



Ministerio de
Medio Ambiente y
Recursos Naturales



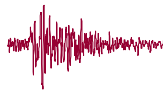
Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

Informe preparado por:

Griselda Marroquín (SNET)

María Belén Benito (UPM)

Febrero de 2009



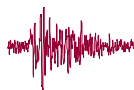
AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado dentro del proyecto regional *RESIS II*, financiado por el Gobierno de Noruega bajo la gestión del Centro de Coordinación para la Prevención de los Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC). Sismólogos de América Central (Enrique Molina, Guatemala; Emilio Talavera, Nicaragua; José Jorge Escobar, Honduras; Álvaro Climent y Wilfredo Rojas, Costa Rica; Eduardo Camacho, Panamá) trabajamos conjuntamente en el marco de un taller celebrado en la Universidad Politécnica de Madrid (UPM) en abril de 2008. Durante el mismo se realizó la evaluación de la amenaza sísmica para América Central, bajo la supervisión de la Dra. María Belén Benito, de la UPM, y del Dr. Conrad Lindholm, de Norsar-Noruega.

Se agradece la ayuda invaluable de Jorge M. Gaspar Escribano, Raquel M. Gómez Hernández, Mercedes Pérez Escalante, Alicia Rivas Medina y María José García Rodríguez, del grupo de Ingeniería Sísmica de la Universidad Politécnica de Madrid, dirigido por María Belén Benito; de Mario Ordaz del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y la financiación adicional de Risk Management Solutions (RMS), EEUU.

Agradecimiento igualmente al apoyo brindado por el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN), así como al personal de la Dirección General del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (DGSNET), quienes colaboraron en la preparación del catálogo sísmico, zonificación para El Salvador y manejo de SIG.



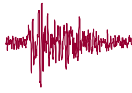


ÍNDICE

PRÓLOGO	1
RESUMEN	2
1. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA.	3
1.1 INTRODUCCIÓN	4
1.2 EL SALVADOR.....	4
1.3 AMÉRICA CENTRAL.....	6
2. MARCO SISMOTECTÓNICO	7
2.1 INTRODUCCIÓN	8
2.2 LA ZONA DE SUBDUCCIÓN (FOSA MESOAMERICANA)	8
2.3 ARCO VOLCÁNICO.	9
2.4 SISTEMA DE FALLAS DE MOTAGUA Y CHIXOY-POLOCHIC.....	10
2.5 DEPRESIÓN DE HONDURAS.	10
3. METODOLOGÍA DE CÁLCULO (ASPECTOS TEÓRICOS).	22
3.1 INTRODUCCIÓN	23
3.2 DEFINICIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA	23
3.3 MÉTODOS DE CÁLCULO. PERSPECTIVA HISTÓRICA	24
3.4 ANÁLISIS PROBABILISTA DE AMENAZA SÍSMICA (PSHA).....	26
3.4.1 INTRODUCCIÓN. FASES DEL PSHA.....	26
3.4.2 DETERMINACIÓN DE LA AMENAZA REPRESENTATIVA DE UN EMPLAZAMIENTO	28
3.4.2.1 MODELO DE SISMICIDAD	28
3.4.2.2 MÉTODOS ZONIFICADOS Y NO ZONIFICADOS	30
3.4.2.3 MODELOS DE RECURRENCIA: DISTRIBUCIÓN FRECUENCIA DE OCURRENCIA-TAMAÑO	31
3.4.2.4 MODELOS DE PREDICCIÓN DEL MOVIMIENTO FUERTE DEL SUELO	34
3.4.2.5 RESOLUCIÓN DE LA INTEGRAL DE LA PELIGROSIDAD.....	36
3.4.2.6 REPRESENTACIÓN DE RESULTADOS: CURVA DE AMENAZA	42
3.4.3 ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRES.....	43
3.4.4 ÁRBOL LÓGICO	44
3.4.4.1 PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS: MAPAS DE PELIGROSIDAD E INCERTIDUMBRE.....	47
3.4.5 DESAGREGACIÓN DE LA PELIGROSIDAD.....	48
3.4.6 JUICIO DE EXPERTOS Y ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD EN LOS RESULTADOS.....	49
4. EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA.	51
4.1 INTRODUCCIÓN	52
4.2 PARÁMETROS Y MODELOS DE ENTRADA PARA EL CÁLCULO DE PELIGROSIDAD	52
4.2.1 CATÁLOGO SÍSMICO.	52
4.2.1.1 CATÁLOGO SÍSMICO DE EL SALVADOR.....	53
4.2.1.2 CATÁLOGO REGIONAL: ANÁLISIS DE COMPLETUD Y FILTRADO DE SERIES SÍSMICAS.	55
4.2.2 ZONIFICACIÓN SISMOGENÉTICA	58
4.2.3 ATENUACIÓN.....	66



4.2.3.1	METODOLOGÍA.....	66
4.2.3.2	BASE DE DATOS PARA CALIBRACIÓN DE MODELOS.....	67
4.2.3.3	MODELOS DE ATENUACIÓN INCLUIDOS EN EL ANÁLISIS	69
4.2.3.4	ANÁLISIS Y SELECCIÓN DE LOS MODELOS	70
4.3	CÁLCULO DE AMENAZA	76
4.3.1	GENERALIDADES.....	76
4.3.2	CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS SÍSMICOS DE LAS ZONAS.....	76
4.3.3	ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD PARA DEFINICIÓN DE PARÁMETROS Y PESOS DEL ÁRBOL LÓGICO.....	86
5.	RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	88
5.1	RESULTADOS	89
5.1.1	MAPAS DE AMENAZA SÍSMICA	89
5.1.2	RESULTADOS ESPECÍFICOS PARA ALGUNAS CIUDADES.....	100
5.1.2.1	CURVAS DE AMENAZA.....	100
5.1.2.2	ESPECTROS DE AMENAZA UNIFORME.....	103
5.1.2.3	RESULTADOS DE LA DESAGREGACIÓN.....	107
5.2	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	110
5.3	RESUMEN Y CONCLUSIONES GENERALES.....	111
6.	REFERENCIAS	115
7.	ANEXOS	125
7.1	ANEXO A (CAP. 3).....	126
7.1.1	FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD ACUMULATIVA (CDF) Y FUNCIÓN DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD (PDF)	126
7.1.2	DEDUCCIÓN DE LAS FUNCIONES $F(M)$ Y $f(M)$ A PARTIR DE LA RELACIÓN DE GUTENBERG-RICHTER.....	128
7.2	ANEXO B (CAP. 4).....	131
7.3	ANEXO C (CAP. 4).....	157
	GLOSARIO DE TÉRMINOS.....	165
	ÍNDICE DE FIGURAS	169
	ÍNDICE DE TABLAS	172



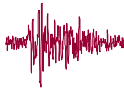
PRÓLOGO

Por su conformación sismotectónica y proximidad a límites convergentes de placas, El Salvador y el resto de países de América Central se caracterizan por poseer una alta sismicidad. En 1972 un sismo superficial de magnitud Mw 6.2 devastó el centro de la Ciudad de Managua, Nicaragua, muriendo alrededor de 10,000 personas. Sin embargo, el sismo más destructivo en la historia de América Central ocurrió en Guatemala en 1976, cuando la falla Motagua-Polochic, causó un sismo con una magnitud MS 7.5, dejando un saldo de más de 22,700 personas fallecidas y cerca de 76,000 heridos, produciendo pérdidas alrededor de los 1.1 billones de dólares, que representaron un 18% del PNB de esa época (Davis, 1978; Espinosa, 1976). En 1986 un sismo en la Ciudad de San Salvador de 5.4 mb, provocó 1500 muertos y una pérdida estimada entre 1,5 y 2.0 billones de dólares (Harlow et al., 1993; Bommer et al., 1998). Más recientemente, El Salvador fue afectado el 13 de enero y el 13 de febrero de 2001, por dos sismos, en los cuales perdieron la vida más de 1,000 personas (Rose et al., 2004). En septiembre de 1992 un sismo en las costas de Nicaragua causó el peor tsunami en la región.

La mayoría de los sismos en El Salvador y América Central ocurren principalmente, a lo largo de la zona de subducción y el arco volcánico. Otras zonas con actividad sísmica importante incluyen el sistema de fallas de Motagua-Polochic, en Guatemala. El potencial de daños de los sismos de la cadena volcánica es mayor que los de la zona de subducción, por su foco somero y proximidad a centros poblados importantes.

La base para la reducción de la vulnerabilidad física o estructural a los terremotos está en las buenas prácticas de diseño y construcción, y en el cumplimiento de las normas de diseño sismo-resistente. A su vez, la base de todo código o reglamento estructural sismo-resistente estriba en evaluaciones confiables de la amenaza sísmica. En Centroamérica se cuenta con códigos de construcción sismo-resistente desde hace varias décadas: El Salvador fue el primero en establecerlo en 1966, y el mismo ha sido revisado en 1989 y 1994; Costa Rica lo tiene desde 1974, con revisiones en 1986 y 2002; Nicaragua desde 1983 y Panamá desde 1984, con revisiones en 1994 y 2004.

Los resultados de la evaluación de la amenaza sísmica que aquí se presentan podrán ser utilizados para la mejora del código sísmico, serán de gran utilidad para las instituciones financieras y de seguros, y permitirán que las autoridades nacionales y locales cuenten con una herramienta que facilite la gestión del riesgo sísmico y el ordenamiento territorial.



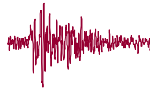
RESUMEN

Este estudio se ha realizado en el marco del proyecto RESIS II y es parte integral del estudio de amenaza sísmica realizado a nivel regional (América Central), en el que han participado especialistas de todos los países del área. En este proyecto se ha contado con información local actualizada de los bancos de datos sismológicos y de movimiento sísmico fuerte. Concretamente, se confeccionó un catálogo sísmico regional actualizado hasta diciembre del 2007 y una base de datos de acelerogramas de la región, con la que se han contrastado los modelos de atenuación a incluir en el cálculo. Precisamente para el estudio se han incluido modelos de atenuación diferentes y específicos para las diferentes fuentes sísmicas consideradas.

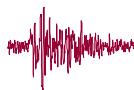
La evaluación se ha realizado para lecho rocoso, siguiendo un método probabilista zonificado acorde al estado actual del arte en estudios de amenaza (en la línea metodológica PSHA), componiendo un árbol lógico para cuantificar la incertidumbre epistémica inherente a los modelos de atenuación y empleando cuatro combinaciones de estos modelos en cada ejecución. Cada combinación consta de un modelo para sismos corticales, otro para subducción interplaca y otro para subducción intraplaca. Es importante destacar que el modelo de zonificación sismogenética adoptado para El Salvador forma parte de un modelo regional definido por el grupo de especialistas del proyecto, el cual le da continuidad a las fuentes sísmicas fuera de los límites de cada país.

La amenaza se ha evaluado en términos de 5 aceleraciones espectrales, además de aceleración pico del movimiento, para periodos estructurales de 0.1, 0.2, 0.5, 1.0 y 2.0 segundos, lo que ha permitido obtener espectros de amenaza uniforme (UHS) para las ciudades de Ahuachapán, Santa Ana, San Salvador, San Miguel, Chalatenango y San Francisco (Gotera), además de curvas de amenaza para los seis parámetros de movimiento evaluados.

La evaluación no se ha restringido a un periodo de retorno de 500 años, sino que se ha ampliado a periodos de 1000 y 2500 años, para permitir aplicaciones en grandes obras de ingeniería civil. También es de destacar, como nuevo aporte respecto a otras evaluaciones previas, los resultados de la desagregación realizada para San Salvador, con la consiguiente deducción de los pares (M, R) con mayor contribución a la amenaza, representativos de los sismos de control. Esto se ha hecho tanto para movimientos objeto de corto periodo, caracterizados por la PGA, como para los de largo periodo representados por SA (1.0 s).



1. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA.



1.1 INTRODUCCIÓN

Se presenta una breve reseña de los estudios de amenaza sísmica que se han efectuado en El Salvador, así como algunos estudios realizados a nivel regional.

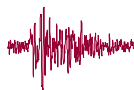
1.2 EL SALVADOR

El primer estudio de amenaza sísmica para El Salvador fue realizado por Algermissen et al. (1988). Un estudio más completo lo efectuaron Alfaro et al. (1990). Estos dos estudios presentaron los resultados en forma de aceleración pico del movimiento del terreno, PGA. Posteriormente, Singh et al. (1993) realizó una evaluación que incluía estimaciones espectrales de los movimientos esperados del terreno, SA (T). En la Figura 1.1 se muestran los resultados de cada estudio, en términos de PGA, con una probabilidad del 10 % de excedencia en 50 años.

Una revisión y comparación de los tres estudios arriba mencionados es hecha por Bommer et al. (1996), donde se ponen de manifiesto las considerables diferencias en términos de la distribución geográfica de la amenaza y de los niveles de aceleración esperados (véase Figura 1.1). Las diferencias se deben a las incertidumbres asociadas con los datos de entrada y a los criterios particulares utilizados en cada trabajo.

Rojas et al. (1993b) y Lindholm et al. (1995) también presentan estimaciones de PGA para El Salvador. En la Tabla 1.1 se muestran los valores de PGA esperados para San Salvador según los estudios antes mencionados.

Alvarenga et al. (1997) presenta un análisis de la peligrosidad sísmica a través de la formulación de un árbol lógico para conocer la influencia que cada parámetro tiene en la evaluación de la peligrosidad sísmica, utilizando como datos de entrada los resultados obtenidos por Algermissen et al. (1988), Alfaro et al. (1990), Singh et al. (1993), Taylor et al. (1992), Rojas et al. (1993b) y Lindholm et al. (1995). Se identifica que el modelo de atenuación muestra mayor sensibilidad en los resultados en comparación con la máxima magnitud. Los valores obtenidos en los diferentes estudios pueden consultarse en la Tabla 1.1.



El actual Código Sísmico de El Salvador determina un período de retorno mínimo de 475 años para las obras civiles y está basado en el estudio de peligrosidad realizado por Singh et al. (1993).

Tabla 1.1 Valores de PGA estimados para San Salvador, con una probabilidad del 10 % de excedencia en 50 años (Bommer et al., 1996; Alvarenga et al., 1997).

Estudio de Amenaza	PGA (g) en San Salvador
Algermissen et al. (1988)	0.5
Alfaro et al. (1990)	1.05
Singh et al. (1993)	1.02
Rojas et al. (1993b)	0.76
Lindolm et al.(1995)	0.3
Alvarenga et al. (1997)	0.48

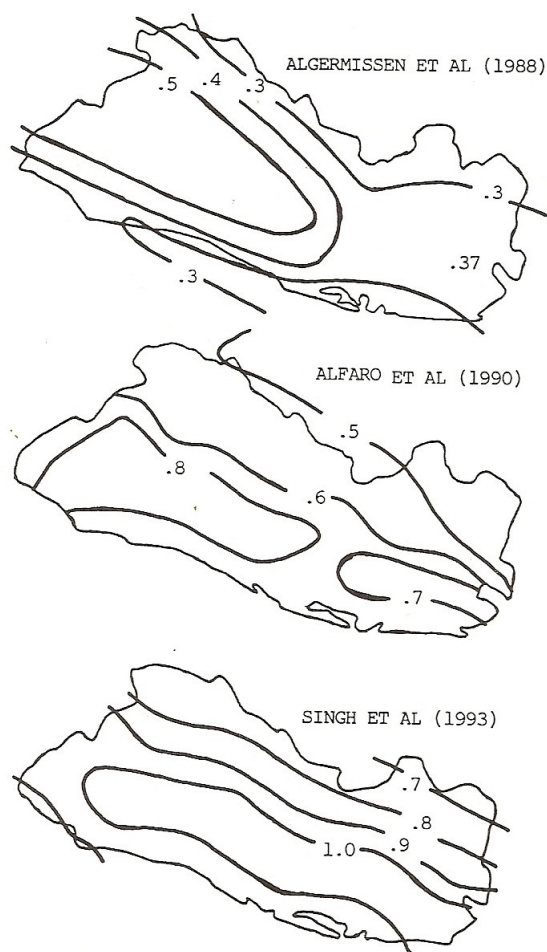
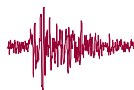
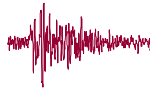


Figura 1.1 Mapas de amenaza en términos de PGA (g) con una probabilidad del 10 % de excedencia en 50 años, según diversos autores (Fuente: Bommer et al., 1996).

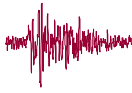


1.3 AMÉRICA CENTRAL

Entre los estudios de amenaza sísmica realizados a nivel regional se pueden citar el de Hattori (1979), quien publicó una serie de mapas de amenaza sísmica a nivel global que incluían Centroamérica. Posteriormente, Rojas et al., 1993b, crearon un mapa de amenaza para Centroamérica, en el marco del proyecto RESIS I, también financiado por el Gobierno de Noruega y gestionado por CEPREDENAC. El Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) patrocinó en 1997 un estudio de amenaza sísmica, que abarcaba México, el Caribe, y Centro y Suramérica y que fue publicado 7 años después (Tanner y Shedlock, 2004). En 1999 el *Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP)* publicó un mapa del mundo en el cual se muestran los niveles de amenaza en Centroamérica. Shedlock (1999) presenta un artículo científico sobre la amenaza sísmica en Centroamérica y el Caribe. Igualmente, Chen et al. (2002), desarrollaron para Centroamérica mapas probabilistas de amenaza sísmica en términos de intensidad macrosísmica y aceleración máxima del terreno (PGA) con un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años.



2. MARCO SISMOTECTÓNICO.



2.1 INTRODUCCIÓN

El Salvador está ubicado en la parte occidental de la placa del Caribe y se caracteriza por una intensa actividad sísmica y volcánica, la cual se asocia principalmente al proceso de subducción de la placa del Coco bajo la placa del Caribe.

La mayoría de los sismos que afectan a El Salvador ocurren principalmente, a lo largo de la zona de subducción y el arco volcánico. Otras zonas con actividad sísmica importante son el sistema de fallas de Motagua y Chixoy-Polochic, en Guatemala y la depresión de Honduras situada en la parte central de territorio hondureño. En la Figura 2.1 se presentan los principales procesos tectónicos de la región.

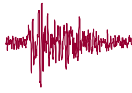
Durante los últimos 500 años se han registrado varios sismos destructivos con magnitudes moderadas y grandes, los cuales están asociados a fuentes interplaca e intraplaca. En la Tabla 2.1 se presenta un resumen de los sismos que han causado daños en El Salvador desde 1556 y, en la Figura 2.2, se presentan los mecanismos focales de sismos con magnitudes (Mw) mayores o iguales a 5.0, ocurridos en El Salvador y sus alrededores.

Los principales elementos estructurales y sismotectónicos se describen en los párrafos siguientes.

2.2 LA ZONA DE SUBDUCCIÓN (FOSA MESOAMERICANA)

Esta zona de subducción se extiende a lo largo de la costa Pacífica de América Central y está sísmicamente bien definida. La zona de Wadatti-Benioff bajo el arco volcánico de América Central buza hacia el NE con ángulos entre 60°- 80°, y presenta sismos hasta una profundidad de 200 km. En el extremo sur de la fosa Mesoamericana, la placa del Coco subduce a un ángulo bajo y la zona de Wadati-Benioff se hace más superficial.

La fosa Mesoamericana, donde subduce la placa del Coco bajo la placa del Caribe, comprende segmentos de 100-300 km de largo que están definidos por diferencias en el rumbo y buzamiento de la subducción (Burbach et al., 1984). Los mecanismos focales indican fallamiento normal, en los 10 primeros kilómetros de la zona de subducción, desde la fosa, en dirección de la costa y fallamiento inverso a profundidades entre los 15 y 50 km (Dean y Drake, 1978; Quintero y Guendel, 2000; DeShon et al., 2003, Norabuena et al., 2004). A



profundidades entre 50 y 280 km., suceden los sismos intraplaca (Guendel y Protti, 1998), que generalmente son de fallamiento normal.

La ocurrencia de sismos en la zona de subducción de América Central en tiempos históricos, ha sido bien documentada por Peraldo y Montero (1999) y White et al. (2004). Los sismos de subducción más grandes han ocurrido en los segmentos de la trinchera frente a las costas de Guatemala, El Salvador y Nicaragua. El sismo del 13 de enero de 2001 es el más reciente de la región; la particularidad de que su mecanismo focal sea normal y su profundidad de 60 km lo hacen un sismo intraplaca. En la Tabla 2.1 se presenta un listado de los sismos generados en la zona de subducción que han causado daños en El Salvador.

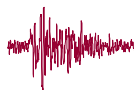
A partir de la sismicidad histórica se conoce que en Centroamérica, y en especial en la zona de subducción, pueden ocurrir sismos con magnitudes de hasta M_w 8.0. En el siglo XX, en la zona de subducción de América Central, se originaron 51 sismos grandes (Ambraseys and Adams, 1996).

2.3 ARCO VOLCÁNICO.

El arco volcánico se extiende desde Guatemala, a partir del volcán Tacaná hasta Costa Rica, paralelo a la fosa de subducción.

Para El Salvador es la segunda zona sismogeneradora y responsable de la mayoría de sismos destructores, como los ocurridos el 10 de octubre de 1986, 5.7 M_w y 13 de febrero de 2001, 6.6 M_w . Los sismos ocurridos en el arco volcánico de El Salvador han sido de magnitudes intermedias, no mayores de M 6.8, pero de profundidades someras (5-20 kms). Los sismos de Chinameca, 1951, San Salvador 1965 y 1986 y San Vicente de 2001, asociados a esta zona, fueron generados por fallas transversales (véase mecanismos en Figura 2.2). Información de otros sismos destructores originados en el arco volcánico de El Salvador pueden ser consultados en la Tabla 2.1.

Una interpretación tectónica sobre el origen de los movimientos transversales que se manifiestan a lo largo de la cadena volcánica fue propuesta por Harlow y White (1985), quienes sugieren que el movimiento relativo entre la placa del Coco y del Caribe es ligeramente oblicuo, lo cual genera dos componentes principales: la primera y más importante de las dos es una componente de movimiento normal, a lo largo de la trinchera centroamericana, y la segunda se manifiesta como un movimiento lateral derecho a lo largo de la cadena volcánica, compatible con los mecanismos focales y las características geológicas (White, 1991).



2.4 SISTEMA DE FALLAS DE MOTAGUA Y CHIXOY-POLOCHIC.

Estas fallas están alineadas paralelamente en dirección ENE-OSO, y están asociadas al límite de placas Norte América (NA) – Caribe (CA). Uno de los terremotos significativos en las últimas décadas ha sido el ocurrido en 1976 con magnitud Ms 7.5 en la falla de Motagua. White (1991) estima un período de recurrencia de grandes eventos de 225 ± 50 años.

Mediciones con GPS indican que el desplazamiento relativo NA-CA es de 1.7 cm/año en la sección Oriente y disminuye gradualmente hacia el Oeste en donde es casi nulo. Modelos de deformación estática indican que la falla del Motagua es la que absorbe la mayor parte de la deformación y la falla Polochic parece contribuir con menos del 30% (Lyon-Caen, 2006).

2.5 DEPRESIÓN DE HONDURAS.

Existe una serie de horst y grabenes orientados aproximadamente de norte a sur desde las montañas Mayas de Belice hasta el golfo de Fonseca, que se conoce en conjunto como "Depresión de Honduras", a pesar de que no existe una continuidad entre ellos, sino, más bien se trata de una zona de cuencas extensionales, bordeados por fallas normales con rumbo norte. La depresión de Honduras es una zona sísmicamente activa, como lo demuestran mapas de sismicidad compilados por la UNAH, CASC, PDE, ISC, etc. Al menos tres eventos importantes están relacionados con la depresión de Honduras: 1774, 1851 y 1982.

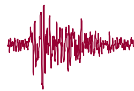


Figura 2.1 Principales sistemas tectónico de América Central (Tomado de Benito et al., 2005).

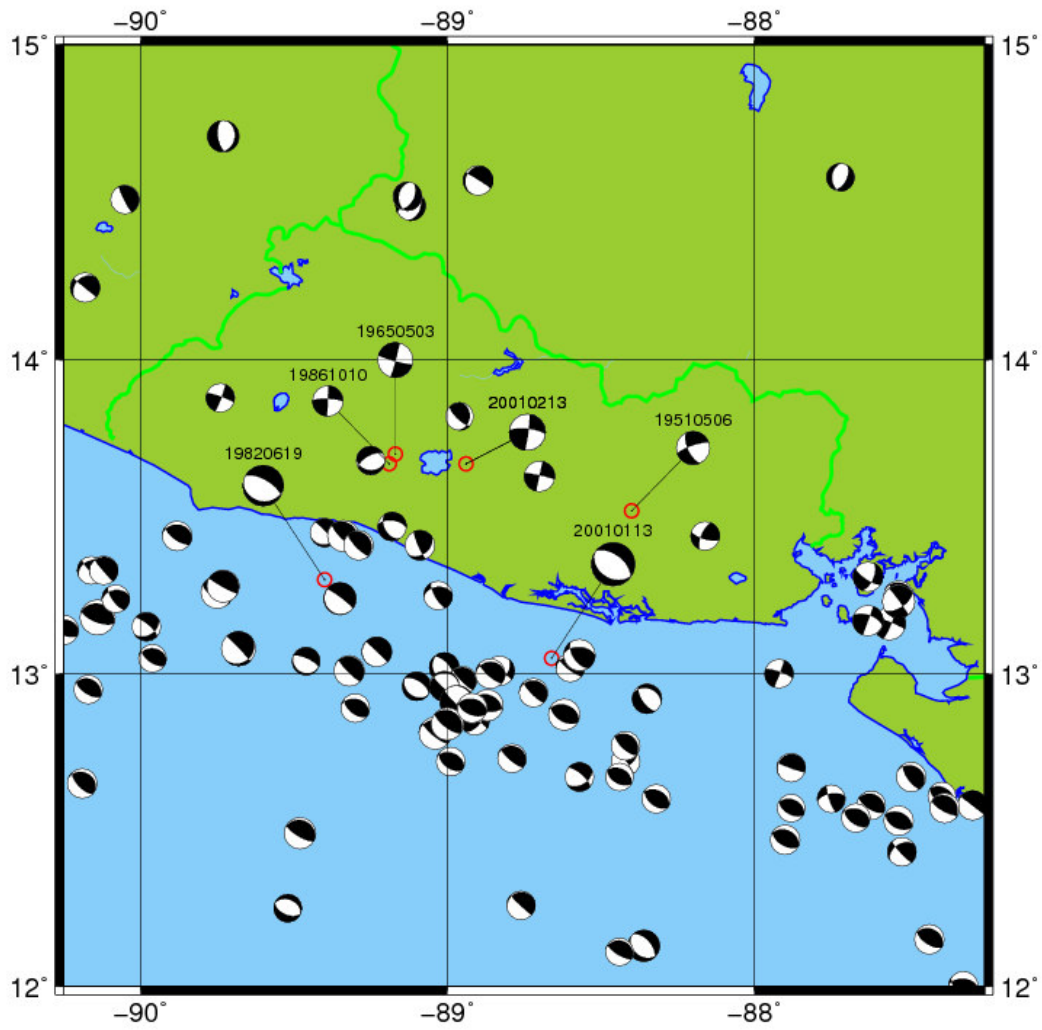
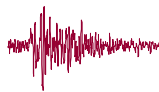


Figura 2.2 Mecanismos focales de eventos con $M_w \geq 5.0$ reportados en los catálogos de HARVARD-CMT para el periodo 1976-2007, así como datos reportados en base sísmica de SNET. Los datos de los sismos de 1951 y 1965 fueron tomados de Buform et al., 1997. El tamaño de la esfera es proporcional a la magnitud del sismo, los sismos que han afectado significativamente a El Salvador se muestran con su respectiva fecha.



RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

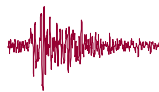
Tabla 2.1 Datos de sismos que han causado algún tipo de destrucción en El Salvador. Mi= magnitud macrosísmica.

Año	Mes	Día	Hora (GMT)	Latitud (°Norte)	Longitud (°Oeste)	Profundidad (KM)	Magnitud	Intensidad (MM)	Fuente	Descripción	Referencias
1556	--	--	--	--	--	--	--	VI-VII (San Salvador)	Subducción	Daños menores por diversos sismos.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1575	6	2	--	--	--	--	--	VIII (San Salvador, pueblos de la Sierra Texacuangos)	Subducción	Todas las casas dañadas, en la sierra de Texacuangos se produjeron numerosas grietas y derrumbes.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1581	--	--	--	--	--	--	--	VIII (San Salvador)	Subducción	Total destrucción. Iglesia arruinada.	White et al., 2004.
1594	4	21	--	--	--	--	--	VII-VIII (San Salvador)	Subducción	Gran movimiento por un instante.	White et al., 2004.
1650	--	--	--	--	--	--	--	VIII (San Salvador)	Subducción	Grandes sismos, iglesia destruida.	White et al., 2004.
1658	--	--	--	--	--	--	--	VIII (San Salvador y Sonsonate)	Subducción	Edificios destruidos; lo peor en 70 años.	White et al., 2004.
1671	8	16	--	--	--	--	--	VIII (San Salvador)	Subducción	Todos los edificios caídos.	White et al., 2004.
1702	8	14	--	--	--	--	--	VII+ (Ahuachapán)	Subducción	Iglesia arruinada.	White et al., 2004.
1711	--	--	--	--	--	--	7.0 ± 0.3 (Mi)	VII (Comasagua)	Subducción	Sismos continuos, iglesia severamente dañada.	White et al., 2004.
1712	12	14	--	--	--	--	7.1 ± 0.2 (Mi)	VIII (Costuma, San Pedro Nonualco, San Vicente)	Subducción	Iglesias dañadas, réplicas por varios días.	White et al., 2004.
1719	3	5	--	--	--	--	7.6 ± 0.2 (Mi)	VIII (Ystepeque, Zacatecoluca, Cojutepeque, San Miguel Perulapán)	Subducción	Ruina de San Salvador, San Vicente y pueblos vecinos. Serios daños en Sonsonate. Iglesias destruidas, mas de 150 sismos, muchos muertos.	White et al., 2004; Martínez, 1978.



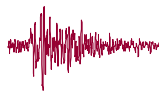
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

1733	5	--	--	--	--	--	--	--	Cadena volcánica?	Violentos temblores en Santa Ana, Sonsonate, e Izalco, causando algunos daños principalmente en los templos de La Trinidad (Sonsonate) y Dolores (Izalco).	Martínez, 1978.
1736	5	6	--	--	--	--	7.2 ±0.1 (Mi)	VIII (Tecoluca)	Subducción	Iglesias destruidas y arruinadas.	White et al., 2004.
1742	--	--	--	--	--	--	7.2 ±0.1 (Mi)	VIII (Comasagua, Ilopango, Tonacatepeque)	Subducción	Iglesias arruinadas.	White et al., 2004.
1748	3	13	--	--	--	--	7.1 ±0.2 (Mi)	VIII (Olocuitla)	Subducción	Iglesias destruidas y arruinadas.	White et al., 2004.
1765	4	--	--	--	--	--	6.1 ±0.4 (Mi)	--	Cadena volcánica	Temblores arruinan Ilopango, San Martín, San Pedro Perulapán y San Bartolome Perulapía.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1776	5	30	--	--	--	--	7.9 ±0.2 (Mi)	VII-VIII (provincias de Santa Ana y Ahuachapán, provincias al oeste de La Paz y suroeste de Cuscatlán)	Subducción	Todas las iglesias arruinadas, principalmente colapsadas; iglesias totalmente arruinadas.	White et al., 2004.
1776	7	6	--	--	--	--	6.8 ±0.3 (Mi)	VI-VII (San Salvador)	Subducción	Más daños a iglesias y casas.	White et al., 2004.
1776	11	15	--	--	--	--	7.0 ±0.3 (Mi)	VII+? (San Salvador)	Subducción	Finaliza la ruina; mas colapsos.	White et al., 2004.
1783	11	29	--	--	--	--	5.9 ±0.4 (Mi)	VII (San Vicente)	Cadena volcánica	Arruina gran parte de la entonces villa de San Vicente de Austria.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1798	2	2	--	--	--	--	6.2 ±0.3 (Mi)	--	Cadena volcánica	Destrucción en San Salvador. Las víctimas fueron numerosas por la abundancia de construcciones de adobe o ladrillo secado al sol. También se tuvo afectación en Cuscatlán.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.



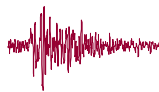
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

1815	8	20	--	--	--	--	--	--	Cadena volcánica	Gran temblor en toda la provincia de San Salvador, muchos templos de la capital se vieron deteriorados, la parroquia de Panchimalco quedó destruida.	Martínez, 1978.
1831	2	7	--	--	--	--	7.1 ±0.2 (Mi)	VII (San Salvador, Comasagua, Jayaque, Armenia, Cacaluta, Izalco)	Subducción	Notables estragos en San Salvador y muchas poblaciones situadas en la costa Sur.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1838	12		--	--	--	--	--	--	Cadena volcánica	Arruina completamente Chinameca.	Martínez, 1978.
1839	3	22	--	--	--	--	6.2 ±0.3 (Mi)	--	Cadena volcánica	Estragos en San Salvador y pueblos vecinos como Quezaltepeque y Nejapa.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1839	10	1	--	--	--	--	5.9 ±0.4 (Mi)	--	Cadena volcánica		Harlow et al., 1993.
1847	6	23	--	--	--	--	6.3 ±0.3 (Mi)	--	Cadena volcánica	Causa daños en los pueblos del Bálsamo, en particular en Armenia, Cacaluta y Jayaque.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1854	4	16	--	--	--	--	6.6 ±0.3 (Mi)	--	Cadena volcánica	Destrucción en San Salvador, afectación en pueblos vecinos, se registro una serie de sismos desde la madrugada del día 14.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1854	5	8	--	--	--	--	--	--	Cadena volcánica	Fuerte temblor bota algunas paredes en San Salvador y causa alarma en Cojutepeque.	Martínez, 1978.
1854	6	11	--	--	--	--	6.2 ±0.3 (Mi)	--	Cadena volcánica	Destruye la torre del reloj en San Vicente, la iglesia, el cabildo y la casa parroquial de Chinameca (Texacuangos).	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1854	11	26	--	--	--	--	--	--	Cadena volcánica	Fuerte temblor causa daños en San Salvador. Se reportaron 20 heridos.	Martínez, 1978.
1856	12	9	--	--	--	--	--	--	Cadena volcánica	Parte de Cojutepeque fue destruida así como algunas casas en San Salvador.	Martínez, 1978.



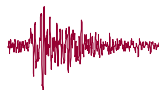
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

1857	11	6	--	--	--	--	6.4 ±0.3 (Mi)	--	Cadena volcánica	Las poblaciones más afectas fueron San Juan y San Miguel Tepezontes y muchas otras en las proximidades de la zona oriental del lago de Ilopango.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1859	8	26	5:00	--	--	--	7.1 ±0.1 (Mi)	VII? (La Unión)	Subducción	Fuerte temblor en el puerto de La Unión causa daños sin víctimas que lamentar. Produjo una ola (tsunami).	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1859	12	9	4:45	--	--	--	7.3 ±0.3 (Mi)	VIII (provincias de Santa Ana y Ahuachapán)	Subducción	Destrucción/daños mayores en casi todas las poblaciones de los departamentos de Sonsonate y Ahuachapán, algunos daños en Panchimalco y Santa Ana. Se generó un tsunami que afectó al puerto de Acajutla.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1860	6	21	23:00	--	--	--	6.1 ±0.3 (Mi)	--	Cadena volcánica	Daños en Santa María Ostuma, Guadalupe, Tepetitán y Verapaz (Departamento de San Vicente).	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1860	9	18	--	--	--	--	--	--		Temblor causa daños al puerto de La Unión.	Martínez, 1978.
1860	12	3	17:00	--	--	--	7.1 ±0.1 (Mi)	VIII (Talnique a Cuscatancingo)	Subducción	Causó daños en Quezaltepeque, Panchimalco, Santa Tecla, Ateos, Opico, Apopa, Tonacatepeque, Cuscatancingo, Comasagua, Talnique.	White et al., 2004.
1862	12	19	--	--	--	--	8.1 ±0.1 (Mi)	VIII (Santa Ana, Sonsonate, La Libertad)	Subducción	Grandes daños, réplicas continuas.	White et al., 2004.
1867	3	21	--	--	--	--	5.8 ±0.4 (Mi)	--	Cadena volcánica	Violento temblor destruye la iglesia de Armenia.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1867	6	30	23:30	--	--	--	7.1 ±0.1 (Mi)	VII (provincias de San Salvador y Cuscatlán)	Subducción	Daño La Libertad, San Vicente, Suchitoto y Santa Tecla.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1872	12	30	5:50	--	--	--	5.8 ±0.4 (Mi)	--	Cadena volcánica	Arruina muchas casas en San Vicente y ocasiona varias muertes.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.



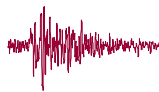
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

1873	3	4	22:30	--	--	--	6.4 ±0.3 (Mi)	--	Cadena volcánica	Gran temblor en San Salvador. Cáceres ubica el foco en las alturas de los Texacuangos. También fueron destruidos Santo Tomas, Soyapango, Ilopango, Mejicano, etc.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1873	3	19	--	--	--	--	7.1 ±0.1 (Mi)	VIII (radios de 10 km alrededor de San Salvador)	Subducción	Total destrucción, algunos muertos, incremento de réplicas desde 2/22.	White et al., 2004.
1878	10	2	14:00	--	--	--	--	--	Cadena volcánica	Violento terremoto causa la ruina total de Jucuapa, ruina parcial de Chinameca y grandes daños en El Triunfo, Santiago de María, Alegría y otras poblaciones del área.	Martínez, 1978.
1879	12	20	--	--	--	--	--	--	Cadena volcánica	Serie de temblores que se extendió hasta el 31 de ese mes en los alrededores del lago de Ilopango, fluctuó de 600 a 800 sismos produciendo daños en viviendas al sur del lago y poblaciones cercanas.	Martínez, 1978.
1883	7	8	14:10	--	--	--	--	--	--	Fuerte temblor bota algunas paredes en San Salvador.	Martínez, 1978.
1887	10	13	1:00	--	--	--	--	--	--	Fuerte temblor causa daños en La Unión.	Martínez, 1978.
1891	9	9	--	--	--	--	7.1 ±0.1 (Mi)	VII (Analquito a Comasagua)	Subducción	Terremoto causa la semiruina de San Salvador y otras poblaciones.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1892	10	18	--	--	--	--	--	--	--	Serie de temblores en el Golfo de Fonseca, causando fuertes derrumbes en la isla de Conchagueta. Considerables daños en La Unión.	Martínez, 1978.
1893	1	2	15:00	--	--	--	--	--	--	Un nuevo sismo ocasiona la semiruina de San Salvador y Soyapango.	Martínez, 1978.
1898	4	29	--	--	--	--	--	--	--	Fuerte temblor causa daños en La Unión.	Martínez, 1978.
1899	3	25	--	--	--	--	6.1 ±0.3 (Mi)	--	--	Ruina de San Vicente, Apastepeque, e Iztepeque.	Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.



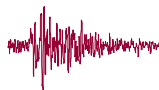
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

1902	4	19	2:24	14.9	-91.5	25	7.5 (Ms)	--	Subducción	Terremoto con origen en Guatemala, ocasiono daños en el occidente de El Salvador y San Salvador. Un tsunami devastó la costa del Departamento de Ahuachapán, cobrando numerosas víctimas.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1906	6	20	2:25	13.9	-89.3	--	6.1 (Ms)	VII	--	Daños fueron reportados para la región entre San Ana y Suchitoto.	Ambraseys and Adams, 2001; Martínez, 1978.
1912	7	19	0:00	13.87	-89.57	--	5.9 (Ms)	--	Cadena volcánica	Causa daños en Armenia, Izalco y Santa Ana, se abre una grieta en el flanco norte del volcán Izalco.	White and Harlow, 1993; Martínez, 1978.
1915	9	7	1:20	13.9	-89.6	60	7.7 (Ms)	--	Subducción	Según Lardé (1960), alcanzo grado X en Juayúa y Salcoatitán, ocasionando grandes pérdidas materiales. También produjo daños en la zona suroriental de Guatemala. En Santa Ana causó 5 muertos.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1917	6	8	0:55	13.7	-89.5	--	6.5 (Ms)	--	Cadena volcánica	Destrucción de Armenia y graves daños en Ateos, Sacacoyo y San Julián. 40 muertos y 100 heridos.	White and Harlow, 1993; Martínez, 1978.
1917	6	8	1:30	13.75	-89.27	--	6.4 (Ms)	--	Cadena volcánica	Daños en San Salvador, Apopa, Nejapa, Quezaltepeque, Opico y Santa Tecla. Según Lardé (Tribuna Libre) a las 02:11 (20:11, hora local) comenzó erupción del volcán de San Salvador. Muchos muertos y heridos, 1000 damnificados.	White and Harlow, 1993; Martínez, 1978.
1919	4	28	6:45	13.67	-89.17	--	6.0 (Ms)	--	Cadena volcánica	Afecto severamente Soyapango, San Salvador, San Marcos, y los alrededores del cerro de San Jacinto. 100 muertos, más de 400 heridos, 1000 damnificados.	White and Harlow, 1993; Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1919	6	29	23:14	13.5	-87.5	?	6.8 (Ms)	VII (San Miguel, La Unión)	Subducción	Daños en San Miguel y La Unión.	White et al., 2004; Martínez, 1978; Ambraseys and Adams, 2001.



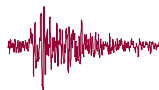
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

1921	3	28	7:47	12.9	-88.7	100	7.4 (Ms)	VI-VII (Golfo de Fonseca a Usulután)	Subducción	Causo daños en la parte central y oriental de El Salvador. En San Salvador hubo caída de repellos.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1932	5	21	10:12	12.8	-88	150	7.1 (Ms)	VIII (Zacatecoluca)	Subducción	Ruina completa de Zacatecoluca. 5 muertos.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1936	12	20	2:43	13.72	-88.93	--	6.1 (Ms)	--	Cadena volcánica	Ruina total de la ciudad de San Vicente y la villa de San Esteban. Ruina parcial sufrieron Iztepeque, Tepetitán, Santo Domingo y Santa Clara. De 100 a 200 muertos, 300 lesionados, 1000 damnificados.	White and Harlow, 1993; Harlow et al., 1993; Martínez, 1978.
1937	12	25	23:50	13.93	-89.78	--	5.8 (Ms)	--	Cadena volcánica	Dstrucción en Ahuachapán y Atiquizaya. Daños en Turín, La puerta, Junquillo, Palo Pique y Las Chinamas. Más de 3 muertos, 50 damnificados.	White and Harlow, 1993; Martínez, 1978.
1947	1	26	10:00	12.5	-86.3	170	6.7 (Ms)	VIII (La Unión)	Subducción	Daños en La Unión, el puerto queda casi en escombros, muchos edificios desaparecieron, lamentándose algunas víctimas.	White et al., 2004; Martínez, 1978.
1951	5	6	23:03	13.52	-88.4	--	6.0 (Ms)	--	Cadena volcánica	Daño un 10% de las edificaciones en la ciudad de Jucuapa y alrededores.	White and Harlow, 1993; Martínez, 1978.
1951	5	6	23:08	13.52	-88.4	--	6.2 (Ms)	--	Cadena volcánica	Dstrucción completa de Jucuapa, causando daños graves en Chinameca, San Buena Ventura, Nueva Guadalupe, Beneficio San José y Las Marías. Más de 400 muertos, 1,100 heridos y unos 25,000 damnificados.	White and Harlow, 1993; Martínez, 1978.
1951	5	7	20:22	13.48	-88.45	--	5.8 (Ms)	--	Cadena volcánica	Afectación en Santiago de María y Berlín.	White and Harlow, 1993; Martínez, 1978.



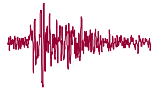
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

1965	5	3	10:01	13.7	-89.17	<15	6.0 (Ms)	VIII	Cadena volcánica	Las localidades más afectadas fueron: San Salvador, Ilopango, Soyapango, Delgado, Cuscatancingo, Mejicanos y Ayutuxtepeque. Numerosos derrumbes en los márgenes del lago de Ilopango. Serie sísmica iniciada desde inicios de febrero, se reportaron más de 11 mil sismos. 125 muertos, 400 heridos y 30,000 damnificados.	White and Harlow, 1993; Harlow et al., 1993; Martínez, 1978; Lomnitz and Schulz, 1966.
1975	7	17	17:52	--	--	--	4.5 (Mb)	VI	Cadena volcánica	Daños moderados en Santa María Ostuma, Guadalupe, Paraíso de Osorio, Mercedes La Ceiba y Verapaz. Serie sísmica iniciada el 3 de julio, 109 sismos se reportaron hasta el 25 de julio.	Martínez, 1978.
1976	2	4	9:01	14.32	89.1	<14	7.5 (Ms)	V (San Salvador) IX (Ciudad de Guatemala)	Falla de Motagua	Originado en Guatemala. Causa daños moderados en la zona occidental de El Salvador, agrietamientos y un deslizamiento en el área del lago de Ilopango.	White and Harlow, 1993; Martínez, 1978; Geological Survey, 1976.
1982	6	19	6:21	13.3	-89.4	80	7.3 (Ms)	VII (Al sur de La Libertad)	Subducción	Gran número de construcciones dañadas en San Salvador y en poblaciones ubicadas al sur-poniente en su mayoría de abobe y bajareque. Según reporte de Cruz Roja Salvadoreña, 8 personas murieron, 96 heridos y 5000 damnificados.	White et al., 2004; Álvarez, 1982.
1986	10	10	17:49	13.667	-89.19	8	5.7 (Mw), 5.4 (Mb)	VIII-IX (San Salvador)	Cadena Volcánica	Graves daños en San Salvador, 1500 muertos, 10,000 heridos, 100,000 damnificados.	White and Harlow, 1993; Álvarez, 1987.
1999	3	1	21:51	13.64	-88.79	10.3	4.7 (Mb)	VI-VII (San Vicente)	Cadena volcánica	Daños severos en San Vicente, Apastepeque y San Cayetano. Daños moderados en Tepetitán, Verapaz y Guadalupe. Se registraron 934 sismos hasta el 6 de abril, 71 reportados como sentidos en San Vicente.	Torres et al., 1999.

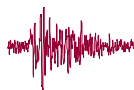


RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

1999	4	3	4:22	13.36	-87.58	13.4	5.4 (Mw)	VII (Isla de Meangera)	Cadena Volcánica	Serie de sismos en el golfo de Fonseca, desde el 2 de abril, se registraron más de 200 sismos, 87 reportados como sentidos en Meangera. Daños en muros de mampostería y grietas moderadas en algunas edificaciones.	Torres y Hernández (1999); Base sísmica SNET.
1999	4	3	10:10	13.21	-87.61	12.3	5.9 (Mw)	VII (Isla de Meangera)	Cadena Volcánica	Forma parte de la serie sísmica mencionada arriba.	Torres y Hernández (1999); Base sísmica SNET.
2001	1	13	17:35	13.049	-88.66	60	7.7 (Mw)	VIII (Usulután)	Subducción	Según datos del Comité de Emergencia Nacional (COEN) se reportaron 944 fallecidos, 1155 edificios públicos dañados, 108,261 viviendas destruidas, 19 hospitales dañados, 405 iglesias dañadas, 445 derrumbes.	Base sísmica de SNET; Benito et al., 2005.
2001	2	13	14:22	13.621	-88.856	9.8	6.5 (Mw)	VII-VIII (San Vicente)	Cadena Volcánica	Se reportan 315 fallecidos, 82 edificios públicos dañados, 41302 viviendas destruidas, 5 hospitales dañados, 73 iglesias dañadas, 71 derrumbes (según datos del comité de emergencia Nacional (COEN).	Base sísmica de SNET; Benito et al., 2005.
2005	5	4	7:55	13.879	-89.739	>5	5.0 (ML)	VI (Apaneca-Juayúa)	Cadena Volcánica	Entre el 3 y el 15 de mayo del 2005 ocurrió un enjambre sísmico en la zona de Juayúa, Apaneca, Los Naranjos y poblados aledaños. Dejando como consecuencias viviendas dañadas, pequeños deslizamientos de tierra en carreteras y sobre todo pánico en la población.	SNET, 2005.
2006	12	20	17:07	13.985	-89.81	5	5.0 (Mw)	VI-VII (Atiquizaya-Turín)	Cadena Volcánica	Enjambre sísmico iniciado el día 17 de diciembre, registrándose un total de 1139 sismos de los cuales 157 fueron sentidos por la población, el sismo de mayor magnitud ocurrió el día 20. Este enjambre causó daños en más de 1,500 viviendas ubicadas en los municipios de Atiquizaya, San Lorenzo, Turín, El Refugio y Ahuachapán.	SNET, 2007.



3. METODOLOGÍA DE CÁLCULO (ASPECTOS TEÓRICOS).



3.1 INTRODUCCIÓN

Se presentan en este capítulo los fundamentos teóricos de la metodología a seguir en el estudio de la amenaza sísmica. Dicha metodología es acorde con el estado actual del arte y se enmarca en la línea conocida como PSHA (del inglés, *Probabilistic Seismic Hazard Assessment*), que incorpora elementos como el árbol lógico y el juicio de expertos para contemplar diversas opciones de cálculo y cuantificar las incertidumbres asociadas.

Los distintos aspectos involucrados en el cálculo de la amenaza según la metodología adoptada son tratados y estructurados en sucesivos apartados.

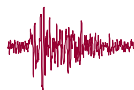
En el Apartado 3.2 se define la amenaza sísmica como probabilidad de excedencia de un determinado nivel del movimiento del suelo.

Seguidamente, en el Apartado 3.3, se incluye una perspectiva histórica de los diferentes métodos de cálculo de la amenaza, destacando la clasificación y evolución de los mismos hasta el presente.

En el Apartado 3.4 se explica exhaustivamente la metodología PSHA, comenzando por enunciar las fases en las que se estructura un análisis basado en dicha metodología (punto 3.4.1). Dado que ésta recoge y amplía elementos generales de los estudios de amenaza, se ha optado por incluir en el Apartado 3.4.2 todo lo referente a la estimación probabilista de la misma para una opción de cálculo determinada, desglosando las fases que se siguen en la evaluación, como son la determinación del modelo de sismicidad (geometría de fuentes, modelo de recurrencia temporal, modelo de distribución de magnitudes), la adopción del modelo (o modelos) del movimiento fuerte del suelo, y la resolución de la ecuación de la amenaza sísmica propiamente dicha. Seguidamente, se desarrollan a profundidad los elementos característicos del análisis PSHA, como son, el tratamiento de incertidumbres (punto 3.4.3) incluyendo el árbol lógico (punto 3.4.4), los métodos de desagregación de la amenaza sísmica (punto 3.4.5) y el análisis de sensibilidad de los resultados a las diversas opciones de entrada, y procedimiento de licitación de expertos (punto 3.4.6.).

3.2 DEFINICIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA

La Amenaza Sísmica de un emplazamiento se define como la probabilidad de excedencia de un determinado nivel de movimiento del terreno, como resultado de la acción de terremotos en



el área de influencia, durante un periodo de tiempo especificado (p.ej., Schenk, 1989). Según esta definición, la amenaza es un concepto probabilista, en el que se debe especificar qué nivel de movimiento del suelo se considera constitutivo de peligro potencial y durante qué periodo de tiempo se espera que ocurra un sismo que produzca tal movimiento. Para caracterizar dicho movimiento se consideran generalmente parámetros cinemáticos como la aceleración, velocidad o desplazamiento, bien sean los valores máximos de las correspondientes historias temporales o los valores espectrales.

Si denominamos genéricamente Y al nivel de movimiento cuya probabilidad de excedencia se quiere determinar en el emplazamiento E y t al tiempo en años durante el cual se evalúa la amenaza H (del inglés *Hazard*), entonces ésta queda definida por la expresión:

$$H = P[y \geq Y; \text{en } t \text{ años, en el emplazamiento } E]$$

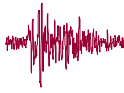
Frecuentemente la amenaza se expresa también como la probabilidad anual de excedencia del valor del parámetro de movimiento $P[y > Y]$, en lugar de probabilidad en un tiempo arbitrario t . Dado que en todo el formalismo del cálculo de la amenaza se utilizan relaciones del movimiento fuerte del suelo, expresadas en términos de logaritmo (natural o decimal) de Y , y que las funciones logarítmicas son estrictamente crecientes, es común plantear la probabilidad como la de superación del logaritmo de Y , es decir, $P[\ln y > \ln Y \text{ en } t]$.

3.3 MÉTODOS DE CÁLCULO. PERSPECTIVA HISTÓRICA

Existen varios métodos para estimar la amenaza sísmica, que difieren entre ellos fundamentalmente en la manera de considerar la sismicidad del área de influencia.

Los primeros propuestos durante la década de los años 60 son métodos deterministas, que dan cuenta del movimiento esperado en el emplazamiento a causa del escenario sísmico más desfavorable (p.ej., ocurrencia del sismo de mayor tamaño en la zona-fuente más cercana), y por tanto proporcionan la información sísmica de entrada necesaria en los estudios de zonificación, es decir el sismo de diseño. Sin embargo, los métodos deterministas no permiten determinar la probabilidad de excedencia de dicho movimiento, lo que supone un problema desde el punto de vista del diseño sismorresistente.

Posteriormente, surgieron los métodos probabilistas (Cornell, 1968; Esteva, 1967 y 1968), que tuvieron una amplia aceptación durante los años 70, por su capacidad de ofrecer probabilidades anuales de excedencia para el parámetro del movimiento fuerte que se considerara representativo de la amenaza. En este periodo, la caracterización del movimiento fuerte con fines sismorresistentes se realizaba a través de un espectro de diseño basado en una forma espectral estándar de varios tramos (Newmark y Hall, 1973), construida como



promedio de una familia de acelerogramas representativa del movimiento y escalada al valor de la aceleración máxima o valor de PGA (del inglés peak ground acceleration) correspondiente al periodo de retorno establecido para el diseño de la estructura. La amenaza se evaluaba entonces únicamente en términos de PGA como probabilidad de excedencia de un valor fijado de este parámetro.

Con el desarrollo de leyes de atenuación o modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo para parámetros espectrales (no sólo valores pico) a lo largo de los años 80, se hizo posible la construcción de espectros de diseño en los que se considerara la probabilidad de excedencia de todas las ordenadas espectrales para los periodos de interés en ingeniería sísmica, y no sólo de la asociada a los valores pico. De este modo surgen los espectros de amenaza uniforme (UHS, del inglés *Uniform Hazard Spectra*), que se construyen representando “punto a punto” las ordenadas espectrales con una misma probabilidad de excedencia o con un mismo periodo de retorno (p.ej., Trifunac *et al.*, 1987). El espectro UHS es una herramienta especialmente útil en Ingeniería Sísmica, y concretamente para el diseño de estructuras con varios grados de libertad, para las cuales se demanda un nivel de riesgo uniforme (Bernreuter *et al.*, 1989). Uno de sus inconvenientes es el de no proporcionar directamente un sismo de diseño, para lo cual se han propuesto métodos de desagregación de la amenaza (Bernreuter, 1992). Asimismo, la incorporación de procedimientos de cuantificación de incertidumbres, en los que se integran los juicios de expertos procedentes de las diferentes disciplinas involucradas en el proceso de evaluación de la amenaza (Budnitz *et al.*, 1997), ha contribuido a ampliar la aceptación de los métodos probabilistas.

Recientemente se han propuesto métodos de evaluación de la amenaza que combinan aspectos probabilistas, como son la estimación de probabilidades anuales y las correspondientes incertidumbres, con aspectos deterministas, como el hecho de proporcionar un escenario de diseño. La mayoría de estos métodos buscan conferir mayor robustez a los resultados del análisis de amenaza, especialmente en los estudios dirigidos al diseño sismorresistente de estructuras en emplazamientos específicos (2001; McGuire, 2001; Kochkin y Crandell, 2003).

En este contexto se ha impuesto en las dos últimas décadas la metodología conocida como PSHA (*Probabilistic seismic Hazard assessment*), que se desarrollará con detalle en el siguiente apartado. Dicha metodología surge al considerar que el cálculo de la amenaza requiere asumir ciertas hipótesis para cuantificar la influencia de la fuente y de la propagación de ondas en la evaluación de la amenaza, por lo que el proceso global de cálculo conlleva numerosas incertidumbres, que hacen que los resultados se puedan ver afectados de un alto grado de dispersión. La subjetividad en la definición de fuentes sísmicas, o de modelos de movimiento del terreno, son por ejemplo dos de los factores más determinantes en la incertidumbre final de los resultados. Ante el desconocimiento de los modelos reales, la línea PSHA propone introducir distintas opciones sobre la información básica (catálogos sísmicos, geometría y caracterización de zonas fuente, distribución temporal, espacial y de magnitud dentro de cada zona, leyes de atenuación del movimiento del suelo, etc.) y llevar a cabo un análisis de las



incertidumbres asociadas (Bernreuter *et al.*, 1989, Budnitz *et al.*, 1997). La aplicación de la metodología PSHA hace uso de herramientas como el juicio de expertos y el árbol lógico para fijar las opciones de cálculo y para evaluar las incertidumbres inherentes al conjunto de resultados.

3.4 ANÁLISIS PROBABILISTA DE AMENAZA SÍSMICA (PSHA)

Para el cálculo de la amenaza sísmica se han seguido las pautas de la metodología PSHA, cuyas principales líneas se detallan en este apartado. En primer lugar se introduce dicha metodología desde el punto de vista histórico y se exponen las fases que la componen. Seguidamente se explican estas fases con detalle, que esencialmente se desglosan en: *cálculo de la amenaza* en un punto y con un solo conjunto de valores de entrada, configuración del *árbol lógico* ponderado por los pesos asignados por un *comité de expertos*, proceso de cálculo de la amenaza para un *conjunto de opciones*, presentación de los resultados en *curvas de amenaza*, *espectros* y *mapas*, *análisis de incertidumbres* y *variabilidad* de los resultados a varias opciones de entrada y *desagregación de la amenaza*.

3.4.1 INTRODUCCIÓN. FASES DEL PSHA

La metodología PSHA constituye una mejora de los métodos convencionales del cálculo probabilista de la amenaza sísmica, porque incorpora nuevos elementos cuya relevancia se ha venido evidenciando durante los últimos años, como son el análisis cuantitativo de incertidumbres y la desagregación de la amenaza.

Los primeros métodos probabilistas, desarrollados en la década de los setenta, no contenían un análisis concienzudo de la incertidumbre involucrada en los cálculos, proporcionando como único resultado las curvas de amenaza derivadas de opciones concretas de cálculo, sin incluir ningún tipo de medida de error o de incertidumbre. Más adelante, y ante la notoria variabilidad de los parámetros y opciones de entrada, se establecieron procedimientos para la selección consensuada de éstos a través de consultas a comités de expertos.

Uno de los desencadenantes principales del cambio de filosofía en los cálculos de la amenaza sísmica se produjo a finales de los años ochenta, cuando las estimaciones de la amenaza sísmica para un emplazamiento en el Este de EEUU, (destinado a albergar una estructura crítica) proporcionadas por dos entidades diferentes i.e., Lawrence Livermore National (LLNL) y Electric Power Research Institute (EPRI), presentaron discrepancias significativas (Bernreuter *et al.*, 1989; EPRI, 1989). Los resultados obtenidos, tanto por el LLNL como por el EPRI, se basaban en procedimientos igualmente rigurosos y las diferencias apreciadas eran debidas únicamente a la variabilidad de las opciones o parámetros de entrada, incluyendo la geometría de las zonas sismogénicas y la definición de la actividad de las fallas.



A raíz de estos resultados, se formó en EEUU, bajo encargo de la Comisión Reguladora Nuclear (USNRC), un comité de expertos con el objetivo de establecer un procedimiento de evaluación y tratamiento de incertidumbres en PSHA (Budnitz *et al.*, 1997). Dicho comité redactó un documento, NUREG/CR-6372, donde se describe el procedimiento de *licitación de expertos*, cuya función principal es la de obtener soluciones consensuadas sobre aquellos puntos del análisis de la amenaza sujetos a decisiones subjetivas, que reflejen de la mejor manera posible el estado del conocimiento científico. Asimismo, en ese informe se presenta una clasificación de las incertidumbres para su mejor evaluación y se proponen procedimientos para presentar los resultados de la metodología PSHA, incluyendo la desagregación de la amenaza para la definición del sismo de control. Este documento constituye una referencia para la mayor parte de los estudios de amenaza desarrollados posteriormente, así como la guía para el presente estudio de amenaza en Centroamérica.

Las fases de un estudio PSHA se resumen en:

1. Determinación de los parámetros y opciones de entrada para el cálculo de la amenaza sísmica, incluyendo:
 - Definición de fuentes sísmicas, diferenciando entre fallas y áreas de sismicidad homogénea (métodos zonificados) o zonas de sismicidad distribuida (métodos no zonificados).
 - Definición de los modelos de sismicidad (distribución de magnitud o de intensidad) y de recurrencia temporal de terremotos.
 - Modelos del movimiento fuerte del suelo asociados a cada falla y a cada zona sismogénica.
2. Configuración del árbol lógico con todas las opciones y parámetros de entrada sujetos a variabilidad.
3. Asignación de un conjunto de pesos (o probabilidades) a las diferentes ramas del árbol lógico (que materializan distintas opciones de entrada) acorde con las opiniones de un comité de expertos.
4. Cálculo de la amenaza para todos los conjuntos de opciones de entrada representadas en el árbol lógico, incluyendo si ha lugar, simulaciones estocásticas.
5. Presentación de los resultados en curvas, espectros y, si es pertinente, en mapas.
6. Adicionalmente se pueden realizar análisis de sensibilidad de los resultados a los diferentes nodos del árbol lógico.
7. Desagregación de la amenaza y determinación del sismo de control.



Todas estas fases, que serán seguidas en el presente estudio, se describen en los sucesivos Apartados.

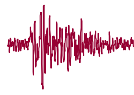
3.4.2 DETERMINACIÓN DE LA AMENAZA REPRESENTATIVA DE UN EMPLAZAMIENTO

En la Figura 3.1 se esquematizan las fases en las que típicamente se estructura el cálculo probabilista de la amenaza en un emplazamiento, considerando sólo un conjunto de opciones de entrada. Dichas fases son:

1. Análisis de la sismicidad y tectónica de la zona. Ello conlleva, en primer lugar, la adopción del modelo de sismicidad a utilizar, que puede ser zonificado (incluyendo la determinación de la geometría de las zonas sismogénicas y de las fallas) o bien no zonificado. En segundo lugar, se debe elegir el modelo de recurrencia temporal, por el que se establece la relación entre la frecuencia de ocurrencia de sismos y su magnitud u otros parámetros de sismicidad (magnitudes umbrales y máximas esperadas, intensidad, etc.).
2. Determinación del modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo o ley de atenuación, para la zona en cuestión. Dependiendo de la extensión de ésta y de las fuentes consideradas, puede adoptarse más de un modelo.
3. Resolución de la integral de la amenaza.
4. Presentación de los resultados: Curva y mapas de amenaza.

3.4.2.1 MODELO DE SISMICIDAD

Todo estudio de amenaza sísmica en un cierto emplazamiento debe comenzar con un detallado análisis de la sismicidad y tectónica del área de influencia alrededor del mismo; a fin de determinar qué fuentes sísmicas pueden suponer peligro potencial. De este análisis se establecerá el marco de referencia para el resto del estudio, delimitando la extensión de la zona cuyos terremotos pueden tener influencia significativa, así como las características generales de las fuentes sísmicas englobadas. Ello llevará a establecer criterios a considerar en la posterior definición de zonas. Por ejemplo, si en la zona existen fallas de actividad reciente, se deberá evaluar su potencial para generar sismos que representen un peligro para nuestro emplazamiento, y en su caso, incorporarlas como fuentes sismogénicas diferenciadas. Si a cierta distancia del área de estudio se sitúa una zona donde se generan sismos muy grandes, se deberá investigar si la posible ocurrencia de uno de esos sismos puede presentar peligro potencial en nuestro emplazamiento.



El segundo paso a realizar en el estudio es la confección de un catálogo de proyecto que incluya todos los terremotos que potencialmente puedan afectar a nuestro emplazamiento. Además, se filtrarán también los sismos de muy baja magnitud que no presenten incidencia significativa. Por otra parte, el catálogo de proyecto deberá ser *completo* y *homogéneo*.

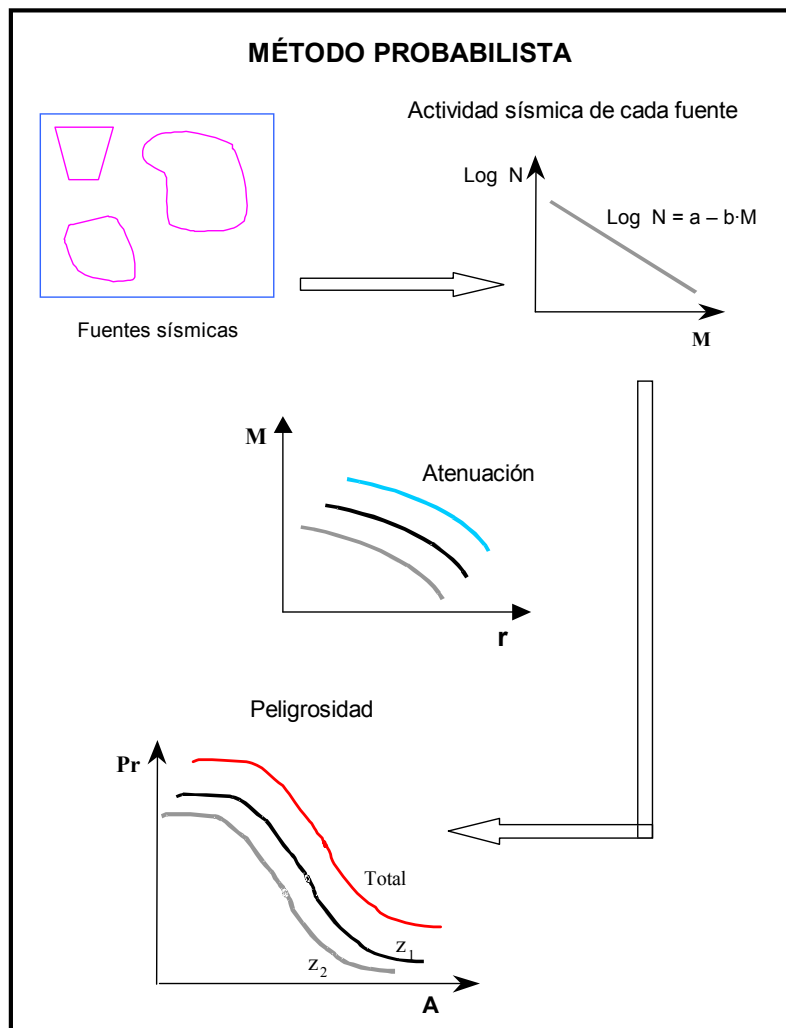
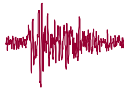


Figura 3.1 Fases del cálculo de la probabilidad mediante el método probabilista (modificado de Benito y Jiménez, 1999)

Un catálogo sísmico se considera *completo* en un determinado rango de magnitudes si contiene todos los sismos de ese rango que presumiblemente han ocurrido en la zona de influencia. El problema de los catálogos que incluyen tanto registros instrumentales como históricos es su falta de completitud, dado que a medida que disminuye la intensidad o magnitud se pierde información al remontarnos en el tiempo. Para resolver este problema de falta de completitud en este trabajo se ha adoptado la aproximación introducida por Martín



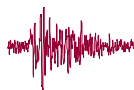
(1984), basada en el método de Stepp *et al.*(1973), que consiste en establecer un año de referencia para cada grado de intensidad y/o magnitud, a partir del cual puede considerarse el catálogo completo para dicho intervalo. La tasa de sismos para cada intervalo de magnitud o intensidad se calcula a partir del correspondiente año de referencia y se considera constante, extrapolándose a todo el periodo de estudio. De esta forma, se deduce un número hipotético de sismos en el correspondiente intervalo, que presumiblemente debe haber tenido lugar aunque no hayan sido documentados. La obtención de años de referencia y definición de periodos de completitud en este trabajo se describen en el *Apartado 4.2.1.2*

Por otro lado, un catálogo sísmico es *homogéneo*, en lo referente al tamaño, cuando el parámetro que lo define es el mismo para todos los terremotos. Frecuentemente en un mismo catálogo se incluyen medidas de magnitud en diferentes escalas, o incluso dentro de una misma escala, obtenidas a partir de diferentes fórmulas. Es imprescindible realizar las conversiones pertinentes entre las diferentes estimaciones de magnitud, a fin de obtener un catálogo sísmico homogéneo. En este trabajo se utiliza la **magnitud momento** M_w como parámetro de tamaño. Para los sismos históricos, dados con intensidad macrosísmica, I , se empleará una correlación I/M_w . A pesar de la incertidumbre que conlleva esta transformación, dichos sismos no pueden ser excluidos del análisis, por ser en muchos casos responsables de los mayores movimientos ocurridos en la zona y, por tanto, determinantes a la hora de estimar los mayores movimientos esperados. El procedimiento de homogeneización del catálogo sísmico de El Salvador se presenta en el *Apartado 4.2.1.1*

Una vez completado y homogeneizado el catálogo, se debe elegir el modelo de sismicidad a adoptar y, en función de la elección hecha, se calculan los parámetros correspondientes que representarán la sismicidad como entrada de cálculo a la amenaza.

3.4.2.2 MÉTODOS ZONIFICADOS Y NO ZONIFICADOS

Los modelos de sismicidad se pueden dividir en zonificados y no zonificados, en función de si se descompone el área que potencialmente constituye un peligro sísmico en zonas sismogénicas de geometría bien definida (zonas con sismicidad uniforme o fallas) o no. Normalmente se adoptan modelos de sismicidad zonificados. Éstos consideran que la sismicidad del área en cuestión puede distribuirse en distintas zonas sismogénicas, las cuales responden a un mismo patrón de sismicidad que las caracteriza y distingue. Las zonas sismogénicas pueden ser, o bien entidades físicas reconocibles (como fallas tectónicas), o bien zonas amplias en las que la sismicidad se considera distribuida uniformemente a lo largo y ancho de toda la zona. La inclusión de zonas *tipo falla* en los estudios de amenaza requiere un buen conocimiento de la geometría de la falla (tanto en superficie como en profundidad) y de su capacidad de generar terremotos (expresada normalmente a través de intervalos de recurrencia o de la tasa de deslizamiento). Por otra parte, la adopción de zonas sismogénicas con sismicidad difusa, no precisa disponer de un conocimiento tan exhaustivo de la fuente



sismogenética, ya que las zonas pueden ser delimitadas a partir de los datos de un catálogo sísmico corregido y completado, incorporando información geofísica o geológica complementaria.

Además de los métodos zonificados, existen los llamados métodos no zonificados (Frankel, 1995; Kijko y Graham, 1999; Lapajne *et al.*, 2003), en los que se considera que la sismicidad no está circunscrita a ninguna zona en concreto. Estos métodos son utilizados sobre todo en zonas de baja sismicidad. Entre los modelos no zonificados, cabe destacar aquellos en los que la distribución de epicentros responde a una geometría fractal, representada mediante un método *kernel* de suavizado que incluye una ley de potencias decreciente con la distancia al epicentro (Woo, 1996).

En el presente estudio de amenaza utilizaremos un método zonificado, por lo que haremos especial énfasis en las bases teóricas del mismo.

3.4.2.3 MODELOS DE RECURRENCIA: DISTRIBUCIÓN FRECUENCIA DE OCURRENCIA-TAMAÑO

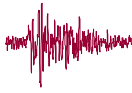
Cuando se sigue un método zonificado, la sismicidad de cada zona se debe caracterizar por una ley de recurrencia que relacione el tamaño de sismos albergados en ella con su frecuencia, expresando así la distribución temporal de magnitudes (o bien de intensidades). En análisis PSHA se asume que la ley de recurrencia obtenida para el pasado es extrapolable para la predicción de la sismicidad en el futuro.

Uno de los modelos o leyes más empleados a tal fin es el *modelo de Gutenberg-Richter* (Gutenberg y Richter, 1944) y algunas de sus variantes (modelo doblemente truncado de Cosentino *et al.*, 1977). La ley Gutenberg-Richter (Figura 3.2) establece una proporción constante entre el número de sismos grandes y pequeños para una determinada zona, asumiendo que el número acumulativo de sismos que superan cada grado de magnitud varía linealmente con este parámetro. La expresión matemática de la ley de Gutenberg-Richter es:

$$\text{Log}N = a + b \cdot M \quad [\text{Ecuación 3.1}]$$

donde M es la magnitud, N es el número de sismos que tienen igual o mayor magnitud que M , y a y b son constantes. Dicha ley es invariante con la escala, es decir, que la proporción entre el número de sismos grandes y pequeños, dentro de un rango especificado de magnitudes, es constante. Esta invarianza con la escala es la base para la aplicabilidad de una distribución fractal (o distribución de ley de potencias) a la sismicidad (Turcotte, 1997).

Este modelo es comúnmente usado en la caracterización de zonas sismogenéticas y de fallas activas, truncando la magnitud en un determinado rango, lo que supone considerar que la sismicidad se ajusta a una ley de recurrencia de tipo exponencial, entre dos valores extremos



de magnitud que son, respectivamente la mínima, m_0 , y la máxima de la zona, m_u . Es equivalente a considerar que el modelo de distribución es un modelo de Poisson.

Para el ajuste de la sismicidad de una zona a este modelo se consideran generalmente los datos de sismicidad histórica e instrumental, y se determinan los parámetros a y b mediante análisis de regresión.

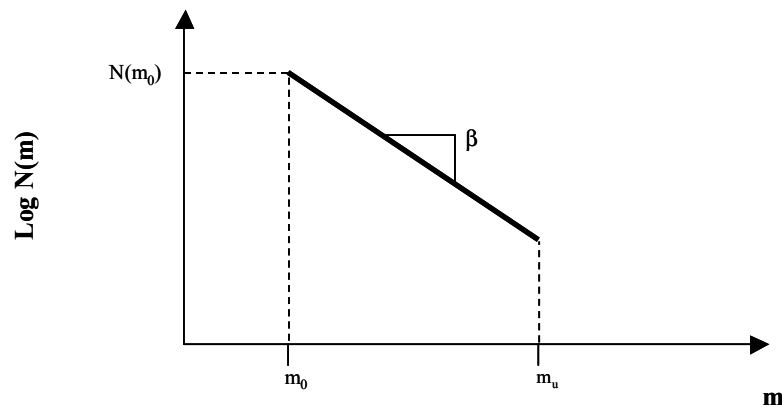


Figura 3.2 Representación típica de la ley de Gutenberg-Richter (1954) para una zona sismogénica o falla, cuya sismicidad sigue un modelo de Poisson, truncada con un umbral inferior de magnitud m_0 y uno superior m_u .

Comúnmente la ecuación anterior se expresa en forma complementaria acumulativa y exponencial, como:

$$N(m) = N(m_0)e^{(-\beta(m-m_0))} \quad [\text{Ecuación 3.2}]$$

donde m_0 es la magnitud mínima de referencia y $\beta = b \ln(10)$.

Si bien el modelo de Gutenberg-Richter tiene gran aceptación, para el caso particular de las fallas activas muchos autores prefieren el modelo del terremoto característico (Schwartz y Coppersmith, 1984). Dicho modelo (Figura 3.3) establece que una falla activa da lugar a terremotos de un tamaño relativamente grande y aproximadamente constante cada cierto intervalo de tiempo. El modelo de sismo característico no respeta la invariabilidad con la escala que caracteriza la relación de Gutenberg-Richter, ya que los mayores sismos que se repiten



cada cierto tiempo tienen una magnitud superior a la que establece la pendiente de dicha relación.

Es frecuente encontrar en la literatura estudios de amenaza que, o bien adoptan modelos híbridos que combinan aspectos del modelo característico y de Gutenberg-Richter (Youngs y Coppersmith, 1985), o bien utilizan ambos modelos en el mismo análisis (modelo de sismo característico para fallas y Gutenberg-Richter para zonas; p.ej., Frankel *et al.*, 1996).

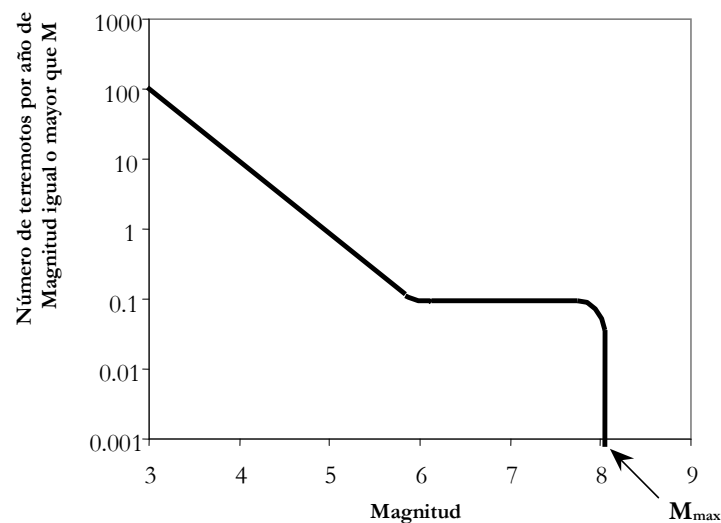
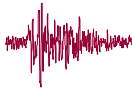


Figura 3.3 Modelo del terremoto característico

Con cualquiera de los modelos adoptados, los parámetros que definen la sismicidad en cada zona o falla, necesarios para el cálculo de la amenaza, son las magnitudes máxima (m_u o m_{max}) y mínima (m_0), la tasa de sismos por encima de la magnitud mínima $N(m_0)$ y la pendiente de la relación β , además de la anchura del intervalo de magnitud máxima para el caso del modelo de terremoto característico.

En nuestro caso, la sismicidad de la mayor parte de las zonas será modelizada por una ley Gutenberg-Richter doblemente truncada, si bien contemplamos la posibilidad de modelo de terremoto característico especialmente en las zonas de subducción y en alguna falla específica de la región.



3.4.2.4 MODELOS DE PREDICCIÓN DEL MOVIMIENTO FUERTE DEL SUELO

Una vez determinado el modelo de sismicidad de la región de interés para el estudio PSHA, incluyendo los parámetros característicos de cada zona sismogénica, se debe establecer el modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento (también conocido frecuentemente como *ley de atenuación*). Dicho modelo relaciona el movimiento del terreno en el emplazamiento (definido por algún parámetro del movimiento genérico Y , que normalmente es una aceleración o velocidad) con el parámetro que establece el tamaño del sismo en la fuente (intensidad macrosísmica I o magnitud m), la distancia fuente-emplazamiento r , y una medida de la dispersión del modelo. Algunos modelos incluyen otros términos como el factor de suelo, el tipo de falla causante del sismo o el tipo de sismo en función de su localización hipocentral.

Generalmente, la ecuación de predicción del movimiento del terreno se formula de la siguiente forma:

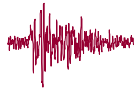
$$\ln y = \psi(r, m, \dots) + \varepsilon \sigma_{\ln y} \quad \text{[Ecuación 3.3]}$$

donde:

- $\ln y$ es el logaritmo neperiano del parámetro del movimiento en el emplazamiento (es habitual también encontrar logaritmo decimal en lugar de neperiano). A su vez la variable Y suele representar la aceleración pico, PGA, o alguna aceleración o velocidad espectral, SA o SV.
- $\psi(r, m, \dots)$ es una función de la magnitud, de la distancia y eventualmente de otras variables (factor de suelo, tipo de falla, etc.). Por definición, para $\varepsilon = 0$ se obtiene la media de la distribución normal, es decir:

$$\psi(r, m, \varepsilon = 0) = \overline{\ln y}$$

- El término $\varepsilon \sigma_{\ln y}$ se denomina término de error del modelo del movimiento y tiene gran importancia en los estudios de amenaza. Consta de dos factores:
 1. El parámetro ε es un número real que indica el número de desviaciones estándar $\sigma_{\ln y}$ utilizadas para evaluar el movimiento $\ln y$. Por ejemplo, si $\varepsilon = 1$, estaríamos prediciendo el movimiento como el valor medio (para cierta m y r) más una desviación, $\ln y = \overline{\ln y} + \sigma \ln y$.
 2. $\sigma_{\ln y}$ es la desviación estándar del $\ln y$. Normalmente se calcula mediante un análisis de regresión y por lo general considera que sigue una distribución log-normal (p.ej., Budnitz *et al.*, 1997), si bien, algunos autores proponen truncar dicha distribución en su límite



superior para mejorar el ajuste a los datos (Restrepo-Vélez y Bommer, 2003). El ajuste por mínimos cuadrados de N observaciones del movimiento fuerte y_i (con $i = 1 \dots N$) a una función del tipo $\psi(r, m, \dots)$ requiere minimizar la ecuación:

$$\sigma_{\ln y} = \sqrt{\frac{\sum (y_i - \psi(r, m, \dots))^2}{N}} \quad \text{[Ecuación 3.4]}$$

Existen varias maneras de definir las variables incluidas en los modelos del movimiento (p.ej., Abrahamson y Shedlock, 1997), lo que se traduce en diferentes definiciones de magnitud, distancia, etc, (p.ej., M_S , M_W , M_L , R_{ep} , R_{hip} , R_{rup} , etc). En rigor, esto impediría la comparación directa de los modelos que usan diferente definiciones y complicaría la elección del modelo que mejor se ajusta a las características específicas de un cierto emplazamiento. Ante esta situación, se hace necesario establecer los procedimientos adecuados de selección del modelo (Cotton *et al.*, 2004), lo cual implica recurrir al uso de fórmulas de conversión entre diferentes tipos de variables, que además proporcionen una estimación de la propagación de la incertidumbre asociada (Sabetta *et al.*, 2005).

La Figura 3.4 muestra un ejemplo de ajuste de datos de PGA a una ley de atenuación, y representa el modelo promedio para dos magnitudes, con los correspondientes intervalos de confianza del 95 %, pudiendo apreciarse la variabilidad de los datos respecto a la media del modelo $\psi(r, m, \dots)$.

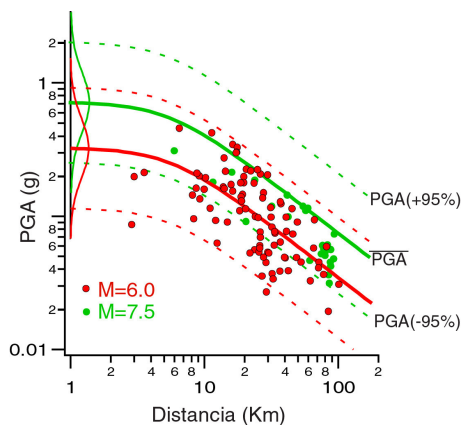
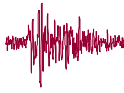


Figura 3.4 Modelo del movimiento del suelo (dado mediante la aceleración pico del suelo, PGA medida en g) en función de la distancia (en km) para dos valores de magnitud. El modelo fue deducido mediante regresión de registros de movimiento fuerte correspondientes a sismos reales (puntos). Las líneas continuas dan la variación de la PGA media y las discontinuas las de los percentiles del 5% (PGA-95%) y del 95% (PGA+95%). A la izquierda se ven las distribuciones representativas del movimiento a distancia de 1 km



Una amplia recopilación y discusión general de modelos de movimiento fuerte a nivel mundial puede encontrarse en Douglas (2003), y algunos de los más utilizados para EEUU se recogen en un volumen especial de SRL (Abrahamson y Sheldock, 1997a).

3.4.2.5 RESOLUCIÓN DE LA INTEGRAL DE LA PELIGROSIDAD

Una vez establecidos los modelos de recurrencia de terremotos, las zonas sismogénicas donde estos ocurren, y los modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento, se tienen todos los elementos necesarios para resolver la integral de la amenaza, según el planteamiento probabilista de Cornell (1968) y Esteva (1967, 1968). La amenaza se evalúa entonces como la probabilidad de superación de un valor umbral del parámetro de movimiento en el emplazamiento, debido a la actividad de todas las zonas sismogénicas que rodean al mismo y que pueden contribuir al movimiento esperado.

La forma funcional de la integral de la amenaza debida a un conjunto de N fuentes sísmicas es la siguiente:

lambda(y > Y) = sum_{i=1}^N lambda_i(y > Y) = sum_{i=1}^N v_i triple integral P_i[y > Y | m, r, epsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{epsilon_i}(epsilon) dm dr depsilon

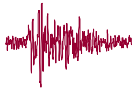
[Ecuación 3.5]

donde la triple integral tiene como límites las magnitudes y distancias mínimas y máximas de la fuente y los valores en los que se trunca la relación de predicción del movimiento (proporcionales al número de desviaciones estándar de la ecuación del modelo del movimiento). Si ésta no se trunca, entonces la integral se evalúa entre -infinity y +infinity.

En la [Ecuación 3.5 lambda(y > Y)] representa la tasa anual de excedencia del nivel del movimiento Y, debida a ocurrencia de terremotos en las N fuentes, que es suma de las tasas anuales de excedencia lambda_i(y > Y) en cada una de las fuentes (las cuales presentan una tasa anual de ocurrencia de terremotos v_i).

El término P_i[y > Y | m, r, epsilon] da la probabilidad de excedencia de Y condicionada a las variables m, r y epsilon. Por último, las funciones f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{epsilon_i}(epsilon) son las funciones de densidad de probabilidad (o PDFs) de magnitud, distancia y epsilon, respectivamente.

Si se considera que la probabilidad de excedencia de Y es función de las variables m, r y epsilon únicamente, entonces P_i[y > Y | m, r, epsilon] sólo puede tomar los valores uno o cero (Abrahamson, 2000). Cuando se produce excedencia del movimiento, es decir, los valores de las variables r, m y epsilon usados para evaluar el movimiento y son tales que y > Y, la probabilidad



de excedencia vale uno. En caso de que no se produzca excedencia, entonces la probabilidad condicionada $P_i[y > Y|m, r, \varepsilon]$, toma el valor cero. Matemáticamente, esta duplicidad de valores que puede tomar $P_i[y > Y|m, r, \varepsilon]$ se expresa mediante la función $H(\ln y - \ln Y)$, donde $H(\)$ es la función de Heaviside o función escalón. Esta función vale uno cuando $\ln y > \ln Y$, y cero en caso contrario. Así pues, la ecuación anterior se puede expresar de la forma:

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i \iiint H(\ln y - \ln Y) f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\varepsilon}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon$$

[Ecuación 3.6]

La resolución de esta triple integral se realiza de forma numérica, bien a través de las funciones densidad de probabilidad (PDF,s), que en nuestro caso son: $f(m)$, $f(r)$, $f(\varepsilon)$; o bien a través de las correspondientes funciones de distribución acumulativa (CDF,s), es decir: $F(m)$, $F(r)$ y $F(\varepsilon)$. Las diferencias entre las funciones PDF,s y CDF,s y su relación se encuentran el Anexo A.

Seguidamente se muestra cómo se calcula cada término contenido en la integral de la amenaza (ec. 3.6), para más adelante completar la resolución de la misma.

FUNCIÓN DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD EN MAGNITUD, $f_M(M)$

La función de densidad de probabilidad en magnitudes para la fuente i , $f_{M_i}(m)$, se calcula directamente a partir de la ley de recurrencia en magnitudes (Cosentino et al., 1977). Para el caso de la ley de Gutenberg-Richter doblemente truncada, la expresión de $f_{M_i}(m)$, tiene la forma siguiente:

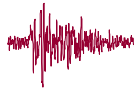
$$f_{M_i}(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-M_{0i})}}{1 - e^{-\beta(M_{Mi}-M_{0i})}}, \quad \text{con } M_0 \leq m \leq M_{Mi} \quad \text{[Ecuación 3.7]}$$

donde M_{0i} y M_{Mi} son las magnitudes mínima y máxima asignadas a la fuente i . Para más detalles sobre la formulación de esta ecuación, ver CSN (2008). De la fórmula de la distribución de probabilidad se deriva directamente la expresión para la tasa anual de ocurrencia de terremotos a magnitud mínima M_{0i} en la fuente i :

$$V_i = e^{\alpha_i - \beta_i \cdot M_{0i}} \quad \text{[Ecuación 3.8]}$$

donde α_i y β_i son los coeficientes de la relación Gutenberg-Richter para la fuente i .

La correspondiente función de distribución acumulativa (CDF) tiene la expresión:



$$F(m) = \frac{1 - e^{-\beta(m-M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_M-M_0)}} \quad \text{con } M_0 \leq m \leq M_M \quad \text{[Ecuación 3.9]}$$

La deducción de esta ecuación se encuentra en el Anexo A.

FUNCIÓN DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD EN DISTANCIA, $f_R(R)$

La amplitud del movimiento del suelo en el emplazamiento depende de la distancia desde la fuente donde se origina el sismo hasta el propio emplazamiento. En general, se desconoce el lugar concreto dentro de la zona sismogénica en el que va a ocurrir un sismo en el futuro. Por tanto, la estimación de la distancia fuente-emplazamiento debe realizarse recurriendo a planteamientos probabilistas. Esto se realiza a través de la función de densidad en distancias $f_R(r)$ o $PDF(r)$. La manera de diseñar esta función es la siguiente: para cada distancia r se determina la fracción de área fuente Δr que se encuentra a esa distancia del emplazamiento con respecto al área fuente total. Se obtiene así un conjunto de pares $(r, \Delta r)$ que conforman la función de densidad de probabilidad en distancias $f_R(r)$. Asociada a la función $f_R(r)$ se puede obtener la función acumulativa de probabilidad en distancias $F(r)$, o $CDF(r)$. Ver (CSN, 2008).

Por lo general, la función de densidad de probabilidad en distancias $f_R(r)$, no tiene una expresión analítica y debe ser calculada numéricamente. Tres casos particulares para los cuales se conocen dichas expresiones analíticas son los siguientes:

Caso 1: Fuente puntual:

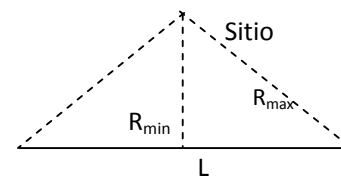
$$f_R(r) = 1 \quad \forall r$$

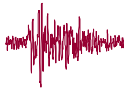
Caso 2: Fuente lineal de longitud L , cuyos extremos equidistantes del sitio en el que se calcula la amenaza, siendo R_{\min} y R_{\max} las distancias fuente-emplazamiento mínima y máxima, respectivamente:

$$PDF : f_R(r) = \frac{2r}{L\sqrt{r^2 - R_{\min}^2}} \quad \text{[Ecuación 3.10]}$$

$$\text{con } R_{\min} < r \leq \sqrt{R_{\min}^2 + \frac{L^2}{4}}$$

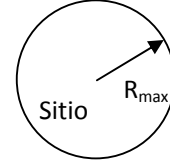
$$CDF : F(r) = \frac{2\sqrt{r^2 - R_{\min}^2}}{L} \quad \text{[Ecuación 3.11]}$$





Caso 3: Fuente circular de radio R_{max} centrada en el punto donde se calcula la amenaza:

$$PDF : f_R(r) = \frac{2r}{R_{max}^2} \quad \text{con } 0 \leq r \leq R_{max} \quad \text{[Ecuación 3.12]}$$



$$CDF : F(r) = \frac{r^2}{R_{max}^2} \quad \text{[Ecuación 3.13]}$$

Pese a que estos casos representan situaciones poco realistas, tienen gran importancia para calibrar métodos numéricos de cálculo de las PDFs de distancias, como así han realizado diversos autores (Chapman, 1995; Bazzurro y Cornell, 1999; Benito *et al.*, 2004; Ordaz, 2004).

PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA CONDICIONADA P ($Y > Y / M, R, \epsilon$) Y FUNCIÓN DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD ESTÁNDAR DE ÉPSILON, $f_E(E)$

En el cálculo de la amenaza, se considera que el término de probabilidad de excedencia del movimiento del suelo Y condicionada a $m, r, \text{ y } \epsilon$, $P[y > Y | M, R, \epsilon]$, sigue una distribución normal de media $\overline{\ln y}$ y desviación típica $\sigma_{\ln y}$ (Budnitz *et al.*, 1997), es decir:

$$P[y > Y | M, R, \epsilon] = \frac{1}{\sigma_{\ln y} \sqrt{2\pi}} \int_{\ln Y}^{+\infty} \exp\left(\frac{-(\ln y - \overline{\ln y})^2}{2\sigma_{\ln y}^2}\right) d(\ln y) \quad \text{[Ecuación 3.14]}$$

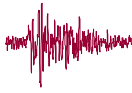
En la práctica, en vez de extender la integración hasta $+\infty$, ésta se trunca cuando la diferencia $(\ln y - \overline{\ln y})$ es múltiplo de $\sigma_{\ln y}$, siendo ϵ la constante de proporcionalidad. Matemáticamente, esto se expresa como:

$$(\ln y - \overline{\ln y}) = \epsilon \sigma_{\ln y} \quad \text{[Ecuación 3.15]}$$

En esta ecuación, el valor de $\ln y$ viene directamente dado por el modelo del movimiento (ecuación 3.3).

Así pues, el parámetro ϵ denota el número de desviaciones estándar usadas a la hora de evaluar el valor del parámetro del movimiento en el sitio mediante la ley de atenuación, y es, por tanto, una medida de la tolerancia admitida a la hora de usar la ley de atenuación. Luego, si se denota mediante ϵ_{trunc} al valor de truncamiento de epsilon, se tiene que:

$$\ln y = 0 \quad \forall \epsilon > \epsilon_{trunc} \quad \text{[Ecuación 3.16]}$$



y la tolerancia máxima permitida (desviación con respecto a $\overline{\ln y}$) es: $\varepsilon_{trunc} \sigma_{\ln y}$. Ello significa que no se consideran posibles valores de $\ln y$ predichos con un número de desviaciones $\sigma_{\ln y}$ superiores en número a ε_{trunc} . Es decir:

$$\ln y = \psi(r, m, \dots) + \varepsilon_{trunc} \sigma_{\ln y} \text{ es el límite superior del movimiento predicho.}$$

La Figura 3.5 ilustra cómo estarían representadas las probabilidades de superación de un cierto valor de movimiento Y haciendo la predicción con una determinada ley de atenuación, para un valor dado de magnitud y diferentes distancias r_1, r_2, r_3 , etc.

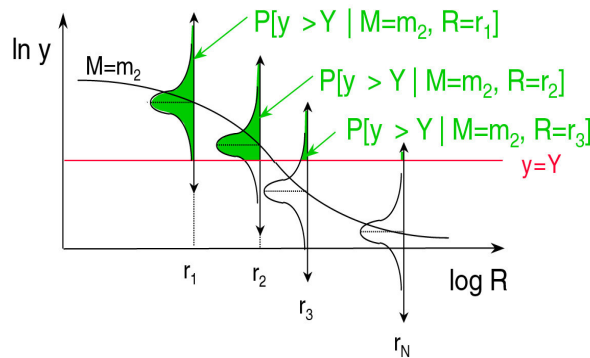
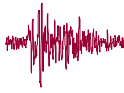


Figura 3.5 Curva de atenuación del movimiento ($\ln y$) para un valor de magnitud $M = m_2$ a diferentes distancias (trazo negro). Para varias distancias ($r_1, r_2, r_3, \dots, r_n$) se indica también la distribución de probabilidad de excedencia del movimiento Y (representado por la línea roja) condicionada a $M = m_i$ y $R = r_i$ ($i = 1, 2, 3, 4, \dots, n$), es decir, $P[y > Y | m = m_i, r = r_i]$. Las áreas verdes representan la probabilidad de excedencia (con $\varepsilon_{trunc} \rightarrow \infty$) de Y para cada una de las distancias consideradas.

Recientemente, se ha tomado conciencia de la importancia del valor de truncamiento de ε en los resultados de la amenaza sísmica (p.ej., Bazzurro y Cornell, 1999; Harmsen, 2001). Esto es especialmente apreciable a periodos de retorno muy largos, en los que los altos valores de ε posibilitan contribuciones significativas a la amenaza que en ocasiones resultan en aceleraciones esperadas muy poco realistas (p.ej., Bommer *et al.*, 2004).



RESOLUCIÓN NUMÉRICA DE LA INTEGRAL

La integral de amenaza se resuelve finalmente introduciendo las funciones de densidad $f(x)$, o bien las correspondientes funciones de distribución $F(x)$ en la ecuación 3.6, siendo x cada una de las variables m , r y ϵ .

Si se emplean funciones de distribución la ecuación 3.6 se expresa como:

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i H(\ln y - \ln Y) \left(\sum_{u=M_{\min}}^{M_{\max}} \sum_{v=R_{\min}}^{R_{\max}} \sum_{w=\epsilon_{\min}}^{\epsilon_{\max}} [F_i(m_{u+1}) - F_i(m_u)] \cdot [F_i(r_{v+1}) - F_i(r_v)] [F_i(\epsilon_{w+1}) - F_i(\epsilon_w)] \right)$$

[Ecuación 3.17]

Generalmente la triple integral se resuelve numéricamente considerando intervalos discretos de las variables denominados genéricamente celdas $\Delta r - \Delta m - \Delta \epsilon$. La diferencia de las funciones de distribución de cada variable en los extremos de la correspondiente celda da el valor de la contribución de la misma a la amenaza.

$$F_i(m | \text{sector}_{u,u+1}) = \frac{e^{-\beta(m_u - M_0)} - e^{-\beta(m_{u+1} - M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_M - M_0)}} \quad \text{[Ecuación 3.18]}$$

$$F_i(r | \text{sector } r_{v,v+1}) = F(r_{v+1}) - F(r_v) = (r_{v+1} - r_v) \left(\frac{\Delta A_{v,v+1}}{A} \right) \quad \text{[Ecuación 3.19]}$$

La función de distribución de ϵ sigue una normal estándar:

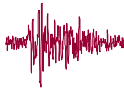
$$F(\epsilon) = \int_{-\infty}^{\epsilon} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) dt \quad \text{[Ecuación 3.20]}$$

Los valores de $F_i(\epsilon_w)$ se toman de tablas, con lo cual no es necesario recurrir a ninguna técnica numérica de resolución de la integral indefinida. Sustituyendo en la ecuación 3.17, la tasa de excedencia del movimiento resulta ser:

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i \sum_{u=M_{\min}}^{M_{\max}} \sum_{v=R_{\min}}^{R_{\max}} \sum_{w=\epsilon_{\min}}^{\epsilon_{\max}} \left(\frac{e^{-\beta(m_u - M_0)} - e^{-\beta(m_{u+1} - M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_M - M_0)}} \cdot (r_{v+1} - r_v) \left(\frac{\Delta A_{v,v+1}}{A} \right) [F_i(\epsilon_{w+1}) - F_i(\epsilon_w)] \right)$$

[Ecuación 3.21]

Esta es la ecuación que da la amenaza en el emplazamiento a causa de la acción de N fuentes como suma de las contribuciones de celdas $\Delta r - \Delta m - \Delta \epsilon$.



La integral de amenaza también se puede resolver a través de las funciones densidad de probabilidad en los puntos medios del intervalo, teniendo en cuenta la siguiente aproximación:

$$F(m_{u+1}) - F(m_u) \equiv f_M(m_{med}) \cdot (m_{u+1} - m_u), \text{ con } m_{med} = (m_{u+1} + m_u)/2 \quad [\text{Ecuación 3.22}]$$

$$F(r_{v+1}) - F(r_v) \equiv f_R(r_{med}) \cdot (r_{v+1} - r_v), \text{ con } r_{med} = (r_{v+1} + r_v)/2 \quad [\text{Ecuación 3.23}]$$

$$F(\epsilon_{w+1}) - F(\epsilon_w) \equiv f_\epsilon(\epsilon_{med}) \cdot (\epsilon_{w+1} - \epsilon_w), \text{ con } \epsilon_{med} = (\epsilon_{w+1} + \epsilon_w)/2 \quad [\text{Ecuación 3.24}]$$

Para más detalle de la formulación ver Anexo A.

3.4.2.6 REPRESENTACIÓN DE RESULTADOS: CURVA DE AMENAZA

El modo de resolución numérica de la ecuación de la amenaza, explicado en el punto anterior, se refiere a un solo emplazamiento y permite calcular la probabilidad de excedencia de un nivel del movimiento específico. Sin embargo, los estudios de amenaza son generalmente más completos, y al menos dan la probabilidad de excedencia de varios niveles del movimiento, expresada a través de diversos parámetros (PGA, SA(T), etc) y en ocasiones no en un único emplazamiento sino en una región más extensa.

La *curva de la amenaza* en un cierto sitio (Figura 3.6) proporciona la probabilidad anual de excedencia o su inversa, el periodo de retorno (en ordenadas) de una serie de valores de un determinado parámetro del movimiento (en abscisas).

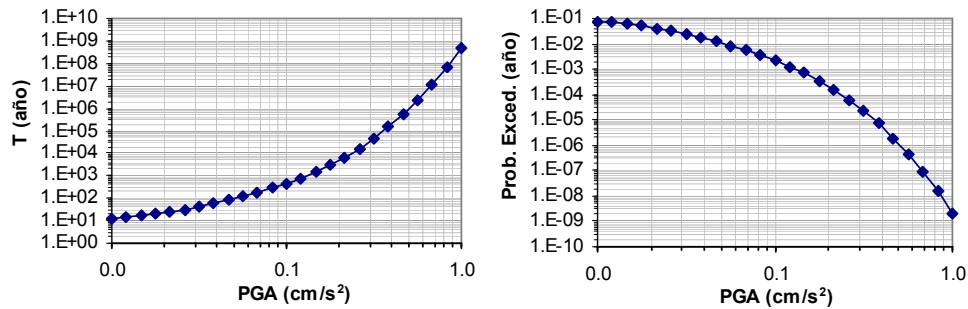


Figura 3.6 Curva de amenaza para un emplazamiento expresada en función del periodo de retorno (izq) o de la probabilidad anual de excedencia (dcha)

Para establecer esta curva se requiere resolver la integral de la amenaza para varios valores del parámetro del movimiento de referencia Y . Los puntos de la Figura 3.6 indican los resultados del estudio. En los tramos continuos de la curva realmente no se han obtenido resultados y por lo general se determinan mediante interpolación lineal de pares (T, Y) (o alternativamente (P, Y)) sucesivos en la curva.



Una vez determinado el valor de la probabilidad media anual de excedencia o periodo de retorno correspondiente a un determinado nivel de movimiento del terreno, el cálculo de la probabilidad de excedencia de dicho movimiento en un periodo de t años es inmediato:

$$P\{y > Y \text{ en } t \text{ años}\} = 1 - e^{-\lambda t} \quad [\text{Ecuación 3.25}]$$

donde λ es la tasa anual media de excedencia del nivel de movimiento, Y , y t es el número de años para los que se calcula la amenaza.

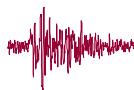
3.4.3 ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRES

En el Apartado precedente se presentaron los fundamentos del estudio de amenaza considerando tan sólo un conjunto de opciones de cálculo y de valores de los parámetros de entrada. Sin embargo, la falta de conocimiento profundo de los procesos físicos involucrados en las diferentes fases de cálculo de la amenaza introducen gran incertidumbre en los resultados del análisis probabilista (p.ej., Schenk, 1989; Budnitz *et al.*, 1997). Ante la imposibilidad de eliminar por completo estas incertidumbres, se han desarrollado técnicas de reconocimiento, cuantificación y en la medida de lo posible, reducción de las mismas. En la actualidad, el análisis de incertidumbres más o menos exhaustivo es práctica generalizada en las estimaciones de amenaza, y su cuantificación es parte importante de la línea metodológica PSHA. Además, y debido a que nuestro conocimiento sobre el fenómeno sísmico es incompleto, es muy importante llegar a un consenso científico sobre cuál es la mejor información en la que basarse para una estimación fiable de la amenaza sísmica. Uno de los aspectos relevantes de la metodología PSHA es precisamente que aporta el marco teórico para lograr este consenso.

A continuación, se expondrán las técnicas empleadas para la cuantificación de la incertidumbre, los métodos de representación de ésta y los análisis de sensibilidad. Para más información ver Wen *et al.* (2003).

Existen diversos modos de clasificar las incertidumbres en Amenaza Sísmica, no habiendo un claro acuerdo sobre definiciones y denominaciones relativas al tema. Quizás la clasificación más utilizada es la que distingue entre incertidumbre epistémica e incertidumbre aleatoria, definidas como:

- Epistémicas, inherentes a los modelos asumidos de sismicidad, zonificación, predicción del movimiento, etc., que sólo podrían estimarse si se conociera el modelo real.
- Aleatorias, asociadas a errores en la estimación de parámetros de un determinado modelo. Pueden reducirse aumentando la cantidad y calidad de los datos existentes para estimar con mayor precisión dichos parámetros.



Ambos tipos de incertidumbres se presentan en las diferentes fases de cálculo de la amenaza: definición de zonas sismogénicas y relaciones de recurrencia, leyes de atenuación y efecto de las condiciones locales del emplazamiento. Para cuantificar y calibrar dichas incertidumbres se ha propuesto la metodología de árbol lógico (Cramer, 2001a; Wahlström y Gruntal, 2000) que se empleará en este trabajo y se describirá a continuación. Asimismo, para suplir la falta de información en la evaluación es cada vez más generalizado el procedimiento de juicio de expertos (EPRI, 1986).

3.4.4 ÁRBOL LÓGICO

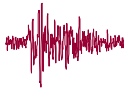
El árbol lógico o árbol de decisión es una herramienta usada en estudios de amenaza sísmica con el fin de contemplar todas las opciones que se pueden incluir en el análisis, y establecer cuales pueden ocurrir con más probabilidad que otras, proporcionando una estimación cuantitativa de la incertidumbre epistémica del estudio PSHA.

Su formulación ha sido desarrollada por Coppersmith y Young (1986), EPRI (1986) y National Research Council (1988). El método ordena la serie de estimaciones a realizar en el análisis de amenaza, y dirige la incertidumbre de cada estimación de una manera secuencial, hasta obtener la incertidumbre de los resultados finales.

El razonamiento que da lugar a plantear el árbol lógico es el siguiente: si nuestro conocimiento sobre un determinado factor que entra en juego en el estudio PSHA es incompleto, entonces considérense todas las opciones plausibles para explicar el comportamiento de dicho factor, y pondérense dichas opciones atribuyendo mayor peso a las más realistas. De esta forma, el resultado obtenido será el más completo y el más acorde con el estado del arte.

El diseño típico del árbol lógico consta de diversos nodos y ramas (ejemplo en Figura 3.7). Los nodos representan los elementos del análisis cuya incertidumbre se quiere cuantificar, por ejemplo la elección de un modelo de atenuación, de una zonificación sísmica, etc. Las ramas indican las diferentes opciones consideradas para cada nodo. De todos los nodos sale al menos una rama. Todas las ramas, excepto la del extremo final, desembocan en un nodo. A cada rama que parte de un mismo nodo se le atribuye un peso o probabilidad de ocurrencia del suceso condicionada a esa variable. Así, si un determinado nodo representa la elección de zonificación, y se incluyen tres posibles zonificaciones como ramas de ese nodo, a cada una se le asignará un peso, que representará la probabilidad de esa elección de zonificación, es decir, la probabilidad de que esa rama represente el valor correcto.

En PSHA se asume generalmente que todos los valores que puede tomar la variable definida en cada nodo son mutuamente exclusivos y colectivamente exhaustivos, por lo cual la suma de todos los pesos de las ramas de un mismo nodo debe ser la unidad. Es muy importante realizar un diseño de árbol lógico acorde con estas hipótesis, a fin de evitar incongruencias matemáticas. Las ramas del árbol lógico deben representar opciones alternativas creíbles



(ramas o-o, es decir, o una opción u otra opción, según Abrahamson, 2000) y no opciones que suceden en unas ocasiones y no en otras.

Un suceso cualquiera del árbol lógico, o dicho de otro modo, la adopción de un conjunto de opciones de entrada para el cálculo de la amenaza, vendrá definida por una sucesión de ramas pertenecientes a los sucesivos nodos. La probabilidad de que ocurra el suceso representado por esta sucesión de ramas en cuestión, es el producto de los pesos (o probabilidades) de cada una de las ramas.

En el caso general, un árbol lógico de n nodos con r_1, r_2, \dots, r_n ramas respectivamente, dará lugar a un total de $T = r_1, r_2, \dots, r_n$ resultados individuales, expresados como tasas anuales de excedencia, es decir, a un conjunto de T valores de $\lambda_i (i=1, \dots, T)$. Cada uno de estos valores será ponderado mediante el producto de los pesos de cada rama considerada.

Frecuentemente se combinan las soluciones de las diferentes ramas a fin de dar un único resultado del análisis de amenaza. Para ello, se lleva a cabo un tratamiento estadístico de los resultados parciales relativos a las múltiples opciones de entrada del árbol lógico, ajustándolos a una distribución normal de la tasa anual de excedencia del movimiento en el sitio, cuya media o mediana es ponderada según los pesos asignados a las diferentes ramas del árbol. Llamando $\lambda_i (i=1, \dots, n)$ a la tasa anual de excedencia de la rama i -ésima del árbol lógico y w_i al correspondiente peso, que como se vio anteriormente, es producto de los pesos individuales de las ramas consideradas, entonces el valor medio ($\bar{\lambda}_w$) y la desviación típica estándar (σ_w) de la distribución de amenaza total vienen dados por las siguientes expresiones (NIST/SEMATECH, 2005):

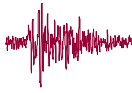
$$\bar{\lambda}_w = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} w_i \cdot \lambda_i}{n} \quad \sigma_w = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n w_i \cdot (\lambda_i - \bar{\lambda}_w)^2}{\frac{n' - 1}{n'}} + \sum_{i=1}^n \sigma(\lambda_i / \theta_e) p(\theta_e)}$$

[Ecuación 3.26]

donde n' indica el número de nodos cuyos pesos son distintos de cero, θ_e es cada variable con incertidumbre epistémica reflejada en el árbol lógico, $\sigma(\lambda_i / \theta_e)$ la varianza de λ_i condicionada a la variable θ_e y $p(\theta_e)$ la probabilidad asignada a la variable θ_e .

En la expresión anterior la varianza se compone de dos términos:

- El primero da cuenta de la dispersión de las estimaciones de las diferentes ramas del árbol lógico respecto a su valor medio.



- El segundo representa la varianza propia de dicho valor dada como la media ponderada de las varianzas de las diferentes ramas del árbol lógico.

En general, como resultado del análisis de amenaza se presentan varias curvas que representan en ordenadas la tasa o probabilidad anual de excedencia para la media y diversos niveles de confianza (percentiles) determinados y en abscisas el valor del parámetro del movimiento. La cuantificación de la incertidumbre lleva a establecer así, el intervalo en el cual se encontrará el valor del parámetro de medida de la amenaza, con una cierta probabilidad, que es fijada en función del nivel de riesgo que se requiere asumir, dependiendo de la aplicación a la que vaya dirigida la estimación. Es práctica habitual, a la par que recomendable, acompañar estos resultados de gráficas o mapas que indiquen la variabilidad y/o incertidumbre involucrada en el estudio PSHA, incluyendo análisis de sensibilidad de los resultados a diferentes opciones de entrada.

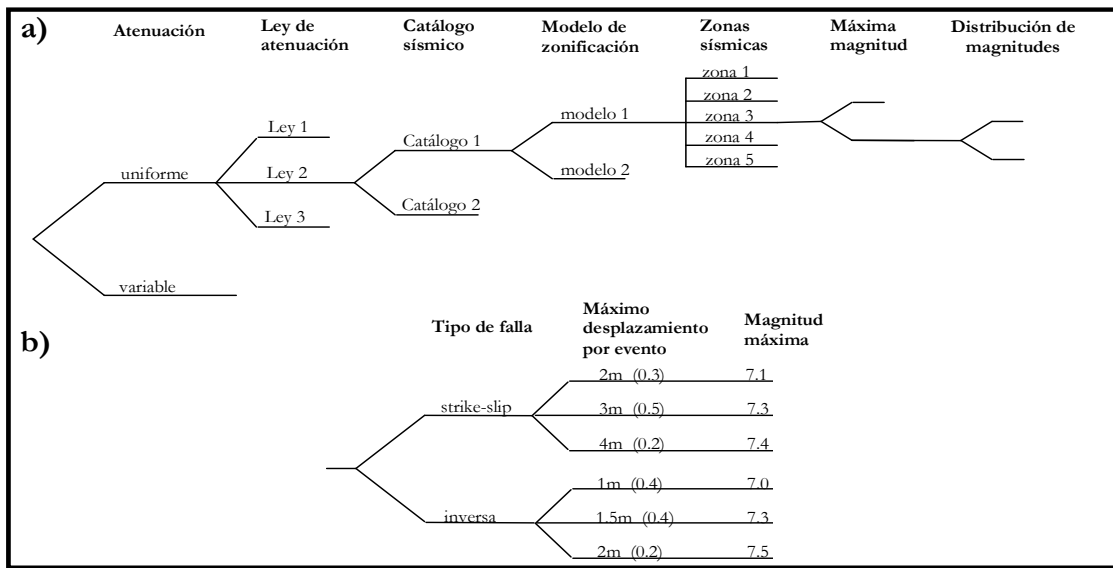
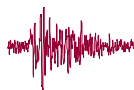


Figura 3.7 a) Estructura general de árbol lógico para la estimación probabilista de la amenaza sísmica. b) Ejemplo de una parte de árbol lógico, correspondiente a la estimación de la magnitud máxima. Los números entre paréntesis son los pesos asociados a cada opción.



3.4.4.1 PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS: MAPAS DE PELIGROSIDAD E INCERTIDUMBRE

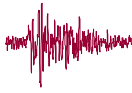
En ocasiones el objetivo del estudio PSHA es la evaluación de la amenaza en un área extensa. Para ello se calcula el periodo de retorno (o la probabilidad de excedencia en t años) de un determinado nivel de movimiento en una serie de sitios, generalmente en una malla de puntos equi-espaciada cubriendo el área de estudio, y se genera un mapa de isolíneas mediante interpolación (Frankel, 1995). Estos son los mapas de amenaza sísmica, que se suelen presentar junto con mapas de algún parámetro que de cuenta de la incertidumbre y/o de la variabilidad de los resultados a diferentes opciones de cálculo.

Cuando se realiza el cálculo de la amenaza en una malla de puntos, la incertidumbre total se suele representar gráficamente a través del *coeficiente de variación* (en inglés *Coefficient of Variation, COV*; McGuire y Shedlock, 1981). El coeficiente de variación en un punto i en el que se evalúa la amenaza sísmica (aquí denominado COV_i) no es más que el cociente entre la desviación estándar σ_i y la media μ_i en cada punto, y da una medida de la anchura de la distribución relativa al valor medio en ese punto, $COV_i = \sigma_i / \mu_i$.

Así, valores bajos de COV_i indican que los valores de la distribución están muy agrupados en torno al valor central (el de la media), de modo que la dispersión o incertidumbre total en el punto considerado es relativamente baja. Recíprocamente, valores relativamente altos de COV_i señalan que la distribución que representa la amenaza presenta gran dispersión de valores con respecto a la media, con lo que la incertidumbre total en el punto considerado es relativamente alta.

El umbral de significación de COV se sitúa entre el 10 y el 20% (valores de COV entre 0.1 y 0.2), dependiendo del nivel de movimiento del suelo especificado (Cramer *et al.*, 2002). Los mapas del COV sirven para dos propósitos. Primero ayudan en la visualización del efecto de nuestra carencia de información en los resultados finales (zonas de alta incertidumbre epistémica); segundo, enfatizan las áreas donde las mejoras en el entendimiento científico, pueden tener un impacto en los futuros mapas de amenaza (Cramer, 2001b).

En resumen, el resultado de un análisis de amenaza viene dado por un mapa de la medida del movimiento del suelo para un periodo de retorno determinado (p.ej., mapa de valores medios de SA a frecuencia 2 Hz) y por una medida de la incertidumbre asociada (p.ej., mapa de COV). Los mapas obtenidos mediante el procedimiento del árbol lógico ofrecen una medida del movimiento resultante de promediar la acción de un conjunto de opciones que reflejan el estado del conocimiento actual de la manera más consensuada posible (Newman *et al.*, 2001).



3.4.5 DESAGREGACIÓN DE LA PELIGROSIDAD

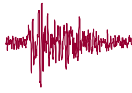
Los métodos probabilistas de evaluación de la amenaza dan como resultado una curva que representa las probabilidades de excedencia de diferentes niveles del movimiento del suelo a causa de la ocurrencia de terremotos en cualquiera de las zonas sismogénicas cercanas al sitio. Dicha curva integra la acción de todas las zonas que puedan tener influencia en el movimiento esperado del emplazamiento en cuestión. Más concretamente, el cálculo de la amenaza requiere sumar las contribuciones de aquellos conjuntos de valores magnitud-distancia-épsilon que efectivamente contribuyen a la excedencia del movimiento.

Sin embargo, la curva de amenaza no da información específica sobre las características del sismo (fundamentalmente tamaño y localización) que con mayor probabilidad causará la excedencia del movimiento en el emplazamiento, también denominado *terremoto de control* para la frecuencia espectral considerada. Determinar las características de este sismo requiere encontrar el conjunto de valores de las variables magnitud-distancia-épsilon (en adelante denominado *terna* (m, r, ε)) que presenta mayor contribución a la amenaza. Este proceso de descomposición de la amenaza total en contribuciones parciales, debidas a los sismos caracterizados por una terna (m, r, ε) , se conoce como *desagregación de la amenaza*. En la práctica, la desagregación de la amenaza se lleva a cabo descomponiendo la amenaza total en contribuciones de sismos cuyos parámetros magnitud-distancia-épsilon pertenecen a unos intervalos $(\Delta m, \Delta r, \Delta \varepsilon)$ previamente especificados. Por lo tanto, el resultado del análisis de desagregación depende del esquema de definición de celdas $\Delta m - \Delta r - \Delta \varepsilon$ empleado.

La descomposición o desagregación de la amenaza total en contribuciones parciales, de acuerdo con un esquema de celdas dado, da lugar a una distribución de contribuciones de amenaza. Precisamente la terna $(m - r - \varepsilon)$ que presente una mayor contribución a la amenaza representa el sismo de control y puede haber más de uno. En el caso ideal, la sustitución de los parámetros $(m_o, r_o, \varepsilon_o)$, correspondientes al sismo de control, en la ecuación del modelo del movimiento fuerte reproduciría el movimiento de referencia en el emplazamiento, Y , cuya excedencia se usa para definir la amenaza (Bazurro y Cornell, 1999).

Los primeros métodos de desagregación aparecidos en la literatura computaban la contribución relativa a la amenaza sólo por la magnitud y la distancia, mientras que la otra variable importante, el parámetro ε , era despreciada. Posteriormente se ha puesto de manifiesto que este parámetro, que entra en juego en el cálculo a través de la ley de atenuación, tiene una importancia fundamental en desagregación.

En un principio, se consideraban los valores medios de la distribución (\bar{M}, \bar{R}) para definir el sismo de control (p.ej., McGuire y Shedlock, 1981). Actualmente, los valores modales son preferidos a los medios (p.ej., Chapman, 1995). La ventaja estadística de usar valores medios, es que son fáciles de interpretar y de calcular, pero rigurosamente hablando, no describen la magnitud más probable ni tampoco la distancia que puede inducir un nivel específico de aceleración en el sitio (Bazurro y Cornell, 1999). Un ejemplo en el que el par (\bar{M}, \bar{R}) no



representa un terremoto físico posible, es el caso de un emplazamiento afectado por dos fuentes igualmente peligrosas, una próxima, capaz de generar sismos pequeños y otra distante, capaz de causar sismos de mayor tamaño. Los sismos que más contribuyen a la amenaza en el sitio por parte de las respectivas fuentes vendrán definidos por sendos pares (M_1, R_1) y (M_2, R_2) . En este caso, el correspondiente par medio (\bar{M}, \bar{R}) , dado por la distancia media entre R_1 y R_2 y la magnitud media entre M_1 y M_2 corresponderá a un evento no generado en ninguna de esas dos fuentes, lo que hace que adoptar valores medios carezca de sentido físico alguno.

Es de destacar que, en cualquier caso, los valores medios y los modales cambian para diferentes niveles del movimiento y para diferentes frecuencias espectrales. Cuando la amenaza es dominada por varios eventos, la técnica de la desagregación indica que existen varias celdas (M, R, ϵ) que presentan contribuciones apreciables, y todas ellas definen diferentes sismos de control. Es conveniente en estos casos identificar las contribuciones multimodales a la amenaza.

3.4.6 JUICIO DE EXPERTOS Y ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD EN LOS RESULTADOS

La metodología del árbol lógico contiene un factor fundamental que la diferencia de otras técnicas analíticas, y es que requiere de la intervención subjetiva del analista a la hora de asignar pesos a las diferentes ramas del árbol (cuando se trata de una distribución discreta) o de asignar las funciones de probabilidad de las variables representadas por funciones continuas (p.ej., magnitud máxima esperable en una zona sismogénica). Esta no es una tarea trivial, en parte porque la naturaleza aleatoria de los fenómenos asociados impide establecer un modelo preferente con certeza absoluta y sobre todo a causa de la limitación de datos que ayuden a constreñir los rangos de variabilidad de los parámetros implicados en ese modelo.

La asignación de pesos presenta una importancia decisiva en los resultados del estudio PSHA, cobrando un acento extremo cuando se trata de evaluar la amenaza sísmica de un emplazamiento donde se asienta una estructura crítica o de características especiales, como presas y túneles de gran envergadura, centrales nucleares, depósitos de residuos radiactivos, etc. En estas situaciones particulares no se delega toda la responsabilidad en un solo analista, sino que se distribuye entre un comité de especialistas que en sucesivas reuniones van adoptando una solución consensuada. Si bien la opinión del comité de expertos tiende a suplir las lagunas del conocimiento, la diversidad de opiniones puede causar gran dispersión entre las curvas de peligrosidad para un mismo emplazamiento. Así pues, el asunto de incluir la opinión de los expertos de una manera uniformizada y calibrada adquiere una importancia crítica (Reiter, 1990) y para ello se ha diseñado un proceso formal de juicio estructurado denominado *licitación de expertos*. Este sigue un protocolo dividido en diferentes fases que se ejecutan secuencialmente, hasta obtener una interpretación final de los resultados con sus medidas de dispersión (Budnizt *et al.*, 1997).

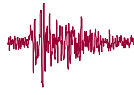


Finalmente la metodología PSHA introduce la posibilidad de efectuar análisis de sensibilidad de las opciones de entrada o de las opiniones de expertos en los resultados de amenaza. Esto es importante, ya que el valor que toman diferentes parámetros de entrada (p.ej., magnitud máxima en cada fuente, tasa anual de ocurrencia de terremotos) así como algunas de las opciones de cálculo (p.ej., modelos del movimiento, zonificaciones, etc.) no están definidos de manera unívoca y por tanto presentan cierta incertidumbre, bien sea aleatoria o epistémica. A fin de cuantificar la variabilidad de los resultados finales del estudio en función de los valores de entrada escogidos para diferentes nodos del árbol lógico y detectar los que son más influyentes en los resultados, se llevan a cabo estudios de sensibilidad. Una vez reconocidos los nodos que más influyen en los resultados, se pueden diseñar proyectos destinados a reducir la incertidumbre asociada a los mismos, y por ende la incertidumbre total del estudio.

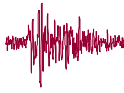
Por lo general, los análisis de sensibilidad de los resultados finales a un nodo del árbol lógico se realizan mediante el método de las medias marginales (Rabinowitz *et al.*, 1998). La media marginal asociada a una de las ramas del nodo bajo consideración se define como la media de la distribución parcial constituida por los resultados obtenidos, teniendo en cuenta todas las opciones que parten de esa rama del árbol lógico en cuestión. Así pues, un nodo tendrá tantas medias marginales como ramas partan de él. Si las medias marginales correspondientes a las diferentes ramas de un nodo son similares, la sensibilidad de los resultados a la variabilidad de opciones para ese nodo será baja. Recíprocamente, si las medias marginales de un nodo toman valores bastante diferentes entre sí, entonces los resultados del estudio serán muy sensibles a la variabilidad de la opción representada por ese nodo. Por lo tanto, el rango de variación de la media marginal es un indicador de la sensibilidad de los resultados a las diversas opciones alternativas de un determinado nodo.

El rango de variación de las medias marginales también se puede representar gráficamente, ofreciendo una imagen visual de cómo varía geográficamente la sensibilidad de los resultados a las diferentes opciones de cálculo. El parámetro que frecuentemente se usa al respecto es el *coeficiente de variación individual* del nodo considerado (en inglés *Individual Coefficient of Variation, ICOV*), calculado como el cociente de la desviación estándar de la distribución resultante (al variar solamente un nodo) y la media de la misma (Cramer *et al.*, 2002).

La realización de análisis de sensibilidad como complemento a los estudios de peligrosidad sísmica es una práctica común, como se recoge en la literatura. Por lo general, dichos análisis apuntan a que la elección del modelo de atenuación es el factor que presenta mayor impacto en los resultados finales, por encima incluso de los valores de los pesos asignados a diferentes ramas del árbol lógico en determinadas condiciones.



4. EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA.



4.1 INTRODUCCIÓN

La estimación de la amenaza sísmica para El Salvador, así como para el resto de los países de América Central, se ha realizado utilizando una zonificación y un banco de datos sísmicos común. Los modelos de atenuación de las ondas sísmicas utilizados fueron seleccionados a partir de una base de datos instrumental confeccionada especialmente para este estudio. Información de detalle de cada uno de estos y otros temas se presenta en los apartados siguientes.

4.2 PARÁMETROS Y MODELOS DE ENTRADA PARA EL CÁLCULO DE PELIGROSIDAD

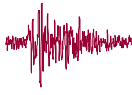
A continuación se presentan los criterios utilizados para definir y estimar los parámetros y modelos de entrada para el cálculo de la amenaza sísmica.

El cálculo de la amenaza se ha realizado mediante un método probabilista zonificado, siguiendo las pautas de la línea conocida como PSHA descrita en el capítulo 3. Ello ha requerido, en una fase inicial, definir las entradas de cálculo a la amenaza, que, esencialmente, son:

- ▶ Elaboración de un catálogo sísmico completo y homogeneizado a magnitud momento, Mw.
- ▶ Definición de un modelo de zonas sismogénicas para la región.
- ▶ Selección de las leyes de atenuación o modelos de movimiento fuerte a emplear en el análisis.

4.2.1 CATÁLOGO SÍSMICO.

Como se indicó anteriormente, la estimación de amenaza de El Salvador forma parte integral de la estimación regional realizada paralelamente a este estudio. Por esa razón, el catálogo



sísmico utilizado para el cálculo final fue el catálogo regional, al cual nos referiremos en forma general en el siguiente apartado. La utilización del catálogo regional permitió una buena y mayor cobertura, para la estimación de los parámetros sísmicos de las fuentes que se encuentran fuera de los límites nacionales y de la cobertura de las redes sismológicas, y que por su cercanía al país tienen un aporte importante en la amenaza sísmica local.

Dicho catálogo fue confeccionado partiendo de los catálogos actualizados de los diferentes países centroamericanos. A continuación describimos lo que concierne específicamente al catálogo sísmico de El Salvador.

4.2.1.1 CATÁLOGO SÍSMICO DE EL SALVADOR

Los efectos de los sismos en El Salvador y Centroamérica empezaron a documentarse desde el periodo de la colonia. Existen diversos documentos que muestran información relevante recopilada desde ese período hasta tiempos recientes, entre ellos podemos mencionar (White and Harlow, 1993; Harlow et al., 1993; White et al., 2004; Ambraseys and Adams, 1996 y 2001; Peraldo y Montero, 2000; entre otros). Con las redes locales instaladas en El Salvador se tiene registro instrumental de sismos desde el año 1953 al presente, información que forma parte del catálogo sísmico preparado para la presente evaluación de la amenaza sísmica.

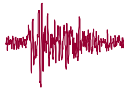
El catálogo sísmico de El Salvador proviene principalmente de 2 fuentes: el catálogo conformado por Bejar et al., 2003 y la base de datos sísmicos del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET). Las coordenadas correspondientes al cuadrante que abarca nuestro catálogo son mostradas en la Figura 4.2.

El catálogo de Bejar et al., 2003, presenta datos para el período 1898-1983 y fue conformado principalmente por el Catálogo de Salazar et al, 1997 y por la colección de boletines sismológicos de los extintos Servicio Geológico Nacional (SGN) y Centro de Investigaciones Geotécnicas (CIG) correspondiente al período 1958-1983. Adicionalmente fue complementado con datos del ISC (International Seismological Centre) y PDE (Preliminary Determination of Epicenters).

De la base de datos sísmica del SNET se seleccionaron los sismos con magnitudes iguales o mayores a 3.5 para el periodo de 1984 al 2007.

Desde 1984, en El Salvador se ha calculado de manera rutinaria la magnitud M_c (magnitud calculada en base a la duración del sismo), de manera ocasional también se ha calculado la magnitud M_l (magnitud calculada con la máxima amplitud) y, desde el año 2002, se han calculado de manera más frecuente magnitudes M_l y M_w .

Adicionalmente, a más de 4000 sismos de la base del SNET se les ha incorporado la magnitud m_b reportadas en los boletines del NEIC (National Earthquake Information Center). De igual



manera se han incorporado las magnitudes M_w reportadas en los catálogos de HARVARD-CMT.

Con el objeto de homogenizar el catálogo sísmico a magnitud M_w , se analizó una serie de sismos provenientes de la base de SNET para encontrar relaciones empíricas que permitieran convertir los datos de magnitudes M_d , M_l , y M_b a magnitud M_w , resultados que son indicados en el siguiente párrafo.

Dado que el catálogo inicial tenía hasta 3 tipos de magnitudes reportadas, se utilizaron los siguientes criterios de prioridad en la homogenización:

1. Si existe cálculo directo de M_w este valor es tomado directamente.
2. Si no existe M_w pero existe M_l , el valor de M_l es convertido a M_w , utilizando la correlación " $M_w = 0.821M_l + 0.8975$ ".
3. Si no existe M_w , ni M_l , pero existe M_b , el valor de M_b es convertido a M_w utilizando la correlación " $M_w = 0.8162M_b + 1.2291$ ".
4. Si no existe M_w , M_l , ni M_b , pero existe M_c , el valor de M_c es convertido a M_w utilizando la ecuación $M_w = 0.7571M_c + 1.5408$ ".
5. Si no existe M_w , M_l , M_b , ni M_c , pero existe M_s , el valor de M_s es convertido a M_w utilizando " $M_w = 2.25 + 0.66M_s$ " siempre y cuando, M_s , sea menor a 6.6, de lo contrario M_s se asume igual a M_w (según Güendel and Bungum, 1995).

Adicionalmente se realizó una revisión de documentos con sismicidad histórica para efecto de conocer las características de los sismos en el pasado. De gran importancia para el análisis de las magnitudes fueron los documentos de Harlow et al., 1993 y White et al., 2004. De igual forma se tomaron de referencia los trabajos de Rojas et al., 1993a, y Ambraseys and Adams, 2001, para efecto de ubicación de los sismos.

Es importante destacar que el catálogo fue preparado para hacer un estudio de amenaza sísmica conjuntamente con todos los países de América Central, en donde cada país aportaría datos correspondientes a su zona y así poder conformar un catálogo regional. Cada país aportó datos según las coordenadas geográficas delimitadas en la Figura 4.1. En la creación de algunos catálogos nacionales se tomaron en consideración el catálogo regional preparado por Rojas et al., 1993a y la base sísmica compilada por el Centro Sismológico para América Central (CASC).

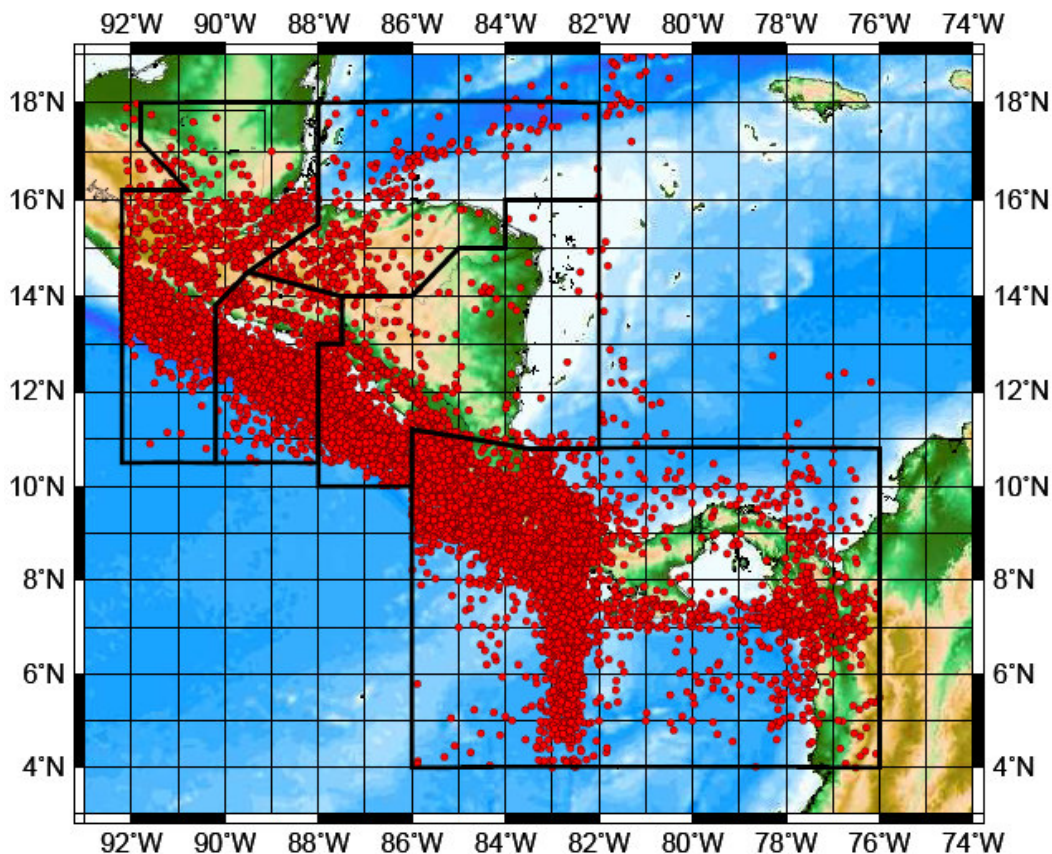
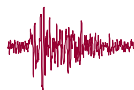


Figura 4.1 Zonas asignadas para la confección del catálogo de cada país de Centro América.

4.2.1.2 CATÁLOGO REGIONAL: ANÁLISIS DE COMPLETITUD Y FILTRADO DE SERIES SÍSMICAS.

Con los catálogos de los diferentes países se confeccionó un catálogo regional de proyecto, homogeneizado a magnitud M_w , e integrado por todos los sismos de $M_w > 3.5$. Para ello, tras incluir los datos de sismicidad de los diferentes catálogos nacionales en un único catálogo, se realizó un proceso de revisión y depuración para asegurar que no existieran sismos repetidos, es decir, diferentes soluciones focales para un mismo evento, algo que se detectó principalmente en las zonas fronterizas.

Tras esa labor de depuración se procedió al análisis de completitud, necesario para el cálculo probabilista de la amenaza, por lo que a continuación se expone. Uno de los parámetros característicos de la sismicidad de cada zona, cuando el método es probabilista, es la tasa anual acumulada de eventos por encima de una magnitud mínima. Para determinar este parámetro es necesario corregir la falta de completitud del catálogo sísmico, debida a la



pérdida de información a medida que nos remontamos en el tiempo. La solución que se adoptó para resolver el problema, se basó en establecer los periodos temporales en los que puede admitirse que el registro sísmico, histórico e instrumental, es completo para cada intervalo de magnitud. Este análisis se realizó sobre la base del catálogo sísmico regional, en el cual se asignó un valor de magnitud para los sismos históricos.

Para determinar la completitud del registro sísmico se ha realizado un análisis visual de la distribución temporal de la sismicidad agrupada en intervalos de magnitud de 5 décimas, en el rango de magnitudes mayores que 3.5 M_w . (Figura 4.2 y Figura 4.3). Asimismo, se ha distinguido entre sismos con profundidad menor o igual que 34 Km, correspondientes a la zona cortical, y sismos con profundidad mayor que 34 Km, correspondientes a la zona de subducción de Centroamérica. Conviene aclarar el motivo por el que se ha elegido esta profundidad de corte a 34 km, cuando tectónicamente las zonas corticales se consideran hasta profundidad de 25 km, y a partir de ahí comienza la subducción interplaca. Debido a la dificultad de cálculo de la profundidad en la localización del hipocentro, la mayor parte de los programas fijan una profundidad de 33 km para eventos superficiales, cuando no se dispone de suficiente información para ajustar este dato con mayor precisión. Por ello, en la mayor parte de los casos, los sismos que aparecen en los catálogos con profundidad de 33 km son en realidad eventos superficiales. Teniendo esto en cuenta se ha preferido en este trabajo incluir los sismos de esa profundidad, en realidad ficticia, dentro de las zonas corticales, en lugar de asignarlos a la subducción. En la Tabla 4.1 se muestran los años de inicio del periodo de completitud (año de referencia) estimados para cada rango de magnitudes, a partir de la observación de la Figura 4.2 y la Figura 4.3.

El inicio del periodo de completitud viene marcado, idealmente, por una inflexión en el registro de eventos de determinado rango de magnitud. La determinación exacta de esta inflexión, sin embargo, no es siempre evidente. Este hecho es especialmente claro en el caso de los rangos de magnitud mayores ($M_w > 5.5$). Debe tenerse en cuenta que, dado que la recurrencia de tales eventos puede variar desde centenares a miles de años, sería necesario disponer de una ventana temporal más extensa que la del catálogo para detectar con claridad el inicio del periodo de completitud. Para subsanar este problema se ha adoptado, como solución de compromiso, por situar el inicio del periodo de completitud, para los mayores rangos de magnitud, próximo al inicio del registro histórico, hacia el año 1500.

A pesar de todas las incertidumbres posibles sobre la asignación de los periodos de completitud, ello no constituye un factor crítico en los resultados de peligrosidad sísmica, en comparación con otros elementos del cálculo con mayor influencia en los resultados (p. ej., las relaciones de atenuación).

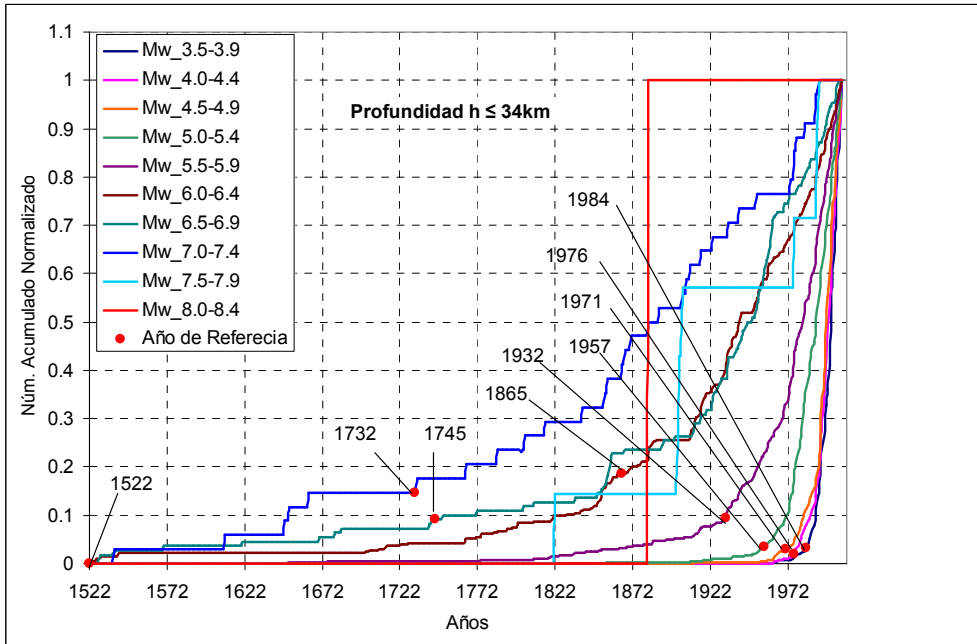
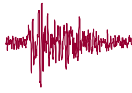


Figura 4.2 Distribución acumulada de eventos desde 1522 para diferentes rangos de magnitud, a partir del catálogo sísmico de América Central para profundidades menores que 34 Km, homogenizado a magnitud momento (M_w). Se indican los años de referencia adoptados mediante inspección visual (ver Tabla 4.1).

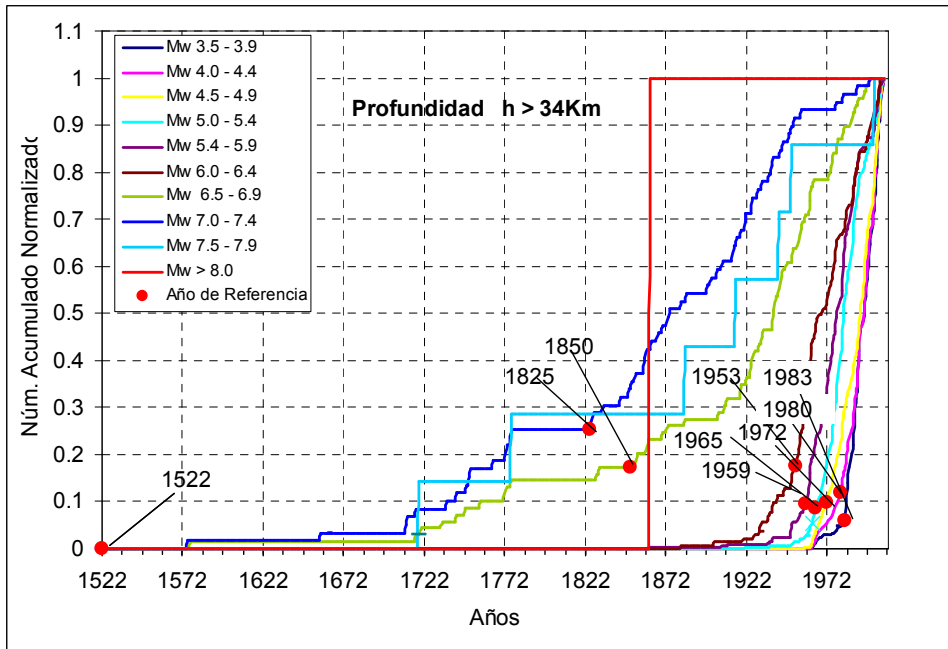


Figura 4.3 Distribución acumulada de eventos desde 1522 para diferentes rangos de magnitud, a partir del catálogo sísmico de América Central para profundidades mayores que 34 Km, homogenizado a magnitud momento M_w . Se indican los años de referencia adoptados mediante inspección visual (ver Tabla 4.1)

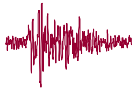


Tabla 4.1 Años de referencia a partir de los cuales se considera completo el catálogo sísmico de América Central para cada intervalo de magnitud, derivado de un análisis independiente por profundidades.

	$h \leq 34\text{km}$	$h > 34\text{km}$
Magnitud M_w	Año de Referencia	Año de Referencia
3.5 – 3.9	1984	1983
4.0 – 4.4	1976	1980
4.5 – 4.9	1971	1972
5.0 – 5.4	1957	1965
5.5 – 5.9	1932	1959
6.0 – 6.4	1865	1953
6.5 – 6.9	1745	1850
7.0 – 7.4	1732	1825
7.5 – 7.9	1522	1522
> 8.0	1522	1522

4.2.2 ZONIFICACIÓN SISMOGENÉTICA

Uno de los elementos básicos que involucra un estudio de amenaza sísmica siguiendo un método zonificado es la adopción de una zonificación adecuada que englobe las diversas fuentes sísmogenéticas que representan una amenaza para una determinada región. Para definir esta zonificación se ha considerado tanto la zona de subducción como la región cortical que alberga los sistemas de fallas locales. La zonificación toma en consideración



diversos criterios, como son las características geométricas de las zonas donde se producen los sismos, similitudes en los patrones de fallamiento y sismicidad, mecanismos de ruptura y tamaño de ésta, etc.

En base a la distribución espacial de la sismicidad, y a las principales características sismo-tectónicas descritas en el capítulo 2 se han propuesto dos zonificaciones para América Central, con diferente grado de detalle: regional y nacional. La primera distingue grandes zonas sismogénicas englobando las principales unidades sísmicas y tectónicas de la región, mientras que la segunda supone un aumento de escala diferenciando zonas dentro de cada país. Ambas zonificaciones son coherentes, de modo que las zonas a nivel nacional encajan dentro de la zonificación regional. A su vez, dentro de cada zonificación se han clasificado las zonas en tres grandes grupos: corticales, de subducción interfase o interplaca y de subducción intraplaca. Las Figura 4.4 a Figura 4.6 muestran estas agrupaciones para la zonificación regional, siendo las zonas superpuestas al mapa con la batimetría y las principales estructuras tectónicas. Las figuras 4.7 a 4.9 presentan las zonas con la misma agrupación para la zonificación nacional, superpuestas en este caso a la sismicidad del correspondiente rango de profundidad. Concretamente, las zonas corticales se representan con los epicentros de sismos superficiales, con profundidad menor de 25 km, las de subducción interfase abarcan profundidades en el rango de 25 a 60 km, y las de subducción intraplaca corresponden a la sismicidad profunda, con $h > 60$ km. Obsérvese que todas las zonificaciones nacionales coinciden sin importar los límites políticos.

Para la denominación abreviada de las zonas se ha seguido el criterio que a continuación se expone.

En el caso de la zonificación regional, se emplean las siglas CA seguidas de las letras “c” para zonas corticales, “si” para subducción interfase y “sp” para subducción intraplaca. Después se añade un número correlativo dentro de cada clasificación.

En el caso de la zonificación nacional, las zonas corticales se nombran con la inicial del país seguida por un número. En el caso de El Salvador, la inicial reservada es “S”. Para zonas de subducción interfase o intraplaca la correspondiente inicial va seguida de las siglas “si” o “sp”, respectivamente.

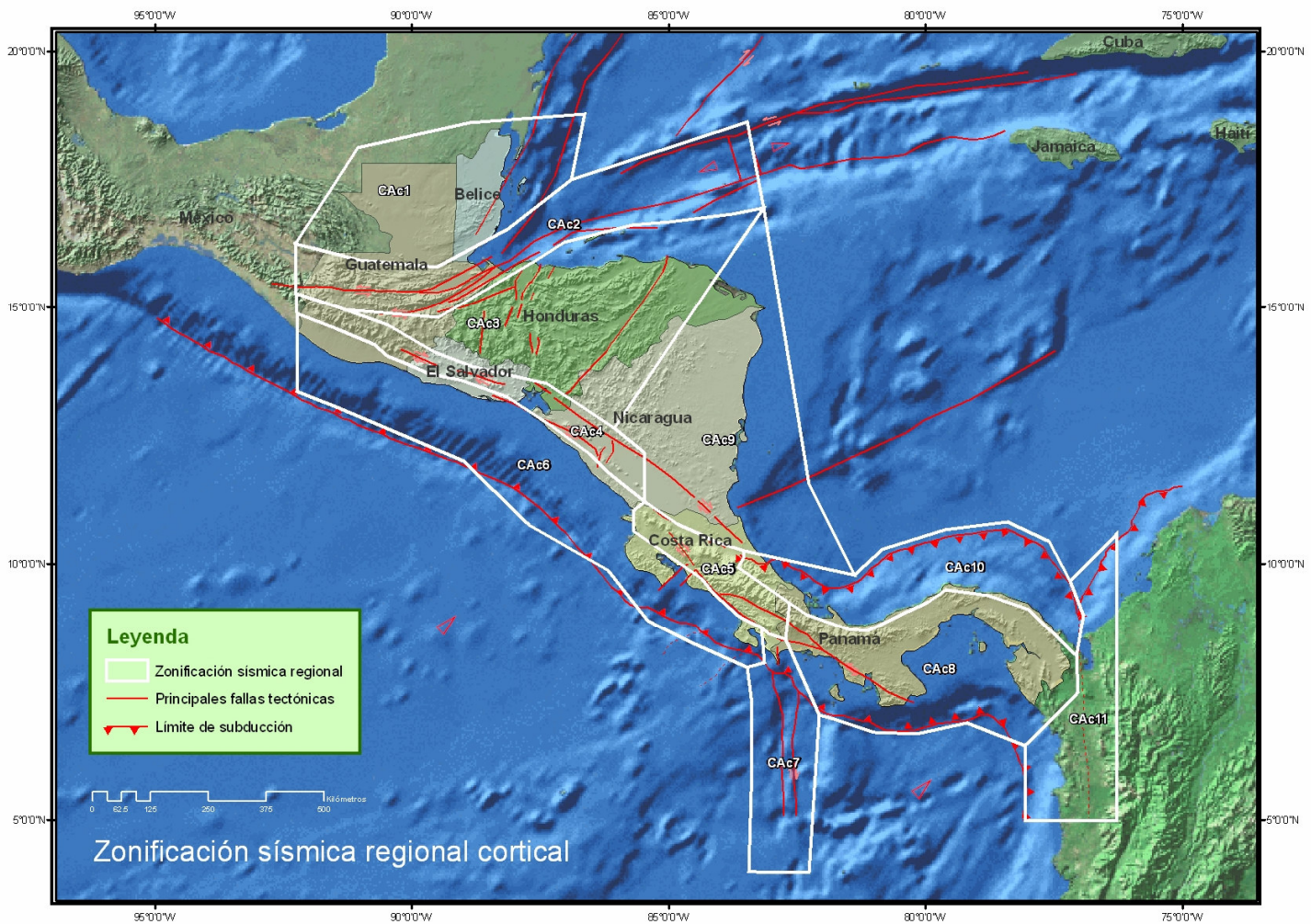
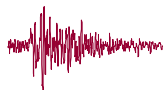


Figura 4.4
Zonificación sísmica regional. Zonas corticales superpuestas a la batimetría y tectónica de la región.

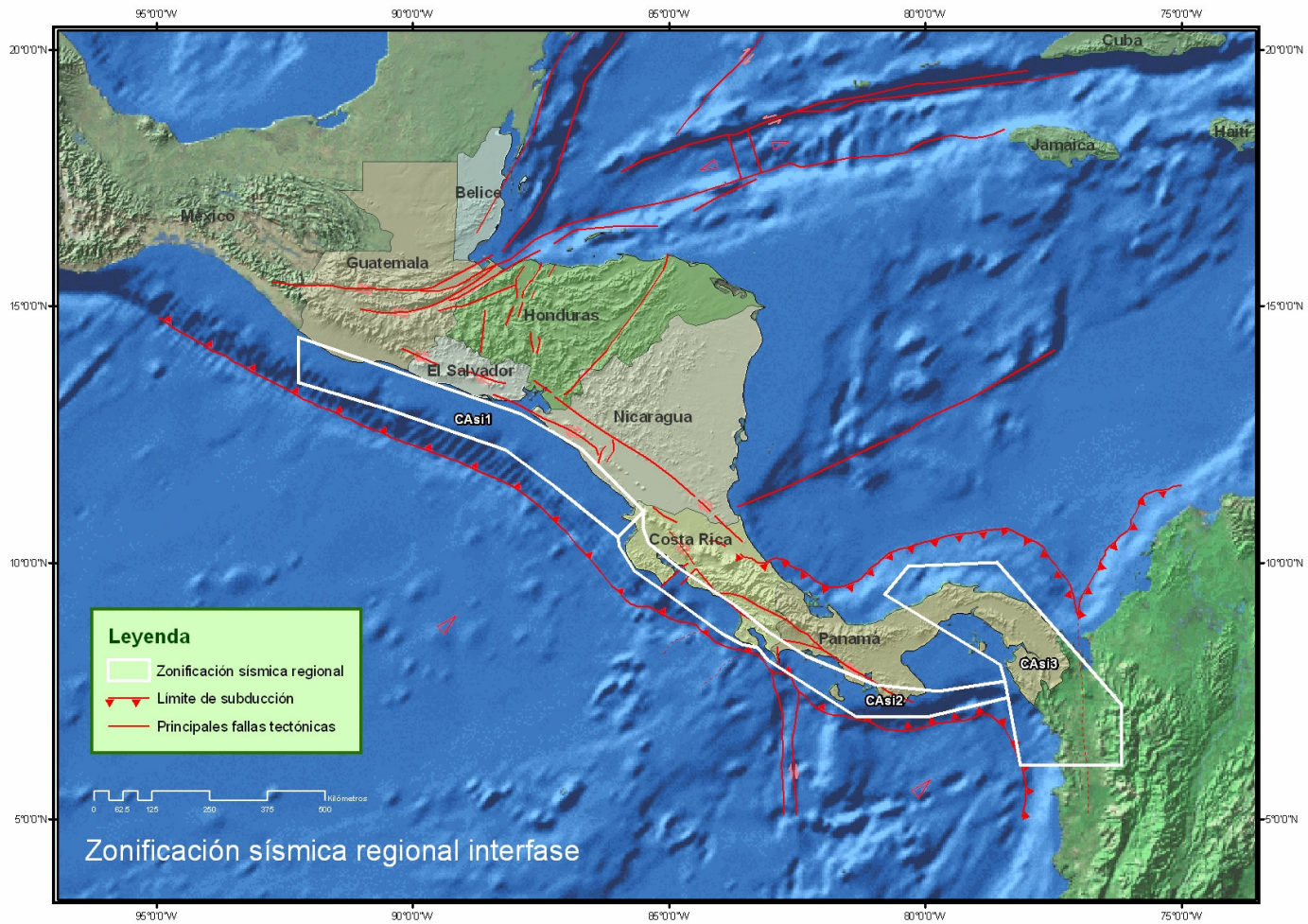
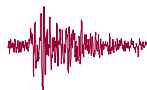


Figura 4.5
Zonificación sísmica regional. Zonas de subducción interfase superpuestas a la batimetría y tectónica de la región.

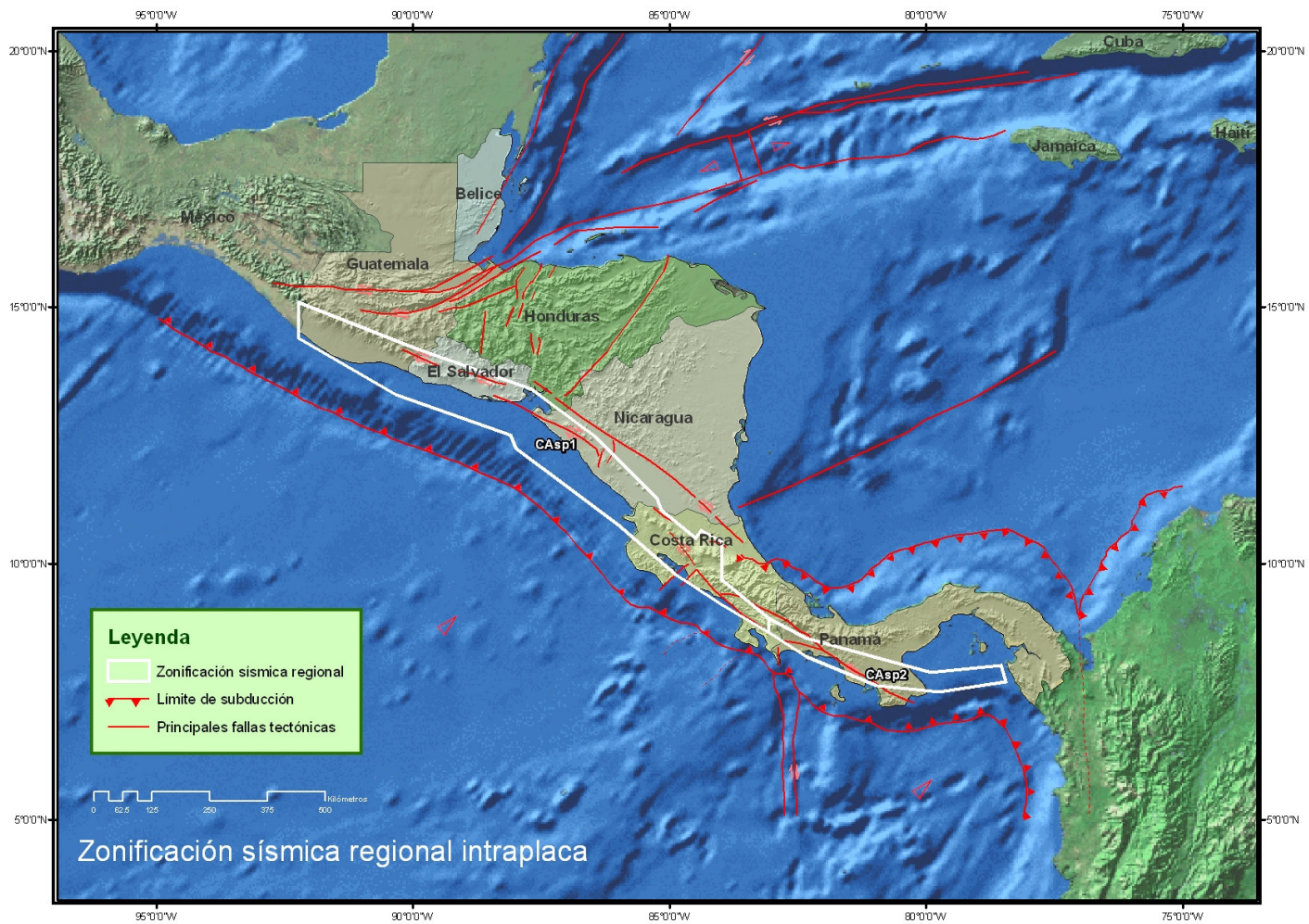
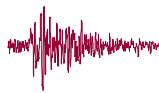


Figura 4.6
Zonificación sísmica regional. Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la batimetría y tectónica de la región.



RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

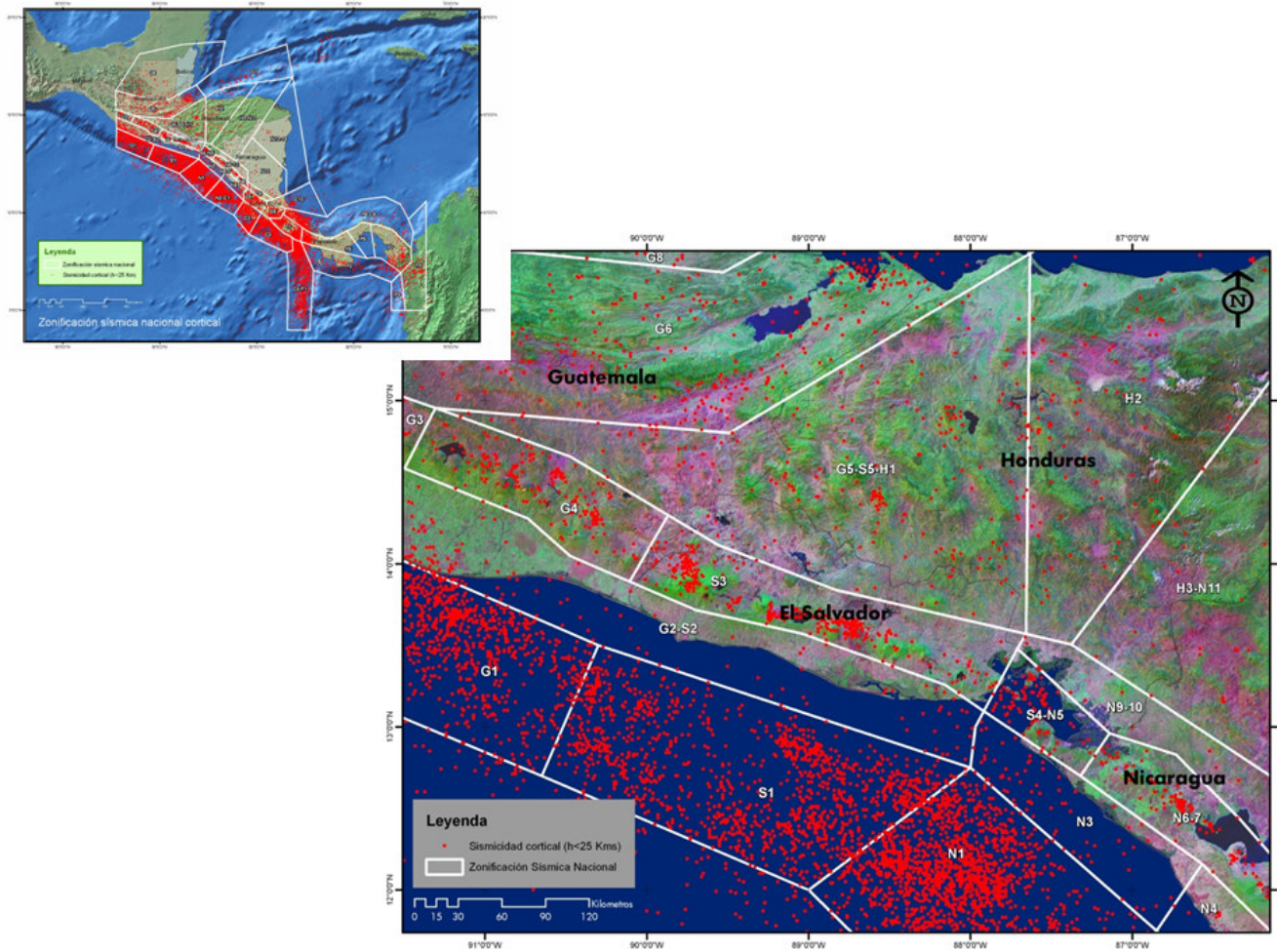
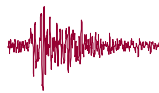


Figura 4.7 Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas corticales superpuestas a la sismicidad superficial, con epicentros de sismos para profundidad $h < 25$ km.



RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

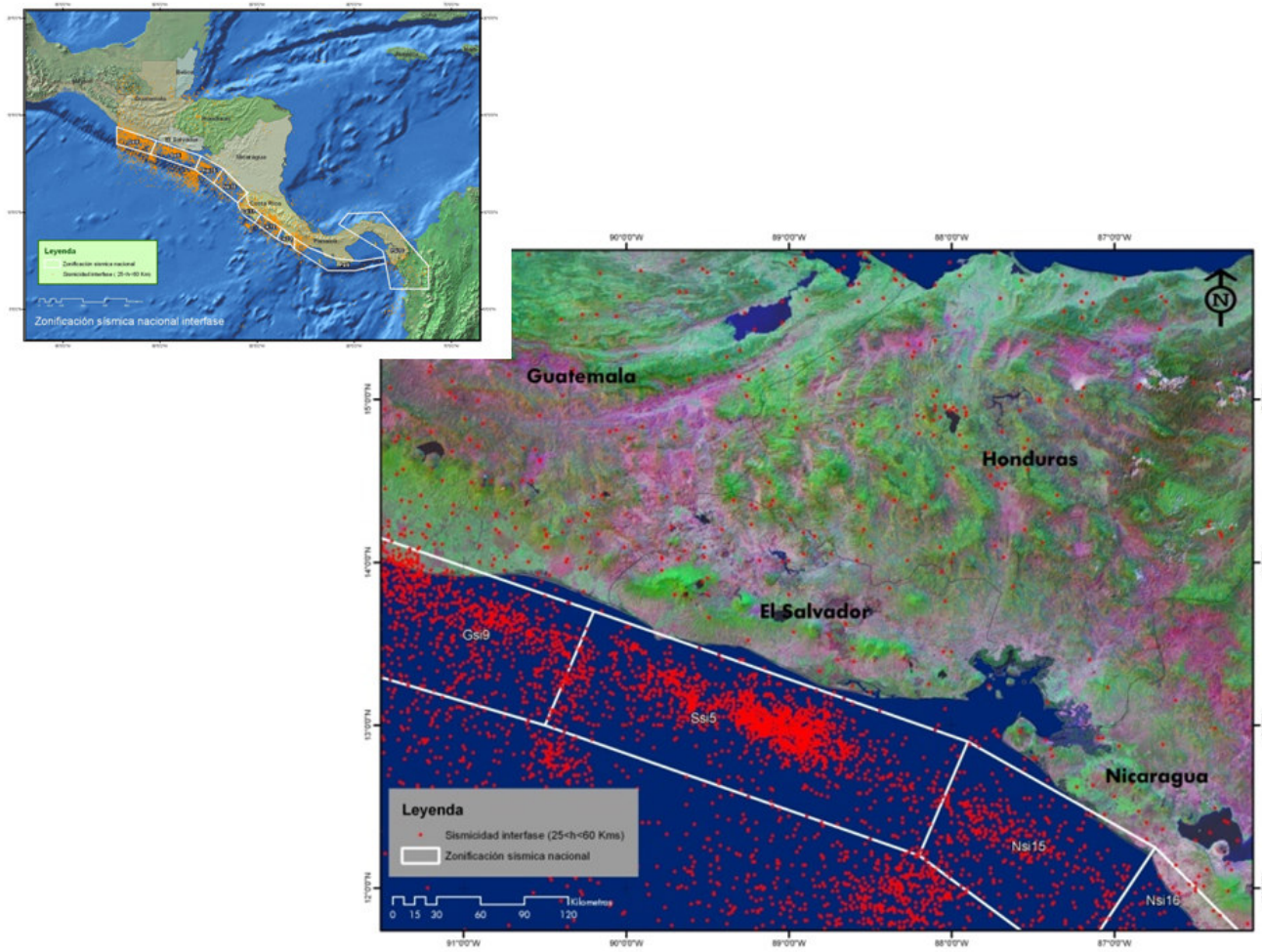
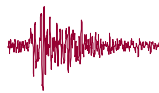


Figura 4.8 Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas de subducción interfase superpuestas a la sismicidad intermedia, con epicentros de sismos para profundidad $25 < h < 60$ km.



RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

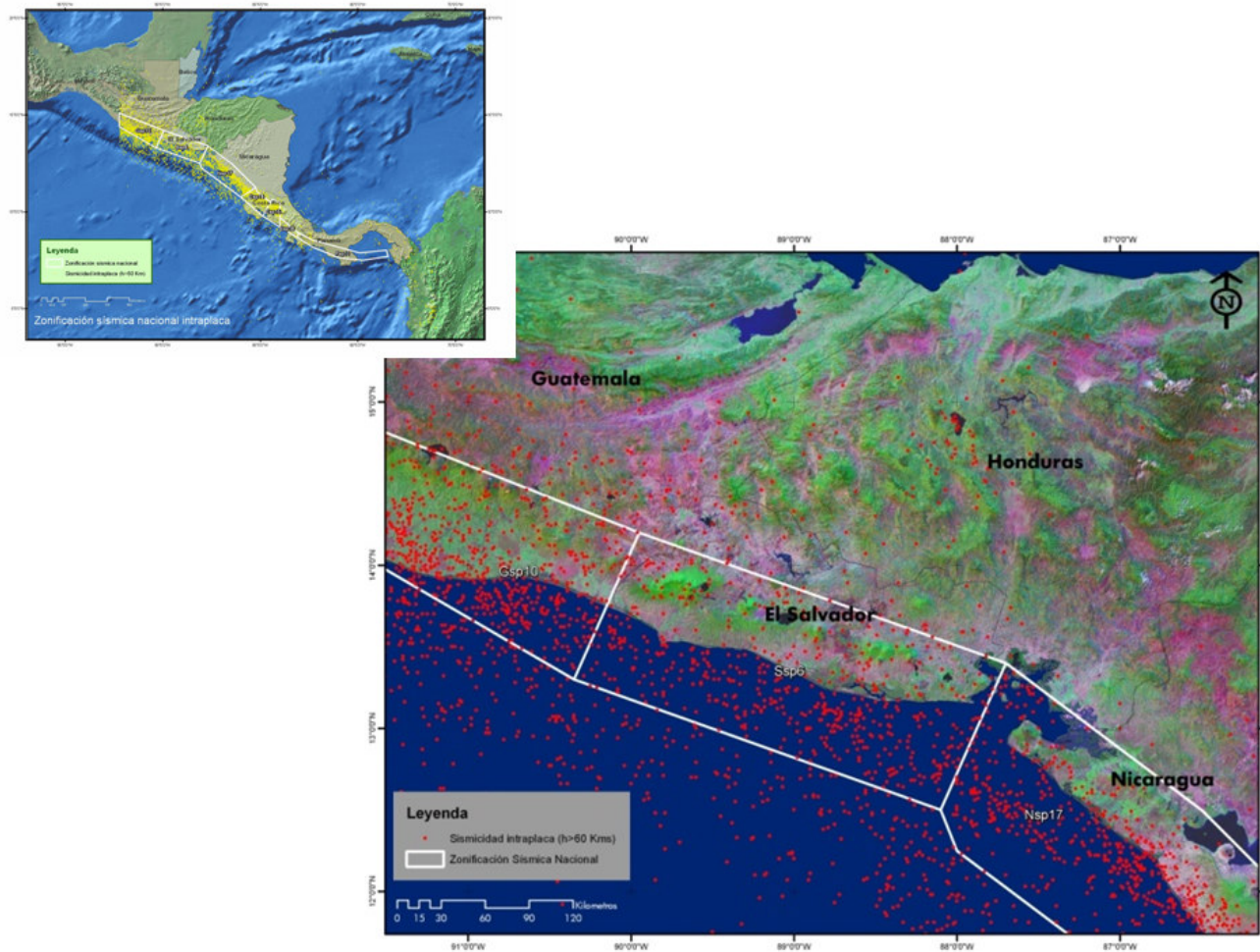
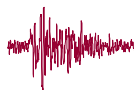


Figura 4.9 Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la sismicidad profunda, con epicentros de sismos para profundidad $h > 60$ km.



4.2.3 ATENUACIÓN.

En Centroamérica se han desarrollado cuatro ecuaciones espectrales de atenuación del movimiento sísmico (Climent et al., 1994; Bommer et al., 1996; Schmidt et al., 1997 y Cepeda et al., 2004) y una para PGA (Taylor et al., 1992) con datos instrumentales registrados en la región. Para solventar algunas deficiencias de estas ecuaciones (clasificación de los sitios de cada estación, adecuada distribución de la información en magnitud y distancia para las diferentes fuentes, etc.) se decidió incorporar en el presente análisis algunas ecuaciones de uso generalizado o que hayan sido desarrolladas recientemente en regiones de choques de placas, con condiciones sismo-tectónicas similares a las de la zona de estudio, caracterizada por ser una zona altamente activa, con la ocurrencia periódica de terremotos destructivos. Para ello se seleccionaron 8 modelos de atenuación, que serán comparados con los registros de un banco de datos acelerográfico recopilado para este estudio, a fin de determinar qué modelos se ajustan mejor a los datos regionales. Se seleccionarán así los modelos finales de atenuación para las diferentes fuentes sísmicas que serán después incluidos en el cálculo de la amenaza.

La selección de modelos que reflejen de forma realista la atenuación de Centroamérica, acorde con las observaciones, tiene una notable importancia en la evaluación de amenaza, ya que, como es sabido, la atenuación suele ser el factor que más impacto presenta en los análisis de sensibilidad en los resultados (por encima de la zonificación adoptada o de los parámetros de las zonas).

En dicho proceso de selección hay que considerar la variabilidad de la atenuación con la tectónica, siendo muy diferente la atenuación esperada en zonas corticales en comparación con la que se presenta en zonas de subducción, y dentro de éstas, también se encuentran diferencias notables entre zonas interplaca e intraplaca. Por ello se han diferenciado los tres tipos de zonas, corticales, interplaca e intraplaca, y se han seleccionado modelos de atenuación para los correspondientes regímenes tectónicos, que se han contrastado después clasificando los datos existentes con el mismo criterio.

4.2.3.1 METODOLOGÍA

La metodología de análisis se basó en la comparación directa de los valores de la aceleración pico horizontal (PGA) y amplitud espectral (SA para ciertos periodos estructurales), extraídos del acelerograma registrado, con los valores estimados por los diferentes modelos seleccionados, para condiciones de magnitud, distancia y suelo similares a las de los datos.



La comparación de los valores observados con los estimados se llevó a cabo en una hoja electrónica Excel y se realizaron los siguientes análisis:

- a) Representación de todos los modelos de atenuación junto con los valores PGA observados, para una magnitud y distancia definida.
- b) Graficación de todos los modelos de atenuación junto con los valores espectrales observados, para una magnitud y distancia definida.
- c) Cálculo de los residuos obtenidos entre los valores observados y los valores estimados, tanto correspondientes a los valores de PGA como a las ordenadas espectrales de 0.3 y 1.0 segundos. Estos residuos se graficaron en función de la distancia y la magnitud, analizando su desviación respecto al valor medio. Teóricamente, si un modelo ajusta bien a los datos, los residuos deben presentar media cero y varianza constante. Este ha sido el principal criterio seguido a la hora de determinar la bondad de los ajustes, además de considerar el porcentaje de observaciones dentro de los intervalos de confianza dados por los valores medios $\mu \pm \sigma$ y $\mu \pm 2\sigma$.

Todos los modelos fueron comparados para condición de roca y separados de acuerdo al tipo de fuente para la cual fueron desarrollados, que de acuerdo a la zonificación sísmica utilizada en este estudio, se definieron como: fuentes de fallamiento cortical superficial y fuentes relacionadas con el proceso de subducción interplaca e intraplaca.

4.2.3.2 BASE DE DATOS PARA CALIBRACIÓN DE MODELOS.

La base de datos de movimiento fuerte utilizada contó con el aporte de información de la red acelerográfica del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) de El Salvador, la del Instituto Nacional de Estudios Territoriales (INETER) de Nicaragua, del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) y del Laboratorio de Ingeniería Sísmica (LIS-IINI-UCR) de la Universidad de Costa Rica. Esta documentación incluye eventos sísmicos con magnitudes entre 4.0 y 7.7 (M_w), distancias epicentrales entre 1 y 480 km, y profundidades entre 1 y 200 km, registrados en formato digital, principalmente, entre los años 2000 y 2007 (ver Anexo B). Debido a la importancia de su magnitud y a la disponibilidad de los registros, se incluyó la información acelerográfica de algunos eventos de años anteriores con registro analógico, como los de El Salvador del año 82, 83, 87, 86, 88 y 89 y del 90 y 91 en Costa Rica. En la Figura 4.10 se muestra de forma gráfica la distribución de la información acelerográfica disponible de la base de datos con la magnitud y la distancia.

La base de datos total recopilada consta de 681 valores observados de PGA (roca y suelo), relacionados con la ocurrencia de 101 eventos sísmicos, y de 268 valores espectrales, SA, observados para periodos de 0.3 y 1.0 segundos, relacionados con 64 sismos (Tabla 4.2). Del conjunto total, 313 observaciones de PGA (41 % del total) y 149 (55 % del total) de SA fueron



registradas en roca o suelo firme, condición del suelo para la cual se realizó el análisis de comparación de los modelos de atenuación y para la cual se estima la amenaza en este trabajo.

La información acelerográfica incluida en esta base de datos fue tabulada en una hoja electrónica Excel, que incluye información sísmológica de cada evento sísmico y del conjunto de las estaciones acelerográficas, así como los valores de PGA registrados en cada estación, junto con los valores espectrales de aceleración SA para los periodos de 0.3 y 1.0 segundos. Para la obtención de estos valores, los acelerogramas fueron corregidos y procesados en cada país, utilizando el programa SMA de Kinematics y filtrados entre 0.12 y 45 Hz.

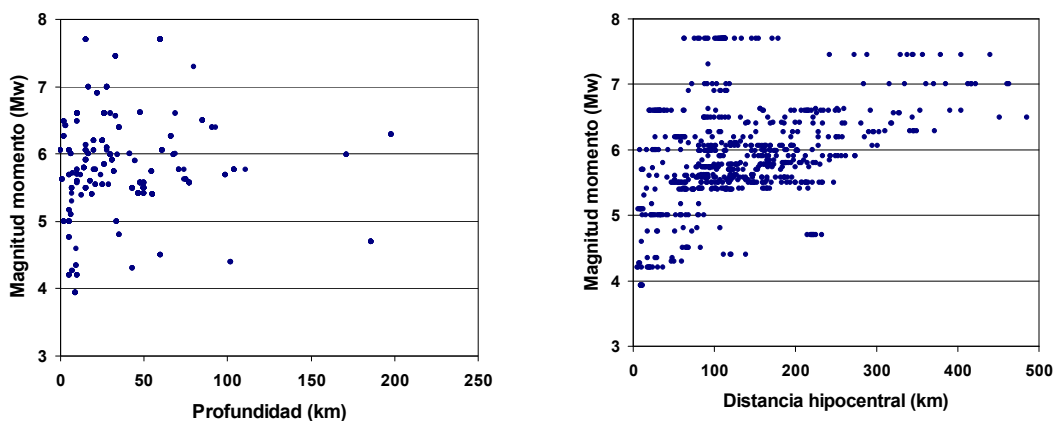


Figura 4.10 Distribución de la magnitud con respecto a la profundidad (izquierda) y la distancia (derecha) de la base de datos utilizada en el análisis.

En la Tabla 4.2 se presenta un resumen estadístico de la información disponible por país, así como por fuente, y en el Anexo B, un listado con la principal información sísmológica de los eventos sísmicos utilizados.

Como las zonas sísmicas fueron clasificadas en tres grupos, para cada uno de ellos se preparó una subbase de datos, considerando a su vez el tipo de suelo. Los datos de cada grupo sirvieron para la comparación con los correspondientes modelos, cuya selección se describe en el siguiente apartado. Los sitios de registro de cada estación fueron clasificados de acuerdo a la información geológica y geotécnica disponible (en cada país) y siguiendo la clasificación del NERHP (se consideró como condición de roca para todos aquellos que fueron clasificados como B y C).



Tabla 4.2 Número de eventos sísmicos y registros aportados por país (incluye registros para condición de roca y suelo). SA corresponde a $T= 0.3$ y 1 s.

	Costa Rica			Nicaragua			El Salvador		
	No. sismos	No. Registros		No. sismos	No. registros		No. Sismos	No. Registros	
		PGA	Sa		PGA	Sa		PGA	Sa
Interface	8	54	30	11	45	7	8	75	0
Intraplaca	7	60	18	12	56	8	14	149	12
Superficial	13	107	107	12	61	60	16	74	26

4.2.3.3 MODELOS DE ATENUACIÓN INCLUIDOS EN EL ANÁLISIS

Todos los modelos incluidos en este análisis son espectrales, de tal forma que su introducción en los cálculos de amenaza permita expresar los resultados como mapas de PGA o de ordenadas espectrales SA (T) para diferentes periodos de retorno, así como a través de curvas de amenaza de cada uno de los parámetros (PGA o SA (T)) o de espectros de amenaza uniforme (UHS).

En el proceso de selección de atenuaciones se consideraron inicialmente varias ecuaciones para cada tipo de fuente, de modo que se garantizara la selección de, al menos una, para cada régimen tectónico. En la Tabla 4.3 se presentan las características principales de cada uno de los modelos empíricos de atenuación que fueron analizados en este estudio. Y aunque en su gran mayoría todos ellos fueron desarrollados para diferentes condiciones de sitio, en este estudio se utilizaron solamente para condición de roca.

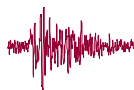


Tabla 4.3 Modelos de atenuación utilizados en el análisis y resumen de sus características: parámetro del movimiento, fuente de los datos y rango de aplicabilidad en magnitud y distancia.

Ecuación	Base de datos	Componente utilizada para (PGA, Sa)	Tipo fuentes	Dist. (km)	M _w
Youngs et al., 1997 (YOUN97)	Mundial	Media geométrica	Interplaca Intraplaca	10 - 500	5.0 - 8.2
Atkinson y Boore, 2003 (AYB03)	Mundial	Las dos horizontales (Aleatoria)	Interplaca Intraplaca	10 - 400	5.0 - 8.3
García et al., 2005 (GAR05)	México	Media cuadrática	Intraplaca	4 - 400	5.2 - 7.4
Cepeda et al., 2004 (CEP04)	El Salvador (ajuste con sismos de El Salvador)	Aleatoria Media geométrica	Intraplaca Corteza Superficial	10 - 400 0 - 100	5.0 - 8.3 5.1 - 7.2
Climent et al., 1994 (CLI94)	América Central y México	Mayor de las horizontales	Interplaca Corteza superficial	5 - 400	4.0 - 8.0
Zhao et al., 2006 (Zh06)	Japón	Media geométrica	Interplaca Intraplaca Corteza superficial	10 - 300	5.0 - 8.2
Spudich et al., 1999 (SEA99)	Mundial	Media geométrica	Corteza superficial	0 - 100	5.1 - 7.2
Schmidt et al., 1997 (SCH97)	Costa Rica	Mayor de las horizontales	Corteza superficial	6 - 200	3.7 - 7.6

4.2.3.4 ANÁLISIS Y SELECCIÓN DE LOS MODELOS

Como se indicó anteriormente, la selección de los modelos de atenuación para el cálculo final de la amenaza, se basó inicialmente en la comparación de diferentes gráficas en las cuales se representan los datos observados del movimiento fuerte con los estimados por los modelos



propuestos. Un problema que se presenta en este tipo de comparación es la variabilidad en magnitudes de nuestras observaciones, que hace que si se quieren comparar con las predicciones de un determinado modelo, éste deba representarse para muy distintos intervalos de magnitud, cubriendo todo el rango de las observaciones. La comparación visual directa entre valores de PGA o espectrales - predichos y observados - se complica y por ello hemos optado por completar el proceso con un análisis de los residuos, estimando éstos como la diferencia entre los valores observados y los predichos con cada modelo, en términos de logaritmo natural. Es decir:

$$\text{Resíduo} = \ln y - \ln Y^*$$

Siendo y el valor observado instrumentalmente de PGA o SA (T) e Y^* el valor predicho por el modelo para similares condiciones de magnitud, distancia y suelo.

Las gráficas de comparación de residuos por tipo de fuente y ecuación se presentan en el Anexo C. A modo de ejemplo, la Figura 4.11 muestra las distribuciones de residuos con la distancia, encontradas para distintos modelos correspondientes a zonas de subducción interplaca. Las líneas continuas representan la desviación de cada modelo ($\mu \pm 1\sigma$). La interpretación de estas gráficas permite establecer ciertas conclusiones sobre la bondad de ajuste de las observaciones al modelo. Por ejemplo, los modelos de CLI94 y AYB03 presentan una dispersión de los residuos muy grande comparada con la propia de los modelos, quedando un alto porcentaje de ellos más allá del intervalo dado por $\mu \pm 1\sigma$. (52 %). Por esta razón se descartan estos modelos del análisis de amenaza. Para esta fuente vemos como ZH06 y YON97 se ajustan mejor a las observaciones instrumentales, con variaciones más uniformes dentro de los límites de $\pm 1\sigma$, teniendo la primera un 65 % de los residuos dentro de esos límites y la segunda un 74 % (Tabla 4.4). Al comparar los residuos para la componente espectral de 1.0 s (gráficas del Anexo C), se nota un comportamiento muy similar al presentado por los residuos de la PGA. Por ello, a la hora de seleccionar un modelo de atenuación para esta fuente se recomienda hacerlo entre ZHO06 y YOU97.

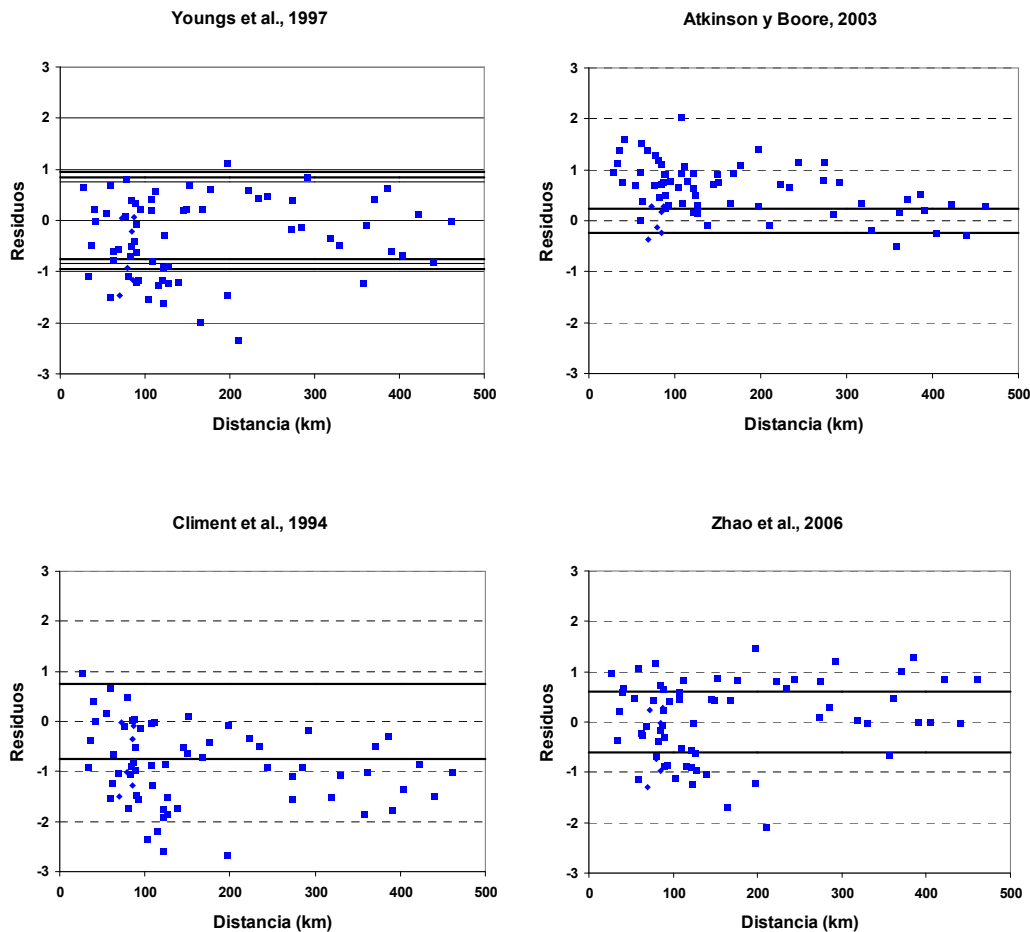
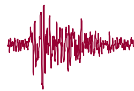


Figura 4.11 Distribución de residuos con la distancia correspondientes a los datos de PGA de Centroamérica respecto a las predicciones con diferentes modelos de movimiento fuerte para zonas de subducción interplaca. Los puntos representan los residuos (\ln PGA observada – \ln PGA predicha) y las líneas continuas representan la desviación estándar de cada modelo ($\pm 1\sigma$). En el caso del modelo AYB03 se utiliza \log_{10} .



Tabla 4.4 Distribución del número de residuos (%) correspondientes a los datos de Centroamérica (respecto a los valores predichos por los modelos) que se encuentran dentro del intervalo $\mu \pm 1\sigma$ propio de cada modelo.

	PGA			PSA		
	Superficial	Interface	Intraplaca	Superficial	Interfase	Intraplaca
	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ
CEP04	45		48	37		37
SEA99	36			49		
SCH97	60			59		
ZH06	50	65	57	51	70	47
CLI94	46	48		55	46	
YOUN97		74	64		57	39
AYB03		25	29		22	68
GAR05			50			52

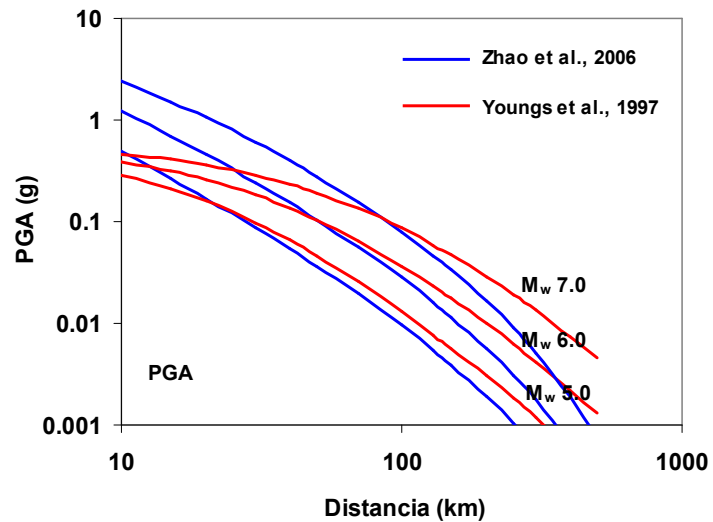
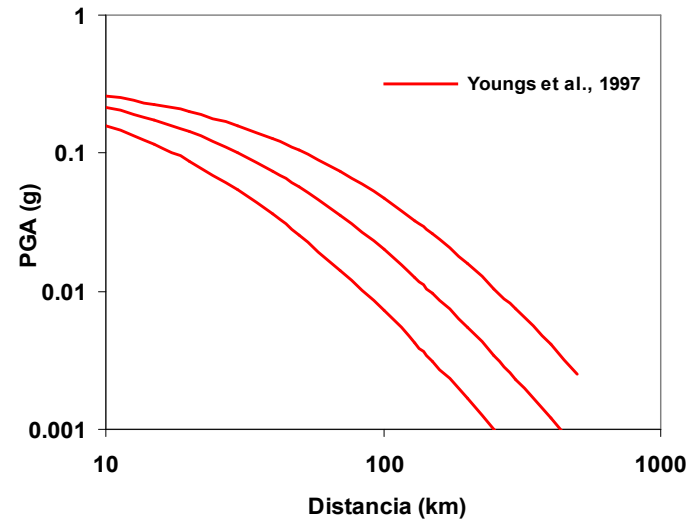
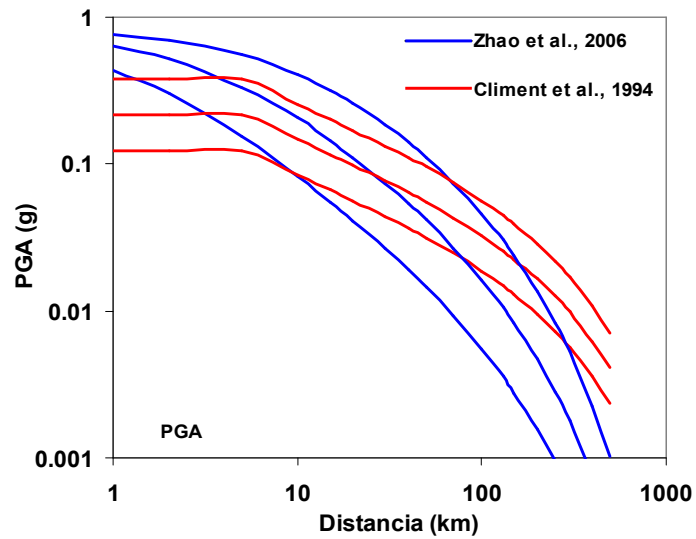
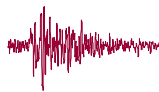
Para las fuentes superficiales e interplaca, se siguió un procedimiento similar al anterior, encontrándose que, para la primera, los modelos de ZH06, CLI94, SCH07 y SEA99, para PGA, presentan un sesgo negativo después de los límites de $-\sigma$, por lo que su uso supone una sobrestimación de la amenaza a distancias menores a los 200 km. También se observó que SCH07, ZHAO06 y CLI94 presentan los porcentajes mayores de número de residuos ubicándose dentro de los límites de $\pm 1\sigma$ (Tabla 4.4). La ecuación CEP04 presenta una distribución de residuos más uniforme para la PGA con respecto a la media cero, con un 45 % de los residuos dentro de los límites de $\pm 1\sigma$, y que presenta un sesgo mayor positivo, por lo que su uso conlleva a subestimar la amenaza. El uso de CEP04 presenta la limitante de que fue desarrollado solamente para ordenadas espectrales de 0.3 y 1.0 s. En el caso de los residuos de SA(1.0 s), los modelos SCH97, CLI9, ZH06 SEA99 son los que presentan el mayor número de residuos dentro de los límites de $\pm 1\sigma$ y una distribución más uniforme con respecto a la media cero. Es importante también indicar que se ha observado que el modelo SCH97 aumenta la



amenaza para periodos mayores a 1000 años, por lo que su uso podría estar limitado en ese sentido. Considerando lo anterior y las limitaciones indicadas, se recomienda que para esta fuente se utilicen las ecuaciones ZH06, CLI94 y SEA99.

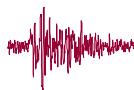
En el caso de la fuente de intraplaca (subducción profunda), los modelos de YOUN97, ZH06, GAR05 para PGA son los que presentan residuos mejor distribuidos, con porcentajes de 57, 64 y 50 de los residuos dentro de $\pm 1\sigma$. La ecuación AYB03 presenta un sesgo positivo en la mayoría de las distancias y CEP04 uno negativo. Para la componente espectral de 1.0 s, los que se ajustan mejor son los modelos de AYB03 y GA05, con un 68 % y un 47 % de los residuos dentro del rango de $\pm 1\sigma$, mientras que CEP04, ZH06 y YOUN97 presentan un sesgo negativo. Considerando lo anterior y de acuerdo al banco de datos utilizado, se recomienda que en esta fuente sísmica se utilicen los modelos de ZH06, YOUN97 y GAR05.

Teniendo en cuenta todos los modelos recomendados y después de realizar un análisis de sensibilidad de los resultados de amenaza para diferentes combinaciones de ellos, se ha decidido utilizar en el cálculo final los modelos de CLI94 y ZH06 para la fuentes de fallamiento superficial, SEA99 para las fuentes de interplaca y ZH06 y YOUN97 para las de intraplaca. Las distribuciones de éstos se presentan en la Figura 4.12 en función de la distancia y la magnitud. En el caso de las fuentes superficiales de la corteza y las de intraplaca, para las que se recomienda el uso de dos ecuaciones, vemos cómo los modelos, a partir de cierta distancia y de la magnitud, cambian su comportamiento de mayor valor a menor valor predicho y viceversa. La combinación de las mismas en un árbol lógico compensará en alguna medida ese comportamiento particular que tendría el uso de un solo modelo.



para

Figura 4.12 Curvas de predicción de PGA para los modelos de atenuación seleccionados y las fuentes sísmicas de fallamiento superficial (a), interplaca (b) e intraplaca (c).



4.3 CÁLCULO DE AMENAZA

4.3.1 GENERALIDADES.

Una vez concluidos los trabajos para definir los inputs de cálculo, se procede a evaluar la amenaza sísmica. Siguiendo la línea metodológica PSHA, se configura un árbol lógico con un único nodo para evaluar la incertidumbre epistémica asociada a los modelos de atenuación, si bien se contempla además la incertidumbre paramétrica asociada a los parámetros sísmicos de las zonas (valores de β y M_{max}).

Los cálculos se efectúan con el programa CRISIS2007 (Ordaz et al., 2007), realizándose una primera ejecución en una malla cubriendo la región con puntos espaciados cada medio grado en longitud y latitud y partiendo del modelo de zonas a nivel regional (Figura 4.4, Figura 4.5 y Figura 4.6). Se efectúa así un análisis preliminar de sensibilidad de los diferentes modelos de atenuación en los resultados, así como de los valores de σ asociados a las distribuciones de M_{max} y β . Tras este análisis se fijan las combinaciones a incluir en el árbol lógico para el cálculo final, que se plantea con mayor resolución, en una malla equiespaciada cada 0.1° en latitud y longitud y partiendo de la zonificación sismogénica con detalle nacional (Figura 4.7, Figura 4.8 y Figura 4.9)

En todos los casos se estima la amenaza en términos de PGA y ordenadas espectrales SA (T) para periodos T de 0.1, 0.2, 0.5, 1 y 2 s y se representan los mapas de periodos de retorno 500, 1000 y 2500 años para PGA, SA (0.2 s) y SA (1s). Además, en las ciudades de Ahuachapán, Santa Ana, San Salvador, San Miguel, Chalatenango y San Francisco se obtienen las curvas de amenaza para estos parámetros, así como los espectros de amenaza uniforme para los tres periodos de retorno mencionados. Finalmente, se efectúa la desagregación en la ciudad de San Salvador para los movimientos objeto que resultan de las estimaciones de amenaza para los mismos periodos de retorno, caracterizados por los valores de PGA, SA (0.2 s) y SA (1s).

A continuación describimos cada una de las fases de cálculo.

4.3.2 CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS SÍSMICOS DE LAS ZONAS.

Se ha realizado el cálculo de los parámetros de sismicidad para las zonas correspondientes a las dos zonificaciones adoptadas. Para ello, en primer lugar se ha depurado el catálogo sísmico de réplicas y premonitores, a fin de considerar en cada zona únicamente los sismos principales, de modo que se pueda verificar la hipótesis de ajuste de la sismicidad a un modelo de Poisson, acorde con el método probabilista zonificado. La depuración se ha realizado con el programa



Cluster de SEISAN, programa que fue modificado y adaptado a las necesidades de la presente investigación.

Seguidamente se ha explotado el catálogo para el modelo de zonas regional, extrayendo los sismos englobados en cada zona, teniendo en cuenta la profundidad asociada:

- Zonas corticales- sismicidad superficial, con $h < 25$ km.
- Zonas de subducción interfase - sismicidad intermedia, con $25 < h < 60$ km.
- Zonas de subducción intraplaca-sismicidad profunda, con $h > 60$ km.

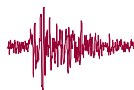
Para establecer la ley de recurrencia de cada zona se ha adoptado el modelo de Gutenberg-Richter, por lo que se han realizado ajustes de la sismicidad a la expresión: $\text{Log } N = a + bM$.

En todos los casos se ha tomado una magnitud mínima de truncamiento $M_0 = 4.5$. Para fijar la magnitud máxima M_{max} de cada zona, se ha considerado una distribución Gaussiana con una cierta desviación estándar (tal como requiere el cálculo con CRISIS07), definida por los parámetros:

- M_1 magnitud máxima observada en la zona, que corresponde al umbral inferior de la distribución de M_{max} .
- M_2 magnitud máxima acorde con la tectónica de la zona, que corresponde al umbral superior de la distribución de M_{max} .
- $E(m)$ magnitud máxima esperada, que corresponde a la M_{max} que se considera más probable.
- σ desviación estándar de la distribución de M_{max} .

En la zonificación regional, los valores de M_1 , M_2 , $E(m)$ y σ se han fijado para cada tipo de zona. Las Tabla 4.5, Tabla 4.6 y Tabla 4.7 recogen los valores adoptados, junto con los parámetros a y b de la ley Gutenberg-Richter resultante del ajuste de la sismicidad, para las zonas corticales, de subducción interfase y de subducción intraplaca, respectivamente. Las Figura 4.13, Figura 4.14 y Figura 4.15 representan los correspondientes modelos de recurrencia.

Seguidamente se han calculado los parámetros sísmicos de las zonas definidas a nivel nacional, siguiendo las mismas pautas que con la zonificación regional, a excepción de la definición de las distribuciones de M_{max} . En este caso se ha analizado particularmente la sismicidad y tectónica de cada zona y se han determinando valores específicos de M_1 , M_2 , $E(m)$ y σ . Las Tabla 4.8, Tabla 4.9 y Tabla 4.10 recogen los parámetros característicos de las zonas a nivel nacional, para zonas corticales, interfase e intraplaca respectivamente, y las Figura 4.16 y Figura 4.17 representan las correspondientes leyes de Gutenberg-Richter.



A pesar de que el presente informe es a nivel de El Salvador, se ha decidido presentar información referente a zonificación y sus respectivos parámetros sísmicos de los países de Guatemala , Honduras y Nicaragua, debido a que algunas zonas sísmicas de estos países tienen influencia en la amenaza sísmica correspondiente a El Salvador.

Tabla 4.5 Parámetros sísmicos de las zonas corticales. Zonificación regional, siglas (CAc).

Nota: N(mo) número anual de sismos de $M_w \geq 4.5$; M1 es M_w máxima observada, M2 es M_w máxima geológica, E(M) es M_w máxima probable.

Código	Nombre de la zona	Prof. (km)	Mag. máx.			Indices sísmicos		
			E(M)	M1	M2	a	b	N(mo)
CAc 1	Petén – Belice	15	7.0	6.7	7.4	3.368	-0.776	0.749
CAc 2	Polochic-Motagua	15	7.6	7.5	7.9	4.300	-0.855	2.829
CAc 3	Bloque de Honduras	15	6.8	6.8	7.3	4.930	-1.025	2.066
CAc 4	Arco Volc. Norte	15	6.7	7.0	7.1	5.044	-0.962	5.188
CAc 5	Arco Volc. Sur	15	7.0	7.0	7.0	5.548	-1.077	5.012
CAc 6	Ante Arco Am. Central	15	7.6	7.6	7.7	7.113	-1.186	59.411
CAc 7	Zona Frac. Panamá	15	7.4	7.5	7.7	6.092	-1.067	19.608
CAc 8	Bloque de Panamá	15	7.4	7.1	7.7	4.876	-0.925	5.166
CAc 9	Plataforma Caribe Nic.	15	6.5	6.2	7.3	4.956	-1.061	1.513
CAc 10	Cint. Def. N.Panamá	15	7.9	7.7	8.1	4.299	-0.863	2.598
CAc 11	Zona Atrato-Murindo	15	7.3	7.0	7.8	4.891	-0.988	2.791

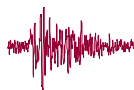


Tabla 4.6 Parámetros sísmicos de las zonas subducción interplaca o interface. Zonificación regional, siglas (CA_{Si})

Código	Nombre de la zona	Prof. (km)	Buzamiento	Máx. mag.			Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	a	b	N(m ₀)
CA _{Si} 1	Subd. Interplaca del NW	34 – 60	30° NE	7.9	7.9	8.1	5.274	-0.939	11.170
CA _{Si} 2	Subd. Interplaca del SE	34 – 60	30° NE	7.4	7.8	8.0	3.569	-0.743	1.688
CA _{Si} 3	Subd Interplaca. Bloq Pan.	34 – 60	0 °	7.3	7.0	7.6	3.651	-0.797	1.161

Tabla 4.7 Parámetros sísmicos de las zonas subducción intraplaca de Centro América. Zonificación regional, siglas (CA_{Sp})

Código	Nombre de la zona	Prof. (km)	Buzamiento	Máx. mag.			Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	a	b	N(m ₀)
CA _{Sp} 1	Subduc-Intraplaca-C.Am	61- 250	65°NE	7.7	7.4	8.0	6.024	-1.046	20.799
CA _{Sp} 2	Subduc-Intrap-Pan-Ctral	61- 250	0°	7.1	6.6	7.5	1.804	-0.593	0.136



Tabla 4.8 Parámetros sísmicos de las zonas corticales. Zonificación nacional (código con letra inicial del país).

Código	Nombre de la zona	Prof. (Km)	Máx. mag.			Índices sísmicos		
			E(M)	M1	M2	a	-b	N(m ₀)
G1	Guat. Pacífico Ctral.	20	7.5	7.2	7.7	4.71	0.92	3.51
G2-S2	Guat. El Salv. Antearco Ctrl.	20	6.3	6.0	6.5	4.83	1.03	1.60
G4	Guat. Arc. Volc. Este	10	7.0	6.8	7.3	3.03	0.72	0.65
G5-S5-H1	Guat-El Salv-Hond. Depresión Ctrl.	10	6.8	6.5	7.0	3.95	0.88	0.97
G6	Guat. Polich-Motagua Oeste	10	7.8	7.5	8.0	3.81	0.82	1.32
H2	Hond. Altiplano Central	10	6.3	6.0	6.5	5.32	1.21	0.73
H3-N11	Hond-Nic. Zona Guayape	10	6.3	6.0	6.5	4.44	1.09	0.36
S1	El Salv. Pacífico Central	20	7.5	7.2	7.7	8.03	1.56	9.77
S3	El Salv. Arco Volcánico Ctrl.	10	7.0	6.8	7.3	4.00	0.87	1.18
S4-N5	El Salv. Nic. Arco Volcánico (G. Fonseca)	10	6.6	6.4	6.9	4.09	0.97	0.52
N1	Nic. Pacífico Oeste	10	8.0	7.6	8.3	6.47	1.18	13.73
N3	Nic. Antearco Oeste	20	6.8	6.5	7.0	4.09	0.88	1.35
N4	Nic. Antearco Este	20	6.8	6.5	7.0	4.06	1.02	1.05
N6-N7	Nic. Arco Volc. O-Ctral.	10	6.5	6.2	6.7	4.50	0.95	1.68
N9-N10	Nic. Depres. Tras Arco	10	6.8	6.7	7.0	1.61	0.50	0.24



Tabla 4.9 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción interplaca. Zonificación nacional, siglas (si.)

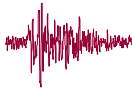
Código	Nombre de la zona	Prof. (km)	Buzamiento	Máx. mag			Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	a	b	N(m ₀)
Gsi 9	Guat. Interplaca	26 -70	30°N	7.9	7.7	8.2	4.07	0.83	2.14
Ssi 5	El Salv. Interplaca	26 -70	30°NNE	7.9	7.7	8.2	5.11	1.00	3.93
Nsi 15	Nic. Interplaca Noroeste	26 -70	45°NE	7.9	7.7	8.2	6.61	1.33	4.32

Tabla 4.10 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción intraplaca. Zonificación nacional siglas (sp)

Código	Nombre zona	Prof. (Km)	Buzamiento	Máx. mag			Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	a	b	N(m ₀)
Gsp 10	Guat. Intraplaca	61- 250	60°N	7.9	7.7	8.2	4.84	0.92	5.00
Ssp 6	El Salv. Intraplaca	61- 200	60°N	7.9	7.7	8.2	5.11	1.00	4.49
Nsp 17	Nic. Intraplaca	61- 200	75°NE	7.3	7.0	7.5	6.53	1.20	13.76

Nota: En las columnas encabezadas con códigos, se indica el número de zona sísmica, dentro de la correspondiente zonificación. Las demás columnas responden a la siguiente leyenda:

- valor "a": ordenada en el origen de la relación Gutenberg-Richter (normalizado a un año).
- valor "b": índice de sismicidad (pendiente de la relación Gutenberg-Richter).
- N(m₀): indica el número anual de temblores de magnitud mínima M_w= 4.5, también denominado Tasa, γ .
- E (M): valor probable de la máxima magnitud esperada en la fuente.
- M₁: Magnitud máxima observada en la fuente.



- M_2 : Magnitud máxima que establece la geología de la fuente.
- Prof.: profundidad promedio en Km. de cada fuente sísmica.

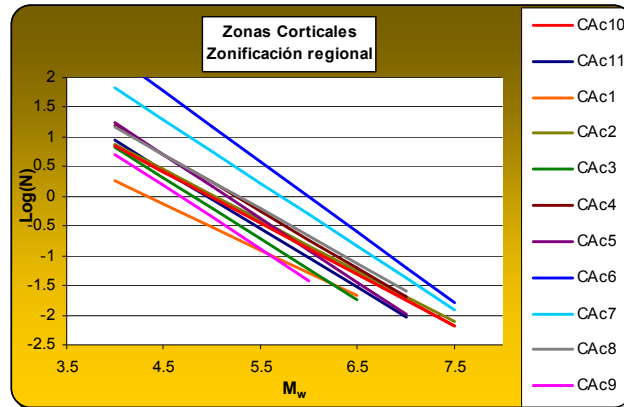


Figura 4.13 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas corticales. Zonificación Regional.

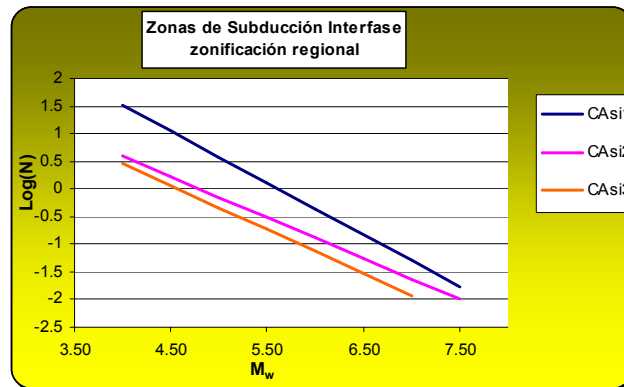


Figura 4.14 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas de subducción interfase. Zonificación Regional.

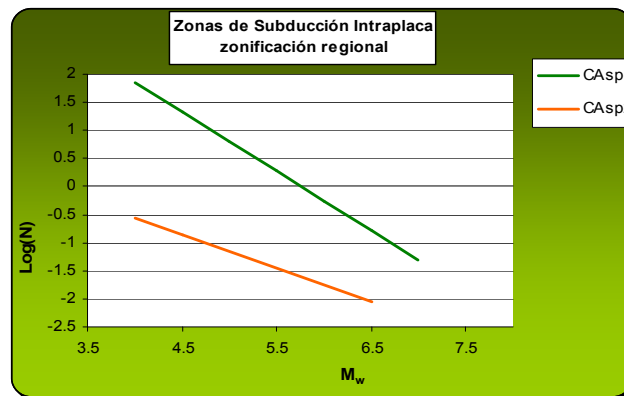


Figura 4.15 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas de subducción intraplaca. Zonificación Regional.

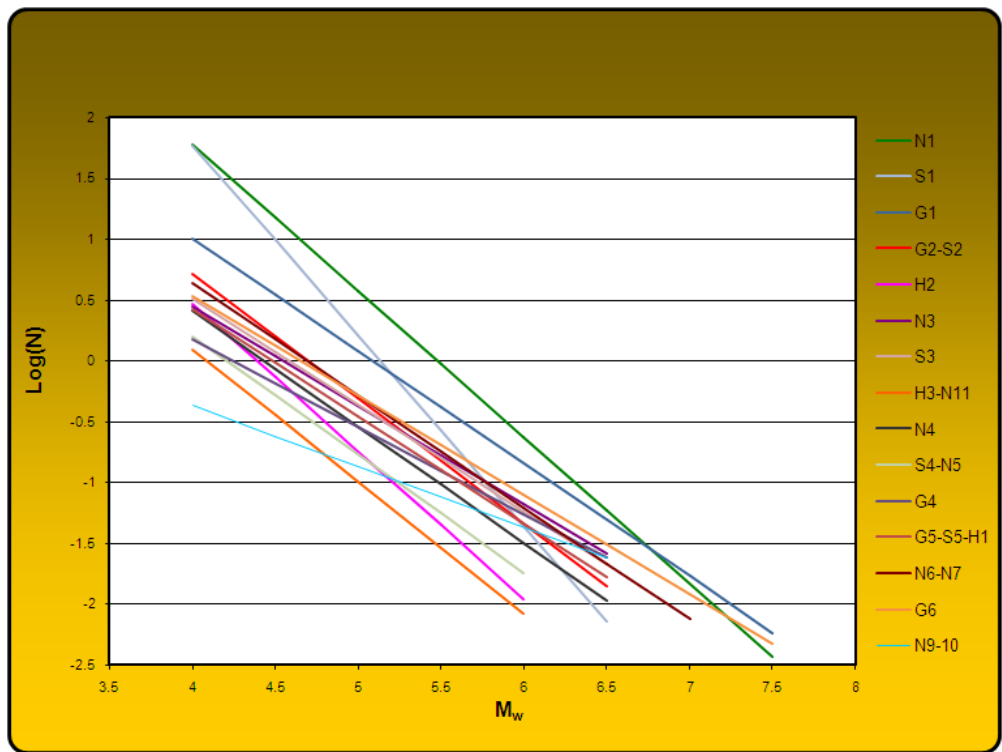
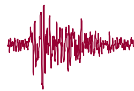


Figura 4.16 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas corticales. Zonificación Nacional.

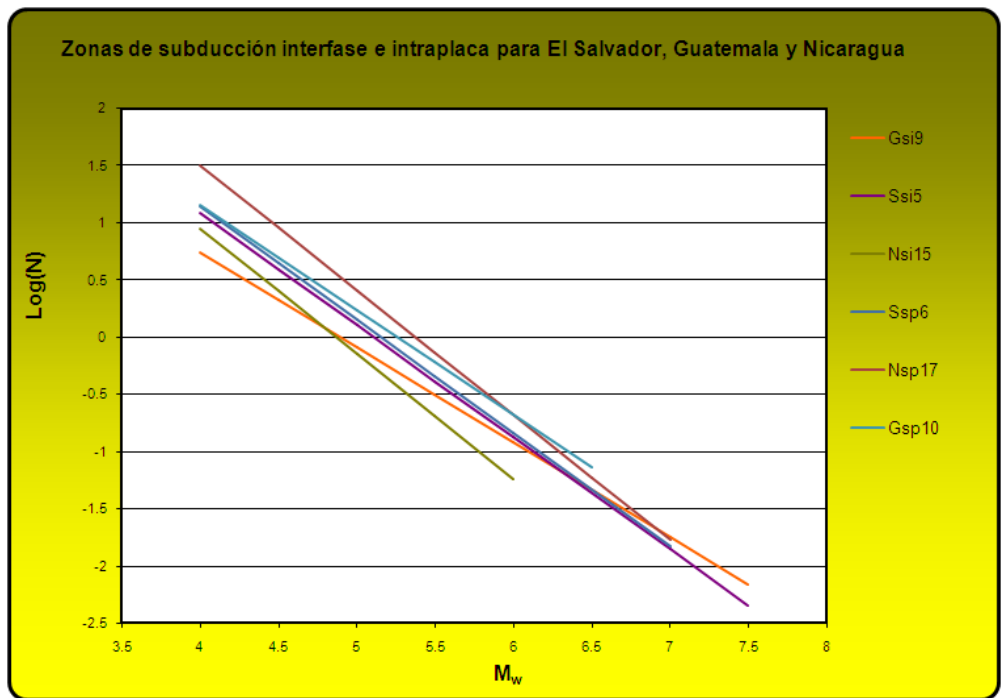
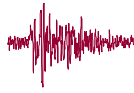


Figura 4.17 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas de subducción interfase e intraplaca. Zonificación Nacional



Dependiendo de la distribución espacial y en profundidad de las zonas, se ha encontrado un comportamiento particular de los valores de “b”. La Figura 4.18 muestra un perfil en profundidad, de las zonas agrupadas según su ubicación sismotectónica. Los valores de b encontrados para las zonas sísmicas identificadas en la zonificación nacional (Figura 4.7, Figura 4.8 y Figura 4.9), quedan distribuidos de la siguiente manera:

- En la zona prearco, donde predominan los esfuerzos tensionales por doblamiento de la placa subducente, los valores de b oscilan entre 0.88 a 1.56.
- En las zona tras arco (otras zonas en Figura 4.18) los valores de b dieron entre 0.5 a 1.21
- En el arco volcánico, donde predomina el régimen distensivo, los valores de b se caracterizaron entre el rango de 0.72 a 0.95.
- En la zonas interfase o interplaca los b hallados se encuentran entre 0.83 y 1.33
- En las zonas intraplaca de profundidad intermedia, donde predominan los regímenes de rupturas normales, los valores de b oscilaron entre 0.92 a 1.20

Estos valores obtenidos, son bastante consistentes, si se comparan con los registrados a nivel internacional, como los de Schorlemmer et al. (2005), para ese tipo de regímenes.

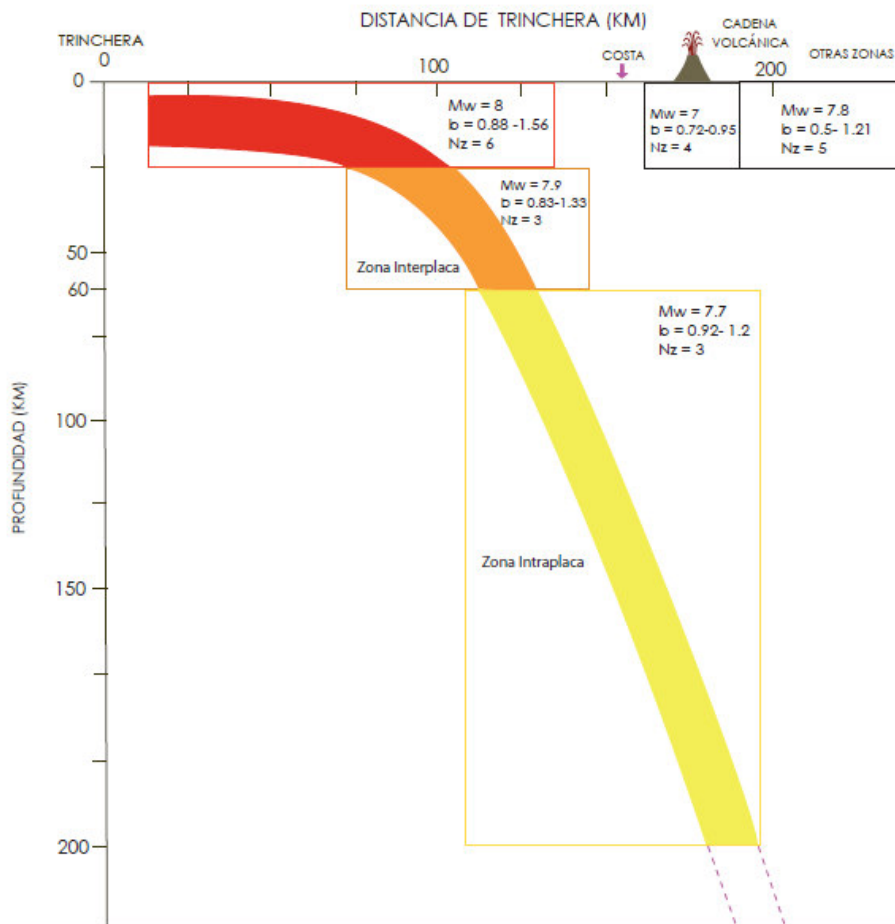
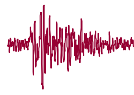


Figura 4.18 Modelo en perfil de zonas sísmicas en profundidad: M_w es la magnitud máxima esperada, N_z es el número de zonas locales asociadas a la región sismotectónica, b es el índice sísmico característico de la región sismotectónica.



4.3.3 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD PARA DEFINICIÓN DE PARÁMETROS Y PESOS DEL ÁRBOL LÓGICO.

Antes de proceder al cálculo final de la amenaza, se han realizado análisis preliminares, partiendo del modelo de zonas regionales, con diferentes modelos de atenuación entre los seleccionados previamente (aptdo 4.1.3), y variando las distribuciones de M_{max} asignadas a las zonas, así como otros parámetros de integración. Se ha examinado así la sensibilidad de las diferentes entradas de cálculo en los resultados, encontrándose, tal como era esperable, que la atenuación resulta el factor más determinante.

Por las particularidades sismotectónicas de la región de estudio se requiere emplear diferentes modelos de atenuación para las zonas corticales, interfase e intraplaca. Ello supone que en una misma ejecución deben combinarse tres modelos de atenuación diferentes, cada uno asignado a un conjunto de zonas.

Tras la discusión efectuada sobre los modelos de atenuación, que ha llevado a una selección de los más idóneos, y tras valorar los resultados del análisis de sensibilidad previo, se ha optado por construir un árbol lógico con un nodo para atenuación, con cuatro ramas que representan las siguientes combinaciones:

Rama 1 (CYY): Zonas corticales con modelo de atenuación Climent et al., 1994.
Zonas de subducción interfase con atenuación de Youngs et al., 1997.
Zonas de subducción intraplaca con atenuación de Youngs et al., 1997.

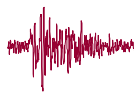
Rama 2 (CZY): Zonas corticales con modelo de atenuación de Climent et al., 1994.
Zonas de subducción interfase con atenuación de Youngs et al., 1997.
Zonas de subducción intraplaca con atenuación de Zhao et al., 2006.

Rama 3 (ZYY): Zonas corticales con modelo de atenuación de Zhao et al., 2006.
Zonas de subducción interfase con atenuación de Youngs et al., 1997.
Zonas de subducción intraplaca con atenuación de Youngs et al., 1997.

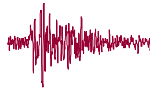
Rama 4 (ZYZ): Zonas corticales con modelo de atenuación de Zhao et al., 2006.
Zonas de subducción interfase con atenuación de Youngs et al., 1997.
Zonas de subducción intraplaca con atenuación de Zhao et al., 2006.

La ponderación en el árbol lógico debe efectuarse para cada rama, lo que supone asignar los pesos no a cada modelo, sino a cada combinación de ellos. Como no hay una preferencia clara por ninguna de las combinaciones, se opta por ponderar cada una con un peso de 0.25.

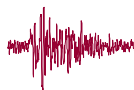
A continuación se calcula la amenaza a partir del modelo de zonas nacionales, según el árbol lógico formulado. Como parámetros de entrada de cálculo de las zonas, se introducen los



parámetros de sismicidad dados en las Tabla 4.8, Tabla 4.9 y Tabla 4.10. El cálculo se efectúa con el programa CRISIS07, en una malla de puntos cubriendo toda la región, equiespaciados 0.1º en latitud y en longitud. Además de la amenaza total, generada por todo el conjunto de fuentes, se han efectuado análisis de desagregación en las capitales. Los resultados se presentan en el siguiente capítulo



5. RESULTADOS Y CONCLUSIONES



5.1 RESULTADOS

Se presentan en este capítulo los resultados finales del cálculo de la amenaza sísmica, que corresponden a mapas de amenaza para El Salvador y resultados específicos para las ciudades de Ahuachapán, Santa Ana, San Salvador, San Miguel, Chalatenango y San Francisco (Gotera).

5.1.1 MAPAS DE AMENAZA SÍSMICA

Se han generado mapas para periodos de retorno de PR= 500, 1000 y 2500 años, para la aceleración pico (PGA) y para ordenadas espectrales SA (0.2 s) y SA (1 s). Resultan así un conjunto de 9 mapas, que se muestran en las Figura 5.1 a Figura 5.3 para los tres parámetros con PR= 500 años; Figura 5.4 a Figura 5.6 para PR= 1000 años y Figura 5.7 a Figura 5.9, para PR= 2500 años.

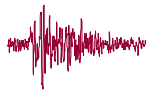
Un primer análisis de estos mapas resultantes permite enfatizar los siguientes resultados:

Para todos los periodos de retorno, las mayores aceleraciones pico PGA se predicen en la zona de la cadena volcánica, donde se suma la influencia de la actividad de fallamiento local junto con la de la zona de subducción.

Para periodo de retorno de 500 años se alcanzan valores del orden de los 500 gal., observándose los máximos valores en la parte occidental de la cadena volcánica y en la zona costera limítrofe con Guatemala. Fuera de esta región, la PGA decae hacia el interior, presentando valores inferiores. La morfología de los mapas de PGA para periodos de retorno de 1000 y 2500 años es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 850 gal., respectivamente.

Los mapas de SA (0.2s) muestran una forma bastante similar a los de PGA, con máximos más marcados en la zona occidental de El salvador hacia la frontera con Guatemala, llegando a valores del orden de 1200 gal, 1600 gal y 2000 gal para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años, respectivamente.

En los mapas de SA (1s) desaparecen las concentraciones de máximo entorno a la cadena volcánica, y la mayor amenaza se presenta en la zona costera, poniendo de manifiesto la mayor influencia de la actividad de subducción para este periodo estructural. Los valores



máximos que se alcanzan son de 300 gal para 500 años de periodo de retorno, 400 gal para 1000 años y 500 gal para 2500 años.

RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

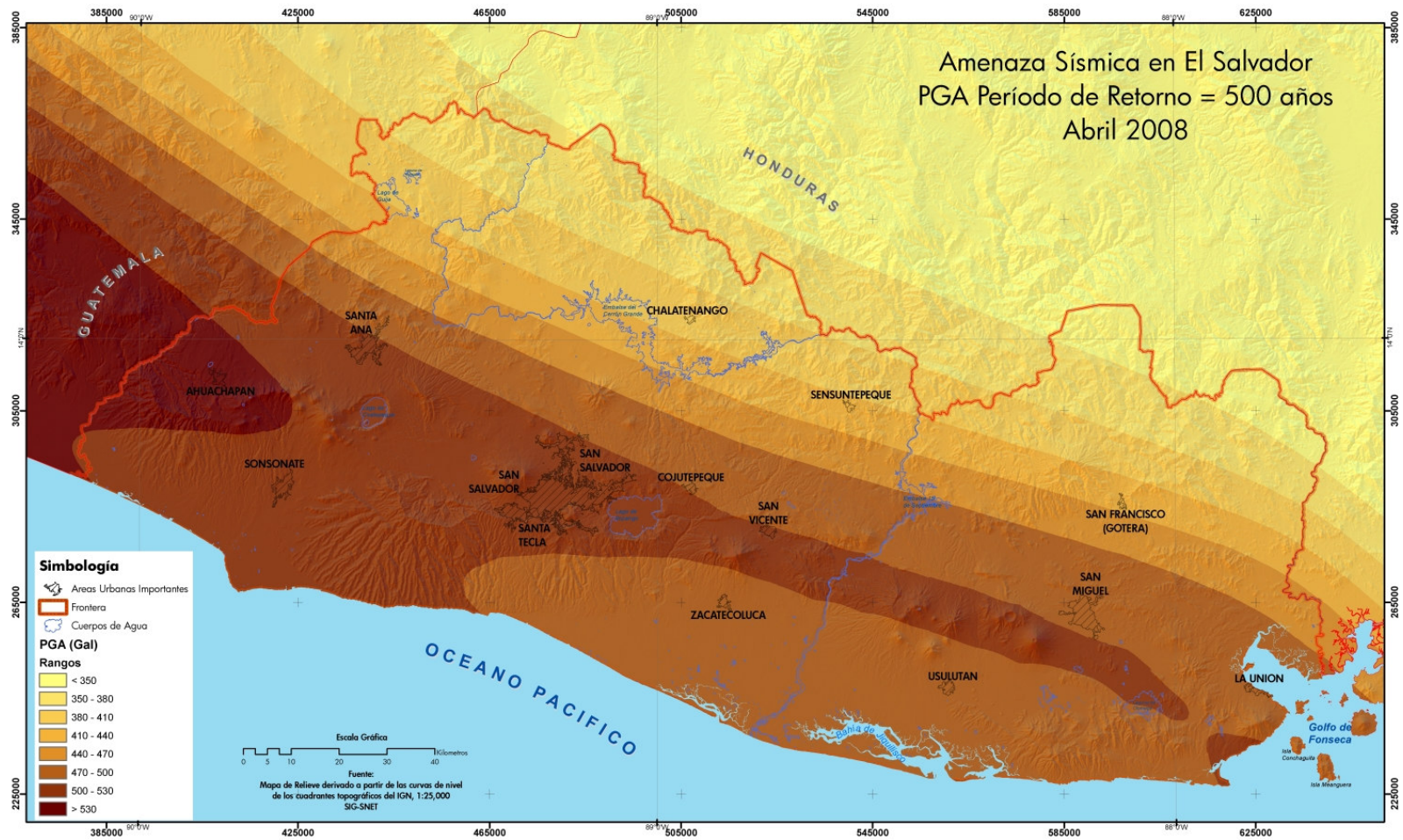


Figura 5.1 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para PR=500 años.

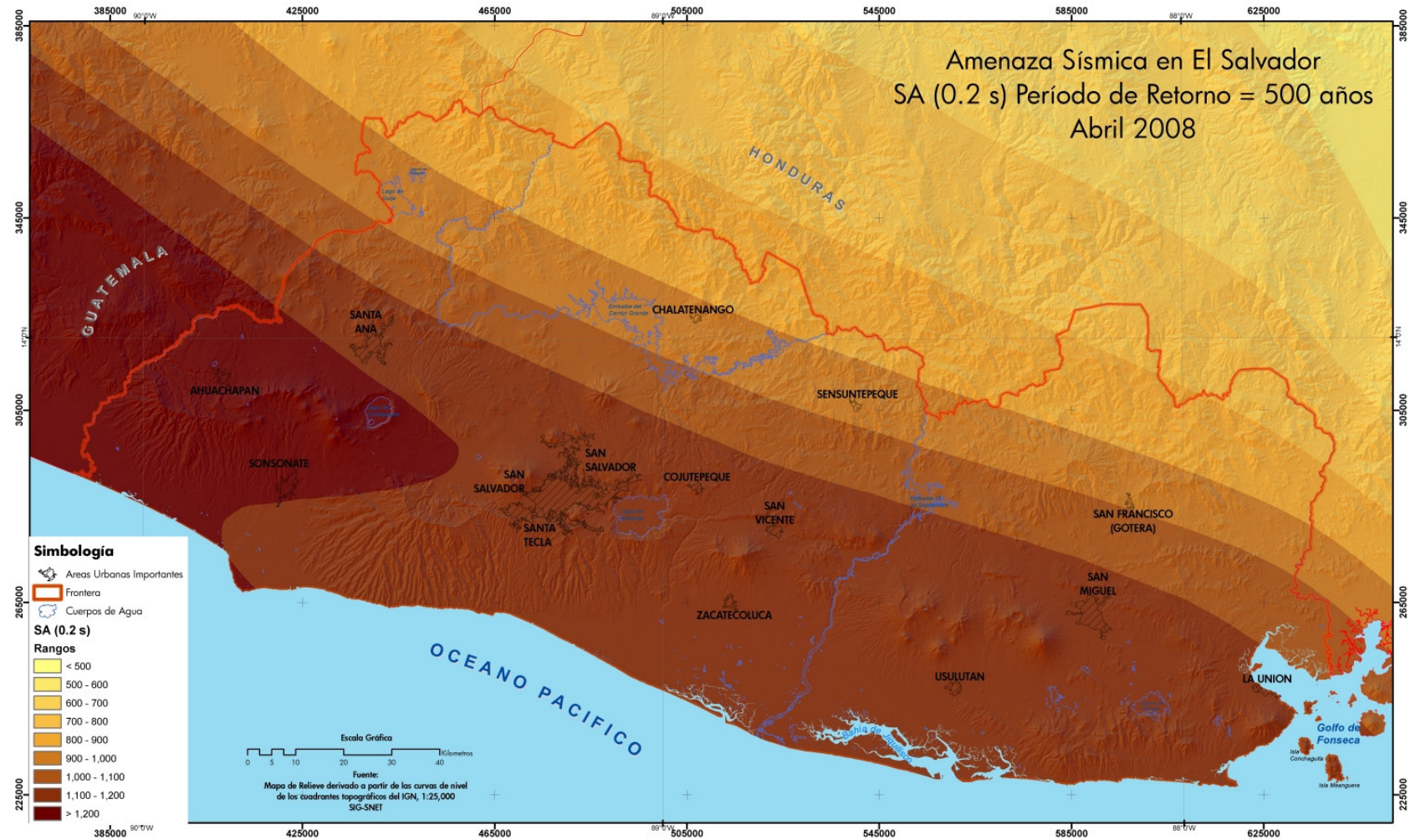


Figura 5.2 Mapa de amenaza en términos de SA(0.2s) expresada en gales para PR=500 años.

RESIS II. Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

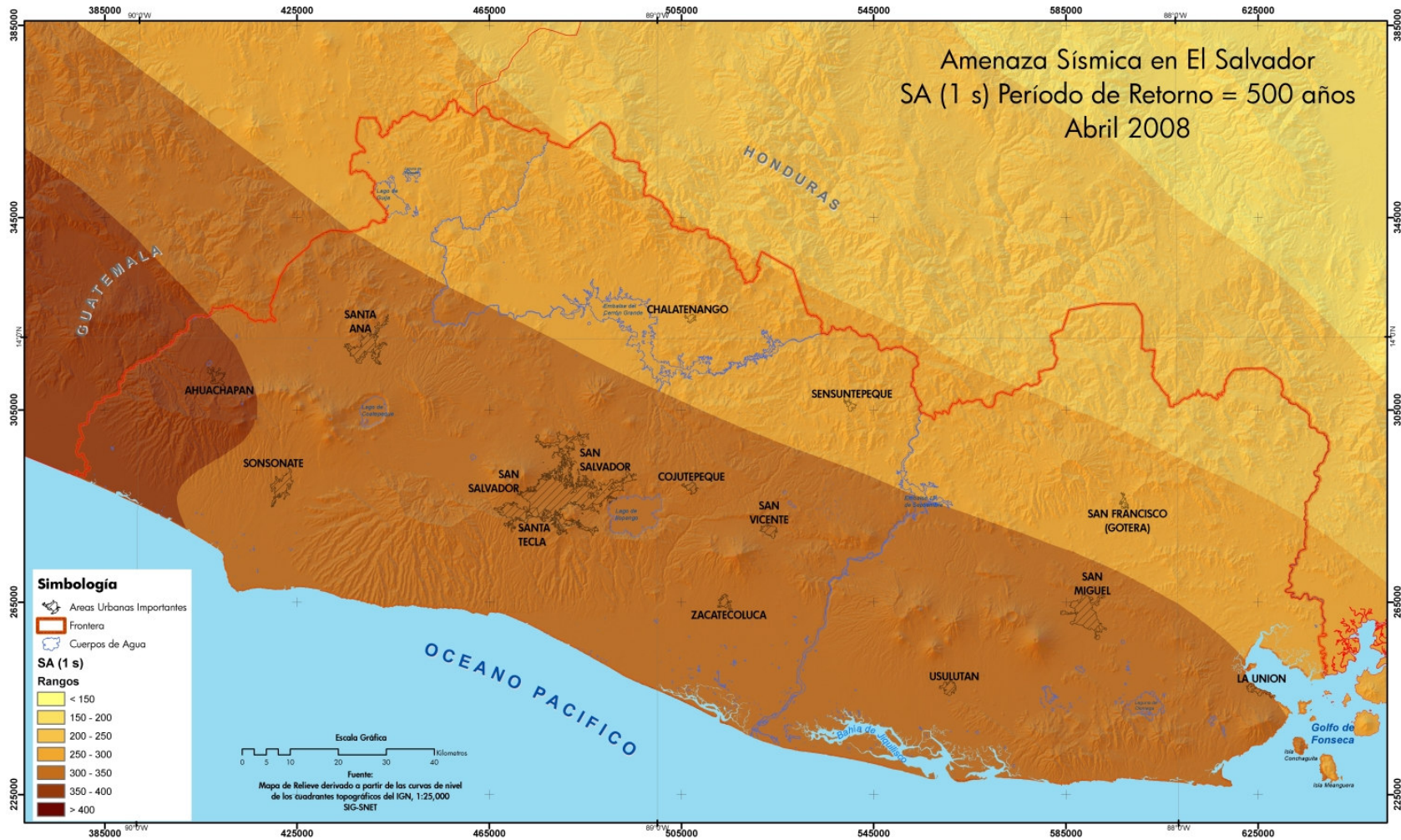


Figura 5.3 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de SA (1.0s) expresada en gals para PR=500 años.

RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

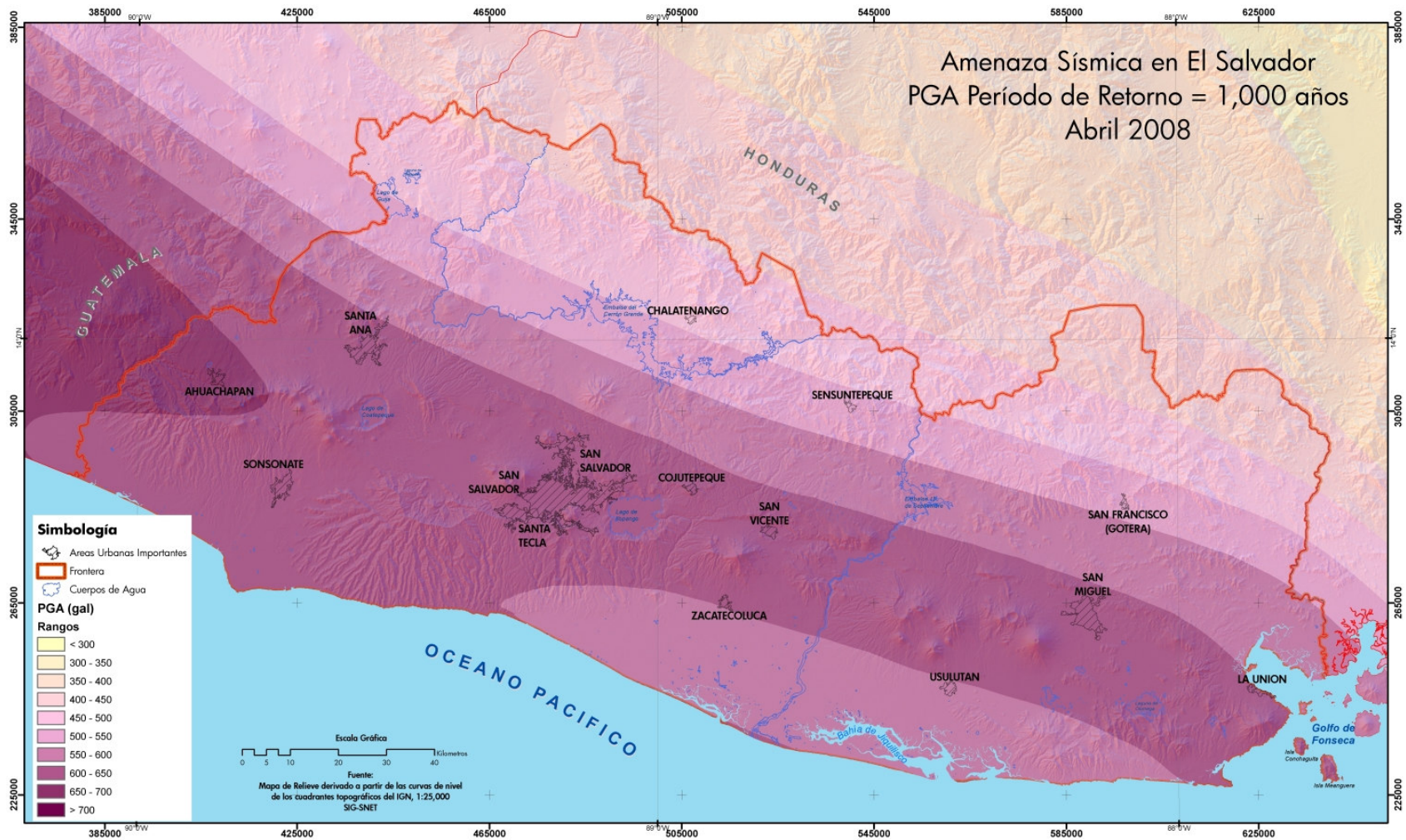


Figura 5.4 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para PR=1000 años.

RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

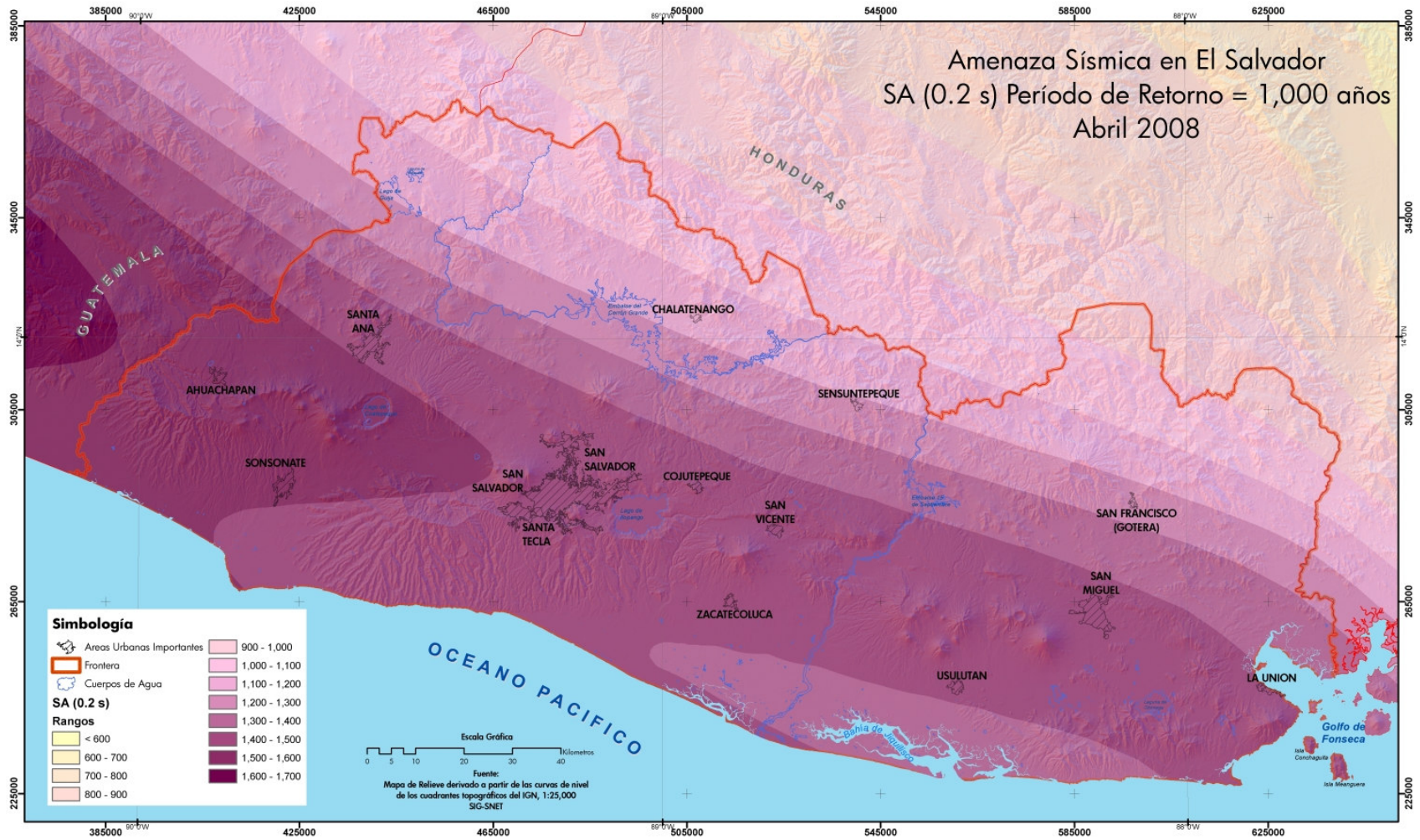


Figura 5.5 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de SA(0.2s) expresada en gales para PR=1000 años.

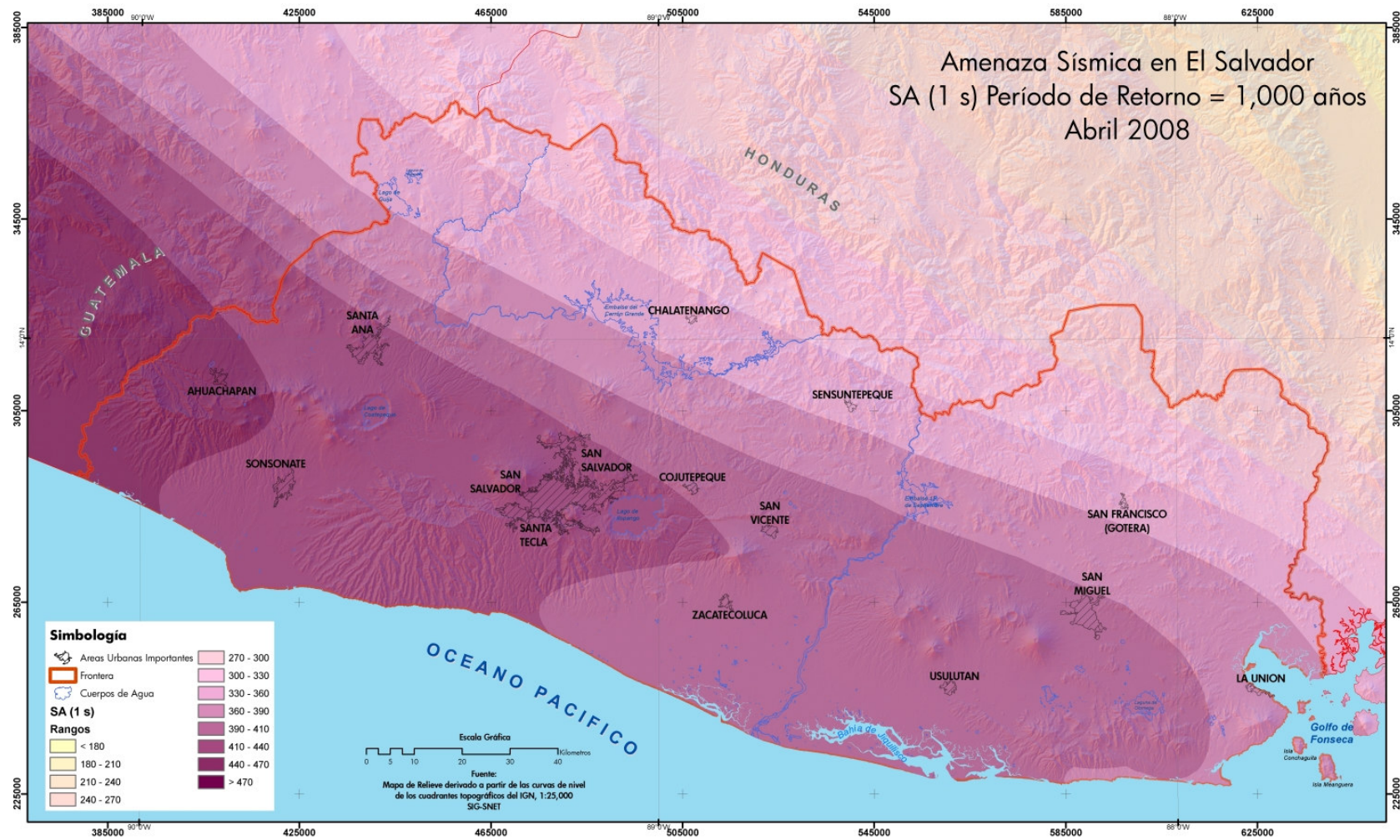


Figura 5.6 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de SA(1.0s) expresada en gales para PR=1000 años.

RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

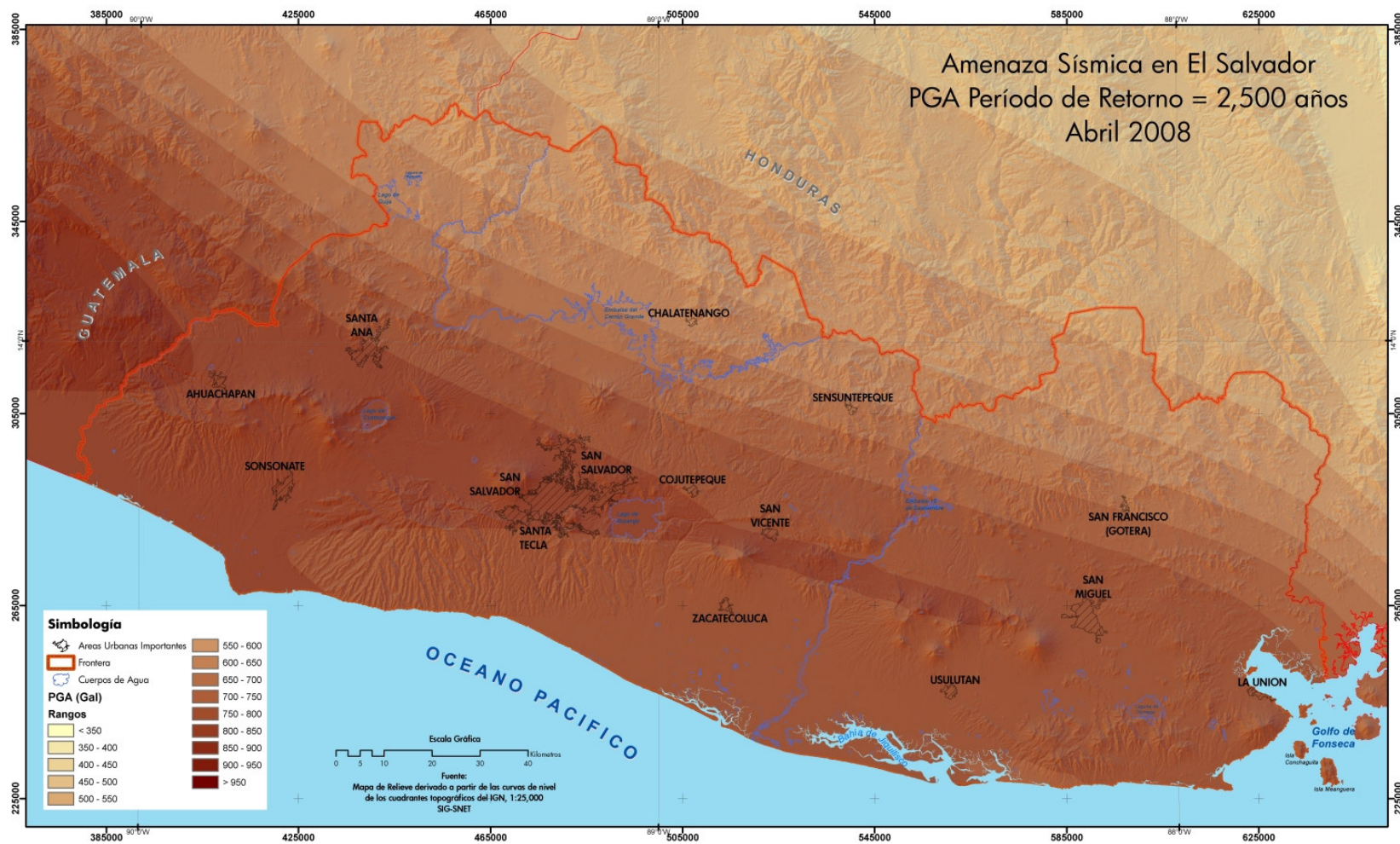


Figura 5.7 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para PR=2500 años.

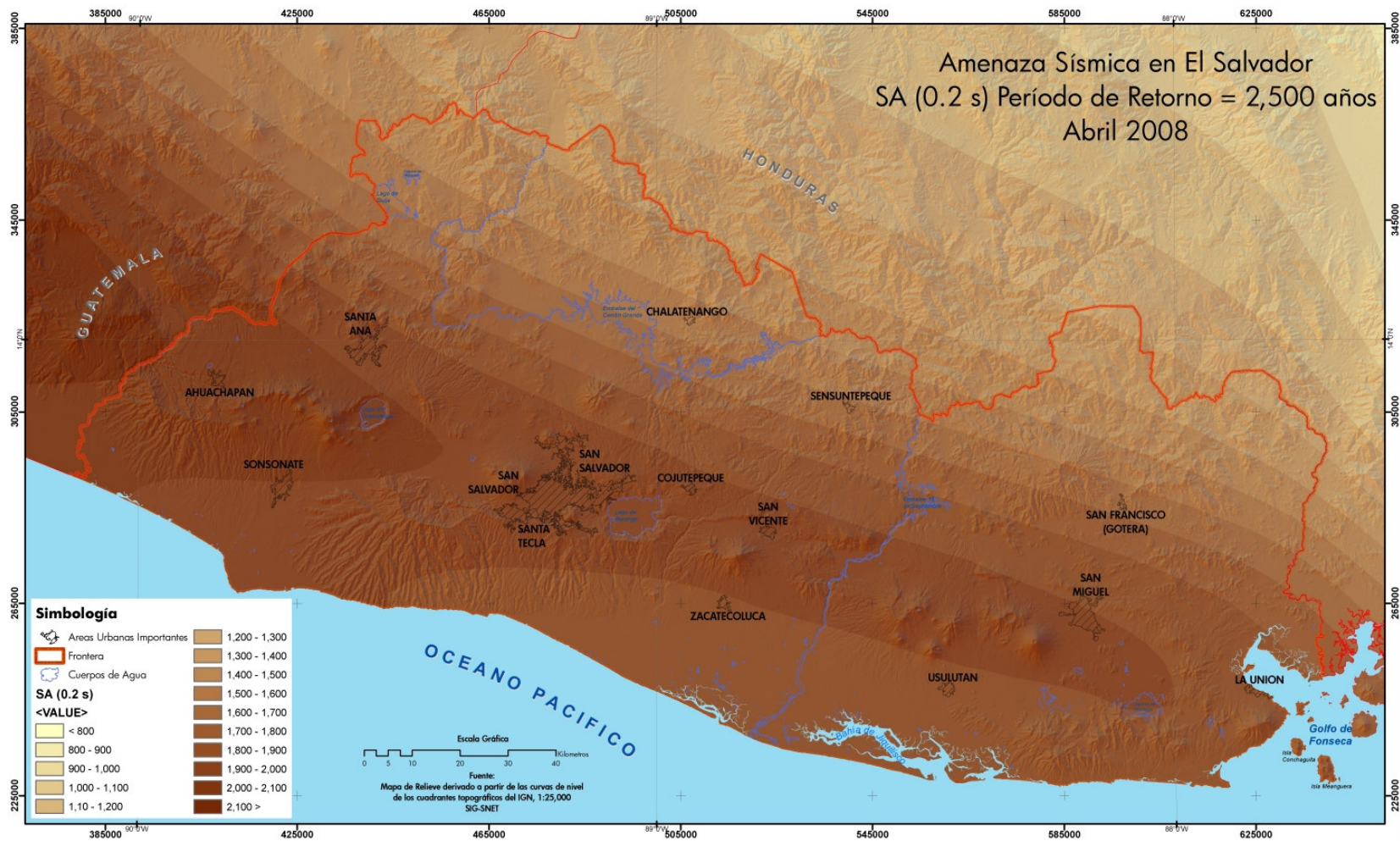


Figura 5.8 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de SA(0.2s) expresada en gales para PR=2500 años.

RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

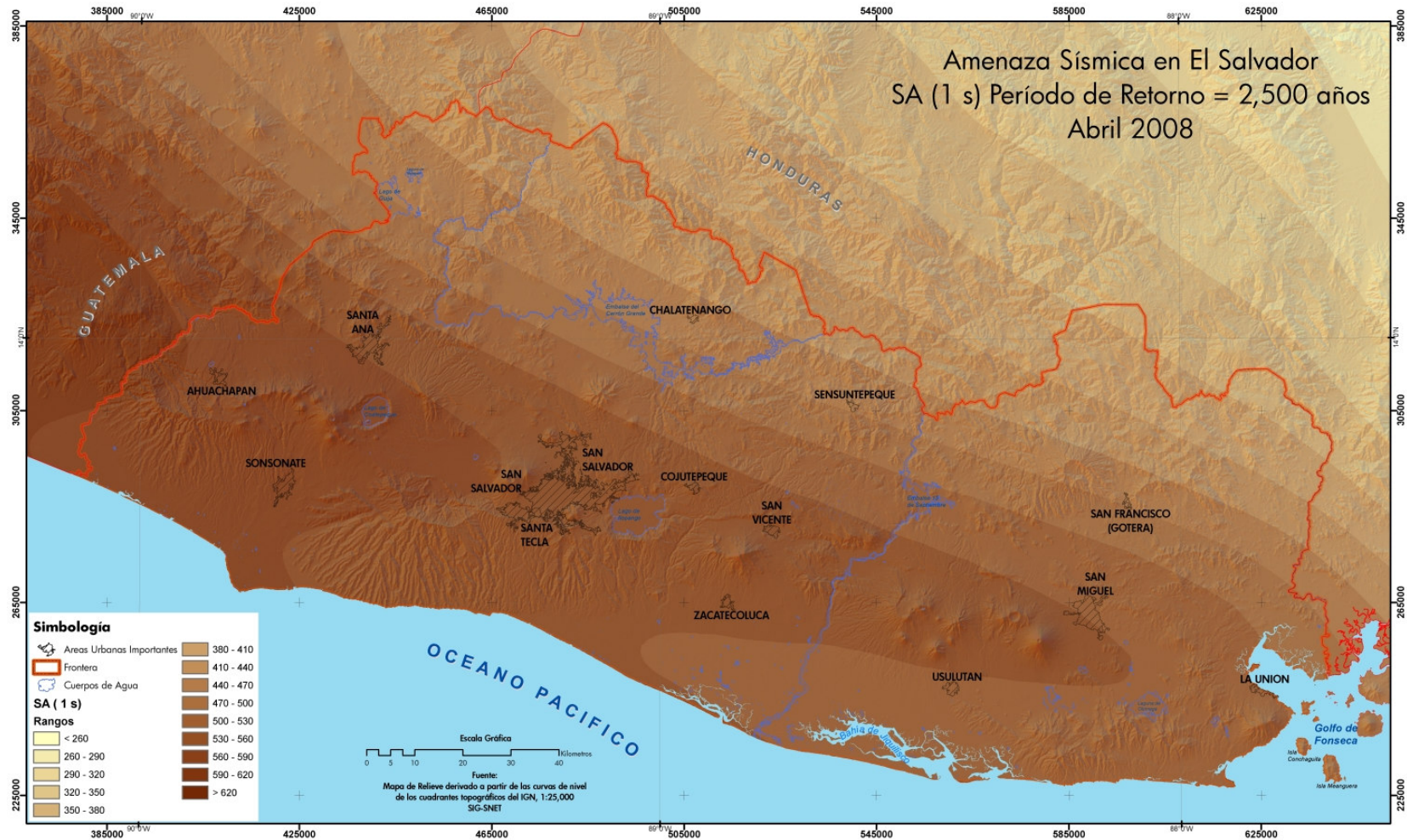
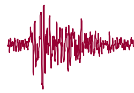


Figura 5.9 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de SA (1.0s) expresada en gales para PR=2500 años.



5.1.2 RESULTADOS ESPECÍFICOS PARA ALGUNAS CIUDADES.

Para las ciudades de Ahuachapán, Santa Ana, San Salvador, San Miguel, Chalatenango y San Francisco (Gotera) se han obtenido las curvas de amenaza para PGA, y para las ordenadas espectrales de 0.1, 0.2, 0.5, 1 y 2 segundos, junto con los espectros de amenaza uniforme UHS para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años. Además, se ha efectuado, para la ciudad de San Salvador, la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA, y SA (1 s) para cada uno de los periodos de retorno considerados.

5.1.2.1 CURVAS DE AMENAZA

Las curvas de amenaza resultantes para Ahuachapán, Santa Ana, San Salvador, San Miguel, Chalatenango y San Francisco se incluyen en las Figura 5.10 a Figura 5.15. Estas figuras, contiene las curvas de amenaza PGA y ordenadas espectrales de 0.1, 0.2, 0.5, 1 y 2 s.

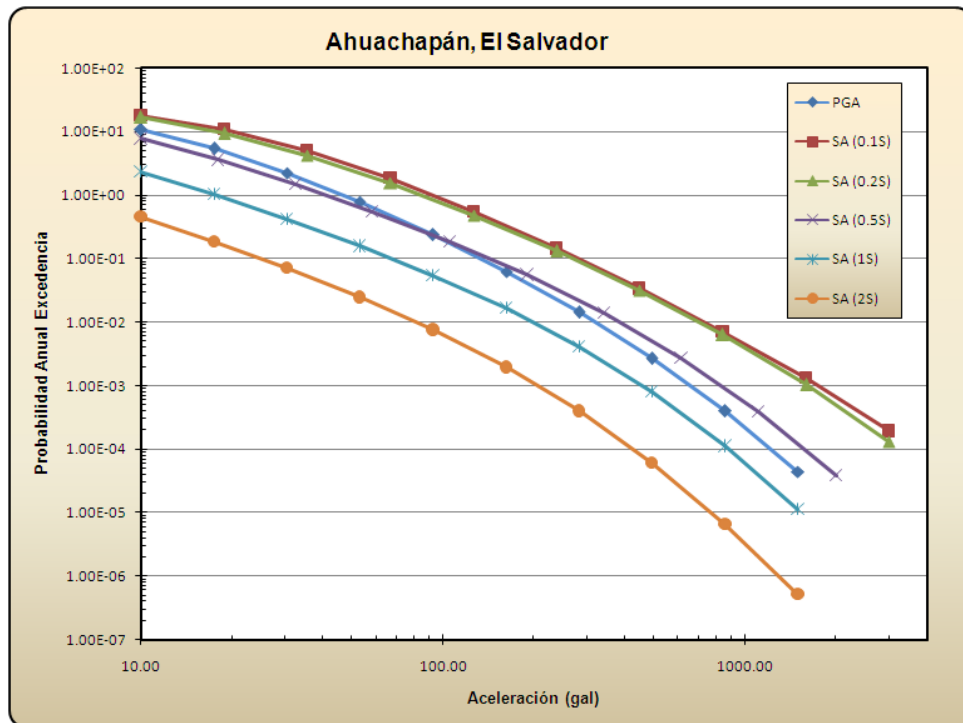


Figura 5.10 Curvas de amenaza para ciudad de Ahuachapán.

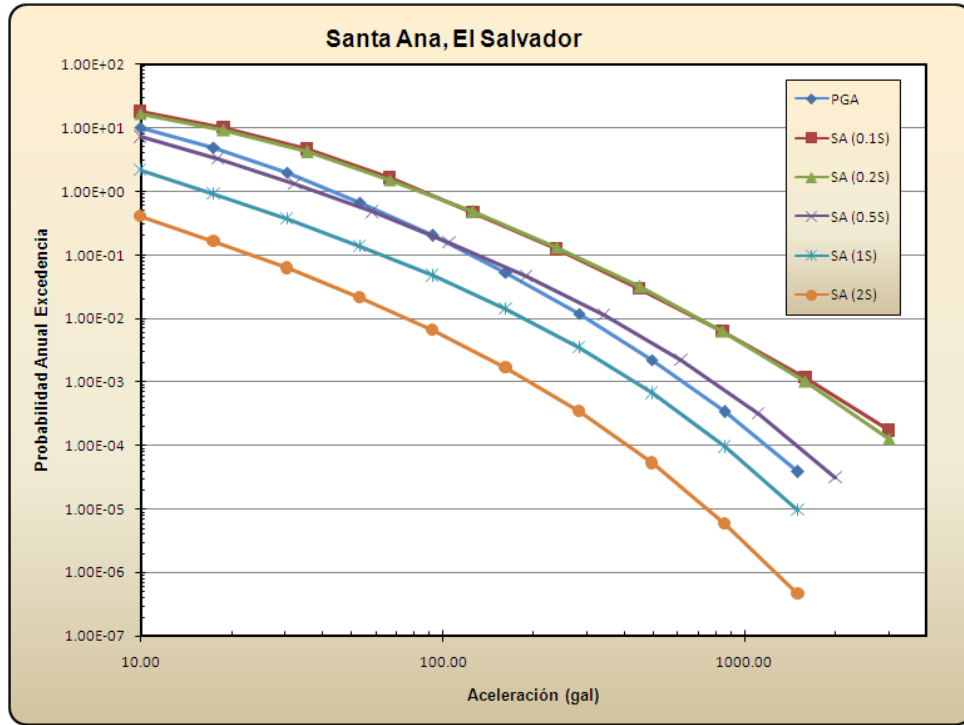


Figura 5.11 Curvas de amenaza para ciudad de Santa Ana.

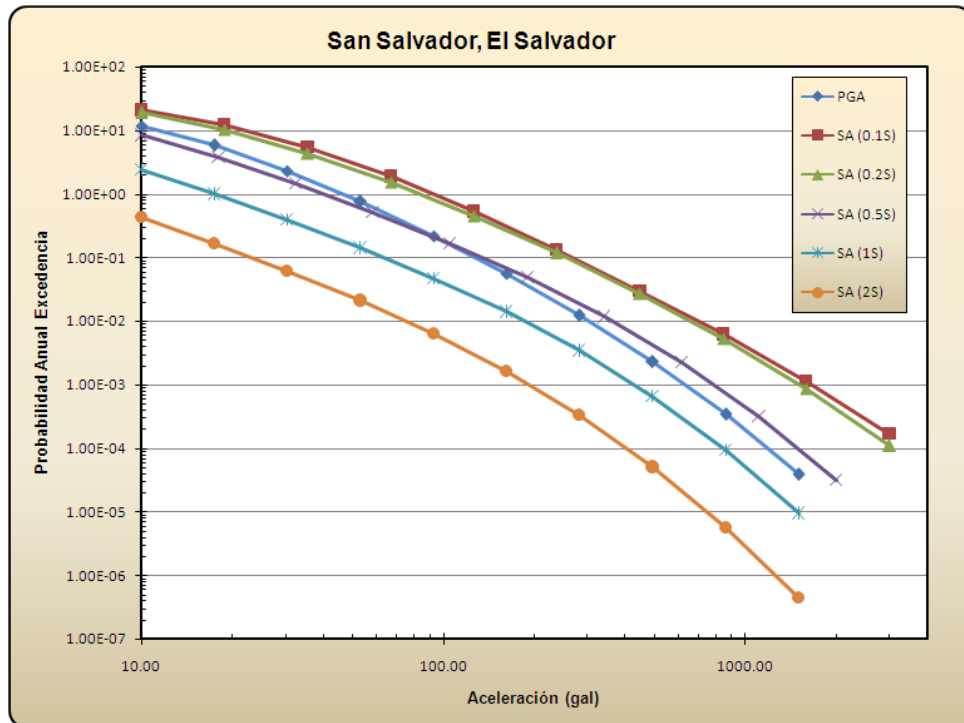


Figura 5.12 Curvas de amenaza para ciudad de San Salvador.

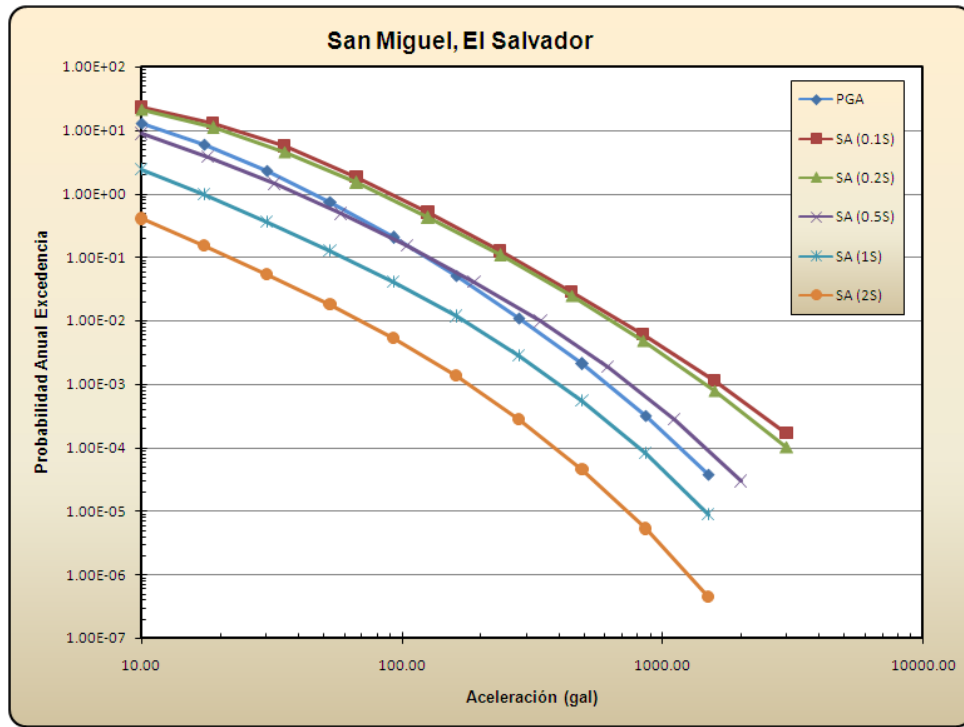
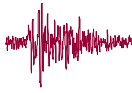


Figura 5.13 Curvas de amenaza para ciudad de San Miguel.

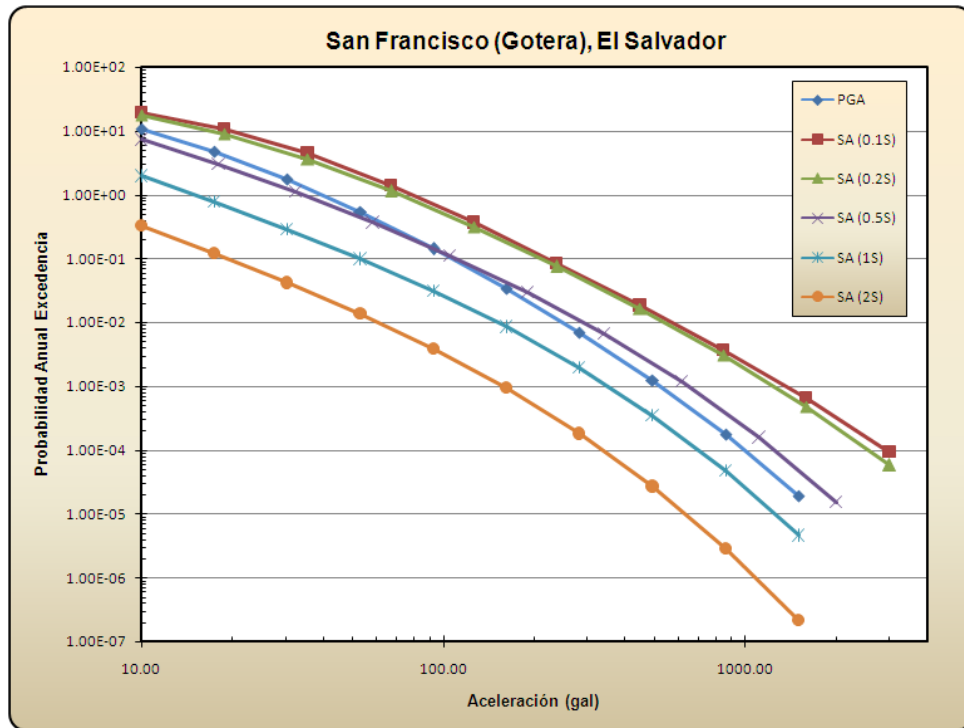


Figura 5.14 Curvas de amenaza para ciudad de San Francisco.

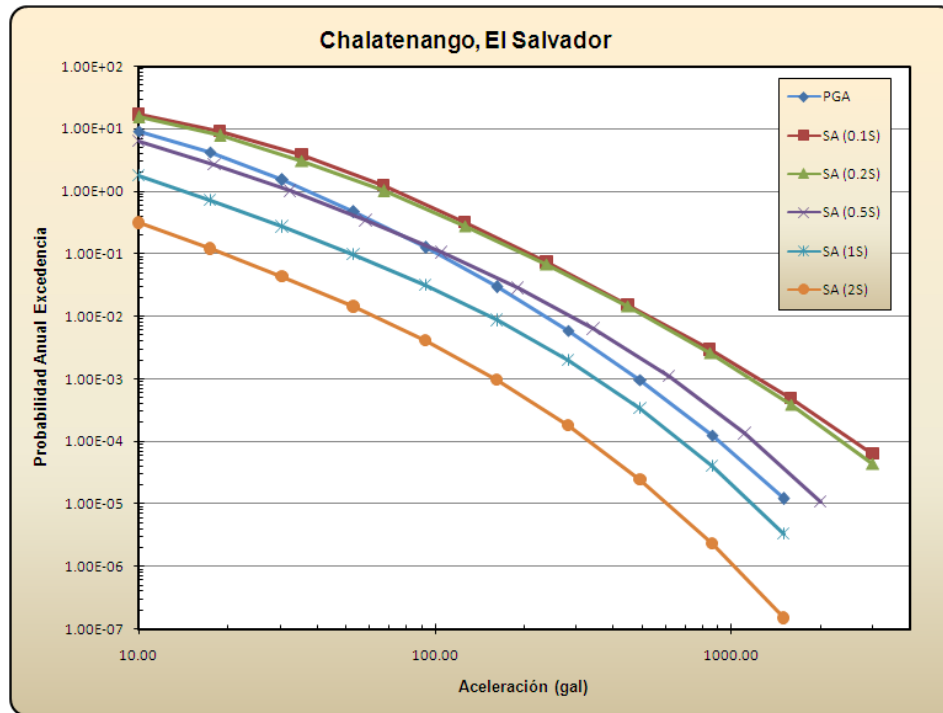
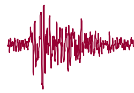


Figura 5.15 Curvas de amenaza para ciudad de Chalatenango.

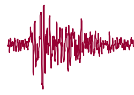
Como era de esperar, los mayores valores se predicen para las aceleraciones espectrales de 0.1 y 0.2 s, cuyas curvas de amenaza son prácticamente coincidentes. A estas le siguen las curvas de PGA, muy similares a las de SA (0.5s), quedando por debajo las curvas de SA (1s) y SA (2s).

Comparando los resultados, se observa como la mayor amenaza se estima para Ahuachapán, y la menor amenaza se estima para Chalatenango. Para Santa Ana, San Miguel y San Salvador el nivel de amenaza es bastante similar.

5.1.2.2 ESPECTROS DE AMENAZA UNIFORME

Las Figura 5.16 a Figura 5.18 representan los espectros de amenaza uniforme para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años en las ciudades de Ahuachapán, Santa Ana, San Salvador, San Miguel, Chalatenango y San Francisco, los resultados numéricos se incluyen en la Tabla 5.1.

La discusión que se suscita observando los espectros UHS es prácticamente similar a la manifestada con las curvas de amenaza. Para un mismo periodo de retorno, los espectros más altos se predicen en la ciudad de Ahuachapán, seguidos por los de Santa Ana, San Salvador,



San Miguel, San Francisco y Chalatenango. Los espectros para San Salvador y Santa Ana son bastante similares.

Los espectros UHS obtenidos en nuestro estudio para periodo de retorno de 500 años se han comparado con los espectros de diseño, de la norma técnica para diseño por sismos, publicada en 1997. La norma se fundamenta en un mapa que considera dos zonas sísmicas y asigna a cada una un factor A, equivalente a una aceleración efectiva: zona 1, con $A=0.4$ y zona 2, con $A=0.3$. Propone además unas formas espectrales a ser escaladas con ese factor A, construyendo así los espectros de diseño con una probabilidad de excedencia de 10 % en 50 años. En nuestro caso, elegimos para la comparación dos ciudades: San Salvador, localizada en la zona 1 y Chalatenango, localizada en la zona 2 y calculamos en cada una de ellas el espectro de diseño resultante de aplicar la normativa, considerando un tipo de suelo S1 (materiales de apariencia rocosa) con coeficientes de sitio $C_0=2.5$ y $T_0=0.3$. La figura 5.19 muestra el resultado de la comparación de esos espectros con los UHS deducidos en ambas ciudades, observando que para periodos menores a 0.4 s, los UHS exceden a los de la normativa, mientras que para periodos mayores quedan por debajo de los propuestos por la norma.

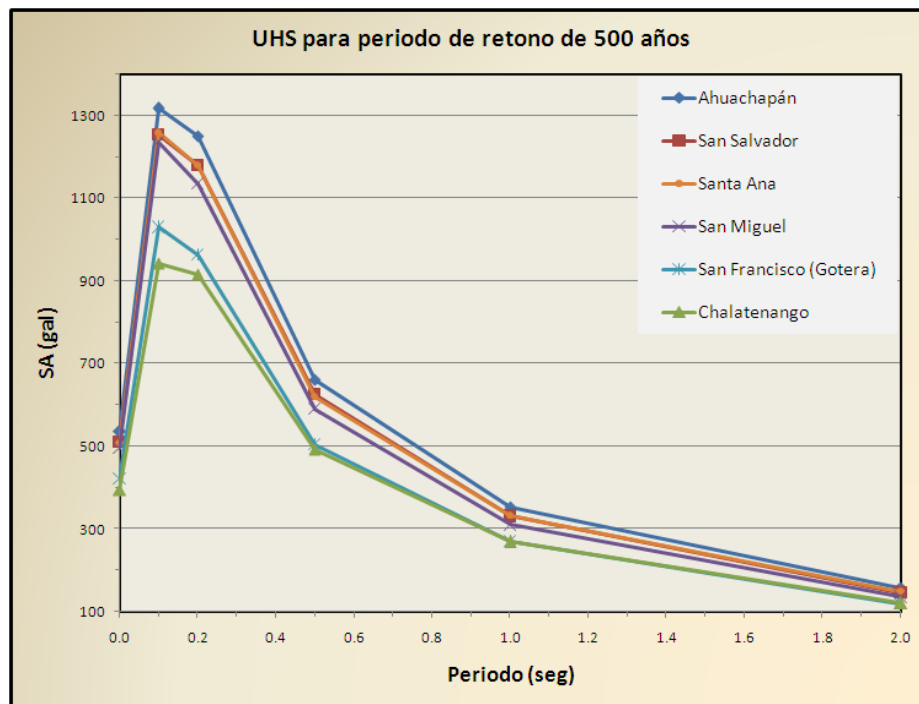


Figura 5.16 Espectros UHS para PR =500 años.

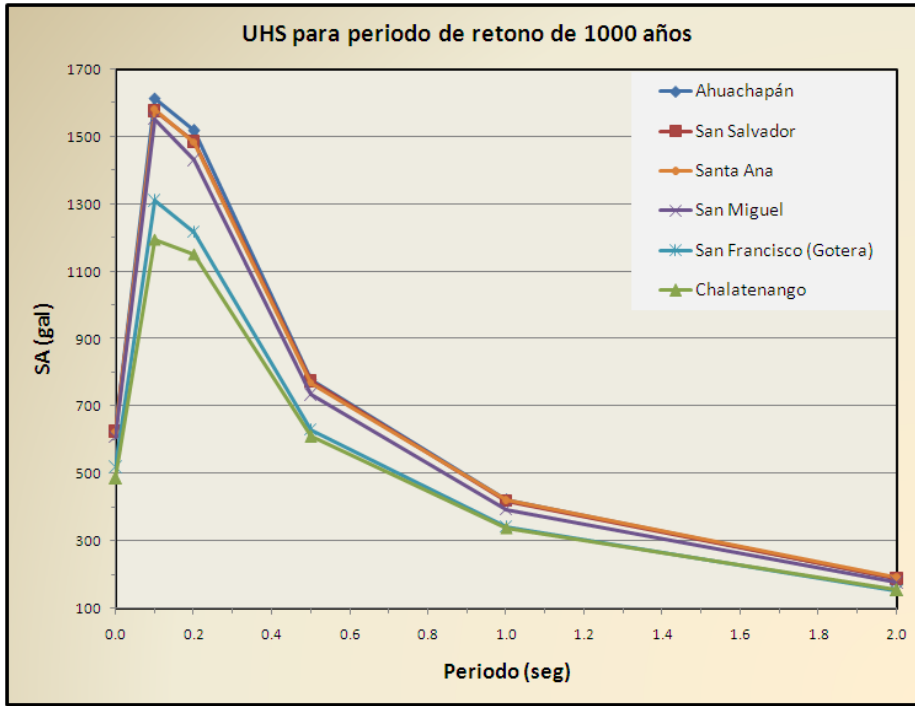
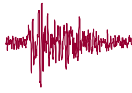


Figura 5.17 Espectros UHS para PR =1000 años.

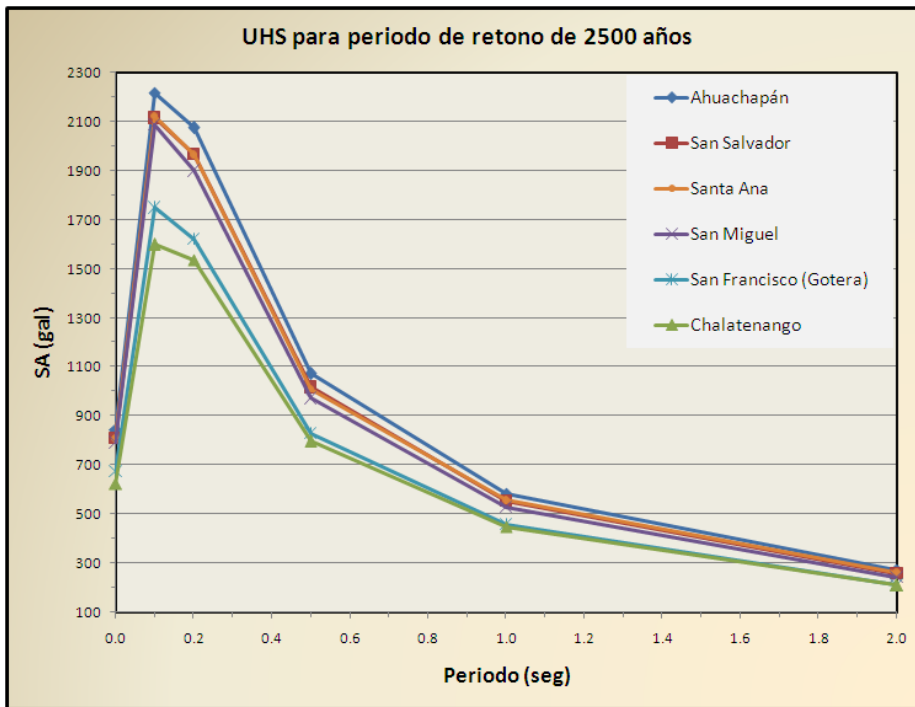


Figura 5.18 Espectros UHS para PR =2500.

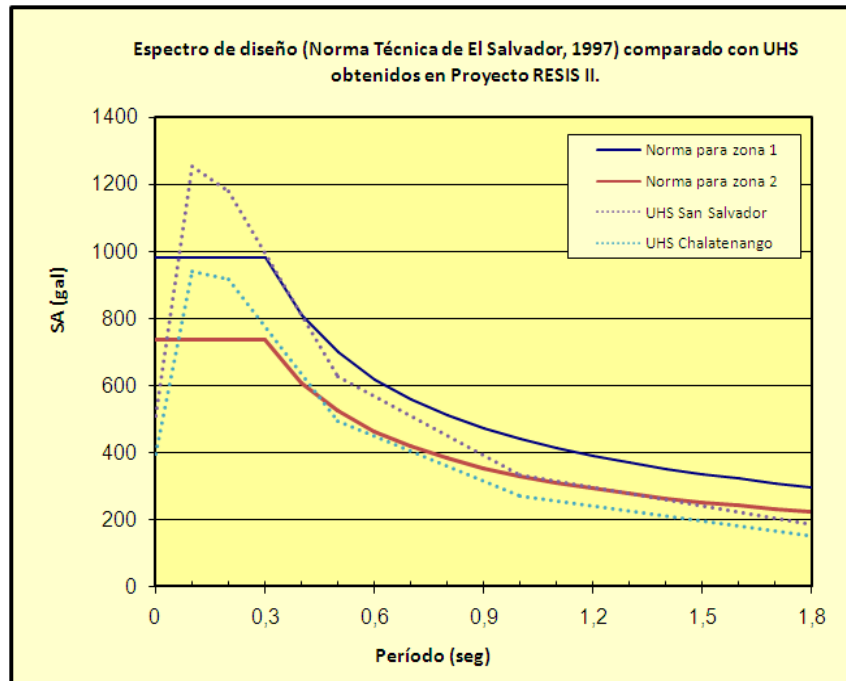
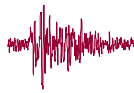


Figura 5.19 Espectro de diseño para las 2 zonas sísmicas de la norma técnica con coeficientes de sitio $C_0=2.5$ y $T_0=0.3$ en comparación con espectros UHS en ciudades dentro de cada zona sísmica. La diferencia entre ambos espectros puede ser atribuida al tipo de aceleración utilizada en cada uno de ellos.

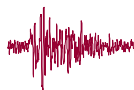
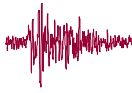


Tabla 5.1 Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en diferentes ciudades de El Salvador.

Ciudad	Ahuachapán	San Salvador	Santa Ana	San Miguel	San Francisco (Gotera)	Chalatenango
Aceleración (gal)	500 años	500 años	500 años	500 años	500 años	500 años
PGA	535	510	507	495	421	394
SA(0.1s)	1317	1253	1258	1236	1030	942
SA(0.2s)	1250	1180	1179	1136	964	917
SA(0.5s)	662	625	620	590	505	492
SA(1.0s)	353	331	333	310	270	269
SA(2.0s)	157	146	148	136	119	121
	1000 años	1000 años	1000 años	1000 años	1000 años	1000 años
PGA	631	624	622	609	520	487
SA(0.1s)	1615	1576	1581	1553	1310	1194
SA(0.2s)	1518	1485	1482	1431	1217	1152
SA(0.5s)	780	775	769	735	630	610
SA(1.0s)	420	419	421	394	341	338
SA(2.0s)	190	188	191	176	154	155
	2500 años	2500 años	2500 años	2500 años	2500 años	2500 años
PGA	846	810	807	792	673	626
SA(0.1s)	2218	2115	2122	2088	1749	1598
SA(0.2s)	2075	1967	1964	1900	1621	1534
SA(0.5s)	1073	1018	1011	972	829	796
SA(1.0s)	585	554	556	528	458	449
SA(2.0s)	274	258	261	243	211	211

5.1.2.3 RESULTADOS DE LA DESAGREGACIÓN.

Se representan los resultados de la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1s) obtenidos en el cálculo de la peligrosidad para periodos de retorno de 500 y 2500 años. Se tienen así las contribuciones parciales de distintos intervalos de magnitud y distancia a esos movimientos objeto, resultando un total de cuatro gráficos que componen la figura de desagregación. Con ello se trata de tener una idea de los sismos de control que más contribuyen a los movimientos de corto y largo periodo del movimiento, con la mayor y menor probabilidad de excedencia para las que se ha efectuado el estudio. Los resultados se incluyen



en la Figura 5.20. Los sismos de control que resultan de la interpretación de los resultados previos se indican en la Tabla 5.2 en la que aparecen también los resultados para SA (0.2s) y periodo de retorno de 1000 años.

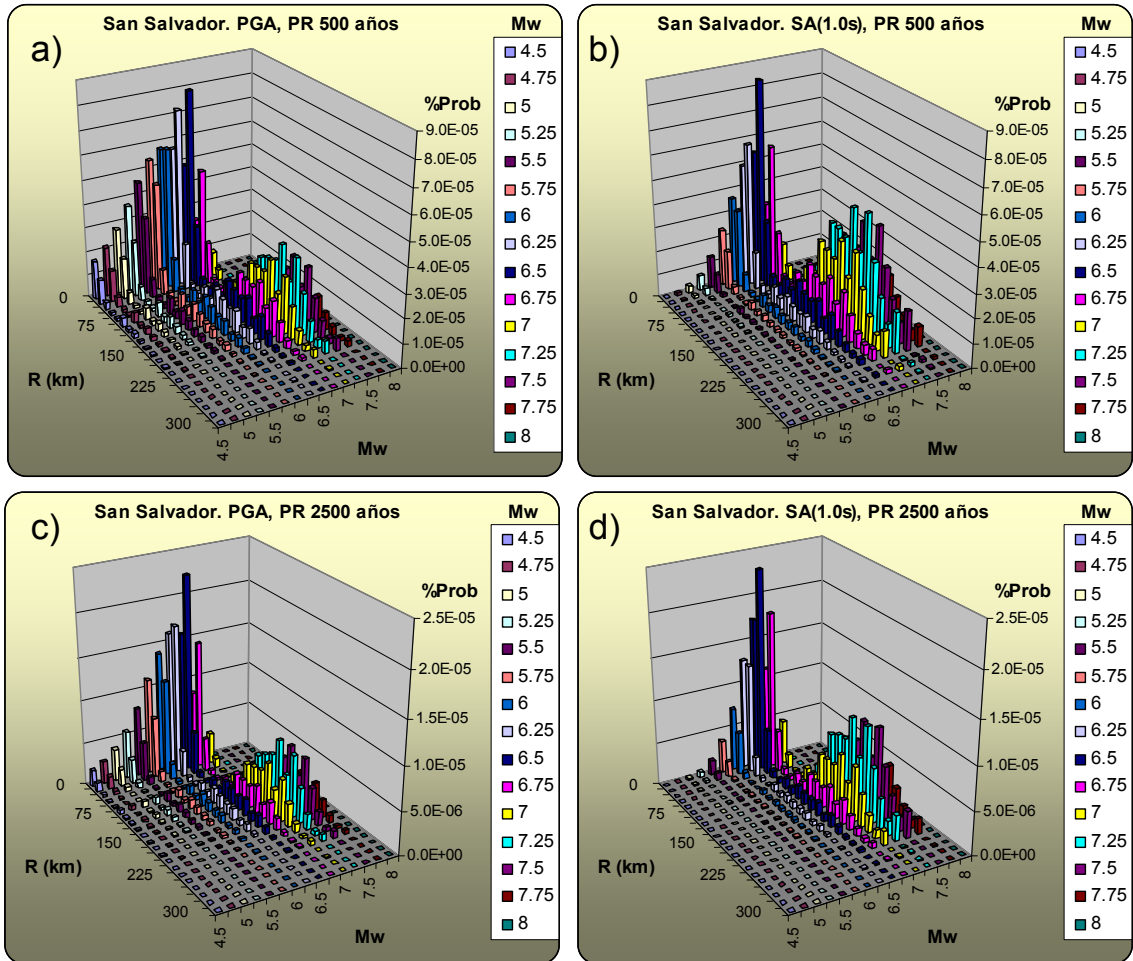


Figura 5.20 Resultados de desagregación en ciudad de San Salvador para los movimientos objeto (a) PGA con PR=500 años, (b) SA(1.0s) con PR=500 años, (c) PGA con PR=2500 años, (d) SA(1.0s) con PR=2500 años.

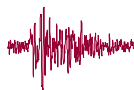
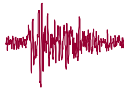


Tabla 5.2 Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en ciudad de San Salvador.

SAN SALVADOR	Periodo de Retorno	Sismo de control 1		Sismo de control 2	
	(años)	Mw	Rhip (km)	Mw	Rhip (km)
PGA	500	6.5	15	-	-
SA(0.2s)	500	6.5	15	7.25	[150-180]
SA(1.0s)	500	6.5	15	7.25	180
PGA	1000	6.5	15	-	-
SA(0.2s)	1000	6.5	15	7.25	[150-180]
SA(1.0s)	1000	6.5	15	7.25	180
PGA	2500	6.5	15	-	-
SA(0.2s)	2500	6.5	15	7.25	[150-180]
SA(1.0s)	2500	6.5	15	7.25	[150-180]

El análisis de resultados lleva a identificar los sismos de control asociados a los pares magnitud distancia dominantes (M,R) para los diferentes periodos de retorno. Es interesante observar cómo las graficas de contribución a la amenaza presentan distribuciones bimodales, evidenciando dos posibles sismos de control en diferentes intervalos de distancia, si bien generalmente uno de ellos presenta mayor densidad de probabilidad.

Al examinar los resultados, se evidencia lo siguiente que, en la ciudad de San Salvador, se identifica un claro sismo de control, asociado al par $M=6.5$ y $R = 15$ km, que domina para todos los periodos de retorno y para el movimiento de corto periodo estructural, representado por la PGA, y de largo periodo, dado por la SA (1s). Un segundo sismo con menor contribución se evidencia, sobre todo en el largo periodo de movimiento para $M = 7.25$ y R entre 150 y 180 km, que puede estar representando al sismo de la zona de subducción. Llama la atención observar que los resultados no cambian apreciablemente de 500 a 2500 años de periodo de retorno.



5.2 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El estudio realizado en el marco de proyecto RESIS II constituye un nuevo avance en el conocimiento de la amenaza sísmica a nivel nacional y regional para América Central, con participación de especialistas de todos los países del área y con información local actualizada de los bancos de datos sismológicos y de movimiento fuerte. Concretamente, se ha confeccionado para el estudio un catálogo sísmico regional, actualizado hasta diciembre de 2007 y una base de datos de acelerogramas de la región, con la que se han contrastado los modelos de atenuación a incluir en el cálculo. Esta base de datos contiene acelerogramas de los últimos sismos ocurridos (El Salvador, 2001, Nicaragua 2005; Costa Rica 2003 y 2005) que aportan valiosa información sobre la propagación del movimiento fuerte en los diferentes entornos tectónicos: cortical, de subducción interplaca y de subducción intraplaca. Precisamente para el estudio se han incluido modelos de atenuación diferentes y específicos para los tres entornos, lo que supone un avance respecto a otros estudios previos.

La evaluación se ha realizado siguiendo un método probabilista zonificado acorde al estado actual del arte en estudios de amenaza (en la línea metodológica PSHA), componiendo un árbol lógico para cuantificar la incertidumbre epistémica inherente a los modelos de atenuación y empleando cuatro combinaciones de estos modelos en cada ejecución. Cada combinación constad de un modelo para sismos corticales, otro para subducción interplaca y otro para subducción intraplaca. Es importante destacar que el modelo de zonificación sismogenética adoptado distingue zonas nacionales dentro de las grandes unidades regionales, sin discontinuidades en las fronteras.

Por primera vez, la amenaza se ha evaluado en términos de 5 aceleraciones espectrales, además de aceleración pico del movimiento, para periodos estructurales de 0.1, 0.2, 0.5, 1 y 2 s, lo que ha permitido obtener espectros de amenaza uniforme UHS en algunas de las cabeceras departamentales, además de curvas de amenaza para los seis parámetros de movimiento estimados. En todos los casos se consideran emplazamientos genéricos en roca, tanto para los mapas como para los resultados en las cabeceras departamentales, lo que significa que el efecto local no ha sido incluido en esta fase del estudio.

La evaluación no se ha restringido a un periodo de retorno de 500 años, sino que se ha ampliado a periodos de 1000 y 2500 años, para permitir aplicaciones en grandes obras de ingeniería civil. También es de destacar, como nuevo aporte respecto a otras evaluaciones previas, los resultados de la desagregación, con la consiguiente deducción de los pares (M,R) con mayor contribución a la amenaza, representativos de los sismos de control. Esto se ha hecho tanto para movimientos objeto de corto periodo, caracterizados por la PGA, como para



los de largo periodo, representados por SA (1s), unos y otros resultantes de la evaluación de amenaza a 500 y 2500 años de periodo de retorno.

Los resultados presentados y comentados en el apartado previo han sido comparados con los de otros estudios, pudiendo establecerse lo siguiente:

Al comparar con los resultados de estudios realizados a nivel nacional por Algermiseen et al., 1988; Alfaro et al., 1990; y Singh et al., (1993), que dan valores de PGA con periodo de retorno de 475 años, encontramos que, en términos generales, los resultados del presente estudio son mayores a los obtenidos por Algermiseen et al., 1988 y menores que los obtenidos por Alfaro et al., 1990. Los resultados de Singh et al., 1993 son mucho mayores a los obtenidos en este estudio. De igual forma, es importante destacar que según el presente estudio los valores más altos de los parámetros del movimiento se observan en la zona occidental, al igual que lo obtenido por Algermiseen et al., 1988 y Alfaro et al., 1990 que reportaron también valores más altos para algunas zonas del occidente de El Salvador.

Los valores de PGA para periodos de retorno de 500 y 1000 años obtenidos en el presente estudio son, en general, más altos que los estimados en el proyecto RESIS I (Rojas et al, 1993b; Montero et al, 1997) y los correspondientes mapas presentan una morfología muy diferente, con isóneas más irregulares, evidenciando concentraciones en torno a las zonas más sísmicas. Esto se explica por la inclusión de zonas sismogénicas más pequeñas y con mayor detalle, lo que en principio resulta más realista.

5.3 RESUMEN Y CONCLUSIONES GENERALES

Para finalizar se presenta un resumen del estudio realizado, destacando las principales conclusiones que se pueden extraer del cálculo de amenaza en el marco del proyecto RESIS II.

Se ha elaborado un catálogo sísmico regional, homogeneizado a magnitud momento, y actualizado hasta diciembre del 2007, que contiene la sismicidad reportada y/o registrada desde 1522 con $M_w > 3.5$. Dicho catálogo ha sido confeccionado a partir de los catálogos nacionales y reúne el consenso de los especialistas de la región.

El catálogo anterior ha sido filtrado de réplicas y premonitores y dividido en subcatálogos para diferentes rangos de profundidad - superficial, intermedia y profunda- que han sido asociados a diferentes tipos de zonas para la estimación de las correspondientes leyes de recurrencia.

Se han propuesto dos zonificaciones sismogénicas, haciendo confluir criterios sísmicos y tectónicos. Ambas contienen zonas englobadas en tres grandes grupos: corticales, de subducción interfase y de subducción intraplaca. La primera zonificación abarca grandes zonas

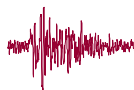


a nivel regional, mientras que la segunda distingue zonas nacionales dentro esas grandes unidades, si bien es coherente a nivel regional y no presenta discontinuidades en las fronteras.

Se ha efectuado la caracterización de zonas, tanto a nivel regional como a nivel nacional, modelizando en todos los casos la sismicidad por medio de modelos de Poisson, y considerando leyes de recurrencia del tipo Gutenberg-Richter. Se ha tomado una magnitud mínima de truncamiento de $m_0=4.5$ y se ha estimado la tasa anual de sismos de $m > m_0$ [$N(m_0)$] y la pendiente de la ley Gutenberg-Richter (b o β), para caracterizar la recurrencia. Para la magnitud máxima se ha considerado una distribución de posibles valores, entre el máximo histórico reportado y el máximo posible según la tectónica de la zona, ajustando los valores intermedios (máximos creíbles) a una distribución gaussiana normalizada. Los parámetros resultantes guardan coherencia entre las zonificaciones regional y nacional, y son consistentes con los de otros estudios realizados. Los rangos de variación encontrados para los valores de b a nivel de El Salvador y zonas de los países vecinos (Guatemala, Honduras Y Nicaragua) que contribuyen a la amenaza sísmica de El Salvador son:

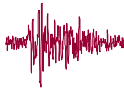
- [0.88-1.56] en la zona prearco, donde predominan los esfuerzos tensionales.
- [0.5-1.21] en la zona tras arco donde predominan fallamientos inversos.
- [0.72-0.95] en el arco volcánico, donde predomina el régimen distensivo.
- [0.83 - 1.33] en las zonas interfase o interplaca.
- [0.92 -1.20] en las zonas intraplaca de profundidad intermedia donde predominan los regimenes de rupturas normales.

Para contemplar la atenuación en el cálculo de la amenaza sísmica, se han seleccionado modelos de movimiento fuerte desarrollados en la región centroamericana y en otras con regímenes tectónicos afines y terrenos volcánicos. Se han considerado específicamente modelos para zonas corticales de fallamiento local, modelos para zonas de subducción interplaca y otros para zonas de subducción intraplaca. Estos modelos han sido contrastados con datos de una base de datos acelerométrica de Centroamérica, integrada por registros de movimiento fuerte de Costa Rica, Nicaragua y El Salvador. Tras un completo y exhaustivo análisis de residuos obtenidos entre los parámetros de movimiento fuerte registrados y los predichos con los diferentes modelos, se han elegido los que mejor ajustan a nuestros datos y que resultan más idóneos. Estos han resultado ser los modelos de atenuación Climent et al. (1994) para zonas corticales, Young et al. (1997) para subducción interfase e intraplaca, y Zhao et al. (2005) para zonas corticales y de subducción intraplaca. Para el cálculo posterior de amenaza se han propuesto cuatro combinaciones de estos modelos, que han constituido otras tantas ramas del árbol lógico configurado para tener en cuenta la incertidumbre epistémica inherente a la atenuación, dada la gran sensibilidad que ésta presenta en los resultados.



El cálculo de amenaza se ha llevado a cabo con el programa CRISIS 07 (Ordaz et al, 2007) en una malla de puntos equiespaciados 0.1° en longitud y latitud, y partiendo del modelo de zonas sismogénicas a nivel nacional. Los cálculos se han desarrollado en términos de aceleración pico PGA y espectrales SA (T) para $T = 0.1, 0.2, 0.5, 1$ y 2 s y para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años. Se han representado mapas para los tres periodos de retorno y para PGA y SA(0.2s), SA(1 s), considerando condiciones de roca, por lo que los 9 mapas resultantes no incluyen el efecto local o de sitio. Dichos mapas son promedio de los obtenidos con las cuatro combinaciones de modelos de atenuación ensayadas, dado que cada combinación se ha ponderado con 0.25 en la correspondiente rama del árbol lógico. Las conclusiones más destacables de los mapas obtenidos son:

1. Para periodos de retorno de 500 años las mayores aceleraciones pico PGA aparecen en regiones de la cadena volcánica y zona costera limítrofe con Guatemala, alcanzando valores del orden de los 500 gal .
2. La morfología de los mapas de PGA, para periodos de retorno de 1000 y 2500 años, es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 850 gal, respectivamente, en las zonas de máximo.
3. Los mapas de SA (0.2s) muestran una forma bastante similar a los de PGA, con máximos más marcados en la zona costera limítrofe con Guatemala, llegando a valores del orden de 1200 gal, 1600 gal y 2000 gal para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años, respectivamente.
4. En los mapas de SA (1s) desaparecen las concentraciones de máximo en torno a la cadena volcánica, y la mayor amenaza se presenta en la zona costera al oeste del país, poniendo de manifiesto la mayor influencia de la actividad de subducción para este periodo estructural. Los valores máximos que se alcanzan son de 300 gal para 500 años de periodo de retorno, 400 gal para 1000 años y 500 gal para 2500 años.
5. Al comparar los valores de PGA con estudios realizados específicamente para El Salvador encontramos que nuestros resultados son ligeramente mayores a los obtenidos por Algermisen et al., 1988 e inferiores a los estimados por Alfaro et al., 1990 y Singh et al., 1993.
6. Los resultados obtenidos en nuestro estudio proporcionan valores de parámetros de movimiento superiores a los deducidos en el proyecto RESIS I (Rojas et al, 1993b; Montero et al., 1997), siendo del mismo orden que los encontrados en el proyecto GSHAP (Shedlock 1999) y en Tanner y Shedlock (2004). Nuestros mapas presentan una morfología muy diferente a los demás citados, con isóneas más irregulares, evidenciando concentraciones en torno a las zonas más sísmicas, lo que se explica por la inclusión de zonas sismogénicas más pequeñas y con mayor detalle que las empleadas en los otros estudios. Otra importante diferencia se encuentra en que los valores máximos de los mapas de GSHAP y Tanner y Shedlock (2004), se concentran

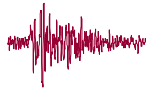


en ciertas zonas costeras, más influenciadas por los sismos en zona límite de placas, mientras que en nuestro estudio los máximos valores tienden a agruparse en zonas alineadas con la cadena volcánica.

Además de los mapas, se han obtenido resultados de amenaza específicamente para las ciudades de Ahuachapán, Santa Ana, San Salvador, San Miguel, Chalatenango y San Francisco. Concretamente, en dichas cabeceras departamentales se han trazado las curvas de amenaza en términos de los seis parámetros de movimiento analizados y el espectro de amenaza uniforme UHS para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años. Para San Salvador se han deducido los resultados de la desagregación para los movimientos objeto a esos periodos de retorno, identificándose un claro sismo de control para $M=6.5$ y $R = 15$ km, dominante en todos los casos. Un segundo sismo de control con menor contribución se manifiesta, sobre todo, en el largo periodo de movimiento, para $M=7.25$ y R entre 150 y 180 km, que puede estar representando al sismo de la zona de subducción.

Al comparar los espectros UHS para periodos de retorno de 500 años, con los espectros de diseño sugeridos en la actual norma técnica para diseño por sismos, observamos que los UHS exceden a los de diseño para periodos menores a 0.4 s, mientras que son excedidos para periodos mayores, siguiendo la tendencia observada también en la comparación con espectros de la normativa de otros países.

Todos los resultados parciales y finales del estudio de amenaza realizado se han integrado en un SIG que es accesible para todos los componentes del grupo de trabajo y que previsiblemente facilitará la explotación y difusión de resultados.



6. REFERENCIAS



Abrahamson, N. A. and Shedlock, K. M. (1997). Some Comparisons between Recent Ground Motion Relations. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 68, No. 1, pp. 24-40.

Abrahamson, N. A. and Shedlock, K. M. (1997a). Overview. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 68, No. 1, pp. 9-23.

Abrahamson, N. A. (2000). State of the Practice of Seismic Hazard Evaluation. *Proceedings of GeoEng 2000, Melbourne, 19-24 November, Vol. 1, pp. 659-685.*

Alfaro, C. S., A. S. Kiremidjian and R. A. White (1990). *Seismic zoning and ground motion parameters for El Salvador*. Report N° 93. The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University.

Algermissen, S. T., S. L. Hansen and P. C. Thenhaus (1988). *Seismic hazard evaluation for El Salvador*. Report for the US Agency for International Development.

Alvarenga, E. R., T. B. González y E. A. Rodríguez (1997). Formulación de un árbol lógico para la evaluación de la peligrosidad sísmica en El Salvador. *Memorias del Seminario sobre Evaluación y Mitigación del Riesgo Sísmico en el Área Centroamericana*. UCA, San Salvador, 175-184.

Alvarez G., Salvador (1982). Informe Técnico Sobre Aspectos Sismológicos del Terremoto en El Salvador, del 19 de junio de 1982. Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas.

Alvarez G., Salvador (1987). Informe Técnico – Sismológico del terremoto de San Salvador del 10 de octubre de 1986. Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas.

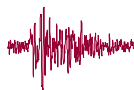
Ambraseys, N. N. and R. D. Adams (1996). Large Magnitude Central American Earthquakes, 1898-1994. *Geophys. J. Int.*, 127, 665-692.

Ambraseys, N. N. and R. D. Adams (2001). *The Seismicity of Central America: A Descriptive Catalogue 1898-1995*. London, Imperial College Press.

Atkinson, G. M. and Boore, D. M. (2003). Empirical ground-motion relations for subduction zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 93, No. 4, pp. 1703–1729.

Bazzurro, P. and Cornell, C. A. (1999). Disaggregation of Seismic Hazard. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 89, No. 2, pp. 501-520.

Bejar Buruca, Juan A.; Cesar G., Rivas Gómez; y Alfredo A., Rodríguez. (2003) Catálogo Sísmico de El Salvador (1898-1983) Actualización, Depuración y Creación de Herramientas para Actualizaciones Futuras. Trabajo de graduación para optar al grado de Ingeniero Civil. Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Universidad Centroamericana “José Simeón Cañas”.



Benito, M. B. y Jiménez, M. E. (1999). Peligrosidad Sísmica. En: *Ingeniería sísmica*, editado por M. B. Benito y D. Muñoz, Física de la Tierra, Vol. 11, pp. 13-47.

Benito, B.; Gaspar-Escribano, J. M.; Tévar, J. M.; García, M. J.; y Jimenez M. E. (2004). The EXPEL Code for Probabilistic Seismic Hazard Analysis and Uncertainties Evaluation. Proceedings 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, 2004, paper No. 1752, 15 pp.

Benito M. B.; P. Hasbun; J. C. Cepeda; D. Hernández; C. Pullinger; G. Marroquín; y J. Martínez (2005). Caracterización del movimiento del suelo y sus efectos en la infraestructura durante los terremotos del 2001, El Salvador. ISBN 99923-868-00.

Bernreuter, D. L.; Savy, J. B.; Mensing, R. W.; and Chen, J. C. (1989). Seismic Hazard Characterization of 69 Nuclear Power Plant Sites East of the Rocky Mountains. Lawrence Livermore National Laboratory, U. S. Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-5250.

Bernreuter, D. L. (1992). Determining the Controlling Earthquake from Probabilistic Hazard for the Proposed Appendix B. Lawrence Livermore National Laboratory. Report UCRL-JC-111964, Livermore, California.

Bommer J. J., D. A. Hernandez, J. A. Navarrete and W. M. Salazar (1996). Seismic hazard assessments for El Salvador. *Geofísica Internacional*, 35, 227-244.

Bommer, J., W. Salazar, y P. Samayoa (1998). Riesgo Sísmico en la Región Metropolitana de San Salvador, Artículo publicado en Programa Salvadoreño de Investigación sobre Desarrollo y Medio Ambiente (PRISMA).

Bommer, J. J.; Abrahamson, N. A.; Strasser, F.O.; Pecker, A.; Bard, P.Y.; Bungum, H.; Cotton, F.; Fäh, D.; Sabetta, F.; Scherbaum, F.; and Studer, J. (2004). The Challenge of Defining upper Bounds on Earthquake Ground Motions. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 75, No. 1, pp. 82-95.

Budnitz, R.J.; Apostolakis, G.; Boore, D. M.; Cluff, L. S.; Coppersmith, K. J.; Cornell, C. A.; and Morris, P.A. (1997). Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts. Senior Seismic Hazard Analysis Committee. United States Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-6372.

Bufo, E., H. Tavera, A. Udías (1997). Mecanismo focal de los terremotos en el eje volcánico de El Salvador. Memorias del Seminario sobre Evaluación y Mitigación del Riesgo Sísmico en el Área Centroamericana. UCA, San Salvador, 1-9.

Burbach, G. V., C. Frohlich, W. D. Pennington and T. Matumoto (1984). Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-1135.

Cepeda, J. M.; Benito, M. B; Burgos, E. A. (2004). Strong Motion Characteristics of January and February, 2001 Earthquakes in El Salvador. In: Natural Hazards in El Salvador, *Geological Society of America Special Paper* 375, 405-421.



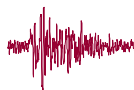
- Chapman, M. C. (1995). A Probabilistic Approach to Ground Motion Selection and Engineering Design. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 85, pp. 937-942.
- Chen, Y., C. Ling, F. Guendel, O. Kulhanek y L. Juan (2002). *Seismic hazard and loss estimation for Central America*. *Natural Hazards*, 25, 161-175.
- Climent, A.; Taylor, W.; Ciudad Real, M.; Strauch, W.; Villagram, M.; Dahle, A.; and Bungum, H. (1994). Spectral strong-motion attenuation in Central America, *NORSAR Technical Report*, No. 2-17, 46 pp.
- Coppersmith, K. J. and Youngs, R. R. (1986). Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessment within intraplate tectonic environments. *Proc. Of the third U.S. National Conference on Earthquake Engineering*, Charleston, vol. 1, pp. 301-312.
- Cornell, C. A. (1968). Engineering Seismic Risk Analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 58, No. 5, pp. 1583-1606.
- Cosentino, P.; Ficarra, V.; and Luzio, D. (1977). Truncated Exponential Frequency-Magnitude Relationship in Earthquake Statistics. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 67, pp. 1615-1623.
- Cotton, F.; Bommer, J. J.; Bungum, H.; Sabetta, F.; and Scherbaum, F. (2004). On the Criteria for Selecting Ground Motion Equations for Seismic Hazard Assessment. *J. Seism.*, (enviado)
- Cramer, C. H. (2001a). A Seismic Hazard Uncertainty Analysis for The New Madrid Seismic Zone. *Engineering Geol.*, Vol. 62, pp. 251-266.
- Cramer, C. H. (2001b). The New Madrid Seismic Zone: Capturing Variability in Seismic Hazard Analysis. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 72, pp. 664-672.
- Cramer, C. H.; Wheeler, R. L.; and Mueller, C. S. (2002). Uncertainty Analysis for Seismic Hazard in the Southern Illinois Basin. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 73, No. 5, 792-805.
- CSN, 2008. Proyecto EXPEL. Sistema Experto de Análisis Probabilista de la Peligrosidad Sísmica. CSN, Colección documentos I+D 16.2008, DID 16.08. pp 291.
- Davis, I. (1978). *Shelter after disaster*. Oxford Polytechnic Press. Headington, Oxford.
- DeShon, H. R.; Schwartz, S. Y.; Bilek, S. L.; Dorman, L. M.; Gonzalez, V.; Protti, J. M.; Flueh, E. R.; and Dixon, T. H. (2003). Seismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica. *JGR*, 108, 2491-2294.
- Dean B. W. and C. L. Drake (1978). Focal Mechanism Solutions and Tectonics of the Middle American Arc. *J. Geol.*, 86, 111-128.



- Douglas, J. (2003). Earthquake Ground Motion Estimation Using Strong-Motion Records: A Review of Equations for the Estimation of Peak Ground Acceleration and Response Spectral Ordinates. *Earth Sci. Rev.*, Vol. 61, pp. 43–104.
- EPRI (1986). QHAZARD: Seismic Hazard methodology for the eastern and central United States. Vol 1-3. Palo Alto, California.
- EPRI (1988). A Criterion for Determining the Exceedance of the Operating Basis Earthquake. EPRI Report NP-5930, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California, EEUU.
- Espinosa, A. F. (1976). The Guatemalan earthquake of February 4, 1976, a preliminary report. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 1002, Washington, 1-3.
- Esteva, L. (1967). Criterios para la construcción de espectros para diseño sísmico. Proceedings of XII Jornadas Sudamericanas de Ingeniería Estructural y III Simposio Panamericano de Estructuras, Caracas. Published later in Boletín del Instituto de Materiales y Modelos Estructurales, Universidad Central de Venezuela, No. 19.
- Esteva, L. (1968). Bases para la formulación de decisiones de diseño sísmico. Ph. D. Thesis and Report 182, Universidad Autónoma Nacional de México, August 1968.
- Frankel, A. (1995). Mapping Seismic Hazard in the Central and Eastern United States. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 66, pp. 8-21.
- Frankel, A.; Mueller, C.; Barnhard, T.; Perkins, D.; Leyendecker, E.V.; Dickman, N.; Hanson, S.; and Hopper, M. (1996). National Seismic Hazard Maps: Documentation June 1996. U. S. Geological Survey Open File Report 96-532, 110 pp.
- García, D., Singh, S. K., Herráiz, M., Ordaz, M., and Pacheco J. F. (2005). Inslab earthquakes of Central México: Peak ground-motion parameters and response spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 95, No.6, pp. 2272-2282.
- Geological Survey (1976). The Guatemalan Earthquake of February 4, 1976, a Preliminary Report. Geological Survey Professional Paper 1002. United States of America.
- Güendel, F. and H. Bungum (1995) Earthquakes and Seismic Hazards in Central America. *Seismological Research Letters*, Vol. 66, 19-25.
- Guendel, F. y Protti M., (1998). Sismicidad y sismotectónica de América Central. *Física de La Tierra*, No 10: 19-51.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 34, pp.185-188.
- Gutenberg, B., and C.F. Richter (1954). *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey.



- Harlow, D. H. and R. A. White (1985). Shallow earthquakes along the volcanic chain in Central America. Evidence for oblique subduction: *Earthquake notes*, Vol. 55, p. 28.
- Harlow, D. H., R. A. White, M. J. Rymer and S. Alvarez. (1993) The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context. *Bull. Seism. Soc. Am*, 83, 1143-1154.
- Harmsen, S. C. (2001). Mean and Modal e in the Deaggregation of Probabilistic Ground Motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 91, No. 6, pp. 1537-1552.
- Harris, J. W. and Stocker, H. (1998). *Handbook of Mathematics and Computational Science*. Springer-Verlag, New York, 1030pp.
- Hattori, S. (1979). Seismic risk maps in the world (maximum acceleration and maximum particle velocity) (II) – Balkan, Middle East, Southeast Asia, Central America, South America and others. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, 17, 33-96.
- Kijko, A. and Graham, G. (1999). Parametric–Historic Procedure for Probabilistic Seismic Hazard Analysis. Part II: Assessment of Seismic Hazard at Specified Site, *Pure Appl. Geophys.* Vol. 154, pp. 1–22.
- Kochkin, V. G. and Crandell, J. H. (2003). New Madrid Seismic Zone: Overview of Earthquake Hazard and Magnitude Assessment Based on Fragility of Historic Structures. Partnership for Advancing Technology in Housing, PATH Research Center, Upper Marlboro, 110 pp.
- Lapajne, J.; Motnikar, B.Š.; and Zupančič, P. (2003). Probabilistic Seismic Hazard Assessment Methodology for Distributed Seismicity. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 93, No. 6, pp. 2502–2515.
- Lindholm, C., W. Rojas, H. Bungum, A. Dahle, E. Camacho, H. Cowan y M. Laporte (1995). New regional seismic zonation for Central America. *Proceedings, Fifth International Conference on Seismic Zonation, Nice, 11-19 October, Vol. I* 437-444.
- Lomnitz, Cinna and Rudolf Schultz (1966). The San Salvador earthquake of May 3, 1965. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 56, No. 2, p. 561-575.
- Lyon-Caen, H., et al. (2006). Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L19309, doi:10.1029/2006GL027694, 2006.
- Martín, A. J. (1984). Riesgo Sísmico en la Península Ibérica. *Tesis Doctoral*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 2 tomos, 235 pp. + figuras y tablas.
- Martínez, Maximiliano A. (1978). *Cronología Sísmica y Eruptiva de la República de El Salvador a partir de 1520*. Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas, San Salvador, El Salvador.



- McGuire R. K. and Shedlock, K.M. (1981). Statistical Uncertainties in Seismic Hazard Evaluations in the United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 71, pp. 1287-1308.
- McGuire, R. K. (2001). Deterministic vs. Probabilistic Earthquake Hazards and Risks. *Soil Dyn. Earthquake Engineering*, Vol. 21, pp. 377-384.
- Montero, W., Peraldo, H y Rojas, W. (1997). Proyecto de Amenaza Sísmica de América Central. Informe final.
- Newmark, N. M. and Hall, W. J. (1973). Procedures and Criteria for Earthquake-Resistant Design. Building Practices for Disaster Mitigation, Washington DC. Building Science Series, Vol. 46, US department of Commerce, pp. 209-236.
- Newman, A.; Schneider, J.; Stein, S.; and Mendez, A. (2001). Uncertainties in Seismic Hazard Maps for the New Madrid Seismic Zone and Implications for Seismic Hazard Communication. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 72, No. 6, pp. 647-663.
- NIST/SEMATECH (2005). e-Handbook of statistical methods, 2005. <http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/>
- Norabuena, E.; Dixon, T.; Schwartz, S.; DeShon, H.; Newman, A.; Protti, M.; Gonzalez, V.; Dorman, L.; Flueh, E.; Lundgren, P.; Pollitz, F.; and Sampson, D. (2004). Geodetic and seismic constrain on some seismogenic zone processes in Costa Rica. *J.G.R.* Vol. 109, B11403, doi:10.1029/2003JB002931, 2004.
- Norma Técnica para Diseño por Sismos y Sus comentarios (1997). Reglamento para la seguridad estructural de las Construcciones, El Salvador, Ministerio de Obras Públicas.
- Ordaz, M. (2004). Some Integrals Useful in Probabilistic Seismic Hazard Analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 75, pp. 1510-1516.
- Ordaz, M., A. Aguilar, and J. Arboleda (2007). CRISIS2007. Program for Computing Seismic Hazard. Ver 5.1. Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de México, México.
- Peraldo, G. and Montero, W. (1999). Sismología Histórica de América Central, Instituto Panamericano de Historia y Geografía, México, 347 pp.
- Quintero R. and F. Guendel. (2000). Stress Field in Costa Rica, Central America. *Journal of Seismology* 4: 297-319.
- Rabinowitz, N.; Steinberg, D.M.; and Leonard, G. (1998). Logic Tree Analysis and Data Reduction in Probabilistic Hazard Assessment. *Earthquake Spectra*, Vol. 14, pp. 189-201.
- Reiter, L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights*. Columbia University, New York.



Restrepo-Vélez, L. F. and Bommer, J. J. (2003). An Exploration of the Nature of the Scatter in Ground-Motion Prediction Equations and the Implications for Seismic Hazard Assessment. *J. Earthquake Engineering*, Vol. 7, No. 1, pp. 171–199.

Rojas, W., H. Bungum and C. Lindholm (1993a). A Catalog of Historical and Recent Earthquake in Central America. NORSAR, technical report, project Reduction of Natural Disasters in Central America, Earthquake Preparedness and Hazard Mitigation, Seismic Zonation and Earthquake Assessment, 77 pp.

Rojas, W., H. Cowan, C. Lindholm, A. Dahle, y H. Bungum (1993b). Regional seismic zonation for Central America: A preliminary model. NORSAR Tech. Rep. No. 2-12.

Rose, W. I., J. J. Bommer, and C.A. Sandoval (2004). Natural hazards and risk mitigation in El Salvador: An introduction. In: W.I. Rose, J.J. Bommer, D.L. Lopez, M.J. Carr, J.J. Major (eds.). *Natural Hazards in El Salvador*. Geol. Soc. of Am., Special Paper 375, Boulder, Colorado, 1-4.

Sabetta, F.; Lucantoni. A.; Bungum, H.; Bommer, J. J. (2005). Sensitivity of PSHA Results to Ground Motion Prediction Relations and Logic-Tree Weights. *Soil Dyn. Earthquake Engineering*, Vol. 25, pp. 317-329.

Salazar, W. M.; N. N. Ambraseys; and J. J. Bommer. (1997). Compilación de un catálogo sísmico para El Salvador y zonas aledañas. Memorias Seminario sobre Evaluación y Mitigación del Riesgo Sísmico en el Area Centroamericana. 22-26 de septiembre de 1997, Universidad Centroamericana “José Simeón Cañas”, El Salvador.

Schenk, V. (1989). Achievements and Probable Trends in Seismic Hazard Assessment. *Tectonophysics*, Vol. 167, pp. 157-169.

Schmidt, V.; Dahle, A.; and Bungum, H. (1997). Costa Rican spectral strong motion attenuation, *NORSAR Technical Report, November 1997*, 45 pp.

Schorlemmer, D.; Wiemer, S. and Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*. Vol. 437, Set. 2005.

Schwartz, D. P. and Coppersmith, K. J. (1984). Fault Behaviour and Characteristic Earthquakes – Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones. *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, pp. 5681-5698.

Shedlock, K. M. (1999). Seismic hazard map for North and Central America and the Caribbean. *Annali di Geofisica* 42, 799-997.

Servicio Nacional de Estudios Territoriales (2005). Enjambre Sísmico en Cordillera Apaneca-Lamatepec del 3 al 15 de mayo del 2005. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.



Servicio Nacional de Estudios Territoriales (2007). Enjambre sísmico en el Departamento de Ahuachapán, zona occidental de El Salvador, Diciembre 2006. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

Singh, S. K., C. Gutiérrez y J. Arboleda (1993). *Peligro sísmico en El Salvador*. Universidad Autónoma de México (UNAM), México.

Spudich, P.; Joyner, W. B.; Lindh, A. G.; Boore, D. M.; Margaris, B. M.; Fletcher, J. B. (1999). SEA99: A revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 89, No. 5, pp. 1156-1170.

Stepp, J. C. (1973) Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area. In Harding, S. T., editor, 1973, Contributions to seismic zoning: U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration Technical Report ERL 267-ESL 30, p. 16-28.

Tanner J., and K. M. Shedlock (2004). Seismic hazard maps of Mexico, the Caribbean, and Central and South America, *Tectonophysics* 390, 159-175.

Taylor Castillo, W., P. Santos Lopez, A. Dahle and H. Bungum (1992). Digitalización of strong motion data and estimation of PGA attenuation. Norsar Technical Report 2-4.

Trifunac, M. D.; Lee, V. W.; and Anderson, J. G. (1987). Methods for Introduction of Geologic Data into Characterization of Active Faults and Seismicity and Upgrading of the URS Technique. Report NUREG/CR, Vol. 2, Nuclear Regulatory Commission, Washington DC.

Turcotte, D.L. (1997). *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, 222 pp.

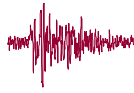
Torres, R. E. Y D. A. Hernández (1999). Actividad sísmica y daños en la zona Meanguera del Golfo, La Unión, durante abril de 1999. Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas.

Torre, R. E., C. D. Escobar, D. A. Hernández (1999). Informe de Actividad Sísmica en la zona de San Vicente, durante el periodo marzo-abril de 1999. Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas.

Wahlström, R. and Grünthal, G. (2000). Probabilistic Seismic Hazard Assessment (Horizontal PGA) for Sweden, Finland and Denmark Using Different Logic Tree Approaches. *Soil Dyn. Earthquake Engineering*, Vol. 20, pp. 45-58.

Wen, Y. K.; Ellingwood, B. R.; Veneziano, D.; Bracci, J. (2003). Uncertainty Modelling in Earthquake Engineering, MAE center Project FD-2 Report, 113 pp.

White, R. (1991). Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America: The Geology of North America, Decade map, Vol. 1, p. 323-338.



White, R. A. and D. H. Harlow (1993), Destructive upper crustal earthquake of Central America since 1900, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 83, No. 4, pp. 1115-1142.

White R. A.; J. P. Ligorria; and I. L. Cifuentes (2004). Seismic history of the Middle America subduction zone along El Salvador, Guatemala, and Chiapas, Mexico: 1526–2000, in *GSA Special Paper 375: Natural Hazards in El Salvador*

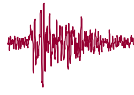
Woo G. (1996). Kernel Estimation Methods for Seismic Hazard Area Source Modeling. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 86, No. 2, pp. 353-62.

Yong, C.; Ling, C.; Güendel, F.; Kulhanek O. and Juan, L. (2002). Seismic Hazard and Loss Estimation for Central America. *Natural Hazards* 25, pp 161-175.

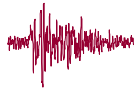
Youngs, R. R.; Chiou, S. J.; Silva, W. J.; and Humphrey, J. R. (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seism. Res. Lett.*, vol. 68, No. 1, pp. 58-73.

Youngs, R. R. and Coppersmith, K. J. (1985). Implications of Fault Slip Rates and Earthquake Recurrence Model to Probabilistic Seismic Hazard Estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 75, pp. 939-964.

Zhao, John X.; Jian Zhang, Akihiro Asano, Yuki Ohno, Taishi Oouchi, Toshimasa Takahashi, Hiroshi Ogawa, Kojiro Irikura, Hong K. Thio, Paul G. Somerville, Yasuhiro Fukura and Yoshimitsu Fukushima (2006). Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol 96, pp. 898-913.



7. ANEXOS



7.1 ANEXO A (CAP. 3)

7.1.1 FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD ACUMULATIVA (CDF) Y FUNCIÓN DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD (PDF)

La función de distribución de probabilidad acumulativa $F(x)$, que también se denota como CDF, es la probabilidad de que una variable aleatoria x , discreta o continua, tome valores menores que X (Harris y Stocker, 1998):

$$F(x) = P [x < X] \quad \text{[Ecuación 7.1]}$$

Puesto que en peligrosidad sísmica se considera la *probabilidad de excedencia* de un valor dado, lo que realmente interesa conocer es la expresión de la probabilidad complementaria, es decir:

$$P[y > Y] = 1 - P [y < Y] = 1 - F(y) \quad \text{[Ecuación 7.2]}$$

La función densidad de probabilidad $f_X(x)$, denominada también PDF es una función no negativa que verifica:

$$\int_{-\infty}^{\infty} f_X(x) dx = 1 \quad \text{y además} \quad f_X(x) = \frac{dF(x)}{dx} \quad \text{[Ecuación 7.3]}$$

También se cumple que:

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f_T(t) dt \quad \text{[Ecuación 7.4]}$$

Y si la integral se evalúa entre límites finitos, entonces se tiene:

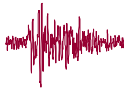
$$F(x_2) - F(x_1) = \int_{x_1}^{x_2} f_T(t) dt \quad \text{[Ecuación 7.5]}$$

Así pues, la ecuación [7.5] se puede expresar en términos de las densidades de probabilidad de esta manera:

$$P_i[y > Y] = \int_{M'}^{\infty} \int_{R'}^{\infty} \int_{\varepsilon'}^{\infty} P_i[y > Y | m, r, \varepsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\varepsilon_i}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \quad \text{[Ecuación 7.6]}$$

donde M' , R' y ε' es la terna de valores tales que $\forall m \geq M'$, $\forall r \geq R'$ y $\forall \varepsilon \geq \varepsilon'$, $y > Y$.

Restringiendo la anterior ecuación a los rangos de variación de m , r y ε para la fuente sísmica considerada se tiene:



$$P_i[y > Y] = \int_{M_o}^{M_m} \int_{R_{min}}^{R_{max}} \int_{\epsilon_{min}}^{\epsilon_{max}} P_i[y > Y | m, r, \epsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\epsilon_i}(\epsilon) dm dr d\epsilon$$

[Ecuación 7.7]

Esta expresión, que da la probabilidad de excedencia de Y debida a una fuente i caracterizada por las funciones $f_i(m)$ y $f_i(r)$, se ha deducido mediante un razonamiento puramente matemático y sin tener en cuenta ningún modelo de recurrencia temporal de terremotos. Esta ecuación es válida en el caso general en el que la probabilidad de excedencia se calcule en t años.

Ahora bien, si se considera un modelo temporal de ocurrencia de terremotos en la fuente i poissoniano, entonces la probabilidad anual de excedencia de Y es equivalente a la tasa anual de excedencia de Y . Basta multiplicar la probabilidad de excedencia de Y en t años (dada por la ecuación [7.7]) por la tasa anual de ocurrencia de terremotos en la fuente i (ν_i) para obtener la tasa anual de excedencia de Y debida a la fuente i , denotada por $\lambda_i[y > Y]$, esto es:

$$\lambda_i(y > Y) = \nu_i \cdot P_i[y > Y] = \nu_i \int_{M_o}^{M_m} \int_{R_{min}}^{R_{max}} \int_{\epsilon_{min}}^{\epsilon_{max}} P_i[y > Y | m, r, \epsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\epsilon_i}(\epsilon) dm dr d\epsilon$$

[Ecuación 7.8]

Si se tienen N fuentes sísmicas que potencialmente pueden causar excedencia del movimiento Y en el sitio, entonces la tasa anual de excedencia de Y debida a la acción de todas las fuentes, denotada por, es la suma de las tasas de excedencia de Y de cada una de las fuentes:

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N \nu_i \iiint P_i[y > Y | m, r, \epsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\epsilon_i}(\epsilon) dm dr d\epsilon$$

[Ecuación 7.9]

en la que las integrales se calculan entre los límites particulares de cada zona.



7.1.2 DEDUCCIÓN DE LAS FUNCIONES $F(M)$ Y $f(M)$ A PARTIR DE LA RELACIÓN DE GUTENBERG-RICHTER

El modelo empleado de distribución de magnitudes en una zona sísmica está basado en el trabajo de Gutenberg y Richter (1944), que establece una relación lineal entre el logaritmo del número de sismos que superan una determinada magnitud y la magnitud. La ley de Gutenberg-Richter relaciona la cantidad de terremotos N de magnitud igual o superior a una dada con la magnitud:

$$\log N = a - b \cdot m \quad \text{[Ecuación 7.10]}$$

donde m es la magnitud y N es el número de terremotos de magnitud igual o mayor a m , y a y b son números positivos. Esta ley se puede expresar también en términos del logaritmo natural, quedando:

$$\ln N = \alpha - \beta \cdot m \quad \text{[Ecuación 7.11]}$$

donde $\alpha = a \cdot \ln 10$, $\beta = b \cdot \ln 10$.

Para estudios de peligrosidad sísmica, se utiliza una variante de este modelo en la que se trunca el rango de magnitudes considerado entre una magnitud mínima umbral M_0 por debajo de la cual la sismicidad no sólo carece de interés desde el punto de vista de la peligrosidad, sino que además puede desvirtuar los resultados del mismo, y una magnitud máxima esperada M_M , que generalmente se deduce a partir del catálogo sísmico mediante diversos métodos de estimación (e. g., Cosentino *et al.*, 1977). La ley Gutenberg-Richter truncada queda de la forma:

$$\log N = a - b \cdot (m - M_0) \quad \text{[Ecuación 7.12]}$$

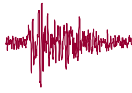
o de manera equivalente:

$$\ln N = \alpha - \beta \cdot (m - M_0) \quad \text{[Ecuación 7.13]}$$

con $M_0 \leq m \leq M_M$ y α y β positivos.

A continuación se deducen las funciones de distribución y de densidad de probabilidad para este modelo.

Consideraremos que el espacio de muestreo es el intervalo de magnitudes acotado por las magnitudes máxima (M_M) y mínima (M_0). Así pues, la cantidad $N(M_M)$ denotará el número de terremotos de magnitud igual a M_M (no decimos igual o mayor porque por definición, no se contemplan terremotos de magnitud mayor a M_M). Por su parte, la cantidad $N(M_0)$ denotará el número de sismos de magnitud igual o mayor a M_0 , y correspondería al valor máximo de la función $N(m)$. No obstante, como $N(m)$ está truncada superiormente por M_M , el número total



de terremotos cuyas magnitudes estén comprendidas entre M_0 y M_M (ambos incluidos) será $N(M_0) - N(M_M)$. Análogamente, el número de sismos de magnitud mayor o igual a una magnitud M dada ($M_0 \leq M \leq M_M$), será $N(M_0) - N(m)$, con $m \geq M$. La probabilidad de que ocurra un sismo con magnitud mayor o igual a M , condicionado a que $M_0 \leq M \leq M_M$ (definición de distribución de probabilidad $F(m)$) vendrá dada por el cociente entre el número de terremotos de magnitud mayor o igual a m y el número total de terremotos:

$$F(m) = P[M > m \mid M_0 \leq M \leq M_M] = \frac{N(M_0) - N(m)}{N(M_0) - N(M_M)} = \frac{e^{\alpha - \beta \cdot M_0} - e^{\alpha - \beta \cdot m}}{e^{\alpha - \beta \cdot M_0} - e^{\alpha - \beta \cdot M_M}} \quad \text{[Ecuación 7.14]}$$

Eliminando el factor común e^α y dividiendo denominador y numerador por $e^{-\beta M_0}$ queda:

$$F(m) = \frac{e^{\alpha - \beta \cdot M_0} - e^{\alpha - \beta \cdot m}}{e^{\alpha - \beta \cdot M_0} - e^{\alpha - \beta \cdot M_M}} = \frac{e^{-\beta \cdot M_0} - e^{-\beta \cdot m}}{e^{-\beta \cdot M_0} - e^{-\beta \cdot M_M}} = \frac{1 - e^{-\beta \cdot (m - M_0)}}{1 - e^{-\beta \cdot (M_M - M_0)}} \quad \text{[Ecuación 7.15]}$$

que es la expresión habitual de la función de distribución de probabilidades (Cosentino *et al.* 1977, Figura 7.1):

$$F(m) = \frac{1 - e^{-\beta(m - M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_M - M_0)}}, \text{ con } M_0 \leq m \leq M_M \quad \text{[Ecuación 7.16]}$$

La función de densidad de probabilidad de magnitud según este modelo se obtiene simplemente derivando (Figura 7.2):

$$f(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m - M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_M - M_0)}}, \text{ con } M_0 \leq m \leq M_M \quad \text{[Ecuación 7.17]}$$

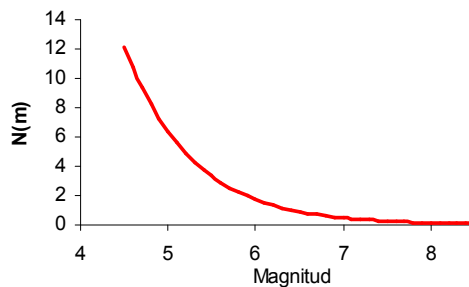


Figura 7.1 Representación gráfica de la función de distribución de magnitud $N(m)$ según la Ley de Gutenberg-Richter, para $\alpha = 2.5$, $\beta = 1.3$, $M_0 = 4.5$ y $M_M = 8.0$

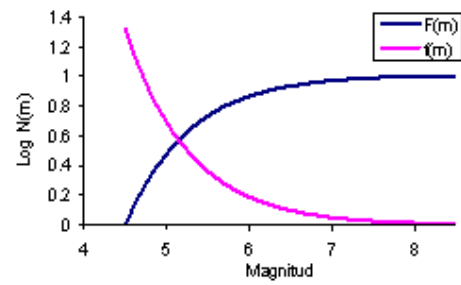
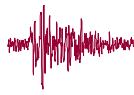
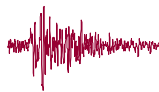


Figura 7.2 Representación gráfica de la funciones de distribución $F(m)$ y densidad de probabilidades $f(m)$ de magnitud, para $\theta = 1.3$, $M_0 = 4.5$ y $MM = 8.0$



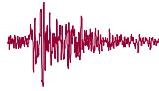
7.2 ANEXO B (CAP. 4)

La información de esta tabla fue proporcionada por:

- INETER, Nicaragua (Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales)
- SNET, El Salvador (Servicio Nacional de Estudios Territoriales)
- ICE, LIS-IINI-UCR, Costa Rica (Instituto Costarricense de Electricidad (ICE); Laboratorio de Ingeniería Sísmica; Universidad de Costa Rica)

Tabla 7.1 Datos acelerométricos empleados para el contraste de modelos de atenuación

Costa Rica	Cod.		Epi.	Prof.	Hipo.	Rrup		PGA1	PGA2	Sa 1	Sa 1	Sa 2	Sa 2
Sismo	Est.	Cond. Sit.	km	km	km	km	M	cm/ss	cm/ss	0.3 s	1.0 s	0.3 s	1.0 s
199203070153	CCH	Roca	63.5	85	106.1	106.1	6.5	24.9	18.3				
199203070153	FRA	Roca	43.7	85	95.6	95.6	6.5	130	102				
199203070153	QPS	Roca	68.7	85	109.3	109.3	6.5	36.6	28.1				
199203070153	ALJ	Suelo	24.7	85	88.5	88.5	6.5	127	91.8				
199203070153	CTG	Suelo	52.9	85	100.1	100.1	6.5	97.4	70.9				
199203070153	HTO	Suelo	29.7	85	90.0	90.0	6.5	105	90.4				
199203070153	PCL	Suelo	19.8	85	87.3	87.3	6.5	55.9	42				
199203070153	SRM	Suelo	19.5	85	87.2	87.2	6.5	181	155				
199203070153	GTS	Suelo	37.6	85	92.9	92.9	6.5	62.1	44.7				
199807201417	NFL	Roca	126.7	186	225.1		4.7	5.76	4.43				
199807201417	CDN	Roca	140.0	186	232.8		4.7	1.03	1.02				
199807201417	FIR	Roca	108.3	186	215.2		4.7	1.95	1.86				
199807201417	CAR	Suelo	120.9	186	221.8		4.7	3.48	3.48				
199807201417	HAT	Suelo	117.3	186	219.9		4.7	4.69	3.41				
199807201417	ECA	Suelo	118.8	186	220.7		4.7	2.65	2.08				



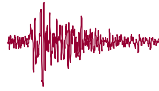
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

199807201417	ROH	Suelo	114.8	186	218.6		4.7	3.62	2.89				
199807201417	DES	Suelo	122.5	186	222.7		4.7	1.45	1.33				
200006290217	CDN	Roca	65.4	101.8	121.0		4.4	2.87	2.03				
200006290217	QPS	Roca	94.1	101.8	138.6		4.4	1.78	1.58				
200006290217	ECA	Suelo	45.0	101.8	111.3		4.4	7.06	4.7				
200006290217	SLG	Suelo	63.0	101.8	119.7		4.4	4.26	3.26				
200012290845	CDN	Roca	26.1	60	65.4		4.5	3.01	2.84	6.2	0.5	8.0	0.4
200012290845	FRA	Roca	8.5	60	60.6		4.5	6.2	6.12	8.5	0.5	3.6	0.2
200012290845	OVS	Roca	33.4	60	68.7		4.5	3.39	6.3	11.7	0.5	21.4	0.7
200012290845	QPS	Roca	30.1	60	67.1		4.5	11.6	6.59	41.5	2.1	21.5	0.7
200012290845	ISD	Suelo	57.4	60	83.0		4.5	2.64	4.11	6.3	0.8	8.5	0.8
200012290845	LPF	Suelo	27.3	60	65.9		4.5	8.4	6.38	8.5	0.8	8.6	0.4
200012290845	SLG	Suelo	27.7	60	66.1		4.5	4.6	5.43	9.4	0.9	9.6	0.5
200309162003	APSDb	Roca	105.9	55	119.3		5.4	4.25	5.26	14.8	3.0	15.8	4.8
200309162003	APSMc	Roca	12.6	55	56.4		5.4	11.42	6.62	21.6	4.9	8.4	3.5
200309162003	CDN	Roca	50.4	55	74.6		5.4	10.2	8.18	27.7	5.2	27.4	3.6
200309162003	FRA	Roca	36.0	55	65.7		5.4	10.1	8.87	23.8	2.4	21.6	4.0
200309162003	OVS	Roca	34.0	55	64.7		5.4	3.62	2.4	8.9	3.8	7.8	1.4
200309162003	QPS	Roca	51.0	55	75.0		5.4	20.9	18.9	33.9	6.7	46.7	7.0
200309162003	AETG	Suelo	48.7	55	73.4		5.4	14.16	18.11	59.3	5.6	83.7	5.5
200309162003	ALJ	Suelo	26.9	55	61.2		5.4	23.7	16.4	30.6	9.1	46.8	11.0
200309162003	ECA	Suelo	33.0	55	64.1		5.4	39.9	34.1	108.0	17.2	99.2	9.7
200309162003	ISD	Suelo	100.0	55	114.1		5.4	14	13.9	30.0	11.2	44.2	5.2
200309162003	LPF	Suelo	37.0	55	66.3		5.4	17.7	16.7	38.3	7.8	54.4	5.6
200309162003	RAL	Suelo	48.0	55	73.0		5.4	15.3	11	25.4	4.5	52.2	6.8
200309162003	RGA	Suelo	20.8	55	58.8		5.4	15.9	13.4	19.6	3.9	25.1	2.0
200309162003	SLG	Suelo	50.0	55	74.3		5.4	35.7	22.1	123.0	12.7	79.6	14.2
200512281527	APCB	Roca	72.2	43	84.0		5.5	14.38	8.7	37.4	7.2	24.2	4.8



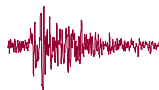
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

200512281527	APPI	Roca	19.8	43	47.3		5.5	16.83	10.99	23.7	6.1	18.7	4.2
200512281527	APSMe	Roca	32.7	43	54.0		5.5	5.78	7.56	10.6	3.7	13.5	3.6
200512281527	FRA	Roca	26.7	43	50.6		5.5	41.9	21	101.0	12.9	38.6	8.4
200512281527	PAR	Roca	49.5	43	65.6		5.5	268	129	210.0	5.6	206.0	8.4
200512281527	QPS	Roca	27.6	43	51.1		5.5	49.3	42	130.0	29.4	80.1	32.4
200512281527	TBA	Roca	72.0	43	83.9		5.5	26	25.5	34.5	4.3	19.0	2.8
200512281527	GTS	Suelo	36.0	43	56.1		5.5	27.9	22.4	66.1	2.2	32.8	1.5
200512281527	RAL	Suelo	46.7	43	63.5		5.5	38.5	37.8	49.9	2.2	50.6	1.6
200512281527	RMO	Suelo	135.1	43	141.8		5.5	10.3	7.7	37.0	8.4	27.8	9.6
200512281527	AETG	suelo	42.0	43	60.1		5.5	62.99	46.66	95.4	15.6	122.1	9.6
200512281527	ALJ	suelo	41.5	43	59.7		5.5	17	16.5	48.8	16.3	47.9	10.3
200512281527	HTO	suelo	38.0	43	57.4		5.5	28.4	21.4	29.2	4.4	14.5	2.6
200512281527	PCL	suelo	22.5	43	48.5		5.5	21.2	14.2	27.9	2.5	19.3	2.0
200603152140	APMD	Suelo	20.2	43	47.5		4.3	7.74	15.31	8.2	0.3	26.5	0.9
200603152140	AETG	suelo	41.5	43	59.8		4.3	2.87	3.57	8.7	0.5	8.7	0.6
200603152140	FRA	Roca	26.3	43	50.4		4.3	3.8	1.84	9.9	0.4	2.0	0.1
Nicaragua													
20000910-2357	BOAN	Roca	136.0	66	151.2		6.27	2.30	3.97	3.0	1.0	2.0	0.8
20000910-2356	GRAN	Suelo	65.4	66	92.9		6.27	5.60	5.05	42.0	4.2	11.0	3.8
20000910-2356	DCAN	Suelo	82.9	66	106.0		6.27	116.11	78.38	350.0	30.0	230.0	35.0
20000910-2357	MAAN	Suelo	68.0	66	94.7		6.27	21.23	24.52	40.0	15.0	30.0	12.0
20000910-2357	RAAN	Suelo	85.7	66	108.1		6.27	20.76	18.58	50.0	18.0	80.0	22.0
20000910-2357	CHAN	Suelo	172.9	66	185.1		6.27	12.13	9.23	20.0	2.0	15.0	4.0
20000910-2357	ESAN	Suelo	191.8	66	202.8		6.27	0.77	0.51	1.5	2.0	0.1	0.2
20010412-2024	BOAN	Roca	139.5	104	174.0		5.77	1.67	2.06	3.0	0.4	4.4	0.8
20010412-2024	JUIN	Roca	134.3	104	169.9		5.77	0.40	0.48	0.9	0.5	1.6	0.7
20010412-2024	CHAN	Suelo	62.9	104	121.5		5.77	10.60	10.97	15.0	2.0	8.4	2.4
20010412-2024	ESAN	Suelo	118.3	104	157.5		5.77	1.20	0.69	1.6	2.0	1.4	1.6



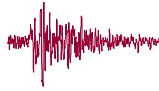
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

20010412-2024	GRAN	Suelo	92.6	104	139.3		5.77	2.15	1.70	3.4	5.0	4.4	4.8
20010412-2024	MGA	Suelo	63.3	104	121.7		5.77	3.96	4.98	8.0	2.6	10.0	3.6
20010412-2024	LEAN	Suelo	33.7	104	109.3		5.77	13.91	13.54	20.0	6.0	15.0	15.0
20010412-2024	RAAN	Suelo	55.8	104	118.0		5.77	13.83	10.49	40.0	4.0	30.0	6.0
20010412-2024	RIAN	Suelo	130.0	104	166.5		5.77	2.95	3.16	5.0	2.0	4.0	2.0
20010412-2025	DCAN	Suelo	60.7	104	120.4		5.77	15.90	14.64	26.0	4.2	30.0	10.0
20010707-0459	CHAN	Suelo	63.3	68	92.9		5.99	18.29	13.51	20.0	6.0	15.0	1.4
20010707-0459	DCAN	Suelo	161.6	68	175.3		5.99	5.28	5.25	8.0	0.6	10.0	0.8
20010707-0459	ESAN	Suelo	145.7	68	160.8		5.99	1.16	1.20	2.6	2.4	2.0	2.6
20010707-0459	MGA	Suelo	163.3	68	176.9		5.99	2.58	2.53	3.0	0.6	3.0	0.6
20010707-0459	LEAN	Suelo	89.5	68	112.4		5.99	11.59	8.45	14.0	2.4	10.0	1.0
20010707-0459	RAAN	Suelo	155.5	68	169.7		5.99	5.04	4.01	10.0	0.6	12.0	0.9
20010826-2000	CHAN	Suelo	51.4	75	90.9		5.62	22.13	13.70	20.0	4.0	10.0	0.6
20010826-2000	MGA	Suelo	127.6	75	148.0		5.62	2.38	2.17	6.0	0.5	3.4	0.2
20010826-2001	DCAN	Suelo	125.7	75	146.4		5.62	6.81	3.62	16.0	0.6	10.0	0.3
20010826-2000	LEAN	Suelo	64.2	75	98.7		5.62	5.28	6.68	3.0	0.5	3.0	0.4
20020115-1441	RIAN	Suelo	29.6	99	103.3		5.69	3.85	5.62	3.0	0.3	2.0	0.3
20020115-1441	CHAN	Suelo	152.5	99	181.8		5.69	4.21	3.92	3.0	1.0	2.6	0.8
20020115-1441	RAAN	Suelo	66.1	99	119.0		5.69	4.52	6.84	15.0	6.0	20.0	1.4
20020115-1442	LEAN	Suelo	117.8	99	153.9		5.69	3.85	4.03	8.6	2.0	6.4	2.0
20020115-1444	DCAN	Suelo	63.9	99	117.8		5.69	6.98	6.95	30.0	1.0	20.0	1.2
20020802-1613	JIAN	Roca	158.0	61	169.4		6.06	1.68	1.51	2.2	0.6	4.0	0.8
20020802-1612	MGA	Suelo	81.9	61	102.1		6.06	17.67	16.80	48.0	8.0	30.0	5.0
20020802-1612	CHAN	Suelo	73.9	61	95.8		6.06	19.58	26.12	26.0	4.0	16.0	5.0
20020802-1612	LEAN	Suelo	54.0	61	81.5		6.06	44.67	36.36	62.0	20.0	60.0	12.0
20020802-1613	GRAN	Suelo	97.0	61	114.6		6.06	2.74	5.20	16.0	2.0	16.0	2.0
20020802-1613	RAAN	Suelo	74.6	61	96.3		6.06	46.23	45.60	210.0	10.0	220.0	14.0
20020802-1613	RIAN	Suelo	125.2	61	139.3		6.06	9.57	10.37	6.0	0.5	5.0	0.7



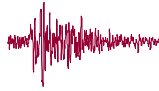
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

20020802-1613	ESAN	Suelo	141.0	61	153.6		6.06	1.13	1.13	3.0	2.0	2.4	2.2
20021122-1832	MGA	Suelo	77.6	71	105.2		5.77	8.15	7.87	10.0	4.2	6.0	1.2
20021122-1832	LEAN	Suelo	38.6	71	80.8		5.77	26.71	35.30	20.0	6.0	22.0	12.0
20021122-1834	RAAN	Suelo	70.1	71	99.8		5.77	11.03	11.09	20.0	1.4	22.0	1.4
20021122-1834	RIAN	Suelo	139.5	71	156.5		5.77	3.36	3.12	1.4	0.2	1.1	0.1
20041009-2126	MATN	Roca	246.7	48	251.3		6.62	2.14	2.52	7.8	7.8	5.0	6.0
20041009-2126	JIAN	Roca	255.8	48	260.2		6.62	3.11	4.09	8.0	4.0	8.0	3.0
20041009-2126	BOAN	Roca	220.6	48	225.8		6.62	3.34	3.09	8.0	3.2	7.0	6.0
20041009-2126	RAAN	Suelo	149.8	48	157.3		6.62	38.96	40.27	80.0	20.0	150.0	46.0
20041009-2126	RIAN	Suelo	78.7	48	92.2		6.62	26.95	21.01	60.0	24.0	40.0	30.0
20041009-2126	DCAN	Suelo	149.5	48	157.0		6.62	59.48	78.92	200.0	16.0	190.0	16.0
20050106-1510	DCAN	Suelo	46.8	74	87.6		5.62	8.19	9.89	14.0	1.0	36.0	1.4
20050307-0717	LEAN	Suelo	146.5	74	164.1		5.77	6.34	4.68	16.0	0.2	16.0	0.2
20050401-0736	LEAN	Suelo	62.1	111	127.2		5.77	3.97	4.39	6.2	1.8	6.0	2.0
20050723-2009	JUIN	Roca	34.5	171	174.5		5.99	0.75	0.80	1.0	2.0	0.8	2.0
20050723-2008	RAAN	Suelo	105.7	171	201.0		5.99	2.89	2.62	6.0	2.0	6.0	2.8
20050723-2008	MAAN	Suelo	33.9	171	174.3		5.99	2.31	1.58	2.6	4.0	2.0	2.2
20050723-2008	DCAN	Suelo	32.6	171	174.1		5.99	4.24	4.96	10.0	2.6	14.0	4.0
20001126-0003	DCAN	Suelo	136.3	29	139.4		5.54	1.19	0.88	2.0	0.7	1.5	0.7
20001126-0003	MGA	Suelo	139.5	29	142.5		5.54	0.51	0.42	0.8	0.4	0.8	0.3
El Salvador													
19-jun-1982	OB	Suelo	47.5	80.0	93.05		7.3	162.23	181.27	390.0	534.0	528.0	536.0



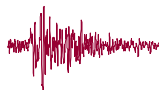
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

18-jul-1983	UC	Roca	245.0	91.0	261.38		6.4	17.97	11.95				
18-jul-1983	OB	Suelo	241.2	91.0	257.84		6.4	22.43	20.28				
18-jul-1983	SM	Suelo	162.3	91.0	186.06		6.4	12.41	15.21				
17-nov-1987	OB	Suelo	264.7	93.0	280.6		6.4	23.21	19.79				
3-nov-1988	UC	Roca	143.4	69.0	159.2		6.0	37.94	60.74				
3-nov-1988	AH	Suelo	75.8	69.0	102.5		6.6	90.20	126.00				
3-nov-1988	IV	Suelo	146.0	69.0	161.5		6.6	24.32	28.29				
13-ene-2001	CA	Roca	139.6	60.0	151.9	86.5	7.7	106.30	95.90	209.5	282.8	226.8	183.9
13-ene-2001	CM	Roca	168.2	60.0	178.6	144.1	7.7	13.56	12.39	20.9	25.6	23.1	18.0
13-ene-2001	CU	Roca	95.8	60.0	113.0	113.6	7.7	76.26	77.66	180.2	150.2	206.3	100.0
13-ene-2001	QC	Roca	64.6	60.0	88.2	87.2	7.7	149.20	183.00	577.2	164.5	366.3	209.5
13-ene-2001	RF	Roca	94.4	60.0	111.8	81.0	7.7	203.90	204.90	478.2	234.5	471.2	252.6
13-ene-2001	SE	Roca	91.8	60.0	109.6	108.7	7.7	80.58	59.59	190.9	71.3	214.1	115.6
13-ene-2001	ST	Roca	97.1	60.0	114.1	79.4	7.7	587.70	761.40	1123.8	517.0	2582.6	345.2
13-ene-2001	VF	Roca	96.6	60.0	113.7	86.5	7.7	201.60	184.70				
13-ene-2001	LI	Roca	86.9	60.0	105.6	61.3	7.7	1092.00	564.00	1290.0	285.0	958.0	237.0
13-ene-2001	ZA	Roca	56.6	60.0	82.5	72.0	7.7	255.00	305.00	362.0	140.0	410.0	229.0
13-ene-2001	PA	Roca	84.1	60.0	103.3	75.4	7.7	173.00	151.00	223.0	174.0	182.0	111.0
13-ene-2001	NO	Roca	67.8	60.0	90.6	78.9	7.7	569.00	479.00	1063.0	402.0	1789.0	319.0
13-ene-2001	TE	Roca	96.1	60.0	113.3	79.2	7.7	486.00	477.00	1103.0	385.0	1112.0	389.0
13-ene-2001	AH	Suelo	160.5	60.0	171.4	114.8	7.7	210.00	143.10	335.9	337.1	318.9	325.8
13-ene-2001	DB	Suelo	91.2	60.0	109.2	87.1	7.7	220.70	245.20	504.2	184.4	474.5	525.1
13-ene-2001	MG	Suelo	70.9	60.0	92.9	91.9	7.7	118.10	133.20	215.9	253.1	205.3	226.5
13-ene-2001	OB	Suelo	90.9	60.0	108.9	81.4	7.7	419.50	372.00	1101.1	557.8	1057.6	509.9
13-ene-2001	RS	Suelo	94.4	60.0	111.8	81.0	7.7	317.10	298.20	1211.8	282.2	1030.0	270.3
13-ene-2001	SA	Suelo	143.2	60.0	155.3	112.1	7.7	132.90	83.63	169.4	175.7	374.6	409.0
13-ene-2001	SM	Suelo	52.6	60.0	79.8	77.7	7.7	864.20	702.40	2021.8	417.6	1615.6	351.6
13-ene-2001	SS	Suelo	94.7	60.0	112.1	83.2	7.7	266.80	246.70	546.1	212.6	658.8	331.4
13-ene-2001	VS	Suelo	96.6	60.0	113.7	86.5	7.7	305.50	301.40				



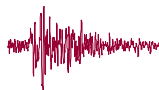
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

13-ene-2001	EX	Suelo	93.9	60.0	111.5	83.7	7.7	295.00	273.00	962.0	441.0	584.0	394.0
13-ene-2001	BA	Suelo	87.2	60.0	105.9	85.2	7.7	154.00	195.00	615.0	491.0	485.0	454.0
13-ene-2001	AR	Suelo	119.2	60.0	133.4	87.3	7.7	589.00	445.00	751.0	1050.0	1183.0	657.0
13-ene-2001	TO	Suelo	94.6	60.0	112.0	92.0	7.7	258.00	230.00	594.0	424.0	611.0	208.0
13-Dec-2004	ACAJ	Roca	37.3	54.8	66.3		5.7	14.46	14.24				
13-Dec-2004	AIES	Roca	81.7	54.8	98.4		5.7	28.07	29.76				
13-Dec-2004	HERR	Roca	89.5	54.8	105.0		5.7	44.37	57.29				
13-Dec-2004	LUNA	Roca	210.2	54.8	217.2		5.7	5.71	4.97				
13-Dec-2004	MAGT	Roca	72.2	54.8	90.7		5.7	22.86	23.71				
13-Dec-2004	PERQ	Roca	192.0	54.8	199.7		5.7	4.84	4.23				
13-Dec-2004	SEMF	Roca	78.6	54.8	95.8		5.7	14.01	13.87				
13-Dec-2004	SONS	Roca	55.2	54.8	77.8		5.7	42.35	33.20				
13-Dec-2004	CEUC	Suelo	80.8	54.8	97.6		5.7	23.68	22.34				
13-Dec-2004	CHIN	Suelo	157.3	54.8	166.6		5.7	8.95	9.66				
13-Dec-2004	CPRS	Suelo	76.0	54.8	93.7		5.7	27.44	28.33				
13-Dec-2004	SEMS	Suelo	78.6	54.8	95.8		5.7	19.90	17.92				
13-Dec-2004	SJAC	Suelo	78.8	54.8	96.0		5.7	29.26	33.69				
13-Dec-2004	SMIG	Suelo	176.2	54.8	184.5		5.7	17.61	13.65				
13-Dec-2004	SNET	Suelo	76.9	54.8	94.4		5.7	20.18	31.98				
13-Dec-2004	UDBS	Suelo	85.3	54.8	101.4		5.7	55.69	51.38				
13-Dec-2004	UESS	Suelo	81.8	54.8	98.4		5.7	40.93	29.56				
13-Dec-2004	UNCO	Suelo	85.7	54.8	101.8		5.7	9.30	8.11				
10-Mar-2005	AIES	Roca	78.6	47.9	92.1		5.6	55.75	49.55				
10-Mar-2005	CPRF	Roca	112.0	47.9	121.8		5.6	7.70	8.71				
10-Mar-2005	HERR	Roca	63.9	47.9	79.8		5.6	14.59	21.13				
10-Mar-2005	MAGT	Roca	115.0	47.9	124.6		5.6	7.56	8.83				
10-Mar-2005	SEMF	Roca	112.6	47.9	122.3		5.6	8.04	7.43				
10-Mar-2005	SONS	Roca	151.6	47.9	159.0		5.6	17.08	16.11				
10-Mar-2005	CHIN	Suelo	76.5	47.9	90.2		5.6	6.60	6.72				
10-Mar-2005	CPRS	Suelo	112.0	47.9	121.8		5.6	11.40	13.73				



RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

10-Mar-2005	SEMS	Suelo	112.6	47.9	122.3		5.6	11.19	12.30				
10-Mar-2005	SJAC	Suelo	108.4	47.9	118.5		5.6	17.93	18.43				
10-Mar-2005	SMIG	Suelo	79.8	47.9	93.1		5.6	12.02	9.85				
10-Mar-2005	SNET	Suelo	111.6	47.9	121.5		5.6	14.42	15.64				
10-Mar-2005	UDBS	Suelo	109.6	47.9	119.6		5.6	23.61	20.02				
10-Mar-2005	UESS	Suelo	112.7	47.9	122.5		5.6	28.41	26.68				
10-Mar-2005	UNCO	Suelo	157.7	47.9	164.8		5.6	5.10	5.79				
17-Mar-2005	AIES	Roca	314.2	198.0	371.4		6.3	2.11	3.65				
17-Mar-2005	MAGT	Roca	278.2	198.0	341.4		6.3	2.47	1.91				
17-Mar-2005	SONS	Roca	238.6	198.0	310.1		6.3	8.22	8.57				
17-Mar-2005	SNET	Suelo	282.9	198.0	345.3		6.3	2.83	2.13				
17-Mar-2005	UDBS	Suelo	287.9	198.0	349.4		6.3	2.16	1.82				
17-Mar-2005	UESS	Suelo	283.5	198.0	345.8		6.3	2.76	1.98				
18-Nov-2005	AIES	Roca	33.5	77.1	84.1		5.6	45.29	34.75				
18-Nov-2005	CPRF	Roca	45.5	77.1	89.5		5.6	28.10	48.31				
18-Nov-2005	HERR	Roca	38.9	77.1	86.4		5.6	25.24	20.77				
18-Nov-2005	MAGT	Roca	44.8	77.1	89.2		5.6	29.74	29.41				
18-Nov-2005	SEMF	Roca	47.7	77.1	90.7		5.6	11.63	16.26				
18-Nov-2005	SONS	Roca	66.5	77.1	101.8		5.6	27.12	25.54				
18-Nov-2005	CEUC	Suelo	63.0	77.1	99.5		5.6	10.27	12.17				
18-Nov-2005	CHIN	Suelo	107.1	77.1	131.9		5.6	4.50	7.87				
18-Nov-2005	CPRS	Suelo	45.5	77.1	89.5		5.6	85.68	73.72				
18-Nov-2005	SJAC	Suelo	45.3	77.1	89.4		5.6	25.74	20.79				
18-Nov-2005	SMIG	Suelo	125.5	77.1	147.3		5.6	5.53	5.33				
18-Nov-2005	SNET	Suelo	45.8	77.1	89.7		5.6	68.41	62.14				
18-Nov-2005	UDBS	Suelo	51.0	77.1	92.4		5.6	20.91	15.81				
18-Nov-2005	UESS	Suelo	50.1	77.1	92.0		5.6	29.05	32.13				
18-Nov-2005	UNCO	Suelo	81.5	77.1	112.2		5.6	4.99	3.26				
22-Jan-2006	AIES	Roca	227.8	50.0	233.3		5.5	2.06	1.83				



RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

22-Jan-2006	MAGT	Roca	200.8	50.0	206.9		5.5	3.51	3.81				
22-Jan-2006	SONS	Roca	155.1	50.0	163.0		5.5	14.92	12.50				
22-Jan-2006	CEUC	Suelo	193.7	50.0	200.1		5.5	3.19	2.81				
22-Jan-2006	JUA	Suelo	152.1	50.0	160.1		5.5	9.78	9.11				
22-Jan-2006	SNET	Suelo	206.7	50.0	212.7		5.5	6.73	5.83				
22-Jan-2006	UDBS	Suelo	215.0	50.0	220.7		5.5	4.20	3.77				
22-Jan-2006	UESS	Suelo	210.0	50.0	215.9		5.5	4.53	6.04				
22-Jan-2006	UNCO	Suelo	176.3	50.0	183.3		5.5	2.67	3.24				
9-Apr-2006	AIES	Roca	44.8	46.6	64.6		5.4	8.30	7.41				
9-Apr-2006	HERR	Roca	41.7	46.6	62.5		5.4	10.78	10.01				
9-Apr-2006	LUNA	Roca	153.1	46.6	160.0		5.4	2.55	2.78				
9-Apr-2006	SONS	Roca	89.4	46.6	100.8		5.4	15.80	14.37				
9-Apr-2006	CEUC	Suelo	86.0	46.6	97.8		5.4	9.09	9.93				
9-Apr-2006	CPRS	Suelo	67.0	46.6	81.6		5.4	18.71	12.98				
9-Apr-2006	JUA	Suelo	101.4	46.6	111.6		5.4	15.26	14.70				
9-Apr-2006	MAGT	Suelo	67.2	46.6	81.7		5.4	15.47	11.27				
9-Apr-2006	SJAC	Suelo	65.8	46.6	80.7		5.4	12.50	13.00				
9-Apr-2006	SMIG	Suelo	122.0	46.6	130.6		5.4	5.27	4.39				
9-Apr-2006	SNET	Suelo	67.1	46.6	81.7		5.4	11.85	11.99				
9-Apr-2006	UCHI	Suelo	106.2	46.6	116.0		5.4	11.61	10.85				
9-Apr-2006	UDBS	Suelo	70.7	46.6	84.7		5.4	22.66	13.49				
9-Apr-2006	UESS	Suelo	70.9	46.6	84.8		5.4	11.36	19.69				
9-Apr-2006	UNCO	Suelo	105.2	46.6	115.1		5.4	4.34	4.52				
24-Apr-2006	AIES	Roca	124.7	50.0	134.3		5.4	6.28	7.64				
24-Apr-2006	LUNA	Roca	89.0	50.0	102.0		5.4	4.39	4.86				
24-Apr-2006	MAGT	Roca	161.3	50.0	168.8		5.4	3.46	2.82				
24-Apr-2006	SONS	Roca	199.4	50.0	205.6		5.4	3.25	4.74				
24-Apr-2006	JUA	Suelo	209.8	50.0	215.7		5.4	4.38	3.81				
24-Apr-2006	SMIG	Suelo	89.0	50.0	102.1		5.4	14.51	9.55				
24-Apr-2006	SNET	Suelo	157.4	50.0	165.1		5.4	4.86	5.35				



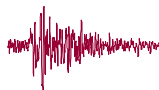
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

24-Apr-2006	UCHI	Suelo	97.2	50.0	109.3		5.4	11.35	16.30				
24-Apr-2006	UDBS	Suelo	154.3	50.0	162.2		5.4	7.03	7.63				
24-Apr-2006	UESS	Suelo	157.9	50.0	165.6		5.4	10.24	10.63				
22-Aug-2006	AIES	Roca	107.6	50.0	118.7		5.5	23.30	18.02				
22-Aug-2006	CPRF	Roca	140.8	50.0	149.4		5.5	5.18	6.24				
22-Aug-2006	HERR	Roca	92.8	50.0	105.4		5.5	27.25	19.29				
22-Aug-2006	LUNA	Roca	83.4	50.0	97.2		5.5	10.89	6.83				
22-Aug-2006	MAGT	Roca	144.2	50.0	152.7		5.5	8.43	8.18				
22-Aug-2006	SONS	Roca	182.9	50.0	189.7		5.5	7.93	9.04				
22-Aug-2006	CEUC	Suelo	162.6	50.0	170.1		5.5	3.33	3.31				
22-Aug-2006	CPRS	Suelo	140.8	50.0	149.4		5.5	12.44	11.91				
22-Aug-2006	JUA	Suelo	193.2	50.0	199.5		5.5	4.45	6.31				
22-Aug-2006	SJAC	Suelo	136.8	50.0	145.7		5.5	14.32	11.40				
22-Aug-2006	SMIG	Suelo	77.0	50.0	91.8		5.5	14.74	16.21				
22-Aug-2006	SNET	Suelo	140.3	50.0	148.9		5.5	11.50	12.06				
22-Aug-2006	UCHI	Suelo	82.6	50.0	96.5		5.5	9.23	12.60				
22-Aug-2006	UDBS	Suelo	137.1	50.0	146.0		5.5	10.35	11.06				
22-Aug-2006	UESS	Suelo	140.8	50.0	149.4		5.5	12.15	14.19				
22-Aug-2006	UNCO	Suelo	186.8	50.0	193.4		5.5	3.37	2.95				
30-Dec-2006	CPRF	Roca	180.0	50.0	186.8		5.6	8.78	8.41				
30-Dec-2006	MAGT	Roca	175.0	50.0	182.0		5.6	4.72	6.17				
30-Dec-2006	SONS	Roca	129.4	50.0	138.7		5.6	17.02	21.48				
30-Dec-2006	CEUC	Suelo	168.1	50.0	175.4		5.6	4.61	4.05				
30-Dec-2006	CPRS	Suelo	180.0	50.0	186.8		5.6	13.60	15.84				
30-Dec-2006	JUA	Suelo	126.6	50.0	136.1		5.6	9.91	10.35				
30-Dec-2006	SNET	Suelo	180.9	50.0	187.7		5.6	16.72	12.41				
30-Dec-2006	UDBS	Suelo	189.2	50.0	195.7		5.6	6.32	7.54				
30-Dec-2006	UESS	Suelo	184.3	50.0	190.9		5.6	8.42	12.92				
30-Dec-2006	UNCO	Suelo	151.2	50.0	159.2		5.6	6.82	4.41				



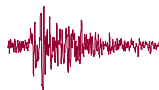
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

Costa Rica													
199003251323	ALJ	suelo	90.4	17	92.0	70.0	7.0	169.00					
199003251323	CTG	suelo	117.4	17	118.6	90.5	7.0	87.00					
199003251323	HTO	suelo	96.6	17	98.1	72.8	7.0	86.00					
199003251323	SRM	suelo	70.8	17	72.8	52.0	7.0	103.00					
199003251323	GTS	Suelo	101.5	17	102.9	78.6	7.0	64.40					
199003251323	QPS	Roca	86.3	17	88.0	72.8	7.0	69.40					
199003251323	RCP	Roca	113.2	17	114.5	87.3	7.0	57.20					
199908201002	ECA	Suelo	105.6	22	107.9	82.5	6.9	40.90	58.10	121.0	94.0	198.0	46.7
199908201002	ISD	Suelo	65.1	22	68.7	39.8	6.9	85.50	62.80	245.0	149.0	250.0	76.7
199908201002	MGL	Suelo	111.5	22	113.6	85.0	6.9	49.90	43.70	113.0	43.1	122.0	50.6
199908201002	CDN	Roca	97.5	22	100.0	69.6	6.9	15.60	16.60	36.7	14.2	52.9	20.0
199908201002	GUA	Roca	105.6	22	107.9	79.6	6.9	22.80	26.70	48.1	16.2	53.5	14.0
199908201002	NFL	Roca	113.7	22	115.8	84.9	6.9	42.50	47.30	84.2	17.8	152.0	11.9
199908201002	OVS	Roca	112.6	22	114.7	85.2	6.9	16.50	17.30	41.0	41.4	65.0	12.7
199908201042	ECA	Suelo	113.3	19	114.9		5.4	3.86	3.70	11.8	6.8	7.8	3.7
199908201042	MGL	Suelo	118.5	19	120.0		5.4	4.08	3.96	7.4	5.3	9.0	4.7
199908201042	CDN	Roca	102.0	19	103.7		5.4	2.09	2.26	6.1	3.5	5.9	2.6
199908201042	GUA	Roca	114.2	19	115.8		5.4	2.22	2.01	5.2	0.8	4.9	1.2
199908201042	NFL	Roca	120.0	19	121.5		5.4	2.84	2.27	4.6	2.0	7.4	1.4
199908201042	OVS	Roca	120.5	19	122.0		5.4	1.42	1.56	2.9	2.0	4.9	1.7
199908211049	ECA	suelo	117.1	28	120.4		6.1	7.96	10.50	19.2	13.4	25.8	13.1
199908211049	ISD	suelo	62.2	28	68.2		6.1	10.60	15.70	39.6	5.7	56.9	15.3
199908211049	MGL	suelo	122.2	28	125.4		6.1	14.10	9.79	33.2	15.8	29.4	10.2
199908211049	CDN	Roca	105.4	28	109.1		6.1	8.63	4.42	15.0	10.6	13.7	7.2
199908211049	GUA	Roca	118.2	28	121.4		6.1	4.90	3.65	11.0	2.1	6.1	3.0
199908211049	NFL	Roca	123.6	28	126.7		6.1	5.99	7.41	13.6	3.9	13.6	3.9
199908211049	OVS	Roca	124.4	28	127.5		6.1	4.24	4.56	12.9	3.3	13.9	3.5



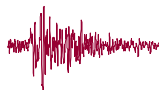
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

200411200807	AETG	Suelo	45.6	25	52.0		6.2	109.30	130.92	249.7	30.4	221.4	39.8
200411200807	ALJ	Suelo	55.3	25	60.7		6.2	96.90	123.00	250.0	191.0	329.0	74.6
200411200807	ECA	Suelo	48.0	25	54.1		6.2	173.00	101.00	713.0	58.8	381.0	91.3
200411200807	ISD	Suelo	58.9	25	63.9		6.2	58.60	57.60	162.0	32.2	177.0	18.0
200411200807	RAL	Suelo	51.5	25	57.2		6.2	57.80	52.00	123.0	37.7	185.0	44.3
200411200807	RMO	Suelo	133.9	25	136.2		6.2	31.70	29.80	95.4	19.8	63.8	18.7
200411200807	SLG	Suelo	50.1	25	56.0		6.2	69.00	96.60	220.0	73.4	167.0	74.9
200411200807	APSDb	Roca	142.9	25	145.1		6.2	14.98	8.94	25.7	39.7	23.5	23.9
200411200807	APSGb	Roca	121.3	25	123.8		6.2	12.36	11.38	34.5	13.5	32.2	22.1
200411200807	CCH	Roca	57.8	25	63.0		6.2	26.10	40.10	81.3	15.0	89.5	28.9
200411200807	CDN	Roca	48.0	25	54.1		6.2	65.90	51.40	120.0	23.1	151.0	23.9
200411200807	FRA	Roca	31.3	25	40.1		6.2	103.00	108.00	475.0	26.3	281.0	51.1
200411200807	OVS	Roca	54.4	25	59.8		6.2	11.40	12.30	29.0	18.3	44.8	23.4
200411200807	QPS	Roca	11.9	25	27.7		6.2	226.00	231.00	795.0	423.0	737.0	278.0
200411200807	RGA	Roca	54.4	25	59.9		6.2	103.00	100.00	254.0	33.4	154.0	28.7
200411200807	RTU	Roca	72.4	25	76.6		6.2	39.70	49.90	58.2	22.8	97.1	44.1
200507020216	AETG	Suelo	402.7	30	403.8		6.6	4.13	3.34	12.1	2.5	11.5	4.7
200507020216	APSGb	roca	291.0	30	292.6		6.6	11.66	5.74	20.5	18.9	16.7	15.2
200507020216	FRA	roca	389.5	30	390.7		6.6	1.48	1.27	2.9	1.8	2.6	1.5
200611181913	APMD	Suelo	4.4	33.4	33.7		5.0	40.91	33.80	42.7	2.0	80.8	3.9
200611181913	APANca	Roca	59.9	33.4	68.6		5.0	8.67	10.10	11.7	3.5	7.1	4.2
200611181913	APCB	Roca	73.2	33.4	80.5		5.0	3.80	3.81	4.6	0.6	3.8	0.6
200611181913	APPI	Roca	4.4	33.4	33.7		5.0	16.02	7.26	5.5	1.2	7.5	1.3
200611181913	FRA	Roca	14.4	33.4	36.4		5.0	26.30	43.10	32.5	3.5	128.0	4.4
200611181913	QPS	Roca	24.5	33.4	41.4		5.0	34.90	28.10	77.7	6.4	66.2	6.7
200611211231	APMD	Suelo	70.9	35	79.0		4.8	8.16	4.49	18.2	1.2	7.4	0.6
200611211231	APANca	Roca	101.3	35	107.2		4.8	6.36	6.52	7.5	1.1	9.3	0.8
200611211231	QPS	Roca	50.9	35	61.8		4.8	7.00	5.14	12.0	2.0	11.2	1.6



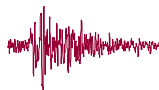
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

Nicaragua													
20010113-1734	JIAN	Roca	328.3	33	329.9		7.45	6.27	5.34	18.0	6.0	16.0	5.0
20010113-1734	MATN	Roca	355.7	33	357.2		7.45	2.59	2.73	6.5	4.5	5.0	7.0
20010113-1734	BOAN	Roca	403.2	33	404.5		7.45	3.43	3.43	7.0	7.0	8.0	8.0
20010113-1734	JUIN	Roca	439.1	33	440.3		7.45	2.56	2.94	4.5	5.0	4.5	5.8
20010113-1733	CHAN	Suelo	239.7	33	242.0		7.45	88.27	68.41	100.0	80.0	160.0	70.0
20010113-1733	LEAN	Suelo	270.3	33	272.3		7.45	39.07	36.36	90.0	40.0	70.0	30.0
20010113-1733	ESAN	Suelo	286.9	33	288.8		7.45	13.85	10.43	25.0	35.0	20.0	25.0
20010113-1734	DCAN	Suelo	342.2	33	343.8		7.45	44.35	43.48	150.0	40.0	160.0	38.0
20010113-1734	RAAN	Suelo	336.2	33	337.8		7.45	55.90	44.26	150.0	30.0	150.0	58.0
20010113-1734	MGA	Suelo	344.0	33	345.6		7.45	33.07	40.61	90.0	38.0	88.0	35.0
20010113-1734	GRAN	Suelo	378.0	33	379.4		7.45	8.69	8.97	22.0	14.0	22.0	14.0
20010114-2241	CHAN	Suelo	223.5	33	225.9		6.56	4.93	3.79	35.0	4.5	25.0	7.0
20010114-2242	MGA	Suelo	326.8	33	328.5		6.56	1.41	1.48	3.6	2.0	3.0	1.5
20010114-2242	RAAN	Suelo	319.5	33	321.2		6.56	3.52	2.53	8.0	2.0	8.0	3.5
20010114-2242	DCAN	Suelo	325.3	33	327.0		6.56	2.57	2.89	5.0	2.0	10.0	1.5
20010217-0117	CHAN	Suelo	197.1	20	198.1		6.06	2.09	2.15	5.0	1.4	4.6	0.9
20010217-0118	RAAN	Suelo	294.5	20	295.1		6.06	1.84	1.29	3.8	0.5	4.0	0.9
20010217-0118	DCAN	Suelo	300.5	20	301.2		6.06	1.51	1.87	6.0	0.7	8.5	0.7
20010217-0118	LEAN	Suelo	228.0	20	228.9		6.06	0.91	0.84	2.4	0.5	2.2	0.6
20010602-1936	CHAN	Suelo	127.5	20	129.1		5.77	7.78	8.53	14.0	4.0	8.0	2.0
20010602-1937	DCAN	Suelo	229.4	20	230.3		5.77	2.18	2.10	4.0	0.6	6.0	1.2
20010602-1936	LEAN	Suelo	157.0	20	158.3		5.77	3.91	2.50	4.2	1.0	3.0	1.4
20010704-2218	CHAN	Suelo	122.2	24	124.5		5.69	2.02	2.48	3.0	0.7	4.0	0.8
20010704-2219	DCAN	Suelo	117.9	24	120.3		5.69	1.70	1.39	4.0	0.6	3.0	1.5



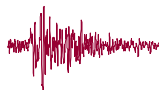
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

20010705-0113	CHAN	Suelo	118.8	25	121.4		5.54	2.64	2.24	5.4	0.5	5.0	0.7
20010705-0113	LEAN	Suelo	104.4	25	107.4		5.54	1.27	1.15	3.4	0.6	3.0	0.3
20010705-0113	DCAN	Suelo	115.2	25	117.9		5.54	4.38	2.82	3.0	0.4	2.4	0.7
20010705-0113	RAAN	Suelo	112.8	25	115.6		5.54	1.91	1.71	4.0	0.4	4.0	0.6
20020106-1849	JIAN	Roca	195.7	26	197.5		5.84	1.06	1.02	2.0	0.5	2.0	0.4
20020106-1849	MATN	Roca	208.7	26	210.3		5.84	0.39	0.33	0.8	0.8	0.6	0.5
20020106-1848	CHAN	Suelo	81.6	26	85.7		5.84	33.73	24.82	35.0	18.0	36.0	10.0
20020106-1849	ESAN	Suelo	162.8	26	164.9		5.84	1.24	0.84	3.0	2.6	1.6	2.0
20020106-1849	RAAN	Suelo	166.1	26	168.1		5.84	10.20	5.42	20.0	2.0	16.0	3.0
20020106-1849	RIAN	Suelo	240.6	26	242.0		5.84	1.93	2.23	2.0	0.4	1.2	0.3
20020106-1852	DCAN	Suelo	172.0	26	173.9		5.84	7.30	5.76	16.0	2.6	10.0	2.6
20020317-0900	ESAN	Suelo	156.4	28	158.9		6.06	1.74	0.99	2.6	2.5	2.2	2.2
20020317-0900	DCAN	Suelo	179.3	28	181.5		6.06	7.85	10.42	20.0	2.0	40.0	3.0
20021002-1941	JIAN	Roca	164.0	21	165.4		5.54	0.63	1.30	2.4	0.4	4.0	0.3
20021002-1940	CHAN	Suelo	46.7	21	51.2		5.54	15.40	15.27	16.0	2.0	8.0	2.6
20021002-1941	LEAN	Suelo	65.4	21	68.7		5.54	6.51	8.29	6.2	0.6	6.2	1.6
20021002-1941	RAAN	Suelo	127.4	21	129.1		5.54	5.12	3.03	12.0	0.4	8.0	0.8
20050315-0014	MAAN	Suelo	147.0	34	150.9		5.99	2.29	2.69	5.0	6.0	7.0	4.4
20050315-0015	LEAN	Suelo	200.3	34	203.2		5.99	1.53	1.43	3.8	2.6	4.2	4.0
20050702-0227	DCAN	Suelo	124.0	21	125.8		5.77	6.35	5.88	20.0	3.6	16.0	2.4
20050702-0227	LEAN	Suelo	161.3	21	162.6		5.77	2.63	2.61	10.0	1.6	8.0	1.8
20050702-0227	RAAN	Suelo	125.3	21	127.1		5.77	5.60	4.05	14.0	3.6	14.0	3.0
El Salvador													
28-feb-2001	UC	Roca	85.3	41.6	94.9		6.0	29.43					
28-feb-2001	DB	Suelo	88.5	41.6	97.8		6.0	36.16	25.22				



RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

28-feb-2001	OB	Suelo	84.9	41.6	94.5		6.0	66.30	61.94				
28-feb-2001	RS	Suelo	86.1	41.6	95.6		6.0	40.74	40.19				
16-mar-2001	UC	Roca	97.5	44.9	107.3		5.9	26.93					
16-mar-2001	OB	Suelo	96.7	44.9	106.6		5.9	32.10	41.20				
16-mar-2001	RS	Suelo	98.2	44.9	108.0		5.9	31.02	25.97				
21-Jan-2003	ACAJ	Roca	134.4	35.2	138.9		6.4	5.19	6.22				
21-Jan-2003	AIES	Roca	219.8	35.2	222.6		6.4	12.88	9.48				
21-Jan-2003	HERR	Roca	231.3	35.2	234.0		6.4	10.06	10.00				
21-Jan-2003	PERQ	Roca	316.5	35.2	318.5		6.4	2.42	1.29				
21-Jan-2003	SONS	Roca	147.7	35.2	151.8		6.4	29.80	25.60				
21-Jan-2003	SMIG	Suelo	315.8	35.2	317.7		6.4	4.84	2.69				
21-Jan-2003	STAN	Suelo	165.8	35.2	169.5		6.4	8.65	8.26				
9-Oct-2004	AIES	Roca	384.4	27.9	385.4		7.0	8.24	8.27				
9-Oct-2004	HERR	Roca	369.7	27.9	370.8		7.0	7.26	5.31				
9-Oct-2004	LUNA	Roca	283.3	27.9	284.7		7.0	7.22	8.07				
9-Oct-2004	MAGT	Roca	420.7	27.9	421.7		7.0	4.07	6.10				
9-Oct-2004	PERQ	Roca	360.0	27.9	361.0		7.0	4.54	3.21				
9-Oct-2004	SONS	Roca	460.5	27.9	461.4		7.0	2.94	2.75				
9-Oct-2004	CHIN	Suelo	333.9	27.9	335.0		7.0	4.18	7.36				
9-Oct-2004	SMIG	Suelo	314.2	27.9	315.4		7.0	10.32	10.06				
9-Oct-2004	SNET	Suelo	416.3	27.9	417.3		7.0	4.30	4.40				
9-Oct-2004	UDBS	Suelo	412.0	27.9	413.0		7.0	7.56	6.60				
9-Oct-2004	UESS	Suelo	416.1	27.9	417.1		7.0	8.13	10.05				
9-Oct-2004	UNCO	Suelo	462.7	27.9	463.5		7.0	2.07	1.44				
20-Nov-2004	ACAJ	Roca	87.3	30.9	92.6		5.9	6.69	8.82				
20-Nov-2004	AIES	Roca	164.7	30.9	167.6		5.9	8.97	13.22				
20-Nov-2004	HERR	Roca	173.7	30.9	176.4		5.9	11.76	10.58				
20-Nov-2004	MAGT	Roca	146.4	30.9	149.6		5.9	11.06	11.59				



RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

20-Nov-2004	PERQ	Roca	271.5	30.9	273.2		5.9	2.16	1.97				
20-Nov-2004	SONS	Roca	107.6	30.9	111.9		5.9	26.77	21.60				
20-Nov-2004	CHIN	Suelo	240.9	30.9	242.9		5.9	3.12	4.30				
20-Nov-2004	SJAC	Suelo	155.0	30.9	158.1		5.9	13.05	13.52				
20-Nov-2004	SMIG	Suelo	260.3	30.9	262.1		5.9	5.51	4.19				
20-Nov-2004	SNET	Suelo	152.1	30.9	155.2		5.9	16.53	11.74				
20-Nov-2004	UDBS	Suelo	160.9	30.9	163.9		5.9	10.90	11.08				
20-Nov-2004	UESS	Suelo	156.5	30.9	159.5		5.9	13.25	13.58				
20-Nov-2004	UNCO	Suelo	138.0	30.9	141.4		5.9	11.19	8.27				
7-Oct-2005	AIES	Roca	78.7	32.1	85.0		5.7	31.87	40.33				
7-Oct-2005	CPRF	Roca	81.3	32.1	87.4		5.7	13.58	10.64				
7-Oct-2005	HERR	Roca	83.4	32.1	89.4		5.7	18.03	20.44				
7-Oct-2005	MAGT	Roca	78.4	32.1	84.7		5.7	12.79	11.05				
7-Oct-2005	SONS	Roca	71.7	32.1	78.5		5.7	54.09	39.86				
7-Oct-2005	CEUC	Suelo	90.8	32.1	96.3		5.7	23.59	33.15				
7-Oct-2005	CHIN	Suelo	151.5	32.1	154.8		5.7	4.01	5.59				
7-Oct-2005	CPRS	Suelo	81.3	32.1	87.4		5.7	24.49	16.33				
7-Oct-2005	SJAC	Suelo	83.1	32.1	89.1		5.7	19.08	23.67				
7-Oct-2005	SMIG	Suelo	168.9	32.1	171.9		5.7	8.80	8.54				
7-Oct-2005	SNET	Suelo	82.0	32.1	88.1		5.7	20.88	14.90				
7-Oct-2005	UDBS	Suelo	89.6	32.1	95.2		5.7	25.41	29.16				
7-Oct-2005	UESS	Suelo	87.0	32.1	92.7		5.7	23.78	23.77				
7-Oct-2005	UNCO	Suelo	99.8	32.1	104.9		5.7	6.86	12.20				
3-Dec-2006	AIES	Roca	273.5	15.1	273.9		5.9	3.46	2.71				
3-Dec-2006	MAGT	Roca	243.2	15.1	243.6		5.9	4.84	4.89				
3-Dec-2006	SONS	Roca	197.1	15.1	197.7		5.9	14.42	14.74				
3-Dec-2006	CEUC	Suelo	233.0	15.1	233.5		5.9	3.77	3.86				
3-Dec-2006	JUA	Suelo	191.5	15.1	192.1		5.9	9.78	8.03				
3-Dec-2006	SNET	Suelo	249.0	15.1	249.4		5.9	8.84	5.14				
3-Dec-2006	UDBS	Suelo	256.6	15.1	257.1		5.9	5.92	4.70				



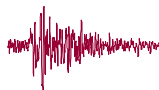
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

199012221729	GTS	Suelo	30.2	5	30.6		5.0	27.95	28.76	92.1	13.6	65.3	18.9
199012221729	HTO	Suelo	24.2	5	24.7		5.0	25.76	30.18	100.0	28.0	94.4	30.4
199012221729	SRM	Suelo	31.0	5	31.4		5.0	74.77	79.95	77.4	76.4	220.0	84.9
199012221729	APSMe	Roca	10.0	5	11.2		5.0	71.00	98.40	120.0	47.0	200.0	55.0
199104222157	ALJ	Suelo	124.6	15	125.5	105.5	7.7	108.36	107.39	270.0	163.0	322.0	112.0
199104222157	GTS	Suelo	100.3	15	101.4	84.5	7.7	100.95	65.58	228.0	94.0	161.0	111.0
199104222157	HTO	Suelo	108.2	15	109.3	91.3	7.7	119.15	78.32	205.0	98.3	199.0	116.0
199104222157	ISD	Suelo	61.7	15	63.5	63.0	7.7	187.40	136.96	405.0	141.0	442.0	105.0
199104222157	PCL	Suelo	146.0	15	146.8	98.0	7.7	85.64	63.56	170.0	81.1	202.0	70.7
199104222157	APSQ	Roca	61.0	15	62.8	33.9	7.7	761.30	265.70	1100.0	500.0	710.0	250.0
199104222157	CCH	Roca	74.6	15	76.1	58.5	7.7	139.77	76.18	268.0	183.0	160.0	145.0
199104222157	GLF	Roca	106.2	15	107.3	98.0	7.7	55.15	41.49	158.0	39.6	158.0	50.6
199104222157	ICE	Roca	109.7	15	110.7	91.0	7.7	84.42	89.70	145.0	64.3	316.0	61.9
199104222157	QPS	Roca	111.5	15	112.5	109.0	7.7	35.03	31.60	76.9	40.6	79.0	60.9
199104222206	ALJ	Suelo	63.7	10	64.5		5.6	21.69	31.70	110.0	16.2	91.6	22.1
199104222206	CTG	Suelo	27.3	10	29.1		5.6	52.42	99.36	55.1	25.6	73.0	16.9
199104222206	PCL	Suelo	65.2	10	65.9		5.6	24.38	21.09	120.0	52.5	286.0	63.2
199104222206	CCH	Roca	17.3	10	20.0		5.6	40.47	38.35	122.0	21.4	72.2	39.8
199908101455	ECA	Suelo	79.6	18	81.6		5.6	23.80	30.60	110.0	7.6	109.0	2.0
199908101455	ISD	Suelo	48.4	18	51.7		5.6	10.20	10.30	27.7	5.4	37.5	3.6
199908101455	CDN	Roca	71.7	18	73.9		5.6	11.40	11.50	58.1	4.7	37.9	3.7
199908101455	GUA	Roca	79.8	18	81.8		5.6	40.50	46.00	109.0	6.3	40.8	2.7
199908101455	OVS	Roca	86.6	18	88.5		5.6	18.60	28.20	47.5	3.8	101.0	4.4
200101300431	ECA	Suelo	4.1	5.2	6.6		4.2	35.80	28.30	112.0	4.6	90.5	2.7
200101300431	LPF	Suelo	0.7	5.2	5.2		4.2	23.50	29.10	23.2	0.7	47.9	3.2
200101300431	SLG	Suelo	17.1	5.2	17.9		4.2	5.00	1.85	9.7	0.4	5.1	0.4
200101300431	CDN	Roca	19.4	5.2	20.0		4.2	2.87	2.99	3.7	0.2	4.2	0.2
200101300431	FRA	Roca	20.5	5.2	21.1		4.2	4.44	9.10	4.6	0.2	11.8	0.4



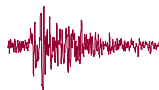
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

200101300431	OVS	Roca	9.1	5.2	10.4		4.2	3.75	6.75	12.8	0.4	16.4	0.8
200111090047	ALJ	Suelo	220.7	17	221.4		6.0	6.53	7.60	18.2	7.2	31.1	7.1
200111090047	ISD	Suelo	167.4	17	168.2		6.0	11.30	8.54	28.4	6.4	23.4	10.9
200111090047	RAL	Suelo	189.1	17	189.8		6.0	6.05	9.62	14.7	4.8	24.7	6.0
200111090047	RMO	Suelo	99.4	17	100.9		6.0	31.70	39.10	82.2	41.7	89.1	38.5
200111090047	SLG	Suelo	186.8	17	187.6		6.0	8.11	11.40	29.0	11.1	27.1	6.2
200111090047	FRA	Roca	201.1	17	201.8		6.0	2.51	2.67	6.9	2.3	5.8	1.6
200111090047	GLF	Roca	160.1	17	161.0		6.0	9.87	9.66	30.7	8.1	34.0	5.8
200207310017	ALJ	Suelo	284.3	20	285.0		6.2	26.30	18.40	44.8	40.9	36.7	24.4
200207310017	ISD	Suelo	194.2	20	195.2		6.2	11.00	11.40	26.7	15.1	38.6	14.2
200207310017	RAL	Suelo	257.2	20	258.0		6.2	13.10	11.00	21.8	11.9	21.9	12.9
200207310017	RMO	Suelo	240.3	20	241.2		6.2	12.90	13.70	22.2	18.9	29.4	21.5
200207310017	SLG	Suelo	253.4	20	254.2		6.2	13.80	12.60	55.2	30.7	28.2	19.6
200207310017	CDN	Roca	250.2	20	251.0		6.2	4.97	5.52	15.8	5.0	12.2	4.1
200207310017	FRA	Roca	250.0	20	250.8		6.2	5.69	4.30	18.4	7.2	15.2	5.1
200207310017	GLF	Roca	95.3	20	97.4		6.2	23.50	32.60	60.3	36.4	79.9	24.8
200207310017	QPS	Roca	227.3	20	228.1		6.2	18.00	18.00	38.7	11.3	35.9	8.2
200310170007	LPF	Suelo	35.0	10	36.4		4.2	11.00	10.00	20.5	1.7	20.5	1.7
200310170007	RAL	Suelo	22.4	10	24.5		4.2	18.00	11.10	17.8	2.1	23.9	2.8
200310170007	SLG	Suelo	18.6	10	21.1		4.2	16.70	51.40	53.0	2.3	111.0	7.5
200310170007	CDN	Roca	16.1	10	19.0		4.2	19.50	26.30	41.8	2.3	62.7	3.5
200310170007	FRA	Roca	28.6	10	30.3		4.2	8.31	12.00	22.1	0.9	8.7	0.5
200312250711	AETG	Suelo	213.5	26	215.1	207.0	6.6	24.96	26.41	63.3	14.1	59.0	13.9
200312250711	ALJ	Suelo	248.4	26	249.7	239.0	6.6	26.30	18.40	68.5	86.6	94.7	66.4
200312250711	ECA	Suelo	232.9	26	234.3	222.0	6.6	31.70	33.00	76.6	2.1	71.1	43.0
200312250711	ISD	Suelo	157.4	26	159.5	145.0	6.6	20.70	24.20	44.5	67.5	53.5	48.2
200312250711	LPF	Suelo	230.2	26	231.7	217.4	6.6	23.30	36.10	47.4	19.3	79.4	28.4
200312250711	RAL	Suelo	219.0	26	220.5	206.3	6.6	17.10	19.30	37.9	22.3	71.1	29.5



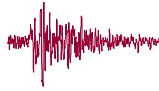
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

200312250711	RMO	Suelo	192.8	26	194.5	194.5	6.6	13.60	11.90	32.3	22.7	23.8	18.8
200312250711	SLG	Suelo	215.1	26	216.7	204.0	6.6	32.10	33.20	98.4	43.9	70.2	82.8
200312250711	APPI	Roca	209.6	26	211.2	190.0	6.6	8.72	7.65	20.6	15.2	23.6	15.0
200312250711	APSDb	Roca	352.4	26	353.4	343.0	6.6	2.84	3.20	5.6	65.1	6.0	9.3
200312250711	CDN	Roca	212.1	26	213.7	194.5	6.6	10.10	11.20	25.4	12.3	31.4	19.1
200312250711	FRA	Roca	214.5	26	216.1	200.9	6.6	8.46	8.57	28.0	9.7	29.6	14.6
200312250711	GLF	Roca	57.4	26	63.0	45.0	6.6	114.00	105.00	374.0	65.8	365.0	43.3
200312250711	OVS	Roca	239.6	26	241.0	226.9	6.6	6.12	5.96	12.6	14.3	13.8	11.2
200312250711	QPS	Roca	197.0	26	198.7	189.5	6.6	27.70	41.30	58.9	50.4	56.2	28.9
200312250711	RGA	Roca	252.6	26	254.0	240.5	6.6	9.72	12.20	20.9	11.1	39.2	16.9
200312250711	RTU	Roca	206.0	26	207.6	193.4	6.6	6.45	8.57	13.8	12.7	18.5	10.5
200401071042	AETG	Suelo	212.9	15	213.4		5.5	7.47	9.29	21.2	2.2	24.2	2.4
200401071042	ALJ	Suelo	247.2	15	247.7		5.5	8.72	9.03	19.1	5.9	20.2	59.0
200401071042	ECA	Suelo	232.0	15	232.5		5.5	10.20	8.06	32.5	5.1	23.2	3.4
200401071042	LPF	Suelo	229.5	15	230.0		5.5	9.65	11.60	29.3	2.4	30.7	4.0
200401071042	APPI	Roca	207.5	15	208.1		5.5	2.04	2.72	6.2	1.2	10.3	1.8
200401071042	CDN	Roca	211.7	15	212.2		5.5	3.51	3.19	7.8	1.2	8.3	1.4
200401071042	FRA	Roca	213.1	15	213.7		5.5	3.47	3.44	9.3	1.3	9.9	1.5
200401071042	GLF	Roca	55.8	15	57.8		5.5	43.40	35.20	174.0	14.1	124.0	11.4
200402041159	ALJ	Suelo	221.7	14	222.1		5.8	22.00	25.80	46.7	36.4	70.3	27.8
200402041159	ECA	Suelo	206.9	14	207.3		5.8	13.00	12.10	46.1	12.3	36.6	29.6
200402041159	ISD	Suelo	131.5	14	132.2		5.8	12.30	17.60	32.9	14.5	47.1	19.0
200402041159	LPF	Suelo	204.7	14	205.1		5.8	31.40	46.90	73.1	10.7	146.0	13.9
200402041159	RAL	Suelo	194.5	14	195.0		5.8	8.57	12.60	18.0	9.0	27.5	17.4
200402041159	RMO	Suelo	183.8	14	184.3		5.8	17.50	14.50	27.9	19.3	26.6	33.7
200402041159	SLG	Suelo	190.6	14	191.2		5.8	18.60	22.20	56.1	16.0	51.4	27.4
200402041159	CDN	Roca	187.4	14	188.0		5.8	8.56	7.66	24.2	4.0	17.0	10.3
200402041159	FRA	Roca	187.4	14	187.9		5.8	5.72	8.95	20.9	7.3	29.3	16.0
200402041159	GLF	Roca	34.2	14	36.9		5.8	92.30	81.90	235.0	31.2	142.0	43.3
200402041159	OVS	Roca	214.0	14	214.5		5.8	3.03	4.23	7.2	8.2	8.5	9.8



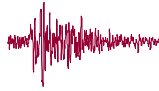
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

200402041159	QPS	Roca	166.0	14	166.6		5.8	13.40	18.00	52.9	26.0	54.3	16.7
200402041159	RGA	Roca	225.1	14	225.5		5.8	7.16	5.71	15.6	6.3	19.0	7.5
200402041159	RTU	Roca	185.3	14	185.8		5.8	5.37	6.58	14.2	8.4	18.6	10.0
200404072023	ISD	Suelo	64.0	6.6	64.3		5.5	4.31	6.00	10.0	7.4	13.6	5.3
200404072023	LPF	Suelo	110.7	6.6	110.9		5.5	11.50	9.05	34.1	6.6	29.7	7.6
200404072023	RMO	Suelo	159.5	6.6	159.6		5.5	12.70	9.21	20.3	33.7	13.8	17.1
200404072023	SLG	Suelo	104.0	6.6	104.2		5.5	11.00	5.63	35.8	17.5	14.0	6.5
200404072023	CDN	Roca	100.9	6.6	101.1		5.5	3.58	2.94	9.3	5.2	7.7	3.2
200404072023	FRA	Roca	90.2	6.6	90.5		5.5	5.87	4.02	15.8	3.3	12.1	2.6
200404072023	OVS	Roca	117.5	6.6	117.7		5.5	1.32	2.48	3.1	3.9	7.1	2.8
200404072023	QPS	Roca	55.0	6.6	55.4		5.5	27.50	24.10	69.7	8.4	63.5	11.7
Nicaragua													
20010207-1024	JIAN	Roca	302.9	2	302.9		6.27	0.84	0.56	2.2	0.2	1.5	0.2
20010207-1023	CHAN	Suelo	197.3	2	197.3		6.27	5.20	6.75	15.0	1.5	16.0	2.0
20010207-1024	LEAN	Suelo	228.0	2	228.0		6.27	2.19	2.10	7.5	1.0	6.2	1.2
20010207-1024	RAAN	Suelo	290.7	2	290.7		6.27	4.31	3.33	12.0	1.0	18.0	1.5
20010207-1024	DCAN	Suelo	296.2	2	296.2		6.27	3.42	5.61	10.0	1.0	16.0	1.6
20010207-1024	MGA	Suelo	297.3	2	297.3		6.27	1.62	1.60	4.2	0.8	4.0	2.0
20010213-1423	JIAN	Roca	117.9	2	117.9		6.49	1.59	2.01	3.0	1.5	3.0	0.9
20010213-1423	MATN	Roca	132.9	2	132.9		6.49	0.70	0.41	0.7	1.6	0.7	1.0
20010213-1422	CHAN	Suelo	166.3	2	166.3		6.49	2.88	2.73	8.0	4.0	7.6	4.0
20010213-1422	DCAN	Suelo	222.0	2	222.0		6.49	0.89	1.28	2.4	1.5	3.6	1.8
20010213-1422	LEAN	Suelo	187.6	2	187.6		6.49	1.08	1.44	2.2	2.0	2.2	2.2
20010213-1423	ESAN	Suelo	113.5	2	113.5		6.49	1.61	2.10	2.4	2.8	2.6	5.0
20010318-1543	JIAN	Roca	194.2	15	194.8		6.06	1.25	1.09	3.4	0.4	3.0	0.4
20010318-1542	CHAN	Suelo	79.4	15	80.8		6.06	18.50	15.25	36.0	10.0	35.0	7.0
20010318-1542	LEAN	Suelo	99.4	15	100.6		6.06	13.24	9.09	30.0	8.0	24.0	5.0



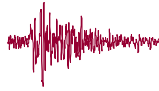
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

20010318-1543	DCAN	Suelo	161.1	15	161.8		6.06	7.06	8.72	22.0	2.2	26.0	3.0
20010318-1543	ESAN	Suelo	162.7	15	163.4		6.06	1.52	1.28	4.0	4.0	2.6	2.0
20010318-1543	GRAN	Suelo	195.1	15	195.7		6.06	1.31	1.05	3.0	0.8	2.2	0.9
20010318-1543	MGA	Suelo	163.1	15	163.8		6.06	6.83	4.97	20.0	1.5	15.0	1.0
20010318-1543	MAAN	Suelo	182.9	15	183.6		6.06	1.09	1.27	2.2	1.0	2.6	0.8
20010318-1543	RAAN	Suelo	155.4	15	156.1		6.06	8.57	7.83	30.0	2.2	16.0	3.0
20010812-1553	CHAN	Suelo	151.7	5	151.8		5.69	6.21	5.39	10.0	4.0	8.0	10.0
20010812-1553	DCAN	Suelo	118.9	5	119.0		5.69	3.94	5.05	7.6	1.4	14.0	1.6
20010812-1553	MGA	Suelo	122.7	5	122.8		5.69	1.86	2.26	4.0	0.9	4.0	1.8
20010812-1553	LEAN	Suelo	129.8	5	129.9		5.69	3.84	4.52	8.0	4.0	14.0	12.0
20010812-1553	RAAN	Suelo	118.0	5	118.1		5.69	2.91	2.84	8.0	1.6	8.0	2.6
20011008-1230	MGA	Suelo	168.0	10	168.3		5.77	1.82	1.85	4.0	0.4	5.0	0.4
20011008-1230	CHAN	Suelo	80.8	10	81.4		5.77	14.49	10.35	26.0	2.6	20.0	3.6
20011008-1231	RAAN	Suelo	160.2	10	160.5		5.77	3.43	2.46	6.0	0.4	6.4	0.7
20021202-0218	GRAN	Suelo	120.2	12	120.8		5.69	1.36	0.72	2.2	2.2	1.4	1.2
20021202-0218	MGA	Suelo	135.5	12	136.0		5.69	1.02	0.86	1.4	1.4	1.4	1.6
20050702-0216	BOAN	Roca	140.6	3	140.6		6.42	2.30	2.26	4.0	4.6	4.0	4.6
20050702-0216	JUIN	Roca	172.8	3	172.9		6.42	2.44	2.95	5.0	4.4	5.0	6.0
20050702-0215	LEAN	Suelo	183.0	3	183.0		6.42	11.77	7.12	36.0	6.0	22.0	6.6
20050702-0216	RAAN	Suelo	200.4	3	200.4		6.42	16.70	19.18	60.0	24.0	60.0	20.0
20050702-0216	DCAN	Suelo	204.8	3	204.8		6.42	25.68	25.15	80.0	22.0	100.0	24.0
20050702-0216	CHAN	Suelo	141.6	3	141.6		6.42	6.20	5.91	16.0	4.0	20.0	4.0
20050702-0410	JUIN	Roca	145.9	0	145.9		6.06	1.05	1.36	2.0	2.6	2.0	4.0
20050702-0410	RAAN	Suelo	195.6	0	195.6		6.06	4.42	4.45	10.0	4.0	12.0	4.2
20050702-0410	DCAN	Suelo	194.2	0	194.2		6.06	6.44	6.78	16.0	4.0	20.0	4.4
20050702-0410	LEAN	Suelo	169.5	0	169.5		6.06	2.28	1.43	6.0	1.4	4.0	1.4
20050702-0410	CHAN	Suelo	145.5	0	145.5		6.06	1.40	1.71	4.0	0.8	4.2	0.8



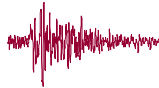
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

20050803-0927	JUIN	Roca	125.5	1	125.5		5.62	4.27	2.94	2.6	1.0	4.0	1.4
20050803-0927	BOAN	Roca	119.7	1	119.7		5.62	2.44	2.47	4.0	2.2	6.0	1.8
20050803-0926	MAAN	Suelo	120.7	1	120.7		5.62	1.15	1.35	2.0	1.0	3.0	1.0
20050803-0926	DCAN	Suelo	127.2	1	127.2		5.62	3.13	3.55	8.0	2.2	12.0	2.6
20050803-0927	RAAN	Suelo	84.4	1	84.4		5.62	1.56	2.20	4.6	2.0	6.0	2.0
20050803-0927	MGA	Suelo	92.2	1	92.2		5.62	1.03	1.18	3.0	1.4	3.4	1.6
20050803-1102	JUIN	Roca	86.8	5	87.0		6.06	12.00	15.25	24.0	8.0	44.0	7.0
20050803-1102	BOAN	Roca	119.9	5	120.0		6.06	8.24	15.18	16.0	8.0	24.0	8.0
20050803-1102	MATN	Roca	92.7	5	92.8		6.06	4.07	4.18	8.0	2.4	9.0	4.2
20050803-1102	MAAN	Suelo	183.7	5	183.8		6.06	3.84	4.57	10.0	4.0	8.0	7.0
20050803-1102	RAAN	Suelo	121.0	5	121.1		6.06	6.96	6.18	16.0	10.0	16.0	10.0
20050803-1102	DCAN	Suelo	129.0	5	129.0		6.06	10.61	12.85	26.0	7.0	36.0	9.0
20050803-1102	MGA	Suelo	125.7	5	125.8		6.06	3.89	4.12	8.0	6.0	7.0	7.0
20050923-1349	JUIN	Roca	485.1	10	485.2		6.49	1.03	1.10	1.4	1.6	1.4	2.6
20050923-1349	ESAN	Suelo	344.5	10	344.7		6.49	2.68	2.55	4.0	8.0	5.4	7.0
20050923-1349	DCAN	Suelo	451.7	10	451.8		6.49	0.60	0.98	2.0	1.0	2.0	1.0
20060220-0655	MATN	Roca	131.5	15	132.4		6.13	3.33	2.93	2.4	1.8	2.6	2.4
20060220-0655	ESAN	Suelo	82.7	15	84.1		6.13	6.49	10.60	20.0	8.0	30.0	8.0
20060220-0655	LEAN	Suelo	57.2	15	59.1		6.13	4.50	5.35	8.0	3.0	6.4	10.0
El Salvador													
10-oct-1986	CI	Roca	3.6	10.0	10.6		5.70	441.73	680.80	1290.0	433.0	1830.0	629.0
10-oct-1986	HSH	Roca	7.8	10.0	12.7		5.70	213.90	295.62	504.0	149.0	594.0	356.0
10-oct-1986	UC	Roca	5.9	10.0	11.6		5.70	374.10	408.84	695.0	263.0	736.0	548.0
10-oct-1986	HCR	Suelo	6.1	10.0	11.7		5.70	421.07	338.68	931.0	339.0	846.0	449.0
10-oct-1986	IG	Suelo	5.3	10.0	11.3		5.70	391.65	524.45	632.0	655.0	870.0	901.0
10-oct-1986	IV	Suelo	6.5	10.0	11.9		5.70	667.77	379.75	542.0	430.0	1530.0	401.0



RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

1-mar-1999	SV	Suelo	1.6	7.4	7.6		4.26	152.60	161.00				
17-mar-1999	SV	Suelo	4.7	6.6	8.1		4.26	168.70	159.50				
3-abr-1999	CU	Roca	24.7	12.80	27.8		5.39	34.17	47.85				
3-abr-1999	SM	Suelo	96.1	12.80	96.9		5.39	6.30	4.75				
3-abr-1999	CU	Roca	23.6	7.40	24.7		5.72	66.58	80.15				
3-abr-1999	SM	Suelo	94.8	7.40	95.1		5.72	11.37	7.29				
13-feb-2001	CI	Roca	25.6	10.00	27.4	19.3	6.60	135.30	69.14	180.1	63.5	217.8	162.1
13-feb-2001	QC	Roca	41.0	10.0	42.2	27.4	6.60	18.75	25.55	81.7	28.9	60.7	24.5
13-feb-2001	RF	Roca	32.6	10.0	34.1	26.2	6.60	39.86	42.56	88.0	43.4	88.0	45.9
13-feb-2001	ST	Roca	37.9	10.0	39.2	32.6	6.60	40.81	37.85	58.6	44.0	67.0	70.4
13-feb-2001	UC	Roca	32.1	10.0	33.7	25.7	6.60	58.75				175.9	91.1
13-feb-2001	VF	Roca	30.1	10.0	31.7	24.3	6.60	39.92	41.49	69.1	71.6	50.3	49.6
13-feb-2001	LI	Roca	46.7	10.0	47.8	40.5	6.60	90.00	92.00	261.8	23.2	121.5	21.4
13-feb-2001	ZA	Roca	18.6	10.0	21.2	15.5	6.60	400.00	296.00	709.9	279.0	751.8	155.2
13-feb-2001	PA	Roca	26.8	10.0	28.6	20.2	6.60	182.00	105.00	236.6	46.5	127.7	31.4
13-feb-2001	TE	Roca	36.8	10.0	38.1	30.3	6.60	46.00	40.00	58.6	54.7	71.2	38.3
13-feb-2001	DB	Suelo	23.9	10.0	25.9	18.2	6.60	98.08	92.13	272.2	108.7	295.3	134.5
13-feb-2001	OB	Suelo	27.9	10.0	29.6	21.7	6.60	101.90	104.70	261.8	142.0	286.9	63.5
13-feb-2001	RS	Suelo	32.6	10.0	34.1	26.2	6.60	63.52	57.01	142.4	52.2	157.1	40.8
13-feb-2001	SS	Suelo	31.0	10.0	32.6	24.9	6.60	69.90	64.12	117.3	72.3	125.7	30.8
13-feb-2001	VS	Suelo	30.1	10.0	31.7	24.3	6.60	74.63	60.23	121.5	56.5	157.1	91.1
13-feb-2001	EX	Suelo	29.3	10.0	30.9	23.1	6.60	121.00	97.00	188.5	120.0	207.3	52.2
13-feb-2001	BA	Suelo	18.5	10.0	21.0	12.5	6.60	104.00	139.00	339.3	258.2	391.6	286.5
13-feb-2001	AR	Suelo	61.3	10.0	62.1	55.1	6.60	28.00	36.00	73.3	27.6	56.5	26.4
13-feb-2001	TO	Suelo	22.4	10.0	24.5	18.0	6.60	238.00	246.00	626.2	487.6	695.3	179.1
13-feb-2001	VI	Suelo	16.9	10.0	19.7	2.5	6.60	425.00	232.00	538.2	51.5	370.7	30.8



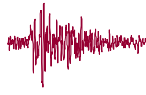
RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

17-feb-2001	CI	Roca	8.6	6.4	10.7		5.10	147.80	170.90				
17-feb-2001	UC	Roca	1.7	6.4	6.6		5.10	127.30					
17-feb-2001	VF	Roca	7.5	6.4	9.9		5.10	72.65	69.69				
17-feb-2001	DB	Suelo	11.0	6.4	12.7		5.10	78.31	64.38				
17-feb-2001	OB	Suelo	5.9	6.4	8.7		5.10	192.30	182.40				
17-feb-2001	VS	Suelo	7.5	6.4	9.9		5.10	95.15	124.90				
8-may-2001	QC	Roca	15.1	7.0	16.7		5.41	31.00	46.88				
8-may-2001	QC	Roca	11.4	6.9	13.4		5.30	42.33	52.81				
20-Mar-2003	SNET	Suelo	3.7	9.4	10.1		4.59	15.99	20.26				
16-Feb-2004	CPRF	Roca	4.5	9.0	10.1		3.94	7.42	9.92				
16-Feb-2004	MAGT	Roca	7.7	9.0	11.8		3.94	12.70	10.45				
16-Feb-2004	SEMF	Roca	2.4	9.0	9.3		3.94	4.74	7.16				
16-Feb-2004	CPRS	Suelo	4.5	9.0	10.1		3.94	10.72	11.32				
16-Feb-2004	SEMS	Suelo	2.4	9.0	9.3		3.94	12.84	13.65				
16-Feb-2004	SJAC	Suelo	6.4	9.0	11.0		3.94	9.03	13.20				
16-Feb-2004	SNET	Suelo	4.1	9.0	9.9		3.94	5.21	8.20				
16-Feb-2004	UDBS	Suelo	7.9	9.0	12.0		3.94	7.92	7.93				
16-Feb-2004	UESS	Suelo	3.0	9.0	9.5		3.94	15.76	15.89				
4-May-2005	ACAJ	Roca	35.1	1.9	35.2		5.00	21.05	19.07				
4-May-2005	AIES	Roca	87.7	1.9	87.7		5.00	2.42	2.21				
4-May-2005	MAGT	Roca	52.7	1.9	52.8		5.00	4.25	3.85				
4-May-2005	SONS	Roca	15.7	1.9	15.8		5.00	76.34	87.86				
4-May-2005	SNET	Suelo	58.1	1.9	58.1		5.00	5.17	5.56				
4-May-2005	UDBS	Suelo	64.9	1.9	64.9		5.00	3.64	3.22				
4-May-2005	UESS	Suelo	60.1	1.9	60.1		5.00	3.94	5.63				
4-May-2005	UNCO	Suelo	23.9	1.9	24.0		5.00	14.51	13.19				
20-Feb-2006	LUNA	Roca	40.5	10.0	41.7		5.58	30.94	34.08				



RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador

20-Feb-2006	SMIG	Suelo	77.0	10.0	77.7		5.58	8.09	7.36				
25-Oct-2006	LUNA	Roca	21.8	5.0	22.4		5.00	25.25	17.84				
25-Oct-2006	SMIG	Suelo	58.7	5.0	58.9		5.00	4.15	5.67				
25-Oct-2006	UCHI	Suelo	80.7	5.0	80.9		5.00	2.98	3.30				
28-Oct-2006	LUNA	Roca	22.6	5.0	23.2		5.17	23.19	31.24				
28-Oct-2006	SMIG	Suelo	59.2	5.0	59.4		5.17	6.27	6.58				
28-Oct-2006	UCHI	Suelo	81.1	5.0	81.3		5.17	3.42	4.58				
20-Dec-2006	SONS	Roca	28.1	9.3	29.6		4.35	4.29	3.01				
20-Dec-2006	CEUC	Suelo	48.0	9.3	48.9		4.35	1.77	2.16				
20-Dec-2006	JUA	Suelo	15.7	9.3	18.2		4.35	7.44	11.72				
20-Dec-2006	UNCO	Suelo	26.1	9.3	27.7		4.35	6.79	4.64				
20-Dec-2006	SONS	Roca	30.0	5.0	30.4		4.76	4.08	3.49				
20-Dec-2006	CEUC	Suelo	51.3	5.0	51.6		4.76	3.71	3.80				
20-Dec-2006	JUA	Suelo	17.6	5.0	18.3		4.76	11.66	13.47				
20-Dec-2006	UESS	Suelo	72.3	5.0	72.5		4.76	2.74	2.64				
20-Dec-2006	UNCO	Suelo	29.3	5.0	29.7		4.76	18.56	7.35				



7.3 ANEXO C (CAP. 4)

Distribución de residuos con la distancia correspondientes a los datos de PGA de Centroamérica respecto a las predicciones con diferentes modelos de movimiento fuerte para las diferentes zonas sísmicas. Los puntos representan los residuos ($\ln \text{PGA observada} - \ln \text{PGA predicha}$) y las líneas continuas representan la desviación estándar de cada modelo ($\pm 1\sigma$). En algunos casos se utiliza log.

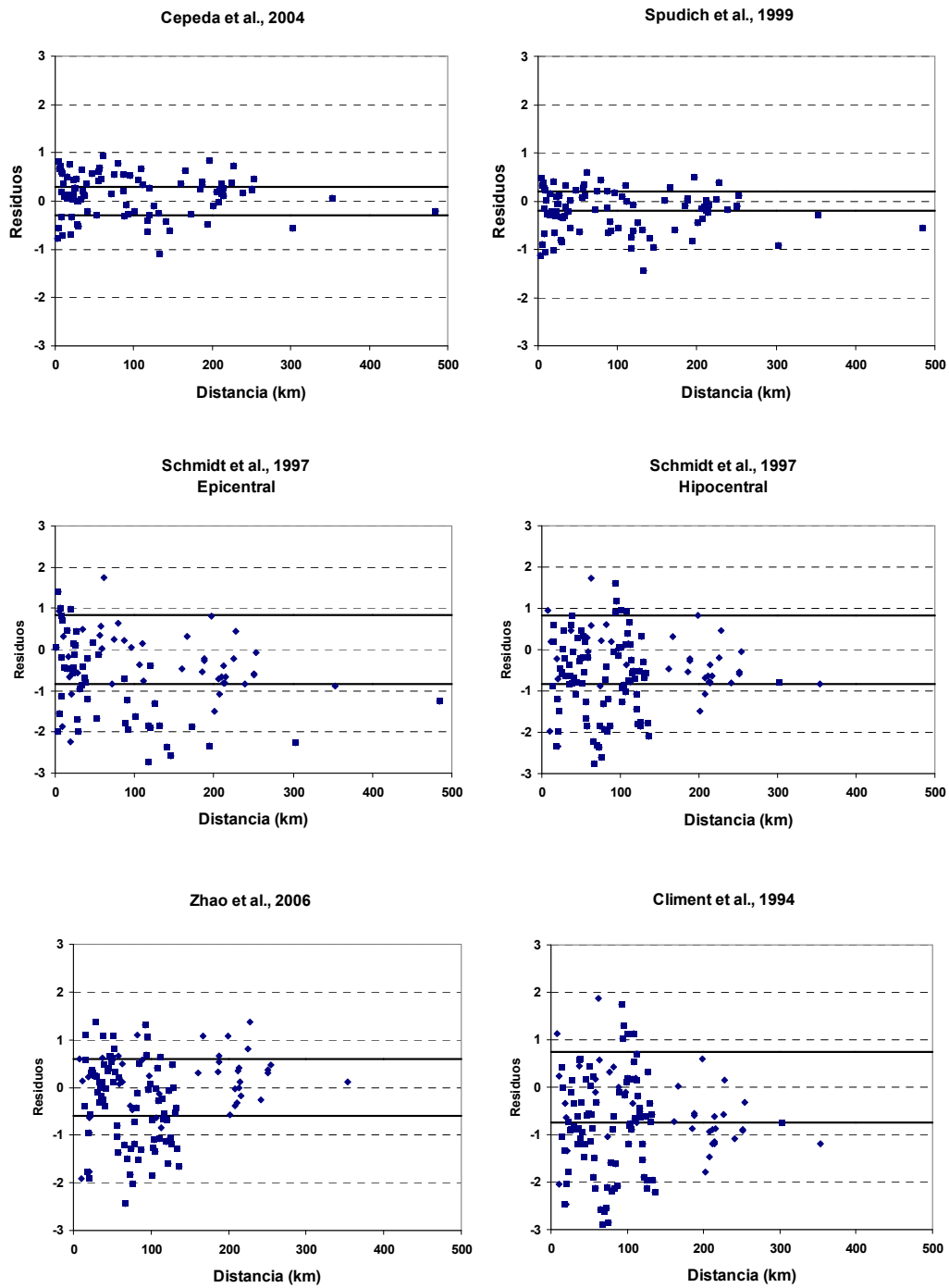
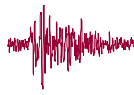


Figura 7.3 Residuos para PGA para fuentes superficiales de la corteza

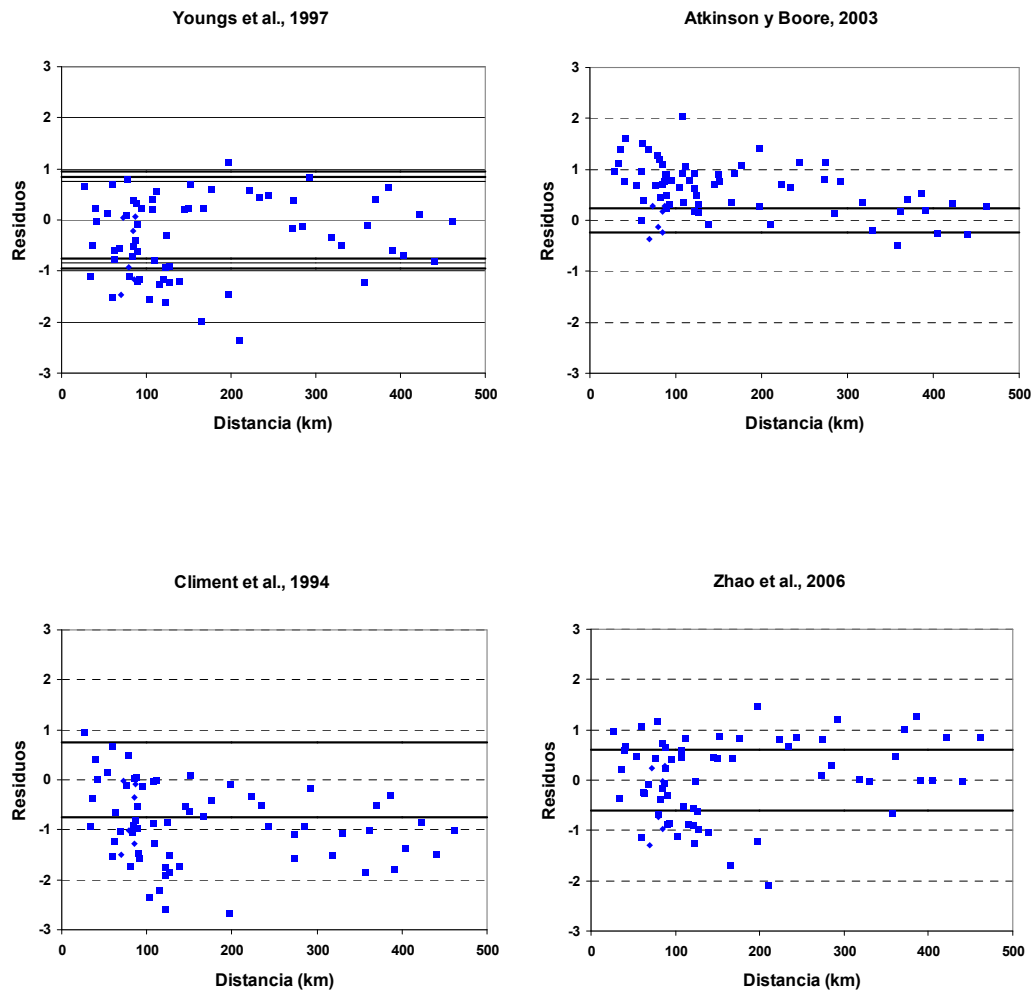
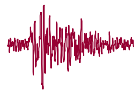


Figura 7.4 Residuos PGA de las fuentes de subducción interplaca

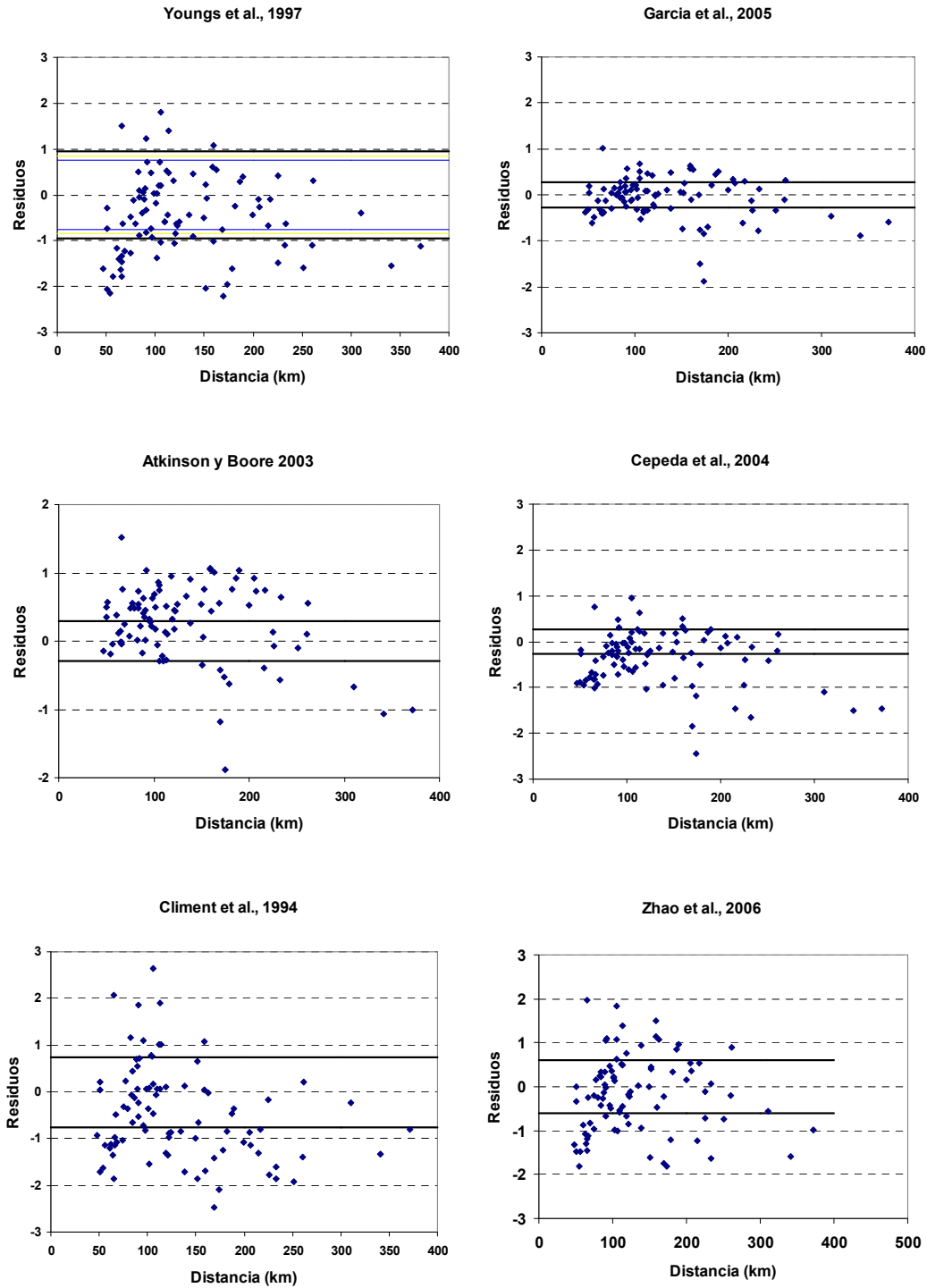
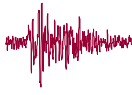
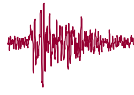


Figura 7.5 Residuos PGA de las fuentes de subducción intraplaca



Distribución de residuos con la distancia correspondientes a los datos de $S_a(1.0\text{ s})$ de Centroamérica respecto a las predicciones con diferentes modelos de movimiento fuerte para las diferentes zonas sísmicas. Los puntos representan los residuos ($\ln S_a(1.0\text{ s})$ observada – $\ln S_a(1.0\text{ s})$ predicha) y las líneas continuas representan la desviación estándar de cada modelo ($\pm 1\sigma$). En algunos casos se utiliza log.

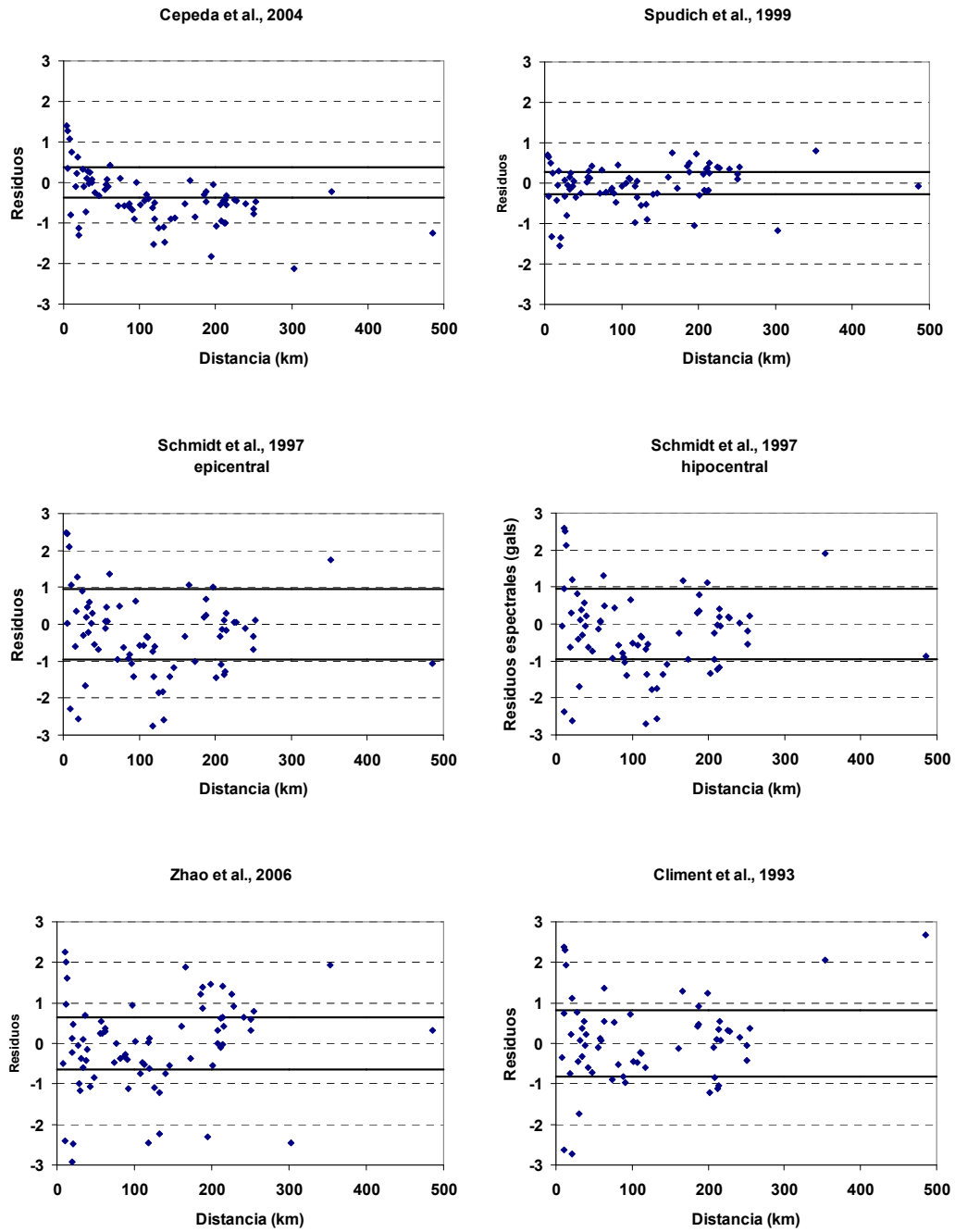
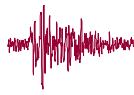


Figura 7.6 Residuos para la ordenada espectral de 1.0 s para fallamiento superficial de la corteza

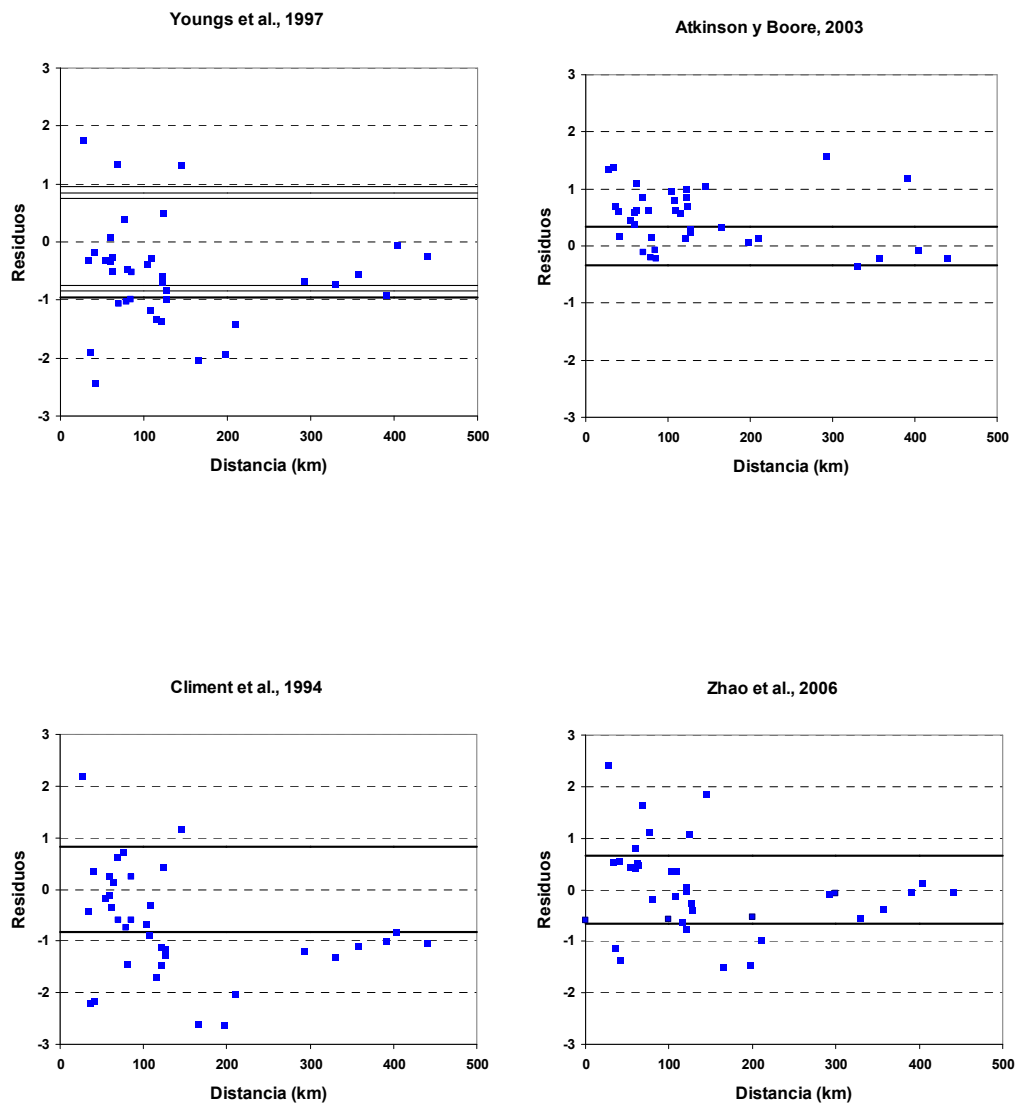
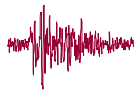


Figura 7.7 Residuos de la ordenada espectral de 1.0 s para la fuente de subducción interplaca

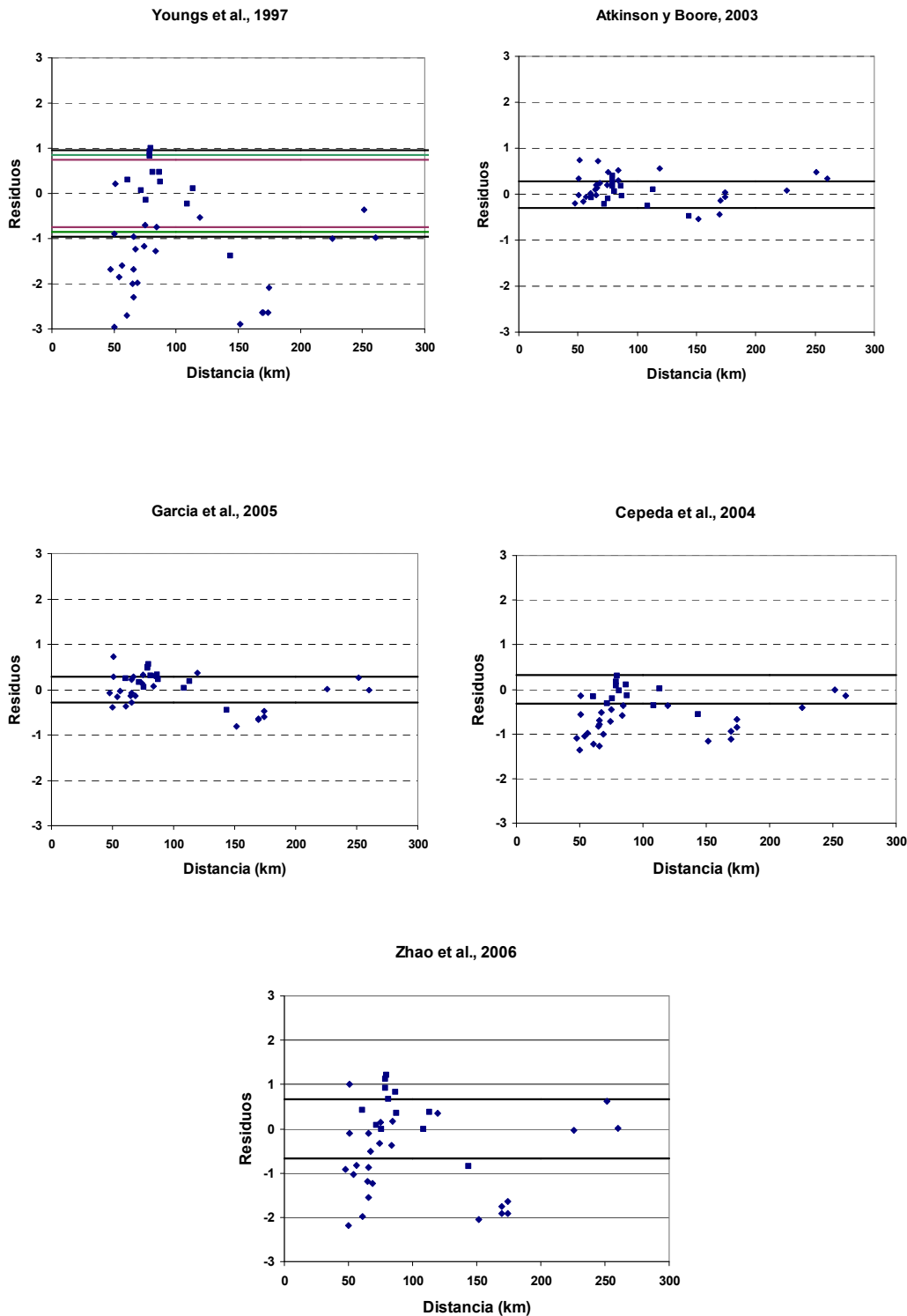
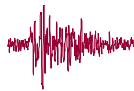
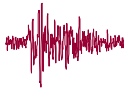


Figura 7.8 Residuos de la ordenada espectral de 1.0 s para la fuente de subducción intraplaca



GLOSARIO DE TÉRMINOS

Aceleración espectral (de periodo τ) (SA (τ)): Es la aceleración máxima de respuesta de un oscilador libre de un grado de libertad, ante un movimiento de entrada en su base y de periodo τ . La velocidad espectral y la aceleración espectral se pueden relacionar mediante la expresión $SA(\tau) = 2 \cdot \pi \cdot SV(\tau) / \tau$.

Aceleración máxima del suelo: véase Aceleración pico del suelo.

Aceleración pico del suelo (PGA): Valor máximo que toma la aceleración en el acelerograma. Normalmente se considera que la PGA es la aceleración espectral de periodo cero.

Árbol lógico: Herramienta lógica que se utiliza para incorporar distintas opciones en el cálculo de la peligrosidad sísmica, asignándoles pesos que representan la verosimilitud del analista de que la opción correspondiente reproduzca el caso real. El árbol lógico se compone de nodos, que representan elementos que intervienen en el cálculo, y ramas, que representan diferentes opciones alternativas para esos elementos.

Desagregación: Técnica de tratamiento de los resultados del estudio probabilista de peligrosidad sísmica utilizada para definir el terremoto de control. Consiste en determinar las contribuciones relativas a la peligrosidad de diferentes intervalos de magnitud, distancia y otras variables, siendo el intervalo que mayor contribución presenta el que define el terremoto de control. La desagregación se puede realizar para cada variable por separado o para varias variables conjuntamente.

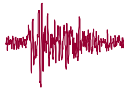
Espectro de diseño: Espectro de respuesta utilizado en diseño de estructuras.

Espectro de respuesta: Es una curva que representa la aceleración máxima de un oscilador libre de periodo natural τ en respuesta a una excitación producida en su base por el acelerograma, en función del periodo τ . El espectro de respuesta se utiliza en el diseño de estructuras.

Falla: Zona de fractura que materializa el contacto entre dos partes de una roca, o terreno en general, que han experimentado desplazamiento una respecto de la otra.

Falla activa: Falla que presenta evidencias de desplazamientos en tiempos recientes (por ejemplo, en los últimos 10.000 años).

Forma espectral normalizada: Curva sintética compuesta por varios tramos que, multiplicada por factores de suelo, de importancia de estructura, etc., proporciona el espectro de respuesta especificado en diferentes normativas sismorresistentes.



Intensidad macrosísmica: Parámetro de tamaño del terremoto basado en sus efectos sobre estructuras y el terreno.

Ley de atenuación: véase Modelo del movimiento fuerte del suelo

Ley de Gutenberg-Richter: Es una relación exponencial entre el número de terremotos N que superan una magnitud dada M y esa magnitud, de la forma $\log N = a + b M$. Los coeficientes a y b se determinan mediante ajuste por regresión de los datos.

Magnitud momento (M_w): Parámetro de tamaño del terremoto derivado del momento sísmico escalar, que se define como el producto de la superficie de ruptura en el plano de falla, el desplazamiento neto en la falla o dislocación y el coeficiente de rigidez. Es el parámetro de tamaño que mejor correlaciona con la energía liberada por el terremoto.

Magnitud de ondas internas (m_b): Parámetro de tamaño del terremoto deducido a partir de la amplitud y del periodo de ondas internas.

Magnitud de ondas superficiales (M_S): Parámetro de tamaño del terremoto deducido a partir de la amplitud y del periodo de ondas superficiales.

Modelo del movimiento fuerte del suelo: O simplemente, modelo del movimiento, es una expresión matemática que da el valor del parámetro del movimiento en un emplazamiento dado en función de su distancia a la fuente y de la magnitud del sismo y, frecuentemente, en función de otras variables como el tipo de suelo, el mecanismo focal, etc. También se denomina ley de atenuación y relación de predicción del movimiento. Frecuentemente se considera que el logaritmo del parámetro del movimiento predicho con el modelo del movimiento sigue una distribución normal.

Modelo del terremoto característico: Modelo de ocurrencia de terremotos donde se asume que las fallas liberan la energía sísmica fundamentalmente a través de un terremoto de tamaño máximo o característico.

Movimiento objeto: Es el valor de un determinado parámetro del movimiento que se toma como base para realizar un estudio de desagregación.

Nivel del movimiento: Término empleado para referirse de manera genérica al valor (o amplitud) del movimiento del suelo.

Parámetro alfa (α): Parámetro de sismicidad relacionado con el número acumulado de terremotos ocurridos en un área dada, derivado de la ley de Gutenberg-Richter. Se deriva a partir de ley de Gutenberg-Richter, según la fórmula $\alpha = a \cdot \ln(10)$

Parámetro beta (β): Parámetro de sismicidad relacionado con la proporción entre terremotos de magnitud grande y magnitud pequeña ocurridos en un área dada. Se deriva a partir de ley de Gutenberg-Richter, según la fórmula $\beta = b \cdot \ln(10)$



Parámetro épsilon (ϵ): Es un número entero que representa el número de desviaciones estándar utilizadas para calcular el valor del parámetro del movimiento por medio de un modelo del movimiento del fuerte del suelo.

Parámetro del movimiento: Término empleado para definir el tipo de movimiento del suelo empleado en el análisis. Los parámetros del movimiento más comunes son la aceleración pico del suelo, la aceleración espectral, la velocidad pico del suelo y la velocidad espectral.

Peligrosidad sísmica: La peligrosidad sísmica en un emplazamiento se define como la probabilidad de excedencia de un determinado nivel del movimiento del suelo a causa de los terremotos que afectan a dicho emplazamiento. Su inversa es el periodo de retorno.

Periodo de recurrencia: Es el intervalo de tiempo que transcurre entre la ocurrencia de un gran terremoto y otro en el modelo del terremoto característico.

Periodo de retorno: Es la inversa de la probabilidad de excedencia del movimiento del suelo.

Periodo de recurrencia: Número medio de años que transcurren desde la ocurrencia de un terremoto de magnitud determinada hasta la ocurrencia del siguiente.

PGA: véase Aceleración pico del suelo

PGV: véase Velocidad pico del suelo

Probabilidad de excedencia: Es la probabilidad de que un nivel del movimiento dado sea superado en un emplazamiento a causa de la acción de los terremotos del área de influencia.

Relación de predicción del movimiento: véase Modelo del movimiento fuerte del suelo

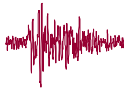
SA(τ): véase Aceleración espectral

SV(τ): véase Velocidad espectral

Tasa anual de ocurrencia de terremotos (ν_0): Número de terremotos de magnitud igual o superior a una magnitud umbral (por debajo de la cual la influencia de los sismos en la peligrosidad es despreciable) que ocurren anualmente en una zona dada.

Terremoto característico: Terremoto de gran magnitud que ocurre aproximadamente periódicamente que define la sismicidad de una fuente sismogénica de acuerdo con el modelo del mismo nombre.

Terremoto de control: Es el terremoto que presenta mayor contribución a la peligrosidad para un nivel de movimiento objeto determinado. En estudios probabilistas, se usa la técnica



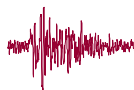
de la desagregación de la peligrosidad para conocer las características de dicho terremoto (típicamente, la magnitud y la intensidad).

Velocidad espectral (de periodo τ) (SV(τ)): Es la velocidad máxima de respuesta de un oscilador libre de un grado de libertad, ante un movimiento de entrada en su base y de periodo τ . La velocidad espectral y la aceleración espectral se pueden relacionar mediante la expresión $SA(\tau)=2\cdot\pi\cdot SV(\tau)/\tau$

Velocidad pico del suelo (PGV): Valor máximo que toma la velocidad en el registro ó historia temporal de velocidades.

Zona sismogénica: Zona extensa que representa la proyección en superficie de un volumen de litosfera con características sismotectónicas homogéneas. Se considera que la ocurrencia de un sismo en el interior de la zona es equiprobable en el espacio.

Zonificación: Es una división del territorio en diferentes fuentes sismogénicas (zonas o fallas) de acuerdo con criterios sísmicos, tectónicos, geomorfológicos, etc.



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapas de amenaza en términos de PGA (g) con una probabilidad del 10 % de excedencia en 50 años, según diversos autores (Fuente: Bommer et al., 1996). 5

Figura 2.1 Principales sistemas tectónico de América Central (Tomado de Benito et al., 2005). 11

Figura 2.2 Mecanismos focales de eventos con $M_w \geq 5.0$ reportados en los catálogos de HARVARD-CMT para el periodo 1976-2007, así como datos reportados en base sísmica de SNET. Los datos de los sismos de 1951 y 1965 fueron tomados de Buform et al., 1997. El tamaño de la esfera es proporcional a la magnitud del sismo, los sismos que han afectado significativamente a El Salvador se muestran con su respectiva fecha. 12

Figura 3.1 Fases del cálculo de la probabilidad mediante el método probabilista (modificado de Benito y Jiménez, 1999)..... 29

Figura 3.2 Representación típica de la ley de Gutenberg-Richter (1954) para una zona sismogénica o falla, cuya sismicidad sigue un modelo de Poisson, truncada con un umbral inferior de magnitud m_0 y uno superior m_u 32

Figura 3.3 Modelo del terremoto característico..... 33

Figura 3.4 Modelo del movimiento del suelo (dado mediante la aceleración pico del suelo, PGA medida en g) en función de la distancia (en km) para dos valores de magnitud. El modelo fue deducido mediante regresión de registros de movimiento fuerte correspondientes a sismos reales (puntos). Las líneas continuas dan la variación de la PGA media y las discontinuas las de los percentiles del 5% (PGA-95%) y del 95% (PGA+95%). A la izquierda se ven las distribuciones representativas del movimiento a distancia de 1 km 35

Figura 3.5 Curva de atenuación del movimiento ($\ln y$) para un valor de magnitud $M = m_2$ a diferentes distancias (trazo negro). Para varias distancias ($r_1, r_2, r_3, \dots, r_n$) se indica también la distribución de probabilidad de excedencia del movimiento Y (representado por la línea roja) condicionada a $M=m_i$ y $R = r_i$ ($i = 1, 2, 3, 4, \dots, n$), es decir, $P [y > Y | m = m_i, r = r_i]$. Las áreas verdes representan la probabilidad de excedencia (con $\epsilon_{trunc} \rightarrow \infty$) de Y para cada una de las distancias consideradas. . 40

Figura 3.6 Curva de amenaza para un emplazamiento expresada en función del periodo de retorno (izq) o de la probabilidad anual de excedencia (dcha) 42

Figura 3.7 a) Estructura general de árbol lógico para la estimación probabilista de la amenaza sísmica. b) Ejemplo de una parte de árbol lógico, correspondiente a la estimación de la magnitud máxima. Los números entre paréntesis son los pesos asociados a cada opción..... 46

Figura 4.1 Zonas asignadas para la confección del catálogo de cada país de Centro América. 55

Figura 4.2 Distribución acumulada de eventos desde 1522 para diferentes rangos de magnitud, a partir del catálogo sísmico de América Central para profundidades menores que 34 Km, homogenizado a magnitud momento (M_w). Se indican los años de referencia adoptados mediante inspección visual (ver Tabla 4.1). 57

Figura 4.3 Distribución acumulada de eventos desde 1522 para diferentes rangos de magnitud, a partir del catálogo sísmico de América Central para profundidades mayores que 34 Km, homogenizado a magnitud momento M_w . Se indican los años de referencia adoptados mediante inspección visual (ver Tabla 4.1). 57

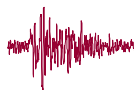


Figura 4.4 Zonificación sísmica regional. Zonas corticales superpuestas a la batimetría y tectónica de la región. 60

Figura 4.5 Zonificación sísmica regional. Zonas de subducción interfase superpuestas a la batimetría y tectónica de la región. 61

Figura 4.6 Zonificación sísmica regional. Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la batimetría y tectónica de la región. 62

Figura 4.7 Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas corticales superpuestas a la sismicidad superficial, con epicentros de sismos para profundidad $h < 25$ km. 63

Figura 4.8 Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas de subducción interfase superpuestas a la sismicidad intermedia, con epicentros de sismos para profundidad $25 < h < 60$ km. 64

Figura 4.9 Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la sismicidad profunda, con epicentros de sismos para profundidad $h > 60$ km. 65

Figura 4.10 Distribución de la magnitud con respecto a la profundidad (izquierda) y la distancia (derecha) de la base de datos utilizada en el análisis. 68

Figura 4.11 Distribución de residuos con la distancia correspondientes a los datos de PGA de Centroamérica respecto a las predicciones con diferentes modelos de movimiento fuerte para zonas de subducción interplaca. Los puntos representan los residuos (\ln PGA observada – \ln PGA predicha) y las líneas continuas representan la desviación estándar de cada modelo ($\pm 1\sigma$). En el caso del modelo AYB03 se utiliza \log_{10} 72

Figura 4.12 Curvas de predicción de PGA para los modelos de atenuación seleccionados y para las fuentes sísmicas de fallamiento superficial (a), interplaca (b) e intraplaca (c). 75

Figura 4.13 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas corticales. Zonificación Regional. 82

Figura 4.14 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas de subducción interfase. Zonificación Regional. 82

Figura 4.15 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas de subducción intraplaca. Zonificación Regional. 82

Figura 4.16 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas corticales. Zonificación Nacional. 83

Figura 4.17 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas de subducción interfase e intraplaca. Zonificación Nacional. 83

Figura 4.18 Modelo en perfil de zonas sísmicas en profundidad: M_w es la magnitud máxima esperada, N_z es el número de zonas locales asociadas a la región sismotectónica, b es el índice sísmico característico de la región sismotectónica. 85

Figura 5.1 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para PR=500 años. 91

Figura 5.2 Mapa de amenaza en términos de SA(0.2s) expresada en gales para PR=500 años. 92

Figura 5.3 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de SA (1.0s) expresada en gales para PR=500 años. 93

Figura 5.4 Mapa de amenaza sísmica de El salvador en términos de PGA (gal) para PR=1000 años. 94

Figura 5.5 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de SA(0.2s) expresada en gales para PR=1000 años. 95

Figura 5.6 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de SA(1.0s) expresada en gales para PR=1000 años. 96

Figura 5.7 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para PR=2500 años. 97

Figura 5.8 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de SA(0.2s) expresada en gales para PR=2500 años. 98

Figura 5.9 Mapa de amenaza sísmica de El salvador en términos de SA (1.0s) expresada en gales para PR=2500 años. 99

Figura 5.10 Curvas de amenaza para ciudad de Ahuachapán. 100

Figura 5.11 Curvas de amenaza para ciudad de Santa Ana. 101



Figura 5.12 Curvas de amenaza para ciudad de San Salvador.	101
Figura 5.13 Curvas de amenaza para ciudad de San Miguel.	102
Figura 5.14 Curvas de amenaza para ciudad de San Francisco.	102
Figura 5.15 Curvas de amenaza para ciudad de Chalatenango.	103
Figura 5.16 Espectros UHS para PR =500 años.....	104
Figura 5.17 Espectros UHS para PR =1000 años.....	105
Figura 5.18 Espectros UHS para PR =2500.	105
Figura 5.19 Espectro de diseño para las 2 zonas sísmicas de la norma técnica con coeficientes de sitio $Co=2.5$ y $To=0.3$ en comparación con espectros UHS en ciudades dentro de cada zona sísmica. La diferencia entre ambos espectros puede ser atribuida al tipo de aceleración utilizada en cada uno de ellos.	106
Figura 5.20 Resultados de desagregación en ciudad de San Salvador para los movimientos objeto (a) PGA con PR=500 años, (b) SA(1.0s) con PR=500 años, (c) PGA con PR=2500 años, (d) SA(1.0s) con PR=2500 años.	108
Figura 7.1 Representación gráfica de la función de distribución de magnitud $N(m)$ según la Ley de Gutenberg-Richter, para $\alpha = 2.5$, $\beta = 1.3$, $M_0 = 4.5$ y $MM = 8.0$	129
Figura 7.2 Representación gráfica de la funciones de distribución $F(m)$ y densidad de probabilidades $f(m)$ de magnitud, para $\beta = 1.3$, $M_0 = 4.5$ y $MM = 8.0$	130
Figura 7.3 Residuos para PGA para fuentes superficiales de la corteza.....	158
Figura 7.4 Residuos PGA de las fuentes de subducción interplaca	159
Figura 7.5 Residuos PGA de las fuentes de subducción intraplaca	160
Figura 7.6 Residuos para la ordenada espectral de 1.0 s para fallamiento superficial de la corteza	162
Figura 7.7 Residuos de la ordenada espectral de 1.0 s para la fuente de subducción interplaca.....	163
Figura 7.8 Residuos de la ordenada espectral de 1.0 s para la fuente de subducción intraplaca.....	164



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Valores de PGA estimados para San Salvador, con una probabilidad del 10 % de excedencia en 50 años (Bommer et al., 1996; Alvarenga et al., 1997).	5
Tabla 2.1 Datos de sismos que han causado algún tipo de destrucción en El Salvador. M_i = magnitud macrosísmica.....	13
Tabla 4.1 Años de referencia a partir de los cuales se considera completo el catálogo sísmico de América Central para cada intervalo de magnitud, derivado de un análisis independiente por profundidades.	58
Tabla 4.2 Número de eventos sísmicos y registros aportados por país (incluye registros para condición de roca y suelo). SA corresponde a $T= 0.3$ y 1 s.	69
Tabla 4.3 Modelos de atenuación utilizados en el análisis y resumen de sus características: parámetro del movimiento, fuente de los datos y rango de aplicabilidad en magnitud y distancia.	70
Tabla 4.4 Distribución del número de residuos (%) correspondientes a los datos de Centroamérica (respecto a los valores predichos por los modelos) que se encuentran dentro del intervalo $\mu \pm 1\sigma$ propio de cada modelo.	73
Tabla 4.5 Parámetros sísmicos de las zonas corticales. Zonificación regional, siglas (CAc).	78
Tabla 4.6 Parámetros sísmicos de las zonas subducción interplaca o interface. Zonificación regional, siglas (CAsi)	79
Tabla 4.7 Parámetros sísmicos de las zonas subducción intraplaca de Centro América. Zonificación regional, siglas (CAsp)	79
Tabla 4.8 Parámetros sísmicos de las zonas corticales. Zonificación nacional (código con letra inicial del país).	80
Tabla 4.9 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción interplaca. Zonificación nacional, siglas (si.)	81
Tabla 4.10 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción intraplaca. Zonificación nacional siglas (sp)	81
Tabla 5.1 Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en diferentes ciudades de El Salvador.	107
Tabla 5.2 Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en ciudad de San Salvador.	109
Tabla 7.1 Datos acelerométricos empleados para el contraste de modelos de atenuación.....	131