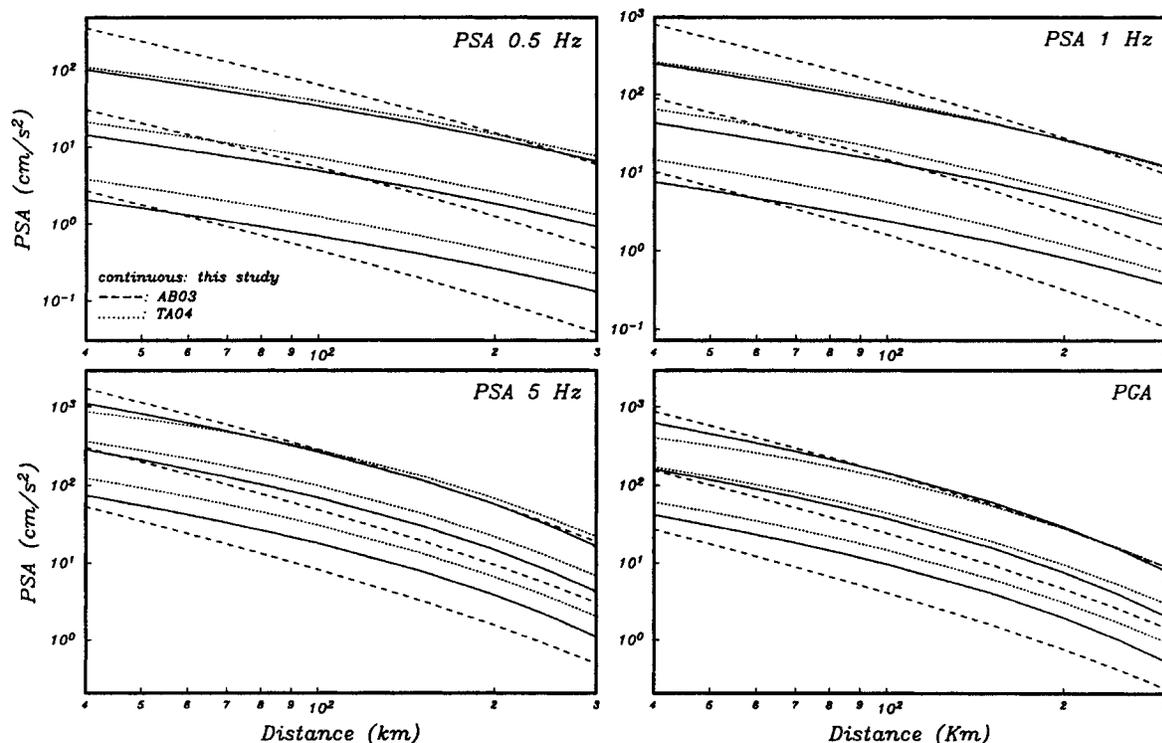


Figure 8. Regression curves of horizontal component of PSA at 0.5, 1, and 5 Hz, and PGA for earthquakes of M_w 5.5, 6.5, and 7.5, with $H = 50$ km, for different strong-motion models. Continuous curves, this study (quadratic mean horizontal component); dashed curves, Atkinson and Boore (2003), worldwide inslab model (random horizontal component); dotted curves, Takahashi *et al.* (2004), Japanese inslab model (geometric mean horizontal component).

lower frequencies. This results from larger intercept and magnitude coefficients in the AB03 model, in particular, at low frequencies. These values could be a reflection of the data used in the two studies. To accurately fit ground motions for the more damaging scenarios, AB03 used in their final regression records up to 100 km for $6.0 \leq M < 6.5$, and up to 200 km for $M \geq 6.5$. Note, however, that the number of records for $M_w \geq 7.0$ within 200 km of the fault is almost the same in both studies, because data from two events of M 6.8 constitute more than 80% of the AB03 database. Differences in site conditions could also play an important role. On the one hand, AB03 include records from sites at the base of structures up to three stories. On the other hand, 90% of the AB03 database comes from recordings at soft sites (NEHRP C, D, and E), whereas we use only hard sites (NEHRP B).

2. Our model predicts a slower decay than the AB03 model, especially at low frequencies. This implies larger amplitudes from our model at distances beyond 100–200 km, with increasing differences with decreasing magnitudes. The dependence of the decay on M_w reflects the magnitude dependence on the geometric spreading chosen by AB03. The larger anelastic attenuation coefficients obtained by AB03 at low frequencies explain the faster decay. These different attenuation rates may be due to the

cutoff distance chosen in the two studies: AB03 used records up to 200 km, whereas in our dataset the data from distances farther than 200 km represent 40%. In fact, preliminary regressions performed with data up to 600 km led to even slower decay.

3. Our model predicts amplitudes that are systematically greater than those of AB03 for $M_w < 6.0$. This is not surprising, because AB03 excluded all recordings from events with $M_w < 6.0$. These authors noted that the lack of a quadratic magnitude term could result in underprediction at low magnitudes. The recordings from $M_w < 6.0$ events constitute 45% of our database.

Similarities and differences mentioned previously are clearly seen in Figure 9, where we compare the predicted response spectra from the three models for different magnitudes and distances.

Comparison with PGA from Mexican Interplate Events

In Figure 10 we compare our model for PGA (Table 2)

$$\log PGA = -0.2 + 0.59 \cdot M_w - 0.0039 \cdot R - \log R + 0.008 \cdot H \quad (2)$$

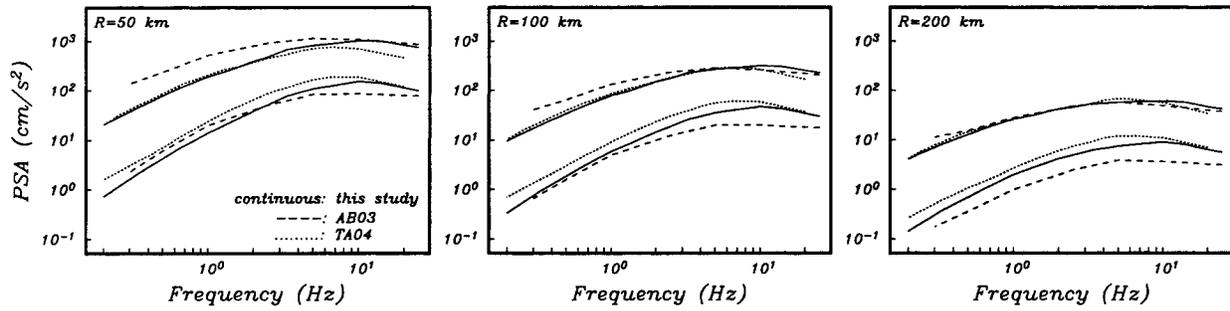


Figure 9. Predicted horizontal component of PSA response spectra for earthquakes of M_w 6.0 and 7.5, with $H = 50$ km, at distances of 50 km (left), 100 km (center), and 200 km (right) for the same models of Figure 8.

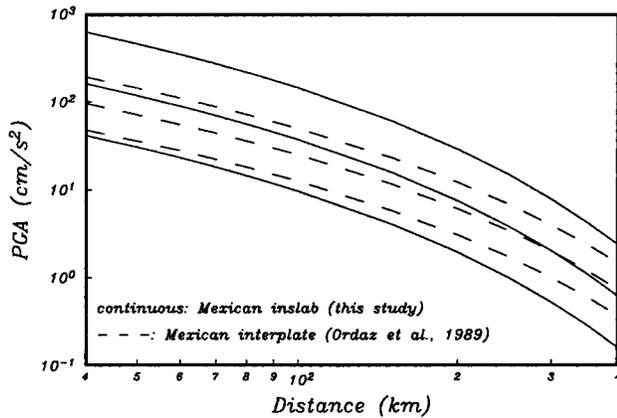


Figure 10. Comparison of predicted horizontal component of PGA for Mexican interplate (Ordaz *et al.*, 1989; long dashed curves) and inslab earthquakes (this study; continuous curves), for M_w 5.5, 6.5, and 7.5. Focal depth of inslab events is $H = 50$ km.

with the corresponding model of Mexican interplate earthquakes (Ordaz *et al.*, 1989)

$$\log PGA = 1.76 + 0.30 \cdot M_w - 0.0031 \cdot R - \log R. \quad (3)$$

The slope of the attenuation curves for inslab and thrust events is similar, though the former ones decay somewhat faster than the latter ones, as we would expect from the results of our previous study. Despite the stronger decay, the expected PGA for inslab events with $M_w > 6.0$ clearly exceed PGA values estimated for interplate events of the same magnitude, as was suggested in previous studies on Mexico (e.g., Singh *et al.*, 1999; Iglesias *et al.*, 2002). The differences increase with magnitude and focal depth (not shown). For example, maximum difference exceeds 100% for an event of M_w 7.5 ($H = 50$ km) within 200 km to the fault. The same is true for a M_w 6.0 event with focal depth of 100 km (not shown). From equations (2) and (3) it is clear that inslab events show larger PGA values because of their stronger dependence on M_w than the interplate events. The same dif-

ference between both types of events has been reported by AB03. From our previous study, we are now able to explain this result as a consequence of the higher stress drop of inslab earthquakes, rather than as a consequence of path effect, which has also been proposed as a possible explanation.

Depending on focal depth and distance, predicted PGAs are nearly equal for magnitudes around M_w 5.9–6.1 for $H = 50$ km, M_w 5.0–5.2 for $H = 100$ km, or even at lower magnitudes for deeper inslab events. Below crossover magnitude, the trend is reversed; as magnitude decreases, thrust events show progressively larger PGA values than those corresponding to inslab events. There is no apparent physical explanation for this crossover magnitude. A careful examination of PGAs recorded at the same sites from inslab and interplate events does not clearly support it, although scatter makes it difficult to draw firm conclusions. Perhaps it may be not a real pattern of the data, but a reflection of the poorly constrained magnitude dependence of interplate events. The absence of Mexican interplate PSA and PGV strong-motion relations prevents further comparisons to clarify this controversy. Clearly, Mexican interplate attenuation relations need to be improved and updated.

Conclusions

This article presents empirical strong ground-motion relations for 5% damping PSA response spectra, PGA, and PGV of Mexican normal-faulting inslab earthquakes, based on maximum-likelihood regression analysis. The database comprises 16 events of M_w 5.2–7.4 and focal depths ranging between 35 and 138 km. The resulting 277 free-field recordings used on the analysis come from hard sites (rock) at distances up to 400 km.

As in a previous study dealing with inslab source spectra and Fourier amplitude attenuation, we have found that these events produce large-amplitude, high-frequency ground motions because of their large stress drops. On the other hand, these events attenuate relatively fast. Although the data from deep events ($H > 100$ km) are sparse, they seem to indicate that the high levels of PSA at short period and PGA may grow with increasing focal depth. Paths crossing a high Q

zone and correlation between stress drop and focal depth have been proposed by other authors as possible explanations to these observations. Nevertheless, more data are required to resolve this issue.

Prediction from our model is in reasonable agreement with the model based on worldwide database (Atkinson and Boore, 2003). Although differences are noticeable, especially at low frequencies, the models coincide in predicting large ground motions and a significant depth effect at high frequencies. On the other hand, the agreement with the Japanese model by Takahashi *et al.* (2004) is quite noticeable, especially at those magnitudes and distances that are more critical in estimating seismic hazard.

According to the present ground-motion relations available, PGAs for Mexican inslab events are considerably larger than those produced by Mexican interplate events, though the former ones decay faster than the latter ones. These observations are in agreement with previous reports from Mexico and around the world. However, Mexican interplate strong-motion relations need to be updated.

Acknowledgments

We thank technicians who maintain the broadband network operated by Instituto de Geofísica, UNAM, and accelerographic networks at the Instituto de Ingeniería, UNAM, and Cenapred. Arturo Iglesias and Juan Vicente Cantavella have helped with valuable technical advice. We are grateful to Profs. Fumio Yamazaki and Saburoh Midorikawa, and Drs. Khosrow Shabestari and Graeme McVerry for providing us with copies of their articles and model coefficients. We also thank Dr. Art McGarr and two anonymous reviewers for their constructive comments. The research was partly supported by DGAPA, UNAM project IN1114305, Conacyt, and Spanish Complementary Action CGL2004-23600-E. D. García was supported, in part, in Mexico by Convenios Internacionales UCM-UNAM and Programa Predoctoral UCM fellowships.

References

- Anderson, J. G. (2000). Expected shape of regressions for ground-motion parameters on rock, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, S43–S52.
- Atkinson, G. M., and D. M. Boore (2003). Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 1703–1729.
- Boore, D. M., W. B. Joyner, and T. E. Fumal (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: a summary of recent work, *Seism. Res. Lett.* **68**, 128–153.
- Building Seismic Safety Council (BSSC) (2004). NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures, 2003 Edition, Part 1. Provisions; Part 2. Commentary. Building Seismic Safety Council for the Federal Emergency Management Agency, Report no. FEMA 450, Washington, D.C.
- Castro, R. R., J. G. Anderson, and S. K. Singh (1990). Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 1481–1503.
- Chen, S.-Z., and G. M. Atkinson (2002). Global comparisons of earthquakes source spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 885–895.
- Choy, G. L., and S. H. Kirby (2004). Apparent stress, fault maturity and seismic hazard for normal-fault earthquakes at subduction zones, *Geophys. J. Int.* **159**, 991–1012.
- Crouse, C. B., Y. K. Vyas, and B. A. Schell (1988). Ground motions from subduction-zone earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 1–25.
- Crouse, C. B. (1991). Ground-motion attenuation equations for Cascadia subduction zone earthquakes, *Earthquake Spectra* **7**, 201–236.
- Furumura, T., and S. K. Singh (2002). Regional wave propagation from Mexican subduction zone earthquakes: the attenuation functions for interplate and inslab earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 2110–2125.
- García, D., S. K. Singh, M. Herráiz, J. F. Pacheco, and M. Ordaz (2004). Inslab earthquakes of Central Mexico: Q, source spectra, and stress drop, *Bull. Seism. Soc. Am.* **94**, 789–802.
- Humphrey, J. R., Jr., and J. G. Anderson (1992). Shear-wave attenuation and site response in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**, 1622–1645.
- Iglesias, A., S. K. Singh, J. F. Pacheco, and M. Ordaz (2002). A source and wave propagation study of the Copalillo, Mexico earthquake of July 21, 2000 ($M_w = 5.9$): implications for seismic hazard in Mexico City from inslab earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 1060–1071.
- Joyner, W. B., and D. M. Boore (1993). Methods for regression analysis of strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 469–487.
- Joyner, W. B., and D. M. Boore (1994). Methods for regression analysis of strong-motion data. Errata, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 955–956.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.* **82**, 2981–2987.
- McGarr, A. (1984). Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth, *J. Geophys. Res.* **89**, 6969–6979.
- Molas, G. L., and F. Yamazaki (1995). Attenuation of earthquake ground motion in Japan including deep focus events, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1343–1358.
- Molas, G. L., and F. Yamazaki (1996). Attenuation of response spectra in Japan using new JMA records, *Bull. Earthquake Resist. Struct. Center* **29**, 115–128.
- Morikawa, N., and T. Sasatani (2004). Source models of two large intraslab earthquakes from broadband strong ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **94**, 803–817.
- Ordaz, M., J. M. Jara, and S. K. Singh (1989). Riesgo sísmico y espectros de diseño en el estado de Guerrero, in *Mem. VIII Congr. Nac. Ing. Sísmica*, Acapulco, México, D40–D56.
- Pacheco, J. F., and S. K. Singh (1995). Estimation of ground motions in the Valley of Mexico from normal-faulting, intermediate-depth earthquakes in the subducted Cocos plate, *Earthquake Spectra* **11**, 233–246.
- Shabestari, K. T., and F. Yamazaki (2000). Attenuation relation of response spectra in Japan considering site-specific term, presented at *Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng.*, Auckland, New Zealand, 30 January–4 February 2000, paper no. 1432.
- Si, H., and S. Midorikawa (2000). New attenuation relations for peak ground acceleration and velocity considering effects of fault type and site condition, presented at *Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng.*, Auckland, New Zealand, 30 January–4 February 2000, paper no. 0532.
- Singh, S. K., and M. Wyss (1976). Source parameters of the Orizaba earthquake of August 28, 1973, *Geofis. Int.* **16**, 165–184.
- Singh, S. K., M. Reichle, and J. Havskov (1980). Magnitude and epicentre determinations of Mexican earthquakes from isoseismic maps, *Geofis. Int.* **19**, 269–284.
- Singh, S. K., G. Suárez, and T. Domínguez (1985). The great Oaxaca earthquake of 15 January 1931: lithosphere normal faulting in the subducted Cocos Plate, *Nature* **317**, 56–58.
- Singh, S. K., M. Ordaz, and L. E. Pérez-Rocha (1996). The great Mexican earthquake of 19 June 1858: expected ground motions and damage scenario in Mexico City from a similar future event, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1655–1666.
- Singh, S. K., J. F. Pacheco, D. García, and A. Iglesias (2006). An estimate of shear-wave Q of the mantle wedge in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **96**, in press.
- Singh, S. K., M. Ordaz, J. F. Pacheco, R. Quaas, L. Alcántara, S. Alcocer, C. Gutiérrez, R. Meli, and E. Ovando (1999). A preliminary report on the Tehuacan, Mexico earthquake of June 15, 1999 ($M_w = 7.0$), *Seism. Res. Lett.* **70**, 489–504.

- Takahashi, T., A. Asano, T. Saiki, H. Okada, K. Irikura, J. X. Zhao, J. Zhang, H. K. Thio, P. G. Somerville, Y. Fukushima, and Y. Fukushima (2004). Attenuation models for response spectra derived from Japanese strong-motion records accounting for tectonic source types, presented at *Proc. 13th World Conf. Earthq. Eng.*, paper no. 1271.
- Yamamoto, J., Z. Jiménez, and R. Mota (1984). El temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, México, del 24 de Octubre de 1980, *Geofis. Int.* **23**, 83–110.
- Youngs, R. R., S.-J. Chiou, W. J. Silva, and J. R. Humphrey (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seism. Res. Lett.* **68**, 58–73.

Departamento de Geofísica y Meteorología
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Complutense de Madrid (UCM)
Ciudad Universitaria
28040 Madrid, Spain
danielg@fis.ucm.es
(D.G., M.H.)

Instituto de Geofísica
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria
Coyoacán 04510
Mexico D.F., Mexico
(S.K.S., J.F.P.)

Instituto de Ingeniería
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria
Ciudad Universitaria
Coyoacán 04510
Mexico DF, Mexico
(M.O.)

Manuscript received 12 April 2005.

6. | Reevaluación de la atenuación para terremotos interplaca en la zona de subducción mexicana

REEVALUACIÓN DE LA ATENUACIÓN PARA TERREMOTOS INTERPLACA EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA

Abstract. En este Capítulo se revisa la función de atenuación (expansión geométrica y Q) para la componente horizontal de la onda S de los terremotos interplaca en México. Para ello se utiliza un conjunto de registros de movimiento fuerte que abarca los últimos veinte años, notablemente ampliado respecto a estudios previos. Nuestros resultados muestran que la amplitud del espectro de Fourier para las trayectorias hacia el interior del continente es considerablemente mayor que la correspondiente a las trayectorias a lo largo de la costa. Esta diferencia no parece deberse a efectos de sitio o del patrón de radiación, sino a la eficiente propagación de las fases Lg y SmS en la dirección de buzamiento del *slab*, como han señalado diferentes trabajos. En consecuencia se proponen nuevas funciones de atenuación para ambos tipos de trayectoria, que pueden ser de utilidad para la correcta estimación del movimiento fuerte en la región.

INTRODUCCIÓN

La sismicidad interplaca en el margen de subducción del Pacífico constituye la principal fuente de riesgo sísmico del centro-sur de México. Sus particulares características de fuente y propagación hacia el Cinturón Volcánico Mexicano (*MVB*) y el Valle de México, así como la anómala respuesta de éste último, han sido ampliamente estudiadas, en especial a raíz del desastroso terremoto de Michoacán de 1985 (*e.g.*, Anderson *et al.*, 1986; Sánchez-Sesma *et al.*, 1988; Campillo *et al.*, 1989; Kawase y Aki 1989; Singh *et al.*, 1989, 2000; Chávez-García y Bard, 1994; Shapiro *et al.*, 1997; Furumura y Kennett, 1998). Meses antes de este terremoto se empezó a instalar la Red Acelerográfica de Guerrero (*GAA*). Desde entonces la *GAA* viene proporcionando un valioso caudal de registros de movimiento fuerte para un amplio rango de magnitudes ($< 3.0 - 8.0$) y distancias (10-600 km).

Numerosos trabajos han caracterizado la atenuación en la región, principalmente desde la costa hacia el *MVB* (*e.g.*, Rodríguez *et al.*, 1983; Castro *et al.*, 1990; Novelo *et al.*, 1990; Rebollar *et al.*, 1991; Domínguez *et al.*, 1997; Ottemöller *et al.*, 2002). Desde muy pronto se sugirió la posibilidad de que la atenuación costera fuera superior a la atenuación hacia el continente. Valdés *et al.* (1987) midieron en el NW de Guerrero, para dos líneas de refracción, una atenuación para las ondas de coda a lo largo de la costa entre el 10 y el 40% superior a la medida hacia el Valle de México. Singh *et al.* (1988), para los terremotos de 1985, observaron mayor atenuación en la costa y una propagación muy eficiente tierra adentro. Sin embargo, las evidencias de amplificación en varias estaciones tierra adentro pusieron en cuestión los posibles efectos de propagación hacia el interior (Gutiérrez y Singh, 1988; Singh *et al.*, 1988).

Ordaz y Singh (1992), a partir de un centenar de registros de la *GAA* fuera del *MVB* ($R < 323$ km), propusieron un factor de calidad para las ondas S en Guerrero de $Q = 273f^{0.66}$, en conjunción con una expansión geométrica $G(R) = 1/R$ para $R \leq 100$ km y $1/\sqrt{100R}$ para $R > 100$ km. Su modelo ha sido ampliamente utilizado en posteriores trabajos. Estos autores observaron además amplificación para las estaciones sobre el *MVB*. En cambio, no encontraron diferencias de atenuación en las trayectorias costeras y tierra adentro, si bien señalaron que la dispersión de los datos costeros a distancias próximas era elevada. Posteriormente diversos autores han referido mayor atenuación a lo largo de la costa para las ondas de coda (Valdés, 1993; Cárdenas *et al.*, 1997), S (Cárdenas *et al.*, 1994, 1998; Cárdenas y Chávez, 2003) y Lg (Ottemöller *et al.*, 2002), y varias simulaciones numéricas han descrito la eficiente propagación de los trenes Sn y Lg hacia el interior (Furumura y Kennett, 1998; Furumura y Singh, 2002). Sin embargo, otros trabajos siguen sin hallar diferencias entre ambos casos (Novelo y Valdés, 2000).

Parte de la disparidad de los resultados mencionados se debe a la heterogeneidad de dichos estudios. Los resultados de Ordaz y Singh (1992) se refieren a eventos interplaca registrados en estaciones de la *GAA* sobre roca y fuera del *MVB*. En cambio, otros autores usan registros procedentes de campañas de perfiles sísmicos o de réplicas, caracterizadas por el empleo de equipos portátiles de periodo corto y muy diversas prestaciones sobre emplazamientos temporales, de los que se desconoce su respuesta (*e.g.*, Valdés *et al.*, 1987; Cárdenas *et al.*, 1998; Novelo y Valdés, 2000). El problema del emplazamiento se agudiza al estimar la atenuación lejos de la costa, pues algunos trabajos usan estaciones sobre el *MVB* (*e.g.*, Cárdenas *et al.*,

1997; Cárdenas y Chávez, 2003), cuyos efectos de amplificación son bien conocidos (*e.g.*, Shapiro *et al.*, 1997; Furumura y Singh, 2002). Asimismo existen grandes diferencias en el número de datos analizado y en la metodología aplicada. Por último, parte de la dispersión de los datos y de las discrepancias observadas entre los distintos estudios podría deberse a las diferentes características de los terrenos atravesados por las ondas entre la costa y el *MVB*. El centro-sur de México es un mosaico de terrenos tectonoestratigráficos con diferentes basamentos (Campa y Coney, 1983), y varios trabajos han apreciado diferencias en la atenuación de las ondas a través de los mismos (*e.g.*, Castro y Munguía, 1993; Domínguez *et al.*, 1997; Yamamoto *et al.*, 1997; Ottemöller *et al.*, 2002).

Todos estos factores generan confusión y dificultan la comparación entre estudios, trayectorias y regiones diferentes. Así, aunque la tendencia general apunta hacia una mayor atenuación en la franja costera, resulta difícil deslindar este efecto de posibles amplificaciones en los emplazamientos hacia el interior. Análogamente, si bien parece aceptado que la atenuación varía con el terreno estudiado, queda la duda de hasta qué punto esto está ligado con el tipo de trayectorias y emplazamientos analizados. Por otra parte, si realmente las características de propagación son diferentes según la trayectoria, es preciso determinar la atenuación en la costa y en el interior para estimar correctamente el riesgo sísmico en la región, como han sugerido Cárdenas *et al.* (1998).

En los últimos trece años las redes sísmicas de movimiento fuerte en la región han mejorado notablemente. La progresiva modernización de la instrumentación original de la *GAA*, junto con la instalación de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (*BB-SSN*), la Red Acelerográfica de Oaxaca (*RAO-IIUNAM*) y la Red de Atenuación del Centro Nacional de Prevención de Desastres (*RACENAPRED*), han permitido aumentar significativamente el número y la calidad de los datos disponibles, así como extender el área abarcada. En este Capítulo se aprovecha este hecho para:

- revisar la atenuación para los terremotos interplaca en la zona de subducción mexicana registrados sobre roca firme fuera del *MVB*;
- intentar resolver la controversia suscitada sobre las diferencias en la atenuación para las trayectorias a lo largo de la costa y hacia el interior.

1. DATOS

La Tabla 1 resume las características de los 46 sismos utilizados en este Capítulo. El conjunto de datos abarca todos los terremotos interplaca del catálogo del *CMT* de Harvard para el periodo 01/01/1985 – 01/01/2005 de la costa entre los estados de Oaxaca y Colima ($95^\circ - 105^\circ W$) (Fig. 1) con las siguientes matizaciones: (*a*) que no sean eventos lentos próximos a la fosa, cuyos registros son anormalmente

deficientes en altas frecuencias (Shapiro *et al.*, 1998; Iglesias *et al.*, 2003); (*b*) que aporten al menos 4 registros con las características detalladas más abajo. Estas premisas supusieron la eliminación de 5 eventos con $M_w > 6.5$ (4 lentos), entre ellos el terremoto lento de Jalisco-Colima de 1995 (09/10/95, M_w 8.0). El catálogo abarca sismos a partir de M_w 5.0.

Las regiones de Jalisco ($> 105^\circ W$), istmo de Tehuantepec y Chiapas ($< 95^\circ W$) se excluyeron por su escasez de registros, debida a la baja cobertura instrumental de movimientos fuertes. Este hecho es reseñable, dado que el mayor terremoto registrado en época instrumental en México sucedió en Jalisco (03/06/1932, M_s 8.2). Por otro lado un análisis preliminar mostró que los registros de los eventos de la región de Colima ($103.5 - 105^\circ W$), inicialmente considerados, presentaban amplitudes anormalmente bajas en las frecuencias altas ($f > 1$ Hz). La única excepción es el sismo de Tecmán (nº 41, M_w 7.5; Singh *et al.*, 2003). Salvo para este último, la localización de los eventos en Colima es pobre debido a la escasez de registros, que además provienen de distancias notables. Este hecho hace difícil discernir si la carencia de altas frecuencias se debe a que se trata realmente de eventos lentos no identificados e incorrectamente localizados, o a un posible efecto de las trayectorias en Colima. Esta última alternativa, sin embargo, resulta difícilmente compatible con el hecho de que el evento de Tecmán no presente este efecto. Por todo ello finalmente se excluyeron todos los eventos de Colima a excepción del citado de Tecmán, que aporta información clave de magnitudes elevadas.

Los eventos se clasificaron como interplaca, previa revisión de la bibliografía, en función de su localización epicentral (próxima a la costa), profundidad (10-30 km) y mecanismo focal (falla inversa de bajo-medio ángulo), según las características de estos eventos en México. Las localizaciones de Harvard se reemplazaron por aquellas, locales o regionales, ya publicadas (Tabla 2), dada la desviación introducida habitualmente en las localizaciones telesísmicas para los temblores mexicanos (Singh y Lermo, 1985). Para los 19 eventos de los que sólo se disponía de la localización de Harvard se procedió a su relocalización mediante el programa *Hypocenter* (Lienert *et al.*, 1986; Lienert y Havskov, 1995). En ésta se usaron únicamente acelerogramas y registros de velocidad de *BB* próximos ($R < 200$ km). Para 2 eventos se utilizó el modelo regional para Guerrero-Michoacán de Campillo *et al.* (1996), y para los 17 restantes una modificación de aquél para distancias locales (Pacheco, com. pers., 2005). Se leyeron 197 fases de 100 registros. La *rms* promedio fue de 0.29 s (17 eventos con $rms < 0.5$ s). Durante la revisión bibliográfica y la relocalización se tuvo especial cuidado en intentar excluir los eventos *intraslab* de mecanismo de falla inversa de elevado buzamiento. En México estos eventos se localizan justo bajo el extremo inferior de la interfaz (30-40 km de profundidad) y presentan epicentros algo más tierra adentro que los interplaca

Tabla 1. Eventos interplaca de México utilizados en este Capítulo

N°	Fecha	Hora ^a	Lat. °N	Lon. °W	H km	M ₀ dina-cm	M _w	Az. φ°	Bu. δ°	Ra. λ°	N° re. ^b	Fuente ^c
1	1985/09/19	13:18:24	18.14	102.71	17	1.05E+28	8.0	301	18	105	10	USG86, OS92
2	1985/09/21	01:37:32	17.62	101.82	22	2.90E+27	7.6	296	17	85	8	USG86, OS92
3	1988/02/08	13:51:29	17.45	101.19	22	7.40E+24	5.8	261	38	63	9	PS95
4	1989/03/10	05:19:49	17.45	101.19	20	1.35E+24	5.4	251	35	47	6	SP93
5	1989/04/25	14:28:58	16.61	99.43	16	2.40E+26	6.9	276	10	66	10	S94, PS95*
6	1989/05/02	09:30:17	16.68	99.41	15	1.91E+24	5.5	260	39	33	5	PS95
7	1990/01/13	02:07:31	16.82	99.64	16	1.00E+24	5.3	114	63	112	8	SO94
8	1990/05/11	23:43:52	17.12	100.87	21	2.48E+24	5.5	317	39	100	6	SO94 (SP93*)
9	1990/05/31	07:35:27	17.12	100.88	18	7.49E+24	5.9	317	39	100	9	P05 (SP93*)
10	1992/03/31	20:56:34	17.38	101.30	14	1.55E+24	5.4	272	52	67	4	EE
11	1993/03/31	10:18:13	17.22	101.04	20	1.95E+24	5.5	276	20	73	5	EE
12	1993/05/15	03:09:00	16.43	98.74	16	1.00E+24	5.3	-	-	-	6	Seal00
13	1993/05/15	03:12:36	16.47	98.72	16	2.00E+24	5.5	127	74	121	6	Seal00
14	1993/10/24	07:52:16	16.65	98.87	26	1.01E+26	6.6	276	17	67	13	EE
15	1995/09/14	14:04:30	16.48	98.76	16	1.31E+27	7.3	289	15	85	15	Ceal97
16	1996/03/13	21:04:19	16.59	99.12	25	6.37E+23	5.1	128	29	100	10	P05
17	1996/03/27	12:34:48	16.36	98.30	18	1.20E+24	5.4	291	10	80	10	Seal97
18	1996/07/15	21:23:42	17.33	101.21	27	9.95E+25	6.6	297	21	93	20	Seal06a
19	1996/07/18	08:16:47	17.44	101.21	25	1.59E+24	5.4	285	19	81	11	Seal06a
20	1997/01/21	21:19:58	16.42	98.21	28	1.20E+24	5.4	281	26	49	13	PS98
21	1997/12/16	11:48:31	16.04	99.41	27	1.03E+25	5.9	260	18	64	7	EE
22	1998/03/05	04:12:55	16.06	98.34	15	8.89E+23	5.2	269	16	79	5	EE
23	1998/05/09	17:03:16	17.50	101.24	23	8.44E+23	5.2	296	36	95	13	Seal06a
24	1998/05/16	17:41:52	17.27	101.34	28	6.85E+23	5.2	313	22	102	11	Seal06a
25	1998/07/05	19:55:07	16.81	100.14	25	1.08E+24	5.3	300	26	101	16	Seal06a*
26	1998/07/11	05:21:14	17.35	101.41	29	1.83E+24	5.4	275	16	60	13	Seal06a
27	1998/07/12	08:11:27	16.85	100.47	26	1.93E+24	5.5	308	22	80	15	Seal06a*
28	2001/06/16	03:46:12	18.05	103.02	19	9.30E+23	5.2	126	35	108	5	EE
29	2001/09/04	03:26:28	16.29	98.37	20	6.80E+23	5.2	286	23	69	10	EE
30	2001/11/10	17:09:14	16.09	98.32	17	1.85E+24	5.4	243	10	69	11	EE
31	2002/06/07	16:02:57	15.99	96.92	20	8.83E+23	5.2	247	23	55	11	EE
32	2002/06/07	17:00:51	15.96	96.93	19	2.54E+24	5.5	269	18	69	12	EE
33	2002/06/19	21:50:07	16.29	98.02	20	1.05E+24	5.3	272	11	60	12	EE
34	2002/08/05	01:25:16	15.94	96.26	15	1.62E+24	5.4	251	17	62	8	EE
35	2002/08/27	17:08:48	16.16	97.54	15	3.69E+23	5.0	142	89	148	11	EE
36	2002/08/30	21:11:42	16.76	100.95	15	8.77E+23	5.2	254	30	44	7	EE
37	2002/09/25	18:14:47	16.80	100.12	12	1.15E+24	5.3	271	22	61	16	EE
38	2002/11/08	23:20:42	16.28	98.12	16	8.94E+23	5.2	127	79	120	10	EE
39	2002/12/10	03:09:34	17.36	101.25	24	1.75E+24	5.4	160	90	116	8	EE
40	2003/01/10	02:08:01	17.01	100.35	28	8.00E+23	5.2	126	64	133	16	EE
41	2003/01/22	02:06:33	18.62	104.12	10	2.05E+27	7.5	308	12	110	9	Seal03
42	2004/01/01	23:31:47	17.27	101.54	17	1.46E+25	6.0	299	13	92	17	Seal06b
43	2004/01/01	23:58:00	17.32	101.47	27	3.45E+24	5.6	308	21	104	12	P05
44	2004/02/06	19:11:32	18.16	102.83	12	5.25E+23	5.1	296	65	88	8	Seal06c
45	2004/05/21	04:09:54	18.07	103.07	20	6.69E+23	5.2	287	24	79	4	EE
46	2004/06/14	22:54:19	16.19	98.13	20	8.66E+24	5.9	277	11	70	18	P05

^a Hora estimada a partir de registros locales en todos los casos.^b Número de registros de tres componentes utilizados.^c Estudios usados en la modificación de los datos del Catálogo de Harvard (véase la Tabla 2).

Tabla 2. Estudios locales y/o regionales usados en la modificación de los datos del Catálogo de Harvard (CMT, 2005) referidos en la Tabla 1

Ref. en Tabla 1	Fuente	Modificación
Ceal97	Courboux <i>et al.</i> (1997)	localización, hora y plano de ruptura
EE	Este estudio	localización y hora
OS92	Ordaz y Singh (1992)	localización y M ₀
PS98	Pacheco y Singh (1998)	localización, hora, M ₀ y mecanismo focal
P05	Pacheco (2005) (sin publ.)	localización y hora
PS95	Pardo y Suárez (1995)	localización y hora; *: M ₀ OS92
S94	Santoyo (1994)	plano de ruptura
SP93	Singh y Pardo (1993)	localización; *: mecanismo focal
SO94	Singh y Ordaz (1994)	localización
Seal97	Singh <i>et al.</i> (1997)	localización, hora, M ₀ y mecanismo focal
Seal00	Singh <i>et al.</i> (2000)	localización y M ₀
Seal03	Singh <i>et al.</i> (2003)	localización y hora (RESCO), plano de ruptura
Seal06a	Singh <i>et al.</i> (2006a)	localización; *: mecanismo focal
Seal06b	Singh <i>et al.</i> (2006b)	localización
Seal06c	Singh <i>et al.</i> (2006c)	localización
USG86	UNAM <i>Seismology Group</i> (1986)	plano de ruptura

(Suárez *et al.*, 1990; Singh *et al.*, 2006a), con los que a menudo se les confunde.

Se realizó una exhaustiva selección de los datos según los criterios de calidad descritos en el siguiente apartado y del análisis de las más de 100 regresiones preliminares efectuadas. Esto llevó a desechar cerca de la tercera parte del número inicial recolectado,

entre ellos numerosos registros anteriores a 1995 que no presentaban la calidad exigida. El conjunto final de datos consiste en 469 registros procedentes de 56 estaciones. Los registros son acelerogramas de movimiento fuerte de 12 a 19 bits (*SM*, 66% de los datos) y registros de aceleración o velocidad de banda ancha de 24 bits (*BB*, 34%). Los registros de 12 bits (24%) corresponden básicamente al pe-

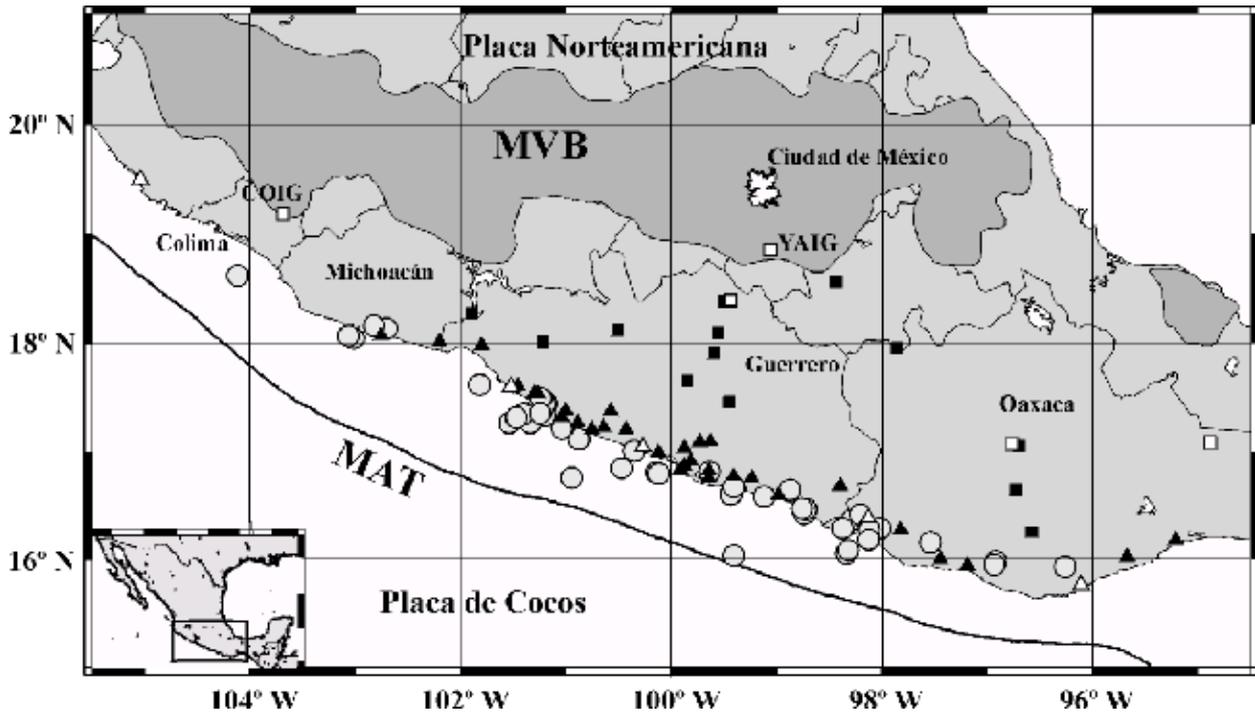


Fig. 1. Mapa de la región analizada con los epicentros de los terremotos interplaca (círculos) y las estaciones utilizadas en este Capítulo. Triángulos: estaciones de la costa; cuadrados: estaciones del interior (véase texto). Los símbolos rellenos representan estaciones de *SM* y los vacíos estaciones de *BB*. *MVB*: Cinturón Volcánico Mexicano (sombreado en gris); *MAT*: Fosa Centroamericana.

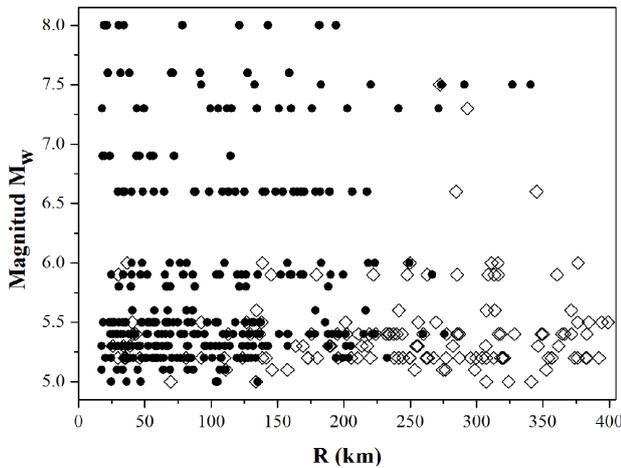


Fig. 2. Distribución de los datos con la magnitud M_w y la distancia más próxima al plano de ruptura. Los símbolos indican el tipo de datos disponible. Círculos: acelerogramas (*SM* o *BB*); rombos: registros de velocidad de *BB*.

riodo 1985-1995, que aporta numerosos registros de grandes magnitudes a distancias próximas. La tasa de muestreo varía entre 80 y 250 mu/s. La distancia máxima elegida es de 400 km. Esta elección engloba la casi totalidad de registros disponibles, excluye distancias pobremente muestreadas y supone un límite suficientemente lejano para la estimación de la atenuación regional. La Figura 2 muestra la distribución de los datos con la magnitud y la distancia. El 43% proviene del rango 0-100 km, y el 57% de M_w 5.0-5.5. La Figura 3 representa las trayectorias analizadas.

Todos los registros proceden de estaciones permanentes sobre roca, en campo libre, de las redes operativas en la región. No se consideraron estaciones sobre el *MVB* ni al norte del mismo. Estas últimas se caracterizan por amplitudes anormalmente bajas debido al paso de las ondas a través del *MVB* (Singh *et al.*, 2006c). Las únicas excepciones son las estaciones de *BB* COIG y YAIG (Fig. 1) que, pese a encontrarse dentro de los límites del *MVB*, se emplazan sobre calizas cretácicas no afectadas por el vulcanismo. El análisis de su respuesta no reveló amplificaciones significativas. Dentro de las estaciones sobre roca disponibles se eliminaron aquellas con efectos de resonancia conocidos (Castro *et al.*, 1990; Humphrey y Anderson, 1992).

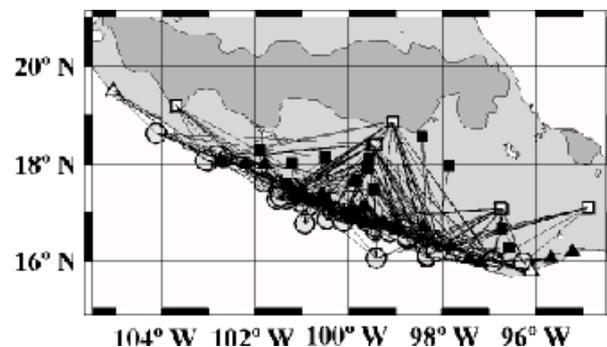


Fig. 3. Epicentros de los terremotos interplaca (círculos), estaciones (triángulos y cuadrados) y trayectorias utilizados en este Capítulo. Los símbolos coinciden con los de la Figura 1.

2. PROCESADO Y CALIDAD DE LOS REGISTROS

Inicialmente se procedió a corregir de *offsets* y por línea base los registros cuya inspección visual así lo sugería, y a diferenciar los registros de velocidad. Se evitó todo filtrado adicional. A continuación se seleccionó automáticamente una ventana temporal de cada componente horizontal. La longitud temporal de la ventana se definió entre los umbrales del 3 y 98% de la energía del espectro de amplitudes de aceleración de Fourier (*FS*). Visualmente se comprobó que dicha ventana garantizara: (a) que la fase *S* no se hallara cortada y englobara suficiente duración y decaimiento de la coda, crítica para el nivel de alta frecuencia del *FS*; (b) que la duración de la ventana y de la señal excediera 10 s. Para los registros de 12 bits, usualmente con escaso preevento y coda cortada, se tomó el registro completo siempre que sólo incluyera la señal. A continuación se calculó el *FS* de la ventana mediante una *FFT*, se suavizó con un filtro de 1/6 de octava que conserva la energía y se aplicó un *tapering* cosenoidal del 5%. Se comprobó también que los *FS* presentaran una razón *s/r* aceptable ($> 1 - 2$ órdenes de magnitud) para el intervalo 0.2-15 Hz. Todo registro que no cumpliera alguno de los criterios anteriores fue desechado. Finalmente se midieron las amplitudes del *FS* para 45 frecuencias equiespaciadas logarítmicamente entre 0.1 y 25 Hz, y se calculó la media cuadrática de ambas componentes horizontales para cada frecuencia.

Los umbrales elegidos para la ventana abarcan a menudo parte del grupo de la *P*. Se ha preferido esta opción a estrechar los umbrales y aumentar el número de registros con la *S* cortada. Por ello es posible que los resultados puedan sobreestimar levemente el nivel del *FS* de la *S*, en una proporción en promedio inferior al 5% (Boatwright y Fletcher, 1984).

La condición de que la duración de la señal cortada sea superior a 10 s no se cumple para registros a distancias muy próximas de la fuente, aunque la duración de la ventana sí supere 10 s. Estos casos introducen inevitablemente cierta incertidumbre en las frecuencias más bajas ($f \leq 0.3 - 0.2$ Hz). Por otro lado el decaimiento espectral a alta frecuencia implica una importante pérdida de energía a frecuencias superiores a 10-15 Hz en esta zona de México (*e.g.*, Humphrey y Anderson, 1992; Purvance y Anderson, 2003). Además diversos registros de *SM* presentan la coda cortada de antemano. Por todo ello se considera que los resultados son más fiables entre 0.2 y 10 Hz.

3. METODOLOGÍA

Se ha seguido un procedimiento análogo al empleado por estudios previos en la región. Puesto que en esta ocasión sólo nos interesan los términos referidos al decaimiento de la amplitud, y no los relacionados con la fuente, se expondrá el procedimiento de forma

abreviada, remitiéndose a dichos trabajos para una descripción completa del mismo (*e.g.*, Singh *et al.*, 1982; Castro *et al.*, 1990; Ordaz y Singh, 1992; García *et al.*, 2004). Suponiendo que se cumplen las condiciones de fuente puntual y campo lejano, la amplitud del *FS* de aceleraciones de la parte más intensa del movimiento (grupo de la onda *S*) de la componente horizontal de un evento *j* registrado en una estación *i* puede escribirse como

$$A_{ij}(f, R) = C \cdot S_j(f) \cdot G(R) \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R / \beta \cdot Q(f)} \quad (1)$$

En esta ecuación *f* es la frecuencia, *R* es una medida de la mínima distancia de la estación *i*-ésima al plano de ruptura del evento *j*-ésimo, *C* engloba una serie de constantes relacionadas con la radiación en la fuente y los efectos de superficie libre y partición de la energía en las componentes horizontales, $S_j(f)$ es el espectro de aceleraciones de la fuente del evento *j*, β es la velocidad de las ondas de cizalla promedio para las trayectorias consideradas (3.5 km/s), $Q(f)$ es el factor de calidad, que incluye tanto la absorción anelástica como el esparcimiento, y $G(R)$ representa la expansión geométrica. Para los eventos con $M_w \geq 6.0$ y plano de ruptura conocido *R* se calculó como la distancia más próxima al mismo; en caso de que el plano de ruptura no se conociera *R* se estimó mediante la medida de *S-P* para las estaciones suficientemente próximas ($R < 5L$; *L*: dimensión máxima del plano de ruptura). En este caso *L* se estimó suponiendo una falla rectangular de razón $L/W = 2$ (*W*: ancho de la falla) y área dada por $M_w = \log S + 4$ (Kanamori y Anderson, 1975). Para el resto de datos ($M_w < 6.0$) se usó la distancia hipocentral.

Se ha ignorado, por falta de información suficiente, cualquier término de atenuación próxima al sitio, generalmente incluido en (1) a través del término $e^{-\pi \kappa f}$ en el miembro derecho. De este modo la parte de κ independiente de la distancia se incluye en el término de fuente, $C \cdot S(f)$, mientras que la parte dependiente de *R* queda englobada en $Q(f)$.

Tomando el logaritmo decimal de la ecuación (1) se obtiene:

$$\log A_{ij}(f, R) - \log G(R) = \log(C \cdot S_j(f)) - 1.36 \cdot \frac{f \cdot R}{\beta \cdot Q(f)} \quad (2)$$

que puede resolverse por diversos métodos para obtener $Q(f)$ y el término de fuente, una vez establecida la forma de $G(R)$. El método empleado ha sido el de efectos aleatorios en la formulación de Joyner y Boore (1993). La similitud de los resultados obtenidos por este método y por el de dos pasos (Joyner y Boore, 1981) permite comparar nuestros resultados con aquellos estudios que usan dicho método (Ordaz y Singh, 1992; Cárdenas *et al.*, 1998). Como medida de la bondad de la regresión se ha empleado la desviación estándar de los residuos o variabilidad aleatoria, σ .

En el desarrollo anterior se supusieron las aproximaciones de campo lejano y fuente puntual. Sin embargo, no todos los registros las satisfacen. Imponiendo $R > 3L$ (donde L se calculó según lo descrito más arriba, extendiéndolo a $M_w < 6.0$) el 12% de los registros incumple la condición de fuente puntual. Su exclusión no altera en absoluto la Q obtenida, y en cambio modifica algo el término de fuente, por lo que se conservaron para incluir el mayor número posible de datos de M_w elevada. Por otra parte la condición de campo lejano ($R > 3\lambda$, λ : longitud de onda) se satisface para el 96% de los registros a frecuencias superiores a 0.4 Hz. Para $f < 0.3$ Hz el número de datos que incumple dicha condición aumenta del 10% (0.3 Hz) al 44% (0.1 Hz). Para estas frecuencias dichos registros deberían excluirse. Ahora bien, ya se ha comentado que la fiabilidad de los resultados es menor para el intervalo 0.1-0.2 Hz. Además se pretende obtener la Q con el mismo número de registros para todas las frecuencias. Por ello nos parece conveniente conservar dichos registros, pues sólo incumplen la condición precisamente para las frecuencias menos fiables. Esta decisión, lógicamente, disminuye más la fiabilidad de los resultados para $f \leq 0.2$ Hz y podría incrementar la variabilidad en esas frecuencias, como se discute posteriormente.

4. ANÁLISIS DE LA ATENUACIÓN GLOBAL

Primeramente se procedió a estimar la atenuación del conjunto de datos completo. Para ello se eligió una expansión geométrica descrita por:

$$G(R) = \left\{ \begin{array}{ll} 1/R, & R \leq 100 \text{ km} \\ 1/\sqrt{100R}, & R \geq 100 \text{ km} \end{array} \right\} \quad (3)$$

Esta forma implica predominio de ondas internas para $R < 100$ km y de ondas superficiales más allá, y es la elegida por diversos autores para los terremotos interplaca en México (*e.g.*, Ordaz y Singh, 1992; Cárdenas *et al.*, 1998; Ottemöller *et al.*, 2002). De hecho Castro *et al.* (1990) ensayaron dos formulaciones de la solución diferentes: una similar a la aquí presentada y otra donde $G(R)$ quedaba libre, y obtuvieron soluciones en ambos casos muy parecidas. Pese a estar justificada teórica y empíricamente, diversas pruebas nos han demostrado que esta función no obtiene la desviación mínima para nuestros datos. Sin embargo, resulta adecuada para comparar nuestros resultados con los trabajos previos, y su simplicidad evita enmascarar el efecto de la dirección de las trayectorias sobre la amplitud, que se analizará más adelante.

La Figura 4a muestra la relación obtenida para Q^{-1} con la frecuencia. La atenuación para el intervalo 0.2-2 Hz es baja y se aleja claramente de un comportamiento lineal (en escala logarítmica). De hecho entre 0.3 y 0.8 Hz se obtienen valores negativos de Q^{-1} . Fuera del primer intervalo, en cambio, los resultados pueden ajustarse según una relación de la forma $Q = Q_0 f^\eta$. Tomando dicha forma, una regresión

por mínimos cuadrados ponderados para todas las frecuencias proporciona $Q = 281f^{0.49}$, si bien el coeficiente de correlación es bajo ($r^2 = 0.46$). Excluir los valores entre 0.2 y 2 Hz permite un ajuste matemáticamente más satisfactorio ($Q = 245f^{0.54}$, $r^2 = 0.98$) aunque, en ambos casos, se sobrestima fuertemente la atenuación entre 0.2 y 2 Hz.

La obtención de $Q^{-1} < 0$ es un tema recurrente en estudios de atenuación, generalmente causada por una sobrestimación de la expansión geométrica. En México varios trabajos han referido este tipo de resultados. Castro *et al.* (1990) y Ordaz y Singh (1992) obtuvieron $Q^{-1} < 0$ para frecuencias entre 1 y 3 Hz, que son mayores que en nuestro caso. En la Figura 4 se muestran los valores individuales positivos de Q^{-1} y las relaciones $Q^{-1} - f$ de ambos trabajos ($Q = 278f^{0.92}$ y $Q = 273f^{0.66}$, respectivamente). La relación de Castro *et al.* (1990) presenta fuerte dependencia con f ($\eta = 0.92$). Al margen de esto, nuestros resultados difieren significativamente de am-

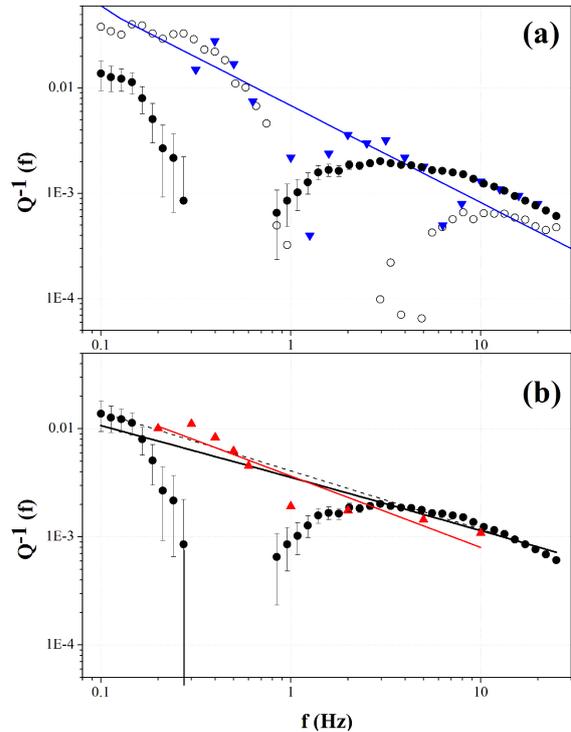


Fig. 4. (a) $Q^{-1}(f)$ frente a la frecuencia para el conjunto completo de los datos. Se muestran los valores obtenidos (círculos negros) con las barras de error correspondientes a una desviación estándar. Línea continua: regresión ponderada para todas las frecuencias ($Q = 281f^{0.49}$); línea punteada: regresión ponderada para las frecuencias fuera del intervalo 0.2 – 2 Hz ($Q = 245f^{0.54}$). En rojo (Ordaz y Singh, 1992): valores de Q^{-1} (triángulos) y de la relación $Q^{-1} - f$ ($Q = 273f^{0.66}$). (b) Valores de Q^{-1} para los datos de 0 a 100 km (círculos negros vacíos). En azul (Castro *et al.*, 1990): valores de Q^{-1} (triángulos) y de la relación $Q^{-1} - f$ ($Q = 278f^{0.92}$). Para comparar se muestran los valores globales de (a).

bos entre 0.2 y 2 Hz, donde no se observan valores bajos de Q^{-1} en ninguno de los dos trabajos. Ahora bien, más del 85% de los datos de Castro *et al.* (1990) son registros próximos a la fuente ($R < 90$ km) y, por tanto, a la costa. Por su parte, aunque el 33% de los datos de Ordaz y Singh (1992) procede de distancias superiores a 100 km, más del 80% del total los aportan estaciones en o cerca de la costa. Si de nuestros datos se consideran sólo los registros próximos ($R < 100$ km), que *grosso modo* son casi exclusivamente de la costa, la Q^{-1} obtenida muestra una dependencia con f ($\eta = 0.97$) similar a la de Castro *et al.* (1990), y valores negativos entre 1 y 3 Hz, como en dicho trabajo (Fig. 4b). Por otro lado, Cárdenas *et al.* (1998), a partir de datos hasta 300 km, separaron las trayectorias en costeras y hacia el interior. En la costa sus resultados coincidieron con los de Ordaz y Singh (1992). En cambio, para los datos tierra adentro obtuvieron valores de Q^{-1} muy bajos o negativos.

Estas consideraciones nos hacen plantearnos en lo que sigue la influencia que pueda tener en la estimación de la atenuación: (a) la posible disparidad de las amplitudes registradas a lo largo de la costa y tierra adentro, y (b) la distribución de los datos con la distancia.

5. ATENUACIÓN A LO LARGO DE LA COSTA vs. TIERRA ADENTRO: PRIMER ANÁLISIS

Para analizar las posibles diferencias de ambas clases de trayectorias dividimos las estaciones en dos subconjuntos. Siguiendo a Ordaz y Singh (1992) definimos una estación de costa como toda aquella ubicada en una franja paralela a la costa de 50 km de anchura y cuyos registros procedan de trayectorias contenidas, en más de un 50% de su longitud, en esa franja. Las estaciones del interior son aquellas alejadas más de 50 km de la costa y cuyas trayectorias se desarrollen mayoritariamente fuera de la franja costera. Los subconjuntos así definidos, denominados CO e IN, tienen 310 (66%) y 159 (34%) registros, respectivamente. La Figura 5 muestra las trayectorias de ambos. Dado que éstas no son estrictamente paralelas ni perpendiculares a la costa preferimos hablar de trayectorias costeras o a lo largo de la costa y tierra adentro o interiores.

En la Figura 6 se muestran los residuos de la regresión total frente a la distancia para varias frecuencias, distinguiéndose los datos costeros e interiores. Al margen de la elevada variabilidad, es evidente que por encima de 0.3 Hz la regresión subestima las amplitudes de los registros tierra adentro entre 100 y 300 km. Por el contrario, por encima de 200 km la regresión sobrestima los registros costeros.

Resulta interesante examinar el decaimiento de las amplitudes observadas con la distancia. Para representarlas independientemente de la magnitud escalamos la amplitud por el término de fuente obtenido

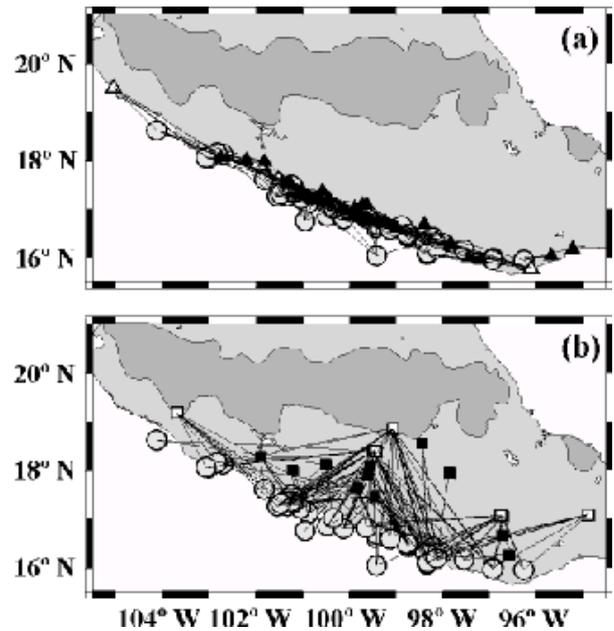


Fig. 5. (a) Epicentros de los eventos (círculos), estaciones costeras (triángulos) y trayectorias a lo largo de la costa. (b) Lo mismo para las estaciones (cuadrados) y trayectorias tierra adentro. Los símbolos coinciden con los de la Figura 1.

en las regresiones $(A_{ij}(f, R)/(C \cdot S_j(f)))$; ec. (1)). En la Figura 7 se muestran las amplitudes escaladas para las mismas frecuencias de la Figura 6. La dispersión de los datos, pese a haberse corregido por la magnitud, es aún notable a bajas frecuencias, y contrasta con el comportamiento mejor definido observable a altas frecuencias. Este aspecto será analizado en mayor detalle más adelante. En cualquier caso las amplitudes tierra adentro son mayores que las costeras para todo el intervalo 0.2-10 Hz, principalmente entre 150 y 300 km. Además a estas distancias la amplitud de los registros interiores apenas decae para 0.3-0.8 Hz, lo que contrasta con la atenuación aparentemente superior de los costeros. A altas frecuencias, en cambio, el decaimiento de ambos tipos de datos parece similar. Estas diferencias explican en parte la elevada variabilidad obtenida en la regresión total.

Las figuras anteriores muestran la incapacidad del modelo global para estimar correctamente las amplitudes tierra adentro, y obligan a considerar por separado ambos tipos de trayectoria. Aparentemente el distinto comportamiento observado podría deberse a diferentes condiciones de propagación. Sin embargo, en el apartado anterior se atisbó también el papel que puede jugar la distribución de los datos. También cabría la posibilidad de que las amplitudes por encima de la media para las estaciones del interior se debieran a posibles efectos de sitio o al patrón de radiación de la fuente. En los siguientes apartados se analizan todas estas posibilidades.

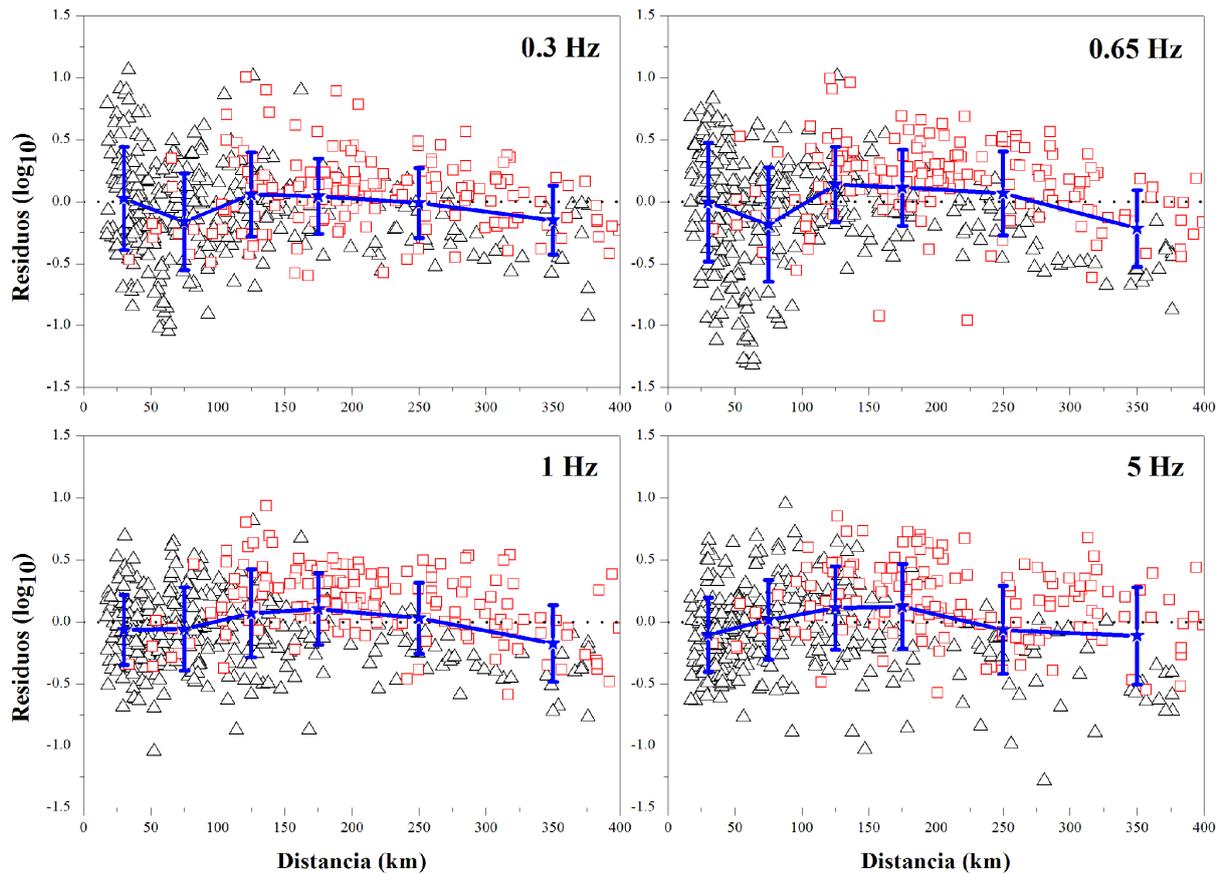


Fig. 6. Residuos de la regresión global frente a la distancia para cuatro frecuencias seleccionadas. Triángulos: registros costeros; cuadrados: registros del interior. Se muestra la media de los residuos y su desviación estándar para los intervalos: 10-50, 50-100, 100-150, 150-200, 200-300 y 300-400 km.

6. ¿EFECTO DE SITIO EN LAS ESTACIONES TIERRA ADENTRO?

Nuestros datos no incluyen estaciones sobre el *MVB* ni con efectos de sitio conocidos. Sin embargo, la mayor amplitud de las estaciones tierra adentro podría deberse en parte a efectos de amplificación no ligados con el *MVB* y no referidos por trabajos previos, dado que apenas existen estudios de emplazamiento para las estaciones que no pertenecen a la *GAA*.

Para explorar este aspecto se ha aplicado la técnica de cocientes espectrales H/Z (Lermo y Chávez, 1993). Este método se ha usado para todas las estaciones con 5 o más registros, calculándose la respuesta promedio de cada emplazamiento. Las estaciones así analizadas aportan el 91% y 88% de los registros costeros e interiores, respectivamente. La Figura 8 muestra los cocientes H/Z promedio de cada estación costera e interior considerada, así como la media ponderada de todas las estaciones costeras y de todas las interiores. El comportamiento general es aceptable, propio de estaciones sobre roca, y no se aprecian diferencias significativas entre ambos subconjuntos. La respuesta promedio indicaría, en todo caso, que las estaciones tierra adentro podrían presentar incluso menor amplificación que las costeras. Por tanto no parece haber

motivos para achacar al efecto de sitio el comportamiento observado en las amplitudes del interior.

7. DISTRIBUCIÓN DE LOS SUBCONJUNTOS CON LA DISTANCIA

Descartada la posibilidad de un término de sitio se impone rehacer las regresiones por separado para cada subconjunto. Previamente debe señalarse la relativa dispersión en la orientación de las trayectorias consideradas, especialmente las del interior (Fig. 5). En vista de este aspecto y de la relativa variabilidad en el acimut de los mecanismos focales estudiados, inicialmente se ha supuesto que las posibles variaciones en el patrón de radiación para ambas clases de trayectorias no generan diferencias significativas. Más adelante se comprobará hasta qué punto es correcta esta suposición. Bajo esta hipótesis el término de fuente debe ser el mismo para ambos subconjuntos. En las regresiones que siguen se empleó el término de fuente determinado a partir de la regresión del conjunto total y se variaron únicamente los términos de atenuación anelástica y expansión geométrica. Esta decisión está justificada por los análisis preliminares realizados, que confirmaron la completa capacidad

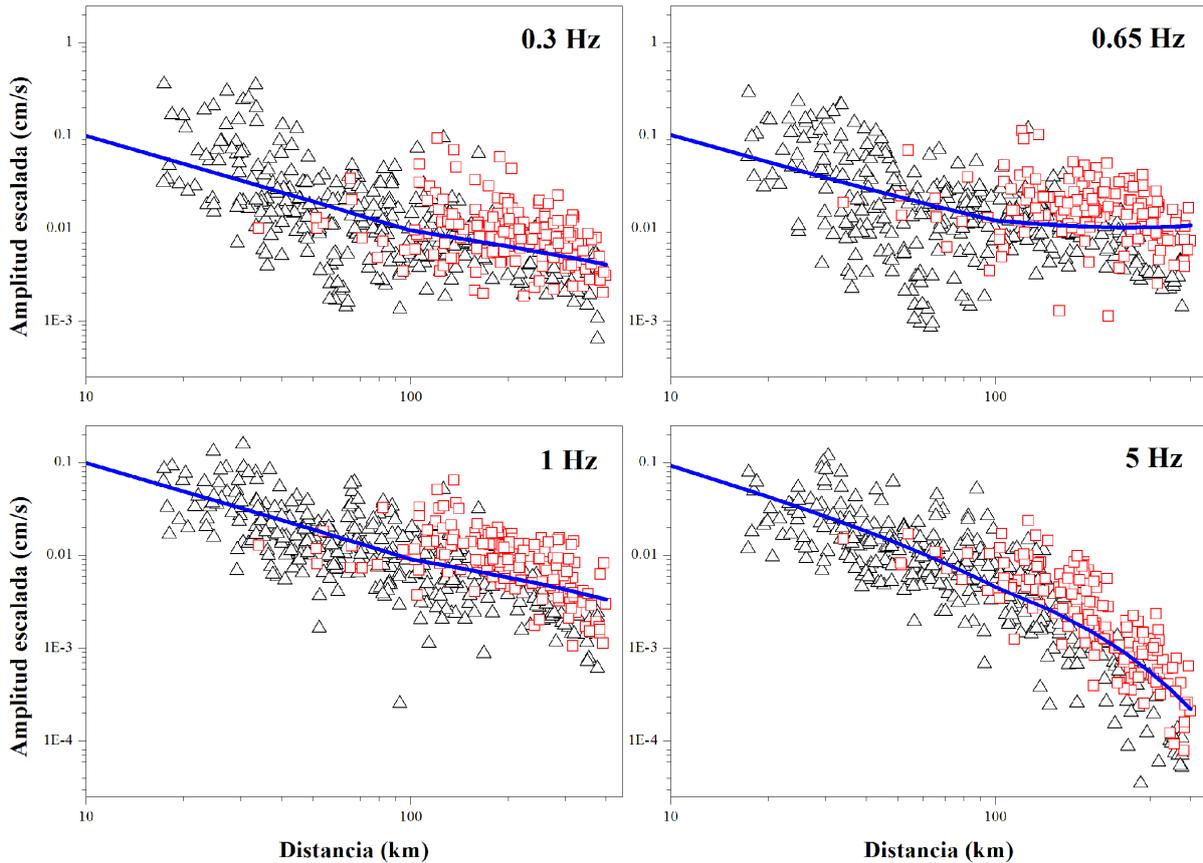


Fig. 7. Amplitudes escaladas frente a la distancia para las mismas frecuencias de la Figura 6. Triángulos: registros costeros; cuadrados: registros del interior. Se muestra la función de atenuación estimada para el conjunto completo de los datos (curva continua). Se ha usado una escala de distancias logarítmica para apreciar mejor las diferencias en la curvatura de los datos.

del método de efectos aleatorios para separar las contribuciones dependientes de la magnitud y la distancia. Dichas pruebas demostraron que el término de fuente es invariante ante cambios de los términos de atenuación y expansión geométrica; es decir, variaciones en la forma de $G(R)$ sólo afectan a Q , y viceversa. Por tanto el término de fuente obtenido no se ve influido por la función $G(R)$ elegida.

Es esperable que la expansión geométrica sea distinta para cada tipo de trayectoria. Sin embargo, de momento nos interesa determinar si existen diferencias significativas en el comportamiento con la distancia para ambos subconjuntos o si, por el contrario, se trata de un efecto de la distribución de los datos. Por ello en este apartado elegimos la misma $G(R)$ en los dos casos y atendemos a las posibles diferencias en Q^{-1} , que reflejarán unívocamente cualquier posible diferencia entre ambas clases de registros. En la Figura 9 se muestra Q^{-1} vs. f para ambos casos. Aparentemente la atenuación anelástica es mayor para la costa, en especial entre 0.2 y 2 Hz. A altas frecuencias, en cambio, las diferencias son mínimas. La Figura 10 muestra la distribución de ambos subconjuntos con R . Mientras los datos tierra adentro se distribuyen bastante homogéneamente entre 100

y 350 km, los costeros provienen mayoritariamente (81%) de los primeros 150 km. Esta discrepancia podría estar distorsionando los resultados anteriores.

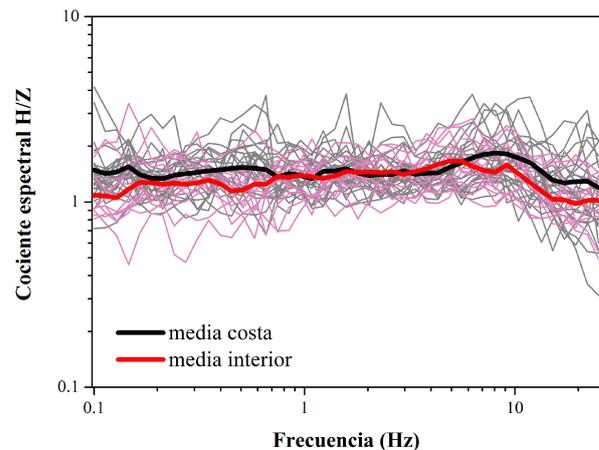


Fig. 8. Cociente espectral H/Z para el grupo de la onda S como función de la frecuencia en las estaciones de la costa y del interior. Curvas finas: cocientes promedio de cada estación costera (gris) e interior (rosa). Curvas gruesas: media ponderada de los cocientes promedio de las estaciones para la costa (negro) y el interior (rojo).

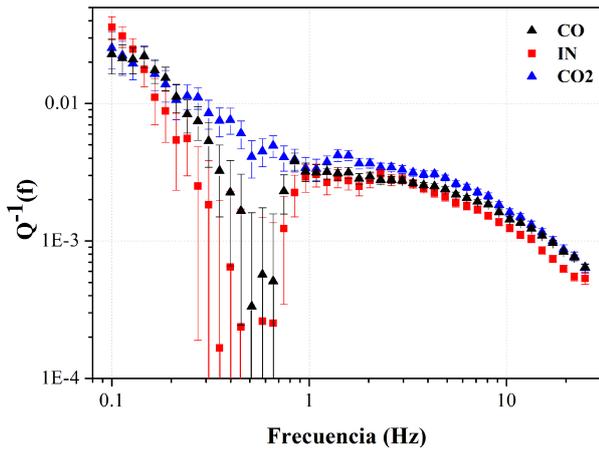


Fig. 9. $Q^{-1}(f)$ vs. f para los subconjuntos costero (CO; triángulos negros), interior (IN; cuadrados rojos) y costero modificado (CO2; triángulos azules). Se muestran los valores obtenidos con las barras de error correspondientes a una desviación estándar. Sólo se representan los valores positivos. La expansión geométrica en todos los casos es la de la regresión total.

Para dilucidar esta cuestión procedimos a seleccionar del subconjunto CO una muestra cuya distribución se asemejara lo más posible a la de IN, al tiempo que fuera aún suficientemente significativa. La muestra así elegida (CO2) consta de 111 registros, prácticamente todos ellos con $R > 100$ km (Fig. 10). Los resultados de la regresión sobre esta muestra (Fig. 9) resaltan claramente que, para una distribución similar de los datos con la distancia, la atenuación observada para las trayectorias costeras es mayor que para el interior. De hecho las diferencias en la atenuación entre los subconjuntos IN y CO2 se incrementan respecto a las de IN y CO.

8. ATENUACIÓN A LO LARGO DE LA COSTA vs. TIERRA ADENTRO: MODELOS FINALES PARA LA FUNCIÓN DE ATENUACIÓN

Los resultados de los apartados anteriores parecen indicar que las diferencias observadas son producto de la distinta propagación de las ondas para ambos tipos de trayectoria. Llegados a este punto resulta razonable derivar la atenuación anelástica de cada caso suponiendo una forma diferente de la expansión geométrica, dadas las diferentes propiedades de propagación y estructura cortical. En ambos casos se ha evitado una función $G(R)$ dependiente de la frecuencia y se ha preferido que cualquier diferencia en el decaimiento según la frecuencia quedara reflejada en Q^{-1} . Para los registros costeros la forma final elegida de $G(R)$ es:

$$G(R) = \begin{cases} 1/R, & R \leq 50 \text{ km} \\ 1/\sqrt{50R}, & R \geq 50 \text{ km} \end{cases} \quad (4)$$

La elección de esta distancia de cambio se debe a la menor profundidad del *Moho* (20-25 km) a lo largo

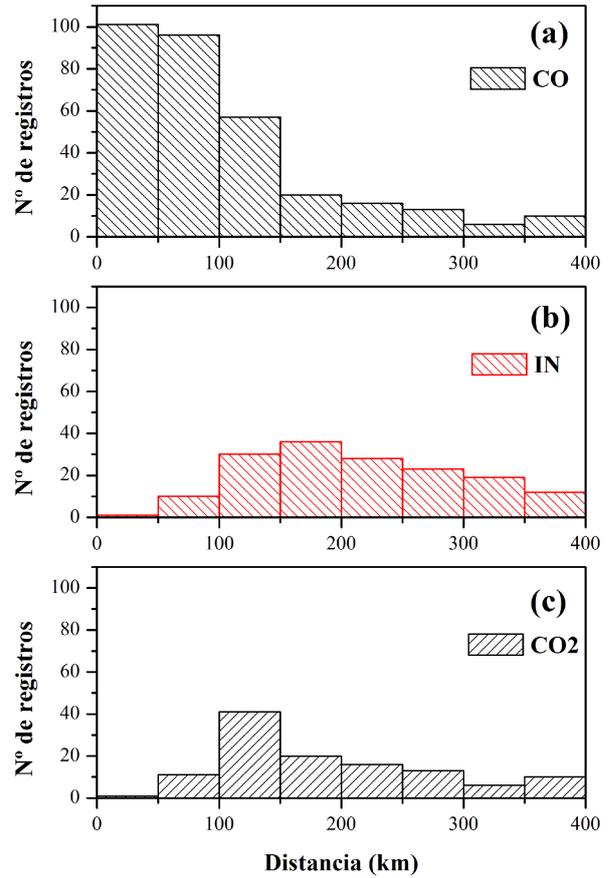


Fig. 10. Distribución de los datos con la distancia para los subconjuntos (a) CO, (b) IN y (c) CO2.

de estas trayectorias (Valdés *et al.*, 1986; Córdoba *et al.*, 1993; Valdés y Meyer, 1996; Iglesias *et al.*, 2001), pues usualmente dicho cambio se establece en torno al doble de dicha profundidad (*e.g.*, Herrmann y Kijko, 1983). Precisamente este bajo espesor cortical es la causa aducida por Furumura y Kennett (1998) para explicar el rápido decaimiento de la fase Lg a lo largo de la costa.

Para los registros del interior apenas se dispone de datos a menos de 100 km, por lo que hasta esta distancia resulta difícil estimar correctamente $G(R)$. Además el particular decaimiento de estos datos y el distinto comportamiento a altas y bajas frecuencias complican sobremanera la elección. Es común para este caso elegir una $G(R) = 1/R$ hasta 100 km; sin embargo, todas las funciones probadas con esta forma subestiman fuertemente las amplitudes tierra adentro por debajo de 2 Hz. Por ello tras numerosos ensayos se eligió la función que garantizara el ajuste más adecuado a los datos al margen de la condición anterior, aunque imponiendo siempre una forma físicamente justificada. La forma final de $G(R)$ es:

$$G(R) = \begin{cases} 1/R, & R < 50 \text{ km} \\ 1/50, & 50 < R < 150 \text{ km} \\ \sqrt{3}/\sqrt{50R}, & R > 150 \text{ km} \end{cases} \quad (5)$$

Tabla 3. $Q^{-1}(f)$ estimada y variabilidad aleatoria para los subconjuntos CO e IN

f (Hz)	Costa			Interior		
	Q	$Q^{-1} \pm \text{s.d.}$	σ^a	Q	$Q^{-1} \pm \text{s.d.}$	σ^a
0.10	25.3	0.040 \pm 0.006	0.43	19.7	0.051 \pm 0.004	0.37
0.11	27.4	0.036 \pm 0.005	0.41	22.5	0.044 \pm 0.004	0.35
0.13	29.2	0.034 \pm 0.004	0.40	25.8	0.039 \pm 0.003	0.36
0.15	30.3	0.033 \pm 0.003	0.40	30.8	0.032 \pm 0.003	0.36
0.17	37.0	0.027 \pm 0.003	0.41	38.9	0.026 \pm 0.003	0.37
0.19	42.5	0.024 \pm 0.003	0.39	47.8	0.021 \pm 0.002	0.34
0.21	55.5	0.018 \pm 0.002	0.38	59.2	0.017 \pm 0.002	0.32
0.24	68.0	0.015 \pm 0.002	0.37	66.2	0.015 \pm 0.002	0.30
0.27	78.4	0.013 \pm 0.002	0.37	86.1	0.012 \pm 0.001	0.30
0.31	98.7	0.010 \pm 0.002	0.38	108	0.009 \pm 0.001	0.30
0.35	136	0.007 \pm 0.001	0.38	160	0.006 \pm 0.001	0.30
0.40	168	0.006 \pm 0.001	0.39	187	0.0054 \pm 0.0009	0.30
0.45	207	0.005 \pm 0.001	0.39	237	0.0042 \pm 0.0008	0.29
0.51	317	0.003 \pm 0.001	0.39	376	0.0027 \pm 0.0006	0.29
0.58	320	0.0031 \pm 0.0009	0.40	670	0.0015 \pm 0.0006	0.29
0.66	367	0.0027 \pm 0.0008	0.41	1030	0.0010 \pm 0.0005	0.30
0.75	247	0.0040 \pm 0.0005	0.32	437	0.0023 \pm 0.0004	0.27
0.84	188	0.0053 \pm 0.0004	0.28	258	0.0039 \pm 0.0003	0.25
0.96	217	0.0046 \pm 0.0004	0.29	253	0.0040 \pm 0.0003	0.25
1.09	222	0.0045 \pm 0.0003	0.28	272	0.0037 \pm 0.0003	0.25
1.23	231	0.0043 \pm 0.0003	0.28	283	0.0035 \pm 0.0002	0.25
1.40	246	0.0041 \pm 0.0003	0.29	273	0.0037 \pm 0.0002	0.25
1.58	251	0.0040 \pm 0.0002	0.29	291	0.0034 \pm 0.0002	0.26
1.79	277	0.0036 \pm 0.0002	0.28	310	0.0032 \pm 0.0002	0.28
2.03	277	0.0036 \pm 0.0002	0.28	307	0.0033 \pm 0.0002	0.28
2.30	297	0.0034 \pm 0.0002	0.29	319	0.0031 \pm 0.0001	0.28
2.61	305	0.0033 \pm 0.0001	0.29	328	0.0031 \pm 0.0001	0.27
2.96	312	0.0032 \pm 0.0001	0.29	331	0.0030 \pm 0.0001	0.26
3.36	333	0.0030 \pm 0.0001	0.28	357	0.00280 \pm 0.00009	0.26
3.81	350	0.00286 \pm 0.00009	0.28	388	0.00258 \pm 0.00008	0.27
4.32	361	0.00277 \pm 0.00008	0.29	407	0.00246 \pm 0.00007	0.28
4.89	384	0.00261 \pm 0.00008	0.31	433	0.00231 \pm 0.00006	0.28
5.55	422	0.00237 \pm 0.00007	0.32	466	0.00215 \pm 0.00006	0.29
6.29	450	0.00222 \pm 0.00007	0.33	481	0.00208 \pm 0.00005	0.30
7.13	482	0.00207 \pm 0.00006	0.35	505	0.00198 \pm 0.00005	0.30
8.08	508	0.00197 \pm 0.00006	0.37	539	0.00185 \pm 0.00005	0.32
9.16	574	0.00174 \pm 0.00005	0.39	591	0.00169 \pm 0.00004	0.34
10.39	647	0.00155 \pm 0.00005	0.40	653	0.00153 \pm 0.00004	0.34
11.78	693	0.00144 \pm 0.00004	0.41	710	0.00141 \pm 0.00003	0.36
13.35	766	0.00130 \pm 0.00004	0.42	775	0.00129 \pm 0.00003	0.38
15.13	865	0.00116 \pm 0.00004	0.44	894	0.00112 \pm 0.00003	0.40
17.16	979	0.00102 \pm 0.00003	0.46	1022	0.00098 \pm 0.00003	0.44
19.45	1129	0.00089 \pm 0.00003	0.48	1190	0.00084 \pm 0.00003	0.49
22.05	1235	0.00081 \pm 0.00003	0.48	1262	0.00079 \pm 0.00002	0.46
25.00	1443	0.00069 \pm 0.00002	0.47	1298	0.00077 \pm 0.00002	0.53

^a Desviación estándar de los residuos (calculada en logaritmo de base 10).

El segmento plano en esta función se ha introducido para representar el efecto sobre la amplitud de las reflexiones postcríticas SmS , la eficiente propagación tierra adentro de la energía contenida en el tren Lg entre 0.1 y 4 Hz y el efecto del *slab* para reconducir la energía hacia la corteza continental sin apenas transferencia hacia el manto. Estos mecanismos son los causantes del escaso decaimiento observado hasta 200-300 km por debajo de 5 Hz.

Diversos trabajos sobre la zona refieren que las reflexiones postcríticas SmS son especialmente importantes entre 100 y 280 km, y que la fase Lg aparece bien desarrollada a partir de 100 km (*e.g.*, Furumura y Kennett, 1998; Furumura y Singh, 2002; Ortega *et al.*, 2003). Furumura y Kennett (1998) han mostrado también cómo la energía de las fases Lg y Sn entre 0.2 y 4 Hz queda atrapada mayoritariamente en la corteza continental superior (0-20 km), y en sus simulaciones se aprecia un aumento de la PGV más allá de 50 km por efecto de la fase Sn . Tomando una simplificación de los modelos de subducción en la zona (Valdés *et al.*, 1986; Suárez *et al.*, 1990; Pardo y Suárez, 1995) puede verse cómo las primeras SmS alcanzan la superficie entre 40 y 60 km más allá de la fuente. En la generación de esta fase, además, parece crítica la influencia de la distancia del foco a la interfaz para excitar más o menos modos de vibración (Cárdenas *et al.*, 1997; Furumura y Kennett, 1998). Por tanto, parece físicamente viable asumir una distancia de cambio próxima a 50 km.

Los resultados de ambas regresiones a partir de estas funciones se recogen en la Tabla 3. La Figura 11 muestra Q^{-1} como función de la frecuencia para los dos tipos de trayectoria. Las diferentes $G(R)$ utilizadas hacen que ambas Q^{-1} sean muy similares, si bien la atenuación anelástica parece ser levemente mayor en la costa. En todo caso las diferencias no resultan importantes y se refieren nuevamente a fre-

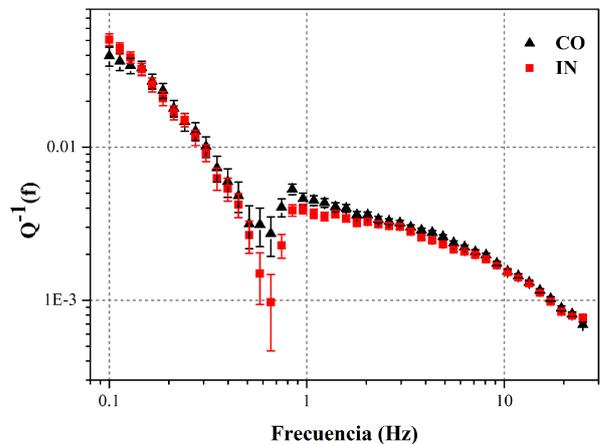


Fig. 11. $Q^{-1}(f)$ finales *vs.* f para los subconjuntos costero (CO; triángulos negros) e interior (IN; cuadrados rojos). Se muestran los valores obtenidos con las barras de error correspondientes a una desviación estándar. La expansión geométrica difiere en cada caso (véase texto).

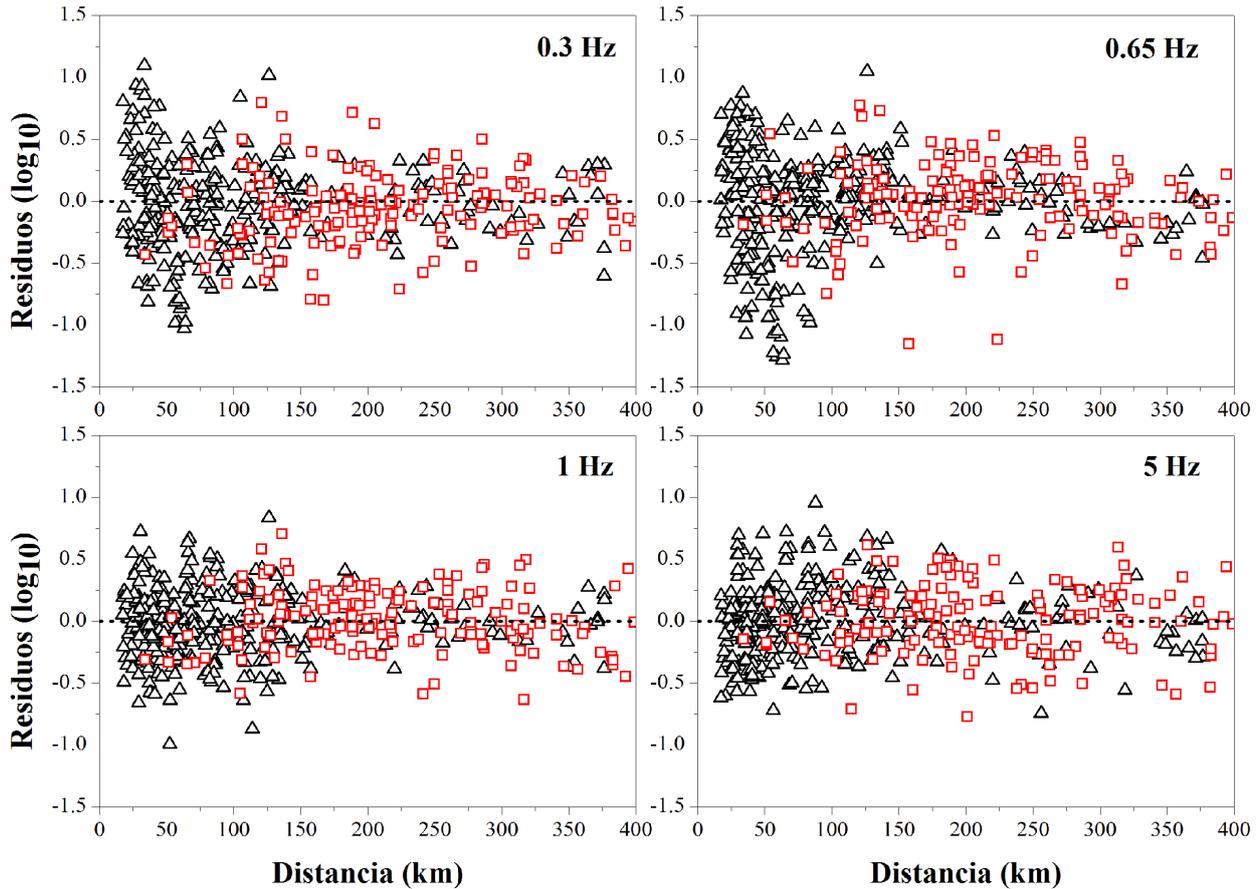


Fig. 12. Residuos para las mismas frecuencias de la Figura 6 de las regresiones de los subconjuntos costero (CO; triángulos) e interior (IN; cuadrados) empleando los modelos finales de funciones de atenuación (véase texto). El término de fuente de ambas regresiones es el mismo. Se ha omitido la media de los residuos según la distancia por claridad.

cuencias por debajo de 1 Hz. Ambos subconjuntos muestran baja atenuación entre 0.3 y 0.8 Hz. Este mínimo hace desaconsejable tratar de ajustar la relación $Q^{-1} - f$ a la forma clásica $Q = Q_0 f^\eta$ para todo el rango de frecuencias, por lo que resulta preferible usar directamente los valores presentados en la Tabla 3.

En la Figura 12 se representan los residuos de las regresiones para ambos casos a las mismas frecuencias de las Figuras 6 y 7. Comparando con la Figura 6 resulta evidente que el uso de términos de expansión geométrica y atenuación anelástica separados para los dos tipos de trayectoria mejora notablemente el ajuste. En concreto, la función propuesta parece representar correctamente las amplitudes de los registros tierra adentro. Además la variabilidad de estos datos es bastante pequeña, en parte debido a su reducido número, pero en parte también a la baja dispersión natural que parecen mostrar estas trayectorias. Por otro lado, la función elegida para los registros costeros ya no los subestima para $R > 200$ km (compárese con la Figura 6).

A pesar de esta notable mejora de los resultados, la variabilidad para los datos de la costa es similar a la

del conjunto total, pese a constituir tan sólo el 66% de éste. De hecho, el comportamiento de los registros costeros entre 0 y 100 km para 0.3-0.8 Hz viola la condición de homocedasticidad, como se aprecia en la Figura 12. Las causas de este comportamiento pueden ser varias. Por un lado, diversos trabajos han señalado la elevada variabilidad asociada a los emplazamientos costeros en la región (*e.g.*, Ordaz y Singh, 1992; Cárdenas *et al.*, 1998). Por otro, ya se indicó que las aproximaciones de campo lejano y fuente puntual no se cumplen estrictamente para todos los registros, por lo que este hecho podría jugar un papel relevante a bajas frecuencias. Análogamente, a dichas frecuencias algunos registros podrían presentar importantes efectos de directividad.

Sin embargo, el análisis de numerosas regresiones para varios subconjuntos de los datos obliga a matizar la posible influencia de estos factores. De un lado, no es esperable una respuesta a baja frecuencia muy diferente para los distintos emplazamientos en roca, como de hecho se comprueba al examinar la Figura 8. De otro lado, los registros que para el intervalo 0.3-0.8 Hz muestran residuos anómalos ($|\text{residuo}| \geq 0.5$) proceden mayoritariamente (81%) de sismos de

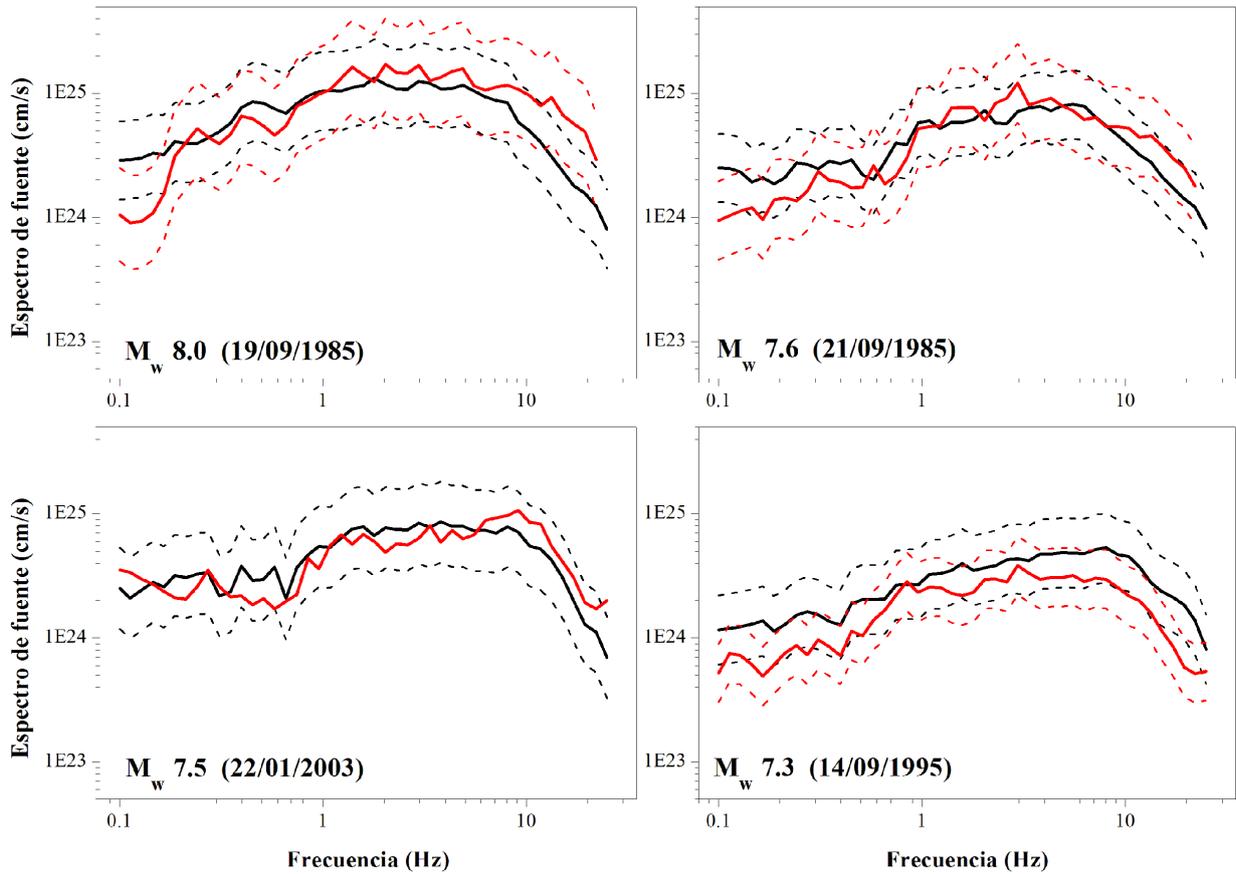


Fig. 13. Espectro de fuente para los cuatro terremotos de mayor magnitud analizados (M_w 7.3 – 8.0) a partir de los registros de la costa (en negro) y del interior (en rojo). Se muestra la media (curva continua) \pm una desviación estándar (curvas discontinuas).

$M_w \leq 5.5$, mientras que sólo 3 (5%) corresponden a eventos de $M_w \geq 6.0$. Esto resulta sorprendente, puesto que para $M_w < 6.0$ y $f > 0.3$ Hz apenas existen registros que incumplan las aproximaciones de fuente puntual y campo lejano. Por añadidura, si los efectos de fuente extensa y directividad influyeran fuertemente en el comportamiento descrito, parecería lógico esperar un gran número de residuos anómalos para los registros de elevada magnitud a distancias pequeñas, que sin embargo no se observa.

Por todo ello, aunque no puede descartarse cierta influencia de todos o algunos de los factores mencionados, parece que ésta debería ser, en cualquier caso, discreta. De todas formas, al margen de las razones de este comportamiento de la variabilidad, los resultados presentados evidencian la menor resolución del modelo para estimar la amplitud del movimiento a baja frecuencia para emplazamientos en la costa a distancias próximas.

Por otra parte, en el apartado anterior se supuso que el patrón de radiación no jugaba un papel relevante en las diferencias observadas entre ambos casos. La base de esta suposición estriba en la relativa diversidad de acimuts presente en ambos subconjuntos, junto con la dificultad para definir un patrón de radiación de la fase Lg , dada su generación a partir

de reflexiones múltiples en la corteza. Para verificar esta hipótesis se calcularon los espectros de fuente de los eventos analizados. Para ello se procedió a corregir los registros por la función de atenuación correspondiente, según fuera la estación de la costa o del interior. Como se ve en la Figura 13, donde se representan a título ilustrativo los resultados para los cuatro sismos de mayor magnitud, los espectros obtenidos a partir de ambos tipos de registro no presentan diferencias sistemáticas y/o significativas que permitan suponer un efecto representativo del patrón de radiación. Estas conclusiones son extensibles al resto de eventos (no representados).

Finalmente, dado el considerable acoplamiento entre $G(R)$ y Q , y que la expansión geométrica ha sido fijada de antemano, resulta difícil discernir hasta qué punto la atenuación anelástica a lo largo de ambos tipos de trayectoria es diferente a bajas frecuencias. En este sentido resulta más instructivo comparar el efecto combinado de ambos factores a través de la función de atenuación, definida como:

$$\Gamma = G(R) \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R / \beta \cdot Q(f)} \quad (6)$$

La Figura 14 muestra las funciones de atenuación para las dos clases de trayectoria. La forma de ambas funciones es claramente distinta por debajo de 2 Hz, donde las diferencias son más relevantes. Por encima

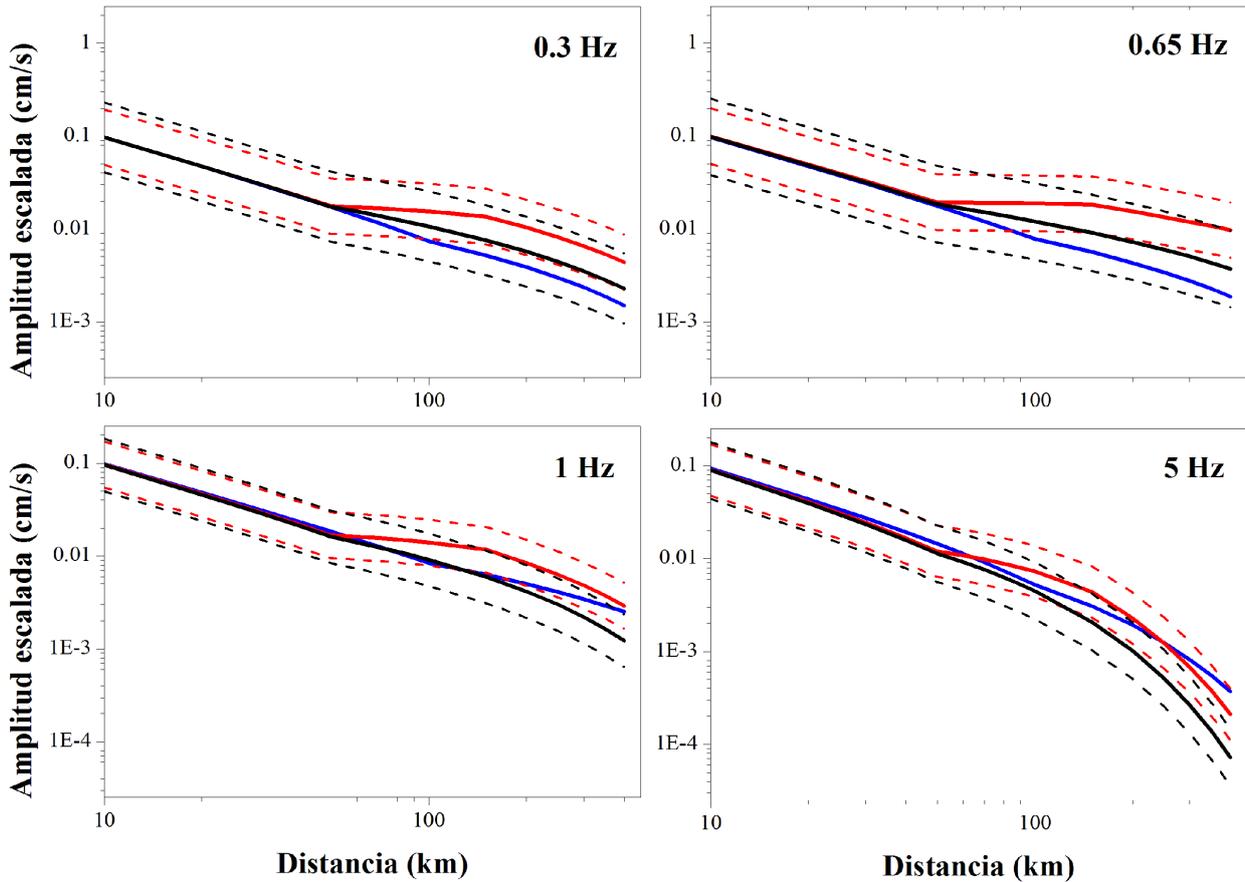


Fig. 14. Funciones de atenuación para las trayectorias a lo largo de la costa (en negro) y hacia el interior (en rojo) para las mismas frecuencias de las Figuras 6 y 7. Se muestra la media (curva continua) \pm una desviación estándar (curvas discontinuas). Curva azul: función de atenuación de Ordaz y Singh (1992) a partir de sus valores individuales de $Q^{-1}(f)$.

de 2 Hz las diferencias disminuyen progresivamente. En la misma figura se ha representado la función de atenuación de Ordaz y Singh (1992), ampliamente utilizada en México. Para ello se han empleado los valores individuales de Q^{-1} hallados por estos autores, en vez de la relación $Q - f$. De nuevo, a altas frecuencias el acuerdo es bastante bueno, si bien nuestro trabajo propone un decaimiento más lento para ambos tipos de trayectoria. Para el resto de frecuencias las diferencias del modelo interior con el de Ordaz y Singh (1992) son importantes. Esto era esperable, pues como se comentó estos autores utilizaron principalmente registros de la costa. El modelo costero coincide con el propuesto por estos autores, salvo para frecuencias entre 0.5 y 0.8 Hz, para las que Ordaz y Singh (1992) proponen un decaimiento superior al observado en nuestros datos.

9. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este Capítulo confirma los resultados de estudios anteriores sobre el diferente decaimiento del *FS* según la dirección de propagación de las ondas de los terremotos interplaca en México. A lo largo de la costa el decaimiento observado es notable y la función de

atenuación presenta una curvatura similar a casi todas las frecuencias. Hacia el continente, en cambio, la amplitud del *FS* decae más lentamente, en especial para el rango 0.2-2 Hz, para el que se observa un nivel de amplitudes casi constante entre 100 y 300 km. Este comportamiento es independiente de los particulares efectos de amplificación generados en el *MVB*, con los que en el pasado se ha confundido este fenómeno. Igualmente no parece deberse a efectos de amplificación tierra adentro fuera del *MVB*, ni estar fuertemente condicionado por el patrón de radiación de la fuente. Por el contrario, dicho comportamiento parece responder básicamente a las condiciones de propagación hacia el interior del continente, especialmente favorables para la canalización de la energía en la fase *Lg* entre 0.2 y 4 Hz.

Estos resultados llaman nuestra atención sobre el riesgo de emplear relaciones basadas en el uso conjunto de datos costeros y tierra adentro a la hora de estimar la amplitud del *FS* en la región. En este sentido se aportan nuevas funciones de atenuación separadas para las dos clases de trayectoria.

A lo largo de la costa la dispersión es elevada, sobre todo a distancias próximas ($R < 100$ km).

Aunque este hecho era conocido previamente, aún no se ha encontrado una explicación satisfactoria. Las estaciones costeras analizadas muestran una amplificación y variabilidad algo mayores que las del interior. Asimismo los efectos de no considerar una fuente extensa podrían condicionar los resultados a estas distancias. Por otro lado, Shapiro *et al.* (2000) han observado, para los eventos sobre la zona más somera de la interfaz, fenómenos de canalización de ondas a lo largo del prisma de acreción que podrían dar lugar a amplitudes por encima de lo común en determinados casos. Sin embargo, aparentemente no se ha encontrado este comportamiento al analizar los eventos y registros costeros que presentan un comportamiento anómalo más acusado.

La diferente orientación de las trayectorias no es el único factor que influye en la atenuación regional: diversos trabajos han reconocido diferencias en el decaimiento del FS para los distintos terrenos tectonoestratigráficos que conforman la región (*e.g.*, Castro y Munguía, 1993; Castro *et al.*, 1994; Domínguez *et al.*, 1997; Yamamoto *et al.*, 1997; Ottemöller *et al.*, 2002). Dichos trabajos han hallado resultados contradictorios sobre la atenuación en el Terreno Guerrero y en el Terreno Oaxaca. El primero se caracteriza por secuencias volcano-sedimentarias mesozoicas típicas de margen de arco. En cambio, los Terrenos Mixteco, Oaxaca y Zapoteco, de origen complejo, se encuentran subyacidos por potentes basamentos metamórficos del Paleozoico Inferior (Complejo Acatlán), el primero, y Precámbrico (Complejo Oaxaca), los segundos. El Terreno Xolapa, por su parte, se compone de rocas plutónicas mesozoicas típicas de un margen continental activo. Hasta la fecha, sin embargo, no se ha encontrado una explicación satisfactoria a las diferencias observadas entre los distintos trabajos (*e.g.*, Castro *et al.*, 1994).

A la luz de los resultados presentados se impone revisar estos trabajos considerando las diferencias en la orientación de las trayectorias. La desigual distribución de nuestros datos, por desgracia, no permite un estudio en detalle al respecto. Resultados preliminares, a partir de regresiones en las que se fijó el término de fuente global, parecen indicar que la atenuación de las trayectorias interiores a través de los Terrenos Mixteco, Oaxaca y Zapoteco (18% de los datos) es mayor que la de las trayectorias tierra adentro en el Terreno Guerrero (14%). Para las trayectorias costeras, aquellas a lo largo del Terreno Xolapa (52%) muestran, para $f > 1$ Hz, un decaimiento más rápido que las que se desarrollan a lo largo de la costa del Terreno Guerrero (14%), mientras para frecuencias menores el comportamiento es muy similar. En todo caso estos resultados no pueden ser determinantes, y es preciso abordar con mayor detenimiento y número de datos esta cuestión.

REFERENCIAS

(Chapter head:)*

Bibliography

- Anderson, J. G., Bodin, P., Brune, J. N., Prince, J., Singh, S. K., Quaas, R., y Oñate, M. (1986), Strong Ground Motion from the Michoacan, Mexico, Earthquake, *Science* **233**(4768), 1043–1049.
- Anderson, J. G., Brune, J., Prince, J., Quaas, R., Singh, S. K., Almora, D., Bodin, P., Oñate, M., Vázquez, R., y Velasco, J. M. (1994), The Guerrero Accelerograph Network, *Geof. Int.* **33**(3), 341–371.
- Campa, M. F. y Coney, P. J. (1983), Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico, *Can. J. Earth Sci.* **20**(6), 1040–1051.
- Campillo, M., Gariel, J. C., Aki, K., y Sánchez-Sesma, F. J. (1989), Destructive Strong Ground Motion in Mexico City: Source, Path, and Site Effects During Great 1985 Michoacan Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**(6), 1718–1735.
- Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N., Pacheco, J., y Herrmann, R. B. (1996), Crustal Structure South of the Mexican Volcanic Belt, Based on Group Velocity Dispersion, *Geof. Int.* **35**(4), 361–370.
- Cárdenas, M. y Chávez-García, F. J. (2003), Regional Path Effects on Seismic Wave Propagation in Central Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(3), 973–985. doi:10.1785/0120020083.
- Cárdenas, M., Chávez-García, F. J., y Gusev, A. (1997), Regional Amplification of Ground Motion in Central Mexico. Results from Coda-Length Magnitude Data and Preliminary Modelling, *J. Seismology* **1**(4), 341–355. doi:10.1023/A:1009738406881.
- Cárdenas, M., Lermo, J., y Núñez-Cornú, F. (1994), Atenuación de la Energía Sísmica en el Graben de Colima, *GEOS* **14**(5), 112. [Citado por Cárdenas *et al.*, 1998]
- Cárdenas, M., Núñez-Cornú, F., Lermo, J., Córdoba, D., y González, A. (1998), Seismic Energy Attenuation in the Region Between the Coast of Guerrero and Mexico City: Differences Between Paths Along and Perpendicular to the Coast, *Phys. Earth Pl. Int.* **105**(1), 47–57. doi:10.1016/S0031-9201(97)00073-3.
- Castro, R. R., Anderson, J. G., y Singh, S. K. (1990), Site Response, Attenuation and Source Spectra of S Waves Along the Guerrero, Mexico, Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**(6), 1481–1503.
- Castro, R. R. y Munguía, L. (1993), Attenuation of P and S Waves in the Oaxaca, Mexico, Subduction Zone, *Phys. Earth Pl. Int.* **76**(3), 179–187. doi:10.1016/0031-9201(93)90010-7.
- Castro, R. R., Munguía, L., Rebollar, C. J., y Acosta, J. G. (1994), A Comparative Analysis of the Quality Factor Q for the Regions of Guerrero and Oaxaca, Mexico, *Geof. Int.* **33**(3), 373–383.
- Chávez-García, F. J. y Bard, P. Y. (1994), Site Effects in Mexico City Eight Years After the Sep-

- tember 1985 Michoacan Earthquakes, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **13(4)**, 229–247. doi:10.1016/0267-7261(94)90028-0. [Citado por Furumura y Singh, 2002]
- CMT (2005), Centroid Moment Tensor Catalog, <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html> (último acceso: agosto 2005).
- Córdoba, D., González, A., Núñez-Cornú, F., Nava, F., González, L., Blanco, M. J., Pous, J., Granel, J., Yamamoto, J., Mota, R., Castellanos, G., Sánchez, C., y Calderón, G. (1993), Structure of the Crust Along the Coast of Guerrero, Mexico, *Seism. Res. Lett.* **64(1)**, 40.
- Courboux, F., Santoyo, M. A., Pacheco, J. F., y Singh, S. K. (1997), The 14 September 1995 (M = 7.3) Copala, Mexico, Earthquake: A Source Study Using Teleseismic, Regional, and Local Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87(4)**, 999–1010.
- Domínguez, T., Rebollar, C. J., y Castro, R. R. (1997), Regional Variations of Seismic Attenuation of *Lg* Waves in Southern Mexico, *J. Geophys. Res.* **102(B12)**, 27501–27509. doi:10.1029/97JB02332.
- Furumura, T. y Kennett, B. L. N. (1998), On the Nature of Regional Seismic Phases-III. The Influence of Crustal Heterogeneity on the Wavefield for Subduction Earthquakes: The 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico Earthquakes, *Geophys. J. Int.* **135(3)**, 1060–1084. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00698.x.
- Furumura, T. y Singh, S. K. (2002), Regional Wave Propagation from Mexican Subduction Zone Earthquakes; the Attenuation Functions for Interplate and Inslab Events, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92(6)**, 2110–2125. doi:10.1785/0120010278.
- García, D., Singh, S. K., Herraiz, M., Pacheco, J. F., y Ordaz, M. (2004), Inslab Earthquakes of Central Mexico: *Q*, Source Spectra and Stress Drop, *Bull. Seism. Soc. Am.* **94(3)**, 789–802. doi:10.1785/0120030125.
- Gutiérrez, C. y Singh, S. K. (1988), Evidencias de Amplificación de Fases Sísmicas Hacia Dentro del Continente Respecto a Trayectorias a lo Largo de la Costa del Pacífico, en México, *GEOS núm. ext.* **155**, [Citado por Cárdenas et al., 1998]
- Herrmann, R. B. y Kijko, A. (1983), Modelling some Empirical Vertical Component *Lg* Relations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73(1)**, 157–171.
- Humphrey, Jr., J. R. y Anderson, J. G. (1992), Shear-Wave Attenuation and Site Response in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82(4)**, 1622–1645.
- Iglesias, A., Cruz-Atienza, V. M., Shapiro, N. M., Singh, S. K., y Pacheco, J. F. (2001), Crustal Structure of South-Central Mexico Estimated from the Inversion of Surface-Wave Dispersion Curves Using Genetic and Simulated Annealing Algorithms, *Geof. Int.* **40(3)**, 181–190.
- Iglesias, A., Singh, S. K., Pacheco, J. F., Alcántara, L., Ortiz, M., y Ordaz, M. (2003), Near-Trench Mexican Earthquakes Have Anomalously Low Peak Accelerations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93(2)**, 953–959. doi:10.1785/0120020168.
- Joyner, W. B. y Boore, D. M. (1981), Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong-Motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71(6)**, 2011–2038.
- Joyner, W. B. y Boore, D. M. (1993), Methods for Regression Analysis of Strong-Motion Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83(2)**, 469–487.
- Kanamori, H. y Anderson, D. L. (1975), Theoretical Basis of some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.* **65(5)**, 1073–1095.
- Kawase, H. y Aki, K. (1989), A Study on the Response of a Soft Basin for Incident *S*, *P*, and Rayleigh Waves with Spectral Reference to the Long Duration Observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79(5)**, 1361–1382. [Citado por Furumura y Singh, 2002]
- Lermo, J. y Chávez-García, F. J. (1993), Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with Only One Station, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83(5)**, 1574–1594.
- Lienert, B. R. E., Berg, E., y Frazer, L. N. (1986), Hypocenter: An Earthquake Location Method Using Centered, Scaled, and Adaptively Least Squares, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76(3)**, 771–783.
- Lienert, B. R. E. y Havskov, J. (1995), A Computer Program for Locating Earthquakes Both Locally and Globally, *Seism. Res. Lett.* **66(5)**, 26–36.
- Novelo, D. A., Berg, E., y Helsley, C. E. (1990), *S* Wave Coda *Q* from 3 to 20 Hz and *P* Wave *Q* for Foreshocks and Aftershocks of the Petatlan Earthquake, *J. Geophys. Res.* **95(B4)**, 4787–4795.
- Novelo, D. A. y Valdés, C. (2000), Coda Wave Attenuation Parallel and Perpendicular to the Mexican Pacific Coast, *J. South Am. Earth Sci.* **13(4-5)**, 469–476. doi:10.1016/S0895-9811(00)00037-7.
- Ordaz, M. y Singh, S. K. (1992), Source Spectra and Spectral Attenuation of Seismic Waves from Mexican Earthquakes, and Evidence of Amplification in the Hill Zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82(1)**, 24–43.
- Ortega, R., Herrmann, R. B., y Quintanar, L. (2003), Earthquake Ground-Motion Scaling in Central Mexico Between 0.7 and 7 Hz, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93(1)**, 397–413. doi:10.1785/0120010279.
- Ottmöller, L., Shapiro, N. M., Singh, S. K., y Pacheco, J. F. (2002), Lateral Variation of *Lg* Wave Propagation in Southern Mexico, *J. Geophys. Res.* **107(B1)**, 2008, doi:10.1029/2001JB000206.
- Pacheco, J. F. y Singh, S. K. (1998), Source Parameters of Two Moderate Mexican Earthquakes Estimated from a Single-Station, Near-Source Recording and from MT Inversion of Regional Data: A Comparison of the Results, *Geof. Int.* **37(2)**, 95–102.
- Pardo, M. y Suárez, G. (1995), Shape of the Subducted Rivera and Cocos Plates in Southern Mexico: Seismic and Tectonic Implications, *J. Geophys. Res.* **100(B7)**, 12357–12373. doi:10.1029/95JB00919.
- Purvanche, M. D. y Anderson, J. G. (2003), A Comprehensive Study of the Observed Spectral

- Decay in Strong-Motion Accelerations Recorded in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(2), 600–611. doi:10.1785/0120020065.
- Rebollar, C. J., Munguía, L., Reyes, A., Uribe, A., y Jiménez, O. (1991), Estimates of Shallow Attenuation and Apparent Stresses from Aftershocks of the Oaxaca Earthquake of 1978, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**(1), 99–108.
- Rodríguez, M., Havskov, J., y Singh, S. K. (1983), *Q* for Coda Waves Near Petatlan, Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**(1), 321–326.
- Sánchez-Sesma, F. J., Chávez-Pérez, S., Suárez, M., Bravo, M. A., y Pérez-Rocha, L. E. (1988), The Mexico Earthquake of September 19, 1985; on the Seismic Response of the Valley of Mexico, *Earthq. Spectra* **4**(3), 569–589. doi:10.1193/1.1585491.
- Santoyo, M. (1994), Estudio del Proceso de Ruptura del Sismo del 25 de Abril de 1989 Usando Registros de Movimientos Fuertes y Telesísmicos, *Tesis de Maestría* p. Universidad Nacional Autónoma de México. 65 pp.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Paul, A., Singh, S. K., Jongmans, D., y Sánchez-Sesma, F. J. (1997), Surface-Wave Propagation Across the Mexican Volcanic Belt and the Origin of the Long-Period Seismic-Wave Amplification in the Valley of Mexico, *Geophys. J. Int.* **128**(1), 151–166.
- Shapiro, N. M., Olsen, K. B., y Singh, S. K. (2000), Wave-Guide Effects in Subduction Zones: Evidence from Three-Dimensional Modelling, *Geophys. Res. Lett.* **27**(3), 433–436. doi:10.1029/1999GL010982.
- Shapiro, N. M., Singh, S. K., y Pacheco, J. F. (1998), A Fast and Simple Diagnostic Method for Identifying Tsunamigenic Earthquakes, *Geophys. Res. Lett.* **25**(20), 3911–3914. doi:10.1029/1998GL900015.
- Singh, S. K., Iglesias, A., ????, y García, D. (2006c), Qm_{vb}, *GEOS*
- Singh, S. K. y Lermo, J. (1985), Mislocation of Mexican Earthquakes as Reported in International Bulletins, *Geof. Int.* **24**(3), 333–351.
- Singh, S. K., Mena, E., y Castro, R. (1988), Some Aspects of Source Characteristics of the 19 September 1985 Michoacan Earthquake and Ground Motion Amplification in and Near Mexico City from Strong Motion Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**(2), 451–477.
- Singh, S. K. y Ordaz, M. (1994), Seismic Energy Release in Mexican Subduction Zone Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**(5), 1533–1550.
- Singh, S. K., Ordaz, M., Anderson, J. G., Rodríguez, M., Quaas, R., Mena, E., Ottaviani, M., y Almora, D. (1989), Analysis of Near-Source Strong-Motion Recordings Along the Mexican Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**(6), 1697–1717.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., Alcántara, L., Reyes, G., Ordaz, M., Iglesias, A., Alcocer, S. M., Gutiérrez, C., Valdés, C., Kostoglodov, V., Reyes, C., Mikumo, T., Quaas, R., y Anderson, J. G. (2003), A Preliminary Report on the Tecomán, Mexico Earthquake of 22 January 2003 (M_w 7.4) and its Effects, *Seism. Res. Lett.* **74**(3), 279–289.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., Courboux, F., y Novelo, D. A. (1997), Source Parameters of the Pinotepa Nacional, Mexico, Earthquake of 27 March, 1996 ($M_w=5.4$) Estimated from Near-Field Recordings of a Single Station, *J. Seismology* **1**(1), 39–45. doi:10.1023/A:1009741712512.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., García, D., y Iglesias, A. (2006b), An Estimate of Shear-Wave *Q* of the Mantle Wedge in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **96**(1), 176–187. doi:10.1785/0120050001.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., Mikumo, T., y Kostoglodov, V. (2006a), Inslab Seismicity and State of Stress in the Subducting Cocos Plate Below Central Mexico, (*en preparación*).
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., Ordaz, M., y Kostoglodov, V. (2000), Source Time Function and Duration of Mexican Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**(2), 468–482. doi:10.1785/0119990081.
- Singh, S. K. y Pardo, M. (1993), Geometry of the Benioff Zone and State of Stress in the Overriding Plate in Central Mexico, *Geophys. Res. Lett.* **20**(14), 1483–1486.
- Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., y David, C. (1990), Geometry of Subduction and Depth of the Seismogenic Zone in the Guerrero Gap, Mexico, *Nature* **345**(6273), 336–338. doi:10.1038/345336a0.
- UNAM Seismology Group (1986), The September 1985 Michoacan Earthquakes: Aftershock Distribution and History of Rupture, *Geophys. Res. Lett.* **13**(6), 573–576.
- Valdés, C. (1993), Seismic Structure, Scaling, Seismic Attenuation, and Gaps, Using Aftershocks from the Major 1979 Petatlán ($M_s=7.6$) Earthquake, *Ph. D. Thesis* pp University of Wisconsin–Madison. [Citado por Castro et al., 1994]
- Valdés, C. y Meyer, R. P. (1996), Seismic Structure Between the Pacific Coast and Mexico City from the Petatlán Earthquake ($M_s=7.6$) Aftershocks, *Geof. Int.* **35**(1), 377–401.
- Valdés, C., Mooney, W. D., Singh, S. K., Meyer, R. P., Lomnitz, C., Luetgert, J. H., Hellsley, C. E., Lewis, B. T. R., y Mena, M. (1986), Crustal Structure of Oaxaca, Mexico, from Seismic Refraction Measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**(2), 547–563.
- Valdés, C., Novelo, D., y Meyer, R. P. (1987), Contrast in Coda *Q* Parallel and Perpendicular to the Mexican Pacific Coast, *EOS* **68**(44), 1362. [Citado por Cárdenas et al., 1998]
- Yamamoto, J., Quintanar, L., Herrmann, R. B., y Fuentes, C. (1997), Lateral Variations of *Lg* Coda *Q* in Southern Mexico, *Pure Appl. Geophys.* **149**(3), 575–599. doi:10.1007/s000240050042.

7. | Relaciones de movimiento fuerte para los terremotos interplaca del centro-sur de México

RELACIONES DE MOVIMIENTO FUERTE PARA LOS TERREMOTOS INTERPLACA DEL CENTRO-SUR DE MÉXICO

Abstract. A partir de una base de registros de terremotos interplaca en México ampliada respecto a estudios anteriores, se proponen ecuaciones de movimiento fuerte para el espectro de respuesta de pseudoaceleración (*PSA*, 5% amortiguamiento) y la aceleración y velocidad máximas (*PGA* y *PGV*). Estas ecuaciones se han desarrollado para sitios sobre roca firme (clase *NEHRP B*) y campo libre situados en la región comprendida entre la costa y el Cinturón Volcánico Mexicano (*MVB*). El elevado número de datos ha permitido analizar los diferentes términos del modelo por separado y determinar la forma más apropiada para estimar el movimiento a las mayores magnitudes (M_w 7.0 – 8.0). Nuestros resultados predicen valores de *PGA* relativamente diferentes a estudios previos de Guerrero, probablemente debido a diferencias en los datos de partida y en la atenuación de las regiones consideradas. El modelo se ha comparado también con el existente para los terremotos *intraslab* de México. Los resultados muestran que el movimiento esperable en el área epicentral es mayor para los sismos *intraslab*, especialmente a alta frecuencia. Sin embargo, la *PSA* estimada para los interplaca decae más lentamente, por lo que estos sismos podrían causar daños a distancias más grandes. Estos resultados concuerdan con observaciones macrosísmicas en México y con lo referido en otras zonas de subducción. El modelo propuesto cubre una región muy vulnerable a la sismicidad interplaca, dada su proximidad a la zona epicentral, y para la que hasta la fecha no existía este tipo de relaciones. Igualmente podría ser de utilidad su adaptación para sitios duros sobre el *MVB*.

INTRODUCCIÓN

Durante el siglo pasado la sismología y la ingeniería sísmica en México se han centrado en comprender el movimiento del suelo generado por los terremotos interplaca en el Valle de México, con objeto de estimar los niveles esperables de movimientos futuros. Al margen de los muy numerosos análisis de la respuesta de emplazamiento en el valle (*e.g.*, Sánchez-Sesma *et al.*, 1988; Kawase y Aki 1989; Chávez-García y Bard, 1994; Singh *et al.*, 1995), se han publicado diversas relaciones específicas para Ciudad de México que permiten estimar el espectro de Fourier, *FS* (*e.g.*, Castro *et al.*, 1988; Ordaz *et al.*, 1994), la *PGA* (*e.g.*, Bufaliza, 1984; Castro *et al.*, 1986; Singh *et al.*, 1987) o el espectro de respuesta, *RS* (*e.g.*, Ordaz *et al.*, 1988; Rosenblueth *et al.*, 1989; Reyes, 1998).

Por desgracia, dadas las particulares características de propagación a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano (*MVB*) y de respuesta de los sitios del Valle de México, las relaciones mencionadas no pueden aplicarse a sitios fuera de ellos. Esta limitación es crítica, pues apenas hay ecuaciones de movimiento fuerte para la región comprendida entre la costa y el frente sur del *MVB*. Si bien diversos trabajos han hallado relaciones para la *PGA* (Ordaz *et al.*, 1989; Anderson y Quaas, 1988; Anderson y Lei,

1994; Anderson, 1997) o la intensidad *MMI* (Chávez y Castro, 1988), este autor no conoce relaciones para el espectro de respuesta en esta zona. Dichos estudios, además, se limitan al estado de Guerrero, debido a la carencia de registros para el resto del margen convergente hasta hace pocos años. Estas limitaciones para el centro-sur del país contrastan con su proximidad a los epicentros de los sismos interplaca, que causan con frecuencia importantes daños en la zona. Por todo ello se hace necesario determinar ecuaciones de movimiento fuerte para dicha región.

La modernización y extensión de las redes acelerográficas en la zona desde principios de los noventa ha multiplicado la cantidad y calidad de los registros disponibles, haciendo posible ahora esta tarea. En este Capítulo se proponen ecuaciones para estimar la componente horizontal del espectro de respuesta y los parámetros pico (*PGA* y *PGV*) de los terremotos interplaca en emplazamientos sobre roca firme al sur del *MVB*. Nuestros resultados se comparan con los estudios previos existentes en la región para la *PGA*. Además se analizan las diferencias en los parámetros estimados para los eventos interplaca e *intraslab* en México, que constituyen las dos fuentes principales de peligrosidad sísmica en la región.

1. DATOS

El conjunto de datos empleado se basa en el utilizado en el Capítulo 6 para analizar la atenuación del FS de los terremotos interplaca en México. En esta ocasión nuestro interés se centra en los casos más críticos, que corresponden a los sismos de mayor magnitud ($M_w \geq 6.5$) registrados a distancias inferiores a 150-200 km. Para incrementar proporcionalmente la influencia de estos casos y reducir la variabilidad de los datos reseñada en dicho Capítulo se desecharon los registros de eventos de $M_w \leq 5.5$ (a) para aquellos eventos con datos sólo a $R > 100$ km y pobremente registrados (< 10 registros/sismo); (b) que presentaban amplitudes anómalas. Asimismo, para aquellos sismos registrados en dos o más estaciones a menos de 5 km de distancia, se conservó un solo registro seleccionado por inspección visual. El conjunto resultante consta de 418 registros procedentes de 40 sismos de la zona de subducción entre los estados de Colima y Oaxaca (Fig. 1). En la Tabla 1 y la Figura 2 se sintetiza la información básica de los datos (para una descripción más detallada se remite al Capítulo 6).

Como se ve en la Figura 2 más del 60% de los datos proviene de distancias inferiores a 150 km. Aunque los registros de Guerrero son claramente mayoritarios, se ha incluido una fracción significativa de otras regiones, principalmente Oaxaca. La distancia máxima elegida (400 km) comprende la mayor parte de los datos disponibles y viene sugerida por el lento decaimiento del movimiento del suelo observado hacia el interior del continente en numerosos trabajos, que obliga a analizar el potencial destructivo de estos terremotos hasta distancias notables. Además permite futuras aplicaciones que pudieran considerar el *MVB* y el Valle de México, que dista como mínimo 280 km de la costa. Las 56 estaciones seleccionadas se emplazan en roca firme (clase *NEHRP B*; BSSC, 2004) y campo libre, entendiéndose con este término la ausencia de cualquier estructura próxima al emplazamiento. Igualmente se han evitado estaciones sobre

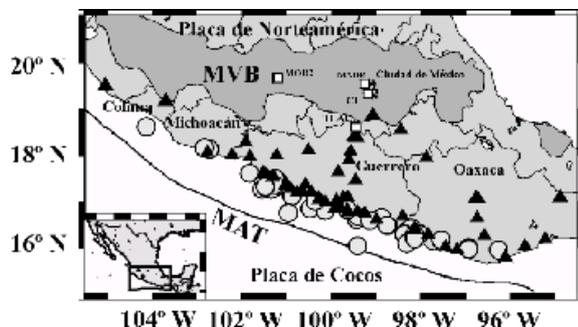


Fig. 1. Mapa de la zona de subducción mexicana con los epicentros de los sismos interplaca (círculos) y las estaciones (triángulos) de este trabajo. Cuadrados: estaciones sobre el *MVB* no usadas en la regresión. *MVB*: Cinturón Volcánico Mexicano (sombreado); *MAT*: Fosa Centroamericana. Se señalan los estados administrativos mencionados en el texto.

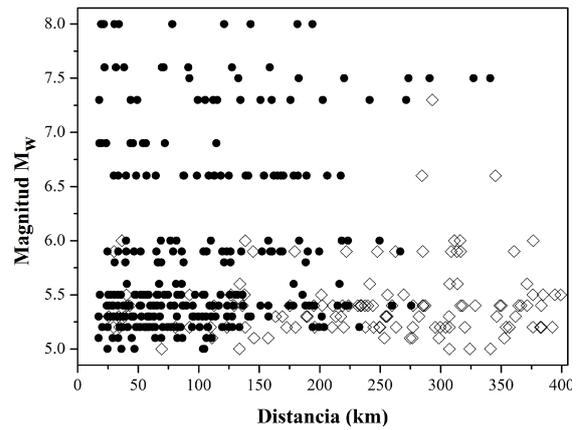


Fig. 2. Distribución de los datos con la magnitud M_w y la distancia más próxima al plano de ruptura. Los símbolos indican el tipo de dato disponible. Círculos: acelerogramas; rombos: registros de velocidad de banda ancha.

roca con amplificación conocida (Castro *et al.*, 1990; Humphrey y Anderson, 1992), y cualquier estación del Valle de México o del *MVB*.

2. PROCESADO DE LOS DATOS

Para los acelerogramas la *PGA* se leyó directamente y, a partir del registro completo, se calculó el espectro de respuesta de pseudoaceleración para un 5% de amortiguamiento (*PSA*) para 56 frecuencias entre 0.2 y 25 Hz (0.04-5 s). Las frecuencias se eligieron entre las 91 calculadas rutinariamente por las agencias de procesado de EEUU (*e.g.*, Boore *et al.*, 1997). Para hallar la *PGV* los acelerogramas se integraron tras corregirse por línea base y aplicárseles un filtro pasa-alta, tras lo que volvieron a corregirse por línea base. La frecuencia de corte del filtro fue 0.05 Hz para los eventos con $M_w > 6.5$, y 0.1 Hz para el resto. Para los registros de velocidad se leyó directamente la *PGV*, tras lo que se los diferenció, se obtuvo la *PGA* y se procesaron del mismo modo que los acelerogramas para obtener la *PSA*. Finalmente para cada ordenada se calculó la media cuadrática de las componentes horizontales.

3. CARACTERÍSTICAS DEL MODELO

Para la regresión de los datos se usó el método de efectos aleatorios en la forma desarrollada por Joyner y Boore (1993). A la hora de considerar la forma del modelo, un análisis preliminar de los datos reveló la necesidad de tener en cuenta dos aspectos relevantes: (a) la tendencia a la saturación a alta frecuencia para los registros próximos a la fuente; (b) el diferente decaimiento observado para los terremotos grandes. Con esta idea la función final del modelo elegida para la regresión de los parámetros fue:

Tabla 1. Eventos interplaca de México utilizados en este trabajo

Nº	Fecha	Lat. °N	Lon. °W	H, km	M_w	Nº reg. ^a
1	1985/09/19	18.14	102.71	17	8.0	10
2	1985/09/21	17.62	101.82	22	7.6	8
3	1988/02/08	17.45	101.19	22	5.8	9
4	1989/03/10	17.45	101.19	20	5.4	6
5	1989/04/25	16.61	99.43	16	6.9	10
6	1989/05/02	16.68	99.41	15	5.5	5
7	1990/01/13	16.82	99.64	16	5.3	8
8	1990/05/11	17.12	100.87	21	5.5	6
9	1990/05/31	17.12	100.88	18	5.9	9
10	1993/05/15	16.47	98.72	16	5.5	6
11	1993/10/24	16.65	98.87	26	6.6	12
12	1995/09/14	16.48	98.76	16	7.3	15
13	1996/03/13	16.59	99.12	25	5.1	10
14	1996/03/27	16.36	98.30	18	5.4	9
15	1996/07/15	17.33	101.21	27	6.6	17
16	1996/07/18	17.44	101.21	25	5.4	10
17	1997/01/21	16.42	98.21	28	5.4	12
18	1997/12/16	16.04	99.41	27	5.9	7
19	1998/05/09	17.50	101.24	23	5.2	12
20	1998/05/16	17.27	101.34	28	5.2	10
21	1998/07/05	16.81	100.14	25	5.3	15
22	1998/07/11	17.35	101.41	29	5.4	12
23	1998/07/12	16.85	100.47	26	5.5	14
24	2001/09/04	16.29	98.37	20	5.2	10
25	2001/11/10	16.09	98.32	17	5.4	11
26	2002/06/07	15.99	96.92	20	5.2	10
27	2002/06/07	15.96	96.93	19	5.5	12
28	2002/06/19	16.29	98.02	20	5.3	12
29	2002/08/05	15.94	96.26	15	5.4	7
30	2002/08/27	16.16	97.54	15	5.0	10
31	2002/08/30	16.76	100.95	15	5.2	6
32	2002/09/25	16.80	100.12	12	5.3	15
33	2002/11/08	16.28	98.12	16	5.2	10
34	2002/12/10	17.36	101.25	24	5.4	8
35	2003/01/10	17.01	100.35	28	5.2	15
36	2003/01/22	18.62	104.12	10	7.5	8
37	2004/01/01	17.27	101.54	17	6.0	15
38	2004/01/01	17.32	101.47	27	5.6	11
39	2004/02/06	18.16	102.83	12	5.1	8
40	2004/06/14	16.19	98.13	20	5.9	18

^a Número de registros de tres componentes considerados.

$$\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4(M_w) \cdot \log(R + c_5 10^{c_6 M_w}) + c_7 \cdot H + \sigma \quad (1)$$

donde Y = componente horizontal cuadrática media de la PSA (cm/s^2), PGA (cm/s^2) o PGV (cm/s), M_w = magnitud de momento sísmico (Kanamori, 1977), R = distancia más próxima al plano de ruptura para los eventos con $M_w \geq 6.0$ o distancia hipocentral para el resto, H = profundidad focal (km), c_i = coeficientes del modelo y $\sigma = \sqrt{\sigma_r^2 + \sigma_e^2}$ desviación estándar de los residuos (variabilidad aleatoria), donde σ_r y σ_e son la variabilidad intra e inter-evento, respectivamente. Todos los logaritmos son de base 10.

La función representada en (1) es el resultado de más de 120 regresiones preliminares en las que se ensayaron distintas formas para cada término y se analizaron diferentes subconjuntos de datos. Con estos ensayos se buscó una función con la forma más simple posible que ajustara satisfactoriamente los datos, especialmente los de M_w alta a distancias cortas, y cuyos coeficientes tomaran valores con significado físico. Como consecuencia, varios coeficientes de (1) se fijaron antes de la regresión final y se extrajeron diversas conclusiones sobre la forma del modelo elegido que se discuten a continuación.

El uso de un término proporcional a M_w^2 reduce la variabilidad a bajas frecuencias y elimina cualquier

tendencia de los residuos con la magnitud. Sin embargo, esta forma subestima sistemáticamente la PSA para $f < 1$ Hz del mayor evento disponible (M_w 8.0; evento n° 1), por lo que finalmente se desechó. Como contrapartida los residuos para M_w 5.5 – 6.6 a bajas frecuencias son en promedio positivos, aunque el promedio nunca supera 0.12 (factor de subestimación de 1.3).

Para modelar la saturación con la magnitud y la distancia se ensayó primero el término propuesto por Atkinson y Boore (2003), aplicable a cualquier tipo de falla y cuyos coeficientes (c_5 y c_6) son constantes para todas las frecuencias. Pese a haberse utilizado satisfactoriamente con los eventos *intraslab* de México en un trabajo previo (García *et al.*, 2005), se comprobó que dicho término no ofrecía el mejor ajuste para los registros interplaca. En cambio, el término de saturación variable con la frecuencia de Takahashi *et al.* (2004), utilizado para sismos de subducción en Japón, permite reducir la variabilidad considerablemente y obtener un ajuste más adecuado, por lo que se eligió finalmente éste. Las pruebas confirmaron también que incorporando el factor de Takahashi *et al.* únicamente en el término de expansión geométrica (y no en el de atenuación anelástica) se obtenían las estimaciones más realistas para distancias próximas a la fuente.

Respecto a la forma de la expansión geométrica, en el Capítulo 6 se han señalado las dificultades encontradas al intentar asignar un coeficiente único a este término para el caso de los eventos interplaca en México, donde se observa un comportamiento muy diferente para las trayectorias costeras y aquéllas hacia el interior del continente. Aunque este aspecto puede ser muy relevante en la estimación del movimiento, nuestro objetivo en este Capítulo es determinar un primer modelo del *RS* de aplicación general, dejando para estudios posteriores su particularización a determinadas trayectorias y/o regiones. Por ello se probaron múltiples formas del coeficiente c_4 , considerando posibles dependencias con la distancia, la frecuencia o la magnitud, y también dejando en otras regresiones dicho coeficiente libre. Nuestros resultados sugirieron que la mejor opción global era modelar el decaimiento de la amplitud como función de la magnitud, para considerar así la complejidad del campo de ondas en las proximidades de la falla de un terremoto grande. Para ello se introdujo un coeficiente de expansión geométrica variable con M_w , $c_4(M_w)$. La forma de $c_4(M_w)$ se determinó por separado siguiendo un procedimiento similar al establecido por Atkinson y Boore (2003). Primeramente se agruparon los datos en incrementos de magnitud unitarios solapados entre sí (*e.g.*, $5.0 \leq M_w < 6.0$, $5.2 \leq M_w < 6.2$, etc.). Para cada incremento, y para cada frecuencia de la *PSA*, se realizó una regresión con la siguiente forma:

$$\log Y' = \alpha_1 + \alpha_2 \cdot M_w - \alpha_4 \cdot \log(R + c_5 10^{c_6 M_w}) \quad (2)$$

En esta expresión Y' es la *PSA* a cada frecuencia (Y) corregida por un factor de atenuación anelástica (α_3) constante y próximo al límite máximo de este término observado en regresiones previas ($Y' = Y \cdot 10^{-\alpha_3 \cdot R} = Y \cdot 10^{0.0017 \cdot R}$). Para cada incremento de magnitud se promedió el parámetro α_4 de todas las frecuencias y se representó frente a la M_w media de ese intervalo (Fig. 3). Los resultados muestran que la expansión geométrica disminuye con la magnitud, si bien el comportamiento en torno a M_w 6.8 difiere del resto, como se discute más adelante. Para representar la tendencia general del coeficiente c_4 con M_w se ensayaron diferentes funciones, algunas bastante complejas (polinómicas de grado 12, inversas del arc tg, logarítmicas). En la Figura 3 se ha representado en trazo punteado la función que ofreció el mejor ajuste matemático a los valores de α_4 . Sin embargo, sustituyendo esta función en el modelo general (ec. (1)) no se obtuvo la mejor estimación global de las observaciones. Por el contrario, el mejor ajuste global, y en particular de los datos de M_w alta, lo proporcionó el modelo más simple: una regresión lineal (Fig. 3). Por último se normalizó la expresión obtenida para imponer que el término de expansión geométrica tomara valores físicamente admisibles (≤ 1). Para ello se impuso $c_4 = 1$ para la mínima M_w disponible (5.0), con lo que la expresión final resulta ser

$$c_4(M_w) = 1.82 - 0.16M_w \quad (3)$$

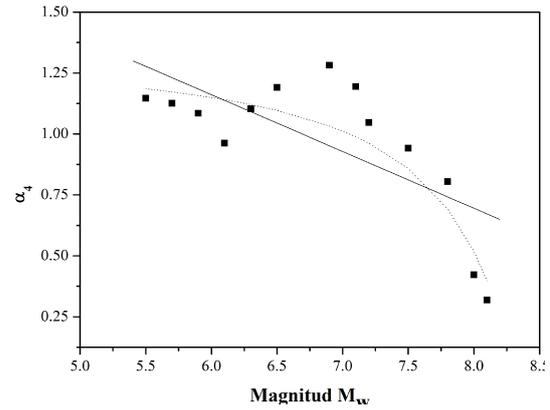


Fig. 3. Dependencia de la pendiente de la expansión geométrica con M_w . Cuadrados: valores de α_4 (promediada en el intervalo 0.2-25 Hz) para cada incremento unitario de magnitud. Por ejemplo, el valor dibujado para M_w 7.5 es el coeficiente α_4 promedio de los valores de 0.2 a 25 Hz para los registros de $7.0 \leq M_w < 8.0$. Línea continua: pendiente adoptada en el modelo final (antes de normalizarse a valores físicamente consistentes). Línea punteada: mejor ajuste matemático a los valores de α_4 (véase texto).

que asigna una expansión geométrica de 0.54 para M_w 8.0.

El procedimiento presentado difiere en varios aspectos del propuesto por Atkinson y Boore (2003):

1. Para evitar los registros de campo próximo en este paso estos autores excluyeron los registros con $R < 50$ km, pero aún así usaron en (2) el término de saturación. En nuestras pruebas con este criterio obtuvimos una ligera subestimación del movimiento a bajas frecuencias para las mayores magnitudes. Por ello, y dado que el término de saturación queda fijado previamente y su función es modelar la forma de la curva a distancias cortas, se decidió no eliminar ningún registro para determinar $c_4(M_w)$ y mantener el término de saturación (c_5 y c_6) en (2).
2. Estos autores calcularon α_4 sólo para dos frecuencias (0.5 y 1 Hz) que permitieran caracterizar el comportamiento de la curva a las frecuencias bajas del *RS*, y promediaron los resultados de ambas para determinar $c_4(M_w)$. Sin embargo, nuestros datos muestran diferente decaimiento de la *PSA* con M_w para todo el intervalo considerado (0.2-25 Hz), por lo que α_4 se calculó para las 56 frecuencias, promediándose después para todas ellas.
3. En su modelo se permitía que la expansión geométrica tomara valores superiores a 1. En nuestro caso se han preferido coeficientes con valores físicamente consistentes: normalizar $c_4(M_w)$ permite no sólo que dicho coeficiente varíe entre 1.0 y 0.5, sino que asegura que el coeficiente de atenuación anelástica (c_3) tome valores negativos.

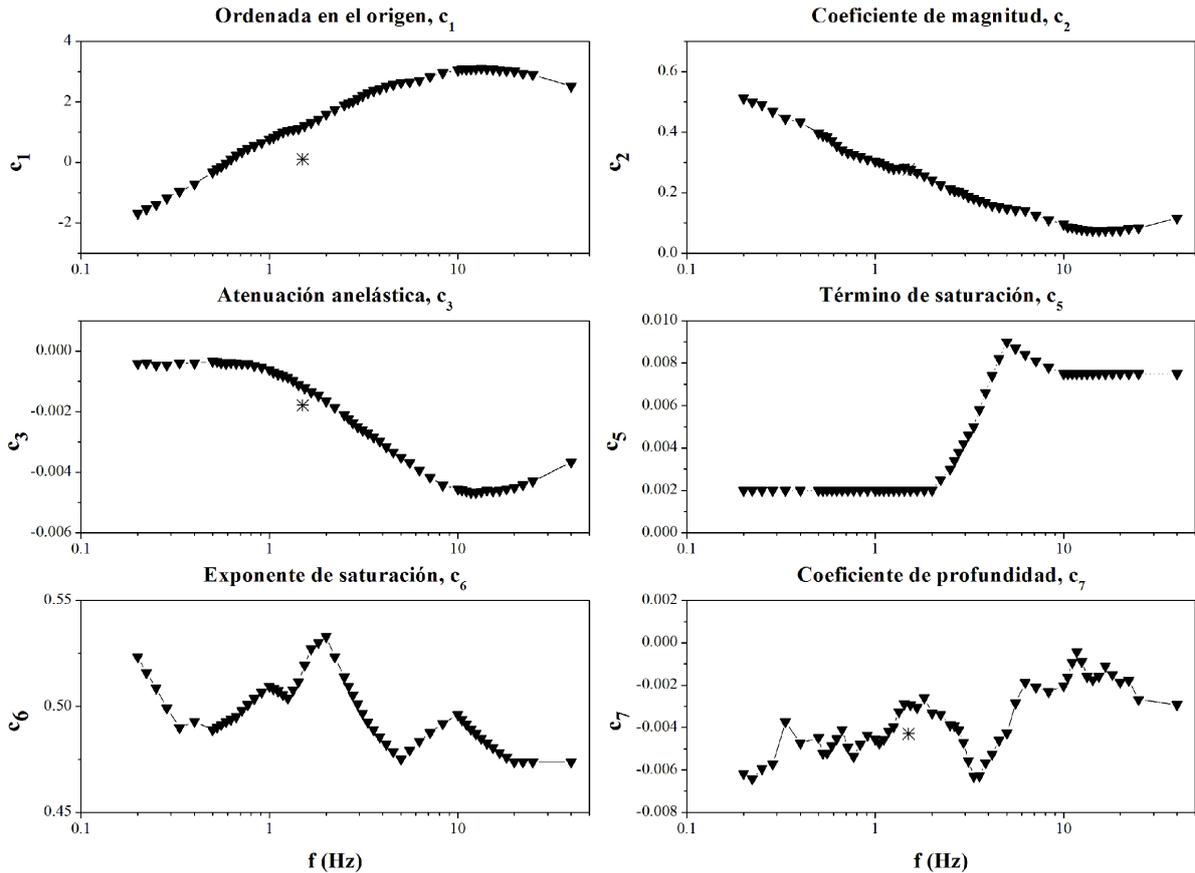


Fig. 4. Coeficientes de la regresión (salvo c_4) para la componente horizontal cuadrática media del espectro de respuesta de *PSA* y la *PGA* (representada a 40 Hz). Los asteriscos representan los coeficientes de la regresión para la *PGV*, dibujados arbitrariamente a 1.5 Hz (véase texto). Los coeficientes de saturación (c_5 y c_6) proceden de Takahashi *et al.* (2004).

El coeficiente de profundidad (c_7) no aporta mejoras significativas para $f > 5$ Hz y reduce poco la variabilidad. Sin embargo, su uso mejora la estimación a bajas frecuencias ($f < 1$ Hz), elimina cualquier tendencia de los residuos con H y permite ajustar adecuadamente la amplitud esperada a distancias muy próximas a la fuente para M_w 8.0. A cambio, en contra de lo esperado el valor de este coeficiente es negativo. No se ha hallado una explicación satisfactoria a este hecho, salvo que dé cuenta en cierto modo de un leve aumento de atenuación con la profundidad. Sin embargo, en las múltiples pruebas en que se introdujo este término, con diferentes subconjuntos de datos (según distancia y trayectoria) y muy diversas formas de los demás términos, se obtuvieron valores negativos de c_7 . Además la introducción de este término no afecta al resto de coeficientes, salvo para la ordenada en el origen (c_1).

Por último, la función escogida no presenta término de sitio, pues se asume que todas las estaciones utilizadas son similares (clase *NEHRP B*).

Una vez decidida la forma del modelo y fijados los coeficientes c_4 , c_5 y c_6 se realizó la regresión final para determinar los restantes coeficientes.

4. COEFICIENTES Y EVALUACIÓN DEL MODELO

La Tabla 2 recoge los coeficientes de la regresión final. Los coeficientes de saturación (c_5 y c_6) de Takahashi *et al.* (2004) fueron interpolados linealmente para las frecuencias no consideradas por dichos autores. La Figura 4 muestra los coeficientes frente a la frecuencia, salvo c_4 , ya representado en la Figura 3. Los coeficientes de la *PGV* toman valores próximos a los de la *PSA* de frecuencias entre 0.8 y 2 Hz, por lo que se han representado arbitrariamente a 1.5 Hz. Los coeficientes de la *PGA* se representan a 40 Hz, la mínima $f_{Nyquist}$ considerada. Pese a no haber sido suavizados, destaca el buen comportamiento con la frecuencia de los coeficientes c_1 , c_2 y c_3 , representativo de la estabilidad de dichos términos frente a cambios en el modelo. Como era esperable, la disminución de los coeficientes de magnitud y atenuación anelástica con la frecuencia representa la mayor contribución que generan proporcionalmente los terremotos grandes a bajas frecuencias. El coeficiente de profundidad, en cambio, no presenta una tendencia clara (aunque aumenta levemente con f) y, como se comentó, su papel es secundario dentro del modelo. La forma menos suave de los coeficientes de saturación (c_5 y

Tabla 2. Coeficientes del modelo para la componente horizontal cuadrática media

$$\log Y = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot R - c_4(M_w) \cdot \log(R + c_5 10^{c_6 M_w}) + c_7 \cdot H + \sigma \quad (1)$$

$$c_4(M_w) = 1.82 - 0.16 M_w \quad (3)$$

f (Hz)	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	c_6	c_7	σ	σ_ϵ	σ_τ
PGA	2.5	0.12	-0.0037	(3)	0.0075	0.474	-0.003	0.33	0.19	0.26
PGV	0.1	0.28	-0.0018	"	0.0020	0.519	-0.004	0.28	0.15	0.24
0.040	2.9	0.08	-0.0043	"	0.0075	0.474	-0.003	0.36	0.21	0.29
0.045	2.9	0.08	-0.0044	"	0.0075	0.474	-0.002	0.37	0.21	0.30
0.050	3.0	0.08	-0.0045	"	0.0075	0.474	-0.002	0.37	0.22	0.30
0.055	3.0	0.08	-0.0046	"	0.0075	0.476	-0.001	0.38	0.22	0.30
0.060	3.0	0.07	-0.0046	"	0.0075	0.478	-0.001	0.38	0.23	0.30
0.065	3.1	0.07	-0.0046	"	0.0075	0.480	-0.002	0.37	0.22	0.30
0.070	3.1	0.07	-0.0046	"	0.0075	0.483	-0.002	0.37	0.22	0.30
0.075	3.1	0.08	-0.0047	"	0.0075	0.485	-0.002	0.37	0.22	0.30
0.080	3.1	0.08	-0.0047	"	0.0075	0.487	-0.001	0.37	0.21	0.30
0.085	3.1	0.08	-0.0047	"	0.0075	0.489	0.000	0.36	0.21	0.30
0.090	3.1	0.09	-0.0046	"	0.0075	0.491	-0.001	0.36	0.21	0.29
0.095	3.1	0.09	-0.0046	"	0.0075	0.494	-0.002	0.36	0.21	0.29
0.100	3.0	0.10	-0.0046	"	0.0075	0.496	-0.002	0.36	0.21	0.29
0.120	3.0	0.11	-0.0044	"	0.0078	0.492	-0.002	0.35	0.20	0.28
0.140	2.8	0.13	-0.0042	"	0.0081	0.488	-0.002	0.34	0.19	0.28
0.160	2.7	0.14	-0.0039	"	0.0084	0.483	-0.002	0.34	0.19	0.28
0.180	2.7	0.14	-0.0037	"	0.0087	0.479	-0.003	0.34	0.18	0.28
0.200	2.6	0.15	-0.0035	"	0.0090	0.475	-0.004	0.33	0.18	0.28
0.220	2.6	0.15	-0.0033	"	0.0082	0.479	-0.005	0.32	0.17	0.27
0.240	2.5	0.16	-0.0032	"	0.0074	0.482	-0.005	0.32	0.17	0.27
0.260	2.4	0.17	-0.0030	"	0.0066	0.485	-0.006	0.31	0.17	0.26
0.280	2.4	0.17	-0.0028	"	0.0058	0.489	-0.006	0.31	0.17	0.26
0.300	2.3	0.18	-0.0027	"	0.0050	0.492	-0.006	0.31	0.17	0.26
0.320	2.2	0.19	-0.0026	"	0.0046	0.497	-0.006	0.31	0.17	0.26
0.340	2.1	0.20	-0.0025	"	0.0042	0.501	-0.005	0.32	0.18	0.26
0.360	2.0	0.20	-0.0024	"	0.0038	0.505	-0.004	0.32	0.18	0.26
0.380	2.0	0.21	-0.0022	"	0.0034	0.509	-0.004	0.32	0.19	0.26
0.400	1.9	0.21	-0.0021	"	0.0030	0.514	-0.004	0.32	0.18	0.26
0.450	1.7	0.23	-0.0019	"	0.0025	0.523	-0.003	0.32	0.17	0.26
0.500	1.6	0.24	-0.0017	"	0.0020	0.533	-0.003	0.32	0.17	0.26
0.550	1.4	0.26	-0.0015	"	0.0020	0.530	-0.003	0.31	0.17	0.26
0.600	1.3	0.27	-0.0014	"	0.0020	0.527	-0.003	0.31	0.18	0.26
0.650	1.2	0.28	-0.0012	"	0.0020	0.519	-0.003	0.31	0.17	0.26
0.700	1.1	0.28	-0.0011	"	0.0020	0.512	-0.003	0.31	0.17	0.26
0.750	1.1	0.28	-0.0010	"	0.0020	0.508	-0.003	0.31	0.16	0.26
0.800	1.1	0.28	-0.0009	"	0.0020	0.504	-0.004	0.31	0.16	0.26
0.850	1.0	0.28	-0.0008	"	0.0020	0.505	-0.004	0.30	0.16	0.25
0.900	0.9	0.29	-0.0008	"	0.0020	0.507	-0.005	0.30	0.16	0.26
0.950	0.8	0.30	-0.0007	"	0.0020	0.508	-0.005	0.30	0.16	0.25
1.000	0.8	0.30	-0.0006	"	0.0020	0.509	-0.005	0.30	0.16	0.25
1.100	0.7	0.31	-0.0005	"	0.0020	0.507	-0.004	0.30	0.16	0.25
1.200	0.5	0.32	-0.0005	"	0.0020	0.504	-0.005	0.30	0.16	0.25
1.300	0.5	0.33	-0.0004	"	0.0020	0.501	-0.005	0.30	0.17	0.25
1.400	0.4	0.33	-0.0004	"	0.0020	0.498	-0.005	0.30	0.17	0.25
1.500	0.2	0.34	-0.0004	"	0.0020	0.495	-0.004	0.30	0.17	0.24
1.600	0.1	0.36	-0.0004	"	0.0020	0.494	-0.005	0.30	0.17	0.24
1.700	0.0	0.37	-0.0004	"	0.0020	0.493	-0.005	0.29	0.17	0.23
1.800	-0.1	0.39	-0.0004	"	0.0020	0.492	-0.005	0.28	0.16	0.23
1.900	-0.2	0.39	-0.0003	"	0.0020	0.490	-0.005	0.28	0.16	0.22
2.000	-0.3	0.40	-0.0003	"	0.0020	0.489	-0.004	0.27	0.16	0.22
2.500	-0.7	0.43	-0.0004	"	0.0020	0.493	-0.005	0.27	0.16	0.21
3.000	-1.0	0.44	-0.0004	"	0.0020	0.490	-0.004	0.27	0.17	0.21
3.500	-1.2	0.47	-0.0005	"	0.0020	0.499	-0.006	0.27	0.18	0.21
4.000	-1.4	0.49	-0.0005	"	0.0020	0.509	-0.006	0.27	0.18	0.20
4.500	-1.5	0.50	-0.0004	"	0.0020	0.516	-0.006	0.28	0.19	0.21
5.000	-1.7	0.51	-0.0004	"	0.0020	0.523	-0.006	0.30	0.21	0.22

^a Desviación estándar de los residuos (calculada en logaritmo de base 10).

c_6) invita a aplicar en futuros trabajos métodos de regresión diferentes para determinar un término de saturación propio para México.

En la Figura 5 se representan frente a la distancia los residuos de la *PGA*, la *PGV* y dos frecuencias representativas de la *PSA* (el comportamiento es similar para el resto de frecuencias). No se aprecian tendencias generales con la distancia. En particular, los residuos para M_w alta (7.3-8.0) muestran muy buen comportamiento, especialmente a las distancias más críticas (0-200 km). Por el contrario, los residuos de magnitudes bajas e intermedias (5.0-6.9) indican cierta subestimación para $f < 1$ Hz, consecuencia de no haber usado el término proporcional a M_w^2 . La representación de los residuos con la profundidad no revela tendencia alguna, por lo que se ha omitido la figura por brevedad.

En la Figura 5 se puede discernir un aumento de variabilidad con la frecuencia. Este aspecto queda patente en la Figura 6, donde se representa la

desviación estándar de los residuos frente a f . La mayor contribución a la dispersión de los datos la generan los registros de magnitud baja ($M_w < 6.0$, y especialmente $M_w < 5.5$) a distancias cortas (10-100 km), sobre todo a altas frecuencias ($f > 2$ Hz). Esto es debido, por una parte, a que son los registros más numerosos, y por otra al notable rango de variación en la respuesta a alta frecuencia de los emplazamientos. Por otra parte, el aumento de la variabilidad a las frecuencias inferiores ($f < 0.3$ Hz) puede deberse al ruido o, probablemente, al uso de algunos registros de escasa duración, que forzosamente muestrean deficitariamente esas frecuencias. En cualquier caso la variabilidad global, pese a ser relativamente elevada (0.27-0.38), entra dentro de los rangos habituales de otros estudios de la sismicidad interplaca en el mundo (*e.g.*, Molas y Yamazaki, 1996; Youngs *et al.*, 1997; Takahashi *et al.*, 2004). Estos trabajos refieren una variabilidad inferior a la obtenida aquí para frecuencias altas, pero en cambio sistemáticamente mayor a bajas frecuencias.

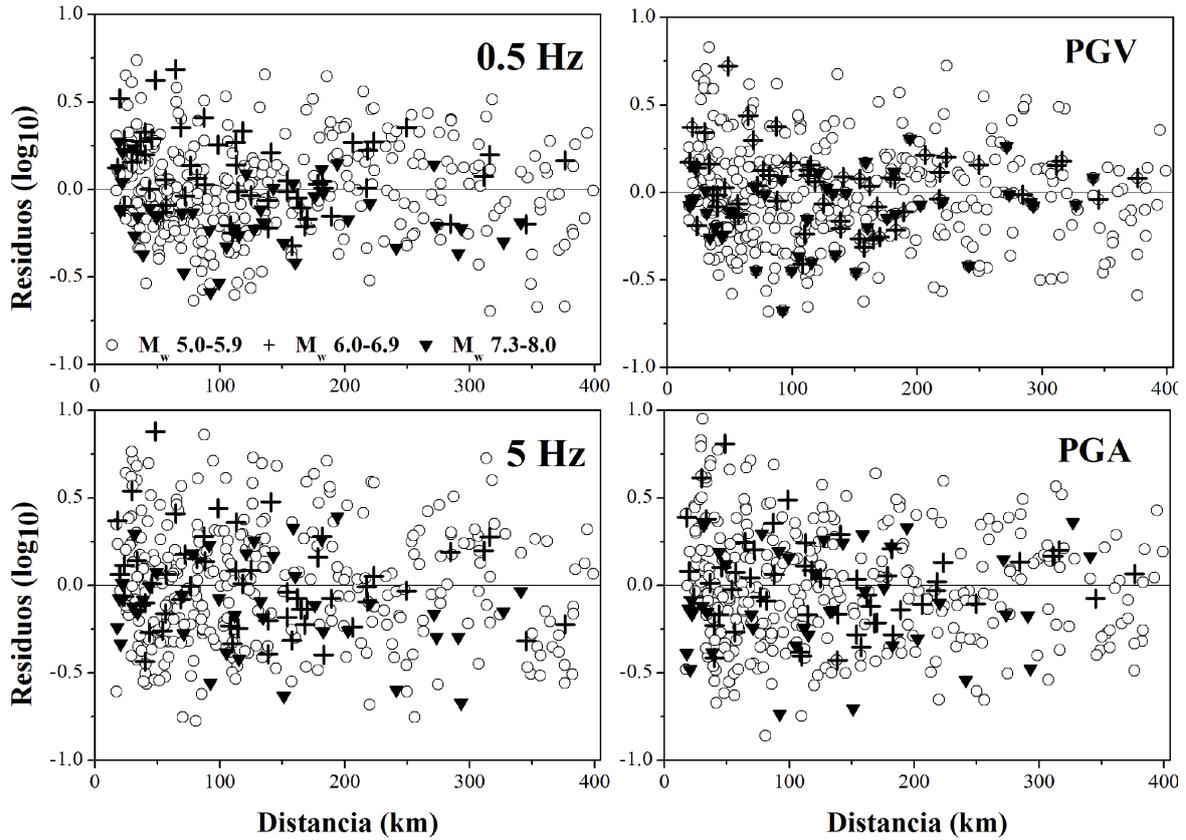


Fig. 5. Residuos de la regresión frente a la distancia para la componente horizontal de la *PSA* a 0.5 Hz, la *PGV*, la *PGA* a 5 Hz y la *PGA*. Los símbolos representan los residuos de los diferentes intervalos de magnitud.

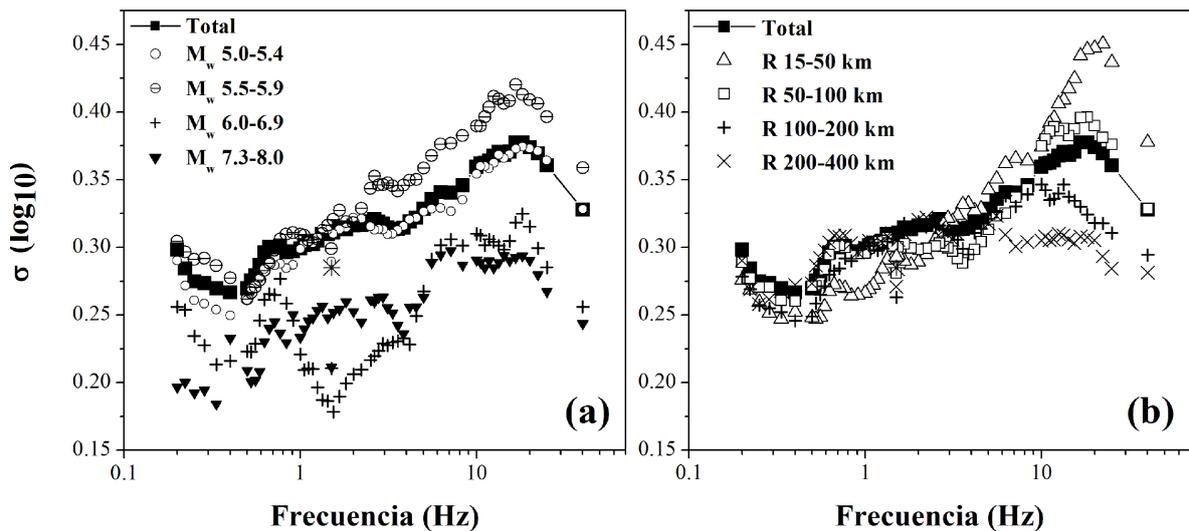


Fig. 6. (a) Variabilidad aleatoria (desviación estándar de los residuos en \log_{10}) de la componente horizontal de la estimación del movimiento para la *PSA* y la *PGA* (representada a 40 Hz). La curva continua y los cuadrados negros simbolizan los resultados para todo el conjunto de datos. El resto de símbolos muestra la variabilidad para diferentes intervalos de magnitud. (b) Igual que en (a), pero ahora los distintos símbolos representan la variabilidad para diferentes intervalos de distancia. En ambos casos la variabilidad de la *PGV* se ha dibujado arbitrariamente a 1.5 Hz, y para el conjunto completo de los datos se denota por una estrella.

5. COMPARACIÓN CON MODELOS PREVIOS PARA LA *PGA* EN MÉXICO

A falta de ecuaciones de movimiento fuerte para la *PSA* y la *PGV* fuera del *MVB*, resulta interesante al menos comparar la relación obtenida para la *PGA* con algunas de las existentes para la zona de subducción mexicana. Para ello se han utilizado los dos modelos para Guerrero más empleados: el de Ordaz *et al.* (1989) [ORD89], relación preliminar obtenida a partir de registros lejanos de sismos interplaca, y el de Anderson (1997) [AND97], modelo no paramétrico basado en más de 500 registros de la Red Acelerográfica de Guerrero (*GAA*).

Como se ve en la Figura 7 el acuerdo de nuestras estimaciones con estos dos modelos es discreto. El decaimiento de nuestro modelo coincide aproximadamente con el de ORD89 a partir de unos 100 km, salvo para las mayores magnitudes. Esto parece lógico, pues dichos autores sólo usaron registros de campo lejano. A distancias cortas, en cambio, la falta de saturación de su modelo lleva a predecir amplitudes para $M_w > 7.5$ nunca medidas sobre roca en México ($PGA > 500$ gales), salvo en estaciones con gran amplificación. Este aspecto se ha corregido en nuestras ecuaciones, que predicen valores similares a la mayoría de los observados en la zona epicentral ($\sim 160 - 200$ gales). En concreto, la *PGA* a 20 km para $M_w 7.6$ se estima en 175 gales, y para $M_w 8.0$ en 215 gales.

Para las situaciones más críticas (M_w alta y R pequeña) nuestro modelo concuerda razonablemente con el de AND97, y ambos coinciden también en asignar un decaimiento diferente a los terremotos más grandes. Sin embargo, para el resto de distancias

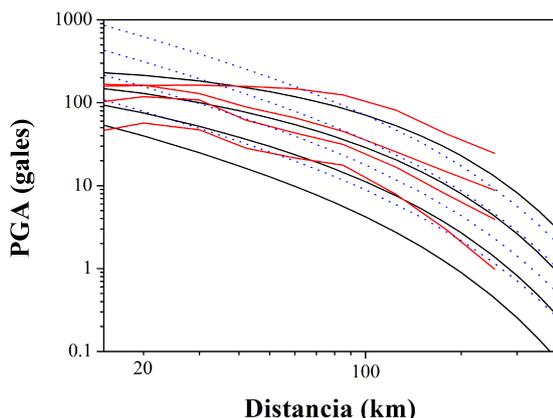


Fig. 7. Comparación de la componente horizontal de la *PGA* estimada para sitios sobre roca fuera del *MVB* de tres modelos. Curvas punteadas azules: Ordaz *et al.* (1989), sismos interplaca de Guerrero; curvas continuas rojas: Anderson (1997), sismos de Guerrero; curvas continuas negras: este trabajo. Las curvas corresponden a eventos con $H = 20$ km y $M_w = 5.0, 6.0, 7.0$ y 8.0 . Para el modelo de Anderson (1997) se han usado las curvas con suavizado de grado medio.

y magnitudes nuestras estimaciones son sistemáticamente menores que las de AND97 y muestran un decaimiento más fuerte, aunque las diferencias son sólo importantes para $M_w < 6.5$. La razón de esto no es evidente, y podría deberse a los datos utilizados en cada caso: por un lado AND97 no excluyó los datos de sismos *intraslab*, cuya *PGA* es notablemente superior a la de los interplaca (*e.g.*, Crouse *et al.*, 1988; Molas y Yamazaki, 1995; Youngs *et al.*, 1997); por otro, sus datos sólo alcanzan hasta 250 km de distancia, con lo que es de esperar una estimación del decaimiento menor; y por último se limitan al estado de Guerrero, que parece mostrar menos atenuación que otras regiones consideradas en nuestros datos (*e.g.*, Castro *et al.*, 1994; Domínguez *et al.*, 1997; Nava *et al.*, 1999; Ottemöller *et al.*, 2002).

6. LIMITACIONES DEL MODELO

El modelo propuesto tiene evidentes limitaciones que deben considerarse en su aplicación y que abren vías de trabajo futuro. Por una parte, la elevada variabilidad a alta frecuencia se debe a la diferente respuesta de sitio de las estaciones consideradas. Este hecho, relativamente frecuente para sitios de roca, ya ha sido señalado por diversos estudios en la zona (*e.g.*, Castro *et al.*, 1990; Humphrey y Anderson, 1992; Castro y Ruiz-Cruz, 2005; García *et al.*, 2005). En la actualidad sólo se dispone de funciones de amplificación específicas para ciertos sitios de la *GAA* y la *RAO*, por lo que es preciso avanzar en el conocimiento de las características geotécnicas y la respuesta de muchos de los emplazamientos utilizados para reducir la variabilidad a frecuencias altas.

Otro aspecto relacionado con la variabilidad es el diferente comportamiento de los eventos moderados ($M_w 6.5 - 7.0$) y grandes ($M_w > 7.0$) a alta frecuencia. Para distancias cortas los primeros muestran amplitudes superiores a los segundos, como han señalado estudios sobre el escalamiento de los parámetros pico con la magnitud (Singh *et al.*, 1989; Gaite, 2005). De hecho, la mayor *PGA* registrada en México (0.74g) corresponde a un sismo de $M_s 6.4$ (Singh *et al.*, 1990), y el máximo valor en nuestros datos procede de un evento de $M_w 6.6$ ($n^\circ 15$). El propio modelo de AND97 predice valores de *PGA* para sismos moderados por encima de los correspondientes a las mayores magnitudes. Así, sus estimaciones para $M_w 6.9$ a distancias muy cortas exceden las de $M_w 8.0$, en consonancia con lo mencionado.

Las razones de este comportamiento no se conocen bien. Pese al rápido incremento de registros de movimiento fuerte, los datos de grandes terremotos a pequeñas distancias siguen siendo escasos, y México no es una excepción. Los registros próximos de terremotos de $M_w > 7.0$ en nuestra base son pocos, por lo que es posible que una red más densa hubiera registrado movimientos más intensos para los sismos considerados. También es posible que el mayor evento

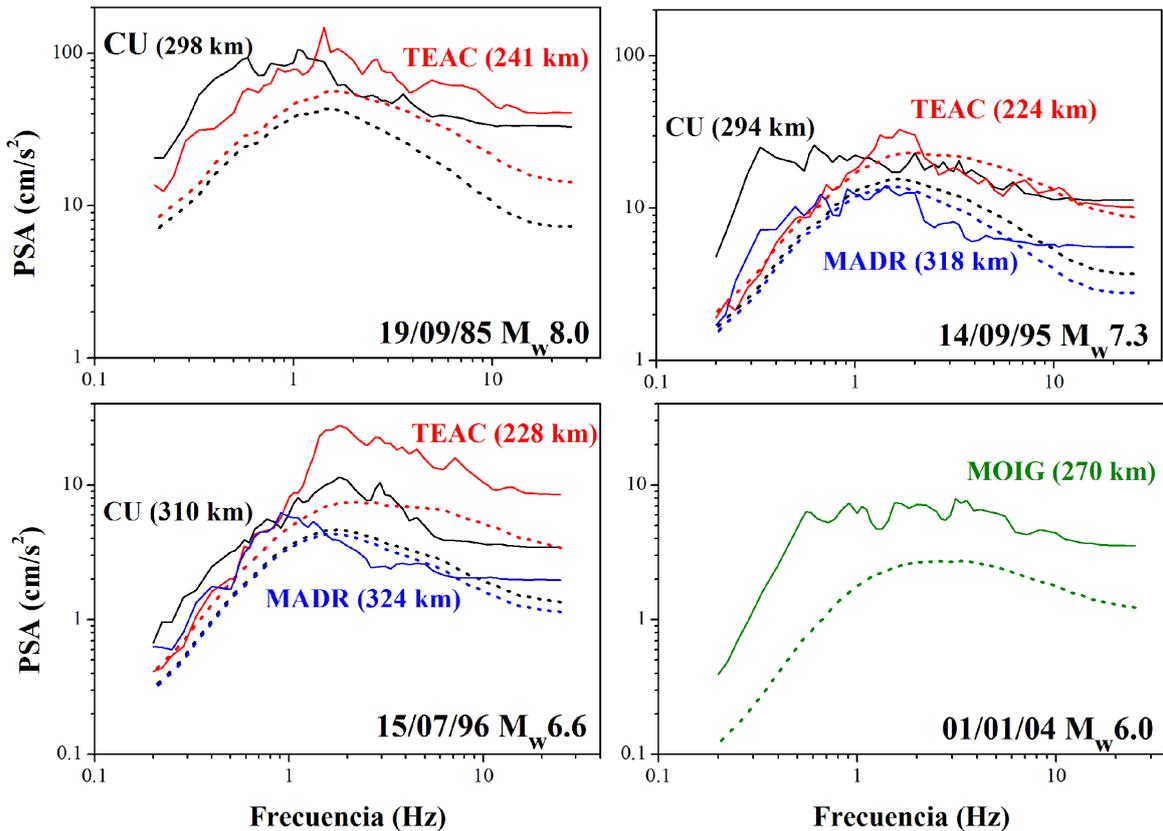


Fig. 8. Espectro de respuesta de PSA de la componente horizontal cuadrática media en cuatro sitios sobre roca firme del Cinturón Volcánico Mexicano, MVB , para varios terremotos interplaca. Las estaciones CU (en negro) y MADR (en azul) se hallan en la zona de lomas del Valle de México; las estaciones MOIG (en verde) y TEAC (en rojo) se ubican fuera de dicho valle, pero dentro del MVB . Las curvas continuas representan los espectros medidos en dichas estaciones. Las curvas punteadas son las estimaciones de nuestro modelo para la misma magnitud, profundidad y distancia de cada caso considerado.

disponible, el de Michoacán de 1985, radiase deficientemente a alta frecuencia, como se ha sugerido. Finalmente la física de los procesos en la falla, y en especial en los grandes terremotos, no ha avanzado lo suficiente como para determinar con certeza el escalamiento de los movimientos próximos a la fuente con la magnitud.

Por todo ello actualmente las estimaciones para M_w altas y distancias muy cortas son hasta cierto punto dependientes del modelo elegido, y en cualquier caso inciertas. En consecuencia, las ecuaciones se han elegido de forma que los valores de PGA estimados para M_w 8.0 excedan ligeramente los observados para el terremoto de Michoacán, con objeto de aproximarnos a los valores extremos de nuestros datos. Éste es el motivo por el que para M_w 8.0 y $R < 40$ km nuestra PGA es algo mayor a la estimada por AND97.

Un tercer aspecto se refiere a la determinación del coeficiente de expansión geométrica. Las amplitudes del evento n° 11 (M_w 6.6) muestran un decaimiento superior al resto, lo que explica que, al calcular el coeficiente $c_4(M_w)$, la expansión geométrica estimada para los incrementos de magnitud en los que estaba incluido dicho sismo fuera más alta (Fig. 3). Una

posible explicación podría ser que la profundidad de este evento fuese incorrecta, y que no se tratara de un sismo interplaca, sino de un *intraslab* de mecanismo de falla inversa, que en México se presentan usualmente a profundidades de 30-40 km. Estos eventos muestran mayor decaimiento que los interplaca, además de caídas de esfuerzos y amplitudes más elevadas. El hecho de que este sismo presente amplitudes anormalmente altas (Singh *et al.*, 1995) y una caída de esfuerzos notable refuerza esta hipótesis, que aun así resulta difícil de verificar con los datos disponibles. Hasta resolver este interrogante, y suponiendo que se trate de un sismo interplaca, se prefirió asumir que las posibles diferencias en el decaimiento debían quedar englobadas en el término de atenuación anelástica, y mantener una expansión geométrica monótonamente decreciente con la magnitud.

Finalmente se debe subrayar que el modelo propuesto se refiere únicamente a emplazamientos sobre roca sin amplificación importante, por lo que se excluyen los ubicados en el Valle de México o el MVB . Numerosos trabajos han señalado la amplificación regional observada sobre el MVB , principalmente a frecuencias bajas (*e.g.*, Ordaz y Singh, 1992; Shapiro *et al.*, 1997; Furumura y Kennett, 1998). Por ello las

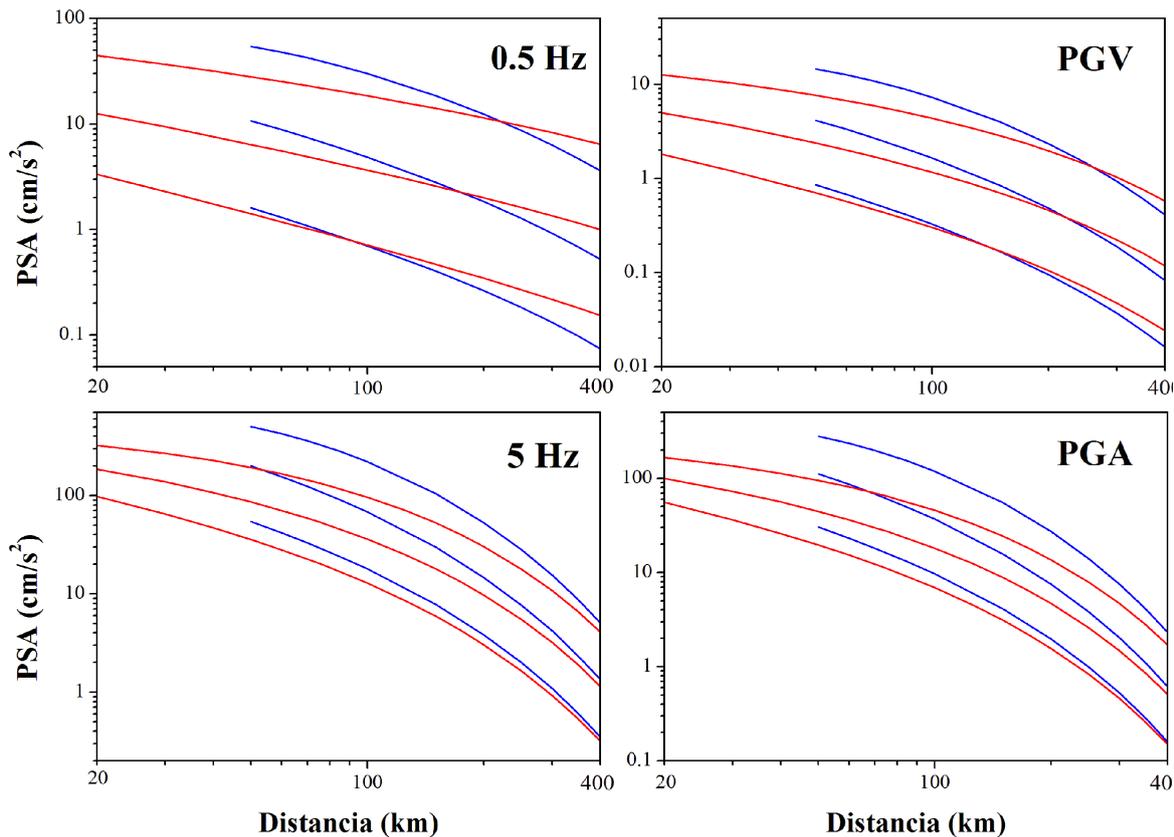


Fig. 9. Curvas de regresión para la componente horizontal de las mismas ordenadas que en la Figura 5 para terremotos interplaca e *intraslab* de México de $M_w = 5.5, 6.5$ y 7.5 . En azul: modelo para los eventos *intraslab* ($H=50$ km) (García *et al.*, 2005). En rojo: modelo para los eventos interplaca ($H=20$ km) (este trabajo).

diferencias entre las estimaciones de nuestro modelo y los movimientos observados en los sitios duros de estas zonas pueden ser notables, como pone de manifiesto la Figura 8. En ella se ha representado la *PSA* observada para diferentes terremotos interplaca en varios sitios sobre el *MVB*, incluida la zona firme del Valle de México, así como la estimación correspondiente de nuestro modelo para las mismas condiciones. Pese a la variedad observable, por lo general la amplificación respecto al modelo es considerable, y alcanza en algunos casos un factor próximo a 10. Por supuesto, este factor puede ser aún mayor para sitios con marcada amplificación local o para sitios blandos, como la zona de lago del Valle de México.

7. PARÁMETROS PICO Y ESPECTRO DE RESPUESTA DE LOS TERREMOTOS INTERPLACA E *INTRASLAB* EN MÉXICO

La sismicidad interplaca e *intraslab* asociada a la subducción constituye la principal amenaza sísmica para el centro-sur de México. Por ello es de crucial importancia conocer el movimiento del suelo para ambos tipos de terremoto en diferentes situaciones. En la Figura 9 se comparan, para las ordenadas de la Figura 5, las curvas de decaimiento del modelo presentado para los sismos interplaca y del modelo

para los sismos *intraslab* mexicanos propuesto en un trabajo previo (García *et al.*, 2005). En ella se aprecian claramente dos aspectos: el mayor movimiento en la zona epicentral de un sismo *intraslab* y el menor decaimiento con la distancia de las amplitudes generadas por un interplaca.

El movimiento esperado para los sismos interplaca a distancias próximas a la fuente es sensiblemente menor que el de los *intraslab*, y esta diferencia aumenta con la frecuencia y la magnitud. Por ejemplo, la *PSA* a 0.5 Hz sobre el epicentro ($R = 20$ km) de un sismo interplaca de $M_w 7.5$ ($H = 20$ km) es de 44 gales, mientras que para uno *intraslab* de la misma magnitud ($H = 50$ km; $R = 50$ km) es de 54 gales, 1.22 veces mayor. Para 5 Hz las estimaciones son 325 y 505 gales, respectivamente, lo que significa que la amplitud *intraslab* es mayor que la interplaca en un factor de 1.55, y para la *PGA* 166 y 278 gales (factor de 1.67). Estas diferencias serían aún mayores si el sismo *intraslab* fuera a mayor profundidad (García *et al.*, 2005).

Como contrapartida, la *PSA* de un sismo interplaca decae más lentamente con la distancia que la de un *intraslab*, especialmente a bajas frecuencias y magnitudes elevadas. Por ello a partir de cierta distancia el movimiento causado por un interplaca supera al

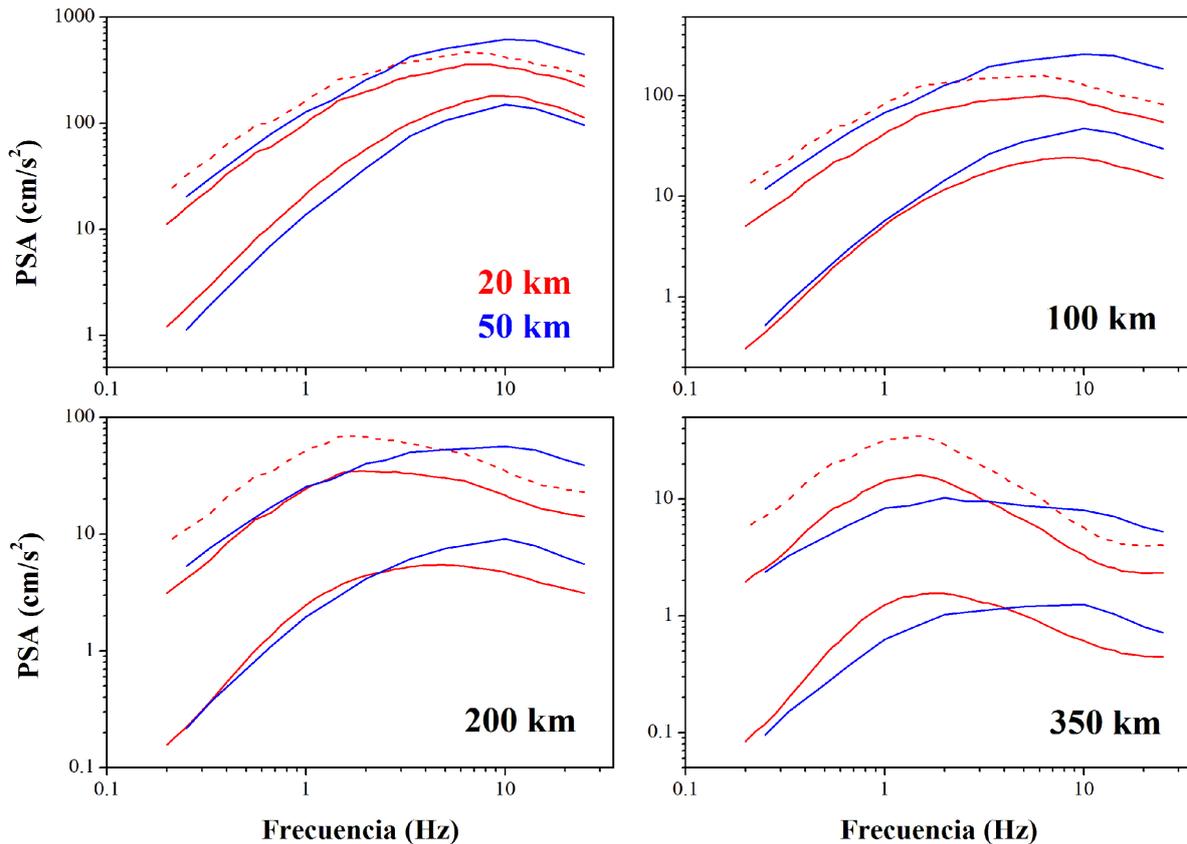


Fig. 10. Espectro de respuesta estimado para la componente horizontal de la PSA para terremotos interplaca (rojo) e *intraslab* (azul) de $M_w = 6.0$ y 7.5 a diferentes distancias. La profundidad de los sismos y los modelos utilizados en cada caso son los de la Figura 9. Para los terremotos interplaca se ha representado también el espectro de respuesta para $M_w 8.0$ (curvas discontinuas). Nótese que para la zona epicentral (áng. sup. izq.) los espectros se estiman a diferentes distancias para los sismos interplaca (20 km) e *intraslab* (50 km), dada su diferente profundidad.

de un *intraslab* de igual magnitud. Aunque esta distancia de cruce había sido sugerida previamente para la PGA en México (García *et al.*, 2005), no quedaba claro si se trataba de un rasgo real o de un efecto de la escasa fiabilidad de la relación interplaca con la que se comparó. Nuestros resultados parecen confirmar que dicha distancia de cruce existe realmente para todos los parámetros analizados, como consecuencia de los dos efectos contrapuestos descritos anteriormente, y que aumenta con la magnitud y la frecuencia.

La Figura 10 plasma estas características mediante el espectro de respuesta de ambos tipos de terremoto estimado para diferentes magnitudes y distancias. Dada una cierta magnitud, el movimiento esperado en el área epicentral ($R = 20$ km para los interplaca; $R = 50$ km para los *intraslab*) está dominado por la contribución de la sismicidad *intraslab* a cualquier frecuencia, y especialmente a las más altas. De hecho, por encima de 2 Hz la PSA de un sismo *intraslab* de $M_w 7.5$ supera incluso la de un interplaca de $M_w 8.0$. No obstante, estas diferencias disminuyen para magnitudes más pequeñas, llegando a invertirse la relación para $M_w \sim 5.5 - 6.0$.

Conforme aumenta la distancia el movimiento esperado para la sismicidad interplaca se incrementa comparativamente superando el de los *intraslab*, sobre todo a bajas frecuencias. La influencia de la distancia en la forma espectral es diferente en ambos casos: para los sismos *intraslab* se produce un aplanamiento global, con una leve disminución de la frecuencia de respuesta máxima; para los interplaca el desplazamiento del máximo hacia frecuencias más bajas es notable, y el resultado es un espectro apuntado, con su máximo en torno a 1-2 Hz, tanto más acusado cuanto mayor distancia. En ambos casos el efecto es consecuencia de la mayor atenuación a alta frecuencia, y por supuesto es más evidente para las magnitudes altas, dada la mayor contribución de la fuente a baja frecuencia.

Los dos rasgos principales mencionados pueden explicarse como consecuencia, por un lado, de la mayor caída de esfuerzos de los terremotos *intraslab*, y por otro, de la menor expansión geométrica de los interplaca (García *et al.*, 2004). Esto último es producto de las particulares características de propagación de los sismos interplaca en México (*e.g.*, Singh *et al.*, 1988; Campillo *et al.*, 1989; Furumura y Kennett, 1998; Furumura y Singh, 2002).

Nuestros resultados explican además diversas observaciones macrosísmicas realizadas en México. Singh *et al.* (1980) observaron que para un terremoto *intraslab* el área fiable de daños, indicada por las isostas de *MMI* IV-VI, excedía notablemente la de un interplaca de igual magnitud. A su vez Chávez y Castro (1988) encontraron que la *MMI* estimada para los *intraslab* era superior a la de los interplaca para $R < 200$ km, y que la tendencia se invertía para distancias mayores. Estos últimos autores sugirieron como posibles causas de este comportamiento el *scattering* y/o el patrón de radiación, junto con el mayor contenido en ondas superficiales de los sismos interplaca. Las Figuras 9 y 10 confirman estas observaciones y explican el diferente comportamiento de la *MMI* observado para ambas clases de terremoto.

8. CONCLUSIONES

En este Capítulo se presenta el primer modelo empírico para estimar la componente horizontal del espectro de respuesta de *PSA* (5% de amortiguamiento) y los parámetros pico *PGA* y *PGV* de los terremotos interplaca de México para sitios en campo libre y sobre roca fuera del *MVB*. El trabajo hace uso de una base de datos mejorada que abarca la zona de subducción entre Colima y Oaxaca y representa una buena muestra de los movimientos medidos para diferentes regiones, magnitudes, distancias y profundidades.

El modelo incorpora efectos como los de saturación y dependencia del decaimiento con la magnitud que parecen describir adecuadamente la notable variabilidad de las observaciones, y en especial el movimiento para las mayores magnitudes. En todo caso este modelo general debe refinarse para incluir la influencia sobre el movimiento del suelo de las diferentes regiones y trayectorias consideradas.

Nuestros resultados predicen movimientos del suelo moderados para los sitios de roca en la región epicentral, especialmente a altas frecuencias, si bien en estas condiciones la variabilidad es importante. Esto se halla en relativo acuerdo con modelos previos para la *PGA* en Guerrero, que sin embargo predicen un decaimiento diferente. El movimiento esperable sobre el *MVB* o en el Valle de México, aun cuando se consideren sitios "duros", puede ser notablemente distinto y está fuera del objetivo de este trabajo.

Al comparar el movimiento esperado para los terremotos interplaca e *intraslab* en México se aprecia que el de los segundos es considerablemente mayor que el de los primeros a distancias próximas a la fuente, consecuencia de la mayor caída de esfuerzos observada para los sismos *intraslab*. Por ello es esperable que el área de daños de los *intraslab* sea más amplia que el de los interplaca, como había sido sugerido. A grandes distancias, sin embargo, el decaimiento más lento de los sismos interplaca aumenta su potencial destructivo frente a los *intraslab*,

modificando sustancialmente la forma del espectro a bajas frecuencias. Estos resultados coinciden con los de trabajos previos en otras zonas de subducción (*e.g.*, Crouse, 1991; Molas y Yamazaki, 1996; Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Boore, 2003; Takahashi *et al.*, 2004), con cuyos modelos se ha encontrado un acuerdo muy razonable.

REFERENCIAS

(Chapter head:)*

Bibliography

- Anderson, J. G. (1997), Nonparametric Description of Peak Acceleration Above a Subduction Thrust, *Seism. Res. Lett.* **68**(1), 86–93.
- Anderson, J. G. y Lei, Y. (1994), Nonparametric Description of Peak Acceleration as a Function of Magnitude, Distance, and Site in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**(4), 1003–1017.
- Anderson, J. G. y Quaas, R. (1988), The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - Effect of Magnitude on the Character of Strong Ground Motion: An Example from the Guerrero, Mexico Strong Motion Network, *Earthq. Spectra* **4**(3), 635–646. doi:10.1193/1.1585494.
- Atkinson, G. M. y Boore, D. M. (2003), Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and their Application to Cascadia and Other Regions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**(4), 1703–1729. doi:10.1785/0120020156.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., y Fumal, T. E. (1997), Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work, *Seism. Res. Lett.* **68**(1), 128–153.
- BSSC (2004), *NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures, 2003 Edition. Part 1 - Provisions, Part 2 Commentary*, Technical Report FEMA 450, Building Seismic Safety Council for the Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C. (disponible en <http://www.bssconline.org/>)
- Bufalaza, M. (1984), Atenuación de Intensidades Sísmicas con la Distancia en Sismos Mexicanos, *Tesis de Maestría*, pp Universidad Nacional Autónoma de México. 94 pp. [Citado por Singh *et al.*, 1988c]
- Campillo, M., Gariel, J. C., Aki, K., y Sánchez-Sesma, F. J. (1989), Destructive Strong Ground Motion in Mexico City: Source, Path, and Site Effects During Great 1985 Michoacan Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**(6), 1718–1735.
- Castro, R. R., Anderson, J. G., y Singh, S. K. (1990), Site Response, Attenuation and Source Spectra of *S* Waves Along the Guerrero, Mexico, Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**(6), 1481–1503.
- Castro, R. R., Munguía, L., Rebollar, C. J., y Acosta, J. G. (1994), A Comparative Analysis of the Quality Factor *Q* for the Regions of Guerrero and Oaxaca, Mexico, *Geof. Int.* **33**(3), 373–383.

- Castro, R. R. y Ruiz-Cruz, E. (2005), Stochastic Modelling of the 30 September 1999 M_w 7.5 Earthquake, Oaxaca, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**(6), 2259–2271. doi:10.1785/0120040145.
- Castro, R. R., Singh, S. K., y Mena, E. (1986), Prediction of Peak and Spectral Ground Motions at a Hill Zone Site in UNAM, Mexico City from Coastal Earthquakes, *EOS* **67**(44), 1112. [Citado por Singh et al., 1988]
- Castro, R. R., Singh, S. K., y Mena, E. (1988), An Empirical Model to Predict Fourier Amplitude Spectra of Horizontal Ground Motion, *Earthq. Spectra* **4**(4), 675–685. doi:10.1193/1.1585497.
- Chávez, M. y Castro, R. (1988), Attenuation of Modified Mercalli Intensity with Distance in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**(6), 1875–1884.
- Chávez-García, F. J. y Bard, P. Y. (1994), Site Effects in Mexico City Eight Years After the September 1985 Michoacan Earthquakes, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **13**(4), 229–247. doi:10.1016/0267-7261(94)90028-0. [Citado por Furumura y Singh, 2002]
- Crouse, C. B. (1991), Ground-Motion Attenuation Equations for Earthquakes on the Cascadia Subduction Zone, *Earthq. Spectra* **7**(2), 201–236. doi:10.1193/1.1585626.
- Crouse, C. B., Vyas, Y. K., y Schell, B. A. (1988), Ground Motions from Subduction-Zone Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**(1), 1–25.
- Domínguez, T., Rebollar, C. J., y Castro, R. R. (1997), Regional Variations of Seismic Attenuation of L_g Waves in Southern Mexico, *J. Geophys. Res.* **102**(B12), 27501–27509. doi:10.1029/97JB02332.
- Furumura, T. y Kennett, B. L. N. (1998), On the Nature of Regional Seismic Phases-III. The Influence of Crustal Heterogeneity on the Wavefield for Subduction Earthquakes: The 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico Earthquakes, *Geophys. J. Int.* **135**(3), 1060–1084. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00698.x.
- Furumura, T. y Singh, S. K. (2002), Regional Wave Propagation from Mexican Subduction Zone Earthquakes; the Attenuation Functions for Interplate and Inslab Events, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**(6), 2110–2125. doi:10.1785/0120010278.
- Gaite, B. (2005), Escalamiento de Movimientos Fuertes en la Zona de Subducción de Guerrero (México), *Trabajo de Investigación de Tercer Ciclo* p. Universidad Complutense de Madrid. 101 pp.
- García, D., Singh, S. K., Herraiz, M., Ordaz, M., y Pacheco, J. F. (2005), Inslab Earthquakes of Central Mexico: Peak Ground-Motion Parameters and Response Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**(6), 2272–2282. doi:10.1785/0120050072.
- García, D., Singh, S. K., Herraiz, M., Pacheco, J. F., y Ordaz, M. (2004), Inslab Earthquakes of Central Mexico: Q , Source Spectra and Stress Drop, *Bull. Seism. Soc. Am.* **94**(3), 789–802. doi:10.1785/0120030125.
- Humphrey, Jr., J. R. y Anderson, J. G. (1992), Shear-Wave Attenuation and Site Response in Guerrero, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**(4), 1622–1645.
- Joyner, W. B. y Boore, D. M. (1993), Methods for Regression Analysis of Strong-Motion Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**(2), 469–487.
- Kanamori, H. (1977), The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.* **82**(B20), 2981–2987.
- Kawase, H. y Aki, K. (1989), A Study on the Response of a Soft Basin for Incident S , P , and Rayleigh Waves with Spectral Reference to the Long Duration Observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**(5), 1361–1382. [Citado por Furumura y Singh, 2002]
- Molas, G. L. y Yamazaki, F. (1995), Attenuation of Earthquake Ground Motion in Japan Including Deep Focus Events, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**(5), 1343–1358.
- Molas, G. L. y Yamazaki, F. (1996), Attenuation of Response Spectra in Japan Using New JMA Records, *Bull. Earthq. Resist. Struct. Center* **29**, 115–128.
- Nava, F. A., García-Arthur, R., Castro, R. R., Suárez, C., Márquez, B., Núñez-Cornú, F., Saavedra, G., y Toscano, R. (1999), S Wave Attenuation in the Coastal Region of Jalisco-Colima, Mexico, *Phys. Earth Pl. Int.* **115**(3-4), 247–257. doi:10.1016/S0031-9201(99)00114-4.
- Ordaz, M., Jara, J. M., y Singh, S. K. (1989), Riesgo Sísmico y Espectros de Diseño en el Estado de Guerrero, en *Mem. VIII Congr. Nac. Ing. Sísmica*, Acapulco, México, pp D40–D56.
- Ordaz, M. y Singh, S. K. (1992), Source Spectra and Spectral Attenuation of Seismic Waves from Mexican Earthquakes, and Evidence of Amplification in the Hill Zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**(1), 24–43.
- Ordaz, M., Singh, S. K., y Arciniega, A. (1994), Bayesian Attenuation Regressions: An Application to Mexico City, *Geophys. J. Int.* **117**(2), 335–344.
- Ordaz, M., Singh, S. K., Reinoso, E., Lermo, J., Espinosa, J. M., y Domínguez, T. (1988), Estimation of Response Spectra in the Lake Bed Zone of the Valley of Mexico, *Earthq. Spectra* **4**(4), 815–834. doi:10.1193/1.1585504.
- Ottmøller, L., Shapiro, N. M., Singh, S. K., y Pacheco, J. F. (2002), Lateral Variation of L_g Wave Propagation in Southern Mexico, *J. Geophys. Res.* **107**(B1), 2008, doi:10.1029/2001JB000206.
- Reyes, C. (1998), El Estado Límite de Servicio en el Diseño Sísmico de Edificios, *Tesis Doctoral* pp Universidad Nacional Autónoma de México. [Citado por Ordaz y Reyes, 1999 –véase referencia en Capítulo 3–]
- Rosenblueth, E., Ordaz, M., Sánchez-Sesma, F. J., y Singh, S. K. (1989), The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - Design Spectra for Mexico's Federal District, *Earthq. Spectra* **5**(1), 273–291. doi:10.1193/1.1585523.
- Sánchez-Sesma, F. J., Chávez-Pérez, S., Suárez, M., Bravo, M. A., y Pérez-Rocha, L. E. (1988), The Mexico Earthquake of September 19, 1985; on the

- Seismic Response of the Valley of Mexico, *Earthq. Spectra* **4(3)**, 569–589. doi:10.1193/1.1585491.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Paul, A., Singh, S. K., Jongmans, D., y Sánchez-Sesma, F. J. (1997), Surface-Wave Propagation Across the Mexican Volcanic Belt and the Origin of the Long-Period Seismic-Wave Amplification in the Valley of Mexico, *Geophys. J. Int.* **128(1)**, 151–166.
- Singh, S. K., Mena, E., Anderson, J. G., Quaas, R., y Lermo, J. (1990), Source Spectra and RMS Acceleration of Mexican Subduction Zone Earthquakes, *Pure Appl. Geophys.* **133(3)**, 447–474. doi:10.1007/BF00878000.
- Singh, S. K., Mena, E., y Castro, R. (1988), Some Aspects of Source Characteristics of the 19 September 1985 Michoacan Earthquake and Ground Motion Amplification in and Near Mexico City from Strong Motion Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78(2)**, 451–477.
- Singh, S. K., Mena, E., Castro, R., y Carmona, C. (1987), Empirical Prediction of Ground Motion in Mexico City from Coastal Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87(5)**, 1862–1867.
- Singh, S. K., Ordaz, M., Anderson, J. G., Rodríguez, M., Quaas, R., Mena, E., Ottaviani, M., y Almora, D. (1989), Analysis of Near-Source Strong-Motion Recordings Along the Mexican Subduction Zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79(6)**, 1697–1717.
- Singh, S. K., Quaas, R., Ordaz, M., Mooser, F., Almora, D., Torres, M., y Vázquez, R. (1995), Is There Truly a 'Hard' Rock Site in the Valley of Mexico?, *Geophys. Res. Lett.* **22(4)**, 481–484. doi:10.1029/94GL03298.
- Singh, S. K., Reichle, M., y Havskov, J. (1980), Magnitude and Epicentre Determinations of Mexican Earthquakes from Isoseismic Maps, *Geof. Int.* **19(4)**, 269–284.
- Takahashi, T., Asano, A., Saiki, T., Okada, H., Irikura, K., Zhao, J. X., Zhang, J., Thio, H. K., Somerville, P. G., Fukushima, Y., y Fukushima, Y. (2004), Attenuation Models for Response Spectra Derived from Japanese Strong-Motion Records Accounting for Tectonic Source Types, *Proc. 13th World Conf. on Earthq. Eng.* p. Paper No. 1271.
- Youngs, R. R., Chiou, S.-J., Silva, W. J., y Humphrey, J. R. (1997), Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes, *Seism. Res. Lett.* **68(1)**, 58–73.

8.

**Conclusiones y líneas futuras
de investigación**

La zona de subducción del centro de México presenta una elevada sismicidad interplaca e *intraslab*, que históricamente ha causado grandes daños humanos y materiales desde la costa del Océano Pacífico hasta el Cinturón Volcánico Mexicano. A lo largo del pasado siglo, y especialmente desde el destructivo terremoto de Michoacán de 1985, los avances en la comprensión de los sismos interplaca han sido muy importantes. Con todo, aún quedan por resolver diversos interrogantes y completar algunas lagunas sobre esta sismicidad. El entendimiento de la sismicidad *intraslab* en la región hasta hace diez años, en cambio, era muy limitado debido a la escasez de registros disponibles.

En la última década la mejora de las redes de movimiento fuerte mexicanas, junto con un incremento de la actividad *intraslab*, han brindado nuevos registros con los que suplir estas carencias.

En este trabajo se ha aprovechado precisamente este nuevo caudal de datos para intentar profundizar en la comprensión del movimiento del suelo generado por ambas clases de terremotos.

Para ello se ha analizado el tipo de datos que conserva la radiación sísmica originada en la fuente con una menor distorsión y al tiempo contiene la mayor información sobre el potencial destructivo de la carga sísmica: registros locales y regionales obtenidos en emplazamientos sobre roca y en condiciones de campo libre. El conjunto recopilado de estos registros, que abarca los últimos veinte años (1985-2005), amplía y mejora notablemente las bases de datos utilizadas hasta la fecha, tanto en lo referido al número como a la calidad de los registros. Esta recopilación se ha complementado además con una revisión detallada de la bibliografía y con la relocalización de una parte de los sismos.

A partir de esta nueva base de datos se ha llevado a cabo un análisis del movimiento fuerte en ambas clases de sismicidad encaminado a:

- conocer las características de la radiación sísmica en la fuente y de su propagación por el medio;
- modelar las observaciones con objeto de estimar la amplitud de movimientos futuros.

Este análisis, cuyas conclusiones más relevantes se resumen a continuación, se ha centrado en su mayor parte en las componentes horizontales del movimiento, principales responsables de los daños a las estructuras.

Los resultados presentados en los Capítulos 4 y 6 ayudan a entender las principales diferencias en la fuente y la propagación de ambas clases de sismicidad. Por un lado, se ha comprobado que los terremotos *intraslab* muestran mayor radiación de alta frecuencia que los interplaca, directamente relacionable con la caída de esfuerzos más elevada encontrada para los primeros. Este hecho podría deberse a la superior resistencia a la cizalla de los materiales del *slab* y el progresivo incremento de la misma con la profundidad, como han sugerido diversos autores. De hecho, los sismos más profundos analizados ($H > 100$ km) parecen mostrar caídas de esfuerzo aún mayores, como se discute en el Capítulo 5. Sin embargo, la escasez actual de registros de estos sismos obliga a reunir más evidencias para corroborar o desechar esta hipótesis.

En lo que respecta a la forma del espectro de fuente, en cambio, ambos tipos de terremoto presentan características comunes: el modelo ω^{-2} parece adecuado para representar los sismos de menor magnitud ($M_w \leq 6.0 - 6.5$), mientras que para los mayores terremotos el espectro tiende a desviarse de dicho modelo teórico y muestra un déficit a frecuencias intermedias. Este hecho ya había sido observado para los terremotos interplaca por otros autores, pero no se ha encontrado referido para la sismicidad *intraslab*. Por este motivo se ha propuesto un nuevo modelo con dos frecuencias de esquina para representar la radiación sísmica en la fuente de los terremotos *intraslab* mexicanos.

Por otro lado, la propagación de las ondas sísmicas en los dos casos difiere notablemente. Para los sismos *intraslab* ésta parece responder a un patrón bastante sencillo, lo que ha permitido estimar su función de atenuación (expansión geométrica, $G(R)$, y atenuación anelástica, representada por Q) de modo relativamente general. Por el contrario, en los terremotos interplaca la propagación es muy compleja y se ve fuertemente influida por la estructura regional del margen convergente. Esta complejidad ha obligado a analizar por separado los registros según la orientación de su trayectoria (paralela o perpendicular al sentido de la subducción) y revisar las estimaciones de atenuación empleadas hasta la fecha (Capítulos 3 -revisión- y 6). Como consecuencia se proponen diferentes funciones de atenuación para las trayectorias a lo largo de la costa y hacia el interior del continente. Con ello se confía en resolver los interrogantes suscitados sobre el origen de las diferencias observadas en los registros costeros e interiores, a menudo atribuidas a efectos de sitio y/o fuente.

A lo largo de todo el trabajo se ha constatado también la dificultad inherente al problema de intentar separar los dos términos de propagación ($G(R)$ y Q), íntimamente ligados. Aunque la estimación independiente de cada término resulta problemática y sujeta a grandes incertidumbres, su interdependencia no parece influir significativamente sobre la estimación global de las funciones de atenuación.

Respecto a la modelización del movimiento, en los Capítulos 5 y 7 se han determinado ecuaciones de movimiento fuerte para los parámetros pico (PGA y PGV) y el espectro de respuesta de pseudoaceleración (5% PSA) de ambos tipos de terremoto. Los modelos resultantes predicen espectros y valores pico considerablemente diferentes para los sismos *intraslab* e interplaca. De este modo, a igualdad de condiciones (M_w , R y sitio) los terremotos *intraslab* generan movimientos más intensos en el área epicentral, con especial importancia a frecuencias superiores a 2-3 Hz. Esto se traduce en $PGAs$ de los *intraslab* hasta dos y tres veces superiores a las de los interplaca para $M_w \geq 7.5$, y en mayores daños esperables, sobre todo en las estructuras de escasa altura. Estas diferencias, además, podrían incrementarse para eventos *intraslab* más profundos ($H > 100$ km). Por el contrario, las ecuaciones obtenidas señalan que, conforme crece la distancia a la fuente, los sismos interplaca provocan movimientos comparativamente mayores que los *intraslab*. En este caso la máxima respuesta corresponde a $f \sim 1$ Hz (si bien el aumento de distancia desplaza considerablemente el máximo hacia menores frecuencias), por lo que son esperables daños más severos a las estructuras de mayor porte. Para sismos de menor magnitud las diferencias se reducen, y el movimiento esperable en las dos situaciones se asemeja más.

Ambos modelos se han comparado con estudios previos desarrollados en México, con los que muestran diferente grado de acuerdo. En cualquier caso, los resultados obtenidos permiten explicar observaciones previas que sugerían una mayor área de daños para la sismicidad *intraslab*, asociada a los superiores niveles de movimiento medidos.

Asimismo se ha comprobado que los movimientos predichos coinciden de forma general con las estimaciones de varios modelos elaborados para otras zonas de subducción del mundo. En concreto, el acuerdo con los modelos de Japón es notable, pese a las diferencias tectónicas y de respuesta de sitio existentes. Por el contrario, las comparaciones realizadas con los modelos globales ponen de manifiesto la necesaria precaución con que éstos deben aplicarse a regiones específicas.

Finalmente debe subrayarse que estas ecuaciones tienen validez sólo para emplazamientos sobre roca y exentos de amplificaciones notables como las observadas, por ejemplo, sobre el Cinturón Volcánico Mexicano. Bajo estas condiciones la respuesta puede ser muy diferente, como pone de manifiesto el somero análisis sobre la amplificación observada en el Cinturón Volcánico y el Valle de México (Capítulos 4 y 7). Paralelamente, la elevada variabilidad en la respuesta de los sitios a alta frecuencia supone admitir unos márgenes de variación muy amplios en la estimación del movimiento futuro a esas frecuencias.

Se espera que el conjunto de estos resultados contribuya a comprender mejor los procesos involucrados en los terremotos interplaca e *intraslab*, así como a estimar de un modo más adecuado los movimientos esperables en un futuro y, con ellos, la peligrosidad sísmica asociada a estos sismos. En este sentido, en el campo de la estimación del movimiento fuerte en México quedan aún numerosos aspectos por resolver. Entre ellos los más directamente relacionados con este trabajo, y que constituyen una continuación natural del mismo, podrían ser:

- refinar el modelo para los terremotos interplaca introduciendo un término de saturación propio y considerando por separado las trayectorias costeras e interiores;
- calcular relaciones para la duración del movimiento fuerte de ambos tipos de terremoto y analizar su posible influencia en los movimientos observados;
- elaborar estudios de sitio detallados para los emplazamientos de las redes permanentes en la región, con el fin de determinar sus funciones de amplificación;
- determinar las causas de la elevada variabilidad en la respuesta de los emplazamientos costeros, principalmente a alta frecuencia, y tratar de reducirla;
- evaluar la idoneidad de los modelos obtenidos (fuente, Q , duración y funciones de amplificación) a la hora de estimar movimientos futuros mediante simulaciones;
- estimar mediante simulaciones el movimiento esperable en el Valle de México ante futuros terremotos *intraslab* de gran magnitud y compararlo con el código sismorresistente actual;
- obtener ecuaciones de movimiento fuerte para las componentes verticales de la PGA , la PGV y el RS de los terremotos interplaca.

Glosario de Siglas

En la tabla que se presenta a continuación se recogen todas las siglas empleadas en la memoria, el término original al que hacen referencia y, en el caso de términos anglosajones, su correspondiente traducción al español. También se ha añadido la página en la que se define (o aparece sin definición, en el caso de los artículos) por primera vez cada sigla.

Nótese, sin embargo, que este Glosario no incluye los caracteres utilizados para definir las distintas variables y términos de las ecuaciones que no sean siglas (*e.g.*, Y_{sm} , d , H , $G(R)$, Q , etc.).

Sigla	Término en inglés	Término en español	Página
<i>BB</i>	<i>Broadband</i>	Banda ancha	61
<i>BB-SSN</i>	<i>Broadband - Seismological Service Network</i>	Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico	61
<i>BMDSF</i>	-	Base Mexicana de Sismos Fuertes	60
<i>BSSA</i>	<i>Bulletin of the Seismological Society of America</i>	Boletín de la Sociedad Sismológica Americana	4
<i>CAR</i>	<i>Caribbean Plate</i>	Placa Caribe	52
<i>CENAPRED</i>	-	Centro Nacional de Prevención de Desastres	61
<i>CG</i>	<i>Colima Graben</i>	Graben de Colima	53
<i>CIRES</i>	-	Centro de Instrumentación y Registro Sísmico	61
<i>CMT</i>	<i>Centroid Moment Tensor</i>	Tensor de momento del centroide	91
<i>COC</i>	<i>Cocos Plate</i>	Placa de Cocos	52
<i>CU</i>	-	Ciudad Universitaria	67
<i>EGF</i>	<i>Empirical Green Function</i>	Función de Green empírica	11
<i>EGG</i>	<i>El Gordo Graben</i>	Graben de El Gordo	53
<i>ENA</i>	<i>Eastern North America</i>	Este de Norteamérica	24
<i>EPR</i>	<i>East Pacific Rise</i>	Dorsal del Pacífico Este	53
<i>FAS / FS</i>	<i>Fourier (Amplitude) Spectrum</i>	Espectro (de amplitud) de Fourier	15
<i>FFT</i>	<i>Fast Fourier Transform</i>	Transformada rápida de Fourier	121
<i>GAA</i>	<i>Guerrero Accelerograph Array</i>	Red Acelerográfica de Guerrero	59
<i>GPS</i>	<i>Global Positioning System</i>	Sistema de Posicionamiento Global	51
<i>IGF</i>	-	Instituto de Geofísica (UNAM)	61
<i>II</i>	-	Instituto de Ingeniería (UNAM)	61
<i>JMA</i>	<i>Japan Meteorological Agency</i>	Agencia Meteorológica de Japón	17
<i>LBT</i>	<i>Long Base Tiltmeter</i>	Inclinómetro de larga base	59
<i>MASE</i>	<i>MesoAmerican Subduction Experiment</i>	Experimento de Subducción Centroamericano	61
<i>MAT</i>	<i>Middle American Trench</i>	Fosa Centroamericana	53
<i>MMI</i>	<i>Modified Mercalli Intensity</i>	Intensidad de Mercalli Modificada	69
<i>MVB</i>	<i>Mexican Volcanic Belt</i>	Cinturón Volcánico Mexicano	51
<i>NEHRP</i>	<i>National Earthquake Hazard Reduction Program</i>	Programa Nacional de Reducción de la Peligrosidad Sísmica (EEUU)	29
<i>NOAM</i>	<i>North American Plate</i>	Placa Norteamericana	52
<i>OFZ</i>	<i>Orozco Fracture Zone</i>	Zona de Fractura de Orozco	53
<i>OGFZ</i>	<i>O'Gorman Fracture Zone</i>	Zona de Fractura de O'Gorman	53

Sigla	Término en inglés	Término en español	Página
<i>PGA</i>	<i>Peak Ground Acceleration</i>	Aceleración máxima o pico	13
<i>PGD</i>	<i>Peak Ground Displacement</i>	Desplazamiento máximo o pico	13
<i>pgd</i>	<i>Permanent Ground Displacement</i>	Desplazamiento permanente del suelo	13
<i>PGV</i>	<i>Peak Ground Velocity</i>	Velocidad máxima o pico	13
<i>PSA</i>	<i>Pseudoacceleration</i>	Pseudoaceleración	14
<i>PSV</i>	<i>Pseudovelocity</i>	Pseudovelocidad	14
<i>PSD</i>	<i>Pseudodisplacement</i>	Pseudodesplazamiento	14
RA	-	Red de Atenuación	61
RAA	-	Red Acelerográfica de Acapulco	61
RACP	-	Red Acelerográfica de la Ciudad de Puebla	61
RAO	-	Red Acelerográfica de Oaxaca	61
RAVM	-	Red Acelerográfica del Valle de México	61
RIV	<i>Rivera Plate</i>	Placa de Rivera	52
<i>rms</i>	<i>Root Mean Squared</i>	Cuadrática media (aceleración)	13
<i>RS</i>	<i>Response Spectrum</i>	Espectro de respuesta elástica	13
RSVM	-	Red Sísmica del Valle de México	63
<i>RVT</i>	<i>Random Vibration Theory</i>	Teoría de Vibraciones Aleatorias	11
<i>SA</i>	<i>Spectral Acceleration</i>	Aceleración absoluta	14
SAS	<i>Seismic Alert System</i>	Sistema de Alerta Sísmica	70
SASO	-	Sistema de Alerta Sísmica de Oaxaca	70
<i>SD</i>	<i>Spectral Displacement</i>	Desplazamiento relativo	14
<i>SM</i>	<i>Strong Motion</i>	Movimiento fuerte	12
<i>STF</i>	<i>Source Time Function</i>	Función temporal de la fuente	11
<i>SV</i>	<i>Spectral Velocity</i>	Velocidad relativa	14
TR	<i>Tehuantepec Ridge</i>	Dorsal de Tehuantepec	53
UNAM	-	Universidad Nacional Autónoma de México	1
URN	<i>University of Reno, Nevada</i>	Universidad de Reno, Nevada (EEUU)	61

Agradecimientos

El trabajo presentado en esta memoria se ha desarrollado en el *Dpto. de Geofísica y Meteorología* (Fac. Ciencias Físicas, UCM), donde he trabajado la mayor parte del tiempo, y en el *Dpto. de Sismología* (Instituto de Geofísica, UNAM), donde permanecí durante mis estancias en México.

Quiero agradecer el apoyo prestado en ambos centros a lo largo de todo este tiempo. Las *Becas de Convenios Internacionales y Predoctoral UCM*, disfrutadas entre 1999 y 2005, han facilitado mucho mi situación. La segunda sólo fue posible gracias a la ayuda desinteresada del Profesor Diego Córdoba; muchas gracias por ello.

Por encima de todo, nunca habría analizado los datos presentados sin el trabajo constante del personal del Instituto de Ingeniería (II-UNAM), Servicio Sismológico Nacional (IGF-UNAM) y Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) de México. A ell@s, que mantienen bajo condiciones adversas las diversas redes empleadas en este trabajo, mi mayor agradecimiento.

Entre las mejores cosas de estos años está el haber aprendido junto a Michel y Shri. Gracias a cómo son ambos y a cómo me han tratado día a día, he disfrutado como lo he hecho, y me he sentido libre y apoyado en el camino, pese a apuros de tiempo y desesperaciones varias. A los dos, además, agradecerles la especial paciencia que han mostrado. Shri, en el trato a distancia durante tanto tiempo, siempre difícil con un océano de por medio. Michel, ante mi peculiar habilidad para incumplir todos los plazos.

Mi trabajo habría sido mucho más lento y difícil sin la enorme ayuda de Arturo Iglesias, Javier Pacheco y Mario Ordaz en México, quienes me han resuelto infinidad de problemas, además de aportarme mucho más fuera de la investigación. Carlos Valdés, Vladimir Kostoglodov, Jesús Pérez, Pati Medina y Adriana López, con su mejor disposición, también me han facilitado mucho el trabajo.

En Madrid agradezco en particular la ayuda de Carlos Ruiz y Ana Negredo, por diversas discusiones reveladoras, y a Rafa Abellá, por mucha ayuda técnica y las horas de conserjes no remuneradas (seguro que ya queda menos), y la calidez de todos ellos, al margen de subducciones, volcanes y otros cuentos. También a Marisa Osete por varias conversaciones al principio de este trabajo.

Lucía y Salva siguen, día a día, facilitando las cosas y añadiendo a ello su buen ánimo permanente; sin ellos nada sería igual.

A Paco y la Bernota, por mucho más en común de lo que pensaba y ¡los enloquecidos!

A mis compañer@s de la 206, Beatriz, Tatiana, Simone, Lucía, Carmen, Isabel, Almudena y Jacques, por años de compartir esfuerzos, risas y sismogramas.

A Marta y Elsa, siempre dispuestas a ayudar y sonreír, y por lo que han tenido que vencer, en silencio.

Y también a Luismi y el 7º grado, a Luis y el Linux, a Juan Luis, Arantxa y los tupperes variados, a Víctor, Irene, Belén, Teresa, Javi, Kike y el resto de la tropa de becari@s, precari@s, pachangueros de viernes y gentes de mal vivir, por mucho tiempo compartido.

A los Lorenzo, Anguita, Pliego, Sampedro, Araújo, Campos, Armentia, Cid y demás que son y han sido, por su entusiasmo docente, científico, montañero y divulgador que tanto anima...

Madrid-México, marzo de 2006.

