

A Jesús y a la abue, de Danielote. ¡La caraba!...

ATENUACIÓN SÍSMICA. APLICACIÓN A TERREMOTOS INTRAPLACA EN MÉXICO CENTRAL

Trabajo de Investigación elaborado por **Daniel García Jiménez** dentro del <u>Programa de Doctorado en Geodesia, Geofísica y Meteorología</u> perteneciente al **Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología)** de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid.

Madrid, 6 de Septiembre de 2001

Director del trabajo:

Asesor en México:

Dr. Miguel Herráiz Sarachaga

Dr. Shri Krishna Singh Singh

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS 3		
2.1 EXP	ANSIÓN GEOMÉTRICA, ABSORCIÓN ANELÁSTICA Y ESPARCIMIENTO	7
2.1.1	Expansión geométrica del frente de ondas	8
2.1.2	Absorción anelástica (Atenuación Intrínseca)	9
2.1.3	Esparcimiento o scattering (Atenuación Extrínseca)	12
2.2 SIGN	NIFICADO E IMPORTANCIA DEL FACTOR DE CALIDAD, Q	14
2.3 DETE	ERMINACIÓN DE LA ATENUACIÓN SÍSMICA	17
3. MARC	O GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO DE MÉXICO CENTRAL	23
3.1 MAR	CO GEOGRÁFICO Y TECTÓNICO GLOBAL	23
3.2 GEO	LOGÍA Y VULCANISMO DE MÉXICO CENTRAL	26
3.2.1	Geología de la zona centro-meridional de México	29
3.3 SISM	IICIDAD GENERAL DE MÉXICO	33
3.4 SISM	IOTECTÓNICA DE MÉXICO CENTRAL	35
3.4.1	Tectónica de la subducción de la Placa de Cocos	35
3.4.2	Sismicidad asociada a la subducción de la Placa de Cocos	38
4. SISMIC	CIDAD INTRAPLACA Y ATENUACIÓN SÍSMICA EN MÉXICO CENTRAL:	
IMPO	ORTANCIA DE SU ESTUDIO	41
4.1 IMPC	ORTANCIA DE LA SISMICIDAD INTRAPLACA EN MÉXICO CENTRAL	41
4.2 CAR	ACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD INTRAPLACA EN MÉXICO CENTRAL	43
4.2.1	Explicación de la sismicidad intraplaca en las zonas de subducción	43
4.2.2	Características generales de la sismicidad intraplaca en México Central	44
4.2.3	Particularidades de la sismicidad intraplaca en México Central	46
4.3 ESTU	UDIOS PREVIOS SOBRE LA MATERIA	48
4.3.1	Estudios previos sobre atenuación sísmica en México Central	48
4.3.2	Estudios sobre sismicidad intraplaca normal en el mundo	53
5. METO	DDOLOGÍA	56
5.1 DES/	ARROLLO TEÓRICO	56
5.2 MÉT	ODO DE REGRESIÓN LINEAL EN DOS PASOS (JOYNER Y BOORE, 1981)	62
5.2.1	Aplicación del método para la amplitud espectral	63
5.2.2	Cálculo de la ley Q=Q(f)	67
5.2.3	Aplicación del método de dos pasos a A _{máx}	67

1

6. APLI	CACIÓN A LA SISMICIDAD INTRAPLACA EN MÉXICO CENTRAL
6.1 TEF	REMOTOS INTRAPLACA EMPLEADOS
6.2 RED	DES SÍSMICAS, ESTACIONES Y REGISTROS UTILIZADOS
6.2.1	Redes sísmicas
6.2.2	Características e instrumentación sísmica de las estaciones utilizadas
6.2.3	Registros analizados
6.3 PRC	OCESADO DE LOS DATOS: APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA A MÉXICO CENTRAL
6.3.1	Obtención de los valores de A _{máx} y de la amplitud del espectro de Fourier
6.3.2	Preparación y selección final de los datos
6.3.3	Consideraciones sobre la aplicación del método de regresión lineal
6.3.4	Aplicación del método de regresión lineal en dos pasos
6.3.5	Obtención de los resultados finales
. RESI	JLTADOS Y DISCUSIÓN
7.1 CO	NSIDERACIONES PREVIAS ACERCA DE LOS RESULTADOS
7.2 ATE	NUACIÓN ANELÁSTICA DE LA AMPLITUD ESPECTRAL DE LA ACELERACIÓN
7.2.1	Factor de calidad para la sismicidad intraplaca en México Central
7.2.2	Ley de atenuación de la amplitud espectral de la aceleración
7.2.3	Predicción de la amplitud espectral para la sismicidad intraplaca
7.2.4	Efecto de sitio para la sismicidad intraplaca y comparación con el observado para la sismicidad interplaca
7.3 ATE	NUACIÓN ANELÁSTICA DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA, Amáx
7.3.1	Ley de predicción de A _{máx} para la sismicidad intraplaca en México Central
7.3.2	Curvas de A _{máx} para la sismicidad intraplaca en México Central y comparación con la sismicidad interplaca
7.3.3	Predicción de A _{máx} para la sismicidad intraplaca
7.3.4	Efecto de sitio para A _{máx}
B. CON	CLUSIONES
APÉNDIC	CE A: Catálogo de Sismicidad Intraplaca en México Central en el siglo XX
REFERE	NCIAS CITADAS

2

AGRADECIMIENTOS

Supongo que, en trabajos de investigación, ésta es la página que más gente suele saltar rápidamente a fin de evitar las largas listas de desconocidos que, para la mayoría de los lectores, reciben los famosos 'agradecimientos'. No obstante, este apartado es uno de los más humanos de un trabajo, aunque en realidad para mí se halle escondida también mucha humanidad detrás de cada dato y cada gráfica que aquí se presenta. Por ello, y porque es de justicia reconocer el esfuerzo de tod@s l@s que han ayudado y colaborado en esta investigación, con especial reconocimiento para los demasiadas veces anónimos técnicos, me uno también a la tan temida -pero tan gratificante- costumbre.

En mi caso, además, es tanto el tiempo transcurrido desde el comienzo de este trabajo y hay tanta gente involucrada de un modo u otro en él a uno y otro lado del 'charco', que me atrevería a decir que tod@s aquéll@s que me conocen mínimamente han colocado su pequeña o gran piedrecita. Por ello, y para prevenir el que a buen seguro algun@ quedará omitid@ injustamente, prefiero dejar a much@s sin nombrar en esta hoja, para que nadie se aburra con sus nombres, que no lo merecen...

Mis dos tutores, Miguel Herráiz y Shri Krishna Singh, han sido y son la principal causa, ijunto con los terremotos!, de que disfrute tanto investigando, así que para ellos va mi mayor agradecimiento. A Míchel, entre otras muchas cualidades, por su extraordinaria calidad humana, su apoyo y confianza sin límites y su paciencia ante mis dudas de todo tipo. A Shri, por su buen humor y su carcajada, así como por su actitud ante las personas y la vida (sereno...). Los conocimientos de sismología de ambos no merecen casi ni mencionarse...

De la parte de allá quiero dar las gracias, en primer lugar, a los técnicos del Servicio Sismológico Nacional (SSN), Instituto de Geofísica (IGF-UNAM), Instituto de Ingeniería (II-UNAM) y Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), por su callada labor que ha permitido recopilar todos los datos con los que se ha trabajado. Sin ellos, claro está, no hay nada. Además, la UNAM me ha brindado todos sus medios para facilitarme la labor investigadora, tanto durante la beca de Convenios Internacionales como fuera de ese periodo.

Entre quienes sí conozco debo señalar en primer lugar al Dr. Mario Ordaz, responsable de buena parte de los logros de este trabajo y con quien queda pendiente un concierto. Además, de un modo u otro, prácticamente todos los investigadores y alumnos del Dpto. de Sismología del IGF-UNAM me ayudaron en uno u otro momento, y también recibí inestimables ayudas de otros miembros del IGF-UNAM y del Instituto de Geología. Entre todas ellas debo destacar especialmente la contribución de los doctores Javier Pacheco y Vladimir Kostoglodov y de mis compañeros y amigos Víctor, Lilia, Arturo y Miguel Ángel. Sin embargo, fuera del plano investigador son muchas más las personas que me han ayudado y, quizá, la mejor aportación que me han dado ha sido compartir su tiempo conmigo, que me ha permitido disfrutar todavía más con esta chamba.

Lógicamente, aunque vengan detrás, no olvido ni por un momento a mi querida familia mexicana, sin quienes todo habría sido muy diferente, y al resto de mis cuates y cuatas, mexicanos y no tanto, de por allá, de los que he aprendido 'tantisísimo' en todos los sentidos y con los que he pasado y espero pasar de nuevo tan buenos momentos.

Del lado de acá, el Dpto. de Geofísica y Meteorología de la Facultad de Ciencias Físicas de la UCM, en el que trabajo gracias a una beca, me ha permitido continuar y concluir este trabajo iniciado en la UNAM. Dentro de él me han ayudado especialmente, en relación con el tema de México, los profesores Ana Negredo, Marisa Osete y Diego Córdoba, a quien también le debo el disponer ahora mismo de una beca de investigación.

Por supuesto, buena parte de la 'culpa' de este trabajo la tienen también tod@s mis compañer@s, becari@s y precari@s, del Departamento. En especial, Juanvi, Elsa, Simone, Marta, Ana y Agustín, además de aportarme esas fantásticas charlas de pasillo, me han ayudado y resuelto casi todos los problemas técnicos que, como bien saben ellos, han sido muy numerosos y diversos.

También me han prestado una ayuda inestimable, siempre discreta y con buen humor, Lucía y Salva, cuya labor pasa a menudo inadvertida.

Y, ¿por qué no?, mi entrañable Pacha merece un 'gracias' como el que más, pese a que, como todos saben por aquí, lo nuestro es una relación tormentosa.

En último lugar, porque me suele gustar dejar lo más importante para el final, están las personas más próximas a mí. Mi familia, de la que me siento tan afortunado, me ha dado casi todo lo que soy salvo, quizá, esa extraña pasión por los temblores de tierra. Mi madre, además de lo que no puede explicarse en un par de líneas, ha sido en las últimas fechas encargada de suministros, oficina de prensa y experta en temas de subducción. A ella y a la *mia sorella* Cristina les debo, también, la exhaustiva labor de corrección y asesoramiento lingüístico en todo el trabajo. A mi padre, entre todo, la oscura sed del viajero que me llevó un día a México.

Dar las gracias también a tod@s mis amigo@s, por lo fundamentales que son para mí, lo que me aportan día a día y, en especial, por soportar las charlas de sismología en los bares y en la montaña a horas intempestivas. Entre ellos las merecen especialmente los tres mosqueteros, que me han aguantado el último mes con gran estoicismo en todo momento y con los que he compartido una experiencia inolvidable.

Por último quiero agradecer a Istanbul y a los trenes de la vieja Europa el punto de inspiración que necesitaba para acabar este trabajo.

A todas estas personas, a tod@s vosotr@s, gracias por estar ahí.

4

1. Introducción

<u>1. INTRODUCCIÓN</u>

América Latina, y en especial México, se caracteriza por una violenta tectónica que arrastra con demasiada frecuencia a sus habitantes a la más absoluta desolación, haciendo que los daños materiales provocados por terremotos y volcanes resulten insignificantes ante las desgracias humanas que llegan a nuestros oídos. Ejemplos como los de El Salvador o Perú este mismo año sirven para recordarnos la brusca respiración de la Tierra allá. Por ello, la sismología busca comprender el interior de nuestro inquieto planeta con el fin de conocer mejor los mecanismos que gobiernan la geodinámica e intentar prevenir y mitigar estas catástrofes.

En concreto, el conocimiento del movimiento del suelo en un punto viene caracterizado por la influencia de tres factores: la fuente, el medio por el que se propagan las ondas elásticas generadas en la primera y el emplazamiento en el que se observa la sacudida sísmica. Por ello, uno de los parámetros básicos que caracterizan sísmicamente una región es su atenuación anelástica, que constituye la capacidad del terreno para amortiguar el movimiento generado por las ondas sísmicas conforme éstas se alejan del foco sísmico. Conocer este comportamiento, evaluado habitualmente mediante el factor de calidad, Q, permite estimar la amplitud del movimiento del suelo para una distancia y una fuente sísmica dadas, con lo que esta información tiene de utilidad para construcción sismorresistente y prevención de daños.

Por otra parte, la elevada sismicidad de México Central se caracteriza, como casi todas las zonas de subducción del mundo, por la existencia de dos tipos de terremotos muy distintos, los eventos interplaca o 'de subducción' y los intraplaca o 'profundos'. Los primeros, por generarse a escasa profundidad, suelen tener mayor poder destructivo y, por ello, han copado durante mucho tiempo el análisis sismológico, tanto en México como en los otros márgenes convergentes. Debido a esto hoy en día existen numerosos estudios que permiten conocer para estos sismos cómo disminuye el movimiento del suelo con la distancia al hipocentro.

No obstante, la sismicidad profunda tiene también devastadores efectos en estas áreas y, en particular, en México, donde su capacidad destructiva puede equipararse prácticamente con la de los sismos de subducción. Este hecho hace que la ausencia de leyes para estimar la atenuación de estos eventos en estas regiones de elevado riesgo sísmico no haga más que multiplicar la peligrosidad sísmica de este tipo de terremotos que, de cuando en cuando, nos demuestran su verdadera potencia (como ejemplo más próximo se tienen los terremotos intraplaca de El Salvador, el 13 de Enero de 2001, y de Washington, el 28 de Febrero de 2001).

El trabajo que aquí se presenta pretende contribuir a llenar este vacío estudiando la atenuación sísmica asociada a los terremotos intraplaca que tienen lugar bajo la zona centro de México, que constituye la más densamente poblada del país y en la que este tipo de eventos ha producido ya numerosas pérdidas a lo largo de la historia. Para realizar esta investigación se ha aprovechado el excelente equipamiento sísmico de la región y un reciente periodo de elevada actividad intraplaca en la zona.

Los principales objetivos que se persiguen son: la determinación del factor de calidad para este tipo de terremotos en la región, la obtención de dos leyes de atenuación para las componentes horizontales, una para la aceleración máxima o pico, A_{máx}, y otra para la amplitud del espectro de Fourier de aceleraciones en el intervalo de frecuencias de mayor interés para la Ingeniería Sísmica (0.1-20 Hz), y la estimación del efecto de sitio para las principales áreas que lo presentan en la zona (e.g., Valle de México).

La estructura del trabajo se ha pensado para aportar la mayor coherencia y claridad al conjunto. De este modo, en el Capítulo 2 se exponen los fundamentos que rigen el estudio de la atenuación sísmica. A continuación, en el capítulo tercero, se introducen las principales características geológicas y geofísicas del área en estudio, para pasar a estudiar con más detalle en el Capítulo 4 los rasgos de la sismicidad intraplaca analizada y los trabajos existentes sobre la materia hasta la fecha. Una vez sentadas las bases del estudio, se describe la metodología empleada en el Capítulo 5 y su aplicación al caso de México Central en el siguiente capítulo. Finalmente, en el Capítulo 7 se presentan los resultados conseguidos y se discuten sus implicaciones, todo lo cual se resume en las conclusiones del Capítulo 8, donde se plantean también algunas de las tareas más inmediatas que se acometerán en el futuro. Se ha incluido, asimismo, un pequeño apéndice con un Catálogo de Sismicidad Intraplaca para la región durante el siglo pasado (Apéndice A), con el fin de dar una visión general del problema de los terremotos intraplaca en el centro de México.

Señalar, por último, que este trabajo de investigación se ha realizado a lo largo de los dos últimos años, parte de él en Ciudad de México, en el Departamento de Sismología del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), y parte en Madrid, en el Departamento de Geofísica y Meteorología de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid (UCM). La estancia en la UNAM, entre los meses de Septiembre de 1999 y Junio de 2000, que permitió poner en marcha este trabajo, fue posible gracias a una beca dentro del marco de los Convenios Internacionales de la UCM y la UNAM.

2. Atenuación Sísmica: Principios y Determinación

2. ATENUACIÓN SÍSMICA: PRINCIPIOS Y DETERMINACIÓN

Desde que la humanidad comenzó a prestar atención a los terremotos pudo observarse cómo la amplitud del movimiento del suelo producido por aquéllos era menor cuanto más alejadas se hacían las observaciones de lo que posteriormente recibiría el nombre de *área epicentral*. Intuitivamente resulta razonable pensar que el movimiento sísmico decrece conforme aumenta la distancia al hipocentro o foco sísmico, y esto mismo se comprueba empíricamente tras cada terremoto. Ahora bien, ¿a qué se debe esta atenuación de la amplitud de las ondas sísmicas?, ¿qué procesos la gobiernan?, ¿de qué factores depende?

Históricamente el primer razonamiento apuntó al fenómeno más sencillo e inmediato como explicación de este hecho: el de la expansión geométrica del frente de ondas. Sin embargo, con la llegada de la instrumentación y los registros sísmicos, las primeras observaciones cuantitativas mostraron una disminución de la amplitud con la distancia mayor de lo esperado. El desarrollo de las modernas teorías de la absorción anelástica y el esparcimiento (o *scattering*), basadas en la heterogeneidad y comportamiento viscoelástico de la Tierra, han ido dando progresivamente una respuesta a este problema, si bien aún se está lejos de resolver todas y cada una de las preguntas planteadas hasta la fecha.

En la actualidad el problema de la atenuación sísmica es un tema crucial en el desarrollo de la Prevención de Daños y la Ingeniería Sísmica. Conocer cómo disminuye la intensidad de la carga sísmica con la distancia respecto a la fuente, para qué frecuencias es menor esta atenuación, y su relación con la estructura del medio en el que se propagan las ondas es fundamental para cualquier estudio de peligrosidad sísmica orientado a minimizar los daños, humanos y materiales, de un posible seísmo. En estos estudios la dificultad para cuantificar el problema obliga, en muchos casos, al empleo de técnicas empíricas que suplan la carencia de desarrollos teóricos establecidos.

Por todo ello resulta imprescindible revisar algunos conceptos y definiciones básicas sobre el tema para poder abordar de forma lógica y progresiva las teorías y métodos empleados en este estudio, así como para comprender plenamente la importancia y utilidad del trabajo llevado a cabo.

2.1 EXPANSIÓN GEOMÉTRICA, ABSORCIÓN ANELÁSTICA Y ESPARCIMIENTO

Como ya se ha comentado la amplitud de las ondas sísmicas disminuye con la distancia al hipocentro. Este fenómeno se debe a tres factores fundamentales e independientes entre sí, que expresan cuantitativamente la longitud y complejidad de la trayectoria seguida por las ondas:

- Expansión geométrica del frente de ondas
- Absorción anelástica
- Esparcimiento o scattering

El primero y el último son procesos de redistribución de la energía, que dan lugar a pérdidas de energía aparentes (por cuanto la energía elástica liberada en el proceso de ruptura no se transforma en otras formas de energía, sino que únicamente varía su distribución espacial y temporal); el segundo es propiamente un fenómeno de disipación de la energía elástica (y por tanto de pérdida real de la misma), en el que ésta se transforma en calor, y recibe el nombre de *Atenuación Intrínseca*. Debido a que, como se verá, a menudo no es posible separar los efectos de la absorción anelástica y el esparcimiento -denominado a su vez *Atenuación Extrínseca*-, la suma de los mismos suele denominarse *Atenuación Anelástica* o, abreviadamente, *Atenuación*.

En general las pérdidas por propagación -expansión geométrica, esparcimiento- son especialmente importantes para las bajas frecuencias (altos periodos) y distancias hipocentrales pequeñas, mientras que las pérdidas por absorción aumentan con la distancia a la fuente y con la frecuencia. Sin embargo, esto no siempre se cumple, especialmente en el caso del *scattering*, que suele presentar un máximo de atenuación para frecuencias intermedias (en torno a 1 Hz) y disminuye hacia los extremos del espectro de frecuencias de interés sísmico.

A continuación se presenta brevemente la explicación física de cada uno de estos procesos, así como los rasgos más característicos y de interés para este trabajo.

2.1.1 Expansión geométrica del frente de ondas

Este fenómeno es consecuencia directa del Principio de Conservación de la Energía (Primer Principio de la Termodinámica). En virtud de éste, la energía radiada en forma de ondas sísmicas por un foco sísmico en un medio perfectamente elástico, homogéneo e isótropo debe conservarse. Por ello, conforme aumenta la distancia del frente de ondas a la fuente disminuye la energía almacenada en el frente por unidad de volumen y, en consecuencia, la amplitud del movimiento oscilatorio. Así pues, lo que se produce es una variación de la densidad y distribución espacial de la energía elástica en el medio.

Si denominamos R a la distancia hipocentral, puede demostrarse (Aki y Richards, 1980) que la dependencia de la amplitud de la onda con este parámetro es proporcional a 1/R para un frente de ondas esférico o plano (ondas internas o de cuerpo, o distancias al foco suficientemente grandes en comparación con el tamaño de la fuente), mientras que para un frente de ondas cilíndrico (ondas superficiales o distancias al foco pequeñas) la dependencia es con $1/\sqrt{R}$. Estos casos constituyen los límites físicos entre los que se mueve este factor, y la distinción entre ambos depende en cada caso de la profundidad del foco, la estructura cortical considerada y otras variables, y suele estimarse en torno a los 100 Km (Dahle et al., 1990).

Para medios no homogéneos la deducción se complica (Aki y Richards, op. cit.), si bien la idea fundamental sigue siendo la misma.

2.1.2 Absorción anelástica (Atenuación Intrínseca)

La Sismología moderna basa sus principios en los de la Mecánica de Medios Continuos y, en concreto, en la Teoría de la Elasticidad (véase, p.ej., Love, 1944; Timoshenko y Goodier, 1951). A partir de esta última, en la que se parte de considerar la Tierra como un medio elástico perfecto, puede justificarse satisfactoriamente la mayor parte de los fenómenos observados en relación con los terremotos y las características de propagación de las ondas sísmicas, dependientes directamente de las propiedades elásticas del medio.

Sin embargo, la Tierra no es un medio perfectamente elástico, sino que su comportamiento se asemeja más al de un medio viscoelástico (Anderson y Archambeau, 1964). Debido a esto, parte de la amplitud de las ondas sísmicas se atenúa con la distancia a la fuente debido a efectos no elásticos -viscoelásticos-, en los que la energía elástica se disipa (es absorbida por el medio) en forma de calor por fricción. Este fenómeno recibe el nombre de absorción anelástica, y constituye una propiedad intrínseca del medio en el que se propagan las ondas, por lo que depende de las características físicas de dicho medio, relacionadas a su vez con los rasgos tectónicos y geológicos del mismo.

Los mecanismos de fricción interna implicados en la absorción anelástica son complejos y no han sido determinados y explicados aún con suficiente claridad, si bien se supone que el fenómeno es consecuencia de la estructura atómica y molecular de los cristales que conforman la materia mineral de las rocas, la presencia de pequeñas fracturas, la inclusión de líquidos, etc., que son determinantes en el calentamiento ligado a las sucesivas compresiones y descompresiones elásticas, los efectos piezoeléctricos relacionadas con las mismas, o la propia viscosidad de los fluidos intersticiales.

En la práctica la absorción anelástica es la responsable en buena medida de que las ondas sísmicas presenten una amplitud menor que la que predice la Teoría de la Elasticidad, que únicamente considera los efectos de la expansión geométrica y los fenómenos de frontera (reflexión, refracción, partición en una interfaz, conversión e interferencia de ondas, etc.).

Parametrización de la absorción anelástica

Para incluir el efecto de la anelasticidad terrestre en el tratamiento teórico se cuenta con dos posibilidades: modificar las ecuaciones básicas de la elastodinámica (e.g., Ec. Navier-Stokes) para considerar el carácter no elástico de la Tierra, o introducir un término empírico. Dado que la primera solución, pese a ser la más rigurosa físicamente, implica grandes dificultades para su desarrollo teórico, desde hace varias décadas se ha optado por la segunda opción. De este modo se considera la velocidad de propagación de la onda, v, -o el número de onda, k- como un número complejo (Aki y Richards, op. cit.), lo que da lugar a la aparición de un término exponencial con la distancia hipocentral (e^{-jR}), denominado *término de atenuación*, que representa la atenuación anelástica. El hecho de que este término decaiga de forma exponencial es consecuencia de la rápida disipación de energía que se produce por la fricción interna.

A partir de este punto las definiciones que se presentan corresponden al cumplimiento de la *Hipótesis de disipación pequeña* (Q>>1; Johnston y Toksöz, 1981), bajo la cual las pérdidas son pequeñas, y puede llevarse a cabo una aproximación de primer orden. Esta hipótesis se cumple en la mayoría de los casos de interés geofísico.

Para caracterizar matemáticamente el término de atenuación se suelen emplear indistintamente tres parámetros: el coeficiente de atenuación -o absorción- anelástica o aparente (coeficiente de atenuación, γ o α -en este trabajo se ha elegido γ -), el decremento logarítmico (δ) y el factor de calidad específico o factor de atenuación (factor de calidad, Q). Todos ellos son dependientes de la frecuencia. Esto es lógico puesto que, como es bien sabido, la amplitud de una onda de cualquier género -elástica, electromagnética, etc.- no decae de igual modo para las altas frecuencias que para las bajas. En concreto la atenuación para las frecuencias altas -más energéticas- es normalmente superior a la de las bajas, comportamiento que también se cumple para la disipación por fricción en el caso de las ondas sísmicas.

Por último, y antes de ver cada uno de estos parámetros, debe señalarse que éstos pueden ser determinados mediante muy diversas medidas y métodos, por lo que es importante no perder de vista la forma de obtención de cada uno en los distintos estudios si se pretende comparar posteriormente los resultados.

• El *coeficiente de atenuación* γ se define como el decremento logarítmico de la amplitud de una onda armónica plana que viaja a lo largo de un medio homogéneo en función del espacio (Johnston y Toksöz, 1981):

$$\gamma = \frac{1}{R_1 - R_2} \cdot \ln\left(\frac{A(R_1)}{A(R_2)}\right) \tag{1.2}$$

donde R_1 y R_2 son las distancias hipocentrales de dos puntos cualesquiera en el recorrido de las ondas que se propagan desde la fuente, y $A(R_i)$ la amplitud de la onda a la distancia R_i . Dimensionalmente γ presenta unidades del inverso de la longitud (L⁻¹).

De este modo la dependencia de la amplitud de la onda con la distancia puede expresarse como:

$$A = A_0 e^{-\gamma R} \cos(\omega \cdot t + \phi)$$
(2.2)

donde $A_0 \cos(\omega \cdot t + \phi)$ representa el carácter armónico de la onda, con su amplitud máxima (A_0) , frecuencia (ω) y fase (ϕ) características, y $e^{-\gamma R}$ la disminución con la distancia por efecto de los procesos anelásticos.

• A su vez el *decremento logarítmico* δ se define como (Johnston y Toksöz, op. cit.):

$$\delta = \ln\left(\frac{A_1}{A_2}\right) \tag{3.2}$$

donde A_1 es la amplitud de una onda para un determinado tiempo t, y A_2 la amplitud para un ciclo armónico después de A_1 (t + T). Su significado es equivalente al del coeficiente de atenuación γ , pero se trata de un parámetro adimensional.

• Sin embargo, el parámetro clásico utilizado para evaluar la atenuación sísmica es el factor de calidad Q, usado comúnmente en teoría de circuitos eléctricos (Knopoff, 1964). Éste representa, para un mismo volumen de material sometido cíclicamente a un esfuerzo elástico, la relación entre la energía elástica total almacenada (*E*) y la energía disipada por fenómenos de absorción anelástica (ΔE) en un ciclo de excitación armónica:

$$\frac{1}{Q(f)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \tag{4.2}$$

Llegados a este punto, y puesto que de aquí en adelante será Q el parámetro que centre nuestro interés, es conveniente resaltar diversos aspectos de esta definición. En primer lugar, como queda claro a partir de (4.2), Q es un parámetro adimensional y positivo (Δ E, por representar una pérdida de energía, es negativo). En segundo lugar, y como ya se ha explicado, se trata de un factor dependiente de la frecuencia, si bien de los tres parámetros presentados es el que presenta una menor dependencia de ella; este aspecto resulta fundamental, y se verá con más detalle en el próximo apartado (**2.2**), al tiempo que se volverá sobre él a lo largo de todo este trabajo. En tercer lugar nótese que, dada la definición, para el cálculo de Q podría considerarse tanto el periodo espacial de la onda -dado por λ - como el temporal -dado por T-. Esta aparente indeterminación -multiplicidad- en la definición queda anulada por el hecho de que los factores calculados a partir de λ y T (factores de calidad espacial y temporal respectivamente) son iguales para ondas no dispersivas (ondas de cuerpo) (Udías, 1999). Es decir, para ondas no dispersivas -que son precisamente las empleadas en este estudio- la atenuación anelástica espacial y temporal es igual.

Por último, señalar que, en ocasiones, se emplea en lugar del factor de calidad Q su inverso, Q⁻¹, denominado *coeficiente o función de disipación de energía* (por fricción interna), que constituye una medida del comportamiento anelástico del medio.

La relación entre estos tres parámetros, supuesta la mencionada *Hipótesis de disipación pequeña*, viene dada por las siguientes expresiones (Knopoff, 1964):

$$\gamma = \frac{\omega}{2\nu Q} = \frac{\pi \cdot f}{\nu Q} = \frac{\delta \cdot f}{\nu}$$
(5.2)

$$\delta = \frac{\pi}{Q} = \frac{\gamma \cdot f}{\nu} = \gamma \cdot \lambda \tag{6.2}$$

donde, además de los parámetros γ , δ y Q ya comentados, aparecen:

- $\it a$ frecuencia angular de la onda considerada
- f: frecuencia lineal de la onda
- v: velocidad de propagación del tren de ondas (corresponde a la velocidad de fase para ondas no dispersivas, y a la velocidad de grupo para ondas dispersivas). Para medios heterogéneos se considera una velocidad promedio, o bien la velocidad del medio que determina en mayor medida la atenuación en toda la trayectoria.

2.1.3 Esparcimiento o scattering (Atenuación Extrínseca)

Con la introducción del término de atenuación mencionado en la sección **2.1.2** se incluye en el modelo teórico el efecto de la anelasticidad del medio. Sin embargo, a la hora de contabilizar los mecanismos de atenuación de la amplitud de una onda en un medio como la Tierra, existe aún uno más que aparentemente no se ha considerado: se trata del producido por la anisotropía y falta de homogeneidad del medio.

La Tierra dista mucho de ser un medio homogéneo a cualquier escala. La presencia de heterogeneidades a todos los niveles, y especialmente a escalas locales y regionales -de centenares de metros a centenares de kilómetros-, tiene un efecto crucial en la propagación de ondas elásticas. Como queda recogido en el Principio de Huygens, la interacción de una onda con una heterogeneidad del medio da lugar a la generación de nuevas ondas secundarias que tienen por foco la propia heterogeneidad y que en su propagación pueden interferir entre sí. Este fenómeno recibe el nombre de esparcimiento o *scattering*.

Así pues, la presencia de heterogeneidades en el interior de la Tierra produce una redistribución de la energía en el espacio y en el tiempo (cambios en la dirección de propagación de las ondas y/o cambios de fase) y, por lo tanto, conocer el esparcimiento de un medio informa sobre la mayor o menor heterogeneidad del mismo.



Figura 2.1

Influencia en el problema del esparcimiento de la relación entre el tamaño de la heterogeneidad, α, y la longitud de la onda sísmica incidente, λ. (Modificado de Herráiz y Espinosa, 1987)

Como consecuencia de este fenómeno el patrón de radiación de un terremoto puede quedar notablemente alterado, pudiendo generarse tanto amplitudes menores como mayores a las que se esperarían sin dicho mecanismo, en función de la orientación de los lóbulos del nuevo patrón, como se observa en la Figura 2.1. Con esto queda claro cómo este fenómeno no es un mecanismo de disipación de la energía, como la absorción anelástica, sino de redistribución de la misma, al igual que la expansión geométrica del frente de ondas, pero que, a diferencia de este otro mecanismo, puede producir tanto amplitudes menores como mayores de las esperadas inicialmente.

El reflejo de este fenómeno en un sismograma lo constituye el alargamiento del mismo, con una coda tanto más importante en amplitud y duración cuanto mayor sea el esparcimiento provocado por el medio (Fig. 2.2).



Figura 2.2 Concepto de coda de un sismograma y principales parámetros asociados. Alargamiento de la misma como consecuencia del mayor esparcimiento en un medio. (Pérez, 2000)

Como en todos los fenómenos de difracción e interferencia de ondas, la relación entre la dimensión característica de las heterogeneidades del medio (α) y la longitud de la onda incidente (λ) es un factor clave a la hora de determinar la importancia del esparcimiento en cada caso. De este modo el esparcimiento es máximo, y puede afectar significativamente al patrón de radiación, cuando λ y α son similares (Fig. 2.1). Este fenómeno se da especialmente entre las frecuencias de 0.1 y 20 Hz -de máximo interés en Ingeniería Sísmica-, que precisamente corresponden a longitudes de onda de dimensiones similares a las de las heterogeneidades litosféricas de pequeña y mediana escala.

Por último, en relación con la absorción anelástica y el esparcimiento, es necesario mencionar un aspecto acerca del factor de calidad. Tal y como se definió Q en (4.2) resulta evidente que en dicho parámetro, a partir de la definición dada, se incluyen tanto los efectos de la absorción anelástica como los del esparcimiento, por cuanto éste también contribuye a la 'pérdida' de energía -realmente redistribución para el caso del *scattering*- considerada en el factor de calidad. Así pues, y aunque se definió Q -al igual que γ y δ - como un parámetro para la medida de la absorción anelástica, realmente el factor de calidad considera globalmente la *Atenuación Anelástica,* o simplemente *Atenuación* (suma de las contribuciones de la absorción anelástica -*Atenuación Intrínseca*- y el esparcimiento -*Atenuación Extrínseca*-).

A partir de lo expuesto se deduce que, si el *scattering* no existe o es despreciable (medio homogéneo), Q se debe únicamente a la anelasticidad del medio (*Atenuación*

Intrínseca), y el factor de calidad se suele denotar como Q_i -que aquí coincide precisamente con Q-. Sin embargo, para el caso general y más habitual existen contribuciones a la atenuación tanto por parte de la absorción anelástica como del esparcimiento, de modo que Q informa simultánea y conjuntamente sobre los dos fenómenos. Si se supone que la atenuación intrínseca viene caracterizada por el mencionado factor de calidad intrínseco Q_i y la atenuación por esparcimiento o extrínseca por un factor de calidad Q_s -*scattering*- (Dainty y Toksöz, 1981), ambos parámetros se relacionan con el factor de calidad aparente¹ Q, que engloba ambos mecanismos y que es el que puede determinarse experimentalmente, según la relación:

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_i(f)} + \frac{1}{Q_s(f)}$$
(7.2)

Esta descomposición resulta muy útil, ya que permite ajustar el factor de calidad obtenido empíricamente con el obtenido por propagación de ondas sísmicas de forma teórica (Aki y Richards, op. cit.). Tal aspecto es fundamental, pues Q_i puede diferir bajo determinadas condiciones de la Q derivada de los procesos como la propagación de ondas, si bien estos métodos siguen siendo de gran utilidad para medir la respuesta anelástica del medio.

Sin embargo, y pese a su relevancia, la descomposición del factor de calidad aparente -obtenido empíricamente- en las contribuciones intrínseca (Q_i) y extrínseca (Q_s) no resulta sencilla, y a menudo no puede llevarse a cabo, por lo que es habitual presentar únicamente el valor de Q aparente, en el que se engloban simultáneamente absorción anelástica y *scattering*. Esta dificultad de cálculo estriba en buena medida en el problema de estimar la heterogeneidad del medio y, en consecuencia, su capacidad de esparcimiento. En este sentido resultan particularmente útiles los estudios basados en ondas de coda (véase Herráiz y Espinosa, 1986 y 1987, para un tratamiento detallado del tema) que suelen realizarse para calcular dicha contribución (e.g., Pérez, 2000).

2.2 SIGNIFICADO E IMPORTANCIA DEL FACTOR DE CALIDAD, Q

Puesto que el objetivo principal de este trabajo es estimar la atenuación global en el centro de México, y en especial determinar la contribución de la atenuación anelástica a través del factor de calidad Q de la región, es necesario calibrar detenidamente la información que este parámetro nos aporta para la comprensión del área y la relevancia de su obtención. En este sentido existen dos clases de análisis no excluyentes basados en el cálculo de Q que pueden llevarse a cabo en una región.

En primer lugar el factor de calidad, Q, o más concretamente su inverso, Q⁻¹, representa, como ya se ha mencionado, el alejamiento del medio en estudio de la elasticidad perfecta (comportamiento que vendría representado por un valor infinito de Q -ausencia de pérdidas energéticas por disipación-). Así pues, en una primera aproximación, Q nos permite estimar en promedio las características anelásticas de nuestro medio. Dicha estimación es un

Atenuación Sísmica. Aplicación a Terremotos Intraplaca en México Central

¹ Esta denominación proviene del hecho de que la energía dispersada por Q_s (por esparcimiento) realmente no se disipa en el medio, sino que únicamente se redistribuye.

promedio, ya que no debe olvidarse que el valor de Q representa el comportamiento inferido a partir de múltiples trayectorias distintas en un medio heterogéneo, y que por lo tanto el valor obtenido es una media de la anelasticidad del medio comprendido entre la superficie y la máxima profundidad alcanzada por las ondas -relacionada a su vez con la máxima distancia hipocentral analizada-. Como ya se ha visto, en el caso de no realizar la separación de Q en Q_i y Q_s, Q representa las contribuciones anelásticas de la absorción anelástica y el esparcimiento o *scattering* del medio.

Esta determinación promedio de Q es especialmente útil en Peligrosidad e Ingeniería Sísmica, donde se busca poder caracterizar el resultado global de un medio en relación con diversos factores (atenuación, respuesta del suelo, etc.), sin entrar en muchos detalles sobre la naturaleza y contribución de los diversos procesos puestos en juego o las particularidades propias de cada unidad geológica. Es decir, lo que se pretende es conocer el comportamiento genérico del medio a efectos prácticos de construcción sismorresistente y prevención de daños.

Precisamente éste ha sido el punto de vista elegido en este estudio, donde como veremos se ha simplificado el modelo físico con objeto de obtener una idea lo más próxima a la realidad acerca de la atenuación que, de modo global y sin separar la contribución de cada factor señalado en el apartado **2.1**, afecta a las ondas sísmicas generadas en un evento intraplaca en el centro de México. En el futuro, a partir de los resultados de este trabajo, se prevé realizar nuevos estudios encaminados a separar ambas contribuciones, y compararlos con los obtenidos en análisis previos (e.g., Rodríguez et al., 1982; Shapiro et al., 2000), que serán comentados en el capítulo cuarto.

En segundo lugar, y a partir de métodos más complejos y una mayor cantidad de datos, es posible elaborar una regionalización de Q para una determinada zona (e.g., Singh y Herrmann, 1983; Pujades et al., 1990; Pérez, 2000), y determinar de este modo la variación de la atenuación anelástica en dicha área. Análogamente puede realizarse un análisis de la distribución de Q con la profundidad (e.g., Ibáñez et al., 1990), cuya variación se debe a la falta de elasticidad del manto terrestre. En consecuencia este conocimiento permite no sólo estimar la variación de la atenuación en la región, sino también distinguir diferentes elementos tectónicos en la misma, como por ejemplo la posición de la litosfera de una placa en subducción -baja absorción, elevada Q- dentro del manto superior -elevada absorción, baja Q- (e.g., Sacks, 1977).

Sea cual sea el análisis que se lleve a cabo en la determinación del factor de calidad deben considerarse varios aspectos cruciales para su comprensión:

 El factor de calidad calculado empíricamente depende no sólo del método empleado, sino de la onda considerada. Es decir, cada modo de propagación de ondas es atenuado por el medio de una forma distinta, de manera que, por ejemplo, los valores obtenidos para Q mediante el análisis de ondas P (Q_α), ondas S (Q_β), ondas Lg (Q_{Lg}) u ondas de coda (Q_c) no son, en principio y en general, equivalentes, por lo que deberá tenerse en cuenta este hecho a la hora de correlacionarlos con otros estudios. Como ejemplo baste citar la relación que liga los factores de calidad obtenidos a partir de ondas P (Q_{α}) y S (Q_{β}) supuesto el coeficiente de Poisson σ =0.25 (Udías, 1999):

$$Q_{\alpha} = \frac{9}{4} Q_{\beta} \tag{8.2}$$

La dependencia de Q con la frecuencia es un rasgo clave de cualquier estudio de atenuación. Este hecho surgió empíricamente a partir de diversos estudios del factor de calidad de las ondas de coda -Q_c- (Aki y Chouet, 1975; Rautian y Khalturin, 1978). En dichos estudios se observó que Q_c aumentaba con la frecuencia -menor atenuación para los grandes periodos-, y que para un rango de frecuencias entre 1 y 10 Hz dicho aumento podía expresarse mediante una ley de la forma (Herrmann, 1980; Aki, 1982):

$$Q_c = Q_0 \cdot \left(\frac{f}{f_0}\right)^{\mu} \tag{9.2}$$

donde f_0 es una frecuencia de referencia -usualmente 1 Hz, de modo que normalmente (9.2) queda como $Q_c=Q_0.f^{\mu}$ -, Q_0 es el valor de Q_c para $f=f_0$, y μ es un número real, que será menor que 1 para el caso de mayor atenuación para frecuencias altas, y mayor que 1 para el contrario (como ya se comentó en **2.1** esta tendencia se observa para el *scattering* a partir de cierta frecuencia crítica).

Este comportamiento con la frecuencia parece deberse al efecto que las heterogeneidades concentradas en la parte más somera de la Tierra tienen sobre el esparcimiento que, como hemos visto, es especialmente sensible a las frecuencias entre 1 y 20 Hz -ondas de corta longitud de onda, muy sensibles a las particularidades de la trayectoria seguida-. Además, dicha dependencia es particularmente crítica para frecuencias próximas a 1 Hz, mientras que según se desciende hacia 0.1 Hz la relación entre Q y f parece hacerse más difusa.

En cualquier caso, estas particularidades, descubiertas en un principio para Q_c , han sido igualmente comprobadas para los factores de calidad determinados a partir de otros modos de propagación y, en concreto, para el de interés en este trabajo, que es Q_{β} . De hecho en algunos estudios (e.g., Aki, 1980) se ha observado que Q_c y Q_{β} tienden a converger a altas frecuencias, mientras que para frecuencias menores que 3 Hz dicha coincidencia tiende a desaparecer, posiblemente por efecto de la dispersión múltiple. Incluso otros investigadores (Rautian y Khalturin, 1978) han llegado a afirmar que dicha coincidencia podría ser válida para todo el rango de frecuencias de interés sismológico. La respuesta a estos interrogantes posiblemente depende de la región en estudio, y principalmente de la verdadera relación entre Q_c y Q_{β} , aún no determinada con claridad, puesto que dichos factores evalúan aspectos diferentes de la atenuación sísmica (especialmente en el caso de Q_c, donde el rango de frecuencias analizado depende mucho de la ventana elegida para la coda).

En cualquier caso, y como consecuencia de la similitud mencionada, puede establecerse que el factor de calidad obtenido a partir de las ondas S, Q_{β} , depende de la frecuencia según la expresión:

$$Q_{\beta} = Q_0 \cdot f^{\mu} \tag{10.2}$$

donde, lógicamente, Q_0 y μ no son los mismos que para Q_c en (9.2) -y variarán con la región en estudio-, pero comparten las mismas características comentadas.

Los valores de Q₀ y μ, tanto para Q_c como para Q_β, dependen fuertemente del régimen tectónico de cada área, especialmente para frecuencias próximas a 1 Hz (Singh y Herrmann, 1983; Hasegawa, 1985). De este modo para regiones de baja actividad sismotectónica y corteza gruesa más o menos estable se tienen valores de Q₀ muy altos y valores de μ muy bajos (entre 0.2 y 0.4), que indican una baja atenuación. Inversamente, para regiones de alta actividad sismotectónica, corteza joven y delgada (o, por ejemplo, importantes potencias de sedimentos; en suma, material más flexible) y elevado flujo térmico -por tanto menor velocidad de las ondas sísmicas- los valores de Q₀ son bajos (próximos o por debajo de 100), mientras que μ se aproxima a 1, lo que en conjunto indica una elevada atenuación anelástica.

Por todo lo expuesto, la determinación del factor de calidad Q y el estudio de su variación con la frecuencia constituye una potente herramienta para la delineación de elementos tectónicos en un área, la estimación de la actividad tectónica en la misma y el análisis de la proporción en que los distintos mecanismos implicados contribuyen a la atenuación. Asimismo, también son de esperar cambios de Q para periodos de tiempo suficientemente largos, que podrían reflejar variaciones en el estado de esfuerzos litosféricos antes y después de un gran terremoto, si bien este aspecto no será considerado en el trabajo.

2.3 DETERMINACIÓN DE LA ATENUACIÓN SÍSMICA

Una vez presentados los principios y conceptos básicos sobre los que se asienta el estudio de la atenuación en sismología conviene repasar brevemente las principales líneas seguidas en la actualidad para su determinación. Con este apartado se pretende dar más una visión de conjunto acerca de los métodos empleados habitualmente y su fundamento básico que un análisis exhaustivo de los mismos, para el que se remite a las referencias citadas. La intención al ofrecer este pequeño resumen de las técnicas de determinación de la atenuación sísmica es poder así enlazar de un modo más natural los conceptos teóricos expuestos en este capítulo con el método seguido en la elaboración de este trabajo, que se analizará en el capítulo quinto.

Tal y como se ha comentado, los métodos empleados para el cálculo de la atenuación sísmica son habitualmente empíricos, por lo que son bastante simples tanto en su concepción y aplicación como en el bagaje teórico y físico-matemático que conllevan. Básicamente pueden distinguirse dos formas de abordar el problema:

- a) mediante *técnicas cuasiestáticas* (e.g., medida de la diferencia de fase entre los esfuerzos y las deformaciones debida al comportamiento anelástico del medio)
- b) mediante *técnicas dinámicas* (e.g., métodos basados en ondas P, S, coda, Lg, etc.).

En este apartado se repasará únicamente lo referente a las técnicas dinámicas, por ser éstas las que han sido empleadas en el trabajo. En cualquier caso debe tenerse muy en cuenta que el empleo de distintos métodos origina resultados diferentes, no siempre comparables directamente por cuanto encierran conceptos físicos distintos.

En primer lugar es preciso delimitar el marco para el que son de utilidad los estudios de atenuación sísmica y, en concreto, los basados en la medida de parámetros dinámicos del movimiento del suelo. Por una parte, dichos estudios están encaminados principalmente a poder predecir, dentro de un margen de error, el movimiento sísmico producido por un terremoto en el área más próxima al epicentro, donde por lo general se registran los mayores daños. Esta área varía en función de la magnitud, profundidad y características propias de cada sismo, pero en líneas generales rara vez supera los 400-600 Km de radio en torno al epicentro. Por otra parte, las frecuencias de resonancia o propias de la mayoría de las edificaciones, y por tanto de interés para la Ingeniería Sísmica, se encuentran comprendidas en un intervalo entre 0.1 y 30 Hz. Puesto que los estudios de atenuación sísmica tienen su principal aplicación en la predicción del movimiento sísmico a determinadas distancias de la fuente, y consecuentemente en la prevención de los posibles daños en las estructuras de la zona, es lógico que sea precisamente dentro de los rangos de distancia y frecuencia citados donde se lleve a cabo este tipo de trabajos. Debe señalarse, además, que este intervalo de frecuencias presenta una gran dificultad para su estudio, dada la alta sensibilidad de las ondas sísmicas de esas longitudes de onda a la estructura terrestre, y en especial a las heterogeneidades litosféricas de pequeña y mediana escala ya mencionadas.

En realidad este intervalo de frecuencias queda delimitado no sólo por la necesidad expuesta, sino también por la imposibilidad de extender dichos estudios a frecuencias fuera de dicho rango. En efecto, por debajo de 0.1 Hz el ruido sísmico de gran periodo, causado por el oleaje marino, las mareas, las oscilaciones propias de la Tierra, las fuentes artificiales de actividad humana, etc., dificulta enormemente el estudio de las ondas sísmicas generadas por un terremoto, en especial en el campo próximo y con los aparatos empleados a esas distancias; en el otro extremo, por encima de 30 Hz (y en la práctica generalmente por encima de 15-20 Hz) la denominada frecuencia máxima, $f_{máx}$, (Hanks y McGuire, 1981) impide la extensión de este tipo de estudios a mayores frecuencias.

Esta frecuencia fmáx depende básicamente de dos factores: el efecto instrumental y la atenuación anelástica de cada región. El primero impone un límite de registro de altas frecuencias dado por las características del aparato empleado, en concreto por la frecuencia de Nyquist, f_N , que es precisamente la mitad de la frecuencia de muestreo usada (véase, p. ej., Brigham, 1988). En este sentido, cuanto menor sea la frecuencia de muestreo elegida mayor limitación se tendrá para las altas frecuencias. Por su parte, la atenuación anelástica afecta modificando el espectro de Fourier: si, por ejemplo, se trabaja con aceleraciones, dicho espectro debería ser, para un medio infinito, perfectamente elástico y según el modelo ω^2 (Brune, 1970), plano desde la frecuencia de esquina, f_c, hasta frecuencias infinitas. Sin embargo, al existir una cierta anelasticidad del medio, las frecuencias más altas se atenúan más fuertemente, tanto que no pueden ser registradas con los umbrales de sensibilidad comúnmente fijados. Este aspecto, no obstante, no ha sido establecido aún de modo definitivo, y la observación experimental de que fmáx permanece constante conforme nos acercamos a la fuente (Roca, 1990), aparentemente contradictoria con lo expuesto aquí, mantiene divididos a los sismólogos entre los partidarios de una explicación basada en las características de la fuente (e.g., Aki, 1984; Campillo y Bouchon, 1985) y aquéllos que enfatizan el papel del medio (e.g., Hanks, 1982; Anderson y Hough, 1984).

En cualquier caso, para el propósito de este trabajo, baste recordar cómo los estudios de atenuación se ciñen a distancias de la fuente -epicentrales, hipocentrales u otras- locales y regionales (<600 Km aproximadamente) y frecuencias entre los 0.1 y 20-30 Hz, dependiendo los rangos de distancia y frecuencia, claro está, de las características de cada estudio y la calidad de los datos analizados. Además, el rango de frecuencias viene también determinado por el método empleado o, inversamente, según el rango de frecuencias que se desee analizar deberá considerarse uno u otro método².

Estos márgenes de estudio, principalmente el de distancias, fijan considerablemente los métodos sismológicos que pueden aplicarse dentro del conjunto de técnicas dinámicas: en el campo de la atenuación sísmica, que implica el estudio en campo próximo, se emplea el análisis de movimientos fuertes de forma predominante. Este análisis precisa del empleo de acelerógrafos, en lugar de sismógrafos, o bien, en los últimos años, de estaciones de banda ancha -tanto en los canales de aceleración como de velocidad-. Además del estudio de movimientos fuertes, el análisis de ondas de coda ha dado interesantes resultados a pequeñas distancias epicentrales, y ocasionalmente se emplean otras técnicas, basadas por lo general en el análisis de ondas Lg y ondas superficiales.

Todos estos métodos están encaminados a la determinación de la *Atenuación Anelástica*. Como se ha visto en el apartado **2.1**, son tres los factores involucrados en la disminución de la amplitud de las ondas sísmicas con la distancia a la fuente; de estos tres la expansión geométrica suele calcularse a partir de modelos teóricos que consideren los modos

Atenuación Sísmica. Aplicación a Terremotos Intraplaca en México Central

² Existen, ciertamente, estudios de atenuación restringidos a las bajas frecuencias (entre 0.01 y 0.75 Hz), basados principalmente en el decaimiento de ondas superficiales a lo largo de su trayectoria (e.g., Mitchell, 1995), pero por su menor interés en Ingeniería Sísmica no serán analizados con más detalle en este trabajo.

de propagación analizados y el medio en que se propagan dichos modos, de forma que el cálculo de la atenuación sísmica corresponde a la determinación de la atenuación propiamente dicha, producto de la absorción anelástica y el esparcimiento. Ambas contribuciones, como ya se vio, son a menudo difícilmente separables, por lo que se acostumbra a determinar el efecto global de ambas.

Veamos brevemente en qué consisten los mencionados estudios de movimientos fuertes y de coda, que representan de algún modo las dos líneas predominantes e independientes -que a menudo se complementan muy adecuadamente- en el estudio de la atenuación mediante parámetros dinámicos:

i) Movimientos fuertes

Los estudios se realizan a partir de acelerogramas o sismogramas de banda ancha; se trata, por lo tanto, de registros de campo próximo o distancias relativamente pequeñas en comparación con el tamaño de la fuente.

En este tipo de estudios se suele determinar la disminución de la amplitud con la distancia al foco de uno o varios de los siguientes parámetros:

- amplitud máxima o pico (A_{máx}, V_{máx}, D_{máx} -estas últimas obtenidas por integración de los acelerogramas-). Aportan información sobre el decaimiento del valor máximo con la distancia (e.g., Boore et al., 1980). Su interés es fundamentalmente ingenieril, ya que el valor pico no refleja de modo fiable rasgos de la fuente ni de la trayectoria;
- amplitud espectral (en principio, de la aceleración). Estos resultados son especialmente útiles, ya que informan sobre el comportamiento de la atenuación para cada frecuencia, con lo que se obtiene tanto información sobre el carácter de la fuente -espectro de Fourier- como para su aplicación a edificaciones -espectro de respuesta, espectro viscoelástico, etc.-. A partir de la variación de la amplitud espectral se obtiene el factor de calidad del medio y su dependencia con la frecuencia, en la forma de la expresión (10.2) (e.g., Ordaz y Singh, 1992).

ii) Medición de propiedades estadísticas de las ondas sísmicas

Esta clase de análisis -no deterministas- se basa en el estudio de las ondas de coda para terremotos locales, registradas en sismogramas de estaciones de alta frecuencia en campo próximo. Las ondas de coda son, como ya se dijo, ondas secundarias generadas por el encuentro de las ondas sísmicas primarias con obstáculos -heterogeneidades- en el medio en el que se propagan. Son, por tanto, producto de un proceso aleatorio, razón por la que se emplean métodos estadísticos.

Las ondas de coda y su factor de calidad asociado, Q_c, por reflejar multitud de trayectorias a lo largo del medio, constituyen una buena fuente de información sobre dicho medio y sus heterogeneidades (Aki, 1980), razón por la que son ampliamente utilizadas con

estos fines (e.g., Mayeda et al., 1991) y, en especial, para separar las contribuciones de las atenuaciones intrínseca y extrínseca, campo en el que se ha experimentado un notable avance en cuanto a su fundamento teórico (Wu y Aki, 1988). En concreto, las ondas de coda constituyen hoy en día el método más fiable para la estimación del esparcimiento en un medio.

Por último, una vez analizados los métodos basados en las técnicas dinámicas, veamos qué clase de resultados se obtiene a partir de ellos. En general, en todo estudio de atenuación que emplee las mencionadas técnicas dinámicas, el objetivo que se persigue es una expresión que relacione un parámetro característico del movimiento del terreno producido por un terremoto (aceleración, velocidad, valores pico -A_{máx}, V_{máx}-, etc.) con la distancia del punto en el que se registra dicho movimiento a la fuente -de modo genérico, R- y con un parámetro que represente la energía liberada en el foco sísmico (i.e., el tamaño de dicha ruptura), como puede ser la magnitud (especialmente la magnitud de momento sísmico, M_w, por su relación directa con la energía total liberada -Hanks y Kanamori, 1979-) o la intensidad (de importancia para estudios de Ingeniería Sísmica).

Para lograr este objetivo se suelen realizar regresiones -por lo general, lineales- de los datos disponibles, tanto instrumentales como macrosísmicos. Precisamente es en este punto donde queda patente la importancia para el desarrollo de la Ingeniería Sísmica de las leyes empíricas como vía para -soslayando las complejidades teóricas de la fuente y la propagación, así como las tectónicas del medio en estudio- alcanzar una determinación fiable del movimiento del terreno a través de notables simplificaciones en el planteamiento. Este logro resulta clave en la evaluación de daños y, consecuentemente, en la prevención de los mismos.

La expresión genérica para la que se calcula la regresión presenta la forma:

$$\ln SA(f,R) = C_1(f) + C_2(f) \cdot M_w + C_3(f) \cdot \ln R + C_4(f) \cdot R$$
(11.2)

o, equivalentemente, en su forma exponencial:

$$SA(f,R) = D_1(f) \cdot D_2(f)^{M_w} \cdot R^{C_3(f)} \cdot e^{C_4(f) \cdot R}$$
(11'.2)

donde *SA(f)* representa el parámetro empleado en la regresión (amplitud espectral de la aceleración, de la velocidad, amplitud del espectro de respuesta -o bien, por ejemplo, $A_{máx}$, $V_{máx}$, etc., en cuyo caso no existe dependencia con la frecuencia-), *f* la frecuencia, M_w la magnitud de momento sísmico, *R* la distancia hipocentral (a veces se emplean otras, como la epicentral, la distancia al centroide, etc.) y $C_i(f)$ son los coeficientes que representan la dependencia del movimiento del terreno con la magnitud y la distancia.

Del análisis de (11.2) o del de los términos exponenciales equivalentes en (11'.2) puede deducirse que:

- i) El término $C_1(f)$ suele ser, por lo general, una constante independiente de la frecuencia, introducida para ajustar la escala de la regresión y algunas constantes teóricas.
- ii) $C_2(f) \cdot M_w$ cuantifica la influencia del tamaño del terremoto sobre la amplitud del movimiento esperado, y la dependencia de este término con la frecuencia subraya

la dependencia de la amplitud para las distintas frecuencias del espectro de la fuente (i.e., con las características propias de cada evento).

- iii) El término $C_3(f) \cdot ln R$ representa el efecto de la expansión geométrica (e.g., $C_3(f)$ =-1 representaría la debida a un frente de ondas esférico, propio de ondas internas o de cuerpo; $C_3(f)$ =-0.5 sería el correspondiente a las ondas superficiales, que presentan un frente de ondas cilíndrico, etc.).
- iv) Finalmente, $C_4(f) \cdot R$ representa, a su vez, la atenuación anelástica (intrínseca y extrínseca conjuntamente).
- v) Asimismo, a menudo se suele incluir, especialmente en los estudios de atenuación del espectro de respuesta, un término C₅(f) dependiente de las características del suelo.

A partir de la regresión se calculan precisamente los coeficientes $C_i(f)$, de los que puede extraerse la expansión geométrica del modo de propagación considerado $-C_3(f)$ -, la atenuación anelástica del medio $-C_4(f)$; de este parámetro, a partir de (2.2) y (5.2) se obtiene el factor de calidad- y el espectro de amplitudes en la fuente $-C_2(f)$ -, informaciones todas ellas muy enriquecedoras tanto para la prevención de daños como para el conocimiento de la atenuación en el medio y el comportamiento de la fuente sísmica considerada.

En este trabajo, como se verá en los capítulos quinto y sexto, se ha realizado un análisis de movimientos fuertes equivalente al explicado, con objeto de determinar la atenuación anelástica para los terremotos intraplaca en el centro de México.

3. Marco Geológico y Sismotectónico de México Central

<u>3. MARCO GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO DE MÉXICO CENTRAL</u>

Puesto que este trabajo se centra en determinar la atenuación del terreno para las ondas sísmicas generadas por los terremotos intraplaca de mecanismo normal en la zona central de México, es preciso analizar brevemente los principales rasgos geológicos y sismotectónicos del área para poder enmarcar adecuadamente el estudio y comprender su interés y utilidad para el conocimiento de la región.

3.1 MARCO GEOGRÁFICO Y TECTÓNICO GLOBAL

La República de México se halla situada en el norte de Centroamérica y comprende el tramo septentrional de dicho istmo y parte del sur de Norteamérica. Su territorio, que queda enclavado entre los paralelos 14° y 33° N y los meridianos 85° y 117° W (Fig. 3.1), presenta similitudes tanto geográficas como culturales con los vecinos estados de Guatemala y Belice por el sur -y por extensión con la mayoría de las naciones centroamericanas- y con los Estados Unidos de América por el norte. Este carácter mestizo del país, reflejado en casi todos sus rasgos, impregna también sus principales características geológicas.



Figura 3.1 Mapa de la República de México y de los estados administrativos en que se divide. (Fuente: http://www.mapasdemexico.net/index.html)

México es, ante todo, un país de una tectónica y geología extremadamente variadas y complejas. Para comprender la historia geológica de México es preciso entender la de una buena parte de los dos continentes americanos y el Océano Pacífico, y remontarnos muy atrás en el tiempo.

La mayor parte de los grandes rasgos tectónicos del territorio mexicano, al igual que los de América Central y las costas occidentales de Norte y Sudamérica, se debe al proceso de subducción de la antigua y enorme Placa de Farallón, que abarcaba desde Alaska a Tierra del Fuego en el Cretácico Superior (85 m.a.) (Atwater, 1989). Esta inmensa placa fue dividiéndose conforme subducía bajo el límite occidental de las placas Norteamericana y Sudamericana en varias placas y microplacas que, de norte a sur, reciben los nombres de (Fig. 3.2): Explorer, Juan de Fuca, Gorda, Monterrey, Arguello, Guadalupe, Magdalena, Rivera, Cocos y Nazca (Lonsdale, 1991). El proceso de subducción de estas placas continúa en la actualidad en casi toda la costa occidental americana, si bien hay lugares donde es la propia Placa del Pacífico la que, tras la subducción íntegra de la Placa de Farallón y de la dorsal del Pacífico, ha alcanzado ya la fosa oceánica y ha modificado el carácter del límite de placas (e.g., Baja California; transición de convergente a transcurrente con componente divergente -Lonsdale, 1989; Atwater and Stock, 1998-). A este esbozo debe añadirse además la complicada formación de la Placa Caribe, que nace parcialmente también de la Placa de Farallón. (Pindell, 1993).



Figura 3.2

Esquema de la división de la Placa de Farallón durante su subducción bajo las Placas Norteamericana y Sudamericana en el Cenozoico. Los trazos continuos indican las placas principales, los discontinuos las microplacas. En la actualidad las Microplacas de Explorer, Juan de Fuca, Gorda y Rivera subducen bajo la Placa de Norteamérica. La Placa de Cocos subduce bajo las Placas Norteamericana y Caribe y, la Placa de Nazca, bajo la Sudamericana. (Modificado de Lonsdale, 1991)

Dentro de este marco tectónico regional de referencia México se encuentra dividido en cinco placas tectónicas (Fig. 3.3). La mayor parte del país se halla sobre la Placa Norteamericana, mientras que la Península de Baja California se sitúa en la gran placa tectónica del Pacífico y el sur de Chiapas queda englobado en parte dentro de la Placa Caribe. Por último, las placas oceánicas de Cocos y Rivera -Microplaca-, en la costa oeste de México (entre los paralelos 14° y 18° N la primera, y entre 18° y 24° N la segunda), completan el rompecabezas tectónico del país.

El movimiento entre todas estas placas, aunque complejo, puede describirse a grandes rasgos como sigue:

- La Placa Caribe se desplaza hacia el este con velocidades relativamente pequeñas (1.9-2.0 cm/año; DeMets et al., 2000) a lo largo del sistema transcurrente de fallas Chixoy-Polochic-Motagua, que atraviesa Guatemala desde la costa del Pacífico hasta el Mar Caribe -una completa visión del límite CA-NA puede hallarse en White, 1991-.
- Igualmente transcurrente es el movimiento entre las placas Norteamericana y Pacífica en el norte de Baja California, cerca de la frontera con los Estados Unidos; dicho régimen continúa de forma análoga más allá de la frontera, en el estado norteamericano de California, con el famoso sistema de la falla de San Andrés. Sin embargo, la complejidad del límite de placas Norteamérica-Pacífico es bastante mayor, puesto que a lo largo del Mar de Cortés (Golfo de California) el movimiento relativo de la Placa Pacífica respecto a Norteamérica, en dirección noroeste, presenta una componente extensional (Atwater, op. cit.) que da lugar a zonas de régimen extensivo -dorsales- con creación de corteza oceánica separadas por importantes sistemas transformantes que recorren toda el área (Atwater and Stock, op. cit.).
- Entre la Placa Pacífica y las de Rivera y Cocos el margen es puramente extensional (Gran Dorsal del Pacífico Este), como corresponde a un límite que constituye el remanente del antiguo entre las placas Pacífico y Farallón.
- Las placas de Rivera y Cocos subducen bajo la Norteamericana a lo largo de un límite convergente, marcado por la Fosa Centroamericana, que recorre toda la costa pacífica de México, desde el estado de Nayarit (véase Figura 3.1 para localizar los estados mexicanos) hasta la frontera sur con Guatemala en Chiapas, y la mayor parte de Centroamérica. La Microplaca de Rivera subduce bajo la Placa de Norteamérica a lo largo de la costa de los estados de Nayarit y Jalisco, mientras que la de Cocos lo hace en el resto de la costa mexicana del Pacífico -estados de Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas-. La subducción de la Placa de Cocos continúa además a lo largo de 1100 Km de costa centroamericana, si bien desde Guatemala hasta Panamá se produce bajo la Placa Caribe (Burbach et al., 1984).
- Por último, entre la Placa de Cocos y la de Rivera existe un límite básicamente transcurrente, formado por un sistema clásico de fallas transformantes entre placas de litosfera oceánica.



Figura 3.3

Placas tectónicas y sus límites, sismicidad y tipos de fallas en México. Las flechas rojas indican el sentido de movimiento relativo entre las placas, supuesta la Placa Norteamericana estática. Los círculos naranjas representan terremotos de profundidad menor que 35 Km, los círculos azules representan terremotos de profundidades superiores. (Kostoglodov y Pacheco, 1999)

Con lo expuesto hasta aquí queda delineada someramente la tectónica básica que rige el territorio mexicano y que condiciona decisivamente sus principales rasgos geológicos (regímenes tectónicos, unidades estratigráficas, vulcanismo, sismicidad, etc.). A continuación se describirá con mayor detalle la geología, el vulcanismo y la sismicidad del área de estudio, que comprende la zona centro-meridional de México, enmarcándola en las características geológicas y sísmicas globales del país.

3.2 GEOLOGÍA Y VULCANISMO DE MÉXICO CENTRAL

La complicada actividad tectónica explicada genera en el territorio mexicano una geología rica en ambientes geotectónicos diversos, la presencia de un arco volcánico activo (Cinturón Volcánico Transmexicano o Faja Volcánica Mexicana), la existencia de una elevada sismicidad en gran parte del país y una enorme riqueza de recursos, tanto en minerales como en combustibles de origen orgánico. Tal y como se ha comentado, buena parte de estos rasgos se explica por el proceso de subducción a lo largo de la costa occidental del país, en primer lugar de la Placa de Farallón y, en la actualidad, de las Placas de Cocos y Rivera.

Como consecuencia de este fenómeno México presenta, en conjunto, una notable juventud geológica (los materiales de edad mesozoica y cenozoica -últimos 225 m.a.- aparecen expuestos en el 75% del territorio aproximadamente, mientras que el Precámbrico tan sólo

aflora substancialmente en el 12% del país). Igualmente el proceso de subducción ha condicionado la distribución asimétrica, en cuanto a su origen, de las treinta y cinco provincias geológicas¹ en que se ha subdividido el país (Ortega et al., 1992; véase Figura 3.4): en la mitad occidental se encuentran las provincias ígneas y metamórficas, relacionadas directamente con el margen convergente, y en la mitad oriental (margen pasivo desde el Jurásico -ca. 200 m.a.-) se concentran las provincias sedimentarias, de origen más superficial. Esta misma asimetría afecta también a la extraordinaria riqueza del subsuelo mexicano, de modo que las riquezas metálicas del país se concentran en la mitad occidental, mientras que las energéticas de origen superficial -petróleo, gas, carbón- lo hacen en la mitad oriental del territorio.

Del análisis de la Figura 3.4 pueden extraerse, a grandes rasgos, las siguientes características geológicas del país:

- Una franja de materiales ígneos y metamórficos orientada de NW a SE en la mitad superior occidental del país, que engloba la Sierra Madre Occidental (provincia 24 en la figura 3.4; antiguo arco volcánico de la zona de subducción), la Península de Baja California -que en el pasado constituía el margen convergente, actualmente desplazado al Golfo de California y transformado en margen transcurrente extensional- y otras provincias menores asociadas (e.g., 25) o no (e.g., 29) al límite destructivo.
- Una franja de materiales sedimentarios (19-21 y 23) que recorre la mitad superior oriental también de NW a SE, y en la que destaca la Sierra Madre Oriental (20), la Provincia Oriental Alcalina (19-20) y la Cuenca del Golfo de México (19; zona de mayor interés petrolero).
- El actual arco volcánico (15) generado en principio por la subducción de las Placas de Cocos y Rivera, del que se hablará posteriormente.
- La zona centro-meridional del país (9-16), que constituye principalmente el objeto de este estudio, de gran complejidad, en la que se agolpan provincias volcánicas y sedimentarias, interpretadas en términos de *terrenos tectonoestratigráficos*² con basamentos metamórficos. Hacia Chiapas y la frontera con Guatemala se continúa el Arco Volcánico Centroamericano (5) generado por la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Caribe.
- El sudeste de México (1-3 y 7; Península de Yucatán, Tabasco, parte de Chiapas y Veracruz), predominantemente sedimentario, con escasa actividad tectónica y donde se concentra buena parte de los recursos energéticos del país.

¹ Según Ortega et al. (1991) "provincia geológica es toda parte cartografiable de la superficie sólida del planeta, de centenares a millones de kilómetros cuadrados de extensión, caracterizada por sus rocas, por su estructura y por una secuencia de eventos tal que integre una historia evolutiva singular diferente a la de las áreas adyacentes, de las cuales está separada por límites estratigráficos, tectónicos o por ambos".

² Se denomina *terreno tectonoestratigráfico*, referido a un margen convergente, a una región cortical de características distintas a las de la corteza oceánica que resiste por ello a la subducción y se acreciona a la corteza continental.



Figura 3.4 Provincias geológicas de México definidas por su exposición en superficie o muy cerca de la misma. Véase clave en página siguiente. (Ortega et al., 1992)

Clave de la Figura 3.4

PROVINCIAS GEOLÓGICAS DE MÉXICO (entre paréntesis se indica su edad, origen y ambiente geotectónico predominantes, en ese orden):

1, Plataforma de Yucatán (C, sm, p); 2, Cuenca Deltaica de Tabasco (C, sc, g); 3, Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas (C, sm, or); 4, Batolito de Chiapas (P, p, ra); 5, Macizo Ígneo del Sononusco (C, p, ra); 6, Cuenca de Tehuantepec (C, sm, g); 7, Cuenca Deltaica de Veracruz (C, sc, g); 8, Macizo Volcánico de los Tuxtlas (C, v, ac); 9, Cuicateca (M, vs, as); 10, Zapoteca (pC, c, co); 11, Mixteca (P, c, co); 12, Chatina (M, p, ra); 13, Juchateca (P, vs, as); 14, Plataforma de Morelos (M, sm, p); 15, Faja Volcánica Transmexicana (C, v, ac); 16, Complejo Orogénico de Guerrero-Colima (M, vs, as); 17, Batolito de Jalisco (M, p, ra); 18, Macizo Ígneo de Palma Sola (C, v, ac); 19, Miogeoclinal del Gofo de México (C, sm, g); 20, Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (M, sm, or); 21, Plataforma de Coahuila (M, sm, p); 22, Zacatecana (M, c, co); 23, Plataforma de Valles-San Luis Potosí (M, sm, p); 24, Faja Ignimbrítica Mexicana (C, v, ac); 25, Cinturón Orogénico Sinaloense (M, vs, as); 26, Chihuahuense (C-M, c, co); 27, Cuenca de Nayarit (C, sm, g); 28, Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa (C, sc, g); 29, Sonorense (pC, c, co); 30, Delta del Colorado (C, sc, g); 31, Batolito de Juárez-San Pedro Mártir (M, p, ra); 32, Cuenca de Vizcaíno-Purísima (C, sm, g); 33, Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita (M, vs, cs); 34, Faja Volcánica de La Giganta (C, v, ac); 35, Complejo Plutónico de La Paz (M, p, ra).

Edad: pC-Precámbrico; P-Paleozoico; M-Mesozoico; C-Cenozoico.

Origen: m-metamórfico; p-plutónico; v-volcánico; vs-vulcanosedimentario; sm-sedimentario marino; sc-sedimentario continental; c-complejo.

Ambientes geotectónicos: cs-complejo de subducción; ra-raíz de arco; as-arco submarino; ac-arco continental; g-geoclinal; or-orógeno; p-plataforma; co-compuesto.

3.2.1 Geología de la zona centro-meridional de México³

Dentro del complejo marco de referencia expuesto se sitúa la zona de estudio analizada en este trabajo, comprendida aproximadamente entre los paralelos 15° y 20° N y los meridianos 95° y 105° W. Geográficamente esta región queda delimitada naturalmente al norte por el borde septentrional del Cinturón Volcánico Transmexicano, al este por el litoral del Golfo de México, al sur por el Istmo de Tehuantepec y al oeste por las costas del Pacífico.

Como se ha mencionado ya, esta región se caracteriza por una geología extremadamente compleja, tanto estratigráfica como estructuralmente, donde se aglomeran unidades de los más diversos orígenes y edades. Por todo ello aún está pendiente una interpretación nítida y global, y la consiguiente reconstrucción paleogeográfica y tectónica que permita explicar todos y cada uno de los rasgos observados.

Pese a todo, hoy en día existe un notable acuerdo acerca de las características de mediana y gran escala de la región. En general se asume la existencia desde el Mesozoico de dos dominios tectónicos principales claramente diferenciables. En la zona occidental, más compleja, se desarrolló un arco insular andesítico asociado a la subducción de la litosfera oceánica, fenómeno común en gran parte del occidente de Norteamérica originado durante el inicio de la disgregación de Pangea (fines Triásico-Jurásico, 225-200 m.a.). En la parte oriental de la región, que presenta rasgos típicos de margen pasivo (existente desde el Jurásico), se desarrolló una zona externa de sedimentación marina iniciada con la apertura del Golfo de México y la transgresión marina sobre esa zona. Además de estos dominios predominantes, la región se vio afectada durante el Terciario por episodios de deformación compresiva y, en el intervalo Plio-Cuaternario, por fallamientos normales y de desplazamiento lateral en el marco de un levantamiento general y una geodinámica muy activa, que continúa en la actualidad⁴.

³ Para simplificar, a lo largo de este trabajo se ha hecho referencia a la región, y se hará en ocasiones, siguiendo la nomenclatura empleada en estudios anteriores, como 'México Central' o 'zona centro de México', si bien comprende realmente la parte centro-sur del país.

⁴ Para un tratamiento más detallado de todo este apartado véase, por ejemplo, Morán y Colaboradores (1984), donde puede encontrarse abundante bibliografía al respecto.

Para explicar el desarrollo de un arco insular volcánico en el dominio occidental de la porción centro-meridional de México, se suele recurrir a la hipótesis de la acreción por obducción de un sistema de arco-isla desarrollado en el Pacífico y desplazado hasta su colisión con la corteza continental mexicana (Urrutia, 1980; Coney, 1983), si bien no existen evidencias definitivas al respecto y han sido propuestos otros modelos.

La interpretación aceptada mayoritariamente para explicar la complejidad observada en la zona es la que considera el área como un mosaico de terrenos tectonoestratigráficos acrecionados en diferentes episodios de la evolución tectónica de la región (Campa y Coney, 1983). Cada uno de estos terrenos se caracteriza por una serie de unidades homogéneas y estratigráficamente continuas, pero con relaciones entre sí poco comprendidas, que reposan sobre un basamento distinto, normalmente metamorfizado. En general los límites entre terrenos separan secuencias diferentes en sus caracteres físicos y temporales, y se han interpretado como límites tectónicos, dado que no pueden ser claramente explicados por discordancias o cambios de facies convencionales.

A su vez, dentro de los diferentes terrenos tectonoestratigráficos, las unidades se agrupan por lo general en conjuntos de unidades relacionadas entre sí denominados *formaciones*, o bien *complejos* si su origen es tectónico.

Según este punto de vista, en la región de estudio se pueden distinguir, además de la franja del Cinturón Volcánico Transmexicano, seis terrenos tectonoestratigráficos (Fig. 3.5): Terreno Guerrero, Terreno Mixteco, Terreno Oaxaca, Terreno Juárez, Terreno Maya y Complejo Xolapa (Campa y Coney, op. cit.).



Figura 3.5

Terrenos tectonoestratigráficos de la zona centro-sur de México según Campa y Coney (1983). TMVB: Cinturón Volcánico Mexicano (este elemento tectónico no es un terreno tectonoestratigráfico); 1: Terreno Guerrero; 2: Terreno Mixteco; 3: Terreno Oaxaca; 4: Terreno Juárez; 5: Terreno Maya; 6: Complejo Xolapa.

El esquema de eventos tectónicos y terrenos tectonoestratigráficos acrecionados que se ha presentado se traduce a su vez sobre la superficie en la presencia en el área de seis dominios estratigráficos -no confundir con los seis terrenos tectonoestratigráficos- claramente
diferenciados. Dichos dominios están formados por el afloramiento de las diversas unidades de los terrenos tectonoestratigráficos, así como de otras unidades no acrecionadas y, dentro de ellos, las condiciones tectónicas y estratigráficas pueden considerarse más o menos homogéneas con límites bien definidos. Su disposición geográfica es muy compleja, superponiéndose y cortándose unos a otros, con lo que no pueden ser mostrados en una figura de modo sencillo (véase Morán y Colaboradores, op. cit.). En cualquier caso, a continuación se describen someramente con la intención de dar una idea final del aspecto más superficial del área, y de lo que dicho aspecto encierra:

i) Cinturón Volcánico Transmexicano

Se trata de una franja de actividad volcánica del Cenozoico Superior (del Oligoceno -37 a 22.5 m.a.- a la actualidad) que se extiende a lo largo de más de 700 Km de oeste a este, a la altura del paralelo 20° N aproximadamente. Presenta una dirección WNW-ESE, unos 20° desviada horizontalmente de la paralela a la Fosa Centroamericana a la altura de Acapulco (Gro.), y un arreglo zigzagueante provocado por la presencia de un sistema fundamental de fracturación ortogonal -dirección de las fracturas NW-SE y NE-SW, relacionadas posiblemente con un movimiento transcurrente debido a una variación en las condiciones de subducción de la Placa de Cocos (Morán y Colaboradores, op. cit.)-. En la actualidad existen, además de centenares de aparatos extintos, cerca de veinte volcanes activos, agrupados en cinco focos principales de actividad, en su mayoría conos cineríticos y estratovolcanes, entre ellos algunos de los más peligrosos del mundo (e.g., Volcán de Fuego de Colima).

Se distinguen dos ciclos de actividad principales: uno Oligoceno-Miocénico (37-5 m.a.) y otro Plio-Cuaternario (<5 m.a). Además, hacia el Mioceno medio (15 m.a.) se observa un cambio de composición, y a partir de ese momento se hace patente una migración del arco hacia la fosa, tendencia que continúa en la actualidad y cuya explicación aún se discute.

Petrológicamente existe una gran variedad de materiales, si bien predominan los de composición andesítica -a diferencia de la Sierra Madre Occidental, que es riolítica- junto con unidades dacíticas. Por ello se considera básicamente una provincia calco-alcalina.

La existencia del Cinturón Volcánico Transmexicano podría ser en principio consecuencia directa de la subducción de las Placas de Cocos y Rivera por fusión parcial de la litosfera oceánica en torno a los 100 Km de profundidad, si bien esto es aún objeto de debate (véase, p.ej., Verma, 1999 para más referencias), y podría deberse también únicamente al proceso de *rifting* que tiene lugar en la corteza continental de la Placa Norteamericana.

Además, todavía no se ha explicado de modo plenamente satisfactorio su desviación respecto a la fosa oceánica. Una de las hipótesis actualmente más barajadas trabaja sobre la evidencia de que la Placa de Cocos en esta región presenta un tramo de casi horizontalidad, de modo que el *slab* no alcanza la profundidad crítica de 100 Km hasta distancias a la costa mucho mayores (Pardo y Suárez, 1995).

Sobre la formación del Cinturón Volcánico Transmexicano y los interrogantes que plantea se volverá en el apartado **3.4**, donde se trata en detalle la sismotectónica de la región.

ii)Plataforma Morelos-Guerrero

Importante secuencia sedimentaria marina que comprende depósitos mesozoicos desde el Jurásico Superior (155-135 m.a.) hasta el Cretácico Superior (95-65 m.a.), y que reposa según la zona sobre basamentos precámbrico y metamórfico paleozoico (Complejo Acatlán). Los depósitos se hallan cubiertos discordantemente por depósitos continentales cenozoicos y rocas volcánicas del Cinturón Transmexicano. La secuencia ha sufrido durante el Cenozoico episodios de deformación compresiva, fallamiento normal, derrames lávicos (influencia de la actividad volcánica del Eje) y fuerte combamiento. Durante el Terciario Superior (23.5-1.8 m.a.) y Cuaternario se desarrollaron fosas tectónicas que produjeron el depósito de nuevos sedimentos clásticos continentales.

iii) Región metamórfica de Acatlán

Complejo metamórfico del Paleozoico Inferior que presenta una gran variedad litológica y estructural, y aflora extensamente en la parte alta de la Cuenca del Río Balsas. Se halla cubierto en discordancia por numerosas unidades ígneas y sedimentarias del Paleozoico Superior al Cuaternario, y constituye el basamento del Terreno Mixteco, así como de otras áreas. Presenta correlación con formaciones de Guatemala y Honduras, y parece no tener relaciones de semejanza con los complejos circundantes (Xolapa y Oaxaqueño).

iv) Sierra Madre del Sur y zonas adyacentes

Región de gran complejidad estructural que abarca desde Colima hasta Oaxaca y presenta varios dominios tectónicos yuxtapuestos. A grandes rasgos se encuentra formada por secuencias mesozoicas, tanto vulcano-sedimentarias -resultado de la actividad magmática del límite convergente-, como sedimentarias de plataforma, y en la mitad meridional por las rocas metamórficas del Complejo Xolapa (Paleozoico-Mesozoico), a su vez intruido por cuerpos batolíticos de granito durante el Mesozoico Superior e inicios del Cenozoico.

v) Oaxaca y zonas adyacentes

Importante secuencia mesozoica sedimentaria dispuesta en pliegues de orientación N-NW y subyacida por los complejos Acatlán y Oaxaqueño, que atestigua el desarrollo de una cuenca a partir del Jurásico Inferior (205-180 m.a.). Se encuentra limitada por varios complejos metamórficos ya mencionados que afloran en esa región del país: Complejo Acatlán (Paleozoico Inferior), Complejo Xolapa (aparentemente mesozoico, pero no identificado con claridad) y Complejo Oaxaqueño.

vi) Sector sur de la Sierra Madre Oriental y Llanura Costera del Golfo Sur

Gruesa secuencia de rocas sedimentarias mesozoicas expuesta en el flanco este del sector sur de la Sierra Madre Oriental. Descansa sobre un basamento metamórfico que aflora principalmente en el flanco occidental de dicha sierra, y cuya edad no ha sido determinada con exactitud. Se trata de una secuencia formada por deposición en cuencas y posterior

deformación orogénica durante el inicio del Cenozoico, afectada también por intrusiones graníticas (fines Mesozoico-inicios Cenozoico) y emisiones basáltico-alcaninas (área de los Tuxtlas; Terciario Superior-Cuaternario).

3.3 SISMICIDAD GENERAL DE MÉXICO

A la vista de la intrincada tectónica y geología que caracteriza a México y, muy especialmente, a su zona centro-meridional objeto de este estudio, es lógico suponer que este patrón se repita para la sismicidad. En efecto, México posee una sismicidad tan elevada y variada como destructiva, relacionada directamente con los límites de placa descritos en el apartado **3.1** y algunos sistemas de fallas corticales activas.

Ante todo, el territorio mexicano es una de las regiones de la Tierra con mayor tasa de sismicidad. Para ilustrarlo baste decir que, por término medio, en México tienen lugar cinco sismos de magnitud -M_w- mayor o igual a 6.5 cada cuatro años, mientras que se espera un evento con magnitud mayor o igual a 7 cada 10 años. Lógicamente, por debajo de estas magnitudes la frecuencia se eleva de forma importante: por ejemplo, cada año se registran más de cien terremotos con magnitudes mayores o iguales a 4.5 (Kostoglodov y Pacheco, 1999).



Figura 3.6

Sismicidad moderada y grande (M>6.5) en México durante el siglo XX. Los círculos rojos indican eventos superficiales (profundidad menor que 35 Km) asociados a la subducción en la costa del Océano Pacífico, a fallamiento cortical en la Placa Norteamericana o al límite transcurrente Pacífico-Norteamérica. Los círculos azules representan eventos profundos (profundidad superior a 35 Km) intraplaca relacionados con la subducción de la Placa de Cocos -los analizados en este estudio-. (Kostoglodov y Pacheco, 1999)

La variedad en las fuentes y características de la sismicidad es también muy grande (Fig. 3.6): si bien los sismos más importantes que se registran en el país se presentan como eventos interplaca debidos a la fricción entre placas durante la subducción de las Placas de Cocos y Rivera bajo la Norteamericana en la costa del Océano Pacífico (e.g., Jalisco, 1932, M=8.2; Michoacán, 1985, M_w=8.0), también se presentan en menor medida como sismos intraplaca en el centro y sur de México, tanto en la placa oceánica subducida (e.g., Oaxaca, 1931, M=7.8; Orizaba, 1973, M_w=7.3; Oaxaca, 1999, M_w=7.4) como en el interior de la Placa de Norteamérica (corticales someros generalmente asociados a sistemas de grábenes -e.g., Río Balsas- o de fallamiento cortical preexistente -e.g., Acambay, 1912, M=6.9; Jalapa, 1920, M=6.4). Por último existe importante sismicidad relacionada con el límite transcurrente Pacífico-Norteamérica en el norte de Baja California (fallas Cerro Prieto e Imperial -e.g., 1934, M=7.1-, con su continuación en territorio estadounidense en el sistema de San Andrés), y cierta tasa de sismicidad moderada o baja asociada a los márgenes transcurrentes del Golfo de California y Cocos-Rivera, así como a la dorsal que separa estas últimas placas de la del Pacífico.

Lógicamente, como es habitual en un margen convergente, los denominados 'sismos de subducción' -*interplaca*- no son sólo los de mayor tamaño, sino también los más frecuentes; por ejemplo, del catálogo de sismos moderados y grandes (M≥6.5) ocurridos en México durante el siglo XX (Kostoglodov y Pacheco, op. cit.), que incluye 161 eventos, el 48% son *interplaca en zona de subducción*, el 29% son 'profundos' -*intraplaca en zona de subducción*-, sólo un 2% son 'corticales' -*intraplaca dentro de la placa Norteamericana*- y el otro 21% restante se produjo a lo largo de las dorsales, las fallas en el norte de Baja California y dentro de la Placa del Pacífico.

A efectos de riesgo sísmico, desafortunadamente, casi todas las clases de terremotos citadas, a partir de una cierta magnitud, constituyen una grave amenaza para la población y las infraestructuras. Los sismos relacionados con la subducción (interplaca e intraplaca), por su elevada magnitud y localización -somera en el caso de los interplaca, bajo la zona más densamente poblada del país los intraplaca-, y los demás sismos (corticales en la Placa Norteamericana y del límite transcurrente PA-NA), por su escasa profundidad, lo que los hace altamente destructivos localmente. Tan sólo los terremotos relacionados con los límites entre las placas oceánicas (Pacífico, Cocos y Rivera) carecen de dicho potencial destructivo, tanto por su magnitud moderada como por su localización lejos de zonas pobladas.

Este trabajo está encaminado al estudio de la atenuación relativa a los eventos intraplaca que se producen en la zona centro-meridional de México. Con el término 'eventos intraplaca', como se verá en el siguiente apartado, se denomina realmente en este estudio a los terremotos de mecanismo normal y profundidad intermedia que se dan en el interior de la porción subducida de la Placa de Cocos. Por ello, de aquí en adelante, una vez analizados los rasgos fundamentales de la sismicidad general de México, y como se ha venido haciendo con las descripciones tectónica y geológica, se centrará la atención en la sismicidad predominante en la citada zona, así como en los rasgos tectónicos principales que condicionan aquélla.

3.4 SISMOTECTÓNICA DE MÉXICO CENTRAL

El área central de México se caracteriza tectónicamente por la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa de Norteamérica y, más al norte, por la de la Microplaca de Rivera bajo la Norteamericana. El proceso de subducción en la costa occidental de esta región viene dándose, como se ha visto en **3.2**, desde los inicios del Mesozoico, y ha sido el causante de la gran complejidad geológica de la zona y de la existencia de un cinturón volcánico activo y una elevada tasa de sismicidad. En la actualidad, sin embargo, las condiciones del margen convergente son muy diferentes a las del pasado, en el que la vieja Placa de Farallón subducía bajo Norteamérica, puesto que la placa oceánica de Cocos es muy joven. Este hecho, unido a algunas otras particularidades de la región que se verán a continuación, condiciona fuertemente la tectónica y genera un patrón de sismicidad muy determinado.

3.4.1 Tectónica de la subducción de la Placa de Cocos

La placa oceánica de Cocos, a lo largo del límite convergente que delimita su subducción bajo las Placas Norteamericana y Caribe en la costa occidental de América Central, presenta su menor edad en la costa mexicana. Esto es debido, lógicamente, a la proximidad de la dorsal a la fosa oceánica en esa zona, tanto más próxima cuanto más hacia el norte de la Placa de Cocos. De este modo, esta placa presenta edades entre los 11 y 20 m.a. desde Colima (ca. 104° W) hasta Tehuantepec (ca. 94° W) (véase Figura 3.8), mientras que al sudeste del Istmo los valores saltan hasta los 30 m.a. Por otra parte, la velocidad relativa de la Placa de Cocos, elevada por término medio, aumenta desde los 4.7 cm/año cerca de Colima hasta los 6.7 cm/año cerca de la intersección de la Zona de Fractura de Tehuantepec con la fosa, para disminuir nuevamente hacia el sur, según el reciente modelo NUVEL 1A (De Mets et al., 1994). Además debe señalarse que en toda el área la dirección de convergencia es aproximadamente perpendicular a la de la fosa oceánica.

Respecto al ángulo con que se introduce la placa oceánica bajo la continental norteamericana, la Placa de Cocos muestra importantes variaciones que se reflejan en el vulcanismo y la sismicidad que induce. En todo el segmento desde el límite de las Placas de Rivera y Cocos (estado de Colima) hasta el Istmo de Tehuantepec (estado de Oaxaca), que abarca los estados de Colima, Michoacán, Guerrero y Oaxaca -el primero y el último sólo parcialmente-, los datos recogidos por diversos estudios⁵ parecen indicar que, en la dirección de convergencia, el *slab* primero buza con un ángulo pequeño (en torno a los 10-15°), posteriormente comienza a dejar de buzar a unos 100 Km de la fosa, alcanzando la casi horizontalidad a 250-300 Km de ella, donde se encuentra en torno a los 50-55 Km de profundidad, y finalmente vuelve a buzar, ya con un ángulo más pronunciado, próximo a los 45°

⁵ El modelo que aquí se presenta es el propuesto principalmente para el estado de Guerrero, en el que los numerosos estudios llevados a cabo (e.g., Suárez et al., 1990; Singh y Mortera, 1991; Singh y Pardo, 1993) han permitido describir con nitidez la geometría del plano de Benioff. Para el resto de la región de Colima a Tehuantepec la falta de datos sísmicos y geofísicos impide discernir entre este modelo y el que se comenta en la nota 6 para el centro de Oaxaca.

(Pardo y Suárez, 1995; Fig. 3.7b)⁶. Este comportamiento continúa hasta la Zona de Fractura de Tehuantepec; a partir de dicha zona hacia el sudeste (Chiapas) la subducción, debido a la mayor edad de la placa, presenta un ángulo de buzamiento más importante, cercano a 45° (Havskov et al., 1982; Ponce et al., 1992; Fig. 3.7d), que es el mismo tipo de subducción que se observa para la Placa de Rivera en el estado de Jalisco (Fig. 3.7a).



Figura 3.7

Perfiles de subducción en México Central para distintas latitudes. a) Perfil de la Placa de Rivera en el estado de Jalisco (ca. 20° N). b) Perfil de la Placa de Cocos en los estados de Michoacán y Guerrero (16-18° N). c) Perfil alternativo de la Placa de Cocos propuesto para el estado de Oaxaca (15-16° N). d) Perfil de la Placa de Cocos en el estado de Chiapas (13-15° N). (Kostoglodov y Pacheco, 1999)

Así pues la Placa de Cocos, a lo largo de su margen convergente en territorio mexicano, presenta dos modos de subducir bien diferenciados, determinados en buena medida por la edad y la velocidad de la placa en cada tramo. Estos factores -edad, velocidad de convergencia, ángulo de subducción-, que en buena medida determinan la estructura térmica de la zona de subducción y del *slab*, influyen decisivamente en la sismicidad intraplaca, la

⁶ Alternativamente, para la zona centro de Oaxaca, se ha propuesto para explicar la sismicidad observada un buzamiento somero -cercano a los 20º- sin tramo horizontal (figura 3.7c; Singh et al., 1985; Pardo y Suárez, 1995). Sin embargo, no se ha podido verificar aún la validez de ninguno de los modelos comentados para dicha zona, debido a la falta de datos de sismicidad y de otros estudios geofísicos que permitan delinear con mayor exactitud la placa en subducción (Singh, com. pers.).

geometría del plano de Benioff-Wadati y el vulcanismo generado por el proceso. Para medir dicha dependencia se suele emplear el *parámetro térmico* ϕ definido como:

$$\phi = A \cdot v \cdot \cos \theta \cdot \sin \delta \tag{1.3}$$

donde *A* es la edad de la placa, *v* la velocidad relativa de movimiento de la placa, θ el ángulo entre la dirección normal a la fosa y la de movimiento de la placa, y δ su ángulo de subducción (Molnar et al., 1979; Kirby et al., 1991).

Para la subducción de la Placa de Cocos en México pueden introducirse, por tanto, los valores de A y v comentados para los dos tramos mencionados, considerarse asimismo θ como aproximadamente 90° para ellos y, respecto al buzamiento, tomar para el tramo entre Colima y Tehuantepec δ menor que 15° y para el tramo de Tehuantepec a Guatemala (Chiapas) como 45° -igual valor podría tomarse para la Placa de Rivera en Jalisco, como ya se ha comentado-. Con estos valores se obtiene un valor de ϕ menor que 1000 Km para la porción septentrional de la Placa de Cocos en México (Colima-Tehuantepec), y un valor superior a 1000 Km para la meridional (Chiapas).

Las zonas de subducción con o mayor que 1000 Km reciben el nombre de zonas de subducción de slab frío (cold slab) o zonas de subducción frías. Sus características son las consideradas a menudo -erróneamente- como paradigmáticas de los márgenes convergentes, puesto que son las más comúnmente observadas: sismicidad interplaca en la superficie de contacto entre las placas, sismicidad intraplaca en el slab para profundidades variables, que generalmente pueden alcanzar los 200-300 Km, y arco volcánico asociado paralelo a la fosa oceánica y ubicado más o menos cerca de la misma según el ángulo de subducción de la placa (el arco suele marcar el contorno estructural de 100 Km de profundidad del slab). Estas características 'típicas' son las que presenta la subducción de la Placa de Cocos en Chiapas -y más al sur, en Guatemala-, así como la Placa de Rivera en Jalisco⁷. En Chiapas la sismicidad interplaca es importante, pero no suele haber eventos extremadamente grandes, sino una actividad moderada bastante continua en el tiempo que permite la liberación de esfuerzos de una forma menos destructiva -salvo excepciones-; la sismicidad intraplaca existe y alcanza profundidades notables (250 Km), pero no es en ningún caso especialmente importante; igualmente el arco volcánico en Chiapas presenta un paralelismo perfecto con la fosa oceánica y la línea de costa -al igual que su continuación en Centroamérica-.

Por el contrario, la zona de Colima a Tehuantepec, como todas las que presentan φ inferior a 1000 Km, se denomina *zona de subducción de slab caliente (warm slab)* o *zona de subducción caliente*, y presenta unas características muy diferentes a las de un *slab frío* (e.g., Kirby et al. 1996). Dichas características, que dependen de cada zona, incluyen entre otras un buzamiento por lo general pequeño -asociado habitualmente a un *slab* joven-, una actividad intraplaca especialmente importante -además de la normal interplaca-, y un patrón volcánico

Atenuación Sísmica. Aplicación a Terremotos Intraplaca en México Central

⁷ El hecho de que la Microplaca de Rivera, muy joven (9-11 m.a.), comparta características de *slab frío* con el tramo más viejo (30 m.a.) de la Placa de Cocos en México (Chiapas) se debe a la pequeña velocidad relativa de la primera (entre 1.4 y 1.9 cm/año). De hecho, en esta placa los eventos intraplaca son relativamente poco habituales, y no parecen exceder la M_w =5.0. (Singh et al., 2001a).

complejo, a menudo distante de la fosa y con discontinuidades (*sags*) en su distribución espacial (e.g., Perú; Gutscher et al., 1999). Zonas de subducción de *slab caliente* son, por ejemplo, Cascadia, Perú, el norte y el sur de Chile, o el sudoeste de Japón.

Por todo lo expuesto podemos concluir que la zona en la que se centra este estudio, que abarca la costa mexicana del Pacífico desde el estado de Colima hasta el de Oaxaca (Istmo de Tehuantepec), presenta unas características sismotectónicas de subducción de la Placa de Cocos bajo la de Norteamérica acordes con los denominados *slabs calientes*.

3.4.2 Sismicidad asociada a la subducción de la Placa de Cocos

Sísmicamente la región centro meridional de México se caracteriza por numerosos e importantes terremotos, tanto interplaca como intraplaca (Fig. 3.8). En concreto, es en esta zona donde tienen lugar los mayores eventos intraplaca de profundidad intermedia y mecanismo normal de todo México y buena parte del mundo, razón por la que se ha elegido en el presente trabajo.

Para comprender plenamente la sismotectónica de la región es preciso analizar con más detalle el patrón de sismicidad de la misma y la relación que existe entre los distintos tipos de eventos que tienen lugar. Como es habitual en una zona de subducción existen básicamente dos tipos de sismos ya comentados, cuya distribución se ajusta a lo observado en otras regiones de *slab caliente* del mundo:

i) Terremotos interplaca (o 'de subducción')

Se trata, como ya se ha mencionado, de los eventos más numerosos y de mayor tamaño (magnitudes M_w hasta 8.0-8.2 en el siglo XX). Son debidos a la fricción entre las placas en la zona de contacto entre ellas y, por lo tanto, se producen a baja profundidad (entre 5 y 35 Km), en las proximidades de la fosa oceánica -cerca de la línea de costa- y presentan mecanismo de falla inversa -régimen compresivo- con planos de buzamiento somero.

La longitud de ruptura de los grandes sismos de subducción registrados varía entre los 50 y los 250 Km en dirección paralela a la costa, como puede apreciarse en la Figura 3.8. Por su ubicación y profundidad son en algunos casos tsunamigénicos (e.g., Colima-Jalisco, 1995). Además, su escasa profundidad favorece la generación de ondas superficiales que, propagándose a favor de la dirección de convergencia de las placas como en una guía de ondas, han producido daños devastadores en las cuencas sedimentarias del interior del país (e.g., Michoacán, 1985, con cuantiosas pérdidas en el Valle de México, a 400 Km del epicentro).

A lo largo de la zona que nos ocupa existen tres brechas o *gaps* sísmicos en los que no se tiene constancia de grandes eventos por lo menos en los últimos noventa años, y en los que se llevan a cabo numerosos estudios en la actualidad. Estas regiones son: el Graben el Gordo (EGG en la Figura 3.8), la Costa Grande de Guerrero (*Gap* de Guerrero) y Tehuantepec. El



potencial sísmico de cada uno de ellos no ha sido aún claramente determinado, si bien el de la Brecha de Guerrero parece ser en cualquier caso muy notable (Kanamori et al., 1993).

Figura 3.8

Sismotectónica de la región centro meridional de México. Las flechas rojas indican la dirección de convergencia de las placas supuesta la Norteamericana estática. El trazo rojo discontinuo indica la posición de la Dorsal del Pacífico Este (DPE), y el trazo rojo discontinuo con triángulos la Fosa Centroamericana (MAT). Se muestran las áreas de ruptura de los mayores eventos interplaca del siglo XX, así como la localización de los eventos intraplaca más notables, tanto de subducción (explosiones rojas), como corticales (explosiones azules). (Kostoglodov y Pacheco, 1999)

ii) Terremotos intraplaca (o 'profundos')

Como su nombre indica se trata de sismos que se producen en el interior de la placa oceánica en subducción, a una cierta profundidad a lo largo de la dirección de convergencia. Dentro de estos eventos intraplaca debe señalarse la existencia de dos tipos distintos, consecuencia del diferente estado de esfuerzos reinante en las diversas porciones de la placa en subducción (véase Capítulo 4, apartado **4.2**): por una parte, bajo la interfaz acoplada de las placas, y a profundidades entre los 28 y 38 Km, se producen sismos pequeños o moderados de mecanismo inverso, con un plano fuertemente buzante (40 a 80°); por otra parte, bajo esa zona, tienen lugar eventos de mecanismo normal, a profundidades entre los 35 y 80 Km, y con planos de falla de buzamiento variable.

Ambos tipos de terremotos comparten similar geometría del plano de falla: azimut paralelo a la fosa oceánica (NW-SE) y buzamiento en el sentido de movimiento de la Placa de Cocos (NE), si bien difieren en el resto de caracteres. Los primeros sismos son, lógicamente, compresivos -mecanismo inverso-, relativamente someros -pueden darse en la corteza oceánica-, se ubican cerca de la costa, son más o menos frecuentes y no suelen ser de gran magnitud ni provocar daños importantes por lo general. Los segundos, en cambio, son

distensivos -mecanismo normal-, alcanzan notable profundidad -hasta 80 Km-, son bastante frecuentes -menos que los interplaca-, pueden ser de elevada magnitud -casi tanta como los interplaca- y parecen darse todos ellos en el manto oceánico subducido (Singh et al., 2001a). Este hecho se debe a que la litosfera oceánica presenta una mayor resistencia a la ruptura, con lo que la transición quebradizo-dúctil se presenta a mayor profundidad que en el caso de la litosfera oceánica, y puede darse comportamiento frágil en el manto oceánico.

De lo expuesto se desprende la mayor importancia, tanto a efectos de conocimiento de los procesos en una zona de subducción como de riesgo sísmico, de los terremotos intraplaca de mecanismo normal y profundidades intermedias. En realidad prácticamente todos los sismos intraplaca de magnitud importante acaecidos en el siglo XX corresponden a este grupo (véase el Capítulo 4 y el Apéndice A), y la denominación de 'sismos profundos' se refiere realmente a este tipo de eventos, y no a ambas clases de intraplaca.

En esta clase de sismos es, precisamente, donde se centra el presente estudio, razón por la que de ahora en adelante se denominará como sismos o eventos intraplaca únicamente a los de mecanismo normal y profundidades intermedias, una vez se ha aclarado cómo estos terremotos no son los únicos que tienen lugar dentro del *slab* en una zona de subducción.

En el próximo capítulo se analizan con más detalle estos terremotos, su importancia y las investigaciones recientes a que han dado lugar, y se relacionan a su vez con los diversos estudios de atenuación llevados a cabo en la región y con el que se presenta en este trabajo.

. Sismicidad Intraplaca y Atenuación Sísmica en México Central: Importancia de su Estudio

<u>4. SISMICIDAD INTRAPLACA Y ATENUACIÓN SÍSMICA EN MÉXICO</u> CENTRAL: IMPORTANCIA DE SU ESTUDIO

A la luz de lo expuesto en los dos capítulos precedentes se está ya en condiciones de presentar de forma completa los objetivos y el método seguido en este trabajo para la determinación de la atenuación sísmica relacionada con los terremotos intraplaca en el centro de México. Sin embargo, y antes de proceder a ello, se ha considerado oportuno subrayar a través de este capítulo un par de aspectos.

Por una parte, la importancia que tienen los estudios sobre la sismicidad intraplaca en cualquier zona de subducción, y en particular en México, donde este tipo de eventos ha cobrado especial importancia recientemente. En concreto, en los últimos siete años se ha producido en la zona centro de México un número inusualmente alto de eventos normales intraplaca, entre ellos cuatro con $M_w \ge 6.9$. Estos seísmos presentan en ocasiones, como se verá en el apartado **4.2**, características poco usuales, y han sido objeto de numerosos estudios.

Por otra parte, cabe recalcar igualmente la importancia que los estudios de atenuación sísmica tienen para la región, y presentar los principales trabajos relacionados con la atenuación llevados a cabo en el área, que serán de utilidad posterior para contrastar los resultados logrados en este estudio.

4.1 IMPORTANCIA DE LA SISMICIDAD INTRAPLACA EN MÉXICO CENTRAL

Como ha quedado de manifiesto a lo largo del Capítulo 3, los terremotos intraplaca son un rasgo fundamental de las zonas de subducción, y muy a menudo de las de *slabs calientes* en especial, tanto por su peligrosidad sísmica¹ como por la utilidad de su estudio para comprender mejor el funcionamiento y los procesos que gobiernan estas regiones tectónicas.

En México, y en concreto en la zona de subducción de la Placa de Cocos, donde como se ha visto se dan los más notables eventos de esta clase, los terremotos intraplaca son particularmente importantes², y alcanzan magnitudes moderadas y grandes³ con relativa frecuencia -recuérdese que constituyen más de la cuarta parte de los grandes sismos acaecidos en el país en el siglo XX-. Este hecho, unido a la mencionada localización de los hipocentros bajo el área más densamente poblada del país⁴, ha provocado que estos sismos hayan causado numerosos daños humanos y materiales a lo largo de los dos últimos siglos en las ciudades y pueblos del altiplano mexicano (e.g. Michoacán, 1858, M≈7.7, afectó

¹ Como muestra baste citar los recientes terremotos de El Salvador (13 de Enero de 2001, M_w =7.7) y Washington (28 de Febrero de 2001, M_w =6.8), el primero de ellos con devastadoras consecuencias para la población salvadoreña.

² En el Apéndice A se recoge un 'Catálogo de Sismicidad Intraplaca en México Central del siglo XX', que puede ofrecer una visión más completa de este fenómeno en la región.

³ La magnitud máxima alcanzada por este tipo de eventos en los últimos dos siglos parece ser próxima a 8 (Singh, Ordaz y Pérez-Rocha, 1996).

⁴ Dicha área comprende el Cinturón Volcánico Transmexicano y el altiplano -sólo en el Valle de México se concentra más del 25% de la población mexicana-.

fuertemente Michoacán y Ciudad de México; Oaxaca, 1931, M=7.8, daños en la ciudad de Oaxaca; Río Balsas, 1964, M=7.2; Orizaba, 1973, M_w =7.3; Huajuapan de León, 1980, M_w =7.0, daños en Veracruz, Puebla y Oaxaca; Tehuacán, 1999, M_w =6.9, importantes daños en la ciudad y estado de Puebla; Puerto Escondido, 1999, M_w =7.4, daños en el estado de Oaxaca).

De hecho, si se excluyen de las estadísticas los datos del Valle de México, especialmente sensible a las ondas superficiales características de los sismos interplaca por sus anormales características de suelo y su elevada población, los daños humanos y materiales causados por los intraplaca son aproximadamente los mismos que los provocados por los interplaca, pese a la mayor frecuencia y magnitud de estos últimos (Singh et al., 2001a).

Por otra parte, los sismos intraplaca, por localizarse a cierta profundidad en el interior de la placa en subducción y por sus propias características focales, son una herramienta muy útil para delinear la posición del *slab*, lo que a su vez permite comprender mejor los mecanismos implicados en una zona de subducción.

Por todo esto los sismos intraplaca en México Central han sido objeto de numerosos estudios, muchos de ellos referidos ya con anterioridad. En los últimos años, además, la notable mejora experimentada por las redes sísmicas mexicanas locales y regionales, tanto acelerométricas como de banda ancha, unida al mencionado incremento en la actividad intraplaca, ha permitido registrar un alto número de eventos de estas características de muy diversas magnitudes. Todo ello ha dado como resultado un intenso estudio de esta sismicidad en el último decenio, que ha permitido mejorar apreciablemente la comprensión acerca de este fenómeno en México y, por ende, a escala mundial. Precisamente es dentro de esta 'nueva generación' de trabajos sobre los terremotos intraplaca donde se enmarca el presente estudio.

Han sido y son varios los objetivos que se persiguen con la realización de estas investigaciones, que emplean en su desarrollo muy diversas técnicas sismológicas y geofísicas. Principalmente podría decirse que la comprensión profunda de la sismicidad intraplaca permite:

- Mejorar el conocimiento sobre la geometría del plano de Benioff-Wadatti en el área y, en general, sobre los diversos procesos implicados en una zona de subducción.
- Conocer con mayor detalle la sismicidad general en una zona de subducción, así como la relación entre los terremotos interplaca e intraplaca dentro de la misma.
- Explicar la localización de los volcanes activos.
- Comprender más profundamente los procesos en la fuente para este tipo de sismos.
- Estimar el movimiento esperado del suelo para estos eventos a partir de la determinación de sus funciones de transferencia.
- Determinar el riesgo sísmico generado por estos sismos.

A continuación se revisarán someramente las teorías comúnmente aceptadas acerca de la sismicidad intraplaca y su relación con la interplaca, y su aplicación a la región centromeridional mexicana, que presenta ciertas complicaciones muy ilustrativas al respecto.

4.2 CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD INTRAPLACA EN MÉXICO CENTRAL

A partir del análisis de las distintas zonas de subducción en el mundo se ha elaborado, a lo largo de las últimas décadas, una teoría más o menos consistente que explica la existencia de terremotos profundos en el interior del *slab*. En líneas generales la sismicidad intraplaca en México se corresponde bien con lo predicho por esta teoría, que permite justificar buena parte de las observaciones realizadas en el área. Sin embargo, y a raíz de los numerosos datos que la elevada actividad intraplaca de los últimos años ha aportado, dicha teoría debe ser revisada y completada para poder explicar en su totalidad la evidencia empírica en la zona.

4.2.1 Explicación de la sismicidad intraplaca en las zonas de subducción

La mencionada teoría, desarrollada en la década de los ochenta (e.g. Malgrange y Madariaga, 1983; Astiz y Kanamori, 1986; Dmowska et al., 1988; Lay et al., 1989), se basa en la observación, hasta hace poco común para todas las zonas de subducción, de que la sismicidad intraplaca en dichas zonas sigue un patrón espacial y temporal muy determinado a lo largo de un ciclo sísmico:

- i) antes de un gran evento interplaca en la superficie de fricción se observan sismos intraplaca de tensión -normales- a cierta profundidad a lo largo del buzamiento del slab en su borde inferior, y sismos intraplaca compresivos -inversos- de menor magnitud hacia la zona más somera del slab, bajo su borde superior (ambas clases de terremotos son precisamente los comentados en el apartado 3.4).
- ii) tras la ocurrencia de un gran sismo interplaca en la interfaz la situación prácticamente se invierte: los seísmos en la zona superior pueden presentar a veces mecanismo normal, mientras que los más profundos disminuyen notablemente su frecuencia y magnitud, pudiendo aparecer incluso algún evento de mecanismo inverso.

Como es lógico, pasado el suficiente tiempo tras *ii*), con la consecuente ausencia o escasez de eventos intraplaca normales en profundidad, el estado de esfuerzos en la región vuelve a adquirir las características de *i*), con lo que el ciclo sísmico comienza nuevamente y, por tanto, la actividad intraplaca normal recupera su tasa anterior a *ii*).

Este patrón puede explicarse sencillamente como consecuencia de la variación temporal de los esfuerzos en la zona debido al bloqueo y desbloqueo de la superficie de contacto entre las placas tectónicas (véanse las referencias anteriores y además Christensen y Ruff, 1988; Astiz et al., 1988). Según esto, en general, en una zona de la interfaz entre placas en la que no se haya dado un evento interplaca importante en un periodo suficientemente elevado de tiempo (*gap* sísmico), se generan progresivamente esfuerzos de tensión como consecuencia del 'tirón gravitacional' de la placa en subducción (*slab pull*). Dichos esfuerzos se propagan a lo largo de la placa en dirección descendente hasta profundidades intermedias, a las que inducen los sismos de mecanismo normal cerca de la superficie inferior del *slab*

comentados en *i*) (Fig. 4.1a). Por su parte, la actividad intraplaca inversa bajo la zona de acoplamiento se explica por el predominio en esa zona de esfuerzos compresivos, tanto por la influencia del empuje de la dorsal (*slab push*) y el bloqueo de la interfaz como, en el caso de México, por la peculiar geometría de la placa, que presenta en esa zona un combamiento mayor que da lugar a esa clase de esfuerzos (Fig. 4.1b y Fig.3.7b).



Figura 4.1

a) Estado de esfuerzos en el interior de una placa en subducción. T: fosa oceánica (*trench*). V: arco volcánico. b) Sismicidad interplaca e intraplaca asociada a la zona de subducción. Las flechas indican las direcciones predominantes de los esfuerzos de tensión. (Modificado de una figura cedida por el Dr. Ferrari de la UNAM -referencia desconocida-)

Una vez se desacopla la superficie de fricción mediante un gran evento interplaca, se produce una propagación de esfuerzos compresivos -o al menos se detiene la acumulación de esfuerzos distensivos- a lo largo del buzamiento del *slab*. Estos esfuerzos compresivos inhiben los esfuerzos de tensión que existían previamente y, en consecuencia, la actividad intraplaca normal en profundidad (Dmowska y Lovison, 1988). A su vez, en la zona somera, la liberación de la interfaz provoca una relajación de esfuerzos, por lo que pueden aparecer esfuerzos distensivos que generen pequeños sismos intraplaca normales, como se ha indicado en *ii*).

Esta teoría ha permitido explicar numerosos terremotos en zonas de subducción, como el de Sanriku, Japón, 1933, el de 1950 en el Norte de Chile o el de 1990 en la Fosa de las Marianas (véanse las referencias para todos ellos en Santoyo et al., 2001).

4.2.2 Características generales de la sismicidad intraplaca en México Central

Para la zona de subducción centro meridional de México se pensó en un principio, a la vista de las primeras observaciones, que la teoría presentada también podía explicar plenamente la sismicidad de la región (Lay et al., 1989). En efecto, la mayor parte de las características explicadas a lo largo de las secciones **3.4.2** y **4.2.1** se cumple para la región de

estudio, en especial las referentes a la ubicación espacial de los sismos intraplaca de mecanismo normal e inverso y a su rumbo, en general paralelo a la línea de costa. Además, entre otros rasgos notables de los seísmos intraplaca de mecanismo normal en esta zona, pueden citarse: ejes de tensión orientados aproximadamente en la dirección y buzamiento de la placa en subducción -lo cual se corresponde con lo explicado en **4.2.1**- y escasa actividad de réplicas en comparación con eventos de otras clases (Singh, com. pers.) -actividad que, lógicamente, disminuye con la profundidad del evento principal-.

También la mencionada teoría puede dar una explicación razonable sobre otro aspecto clave de este tipo de sismicidad en el centro de México: su localización, cuya utilidad como herramienta para poder delimitar los contornos de la placa en subducción y, en consecuencia, explicar la actividad volcánica es inestimable. De hecho, los modelos de subducción de la Placa de Cocos para la región presentados en la sección **3.4.1** han sido construidos, en buena medida, a partir de las localizaciones hipocentrales de los eventos intraplaca, que constituyen el mejor indicador de la posición de la litosfera oceánica subducida. Así pues, la sismicidad intraplaca es la principal valedora del modelo de combamiento, cuasi-horizontalidad y nuevamente posterior combamiento que parece presentar la Placa de Cocos en el tramo comprendido entre Colima y Tehuantepec, en el que se centra este trabajo.

Además, precisamente respecto a la ubicación de los hipocentros de los terremotos intraplaca, surgen dos preguntas de gran interés y profundamente relacionadas con la tectónica de la región y que, pese a ello, aún no han sido plenamente respondidas: ¿por qué no existen, en la zona entre Colima y Tehuantepec, sismos intraplaca a profundidades superiores a 80 Km? y ¿a qué se debe la especial concentración de hipocentros que se observa en torno a la Cuenca del Río Balsas?

La explicación de ambas parece deberse en buena medida a las características de la subducción en una zona de slab caliente. En primer lugar, para explicar por qué la sismicidad intraplaca en la zona de estudio desaparece a unos 250 Km de la fosa oceánica, a bastante distancia aún del Cinturón Volcánico Transmexicano y a profundidades nunca superiores a los 80 Km, debe considerarse uno de los fenómenos principales en una zona de subducción: la deshidratación del slab. Este proceso se da, en la zona que nos ocupa, en un corto intervalo de tiempo y de profundidades debido a la elevada temperatura de la placa en subducción que, en esta zona, presenta las menores edades. Por este motivo el proceso de deshidratación cesa antes de los 80 Km de profundidad. Ahora bien, ¿qué relación hay entre este fenómeno y la ausencia de sismicidad? Parece ser que el agua resultante de la deshidratación es el factor desencadenante de la sismicidad. Esto es debido a que, aunque lógicamente siguen influyendo más allá de los 80 Km todos los mecanismos habituales en una zona de subducción (slab pull, ridge push, cambios mineralógicos, etc.), el agua actúa como lubricante y facilita hasta tal punto el movimiento sísmico que su ausencia a profundidades superiores a 80 Km podría inhibir la actividad sísmica por completo. Este hecho concuerda con numerosos estudios sobre mecánica de rocas y reología en zonas de subducción (Scholz, 1990).

Por otra parte, en relación con la acumulación de eventos intraplaca normales (profundidades entre los 45 y 70 Km) en la zona de Michoacán y el NW de Guerrero -depresión topográfica de la Cuenca del Río Balsas-, la explicación está íntimamente ligada a la anterior: la rápida deshidratación del *slab* genera, al igual que en otras zonas de subducción caliente (e.g. Cascadia, sur de Chile), una cuenca por subsidencia -cuenca de antearco (*forearc basin*)- que precede al cinturón volcánico activo (en este caso el Cinturón Volcánico Transmexicano) y en la que, debido a la subsidencia, la sismicidad se acentúa. La formación de este tipo de cuencas no está plenamente explicada, pero podría relacionarse con la pérdida de fluidos por parte de los basaltos y gabros hidratados de la corteza oceánica del *slab* durante su transformación en eclogita a profundidades relativamente someras (hasta 70-80 Km).

4.2.3 Particularidades de la sismicidad intraplaca en México Central

Hasta aquí se han descrito los rasgos principales de la actividad sísmica intraplaca en el centro de México que pueden explicarse a través de la teoría expuesta en **4.2.2**. Como se ha visto, dicha teoría permite justificar en buena medida las observaciones, con lo que en general puede decirse, por lo tanto, que las características de la geometría del plano de Benioff y de la actividad intraplaca en México Central se conocen con bastante detalle en la actualidad. Sin embargo, como ya se ha comentado anteriormente, existe una serie de particularidades notables, descubiertas en buena parte en los últimos años, que merecen ser revisadas y plantean serios interrogantes sobre la validez de algunos puntos de la teoría mencionada. Por ello resulta interesante describirlas brevemente, para calibrar en su justa medida la complejidad que actualmente implica el estudio de los terremotos intraplaca en esta y otras zonas de subducción del mundo.

Las principales dudas que las observaciones recientes han introducido en el modelo expuesto se refieren a la secuencia temporal entre los eventos intra e interplaca, así como a la localización espacial -más o menos lejos de la fosa oceánica- de los sismos intraplaca. Ambos aspectos parecen depender directamente de la interacción mutua entre los terremotos intraplaca e interplaca.

En la sección **4.2.1** se ha visto que, en un principio, se suponía que los grandes sismos intraplaca se producían bajo la interfaz a cierta profundidad a lo largo del buzamiento del *slab*, a distancias por lo general superiores a 150 Km de la zona de acoplamiento -que, aproximadamente, queda marcada por la fosa oceánica o la costa-. Así, por ejemplo, el sismo de Oaxaca de 1931, a tan sólo 65 Km de la costa, se consideraba hasta hace relativamente poco tiempo una excepción a la teoría explicada.

Sin embargo, algunos de los sismos intraplaca más recientes, como el de Zihuatanejo (1994, M_w =6.6), el de Caleta de Campos (1997, M_w =7.1) u otros de menor tamaño (e.g. 22 de Mayo de 1997, 20 de Abril de 1998)⁵, no se ajustan a lo esperado. Estos seísmos, junto con

⁵ Todos ellos incluidos en este estudio (nºs 3, 4, 5 y 6 respectivamente).

algún otro reciente también incluido en este trabajo (e.g. Puerto Escondido, 1999, M_w=7.4; nº 9), presentan respecto a la teoría explicada uno o los dos rasgos anómalos siguientes:

- se ubican a distancias muy pequeñas de la costa (35 Km el de Zihuatanejo, 20 Km el de Puerto Escondido) o en la propia costa (Caleta de Campos). En concreto algunos de estos sismos (Caleta de Campos, Zihuatanejo) se localizan inmediatamente debajo de las zonas afectadas por la ruptura de interplaca previos.
- se han producido no antes, sino poco después de los grandes interplaca en cada zona (entre diez y quince años para todos los mencionados salvo para el de Puerto Escondido)⁶.

A raíz de los numerosos estudios que estos y otros sismos intraplaca recientes han generado (e.g. Cocco et al., 1997; Mikumo et al., 2000; Singh et al., 2000; Gardi et al., 2000; Singh et al., 2001b), y que a su vez han involucrado una revisión exhaustiva de la sismicidad intraplaca en todo el siglo XX (Singh et al., 2001a), el punto de vista en la actualidad ha cambiado, y se asume que posiblemente este tipo de eventos, tanto en su proximidad a la costa como en su localización temporal poco tiempo después de la actividad interplaca⁷, sea más frecuente en esta zona de México de lo que se suponía.

Para explicar esta aparente anomalía se han propuesto varias teorías, si bien ninguna ha sido hasta el momento confirmada plenamente, y por ahora sólo pretenden justificar los sismos en estudio, y no elaborar un modelo general que intente explicar este comportamiento para cualquier intraplaca posterior en el mismo ciclo sísmico a un interplaca.

Así, Cocco et al. (1997) han intentado explicar el sismo de Zihuatanejo, posterior a una importante secuencia de eventos inversos entre 1979 y 1985, como producto de la geometría del *slab* en esa región. Según este modelo la ocurrencia de la secuencia interplaca previa en la zona podría inducir una transferencia de esfuerzos compresivos a lo largo del *slab* que, al transmitirse hasta alcanzar la zona de mayor curvatura de la placa (véase Fig. 4.1b), produciría la aparición de esfuerzos de tensión en su extremo inferior, que podrían generar la actividad intraplaca. Esta hipótesis se ha visto apoyada por estudios recientes de modelado numérico (Gardi et al., 2000), que parecen corroborar la influencia que la peculiar geometría del plano de Benioff en la región puede tener sobre el estado de esfuerzos dentro del *slab* y, por tanto, sobre el patrón de sismicidad. Estos estudios subrayan, además, la importancia del empuje de la dorsal (*rigde push*) frente al tirón gravitacional de la placa en subducción (*slab pull*), debido a la escasa longitud y buzamiento del *slab* en la región.

Por su parte, Mikumo et al. (2000) han tratado de explicar la ocurrencia del sismo de Caleta de Campos, justo bajo la zona de ruptura del gran terremoto de Michoacán de 1985, como consecuencia de un cambio en el estado de esfuerzos local ocasionado por dicho

⁶ Las expresiones 'antes' y 'después' se emplean aquí en referencia a un mismo ciclo sísmico. Lógicamente tras el final de todo ciclo sísmico se repite uno nuevo, de modo que con el paso del tiempo siempre pueden observarse intraplaca tras eventos interplaca. Sin embargo, y dado que el periodo de recurrencia para sismos grandes en la zona se estima superior a los 35 años, la particularidad de estos eventos es que se produjeron muy poco tiempo después de los interplaca, antes de que el estado de esfuerzos regional volviera a ser como al inicio del ciclo sísmico.

⁷ En este sentido no debe perderse de vista que al menos una parte de la sismicidad tiene siempre carácter aleatorio, por lo que no se pretende explicar plenamente la relación en el tiempo entre todos los eventos intra e interplaca.

interplaca. En concreto, estos autores, en un estudio posterior (Santoyo et al., 2001), han encontrado que el evento intraplaca tuvo lugar precisamente en la zona de mayor aumento del esfuerzo vertical cosísmico de cizalla provocado por el gran terremoto interplaca.

Estas teorías, sin embargo, no pueden explicar aún la existencia de algunos eventos próximos a la costa que no parecen haber sido precedidos en un tiempo próximo por grandes terremotos interplaca (e.g. Puerto Escondido, 1999).

Por todo ello en la actualidad continúan desarrollándose numerosos trabajos en esta área, aprovechando el cúmulo de datos recogidos en los últimos siete años. En concreto, un estudio de próxima aparición (Singh et al., 2001a) analiza el ciclo sísmico durante los últimos treinta años en la zona de Michoacán y el NW de Guerrero, la mejor instrumentada del país y en la que ha sido más intensa la actividad intraplaca de los últimos años⁸. Este estudio es especialmente interesante, por cuanto analiza la sismicidad tanto antes como después de la gran secuencia de terremotos interplaca de 1979-1985 mencionada anteriormente.

En suma, y sin entrar en mayor detalle, la sismicidad intraplaca en México Central responde en buena medida a la que proponen las teorías mencionadas previamente, pero debe prestarse igualmente atención a la interacción directa interplaca-intraplaca, que puede generar eventos intraplaca de magnitud importante por alguno de los mecanismos mencionados u otros que puedan determinarse, y que permite explicar las aparentes anomalías en la actividad respecto a las teorías establecidas.

4.3 ESTUDIOS PREVIOS SOBRE LA MATERIA

Para finalizar este capítulo se pretende esbozar con este apartado un resumen de los estudios de atenuación sísmica más relevantes llevados a cabo en la región de estudio, en los que se basa este trabajo, así como remarcar el papel del mismo dentro de las investigaciones sobre atenuación para eventos intraplaca de mecanismo normal realizadas a escala mundial. Con ello se intenta subrayar la importancia y necesidad de este trabajo, tanto para el territorio mexicano como para el conocimiento global de las zonas de subducción.

4.3.1 Estudios previos de atenuación sísmica en México Central

Debido al importante riesgo sísmico existente para las poblaciones de la región centromeridional mexicana y a la relevancia que la atenuación sísmica tiene en el diseño sismorresistente, han sido numerosos los trabajos elaborados hasta la fecha para intentar determinar las características de la misma en la zona. La práctica totalidad de ellos se ha basado en el estudio de los terremotos interplaca, y lo ha hecho además mayoritariamente desde la perspectiva del análisis de ondas de coda. La tendencia en este segundo aspecto se ha modificado en la última década mediante diversos trabajos sobre movimientos fuertes que

⁸ De los once terremotos analizados en este estudio seis corresponden al segmento de Michoacán y el noroeste de Guerrero.

constituyen los precedentes directos del presente trabajo. De hecho, el uso de los registros de movimientos fuertes para el cálculo de la atenuación es, posiblemente, la vía de investigación más directa para una región de sismicidad tan elevada y destructiva como México Central, pero hasta hace poco tiempo las dificultades técnicas para el buen registro de acelerogramas habían impedido este tipo de estudios.

En cambio el primer aspecto, el estudio exhaustivo de los terremotos interplaca en perjuicio de los intraplaca debido a su menor frecuencia y poder de destrucción en el Valle de México, no ha empezado a ser atendido hasta fecha muy reciente. Sólo algunos breves trabajos preliminares preceden a este estudio en el análisis de la atenuación de la sismicidad intraplaca para la región. Precisamente esta carencia casi absoluta de estudios en este campo es la que ha motivado la puesta en práctica de la investigación que se presenta, cuya aportación se pretende sea de utilidad para llenar un vacío prolongado durante muchos años.

Los trabajos que se presentan a continuación constituyen sólo una parte de los llevados a cabo en la zona. Se han seleccionado los considerados como más relevantes, tanto por su relación con este estudio como por las técnicas empleadas y los resultados obtenidos. Además sólo se han tenido en cuenta aquéllos que analizan un área de estudio similar a la elegida en este trabajo, o al menos lo suficientemente grande como para ser representativa. Para una revisión más detallada de otros trabajos véase Ottemöller et al. (2001), donde se presenta una interesante síntesis de muchos de ellos.

Estudios de atenuación basados en sismicidad interplaca

Los primeros estudios sobre ondas de coda y atenuación en la zona de subducción mexicana pronto sugirieron la existencia de una dependencia del factor de calidad con la frecuencia (e.g., Rodríguez et al., 1983; Mahdyiar et al., 1986). Estos trabajos, basados en registros cercanos a la costa de eventos interplaca, constataron además una fuerte atenuación para la región de Guerrero -superior a la observada en Oaxaca- que fue asociada a la mayor actividad tectónica de la primera -como se ha visto, en Oaxaca predominan los terrenos tectonoestratigráficos de basamento precámbrico-. En estos estudios, además, se llevaron a cabo las primeras regresiones para determinar la atenuación de V_{máx} y su relación con la magnitud (Mahdyiar et al., op. cit.).

Poco después Ordaz et al. (1989) dedujeron una expresión para predecir la aceleración pico de los terremotos interplaca a distancias inferiores a los 350 Km. Dicha ley viene dada por:

$$\log A_{\rm máx} = 1.76 + 0.300 \cdot M_{\rm w} - \log R - 0.0031 \cdot R \tag{1.4}$$

El interés de esta expresión, aparte de su utilidad evidente en Ingeniería Sísmica, estriba en poder compararla con la obtenida en este trabajo, que se presenta en el Capítulo 7.

En 1990 Castro et al. realizaron el primer trabajo en la región sobre atenuación sísmica de la amplitud espectral basado en acelerogramas. Dichos registros estaban, en ese caso, generados por eventos interplaca de magnitudes entre 4.0 y 7.0. Este estudio, precursor del más detallado de Ordaz y Singh (1992) -y, en consecuencia, indirectamente de este trabajo-

utilizó los registros de movimientos fuertes de la Red Acelerográfica de Guerrero para determinar el factor de calidad de dicha zona, los espectros de fuente de los sismos interplaca y la respuesta de sitio. El método empleado y su aplicación a los datos fueron similares a los que aquí se exponen, si bien la regresión se hizo de forma diferente y se analizaron frecuencias entre 0.1 y 40 Hz. Además, aparte de emplear datos de limitada calidad, el estudio se ciñó a los 133 Km más próximos a la costa del Pacífico. Los resultados, pese a estas limitaciones, mostraron una clara dependencia de Q con la frecuencia, expresada para la región como $Q=278 \cdot f^{0.92}$ para una expansión geométrica según R⁻¹, y como $Q=96 \cdot f^{0.96}$ para el caso de ondas superficiales (R^{-1/2}). Para las frecuencias entre 0.8 y 2 Hz estos autores hallaron valores negativos del factor de calidad, un problema muy típico en esta clase de estudios que se discutirá en los capítulos sexto y séptimo, y que básicamente indica una estimación teórica demasiado grande de la contribución de la expansión geométrica a la atenuación.

Dicho estudio fue inmediatamente seguido por el citado de Ordaz y Singh en 1992. Este trabajo es el precedente más directo del que aquí se presenta, tanto por su metodología como por el tipo de datos seleccionado, y constituye el equivalente a este trabajo para los terremotos interplaca, por lo que será la referencia principal con la que se compararán los resultados obtenidos en el Capítulo 7. Los datos, en este caso procedentes de ocho sismos de subducción con magnitudes M_w entre 5.1 y 8.0, fueron procesados de la misma forma que lo han sido en este trabajo -véase Capítulo 6-, aunque la calidad de los registros fue mucho menor que la que se ha podido disponer para los eventos intraplaca. Además, lógicamente, se aplicaron algunos factores propios de las particularidades de los eventos interplaca, de los cuales el más significativo es el coeficiente de expansión geométrica dependiente de la distancia, para incluir tanto el efecto de las ondas de cuerpo como de las superficiales -véase Capítulo 6 para una discusión sobre este aspecto en comparación con los eventos intraplaca-. En este trabajo, además de obtener los espectros de fuente para los sismos interplaca, los autores determinaron que la atenuación que afectaba las ondas de este tipo de seísmos a lo largo de la costa y hacia el interior del territorio mexicano era análoga, y obtuvieron una nueva ley de dependencia del factor de calidad con la frecuencia a partir de una regresión sobre estaciones hasta 323 Km. Esta expresión, que sustituye a la de Castro et al. (op. cit.) por provenir de un mejor y más amplio conjunto de datos, es la más aceptada en la actualidad para la región respecto a los terremotos interplaca, y será comparada con la obtenida para los terremotos intraplaca en el capítulo séptimo; su forma es:

$$Q(f) = 273 \cdot f^{0.66} \tag{2.4}$$

Además, aunque no llegaron a obtener valores negativos de Q, sí advirtieron análogamente una menor atenuación de las ondas para las frecuencias en torno a 1 Hz, como en el estudio anterior. Asimismo comprobaron una enorme amplificación de las ondas de frecuencias entre 0.2 y 2 Hz para las estaciones ubicadas sobre el Cinturón Volcánico Transmexicano, que atribuyeron a la presencia de unidades sedimentarias oligo-pliocénicas bajo la estructura del arco volcánico (el efecto de sitio para los sismos interplaca será también comparado con el obtenido para los intraplaca en el Capítulo 7).

Entre los años 1992 y 1997 aparecieron nuevos estudios de carácter más local pero en la misma línea que los anteriores (véase Ottemöller et al., 2001, para las referencias). Estos trabajos continuaron aportando evidencias de una alta atenuación para la región y, en especial, para Guerrero y la zona próxima a la costa, así como de la dependencia de dicha atenuación con la frecuencia, principalmente para frecuencias próximas a 1 Hz.

En los últimos años han aparecido nuevos estudios que aplican novedosos avances teóricos en el campo del esparcimiento y las ondas de coda. Entre ellos destacan los de Margerin et al. (1999) y Shapiro et al. (2000). El primero, a través de un modelo teórico muy sencillo pero de gran interés basado en una corteza difractante, analiza la Q_c entre 1 y 15 Hz, y subraya la importancia del efecto de dispersión debido al contraste de las propiedades de esparcimiento entre la corteza y el manto. Los autores concluyen con que la atenuación de la coda para la zona de costa mexicana puede explicarse mediante una atenuación intrínseca constante próxima a 1000 -por lo tanto relativamente pequeña-, prácticamente independiente de la frecuencia, y un scattering muy importante y altamente variable con la frecuencia, que domina para frecuencias próximas a 1 Hz. El modelo predice, además, de acuerdo con lo expuesto en el Capítulo 2, que las zonas tectónicamente activas, donde el camino libre medio de las ondas es similar al espesor cortical, están asociadas con bajos valores de Q_c para 1 Hz (entre 100 y 300) y fuerte dependencia con la frecuencia. Dicha dependencia se debe al efecto dispersivo del manto, predominante precisamente en zonas de corteza heterogénea, propia de regiones de elevada actividad tectónica. Para altas frecuencias (10 Hz), en cambio, domina la absorción anelástica caracterizada por Q_i, que apenas depende de la frecuencia.

Por su parte Shapiro et al. (2000), mediante el empleo de la recientemente deducida Ecuación de Transferencia Radiativa Elástica y la razón entre la densidad de energía para la onda S y la P, avalan el estudio anterior confirmando el predominio para frecuencias entre 1 y 3 Hz del régimen difusivo -aquél en el que, por predominio del esparcimiento, se da una completa aleatoriedad en las fases de las ondas incidentes-.

Recientemente Ottemöller et al. (2001) han elaborado un estudio sobre las variaciones laterales de la propagación de las ondas Lg en la región mediante técnicas de tomografía sísmica. Este interesante trabajo, que abarca precisamente la misma zona que aquí se analiza, se basa de nuevo en registros de eventos interplaca para determinar la relación entre las variaciones de Q_{Lg} y la estructura de la corteza continental. De este modo los autores logran distinguir, a partir de dichos cambios de Q_{Lg} , los diferentes terrenos tectonoestratigráficos mencionados en el capítulo anterior, que presentan distintas características tectónicas pese a hallarse todos ellos involucrados en el proceso de subducción.

Este estudio, además, confirma, por una parte, la elevada atenuación asociada al Cinturón Volcánico Transmexicano -debida, posiblemente, a fusión parcial de la corteza o a un alto número de heterogeneidades por los procesos tectónicos involucrados- y a la llanura costera del Golfo de México -justificada por un adelgazamiento cortical en dicha área-; por otra, la mayor atenuación para trayectorias paralelas a la costa que para aquellas dirigidas hacia el

interior del continente y, por último, apoya igualmente la tesis de un *scattering* predominante en la zona para frecuencias por debajo de 8 Hz.

Para justificar la gran correlación observada entre las variaciones de Q_{Lg} y la estructura cortical los autores consideran que dichos cambios reflejan fundamentalmente la atenuación extrínseca *-scattering-*, y se basan de nuevo en la relación existente entre las zonas de actividad tectónica reciente, caracterizadas por un elevado esparcimiento, y por tanto por una fuerte atenuación *-*pequeño valor de Q- (Dainty, 1981), para explicar la mayor atenuación observada en el terreno Guerrero *-*que ha sufrido más recientemente colisión tectónica- en comparación con los más antiguos terrenos Mixteco y Oaxaca.

Asimismo encuentran que el factor de calidad inverso, Q_{Lg}⁻¹, es más o menos constante para frecuencias menores a 1.6 Hz.

Los valores obtenidos para Q_{Lg} en los diferentes terrenos considerados, expresados en la forma de la ecuación (10.2), $Q_{Lg}=Q_o f^{\mu}$, se presentan en la Tabla 4.1, y será de gran interés su comparación con los resultados de este trabajo (Capítulo 7).

Región	Q ₀	μ
Promedio	204	0.85
Guerrero	193	0.87
Mixteco-Oaxaca	228	0.89
Cinturón Volcánico Mexicano	226	0.49
Golfo de México	170	0.92

Tabla 4.1

Valores de atenuación (Q₀ y μ) para las ondas Lg en la región considerada en este trabajo y en varias de las unidades tectónicas de la misma. (Adaptado de Ottemöller et al., 2001).

Primeros trabajos y resultados preliminares sobre eventos intraplaca

Hasta aquí se ha hecho referencia únicamente a algunos de los trabajos publicados sobre atenuación sísmica en la región basados en la sismicidad interplaca: ninguno de los estudios mencionados empleó datos de terremotos intraplaca. Esto se debió tanto al mayor interés hacia los eventos interplaca existente en ese momento como a la relativa ausencia de sismos intraplaca entre 1983 y 1994 comentada en este capítulo. El periodo de alta actividad intraplaca vivido desde 1994 ha generado una mayor atención hacia el tema, que ha dado lugar a algunos trabajos preliminares sobre la atenuación para este tipo de terremotos. Dichos trabajos han sido realizados con un reducido número de datos y con la idea de obtener una primera aproximación al fenómeno, mientras se aguardaba poder llevar a cabo un estudio más completo con un conjunto de datos más representativo. Precisamente el estudio que se presenta recoge esta tarea pendiente y pretende suplir esta carencia.

La primera relación de atenuación para terremotos intraplaca de mecanismo normal en México la obtuvieron de modo preliminar Singh et al. (1999), a raíz del estudio del terremoto de Tehuacán -incluido en este trabajo (evento nº 7); véase Capítulo 6-. En este trabajo, a partir tan sólo de los datos de este evento, los autores determinaron la siguiente expresión para A_{máx}:

$$\log A_{\rm máx} = 4.51 - 1.18 \cdot \log R - 0.0023 \cdot R \tag{3.4}$$

donde, lógicamente, no pudo determinarse dependencia con M_w por haberse utilizado únicamente un sismo. A partir de estos resultados, y comparándolos con (1.4), los autores comprobaron que, de alguna forma, los valores de $A_{máx}$ esperados para los eventos intraplaca eran mayores que para los interplaca. Además, en este trabajo se realizó el primer mapa de isoaceleraciones para un evento intraplaca, herramienta muy útil para la prevención de daños y la protección civil. Igualmente se llevó a cabo una primera estimación del movimiento del suelo generado por este tipo de eventos en el Valle de México y se comprobó que, si bien los valores de $A_{máx}$ eran similares a los producidos por los sismos interplaca, éstos eran más ricos en largos periodos y deficientes en altas frecuencias frente a los intraplaca, lo que posiblemente se tradujera en un menor efecto de sitio para estos últimos, por la importancia de la conversión de las ondas Lg en superficiales en los bordes de la cuenca sedimentaria.

Finalmente, y a raíz del sismo de Copalillo -evento nº 11 de este trabajo-, a tan sólo 140 Km de la Ciudad de México, se llevó a cabo un nuevo estudio preliminar para $A_{máx}$ (Singh et al., 2001b), esta vez con un mayor volumen de datos, entre los que se incluyen algunos registros de cada uno de los sismos analizados en este trabajo. Con este conjunto de datos se obtuvo la expresión, dejando libre el término de expansión geométrica:

 $\log A_{\rm max} = -0.148 + 0.623 \cdot M_w - \log R - 0.0032 \cdot R \tag{4.4}$

en la que, comparada con (1.4), resulta evidente la mayor dependencia de los eventos intraplaca con M_w y, en consecuencia, la mayor aceleración pico esperada para sismos suficientemente grandes. Según esta primera estimación, para un sismo de M_w =7.5 se esperaría una A_{max} entre 4 y 5 veces superior a la de un interplaca de la misma magnitud, mientras que para M_w =7.0 esta diferencia disminuiría a un factor de 2-3. A la luz de estos datos los autores supusieron que este hecho se debía a una menor atenuación anelástica de los intraplaca frente a los interplaca. Es interesante señalar cómo, pese a haberse dejado libre el coeficiente de expansión geométrica, la regresión apuntó directamente al valor propio de las ondas internas, ya que las variaciones de dicho factor apenas alteraban los resultados.

Estos trabajos preliminares resaltan la importancia del estudio de la atenuación de los eventos intraplaca, tanto desde el punto de vista de su riesgo sísmico como para el mejor conocimiento de la fuente y del comportamiento anelástico de la región, que sigue presentando grandes interrogantes. En el Capítulo 7 se compararán los resultados logrados en este trabajo con las predicciones preliminares esbozadas aquí y se discutirán en detalle las implicaciones que conllevan dichos resultados.

4.3.2 Estudios sobre sismicidad intraplaca normal en el mundo

Para finalizar este capítulo debe mencionarse rápidamente la casi total ausencia a escala mundial de estudios similares al que se presenta aquí. Esta carencia se explica por la mayor atención que, tradicionalmente y por cuestiones de peligrosidad sísmica, han generado los eventos interplaca en las zonas de subducción, unido a la mayor dificultad para obtener buenos registros para los intraplaca, por su localización a mayor profundidad.

Posiblemente los estudios más detallados y de mayor similitud con el que se presenta sean los llevados a cabo por Spudich et al. (1997, 1999), que recopilan y mejoran una serie de trabajos previos -véanse las referencias en el artículo de 1999-. Estos trabajos establecen relaciones de atenuación para la A_{máx} horizontal y el espectro de respuesta para distancias hasta 100 Km y magnitudes entre 5.0 y 7.7.

Sin embargo, y pese a la enorme e indudable utilidad de estos estudios para determinados fines, no puede decirse que sus resultados puedan aplicarse con demasiado rigor -ni es la intención de los autores- a la zona centro-meridional de México, ni aún posiblemente a la sismicidad intraplaca en cualquier zona de subducción. Esto se debe a que el objetivo de estos trabajos es predecir el movimiento del suelo para terremotos de mecanismo normal o transcurrente en regiones de régimen tectónico extensional, con lo que, aludiendo a la relativa similitud existente entre estas zonas en todo el planeta, se consideran conjuntamente datos de Europa, América Central, Oeste de Norteamérica -mayoritarios-, Turquía, Mar Rojo y Nueva Zelanda. Esto implica agrupar en un único conjunto de datos, en los que a menudo sólo se dispone de una estación por evento, una amalgama de regiones y sismos demasiado amplia como para ser de plena utilidad en la zona de estudio. Además en este trabajo apenas sí se dispone de eventos intraplaca de mecanismo normal y profundidad intermedia en zonas de subducción caliente, ya que no se tienen datos de Japón, Perú, Chile o México Central, por lo que no puede considerarse que el rango de aplicación incluya el área considerada aquí, si bien es, probablemente, el trabajo más relacionado con nuestro estudio.

Cabe añadir que en estos trabajos, donde se emplean datos hasta 105 Km de distancia y magnitud mayor que 5 y hasta 7.2 -aunque básicamente hasta 6.9-, los registros son sometidos a un procesamiento muy laborioso, con numerosas operaciones de filtrado y corrección que en parte, lógicamente, alteran los datos disponibles.

Todos estos factores dificultan una posible comparación de resultados entre los que se presentan aquí y los ofrecidos por Spudich et al. En cambio, la estadística empleada es muy similar a la que se explica en el próximo capítulo, si bien se emplea un método en un único paso debido al gran número de eventos con un solo registro (véase Joyner y Boore, 1993) y la estimación de la distancia es sensiblemente diferente (véase Capítulo 5).

En cualquier caso, los resultados parecen confirmar las observaciones de que el movimiento horizontal del suelo en regímenes extensivos es menor que en cualquier otro régimen, pero no muestran diferencias entre el producido por los eventos de mecanismo normal y transcurrente en dichas zonas. La ley deducida para la predicción de la aceleración pico en estas regiones viene dada por (Spudich et al., 1999):

$$\log A_{\rm max} = -1.495 + 0.229 \cdot M - 1.052 \cdot \log R + 0.112 \cdot S \tag{5.4}$$

donde *S* es un factor que cuantifica el efecto de sitio, y toma el valor de 0 para roca firme *-rock*y 1 para suelo blando *-soil-*. Dicha ley, debido al uso de un conjunto de datos con mucho mayor número de estaciones sobre suelo blando, sobrestima el valor de A_{máx} para las estaciones en suelo duro en un 20%. Pese a todas las diferencias mencionadas, los resultados obtenidos en el presente trabajo serán comparados con los expuestos aquí en el Capítulo 7. Para terminar, y a la vista de estos trabajos, subrayar la necesidad que existe de un detallado estudio de atenuación de la sismicidad intraplaca de mecanismo normal en zonas de subducción para esclarecer buena parte de los procesos y comportamientos de los materiales involucrados en los márgenes convergentes.

5. Metodología

<u>5. METODOLOGÍA</u>

En los capítulos previos se han expuesto, primeramente, las bases teóricas del estudio de la atenuación anelástica y, posteriormente, el marco sismotectónico en el que se desarrolla el presente trabajo sobre atenuación, junto con una justificación de la importancia de este estudio y sus precedentes en la región. Es tiempo, por tanto, de abordar la explicación del método empleado en la determinación de la ley de atenuación para terremotos intraplaca, que constituye el principal resultado de esta investigación.

A lo largo de este capítulo se expone detalladamente el desarrollo teórico que justifica el método empleado. Dicho método, como se mencionó en el segundo capítulo, se caracteriza por una notable simplicidad conceptual, que contrasta con la complejidad geológica y geofísica descrita a lo largo de los dos capítulos previos. Este aspecto, precisamente, merece subrayarse, pues constituye un paradigma más de cómo las aproximaciones tomadas en física, a menudo demasiado sencillas en apariencia, conducen a resultados acordes con las observaciones, que reflejan la realidad mejor de lo que cabría esperarse a primera vista.

5.1 DESARROLLO TEÓRICO

Tal y como se ha mencionado en varias ocasiones, en este trabajo se ha determinado la atenuación anelástica del medio -en concreto, Q_{β}^{1} - para las componentes horizontales, tanto de la aceleración máxima o pico, $A_{máx}$, como de la amplitud del espectro de Fourier de la aceleración. Puesto que el espectro de Fourier aporta información sobre el contenido global del registro, mientras que $A_{máx}$ es únicamente un valor puntual del mismo, el desarrollo que se presenta a continuación se hace en términos del espectro y, posteriormente, se particulariza para el caso de la aceleración máxima.

Además antes de comenzar debe señalarse que, en todo este tipo de estudios, se presupone que la atenuación es un fenómeno lineal, en el sentido de que una onda puede ser descompuesta en sus componentes de Fourier, éstas pueden ser analizadas para obtener su decaimiento con la distancia -también podría ser con el tiempo- y, finalmente, pueden reunirse nuevamente todas las componentes para obtener el efecto correcto de la atenuación sobre la señal sísmica real. Sin embargo, y pese a que todos los estudios de atenuación hasta la fecha asumen este hecho, no existe aún más evidencia que confirme este aspecto que la empírica.²

¹ Como se verá en este apartado, el factor de calidad se calcula únicamente a partir de la amplitud espectral, mientras que a partir de A_{máx} se obtiene un coeficiente equivalente que representa la atenuación anelástica para la aceleración pico, pero que no se denomina factor de calidad Q debido a que su significado físico es más limitado.

² De hecho, tanto el método de dos pasos empleado en este estudio y que se describe en 5.2, como todos los demás métodos de regresión empleados hasta la fecha presuponen, al realizar el ajuste para la amplitud espectral frecuencia por frecuencia, que no existe ninguna correlación entre los valores de las distintas frecuencias. Esta suposición no es del todo cierta, puesto que las ordenadas de dos frecuencias consecutivas no son totalmente independientes, por lo que realmente existe una cierta pérdida de información. Sin embargo, no existe por ahora ningún estudio que considere de algún modo este factor, y todos asumen la condición de linealidad del fenómeno de la atenuación.

Para la determinación de la atenuación de la amplitud espectral los cálculos se han basado en la medida de la parte más intensa de un acelerograma -registro de movimientos fuertes-. Esta parte más intensa se corresponde principalmente con las ondas secundarias o S, ricas en altas frecuencias³. La idea básica que subyace en el método empleado es la de evaluar cómo disminuye dicha parte dominante del acelerograma conforme aumenta la distancia de la fuente a la estación en la que se registra. Para llevar a cabo esta evaluación es preciso comparar los datos experimentales con la predicción teórica, y para ello debe determinarse cuál es la expresión que ofrece la Teoría de la Elastodinámica para la amplitud de las ondas S bajo las condiciones de observación reinantes en las estaciones empleadas.

Antes de describir el desarrollo teórico pertinente es necesario exponer las hipótesis bajo las que se trabaja. Como se verá en detalle en el Capítulo 6, los datos empleados, acelerogramas de alta frecuencia, se encuentran a distancias hipocentrales superiores a 40 Km y corresponden a registros generados por sismos de magnitudes M_w inferiores a 7.5. En estas condiciones es posible tomar las aproximaciones de campo lejano y fuente puntual. La primera puede tomarse bajo la suposición de que la longitud de las ondas analizadas es mucho menor que la distancia fuente-estación (λ <<R). La aproximación de fuente puntual, por su parte, puede tomarse cuando dicha distancia es notablemente mayor que la longitud de ruptura del terremoto (L<<R). Para este estudio puede suponerse esta condición para todos los registros, con las matizaciones que se verán en el próximo capítulo.

De forma general, a partir de las ecuaciones básicas de la Elastodinámica y supuesto un medio homogéneo, isótropo, perfectamente elástico e infinito, se obtiene la expresión para los desplazamientos producidos por la llegada de las ondas elásticas generadas en un terremoto -caracterizado por un momento sísmico escalar M₀- a una distancia R de la fuente suficientemente grande como para considerar el foco puntual (Aki y Richards, op. cit.; ec. 4.32):

$$U(t,R) = \frac{1}{4\pi\rho} R_{\vartheta\phi}^{N} \frac{1}{R^{4}} \int_{R/\beta}^{R/\alpha} \tau \cdot M_{0}(t-\tau) d\tau + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^{2}} R_{\vartheta\phi}^{IP} \frac{1}{R^{2}} M_{0}(t-\frac{R}{\alpha}) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^{2}} R_{\vartheta\phi}^{IS} \frac{1}{R^{2}} M_{0}(t-\frac{R}{\beta}) + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^{3}} R_{\vartheta\phi}^{FP} \frac{1}{R} M_{0}(t-\frac{R}{\alpha}) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^{3}} R_{\vartheta\phi}^{FS} \frac{1}{R} M_{0}(t-\frac{R}{\beta})$$

$$(1.5)$$

En esta ecuación ρ es la densidad del medio, $R_{\nu\phi}$ el patrón de radiación de cada término, α y β la velocidad de las ondas P y S respectivamente, y M_0 la derivada temporal del momento sísmico escalar. El primer término es el denominado de *campo próximo* (*near field* -superíndice N-), los dos siguientes son los de *campo intermedio* (*intermediate field* -I-) de la onda P (^{IP}) y de la onda S (^{IS}), y los dos últimos corresponden a los de *campo lejano* (*far field* -F-) de ambas ondas igualmente (^{FP} y ^{FS}).

³ Para un sismograma, en cambio, la mayor amplitud suele coincidir con la llegada de las ondas Lg y/o las ondas superficiales, más ricas en periodos largos. Dicho máximo en el sismograma aparece temporalmente más tarde que en un acelerograma, dada la menor velocidad de las ondas superficiales frente a las S.

Como ya se ha argumentado puede suponerse que las observaciones se realizan en campo lejano, con lo que los tres primeros términos pueden despreciarse, ya que a grandes distancias su contribución, al depender de R⁻⁴ y R⁻², decae mucho más rápido que la de los términos de campo lejano (dependencia con R⁻¹). Además, y dado que la característica principal de una fuente sísmica es que se trata de una dislocación, el término de campo lejano de la onda P -desplazamientos longitudinales- es unas cinco veces menor $-(\alpha/\beta)^{-3}$ - que el de la onda S -desplazamientos de cizalla-, razón por la que normalmente la parte del registro más intensa en un acelerograma, como se ha mencionado, se corresponde con la llegada de la onda S y puede despreciarse igualmente el término de campo lejano de la onda P.⁴

Por todo ello puede concluirse teóricamente -y, por lo comentado, esta conclusión está de acuerdo con la experiencia- que, para las condiciones expuestas al inicio de este desarrollo, la parte más intensa de los desplazamientos es precisamente la correspondiente al campo lejano de la onda S, que es el último término de la ecuación (1.5):

$$U_{FS}(t,R) = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} R_{\vartheta\phi}^{FS} \frac{1}{R} \dot{M}_0(t - \frac{R}{\beta})$$
(2.5)

Dado que este trabajo se basa en el análisis de acelerogramas, el objetivo de este desarrollo es obtener la expresión teórica de la aceleración producida por la llegada de la onda S en campo lejano. Para determinar la aceleración, puesto que la derivación temporal es mucho más sencilla en el dominio de frecuencias, se toma la transformada de Fourier de la expresión anterior y se obtiene el espectro de Fourier de los desplazamientos:

$$U(f,R) = \frac{1}{4\pi\rho\beta^{3}} R_{\psi\phi} \frac{1}{R} M_{0}(f)$$
(3.5)

En esta última ecuación, para aligerar la notación, se han suprimido los subíndices y superíndices referidos al campo lejano de la onda S (FS), dado que de ahora en adelante sólo se hará referencia a este término que, como se ha visto, es el predominante en las condiciones bajo las que se obtienen los registros usados en este trabajo.

Una vez en el dominio de frecuencias, aprovechando las propiedades de la transformada de Fourier (véase, p.ej., Brigham, op. cit.), se obtiene la aceleración sin más que multiplicar dos veces por la frecuencia angular:

$$A(f,R) = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} R_{\vartheta\phi} \frac{1}{R} (2\pi f)^2 \dot{M}_0(f)$$
(4.5)

De este modo se llega, para un medio perfectamente elástico, homogéneo, isótropo e infinito, a la expresión teórica del espectro de Fourier de la parte más intensa -producida por la onda S- de un registro de aceleración en campo lejano para una estación a una distancia R de una fuente puntual caracterizada por un espectro de aceleraciones en la fuente S(f) dado por:

$$S(f) = f^2 \cdot M_0(f) \tag{5.5}$$

⁴ Nótese que, aunque por simplificar el desarrollo esta aproximación se realice sobre la expresión de los desplazamientos, podría mantenerse el término de campo lejano de la onda P durante todo el desarrollo posterior y despreciarlo finalmente al determinar la expresión de la aceleración, (4.5).

Modificación de la expresión teórica

Estas suposiciones, sin embargo, distan mucho de la realidad, de modo que si se desea obtener una expresión teórica más acorde con los datos empíricos debe modificarse en algunos aspectos. Entre estas variaciones, además, debe considerarse también el hecho de que en este estudio se analizan únicamente las componentes horizontales, que en el caso de la onda S coinciden con las producidas por la denominada *onda SH*. A continuación se detallan dichas modificaciones:

- En primer lugar, los registros se obtienen en estaciones emplazadas sobre la superficie libre de esfuerzos de la Tierra. Esta interfaz produce un efecto de amplificación sobre el desplazamiento generado por la llegada de una onda elástica. Dicha amplificación puede calcularse teóricamente para cada modo de propagación; en concreto, para el caso analizado de la onda S en sus componentes horizontales -onda SH-, puede demostrarse (Aki y Richards, op. cit., probl. 5.6) que la amplitud del movimiento generado por la incidencia de una onda SH sobre la superficie de la Tierra es precisamente el doble que la que se observaría en el interior terrestre, de modo que para considerar el efecto de la superficie libre es preciso introducir en la ecuación (4.5) un factor de corrección *F=2*.
- En segundo lugar, puesto que se están considerando independientemente cada una de las componentes horizontales, debe cuantificarse el hecho de que la energía se divide por igual entre ambas -factor de corrección de la energía=1/2- y, puesto que la energía es proporcional a la raíz cuadrada de la amplitud, el factor de corrección para la amplitud por la partición de la energía entre las dos componentes horizontales es precisamente $P = 1/\sqrt{2}$.
- En tercer lugar, como es evidente, debe considerarse que la Tierra no es un medio perfectamente elástico. Para ello se introducen empíricamente los términos de atenuación intrínseca -absorción anelástica- y extrínseca -esparcimiento-, ya que, como se comentó en el Capítulo 2, no se han incluido en las ecuaciones teóricas debido a las enormes dificultades matemáticas que ello conllevaría. De este modo, a partir de las ecuaciones (2.2) y (5.2), se introduce un término exponencial en el que el factor de calidad aparente -en este caso Q_{β} , por tratarse de ondas S- engloba, como se vio en el mencionado capítulo, ambos tipos de atenuación -intrínseca y extrínseca-: $e^{-\pi \cdot f \cdot R/Q(f) \cdot \beta}$.

Una vez introducidas estas modificaciones la expresión resultante es:

$$A(f,R) = \frac{FP}{4\pi\rho\beta^{3}} R_{\vartheta\phi} \frac{1}{R} (2\pi f)^{2} M_{0}(f) \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R/Q(f) \cdot \beta}$$
(6.5)

 Finalmente el término relativo al comportamiento de la fuente puede reescribirse de otra forma. Al igual que en (4.5), en (6.5) se halla también incluido el espectro de aceleraciones en la fuente, *S(f)*, definido en (5.5). Puesto que determinar la derivada temporal del espectro del momento sísmico escalar no es en principio viable empíricamente, es preferible sustituir dicho término por una estimación teórica más simple. En la actualidad el modelo más ampliamente aceptado para caracterizar de forma teórica la fuente sísmica es el denominado modelo ω^{-2} (Brune, 1970)⁵. Según éste, el espectro de Fourier de la fuente sísmica para la aceleración puede expresarse como:

$$S(f) = \frac{f^2 f_c^2 M_0(f)}{f^2 + f_c^2}$$
(5'.5)

donde f_c es la frecuencia de esquina (*corner frequency*), relacionada directamente con el tamaño del terremoto (e.g., para un modelo de falla circular $f_c=0.372\beta/a$, donde 'a' es el radio de la falla -Brune, op. cit.-). Comparando (5'.5) con la expresión teórica vista del espectro de aceleraciones en la fuente, (5.5), se concluye que puede sustituirse la derivada temporal de M_0 (*f*) por la expresión:

$$\dot{M}_{0}(f) = \frac{f_{c}^{2}M_{0}(f)}{f^{2} + f_{c}^{2}}$$
(7.5)

donde tanto la frecuencia de esquina, f_c , como el espectro del momento sísmico escalar, $M_0(f)$, son parámetros calculables empíricamente. Sin embargo, no debe olvidarse que la expresión (7.5) no deja de ser más que una aproximación teórica y que, por lo tanto, su validez depende de la del propio modelo y las hipótesis en las que éste se basa.

Por todo lo visto, una vez introducidas todas estas modificaciones y si, por último, se define la constante C como

$$C = \frac{FPR_{\vartheta\phi}(2\pi)^2}{4\pi\rho\beta^3} = \frac{FPR_{\vartheta\phi}\pi}{\rho\beta^3}$$
(8.5)

y se reagrupan los términos de (6.5) según (5'.5), (7.5) y (8.5), la amplitud del espectro de Fourier de la aceleración para una frecuencia f a una distancia R de la fuente sísmica puede expresarse según la ecuación

$$A(f,R) = C\frac{1}{R}S(f) \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R/Q(f) \cdot \beta}$$
(9.5)

donde, a efectos prácticos y como primera aproximación, S(f) puede suponerse dado por (5'.5) -si bien su expresión real viene dada por (5.5)-.

De este modo, como se pretendía, se ha alcanzado una expresión teórica, deducida para las condiciones en las que se han tomado los datos de este estudio, que predice para una frecuencia dada la amplitud espectral de la aceleración a una distancia R de la fuente.

Análisis de la ecuación teórica obtenida

La expresión resultante del desarrollo teórico descrito tiene la misma forma que la que se presentó en el Capítulo 2, (11'.2), y que se reproduce aquí para facilitar la lectura:

$$SA(f,R) = D_1(f) \cdot D_2(f)^{M_w} \cdot R^{C_3(f)} \cdot e^{C_4(f) \cdot R}$$
(11'.2)

Atenuación Sísmica. Aplicación a Terremotos Intraplaca en México Central

⁵ En los últimos años diversos estudios (e.g., Ordaz y Singh, 1992; Cocco et al., 1997) han demostrado las carencias de este modelo para ajustar las características focales observadas. Sin embargo, por el momento no existe un modelo que explique dichos rasgos de un modo más satisfactorio que el de Brune.

Estas ecuaciones, (9.5) y (11'.2), constituyen la base del método empleado, ya que resolviéndolas se determina el valor de la atenuación anelástica del medio y el espectro de Fourier de aceleraciones en la fuente -no presentado en este trabajo-. Por ello, y antes de analizar el procedimiento seguido para su resolución, conviene detenerse un instante y examinar uno a uno sus términos. Al comparar ambas expresiones puede verse que:

- La constante C en (9.5) se corresponde con el término D₁(f) en (11'.2) que, como se comentó en el Capítulo 2, suele ser una constante independiente de la frecuencia. Este hecho se comprueba, efectivamente, a partir de la definición de C en (8.5). Para cuantificar esta constante⁶ basta con estimar el valor de ρ, β y R_{νφ}.
- El término 1/R en (9.5), que representa la expansión geométrica del frente de ondas, tiene su equivalente en el término $R^{C_3(f)}$ de la ecuación (11'2). Nótese que, en este estudio, este coeficiente ha sido fijado de antemano (C₃(f)=-1), de forma que se ha dirigido la atención únicamente a la determinación de la atenuación anelástica. En el próximo capítulo se ofrecerá una explicación más detallada sobre el motivo de la elección de R⁻¹.
- La dependencia de la amplitud espectral de la aceleración con el tamaño del terremoto, expresada en (11'.2) mediante D₂(f)^{M_w}, viene dada en (9.5) por el espectro de Fourier de la fuente, S(f).
- Finalmente los términos exponenciales de ambas ecuaciones representan la atenuación del medio, en la que se incluyen sin separar la absorción anelástica y el esparcimiento. Este factor es, precisamente, el que se persigue determinar mediante este estudio.

Desarrollo teórico para la aceleración máxima, A_{máx}

Hasta este punto se ha justificado la expresión teórica obtenida para el espectro de Fourier de aceleración que, como se verá en el próximo apartado, permite obtener a través de su resolución la atenuación anelástica para la amplitud espectral de la aceleración. Resta, sin embargo, realizar lo propio con la aceleración máxima, A_{máx}.

Para ello basta darse cuenta de que la aceleración máxima, leída directamente de un acelerograma, constituye un valor puntual de la aceleración en el dominio del tiempo. Como tal, para la obtención de su expresión teórica pueden suponerse análogamente las condiciones de campo lejano y fuente puntual, así como la expansión geométrica según R^{-1} , e incluso puede presuponerse el predominio de la onda S sobre la P -que empíricamente se cumple para $A_{máx}$ casi de modo absoluto-. Sin embargo, no puede relacionarse de ningún modo con el espectro de la fuente, aunque lógicamente existe una fuerte dependencia de $A_{máx}$ con el tamaño del terremoto. Igualmente, en el caso de $A_{máx}$ no se habla de factor de calidad, sino únicamente de un parámetro que cuantifica la atenuación anelástica de modo genérico para la aceleración pico, dado que no existe una relación teórica que ligue el decaimiento de $A_{máx}$ con el del

⁶ El valor de esta constante no tiene ninguna importancia en la regresión que se realiza aquí para determinar la atenuación anelástica. Sin embargo, constituye un factor fundamental en la inversión del término de fuente para la obtención del espectro de aceleraciones en la fuente, aspecto éste que no se incluye en el presente estudio.

comportamiento del medio para ninguna frecuencia. Estas salvedades se deben a que el valor de un solo dato de aceleración, correspondiente a una única frecuencia que varía con cada terremoto y cada estación considerados⁷, no puede correlacionarse teóricamente con el comportamiento de la fuente para todas las frecuencias ni, análogamente, con el carácter anelástico del medio para todas las frecuencias.

Por estos motivos, para la determinación de una ley de atenuación de la aceleración máxima con la distancia se hace uso de una expresión genérica que relacione ese parámetro con la distancia hipocentral y la magnitud del terremoto considerado. La consiguiente ecuación, equivalente en su finalidad para el cálculo de la ley de atenuación de A_{máx} a lo que la (9.5) representa para la correspondiente ley de la amplitud del espectro de Fourier de la aceleración, puede escribirse como:

$$A_{\max}(R) = B_1 \frac{1}{R} B_2^{M_w} e^{-B_3 R}$$
(10.5)

En esta expresión el término B_1 se ha tomado como una constante, tanto por analogía con (9.5) como porque para $A_{máx}$ no existe, en principio, dependencia con la frecuencia. La expansión geométrica, como se mencionó, se ha tomado igual que para la amplitud espectral (*1/R*). Por su parte, el término dependiente de la fuente se ha elegido como una exponencial por analogía con (9.5), pues S(f) es proporcional a M₀ que, a su vez, se relaciona con M_w exponencialmente (M_w=0.67·log M₀- 10.7; Hanks y Kanamori, 1979).

Una vez se han obtenido las expresiones teóricas para la amplitud espectral de la aceleración y para la aceleración máxima, es el momento de ver cómo puede determinarse la atenuación anelástica del medio en ambos casos mediante la resolución de las ecuaciones (9.5) y (10.5) respectivamente.

5.2 MÉTODO DE REGRESIÓN LINEAL EN DOS PASOS (JOYNER Y BOORE, 1981)

Puesto que las mencionadas ecuaciones (9.5) y (10.5) presentan una forma análoga, en este apartado se expondrá el método empleado en su resolución para el caso de la amplitud del espectro de Fourier de aceleraciones -ec. (9.5)-. Al final del mismo (**5.2.3**) se detallarán las modificaciones pertinentes para su aplicación a la aceleración pico -ec. (10.5)-, que puede verse como un caso particular de la resolución mostrada para la amplitud espectral.

Debe quedar claro, además, que el procedimiento explicado a continuación se realiza independientemente para cada frecuencia del espectro de aceleraciones que se desee analizar -de ahí la importancia de suponer válido el principio de linealidad para la atenuación sísmica-. Así, por ejemplo, en el presente estudio, como se detalla en el próximo capítulo, dado que se eligieron diez frecuencias para cubrir el intervalo entre 0.1 y 18 Hz, se llevaron a cabo diez regresiones mediante el método de Joyner y Boore, más una adicional totalmente equivalente en la forma para la aceleración máxima, A_{máx}.

⁷ El efecto de sitio de una estación y su frecuencia crítica tienen una influencia decisiva en la A_{máx} registrada en aquélla.

5.2.1 Aplicación del método para la amplitud espectral

La expresión (9.5) puede reescribirse, tomando el logaritmo decimal de la misma y reagrupando términos, como:

$$\log A(f,R) + \log R - \log C = \log S(f) - 1.36 \frac{f \cdot R}{\mathcal{Q}(f) \cdot \beta}$$
(11.5)

En esta ecuación las amplitudes espectrales de la aceleración para distintas frecuencias, A(f,R), son precisamente los datos empíricos recogidos en las diversas estaciones a distancias R. De este modo, elegidos convenientemente los diversos parámetros que engloba C -ec. (8.5)-, entre los que ya figura β , la frecuencia f de estudio, así como la distancia fuente-estación, R, las únicas incógnitas son el término de fuente, S(f), y la atenuación anelástica del medio, expresada mediante el factor de calidad Q(f) -en este caso, $Q_{\beta}(f)$ -. Así pues en (11.5) son conocidos, de una u otra forma, todos los términos del miembro izquierdo, y deben determinarse los dos términos del miembro derecho para hallar S(f) y Q(f). Para lograrlo se utiliza un sencillo método de regresión lineal múltiple en dos etapas desarrollado precisamente para el cálculo de curvas de atenuación en sismología por Joyner y Boore (1981).

Hasta este momento se ha empleado una notación genérica al deducir las expresiones teóricas. Para analizar el método se utiliza en adelante una notación más detallada, para incluir el hecho de que se trabaja con un elevado número de registros, los cuales pertenecen a Nt terremotos distintos -numerados por el subíndice 'i'- y que, a su vez, cada registro ha sido tomado en una estación 'j' a distancia R_{ij} de la fuente i-ésima. De este modo la ecuación (11.5) puede reformularse para la amplitud espectral registrada para una frecuencia f en una estación a distancia R_{ij} de la fuente i-ésima como:

$$\log A_i(f, R_{ij}) + \log R_{ij} - \log C = \log S_i(f) - 1.36 \frac{f \cdot R_{ij}}{Q(f) \cdot \beta}$$
(11'.5)

donde el subíndice 'i' cubre los distintos sismos estudiados (i varía desde 1 hasta Nt) y el subíndice 'j' las distintas estaciones utilizadas en cada evento 'i' (j varía desde 1 hasta el número total de estaciones para el evento i-ésimo, Ne_i).

La expresión usada para ajustar por regresión lineal múltiple los datos de cada frecuencia, de acuerdo con (11'.5) y la fórmula general de Joyner y Boore, tiene la forma:

$$\log A(f, R) = \sum_{i=1}^{N_t} a_i \cdot E_i - \log R + b \cdot R + c \cdot S$$
(12.5)

donde E_i es una variable muda que toma el valor 1 para el evento i-ésimo y 0 para cualquier otro evento, y el término $c \cdot S$, como en (5.4), tiene en cuenta el efecto de sitio de la estación (no considerado en el desarrollo teórico previo, ya que no se emplea en este trabajo y puede obtenerse empíricamente), de modo que *S* toma el valor 1 para emplazamientos en suelo blando -*soil*- y 0 para estaciones sobre roca dura -*rock*-. Por último, señalar que, comparando esta expresión con la (11'.5), puede verse que los términos a_i de cada sismo en (12.5) engloban realmente tanto *log S_i(f)* como *log C* en (11'.5). En concreto, $a_i = log C + log S_i(f)$. En el primer paso del método se realiza la regresión lineal de todos los datos (suma para todos los terremotos -desde 1 hasta Nt- de las Ne_i estaciones de cada terremoto) para obtener los valores de b, c y los distintos coeficientes a_i -uno por evento-. Todos estos coeficientes permiten determinar la forma global de la curva de atenuación -los términos no logarítmicos dependientes de R en (11.5) y (11.2)-. De este modo, a partir del coeficiente b, se calcula el valor del factor de calidad para la frecuencia considerada. En concreto, comparando las expresiones (11.5) y (12.5), puede verse que:

$$Q(f) = -\frac{1.36 \cdot f}{b \cdot \beta} \tag{13.5}$$

En el segundo paso, una vez se tienen los valores de a_i para cada evento, se realiza una regresión por mínimos cuadrados de dichos valores para ajustarlos a un polinomio de primer o de segundo orden -según se desee- que representa la dependencia de la amplitud espectral con la magnitud (los términos *log C* + *log S(f)* en (11.5) o $C_1(f) + C_2(f) \cdot M_w$ en (11.2)):

$$a_i = \alpha + \beta \cdot M_{wi} + \gamma \cdot M_{wi}^2 \tag{14.5}$$

Finalmente, una vez ha sido determinada la dependencia con la magnitud, es posible invertir los coeficientes a_i para obtener el espectro de la fuente de cada evento. Este paso se ha omitido, sin embargo, por no presentarse en este trabajo.

Además debe repetirse, una vez más, que los coeficientes $a_i y b - y a su vez los \alpha$, $\beta y \gamma$ determinados en (14.5)-, están asociados a una frecuencia concreta para la cual se realiza la regresión, y deben ser calculados para cada frecuencia que desee estudiarse.

Estimación del error en el método de dos pasos

Una vez han sido determinados todos los coeficientes de la regresión según se explicó en el epígrafe anterior, puede hallarse la amplitud espectral calculada a partir de dicha regresión (i.e., la predicción del movimiento del suelo a partir de los resultados logrados) para la frecuencia considerada según la expresión:

$$A_{calculada}(f, R_{ij}) = \frac{1}{R_{ij}} e^{a_i} \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R_{ij} / \beta \cdot Q(f)} = \frac{1}{R_{ij}} e^{\alpha + \beta \cdot M_{wi} + \gamma \cdot M_{wi}^2} \cdot e^{-b \cdot R_{ij}}$$
(15.5)

donde no se ha hecho más que sustituir los términos de la expresión teórica (9.5) por los obtenidos a partir de las expresiones (13.5) y (14.5). De este modo se tiene una estimación empírica que, según la bondad del ajuste, se hallará más o menos próxima al dato real observado, $A_{real}(f, R_{ij})$.

Para calcular el error de la regresión realizada Joyner y Boore propusieron el empleo de la desviación o error estándar, σ_{y} , dado por:

$$\sigma_{y} = \sqrt{\sigma_{s}^{2} + \sigma_{a}^{2}}$$
(16.5)

Esta expresión cuantifica el error cometido en el método de regresión de dos pasos como suma de los errores introducidos en el ajuste por mínimos cuadrados de cada paso.
Según esto, σ_s es la desviación estándar de los residuos de la regresión (12.5) -primer paso-, que se define como:

$$\sigma_{s} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N_{t}} \sum_{j=1}^{N_{e_{i}}} (\ln A_{real}(f, R_{ij}) - \ln A_{calculada}(f, R_{ij}))^{2}}{\sum_{i=1}^{N_{t}} Ne_{i}}}$$
(17.5)

Nótese que, en esta fórmula, el denominador representa el número total de datos -estacionespara la frecuencia considerada, y la suma en el numerador se realiza precisamente para dicho total de datos. $A_{real}(f, R_{ij})$ es la amplitud espectral leída del registro -i.e., el dato- y $A_{calculada}(f, R_{ij})$ viene dada, como se ha visto, por (15.5).

Por su parte σ_a es la desviación estándar de la regresión de (14.5) -segundo paso- y viene dada a su vez por la expresión:

$$\sigma_a = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{Nt} (\alpha + \beta \cdot M_{wi} + \gamma \cdot M_{wi}^2 - a_i)^2}{Nt}}$$
(18.5)

donde, lógicamente, en esta ocasión la suma se lleva a cabo únicamente sobre el número total de terremotos considerados, puesto que los coeficientes a_i determinan la dependencia de la amplitud con la magnitud, parámetro constante para los datos de un mismo sismo.

Esta estimación del error se eligió así por dos motivos: por un lado el error en la determinación de la curva global dada por (12.5) - σ_s - es despreciable frente al residuo de cada dato individual respecto de la curva; por otro lado, la variabilidad de σ_a es muy probable que se deba más a la naturaleza aleatoria de la relación entre los coeficientes a_i y M_w que al error de muestreo de las medidas de cualquiera de ellos. Este último aspecto, si bien no es estrictamente cierto, puede considerarse que es suficientemente próximo a la realidad como para dar validez a la aproximación y considerar σ_y como una buena estimación del error cometido en la regresión.

Puede verse, además, que en todo el desarrollo se ha supuesto que la frecuencia f, la distancia hipocentral R y la velocidad de las ondas S, β , carecen de error. Obviamente estos factores poseen en realidad un error (dicho error es mayor en la estimación de β , pero tiene más peso el error en R, puesto que la regresión se lleva a cabo respecto a esta variable y β es tan sólo un factor constante). No obstante, análogamente a lo supuesto para σ_s , estos errores se consideran despreciables frente a las incertidumbres introducidas en el ajuste por mínimos cuadrados, por lo que no se tienen en cuenta. Esta hipótesis es bastante razonable, más aún posiblemente que las expuestas en el párrafo anterior, y permite además una regresión más sencilla, pues el ajuste ponderado de los datos complicaría enormemente los cálculos.

A continuación deberían presentarse las fórmulas mediante las que se estima el error de los coeficientes obtenidos en la regresión -b y a_i-, mediante las que puede calcularse por simple propagación de errores el error del factor de calidad. La estimación de estos errores, sin embargo, no resulta tan sencilla como en una simple regresión por mínimos cuadrados, dada la relativa complejidad del método de dos pasos. Por ello se ha preferido postergar la decisión definitiva de cómo evaluar esta incertidumbre hasta no consensuar el criterio con la parte mexicana durante la próxima estancia del autor en México el próximo octubre. Aunque se es consciente de la importancia de estos parámetros, la decisión se ha tomado en aras de aportar un cálculo de los mismos plenamente riguroso y fiable en cuanto sea posible y no presentar precipitadamente una estimación estadística inadecuada que desmerezca el trabajo previo.

Por todo ello en el Capítulo 7 no se aportan dichos errores, sino que la estimación estadística se realiza mediante el empleo de las desviaciones estándar definidas anteriormente y el uso de coeficientes de correlación y estimación de residuales. Con estos estadísticos se piensa que la ausencia de los errores de Q queda suficientemente suplida.

Ventajas del método de dos pasos y validez frente a otros procedimientos

El método que acaba de presentarse constituyó, en el momento de su aparición, una notable mejora en el tratamiento estadístico del problema, y hoy en día sigue siendo un punto de referencia clave en los estudios de atenuación basados en movimientos fuertes.

La principal ventaja que presenta es que permite desacoplar la dependencia del parámetro en estudio con la distancia -producto de la expansión geométrica y la atenuación anelástica- de la dependencia con la magnitud. De esta forma se asegura un correcto cálculo de la influencia de ambos factores sin que exista correlación entre ellos, ya que un cálculo erróneo de M_w no afecta la estimación del coeficiente de regresión de R (*b*).

Además en este método cada registro, pertenezca al sismo al que pertenezca, tiene el mismo peso en la determinación de la dependencia con R -con lo que los sismos tendrán, lógicamente, mayor influencia sobre la regresión tan sólo en función del número de registros que aporte cada uno-, y a su vez cada terremoto tiene el mismo peso en el ajuste de la dependencia con M_w -sin que primen los de mayor magnitud, como es habitual en otros métodos-. Por lo tanto este tratamiento estadístico reduce considerablemente el riesgo de desviación de los resultados hacia los datos procedentes de los sismos de mayor magnitud.

Desde 1981 se han intentado realizar mejoras en el método y han aparecido nuevas técnicas. Así, entre las ideas más destacables figuran los métodos de máxima probabilidad de un solo paso y la matriz de pesado con términos no diagonales para el segundo paso, que tiene en cuenta en mayor medida el número de estaciones por evento (véase Joyner y Boore, 1993, para una exhaustiva revisión de éstas y otras propuestas). Ninguna de estas ideas, sin embargo, ha resultado plenamente fiable, y en la actualidad la mayor parte de los investigadores sigue empleando el método original. La razón de ello estriba, por una parte, en su sencillez y reducido número de parámetros, que lo hacen fácilmente aplicable. En segundo lugar, el método de dos pasos es más adecuado que los de un solo paso para eventos en los que se disponga de más de una estación -como es el caso de este estudio-, debido a la mayor correlación entre R y M_w que presenta el método de máxima probabilidad (Fukushima y Tanaka, 1990). En tercer lugar, parece que los distintos sistemas de pesado experimentados,

aunque más rigurosos desde un punto de vista estadístico, apenas influyen sobre los resultados obtenidos (Joyner y Boore, 1993), con lo que a igualdad de condiciones se impone la sencillez de una matriz de pesado diagonal como la usada en el método analizado. Además, en la mayoría de casos la complejidad debida a la tectónica, presencia de heterogeneidades y otros factores puede implicar errores más grandes que los considerados por estos términos no diagonales. Por último, sólo el método de dos pasos permite una corrección que considere el efecto de las estaciones lejanas no disparadas *-triggering effect-* (Joyner y Boore, 1993).

Por todos estos motivos puede concluirse que, pese a su aparente antigüedad, este método preserva su vigencia plenamente y ha demostrado su fiabilidad en numerosos estudios, así como las ventajas de su uso frente a otros métodos más sofisticados, razones por las que se ha decidido, por tanto, su uso para este estudio.

5.2.2 Cálculo de la ley Q=Q(f)

El procedimiento que acaba de explicarse se refiere a los datos obtenidos para una frecuencia determinada del espectro de Fourier de la aceleración. Tal y como se comentó anteriormente este procedimiento puede repetirse, y de hecho así se hace normalmente, para un determinado número de frecuencias del espectro, de modo que cubran el intervalo de interés en cada estudio. Esto permite determinar el valor del factor de calidad mediante (13.5) para un determinado rango de frecuencias, y si éstas cubren de forma suficientemente amplia el espectro es posible, por tanto, estimar la dependencia de Q en dicho rango de frecuencias para la región en estudio.

En concreto, si el estudio se realiza sobre un número de frecuencias Nf, al cabo del mismo se dispondrá del correspondiente número de valores del factor de calidad, Q_k (k varía de 1 a Nf). De este modo puede llevarse a cabo una nueva regresión para determinar la ley que relacione Q con la frecuencia en el intervalo de frecuencias considerado según la expresión (10.2) vista en el segundo capítulo y expresada en logaritmo decimal para su regresión como:

$$\log Q_{fk} = \log Q_0 + \mu \cdot \log f \tag{19.5}$$

donde nuevamente se recuerda que, por estar trabajando con ondas S, el factor de calidad calculado es Q_{β} . De la expresión (19.5), mediante su regresión, se obtienen, por lo tanto, los valores de Q_{ρ} y μ que permiten expresar el factor de calidad exponencialmente según (10.2).

5.2.3 Aplicación del método de dos pasos a Amáx

Para finalizar este capítulo es preciso detallar las diferencias existentes en la aplicación del método descrito en **5.2.1** para el caso de la aceleración máxima. Rigurosamente, el procedimiento descrito anteriormente sólo puede emplearse para una componente armónica del movimiento del suelo, con lo que en principio no podría llevarse a cabo para $A_{máx}$. Sin embargo, dado que los coeficientes se determinan de forma empírica, puede suponerse apropiada la aproximación (Joyner y Boore, 1981).

En este caso la ecuación de partida, tomado el logaritmo decimal de (10.5), es:

$$\log A_{\text{máx}}(R) + \log R - \log B_1 = M_w \cdot \log B_2 - B_3 \cdot R \tag{10'.5}$$

donde B_3 ' no es más que una nueva constante modificada por el cambio de logaritmos (B_3 '= B_3 /ln 10).

A partir de este punto la aplicación del método es exactamente la misma que en **5.2.1**, con la salvedad mencionada de que, una vez finalizado el primer paso, no se obtiene ningún factor de calidad, sino únicamente la dependencia con la distancia de forma genérica. La expresión final que se persigue, en este caso, suele venir expresada por convención en logaritmo decimal en la forma:

$$\log A_{\max}(R) = F_1 + F_2 \cdot M_w - \log R - F_3 \cdot R$$
(20.5)

Finalizado el examen del método seguido en este trabajo se está en condiciones de abordar el estudio propiamente dicho sobre la atenuación sísmica de los terremotos intraplaca en la zona centro de México.

6. Aplicación a la Sismicidad Intraplaca en México Central

<u>6. APLICACIÓN A LA SISMICIDAD INTRAPLACA EN MÉXICO CENTRAL</u>

En este capítulo se presenta el trabajo llevado a cabo con el fin de determinar, para la sismicidad intraplaca en la zona centro-meridional de México, una ley de atenuación de la aceleración máxima y de la amplitud del espectro de Fourier de aceleraciones. En los primeros apartados del capítulo se describen los datos utilizados para ello, haciendo hincapié tanto en su coherencia de conjunto como en la calidad instrumental y de registro de cada acelerograma individualmente. En los apartados siguientes se explica brevemente el procesado de dichos datos, junto con las particularidades de la aplicación de la metodología expuesta en el capítulo anterior para el área en cuestión.

6.1 TERREMOTOS INTRAPLACA EMPLEADOS

En este estudio se han analizado los registros de movimientos fuertes -acelerogramasgenerados en diversas estaciones por 11 terremotos intraplaca de mecanismo normal que tuvieron lugar en el interior de la Placa de Cocos en los estados de Michoacán, Guerrero y Oaxaca. Las características sismotectónicas de estos sismos son tales que, globalmente, constituyen un grupo muy homogéneo de eventos, por lo que su análisis puede considerarse como plenamente representativo del de la sismicidad intraplaca en la región.

Los sismos analizados, cuyos principales parámetros focales se recogen en la Tabla 6.1, se localizan dentro del manto oceánico del *slab*, a profundidades entre 40 y 75 Km, presentan mecanismo normal -salvo dos casos en los que es oblicuo¹ y tienen una magnitud M_w entre 5.8 y 7.4. Todos ellos tuvieron lugar entre 1994 y 2000², durante la citada etapa de importante actividad intraplaca que ha tenido lugar en la región. En todos los casos se trata, además, de sismos principales, sin que se hayan considerado las réplicas en ningún momento.

Los mecanismos focales, calculados en diversos estudios (véase Tabla 6.1) mediante fases y modelado de ondas de cuerpo telesísmicas, y análisis de polaridades regionales y locales, presentan muy buena correlación con los datos aportados por el CMT de Harvard. En cambio, los epicentros y profundidades dados por Harvard difieren significativamente de las obtenidas en dichos estudios, debido a la asimetría en la cobertura de la red sísmica mundial para la región (véase Apéndice A). Por ello las localizaciones hipocentrales utilizadas son las obtenidas con los datos locales y regionales.

En general, como se vio en el Capítulo 4, el azimut de los sismos empleados es más o menos paralelo a la fosa oceánica, y los mayores eventos presentan fuerte directividad a lo largo de dicho rumbo, con una componente en la dirección de buzamiento del *slab*.

¹ Los eventos han sido clasificados, siguiendo a Lay et al. (1989), como normales o de tensión (T) cuando el azimut de su eje de tensión se encuentra dentro de \pm 55° la dirección de convergencia relativa de las placas -N35°E- y su buzamiento dentro de \pm 30° el buzamiento del *slab* -tomado aquí como 15°-. Los eventos que incumplen sólo uno de estos dos criterios o que tienen mecanismo transcurrente se han clasificado con la letra X (oblicuos o transcurrentes).

 $^{^2}$ Desde Julio de 2000 no se han producido nuevos sismos intraplaca normales -sí inversos- de magnitud M_w \ge 5.8, de modo que el estudio puede considerarse completo respecto a este tipo de eventos en el periodo 1994-julio 2001.

En resumen, puede asegurarse que este conjunto de eventos responde fielmente a los rasgos mencionados para los eventos intraplaca a lo largo de los Capítulos 3 y 4 y, en consecuencia, es de esperar que los resultados obtenidos de su estudio permitan extrapolar conclusiones para otros terremotos de estas características, tanto en México como en otras zonas de subducción.

N٥	Fecha	Lat °N	Long ⁰W	H (Km)	Mw	φ (°)	δ (°)	λ (°)	Paz	P _{pl}	T _{az}	T _{pl}	Tipo Mec.
1 ¹	940223	17.75	97.27	75	5.8	278	36	-83	339	80	183	9	Т
2 ¹	940523	18.02	100.57	50	6.2	273	39	-76	300	79	173	7	Т
3 ¹	941210	17.98	101.52	50	6.4	130	79	-86	45	56	217	34	Х
4 ²	970111	18.34	102.58	40	7.1	292	82	-106	176	48	29	37	Т
5 ³	970522	18.37	101.82	54	6.5	269	63	-96	164	72	3	17	Т
6 ³	980420	18.35	101.19	64	5.9	290	60	-85	212	74	17	15	Т
7 ³	990615	18.13	97.54	61	6.9	309	40	-83	353	83	214	5	Т
8 ³	990621	18.15	101.70	53	6.3	296	32	-88	20	77	205	13	Т
9 ³	990930	16.03	96.96	47	7.4	299	49	-79	268	81	21	4	Т
10 ⁴	991229	18.00	101.63	50	5.9	122	74	-78	48	60	200	27	Х
11 ⁴	000721	18.11	98.97	50	5.9	305	32	-80	335	78	208	13	Т

Tabla 6.1

Principales parámetros focales de los terremotos intraplaca empleados en este estudio. La nota incluida en el número de evento hace referencia a la fuente de información utilizada: ¹ Cocco et al. (1997) y CMT (M_w, ϕ , δ y λ); ² Santoyo et al. (2001); ³ Local y CMT (M_w, ϕ , δ y λ); ⁴ Local. Fecha: aa(año)mm(mes)dd(día). Notación: ϕ : azimut; δ : buzamiento; λ : desplazamiento; P_{az}, T_{az}: azimut *-trend*- del eje de presión (P) o tensión (T); P_{pl}, T_{pl}: buzamiento *-plunge*- del eje de presión (P) o tensión (T). Tipo Mec.: véase nota 1.

Como puede apreciarse en la Figura 6.1, los terremotos en estudio se distribuyen geográficamente en tres grupos: por un lado, el grueso de los mismos (n^{os} 2, 3, 4, 5, 6, 8 y 10) se ubica en el NW del estado de Guerrero y su límite con Michoacán, en la cuenca de antearco del Río Balsas o junto a la costa -cerca de la zona donde se produjo la mencionada secuencia de eventos interplaca entre 1979 y 1985-; por otro lado, tres de los sismos (n^{os} 1, 7 y 11) se localizan tierra adentro, a distancias de la costa superiores a los 150 Km y, por último, el mayor evento de los estudiados (Puerto Escondido, M_w =7.4; n^o 9) se sitúa próximo a la costa en el estado de Oaxaca. Tanto el primer grupo como este último, dada su proximidad a la fosa oceánica, presentan profundidades moderadas -entre 40 y 55 Km la mayoría- dentro de las características de los intraplaca en la zona, mientras que los del interior del continente se produjeron a mayor profundidad -entre 50 y 75 Km-.

Con relación a esta distribución, además, debe señalarse que precisamente los eventos más próximos a la costa son los mencionados por su anómala localización en el Capítulo 4, y de ellos los del primer grupo han sido objeto de numerosos estudios, como ya se comentó. Su ocurrencia puede deberse, en algunos casos, a la influencia de grandes eventos interplaca previos y, en otros, en parte a la subsidencia de la Cuenca del Río Balsas y, en parte, al carácter estocástico de la sismicidad. Por otro lado los sismos en el interior del continente, considerados habitualmente como el paradigma de los intraplaca en la región, constituyen, pese a su mayor profundidad, una amenaza más grave para la población de la región, dada su proximidad a las cuencas sedimentarias densamente pobladas del Cinturón

Volcánico Transmexicano y el Altiplano -e.g., el sismo de Copalillo (M_w =5.9; n^o 11) tuvo lugar a menos de 140 Km del Valle de México, donde habitan más de 25 millones de personas -25% de la población total del país-.



Figura 6.1

Mapa donde se ubican los terremotos intraplaca analizados en este estudio (círculos rojos) y las distintas estaciones cuyos registros se han empleado: los cuadrados amarillos representan las estaciones con efecto de sitio (no empleadas en la regresión definitiva), los triángulos morados el resto de estaciones (incluidas las de distancias mayores que 600 Km).

6.2 REDES SÍSMICAS, ESTACIONES Y REGISTROS UTILIZADOS

Los datos empleados en este estudio son 235 registros de aceleración -y en determinados casos de velocidad- grabados en 62 estaciones distribuidas a lo largo de la zona centro-meridional del territorio mexicano. Estas estaciones forman parte de seis redes sísmicas que operan en la región, y representan el creciente esfuerzo que se está realizando en México en los últimos años en el campo de la instrumentación sísmica, que ha permitido mejorar sustancialmente las redes existentes. En concreto, en la zona de estudio en la última década se ha incrementado notablemente el número y calidad de los acelerógrafos digitales de campo libre, lo que, unido a la implantación en todo el territorio mexicano de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN)³, permite disponer en la actualidad de un elevado número de excelentes registros locales y regionales de muchos eventos intraplaca en un rango muy amplio de magnitudes.

Este incremento en la calidad y cantidad de los datos referentes a la sismicidad intraplaca en el área, tanto por la etapa de elevada actividad sísmica como por la mayor cobertura instrumental, ha sido un factor muy valorado en la decisión de realizar el presente trabajo de investigación.

³ En la actualidad dicha red cuenta con 18 estaciones de banda ancha en operación, que se prevé se amplíen a 21 en breve plazo.

6.2.1 Redes sísmicas

Las distintas redes de instrumentación sismológica a las que pertenecen las estaciones utilizadas en este estudio pueden dividirse en dos grupos: por una parte las redes acelerométricas distribuidas por los estados de la región, equipadas con acelerógrafos digitales, y que constituyen la mayor parte de las estaciones utilizadas (46 -74.2%-); por otra parte, la citada Red de Banda Ancha del SSN, compuesta exclusivamente por estaciones de banda ancha y que, pese al reducido número de estaciones empleado (16 -25.8%-), aporta un notable porcentaje del volumen total de datos procesado (39% de los registros). A continuación se detallan brevemente los aspectos más relevantes de dichas redes para este trabajo:

 Red Acelerográfica de Guerrero (GAA), operada conjuntamente por el Instituto de Ingeniería de la UNAM (II-UNAM) y la Universidad de Nevada, Reno. Se trata posiblemente de la red acelerométrica más usada en México y la mejor equipada. Su cobertura del Gap Sísmico de Guerrero es excelente. Ha contribuido con más de la mitad -33- de las estaciones utilizadas en este estudio y el 34% de los registros analizados. Su importancia en el trabajo se debe a su distribución por todo el estado de Guerrero, próxima a la mayor parte de los eventos, como puede verse en la Figura 6.2.



Figura 6.2

Estaciones acelerométricas de la Red Acelerográfica de Guerrero -GAA-. (Almora et al., 1999)

 Red Acelerográfica de Oaxaca (RAO), controlada por el II-UNAM. Importante red para el estudio de los eventos de subducción en Oaxaca. En este caso ha sido empleada fundamentalmente para el evento de Puerto Escondido (9) y aporta sólo el 7% de los registros procesados. La localización de sus estaciones en el estado de Oaxaca se representa en la figura siguiente (Fig. 6.3).



Figura 6.3

Estaciones acelerométricas de la Red Acelerográfica de Oaxaca -RAO-. (Almora et al., 1999)

 Red de Atenuación del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Esta red está formada por cinco estaciones localizadas casi de forma equidistante entre Acapulco y Ciudad de México con objeto de registrar seísmos en la zona de subducción y estudiar las características de propagación de las ondas sísmicas en su camino hacia el Valle de México. Su información ha sido fundamental, ya que todas sus estaciones cuentan con registros de más de la mitad de los sismos estudiados, y contribuyen con el 18% de los datos. La Figura 6.4 muestra la distribución de la red.



Figura 6.4

Distribución de las estaciones de la Red de Atenuación del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). (Fuente: <u>http://www.cenapred.unam.mx</u>)

- Red Acelerográfica del Valle de México (RAVM), también operada por el II-UNAM. Sus estaciones se hallan en la cuenca del Valle de México (Fig. 6.1) y presentan un notable efecto de sitio, por lo que se han usado precisamente para cuantificar este fenómeno en el caso de la sismicidad intraplaca. Tan sólo aporta el 2% de los datos.
- Red Acelerográfica de la Ciudad de Puebla (RACP), controlada igualmente por el II-UNAM. La contribución de esta red es puramente testimonial (0.5% de los registros) y su utilidad ha sido, al igual que para la RAVM, la de evaluar el efecto de sitio en la ciudad de Puebla, donde los sismos intraplaca han causado históricamente importantes daños (e.g., Huajuapan de León, 1980; Tehuacán, 1999). Por haberse empleado únicamente una estación no se considera necesario localizar la red en un mapa.
- Red de Banda Ancha del SSN, coordinada desde el Instituto de Geofísica de la UNAM (IGF-UNAM). Constituida en la actualidad por 18 estaciones de banda ancha, ha sido configurada para vigilar la sismicidad en las regiones de mayor potencial sísmico del país, de modo que las estaciones se localizan principalmente a lo largo de la costa del Océano Pacífico y el Eje Volcánico Transmexicano (Fig. 6.5). Como se ha comentado, ha aportado casi el 39% de los registros procesados y, en concreto, la totalidad de los que se dispone para distancias superiores a los 450 Km (véase Figura 6.8).



Figura 6.5

Mapa de las estaciones de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional de México (SSN). (Fuente: <u>http://www.ssn.unam.mx/SSN</u>)

6.2.2 Características e instrumentación sísmica de las estaciones utilizadas

Las estaciones que han sido utilizadas para este trabajo (Fig. 6.1) se hallan emplazadas principalmente en la zona centro-meridional de México, objeto de la investigación. Sin embargo, como puede apreciarse en dicha figura, se han elegido varias estaciones de banda ancha a distancias intencionadamente grandes de la zona epicentral en cada caso. La razón de ello es, como se discutirá más adelante, contar con datos que permitan analizar y fijar el comportamiento de las curvas de atenuación obtenidas para distancias hipocentrales mayores que 600 Km.

Mayoritariamente los equipos de las estaciones elegidas son acelerógrafos digitales independientes o integrados en equipos de banda ancha. Sin embargo, en algunos casos, debido a la excesiva lejanía de la estación respecto a la fuente, se ha debido emplear los canales de velocidad de las estaciones de banda ancha, como se verá en el próximo epígrafe. En cualquier caso todas las estaciones presentan cuatro características comunes que hacen que sus registros sean de gran calidad y fiables para los objetivos de este estudio:

- Son estaciones de campo libre. Todas las estaciones empleadas se ubican en casetas independientes especialmente construidas para minimizar el ruido, y ninguna se encuentra en o bajo algún edificio.
- Se hallan asentadas sobre roca firme -rock site-. Esto es aplicable también a las estaciones elegidas para el estudio del efecto de sitio, ya que si bien presentan este fenómeno, ello se debe a las condiciones regionales y no a una ubicación sobre suelo blando -soil site- (e.g., la estación CUP4, en la UNAM, D.F., se halla emplazada en roca volcánica firme, pero presenta, como todo el Valle de México, una notable amplificación en los grandes periodos como consecuencia de la estructura cortical somera de la zona).
- Cuentan con modernos equipos digitales autónomos de alta tecnología y resolución.
- La frecuencia de muestreo oscila, según la estación, entre 80 y 250 Hz, de modo que la frecuencia de Nyquist no es nunca inferior a 40 Hz, muy por encima de la máxima frecuencia analizada en este trabajo (18 Hz)⁴.

Los equipos varían según la estación y la red a la que pertenecen, aunque *grosso modo* puede distinguirse entre las estaciones de banda ancha del SSN y los acelerógrafos digitales del resto de redes.

Brevemente puede decirse que las estaciones de las cuatro redes acelerométricas del II-UNAM (GAA, RAO, RAVM y RACP) cuentan en su mayoría con acelerógrafos digitales de los modelos Etna y K2 de Kinemetrics, si bien aún conservan alguno más antiguo -DCA-333 e IDS-3602 de Terra, PDR-1 y DSA-1 de Kinemetrics, y ADN-4 del II-UNAM- (Almora et al., 1999).

La Red de Atenuación del CENAPRED, por su parte, tiene equipadas todas sus estaciones desde 1996 con acelerómetros Etna, mientras que hasta esa fecha los aparatos empleados eran SMAC-MD.

⁴ En el próximo apartado se verá que existe una pequeña excepción a este punto.

Finalmente merece mención aparte la Red de Banda Ancha del SSN, por su inestimable valor sismológico y la importante aportación que con sus datos ha ofrecido a este trabajo. Las estaciones de esta red, cuyos datos se reciben prácticamente en tiempo real, constan de un sismómetro Streckeissen STS-2 y un acelerómetro Kinemetrics FBA-23, ambos con respuesta plana entre 0.01 y 30 Hz, conectados a un registrador Quanterra con digitizador de 24 bits y a un reloj GPS. Los sensores pueden abarcar un amplio rango de magnitudes sin alcanzar la saturación y su elevada sensibilidad les permite registrar eventos en todo el territorio mexicano, lo que los hace especialmente útiles para obtener acelerogramas a grandes distancias⁵. Además, el hecho de que para eventos de M>4.5 las señales de velocidad y aceleración sean muestreadas adicionalmente a 80 Hz⁶ permite aprovechar los datos del canal de velocidad en los casos en que la distancia sea tan grande que no dispare el de aceleración.

Para una descripción más detallada de las redes y equipos operados por el Instituto de Ingeniería de la UNAM (GAA, RAO, RAVM y RACP) véase Anderson et al. (1994) y Quaas et al. (1993). Para la Red de Atenuación del CENAPRED puede obtenerse una breve visión en la página *web* de este organismo (<u>http://www.cenapred.unam.mx</u>). Para la Red de Banda Ancha del SSN véase Singh et al. (1997) y también la página *web* del Servicio Sismológico Nacional (http://www.ssn.unam.mx/SSN).

6.2.3 Registros analizados

La determinación de la ley de atenuación que se presenta se ha basado en 235 acelerogramas registrados mediante los equipos previamente descritos. Cada acelerograma fue grabado en las tres componentes geográficas (N-S, E-W y Vertical), si bien en este trabajo se exponen únicamente los resultados referentes a las dos componentes horizontales, tanto para la amplitud del espectro de Fourier de aceleraciones como para la aceleración pico, A_{máx}. Esto se debe a la mayor importancia que dichas componentes tienen en Ingeniería Sísmica.

Características generales de los registros

De los 235 registros, 199 son acelerogramas grabados por acelerógrafos digitales o por los canales de aceleración de las estaciones de banda ancha, mientras que los restantes 36 son sismogramas registrados a 80 Hz por los canales de velocidad de los equipos de banda ancha. Estos sismogramas fueron derivados⁷ para obtener el correspondiente acelerograma. Este proceso sólo se llevó a cabo con los registros de velocidad de las estaciones de banda ancha en las que no se dispararon los canales de aceleración o su registro no fue el adecuado; la alta calidad de dichos equipos permite confiar plenamente en la validez de este tipo de datos, que representa el 15% de los tratados.

⁵ Las estaciones están diseñadas para activarse con los sensores de velocidad -mucho más sensibles-, que a su vez ponen en funcionamiento los de aceleración.

⁶ Las frecuencias de muestreo empleadas de forma continua para cualquier evento son 1 y 20 Hz.

⁷ Véase el apartado **6.3** para una explicación más detallada de este proceso.

Los acelerogramas fueron proporcionados directamente por el II-UNAM, el CENAPRED y el SSN tras el volcado de datos y procesado de rutina de los mismos. Para los datos de acelerógrafos digitales dicho procesado implica, entre otras operaciones, su reproducción previa, decodificación, identificación del evento, corrección por tiempo origen y componente estática de la aceleración -offset-, obtención de los valores de Amáx, visualización gráfica, generación del archivo ASCII estándar y catalogación en los registros de la Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes (BMDSF) a través de su correspondiente formato -denominado BMDSF-2- (Almora et al., 1999). Este formato presenta una cabecera (Fig. 6.6) con información útil para el posterior tratamiento de los registros. Para los datos de banda ancha el proceso, llevado a cabo por miembros del SSN, es similar, si bien el archivo resultante es en formato 'ah' y carece de la información dada en el formato BMDSF-2. Para su procesamiento los registros, cuando no se entregaron en ASCII, debieron ser visualizados, cortados y convertidos a dicho formato mediante el programa SGP y, después, escalados en función del equipo y corregidos por línea base. Estos últimos pasos, al igual que el procesado de datos propiamente dicho que se explica más adelante, se realizaron con Degtra (versiones 2000 y A4), programa elaborado por los Drs. Mario Ordaz y Carlos Montoya, del II-UNAM y CENAPRED respectivamente.

Las frecuencias de muestreo de los diferentes registros son, mayoritariamente, 200 Hz (37% de los datos), 100 Hz (23%) y 80 Hz (36%). En concreto, todos los registros de banda ancha de aceleración y de velocidad han sido muestreados a 80 Hz. Además existen algunos registros a 250 Hz (2%). Según se ha comentado en el apartado anterior, estas frecuencias de muestreo son lo suficientemente elevadas como para asegurar que la frecuencia de Nyquist no interfiere en ningún momento con la señal a las frecuencias consideradas en este estudio (0.1-18 Hz). Finalmente el 2% restante lo forman sismogramas tomados a 20 Hz (f_N=10 Hz). Estos registros fueron grabados a muy grandes distancias (>1000 Km), razón por la que no se dispone de los canales de velocidad o aceleración a 80 Hz, ya que no se dispararon. Su utilidad, lógicamente, queda restringida a frecuencias inferiores o iguales a 5 Hz, para las que los registros son perfectamente válidos.

Por último, señalar que los 235 acelerogramas con los que se ha trabajado son el resultado de un proceso de selección llevado a cabo antes y durante el procesado de los mismos, que asegura la calidad y coherencia de los mismos, lo que, en consecuencia, proporciona un conjunto de datos óptimo para este estudio.

Previamente a su procesado esta selección se realizó independientemente de dos formas: en primer lugar, al solicitarse los registros digitales de acelerógrafos y banda ancha a los organismos mencionados, se desecharon todos aquellos provenientes de estaciones sobre suelo blando *-soil site-* o que no fueran de campo libre, así como algunas estaciones con excesivo efecto de sitio *-*recuérdese que otras sí han sido consideradas precisamente para cuantificar dicho efecto en los sismos intraplaca-. En segundo lugar, durante la visualización previa al procesado de datos *-*véase **6.3**-, se eliminaron todos los registros que no presentaran una alta relación señal/ruido e, igualmente, los que tuvieran la fase S cortada *-*e incluso la P en los casos en que ésta fuera importante- o mostraran algún tipo de defecto de registro.

INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM Coordinación de Instrumentación Sísmica Ciudad Universitaria, Apartado Postal 70-472, Coyoacán 04510, México, D.F. Tel. (52-5) 622-3414 Fax. (52-5) 616-1514 e-mail: isismica@ pumas.iingen.unam.mx ARCHIVO ESTÁNDAR DE ACELERACIÓN VERSIÓN DEL FORMATO : 2.0 : CHFL0007.211 NOMBRE DEL ARCHIVO FECHA Y HORA DE CREACIÓN : Tue Jul 25 11:44:11 2000 REF. CATÁLOGO ACELEROGRAMAS, SMIS 1995 : REGISTRO NO. /PÁG. _____ DATOS DE LA ESTACIÓN : CHILA DE LAS FLORES NOMBRE DE LA ESTACIÓN CLAVE DE LA ESTACIÓN : CHFL LOCALIZACIÓN DE LA ESTACIÓN : Pueblo de Chila cerca de Huajuapan de León, Puebla COORDENADAS DE LA ESTACIÓN : 17.960 LAT. N : 97.860 LONG. W ALTITUD (msnm) : 1694 TIPO DE SUELO : ROCA INSTITUCIÓN RESPONSABLE : INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM _____ DATOS DEL ACELERÓGRAFO : K2 MODELO DEL ACELERÓGRAFO NÚMERO DE SERIE DEL ACELERÚGRAFO : 444 NÚMERO DE CANALES . 3 ORIENTACIÓN C1-C6 (rumbo; orientación) : /N90W/V/N00W VEL. DE MUESTREO, C1-C6 (muestras/s) : /200/200/200 ESC. COMPLETA DE SENSORES, C1-C6, (g) : /0.5/0.5/0.5 : /0.005/0.005/0.005 UMBRAL DE DISPARO, C1-C6 (Gal) : /1.5/1.5/1.5 MEMORIA DE PREEVENTO (s) : 40 : 30 TIEMPO DE POSEVENTO (s) _____ DATOS DEL SISMO FECHA DEL SISMO [GMT] : 21 de Julio de 2000 HORA EPICENTRO (GMT) : 06:13:40 MAGNITUD(ES) : /M=5.9 COORDENADAS DEL EPICENTRO : 18.090 LAT. N : 98.970 LONG. W PROFUNDIDAD FOCAL (Km) : 47 FUENTE DE LOS DATOS EPICENTRALES : Instituto de Geofísica, UNAM : SSN _____ DATOS DE ESTE REGISTRO HORA DE LA PRIMERA MUESTRA (GMT) : 06:13:33.000 EXACTITUD DEL TIEMPO (s) : 0.5 DURACIÓN DEL REGISTRO (s), C1-C6 : /79.00/79.00/79.00 NÚM. TOTAL DE MUESTRAS, C1-C6 : /15800/15800/15800 : /-4.67/-2.78/4.03 ACEL. MÁX.(Gal), C1-C6 : /8225/8544/8773 ACEL. MÁX., C1-C6, EN LA MUESTRA UNIDADES DE LOS DATOS : Gal (cm/s/s) FACTOR DE DECIMACIÓN : 1 FORMATO DATOS (FORTRAN, 10 campos/dato): 3F10.4 _____ CALIDAD DEL ACELEROGRAMA: _____ COMENTARIOS

Figura 6.6

Extracto de la información más relevante de la cabecera de un archivo en formato BMDSF-2.

Durante el procesado de los datos, como se insistirá en adelante, la labor de selección fue continua: se eliminaron registros que presentaban un espectro de Fourier deficiente y se apartaron las estaciones con comportamiento claramente anómalo para ser consideradas fuera de la regresión como estaciones con efecto de sitio.

En suma, el proceso de selección de datos ha sido suficientemente riguroso como para garantizar que los resultados contienen la mínima desviación posible respecto a este factor.

Cobertura de los eventos analizados

Otro de los aspectos que debe cuidarse en un estudio de este tipo es la capacidad de los datos empleados para representar fielmente las características de los terremotos considerados. Para ello resulta fundamental tener un número considerable de estaciones por cada evento, una cierta uniformidad en la cobertura azimutal o, al menos, una cobertura geográfica de la zona lo suficientemente extensa, y una distribución de las estaciones con la distancia más o menos homogénea, que asegure la validez de los resultados para un determinado rango de distancias.

Los acelerogramas con los que se ha trabajado cumplen satisfactoriamente la casi totalidad de estos requisitos. Primeramente, el número de registros por evento es, en general, elevado -en promedio, 21 estaciones/sismo-⁸. A excepción del terremoto 1, el de menor magnitud y mayor profundidad -lo que le confiere mayor dificultad para su registro-, todos los sismos tienen un mínimo de 14 registros y la mitad de ellos 20 o más estaciones. Por otro lado, la cobertura azimutal, difícil de lograr en zonas de subducción y costa oceánica, se ha conseguido en buena medida para casi todos los sismos (Fig. 6.7).



Figura 6.7

Terremotos intraplaca (círculos rojos) y trayectorias analizados en este estudio. Los triángulos morados representan las estaciones empleadas en la regresión, los cuadrados amarillos aquéllas con efecto de sitio. No se incluyen las estaciones lejanas usadas para estudiar el comportamiento a grandes distancias.

⁸ El evento peor registrado es el 1 (M_w=5.8), con sólo 9 estaciones, y el mejor es el 9 (M_w=7.4), con 30 registros.

Dicha cobertura ha sido posible gracias a la localización tierra adentro de los eventos intraplaca, que permite disponer de estaciones entre el epicentro y la costa del Océano Pacífico. Sólo el evento 4, ubicado bajo el mar, carece de una cobertura azimutal homogénea, quedando ésta reducida casi a 180°. En cualquier caso, en un estudio de atenuación este aspecto no es determinante, por cuanto lo que prima es el conocimiento de las trayectorias seguidas por las ondas a través de la zona cuyo comportamiento quiere determinarse.

En este sentido, a la vista de la Figura 6.7, queda clara la suficiente cobertura, en cuanto a trayectorias analizadas se refiere, de la región centro-meridional mexicana comprendida entre el Cinturón Volcánico Transmexicano, las estribaciones meridionales de la Sierra Madre Oriental, el Istmo de Tehuantepec y la costa del Océano Pacífico.

Finalmente, en lo referente al rango de distancias hipocentrales analizado, puede decirse (Fig. 6.8) que los datos empleados abarcan exhaustivamente el intervalo entre 50 y 400 Km, de forma bastante completa entre 400 y 600 Km y parcialmente las distancias superiores. Esta distribución, junto con la necesidad habitual en Ingeniería Sísmica de conocer los valores de movimiento del suelo hasta los 400-500 Km como máximo, ha determinado el que la regresión para la ley de atenuación se decidiera realizar para distancias hipocentrales hasta los 600 Km, con el fin de utilizar un mayor porcentaje de los datos y evitar problemas que se comentarán más adelante. La razón de no tener estaciones a distancias inferiores a 40 Km se debe, lógicamente, a que ésta es la profundidad mínima de los sismos intraplaca.



Datos empleados en este estudio

Figura 6.8

Estaciones utilizadas en este estudio representadas en función de su distancia a la fuente y de la magnitud M_w de cada evento. Los asteriscos representan las estaciones de banda ancha, los triángulos las estaciones con efecto de sitio y los círculos el resto de estaciones. Los registros utilizados en la regresión corresponden a las estaciones sin efecto de sitio localizadas a menos de 600 Km.

6.3 PROCESADO DE LOS DATOS: APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA A MÉXICO CENTRAL

Para obtener de cada acelerograma los valores de amplitud espectral en el rango de frecuencias analizado en este trabajo (0.1-18 Hz) y, en menor medida, de $A_{máx}$, los registros se procesaron mediante el citado programa Degtra. En este procesado se llevaron a cabo una serie de operaciones que deben ser detalladas para conocer con exactitud el tratamiento de los datos y, por tanto, lo que puede esperarse del trabajo con ellos.

6.3.1 Obtención de los valores de A_{máx} y de la amplitud del espectro de Fourier

Para obtener los valores de la aceleración pico y la amplitud espectral requeridos para llevar a cabo la regresión se siguió un proceso común para todos los registros, cuyos pasos se describen detalladamente a continuación:

En primer lugar, una vez recopilados y seleccionados los datos como se ha explicado en el apartado anterior, los registros eran leídos y visualizados en sus tres componentes simultáneamente con el programa Degtra. Esta visualización simultánea permitía tener una primera idea del registro, estimar su calidad de grabación y la similitud o no entre sus componentes. Mediante esta primera observación se eliminaban, además, todos aquellos acelerogramas con mala relación señal/ruido y/o fase S cortada o alguna otra anomalía. En el caso de los sismogramas de banda ancha los registros eran corregidos por línea base normal y diferenciados numéricamente para obtener el correspondiente acelerograma. A continuación, para todos los registros, se procedía a leer en cada componente el valor pico de la aceleración, A_{máx}, dado directamente por el programa. En la Figura 6.9 se muestra un ejemplo de una pantalla típica de Degtra para las componentes horizontales y las operaciones realizadas sobre un acelerograma.

El siguiente paso consistía en la selección de una ventana de tiempo en la que estuviera incluida la parte más intensa del registro. La importancia de la selección de esta ventana es fundamental, pues afecta notablemente al espectro de Fourier resultante y, en consecuencia, a todas las medidas de amplitud realizadas sobre él. En este trabajo se aplicó el mismo criterio seguido por Ordaz y Singh (1992) en su estudio sobre los eventos interplaca en la misma región: a partir de la llegada de la onda S que, como se ha mencionado, constituye la parte más intensa de un acelerograma, se seleccionaba una ventana lo suficientemente extensa como para englobar el 95% de la energía total del registro⁹. De este modo se aseguraba estar considerando la mayor parte de la aceleración medida en cada estación. En los casos en los que la onda P era importante en comparación con la S -en especial para la componente vertical- se tomaba la ventana de forma que incluyera también la primera fase. En cualquier caso la onda P, por su menor energía frente a la S, apenas modifica el espectro de

⁹ El programa Degtra permite el cálculo de la energía del espectro de Fourier de forma automática.

Fourier salvo en las frecuencias más bajas. En cambio tuvo que tenerse mucho cuidado con el corte de la coda del acelerograma, dado que en ella se concentra buena parte de la energía del mismo, y su corte excesivo puede afectar notablemente el espectro de Fourier y la energía de la ventana. Por todo ello se trató de que la ventana de tiempos seleccionada fuera similar para todas las componentes de un mismo registro.



Figura 6.9

Ejemplo de una pantalla del programa Degtra para el procesado de acelerogramas. Se muestran las dos componentes horizontales (arriba, N-S; abajo, E-W) del registro de la estación Papanoa para el sismo del 22 de Mayo de 1997 (nº 5). En la parte izquierda de cada ventana aparece el acelerograma con sus valores máximo y mínimo de aceleración. Los cursores rojos indican la ventana temporal elegida -véase más adelante-. La parte derecha de la ventana muestra el espectro de Fourier de aceleración. En la ventana superior se aprecia la lectura de la amplitud espectral para la frecuencia 3.2 Hz.

Además debe señalarse que, en ocasiones, la ventana temporal era extendida intencionadamente a tiempos para los que la amplitud de la coda era irrelevante, con el fin de poder muestrear las frecuencias más pequeñas con las que se ha trabajado (0.1 Hz)¹⁰. Pese a ello en algunos casos fue absolutamente imposible obtener datos fiables para las dos primeras frecuencias elegidas (0.1 y 0.2 Hz).

A continuación se procedía al cálculo del espectro de Fourier de la ventana temporal seleccionada. Para ello Degtra calcula la transformada rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform*, FFT), operación que puede controlarse indicando el suavizado y el tanto por ciento

¹⁰ Como es evidente, si se selecciona una ventana temporal de 10 segundos de duración o más corta será imposible tener información completa sobre la amplitud espectral para frecuencias iguales o inferiores a 0.1 Hz (T \geq 10 s).

de *taper*. El primero, que se tomaba como 6, es el factor F_s empleado para suavizar el espectro de amplitudes, de modo que la amplitud del espectro resultante para la frecuencia f, *SA(f)*, se calcula como (Ordaz, 1999):

$$SA(f)^{2} = \frac{1}{N} \sum_{f_{1}}^{f_{2}} A(f)^{2}$$
(1.6)

donde A(f) es la aceleración para la frecuencia f, N el número de puntos comprendidos entre f_1 y f_2 , y estas frecuencias vienen dadas a su vez por:

$$f_1 = f^{-2/F_s}$$
(2.6)

$$f_2 = f^{2/F_S}$$
(3.6)

Este factor es imprescindible si se desea evaluar de un modo fiable el espectro de Fourier de un sismo, dado que dicho espectro sin suavizar es sumamente variable.

Por su parte, el *taper* aplicado (función envolvente empleada para suavizar los efectos de borde) fue de tipo cosenoidal y su longitud, al inicio y al final de la señal, fue del 5% de la longitud total de la ventana.

Ambas operaciones, suavizado y *tapering*, son imprescindibles para una evaluación correcta de los valores del espectro y no afectan a la energía total del espectro calculado, de modo que no introducen distorsiones en los valores de amplitud espectral leídos.

Una vez obtenidos los espectros de Fourier de aceleraciones se comparaban entre las distintas componentes¹¹ y se verificaba que su forma fuera la correcta¹². Asimismo se comprobaba que el nivel de ruido a bajas frecuencias no afectara significativamente las lecturas de las frecuencias más pequeñas analizadas en este trabajo $(0.1 \text{ y } 0.2 \text{ Hz})^{13}$. En los pocos casos en los que el ruido existente era excesivo se procedía a aplicar un filtro paso-alta desde 0.01 Hz, de modo que, en el dominio de frecuencias, el espectro resultante fuese la multiplicación de la transformada de Fourier de la señal original, una vez aplicado el *tapering* y el suavizado, por la función del filtro, *H(f)*, que para un paso-alta de frecuencia f_{mín} viene dada por (Ordaz, 1999):

$$H(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f_{\min}}{f}\right)^{2N}}}$$

donde N es el número de polos, que se tomó como 4. En caso de que el filtrado -poco deseable por alterar parcialmente la señal en las bajas frecuencias (0.1 y 0.2 Hz)- no fuera efectivo, se prescindía de los valores para las frecuencias afectadas por el ruido o se tomaban provisionalmente, a la espera de comparar con otras estaciones y decidir o no entonces su

(4.6)

¹¹ Las mayores diferencias, poco importantes, se solían observar en las bajas frecuencias, más afectadas por el ruido.

 $^{^{12}}$ La forma del espectro de aceleraciones de un sismo en campo lejano en escala bilogarítmica debe ser, aproximadamente, un trapecio, en el que desde las bajas frecuencias aumenta la amplitud proporcionalmente a f² hasta una zona plana, comprendida entre la frecuencia de esquina, f_c, y la frecuencia máxima, f_{máx}, a partir de la cual la amplitud vuelve a descender proporcionalmente a f².

¹³ En este sentido es bastante habitual observar un aumento de la amplitud hacia las frecuencias más bajas del espectro. Este rasgo se debe al ruido y debe ser suprimido o, en su defecto, no considerar los valores correspondientes para esas frecuencias.

eliminación -Castro et al. (1990) directamente no consideraron estos valores; sin embargo, se asume que los datos aquí empleados son de mucha mayor calidad que los usados por estos autores, por lo que al menos fueron tomados hasta su comparación con el resto de estaciones-.

Igualmente se analizaba cómo la $f_{máx}$, muy constante en todos los registros procesados, afectaba a los valores de frecuencias más altos analizados en este trabajo (10 y 18 Hz). Dicha frecuencia se estima para la zona centro de México en torno a los 15 Hz (Singh, com. pers.), lo cual está en acuerdo con lo observado aquí. Por ello es muy probable que los valores de amplitud espectral de 18 Hz estén afectados por este factor, así como por el ruido de bajo periodo. Sin embargo, como ya se ha mencionado anteriormente, debe descartarse la influencia del instrumento y de la frecuencia de muestreo, dado que la frecuencia de Nyquist se halla muy por encima de 18 Hz para los registros empleados -véase el apartado anterior-.

Por último, verificados todos los aspectos anteriores, se procedía a la lectura de los valores de la amplitud espectral para diez frecuencias, realizada directamente con el mismo programa. Las frecuencias escogidas fueron: 0.1, 0.18, 0.32, 0.56, 1, 1.8, 3.2, 5.6, 10 y 18 Hz¹⁴. Estas lecturas se comparaban entre las tres componentes para comprobar su similitud.

La elección de estos valores se realizó en función del intervalo de frecuencias de interés para la Ingeniería Sísmica (0.1-30 Hz), la mencionada f_{max} para México central (15 Hz) y el hecho de que se hallaran igualmente espaciados (0.25) en escala logarítmica¹⁵. Por una cuestión de simplicidad en la nomenclatura, y dado que para los fines de la Ingeniería Sísmica la diferencia es prácticamente irrelevante, a lo largo de este trabajo se ha hecho referencia anteriormente a estas frecuencias y se seguirá haciendo en adelante como 0.1, 0.2, 0.3, 0.6, 1, 2, 3, 6, 10 y 18 Hz, si bien debe quedar claro que en todo momento los valores introducidos en los cálculos han sido los mencionados en primer lugar, y no estos últimos.

Por otra parte, la lectura de estas frecuencias no puede realizarse de forma completamente exacta con el programa Degtra, de modo que existe una diferencia entre el valor de la frecuencia leída y los indicados previamente. Dicho error, por hallarse la gráfica del espectro en escala logarítmica, varía en sus valores máximos desde 0.003 Hz para 0.1 Hz (error relativo del 3%) hasta 0.2 Hz para 17.8 Hz (error relativo del 1.1%). Dentro del marco de este estudio, en el que se introducen parámetros con incertidumbres mucho mayores y se realiza una regresión sobre un conjunto de datos con amplia dispersión, estos errores son lo suficientemente pequeños como para despreciarlos, de modo que de aquí en adelante no serán considerados en ningún momento.

Cabe señalar, finalmente, que las ventanas temporales elegidas y los espectros de Fourier resultantes eran guardados en archivos ASCII para facilitar una posible utilización futura de los datos. Asimismo todos los detalles de las operaciones llevadas a cabo, junto con

¹⁴ Aunque según Brune (1970), de forma más o menos genérica las mayores aceleraciones suelen presentarse entre 5 y 10 Hz, y por tanto la elección de únicamente dos valores en dicho rango (6 y 10 Hz) sería aparentemente insuficiente, la situación real es bien diferente, ya que a dichas frecuencias la atenuación anelástica elimina buena parte de esas grandes amplitudes. De hecho, el efecto de Q puede ser tan drástico que, para eventos de pequeña magnitud (mayor frecuencia de esquina, f_c), no se observe ni siquiera la parte plana del espectro de aceleraciones (véase nota 12), sino únicamente un máximo, que hasta puede que se corresponda directamente con el valor de f_{máx}, en lugar de con el de f_c, cuya lectura será en ese caso imposible.

¹⁵ Esto último se debe a la costumbre de usar dicha escala en estudios de atenuación y de ingeniería.

una breve descripción de cada componente y los problemas que presentaba, y los datos técnicos y de catalogación del registro, quedaban reflejados en una ficha individual para cada acelerograma, que posteriormente fue muy útil a la hora de eliminar registros defectuosos o dilucidar la causa de algunos datos anormales.

Como puede verse de todo el proceso comentado, los datos con los que se ha trabajado no han sufrido ninguna de las correcciones que solían realizarse habitualmente con los acelerogramas -corrección de línea base, corrección por instrumento, filtro de Ormsby, etc.-, salvo, claro está, el lógico *tapering* y suavizado del espectro de Fourier para una lectura de valores representativa y los escasísimos filtros paso-alta ya mencionados. Esta ausencia de modificaciones se debe a la excelente calidad de los registros usados. Los registros digitales grabados por equipos como los descritos en **6.2.2** no requieren ningún tipo de corrección, tanto por instrumento como por otros factores, y obviamente no precisan de digitización, ni por tanto sufren ninguno de los problemas asociados que ésta conlleva. Por ello, el hecho de haber trabajado con los datos directamente, sin alterarlos de ningún modo, garantiza la conservación de toda la información contenida en estos registros, así como unos resultados más próximos a la realidad y menos influidos por aspectos instrumentales y técnicos del procesado de datos.

Este aspecto debe sopesarse en toda su magnitud, dado que la mayoría de los estudios de atenuación llevados a cabo hasta la fecha han debido realizar un extenso y complejo procesado de los datos analógicos, que incluía numerosos filtros y correcciones (véase, p.ej., Spudich et al., 1999) que, lógicamente, afectan de alguna forma los resultados obtenidos. En este trabajo se está en condiciones de afirmar, en cambio, que la calidad de los datos analizados es excelente y supera la de los estudios previos mencionados en el capítulo cuarto, lo que permite suponer unos resultados más acordes con la realidad del fenómeno.

6.3.2 Preparación y selección final de los datos

Una vez se dispuso de los valores de A_{max} y de la amplitud espectral para las diez frecuencias elegidas de cada componente para cada estación, se transcribió toda esa información a formato ASCII. A partir de ese momento el procedimiento que se describe ahora se realizó tan sólo para las componentes horizontales, que son las de interés en este estudio.

El siguiente paso consistió en determinar la distancia hipocentral de todas las estaciones. Esto se realizó mediante el programa AZIDIS, diseñado por el Dr. Nava del IGF-UNAM, que calcula directamente la distancia epicentral por trigonometría esférica. Posteriormente, según la profundidad de cada evento, se determinó la distancia hipocentral, R.

Con relación a este factor es preciso realizar una aclaración: en estudios anteriores de atenuación (e.g., Joyner y Boore, 1981; Spudich et al., 1997) se han tomado distintas aproximaciones para la distancia considerada. Así, por ejemplo, en algunos casos se ha elegido la distancia de la estación al punto de la superficie de falla de mayor liberación de energía, en otros se ha tomado la distancia de la estación al punto más próximo de la superficie de ruptura o a su proyección en superficie, en otros la distancia epicentral, etc. Estos estudios,

fundamentalmente, se han realizado en zonas de sismicidad somera (e.g., California) donde las distancias a la fuente pueden ser muy pequeñas (5-50 Km), por lo que este tipo de detalles desempeña un papel esencial, y donde además se dispone de una información muy detallada sobre el comportamiento de la fuente sísmica en cada evento. En este trabajo, sin embargo, los terremotos analizados se hallan relativamente profundos, por lo que la distancia mínima a la que se registró cualquiera de ellos excede los 40 Km, y además no se dispone de datos tan precisos sobre la ruptura en la fuente. Por ello, y aunque indudablemente sería más riguroso para los mayores eventos (4, 7 y 9)¹⁶ poder considerar los efectos de la liberación de energía en los distintos tramos de la falla y la directividad de dicha liberación, en este trabajo se ha elegido sencillamente la distancia hipocentral.

Esta elección no resulta tan determinante como pudiera pensarse a primera vista, ya que, por una parte, debe recordarse que la ley de atenuación que se persigue tiene como rango de distancias de aplicación el intervalo entre 40 y 600 Km, y los detalles introducidos por una estimación como la comentada tienen su mayor influencia para las distancias pequeñas (<50 Km), mientras que tienden a desaparecer para mayores distancias. Además, como se aprecia en la Figura 6.8, los registros a distancias inferiores a 80 Km son muy escasos -8% del total- y, de hecho, las estaciones dentro de ese rango de distancias que tienen registro de los tres eventos de mayor magnitud -y por tanto susceptibles de presentar los problemas referidos-constituyen únicamente el 3% del total de datos analizado. Por otra parte, una de las ventajas de tomar la distancia hipocentral es que el hipocentro suele poder determinarse con bastante precisión -mucho mejor que la del punto de mayor liberación de energía, por ejemplo-, lo que le confiere a dicha distancia un error muy pequeño. De hecho, en el peor de los casos que se ha supuesto -mucho más pesimista que los datos empleados- el error de R es inferior al 14% para 40 Km, y menor del 7% por encima de 80 Km.

Tras calcular la distancia hipocentral se representaron gráficamente para cada evento los valores de A_{max} y de la amplitud espectral para cada frecuencia en función de dicha distancia. Esto permitió comprobar la tendencia de los datos para cada sismo, analizar los problemas para cada frecuencia por separado, corroborar el comportamiento anómalo en determinadas frecuencias de las estaciones con efecto de sitio conocido y detectar otras estaciones problemáticas, discerniendo entre las anomalías asociadas a un solo evento de las que se repetían para varios. Asimismo se pudo analizar la coincidencia entre las dos componentes de cada estación, factor éste de interés, no sólo para detectar posibles efectos de directividad, sino también y principalmente porque el valor empleado para la regresión fue la media cuadrática de ambas. Con todas estas observaciones se procedió nuevamente a seleccionar las estaciones fiables y tomar nota de aquéllas que presentaban anomalías destacables para su posible eliminación. En este sentido, lógicamente, el criterio dominante fue el de la repetición de valores anormales en las distintas frecuencias de la amplitud del espectro, ya que un único valor de A_{máx} no puede considerarse determinante para eliminar un registro.

¹⁶ Para los datos de los terremotos más pequeños este tipo de detalles no tiene ninguna relevancia a las distancias consideradas.

Por último se determinó, para cada registro, la media cuadrática de las dos componentes horizontales. Esto se hizo tanto para el valor de A_{máx} como para cada uno de los diez valores -uno por frecuencia- de la amplitud espectral. El resultado de dicha operación puede expresarse genéricamente como:

$$A_{ij} = \sqrt{\frac{A_{ijN-S}^2 + A_{ijE-W}^2}{2}}$$
(5.6)

donde $A_{ijN-S(E-W)}$ representa, en cada caso, la aceleración pico o la amplitud del espectro para una frecuencia dada de la componente N-S (E-W) del registro del evento i-ésimo en la estación a distancia R_{ij} de dicha fuente. Precisamente estos valores fueron los que se introdujeron como datos en las expresiones (11'.5) y (17.5) descritas en el capítulo anterior.

La idea de utilizar la media cuadrática es suavizar los valores extremos que puedan presentarse entre las dos componentes y ponderar el valor introducido. Dado que, como se ha mencionado, la ventana temporal para las componentes de un mismo registro se eligió de forma similar, es lógico suponer que esta media constituye un valor representativo de la información de ambos canales. Además resulta muy difícil asumir que los valores de ambas componentes en una misma estación son independientes, como consideraron Castro et al. (1990) en su estudio, por lo que introducir únicamente un valor por registro de cada estación parece más coherente con este punto de vista que tomar los dos separadamente.

Tras esta serie de pasos previos los datos quedaron preparados para llevar a cabo la regresión en dos pasos con el fin de obtener la atenuación anelástica para la aceleración pico y cada una de las frecuencias consideradas del espectro de Fourier de la aceleración. Antes de realizar dicha regresión se procedió a separar los datos en tres grupos en función del uso que se les fuera a dar¹⁷:

- *Estaciones sin problemas de efecto de sitio y distancia hipocentral < 600 Km.* Fueron las utilizadas en el cálculo de la regresión para determinar la atenuación.
- Estaciones sin problemas de efecto de sitio pero distancia hipocentral > 600 Km. No fueron consideradas en la regresión en un primer momento. Con posterioridad a este trabajo serán empleadas para estudiar el comportamiento a grandes distancias de las curvas de atenuación obtenidas.
- Estaciones con efecto de sitio y cualquier distancia hipocentral. No fueron utilizadas en la regresión. Se han usado para analizar el efecto de sitio en la sismicidad intraplaca y compararlo con el observado para los eventos interplaca.

Como resulta evidente tras la explicación de todo el procesado, esta distinción, en lo que respecta a las estaciones con efecto de sitio, se llevó a cabo no sólo sobre la base del conocimiento previo de las estaciones problemáticas, sino que se incluyeron también aquéllas que presentaran registros de buena calidad pero valores locales claramente anómalos.

Atenuación Sísmica. Aplicación a Terremotos Intraplaca en México Central

¹⁷ Realmente esta separación fue posterior a las regresiones de prueba que se mencionan más adelante y en el Capítulo 7, pero se describe aquí por motivos de coherencia en la explicación.

6.3.3 Consideraciones sobre la aplicación del método de regresión lineal

A la hora de calcular la regresión sobre el conjunto de datos empleado en este trabajo hubo de particularizarse la metodología expuesta en el capítulo anterior para las características propias de la sismicidad intraplaca en México Central. Es en esta serie de detalles donde mejor se puede apreciar la notable simplificación que de las condiciones sismotectónicas se lleva a cabo en las hipótesis bajo las que se efectúa la regresión. Sin embargo, a la vista de los resultados que se presentan en el próximo capítulo, no debe perderse de vista cómo esta aproximación de primer orden en el planteamiento no constituye un obstáculo para alcanzar una excelente correlación entre predicción y observación.

A continuación se explican las diversas decisiones tomadas a la hora de aplicar la regresión por el método de dos pasos de Joyner y Boore (1981):

i) Parámetros utilizados en la regresión

Como se justificó en la sección **5.2.1**, el método de Joyner y Boore, pese a ser de 1981, sigue conservando toda su validez. Además, el hecho de haber sido empleado en el estudio sobre los terremotos interplaca de la región por Ordaz y Singh (op. cit.), es un motivo más para elegirlo, dado que permite comparar ambos resultados directamente. Por tanto, tal y como se dijo allí, no se han considerado términos de pesado no-diagonal y otros detalles de 'ajuste fino'. Lógicamente en un futuro podría usarse otro método para recalcular esta regresión pero, hasta el momento, no resulta del todo claro cómo pueden modificar los resultados otros métodos, por lo que es más seguro emplear una técnica como la presentada, que no introduce más que el peso propio de cada sismo en función de su número de registros.

De hecho, el espíritu del que se ha imbuido este trabajo ha sido el de realizar una regresión lo más sencilla posible y, por tanto, con el menor número de parámetros. Esto se debe, por una parte, a que entre la dispersión de los datos, el efecto de las heterogeneidades del medio y de las diversas estructuras tectónicas, la correlación entre las distintas variables involucradas e incluso los pequeños errores en la estimación de R, f y los demás parámetros considerados, existen demasiadas incertidumbres en el problema como para pretender realizar un estudio de detalle del mismo mínimamente fiable. Por otra parte se debe a la necesidad imperiosa de obtener un resultado de aplicación práctica para fines de ingeniería, campo en el que habitualmente carecen de interés las expresiones con excesivos parámetros, ya que se suele prestar atención únicamente a los términos de mayor orden, mientras que los de menor orden complican los cálculos innecesariamente en la mayoría de los casos. Y, finalmente, un número reducido de parámetros permite agilizar las tareas de cómputo, si bien este aspecto, dada la sencillez de la regresión, no tuvo mucho peso en la decisión.

Debido a esta idea de simplificar la regresión se decidió tomar un ajuste a un polinomio de primer orden para la determinación de la dependencia de la amplitud con M_w en (14.5). Dado que la regresión resultante ha sido óptima, no se ha considerado necesario modificar esta elección *a posteriori*, si bien este aspecto será discutido con más detalle en el Capítulo 7.

Por otro lado, puesto que todas las estaciones con las que se calculó la regresión se hallaban sobre roca firme, se decidió eliminar de la expresión (12.5) el término debido al efecto de sitio ($c \cdot S$). De este modo los resultados tienen validez para una estación emplazada en un terreno sin amplificación, y para particularizar la ley obtenida a una estación con efecto de sitio debe simplemente aplicarse una corrección propia de cada estación. Se considera que, de esta forma, los resultados son más fiables y permiten evaluar mejor y de forma independiente el efecto de sitio sobre cada estación. Esta aclaración, además, sólo es pertinente para la amplitud espectral, ya que el término de sitio no se emplea para A_{máx} -véase (20.5)-¹⁸.

ii) Elección del término de expansión geométrica

Tal y como se vio en el desarrollo teórico realizado en el Capítulo 5, la expansión geométrica se ha tomado como 1/R. La razón de la elección de este valor se basa en que para un evento intraplaca la fuente se encuentra en el manto oceánico y esto provoca que prácticamente la mitad de la energía viaje hacia el interior de la Tierra y se pierda. Por ello, y porque las ondas S son ondas internas, parece lógico asumir que la expansión geométrica para el caso de los sismos intraplaca debe ser mucho más próxima al caso de un frente de ondas esférico (1/R)¹⁹.

Sin embargo, y aunque el razonamiento anterior pudiera parecer concluyente, este problema no es trivial debido a la relativa complejidad de las trayectorias seguidas por las ondas. Por ello, para poder verificar la fiabilidad de esta estimación en la región, se prevé realizar en un futuro un estudio de carácter teórico basado en el cálculo de sismogramas sintéticos. En cualquier caso, en primera aproximación parece razonable elegir un término de expansión geométrica más próximo al de las ondas internas que al de las ondas superficiales.

Además, como medida rápida de comprobación que se comenta con más detalle en el próximo capítulo, durante el cálculo de la regresión se probó con distintos factores de expansión geométrica y se comprobó cómo la menor desviación estándar se obtenía para el caso de 1/R. Este resultado coincide con el de Singh et al. (2001b) mencionado en el Capítulo 4, lo que da una mayor consistencia a la estimación elegida.

iii) Constantes empleadas para el término de fuente

Aunque como ya se señaló en este trabajo no se presentan los resultados correspondientes a la inversión del término de fuente *-log* Si(f) en (11'.5)-, sino únicamente la ley deducida para la atenuación anelástica, para la que el valor de la constante C no es

¹⁸ La razón es que los efectos de amplificación por efecto de sitio son importantes en la aceleración para las altas frecuencias -debido a que éstas son predominantes en los movimientos fuertes-, y a dichas frecuencias estos efectos son contrarrestados e incluso superados por la atenuación anelástica. Este hecho, sin embargo, no se da para la velocidad pico, V_{máx}, en la que el término de sitio es muy importante -predominio de frecuencias más bajas en un sismograma- (Joyner y Boore, 1981).

¹⁹ Esto es completamente distinto para el caso de los eventos interplaca, en los que la fuente se halla en la corteza. En este caso las ondas viajan como en una guía de ondas a lo largo de la corteza, quedando prácticamente toda su energía confinada en el interior de la misma -ondas Lg-, sobre todo a distancias regionales. La expansión geométrica es entonces, a partir de una cierta distancia a la que dichas ondas son ya predominantes frente a las internas, la correspondiente a las ondas superficiales -R^{-1/2}- (véase, p.ej., Ordaz y Singh, 1992).

relevante, se considera necesario justificar aquí los factores tomados en (8.5) para que pueda comprenderse totalmente la aplicación del método a la sismicidad intraplaca.

Para ρ , dado que los terremotos intraplaca considerados se producen en el manto oceánico del *slab*, se ha estimado un valor típico de 3.2 g/cm³ (e.g., Kirby et al., 1996), mientras que para β , por idénticos motivos, se ha tomado 4.68 Km/s (α =8.1 Km/s; σ =0.25), según el modelo elaborado por Campillo et al. (1996) para la región.

En cuanto al patrón de radiación de la onda S en campo lejano, expresado en coordenadas polares como (Aki y Richards, op. cit., ec. 4.32):

$$R_{\beta\phi} = \cos 2\theta \cdot \cos \phi \cdot \Theta - \cos \theta \cdot sen\phi \cdot \Phi \tag{6.6}$$

-donde θ y Φ son vectores unitarios- su estimación no es tan inmediata, dado que cambia con cada estación y cada evento, por lo que se requiere un valor promedio. Para determinarlo se acudió al trabajo de Boore y Boatwright (1984), en el que se estiman los patrones de radiación para las ondas P, S, SV y SH según distintos rangos de distancias y mecanismos focales. Puesto que los mecanismos de los eventos analizados, pese a ser todos normales, varían notablemente en los buzamientos del plano de falla, se decidió tomar el patrón de radiación efectivo para las ondas S promediado sobre toda la esfera focal y calculado genéricamente para todo mecanismo focal, que es 0.55.

6.3.4 Aplicación del método de regresión lineal en dos pasos

Una vez considerados todos los factores descritos en **6.3.3** se procedió a realizar la regresión por el citado método de dos pasos para $A_{máx}$ y cada una de las diez frecuencias analizadas. Dicha regresión se llevó a cabo por el Método de Gauss-Jordan mediante el programa AJ4, escrito en Quickbasic por el Dr. Mario Ordaz del II-UNAM.

En la primera regresión, calculada para evaluar el comportamiento general de los datos, se incluyeron todas las estaciones analizadas para cualquier distancia y sin y con efecto de sitio. Con este mismo conjunto de datos se procedió a variar el término de expansión geométrica buscando el mejor comportamiento de la curva que, como se ha señalado, se halló para la expansión propia de las ondas internas (1/R). Igualmente se realizaron otras regresiones con el fin de establecer la distancia de corte y corroborar lo observado para esta primera regresión. Concretamente se llevó a cabo un ajuste para las estaciones sin efecto de sitio y R<400 Km y, una vez elegida la distancia de corte como 600 Km, varios para esta distancia y las estaciones sin efecto de sitio, que sirvieron para comprobar nuevamente la mejor estimación del coeficiente de expansión geométrica dado por -1.

Con todos estos ensayos y la información previa recogida durante el procesado de los datos se consideró que se estaba en condiciones de eliminar de forma definitiva aquellas estaciones designadas como 'estaciones con efecto de sitio'. El resultado fue la eliminación de 9 estaciones (Cuig, Cup4, Cup5, Tacy, Cuer, Bhpp, Msas, Octt y Tuig) y sus correspondientes 20 registros (8% de los datos).

A este respecto debe señalarse que, en determinados casos, hubo estaciones con marcado efecto de sitio que fueron incluidas en la regresión final. La razón es que, por lo general, el efecto de sitio se presenta únicamente para una frecuencia o rango de frecuencias bastante determinado, fuera del cual no existe amplificación. Esta frecuencia(s) crítica(s) -f_{sitio}-suele condicionar habitualmente el valor de $A_{máx}$ pero, en cambio, los datos del espectro de Fourier para esa estación pueden ser incluidos para la regresión de la amplitud espectral en aquéllas frecuencias suficientemente alejadas de f_{sitio}. Incluso puede darse el caso de que esta f_{sitio} no condicione el valor de $A_{máx}$ por hallarse dicha frecuencia, por ejemplo, muy por debajo de los valores de altas frecuencias (>2-3 Hz) típicos de la $A_{máx}$ de los eventos intraplaca (Singh, com. pers.). En este caso puede mantenerse el dato para la aceleración pico y eliminar de nuevo sólo los correspondientes a la amplitud espectral en torno a f_{sitio}. Como justificación adicional puede añadirse, además, que los resultados obtenidos parecen avalar esta elección.

Este razonamiento, sin embargo, no es válido para las estaciones sobre el Cinturón Volcánico Transmexicano (Cuig, Cup4, Cup5 y Tacy en el Valle de México y Cuer en Cuernavaca), para las que la amplificación se extiende desde al menos 0.2 Hz hasta 1-2 Hz cuando menos. Por ello dichas estaciones fueron eliminadas en todos los casos.

En cuanto a la distancia máxima de cálculo de la regresión, en un principio se decidió tomar 400 Km por analogía con el estudio para los eventos interplaca y porque, para Ingeniería Sísmica, las distancias superiores no presentan mayor interés. Sin embargo, tras comprobar que se obtenían valores negativos de Q para 0.2 y 0.3 Hz -exactamente igual que como les sucedió a Castro et al. (op. cit.)-²⁰, y teniendo en cuenta que entre 400 y 600 Km se disponía aún del 8% de las estaciones, entre las que se encontraban aún casi la quinta parte de las de banda ancha, se escogió finalmente 600 Km como la distancia límite de la regresión definitiva. Esto supuso no considerar otros 16 registros (7% de los datos), todos ellos de banda ancha.

También respecto al parámetro de distancia máxima debe mencionarse una cuestión. Con relación al empleo de estaciones lejanas Joyner y Boore (1981) aplicaron un criterio de selección para determinar la distancia máxima -*cut-off distance*- a la que realizar la regresión denominado 'criterio de disparo' -*triggering condition*-. Estos autores estudiaron, para cada evento, la estación más próxima al epicentro que no se había disparado, y desecharon todos los registros igual o más distantes que dicha estación. En nuestro caso, sin embargo, esto no puede aplicarse por dos motivos: por un lado las estaciones lejanas aquí empleadas tienen distintos umbrales de disparo, con lo que no pueden compararse entre sí; por otro lado, además, las estaciones más lejanas que se han empleado (R>450 Km) son todas de banda ancha y estos equipos, como se ha explicado ya, se disparan con los sensores de velocidad, que a su vez ponen en funcionamiento los de aceleración, por lo que son mucho más sensibles que las estaciones acelerográficas más alejadas. Por estos motivos no se ha empleado distancia de corte (*cut-off*).

En cualquier caso es importante tener en cuenta que, al incluir datos demasiado lejanos en pequeña cantidad, se corre el riesgo de producir una desviación considerable de los

²⁰ La explicación de este hecho se ofrece en el Capítulo 7, aunque se adelantó en parte en el Capítulo 5.

resultados hacia dichos datos. Por este motivo se ha realizado la regresión definitiva hasta 600 Km y posteriormente se analizará el comportamiento de las curvas resultantes respecto a las distancias superiores, en lugar de incluir éstas directamente en el ajuste.

Por lo tanto la regresión definitiva se llevó a cabo para estaciones sobre roca, sin efecto de sitio y para un rango de distancias hipocentrales entre 40 y 600 Km con 199 (85%) de los 235 acelerogramas no desechados durante el procesado de datos. Los restantes 36 registros se usaron para analizar el efecto de sitio (estudio que se presenta aquí) y el de las grandes distancias respecto al ajuste (que se llevará a cabo en un futuro inmediato).

6.3.5 Obtención de los resultados finales

Finalmente, una vez realizada la regresión para A_{máx} y para cada frecuencia elegida del espectro de Fourier, se obtuvieron los resultados definitivos para la amplitud espectral y para la aceleración pico de la siguiente forma:

- Para A_{máx}, por comparación con los términos obtenidos de la regresión, se determinaron los factores F₁, F₂ y F₃ de la expresión (20.5), con lo que se obtuvo la expresión para la predicción del valor de la aceleración pico para el rango de distancias y magnitudes comentado.
- Para la amplitud espectral, una vez obtenidos, a partir de los resultados de las correspondientes regresiones y mediante (13.5), los valores del factor de calidad Q para cada frecuencia, se procedió a realizar una segunda regresión de dichos valores de Q según (19.5), para obtener así la ley de dependencia del factor de calidad del medio para las ondas S con la frecuencia.

Estos resultados, junto con la explicación que se ofrece para ellos, el comportamiento que respecto a los mismos muestran las estaciones con efecto de sitio y los problemas e interrogantes que suscitan estos temas, constituyen el contenido del siguiente capítulo.

7. Resultados y Discusión

<u>7. RESULTADOS Y DISCUSIÓN</u>

Tal y como se mencionó al final del capítulo sexto, en este capítulo se presentan los resultados logrados en este trabajo. Lógicamente esta presentación va ligada indisolublemente a una estimación estadística de su fiabilidad, y el conjunto de todos estos parámetros debe ser analizado tanto para comprender plenamente el significado que encierra como para compararlo con los conocimientos previos existentes sobre el tema, que se resumieron en el apartado **4.3**.

En este capítulo, por tanto, se exponen los resultados obtenidos y se discute su rango de validez (geográfica, predictiva, etc.), sus diversas implicaciones y algunas de las posibles explicaciones para los mismos, dejando abierta la puerta a las nuevas ideas que la continuación de este trabajo o nuevos estudios puedan aportar al problema.

7.1 CONSIDERACIONES PREVIAS ACERCA DE LOS RESULTADOS

Antes de presentar los resultados y comenzar a analizar su significado es preciso detenerse para delimitar el rango de aplicación de los mismos y los diversos factores que deben sopesarse a la hora de intentar comprenderlos en su totalidad.

En primer lugar debe acotarse el área geográfica en la que puede considerarse válida la aplicación de los resultados obtenidos. Los datos analizados corresponden, en promedio, a trayectorias que abarcan una zona del centro de México entre la superficie y una cierta profundidad máxima de estudio. A lo largo de este trabajo (Capítulo 3) se ha delimitado claramente la región denominada como México Central; sin embargo, a la luz de los datos empleados en este trabajo (sección **6.2.3** y Fig. 6.7) queda claro que, si bien los registros empleados cubren suficientemente toda el área mencionada, esta cobertura no es uniforme. Por ello puede estimarse que los resultados que se presentan reflejan, predominantemente, el comportamiento anelástico de la región comprendida entre la Faja Volcánica Transmexicana, la costa del Océano Pacífico desde el sur del estado de Michoacán hasta el extremo occidental del estado de Oaxaca y las estribaciones occidentales de la Sierra Madre Oriental, que se extienden a lo largo de la zona oriental del estado de Puebla y la zona centro del estado de Oaxaca. Como es lógico, también debe esperarse una limitada contribución de las regiones adyacentes en las que, según la Figura 6.7, también se obtuvieron registros, pero la mayor parte de las trayectorias analizadas corresponden al área descrita previamente.

En cuanto al rango de validez de los datos en profundidad, éste puede estimarse sin demasiada complicación, puesto que la fase estudiada corresponde a la onda S directa, como próximo al de las máximas profundidades hipocentrales analizadas (75 Km para el evento nº 1). Ahora bien, dado que este evento es el que presenta una cobertura más escasa, resulta más fiable considerar que las trayectorias estudiadas no abarcan en promedio profundidades por debajo de los 60-65 Km, límite que ya incluye dos sismos mejor registrados (n^{os} 6 y 7).

Geológicamente este intervalo de profundidades incluiría, dada la tectónica de la región expuesta en el Capítulo 3, la totalidad de la corteza continental de la Placa Norteamericana, la corteza oceánica de la Placa de Cocos y parte del manto oceánico de esta misma, sin que pueda descartarse, asimismo, la contribución de pequeñas porciones de manto de la litosfera continental norteamericana presentes entre la corteza continental y el *slab*.

Por lo tanto, puede concluirse que los datos analizados cubren el área mencionada con la suficiente densidad como para asegurar que los resultados representan significativamente el comportamiento de la misma a escala regional. Además, como puede apreciarse en la Figura 6.7, las trayectorias estudiadas presentan la suficiente dispersión en sus direcciones como para que no sea necesario considerar ningún efecto de directividad en los resultados.¹

En segundo lugar debe recalcarse, como ya se hizo en el Capítulo 6, que los registros empleados constituyen un conjunto muy homogéneo y coherente de datos, ya que todos ellos:

- pertenecen a terremotos intraplaca sucedidos en el interior de la Placa de Cocos en subducción, en la misma región² -México Central-, con mecanismo focal similar, profundidad hipocentral entre 40 y 75 Km y magnitud M_w entre 5.8 y 7.4;
- corresponden a estaciones acelerográficas o de banda ancha de campo libre con similares características (véase la sección 6.2.2), sobre roca firme, sin efecto de sitio y a distancias hipocentrales entre 40 y 600 Km³;
- son de gran calidad, con una buena relación señal/ruido y una fase S dominante que engloba al menos el 95% de la energía del registro y no se halla cortada.

Esta alta calidad y gran homogeneidad de los datos empleados, unida al uso de un método relativamente aséptico en el tratamiento de los mismos (véase Capítulo 5), justifica en buena medida los buenos parámetros estadísticos obtenidos en las regresiones que se presentan a continuación y el hecho de que se considere que los resultados logrados representan de modo adecuado el comportamiento para la sismicidad intraplaca del área analizada, que es el principal objetivo de este trabajo.

Finalmente, a la hora de analizar las gráficas y los resultados que se exponen en los próximos apartados, no debe olvidarse que en todo el procesamiento de los datos se ha omitido cualquier consideración acerca de la influencia de ciertos factores -algunos ya mencionados- que, en menor medida pero no por ello de modo inapreciable, pueden influir en la obtención individual de los datos para cada estación. Algunos de estos factores podrían ser: consideración de fuente puntual para las estaciones más próximas en los mayores eventos, fenómenos de directividad de la fuente sísmica -principalmente en los sismos más grandes-, fenómenos de interferencia, diferencias en la estructura tectónica de las trayectorias analizadas

¹ En la mencionada figura puede apreciarse cómo las trayectorias paralelas a la costa son prácticamente tan numerosas como las dirigidas hacia el interior del territorio mexicano.

² Si bien se ha visto que las características tectónicas de la zona no son exactamente las mismas a lo largo de los estados de Michoacán, Guerrero y Oaxaca, bien puede considerarse que son lo suficientemente similares como para ser consideradas conjuntamente.

³ Según se vio en el Capítulo 6, las estaciones a distancias superiores a 600 Km no se introdujeron en el cálculo de la regresión entre otros motivos, precisamente, para evitar la consiguiente desviación (*bias*) de los resultados.

-especialmente en las paralelas y perpendiculares a la línea de costa (véase apartado **4.3**)-, leves diferencias entre los diversos aparatos empleados, influencia del corte del registro -con o sin la onda P-, aleatoriedad de los puntos tomados en el espectro de Fourier, etc.

Todos o algunos de estos factores han podido alterar en cierta medida -si bien no demasiado importante- algunos de los registros utilizados. Por ello debe recordarse y subrayarse la importancia que tiene en las leyes empíricas el hecho de considerar los resultados de forma global, como un promedio de las características de la región en estudio, y no pretender que todos y cada uno de los datos aportados presenten una correlación óptima con la ley estadística obtenida.

Hechas estas aclaraciones previas pueden presentarse seguidamente los resultados logrados para la atenuación sísmica de los eventos intraplaca en la zona centro de México.

7.2 ATENUACIÓN ANELÁSTICA DE LA AMPLITUD ESPECTRAL DE LA ACELERACIÓN

Con el fin de exponer los resultados de un modo lo más organizado y claro posible, en este apartado se discute, en primer lugar, el factor de calidad determinado, a continuación las correspondientes funciones de atenuación y leyes de predicción que permiten estimar los valores de amplitud espectral para las distintas distancias y frecuencias y, por último, la problemática referida a las estaciones con efecto de sitio.

7.2.1 Factor de calidad para la sismicidad intraplaca en México Central

Tal y como se ha pretendido destacar a lo largo de todo este trabajo, el factor de calidad constituye el resultado principal de este estudio y de él se desprenden muchas de las implicaciones que se analizarán posteriormente. El conocimiento de este parámetro para la sismicidad intraplaca en la región permite comprender mejor el comportamiento anelástico de la misma frente a las ondas sísmicas generadas en el manto oceánico de la Placa de Cocos, con lo que ello conlleva tanto en la investigación sobre la estructura litosférica regional como en la estimación de movimientos fuertes del suelo y la consecuente prevención de daños. Es por ello que se expone en primer lugar este factor, del cual se irán derivando diversas aplicaciones.

En la Tabla 7.1 se muestran los valores obtenidos mediante la regresión lineal definitiva por el método de dos pasos. Como se recordará, dicha regresión se realizó para las estaciones sin efecto de sitio y distancia hipocentral menor que 600 Km, supuesta la expansión geométrica igual a la de las ondas internas (1/R). En la tabla se presentan el coeficiente de disipación de energía, Q⁻¹, el factor de calidad, Q, y la desviación estándar de la regresión definida en (16.5) para las diez frecuencias del espectro de Fourier de aceleraciones analizadas en este trabajo.

Como se comentó en el capítulo quinto, a falta de una estimación plenamente rigurosa del error de los coeficientes del ajuste, se ha decidido presentar las desviaciones de la regresión como medida principal de su validez estadística, mientras que los coeficientes

obtenidos de dicha regresión se muestran sin error⁴. En cambio sí se incluyen en la tabla las desviaciones estándar de cada paso de la regresión, dadas por (17.5) y (18.5), que reflejan la bondad del ajuste respecto a la curva global de atenuación $-\sigma_{s^-}$ y respecto a la dependencia con la magnitud $-\sigma_{a^-}$. Estos parámetros ofrecen una información estadística de gran interés y con un significado diferente al del error de Q: según puede interpretarse de (17.5) y (18.5), los dos errores estándar parciales, como toda desviación típica, cuantifican precisamente la diferencia entre los valores reales y los calculados mediante la regresión. Así pues, σ_s constituye una medida de la buena o mala predicción que la fórmula de la amplitud espectral calculada, (15.5), ofrece de los valores de amplitud espectral medidos en la realidad. Análogamente, σ_a hace lo propio para la estimación de la dependencia de dicha amplitud espectral con la magnitud del terremoto. Finalmente σ_y engloba la suma de ambas contribuciones.

Frecuencia (Hz)	Q ⁻¹	Q	σγ	σs	σa
0.1	0.02233	45	0.847	0.322	0.783
0.2	0.00920	109	0.850	0.326	0.785
0.3	0.00330	303	0.799	0.301	0.740
0.6	0.00450	222	0.758	0.292	0.699
1	0.00387	258	0.767	0.286	0.712
2	0.00284	352	0.683	0.253	0.634
3	0.00240	416	0.588	0.228	0.542
6	0.00156	640	0.708	0.285	0.648
10	0.00100	1003	0.857	0.350	0.782
18	0.00058	1708	0.963	0.399	0.876

Tabla 7.1

Valores del coeficiente de disipación de energía (Q^{-1}), el factor de calidad (Q), la desviación estándar total de la regresión (σ_y) y las contribuciones a dicho error del primer (σ_s) y del segundo (σ_a) ajuste para diez frecuencias del espectro de Fourier de aceleración. Resultados de la regresión definitiva (datos de las estaciones sin efecto de sitio a distancias hipocentrales inferiores a 600 Km).

Estimación estadística de los resultados

A partir de la explicación dada en el párrafo anterior resulta más sencillo interpretar los resultados de la Tabla 7.1. Lo primero que puede decirse de los parámetros estadísticos presentados es que, *grosso modo*, ninguno de los tres presenta gran desviación y son muy similares para todas las frecuencias -todos los valores de σ_y , σ_s y σ_a se hallan comprendidos entre \pm 24%, 23% y 27%, respectivamente-. Puede decirse por tanto que, de modo general, todos los valores del factor de calidad presentan fiabilidad estadística parecida, si bien es en las relativamente pequeñas diferencias en las que de ahora en adelante se centrará el análisis.

Como puede apreciarse, el principal error cometido en la regresión por el método de dos pasos se debe al segundo paso, es decir, a la estimación de la dependencia de la amplitud espectral con la magnitud del sismo, M_w . Esto no debe sorprender demasiado, dado que en el Capítulo 5 ya se advirtió de que la variabilidad de σ_a probablemente se debiera más al carácter aleatorio de la relación entre M_w y los coeficientes a_i que a los errores en el muestreo de

⁴ Por ello en la tabla se dan a modo orientativo estos valores con seis (Q⁻¹) y hasta cuatro (Q) cifras significativas para que puedan analizarse claramente, si bien puede que los resultados definitivos varíen respecto a los presentados aquí.

cualquiera de ellos. I.e., pese a la bondad del ajuste, no resulta evidente de forma teórica que la regresión de dichos coeficientes deba responder a una recta ya que, si bien la amplitud espectral es función de la magnitud, no está claro qué tipo de función describe dicha relación y hasta qué punto ésta se cumple de modo habitual.

Además también puede aducirse que se trata de la segunda regresión del método y, por lo tanto, es el ajuste de una serie de coeficientes obtenidos a su vez de otra regresión, por lo que las incertidumbres se acumulan. Incluso, aunque la cantidad de datos no tiene por qué mejorar necesariamente una estimación, puede añadirse que para realizar este ajuste se tienen únicamente once sismos, mientras que en la primera regresión se dispone de casi doscientos datos. En este sentido, se prevé en el futuro inmediato extender el estudio a sismos de magnitud inferior a 5.8, de modo que pueda verificarse de forma más fiable la relación que liga la amplitud espectral -y también $A_{máx}$ - con la magnitud de un sismo intraplaca en la región.

Analizando los errores para las distintas frecuencias puede extraerse que los valores más fiables del factor de calidad, según la desviación estándar de la regresión y de cada paso individual, corresponden a las frecuencias entre 0.6 y 6 Hz y, especialmente, a las de 2, 3 y 6 Hz. Las frecuencias más bajas (0.1, 0.2 y 0.3 Hz) presentan una mayor desviación global, mientras que las más altas (10 y 18 Hz) son las que muestran la mayor dispersión.

Para explicar estas características debe recurrirse a varios argumentos. Por una parte, parece relativamente esperable que se obtenga una mayor desviación en las bajas frecuencias, donde se observaron a lo largo de todo el trabajo las mayores anomalías en el espectro de Fourier (en parte por constituir el límite observable nítidamente del espectro y en parte por la existencia del ruido de gran periodo) y donde, en los reducidos casos en que se llevó a cabo, afectaron más los filtros paso-alta. Estas mayores desviaciones se deben sobre todo, como se acaba ver, a la segunda regresión, mientras que la estimación entre A_{real} y A_{calculada} es, en todos los casos, bastante buena. De hecho, para 0.3 Hz, donde por los problemas mencionados sobre la Q negativa se esperaría mayor dispersión, la bondad del ajuste es ya similar a la de las mejores frecuencias. Esto parece indicar que la posible sobrestimación que se pueda estar haciendo a estas frecuencias del término de expansión geométrica⁵ no afecta demasiado la fiabilidad de la regresión, si bien, como se verá, sí afecta notablemente al valor de Q obtenido.

Por otra parte, tampoco resulta demasiado sorprendente haber obtenido los peores estimadores estadísticos en las altas frecuencias, donde existe la mayor atenuación anelástica y se comentó que existía el problema de $f_{máx}$. Para 10 y 18 Hz se observan claramente las mayores desviaciones en la regresión (σ_s). Además, para 18 Hz se obtiene la peor desviación con diferencia para el ajuste con la magnitud, lo que probablemente indica que a frecuencias tan altas la absorción anelástica complica las mediciones y tiende a anular casi por igual las ondas de los sismos de cualquier magnitud. De hecho, precisamente para 10 y 18 Hz es donde se ha hallado una dependencia más débil con la frecuencia.

⁵ Como se ha comentado en varias ocasiones, el hecho de obtener un valor negativo de Q indica que el término de expansión geométrica considerado es demasiado grande, por lo que para compensar esto el término de atenuación anelástica se hace negativo -i.e., en lugar de representar pérdida de amplitud representa un aumento-.

Por último, respecto al intervalo en el que los resultados presentan una mejor estimación estadística (entre 0.6 y 6 Hz) puede decirse que parece que existe una diferencia palpable entre los valores para 0.6 y 1 Hz y los de 2, 3 y 6 Hz, donde sin duda la regresión presenta la mejor correlación y la menor dispersión. Así, mientras 0.6 y 1 Hz aún muestran parámetros algo similares a los de las bajas frecuencias (aunque en franca mejoría), entre 2 y 6 Hz se tienen con diferencia los mejores estadísticos. Este hecho coincide con lo observado a lo largo de todo el trabajo, donde se apreció para cada sismo la menor dispersión de los datos en torno a esas frecuencias y no se advirtieron especiales problemas de los registros en ellas.

Para terminar, a la vista de los valores que toma σ_s , parece que la estimación empírica de la amplitud espectral coincide razonablemente bien con las observaciones, aspecto éste sobre el que se volverá con más detalle en la sección **7.2.3**.

Obtención de la ley Q=Q(f)

A partir de los valores de Q presentados en la Tabla 7.1 se realizó una nueva regresión lineal para determinar su dependencia con la frecuencia (véase sección **5.2.2** y ec. (19.5)). La expresión resultante, que cuantifica en la forma de la ecuación (10.2) la variación de la atenuación anelástica del medio en función de la frecuencia de las ondas S⁶ consideradas, es:

$$Q(f) = 276 \cdot f^{0.57} \tag{1.7}$$

o, en su forma lineal según (19.5):

$$\log Q(f) = 2.44 + 0.57 \cdot \log f \tag{1'.7}$$

El coeficiente de correlación de esta segunda regresión es r=0.950, estadístico realmente excelente para el tipo de estudio llevado a cabo. A partir de estos resultados queda clara, por una parte, la dependencia del factor de calidad con la frecuencia y, por otra, se ratifica la altísima calidad de los datos empleados, así como la conveniencia del procesado de los mismos según lo descrito en el capítulo anterior.

En la Figura 7.1 se muestran en escala logarítmica los valores de Q para cada frecuencia y la recta dada por la expresión (1'.7). En ella se confirma la bondad del ajuste y se observa que las mayores desviaciones de la regresión se producen, de nuevo, en las bajas frecuencias -véase la explicación en el epígrafe siguiente-.

Aunque más adelante se analizará en detalle la expresión (1.7) para relacionarla con los estudios previos descritos en el apartado **4.3**, de entrada puede afirmarse que los valores de Q_0 (267) y μ (0.57) están dentro de los márgenes de variación habitualmente admitidos para el tipo de región sismotectónica considerada y mencionados en el capítulo segundo.

Análogamente, de un modo más general, puede decirse que los valores de Q_{β} para todas las frecuencias coinciden con los modelos más utilizados. Así, según el modelo SL8 para el factor de calidad en el interior de la Tierra establecido por Anderson y Hart (1978), la litosfera -de 80 Km de espesor- presenta valores de Q_{β} entre 200 y 500, mientras que el manto superior -entre 80 y 500 Km- sólo alcanza valores próximos a 110. Otros modelos más detallados

 $^{^{6}}$ No debe olvidarse que el factor de calidad calculado en este trabajo es Q_{β} .
(véase Udías, 1999) asignan valores de Q_{β} cercanos a 160 para la corteza y a 500 para el manto superior litosférico, si bien se reconoce ampliamente que, en general, para las capas más superficiales existen importantes variaciones de Q. Por ejemplo, para la corteza oceánica en subducción se suele estimar Q_{β} entre 575 y 1750 (véase Herráiz, 1997). Teniendo en cuenta que la zona de estudio es una amalgama de litosfera continental y oceánica, y observando los valores de la Tabla 7.1, puede decirse a primera vista que los resultados coinciden con lo esperable para una zona de las características de las de México Central.



Figura 7.1

Representación gráfica de los factores de calidad, Q, obtenidos para diez frecuencias del espectro de Fourier. La recta viene dada por (1'.7) y representa la ley Q=Q(f) hallada por regresión lineal.

Calidad del ajuste Q=Q(f) y estimación de su fiabilidad

En la Figura 7.1 puede apreciarse cómo los valores con mayor desviación respecto a la regresión calculada se dan para las bajas frecuencias, aspecto que coincide parcialmente con lo mencionado para los resultados de la regresión en dos pasos (Tabla 7.1). Este hecho puede explicarse razonablemente por la influencia de dos factores:

- por un lado, como se ha dicho, es precisamente en las frecuencias de 0.1 y 0.2 Hz donde es mayor la influencia de los ruidos de largo periodo y del uso -en las contadas ocasiones en que se dió- de filtros paso-alta y, en general, donde se ha comprobado que los registros presentaban en numerosas ocasiones una forma del espectro un tanto anómala respecto a la esperada teóricamente;
- por otro lado, como se mencionó en los capítulos cuarto y sexto, entre 0.1 y 0.5 Hz es donde parece concentrarse el problema señalado de los valores negativos del factor de calidad. De hecho, ya se comentó cómo para la regresión de estaciones a distancias inferiores a 400 Km se había obtenido una Q negativa para 0.2 y 0.3 Hz, al igual que sucediera en el estudio de Castro et al. (1990) -sobre este aspecto se volverá en el próximo epígrafe-.

La conjunción de ambos factores es, muy posiblemente, la causa de esta mayor desviación de los valores de Q para 0.1, 0.2 y 0.3 Hz. Se incluye en este grupo el valor de 0.2 Hz ya que, si bien puede apreciarse en la gráfica cómo su valor ajusta perfectamente con la recta calculada por mínimos cuadrados, de su desviación estándar puede pensarse que esta coincidencia es en parte casual, producida muy probablemente por la compensación en el ajuste entre los valores límite superior (0.3 Hz) e inferior (0.1 Hz) de las bajas frecuencias. De hecho, si el valor de 0.3 Hz no fuera anormalmente alto posiblemente la desviación para 0.2 Hz sería bastante superior. En todo caso este interrogante se resolverá en cuanto se diponga de los errores de Q, que permitirán estimar mejor la validez del dato para esas frecuencias.

Por lo demás puede verse que el resto de valores de Q(f) presenta una excelente correlación con la recta calculada en la regresión, como es lógico dado el coeficiente de correlación obtenido. Desde 0.6 Hz en adelante quizá únicamente 18 Hz muestra mayor desviación que para el resto -salvo 3 Hz-. Aunque puede suponerse que, probablemente, esta desviación podría aumentar para frecuencias superiores debido a la influencia de la frecuencia f_{max} y de ruidos de alta frecuencia, dicha desviación no es suficiente, al menos frente a las observadas en las bajas frecuencias, como para considerarla importante. De hecho, si realmente la influencia de fmáx hubiera sido muy notable, esto habría conducido a una importante disminución de la amplitud espectral observada y, en consecuencia, a un valor de Q notablemente inferior. En cambio, como puede apreciarse en la gráfica, la desviación del valor de Q para 18 Hz respecto de la regresión es positiva (sobrestimación), lo que en principio no indicaría un aumento de la atenuación -disminución de Q-, sino todo lo contrario. Realmente, sin embargo, esta desviación es demasiado pequeña para apuntar claramente hacia una sobre o subestimación y se considera dentro de lo esperable. Por lo tanto parece que, pese a haberse obtenido peores regresiones de los datos para las altas frecuencias, esto no ha influido en los valores de Q obtenidos, si bien, nuevamente, se queda a la espera de calcular los correspondientes errores ya mencionados.

Para concluir con esta primera aproximación a la estimación de la validez de la Q lograda, y antes de profundizar en éste y otros análisis, deben mencionarse también las implicaciones que estos resultados tienen en relación con el método empleado.

A la vista de lo expuesto parece claro que el método de dos pasos de Joyner y Boore (1981) seguido, así como el procesado de datos, pese a sus posibles limitaciones y excesivas simplificaciones, no altera significativamente los datos, dado que los parámetros estadísticos son realmente óptimos y este hecho no parece ser fruto del azar. Este aspecto respalda una vez más la elección del mencionado método como una herramienta fiable, sencilla y relativamente aséptica para el tratamiento de los datos en este tipo de estudios. Lógicamente esto no implica que métodos más sofisticados, como los explicados en el Capítulo 5, no pudieran introducir mejoras en el ajuste logrado. No obstante, debido a los inconvenientes ya señalados de aquéllos y a la suficiente bondad de este ajuste para los fines de predicción de movimiento del suelo y prevención de daños, no se considera necesario por el momento repetir los cálculos con otro método.

Por el mismo motivo parece que el ajuste de la dependencia de la magnitud a una recta es suficientemente válido, al menos en primera aproximación aunque, como se ha indicado, es el paso más problemático. Por ello, según se ha dicho, se requiere aún ampliar el conjunto de datos para eventos de menor magnitud (M_w <5.8) con el fin de confirmar la forma de la dependencia de la amplitud espectral con M_w y determinar de un modo definitivo la validez o no del ajuste con la primera potencia⁷, así como los coeficientes más exactos para dicho ajuste.

Resultados de otras regresiones llevadas a cabo: expansión geométrica y distancia de corte

Antes de llegar a la regresión definitiva cuyos resultados se han presentado se llevaron a cabo, según se comentó en el Capítulo 6, varias regresiones con diversos conjuntos de datos. En concreto, las distintas regresiones emplearon los siguientes datos:

 a) todos los datos disponibles -sin y con efecto de sitio, para toda distancia hipocentral-, y coeficiente de expansión geométrica:

a.1) de las ondas internas (-1)

- a.2) de las ondas superficiales (-0.5)
- a.3) de valores intermedios entre los anteriores (-0.6, -0.7, -0.8 y -0.9)
- b) estaciones sin efecto de sitio, a distancia inferior a 400 Km y coeficiente de expansión geométrica de las ondas internas (-1)
- c) estaciones sin efecto de sito, a distancia inferior a 600 Km y coeficiente de expansión geométrica:
 - c.1) de las ondas internas (-1) -ésta es precisamente la regresión definitiva-
 - c.2) de las ondas superficiales (-0.5)
 - c.3) de valores intermedios entre los anteriores (-0.6, -0.7, -0.8 y -0.9)

Estos ensayos tuvieron como objetivo hacerse una idea de los resultados con los que se estaba trabajando, probar diversos valores del coeficiente de expansión geométrica antes de fijar el definitivo y estimar cuál debía ser la distancia hipocentral máxima para evitar valores negativos de Q. Debido a que presentar los coeficientes y errores de todas estas regresiones sería demasiado extenso y pesado, en la Tabla 7.2 se exponen únicamente los factores de calidad obtenidos para las regresiones *a.1*), *a.2*), *b*), *c.1*) *y c.2*)⁸. En la discusión que se inicia a continuación se resumen las principales conclusiones extraídas de estas pruebas, incluidas las referentes a los errores, que ya fueron reseñadas brevemente en la sección **6.3.4**, y en la Tabla 7.3 se muestran los ajustes de Q con f para las regresiones anteriores con sus correspondientes coeficientes de correlación y desviaciones típicas de la muestra.

Primeramente se analizará el problema del coeficiente de expansión geométrica (véase simultáneamente la Figura 7.2). Las diversas regresiones realizadas variando dicho parámetro -*a*) y *c*)-, aparte de proporcionar una buena idea de los resultados esperables en el estudio,

⁷ En este estudio no se ha llevado a cabo el ajuste con la segunda potencia de la magnitud, tal y como se expresa en (14.5). Sin embargo, con un conjunto de datos que abarque magnitudes desde 5.0 hasta 7.4 esta dependencia cuadrática, si existiera, podría verse más claramente, razón por la que, por el momento, se ha postergado este análisis. ⁸ Se han elegido las regresiones *a.1*, *a.2*, *y c.1*, *c.2*) por constituir los casos extremos dentro de los valores del coeficiente de expansión geométrica y representar dos casos comunes -ondas internas y ondas superficiales-.

Frecuencia	Factor de calidad, Q						
(Hz)	a.1)	a.2)	b)	c.1)	c.2)		
0.1	84	29	67	45	18		
0.2	199	57		109	35		
0.3	236	88	2123*	303*	68		
0.6	222	122	290	222	92		
1	292	177	292	258	137		
2	332	234	427	352	210		
3	425	332	425	416	287		
6	674	532	563	640	455		
10	1050	840	829	1003	738		
18	2062	1616	1344	1708	1272		

avalaron hasta cierto punto, como se dijo en el Capítulo 6, la elección del término de expansión geométrica según las ondas internas (R⁻¹), en acuerdo con lo esperado teóricamente.

Tabla 7.2

Factores de calidad, Q, para las diez frecuencias del espectro de las regresiones a.1, a.2, b, c.1, y c.2). El criterio de cifras significativas es el de la Tabla 7.1 (véase nota 4). El valor para 0.2 Hz de b) se ha omitido por ser negativo y carecer de significado físico. Los valores con asterisco son anormalmente altos debido a una sobrestimación de la expansión geométrica. Se muestran en **negrita** los valores de la regresión definitiva -c.1-.

Salvo para dos frecuencias, en *a*) se obtuvo siempre el menor error estándar con el coeficiente de valor -1 o, a lo sumo, al usar indistintamente -1 o -0.9, mientras que para *c*) -1 fue siempre el valor con menor desviación. Con el término de ondas superficiales ($\mathbb{R}^{-1/2}$) se obtuvo, como es lógico, un menor factor de calidad -mayor atenuación anelástica para compensar la menor expansión geométrica-, pero además mayores errores que con cualquier otro coeficiente con significado físico (i.e., entre -0.5 y -1). Estos errores, pese a todo, son tan sólo levemente superiores (entre un 0.8 y un 4.3%) a los mínimos logrados con -1.

En cambio, para complicar aún más la situación, el coeficiente de correlación de la regresión de Q(f) obtenido con -0.5 es sistemáticamente menor que el hallado con -1 (de hecho, sorprendentemente, dicho coeficiente para *c.1*) es peor que el de todos los demás excepto *b*)) -Tabla 7.3-. Más aún, podría aducirse que la elección de dicho coeficiente eliminaría, además, los problemas asociados con valores negativos de Q, dado que éstos indican precisamente una expansión geométrica excesiva, que con el coeficiente -0.5 lógicamente desaparecería. Sin embargo, no todo son ventajas, puesto que la desviación típica de la muestra para *c.2*) es superior a la presentada -*c.1*)- en más del 20%.

Todo esto lleva a pensar que, por tanto, las diferencias en el error no son determinantes a la hora de decantarse por una u otra opción. Indudablemente, debería darse más importancia al hecho de lograr menor desviación en la regresión de los datos que en la del factor de calidad, ya que la primera constituye realmente el ajuste de las observaciones y condiciona la segunda, y además las diferencias en esta última son mínimas. Pese a ello, este criterio no es de por sí decisivo. Sin embargo, la idea de elegir la expansión como la de las ondas internas es aparentemente más acorde con la física del problema por lo que, unido al hecho de que dicho valor presenta un mínimo para el error de la primera regresión, la decisión elegida de tomar el coeficiente -1 tiene, en nuestra opinión, mayor consistencia que las demás.

Pese a todo, y como se ha señalado en un par de ocasiones, queda aún pendiente una confirmación rigurosa de esta elección, que se pretende llevar a cabo en el futuro a través de un detallado estudio mediante acelerogramas sintéticos.



Valores de Q y regresiones para los distintos casos discutidos en el texto. En todas las figuras los círculos negros y la recta continua representan los valores de Q y su correspondiente regresión, respectivamente, para c.1) -ajuste definitivo-. Esta regresión se compara en cada caso con: a) a.1; b) c.2; c) a.2 y c.2; d) b, cuyos datos se representan siempre en blanco y cuyas regresiones se representan siempre -salvo en c)-en trazo discontinuo. Para c) los cuadrados blancos son los datos de a.2 y los círculos blancos los de c.2.

Con respecto a los valores de Q propiamente dichos -Tabla 7.2- obtenidos para *a*) y *c*) puede decirse, de modo general, que las diferencias no son demasiado importantes entre ambos, sobre todo si se excluyen las bajas frecuencias (0.1-0.3 Hz). Esto se debe, sobre todo, a la escasez de datos existentes entre 600 y 1400 Km. La principal diferencia reside en que, al incluir datos más lejanos en *a*), y puesto que la amplitud decae exponencialmente -i.e., la atenuación aumenta mucho más lentamente a distancias grandes a la fuente que a pequeñas-, se obtiene una Q mayor -menor atenuación- en *a*) que en *c*). Lógicamente, este hecho es más notorio para *a.2*) y *c.2*) (coeficiente de expansión -0.5) dado que, en estos casos, al ser menor la expansión geométrica, la atenuación anelástica se hace más importante y por lo tanto las diferencias se suavizan e incluso se anulan para algunas frecuencias; más aún, para 0.3 Hz, precisamente donde el valor de Q para *c.1*) es, como se comentó, anormalmente alto debido a la sobrestimación de la expansión geométrica, el valor de *a.1*) es menor que el de *c.1*).⁹

⁹ Esto no sucede para *c.2*), pues al tomar la expansión geométrica como R^{-1/2}, además de aumentar las diferencias entre ambos ajustes, se elimina el problema de la Q negativa o anormalmente alta para las bajas frecuencias.

Dorémotro	Regresión							
Farametro	a.1)	a.2)	b)	c.1)	c.2)			
Q ₀	322	172	407	276	131			
μ	0.50	0.71	0.32	0.57	0.77			
r	0.959	0.995	0.549	0.950	0.996			
σ _{n-1}	0.868	1.176	0.942	0.994	1.278			

Tabla 7.3

Valores de Q₀, μ , el coeficiente de correlación (r) y la desviación típica de la muestra (σ_{n-1}) del ajuste del factor de calidad con la frecuencia para las regresiones *a.1*), *a.2*), *b*), *c.1*) y *c.2*). El criterio de cifras significativas es el mismo que en la Tabla 7.1 (véase nota 4). Se muestran en **negrita** los valores de la regresión definitiva -*c.1*)-.

En cuanto a los parámetros de la regresión de Q con f obtenidos en cada caso puede verse, a partir de la Tabla 7.3, cómo todos ellos están de acuerdo con lo esperado para una zona sismotectónica activa como México Central. Además se observa que para los ajustes con el coeficiente -0.5 se obtienen dependencias más fuertes con la frecuencia -mayor μ - y menores valores de Q₀ que con el coeficiente -1. Esto es perfectamente lógico, dado que al presentar dichas regresiones menor expansión geométrica requieren mayor atenuación anelástica para ajustar las observaciones, lo que se logra con un bajo Q₀ y un elevado μ que generan valores de Q más bajos -mayor atenuación- que para el caso de -1. Finalmente puede verse que la regresión *b*), debido a los problemas señalados con los valores negativos de Q, presenta estadísticos muy pobres, razón por la que fue desechada.

En segundo lugar, una vez elegido el coeficiente de expansión geométrica como -1 y eliminadas las estaciones con efecto de sitio, estas regresiones permitieron resolver la cuestión de la distancia máxima para la regresión. Según se comentó en la sección **6.3.4**, en primer lugar se probó con una distancia de corte de 400 Km -regresión *b*)-. Los resultados, mostrados en la Tabla 7.2, no permiten una explicación sencilla. Por una parte, el factor de calidad resultante para las altas frecuencias (> 3 Hz) fue menor -mayor atenuación- que el obtenido para *a.1*), debido seguramente al mencionado carácter exponencial de la atenuación. Debe subrayarse que, sorprendentemente, este comportamiento se observa pese a que en *b*) no se consideraban las estaciones con efecto de sitio, que precisamente presentan una atenuación por encima de lo normal en las altas frecuencias¹⁰, mientras que en *a*) dichas estaciones sí estaban incluidas. Por otra parte, en cambio, se obtuvieron valores de Q tanto mayores como menores respecto a los de *a.1*) entre 0.1 y 2 Hz. Dichos valores no resultan fácilmente explicables y deben considerarse causados al menos en parte por las particularidades de los datos escogidos.

En cualquier caso los resultados más relevantes del ajuste para 400 Km fueron los valores negativos de Q hallados para 0.2 y 0.3 Hz. Como se ha explicado ya, dichos valores indican que, para esas frecuencias, se está tomando una expansión geométrica excesiva que obliga, para ajustar la curva a los datos, a aumentar la amplitud calculada de modo artificial a través de un factor de calidad negativo -que cuantifica, por tanto, no una pérdida de amplitud,

¹⁰ Recuérdese que para las estaciones con efecto de sitio suele existir una amplificación a bajas frecuencias y una atenuación superior a la media para las altas frecuencias.

sino una ganancia-. A la vista de esta explicación resulta evidente que dichos resultados carecen de significado físico real -fuera de indicar dicha sobrestimación de la expansión geométrica-, lo que unido a la muy pobre correlación obtenida para la regresión de Q con f (Tabla 7.3) determinó que se desechara 400 Km como distancia de corte. Por ello, y puesto que, como se detalló en el Capítulo 6, aún se disponía de un importante número de datos (8%) entre 400 y 600 Km, se decidió ampliar la distancia de corte a esta última. Los resultados obtenidos para 600 Km, ya analizados en detalle, resultaron ser mucho mejores, por lo que se eligió finalmente esta distancia como la de corte para la regresión definitiva.

Para concluir puede decirse que haber tomado la regresión definitiva hasta 600 Km y con coeficiente de expansión geométrica -1, a la vista de lo expuesto, ha permitido obtener valores positivos del factor de calidad para todas las frecuencias y la menor desviación entre observaciones y predicción de todas las regresiones con las que se ha probado. Todo esto, además, empleando parámetros acordes con la teoría de propagación de ondas. Sin embargo, por lo que puede verse de los valores de Q en las bajas frecuencias (0.1-0.3 Hz), es posible que la expansión geométrica esté sobrestimada en dicho rango y pueda ser algo menor. Este fenómeno entra dentro de lo posible, dado que para los grandes periodos pudiera ser que las ondas internas generadas en el *slab* sufrieran una importante conversión en el Moho y se propagaran a través de la corteza continental de forma algo más semejante a las ondas superficiales -para las altas frecuencias este hecho sería mucho más improbable-. Queda la posibilidad, por tanto, de elaborar un estudio más detallado que considere un factor de expansión geométrica diferente para cada frecuencia, aspecto éste que podría dar luz sobre el tema, aunque no presenta mayor interés a efectos de prevención de daños y predicción del movimiento del suelo.

Comparación con estudios previos en México Central: atenuación anelástica para la sismicidad intraplaca e interplaca

Desgraciadamente, como se comentó en el apartado **4.3**, apenas existen estudios sobre atenuación para terremotos intraplaca, tanto a escala mundial como en México, y los escasos que hay sólo se refieren al decaimiento de la aceleración pico. En consecuencia, debido al carácter pionero de este trabajo, no es posible en esta parte del mismo comparar los resultados obtenidos con ninguna investigación llevada a cabo para determinar el factor de calidad referido a eventos intraplaca.

Sí existen sin embargo, como ya se vio, numerosos trabajos dedicados a determinar la atenuación anelástica en la región a partir de registros de los terremotos interplaca de la zona de subducción. De hecho, una de las metas más importantes de este estudio es, precisamente, comparar la atenuación que sufren las ondas procedentes de los sismos intraplaca con la que se ha calculado para los sismos interplaca.

Tomando como referencia el estudio de Ordaz y Singh (1992) que, como se explicó, ha servido de base para este trabajo y constituye la estimación más fiable del factor de calidad

realizada en la región, puede verse que la ley de dependencia del factor de calidad, Q, con la frecuencia deducida por estos autores:

$$Q(f) = 273 \cdot f^{0.66} \tag{2.4}$$

es prácticamente idéntica a la calculada en este trabajo:

$$Q(f) = 276 \cdot f^{0.57} \tag{1.7}$$

En la Figura 7.3 se presentan los valores obtenidos para el factor de calidad en las distintas frecuencias analizadas, la recta correspondiente a la regresión dada por (1'.7) y la recta correspondiente a los eventos interplaca, dada por el logaritmo decimal de (2.4). Como se ve, la similitud entre ambas regresiones es casi perfecta. Más aún, esta gráfica pone de manifiesto una vez más el excelente conjunto de datos con el que se ha trabajado, puesto que los puntos representados en ella, correspondientes a los datos intraplaca individuales de Q aún sin ajustar, prácticamente coinciden con la recta obtenida de la regresión de los interplaca que, por el contrario, presentaba una dispersión de los datos mucho mayor (véase Ordaz y Singh, op. cit.).



Figura 7.3

Comparación del factor de calidad, Q, en función de la frecuencia para la sismicidad intraplaca e interplaca en México Central. Los círculos representan los datos de Q obtenidos en este estudio para la sismicidad intraplaca, la recta continua su estimación mediante (1'.7) y la recta discontinua la estimación para los eventos interplaca obtenida por Ordaz y Singh (1992) y presentada en (2.4).

Además, observando la gráfica junto con (2.4) y (2.7), puede verse que la atenuación anelástica para los intraplaca es menor -mayor Q- que la de los interplaca para frecuencias inferiores a 1 Hz y mayor -menor Q- para las frecuencias por encima de 1 Hz. Numéricamente las diferencias son máximas en los extremos del intervalo considerado (19.6% para 0.1 Hz y 22% para 18 Hz), se mantienen por encima del 10% por debajo de 0.35 Hz y por encima de 3.6 Hz, y desaparecen a la frecuencia de cruce, en la que ambas expresiones coinciden, dada por:

$$f_{cruce} = \left(\frac{276}{273}\right)^{1/0.09} = 1.13Hz$$
(2.7)

Esta primera comparación indica claramente que, por una parte, el factor de calidad en la región es relativamente bajo -atenuación importante- y depende fuertemente de la frecuencia, como es de esperar en una zona tectónicamente activa y han confirmado numerosos trabajos (véase **4.3**). Por otra, que la atenuación anelástica para los terremotos intraplaca e interplaca es aproximadamente la misma.

Este resultado, en cambio, es absolutamente sorprendente. Por un lado, a partir de un razonamiento puramente teórico, se esperaría que las ondas generadas en un terremoto intraplaca, al atravesar parte del manto y corteza oceánicos del *slab* y después la totalidad de la corteza continental norteamericana, sufrieran mayor atenuación anelástica -debida en buena medida al gran poder de absorción anelástica del manto y de dispersión de la discontinuidad de Mohorovicic- que las ondas de los eventos interplaca, confinadas en su mayor parte a la corteza continental somera. Por otro lado, en cambio, a la vista de los resultados preliminares obtenidos para A_{máx} en los sismos intraplaca por Singh et al. (1999, 2001b), que indicaban menor atenuación de este parámetro que para el caso interplaca -véase **4.3**-, se pensaba que esta observación era debida a que, de un modo u otro, la atenuación anelástica que afectaba a los eventos intraplaca era menor, y éste era precisamente el resultado que se esperaba hallar antes de comenzar esta investigación.

Sin embargo, contra todo pronóstico y por motivos que aún no resultan del todo claros, de los resultados presentados sólo puede concluirse que la atenuación anelástica que rige la propagación de las ondas de los eventos intraplaca no es ni mayor ni menor que la que afecta las ondas de los interplaca, sino prácticamente la misma.

Aunque todavía no se ha ofrecido una explicación definitiva, un posible argumento para intentar justificar la similitud de ambas atenuaciones anelásticas, a la luz de los trabajos de Margerin et al. (1999) y Shapiro et al. (2000) discutidos en **4.3**, podría ser que, supuesta según lo esperado la absorción anelástica notablemente mayor para las trayectorias de los eventos intraplaca que para las de los interplaca, la contribución del *scattering*, tan importante en la corteza mexicana somera, sea notablemente menor para las primeras. Es decir, que la mayor absorción anelástica del *slab* atravesado por las ondas en los eventos intraplaca se vea compensada por la mayor capacidad de esparcimiento de la corteza continental por la que viajan las ondas de los sismos interplaca, de modo que el resultado global de la atenuación anelástica en ambos casos sea similar. Esta hipótesis estaría de acuerdo con los mencionados estudios, que subrayan la gran importancia del *scattering* -muy dependiente además de la frecuencia, en total acuerdo con lo obtenido- en la corteza de la Placa Norteamericana.

Estos trabajos, además, justifican la fuerte dependencia observada con la frecuencia como consecuencia del efecto dispersivo del Moho. Este último aspecto permitiría precisamente explicar el porqué de la fuerte dependencia de Q con f para los intraplaca, ya que en principio, si la atenuación de este tipo de eventos se debe básicamente a la absorción anelástica -que, según todos los estudios, es más o menos constante e independiente de la frecuencia.

Este razonamiento parece estar en consonancia con los resultados presentados y permitiría guizá explicar también por qué la atenuación anelástica es ligeramente menor para los eventos intraplaca por debajo de 1 Hz. Todos los estudios en México parecen apuntar a que entre 0.1 y 1 Hz el scattering es el factor de atenuación anelástica predominante, mientras que la absorción anelástica comienza a tomar más importancia a partir de 1 Hz, para hacerse dominante por encima de 3-6 Hz, aproximadamente. Por ello, como para frecuencias entre 0.1 y 1 Hz el esparcimiento en la corteza es un fenómeno más crítico para las ondas superficiales de los eventos interplaca (los estudios en la zona muestran que los sismos interplaca en la corteza continental excitan más eficazmente las ondas Lg -Ottemöller et al., 2001-) que para las ondas internas de los intraplaca (más afectadas por la absorción en el manto que por el scattering cortical) el factor de calidad de las primeras resulta ser menor -mayor atenuación-. En cambio, por encima de 1 Hz el esparcimiento en la corteza se hace más débil (dado que las heterogeneidades corticales tienen mayor tamaño medio que las longitudes de onda para dichas frecuencias), mientras que la absorción anelástica en el manto se hace determinante, con lo que la situación se invierte y se obtiene un valor de Q menor para los intraplaca. Sin embargo, y puesto que la diferencia entre (2.4) y (2.7) es realmente pequeña, no debería descartarse por el momento que ésta se deba únicamente a una incertidumbre en su determinación.

Para terminar con la comparación respecto al estudio sobre eventos interplaca de Ordaz y Singh, comentar que en el presente trabajo únicamente se han obtenido valores anormalmente altos respecto a la ley deducida para 0.3 Hz. Como se ha mencionado, esto parece indicar que en torno a esa frecuencia la expansión geométrica podría no ser tan fuerte como la de las ondas internas. Para los eventos interplaca, en cambio, donde la expansión geométrica era más similar a la de las ondas superficiales, este tipo de problemas se presentó para frecuencias próximas a 1 Hz (Castro et al., 1990; Ordaz y Singh, 1992), donde en este trabajo se obtiene un ajuste casi perfecto. Estas diferencias no tienen nada de extraño y podrían deberse en principio al carácter de las ondas analizadas, superficiales en el caso de los sismos interplaca e internas en el de los intraplaca.

En lo referente a los otros estudios de atenuación basados en eventos interplaca y descritos en **4.3** puede decirse, en líneas generales, que los resultados expuestos están en razonable acuerdo con aquéllos. Esto no era algo esperable *a priori*, dada la diferencia entre los factores de calidad calculados en cada caso $-Q_{\beta}$, Q_{Lg} , etc.- y que en este estudio se trata de eventos intraplaca cuyas ondas, por tanto, recorren distintas trayectorias que las de los interplaca. Como ejemplo ilustrativo, en la Figura 7.4 se compara la ley Q=Q(f) obtenida en este trabajo con las determinadas por Castro et al. (1990), Ordaz y Singh (1992) y Ottemöller et al. (2001) que se comentaron en dicho apartado. Se han elegido estas leyes por ser las más representativas obtenidas hasta la fecha y porque son las que abarcan un área de estudio más parecida a la que aquí se analiza. Además, salvo para el último estudio, en todos ellos el factor de calidad calculado es Q_{β} , si bien es únicamente en este trabajo en el que se determina para los eventos intraplaca.



Figura 7.4

Factor de calidad, Q, en función de la frecuencia para diversos estudios de atenuación en México Central. Simbología: círculos negros y línea continua, datos y regresión de este trabajo, respectivamente; línea discontinua simple: Ordaz y Singh (1992); línea discontinua con asteriscos: Castro et al. (1990) con expansión geométrica de ondas internas; línea discontinua con rombos: Castro et al. (1990) con expansión geométrica de ondas superficiales; línea discontinua con cuadrado: Ottemöller et al. (2001).

Como puede verse de esta figura, dentro del mencionado acuerdo entre todos los estudios -a pesar de que este trabajo considera sismicidad intraplaca y no interplaca-, las leyes obtenidas para eventos interplaca determinan, como es lógico, una mayor atenuación -menor Q- para las bajas frecuencias, dada la menor expansión geométrica de las ondas predominantes generadas en este tipo de terremotos y al mayor carácter dispersivo de la corteza superficial. En cambio, el factor de calidad observado en este trabajo para las altas frecuencias es el menor -mayor atenuación anelástica-, debido posiblemente, como se ha explicado, al importante papel que desempeña la absorción anelástica del manto en esas frecuencias para la sismicidad intraplaca.

Asimismo se aprecia claramente que las expresiones propuestas por Castro et al. (1990) y Ordaz y Singh (1992), pese a basarse en eventos interplaca y considerar en general diferente expansión geométrica, coinciden satisfactoriamente con la propuesta aquí para eventos intraplaca¹¹. Por el contrario, la relación dada por Ottemöller et al. (2001) difiere significativamente del resto. Esto es perfectamente lógico, dado que el factor de calidad calculado por estos autores se basa en las ondas Lg (Q_{Lg}). Estas ondas, producto de reflexiones múltiples de ondas S atrapadas en el interior de la corteza, presentan en general una atenuación anelástica notablemente mayor que las ondas S directas, dado que pueden ser fuertemente atenuadas o bloqueadas por cuencas sedimentarias, donde la atenuación a bajas frecuencias es mayor (Ottemöller et al., 2001). Este aspecto queda patente en la figura donde, debido a la fuerte dependencia con la frecuencia que muestra Q_{Lg} , para las altas frecuencias este factor de calidad prácticamente se equipara con Q_{β} . Este hecho, además, podría apoyar de alguna forma las tesis explicadas en el Capítulo 2 que sostienen la convergencia de los

¹¹ La más semejante a la propuesta en este trabajo es precisamente la de Ordaz y Singh (1992).

diversos factores de calidad para las altas frecuencias, posiblemente debida a la menor dependencia de la frecuencia que presenta la absorción anelástica, factor dominante a dichas frecuencias.

En otro orden de cosas, aunque relacionado con lo anterior, y siguiendo a Ottemöller et al. (2001), en la Figura 7.5 se muestra el coeficiente de disipación de energía (Q^{-1}) frente a la frecuencia. La idea de esta gráfica es analizar si Q_{β}^{-1} presenta, como se establecía en ese estudio para Q_{Lg}^{-1} para frecuencias inferiores a 1.6 Hz, un intervalo de bajas frecuencias para el que es más o menos constante.

Pese a que las conclusiones al respecto deberían ser provisionales, pues la falta de estimación del error de Q^{-1} limita en parte la validez de la gráfica, a la vista de ésta parece bastante evidente, como primera aproximación, que en principio este tipo de comportamiento no se produce para Q_{β}^{-1} de los sismos intraplaca. Aún cuando no se consideraran los valores para 0.1 y 0.2 -realmente 0.18 Hz- (puesto que en dicho trabajo se analizan frecuencias desde 0.2 Hz y es precisamente desde esta frecuencia hasta 1.6 Hz donde los autores observan el carácter constante de Q^{-1}) parece que Q^{-1} tiende a disminuir conforme aumenta la frecuencia independientemente del intervalo considerado (sólo el valor de 0.3 Hz, anormalmente bajo por los motivos ya discutidos, rompe esta tendencia). Así pues puede afirmarse que, si bien podría confirmarse con medidas para más frecuencias y los errores de Q^{-1} , el coeficiente de disipación de energía considerado no presenta un valor constante para ningún intervalo de frecuencias.



Coeficiente de disipación de energía, Q⁻¹, en función de la frecuencia para las diez frecuencias analizadas en este trabajo.

En último lugar, debe señalarse que, hasta aquí, se ha analizado tan sólo la atenuación anelástica que afecta a los terremotos intra e interplaca. Para evaluar la atenuación global de ambos tipos de eventos es preciso considerar tanto la contribución de la atenuación anelástica como la de la expansión geométrica. Precisamente este estudio se lleva a cabo en el próximo apartado, donde se determinan las funciones de atenuación para los terremotos intraplaca.

Como conclusión de todo lo expuesto en este epígrafe puede decirse que los resultados obtenidos se encuentran en razonable acuerdo con los estudios previos sobre la región, pero requieren de una explicación más rigurosa para justificar su similitud con los deducidos para eventos interplaca. En este sentido podría ser realmente reveladora la separación del factor de calidad aparente en sus contribuciones intrínseca (Q_i) y extrínseca (Q_s), para lo que se está preparando un trabajo al respecto basado en análisis de coda.

7.2.2 Ley de atenuación de la amplitud espectral de la aceleración

Otro de los objetivos principales de este trabajo es obtener una expresión que permita predecir el decaimiento de la amplitud de los parámetros de movimiento del terreno -en este caso, la aceleración- para un punto cualquiera conocida la amplitud de dichos parámetros en el foco del terremoto. Este tipo de información es, precisamente, la que se emplea con posterioridad en la elaboración de códigos de construcción sismorresistente, por lo que su papel es crucial en Ingeniería Sísmica y Prevención de Daños.

Para cuantificar la atenuación sísmica global, suma de las contribuciones de la expansión geométrica y de la atenuación anelástica (absorción anelástica y scattering -ambas incluidas dentro del factor de calidad aparente calculado-), se emplea la función de atenuación, definida como:

$$\Gamma(f,R) = G(R) \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R / \beta \cdot Q(f)}$$
(3.7)

donde *G*(*R*) representa la expansión geométrica y la exponencial la atenuación anelástica. Para el caso de estudio *G*(*R*) se ha supuesto igual a 1/R e independiente de la frecuencia¹², mientras que *Q*(*f*) viene dada por (1.7) y el valor de β se comentó en el capítulo anterior. De este modo la función de atenuación para los terremotos intraplaca en la zona centro-meridional de México puede expresarse como:

$$\Gamma(f,R) = \frac{1}{R} \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R / 4.68 \cdot 276 \cdot f^{0.57}} = \frac{1}{R} \cdot e^{-0.00243 \cdot f^{0.43} \cdot R}$$
(4.7)

donde *R* viene expresado en Km y *f* lógicamente en Hz. A partir de esta expresión pueden construirse las curvas teóricas de atenuación para cada frecuencia, que permiten conocer la atenuación esperada para la amplitud espectral de la aceleración de una frecuencia dada a la distancia que se desee. Esto último, sin embargo, debe matizarse, pues no debe olvidarse que, en principio, estas curvas son válidas únicamente en el rango de distancias hipocentrales en el que fueron deducidas, es decir, entre 40 y 600 Km (sobre este tema se volverá más adelante).

Gráficas de las funciones de atenuación

Una vez se dispone de la estimación teórica de cómo disminuye la amplitud espectral con la distancia resulta interesante poder comparar dicha estimación con los datos reales utilizados, con el fin de evaluar la capacidad predictiva del resultado y sus posibles limitaciones.

Atenuación Sísmica. Aplicación a Terremotos Intraplaca en México Central

¹² Aunque, como se ha visto en la sección anterior, es muy posible que varíe su forma entre las bajas y las altas frecuencias.

Para ello, y como en (4.7) no se incluye término de fuente, sino sólo de expansión geométrica y atenuación anelástica, deben corregirse los datos reales en función de dicho término de fuente. La expresión vista en el Capítulo 5 para la amplitud espectral de la aceleración viene dada por:

$$A(f,R) = C \frac{1}{R} S(f) \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R/Q(f) \cdot \beta}$$
(9.5)

Por otra parte, como se explicó allí, durante el ajuste lineal realizado para hallar Q se obtiene, también en el primer paso, otro término por cada evento $-a_i$ - que engloba la constante *C* y el espectro de la fuente *S*(*f*), y que después permite deducir la dependencia con M_w. Por todo ello basta dividir los datos reales obtenidos en cada estación (la media cuadrática de las dos componentes, dada en (5.6)) por la exponencial de dicho término de fuente (e^a=C·S(f), como se vio en **5.2.1**) para hallar el valor de la amplitud observada, eliminada la contribución del foco.

Para aclarar conceptualmente el proceso: lo único que se hace, con el fin de comparar simultáneamente los datos de todos los eventos para cada frecuencia, es escalar cada dato de amplitud en función del tamaño del sismo correspondiente. De esta forma se elimina toda dependencia del valor medido con la magnitud del evento y sólo queda la contribución debida a la dependencia con R, que es precisamente lo que expresa la función de atenuación $\Gamma(f,R)$.

En la Figura 7.6 se muestran las curvas de atenuación correspondientes a (4.7), calculadas para las diez frecuencias, junto con los datos de las estaciones empleadas en la regresión definitiva y los datos de las estaciones con efecto de sitio -que serán analizados en la sección **7.2.5**-, todos ellos escalados según se acaba de explicar. Asimismo se incluyen las curvas de atenuación para los terremotos interplaca calculadas por Ordaz y Singh (1992), que serán comparadas más adelante con las obtenidas en este trabajo.





Figura 7.6

Función de atenuación $\Gamma(f,R)$ representada en función de la distancia para diez frecuencias. Los círculos corresponden a los datos de las estaciones empleadas en la regresión definitiva. Los triángulos representan los datos de las estaciones con efecto de sitio. Las curvas continuas son las funciones de atenuación calculadas para los terremotos intraplaca mediante (4.7). Las curvas discontinuas son las funciones de atenuación para los terremotos interplaca obtenidas por Ordaz y Singh (1992).

En las gráficas presentadas pueden apreciarse fácilmente varias de las características ya comentadas de los resultados y algunas otras no mencionadas aún. En primer lugar, además del carácter evidentemente exponencial del fenómeno de atenuación, se observa claramente la relativa dispersión de los datos -sin considerar aún las estaciones con efecto de sitio- producto, en parte, posiblemente de los efectos comentados en 7.1 (directividad, fuente puntual, etc.) y de las diversas incertidumbres que no se han considerado y, en parte también, del propio carácter estocástico del movimiento sísmico. Dicha dispersión, en consonancia con **7.2.1**, es mayor entre 0.1 y 0.3 Hz -donde el ajuste es bastante pobre a distancias pequeñas- y en 18 Hz, por los motivos señalados en dicha sección. Entre 0.6 y 10 Hz, en cambio, la

dispersión es bastante pequeña, especialmente para 2, 3 -la menor- y 6 Hz. Como se mencionó en dicha sección, el hecho de que la dispersión de los datos no sea excesiva es otro motivo que parece apuntar hacia la validez de la regresión lineal -y no cuadrática- de a_i con M_w.

También puede apreciarse cómo la atenuación total crece considerablemente -la curva se va haciendo más pendiente- conforme aumenta la frecuencia. Esto es totalmente lógico, puesto que entre 0.1 y 1 Hz, como se ha dicho, predomina el esparcimiento y la absorción anelástica es pequeña; sin embargo, a partir de 1 Hz el *scattering* empieza a ser menos importante y el segundo factor comienza a aumentar fuertemente -como lo hace también la dependencia de Q con la frecuencia- hasta hacerse dominante y producir una drástica atenuación con la distancia para frecuencias por encima de los 10 Hz. La distinta contribución del esparcimiento -más heterogéneo y difuso- y la absorción -de efectos más homogéneos y determinados- podría ser también uno de los factores causantes de la mayor dispersión para los datos de las bajas frecuencias. Este razonamiento, obviamente, no puede extenderse para las frecuencias más altas (18 Hz), donde la influencia de f_{máx} y el ruido de altas frecuencias truncan este comportamiento. De esta forma se observa nítidamente el hecho bien establecido de que la atenuación es más importante para las altas frecuencias.

En cuanto al rango de validez, debe señalarse un aspecto muy importante de las curvas de atenuación calculadas: dichas curvas no presentan problemas de saturación a pequeñas distancias. Es decir, la amplitud calculada no se aproxima asintóticamente a un valor constante conforme disminuye la distancia hipocentral, sino que continúa aumentando según la ley deducida, de modo que la pendiente a pequeñas distancias es diferente para cada frecuencia y no se hace constante. El hecho de que las curvas no se saturen se debe, principalmente, a no haber empleado estaciones a distancias muy pequeñas a la fuente -en este caso, lógicamente, esto no era posible-. Dichas estaciones, sobre todo si son suficientemente numerosas, tienden a generar una importante desviación (*bias*) de la regresión a favor de dichos valores que suele invalidar las curvas para distancias muy pequeñas.

En este caso, sin embargo, la no-saturación de nuestras curvas permite afirmar que, aunque (4.7) se haya obtenido a partir de estaciones cuya distancia mínima supera los 40 Km, la ley deducida podría ser usada para distancias inferiores, si bien para los sismos intraplaca (cuyas profundidades no suelen ser nunca menores de 35-40 Km) este hecho no tiene demasiada relevancia. De forma equivalente pero para el otro extremo del rango de distancias considerado, se prevé poder estimar en breve plazo la posible extensión de la ley para distancias superiores a la de corte empleada en este trabajo (600 Km).

Finalmente aclarar que, aunque en las gráficas presentadas existen algunos valores que para las bajas frecuencias son notablemente menores a la media casi sistemáticamente, no se ha hallado un motivo determinante para apartarlos de la regresión, ya que su comportamiento a altas frecuencias es aceptable, no son estaciones con efecto de sitio y sus aparatos y registros no presentan aparentemente ningún problema. Por todo esto se ha decidido mantenerlos en el conjunto de datos, respetando de este modo la aleatoriedad que a menudo caracteriza los datos sismológicos y que condiciona su habitualmente gran dispersión.

Comparación de las curvas de atenuación para la sismicidad intraplaca e interplaca

Para concluir esta sección de forma consecuente con los temas tratados con anterioridad es necesario analizar conjuntamente el comportamiento de las curvas de atenuación para los terremotos intraplaca e interplaca. Esta comparación, pese a haberse analizado los factores de calidad para ambos tipos de sismicidad, no deja de tener gran importancia, ya que no debe olvidarse que la atenuación global observada es la suma de las contribuciones de la atenuación anelástica -cuantificada por Q- y la expansión geométrica.

De esta forma, y aunque se ha remarcado la similitud de la atenuación anelástica para ambos tipos de sismicidad, los resultados indican que la amplitud espectral de la aceleración generada por las ondas de los eventos intraplaca decae con la distancia a la fuente más rápidamente que la producida por las ondas de los sismos interplaca. La razón es que, mientras la atenuación anelástica del medio es semejante para ambos casos, la expansión geométrica de las ondas para los terremotos intraplaca (R⁻¹) es notablemente mayor que la de las ondas de los interplaca (R^{-1/2}). A la vista de este hecho parece que, una vez más, las ondas Lg y superficiales desempeñan en México Central un papel determinante en las particulares propiedades del movimiento sísmico observadas en la región (e.g., Furumura y Kennett, 1998).

En la Figura 7.6 se aprecia muy claramente el diferente comportamiento de la atenuación para los dos tipos de sismicidad. En primer lugar puede verse cómo las curvas deducidas en cada caso coinciden casi perfectamente a distancias hipocentrales menores que 100 Km y su diferencia no empieza a ser mínimamente importante hasta más allá de los 250-300 Km. A partir de los 300 Km las diferencias van aumentando más rápidamente hasta alcanzar su máximo a la distancia de corte, 600 Km. Para ilustrarlo numéricamente: a 100 Km la mayor discrepancia -siempre a favor de la amplitud espectral interplaca- es de menos de un 6% para 0.1 Hz, mientras que el máximo absoluto de estas diferencias se alcanza a 600 Km para 18 Hz, con casi un 50%.

Este comportamiento, igual para todas las frecuencias, resulta fácilmente explicable. La similitud a pequeñas distancias se debe, además de a la semejanza del factor de calidad para ambos -común para cualquier distancia- a que, como se comentó en el Capítulo 6 -véase nota 19-, la expansión geométrica para los eventos interplaca se eligió (Ordaz y Singh, 1992) de modo que coincidiera con la de las ondas internas hasta los 100 Km (distancia hasta la que dichas fases son predominantes) y con la de las superficiales a partir de esa distancia (para la cual empiezan a ser ya predominantes las segundas). Por lo tanto, a partir de los 100 Km las atenuaciones comienzan a ser realmente distintas, aspecto que se traduce en amplitudes notablemente diferentes a partir de los 250-300 Km.

Otro rasgo apreciable en las gráficas que resulta de interés es la mayor o menor diferencia entre las amplitudes de ambos sismos en función de la frecuencia. Dado que este factor se halla controlado únicamente por la atenuación anelástica, su comportamiento es equivalente al de las diferencias de los factores de calidad. Es decir, la discrepancia entre las amplitudes de los eventos intraplaca e interplaca es mínima para frecuencias en torno a 1-2 Hz, donde se alcanzan valores para 600 Km de hasta el 32%, mientras que aumenta conforme nos

aproximamos a los extremos del intervalo de frecuencias considerado. Además, lógicamente, dicho aumento no es simétrico, sino que para las frecuencias por debajo de 1 Hz, al ser para ellas la atenuación anelástica intraplaca algo menor que la interplaca, el aumento relativo con la distancia de las amplitudes interplaca frente a las intraplaca debido a la menor expansión geométrica es más lento, y alcanza su máximo para 0.1 Hz (41% mayores las amplitudes interplaca a 600 Km). Por el contrario, por encima de 1 Hz al menor coeficiente de expansión geométrica interplaca se le une una mayor atenuación anelástica intraplaca -mayor absorción-, por lo que las diferencias aumentan más velozmente hasta el máximo de 50% mencionado para 18 Hz a la distancia de corte.

Resumiendo, la amplitud espectral de la aceleración de los terremotos intraplaca se atenúa más fuertemente que la de los interplaca, siendo esta diferencia máxima para las altas frecuencias (10-18 Hz) y muy notable para las bajas (0.1-0.3 Hz), y aumentando siempre con la distancia a la fuente. Por lo tanto, para dos eventos de igual magnitud, uno interplaca y otro intraplaca, a una misma distancia hipocentral deben esperarse, en principio, amplitudes del movimiento del terreno mayores para el sismo inverso interplaca que para el sismo normal intraplaca, dependiendo esta diferencia de la frecuencia y distancia consideradas. Esta afirmación, como es natural, coincide con la evidencia experimental observada para los sismos de ambas clases en la región.

7.2.3 Predicción de la amplitud espectral para la sismicidad intraplaca

Para concluir con el análisis de la ley obtenida para la amplitud espectral se lleva a cabo en esta sección una detallada comparación entre las amplitudes espectrales observadas, $A_{real}(f,R)$, que constituyen los datos de esta regresión, y las amplitudes espectrales calculadas mediante dicha regresión, $A_{calculada}(f,R)$, que representan la predicción aportada por la fórmula:

$$A_{calculada}(f, R_{ij}) = \frac{1}{R_{ij}} e^{a_i} \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R_{ij} / \beta \cdot Q(f)} = \frac{1}{R_{ij}} e^{\alpha + \beta \cdot M_{wi}} \cdot e^{-0.00243 \cdot f^{0.43} \cdot R_{ij}}$$
(15.5)

cuya deducción se realizó detalladamente en el capítulo quinto y en la que simplemente se ha eliminado el término de dependencia cuadrática con la magnitud (no utilizado en este trabajo) y se ha sustituido la exponencial de la atenuación anelástica por la determinada en (4.7). En esta expresión los términos α y β , como se recordará, se obtienen en el segundo paso de la regresión y varían con cada frecuencia.¹³

A continuación se expone un rápido análisis a través de gráficas de ambas amplitudes y de sus correspondientes residuales, definidos según la expresión:

$$residual_{ij}(f,R) = \ln\left(\frac{A_{real}(f,R_{ij})}{A_{calculada}(f,R_{ij})}\right)$$
(5.7)

donde la notación sigue exactamente la utilizada a lo largo del Capítulo 5.

¹³ Para no cargar aún más de datos este capítulo se ha preferido no presentar estos coeficientes, si bien lógicamente también han sido determinados en el ajuste y se han utilizado para calcular la correspondiente $A_{calculada}(f, R)$.

Gráficas datos-predicción para la amplitud espectral

La forma más rápida e intuitiva de comparar las amplitudes espectrales real y calculada consiste simplemente en representarlas enfrentadas en una gráfica para cada frecuencia. Estas gráficas, si bien no permiten estimar cuantitativamente de forma fácil el comportamiento entre los datos y las predicciones, sí ayudan a hacerse una idea cualitativa muy directa del mismo, paso previo al análisis de los residuales que se presenta en el epígrafe siguiente.

En la Figura 7.7, por tanto, se presentan dichas representaciones gráficas. En ellas pueden apreciarse claramente dos aspectos de la relación entre las observaciones y las predicciones. El primero es la dispersión de los datos, que se traduce en la distribución de los puntos en estas gráficas agrupados más -menor dispersión- o menos -mayor dispersión- en torno a la recta de pendiente unidad, que representa la predicción perfecta (A_{real}=A_{calculada}) y, por consiguiente, la condición de desviación nula.



Figura 7.7

Representación en escala bilogarítmica de la amplitud del espectro de aceleraciones real (dato observado) y calculada (predicción) para las frecuencias de 0.1, 0.2, 0.3 y 0.6 Hz.



Representación en escala bilogarítmica de la amplitud del espectro de aceleraciones real (dato observado) y calculada (predicción) para las frecuencias de 1, 2, 3, 6, 10 y 18 Hz.

El segundo aspecto fácilmente apreciable en las gráficas es la desviación o tendencia (*bias*) de la regresión: si los puntos se acumulan mayoritariamente por encima de la recta de pendiente unidad¹⁴ significa que, en promedio, $A_{calculada} > A_{real}$ y, por tanto, la predicción tiende a sobrestimar la amplitud real. Si, por el contrario, los puntos se agrupan por debajo de la recta, entonces el promedio indica que $A_{calculada} < A_{real}$ y la tendencia es a la subestimación del valor real. Lógicamente, cuanto más próximos a la recta y uniformemente distribuidos a ambos lados de ella se encuentren los puntos mejor será la regresión realizada, tanto por su menor dispersión como por no presentar desviación en su predicción.

En general, en la Figura 7.7 se aprecia nítidamente una cierta sobrestimación para las bajas frecuencias (0.1-0.3 Hz), acompañada de una importante dispersión. A partir de 0.6 Hz ésta parece disminuir, al igual que la tendencia, hasta alcanzar un mínimo para las frecuencias de 3 y 6 Hz. Después, para las altas frecuencias (10 y 18 Hz), de nuevo aumenta la dispersión y algo más levemente la tendencia. Asimismo, en principio no parece existir una dependencia, tanto de la desviación como de la dispersión, con el tamaño del movimiento sísmico, y parece que los rasgos observados dependen más de las particularidades de algunos datos que de un comportamiento a nivel de conjunto. Como se ve, estas características, obtenidas de un rápido vistazo, concuerdan perfectamente con los resultados expuestos anteriormente. A continuación se demostrará su veracidad mediante la estimación de los residuales.

Análisis de los residuales de la ley de atenuación de la amplitud espectral

Para estudiar cuantitativamente la calidad de las estimaciones calculadas respecto a los datos reales se han representado, en primer lugar, los residuales en función de la magnitud del sismo para las diez frecuencias (Figura 7.8). En la Tabla 7.4, además, se presenta el valor del sumatorio total de los residuales, dado por:

$$T_{residuales} = \sum_{i=1}^{N_t} \sum_{j=1}^{N_{e_i}} \ln\left(\frac{A_{real}(f, R_{ij})}{A_{calculada}(f, R_{ij})}\right)$$
(6.7)

donde la notación es la utilizada en el Capítulo 5. Nótese que en (6.7) la suma se realiza sin valores absolutos, de modo que se cancelan los residuales negativos con los positivos, por lo que $T_{residuales}$ representa realmente la tendencia o desviación neta de los residuales. Es decir, puesto que numéricamente una desviación del valor predicho respecto al real de magnitud 'x' (sobrestimación -x>0-) es totalmente equivalente a una de magnitud '-x' (subestimación), al sumar sin valores absolutos lo que se hace es cancelar mutuamente aquellas estimaciones por defecto y por exceso que se desvían la misma cantidad entre A_{real} y A_{calculada}. Por consiguiente, si la regresión es perfecta (no existe tendencia alguna) T_{residuales} será cero o prácticamente cero, mientras que un valor notablemente diferente de cero indicará una desviación importante de la estimación, por exceso si es negativo (ln(A_{real}/A_{calculada})<0) o por defecto si es positivo¹⁵.

¹⁴ En rigor la condición es realmente que la suma de momentos -distancias de cada punto a la recta- de todos los puntos se halle por encima de la recta.

¹⁵ Indudablemente la forma más rigurosa de estimar esta tendencia consiste (véase, p.ej., Spudich et al., 1999), para cada frecuencia, en hallar de cada magnitud M_w en que existan datos el sumatorio de los residuales. Después, con los sumatorios de cada M_w, se hace una regresión lineal para determinar si existe un sumatorio neto distinto de cero y si



Figura 7.8

Residuales en función de la magnitud del sismo para las frecuencias de 0.1, 0.2, 0.3, 0.6, 1,2, 3 y 6 Hz.

depende de M_w. Sin embargo, dado que este proceso es demasiado largo como para haberlo podido realizar a tiempo de presentarlo aquí, se incluye esta aproximación intuitiva que constituye, *grosso modo*, una buena primera estimación.



Figura 7.8 (continuación)

Residuales en función de la magnitud del sismo para las frecuencias de 10 y 18 Hz.

Frecuencia (Hz)	0.1	0.2	0.3	0.6	1	2	3	6	10	18
Tresiduales	-4.08	-5.39	3.84	-0.81	-0.57	-0.24	-4.56	-2.29	-3.58	-1.40

Tabla 7.4

Tresiduales para las distintas frecuencias analizadas del espectro de Fourier de aceleraciones.

A la vista de las gráficas y de la tabla puede deducirse lo siguiente respecto de los residuales y de $T_{residuales}$:

- Los residuales oscilan para todas las frecuencias entre ± 3 (límites que representan un 95% de error relativo), si bien son muy escasos los datos para los que se supera el umbral de ± 2 (86%) e, incluso, el de ± 1.5 (78%). Este tipo de datos, como se mencionó en el epígrafe anterior, no ha sido eliminado por no existir un buen motivo para ello, por lo que se consideran parte de la desviación natural del conjunto.
- Los valores de T_{residuales} son, para todas las frecuencias, bastante pequeños, lo que indica en líneas generales una buena estimación con escasa desviación.
- Sin embargo, se aprecia una tendencia a la sobrestimación de la amplitud espectral calculada frente a la real, dado que todas las frecuencias salvo 0.3 Hz presentan un T_{residuales} negativo.
- Dicha tendencia parece corresponderse en parte con el patrón de las desviaciones obtenidas en la regresión para cada frecuencia (sección 7.2.1), dado que es máxima para las bajas frecuencias (0.1 y 0.2 Hz), relativamente importante para las altas (10 y, en menor medida, 18 Hz) y mínima para el intervalo 0.6-2 Hz. En cambio, los valores de 3 y 6 Hz son mucho más elevados de lo que cabría esperarse según su desviación estándar, σ_v.
- El hecho de que para 0.3 Hz exista una tendencia neta a la subestimación es consecuencia lógica del valor excesivamente elevado obtenido para la atenuación

anelástica en esa frecuencia¹⁶, que conduce a valores estimados de A_{calculada} claramente inferiores a los datos reales.

La razón de esta sobrestimación de la ley no resulta, en principio, evidente, si bien coincide con lo observado para la Figura 7.7. Por ejemplo, para las bajas frecuencias si, según lo visto en **7.2.1**, se estuviera empleando un coeficiente de expansión geométrica algo mayor que el real (que quizá sea algo más próximo para esos periodos al de las ondas superficiales), debería obtenerse cierta subestimación, mientras que se observa lo contrario. En todo caso, y a la espera de encontrar una explicación a este comportamiento, puede decirse que, a efectos de estimación del movimiento del suelo, parece más recomendable que la ley obtenida sobrestime los valores reales a que los subestime, ya que en ese caso el valor predictivo y preventivo de la expresión disminuiría notablemente.

En cualquier caso lo que sí parece evidente es que la mayor fiabilidad de la ley, en lo referente a los residuales, se da para el intervalo de 0.6 a 2 Hz, en relativo acuerdo con lo observado para la desviación estándar.

Por último, para estudiar la relación de los residuales con la distancia se representaron éstos frente a la distancia para cada frecuencia, como se muestra en la Figura 7.9.





Representación de los residuales frente a la distancia hipocentral para diez frecuencias del espectro de Fourier de aceleraciones. Los círculos representan datos de eventos con M_w =5.8 y 5.9, las cruces datos de sismos con M_w =6.2-6.5 y los cuadrados los datos de mayor magnitud (M_w =6.9-7.4).

¹⁶ En la Figura 7.1 puede verse cómo el valor de Q estimado por la regresión de Q(f) para 0.3 Hz es notablemente menor que el obtenido en la regresión previa por el método de dos pasos. Dicho dato anormalmente alto indicaba, como se ha comentado, que la expansión geométrica estaba siendo sobrestimada en dicha frecuencia por lo que, si además se ha tomado un valor de Q menor que el observado, significa que es está sobrestimando la atenuación total.



Figura 7.9 (continuación)

Representación de los residuales frente a la distancia hipocentral para diez frecuencias del espectro de Fourier de aceleraciones. Los círculos representan datos de eventos con M_w =5.8 y 5.9, las cruces datos de sismos con M_w =6.2-6.5 y los cuadrados los de mayor magnitud (M_w =6.9-7.4).

Estudiando las gráficas puede concluirse que:

- para M_w=5.8 y 5.9 los residuales son pequeños, entre -1 y 1 (63%), y presentan los valores más elevados para las bajas (0.1 y 0.2 Hz) y las altas (10 y 18 Hz) frecuencias;
- para M_w=6.2-6.5 los residuales son, en general, algo mayores (entre -2 y 2 normalmente), y muestran los mayores valores en las mismas frecuencias que el grupo anterior;
- para M_w=6.9-7.4 el comportamiento puede considerarse totalmente similar al del conjunto previo.

En consecuencia, a partir de estas observaciones no parece que pueda hablarse de una dependencia de los residuales con la magnitud, ya que para toda M_w parece darse un comportamiento y unos márgenes de oscilación de los residuales similares. Si acaso, quizá, podría hablarse de una levemente mejor correlación datos-estimación para las menores magnitudes. De nuevo estas conclusiones coinciden con lo que se observó en la Figura 7.7.

7.2.4 Efecto de sitio para la sismicidad intraplaca y comparación con el observado para la sismicidad interplaca

Para concluir el análisis referido a los datos de amplitud espectral se estudió el comportamiento ante la sismicidad intraplaca de aquellas estaciones caracterizadas por un importante efecto de sitio (no utilizadas por ello en la regresión definitiva) y, posteriormente, se comparó dicho comportamiento con el observado para el caso de la sismicidad interplaca.

Las estaciones incluidas en este conjunto, como se indicó en **6.3.4**, fueron nueve (Cuig, Cup4, Cup5, Tacy, Cuer, Bhpp, Msas, Octt y Tuig) y aportaron 20 registros (8% de los datos). En cinco de ellas, las ubicadas sobre el Cinturón Volcánico Transmexicano (Cuig, Cup4, Cup5, Tacy y Cuer), el efecto de sitio se debe a las condiciones geológicas regionales y locales, mientras que para el resto (Bhpp, Msas, Octt y Tuig) se debe principalmente a la geología local del emplazamiento.

Como puede verse en la Figura 7.6, las principales características de las amplitudes registradas en estas estaciones pueden resumirse como sigue:

- Presentan una notable amplificación para las bajas y medias frecuencias (entre 0.1 y 2 Hz, aproximadamente), siendo ésta máxima entre 0.2 y 0.6 Hz. Dicho máximo oscila entre uno y -raramente- dos órdenes de magnitud por encima del valor estimado por las curvas de atenuación.
- Para 3 y 6 Hz su comportamiento es totalmente equivalente al de las estaciones sin efecto de sitio.
- Para las altas frecuencias (10 y 18 Hz) la mayoría de las estaciones muestra una amplitud espectral similar a la de las estaciones sin efecto de sitio. En cambio, para las estaciones del Valle de México (Cuig, Cup4, Cup5 y Tacy) la amplitud es significativamente menor -más de un orden de magnitud en promedio- que la esperada. De hecho, para dichas estaciones este efecto de sitio negativo es más acentuado aún si cabe que la amplificación mostrada para las bajas frecuencias.¹⁷

Estas características pueden considerarse dentro de lo habitual en lo referido a emplazamientos con efecto de sitio y en general son comunes a todas las estaciones analizadas. Únicamente la importante atenuación mostrada por las estaciones del Valle de México para las altas frecuencias parece no ser compartida por el resto de estaciones. Para

¹⁷ Esta atenuación mayor de lo normal para las altas frecuencias, como se dijo en la nota 11, es muy habitual en los emplazamientos con efecto de sitio y se debe al importante papel que juega la absorción anelástica, predominante a dichas frecuencias, en este tipo de terrenos.

intentar explicar esta particularidad se esperará a haber cotejado estos resultados con el efecto de sitio observado para terremotos interplaca.

Comparando estos resultados con los obtenidos por Ordaz y Singh (1992) para los eventos interplaca, puede decirse que el efecto de sitio de las estaciones en relación con los eventos intraplaca es similar al apreciado para los interplaca, pero de menor magnitud. En efecto, estos autores también advirtieron, como en este trabajo, una amplificación para determinadas estaciones (principalmente las ubicadas sobre la Faja Volcánica Mexicana) que era especialmente importante entre 0.2 y 2 Hz, mientras que a partir de dicha frecuencia la anomalía se reducía drásticamente. Sin embargo, la amplificación medida en ese estudio supera en promedio bastante la observada para la sismicidad intraplaca, si bien en ocasiones los valores máximos de amplificación pueden ser similares.

Esto hecho parece bastante lógico, pues el efecto de sitio es mucho más sensible a la llegada de ondas superficiales y éstas son netamente dominantes a partir de los 100 Km de distancia en los sismos interplaca. Este predominio se debe a que, como se ha mencionado ya, para dichos terremotos, generados en la superficie de contacto de la corteza oceánica de Cocos con la continental norteamericana, las ondas Lg son excitadas mucho más eficazmente. Dichas ondas Lg, a su vez, se transmiten a lo largo de la corteza a favor de la dirección de convergencia de las placas como en una guía de ondas y, al alcanzar las cuencas sedimentarias del Cinturón Volcánico, donde se hallan principalmente las estaciones con efecto de sitio, se produce una importante conversión de ondas Lg en ondas superficiales, lo que genera notables amplificaciones en dichas cuencas. De hecho, para el Valle de México, se sabe que dicha amplificación es máxima en el borde -cuña- de la cuenca, precisamente donde se produce la mayor conversión Lg-ondas superficiales (Furumura y Kennett, 1998).

Para los terremotos intraplaca, en cambio, al ser las fases predominantes ondas S que se propagan ascendentemente desde el *slab* hacia la superficie, es de esperar que la conversión en ondas superficiales en el borde de las cuencas sea mucho menos importante y, en consecuencia, el efecto de sitio observado más discreto que para los eventos interplaca.

7.3 ATENUACIÓN ANELÁSTICA DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA, Amáx

En este último apartado del presente capítulo se exponen los resultados referidos a la atenuación determinada para la aceleración máxima o pico, $A_{máx}$. Este parámetro y la ley que para él se ha calculado deben ser considerados en su justa medida: si bien su uso está muy extendido en Ingeniería Sísmica, debido a la facilidad con la que puede determinarse y trabajarse con él, $A_{máx}$ ofrece una información mucho más limitada a efectos de construcción sismorresistente y prevención de daños que la que puede dar la amplitud espectral de Fourier o el espectro de respuesta. Además no debe olvidarse que, por lo general, en el carácter destructivo del movimiento del terreno $A_{máx}$ es un factor mucho menos determinante que, por ejemplo, las frecuencias dominantes para una fase o la duración del movimiento del suelo (e.g., en el Valle de México, frente a la escasa relevancia de $A_{máx}$, resulta crítica la enorme duración

de la sacudida sísmica, que puede prolongarse cerca de dos minutos vibrando armónicamente a frecuencias próximas a las de resonancia de muchas construcciones -Singh, com. pers.-). De otra parte, entre las ventajas y utilidades de la estimación de A_{máx}, puede destacarse su importante y no plenamente comprendida relación con los parámetros focales, que permite extraer conclusiones acerca de éstos, así como su independencia de la frecuencia, factor éste distintivo de este parámetro respecto de la amplitud espectral.

A continuación, de forma análoga a como se hizo en **7.2**, se irán presentando los distintos resultados obtenidos y las implicaciones que pueden extraerse de ellos para este parámetro netamente empírico.

7.3.1 Ley de predicción de Amáx para la sismicidad intraplaca en México Central

En primer lugar se expone la relación determinada para la aceleración máxima de los terremotos intraplaca en la región centro-meridional de México. Esta expresión, obtenida por regresión de los datos de las estaciones sin efecto de sitio a distancias inferiores a 600 Km -al igual que para la amplitud espectral-, permite calcular la aceleración máxima para un punto a una distancia hipocentral R de la fuente de un sismo intraplaca de magnitud M_w. La ecuación se ha expresado en logaritmo decimal, al igual que (20.5):

$$\log A_{\max}(R) = F_1 + F_2 \cdot M_w - \log R - F_3 \cdot R$$
(20.5)

debido a que es como suele presentarse este tipo de estimaciones convencionalmente, y viene dada por:

$$\log A_{\rm máx} = -0.357 + 0.645 \cdot M_w - \log R - 0.0030 \cdot R \tag{7.7}$$

donde A_{máx} viene dada en gales (cm/s²) y R nuevamente en kilómetros.

En la Tabla 7.5 se muestran los parámetros estadísticos de esta regresión y de otra regresión equivalente llevada a cabo con los mismos datos pero incluyendo las estaciones con efecto de sitio, que será analizada en **7.3.4**.

Regresión	F₁	F ₂	F ₃	σ _y	σs	σа	r
Hasta 600 Km sin efecto de sitio	-0.357	0.645	-0.0030	0.718	0.292	0.656	0.9496
Hasta 600 Km con efecto de sitio	-0.389	0.650	-0.0029	0.716	0.291	0.654	0.9499

Tabla 7.5

Parámetros de las regresiones de A_{máx} para 600 Km sin y con las estaciones con efecto de sitio. F₁, F₂ y F₃ son los coeficientes definidos en (20.5), σ_y , σ_s y σ_a tienen el mismo significado que en la Tabla 7.1 y r es el coeficiente de correlación de la regresión que liga los coeficientes a_i con M_w -véase más adelante-.

Como puede verse, las desviaciones obtenidas para la regresión son similares a las logradas para la amplitud espectral (Tabla 7.1) y constituyen buenos estimadores estadísticos. De nuevo la mayor incertidumbre surge de la regresión para obtener la dependencia con la magnitud, pese a que el coeficiente de correlación de la misma presenta un buen valor. Análogamente parece que, a la vista de σ_s , la desviación de la estimación respecto a los datos reales es bastante baja, lo cual habla a favor de la capacidad predictiva de la ley.

En general las conclusiones acerca de la estadística de la regresión son semejantes a las que se extrajeron en **7.2**, por lo que, para no alargar más el capítulo, se mencionan a continuación brevemente y se remite a dicho apartado para una discusión más prolija.

Para el caso de la aceleración máxima también se probaron distintos coeficientes para la expansión geométrica y, al igual que para la amplitud espectral, se observó que la desviación de la regresión (globalmente y en cada uno de sus dos pasos) era mínima para la expansión propia de las ondas internas y máxima para la de las ondas superficiales.

Respecto a la distancia de corte de la regresión, y puesto que se había decidido tomar la misma para las regresiones de la amplitud espectral y de la aceleración pico, se escogió en consecuencia 600 Km. Pese a las diferencias conceptuales entre el ajuste de A_{máx} y de la amplitud espectral, la obtención de valores negativos para el coeficiente de dependencia exponencial con la distancia habría tenido el mismo significado físico que se discutió en **7.2.1**. No obstante, este extremo no se dio para la distancia de corte de 400 Km, como tampoco se había observado antes, lógicamente, para la regresión con todos los datos hasta 1400 Km.

7.3.2 Curvas de A_{máx} para la sismicidad intraplaca en México Central y comparación con la sismicidad interplaca

Para la aceleración máxima no suele interesar tanto la dependencia directa con R (que permite estimar el factor de calidad en el caso de la amplitud espectral) como la expresión completa que permite predecir el valor de la aceleración pico dada la magnitud del evento y la distancia a la fuente del punto en el que se mide. Por ello, en este caso no se hace uso de las funciones de atenuación (definidas en **7.2.2**) para representar los datos de todos los sismos de forma simultánea, sino que se presentan directamente los datos de aceleración pico frente a la distancia¹⁸. Para que dichas gráficas permitan analizar con comodidad la regresión obtenida los datos se exponen en la Figura 7.10 separados por magnitudes, para cada una de las cuales ha sido calculada la correspondiente curva predictiva según (7.7).

Análogamente a lo visto en **7.2**, de estas gráficas se puede extraer abundante información. En primer lugar puede verse que, salvo para las magnitudes más pequeñas (5.8 y 5.9), la dispersión de los datos y el ajuste a ellos de las curvas correspondientes es bastante adecuado y mejor que para la amplitud espectral, aunque depende en buena parte de la magnitud considerada. En todo caso las desviaciones entre los datos y la predicción dada por las curvas suelen estar en un intervalo de medio orden de magnitud por encima o por debajo aunque, como se analizará en detalle más adelante, por lo general las curvas tienden a sobrestimar levemente la aceleración pico.

¹⁸ Lógicamente se puede calcular si se desea la correspondiente función de atenuación para $A_{máx}$, teniendo en cuenta que en este caso se trata de una función independiente de la frecuencia. La expresión, determinada únicamente a modo ilustrativo, viene descrita por $\Gamma(R) = e^{-0.0070 \cdot R} / R$.



Figura 7.10

Curvas de A_{max} con la distancia para la sismicidad intraplaca en México Central. Los círculos blancos son los datos usados. Los triángulos blancos, los datos de las estaciones con efecto de sitio. Las curvas continuas son las dadas por (7.7) para cada M_w , las discontinuas son las de Ordaz et al. (1989) para los terremotos interplaca, dadas en (1.4). Por similitud de las curvas se han representado las magnitudes M_w 5.8 y 5.9 en la misma gráfica, en la que los círculos y los asteriscos negros son los datos y las estaciones de sitio, respectivamente, para 5.8 -para 5.9 la simbología es la del resto-. En dicha gráfica sólo se muestran las curvas intra e interplaca de 5.9, por corresponder a ella la mayoría de datos presentes.

En estas gráficas, además, puede verse muy claramente cómo las curvas presentadas, al igual que para el caso de la amplitud espectral, no presentan saturación a pequeñas distancias de la fuente (es evidente que para las menores distancias de la gráfica las curvas no tienden asintóticamente a ningún valor), por lo que también podrían emplearse para extrapolar resultados a distancias hipocentrales menores de 40 Km, aunque este aspecto no resulte demasiado relevante para la sismicidad intraplaca. El hecho de que dichas curvas no se saturen tiene la misma explicación que se ofreció para la amplitud espectral (véase **7.2.2**).

Comparación con estudios previos de A_{máx} para sismicidad intraplaca

La expresión (7.7) deducida para la aceleración máxima relacionada con los terremotos intraplaca en México Central confirma los resultados preliminares que sobre este tema se habían llevado a cabo. Esto puede verse sin más que comparar dicha expresión:

$$\log A_{\rm máx} = -0.357 + 0.645 \cdot M_w - \log R - 0.0030 \cdot R \tag{7.7}$$

con las comentadas en el apartado **4.3** que obtuvieron previamente Singh et al. (1999) para el terremoto de Tehuacán (sismo nº 7 en este trabajo):

$$\log A_{\rm max} = 4.51 - 1.18 \cdot \log R - 0.0023 \cdot R \tag{3.4}$$

y Singh et al. (2001b) para un conjunto de datos que constituye buena parte de los aquí presentados:

$$\log A_{\rm máx} = -0.148 + 0.623 \cdot M_w - \log R - 0.0032 \cdot R \tag{4.4}$$

Como puede verse, nuestra expresión confirma, por una parte, la atenuación anelástica apuntada por estos trabajos y, por otra más importante aún, la importante dependencia de A_{máx} con la magnitud para los eventos intraplaca.

Respecto al primer factor, la dependencia de A_{max} con la distancia, es interesante resaltar cómo para (4.4), según se explicó en el capítulo cuarto, la regresión se llevó a cabo dejando libre el coeficiente de expansión geométrica. Sin embargo, dicho coeficiente terminó fijándose como –1, dado que se observó que su variación apenas afectaba la regresión calculada (Singh, com. pers.). Este fenómeno tan significativo fue también considerado, de hecho, a la hora de fijar el término de expansión geométrica como 1/R para la amplitud espectral y la aceleración pico en este trabajo.

En cuanto al segundo factor, la dependencia obtenida entre A_{max} y M_w , antes de discutir sus implicaciones es interesante comprobar la estabilidad del coeficiente que determina esta relación (véase siguiente epígrafe) y comparar los resultados con los obtenidos para los terremotos interplaca. De esta forma, esta discusión se posterga un par de epígrafes.

Para analizar otro estudio de atenuación intraplaca, (7.7) puede compararse con la expresión obtenida por Spudich et al. (1999) para zonas de régimen extensional que se comentó en el Capítulo 4:

$$\log A_{\rm max} = -1.495 + 0.229 \cdot M - 1.052 \cdot \log R + 0.112 \cdot S \tag{5.4}$$

Prescindiendo del término de suelo (no considerado en nuestro ajuste por hallarse todas las estaciones sobre roca firme), estas dos leyes son radicalmente distintas y sólo coinciden en el término de expansión geométrica, de nuevo similar al de las ondas internas. Por lo demás, ni la atenuación anelástica -inexistente explícitamente en (5.4)- ni, sobre todo, la dependencia con la magnitud, mucho más parecida a la forma de las que se obtienen para eventos interplaca (e.g., Ordaz et al., 1989), muestran parecido alguno entre ambas. Estas discrepancias tan notables pueden deberse, posiblemente, a que los datos utilizados por estos autores no representan en absoluto los de zonas de subducción caliente como la analizada aquí, por lo que, como se señaló en **4.3**, no puede realizarse una comparación más detallada entre ambas regresiones.

Dependencia de A_{máx} con la magnitud M_w

Antes de analizar la relación entre las curvas de A_{max} para la sismicidad intraplaca e interplaca, de donde se extraen interesantes consecuencias, es necesario comprobar la bondad del ajuste con la magnitud no sólo a través del buen coeficiente de correlación mostrado en la Tabla 7.5, sino analizando gráficamente dicha regresión. El interés en comprobar la estabilidad de esta dependencia se comprenderá en el siguiente epígrafe, cuando se aborde la mencionada comparación entre las curvas de los eventos intraplaca e interplaca.

Por todo ello en la Figura 7.11 se muestran los valores de a_i obtenidos en el primer paso del método y la regresión del segundo paso, dada por (14.5), de la que se ha obtenido el coeficiente de dependencia de $A_{máx}$ con la magnitud, F_2 =0.645.



Figura 7.11 Coeficientes ai y ajuste lineal con M_w para el segundo paso de la regresión definitiva de A_{máx}.

Como puede verse, la regresión llevada a cabo es fiable y no parece presentar ninguna desviación respecto a los coeficientes a_i . Este hecho, unido al mencionado valor del coeficiente de correlación presentado en la Tabla 7.5, r=0.9496, apoya, por tanto, la estabilidad del coeficiente F_2 determinado y, por consiguiente, de la dependencia de la aceleración pico para los terremotos intraplaca en México Central con 0.645·M_w.

Comparación con estudios previos de A_{máx} para sismicidad interplaca: implicaciones sobre el comportamiento de la fuente sísmica

Una vez confirmada la bondad del ajuste para el segundo paso y, en consecuencia, la estabilidad del coeficiente F_2 , es el momento de comparar los resultados con la ley establecida en la zona centro-meridional para los terremotos interplaca. Dicha ley, como se expuso en **4.3**, fue obtenida por Ordaz et al. (1989) y tiene la forma:

$$\log A_{\rm máx} = 1.76 + 0.300 \cdot M_w - \log R - 0.0031 \cdot R \tag{1.4}$$

En la Figura 7.10 se ha representado esta ley mediante trazo discontinuo. Comparándola con (7.7),

$$\log A_{\rm max} = -0.357 + 0.645 \cdot M_w - \log R - 0.0030 \cdot R \tag{7.7},$$

puede verse que, si bien ambas expresiones presentan aproximadamente la misma dependencia con la distancia (resultado que coincide con lo obtenido para la amplitud espectral, donde se ha comprobado que la atenuación anelástica de ambas clases de sismos es prácticamente la misma), la dependencia con la magnitud es radicalmente diferente. De este modo, a la vista de ambas expresiones, parece claro que los terremotos intraplaca dependen mucho más fuertemente de la magnitud -más del doble- que los interplaca. Este fenómeno, a su vez, permite por tanto obtener una primera explicación de por qué, para una misma magnitud y distancia, se observan mayores aceleraciones pico para los sismos intraplaca que para los interplaca, como ya habían adelantado provisionalmente los mencionados estudios previos (Singh et al., 1999 y 2001b). Estas diferencias a favor de los sismos intraplaca, según las observaciones, llegan a ser en ocasiones de 3 y 4 veces el valor de la aceleración máxima para los interplaca.

Dichos valores pueden explicarse a la luz de (1.4) y (7.7). En efecto, numéricamente la comparación de ambas expresiones conduce a que, para un evento de M_w<6.0, las A_{máx} para los intraplaca son menores que para los interplaca, disminuyendo lógicamente la diferencia conforme aumenta la distancia y la magnitud (dicha diferencia a favor de los interplaca para las magnitudes más bajas oscila entre un 60% para distancias pequeñas y M_w=5.0 hasta apenas un 1% para distancias en torno a los 400 Km y M_w=6.0). Para los eventos de M_w>6.0 la situación se invierte, de forma que las A_{máx} registradas para un intraplaca son notablemente superiores a las de un interplaca, aumentando en este caso la diferencia con la magnitud y la distancia (las diferencias a favor de la A_{máx} de los intraplaca varían desde un 30% superiores para distancias pequeñas y M_w=6.5 hasta aceleraciones pico entre 3 y 4 veces las de un interplaca para M_w=7.5-8 en todo el rango de distancias considerado). Precisamente esta

inversión del comportamiento se aprecia claramente en la Figura 7.10, en la que se ve cómo la curva para los interplaca se encuentra por encima de la de los intraplaca para M_w =5.9, mientras que pasa a estar por debajo para M_w =6.2 y el resto de magnitudes consideradas.

Así pues parece que se ha hallado una justificación empírica a las observaciones para A_{max} . Sin embargo, estos resultados no dejan de ser aparentemente contradictorios con los determinados para la amplitud espectral, ya que de una parte acaba de establecerse que las aceleraciones pico para los terremotos intraplaca son notablemente mayores que para los interplaca en las magnitudes más grandes, mientras que de la otra, en **7.2** se determinó que la amplitud espectral de la aceleración es menor en los sismos intraplaca que en los interplaca para cualquier magnitud.

Este hecho realmente sorprendente podría intentar explicarse a través de dos factores independientes y no excluyentes entre sí:

- por una parte, podría ser consecuencia de las distintas características de la fuente sísmica de los terremotos intraplaca. Si estos sismos, como parecen indicar los primeros estudios (Singh et al., 2001b), presentaran una mayor caída de esfuerzos que los interplaca, puesto que este factor se halla directamente relacionado con A_{máx} podría explicar las mayores aceleraciones pico observadas;
- por otra parte, podría deberse al hecho de que las ondas generadas en un evento intraplaca, como se ha visto, sufren un menor *scattering* al viajar por el manto oceánico del *slab* y la corteza continental profunda y, en consecuencia, una menor dispersión en sus tiempos de llegada. Esto podría generar una llegada de la carga sísmica más concentrada en el tiempo en comparación con los eventos interplaca (cuyas ondas viajan a través de la corteza superior y sufren una importante dispersión), de modo que la aceleración pico se elevara de forma considerable por encima de la de estos últimos. Esta última explicación implicaría que los espectros de los registros en las estaciones serían mucho más similares al espectro en la fuente que para el caso de los interplaca.

Respecto a la primera explicación, los análisis preliminares llevados a cabo apuntan a que la dependencia observada de A_{max} con M_w sugiere un aumento de la caída de esfuerzos en la fuente sísmica con el momento sísmico escalar, M_0 ; en concreto $\Delta \sigma \propto M_0^{0.28}$ (Singh et al., 2001c), donde $\Delta \sigma$ representa la caída de esfuerzos en el foco. Este comportamiento es muy diferente al que presentan los eventos interplaca, para los que la caída de esfuerzos es independiente de la magnitud del sismo considerado, y en cambio coincide con un estudio previo sobre sismicidad intraplaca (Nuttli, 1983) y con algunos trabajos más modernos (véase Singh et al., 2001c, para las referencias) que avalan el incremento de la caída de esfuerzos con el aumento del momento sísmico escalar. De hecho, los datos que se tienen de M_0 y m_b para los eventos intraplaca en la región -cerca de 50- parecen apoyar ligeramente la teoría del aumento de la caída de esfuerzos con M_0 (Singh, com. pers.).

Para poder confirmar o desechar la posible dependencia de $\Delta\sigma$ con M₀, cuya importancia es enorme tanto para el conocimiento de la física de los procesos en la fuente como para la estimación del riesgo sísmico, es preciso realizar un estudio detallado para comprobar si los resultados mostrados se hallan afectados por algún tipo de desviación (*trade-off*) o modificación relacionada con el método de regresión utilizado. Para llevar a cabo este estudio será fundamental, a partir de los coeficientes a_i, determinar los espectros de fuente de los sismos empleados. Del análisis de dichos espectros de fuente, principalmente a altas frecuencias (ya que los sismos intraplaca son precisamente más ricos en ellas), se podrá también tener una buena idea de alguna posible explicación relacionada con la fuente.

Asimismo, se pretende calcular el espectro de fuente de cada temblor a partir de los espectros de cada estación corrigiendo por la función de atenuación, (4.7), lo que también dará una buena estimación de dicho espectro en la fuente. Además, es necesario añadir eventos por debajo de M_w=5.8 para mejorar el ajuste con la magnitud, así como estimar la relación existente entre M_w y m_b. Finalmente, también se cree que puede ser determinante la información que se obtenga de la regresión análoga que piensa llevarse a cabo para V_{máx}.

En suma, se requiere aún un extenso trabajo, principalmente en torno a la obtención de los espectros de aceleración en la fuente, antes de poder conocer de modo fiable la dependencia de la caída de esfuerzos con el momento sísmico para los sismos intraplaca y discernir la causa por la que se observan menores amplitudes espectrales para estos eventos frente a los interplaca y, al tiempo, mayores $A_{máx}$.

En lo referente a las curvas de A_{máx} para ambos tipos de eventos puede verse de la Figura 7.10 que, como se desprende de la explicación anterior, las curvas para interplaca son levemente mayores para las magnitudes de 5.8 y 5.9, mientras que, para el resto de magnitudes M_w, las curvas para los intraplaca son mayores que las de los interplaca y sus diferencias se van incrementando conforme aumenta la magnitud considerada. Debe notarse además que, dado que la dependencia con la distancia para ambos casos es totalmente equivalente, las diferencias relativas entre la aceleración pico de cada tipo de evento permanecen casi constantes para una magnitud dada, razón por la que ambas curvas en cada gráfica de 7.10 aparecen prácticamente paralelas.

7.3.3 Predicción de A_{máx} para la sismicidad intraplaca

En esta sección se lleva a cabo un análisis para A_{máx} similar al desarrollado en **7.2.3** para la amplitud espectral, de modo que se subrayarán únicamente los resultados obtenidos, sin incidir en los métodos de estimación empleados.

En primer lugar, en la Figura 7.12, se muestra la relación entre los valores de $A_{máx}$ observados y los predichos por la expresión (7.7). A la vista de esta gráfica parece nuevamente, al igual que para la amplitud espectral, que la fórmula obtenida para la aceleración máxima tiende a sobrestimar levemente las observaciones. De nuevo, como en **7.2.3**, se considera que, de confirmarse dicha tendencia -como es el caso y se ve a

continuación-, es preferible siempre una ley que exceda los valores reales y que, por tanto, sea más conservadora, que una expresión que los subestime y sea demasiado optimista. En este caso, además, la dispersión parece bastante pequeña y realmente constante con la distancia. Esta constancia de la dispersión podría estar indicando, como se mencionó en **7.2**, la bondad del ajuste lineal (y no cuadrático) para la dependencia con la magnitud, aspecto éste que se ha visto en la sección anterior resulta de la mayor trascendencia. Tal y como se explicó en dicho apartado, la bondad del ajuste obtenido podría implicar que la regresión de la dependencia con la magnitud según una recta es una aproximación válida. Sin embargo, para confirmar este aspecto se esperará a extender el análisis, según se comentó en **7.2**, a sismos de magnitudes inferiores a M_w =5.8.



Figura 7.12

Representación en escala bilogarítmica de Amáx real (dato observado) y calculada (predicción).

Siguiendo la línea desarrollada en **7.2.3** se presentan a continuación las gráficas de los residuales de la estimación de $A_{máx}$ en función de la magnitud y la distancia (Fig. 7.13). A primera vista no se aprecia en ellas una relación clara con ninguna de ellas. En la magnitud, pese a que $T_{residuales}$ es de nuevo negativo (-3.56; sobrestimación), no se aprecia aparentemente ninguna dependencia de los residuales con el tamaño del terremoto considerado. En cualquier caso, deberá esperarse a hacer la regresión de las desviaciones para cada frecuencia para confirmar este aspecto.

En la gráfica frente a la distancia sí se aprecia quizá mejor la tendencia a la sobrestimación, principalmente hasta los 250 Km, para los que los residuales parecen estar claramente desviados hacia el intervalo (-1,0) -sobrestimaciones de hasta el 63%-. Para distancias por encima de 350 Km se observan además peores estimaciones (mayores residuales).


Figura 7.13 Residuales en función de la magnitud (izquierda) y de la distancia (derecha) para A_{max} .

7.3.4 Efecto de sitio para A_{máx}

Para concluir la exposición de los resultados obtenidos en este trabajo se analizará brevemente el comportamiento de las estaciones con efecto de sitio (las mismas que se consideraron en **7.2.4** para la amplitud espectral) frente a A_{máx} para los terremotos intraplaca.

Como puede verse en las gráficas de la Figura 7.10, en general el efecto de sitio para A_{máx} es absolutamente despreciable y los datos de las estaciones con dicho efecto podrían confundirse perfectamente con cualquiera de los valores utilizados en la regresión. De hecho, se probó a realizar un ajuste que incluyera dichas estaciones y se observó que los estimadores estadísticos logrados (Tabla 7.5) fueron aún mejores que los de la regresión elegida, debido a que en este segundo ajuste el número de datos era mayor -y no presentaban efecto de sitio-¹⁹.

La explicación de esta aparente ausencia de efecto de sitio en la estimación de la aceleración pico es relativamente sencilla: dado que A_{máx} constituye un valor puntual dentro de cada registro, correspondiente a una frecuencia determinada y distinta para cada estación de cada sismo, sólo se observará dicho efecto en los casos en que la aceleración pico coincida precisamente con la frecuencia característica del emplazamiento de la estación en cuestión, y esta coincidencia es estadísticamente bastante poco probable. Si, además, se le suma el hecho de que las frecuencias características de los efectos de sitio suelen ser las bajas o intermedias, mientras que la aceleración máxima para los eventos intraplaca suele aparecer a altas frecuencias (por el contenido espectral de estos sismos), se concluye que dicha coincidencia es realmente difícil y, en consecuencia, poco apreciable por lo general.

Además, como el efecto de sitio se analiza sobre todo para las cuencas sedimentarias de la Faja Volcánica Mexicana, y en especial la del Valle de México, debe recordarse que, como ya se dijo, la mayor amenaza sísmica para estos emplazamientos la constituye la anormal duración del movimiento sísmico, y no $A_{máx}$. De hecho, las aceleraciones máximas medidas en Ciudad de México son notablemente menores de lo que se esperaría a partir de los cuantiosos daños que la ciudad ha sufrido en diversos terremotos a lo largo de su historia.

¹⁹ De hecho, el único motivo por lo que no se tomó dicha regresión como la definitiva para A_{máx} fue preservar la similitud entre los estudios de la amplitud espectral y la aceleración pico, y realizar ambos sobre el mismo conjunto de datos.

8. Conclusiones

8. CONCLUSIONES

Con este breve capítulo se pretende un doble objetivo antes de terminar la exposición de este trabajo: resumir de forma clara los principales resultados obtenidos y sus implicaciones más relevantes y exponer las tareas más urgentes que deben acometerse para responder algunos de los interrogantes planteados en éste y otros trabajos precedentes.

El estudio de atenuación sísmica presentado aquí se ha enfocado a la determinación de una ley de atenuación para las componentes horizontales de $A_{máx}$ y de la amplitud espectral de la aceleración para los terremotos intraplaca de mecanismo normal y profundidad intermedia en la zona centro-meridional de México. Este trabajo es pionero, dado que no existe ninguno similar sobre la sismicidad intraplaca en una zona de subducción de *slab caliente*.

Para obtener esa ley el trabajo se ha basado en el análisis de más de doscientos acelerogramas de gran calidad generados por once terremotos intraplaca acaecidos en los siete últimos años en el interior de la Placa de Cocos en subducción. Además del excelente conjunto de datos recopilado, el procesado al que han sido sometidos ha sido tal que apenas los ha modificado y el método de regresión utilizado resulta bastante neutro a la hora de manipular estadísticamente los datos, todo lo cual garantiza la fiabilidad de nuestros resultados para representar fielmente el comportamiento de la región.

Esto último puede explicar, quizá, el hecho de que todos los resultados expuestos en el capítulo anterior muestren buenos parámetros estadísticos, que en principio confirman la bondad de los datos y método empleados. Dichos resultados pueden resumirse como sigue:

- i) Se ha obtenido una ley de atenuación para la amplitud del espectro de Fourier de aceleraciones en el intervalo de frecuencias de 0.1 a 18 Hz, a distancias entre 0 y 600 Km de la fuente y emplazamientos sobre roca sin efecto de sitio. Esta ley permite predecir, para una frecuencia y una distancia de observación dadas, el valor de dicha amplitud para un sismo intraplaca de magnitud conocida. Las mejores estimaciones se consiguen entre 0.6 y 6 Hz y las peores para las altas frecuencias. En cualquier caso, los valores calculados sobrestiman ligeramente los observados.
- ii) Se ha determinado el factor de calidad de la región para las ondas S de los eventos intraplaca, Q_β, así como su dependencia con la frecuencia, que resulta ser bastante importante. Su valor está en razonable acuerdo con los que suelen considerarse para zonas sismotectónicas como México Central y con los aportados por estudios previos en la región. Para frecuencias en torno a 0.3 Hz, sin embargo, puede que la expansión geométrica considerada (ondas internas) sea excesiva para la sismicidad intraplaca.

- *iii)* Se ha comprobado que la atenuación anelástica de los terremotos intraplaca dada por Q_{β} resulta ser prácticamente equivalente a la calculada por Ordaz y Singh (1992) para sismos interplaca en la misma región. Aunque en principio se trata de un resultado inesperado, dadas las distintas condiciones anelásticas de cada caso, la similitud entre ambos factores de calidad podría explicarse suponiendo que el importante *scattering* que afecta a los eventos interplaca no tiene apenas relevancia en las trayectorias intraplaca y que, inversamente, la fuerte absorción del manto que atenúa las ondas de los intraplaca no tiene su equivalente para los interplaca.
- iv) Todo ello significa que, puesto que los sismos interplaca presentan menor expansión geométrica por el predominio de las ondas superficiales (supuesta la expansión para los intraplaca como la de las ondas internas), los terremotos intraplaca se atenúan para la amplitud espectral más fuertemente que los interplaca.
- v) Se ha comprobado cómo el efecto de sitio que afecta a algunos emplazamientos es notablemente menor en el caso de los intraplaca que en el de los interplaca. La explicación de este fenómeno está ligada a las propiedades de propagación en la corteza de las ondas Lg, predominantes para los segundos, y su conversión en ondas superficiales al alcanzar las cuencas sedimentarias.
- vi) Para A_{máx} se ha determinado de modo similar una ley de atenuación para las mismas condiciones que en *i*), salvo la referente al intervalo de frecuencias. Dicha ley permite análogamente predecir el valor de la aceleración pico para un punto dado a cualquier distancia R<600 Km de un foco sísmico intraplaca caracterizado por M₀ -o M_w-. Esta ley también presenta tendencia a sobrestimar parcialmente los valores observados.
- vii) Para los terremotos intraplaca e interplaca la dependencia de A_{máx} con la distancia (atenuación total) es muy similar. Por el contrario, los sismos intraplaca muestran una dependencia con la magnitud M_w mucho más fuerte (más del doble) que la de los interplaca. Por consiguiente, para M_w>6.0, a cualquier distancia, se observan aceleraciones máximas superiores para los eventos intraplaca que para los interplaca. De hecho, las aceleraciones de los primeros pueden llegar a ser entre 3 y 4 veces mayores que las de los segundos, como ratifica la evidencia experimental en la región.
- viii) La dependencia de A_{máx} con M_w sugiere, según los primeros análisis preliminares, escalamiento de la caída de esfuerzos con el momento sísmico escalar, M₀. Esto es totalmente distinto de lo observado para los sismos interplaca, pero está de acuerdo con algunos estudios recientes.

Estos resultados, no obstante, constituyen únicamente la 'punta del iceberg' del estudio de la sismicidad intraplaca en México Central. Aún hoy existe una notable falta de investigaciones al respecto en la zona, por lo que resulta urgente continuar con este trabajo para intentar así aportar respuestas a los interrogantes planteados aquí. Por ello en breve plazo se prevé abordar el análisis de las siguientes cuestiones:

- Por una parte, se requiere obtener una respuesta en la cuestión de la dependencia de A_{máx} con M_w y su relación con el escalamiento de Δσ con M₀, resultados éstos muy importantes por su carácter global, no restringido únicamente a México. Para ello se requiere obtener los espectros en la fuente, tanto mediante los coeficientes obtenidos en este trabajo como, a partir de los espectros observados en las estaciones, por simple corrección de la atenuación mediante la ley deducida aquí.
- También se necesita para ello extender el análisis a magnitudes por debajo de M_w=5.8 y determinar si existe dependencia cuadrática de A_{máx} o la amplitud espectral con M_w.
- Igualmente puede ser útil el cálculo de la regresión para V_{máx}, tanto por la necesidad de la propia ley a efectos de Ingeniería Sísmica como para aportar luz sobre la cuestión anterior.
- Se debe determinar rigurosamente la expansión geométrica que corresponde a las ondas de los eventos intraplaca, para lo cual ya se ha previsto elaborar un estudio mediante sismogramas sintéticos calculados por el método de Bouchon.
- Sería de gran interés poder separar el factor de calidad en sus contribuciones intrínseca y
 extrínseca, con el fin de determinar la influencia del *scattering* y la absorción en los
 eventos intra e interplaca. Para ello se ha comenzado ya a preparar un estudio de coda
 encaminado a dicha separación.
- Igualmente se ha empezado ya a trabajar en la determinación de una ley de atenuación para el espectro de respuesta, que permitiría modificar el vigente código sismorresistente para poder incluir los sismos intraplaca.
- Sería de gran interés poder realizar estudios similares en otras zonas de subducción, en especial de *slab caliente*, como son Perú, el norte y el sur de Chile, el sudoeste de Japón, Cascadia, etc. Incluso, también sería interesante la comparación para zonas de *slab fríos* (e.g., El Salvador y el resto de Centroamérica).
- Para completar este trabajo aún quedan algunos temas pendientes: estimar el error de Q y modificar en consecuencia algunos de los valores numéricos presentados, analizar la validez de la ley para distancias por encima de 600 Km, determinar si la atenuación es igual hacia el interior del continente que paralelamente a la costa, hacer todo este mismo análisis para la componente vertical de A_{máx} y de la amplitud espectral, etc.

En suma, como puede verse de todo lo expuesto, la problemática de la sismicidad intraplaca engloba mucho más que la simple determinación de su atenuación y constituye un problema sismológico de primer orden cuya investigación permite aportar valiosa y abundante información a problemas de campos tan diversos como la tectónica, la física de los procesos en el foco sísmico, la ingeniería sísmica o la prevención de daños y la protección civil.

Por ello se espera que este trabajo sea tan sólo un primer paso para continuar trabajando en esta línea de investigación que tanto puede aportar en el futuro al conocimiento de las zonas de subducción.

<u>APÉNDICE A</u>

Catálogo de Sismicidad Intraplaca en México Central en el siglo XX¹

El presente Catálogo recoge todos los terremotos intraplaca², moderados o grandes ($M_w \ge 5.0$), generados en la Placa de Cocos en la región entre los 15° y 20° N y los 94° y 106° W y cuyo mecanismo focal se conoce.

Para recopilar esta información los autores han consultado todas las fuentes publicadas al respecto y han sometido después dicha información a un proceso de filtrado, en el que se han evitado los eventos con mecanismo determinado por la polaridad de la onda P si los datos eran únicamente regionales.

Además, puesto que desde 1979 se dispone de los datos del Harvard CMT salvo para un evento, se han podido comparar los mecanismos focales a partir de esa fuente con los estimados por datos locales y/o regionales, observándose que son similares, mientras que las localizaciones epicentrales y profundidades difieren en algunos casos significativamente. Esto es algo que ya se ha observado para México en otras ocasiones, pues la cobertura de la red mundial para esta área muestra una clara asimetría debido a la presencia del Océano Pacífico, que provoca un desplazamiento en la localización de cerca de 30 Km hacia el NE respecto a la real -supuesta ésta dada por los datos locales- (Singh, com. pers.). Por ello, y dado que las ondas P y S se observan con mucha claridad en los registros locales y regionales, se ha preferido esta última localización hipocentral frente a la comentada del CMT.

El Catálogo se considera posiblemente completo para $M_w \ge 6.0$ desde 1963 en adelante, y para $M_w \ge 5.4$ desde 1976 (Singh et al., op. cit.). Al final del mismo se presenta un mapa con la localización epicentral y profunidad de todos los eventos (Fig. A1).

Clave del Catálogo:

Fecha: año (dos cifras), mes (dos cifras), día (dos cifras)

H: profundidad (Km)

φ: azimut

 δ : buzamiento

 λ : desplazamiento

 P_{az} , T_{az} : azimut (trend) del eje de presión (P) o tensión (T)

 P_{pl} , T_{pl} : buzamiento (plunge) del eje de presión (P) o tensión (T)

Tipo de mecanismo³: C = compresivo; T = distensivo; X = oblicuo / de salto en dirección

En **negrita cursiva** se señalan los terremotos intraplaca de mecanismo normal empleados en este estudio.

¹ Este Catálogo constituye una versión preliminar -por lo tanto sujeta aún a cambios- y modificada del que se presentará en Singh et al. (2001). Para una consulta más detallada véase esta referencia.

² En este Catálogo se incluyen los eventos intraplaca de cualquier mecanismo focal, y no únicamente los de tipo normal (analizados en este trabajo).

³ Véase al respecto la nota 1 del Capítulo 6.

Fecha	Latitud ° N	Longitud ° W	H (Km)	Mw	φ (°)	δ (°)	λ (°)	Paz	P _{pl}	T _{az}	T _{pl}	Tipo Mec
280210	18.26	97.99	84	6.5	343	70	-117	217	56	93	20	Т
280417	17.69	96.44	115	6.7	317	70	-109	199	61	61	23	Т
310115	16.34	96.87	40	7.8	270	56	-90	180	79	360	11	Т
370726	18.45	96.08	85	7.3	313	70	-95	215	65	47	25	Т
451011	18.32	97.65	95	6.5	343	65	-61	295	59	52	15	Т
590524	17.72	97.15	80	6.8	315	61	-102	198	71	54	15	Т
640706	18.31	100.50	55	7.3	292	38	-63	303	71	183	10	Т
650202	17.16	94.54	115	5.3	302	40	-90	32	85	212	5	T
660227	18.82	102.56	89	5.8	165	35	-107	309	75	87	11	T
660925	18.12	100.96	59	5.8	290	50	-84	240	83	16	5	T
670413	18.12	100.40	65	5.5	314	56	-92	217	79	45	11	
670414	17.20	100.43	35	5.0	160	48	-106	360	78	261	2	I
680702	17.51	100.26	62	6.7	330	19	-61	16	60	217	28	X
680814	18.28	103.05	44	5.4	319	84	-40	268	32	13	22	
710202	17.03	95.42	70	5.4 5.4	200	70	-60	204	50	10	20	
710303	17.01	99.37	13	5.1 5.4	290	00	-90	200	79	20	10	
710319	16.24	95.51	40	5.4	200	44	-137	270	- 00 - 60	170	10	T
710710	18.07	100.52	4 9 50	5.0	230		-00	279	75	56	15	T
720809	17.13	94.95	106	5.0	342	34	-90	230	70	233	14	T
730703	18.85	102.03	95	5.0	281	80	-00	181	54	18	35	T
730729	19.56	102.00	127	5.0	352	71	-119	226	55	104	21	X
730828	18.25	96.55	82	7.3	326	50	-76	296	79	46	4	T
740126	18.97	103.84	51	5.2	289	59	-30	254	42	161	4	Ť
740718	16.79	98.55	48	5.6	300	65	-90	210	70	30	20	T
750819	16.23	94.07	87	5.8	320	80	-90	230	50	50	35	T
760905	18.38	101.36	63	5.4	297	64	-102	183	69	36	18	Т
760919	17.98	100.65	62	5.5	295	54	-66	261	70	8	6	Т
780705	18.74	100.17	59	5.5	311	47	-92	186	88	42	2	Т
780929	18.30	102.46	63	5.5	281	33	-80	339	77	184	12	Т
790622	17.01	94.61	115	6.2	310	62	-129	170	55	67	9	Т
801024	18.03	98.27	65	7.1	311	26	-66	354	67	203	21	Х
830124	16.17	95.21	50	6.8	358	62	-42	320	48	56	5	Т
830918	16.84	93.72	139	5.4	314	77	-121	191	49	67	26	Т
831208	18.36	102.73	54	5.6	262	40	-90	352	85	172	5	Т
840606	18.08	98.45	66	5.3	289	45	-72	283	77	186	1	T
840714	17.17	99.80	44	5.5	31	55	-47	1	56	92	1	X
841219	15.64	94.36	91	5.3	340	80	-62	279	48	48	30	
850211	16.63	95.00	96	5.7	309	70	-154	1/1	32	79	3	
850704	17.01	97.03	08 72	5.1	318	41	-98	200	83	234	4	
860407	17.00	97.34	12	5.5	290	39	-90	200	65	20	04	
860611	18.29	94.00	38	0.0 ⊿ 0	334	42	-01	209	70	274	23	I Y
870715	17.33	97.31	66	6.2	338	42	-65	335	70	231	5	 Т
870722	15.66	93.46	98	5.4	236	65	-21	197	32	105	4	X
870726	18.53	101 52	74	5.1	280	68	-93	185	67	13	23	Т
870901	16.19	95.83	53	5.1	174	29	-110	309	70	99	17	X
880331	18.16	97.80	70	5.0	293	38	-99	67	81	209	7	Т
880914	18.48	102.24	87	5.1	274	47	-53	257	64	159	4	Х
890530	17.35	94.66	142	5.8	299	62	-141	156	46	62	4	Т
890812	18.07	101.13	47	5.3	270	71	-90	180	64	360	26	Т
910114	18.39	101.37	51	5.5	87	44	47	26	9	281	60	С
910725	17.78	95.07	133	5.7	323	49	-105	169	78	64	3	Т
930805	17.43	98.34	54	5.2	294	39	-135	120	60	235	14	T
940223	17.75	97.27	75	5.8	278	36	-83	339	80	183	9	Τ
940312	16.81	94.23	104	5.6	308	66	-136	168	47	69	9	T
940506	18.39	97.98	57	5.2	331	55	-72	290	73	48	8	
940523	18.02	100.57	50	6.2	273	39	-76	300	79	173	7	
940828	16.95	95.86	40	5.5	301	/2	-89	212	63	31	27	
941210	17.98	101.52	50	6.4	130	79	-86	45	56	217	34	X

951220	18.62	100.99	50	5.3	275	61	-77	215	71	355	15	Т
960125	18.42	101.84	59	5.5	276	34	-72	313	74	173	12	Т
960401	16.42	96.06	57	5.2	306	64	-111	180	65	51	16	Т
960423	17.21	101.51	44	5.5	121	59	150	353	4	86	42	Х
970111	18.34	102.58	40	7.1	292	82	-106	176	48	29	37	Τ
970116	18.11	102.67	33	5.5	130	30	90	20	8	243	80	С
970403	18.51	98.10	52	5.2	258	27	-87	341	72	166	18	Х
970522	18.37	101.82	54	6.5	269	63	-96	164	72	3	17	Τ
980203	15.92	96.22	24	6.3	288	42	104	-	-	-	-	-
980303	15.86	96.53	31	5.2	300	70	100	-	-	-	-	-
980420	18.35	101.19	64	5.9	290	60	-85	212	74	17	15	Τ
990615	18.13	97.54	61	6.9	309	40	-83	353	83	214	5	Τ
990621	18.15	101.70	53	6.3	296	32	-88	20	77	205	13	Τ
990815	19.16	103.23	63	5.2	295	74	-104	186	59	36	28	Т
990930	16.03	96.96	47	7.4	299	49	-79	268	81	21	4	Τ
991229	18.00	101.63	50	5.9	122	74	-78	48	60	200	27	X
000411	18.09	102.66	34	5.2	290	60	95	16	15	213	75	С
000413	15.95	95.69	41	5.1	301	66	-134	163	48	61	10	Т
000721	18.11	98.97	50	5.9	305	32	-80	335	78	208	13	Τ
000809	18.07	102.56	32	6.5	294	48	93	22	3	239	86	С
001201	18.06	102.63	32	5.5	285	70	120	353	20	233	55	С



Figura A1

Distribución epicentral de los eventos del Catálogo de Sismicidad Intraplaca en México Central en el siglo XX (datos tomados de Singh et al., 2001).

REFERENCIAS CITADAS

- Aki, K. (1980). "Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz". *Phys. Earth Planet. Int.* **21**, 50-60.
- Aki, K. (1982). "Scattering and attenuation". Bull. Seism. Soc. Am. 72, S319-S330.
- Aki, K. (1984). "Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction". *J. Geophys. Res.* **89**, 5867-5872.
- Aki, K. and B. Chouet (1975). "Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects". *J. Geophys. Res.* **80**, no. 23, 3322-3342.
- Aki, K. and P.G. Richards (1980). Quantitative Seismology. Theory and Methods (2 volúmenes). W.H. Freeman, San Francisco. 932 pp.
- Almora, D., L. Alcántara, R. Quaas, M.A. Macías, R. Vázquez, J.M. Velasco, M. Torres, C. Pérez, G. Castro, J.G. Ylizaliturri, M. Ayala, H. Sandoval y E. Vázquez (1999). La Red Acelerográfica del Pacífico para el estudio de los temblores en la zona de subducción mexicana. Operación durante 1999. Informe para la Secretaría General de Obras del Gobierno del Distrito Federal, D.F., México.
- Anderson, D.L. and C.B. Archambeau (1964). "The anelasticity of the Earth". J. Geophys. Res. 69, 2071-2084.
- Anderson, D.L. and R.S. Hart (1978). "Q of the Earth". J. Geophys. Res. 83, 5869-5882.
- Anderson, J.N. 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.
- Anderson, J.G., J.N. Brune, J. Prince, R. Quaas, S.K. Singh, D. Almora, P. Bodin, M. Oñate, R. Vázquez and J.M. Velasco (1994). "The Guerrero accelerograph network". *Geof. Int.* 33, 341-372.
- Astiz, L. and H. Kanamori (1986). "Interplate coupling and temporal variations of mechanisms of intermediate-depth earthquakes in Chile". *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 1614-1622.
- Astiz, L., T. Lay and H. Kanamori (1988). "Large intermediate-depth earthquakes and the subduction process". *Phys. Earth Planet. Int.* 53, no. 1-2, 80-166.
- Atwater, T. (1989). "Plate tectonic history of the Northeast Pacific and western North America". In The eastern Pacific Ocean and Hawaii, E.L. Winterer, D.M. Hussong and R.W. Decker (editors). In the collection <u>The geology of North America</u>, *Geol. Soc. Am.*, Denver. Pp. 21-72.
- Atwater, T. and J. Stock (1998). "Pacific-North America plate tectonics of the Neogene South-western United States An update". *Int. Geol. Rev.* **40**, 375-402.
- Boore, D.M, W.B. Joyner, A.A. Oliver and R.A. Page (1980). "Peak acceleration, velocity and displacement from strong-motion records". *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, no.1, 305-321.

- Boore, D.M. and J. Boatwright (1984). "Average body-wave radiation coefficient". Bull. Seism. Soc. Am. 74, 1615-1621.
- Brigham, E.O. (1988). The Fast Fourier Transform and its applications. Prentice Hall, New Jersey. 448 pp.
- Brune, J.N. (1970). "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes". *J. Geophys. Res.* **75**, 4997-5009.
- Burbach, G.V., C. Frohlich, D.W. Pennington and T. Matumoto (1984). "Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate". *J. Geophys. Res.* B 89, no. 9, 7719-7735.
- Campa, M.F. and J.P. Coney (1983). "Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico". In Symposium: Metallogeny and Tectonics of the North American Cordillera, K.M. Dawson (prefacer). National Research Council of Canada, Ottawa. *Canadian J. Earth Sciences* 20, no. 6, 1040-1051.
- Campillo, M. et M. Bouchon (1985). "Simulation numérique des mouvements forts". En Genie Parasismique, V. Davidovice (editeur). Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, París, 117-129.
- Campillo, M., S.K. Singh, N. Shapiro, J. Pacheco and R.B. Herrmann (1996). "Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion". *Geof. Int.* 35, no. 4, 361-370.
- 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, no. 6, 1481-1503.
- Christensen, D.H. and L.J. Ruff (1988). "Seismic coupling and outer rise earthquakes". *J. Geophys. Res. B, Solid Earth and Planets* **93**, no. 11, 13421-13444.
- 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.
- Coney, P.J. (1983). "Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe". *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo* 15, no. 1, 6-15.
- Dahle, A., H. Bungum and L. Kvamme (1990). "Attenuation models inferred from intraplate earthquake recordings". *Earthquake Eng. Struct. Dyn.* **19**, 1125-1141.
- Dainty, A. (1981). "A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz". *Geophys. Res. Lett.* **8**, 1126-1128.
- Dainty, A.M. and M.N. Toksöz (1981). "Seismic codas on the Earth and the Moon: a comparison". *Phys. Earth Planet. Int.* **26**, 256-266.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus and S. Stein (1994). "Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions". *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191-2194.

- Dmowska, R. and L.C. Lovison (1988). "Intermediate-term seismic precursors for some coupled subduction zones". *Pageoph.* **125**, 643-664.
- Dmowska, R., J.R. Rice, L.C. Lovison and D. Josell (1988). "Stress transfer and seismic phenomena in coupled subduction zones during the earthquake cycle". *J. Geophys. Res. B, Solid Earth and Planets* 93, no. 7, 7869-7884.
- Fukushima, Y. and T. Tanaka (1990). "A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan". *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 757-783.
- Furumura, T. and B.L.N. Kennett (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, 1060-1084.
- Gardi, A., M. Cocco, A.M. Negredo, R. Sabadini and S.K. Singh (2000). "Dynamic modelling of the subduction zone of central Mexico". *Geophys. J. Int.* **143**, 809-820.
- Gutscher, M.-A., J.-L. Olivet, D. Aslanian, J.-P. Eissen and R. Maury (1999). "The 'lost Inca Plateau': cause of flat subduction beneath Peru?" *Earth Planet. Science Lett.* 171, 335-341.
- Hanks, T.C. (1982). "F_{max}". *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 1867-1880.
- Hanks, T.C. and H. Kanamori (1979). "A moment magnitude scale". J. Geophys. Res. 84, 2348-2350.
- Hanks, T.C. and R.K. McGuire (1981). "The character of high-frequency strong ground motion". *Bull. Seism. Soc. Am.* 62, 561-589.
- Hasegawa, H.S. (1985). "Attenuation of Lg waves in the Canadian Shield". Bull. Seism. Soc. Am. 75, 1569-1582.
- Havskov, J., S.K. Singh and D. Novelo (1982). "Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec area in southern Mexico". *Geofís. Int.* 21, no. 4, 325-330.
- Herráiz, M. (1997). Conceptos básicos de sismología para ingenieros. Centro Peruano-Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), Lima. 132 pp.
- Herráiz, M. and A.F. Espinosa (1986). "Scattering and attenuation of high frequency seismic waves: development of the theory of coda waves". Open File 86-455. U.S. Geological Survey. 92 pp.
- Herráiz, M. and A.F. Espinosa (1987). "Coda waves: a review". Pageoph. 125, 499-577.
- Herrmann, R.B. (1980). "Q estimates using the coda of local earthquakes". Bull. Seism. Soc. Am. 70, 447-468.
- Ibáñez, J.M., E. del Pezzo, F. de Miguel, M. Herráiz, G. Alguacil, J. Morales (1990).
 "Depth-dependent seismic attenuation in the Granada zone (southern Spain)". Bull. Seism. Soc. Am. 80, no. 5, 1232-1244.

- Johnston, D.H. and M.N. Toksöz (1981). Seismic wave attenuation. Society of Exploration Geophysics. Geophysics Research Series. Edited by M.N. Toksöz and D.H. Johnston.
- Joyner, W.B. and D.M. Boore (1981). "Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake". *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 2011-2038.
- Joyner, W.B. and D.M. Boore (1993). "Methods for regression analysis of strong-motion data". *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, 469-487.
- Kanamori, H., P.C. Jennings, S.K. Singh and L. Astiz (1993). "Estimation of strong ground motions in Mexico City expected for large earthquakes in the Guerrero Seismic Gap". *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, no. 3, 811-829.
- Kirby, S.H., W.B. Durham and L.A. Stern (1991). "Mantle phase changes and deepearthquake faulting in subducting lithosphere". *Science* **252**, no. 5003, 216-225.
- Kirby, S.H., E.R. Engdahl and R.P. Denlinger (1996). "Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs". In Subduction: top to bottom, G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H. Kirby and J.P. Platt (editors). *Geophysical Monograph.* 96, 195-214. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Knopoff, L. (1964). "Q". Rev. Geophys. Space Phys. 2, 625-660.
- Kostoglodov, V. y J. F. Pacheco (1999). "Cien años de sismicidad en México. Catálogo de sismos moderados y grandes ocurridos en México durante el siglo XX". Póster publicado por el Instituto de Geofísica, UNAM, México D.F.
- Lay, T., L. Astiz, H. Kanamori and D.H. Christensen (1989). "Temporal variation of large intraplate earthquakes in coupled subduction zones". *Phys. Earth Planet. Int.* 54, 258-312.
- Lonsdale, P.F. (1989). "Geology and tectonic history of the Gulf of California". In The eastern Pacific Ocean and Hawaii, E.L. Winterer, D.M. Hussong and R.W. Decker (editors). In the collection <u>The geology of North America</u>, *Geol. Soc. Am.*, Denver. Pp. 499-521.
- Lonsdale, P.F. (1991). "Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California". In The Gulf and Peninsular Province of the Californias, J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit (editors). *Am. Assoc. Petroleum Geol. Memoir* 47, 87-125.
- Love, A.E.H. (1944). A treatise on the mathematical theory of elasticity. Dover Publications, New York. 643 pp.
- Mahdyiar, M., S.K. Singh and R.P. Meyer (1986). "Moment magnitude scale for local earthquakes in the Petatlan region, Mexico, based on recorded peak horizontal velocity". *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**, no. 5, 1225-1239.

- Malgrange, M. and R. Madariaga (1983). "Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the Chilean subduction zone". *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 73, 489-505.
- Margerin, L., M. Campillo, N.M. Shapiro and B. van Tiggelen (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**, 343-352.
- Mayeda, K., F. Su and K. Aki (1991). "Seismic albedo from the total seismic energy dependence on hypocentral distance in Southern California". *Phys. Earth Planet. Int.* 67, 104-114.
- 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.
- Mitchell, B.J. (1995). "Anelastic structure and evolution of the continental crust and upper mantle from seismic surface wave attenuation". *Rev. Geophys.* **33**, no. 4, 441-462.
- Molnar, P., D. Freedman and J.S.F. Shih (1979). "Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere". *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 56, no. 1, 41-54.
- Morán, D.J. y Colaboradores (J. Urrutia-Fucugauchi, E. Campos, G. Silva, C. Caballero, J. Uribe, E. Cabral, S. Alarcón, G. Mora, S. Campos, J.A. Iraretagoyena, J.L. Moreno y J. Olvera) (1984). "Geología de la República Mexicana". Coedición de la Universidad Nacional Autónoma de México y el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México D.F.
- Nuttli, O.W. (1983). "Empirical magnitude and spectral scaling relations for mid-plate and plate-margin earthquakes". In <u>Quantification of earthquakes</u>, S.-J. Duda and K. Aki (editors). *Tectonophysics* 93, 3-4, 207-223.
- Ordaz, M. (1999). Ayuda en línea del programa Degtra A4 (versión 1.0.42). Programa desarrollado por M. Ordaz (II-UNAM) y C. Montoya (CENAPRED), 1990-1999, con la colaboración de S. K. Singh (IGF-UNAM), J.F. Pacheco (IGF-UNAM), M. A. Santoyo (IGF-UNAM), F. Castellanos (II-UNAM) y A. Zapata (II-UNAM).
- Ordaz, M., J.M. Jara y S.K. Singh (1989). "Riesgo sísmico y espectros de diseño en el estado de Guerrero". *Mem. VIII Congr. Nac. Ing. Sísmica*, Acapulco, México, D40-D56.
- 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, no.1, 24-43.
- Ortega, F., L.M. Mitre, S.A. Alaniz, J. Roldán, J.J. Aranda, A.F. Nieto and D.J. Morán (1991). "Geologic provinces of Mexico; a new proposal and basis for their modern definition". En <u>Convención sobre la evolución geológica de México y Primer Congreso</u>

Mexicano de Mineralogía; Memoria, R.R. Kogan, A.L. Carreno (editores). UNAM, México D.F. Pp. 143-144.

- Ortega, F., L.M. Mitre, J. Roldán, J.J. Aranda, D. Morán, S.A. Alaniz y A.F. Nieto (1992).
 "Texto explicativo de la quinta edición de la Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:21000,000". *Instituto de Geología, UNAM*, México D.F.
- Ottemöller, L., N.M. Shapiro, S.K. Singh and J.F. Pacheco (2001). "Lateral variation of Lg wave propagation in Southern Mexico". *Bull. Seism. Soc. Am.*, artículo en prensa.
- Pardo, M. and G. Suárez (1995). "Shape of the subducted Rivera and Cocos Plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications". J. Geophys. Res. 100, 12357-12373.
- Pérez, A.C. (2000). Atenuación de Ondas Coda en Grecia. Trabajo de Investigación de Tercer Ciclo. Dpto. de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense, Madrid. 109 pp.
- Pindell, J. (1993). "Mesozoic-Cenozoic paleogeographic evolution of northern South America". *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bulletin* 77, no. 2. Pp. 340.
- Ponce, L., R. Gaulon, G. Suárez and E. Lomas (1992). "Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico". *Geophys. Res. Lett.* 19, no. 8, 773-776.
- Pujades, L.G., J.A. Canas, J.J. Egozcue, M.A. Puigví, J. Gallart, K. Lana, J. Pous and A. Casas (1990). "Coda-Q distribution in the Iberian Peninsula". *Geophys. J. Int.* 100, 285-301.
- Quaas, R., J.A. Otero, S. Medina, J.M. Espinosa, H. Aguilar y M. González (1993). Base Nacional de Datos de Sismos Fuertes, Catálogo de Estaciones Acelerográficas 1960-1992. Soc. Mex. Ing. Sísmica, A.C., México. 310 pp.
- Rautian, T.J. y V.I. Khalturin (1978). "The use of the coda for the determination of the earthquake source spectrum". *Bull. Seism. Soc. Am.* **68**, 923-948.
- Roca, A. (1990). Determinación del campo próximo de terremotos por redes de acelerógrafos, Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 192 pp.
- Rodríguez, M., J. Havskov and S.K. Singh (1983). "Q for coda waves near Petatlan, Guerrero, Mexico". *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 321-326.
- Sacks, S. (1977). "Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in Western South America". *Tectonophysics* **37**, 131-139.
- Santoyo, M. A., S. K. Singh and T. Mikumo (2001). "Source characteristics of the 11 January, 1997 (M_w=7.1) Michoacan, Mexico earthquake". *Bull. Seism. Soc. Am.*, artículo en prensa.
- Scholz, C.H. (1990). The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press, Cambridge. 439 pp.

- Shapiro, N.M., M. Campillo, L. Margerin, S.K. Singh, V. Kostoglodov and J. Pacheco (2000). "The energy partitioning and the diffusive character of the seismic coda". *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, no. 3, 655-665.
- Singh, S.K. and R.B. Herrmann (1983). "Regionalization of crustal coda Q in the continental United States". *J. Geophys. Res.* **88**, 527-538.
- Singh, S.K., G. Suárez and T. Domínguez (1985). "The Oaxaca, Mexico earthquake of 1931: lithospheric normal faulting in the subducted Cocos Plate". *Nature* 317, 56-58.
- Singh, S.K. and F. Mortera (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, 21487-21502.
- Singh, S.K. and M. Pardo (1993). "Geometry of the Benioff zone and state of stresses in the overriding plate in central Mexico". *Geophys. Res. Lett.* **20**, 1483-1486.
- 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, F. Courboulex and D.A. Novelo (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, 39-45.
- 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 (Mw=7.0)". *Seism. Res. Lett.* **70**, no. 5, 489-504.
- Singh, S. K., J. Pacheco, T. Mikumo and V. Kostoglodov (2000). "Intraplate earthquakes in Central Mexico and their relationship with large/great interplate thrust earthquakes." Póster (B21) presentado en la reunión anual de la Seismological Society of America 2000, 9-12 Abril 2000, San Diego, California.
- Singh, S. K., J. Pacheco, T. Mikumo and V. Kostoglodov (2001a). "Inslab earthquakes in the subducted Cocos Plate below Central Mexico". Artículo en preparación.
- Singh, S.K., A. Iglesias, J.F. Pacheco and M. Ordaz (2001b). "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". Artículo enviado al *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Singh, S.K., D. García, J.F. Pacheco, M. Ordaz y M. Herráiz (2001c). "Does stress drop of intraplate earthquakes of Mexico increase with seismic moment?". Ponencia aceptada para su presentación en la *Reunión Anual 2001 de la Unión Geofísica Mexicana, A.C.*, Puerto Vallarta, 5-9 Noviembre de 2001. El resumen será publicado en *GEOS* 21, no. 3.
- Spudich, P., J.B. Fletcher, M. Hellweg, J. Boatwrght, C. Sullivan, W.B. Joyner, T.C. Hanks, D.M. Boore, A. McGarr, L.M. Baker and A.G. Lindh (1997). "SEA96 A new

predictive relation for earthquake ground motions in extensional tectonic regimes". *Seism. Res. Lett.* **68**, no. 1, 190-198.

- Spudich, P., W.B. Joyner, A.G. Lindh, D.M. Boore, B.M. Margaris and J.B. Fletcher (1999). "SEA99 – A revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes". *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, no. 5, 1156-1170.
- Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger and C. David (1990). "Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico". *Nature* **345**, 336-338.
- Timoshenko, S and J.N. Goodier (1951). Theory of elasticity. McGraw-Hill Book Company, New York. 506 pp.
- Udías, A. (1999). Principles of Seismology. Cambridge University Press, Cambridge.
 475 pp.
- Urrutia-Fucugauchi, J. (1980). "Spatial magmatic arc zone evolution; south-western North America". Int. Geol. Congress, Abstracts, 26, vol. 2, 748.
- Verma, S.P. (1999). "Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican volcanic belt". J. Volcanol. Geotherm. Res. 93, 151-171.
- White, R. (1991). "Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America". In **Neotectonics of North America**, *Geol. Soc. Am., Decade Map Volume I*, 323-338.
- Wu, R.S. and K. Aki (1988). "Multiple scattering and energy transfer of seismic waves; separation of scattering effect from intrinsic attenuation II. Application of the theory to Hindu Kush region" in Scattering and Attenuation of Seismic Waves, Special issue of *Pageoph.* 128, 49-80.