



Proyecto Resis II

Evaluación de la amenaza sísmica en Costa Rica

Informe preparado por:

Álvaro Climent^{1,3}, Wilfredo Rojas^{1,2},
Guillermo E. Alvarado^{1,3} y Belén Benito⁴

Red Sismológica Nacional (RSN:ICE-UCR)¹

Escuela Centroamericana de Geología (UCR)²

Instituto Costarricense de Electricidad (ICE)³

Universidad Politécnica de Madrid⁴



Mayo 2008

NORSAR



AGRADECIMIENTOS

Los autores de este estudio queremos agradecer el apoyo y soporte brindado por el proyecto *RESIS II*, financiado por el Gobierno de Noruega, bajo la gestión de CEPREDENAC, por medio del cual se logró llevar a feliz término la actualización de los estudios de Amenaza Sísmica a nivel de América Central y por país en particular. Así como la financiación adicional de Risk Management Solutions (RMS) para el taller realizado en la Universidad Politécnica de Madrid, en abril 2008.

A Conrad Lindholm, director del proyecto *RESIS II*, por su apoyo a nuestra participación en el mismo.

A la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias de Costa Rica (CNE) por todo el apoyo recibido.

A Rafael Barquero, Alberto Vargas, Gerardo Soto y Waldo Taylor del Área de Sismología del ICE, por su aporte y discusión en el tema de la sismología, tectónica y zonificación sísmica. Al igual que a Walter Montero, Mario Fernández y Mauricio Mora de la Escuela Centroamericana de Geología (UCR). A Rosey Piedra por su apoyo en el procesamiento de la información de movimiento sísmico fuerte, para la escogencia los modelos de atenuación.

Al Centro Sismológico de América Central con sede en la Escuela Centroamericana de Geología, por el suministro del banco de datos sismológico regional.

La ayuda invaluable de Jorge M. Gaspar Escribano, Raquel M. Gómez Hernández, Mercedes Pérez Escalante, Alicia Rivas Medina, M. José García Rodríguez, del grupo de Ingeniería Sísmica de la Universidad Politécnica de Madrid, dirigido por María Belén Benito.

A los colegas y amigos centroamericanos Enrique Molina, José Jorge Escobar, Griselda Marroquín, Emilio Talavera y Eduardo Camacho, por toda su dedicación en la preparación, procesamiento y análisis de las bases de datos a nivel regional, y cuyos resultados fueron utilizados en los cálculos finales de amenaza.

A Mario Ordaz del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por el aporte de la última versión del programa CRISIS y la discusión que del mismo se tuvo con él.



INDICE

	Pag.
AGRADECIMIENTOS.....	i
INDICE.....	ii
INTRODUCCIÓN.....	1
1. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN COSTA RICA.....	2
1.1 REFERENCIAS.....	3
2. MARCO SISMOTECTONICO.....	5
2.1 ZONA DE SUBDUCCIÓN.....	5
2.2 EL ARCO VOLCÁNICO.....	10
2.3 EL ESCARPE DE HESS.....	11
2.4 ZONA DE FRACTURA DE PANAMÁ.....	11
2.5 CINTURÓN DEFORMADO DEL NORTE DE PANAMÁ.....	12
2.6 REFERENCIAS.....	12
3. METODOLOGÍA DE CÁLCULO (ASPECTOS TEÓRICOS).....	17
3.1 DEFINICIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA.....	17
3.2 MÉTODOS DE CÁLCULO. Perspectiva histórica	18
3.3 ANÁLISIS PROBABILISTA DE AMENAZA SÍSMICA (PSHA).....	20
3.3.1 Introducción. Fases del PSHA.....	20
3.3.2 Determinación de la amenaza representativa de un- Emplazamiento.....	22
3.3.2.1 Fase 1: Modelo de Sismicidad.....	22
3.3.2.2 Métodos zonificados y no zonificados	24
3.3.2.3 Modelos de recurrencia: Distribución frecuencia de- ocurrencia-tamaño.....	25
3.3.2.4 Modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo.....	27



3.3.2.5 Fase 3: Resolución de la Integral de la Peligrosidad.....	29
3.3.2.6 Representación de resultados: curva de amenaza.....	34
3.3.3 Análisis de Incertidumbres.....	35
3.3.4 Árbol Lógico.....	36
3.3.4.1 Presentación de los Resultados: Mapas de- Peligrosidad e Incertidumbre.....	39
3.3.5 Desagregación de la Peligrosidad.....	40
3.3.6 Juicio de Expertos y analisis de sensibilidad en los resultados.....	41
3.4 REFERENCIAS.....	43
4. EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA.....	46
4.1 PARÁMETROS Y MODELOS DE ENTRADA PARA EL CÁLCULO DE- LA AMENAZA.....	46
4.1.1 Catálogo sísmico.....	46
4.1.1.1 Catálogo sísmico de Costa Rica.....	48
4.1.1.2 Catálogo regional: Análisis de completitud y filtrado de- series sísmicas.....	49
4.1.2 Zonificación sismogenética.....	52
4.1.2.1 Zonas corticales o superficiales (0 a 25 km).....	54
4.1.2.2 Zonas sísmicas relacionadas con la subducción.....	60
4.1.2.2.1 Zonas sísmicas de subducción interplaca- de Costa Rica.....	60
4.1.2.2.2 Zonificación sísmica de la región intraplaca de profundidad intermedia.....	64
4.1.3 Atenuación.....	66
4.1.3.1 Metodología.....	66
4.1.3.2 Base de datos.....	67



4.1.3.3 Modelos de atenuación incluidos en el análisis.....	69
4.1.3.4 Análisis y selección de los modelos.....	70
4.2 CÁLCULO DE LA AMENAZA.....	76
4.2.1 Cálculo de los parámetros sísmicos de las zonas.....	76
4.2.2 Análisis de sensibilidad para definición de parámetros y- pesos del árbol lógico.....	82
4.3. REFERENCIAS.....	83
5. RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	88
5.1 RESULTADOS.....	88
5.1.1 Mapas.....	88
5.1.2 Resultados específicos para San José.....	99
5.1.2.1 Curvas de amenaza.....	99
5.1.2.2 Espectros de amenaza uniforme.....	100
5.1.2.3 Resultados de la desagregación.....	101
5.2. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.....	103
5.3 RESUMEN Y CONCLUSIONES GENERALES.....	105
5.4 REFERENCIAS.....	109
ANEXO 1.....	110



INTRODUCCIÓN

Por su conformación sismotectónica y proximidad a límites convergentes de placas, Costa Rica se caracteriza por poseer una alta sismicidad de magnitud intermedia ($5,0 < M < 7,7$), que ha sido la causante de la ocurrencia de muchos sismos destructivos a lo largo de su historia. El último importante de ellos ocurrió en el año 1991 con una magnitud M_w 7,6 (Terremoto de Limón) que impactó severamente la región Caribe del país, causando daños en un área de 8 000 km², que incluyen el 80% del territorio costarricense y el 20% del de Panamá. Los daños y pérdidas más notables ocurrieron en líneas vitales, incluyendo carreteras, ferrocarriles, puentes, puertos y acueductos. En el país, fue necesario reconstruir 309 km de carreteras. En total los daños (en Costa Rica) ascendieron a 21 991,9 millones de colones.

La mayoría de los sismos en el país ocurren principalmente, a lo largo de la zona de subducción y el arco volcánico. Otras zonas con actividad sísmica importante incluyen el Cinturón Deformado del Norte de Panamá y la Zona de Fractura de Panamá. 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 el cumplimiento de las normas de diseño sismo-resistente. La base de todo código o reglamento estructural sismo-resistente está en evaluaciones confiables de la amenaza sísmica.

La finalidad del presente trabajo es la de obtener un mapa actualizado de amenaza sísmica, que incluya la información más actualizada de la sismología y tectónica de Costa Rica, que sirva de base para mejorar y actualizar el código sísmico nacional, que sea de utilidad para las instituciones financieras y de seguros, y que permita a las autoridades nacionales y locales contar con una herramienta que facilite la gestión del riesgo sísmico y el ordenamiento territorial.

Dada la importancia del objetivo planteado, la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR), decidió participar en el proyecto RESIS II, de carácter regional, y a nivel de país asumir los compromisos que el proyecto necesitará. Dos de sus miembros participamos en el cálculo final de la amenaza sísmica que se realizó en el mes de abril en la Universidad Politécnica de Madrid, donde en conjunto con otros especialistas de la región centroamericana, como de Europa, se discutió y definió aspectos relacionados con los diferentes parámetros que se ven involucrados en la estimación de la amenaza, enriqueciendo de esta manera el cálculo final.



1. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN COSTA RICA

Varios estudios de amenaza sísmica se han realizado en Costa Rica a lo largo de los años, reflejo del “estado del conocimiento” de la sismicidad, la tectónica del país y de la necesidad de reducir el riesgo sísmico en ese momento. Dichos estudios contaron con la participación de reconocidos ingenieros, sismólogos y geólogos, tanto nacionales como extranjeros.

Los primeros estudios de Amenaza Sísmica en Centroamérica fueron realizados a escala nacional en los laboratorios del *John Blume Earthquake Engineering Center*, de la Universidad de Stanford, California; a mediados de la década de los 70. En Costa Rica el estudio lo realizaron en el año 77 (Mortgat *et al.*, 1977), utilizando la metodología probabilística y dando como resultado mapas, a nivel nacional, de iso-aceleración e iso-duración para periodos de retorno de 50, 100, 500 y 1000 años, los cuales fueron incluidos en el Código Sísmico de Costa Rica publicado en el año 86 (CFIA, 1986). El valor máximo de amenaza estimado para San José fue de 0,31 g para un periodo de retorno de 500 años.

Laporte *et al.* (1994) realizaron un nuevo estudio de amenaza probabilístico (utilizando árbol de lógica) a nivel nacional, en el cual se utilizó un modelo de atenuación de las ondas sísmicas desarrollado para la región Centroamericana (Climent *et al.*, 1994), y cuyos resultados fueron mapas de iso-aceleración para periodos de retorno de 50, 100, 500 y 1000 años, curvas de amenaza para San José y Golfito, así como espectros de pseudo velocidad de amenaza uniforme para periodos de 50, 100, 500 y 1000 años. En este estudio se estimó en San José un valor de PGA de 0,37 g para 500 años de periodo de retorno.

Rojas *et al.* (2000) siguiendo la metodología probabilística y basados en una zonificación mixta de 15 áreas fuente y el modelaje de cinco sistemas de fallas activas, presentaron tres mapas de iso-amenaza para el Valle Central, para periodos de retorno de 50, 100 y 500 años. En este estudio se utilizó la ecuación de atenuación desarrollada por Schmidt *et al.* (1997), y se obtuvo un PGA de 0,4 g para San José.

Fernández y Rojas (2000), publicaron un mapa de amenaza sísmica de Costa Rica, para un período de retorno de 500 años, basados en una zonificación de 21 áreas sísmicas corticales y 2 de intraplaca, aplicando las leyes de atenuación de Schmidt *et al.*, 1997, en el cual se determinó una PGA de 0,4 g para la ciudad San José.

El estudio nacional más reciente fue realizado por Rojas *et al.*, 2005, como un estudio particular para el Instituto Nacional de Seguros, en el que se incluyeron 36 zonas sísmicas, entre ellas: 27 superficiales, 9 de subducción interplaca e intraplaca y combinado con 8 sistemas de fallas locales conocidos. En este estudio se estimó un valor de 0.51 g para San José.

Los estudios anteriores al 2002, fueron considerados para la actualización del Código Sísmico



de Costa Rica, que empezó a regir a partir de Julio del 2004 (CFIA, 2003) y el mismo estipula un período de retorno de 500 años como mínimo para el diseño cualquier obra civil.

Al igual que en otras partes de centroamérica, en el país se han realizado una gran cantidad de estudios de amenaza sísmica para obras vitales cuyos resultados son de uso reservado, como los realizados por el Instituto Costarricense de electricidad (ICE) desde 1980 y utilizando diferentes metodologías, aplicados al diseño y construcción de proyectos de generación eléctrica.

Como un avance importante en el desarrollo de los estudios de amenaza sísmica, tanto para el país como a nivel centroamericano, fue el desarrollo, en los años 90, de modelos espectrales de atenuación del movimiento fuerte propios para la región (Climent *et al.*, 1994; Dahle *et al.*, 1995; Schmidt *et al.*, 1997), y que han sido utilizados en diversos estudios de amenaza a nivel regional en los últimos años.

1.1 REFERENCIAS

CFIA, (1987). Código sísmico de Costa Rica, 1986. Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos. Editorial Tecnológica de Costa Rica.

CFIA, (2003). Código sísmico de Costa Rica, 2002. Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos. Editorial Tecnológica de Costa Rica.

Climent, A.; Taylor, W.; Ciudad Real, M.; Strauch, W.; Villagran, M.; Dahle, A.; Bungum, H. (1994). Spectral strong motion attenuation in Central América. NORSAR. August. 1994, 46 pp. Technical Report No. 2-17.

Dahle, A.; Climent, A.; Taylor, W.; Bungum, H.; Santos, P.; Ciudad Real, Mauricio.; Lindholm, C.; Strauch, W.; Segura, F. (1995). New spectral strong motion attenuation models for Central America. Proc. Fifth Conf. On Seismic Zonation. Nice, October 1995.

Fernández, M.; Rojas, W. (2000). Amenaza sísmica y tsunamis, Editores Denyer, P. y S. Kussmaul, Geología de Costa Rica, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 287-301.

Laporte, M.; Lindholm, C.; Bungum, H.; Dahle, A. (1994). Seismic Hazard for Costa Rica. NORSAR Tech. Report 2-14: 1-73.

Mortgat, C.P.; Zsutty, T.C.; Shah, H.C.; Lubetkin, L. (1977). A study of seismic risk for Costa Rica. John Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Pasadena. Report No. 25. 359 pp + Appendix.

Rojas, W.; Montero, W.; Schmidt, V.; Leandro, G. (2005). Estudio de amenaza sísmica para las doce ciudades más importantes de Costa Rica. Informe particular de FUNDEVI-UCR para el INS, Univ. Costa Rica, 190 p.



Schmidt, V.; Dahle, A.; Bungum, H. (1997). Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation. NORSAR, Technical Report. 45 pp.



2. MARCO SISMOTECTONICO

Costa Rica está ubicada dentro de los límites de las placas del Caribe, Coco, Nazca y la microplaca de Panamá, donde los movimientos relativos de las placas, varían entre 2 y 9 cm/a, y están acompañados por volcanismo activo y alta sismicidad superficial e intermedia. Durante los últimos 500 años se han registrado numerosos sismos destructivos con magnitudes moderadas y grandes, entre 5,5 y 7,8 M_w , los cuales están asociados a fuentes de fallamiento cortical y de subducción.

El país se puede dividir en dos provincias sismotectónicas: la noroeste que se encuentra localizada dentro de la placa Caribe, y la sureste que se ubicaría dentro de la microplaca Panamá (Montero, 2001; Figs. 2.1 y 2.2). La frontera tectónica entre ambas placas pasa por la región caribe del país y se denomina Cinturón Deformado del Norte de Panamá, luego atraviesa la región central y norte del país (Fig. 2.1). Ambos cinturones de fallas son fuente de temblores superficiales destructivos cuando alcanzan magnitudes $M > 5,0$.

Las principales estructuras sismotectónicas que se encuentran en Costa Rica, se han definido de acuerdo a su estilo tectónico o extensión geográfica dentro del país, geomorfología, sismicidad histórica e instrumental y proporcionan la base para evaluar la amenaza sísmica a nivel nacional. A continuación se presenta una pequeña descripción de las principales:

2.1 ZONA DE SUBDUCCIÓN

Desde que los primeros estudios sismológicos, aún con los problemas de localización hipocentral, dilucidaron tímidamente la existencia de una zona de subducción bajo Costa Rica (Molnar y Sykes, 1969) hasta los modernos estudios sismológicos con redes densas tanto en tierra como en el mar, las interpretaciones de la zona de subducción han variado en el tiempo.

Matumoto *et al.* (1976) establecieron por primera vez la existencia de diferencias en el ángulo de subducción y proponen la posibilidad de existencia de un desgarre cortical en la placa del Coco, modelo seguido por varios autores (Carr y Stoiber 1977; Umaña *et al.*, 1979; Burbach *et al.*, 1984; Wolters, 1986).



Fig. 2.1 Mapa tectónico simplificado de Costa Rica.

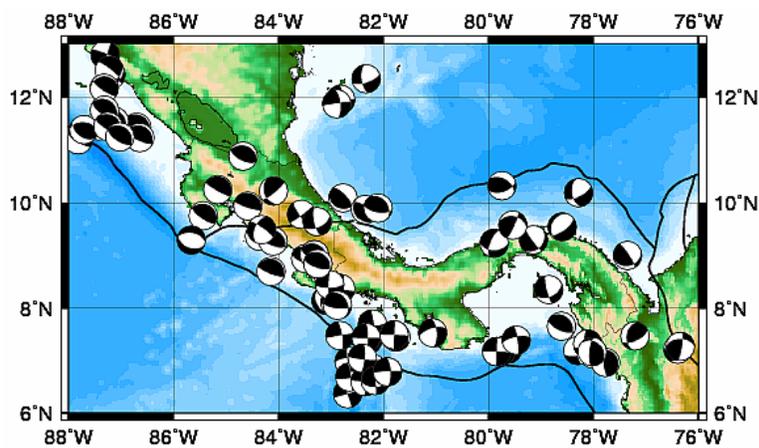


Fig. 2.2 Mecanismos focales de eventos con magnitud mayor a 6.0 Mw, ocurridos en el Sur de América Central durante 1976-2007. (Global CMT, 2008). Las líneas en negro indican los límites de placas tectónicas. En el caso de Panamá se utilizaron los sismos con $M_w > 5.5$ para delimitar mejor los límites de placas de la microplaca de Panamá.

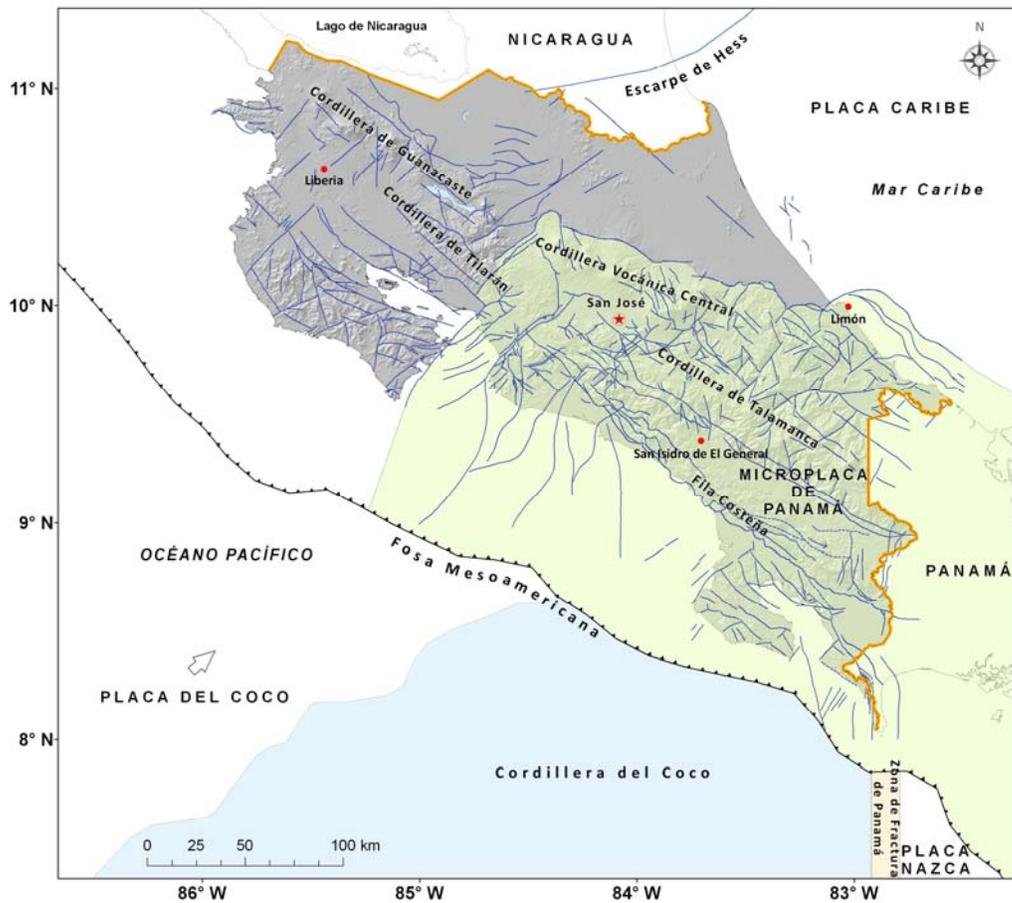


Fig. 2.3 Mapa de fallas geológicas de Costa Rica. Modificado de Denyer *et al.* (2003).

Burbach *et al.* (1984) establecieron en su momento que para Centroamérica, existen dos segmentos, uno que se extiende desde la península de Nicoya hasta Guatemala, con una zona de Benioff muy constante en buzamiento y orientada paralela a la fosa, buzando superficial en la zona de empuje y luego experimentando una flexura mayor a una profundidad cercana a los 60 km, con un buzamiento bajo el punto de flexura cercano a los 60° . El segundo segmento propuesto, se extendía desde la península de Nicoya hacia el SE y no estaba tan bien definido como el anterior, con eventos que no superaban los 110 km de profundidad y con un plano de Benioff buzando más superficialmente, por lo que la actividad se extiende más hacia el continente.

Posteriormente, Guendel (1986) y Protti *et al.* (1994, 1995) no encuentran evidencias sobre tal desgarre cortical y más bien proponen un cambio transicional o plegamiento en la zona de subducción, que es denominada por Protti *op cit.* como la Contorsión de Quesada. Dichos



autores establecen que el ángulo y profundidad de la zona de subducción decrece desde Guatemala hasta el sur de Costa Rica.

Arroyo (2000), en contra que lo establecido en trabajos anteriores (i.e. Protti *et al.*, 1995), identifica la existencia de una zona de subducción bien definida hasta 70 km de profundidad en el SE, con un ángulo de 55°. Anteriormente, se pensaba que el ángulo de subducción y su profundidad eran mucho menores.

En las diferentes publicaciones, los ángulos y profundidades de la zona de subducción en Costa Rica varían en función de su ubicación, resultado de la calidad de los datos y modo de calcularlo. Pese a lo anterior, se puede concluir que:

- a) Para los primeros 50 km su ángulo promedio varía de 25° en el NW a 55° en el SE, siendo en la parte central de unos 25°.
- b) Para la profundidad de los 100 km, su ángulo decrece de NW hasta la parte Central (de 48° a 32°) desapareciendo en el SE.
- c) Para los 150 km, igualmente su ángulo decrece de NW a SE, cambiando de 70° a 61°.
- d) Y para los 200 km, su ángulo es de unos 66° en el NW, e inexistente en la región Central y SE.

Referente a la profundidad de la zona de subducción costarricense, la base de datos sismológicos disponibles al día de hoy permite establecer que, sin lugar a dudas, las profundidades hipocentrales decrecen de NW al SE:

- a) La zona de subducción en el NW está bien definida hasta los 180 km, pudiendo inclusive observarse sismos hasta los 225 km, y unos pocos sismos con profundidades de hasta 280 km.
- b) La zona Central posee sismos bien definidos hasta profundidades de unos 135 km y pobremente hasta unos 150 km.
- c) La zona SE posee una sismicidad bien definida hasta unos 70 km, regularmente hasta 100 km, y muy pobremente hasta 180 km.

Un aspecto relevante de la placa del Coco que se subduce bajo la del Caribe en Costa Rica, es la existencia de dos morfologías superficiales diametralmente diferentes en edad y en rugosidad. La que se subduce bajo la península de Nicoya es de morfología suave y de una edad de 22-24 Ma, mientras que la que se subduce bajo la parte Central y SE del país, es de morfología abrupta a rugosa, con edades de 15-19 Ma. Todos estos aspectos influyen de sobremanera de la sismicidad, acople de placas y en los sismos máximos en cada segmento (Protti *et al.*, 1994, 1995; Barckhausen *et al.*, 2001; von Huene *et al.*, 2000; Bilek *et al.*, 2003, y referencias citadas en ellos).



La velocidad relativa de convergencia para el par de placas Cocos-Caribe fue estimada en $9,3 \pm 0,4$ cm/año (Lat. 9°N , Long. 85°W) con dirección $\text{N}30^{\circ}\text{E} \pm 2^{\circ}$ (Minster y Jordan, 1978; McNally y Minster, 1981). Sin embargo, la razón de deslizamiento sísmico respecto a la razón de convergencia al ser consistentemente mucho menor, fue interpretado como un desacople entre las placas y un doblamiento hacia abajo, hipótesis soportada por el fuerte ángulo de buzamiento de la zona de Benioff (McNally y Minster, 1981). Más recientemente, se ha determinado que la velocidad de convergencia varía entre 8,3 cm/año en el NW y 9,3 cm/año en el SE del país (De Mets, 2001).

Algunos de los sismos más importantes producto de la actividad sísmica en la zona de subducción están representados por los terremotos de 1916 (M_s 7,5) en el zona de Papagayo. 1950 (M_s 7,75) en la península de Nicoya, 1952 (M_s 7,0) en la zona Pacífica Central y 1941 (M_s 7,4) en la zona sur del país.

La fosa Mezoamericana, en donde subduce la placa del Cocos, comprende segmentos de 100 a 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 km 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 con planos subverticales que, además de los parámetros tectónicos, también dependen de las altas presiones y temperaturas, al introducirse la placa oceánica dentro del manto superior (Warren *et al.*, 2008). Varios estudios proponen un acoplamiento débil entre las placas Cocos-Caribe (Pacheco *et al.*, 1993; McNally y Minster, 1981; Guzmán-Speziale y Gómez-González, 2006; Lyon-Caen, *et al.*, 2006)

A partir de la fosa, hasta cerca de la línea de la costa centroamericana y directamente sobre la placa cabalgante (Placa Caribe), se da una importante sismicidad distribuida entre los 5 a 25 km, capaz de producir daños, como en el caso del terremoto de 2004 en Damas, Costa Rica, M_w 6,4 (Pacheco *et al.*, 2004).

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 segmento de la trinchera frente a las costas de Costa Rica no genera tanta sismicidad ni sismos tan grandes, debido a una subducción a menor ángulo, acoplamiento débil y una corteza continental más frágil. El sismo de El Salvador de 2001, es el más reciente ocurrido en esta zona, pero presenta la particularidad de un mecanismo focal normal y una profundidad de 60 km, por lo que ha sido asociado a un sismo intraplaca en la subducción.

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 y Adams, 1996). Adicionalmente, Pacheco y Sykes (1992), han encontrado que los sismos de subducción superficiales contribuyeron con un 90% del momento sísmico liberado a nivel mundial en el periodo comprendido entre 1900 y 1989.

2.2 EL ARCO VOLCANICO

El arco volcánico se extiende desde Guatemala, a partir del volcán Tacaná hasta el volcán La Yeguada, en el oeste de Panamá y es interrumpida por la cadena de Intrusivos de la Cordillera de Talamanca, ubicada entre los volcanes Turrialba en Costa Rica y Barú en Panamá. Desde los años 1900 han ocurrido 32 sismos destructivos con magnitudes que van desde M_w 5,7 hasta M_w 6,9, a distancias de hasta 10 km del eje del arco volcánico que se extiende desde Guatemala hasta la zona central de Costa Rica (White y Harlow, 1993). En esta zona han ocurrido sismos superficiales con magnitudes tan pequeñas como M_w 5,7, que han causado intensidades de hasta VII MM a pocos kilómetros del epicentro, mientras que sismos de subducción menores a M_w 7.0 no producen intensidades mayores a VI MM.

El intervalo de recurrencia para sismos superficiales desde 1700 D.C., cerca de San Salvador, promedia 30 años y el sismo más grande en el registro local (M_s 6,6) ocurrió en 1854 (Harlow *et al.*, 1993). Según estos mismos autores, esto puede representar el límite máximo en magnitud para sismos superficiales, porque la estructura geológica es compleja y heterogénea. El sismo destructivo más reciente ocurrido en esta región fue el sismo de San Salvador de 1986 (M_s 5,4, M_w 5,7). Su mecanismo focal fue de deslizamiento lateral izquierdo con rumbo NNE, bajo San Salvador. No se observaron rupturas en superficie pero la zona de réplicas está definida de 8 km de largo por 11 km de profundidad.

En Costa Rica, las ciudades de San José y Cartago, han sufrido daños repetidos causados por sismos locales de magnitud moderada, una vez en 1841 y dos veces en 1910. Otras localidades han experimentado sismos similares en 1852, 1888, 1911, 1912, 1952 y 1955 (Rojas *et al.*, 1993). Las magnitudes muchas veces son inciertas. Sin embargo, el sismo de 1952 fue registrado tele-sísmicamente, lo que sugiere una magnitud probable alrededor de M_w 6,0 (Montero y Dewey, 1982). En el noroeste de Costa Rica ocurrió en 1973 un sismo de magnitud M_s 6,5, pero el catálogo de sismos históricos indica que desde el año 1660 ha habido una sismicidad baja en el norte de Costa Rica.

Los mecanismos focales de microsismos en la parte central de Costa Rica y las tierras altas del occidente de Panamá, indican la existencia de fallamiento transcurrente con planos nodales muy pronunciados, con rumbo ENE-WSW y movimiento lateral izquierdo o rumbo NW-SE y movimiento lateral derecho, similares a los de las fallas de la cadena volcánica de El Salvador.



2.3 EL ESCARPE DE HESS

El escarpe de Hess es un alineamiento batimétrico prominente dentro de la Placa del Caribe que separa a una región de tectónica extensional al norte, con otra de tectónica contraccional al sur, en la Cuenca de Colombia. Esta estructura se extiende por más de 1000km desde la costa caribe de Nicaragua, hasta Cuba meridional. Hacia el continente, el escarpe termina en los terrenos bajos de las Costa del Caribe de Nicaragua, los que se consideran parte de la depresión nicaragüense. Por otra parte el límite sureste de la Depresión de Nicaragua coincide con la proyección tierra adentro del Escarpe de Hess, en la zona limítrofe de Nicaragua y Costa Rica. Un patrón tan contrastante de regimenes tectónicos, puede indicar que los sismos aquí son poco frecuentes y con largos periodos de recurrencia, y parece conectarse con el paleo fallamiento transcurrente de dirección EW que atraviesa la península de Santa Elena en el norte de Costa Rica.

2.4 ZONA DE FRACTURA DE PANAMÁ.

La Zona de Fractura de Panamá (ZFP), es un sistema de falla transformada oceánica muy activa de rumbo N-S y movimiento lateral derecho, que hace de límite entre las placas del Coco al oeste, y Nazca al este. La ZFP se extiende entre 82° W and 83° W y desde los 0° N. Al llegar a los 6° N, la misma se bifurca en una serie de fallas transcurrentes paralelas y movimiento lateral derecho. La sismicidad en esta zona es superficial, y sus mecanismos focales son del tipo lateral derecho (Pennington 1981; Wolters, 1986; Adamek, 1988; Camacho 1991).

Al intersectar la Trinchera de Panamá, alrededor de los 7.3° N, la ZFP subduce con un ángulo menor a 20° y de manera oblicua (Moore *et al.*, 1985; Heil y Silver, 1987; Silver *et al.*, 1990). El punto triple de Panamá, como se le ha denominado a esta intersección, está migrando hacia el sureste a una tasa de 55 mm/a (Sitchler *et al.*, 2007; Morell *et al.*, 2008).

Las extensiones norte de la ZFP, se introducen con un rumbo NNW-SSE (Barrit y Berrangé, 1987; Camacho, 1990, 1991). A un nivel superior existen una serie de fallas paralelas de rumbo siniestral que se extienden tanto en tierra, como debajo del fondo marino con rumbo WNW-ESE (Kolarski y Mann, 1990).

Debido a la subducción de la ZFP, se induce en la placa cabalgante continental la formación de fallas de tipo igualmente dextral, como son las fallas Canoas y Media. La falla Canoas tiene un rápido deslizamiento de unos 10 cm/a (estimación preliminar), un rumbo cercano al N-S y un movimiento lateral derecho (Cowan *et al.* 1997). La falla Media, que fue descrita por Corrigan *et al.* (1990), tiene un movimiento horizontal dextral y pertenece al sistema de fallas N-S. Se ubica del lado oeste de la península de Burica. El evento del 21 de julio de 1934 (Ms 6,8), parece estar asociado a la falla Canoas.

En el extremo septentrional de la ZFP, han ocurrido sismos mayores a M_w 7,0 en 1879, 1927, 1934 y 1962. Entre junio de 2002 y enero de 2004, esta zona fue sacudida por una secuencia



de cuatro sismos con magnitudes mayores a M_w 6,0. El sismo de 1934 con una magnitud M_w 7,4, se considera el más grande ocurrido en esta zona en tiempos históricos (Camacho, 1991).

2.5 CINTURÓN DEFORMADO DEL NORTE DE PANAMÁ.

El Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) es una ancha zona arqueada activa de pliegues y cabalgamientos, localizada en el margen Caribe de Panamá y que se extiende paralela a la costa desde la entrada del Golfo de Urabá en Colombia hasta el este del Valle Central de Costa Rica (Stephan *et al.*, 1988; Silver *et al.*, 1990). El extremo occidental del CDNP coincide con un lineamiento gravimétrico de rumbo NE en Costa Rica, y una zona de fallamiento difuso que parece extenderse desde la costa Pacífica hasta las tierras bajas del Caribe Norte (Ponce y Case, 1987).

En el extremo este del CDNP se ha determinado la existencia de una zona de Wadati-Benioff, lo que sugiere que la Placa Caribe se introduce bajo la costa Caribe de Panamá, y la cual se identificó a partir de hipocentros relocalizados de forma telesísmica (Adamek *et al.* 1988) y usando redes locales (Camacho *et al.*, 2008). Los sismos de 1914 (M_w 7,1), 1930 (M_w 6,1) y 1935 (M_w 6,4) y 2000 (M_w 6,3), están asociados a esta subducción. En esta zona el sismo más grande en tiempos históricos, ocurrió el 7 de septiembre de 1882 ($7,7 < M_s < 8,0$).

En la parte oeste del CDNP, a lo largo de la costa Caribe de Costa Rica y el noroeste de Panamá, se han registrado sismos grandes en 1822 (M_w 7,5), 1916 (M_w 7,0) y en 1991 (M_w 7,7), (Camacho y Viquez, 1994)

El sismo de 1991 fue somero ($h=20$ km) y de fallamiento inverso, producto de una ruptura de falla inversa de 40 x 80 km buzando a 30°. Se observaron levantamientos en la costa Caribe de Costa Rica y hundimientos en la costa Caribe de Panamá a lo largo de 70 km desde Puerto Limón, Costa Rica, hasta Bocas del Toro, Panamá. El análisis de terrazas marinas levantadas, sugiere un tiempo de recurrencia para sismos similares al de 1991 entre 200-1100 años (Plafker y Ward, 1992).

2.6 REFERENCIAS

Adamek, S.; Frohlich C.; Pennington W.D. (1988). Seismicity of the Caribbean boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region. *J. Geophys. Res.*, 93, 2053-2075.

Ambraseys, N.; Adams, R. (1996). Large Magnitude Central America Earthquakes, 1898-1994. - *Geophys. J. Int.* 127: 665-692.

Arroyo, I. (2000). Sismicidad y Neotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del sureste de Costa Rica. Tesis de Licenciatura, Universidad de Costa Rica, 162 pp.



Barckhausen, U.; Ranero, C.; von Huene, R.; Cande, S. C.; Roeser, H. A. (2001). Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *J. Geophys. Res.*, 106 (B9): 19207-19220.

Barrit; Berrange. (1987). Interpretation of a gravity survey of the Osa peninsula and environs, southern Costa Rica. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 64. British Geological Survey, London, England, 19 pp.

Bilek, S. L.; Schwartz S. Y.; DeShon, H. (2003). Control of seafloor roughness on earthquake rupture behavior. *Geology*, 31 (5): 455-458.

Burbach, G.; Frohlich, C.; Pennington. W.; Matumoto, T. (1984). Seismicity and Tectonics of the subducted Cocos plate. *J. Geophys. Res.*, 81: 4885-4896.

Camacho E.; Hutton W.; Pacheco J. (2008). A New Look at Evidence for a Wadati Benioff zone and Active Convergence at the North Panama Deformed Belt (enviado al BSSA).

Camacho, E. (1991). The Puerto Armuelles Earthquake (Southwestern Panama) of July 18, 1934, *Rev. Geol. Amer. Centr.*, 13: 1-14.

Camacho, E.; Viquez V. (1994). Historical seismicity of the North Panama Deformed Belt, *Rev Geol Amer Central* 15, 49-64.

Carr, M.; Stoiber, R. (1977). Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 151-156.

Climent, A.; Taylor W.; Ciudad Real M.; Strauch, W.; Villagran M.; Dahle A.; Bungum H. (1994). Spectral strong motion attenuation in Central América. *NORSAR*. August. 1994, 46 pp. Technical Report No. 2-17.

Corrigan, J.; Mann, P.; Ingle, J. C. (1990). Forearc response to subduction of the Cocos ridge, Panama- Costa Rica: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102: 628-652

Cowan, H.; Montero, W.; Salazar, G.; Tapia, A.; Alvarado, G.; Arias, F. (1997). Active faulting at the Cocos-Nazca-Caribbean plate triple junction, Southern Costa Rica and Western Panama.- *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs*, A-442.

DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophysical Research Letters*, v. 28, p. 4043-4046.

DeShon H.; Schwartz S.; Bilek S.; Dorman; Gonzalez V.; Protti J.; Flueh E.; Dixon T. (2003). Sismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica. *JGR*, Vol. 108, No. B10, 2491. doi:10.1029/2002JB002294.

Fernández, M.; Rojas, W. (2000). Amenaza sísmica y por tsunamis, Editores Denyer, P. y S. Kussmaul, *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 287-301.



- Guendel, F. (1986).** Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus of the Middle America Trench. Ph.D. tesis, xii + 157 p.
- Guendel, F.; Protti, M. (1998).** Sismicidad y seismotectónica de América Central. Física de la Tierra, 10: 19-51.
- Harlow, D.; White, R.; Rymer, M.; Alvarez, S. (1993).** The San Salvador earthquake of 10 october 1986 and its historical context. Bull. Seism. Soc. Am., 83: 1143-1154.
- Heil D.J.; Silver E. (1987).** Forearc uplift south of Panama. A result of transform ridge subduction. Geol. Soc. Am. Abstracts Prog 19, 698.
- Kolarski, R.A.; Mann P. (1990).** Combined effects of active underthrusting and strike slip on forearc structure: Pacific margin of southwest Panama. EOS Transactions Am. Geophys. Union, 71, 1593.
- Laporte, M.; Lindholm, C.; Bungum, H.; Dahle, A. (1994).** Seismic Hazard for Costa Rica. NORSAR Techn. Report 2-14: 1-73.
- Matumoto, T.; Latham, G.; Othake, M.; Umaña, J. (1976).** Seismicity studies in northern Costa Rica. Trans. Am. Geophys. Union, 57: 290. EOS, Trans. A. Gephys. Union.
- McNally, K.; Minster, B. (1981).** Non uniform seismic slip rates along the Middle America Trench. J. Geophys. Res., 86: 4949-4959.
- Minster, B.; Jordan, R. (1978).** Present-day plate motions. J. Geophys. Res., 83: 5331-5334.
- Molnar, P.; Sykes, L. (1969).** Tectonics of the Caribbean and Middle America region from focal mechanism and seismicity. Bull. Geol. Soc. Am. , 80: 1639-1684.
- Montero, W. (2001).** El Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica: Frontera oeste de la microplaca de Panamá. - Rev. Geol. Amer. Centr., 24: 29-56.
- Moore, G. D.; Kellog, E.; Silver, J.; Tagudin, D.; Heil, T.; Shipley; Hussong D. (1985).** Structure of the south Panama continental margin: A zone of oblique convergence, EOS 44, 1087.
- Morell, K. D.; Fisher D.; Gardner T. (2008).** Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America
- Norabuena E.; Dixon T.; Schwartz S.; DeShon H.; Newman A.; Protti M.; Gonzalez V.; Dorman L.; Flueh E.; Lundgren P.; Pollitz F.; 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.
- Pacheco, J.; Sykes L. (1992).** Seismic moment catalog of large, shallow earthquakes, 1900-1989, Bull. Seism. Soc. Am. 82, 1306-1349.



Pacheco, J.F.; Sykes, L.; Scholz, C. (1993). Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of subduction type. *J. Geophys.*, 36: 603-689.

Pacheco J.; Quintero R.; Vega F.; Segura J.; Jiménez W.; González V. (2004). The Mw 6.4 Damas, Costa Rica Earthquake of 20 November 2004: Aftershocks and Slip Distribution. *BSSA*, Vol. 96. No 4.pp. 1-August 2006. doi: 10.1785/0120050261.

Pennington, W. (1981). Subduction of the eastern Panama basin and the seismotectonics of northwestern South America, *J. Geophys., Res.*, 86, 10753-10770.

Peraldo, G.; Montero, W. (1999). *Sismología Histórica de América Central*, Publicado por el Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Publ. No. 513, 347p.

Plafker, G.; Ward S. (1992). Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean sea coast during the april 22, 1991 Costa Rica earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 82-95.

Ponce; Case. (1987). Geophysical interpretation of Costa Rica, in *Mineral resources assessment of the Republic of Costa Rica*, U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Folio, I-1865, 8-17, 1987.

Protti, M.; Güendel, F.; McNally, K. (1994). The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance.: *Phys. of the Earth and Planetary Int.*, no. 84, p. 271-287.

Protti, M.; Güendel, F.; McNally, K. (1995). Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua-Costa Rica.- en Paul Mann (Ed.), *Geologic and Tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America*, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 295, 309-326.

Quintero R; Guendell F. (2000). Stress Field in Costa Rica, Central America. *Journal of Seismology* 4: 297-319, 2000.

Rojas, W.; Cowan, H.; Lindholm, C.; Dahle, A.; Bungum, H. (1993). Regional Seismic Zonation for Central América. A Preliminary Model. *NORSAR*, Noruega, 40 pp.

Rojas, W; Montero, W; Schmidt V.; Leandro G. (2005). Estudio de amenaza sísmica para las doce ciudades más importantes de Costa Rica. Informe particular de FUNDEVI-UCR para el INS, Univ. Costa Rica, 190 p.

Schmidt, V.; Dahle A.; Bungum H. (1997). Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation. *NORSAR*, Technical Report, 45 pp

Silver, E. A.; Reed D. L.; Tagudin J. L.; Heil D. L. (1990). Implications of the North and South Panama Thrut Belts for the origin of the Panama Orocline, *Tectonics* 9, 261-281.



Stefan, J. F.; Blanchet R.; Mercier De Lepinay B. (1988). Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola - Puerto Rico), interpreted as pseudo-subductions induced by the East-West shortening or the pericaribbean continental frame, en F. C. Wezel (ed.): *Developments in Geotectonics 21, The origin of arcs*, Elsevier, Amsterdam, 530 pp

Umaña, J.; Guendel, F.; Pautre, A. (1979). Construction d'un barrage dans une zona sismiquement et volcanologiquement active. *Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol.*, 20: 117-120.

von Huene, R.; Ranero, C. R.; Weinrebe, W. (2000). Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. *Tectonics*, 19 (2): 314-334.

Warren L.; Langstaff M.; Silver P. (2008). Fault plane orientations of intermediate-depth earthquakes in the Middle America Trench. *J.G.R*, Vol. 113. B01304.

White, R.; Harlow, D. (1993). Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900. *Bul. Seism. Soc. Am.*, 83: 1115-1142.

Wolters, B. (1986). Seismicity and Tectonics of Southern Central America and adjacent regions with special attention for the surrounding of Panama. *Tectonophys.*, 128: 21-46.



3. METODOLOGÍA DE CÁLCULO (ASPECTOS TEÓRICOS).

Se presentan en este capítulo los fundamentos teóricos de la metodología a seguir en el estudio de amenaza sísmica de Centroamérica. 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 3.1 se define la amenaza sísmica como probabilidad de excedencia de un determinado nivel del movimiento del suelo.

Seguidamente en el Apartado 3.2, se incluye una perspectiva histórica de los diferentes métodos de cálculo de la amenaza, destacando la clasificación y evolución de los mismos hasta el momento presente

En el Apartado 3.3 se explica exhaustivamente la metodología PSHA, comenzando por desglosar las fases en las que se estructura un análisis basado en dicha metodología (punto 3.3.1). Dado que ésta recoge y amplía elementos generales de los estudios de amenaza, se ha optado por incluir en el Apartado 3.3.2 todo lo referente a la estimación probabilista de la amenaza para una opción de cálculo determinada, desglosando las fases en las que se estructura 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 en profundidad los elementos característicos del análisis PSHA, como son, el tratamiento de incertidumbres (punto 3.3.3) incluyendo el árbol lógico (punto 3.3.4), los métodos de desagregación de la amenaza sísmica (punto 3.3.5) y el análisis de sensibilidad de los resultados a las diversas opciones de entrada, y procedimiento de licitación de expertos (punto 3.3.6.)

3.1 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, $P[\ln y > \ln Y \text{ en } t]$.

3.2 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 ocurrencia de dicho movimiento, lo que supone un problema desde el punto de vista del diseño sismorresistente.

Posteriormente surgieron los métodos probabilistas (Cornell, 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 solo 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 sísmica (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 la consideración de distintas hipótesis 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 lleva 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.



3.3 ANÁLISIS PROBABILISTA DE AMENAZA SÍSMICA (PSHA)

Para el cálculo de la amenaza sísmica de Centroamérica y de Costa Rica se han seguido las pautas de la metodología conocida como 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*.

3.3.1 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, proporcionado 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 Costa Rica.

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:
 - 1.1 Definición de fuentes sísmicas, diferenciando entre fallas y áreas de sismicidad homogénea (métodos zonificados) o zonas de sismicidad distribuida (métodos no zonificados).
 - 1.2 Definición de los modelos de sismicidad (distribución de magnitud o de intensidad) y de recurrencia temporal de terremotos.
 - 1.3 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.



3.3.2 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 de la probabilidad 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.

3.3.2.1 Fase 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*.

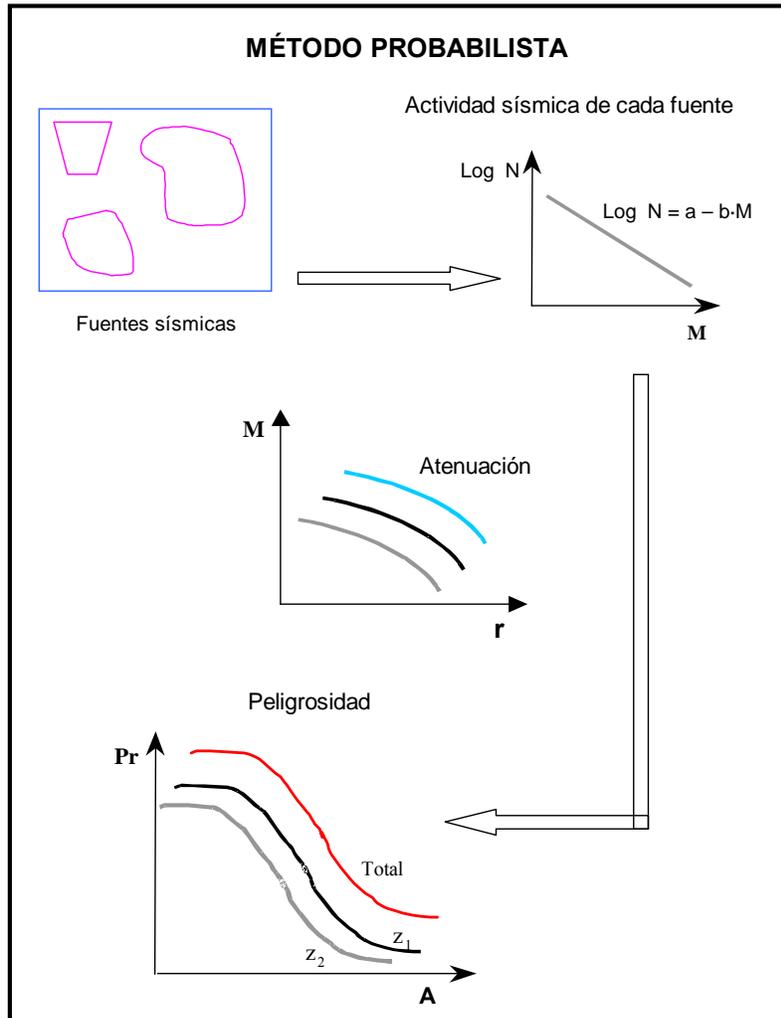


Fig. 3.1 Fases del cálculo de la probabilidad mediante el método probabilista (modificado de Benito y Jiménez, 1999).

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 Step 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 4.1.1.2*.

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, datados 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 Centroamérica se presenta en el *Apartado 4.1.1.2*.

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 las sismicidad como entrada de cálculo a la amenaza.

3.3.2.2 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 sismogénica, 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.

3.3.2.3 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 ley de Gutenberg-Richter es:

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

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 sismogénicas y de fallas activas, lo que supone considerar que la sismicidad se ajusta a una determinada 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.

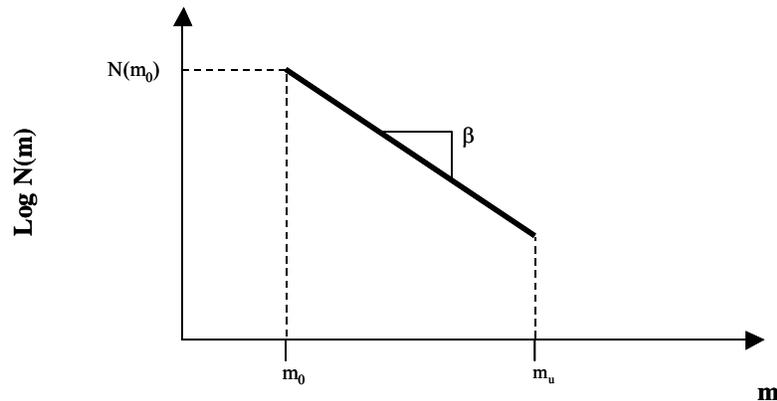


Fig. 3.2 Representación típica la ley de Gutenberg-Richter (1954) para una zona sismogénica o falla, cuya sismicidad sigue un modelo de Poisson, truncada con un umbral inferior de magnitud m_0 y uno superior m_u .

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

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

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 (Fig. 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)

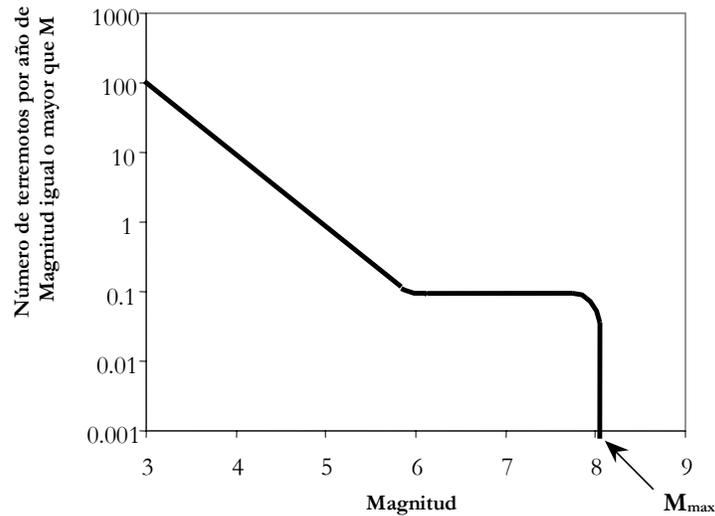


Fig. 3.3 Modelo del terremoto característico.

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.

3.3.2.4 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:

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

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:
 - 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, $\ln y = \overline{\ln y} + \sigma_{\ln y}$.
 - $\sigma_{\ln y}$ 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:

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

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 $\psi(r, m, \dots)$.

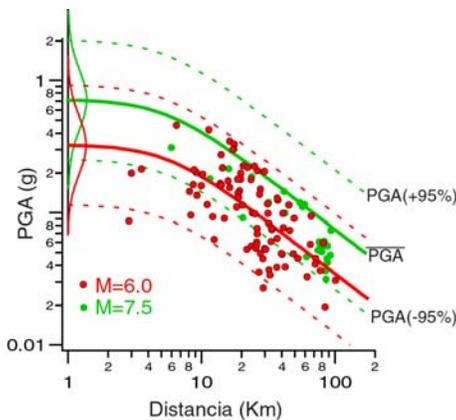


Fig. 3.4 Modelo del movimiento del suelo (dado mediante la aceleración pico del suelo, PGA medida en g) en función de la distancia - (en km) para dos valores de magnitud. El modelo fue deducido mediante regresión de registros de movimiento fuerte correspondientes a sismos reales (puntos). Las líneas 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).

3.3.2.5 Fase 3: 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). 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:

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

[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 $-\infty$ y $+\infty$.

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 ν_i).

El término $P_i[y > Y|m, r, \varepsilon]$ da la probabilidad de excedencia de Y condicionada a las variables m , r y ε . Por último, las funciones $f_{Mi}(m)$ $f_{ri}(r)$ $f_{\varepsilon i}(\varepsilon)$ son las funciones de densidad de probabilidad (o PDFs) de magnitud, distancia y épsilon, respectivamente.

Si se considera que la probabilidad de excedencia de Y es función de las variables m , r y ε únicamente, entonces $P_i[y > Y|m, r, \varepsilon]$ 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 ε 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:

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N \nu_i \iiint H(\ln y - \ln Y) f_{Mi}(m) f_{ri}(r) f_{\varepsilon i}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \tag{3.6}$$

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 , $f_{Mi}(m)$, se calcula directamente a partir de la ley de recurrencia en magnitudes. Para el caso de la ley de Gutenberg-Richter doblemente truncada, la expresión de $f_{Mi}(m)$, tiene la forma siguiente:

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



donde M_{0i} y M_{Mi} son las magnitudes mínima y máxima asignadas a la fuente i . 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 :

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

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

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 $CDF(r)$.

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:

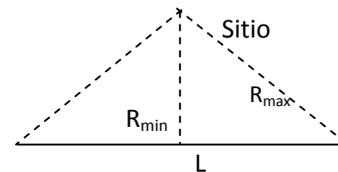
Caso 1: Fuente puntual:

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

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

$$PDF : f_R(r) = \frac{2r}{L\sqrt{r^2 - R_{min}^2}} \quad [3.9]$$

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



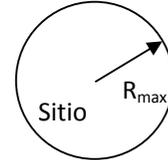


$$CDF : F(r) = \frac{2\sqrt{r^2 - R_{\min}^2}}{L} \quad [3.10]$$

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

$$PDF : f_R(r) = \frac{2r}{R_{\max}^2} \quad \text{con } 0 \leq r \leq R_{\max} \quad [3.11]$$

$$CDF : F(r) = \frac{r^2}{R_{\max}^2} \quad [3.12]$$



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 $P_i[y > Y | m, r, \varepsilon]$ y función de densidad de probabilidad estándar de épsilon, $F_\varepsilon(\varepsilon)$

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

$$P[y > Y | M, R, \varepsilon] = \frac{1}{\sigma_{\ln y} \sqrt{2\pi}} \int_{\ln Y}^{+\infty} \exp\left(-\frac{(\ln y - \overline{\ln y})^2}{2\sigma_{\ln y}^2}\right) d(\ln y) \quad [3.13]$$

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:

$$(\ln y - \overline{\ln y}) = \varepsilon \sigma_{\ln y} \quad [3.14]$$

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 épsilon, se tiene que:

$$\ln y = 0 \quad \forall \varepsilon > \varepsilon_{trunc} \quad [3.15]$$



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.

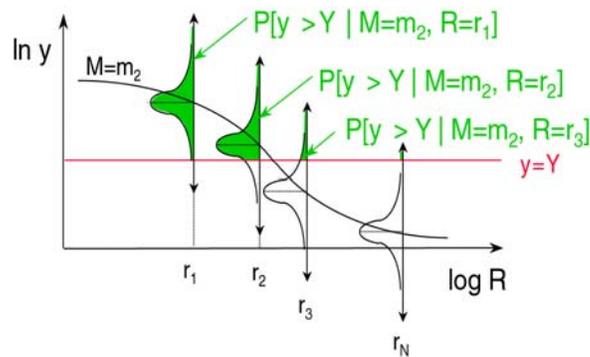


Fig. 3.5 Curva de atenuación del movimiento ($\ln y$) para un valor de magnitud $M = m_2$ a diferentes distancias (trazo negro). Para varias distancias ($r_1, r_2, r_3, \dots, r_n$) se indica también la distribución de probabilidad de excedencia del movimiento Y (representado por la línea roja) condicionada 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 las predicciones de la sismica (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.*, 2004a).

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 . Generalmente la triple integral se resuelve numéricamente



considerando intervalos discretos de las variables denominados genéricamente celdas $\Delta r - \Delta m - \Delta \varepsilon$. 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.

$$F_i(m | \text{sector}_{u,u+1}) = \frac{e^{-\beta(m_u - M_0)} - e^{-\beta(m_{u+1} - M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_M - M_0)}} \quad [3. 16]$$

$$F_i(r | \text{sector } r_{v,v+1}) = F(r_{v+1}) - F(r_v) = (r_{v+1} - r_v) \left(\frac{\Delta A_{v,v+1}}{A} \right) \quad [3. 17]$$

Los valores de $F_i(\varepsilon_w)$ 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 3.6, la tasa de excedencia del movimiento resulta ser:

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i \sum_{u=M_{\min}}^{M_{\max}} \sum_{v=R_{\min}}^{R_{\max}} \sum_{w=\varepsilon_{\min}}^{\varepsilon_{\max}} \left(\frac{e^{-\beta(m_u - M_0)} - e^{-\beta(m_{u+1} - M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_M - M_0)}} \right) \cdot (r_{v+1} - r_v) \left(\frac{\Delta A_{v,v+1}}{A} \right) [F_i(\varepsilon_{w+1}) - F_i(\varepsilon_w)] \quad [3.19]$$

Ésta 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 $\Delta r - \Delta m - \Delta \varepsilon$.

3.3.2.6 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 (Fig. 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).

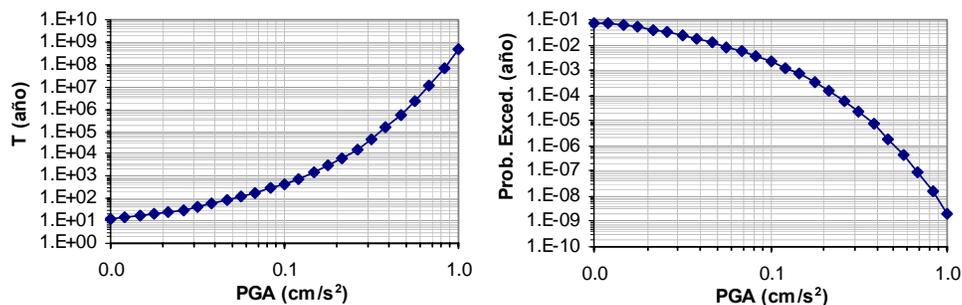


Fig. 3.6 Curva de amenaza para un emplazamiento expresada en función del periodo de retorno (izq) o de la probabilidad anual de excedencia (dcha)

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:

$$P(y > Y \text{ en } t \text{ años}) = 1 - e^{-\lambda t} \quad [3. 19]$$

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.

3.3.3 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 consenso 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. Así mismo, para suplir la falta de información en la evaluación es cada vez más generalizado el procedimiento de juicio de expertos (EPRI, 1986).

3.3.4 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 (1987) 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. Así, para un periodo de retorno especificado, se calcula el valor del movimiento esperado para todas y cada una de las sucesiones de ramas del árbol lógico, con los correspondientes pesos. 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 es ponderada según los pesos o probabilidades asignadas 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 ($\overline{\lambda_w}$) y la desviación típica estándar (σ_w) de la distribución de amenaza total -resultante del árbol lógico ponderado por los pesos w_i - vienen dados por las siguientes expresiones (NIST/SEMATECH, 2005):



$$\bar{\lambda}_w = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} w_i \cdot \lambda_i}{n} \quad \sigma_w = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} w_i \cdot (\lambda_i - \bar{\lambda}_w)^2}{n' - 1}} \quad [3. 20]$$

donde n' indica el número de nodos cuyos pesos son distintos de cero.

La desviación estándar da una medida de la incertidumbre total del movimiento del suelo esperado en el emplazamiento para el periodo de retorno especificado. Es importante resaltar que la incertidumbre total depende de la amplitud del movimiento del suelo para el que se evalúa la amenaza (Cramer *et al.*, 1996).

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 abcisas el valor del parámetro del movimiento. La cuantificación de la incertidumbre lleva a establecer así, el intervalo en el cuál 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.

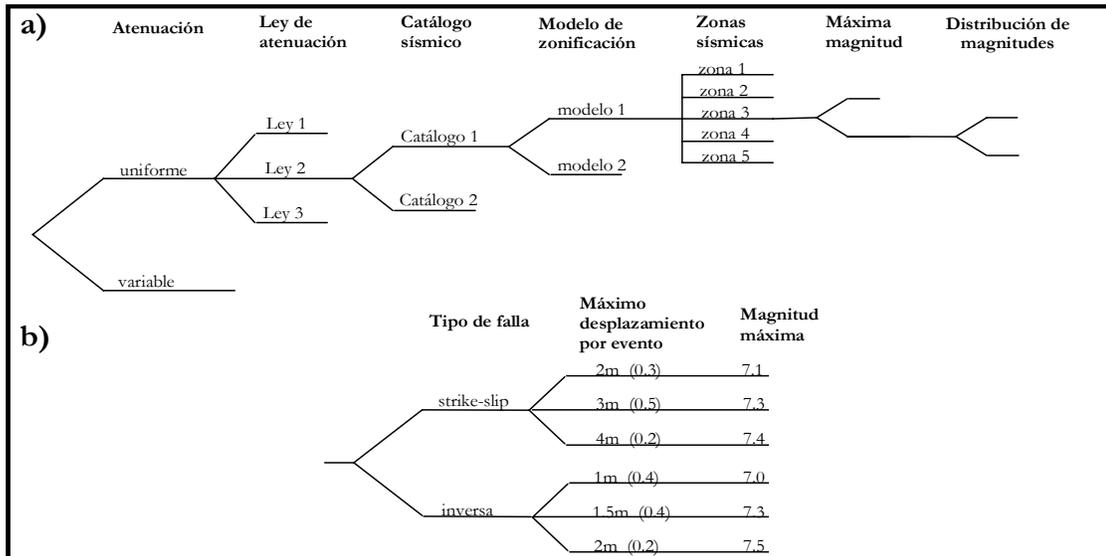


Fig. 3.7 a) Estructura general de árbol lógico para la estimación probabilista de la amenaza sísmica. b) Ejemplo de una parte de árbol lógico, correspondiente a la estimación de la magnitud máxima. Los números entre paréntesis son los pesos asociados a cada opción



3.3.4.1 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, 2001).

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).



3.3.5 Desagregación de la Peligrosidad

Los métodos probabilistas de evaluación de la amenaza dan como resultado una que representa la probabilidad de excedencia de un nivel 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.

3.3.6 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.



3.4 REFERENCIAS

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

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

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

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.

Bernreuter, D.L.; Savy, J.B.; Mensing, R.W.; 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.

Bommer, J.J.; Abrahamson, N.A.; Strasser, F.O.; Pecker, A.; Bard, P.Y.; Bungum, H.; Cotton, F.; Fäh, D.; Sabetta, F.; Scherbaum, F.; Studer, J. (2004a). 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.; 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 (Citado también en el informe cómo NRC (1997b)).

Chapman, M.C. (1995). A Probabilistic Approach to Ground Motion Selection and Engineering Design. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 85, pp. 937-942.

Cornell, C.A. (1968). Engineering Seismic Risk Analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 58, No. 5, pp. 1583-1606.

Cosentino, P.; Ficarra, V.; Luzio, D. (1977). Truncated Exponential Frequency-Magnitude Relationship in Earthquake Statistics. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 67, pp. 1615-1623.

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.; Wheeler, R.L.; Mueller, C.S. (2002). Uncertainty Analysis for Seismic Hazard in the Southern Illinois Basin. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 73, No. 5, 792-805.

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.
- EPRI (1989).** Seismic Hazard Methodology. Electric Power Research Institute, Report, NP-4726, Vol. 1-10.
- 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.; Hopper, M. (1996).** National Seismic Hazard Maps: Documentation June 1996. *U. S. Geological Survey Open File Report 96-532*, 110 pp.
- Harmesen, S.C. (2001).** Mean and Modal ϵ in the Deaggregation of Probabilistic Ground Motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 91, No. 6, pp. 1537-1552.
- Kijko, A.; 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.; 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.
- Kramer, S.L. (1996).** Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, Upper Saddle River. New Jersey, 653 pp.
- Lapajne, J.K.; Motnikar, B.Š.; Zupančič, P. (2003).** Probabilistic Seismic Hazard Assessment Methodology for Distributed Seismicity. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 93, No. 6, pp. 2502–2515.
- McGuire, R.K. (2001).** Deterministic vs. Probabilistic Earthquake Hazards and Risks. *Soil Dyn. Earthquake Engineering*, Vol. 21, pp. 377-384.
- McGuire R.K.; Shedlock, K.M. (1981).** Statistical Uncertainties in Seismic Hazard Evaluations in the United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 71, pp. 1287-1308.
- Newman, A.; Schneider, J.; Stein, S.; 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.
- Newmark, N.M.; 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.



Ordaz, M. (2004). Some Integrals Useful in Probabilistic Seismic Hazard Analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 75, pp. 1510-1516.

Rabinowitz, N.; Steinberg, D.M.; 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, pp.

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

Schwartz, D.P.; 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.

Trifunac, M.D.; Lee, V.W.; 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.

Wahlström, R.; Grünthal, G. (2001). Probabilistic Seismic Hazard Assessment (Horizontal PGA) for Fennoscandia Using the Logic Tree Approach for Regionalization and Nonregionalization Models. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 72, No. 1, pp. 33-45.

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

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

Youngs, R.R.; 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.



4. EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA

La estimación de la amenaza sísmica para Costa Rica, así como para el resto de los países de la región centroamericana, se ha realizado utilizando una zonificación y un banco de datos regional, los cuales se detallan en los apartados siguientes.

4.1 PARÁMETROS Y MODELOS DE ENTRADA PARA EL CÁLCULO DE LA AMENAZA

Para el cálculo de la amenaza sísmica se ha seguido un método probabilista zonificado, siguiendo las pautas de la línea conocida como PSHA descrita en el capítulo 3. Para ello se han definido, en una fase inicial, las entradas de cálculo a la amenaza, que esencialmente son:

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

A continuación describimos los criterios utilizados y como se prepararon los archivos de entrada para efectuar el cálculo de Amenaza.

4.1.1 Catálogo sísmico.

Como se indico anteriormente, la estimación de amenaza de Costa Rica 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, del cual nos referiremos en forma general en el siguiente apartado, al igual que del catálogo aportado por nuestro país. 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 nuestras redes sismológicas, y que por su cercanía al país tienen un aporte importante en la amenaza sísmica local.

El catálogo regional fue elaborado con base en el catálogo de Rojas *et al.* (1993) y actualizado hasta diciembre 2007, con el aporte de los catálogos locales de El Salvador, Nicaragua, Costa Rica y Panamá y los datos regionales del Centro Sismológico de América Central (CASC). Este catálogo contiene, tanto los datos macrosísmicos reportados desde 1522, como los instrumentales registrados en las últimas décadas. El catálogo se confeccionó en formato SEISAN y se ha homogeneizado a magnitud momento M_w , incluyendo todos los sismos de magnitud $M_w > 3.5$. Cada país trabajo en su propio catálogo, analizando la sismicidad en el cuadrante asignado según una distribución definida para cubrir toda la región. Dicha distribución es mostrada en la figura 4.1.



La confección del catálogo de cada país se ha realizado analizando toda la sismicidad del área asignada y tomando una única solución para cada evento, siguiendo los criterios adoptados que se describen más adelante. Asimismo, el parámetro de tamaño se ha homogeneizado a magnitud momento M_w , para lo cual se han aplicado correlaciones locales cuando este dato no estuviera originalmente calculado. Una vez revisados, depurados y homogeneizados los catálogos nacionales, se han unido configurando un único catálogo regional, conformado por 29,700 sismos de magnitudes mayores o iguales a 3.5.

A continuación se describe brevemente el catálogo de Costa Rica.

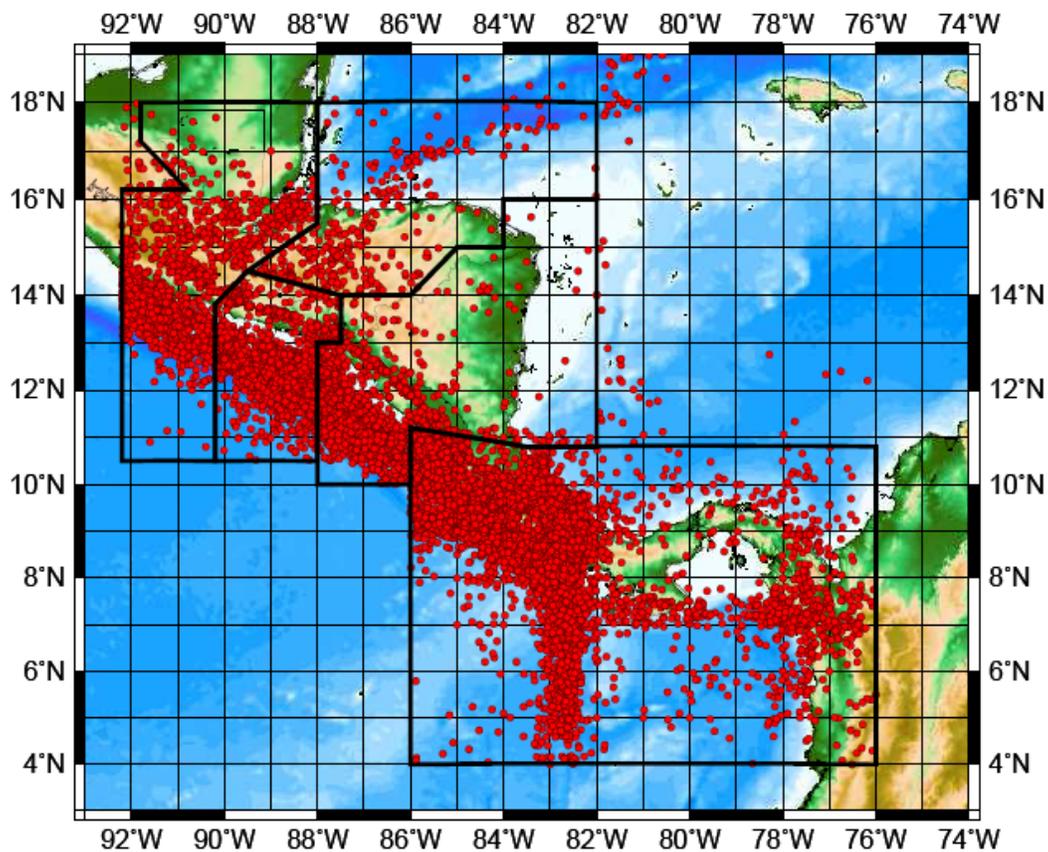


Fig. 4.1 Zonas asignadas para la confección del catálogo de cada país de Centro América.



4.1.1.1 Catálogo sísmico de Costa Rica

Los temblores utilizados en el análisis de la sismicidad de Costa Rica provienen del catálogo desarrollado por Rojas (1993), quien revisó e integró en formato de procesamiento sísmico SEISAN hasta el año 1992, todos los datos históricos de Centro América y los datos instrumentales de las redes Centroamericanas. A nivel de Costa Rica, se incluyó la información de los sismos de la Red Sismológica Nacional (RSN) y la de OVSICORI de 1983 a 1993. Conjuntamente esa base de datos integra los temblores ocurridos desde el tiempo de la colonia hasta el año 1993.

El registro instrumental de la sismicidad más preciso y confiable se realiza entre 1983 al 2007, dado el mejoramiento en cobertura de las redes sismológicas que operan a nivel nacional (RSN y OVSICORI). Además de la implementación instrumental de las redes sísmicas locales, como las que el ICE tiene instaladas en el Observatorio Sismológico y Vulcanológico del Arenal (OSIVAN) y otros proyectos, con las que se detectan incluso microsismos, así como la incorporación de los datos de la Red Sísmica Regional (CASC), con sede en la Universidad de Costa Rica desde 1993, que integra todos los datos de lecturas sísmicas y se relocalizan los eventos regionales. Además, se integran los datos de la red sísmica de la Universidad de Panamá, que cuenta con una red permanente de estaciones en la zona fronteriza entre ambos países. Todo lo anterior, ha contribuido a mejorar la completitud del catálogo para magnitudes bajas.

El componente de sismos histórico, fue también actualizado, al incorporarse los datos de los libros de sismicidad histórica de Viquez (1910), Miyamura (1980), Peraldo & Montero (1994) y Ambraseys & Adams (2001).

Actualmente, el catálogo sísmico de Costa Rica, cuenta con 56 000 eventos, actualizado hasta diciembre del 2007. Para efectos del presente estudio, se ha considerado una completitud a partir de magnitud M_w superior a 3,5, quedando así el banco de datos en unos 10 600 sismos (formato nórdico tipo "SEISAN"), completo a partir de 1983 (Fernández y Rojas, 2000, Moya *et al.*, 2000, Taller Madrid 2008).

De acuerdo con el catálogo sísmico utilizado y a las investigaciones anteriores, se obtiene que la ocurrencia de terremotos (secuencias sísmicas) con magnitudes superiores a 7.0 originados por subducción a lo largo de la costa pacífica de Costa Rica, tienden a suceder cada 20 a 40 años y generalmente acompañados con sismicidad superficial hacia el interior del país.



4.1.1.2 Catálogo regional: Análisis de completitud y filtrado de series sísmicas

Uno de los parámetros característicos de la sismicidad de cada zona, necesarios para el cálculo de la amenaza sísmica, es la tasa anual acumulada. Para determinar este parámetro es necesario corregir la falta de completitud del catálogo sísmico debida a la pérdida de información sísmica, 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, respectivamente. Este análisis se realizó sobre la base del catálogo sísmico de Centroamérica, revisado y actualizado hasta diciembre del 2007, en el cual fue asignado un valor de magnitud para los sismos históricos. El análisis de completitud se ha aplicado sobre el catálogo ya depurado y homogenizado a magnitud momento (M_w).

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 . (Figs. 4.2 y 4.3) (Stepp *et al.*, 1973). Así mismo, se ha distinguido entre la sismicidad con hipocentros menores o iguales que 34Km, correspondiente a la zona cortical y la sismicidad con hipocentros mayores que 34Km, correspondientes a la zona de subducción de Centroamérica. En la Tabla 4.1 se muestran los años de inicio del periodo de completitud (año de referencia) estimados para cada rango de magnitudes.

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 centenas 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 situar el inicio del periodo de completitud en los mayores rangos de magnitud cercano o en coincidencia con el inicio del registro histórico en magnitudes del catálogo, aproximadamente 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 (p. ej.: las relaciones de atenuación).

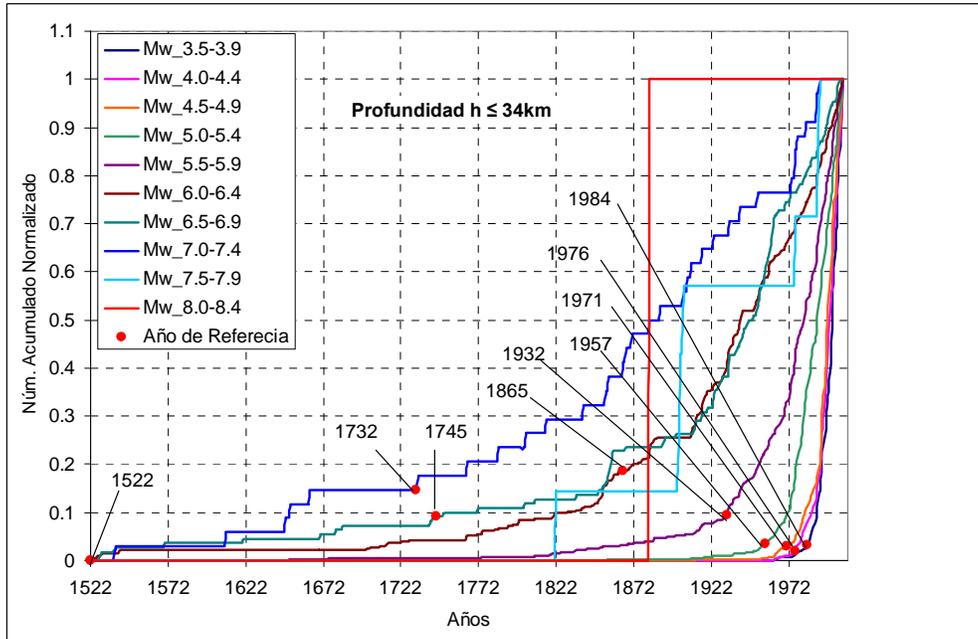


Fig. 4.2 Análisis visual de la completitud del catálogo sísmico de Centroamérica para profundidades menores que 34 Km, homogenizado a magnitud momento (M_w). Se indican los años de referencia adoptados (ver Tabla).

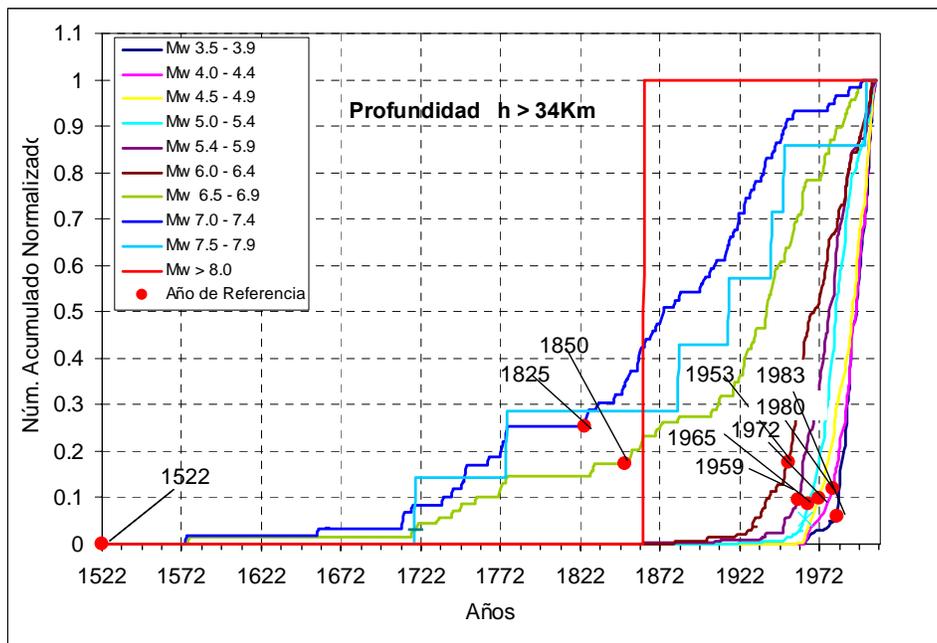


Fig. 4.3 Análisis visual de la completitud del catálogo sísmico de Centroamérica para profundidades mayores que 34 km, homogenizado a magnitud momento (M_w). Se indican los años de referencia adoptados (Tabla 4.1).



Tabla 4.1 Años de referencia a partir de los cuales se considera completo el catálogo sísmico de Centroamérica para cada intervalo de magnitud, derivado de un análisis independiente de profundidades. El catálogo ha sido previamente homogenizado a la escala de magnitud momento (M_w).

	$h \leq 34\text{km}$	$h > 34\text{km}$
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



4.1.2 Zonificación sismogénica

Uno de los elementos básicos que involucra un estudio de amenaza sísmica es la zonificación sísmica, la cual debe incluir las diversas fuentes sísmicas que representan una amenaza para una determinada región.

Varias zonificaciones se han propuesto en Costa Rica a lo largo de los años, reflejo del “estado del conocimiento” de la sismicidad y la tectónica del país en ese momento. Dichas zonificaciones contaron con la discusión y el aval oportuno de reconocidos sismólogos y geólogos. Dentro de estas podemos nombrar las que aparecen en Morales (1985), Laporte *et al.* (1994), Fernández y Rojas (2000), Climent *et al.* (2002) y Rojas *et al.* (2005). Estas zonificaciones se han ido modificando de acuerdo a la filosofía de trabajo, y al conocimiento de la sismo-tectónica en ese momento. Un elemento importante en la definición de estas zonas sísmicas a sido la ocurrencia de sismos fuertes, especialmente después del año 1983, los que dejaron enseñanzas muy valiosas sobre la sismo tectónica, que previamente no se tenían claras y que han ayudado en el mejoramiento del modelo sismo-tectónico del país.

De las últimas campañas submarinas efectuadas por los barcos: Meteor, Sonne y Profesor Polskov, así como de la literatura existente sobre la neotectónica del país, incluyendo el fallamiento activo y caracterizando la sismicidad histórica y reciente, se plantea un nuevo modelo de zonas sísmicas en profundidad para el país (Fig. 4.4). La discusión final para dicho planteamiento se llevó a cabo en un taller de trabajo realizado en enero 2008 en la Universidad de Costa Rica, con la participación de profesionales en sismología de la Escuela Centroamericana de Geología, el Instituto de Ingeniería Sísmica de UCR, del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) y de la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias de Costa Rica (CNE).

En el presente estudio se incluyeron tanto las fuentes sísmicas que se localizan en el territorio nacional, como las de los países fronterizos, que por su cercanía influyen en la amenaza. Se consideraron las fuentes relacionadas con el proceso de subducción, tanto interplaca como intraplaca, así como las relacionadas con los sistemas de fallas corticales. Para la delimitación de las zonas sísmicas se consideraron criterios relacionados con los patrones de fallamiento, los mecanismos de ruptura, el tamaño de las zonas de ruptura de terremotos pasados, entre otros, y se revisaron los modelos y resultados de trabajos anteriores de amenaza sísmica realizados en el país. Se puede decir que la zonificación final propuesta, en general presenta zonas sísmicas delimitadas geoméricamente en tres dimensiones y regidas por el mismo proceso de producción de sismos.

Dependiendo de su asociación sismogénica, de su distribución espacial y de la profundidad de cada una de las zonas, se ha encontrado un comportamiento particular de los valores de “b”, los cuales quedan distribuidos de la siguiente manera, para las 21 áreas modeladas que afectan mayoritariamente Costa Rica:



- En la zona prearco, donde predominan los esfuerzos tencionales por doblamiento de la placa subducente, los valores de b oscilan entre 1 a 1.3.
- En las zona tras arco y cinturones deformados (otras zonas en Fig. 4.4) donde predominan fallamientos inversos, los valores de b dieron entre 0.8 a 1.3.
- En el arco volcánico, donde predomina el régimen distensivo, los valores de b se caracterizaron entre el rango de 0.7 a 0.9.
- En la zonas interface o interplaca los b encontrados andan entre 0.6 a 1.1

En las zonas intraplaca de profundidad intermedia donde predominan los regimenes de rupturas normales los b oscilaron entre 0.6 a 1.00

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 regimenes.

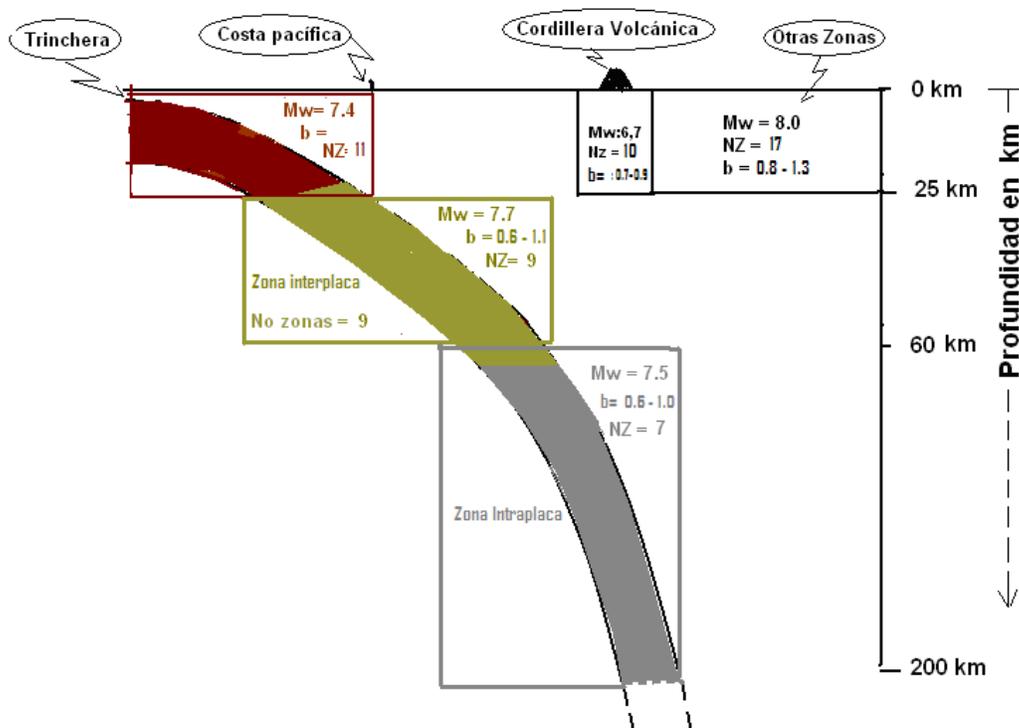


Fig. 4.4 Modelo en perfil de zonas sísmicas en profundidad: M_w es la magnitud máxima esperada, N_z es el número de zonas locales asociadas a la región sismotectónica, b es el índice sísmico característico de la región sismotectónica.

Con base en la distribución espacial de la sismicidad, al modelo de la figura 4.4 y a las principales características sismo-tectónicas presentes en el país y descritas en el capítulo 2, se ha propuesto una zonificación país coherente con la zonificación para Centroamérica, de modo



que las zonas a nivel nacional encajan perfectamente dentro de la zonificación regional. Dentro de ésta zonificación se han clasificado las zonas en tres grandes grupos: corticales, de subducción interplaca y de subducción intraplaca, las cuales se describen a continuación. Es importante indicar y recordar que la zonificación utilizada en el cálculo final de la amenaza fue la zonificación regional de detalle, la cual puede ser consultada en el reporte final RESIS II (2008), pero para efectos de este informe (Costa Rica) se incluyen los mapas y descripciones de aquellas fuentes que por su cercanía tienen relevancia para el cálculo de la amenaza en nuestro país.

4.1.2.1 Zonas corticales o superficiales (0 a 25 Km)

En los siguientes apartados se analiza en forma breve las 10 zonas sísmicas que se relacionan con el fallamiento cortical existente en diversas regiones de Costa Rica (Fig. 4.5). De este fallamiento se puede encontrar descripción detallada en Woodward y Clyde (1993), Montero *et al.* (1998), Montero (2000), Moya *et al.* (2000); Montero (2001), Denyer *et al.* (2003) y Taller Madrid (2008). La actividad sísmica relacionada con estas fuentes, tiene una amenaza sísmica significativa debido a su profundidad relativamente superficial (temblores normalmente menores a 20 km), por la magnitud que alcanzan los sismos mayores (entre 5,0 M_w y 6,6 M_w) y porque sus epicentros se ubican con frecuencia en zonas donde se localizan importantes núcleos de población.

Zona Sísmica de Nicaragua Pacífico SE y Golfo de Papagayo (zona N2-C1)

Se ubica frente a la costa Pacífico SE de Nicaragua y la plataforma marina del Golfo de Papagayo. Comprende los sistemas de falla del piso marino, dentro de la placa cabalgante (Caribe), donde la mayoría del fallamiento, es de tipo normal debido a los esfuerzos de tensión que se inducen al iniciarse el doblamiento de la placa cabalgante, en la región cercana a la Trinchera de la Fosa Mesoamericana (De Shon *et al.*, 2003). No se conoce el posible periodo de recurrencia en esta zona sísmica, sin embargo por el tipo de fallamiento normal y transcurrente de la plataforma oceánica, podrían esperarse sismos máximos del orden de 7,4 M_w .

Zona sísmica Costa Rica, Antearco noroeste (área C2)

Incluye la región que se extiende al este de la península de Santa Elena, península de Nicoya y la cuenca del río Tempisque (Fig. 4.5). En el este de la península de Santa Elena, la neotectónica ha sido poco estudiada, aunque Bergoeing (1998) propone la existencia de algunas fallas recientes. En el sector noroeste de la península de Nicoya se han determinado levantamientos neotectónicos (Hare y Gardner, 1985), siendo la falla Limones-Cañas una de las posibles fallas neotectónicas que se encuentran en esta zona (Montero *et al.*, 1998). No se cuenta con terremotos históricos en esta fuente, pero de acuerdo a la extensión de las fallas, podría esperarse sismos máximos de alrededor a 7,0 M_w .

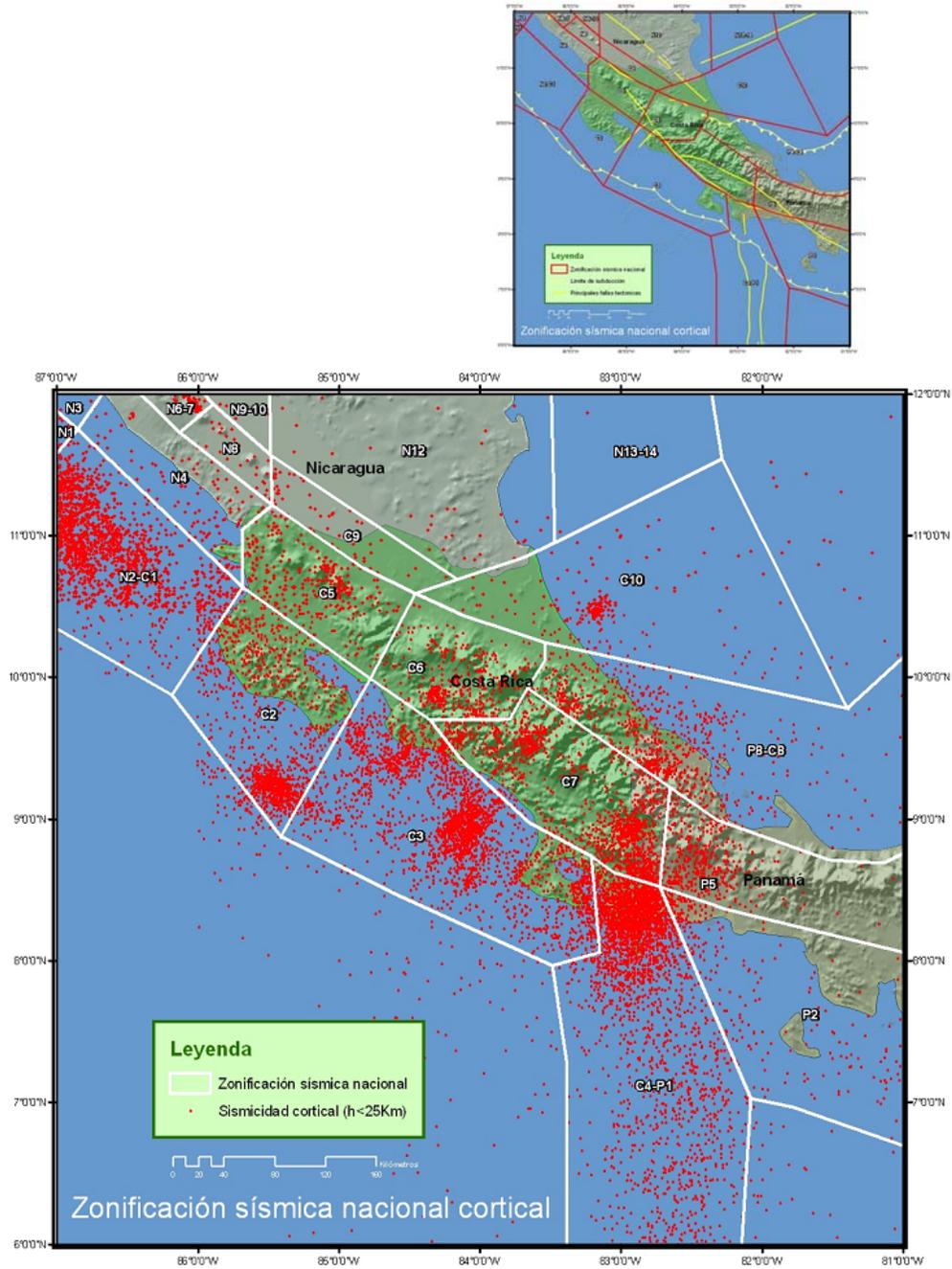


Fig. 4.5. Mapa de las nuevas Zonas Sísmicas superficiales de Costa Rica. Además de las zonas locales, se incluye parte de la zonificación regional de América Central.



Zona sísmica de Costa Rica, Antearco Pacífico Central (área C3)

Se extiende desde el basamento marino de la entrada al golfo de Nicoya hasta la península de Osa. Comprende la zona de Barranca-Orotina, el promontorio de Herradura, la plataforma marina central de Costa Rica y la Península de Osa. En el sector de la entrada del Golfo de Nicoya se han determinado levantamientos y rotaciones recientes de bloques (Fisher *et al.*, 1998; Bergoeing, 1998).

En la zona de la plataforma marina y las proximidades de la Fosa Mesoamericana (Fig. 2.1), predominan los sistemas de fallamiento normal, por los esfuerzos de tensión al iniciarse el doblamiento de la placa al subducirse (Husein *et al.*, 2003; Pacheco *et al.*, 2006).

En el sector noroeste de esta zona están las fallas Barranca, Jesús María, Tárcoles, Herradura y Delicias (Montero, 1999). Uno de los terremotos más destructivos ocurridos en esta zona fue el del 4 de marzo de 1924 (M_s 7,0), que alcanzó intensidades máximas de X grados, el cual se ha asociado con la falla Tárcoles (Montero, 1999). También, la sismicidad superficial registrada por la Red Sismológica Nacional (RSN, ICE-UCR) en esta zona muestra que varias de estas fallas están activas. En la región central se ubica la falla Parrita. En la Península de Osa se han medido tasas de levantamiento entre 2,1 y 6,5 mm/año (Fisher *et al.*, 2004), siendo las más altas medidas en Costa Rica. Varias fallas activas en la región de Osa y Burica, son las fallas Osa y Golfito (Cowan *et al.*, 1996).

La magnitud máxima histórica documentada en esta zona sísmica es de 7,0 M_w , en marzo de 1924 y por la extensión de las fallas podría esperarse un evento máximo de magnitud 7,1 M_w .

Zona sísmica Panamá-Costa Rica, Zona Fractura de Panamá y Burica (área C4-P1)

Comprende la zona de península de Burica y la zona fractura de Panamá (ZFP). En la zona de Burica la tasa de levantamiento es de 4,7 mm/año (Wells *et al.*, 1988; Gardner *et al.*, 1992). Debido a la subducción de la falla transformada de Panamá, se induce en la placa cabalgante continental la formación de fallas de tipo dextral (Fig. 2.2 y 2.3), como son las fallas Canoas y Media. La falla Canoas tiene un rápido deslizamiento de unos 10 cm/año (Cowan *et al.*, 1997), que está en proceso de re-evaluación. La falla Media, que fue descrita por Corrigan *et al.* (1990), tiene un movimiento horizontal dextral, se ubica del lado oeste de la península de Burica. Según Camacho (comunicación personal), el evento del 21 de julio de 1934 de 6,8 M_s , puede estar asociado a la falla Canoas, e indica que el terremoto del 18 Julio de 1934, 7.4 M_w , se asocia a la ZFP. Considerando que dicha fractura se extiende por más de 300 km a partir del meridiano 5° hasta el 8°, se sugiere que el evento máximo probable en esta fuente sísmica es del orden de 7,5 M_w .



Zona sísmica de Costa Rica, Arco Volcánico Guanacaste (área C5)

Esta zona comprende la cordillera volcánica de Guanacaste y la zona de Tilarán, donde la falla Chiripa de rumbo NNW fue la que originó el terremoto del 13 de abril de 1973 (M_s 6.5). La falla Cote-Arenal es otra falla ubicada dentro de esta zona sísmica y a esta se relacionan los terremotos de octubre de 1911 (M_s 6,5) y de agosto de 1853, que generaron daños importantes en la zona. Esta falla y la Chiripa definen el graben de Arenal. Hacia el sector noroeste de esta zona sísmica se ubica la falla Caño Negro, donde ocurrió el 27 de enero del 2002 un temblor de magnitud intermedia (M_w 5,4), que produjo daño moderado en la zona de Bijagua (Taylor *et al.*, 2002).

En el sector de la ciudad de Bagaces y al este de Liberia, existe un sistema de fallas de rumbo, que tiene una extensión de al menos 15 km (Montero & Alvarado, 1988). Históricamente, dos sismos destructivos ocurrieron en esta zona, afectando la primera ciudad y pueblos aledaños. Estos fueron los temblores de agosto de 1935 (M_s 6,1) y diciembre de 1941 (M_s 5,9).

Por las evidencias históricas y la situación sismotectónica, para esta fuente sísmica podría considerarse una magnitud máxima esperable de 6,8 M_w .

Zona sísmica Costa Rica, Cordillera Volcánica Central y Valle Central (área C6)

Esta zona sísmica Incluye una serie de fallas distribuidas a lo largo del eje volcánico central de Costa Rica (Figs. 2.3 y 4.5) y en diversos sectores del Valle Central, limitando al sur con las estribaciones de la cordillera de Talamanca. Al noroeste de esta zona sísmica existe una serie de fallas inversas (Alvarado, *et al.*, 1988; Montero *et al.*, 1998), entre estas tenemos las fallas Florencia-La Palmera y San Miguel, así como una serie de fallas normales y de rumbo que incluyen las fallas Zarcero, Gata y la falla Carbonera. En esta zona ocurrieron los terremotos destructivos de Toro Amarillo de agosto de 1911 (M_s 6,0), de julio de 1912 (M_s 6,5) y de setiembre de 1955 (M_s 5,8). En la parte norte de esta zona sísmica, están las fallas Guápiles, Guácimo y Siquirres-Matina, en las cuales hubo sismos localizados después del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991, uno de los cuales alcanzó magnitud M_s 6,0.

En el sector este y noreste, se localiza el sistema de falla de Cipreses, con la que se asocia el terremoto de Tres Ríos de febrero de 1912 (M_s 5,0). Otro es el sistema de falla Lara-Río Sucio, que representa una amenaza para poblaciones en el sector oeste y suroeste de las estribaciones del volcán Irazú. El terremoto del 2 de septiembre de 1841, que causó una enorme destrucción entre Cartago y San José, puede estar relacionado con esta falla (Peraldo y Montero, 1999). En esta zona ocurrió el terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 (M_w 6,3) (Montero y Alvarado, 1995). En la cima de los volcanes Irazú y Turrialba se ubican las fallas Irazú y la Ariete en las que se han generado enjambres en los últimos veinte años (Fernández *et al.*, 1998).



En el sector oeste, está la falla de Alajuela, propuesta como una falla inversa (Borgia *et al.*, 1990). La falla Ángel que se ubica dentro de esta región se relaciona con la falla de Alajuela. Es posible asociar con estas fallas los terremotos de Barva de 1772 (Peraldo y Montero, 1994) y de Fraijanes del 30 de diciembre de 1888 (Alvarado *et al.*, 1988). Sin embargo, otra posibilidad es que dicho evento se relacione con la falla Vara Blanca. En el sector suroeste de la zona, están las fallas de San Antonio y Picagres-Jateo que se reactivaron durante el enjambre de temblores de Puriscal de mayo y junio de 1990 (Montero *et al.*, 1991). Otra de las fallas que se ubica en dicho sector, es la Virilla, que ha sido relacionada con el terremoto ocurrido el 22 de diciembre de 1990, M_w 6,0. Hacia el sur y sureste de la zona, se ubica un sistema de fallas, que pasa al sur de la ciudad de Cartago, la principal es la Agua Caliente, donde se originó posiblemente el terremoto que destruyó la ciudad de Cartago el 4 de mayo de 1910 (M_s 6,4). Esta falla está conectada hacia el suroeste con el sistema de fallas de Escazú, Belo Horizonte, Aserrí y Jericó (Montero, 2000; Montero *et al.*, 2007). Otra interconectada con este sistema es la falla Navarro, con la que se asocia el terremoto de Paraíso del 21 de agosto de 1951 (M_s 5,0). Otra de este sector es la falla Orosi de rumbo noroeste.

La evidencia histórica indica que el sismo máximo ocurrido en esta zona es de 6,5, sin embargo, considerando el tamaño de las fallas activas presentes, podría sugerirse magnitudes esperables cercanas a 6,8 M_w .

Zona sísmica Costa Rica, Talamanca (área C7)

Se extiende a lo largo de la cordillera de Talamanca en el sureste del país hasta el flanco oeste del volcán Barú (al oeste de Panamá) y se caracteriza por una sismicidad esporádica, que no se ha relacionado con fallas específicas. Fisher *et al.* (2004) proponen que en la parte frontal de la cordillera existe una falla inversa a lo largo de la cual ha ocurrido el levantamiento de la misma. Sobre el flanco noreste de esta zona sísmica, la falla más importante considerando su longitud, es la falla Atirro (Montero, 2003). En esta falla se localizó la secuencia de temblores de Pejibaye en junio de 1993, donde los temblores más grandes fueron los del 10 de junio (M_w 5,6) y el del 13 de junio (M_w 5,5), que causaron daños en Turrialba (Montero *et al.*, 1993). Dentro del sector noroeste de esta zona, también se incluye la falla Kabéketa, estas posiblemente fue reactivada luego del terremoto de Limón de 1991.

En el sector del límite sur de esta zona, se extiende de noroeste a sureste la falla Longitudinal, que es activa en el sector sur, donde han ocurrido buena parte de los movimientos de levantamiento e inclinación de capas que han afectado la fila montañosa durante el Cuaternario (Kolarsky *et al.*, 1995; Fisher *et al.*, 2004) y se extiende por más de 100 km. En el oeste de esta zona se incluyen las fallas Paquita y Quepos. Más al noreste esta zona sísmica incluye la alta Talamanca, entre el cerro de la Muerte y el Chirripó donde ocurrió el terremoto de San Isidro del 3 de julio de 1983 (M_w 6,3) (Boschini *et al.*, 1988). Hacia el oriente, esta zona sísmica se extiende hasta terminar al oeste de la falla Atirro.



Históricamente, el terremoto mayor registrado en esta fuente sísmica es de 6.3 M_w , sin embargo, dado el tamaño de la falla Longitudinal, si se diera una ruptura continua, se podría generar un terremoto de magnitud 7,0 M_w o mayor.

Zona sísmica Cinturón, Deformado del Norte de Panamá y Limón Costa Rica, (área P8-C8)

Regionalmente, esta zona se extiende desde el golfo de Urabá hasta la región Caribe del Noreste de Costa Rica y Bocas del Toro Panamá, incluye el sistema de fallas inversas de sector oeste del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (zona C8-P8). El terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (M_w 7,7) se originó en este sistema de fallas (Ponce *et al.*, 1994). La falla Río Blanco tuvo un desplazamiento durante este sismo (Denyer *et al.*, 1994) y se ubicaría en el límite al noroeste de esta zona sísmica. Históricamente, sucedió un terremoto asociado a esta fuente sísmica en mayo de 1822 en la zona de Limón-Bocas del Toro, el cual fue sentido ampliamente desde Honduras hasta Colombia. El terremoto mayor ocurrido en esta zona es el de San Blas al norte de Panamá, en 1882 de 8,0 M, que generó tsunamis. Por los datos históricos y la situación sismotectónica de esta fuente sísmica, se sugiere que tiene una magnitud máxima esperada de 8,1 M_w .

Zona del Trasarco Norte de Costa Rica (área C9)

Comprende las llanuras del norte de Costa Rica además el sur de la depresión de Nicaragua. La sismicidad ocurre esporádicamente en fallas no claramente identificadas que existe en esta zona. Algunos sismos que ocurrieron en esta región durante el siglo pasado, alcanzaron intensidad VI y magnitud cercana a 6,0 M_w . Históricamente, en Peraldo y Montero (1994) se discuten unos sismos que ocurrieron en 1648, 1651 y 1663 que podrían ubicarse en esta región. Es posible, que estos temblores se relacionen con procesos de extensión asociados con el graben de Nicaragua o con la prolongación del escarpe de Hess.

Por las evidencias morfológicas del escarpe de Hess y la sismicidad localizada con la red sismológica integrada de Centro América (CASC), se sugiere una magnitud máxima esperable cercana a 7,0 M_w , para esta fuente sísmica.

Zona sísmica Caribe Central - Parismina (área C10)

Está ubicada en la región Caribe de Costa Rica, se caracteriza por temblores con profundidades entre 15 y 30 km, ocurren bajo la zona de la costa al este de la desembocadura del Río Parismina (Brenes, 1992). Después del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991, se localizaron algunos eventos sísmicos inducidos en esta misma zona y el de mayor magnitud (M_s 5,5) tuvo un movimiento de falla inversa, sugiriendo que el sistema de fallas compresivas que bordea el litoral Caribe, al sureste de puerto Limón, se puede extender al noroeste, hasta esta zona.



A esta fuente sísmica puede asociarse una magnitud máxima esperada de 6,5 M_w .

4.1.2.2 zonas sísmicas relacionadas con la subducción

De acuerdo al modelo de la figura 4.4 se han definido dos fuentes sísmicas relacionadas con el proceso de subducción de la placa Caribe sobre la del Coco (Figs. 4.8 y 4.9). Estas fuentes se han definido de acuerdo al mecanismo de producción de sismos y a la profundidad de las mismas. La primera de ellas, es la fuente de subducción interplaca caracterizada por la generación de sismos con mecanismo preferencialmente inverso y con profundidades entre los 25 y 60 km. La segunda es la fuente de subducción intraplaca caracterizada por la generación de sismos con profundidades mayores a los 60 km y mecanismo de generación de sismos normal.

4.1.2.2.1 Zonas sísmicas de subducción interplaca de Costa Rica

La zona sísmica donde se subduce la placa Coco bajo la placa Caribe y la Microplaca de Panamá (Figs. 2.1, 4.4 y 4.8), se divide en varias fuentes sísmicas con características sismológicas y tectónicas particulares, según Protti et al. (1994) y de acuerdo a la distribución de la sismicidad en profundidad que se presenta en los perfiles de las figuras 4.6 y 4.7. Las zonas sísmicas (Figs. 4.8) han sido delimitadas y modificadas siguiendo la propuesta de Morales (1985), en la cual se definió las zonas de Nicaragua Interplaca Sureste (Masachapa – Papagayo) con nomenclatura Nsi16, Nicoya (Csi11), Quepos (Csi12) (que incluye la región de entrada del Golfo de Nicoya y Osa). La sismicidad de estas fuentes, que se ubican a lo largo de la costa pacífica, se caracteriza por profundidad inferior a 60 km. En el lado panameño se ubica la zona sísmica interplaca suroeste de Panamá (Psi9).

La zona sísmica Nicaragua, Interplaca Sureste (zona Nsi16, Fig 6)

Comprende la región de Masachapa en Nicaragua y Papagayo en Costa Rica y se subduce hacia el NE con un ángulo de 45° hasta los 60 km de profundidad (Figs. 4.4 y 4.8), predominan los esfuerzos compresivos y el fallamiento característico es de tipo inverso, en los planos de fricción entre las placas Coco y Caribe. Se ubica entre las zonas sísmicas del Golfo de Fonseca (en Nicaragua) y la de Nicoya en Costa Rica. De los terremotos históricos, uno de los mayores, que se ha registrado en esta, ocurrió el 27 de febrero de 1916 (M_s 7,5) y el de setiembre de 1992 7,6 M_w que generó un tsunami. Morales (1985) definió el límite SE, como el segmento adyacente con el área de ruptura del primer terremoto. En esta zona, los datos de sismicidad histórica no permiten definir la recurrencia de los grandes temblores ($M_w > 7,0$), sin embargo según las características tectónicas y geométricas, podrían esperarse eventos máximos de 7,8 M_w .

Zona sísmica Costa Rica, Interplaca Nicoya (Zona Csi11, Fig 6)



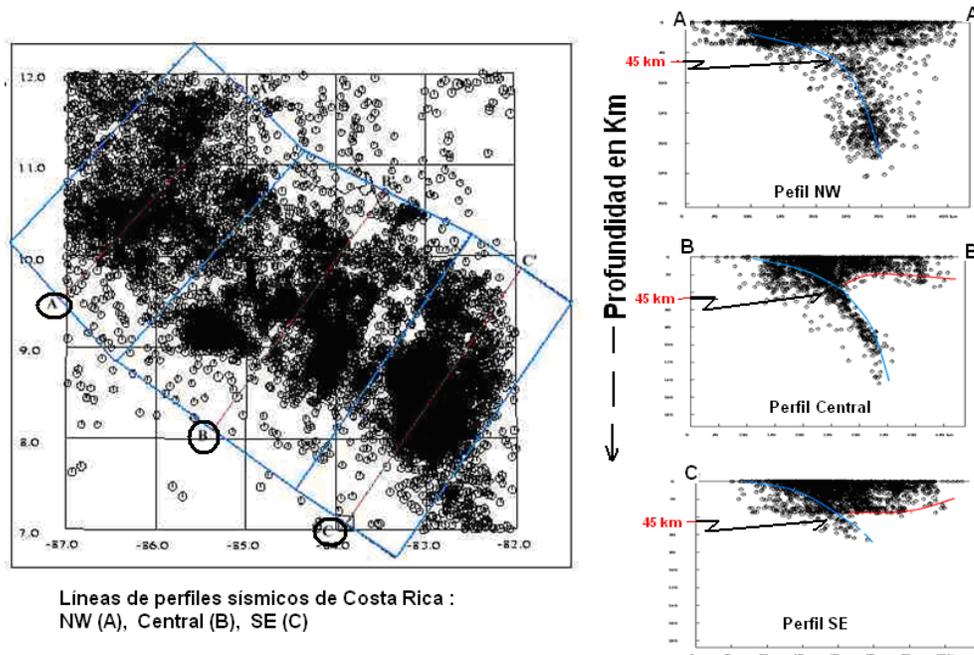
La mayor parte de la Península de Nicoya (Figs. 4.6, 4.7 y 4.8), se subduce hacia el NE a un ángulo de 35° hasta los 50 km de profundidad y está regida por un patrón de esfuerzos predominantemente compresivos que da como resultado el predominio de rupturas inversas. En esta fuente ocurrió el sismo de mayor tamaño del margen convergente de Costa Rica durante el siglo XX, el cual alcanzó una magnitud M_s 7,75 (temblor del 5 de octubre de 1950). El área de ruptura de este terremoto define el límite con los segmentos adyacentes. Asimismo, el límite con la zona sísmica de Quepos lo define la subducción del levantamiento de Fisher, que actúa como una barrera geométrica. Si consideramos los datos históricos (1800-1999), en la zona sísmica de Nicoya los grandes sismos presentan una recurrencia entre 20 y 40 años y pueden generarse sismos hasta de $7,9 M_w$.

La zona sísmica Costa Rica, Interplaca Quepos (zona Csi12, Fig 6)

Corresponde con la zona donde la placa del Coco subduce diversas montañas submarinas y el plateau de Quepos, los cuales definen asperezas localizadas y se subduce a un ángulo de 28° hasta los 45 km de profundidad (Figs 4.4 y 4.8) y se presenta un campo de esfuerzos variado, predominando los compresivos, pero debido a la presencia de las asperezas por los montes submarinos, se da la combinación con esfuerzos de tensión y de esa manera ocurren también sismos combinados, de tipo inverso y normales, pero con componentes de desplazamientos transcurrentes (Husen *et al.*, 2003). El temblor de mayor magnitud que ha sido registrado fue el del 12 de diciembre de 1952 (M_s 7,2). En esta zona sísmica los grandes sismos recurren en forma variable, entre 30 y 60 años y por la presencia de asperezas, tendría menor potencial de generar grandes sismos, como el caso de la zona sísmica de Nicoya. Se sugiere sismos máximos esperables, hasta de $7,2 M_w$.

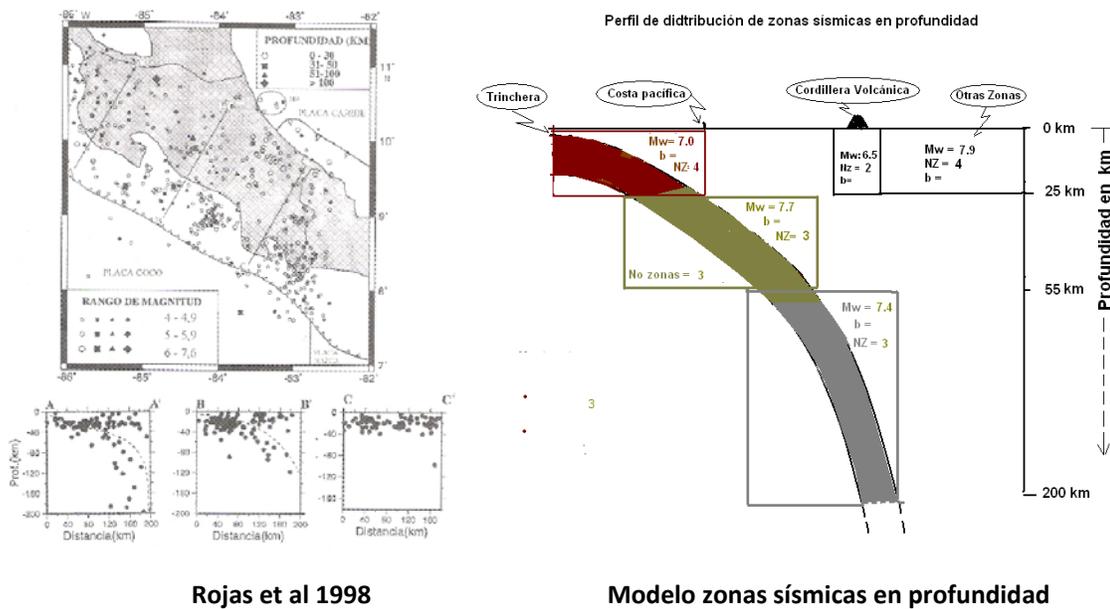
La zona sísmica Costa Rica, Interplaca de Osa (zona Csi13, Fig 6):

Corresponde con la zona donde se subduce el levantamiento del Coco, y el ángulo de subducción es de alrededor de 23° (Fig 4.4 y 4.8) hasta los 45 km de profundidad (Arroyo, 2001). En esta fuente el temblor de mayor magnitud registrado fue el del 5 de diciembre de 1941 (M_s 7,4) y en abril de 1983, ocurrió un terremoto de $7.3 M_s$ que fue sentido ampliamente y produjo importantes daños en la zona sur y el Valle Central, el mecanismo focal de este evento fue típico del tipo inverso. Los grandes temblores en esta zona sísmica, ocurren entre 30 y 60 años y de acuerdo con la extensión y características tectónicas, se pueden esperar sismos de hasta $7,7 M_w$.



Lineas de perfiles sísmicos de Costa Rica :
NW (A), Central (B), SE (C)

Fig. 4.6 Sísmicidad y perfiles sísmicos de Costa Rica.



Rojas et al 1998

Modelo zonas sísmicas en profundidad

Fig. 4.7 Perfiles Zonas: NW, Central y Sureste de la sísmicidad de Costa Rica (1980-2006) y modelo zonas sísmicas en profundidad.

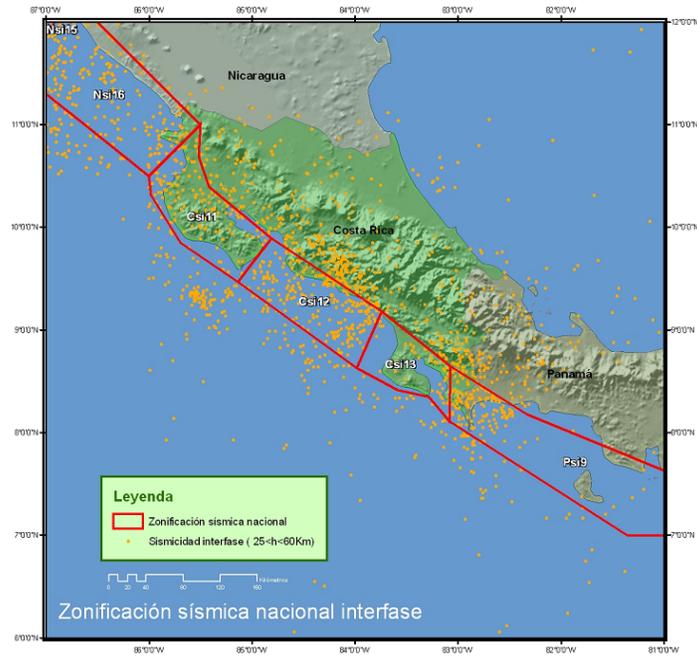


Fig. 4.8 Zonas sísmicas por subducción en Costa Rica, interfase.

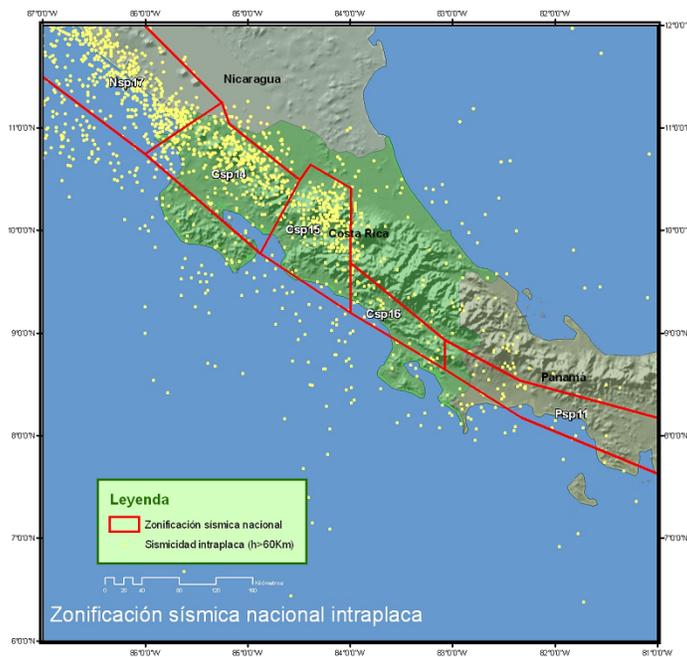


Fig. 4.9 Zonas sísmicas por subducción en Costa Rica, Intraplaca.



La zona sísmica de Panamá, Interplaca Sur de Panamá (zona Psi9)

Corresponde con la zona donde la placa de Nazca se subduce bajo la microplaca de Panamá a un ángulo cercano a los 20° al norte hasta los 50 km de profundidad (Moore et al 1985). Todo ocurriendo bajo la zona del Golfo de Chiriquí y el Sur de Panamá. Incluye sismos de bajocorrimiento (fallamiento inverso) como el sismo del 20 enero de 1904, 7,4 M_w a la entrada del Golfo de Panamá (Selva y Warner, 2004) y fallamiento de desplazamiento de rumbo dextral relacionados con la subducción de la zona de fractura de Panamá al oriente de los 83° 05'. Dentro de esta zona sísmica no se conocen terremotos históricos, pero por la extensión de la zona se podrían dar eventos máximos de 7,7 M_w .

4.1.2.2.2 Zonificación sísmica de la región intraplaca de Profundidad intermedia

En Costa Rica la zona intraplaca se puede dividir en tres zonas sísmicas (Fig. 4.9). Estas son las zonas sísmicas: Noroeste (Csp14), Central (Csp15) y Sureste (Csp16). Asimismo, del lado panameño se encuentra la zona sísmica del oeste de Panamá (Psp11). Debe observarse, que en estas zonas sísmicas, la sismicidad histórica no permite definir la recurrencia de los temblores de magnitud alta, contrario a lo observado con varias de las zonas interplaca, aunque existe una tendencia a que estos ocurran después de los grandes temblores interplaca. Asimismo, por la mayor profundidad de los eventos sísmicos, generalmente entre 60 y 280 km, y la menor frecuencia de temblores con magnitud alta, esta fuente es menos peligrosa que la interplaca, aunque estos temblores pueden ser dañinos como lo demostró la secuencia de sismos ocurrida en 1939, por lo que deben ser consideradas en los cálculos de la amenaza sísmica.

Zona Costa Rica. intraplaca noroeste (zona Csp14)

Se ubica bajo el noroeste de Costa Rica, incluyendo la región bajo la cordillera volcánica del Guanacaste. En esta zona sísmica la subducción de profundidad intermedia tiene un ángulo de 65° al NE, entre los 50 y 200 km de profundidad (Fig. 4.6, 4.7 y 4.9). Al sureste se encuentra separada de la zona intraplaca central por la contorsión brusca de Quesada, la cual marca un cambio en la profundidad de los sismos (Protti *et al.*, 1995). Estos autores han propuesto que esta frontera se origina debido a que en ambos lados se subduce litosfera de diferentes edades, siendo la intraplaca noroeste más vieja (edad 30 Ma), un poco más fría y más densa permitiendo su mayor profundización dentro del manto. No se conocen sismos históricos, pero por similitud con las zonas sísmicas aledañas, podría existir potencial de generar eventos máximos de 7,5 M_w .



La zona Costa Rica, Intraplaca central (zona Csp15)

Se caracteriza porque los temblores alcanzan profundidades máximas de 125 km y se subduce a un ángulo de 50° al NE entre los 50 y 150 km de profundidad (Figs. 4.6, 4.7 y 4.9). Claramente se observa un cambio en la inclinación del plano subducido, lo que se ha observado por las recientes investigaciones, es que su litosfera es más joven (20 Ma), más caliente, menos densa y de menor profundidad que la del lado noroeste. Se ubica bajo la cordillera volcánica Central, el Valle Central y continua hacia el sureste hasta los $83^\circ 55'$ W. El límite al sureste se relaciona con la subducción de una falla transformada fósil de rumbo NS, que separa dos provincias corticales de la placa del Coco que tienen diferente edad, teniendo el lado sureste unos 15 Ma (Protti *et al.*, 1995). Históricamente se conoce un sismo ocurrido en esta fuente, Febrero de 1916, 7.3 M_w , así, podría esperarse eventos máximos del orden de 7.5 M_w .

La zona Costa Rica, Intraplaca sureste (zona Csp16)

En esta zona se muestra una subducción entre los 45 hasta los 60 km de profundidad con un ángulo de 38° NNE (Figs. 4.6, 4.7 y 4.9) y en la misma se define la subducción del levantamiento del Coco, el cual contribuye a una flotación mayor del bloque litosférico al sureste de los $83^\circ 55'$, dada su corteza de mayor espesor y con rocas menos densas (Arroyo, 2001). No se conocen terremotos históricos en esta fuente, pero por las condiciones geométricas y velocidad de la subducción, podrían esperarse eventos máximos del orden de 7,4 M_w .

La zona Panamá Intraplaca del oeste (zona Psp11)

En el oeste de Panamá ocurre la subducción de la placa de Nazca dentro del manto astenosférico originando una zona sísmica intraplaca, pero por la deficiencia de datos no es posible determinar el ángulo de subducción, sin embargo, Camacho (comunicación personal) considera que podría ser unos 70° al norte. De acuerdo con Cowan *et al.* (1997) ocurren sismos intraplaca hasta profundidades de 115 km bajo el eje de la cordillera Central de Panamá, pero se conoce poco sobre las características geométricas de esta zona. Hay reportado un sismo de magnitud 7,1 M_w en 1945, a una profundidad de 90 km y causó daños en David. Por la extensión de esta zona podrían esperarse eventos máximos del orden de 7,5 M_w .



4.1.3 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. Algunas de ellas han sido utilizadas en los diferentes estudios locales o regionales de amenaza sísmica que se han realizado en los últimos 10 años (Laporte *et al.*, 1994; Montero *et al.*, 1997; Rojas *et al.*, 1997; Cáceres y Kulhanek, 2000). 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 análisis algunas ecuaciones de uso generalizado o que hayan sido desarrolladas recientemente en regiones de choques de placas, con condiciones sismo-tectónicas similares a la de nuestra 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, los cuales serán comparados con un banco de datos acelerográfico instrumental recopilado para este estudio, a fin de determinar qué modelos ajustan mejor a los datos regionales. Se seleccionarán así los modelos finales de atenuación para las diferentes fuentes sísmicas que participan en el cálculo de la amenaza.

La selección de modelos que reflejen de forma realista la atenuación de Centroamérica y en particular de Costa Rica, 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 comparadas con zonas de subducción, y dentro de estas también se encuentran diferencias notables entre zonas interplaca e intraplaca. Por ello se han diferenciado los tres tipos de zonas 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.

4.1.3.1 Metodología.

La metodología de análisis se basó en la comparación directa de la aceleración horizontal (PGA) y amplitud espectral (S_a) 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) Graficación 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 al proceso de subducción de interplaca e intraplaca.

4.1.3.2 Base de datos

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 base 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. Debido a la importancia de su magnitud y 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 Fig. 4.10 se muestra en 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 268 de valores espectrales de (PSA) observados para periodos de 0,3 y 1,0 segundo, relacionados con 64 sismos (Tabla 4.2). Del conjunto total, 313 observaciones de PGA (41 % del total) y 149 (55 % del total) de PSA 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 sismológica de cada evento sísmico y del conjunto de las estaciones acelerográficas, así como los valores de PGA registrados en cada estación, y los valores espectrales de aceleración 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.

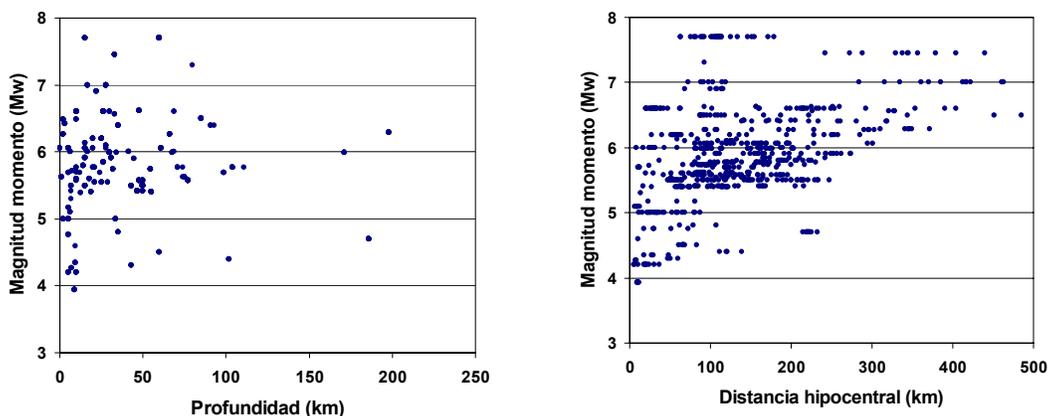


Fig. 4.10 Distribución de la magnitud con respecto a la profundidad (dcha.) y la distancia (izq.) de la base de datos utilizada en el análisis.

En la tabla 4.2 se presenta un resumen estadístico de la información disponible por país, así como por fuente sísmica relacionada.

Tabla 4.2 Número de eventos sísmicos y registros aportados por país (incluye registros para condición de roca y suelo).

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



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, todos aquellos que fueron clasificados como B y C.)

La clasificación de los eventos sísmicos y su pertenencia a cada una de las fuentes sísmicas se realizó con base en lo indicado en los reportes sismológicos o considerando la profundidad focal reportada, en la cual eventos con profundidad menor a los 25 km se consideraron pertenecientes al fallamiento cortical superficial, entre 25 y 45 km a la fuente de subducción interplaca y mayores a esa profundidad pertenecientes a la de subducción intraplaca de profundidad intermedia. Dicha clasificación de profundidades se justifica por una observación hecha a nivel mundial: los sismos interplaca ocurren a profundidades menores a 50 km (Tichelaar y Ruff, 1993; Youngs *et al.*, 1997), de observaciones obtenidas en Japón (Zhao *et al.*, 2006) y de resultados obtenidos en Costa Rica (Sallares, *et al.*, 2000; DeShon *et al.*, 2006; Warren, *et al.*, 2008)

4.1.3.3 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 emplazamientos seleccionados. En nuestro caso, reservaremos estas últimas representaciones solo para San José, considerando emplazamientos genéricos en roca.

En el proceso de selección de atenuaciones se consideraron inicialmente varios modelos 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.

Ecuación	Base de datos	Componente utilizada para (PGA, Sa)	Tipo fuentes	Dist. (km)	M _w
Youngs <i>et al.</i> 1997 (YOUN97)	Mundial	Media geométrica	Interplaca Intraplaca	10 a 500	5,0 - 8,2
Atkinson y Boore 2003 (AYB03)	Mundial	Las dos horizontals (Aleatoria)	Interplaca Intraplaca	10-400	5,0 - 8,3
Garcia <i>et al.</i> (2005) (GAR05)	México	Media cuadrática	Intraplaca	4 - 400	5,2 - 7,4
Cepeda <i>et al.</i> (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 <i>et al.</i> 1994 (CLI94)	América Central y México	Mayor de las horizontal	Interplaca Corteza superficial	5 - 400	4,0 - 8,0
Zhao <i>et al.</i> 2006 (ZH06)	Japón	Media geométrica	Interplaca Intraplaca Corteza superficial	10-300	5,0 - 8,2
Spudich <i>et al.</i> 1999 (SEA99)	Mundial	Media geométrica	Corteza superficial	0 - 100	5,1 - 7,2
Schmidt <i>et al.</i> 1997 (SCH97)	Costa Rica	Mayor de las horizontales	Corteza superficial	6 - 200	3,7 - 7,6

4.1.3.4 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:

$$\text{Residuo} = \ln y - \ln Y^*$$

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 1 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 graficas 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 YOUN97 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 las 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 1), se nota un comportamiento muy similar al presentado por los residuos de la PGA. Entonces para a la hora de seleccionar un modelo de atenuación para esta fuente se recomienda hacerlo entre ZH06 y YOUN97.

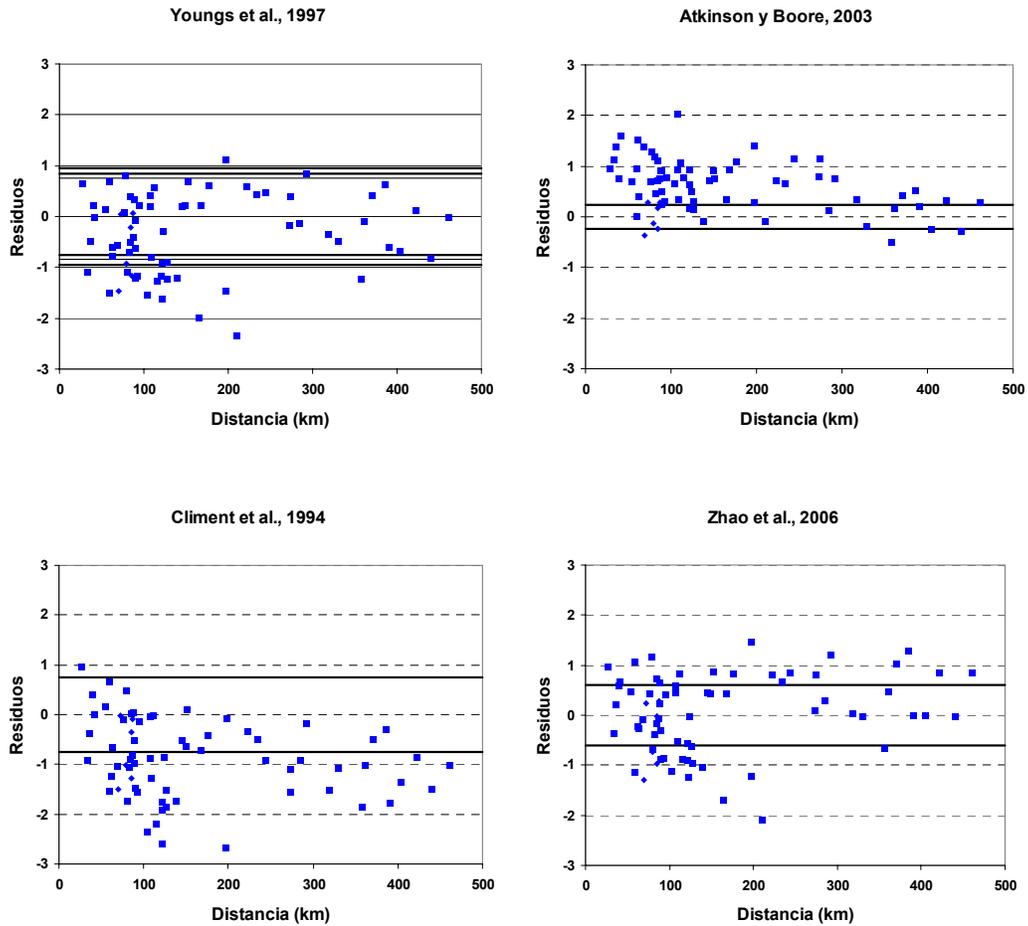


Fig. 4.11 Distribución de residuos con la distancia correspondientes a los datos de PGA de Centroamérica respecto a las predicciones con diferentes modelos de movimiento fuerte para zonas de subducción interplaca. Los puntos representan los residuos (\ln PGA observada $- \ln$ PGA predicha) y las líneas 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 el intervalo $\mu \pm 1\sigma$ propio de cada modelo.

	PGA			PSA		
	Superficiales	Interplaca	Intraplaca	Superficiales	Interplaca	Intraplaca
	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ
Cepeda	45		48	37		37
Spudich	36			49		
Schmidt	60			59		
Zhao	50	65	57	51	70	47
Climent	46	48		55	46	
Youngs		74	64		57	39
AyB		25	29		22	68
Garcia			50			52

Para las fuentes superficial de la corteza e intraplaca 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, ZH06 y CLI94 presentan los porcentajes mayores de número de residuos ubicándose dentro de los límites de $\pm 1\sigma$ (tabla 4.9). 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 desarrollada solamente para ordenadas espectrales de 0,3 y 1,0 s. En el caso de los residuos espectrales de 1,0 s SCH97, CLI9, ZH06 SEA99 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 SEA99, ZH06 y 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 las que se ajustan mejor son las de AYB03 y GAR05 con un 68 % y un 47 % de los residuos dentro del rango de $\pm 1\sigma$. Los modelos CEP04, ZH06 y SEA99 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, SEA99 y GAR05.

Considerando todos los modelos recomendados y después de realizar una 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 SEA99 para las de intraplaca. Las distribuciones de éstos modelos 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 como 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 de lógica compensará en alguna medida ese comportamiento particular que tendría el uso de un solo modelo.

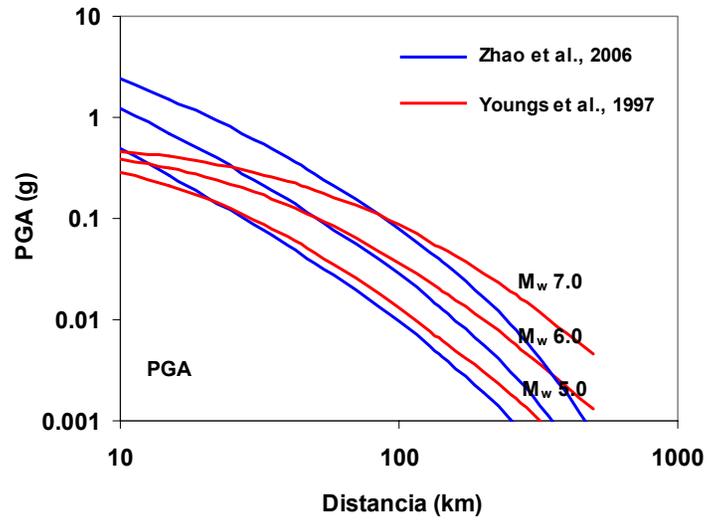
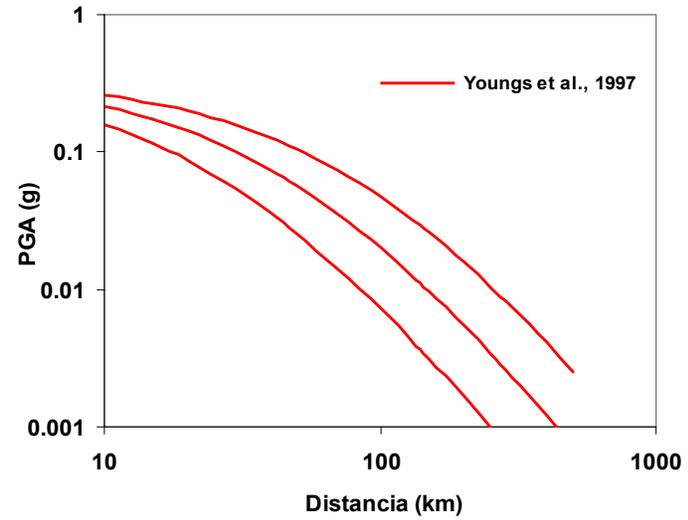
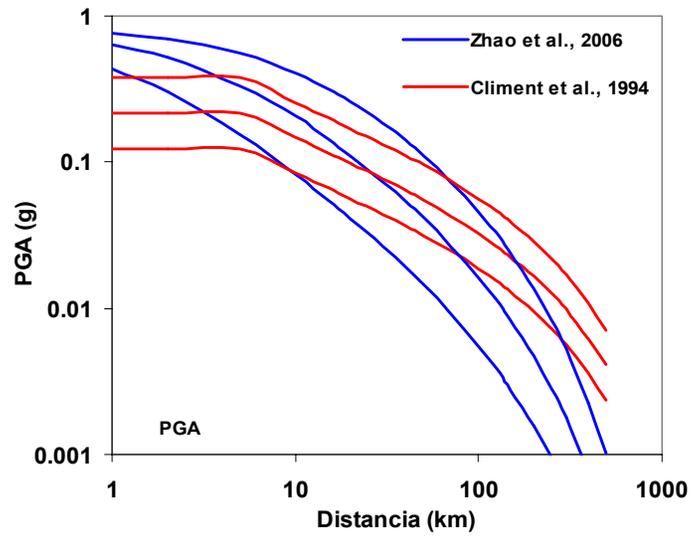


Fig. 4.12 Curvas de predicción de PGA para los modelos de atenuación seleccionados para las fuentes sísmicas de fallamiento superficial, interplaca e intraplaca.

4.2 CÁLCULO DE LA AMENAZA

Una vez concluidos los trabajos para definir los archivos de entrada para el cálculo, se procedió a evaluar la amenaza sísmica de todo Centroamérica y por lo tanto en Costa Rica. Siguiendo la línea metodológica PSHA, se configuro 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 efectuaron con el programa CRISIS2007, versión 5.1, (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 de un modelo de zonas a nivel regional. 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 (propios del programa CRISIS). Tras este análisis se fijaron 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 sismogenética con detalle nacional.

En todos los casos se estimó la amenaza en términos de PGA y ordenadas espectrales $SA(T)$ 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, $SA(0.2)$ y $SA(1s)$. Además, se obtuvieron las curvas de amenaza para estos parámetros en la ciudad de San José, así como los espectros de amenaza uniforme para los tres periodos de retorno mencionados. Finalmente se efectuó la desagregación también en San José, para los movimientos objeto que resultan de las estimaciones de amenaza para los mismos periodos de retorno, caracterizados por los valores de PGA, $SA(0.2)$ y $SA(1s)$.

Describimos a continuación cada una de las fases de cálculo.

4.2.1 Cálculo de los parámetros sísmicos de las zonas.

Se ha realizado el cálculo de los parámetros de sismicidad para las diferentes zonas sísmicas adoptadas. Para ello, en primer lugar se depuró el catálogo sísmico de replicas 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.

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

- o Zonas corticales-sismicidad superficial, con $h < 25Km$.
- o Zonas de subducción interplaca-sismicidad intermedia, con $25 < h < 60Km$.
- o Zonas de subducción intraplaca-sismicidad profunda, con $h < 60Km$.



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 $\log N = a + b \cdot M$.

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 CRISIS2007), 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} .

Los valores de M_1 , M_2 , $E(m)$ y σ se han fijado analizando particularmente la sismicidad y tectónica de cada zona. Las tablas 4.5, 4.6 y 4.7 recogen los parámetros característicos de las zonas a nivel nacional, para zonas corticales, interfase e intraplaca respectivamente, y las figuras 4.13, 4.14 y 4.15 representan las correspondientes leyes de Gutenberg-Richter.



Tabla 4.5 Parámetros sísmicos de las zonas corticales. Zonificación nacional (código con letra inicial del país).

País	Nombre de la Zona	Código	Prof Zona (Km)	Máx. Mag			Índices Sísmicos		
				Mw Espe	M1 Mw mín	M2 Mw máx	a	-b	N γ
Nic. Pacíf. SE- CR Papagayo		N2-C1	20	8.0	7.7	8.3	7.42	1.37	18.5
Costa Rica	CR. Antearco Noroeste	C2	20	7.2	7.0	7.5	4.81	0.993	2.20
	CR. Ante Acto Pac. Ctral.	C3	15	7.3	7.1	7.5	4.78	0.917	4.56
	Pan-CR.ZFP-Burica	C4-P1	5	7.5	7.4	7.6	6.03	1.053	19.60
	CR. Arc.Voc.Guanacaste	C5	10	6.6	6.5	7.0	4.19	0.931	1.00
	CR. Cord. Volc. Ctral	C6	10	7.1	6.9	7.2	4.04	0.89	1.09
	CR-Talamanca.	C7	10	7.1	6.9	7.5	5.74	1.18	2.76
	Pan.Cint.Def.N.Pan-Limón	P8-C8	15	7.8	7.7	8.0	4.37	0.88	2.54
	CR. Trascarco Norte	C9	10	6.3	6.1	6.7	3.77	0.97	0.25
	CR. Carib.Ctral-Parismina	C10	20	6.2	6.8	6.6	3.06	0.77	0.40

Nota: En las columnas encabezadas con códigos, se indica el número de zona sísmica, las cuales se presentan en las figuras 4.5, 4.8 y 4.9 :

- valor "a":(normalizado a un año),
- valor "b": índice de sismicidad (valor que caracteriza la distribución de magnitudes).
- $N(\gamma)$ Para las tablas T 4.5, T 4.6 y T 4.7, indica el número anual de temblores de magnitud mínima $M_w= 4,5$, también denominado γ .
- $M_{w\text{ espec}}$: valor medio probable de magnitud esperada en la fuente.



- M_1 y M_2 : son los valores considerados de magnitud mínima y máxima para cada fuente.
- Prof.: es la profundidad promedio en Km. de cada fuente sísmica.
- Rec.: es la recurrencia en años para la magnitud máxima esperada de la columna M_x .
 M_w

Tabla 4.6 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción interplaca. Zonificación nacional, siglas (si).

País	Nombre de la Zona	Código	Prof Zona	Buz	Máx. Mag			Indices Sísmicos		
					M_w esper	M_1 M_w min	M_2 M_w máx	a	b	N \bar{y}
Nicaragua	Nic.Interplaca Noroeste	Nsi 16	26 -70	45°NE	7.9	7.7	8.2	3.61	0.75	1.74
Costa Rica	CR. Interplaca Nicoya	Csi 11	26 -63	35°NE	7.8	7.7	8.0	2.34	0.62	0.36
	CR. Interplaca Quepos	Csi 12	26 -51	28°NE	7.0	6.8	7.4	3.87	0.90	0.65
	CR. Interplaca Osa	Csi 13	26 -52	23°NE	7.4	7.3	7.6	1.65	0.56	0.13
Panamá	Pan. Interplaca Sur.Pan	Psi 9	26 -50	20°N	7.1	6.7	7.5	3.90	0.92	0.58



Tabla 4.7 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción intraplaca. Zonificación nacional siglas (sp)

País	Nombre Zona	Cód.	Prof Zona (Km)	Buz °	Máx. Mag			Indices Sísmicos		
					M _w esper	M1 M _w min	M2 M _w Max.	a	b	N \bar{y}
Nicaragua	Nic. Intraplaca	Nsp 17	61- 200	75°NE	7.3	7.0	7.5	5.52	1.00	8.72
Costa Rica	CR. Intraplaca NW	Csp 14	40- 177	65°NE	7.0	6.5	7.4	6.12	1.05	23.9
	CR. Intraplaca Central	Csp 15	40- 155	50°NE	7.4	7.3	7.6	2.94	0.71	0.54
	CR. Intraplaca SE	Csp 16	40- 82	38°N	6.8	6.2	7.4	2.21	0.70	0.11
Panamá	Pan. Intraplaca Sur	Psp 11	50- 100	70°S	7.1	6.6	7.5	1.80	0.59	0.14

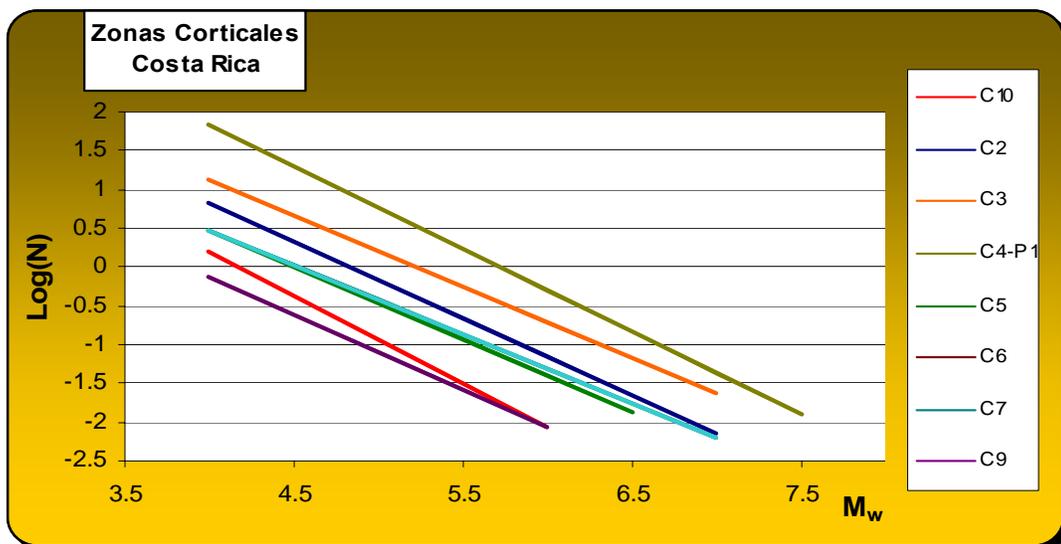


Fig. 4.13 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas corticales.

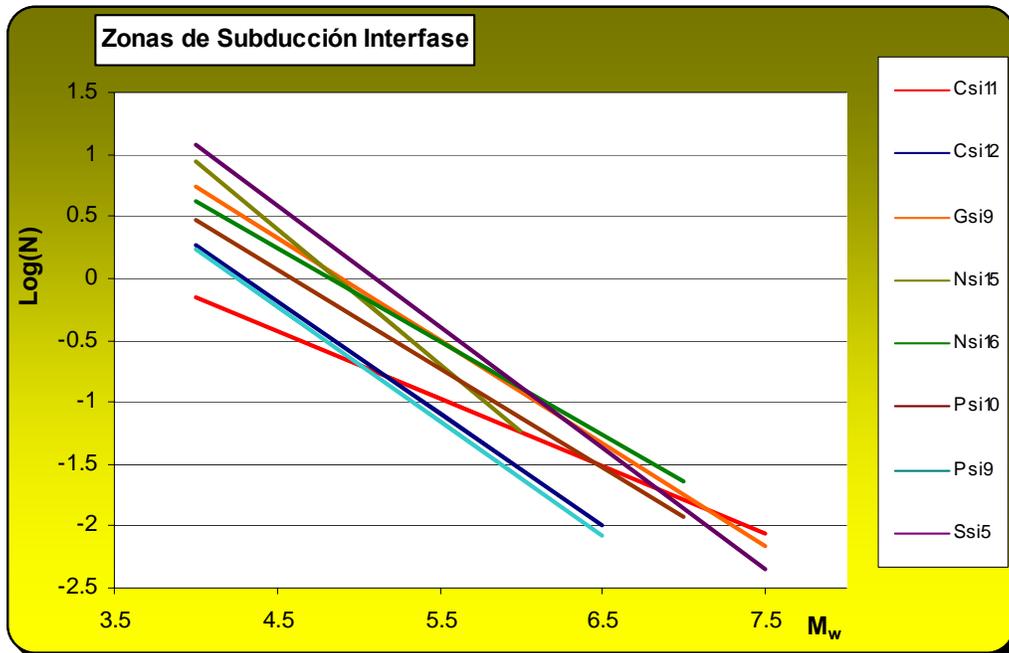


Fig. 4.14 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas subducción interfase.

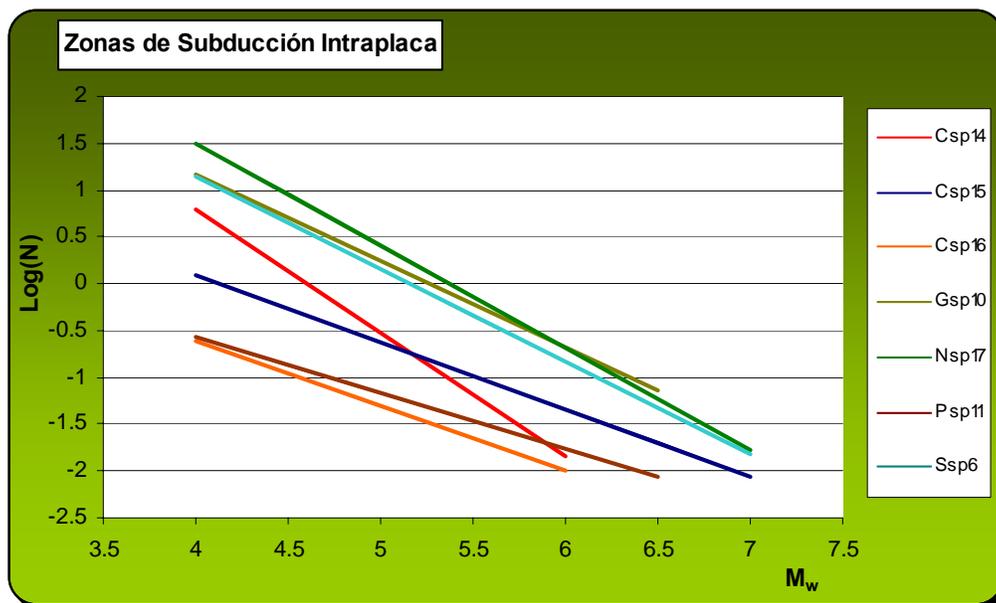


Fig. 4.15 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas subducción intraplaca.



4.2.2 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 valores 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.

Zonas de subducción interplaca con atenuación e Youngs *et al.*

Zonas de subducción intraplaca con atenuación e Youngs *et al.*

Rama 2 (CZY): Zonas corticales con modelo de atenuación Climent.

Zonas de subducción interplaca con atenuación e Youngs *et al.*

Zonas de subducción intraplaca con atenuación e Zhao *et al.*

Rama 3 (ZYY): Zonas corticales con modelo de atenuación zhao *et al.*

Zonas de subducción interplaca con atenuación e Youngs *et al.*

Zonas de subducción intraplaca con atenuación e Youngs *et al.*

Rama 4 (ZYZ): Zonas corticales con modelo de atenuación zhao *et al.*

Zonas de subducción interplaca con atenuación e Youngs *et al.*

Zonas de subducción intraplaca con atenuación e zhao *et al.*

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 regional con el detalle de las zonas sísmicas de cada país, según el árbol lógico formulado. Como parámetros de entrada de cálculo de las zonas, se introducen los parámetros de sismicidad dados en las tablas 4.5, 4.6 y 4.7. El cálculo se efectúa con el programa CRISIS2007, en una malla de puntos cubriendo toda la región equiespaciada 0.1° en latitud y en longitud. Además de la amenaza total, generada por todo el conjunto de fuentes, se han efectuado análisis de desagregación en la ciudad de San José. Los resultados se presentan en el capítulo siguiente.

4.3 REFERENCIAS

Alvarado, G.E.; Morales, L.D.; Montero, W.; Climent, A.; Rojas W. (1988). Aspectos sismológicos y morfotectónicos del extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central, Costa Rica. -Rev. Geol. Amér. Central, 9: 75-98; San José.

Ambraseys, N.; Adams, R. (2001) The Seismicity of Central America: A Descriptive Catalogue 1895-1995. London: Imperial College Press, 320 pp

Arroyo, I. G. (2001). Sismicidad y Geotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca hacia una mejor definición sismogénica del Sureste de Costa Rica –xv+164. Tesis Lic. Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica.

Bergoeing, J P. (1998). Geomorfología de Costa Rica. 409 págs, Instituto Geográfico Nacional, San José.

Boschini, I.; Alvarado, G.E.; Rojas, W. (1988). El terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón (Julio 3, 1983): Evidencia de una fuente sismogénica intraplaca desconocida en Costa Rica. Rev. Geól. Amer. Central, 8:111-121.

Brenes, J. (1992). Estudio preliminar de la sismicidad de la costa del caribe de Costa Rica, con énfasis en la fuente sísmica Parismina. Rev. Geográfica Amer. Central, 25-26: 247-264.

Caceres, D.; Kulhanek, O. (2000). Seismic hazard of Honduras. Natural Hazard 22, 49-69.

Cepeda, J. M.; Benito, B.; Burgos, E. A. (2004). Strong Motion Characteristics of January and February, 2001 Earthquakes in El Salvador. In: Natural Hazards in El Salvador *GSA Special Paper*, vol. 75, pp. 375-25.

Climent, Á.; Arroyo, I.; Barquero, R. (2002). P.H. Boruca Estudio de Amenaza Sísmica. Inf. Interno ICE, 32 págs.

Climent, A.; Taylor, W.; Ciudad Real, M.; Strauch, W.; Villagram, M.; Dahle, A.; Bungum, H. (1994). Spectral strong-motion attenuation in Central America, *NORSAR Technical Report*, No. 2-17, 46 pp.



- Corrigan J., P.; Mann, J. Ingle (1990).** Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama-Costa Rica. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 628-652.
- Cowan, H.; Sánchez, L.; Camacho, E; Palacios, J; Tapia, A; Irving, D.; Esquivel, D.; Lindholm, C. (1996).** Seismicity and Tectonics of Western Panama from new portable seismic array data, Final Report to the Research Council of Norway, NTNF-NORSAR, Kjeller, Norway, 23 pp.
- Cowan, H.; Montero, W.; Salazar, G.; Tapia, A.; Alvarado, G.; Arias, F. (1997).** Active faulting at the Cocos-Nazca-Caribbean plate triple junction, Southern Costa Rica and Western Panama.- *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs*, A-442.
- De Shon, H.; Schwartz, S.; Bilek, S.; Dorman, L.; Gonzalez, V.; Protti, J.; Flueh, E.; Dixon, T. (2003).** Sismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica. *JGR*, Vol. 108, No. B10, 2491. doi:10.1029/2002JB002294, 2003.
- De Shon, H.; Schwartz, S.Y.; Newman, A.V.; Gonzales, V.; Protti, M.; Dorman, L.M.; Dixon, T.H.; Sampson, D.E.; Flueh, E.R. (2006).** Seismic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica, from three-dimensional local earthquake P- and S-wave tomography. *Geophys. J. Int.*, 164, 109-124.
- Denyer, P.; Arias, O.; Personius, S. (1994).** Efecto tectónico del terremoto. Volumen Especial Terremoto de Limón 22 de abril de 1991.- *Rev. Geol. Am. Centr.*, 39-52.
- Denyer, P.; Montero W.; Alvarado, G. (2003).** Atlas tectónico de Costa Rica, Editorial Universidad de Costa Rica, 81 págs.
- Fernández, M.; Pacheco, J. (1998).** Sismotectónica de la región central de Costa Rica, *Rev. Geol. Amer. Central*, 21: 5-23.
- Fernández, M.; Rojas, W. (2000).** Amenaza sísmica y por tsunamis, Editores Denyer, P. y S. Kussmaul, *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 287-301.
- Fisher, D. M.; Gardner, T. W.; Marshall, J.; Sak, P. B.; Protti, M. (1998).** Effect of subducting sea-floor roughness on fore-arc kinematics, Pacific coast, Costa Rica.- *Geology*, 26: 467-470.
- Fisher, D.M; Garner T.; Sak P.; Sanchez, J.; Murphy, K.; Vannucchi, P. (2004).** Active thrusting in the inner forearc on a erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica. *Tectonics*, Vol. 23, TC2007, doi:10.1029/2002TC001464, 2004
- Gardner, T. H.; Verdonck, D.; Pinter, N. M.; Slingerland; Furlong, K. P.; Bullard, T.H.; Wells, S. G. (1992).** Quaternary Uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104: 219-232.
- Husen, S.; Quintero, R.; Kissling, E; Hacker, B. (2003).** Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modelling. *Geophys J. Int.* 155, 11-32.



- Kolarsky, R.; Mann, P.; Montero, W. (1995).** Forearc deformation related to the subduction of the Cocos ridge, southeastern Costa Rica.- En Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America*, Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 295, 235-
- Laporte, M.; Lindholm, C.; Bungum, H.; Dahle, A. (1994).** Seismic hazard for Costa Rica. Technical Report No. 2-14, RONDICA Project. Kjeller, Noruega. 73 pp.
- Miyamura S. (1980).** Sismicidad de Costa Rica. Editorial UCR, San José, Costa Rica
- Montero, W. (1999).** El terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0): Un temblor interplaca relacionado al límite oeste de la microplaca de Panamá?.- *Rev. Geol. Am. Centr.*, 22: 21-58.
- Montero, W. (2000).** Sismología y Neotectónica, Editores P. Denyer y S. Kussmaul, *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 219-239.
- Montero, W. (2001).** El Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica: Frontera oeste de la microplaca de Panamá. - *Rev. Geol. Amer. Centr.*, 24: 29-56.
- Montero, W. (2003).** El sistema de falla Atirro-Río Sucio y la cuenca de tracción Irazú-Turrialba: Indentación tectónica relacionada con la colisión del levantamiento del Coco. *Rev. Geol. Amer. Centr.*, 28: 5-29.
- Montero, W.; Alvarado, G. (1988).** Los terremotos de Bagaces de 1935 y 1941: Neotectonismo transversal a la Cordillera Volcánica del Guanacaste.- *Ciencia Tecnología*, 12: 69-87.
- Montero, W.; Alvarado, G. (1995).** El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 (Ms= 5,9) y el contexto neotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica.- *Rev. Geol. Amer. Centr.*, 18: 25-42.
- Montero, W.; Barahona, M.; Rojas, W.; Taylor, M. (2007).** Los sistemas de falla Agua Caliente y Río Azul y relevos compresivos asociados, Valle Central de Costa Rica, *Rev. Geol. Amér. Central* No.34.
- Montero, W.; Boschini, I. (1991).** Interpretación sismotectónica de la región del Golfo de Nicoya. En: Barquero, R. y Boschini, I. (eds.): *La crisis sísmica del Golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados*, Costa Rica, 1990. pp. 34-44.
- Montero, W.; Denyer, P.; Barquero, R.; Alvarado, G. E.; Cowan, H.; Machette, M. N.; Haller, K. M.; Dart, R. L. (1998).** Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Costa Rica and its Offshore Regions.- Open-File Report 98-481, U. S. Geological Survey, 63 p. + mapa escala 1: 500000.
- Moore, G.; D., Kellog, E.; Silver, J.; Tagudin, D.; Heil, T.; Shipley, D.; Hussong. (1985).** Structure of the south Panama continental margin: A zone of oblique convergence, *EOS* 44, 1087.



- Morales, L. D. (1985).** Las zonas sísmicas en Costa Rica y alrededores.- Rev. Geol. Amer. Centr., 3: 69-101
- Moya, A.; Climent, A.; Rojas, W.; Schmidt, V.; Boschini, I. (2000).** Microzonificación Sísmica de San José, Costa Rica. Documento final con la colaboración de NORAD-CEPREDENAC. Editado en el Laboratorio de Ingeniería Sísmica de la Universidad de Costa Rica. Marzo del 2000: 120 p.
- Peraldo, G.; Montero W. (1999).** Sismología Histórica de América Central, Instituto Panamericano de Historia y Geografía, México, 347 pp.
- Peraldo, G.; Montero, W. (1994).** Temblores del período colonial de Costa Rica. Ed. Tecnológica de Costa Rica, 162 págs.
- Protti, M.; Güendel, F.; McNally, K. (1994).** The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance.: Phys. of the Earth and Planetary Int., no. 84, p. 271-287.
- Protti, M.; Güendel, F.; McNally, K. (1995).** Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua-Costa Rica.- en Paul Mann (Ed.), Geologic and Tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America, Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 295, 309-326.
- Rojas, W. (1993).** Catálogo de sismicidad histórica y reciente en América Central: Desarrollo y Análisis. Tesis de Licenciatura en Geología, Universidad de Costa Rica, 91 p.
- Rojas, W.; Bungum, H.; Lindholm, C. D. (1993).** Historical and recent earthquakes in Central America. Rev. Geol. Amér. Central, 16, 5-21.
- Rojas, W.; Montero, W.; Schmidt V.; Leandro G. (2005).** Estudio de amenaza sísmica para las doce ciudades más importantes de Costa Rica. Informe particular de FUNDEVI-UCR para el INS, Univ. Costa Rica, 190 p.
- Sallares, V.; Dañobeitia, J. J.; Flueh, E. R. (2000).** Seismic Tomography with local earthquakes in Costa Rica. Tectonophysics 329:61-78.
- Schmidt, V.; Dahle, A.; Bungum, H. (1997).** Costa Rican spectral strong motion attenuation, *NORSAR Technical Report, November 1997*, 45 pp.
- Schorlemmer D.; Wiemer S.; Wyss M. (2005).** Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. Nature. Vol. 437, Set. 2005
- Selva, J.; Warner, M. (2004).** Focal parameters, depth estimation, and plane selection of the worldwide shallow seismicity with $M_s \geq 7.0$ for the period 1900 – 1976. Geoquimistry, Geophysics Geosistem, American Geophysical Union, V 5, No 5
- Taylor, W.; Barquero, R.; Rojas, W.; Montero, W.; Linkimer, L. (2002).** La crisis sísmica de Bijagua de Upala (enero a marzo del 2002), Costa Rica. Boletín OSIVAM, 12 (25): 48-66; San José.



Taylor, W.; Santos, P.; Dahle, A.; Bungum, H. (1992). Digitization of strong motion data and estimation of PGA attenuation. Tech. Report 2-4, NORSAR.

Viquez, C. (1910). Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica de 1608 a 1910. Tipografía de Avelino Alcina, San José, Costa Rica.

Warren, L. M.; Langstaff, M.A.; Silver, P.G. (2008). Fault plane orientation of intermediate-depth earthquakes in the Middle America Trench. *J. Geophys. Res.*, 113, B01304, doi:10.1029/2007JB0050028.

Wells, S.; Bullard, T.; Menges, C.; Drake, P.; Karas, K.; Kelson, K.; Ritter, J.; Wesling, J. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica.- *Geomorphology*, 1: 239-265.

Woodward; Clyde (1993). A preliminary evaluation of earthquake and volcanic hazards significant to the major population centers of the Valle Central, Costa Rica. - Final Report prepared for Ret Corporation, 89 p. + 6 plates

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

Zhao, JX; Jian Zhang; Akihiro Asano; Yuki Ohno; Taishi Oouchi; Toshimasa Takahashi; Hiroshi Ogawa; Kojiro Irikura; Hong K. Thio; Paul G. Somerville (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.



5. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Además de los resultados específicos obtenidos para Costa Rica, se incluyen los obtenidos para toda la región centroamericana, lo permite tener un panorama más claro de la amenaza sísmica, tanto localmente como regionalmente, incluyendo las zonas vecinas a las fronteras con Nicaragua y Panamá.

5.1 RESULTADOS

Se presentan en este capítulo los resultados finales del estudio de amenaza sísmica en Costa Rica que corresponden a mapas de amenaza para todo el país, y resultados específicos para San José.

5.1.1 Mapas

A nivel regional (incluyendo Costa Rica) se han generado mapas para periodos de retorno de TR= 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 Figs. 5.1 a 5.3 para los tres parámetros con PR= 500 años; Fig. 5.4 a 5.6 para PR= 1000 años y 5.7 a 5.9 para PR= 2500 años. Además en la Figura 5.10 se presenta el mapa de PGA, a nivel de Costa Rica, para periodo de retorno de 500 años, el cual es utilizado en el Código Sísmico de C.R. para efectos de diseño de edificios. 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 fractura de Panamá y en determinadas regiones 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 máximos de PGA entorno a 500 gal para las zonas de máxima amenaza de la cadena volcánica. Fuera de estas zonas paralelas a la costa, la PGA decae hacia el interior, presentando valores menores de 300gal.

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 del máximo valor.

Los mapas de SA (0.2s) muestran una forma bastante similar a los de PGA, llegando a valores del orden de 1300 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 las zonas costeras, 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.

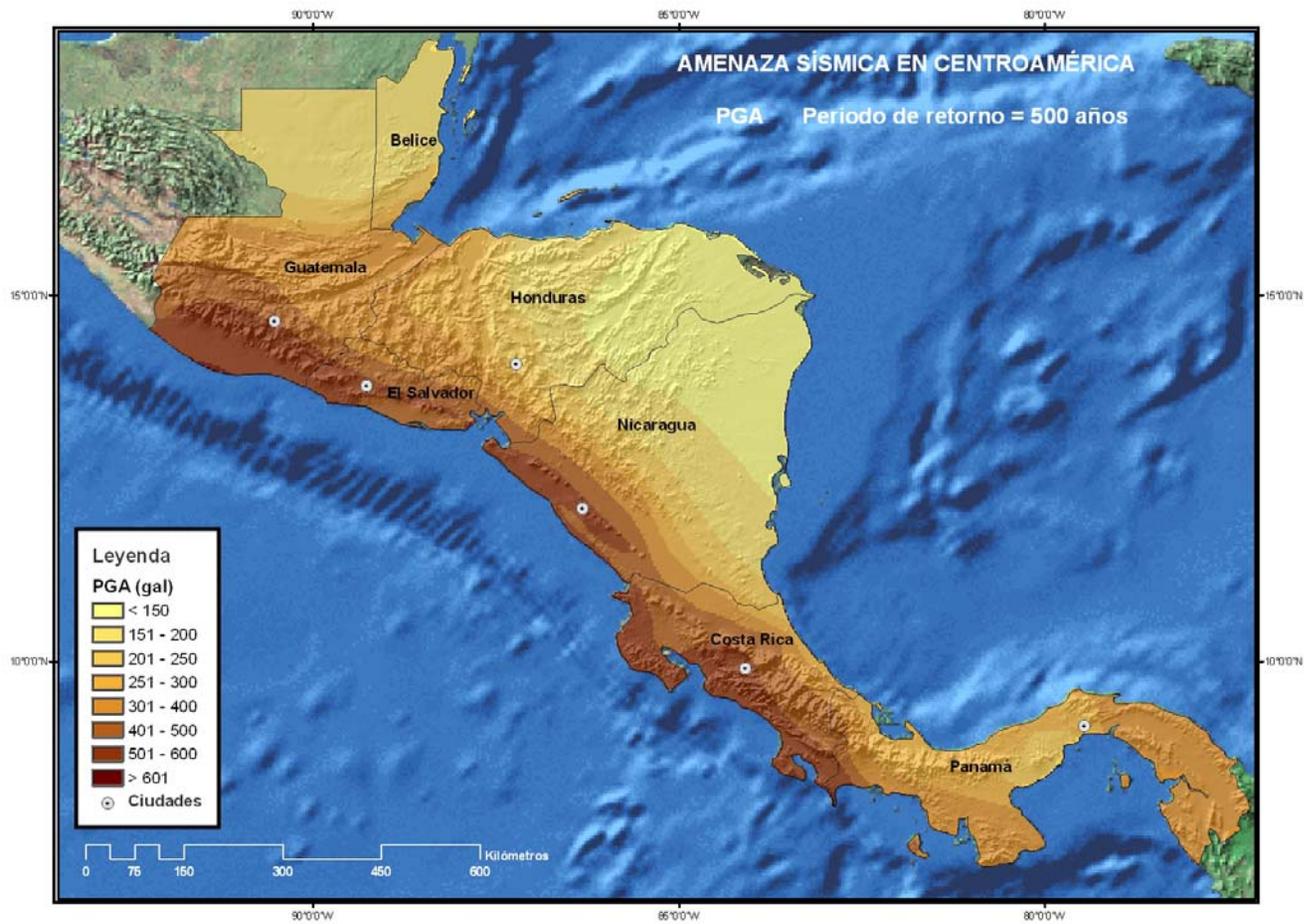


Fig. 5.1 Mapa de amenaza en términos de PGA para PR=500 años.

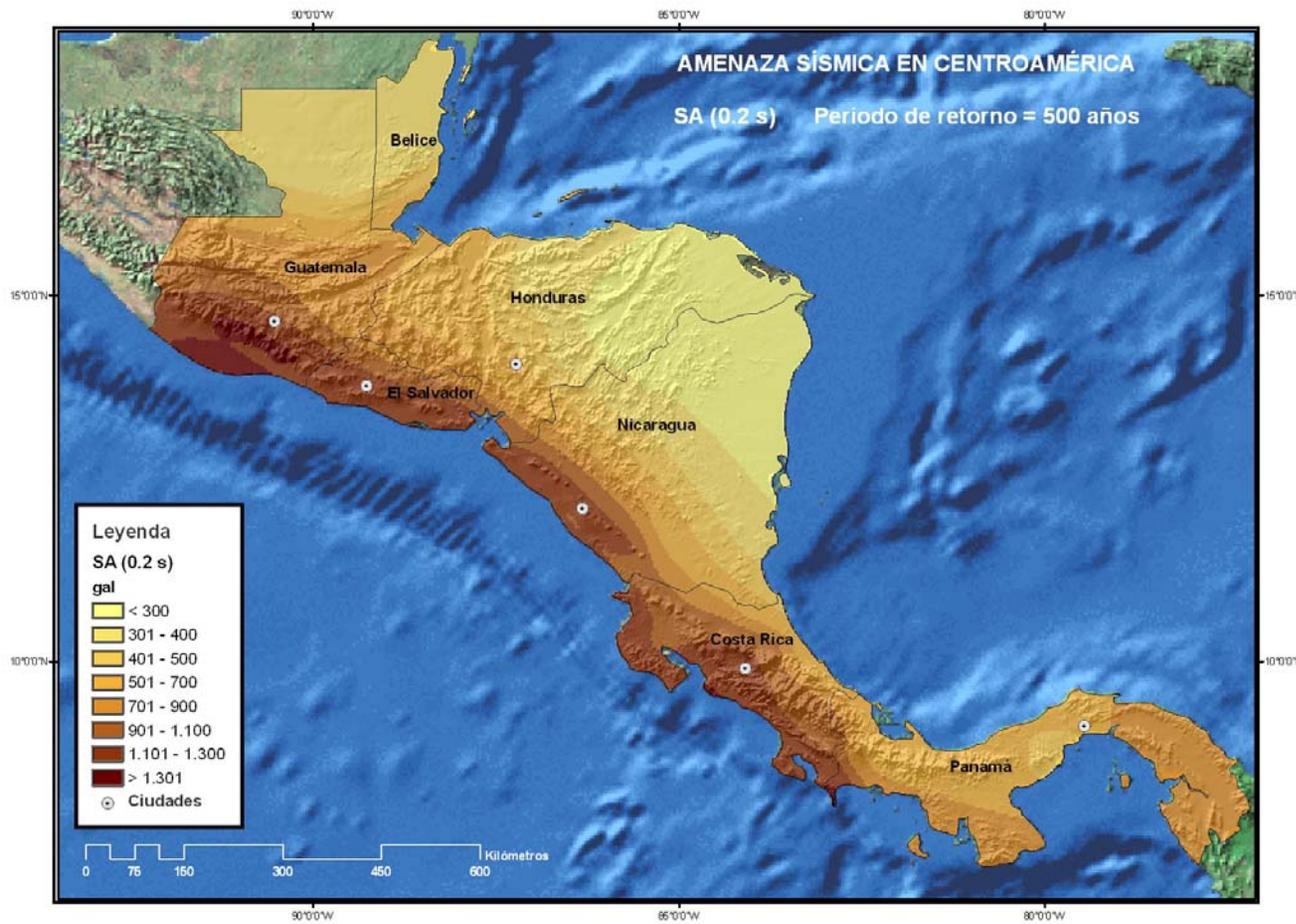


Fig. 5.2 Mapa de amenaza en términos de SA(0.2s) para PR=500 años.

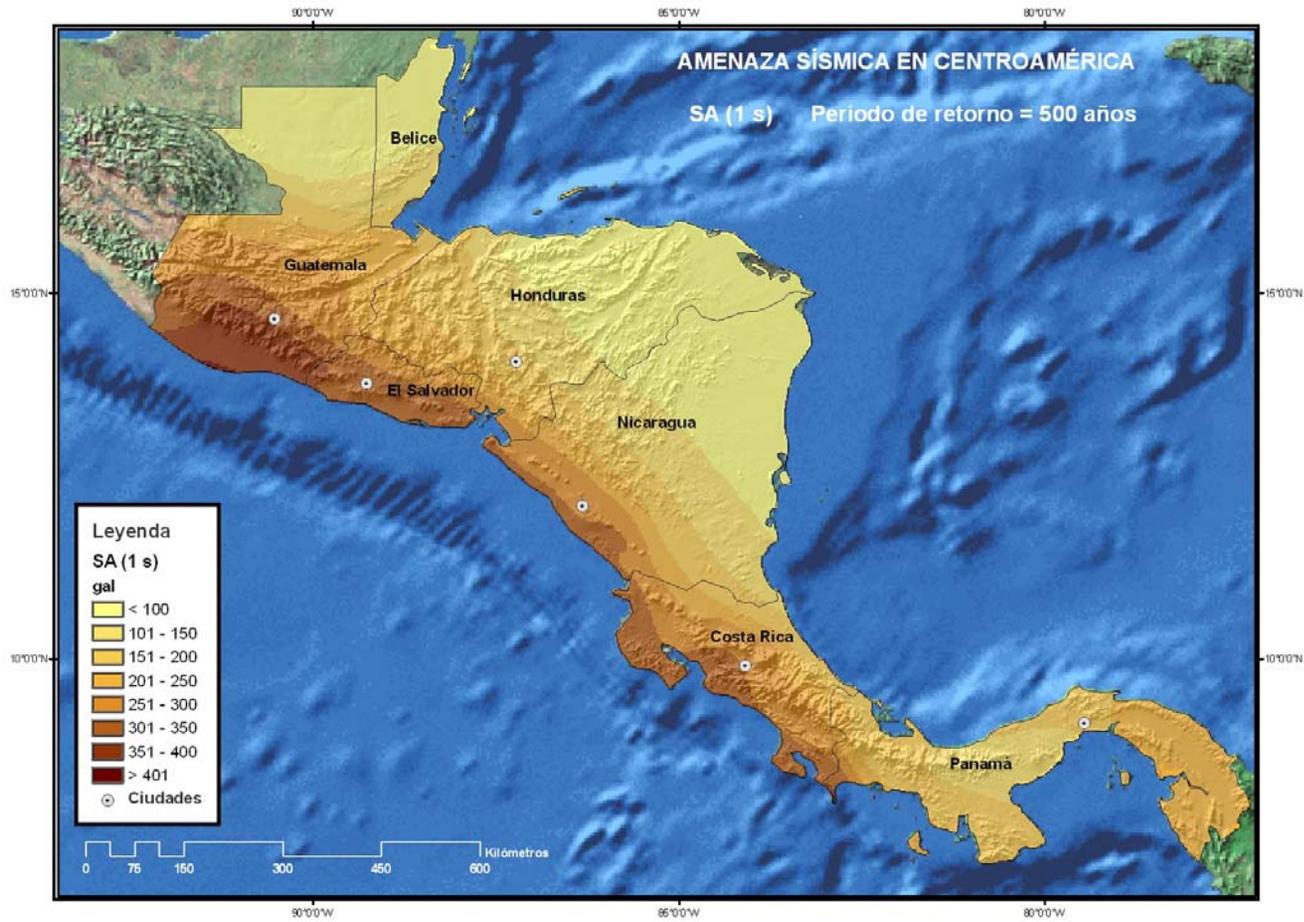


Fig. 5.3 Mapa de amenaza en términos de SA(1.0s) para PR=500 años.

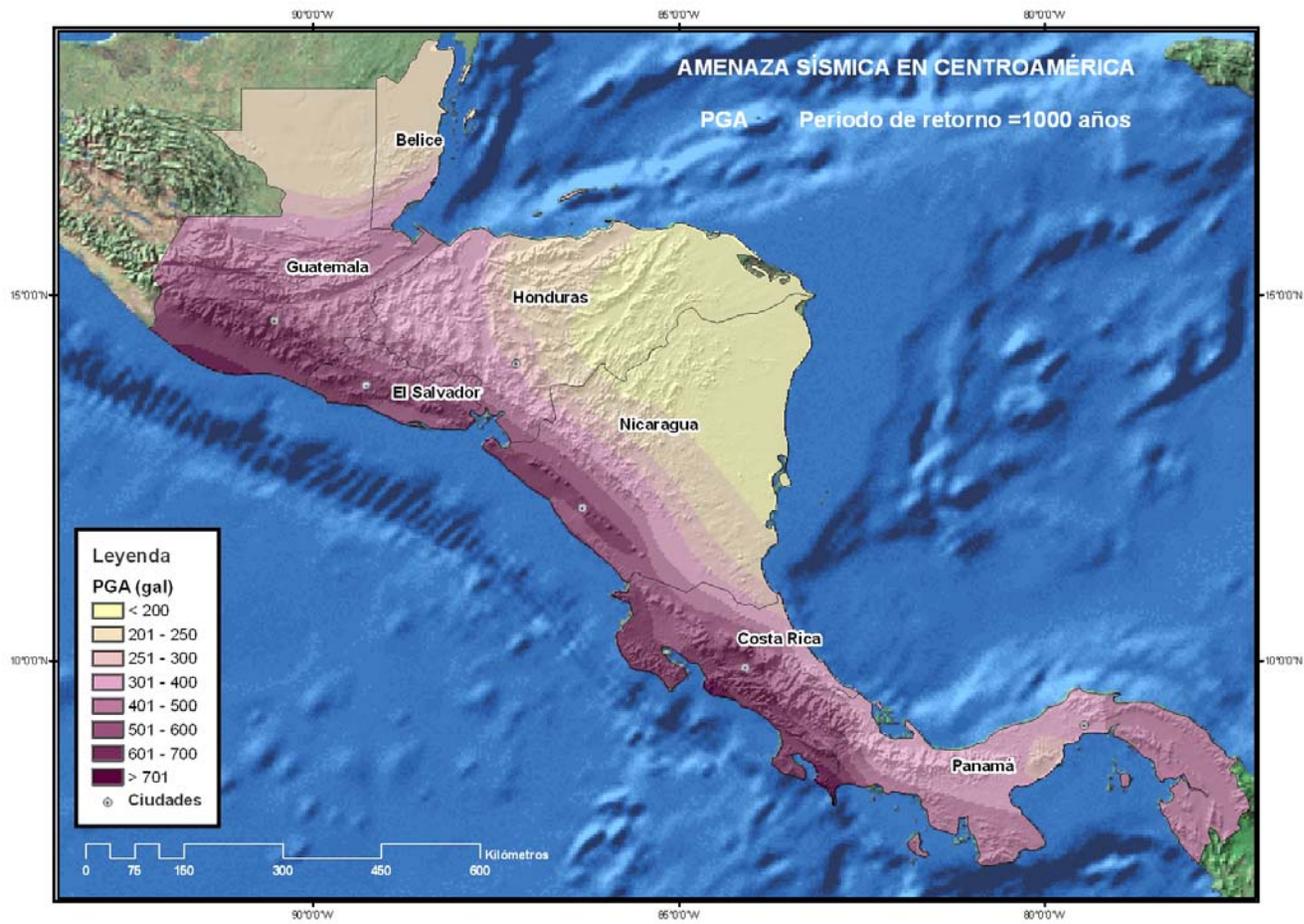


Fig. 5.4 Mapa de amenaza en términos de PGA para PR=1000 años.

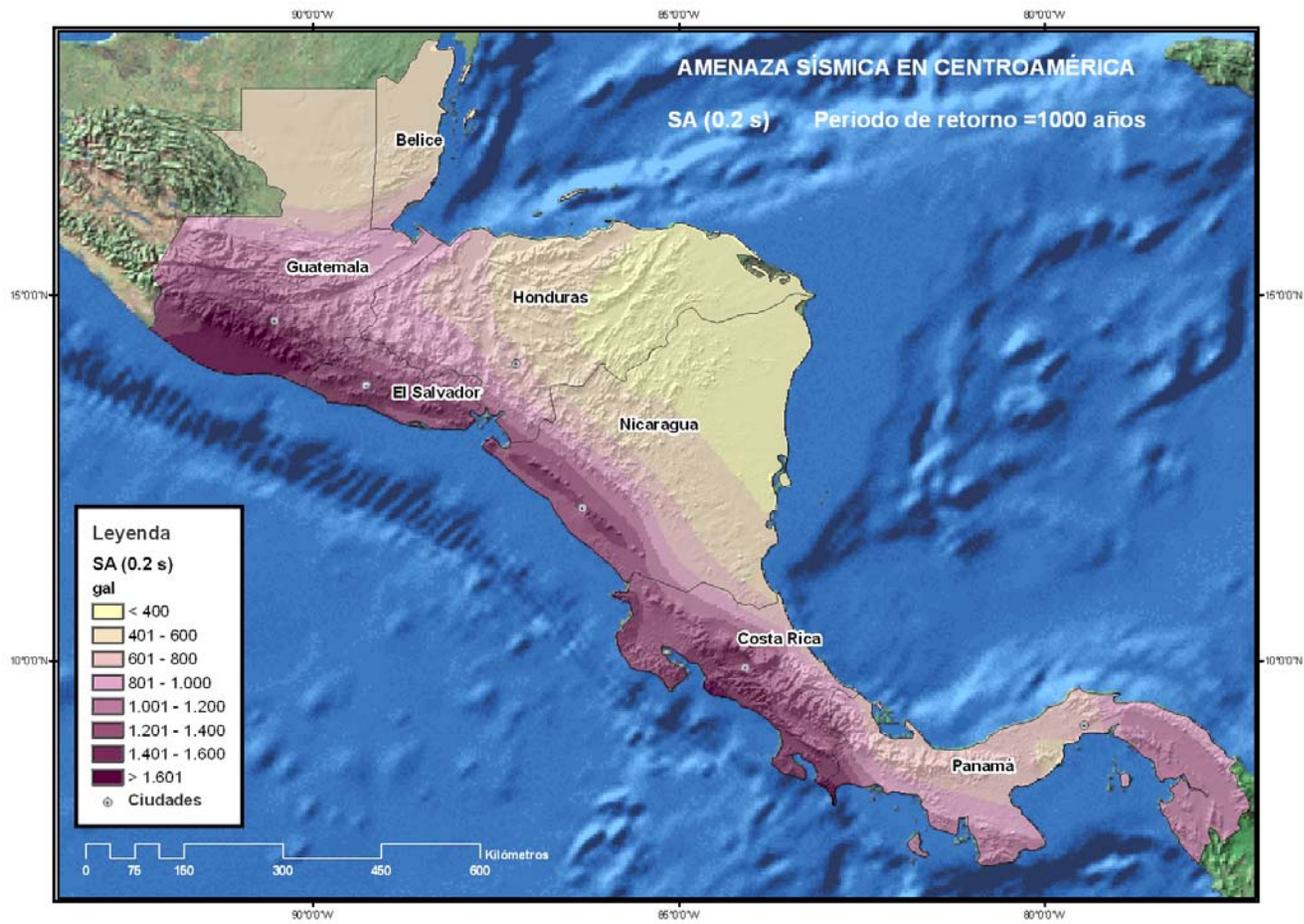


Fig. 5.5 Mapa de amenaza en términos de SA(0.2s) para PR=1000 años.

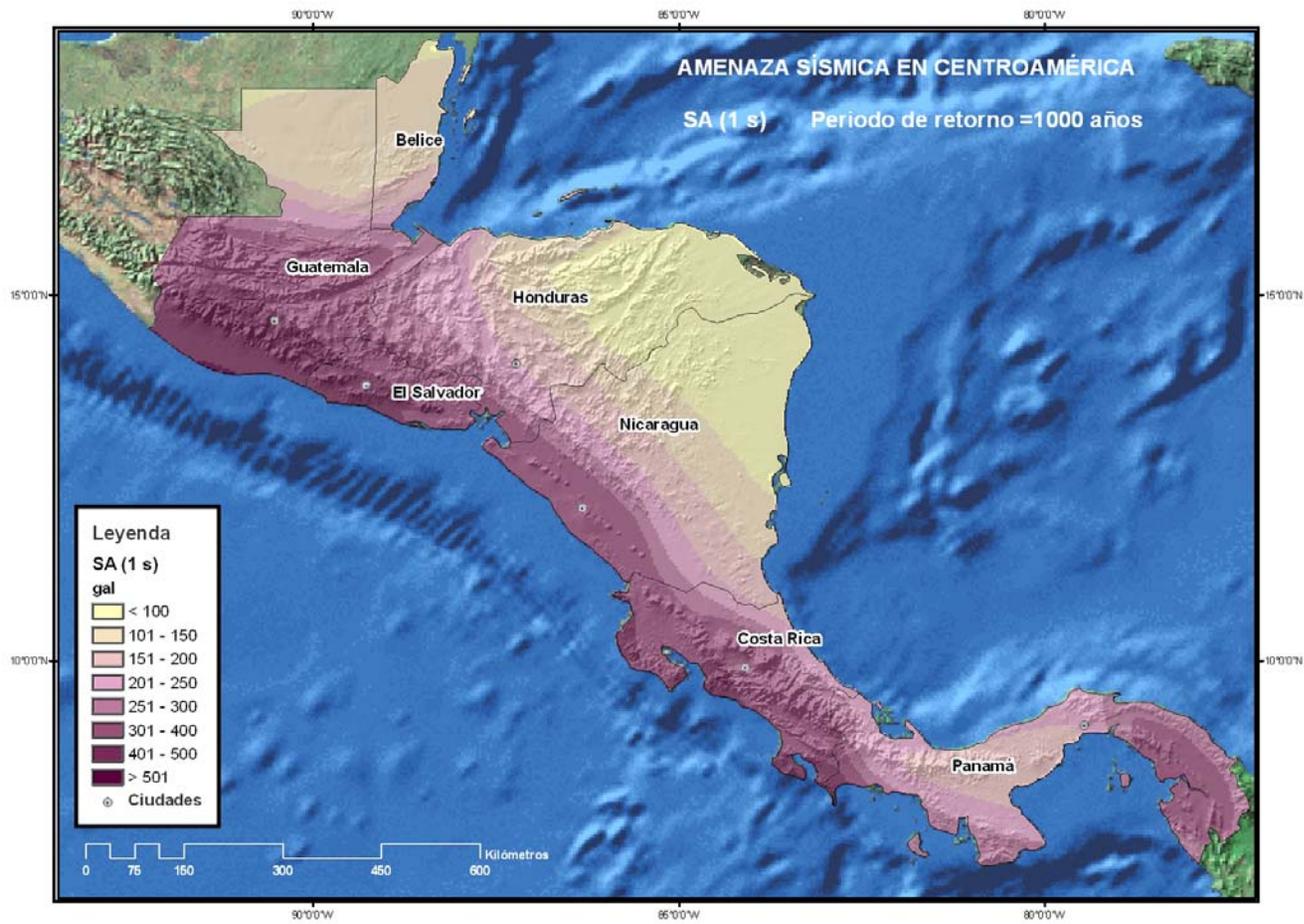


Fig. 5.6 Mapa de amenaza en términos de SA(1.0s) para PR=1000 años.

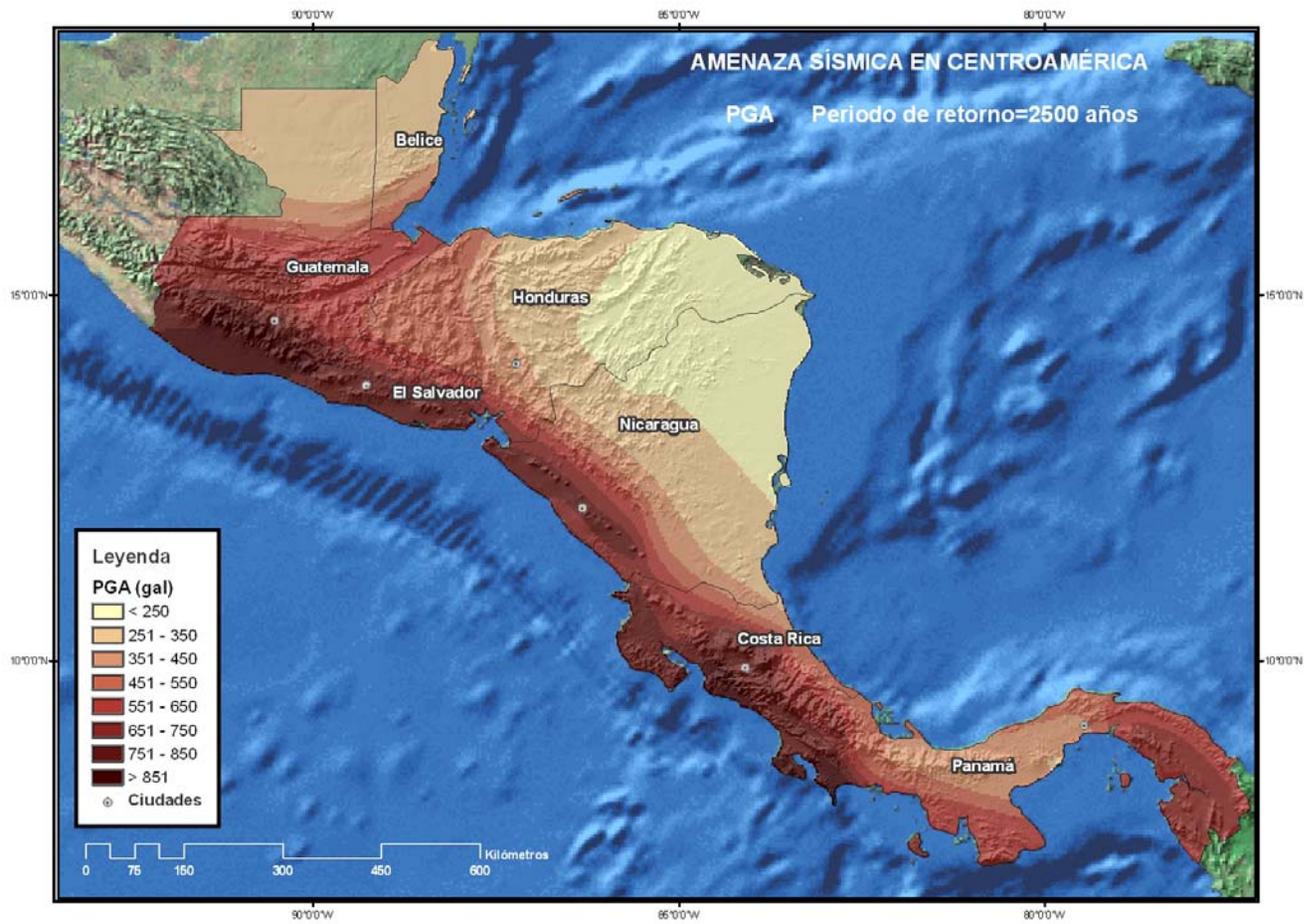


Fig. 5.7 Mapa de amenaza en términos de PGA para PR=2500 años.

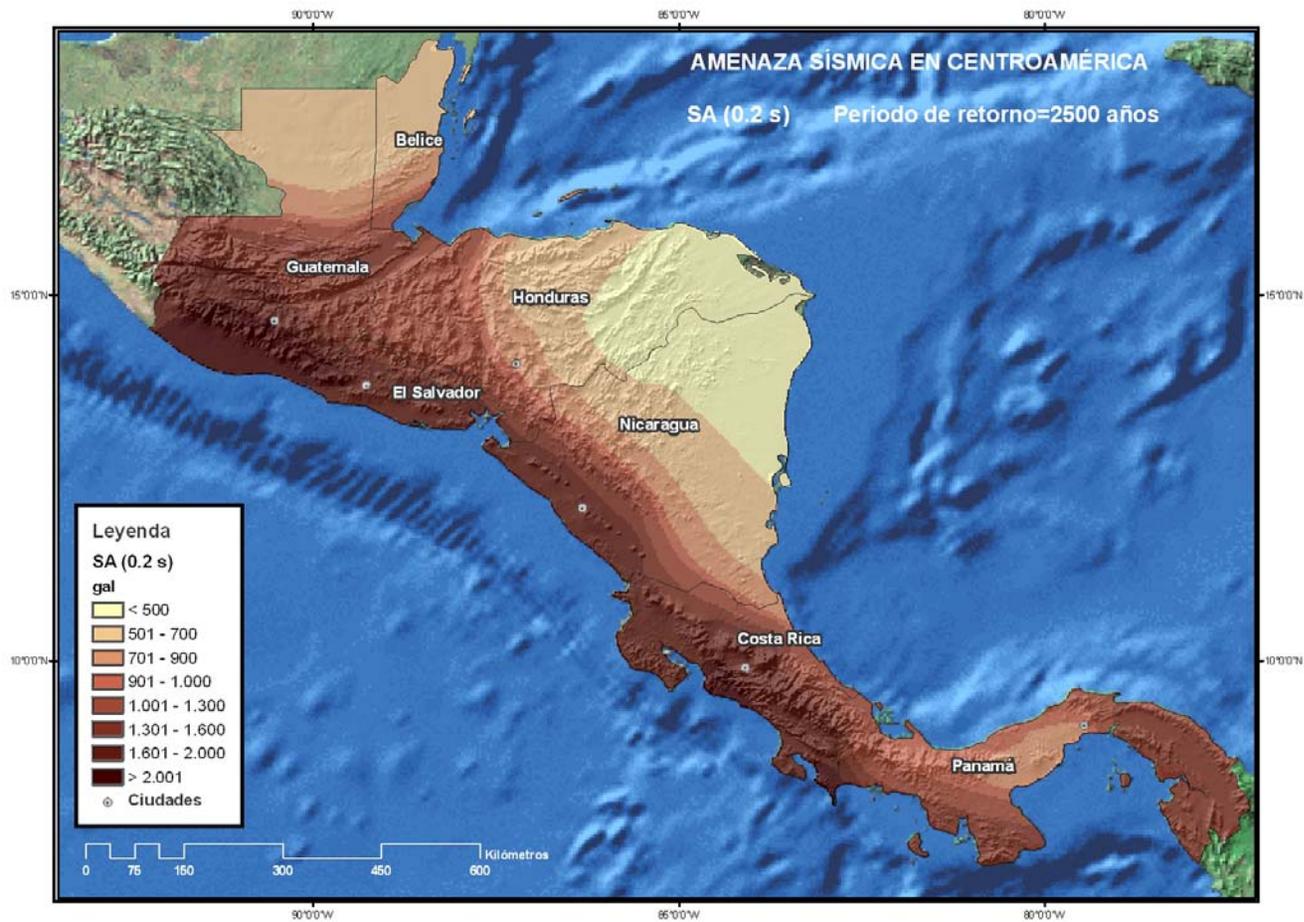


Fig. 5.8 Mapa de amenaza en términos de SA(0.2s) para PR=2500 años.

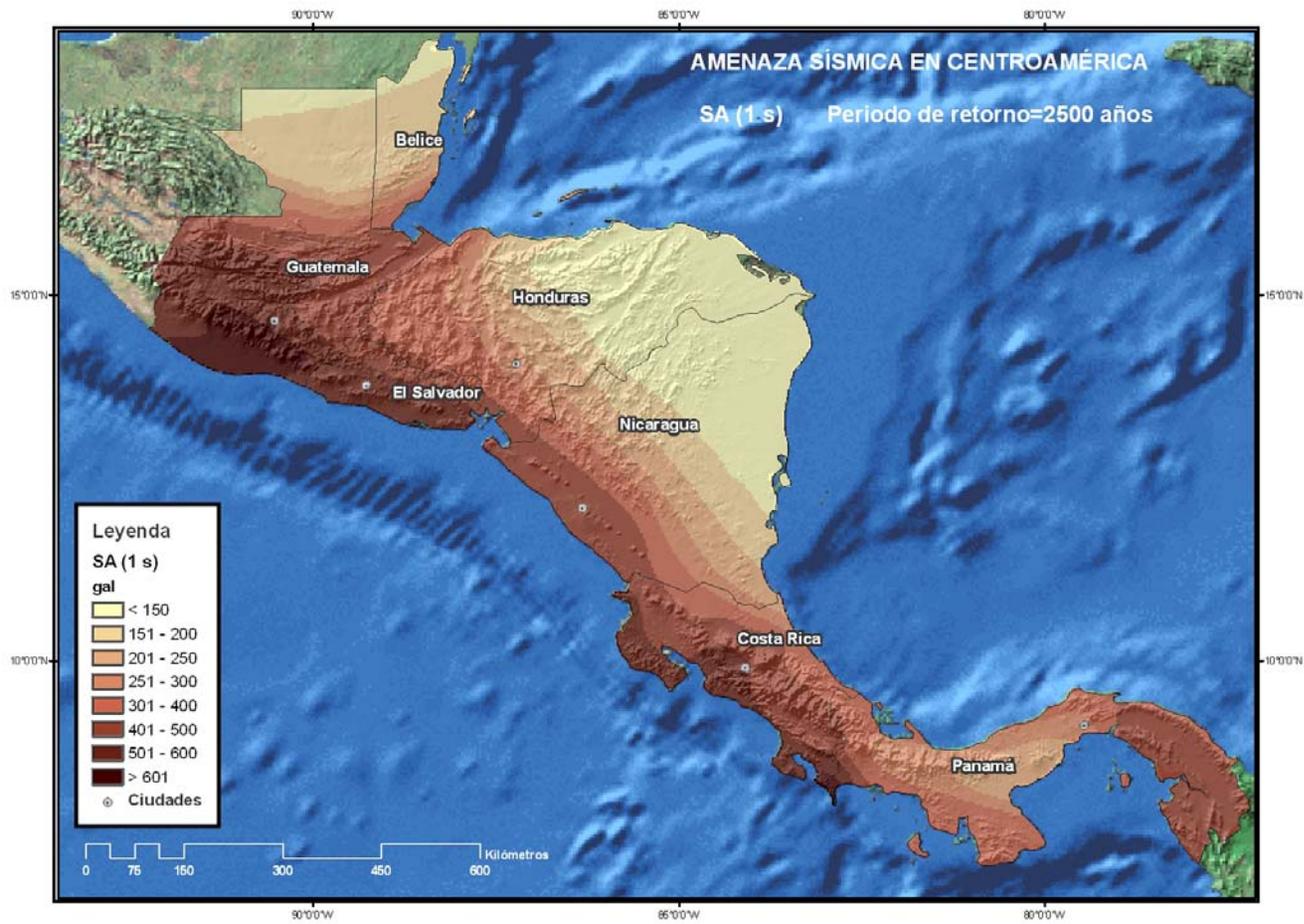


Fig. 5.9 Mapa de amenaza en términos de SA(1.0s) para PR=2500 años.

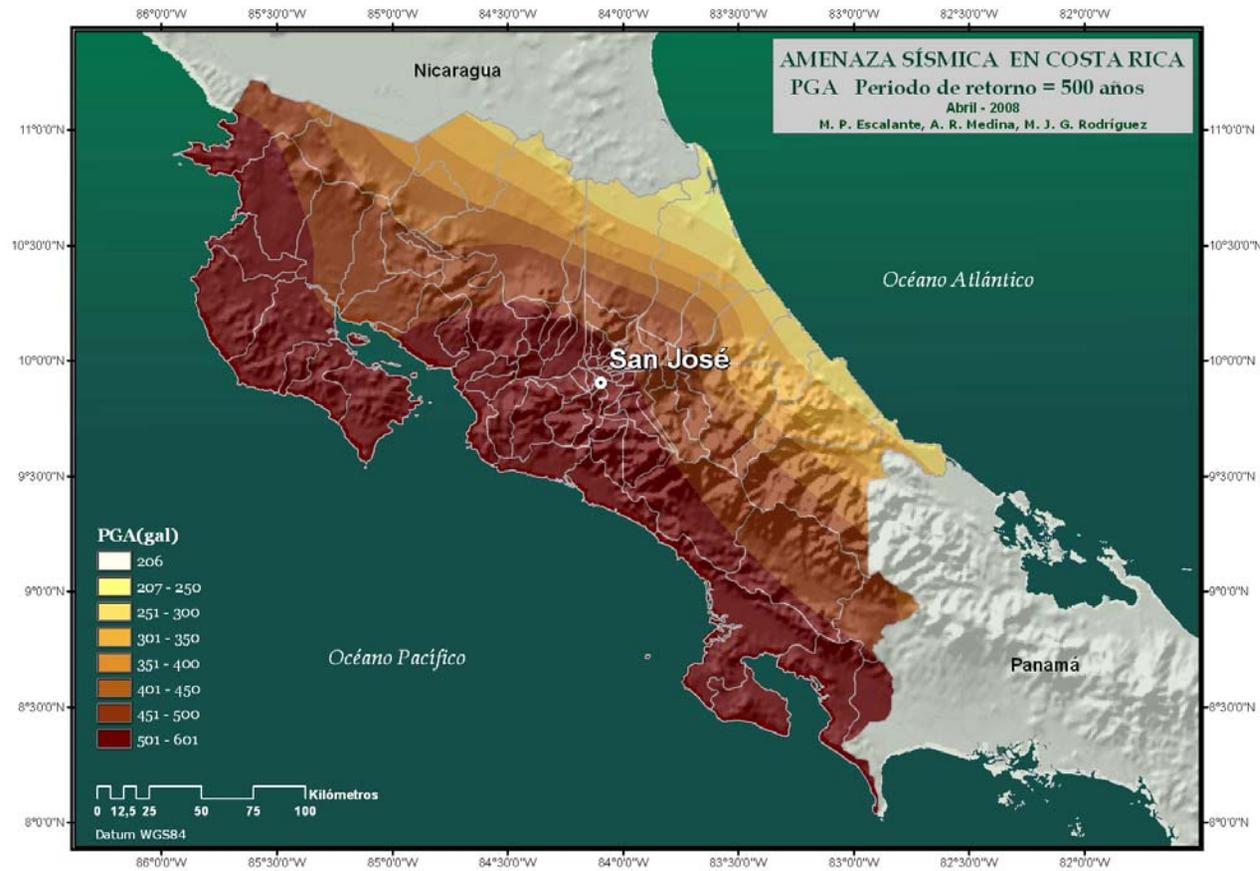


Fig. 5.10 Mapa de amenaza en términos de PGA para PR=500 años.

5.1.2 Resultados específicos para San José

Para San José se han obtenido las curvas de peligrosidad para PGA, SA (0.2 s) y SA (1s), además de los espectros de amenaza uniforme UHS para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años. Además se ha efectuado 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 San José se incluyen en las figura 5.11. Esta figura contiene las curvas de amenaza para PGA y diferentes ordenadas espectrales.

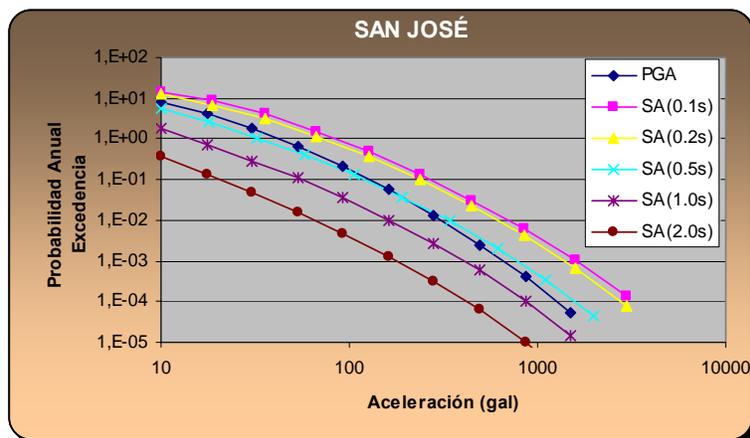


Fig. 5.11 Curvas de amenaza para ciudad de San José.

Como era de esperar, en todos los casos los mayores valores se predicen para las aceleraciones espectrales de 0.1 y 0.2 s, cuyas curvas de amenaza son practicamente 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).



5.1.2.2 Espectros de amenaza uniforme

La figura 5.12 representa los espectros de amenaza uniforme, y contiene los tres resultantes para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años en la ciudad de San José. Los resultados numéricos se incluyen en la tabla 5.1.

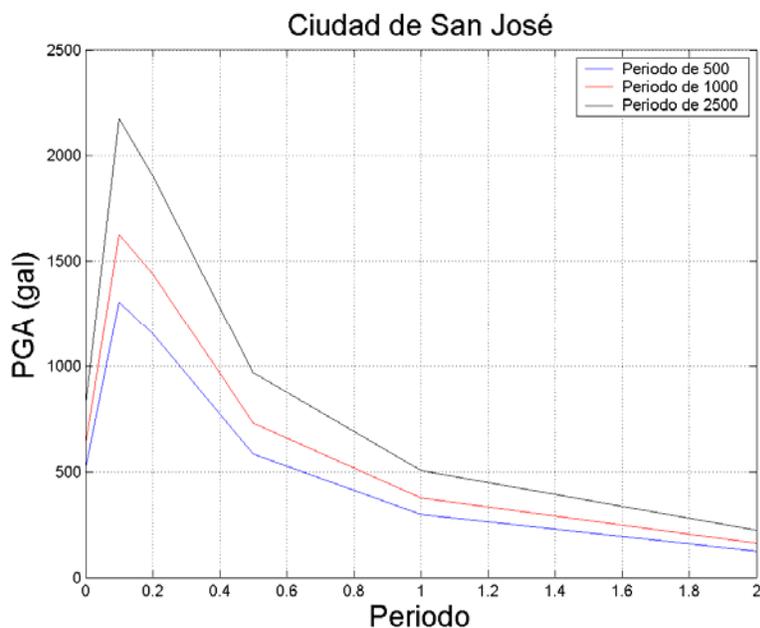


Fig. 5.12 Espectros UHS en ciudad de San José, para PR =500, 1000 y 2500 años.

Tabla 5.1: Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en ciudad de San José.

SAN JOSÉ Aceleración (cm/s ²)	Periodo de Retorno (años)		
	500	1000	2500
PGA	513	628	810
SA(0.1s)	1307	1627	2175
SA(0.2s)	1154	1440	1901
SA(0.5s)	586	731	969
SA(1.0s)	297	376	505
SA(2.0s)	125	161	222



5.1.2.3. Resultados de la desagregación.

En la figura 5.13 se presentan los resultados de la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1s) obtenidos en el cálculo de la amenaza 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 en la ciudad de San José. 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 menor y mayor probabilidad de excedencia para las que se realizó el estudio. Los sismos de control que resultan de la interpretación de los resultados previos se indican en la tabla 5.2

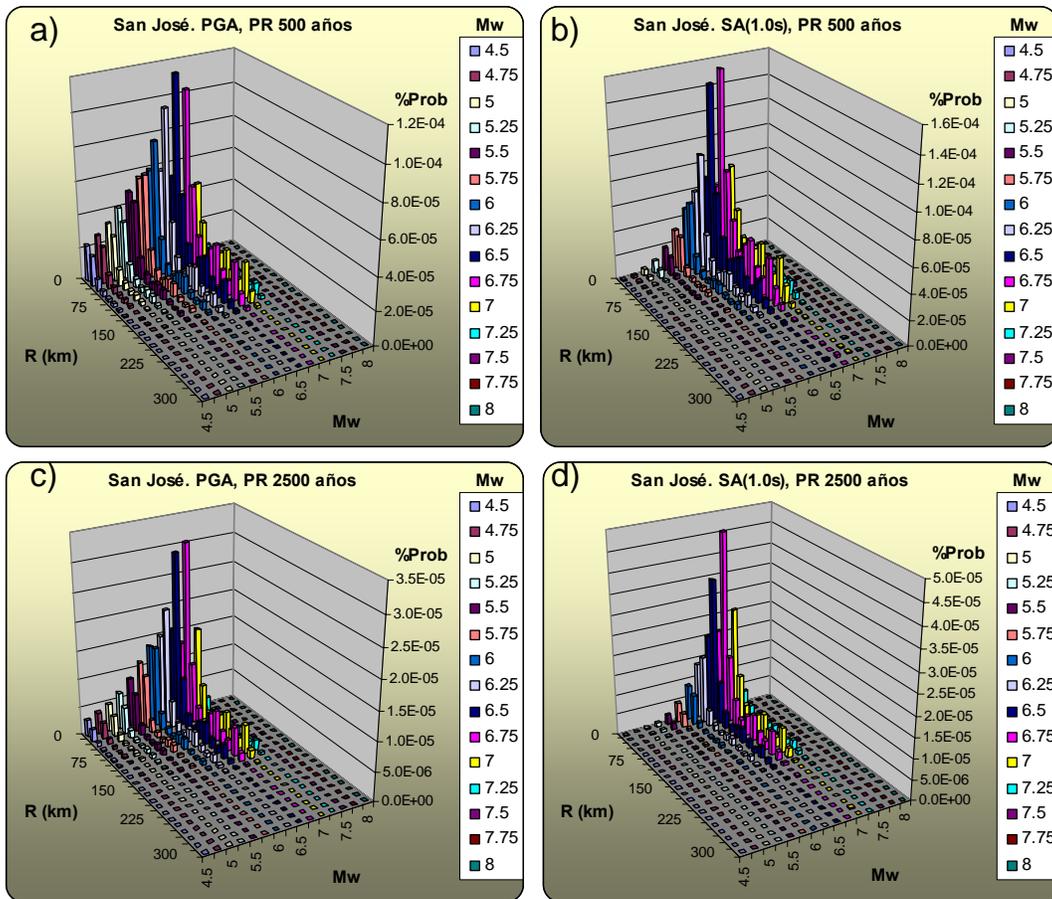


Fig. 5.13 Resultados de desagregación en ciudad de San José para los movimientos objeto (a) PGA con PR=500 años, (b) SA(1.0s) con PR=500 años, (c) PGA con PR=2500 años, (d) SA(1.0s) con PR=2500 años.



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

SAN JOSÉ Aceleración	P. Retorno (años)	Sismo de control 1		Sismo de control 2	
		Mw	Rhip (km)	Mw	Rhip (km)
PGA	500	6.5	15	-	-
SA(0.2s)	500	6.5	15	-	-
SA(1.0s)	500	6.75	15	-	-
PGA	1000	6.5	15	-	-
SA(0.2s)	1000	6.5	15	-	-
SA(1.0s)	1000	6.75	15	-	-
PGA	2500	6.75	15	-	-
SA(0.2s)	2500	[6.5,6.75]	15	-	-
SA(1.0s)	2500	6.75	15	-	-

El análisis de desagregación 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 en muchos casos, 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. También se pueden notar cambios importantes con el periodo de retorno y/o con el periodo estructural, poniendo de manifiesto que el sismo de control puede variar con ambos, dado que la influencia de una determinada fuente sísmica sobre otra depende de la probabilidad de excedencia que se considere (o periodo de retorno) y desde luego del periodo de movimiento que se analice. Para periodos cortos es de esperar mayor influencia de sismos próximos, mientras que para periodos largos de movimiento van cobrando más importancia los sismos lejanos, cuyos espectros presentan mayor contenido en esos periodos.

Si examinamos los resultados en la ciudad de San José, se evidencia lo siguiente

- La distribución de contribuciones de pares (M,R) a la amenaza es claramente diferente a las anteriores, presentando un solo modo que se asocia a un único sismo de control, para M del orden de 6.5 y R de 15 km a periodo de retorno de 500 años. La magnitud de este sismo aumenta ligeramente, siendo del orden de 7.25 para 2500 años de periodo de retorno. Parece que la subducción no presenta una contribución marcada en este caso.



5.2 DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

El estudio realizado en el marco de proyecto RESIS II constituye un nuevo avance en el conocimiento de la amenaza sísmica de Centroamérica, y viene a arrojar la tercera generación de mapas de amenaza con carácter regional, incluyendo el específico por país como el presentado en este informe para Costa Rica.

Tras el proyecto RESIS I, que concluyó con los resultados presentados en Rojas et al (1993) y Montero et al (1997), no se ha desarrollado ningún nuevo estudio específico para toda la región, aunque si se han realizado trabajos parciales en los diferentes países o bien estudios de amenaza en áreas más amplias comprendiendo la región Centroamericana, entre otras. Cabe citar entre estos últimos los estudios enmarcados en el proyecto GSHAP (Shedlock, 1999) o los realizados para México, Caribe, Centro y Suramerica extendiendo los resultados del proyecto anterior (Tanner y Shedlock, 2004), ambos siguiendo un metodo probabilista zonificado. También se realizó un estudio de amenaza de Centroamérica aplicando el metodo de Kernel con el que se obtuvieron mapas aplicables a estimación de pérdidas (Yong et al, 2002).

El estudio cuyos resultados se presentan en este informe supone el primero desarrollado para toda la región Centroamericana en la década de los años 2000, 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 ineterplaca 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; constando cada combinación de un modelo para sismos corticales, otro para subducción interplaca y otro para subducción intraplaca. Es importante destacar que el modelo de zonificación sismogénica adoptado distingue zonas nacionales dentro de las grandes unidades regionales, por lo que la zonificación empleada es de mayor detalle que la que sirvió de base en estudios previos, y ha sido hecha con el consenso de los especialistas de todos los países y es coherente a nivel regional, 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 las seis capitales centroamericanas, además de curvas de amenaza para los seis parámetros de movimiento evaluados. En todos los casos se consideran emplazamientos genéricos en roca, tanto para los mapas como para los resultados de las capitales, 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 realizada en las capitales, 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:

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, 1993; 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.

La misma diferencia de detalle se encuentra en la comparación con el mapa de PGA para 475 años del proyecto GSHAP (Shedlock 1999) y con los de Tanner y Shedlock (2004), que incluyen además mapas de SA (0.2s) y SA (1 s). En éstos el cálculo se ha desarrollado partiendo de modelos de zonas muy amplias, reflejando de forma prácticamente uniforme para todo Centroamérica la influencia de los grandes escenarios de subducción y de cadena volcánica. En general, los valores dados tanto para PGA como para SA (0.2s) y Sa (1 s) son del mismo orden de valores que los obtenidos en nuestro estudio, si bien en nuestro caso se presentan mayores variaciones geográficas. Hay otra importante diferencia en ambas series de mapas y es que, mientras en los de GSHAP y Tanner y Shedlock (2004), los valores máximos se concentran en ciertas zonas costeras, más influenciadas por los sismos en zona límite de placas, en los mapas de nuestro estudio los máximos valores tienden a agruparse en zonas de elongación paralela a la trinchera y alineadas con la cadena volcánica, a excepción de dos núcleos que aparecen en la costa del sur de Guatemala y de Costa Rica.

Los mapas obtenidos por Yong et al (2002), empleando el metodo de Kernel para estimar los máximos terremotos en celdas de 0.5° de latitud y longitud, presentan valores de amenaza (expresada por la PGA para 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años) mayores que los deducidos en nuestro estudio, con concentraciones evidentes en ciertas celdas costeras, reflejo de los mayores sismos en el límite de placas Cocos- Caribe. Las leyes de atenuación



empleadas en ese estudio fueron desarrolladas por Martin (1990) y Mc Guire (1993) para Chile y Argentina, sin haber sido calibradas con datos locales.

Comparando los valores puntuales de amenaza en las capitales, Rojas et al (1993) estiman valores considerablemente menores de PGA para 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años (equivalente a un periodo de retorno de 475 años) que los deducidos en nuestro estudio para periodo de retorno de 500 años. Las diferencias pueden ser atribuidas al hecho de que Rojas et al (1993) utilizan un único modelo de atenuación para todos los entornos, el de Fukushima and Tanaka (1990) desarrollado a partir de registros de Japon y WUSA, mientras que en nuestro estudio se usaron combinaciones de diferentes modelos calibrados con datos locales. Esto hace que, en principio, los valores ahora obtenidos resulten más realistas.

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 Costa Rica en el marco del proyecto RESIS II:

- Se ha elaborado un catálogo sísmico regional, homogeneizado a magnitud momento, y actualizado hasta diciembre de 1997, conteniendo 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 confluír criterios sísmicos y tectónicos. Ambas contienen zonas englobadas en tres grandes grupos: corticales, de subducción interfase y de subducción intraplaca. La zonificación distingue zonas nacionales coherentes 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 en las 53 zonas diferenciadas a nivel nacional son los siguientes:

- [1.0-1.3] en la zona prearco, donde predominan los esfuerzos tensionales.
 - [0.8 -1.3] en las zona tras arco y cinturones deformados donde predominan fallamientos inversos,
 - [0.7-0.9] en el arco volcánico, donde predomina el régimen distensivo.
 - [0.6 - 1.1] en la zonas interfase o interplaca.
 - [0.6 -1.0] 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, Youngs 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 arbol 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 desarrollado con el programa CRISIS 07 (Ordaz et al, 2007) en una malla de puntos cubriendo todo el país, 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 arbol lógico. Las conclusiones más destacables de los mapas obtenidos son:



1. Para todos los periodos de retorno las mayores aceleraciones pico PGA aparecen en la zona de la fractura de Panamá y en determinadas regiones de la cadena volcánica.
2. Para periodo de retorno de 500 años se alcanzan valores máximos de PGA entorno a 600 gal para la zona de fractura de Panamá y alrededor de 500 gal para algunas zonas de la cadena volcánica. La PGA decae fuertemente hacia el interior del continente,
3. 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.
4. Los mapas de SA (0.2s) muestran una forma bastante similar a los de PGA, llegando a valores del orden de 1300 gal, 1600 gal y 2000 gal para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años, respectivamente.
5. En los mapas de SA (1s) desaparecen las concentraciones de máximo entorno a la cadena volcánica, y la mayor amenaza se presenta en las zonas costeras, 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.
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, 1993; Montero *et al.*,1997), siendo del mismo orden que los encontrados en el proyecto regional GSHAP (Shedlock 1999) y en Tanner and Shedlock (2004). Nuestros mapas presentan una morfología muy diferente a los demás citados, con isolíneas 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 porque los valores máximos de los mapas de GSHAP y Tanner and 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 más específicos en la capital del país. Concretamente, en dichas capitales se han trazado las curvas de amenaza en términos de los seis parámetros de movimiento analizados, los espectros de amenaza uniforme UHS para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años y se han deducido los resultados de la desagregación para los movimientos objeto a esos periodos de retorno. Las principales conclusiones de esta parte son:

- 1 La amenaza en San José se estima relativamente moderada, con respecto a la obtenida en Guatemala y San Salvador, cuyos resultados son mayores, mientras Panamá y Tegucigalpa presentan menor amenaza, con valores de los parámetros de movimiento esperados muy inferiores para todos los periodos de retorno. En todos



los casos los valores de PGA deducidos en nuestro estudio son superiores a los obtenidos por Rojas et al, 1993.

- 2 Los espectros de amenaza uniforme UHS evidencian lo mismo manifestado en el punto anterior, siendo los más altos obtenidos en ciudad de Guatemala y seguidos en orden decreciente por los de San Salvador, San José, Managua, Panamá y Tegucigalpa.
- 3 Interpretando los resultados de la desagregación en cada capital , cabe destacar lo ya manifestado en el correspondiente apartado:

En San José la distribución de contribuciones de pares (M,R) a la amenaza es claramente diferente a las anteriores, presentando un solo modo que se asocia a un único sismo de control, para M del orden de 6.5 y R de 15 km a periodo de retorno de 500 años. La magnitud de este sismo aumenta ligeramente, siendo del orden de 7.25 para 2500 años de periodo de retorno. Parece que la subducción no presenta una contribución marcada en este caso.

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.

La mayoría de la infraestructura en Costa Rica se ubica en zonas sísmicamente activas, amenazada no solo por las fuentes sísmicas corticales, sino también por eventos de subducción. Diferentes investigaciones sismotectónicas revelan que algunos sistemas de falla de las zonas corticales analizadas a lo largo del país, presentan actividad reciente o posibilidad de reactivación futura.

En casi toda la zona costera del país y hacia el interior, se registra la esperanza de que deben soportar Intensidades mayores a VII en la escala Mercalli Modificada y en algunos casos hasta de X, por lo que es importante considerar este dato de intensidad, la hora de la toma de decisiones para el ordenamiento y desarrollo del país.

De acuerdo a la revisión de trabajos anteriores y a lo calculado en este estudio, para todo el país, se obtienen valores de aceleraciones máximas probables para un período de retorno de 500 años, que oscilan en el orden de 2.5 a 6 m/s^2 a nivel de roca. Valores mayores a 3.5 m/s^2 son considerados como moderados a altos y deben ser tomados en cuenta en el diseño de obras futuras.

Se debe recordar, que éste estudio es a nivel nacional y no debe usarse estrictamente para sitios específicos. Además existen riesgos secundarios ligados al fenómeno sísmico en Costa Rica, tales como la condición del suelo, cuya consistencia y otras características pueden modificar las ondas sísmicas, provocando amplificación de las oscilaciones y resonancia, por lo que, para ciertas obras, es recomendable estudios del período característico del suelo, sumado al de sus condiciones geotécnicas.



5.4 REFERENCIAS

Climent, A.; Taylor, W.; Ciudad Real, M.; Strauch, W.; Villagram, M.; Dahle, A.; Bungum, H. (1994). Spectral strong-motion attenuation in Central America, *NORSAR Technical Report*, No. 2-17, 46 pp.

Ordaz, M.; Aguilar, A.; Arboleda, J. (2007). Program for computing seismic hazard. Instituto de Ingeniería, UNAM, México.

Rojas, W.; Bungum, H.; Lindholm, C. D. (1993). Historical and recent earthquakes in Central America. *Rev. Geol. Amér. Central*, 16, 5-21.

Shedlock, K.M. (1999). Seismic hazard map for North and Central America and the Caribbean. *Annali di Geofisica*, 42:6. Pp. 799-997.

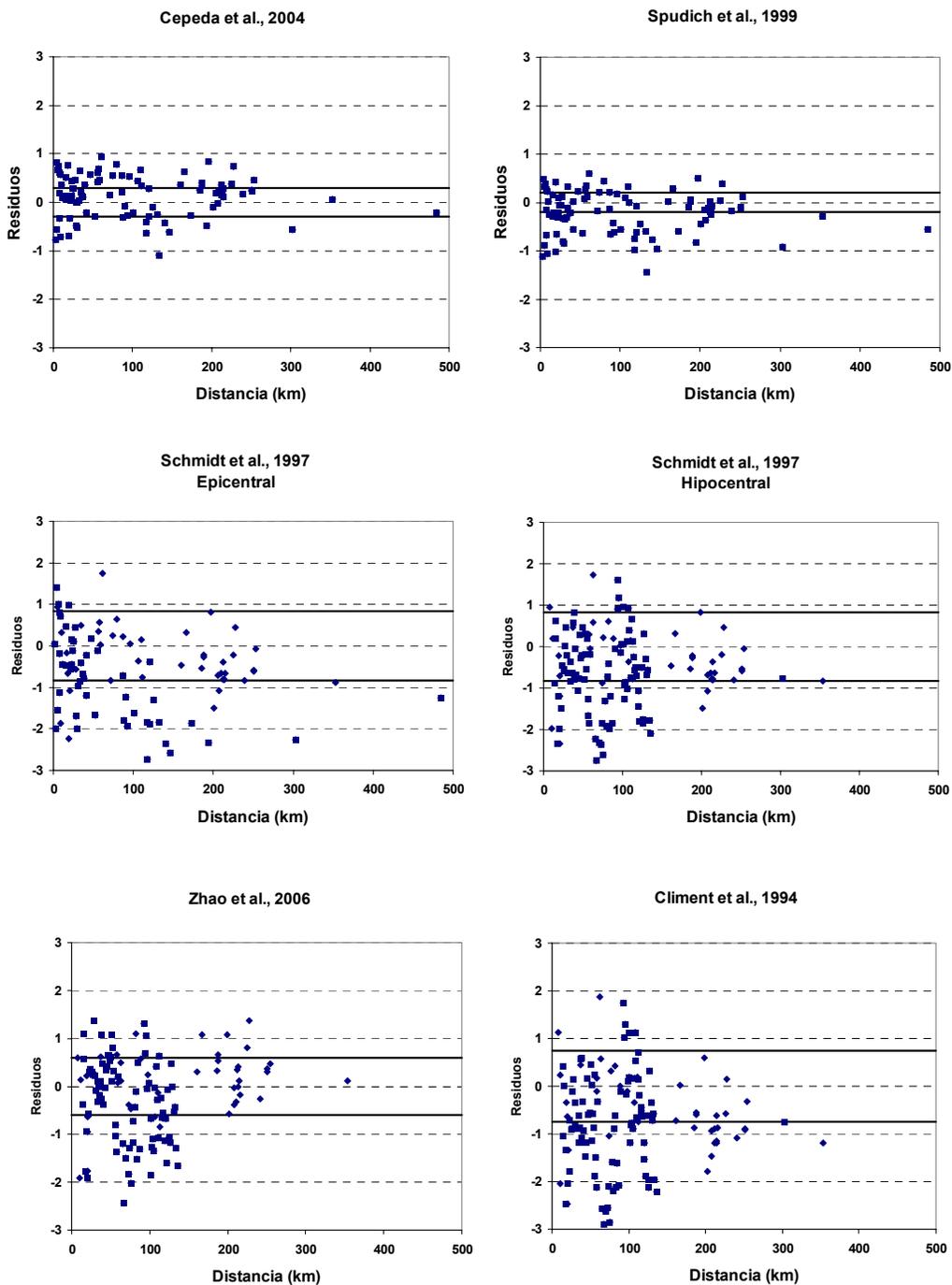
Youngs, R. R.; Chiou, S. J.; Silva, W. J.; Humphrey, J. R. (1997) Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seism. Res. Lett.*, vol. 68, No. 1, pp. 58-73.

Zhao, JX; Jian Zhang; Akihiro Asano; Yuki Ohno; Taishi Oouchi; Toshimasa Takahashi; Hiroshi Ogawa; Kojiro Irikura; Hong K. Thio; Paul G. Somerville (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.



ANEXO 1

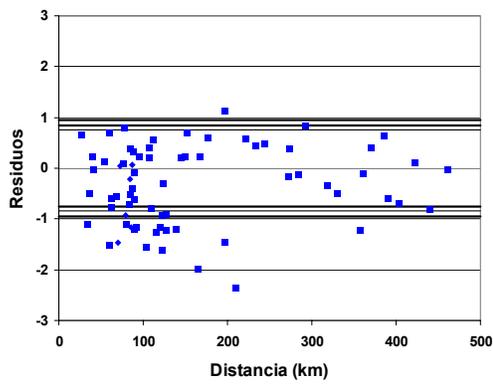
Distribución de residuos con la distancia correspondientes a los datos de PGA de Centroamérica respecto a las predicciones con diferentes modelos de movimiento fuerte para las diferentes zonas sísmicas. Los puntos representan los residuos (Ln PGA observada – Ln PGA predicha) y las líneas continuas representan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



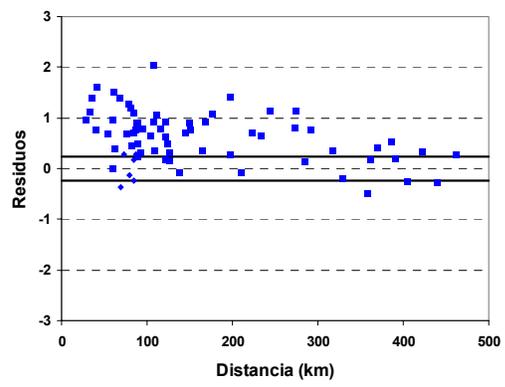
Residuos para PGA para fuentes superficiales de la corteza.



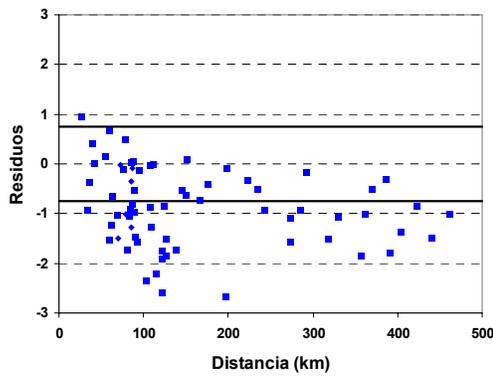
Youngs et al., 1997



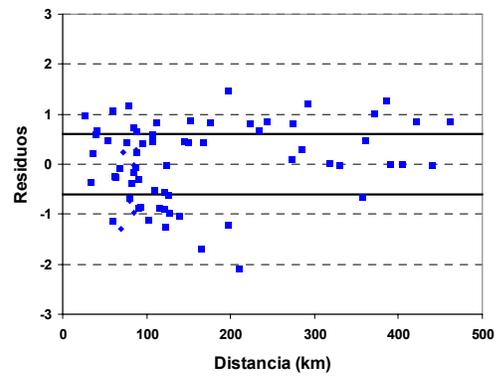
Atkinson y Boore, 2003



Climent et al., 1994



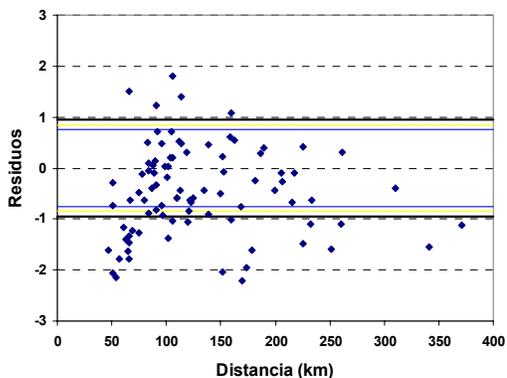
Zhao et al., 2006



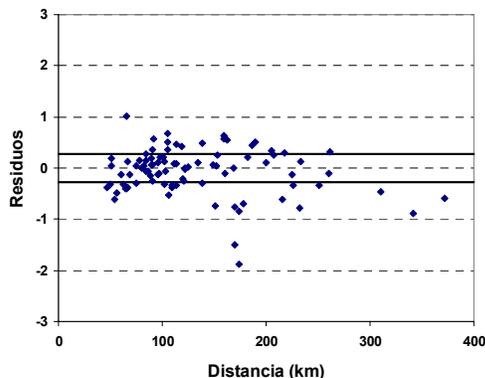
Residuos PGA de las fuentes de subducción interplaca.



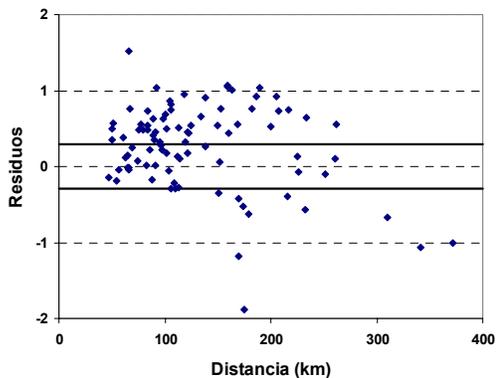
Youngs et al., 1997



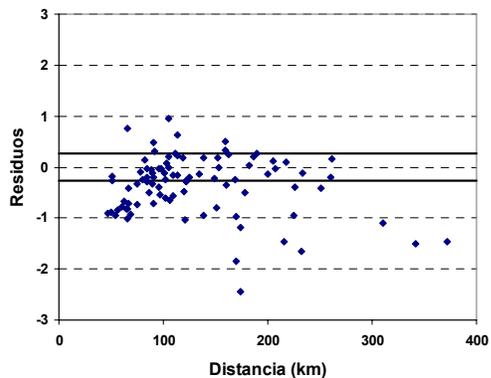
García et al., 2005



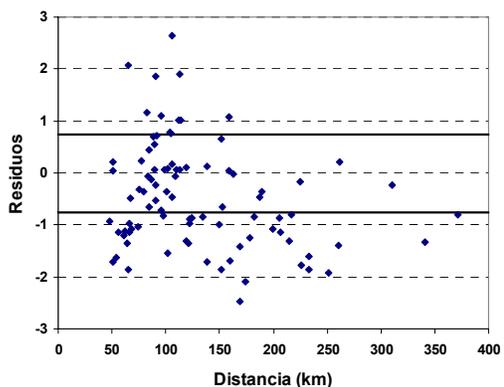
Atkinson y Boore 2003



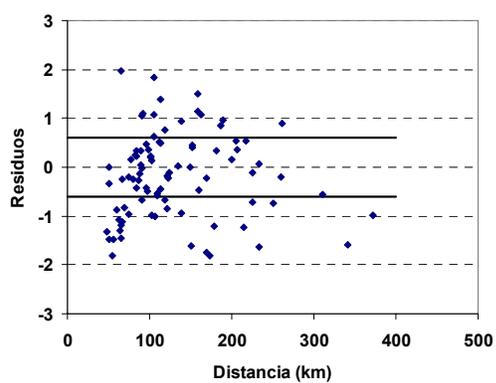
Cepeda et al., 2004



Climent et al., 1994



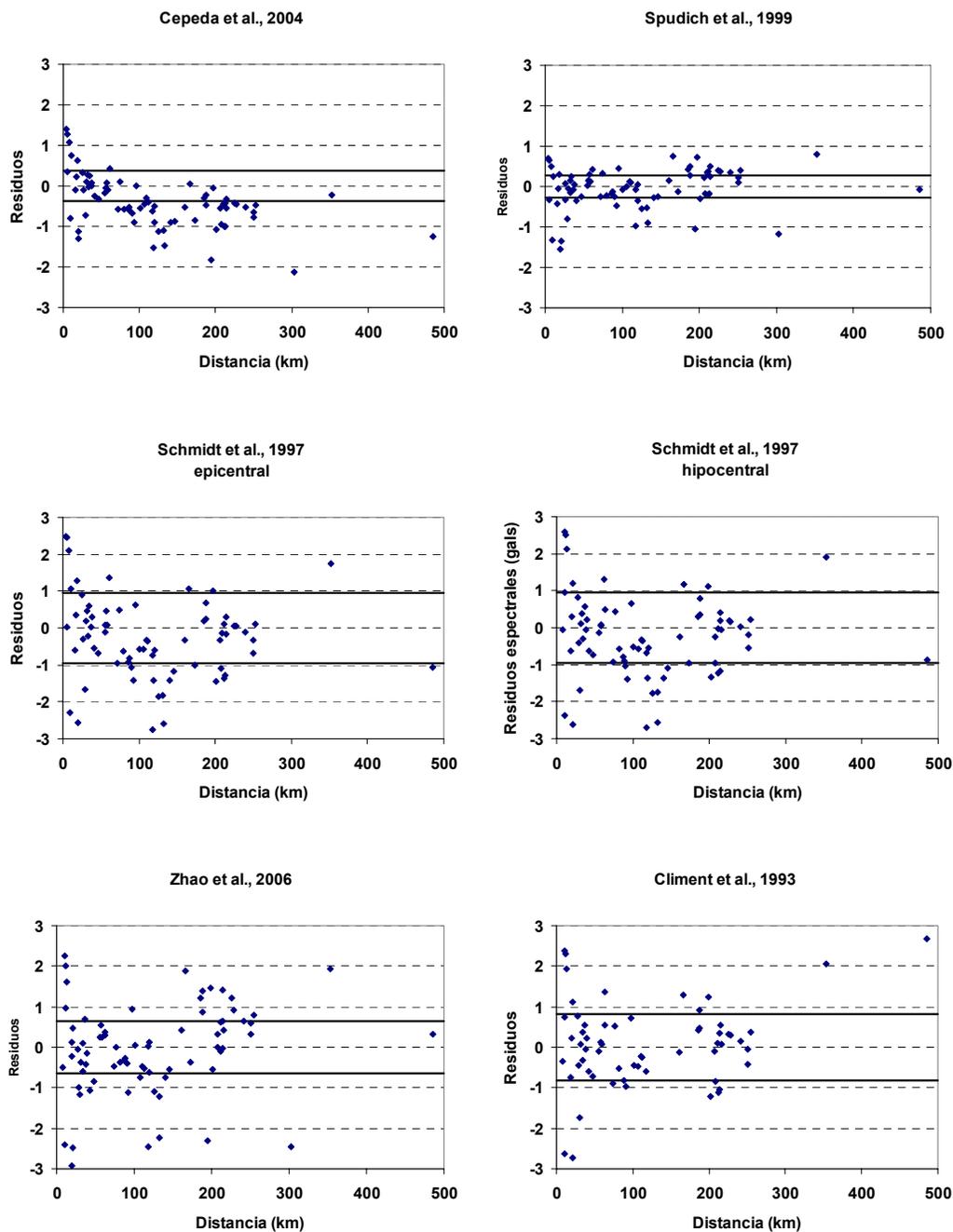
Zhao et al., 2006



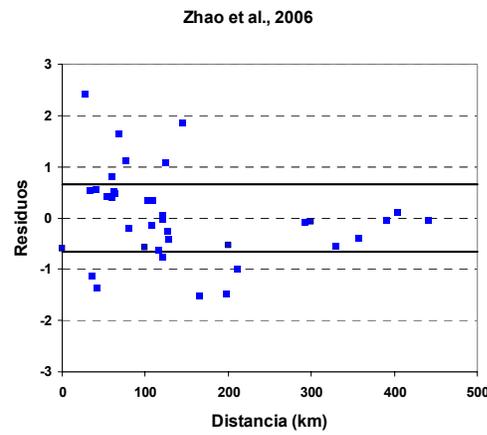
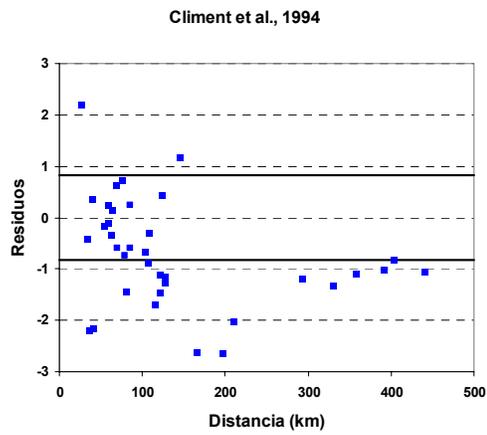
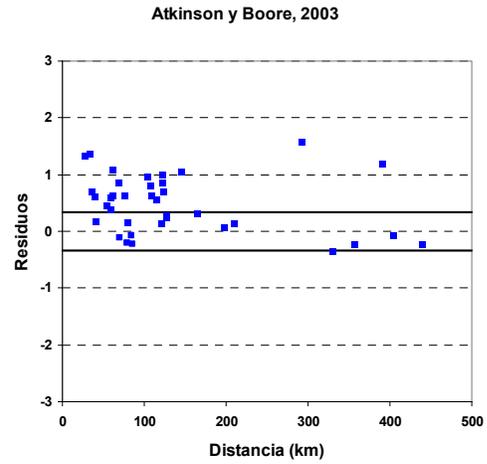
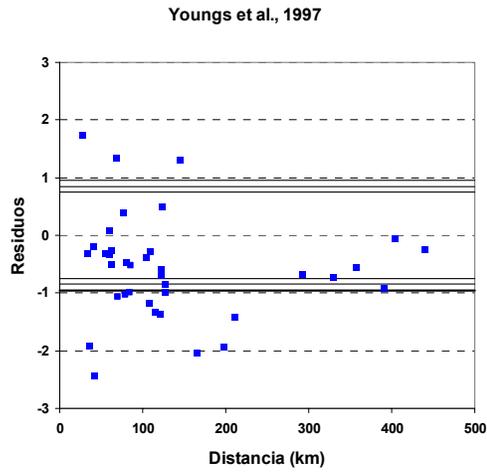
Residuos PGA de las fuentes de subducción intraplaca.



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



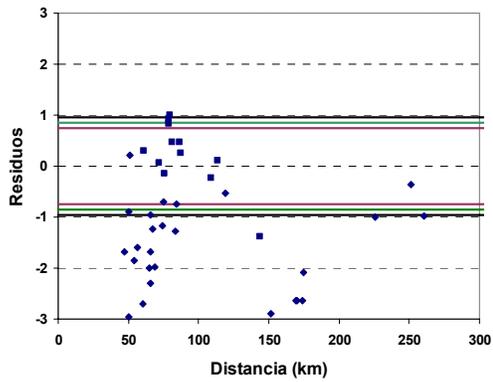
Residuos para la ordenada espectral de 1.0 s para fallamiento superficial de la corteza.



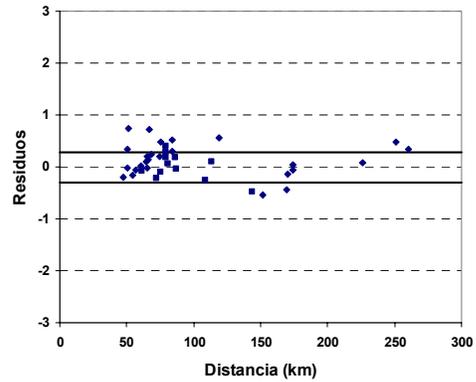
Residuos de la ordenada espectral de 1.0 s para la fuente de subducción interplaca.



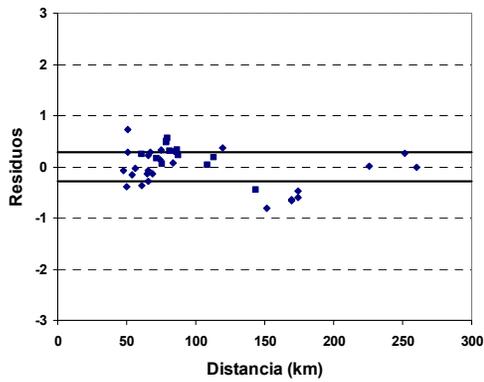
Youngs et al., 1997



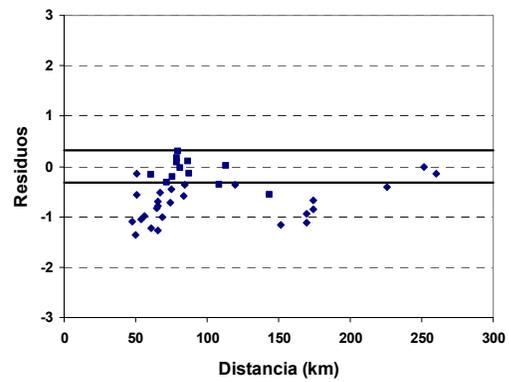
Atkinson y Boore, 2003



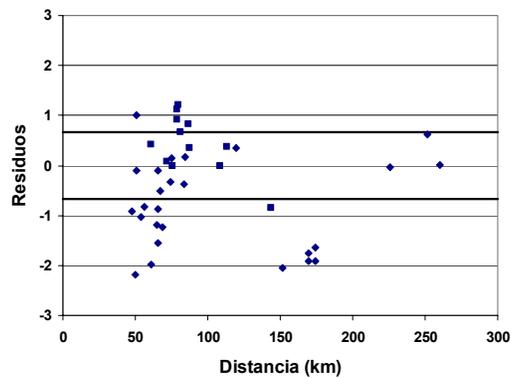
Garcia et al., 2005



Cepeda et al., 2004



Zhao et al., 2006



Residuos de la ordenada espectral de 1.0 s para la fuente de subducción intraplaca.

