



UNIVERSIDAD DE JAÉN

**ESCUELA POLITÉCNICA SUPERIOR
DEPARTAMENTO DE FÍSICA**

TESIS DOCTORAL

**AGREGACIÓN Y DESAGREGACIÓN DE
ACELERACIONES ESPERADAS EN LA
PENÍNSULA IBÉRICA UTILIZANDO
SISMICIDAD DE FONDO**

**PRESENTADA POR:
JOSÉ ANTONIO PELÁEZ MONTILLA**

**DIRIGIDA POR:
DR. D. CARLOS LÓPEZ CASADO**

JAÉN, 2 DE JUNIO DE 2000

ISBN 84-8439-021-7



AGREGACIÓN Y DESAGREGACIÓN DE ACELERACIONES ESPERADAS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA UTILIZANDO SISMICIDAD DE FONDO

Peláez Montilla

José Antonio

I.S.B.N 84-8439-021-7

Centro Escuela Politécnica Superior

Departamento Física





Nombre y apellidos del autor

Apellidos **PELÁEZ MONTILLA**

Nombre **JOSÉ ANTONIO**

Título de la Tesis Doctoral

**AGREGACIÓN Y DESAGREGACIÓN DE ACELERACIONES
ESPERADAS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA UTILIZANDO
SISMICIDAD DE FONDO**

Fecha de lectura

2 DE JUNIO DE 2000

Centro y Departamento en que fue realizada la lectura

Centro **Escuela Politécnica Superior**

Departamento **Física**

Composición del Tribunal / Dirección de la tesis

Dirección de la Tesis **Dr. D. Carlos López Casado**

Presidente/a del Tribunal **Dr. D. Agustín Udías Vallina**

Vocales

Dr. D. Carlos Sanz de Galdeano Equiza

Dra. D^a Emma Suriñach Cornet

Dra. D^a M^a Belén Benito Oterino

Secretario/a **Dr. D. Gerardo Alguacil de la Blanca**

Calificación obtenida

SOBRESALIENTE CUM LAUDEM

RESUMEN

En esta memoria se presenta el cálculo de la peligrosidad sísmica para todo el ámbito de la Península Ibérica. Para su realización se ha utilizado una metodología mixta entre los tradicionales métodos probabilísticos no zonificados y los zonificados, tal que se pretende de esta forma conjugar las ventajas evidentes de estos dos métodos; se utilizan fuentes sísmicas a la hora de considerar zonas en donde ciertos parámetros de cálculo son constantes, al igual que en los métodos probabilísticos zonificados, pero en cambio, se considera la sismicidad allí donde se ha producido, tal y como lo hacen los métodos probabilísticos no zonificados. La metodología se ha estado utilizando en el último lustro en ciertos cálculos de peligrosidad realizados en EE.UU., aunque en este caso ha sido necesaria su adaptación a las características de la sismicidad en la Península Ibérica y entorno, no sólo referente a su distribución y propiedades, sino también a las características del catálogo sísmico de que se dispone.

De forma paralela se ha realizado un estudio de desagregación para ciertas localizaciones de la Península Ibérica. Este estudio consiste en separar de la peligrosidad total calculada la contribución a la peligrosidad de diferentes focos sísmicos en distancia y magnitud. La información que aporta este estudio nos indicará qué terremotos o focos sísmicos son más importantes a la hora de calcular la peligrosidad en una localización y con cuánto contribuyen a ésta; a partir de este resultado puede obtenerse el llamado terremoto de control o terremoto de diseño para una determinada localización, resultado interesante, que puede servir de base a estudios de espectros de respuesta específicos para distintas localizaciones (espectros uniformes de respuesta).

Se ha realizado también un exhaustivo estudio de incertidumbres, la total y las debidas a diferentes parámetros de cálculo, así como de sensibilidades. Para el estudio de la sensibilidad se han utilizado simulaciones de parámetros (método de Monte Carlo) en el caso de conocer de forma específica la incertidumbre (error) de un cierto parámetro, y cuando esto no ha sido posible, se han variado subjetivamente los parámetros o relaciones utilizadas, dándose como sensibilidad la variación que se ha observado en la peligrosidad.

En un principio se ha hecho necesario el comentar el estado del problema del cálculo de la peligrosidad sísmica, no sólo con referencia a los modelos propiamente de cálculo utilizados, sino también a los modelos de generación de terremotos, de atenuación y de incertidumbres.

Posteriormente se ha realizado un estudio de la incertidumbre en el cálculo de la peligrosidad; no sólo interesa conocer el nivel de peligrosidad de una localización, sino también la incertidumbre (errores) en el cálculo y conocimiento de ésta. Se hace un estudio del concepto de incertidumbre, para después pasar a ver los factores, unos cuantificables y otros no tanto, que nos influirán en el cálculo de la peligrosidad introduciendo errores. Se analiza el catálogo utilizado, la delimitación de fuentes sísmicas, las distintas metodologías que se han desarrollado para el cálculo de los distintos parámetros que se necesitan en un cálculo de peligrosidad y el propio cálculo de la incertidumbre.

A continuación se detallan los datos y los parámetros de cálculo que se utilizan, pormenorizando cómo se obtienen (los valores e incertidumbres de los distintos datos y parámetros) y justificando la metodología utilizada.

Posteriormente se explica detenidamente la metodología del cálculo de la peligrosidad que se utilizará. Por una lado, la base matemática del propio cálculo en sí, por otro, los distintos modelos que se consideran, detallando el tratamiento que se realiza a los datos y parámetros que intervendrán en el cálculo. Se explicará también cómo se realiza el proceso de la desagregación y, la estimación de las incertidumbres y sensibilidades a distintos parámetros utilizados.

Finalmente, se exponen los distintos resultados. Primero, los distintos mapas de peligrosidad (agregación) para la Península Ibérica, considerando distintos tiempos de exposición, o si se prefiere, distintas probabilidades de superación en un determinado intervalo de tiempo. Posteriormente, y ya centrándonos en seis ciudades concretas elegidas en la Península, la agregación pormenorizada para cada modelo que se considera, la desagregación del resultado, la incertidumbre de éste (a través de distintos resultados para distintos niveles de significación) y la sensibilidad a distintos parámetros de cálculo.

Puede considerarse que los procesos de cálculo de la peligrosidad y cálculo de la sensibilidad se encuentran dentro de un sistema típico de retroalimentación: a partir de la metodología de cálculo variando distintos parámetros y relaciones se obtiene la sensibilidad y, conocida ésta, se tiene conciencia de con qué parámetros se ha de tener más cuidado, tratando de minimizar su incertidumbre, a la hora de realizar el cálculo de agregación.

ABSTRACT

In this work the evaluation of the seismic hazard is presented for the whole environment of the Iberian Peninsula. For its realization a mixed methodology has been used, intermediate between the traditional not zonified probabilistic methods and those zonified. This approach tries to conjugate the evident advantages of both methods. As in the zonified probabilistic methods, seismic sources are used for areas where certain calculation parameters are constant. At the same time, we consider the seismicity just were it has taken place as in the non-zonified methods. This methodology has been used in the last five years in certain calculations of hazards carried out in the U.S., although in our case it has been necessary to adapt it to the special characteristics of the seismicity in the Iberian Peninsula and its surroundings, not only with respect to its distribution and properties, but also considering the particular characteristics of our seismic catalog.

In a concurrent way, we have been carrying out a deaggregation study for some locations of the Iberian Peninsula. This study is based on separating the contribution to the hazard of different seismic focuses in distance and magnitude from the calculated total hazard. The main result of this work is to indicate which earthquakes or seismic focuses are the most important contributors to the hazard in a location, and how big is their contribution; from this information, we are able to derive the controlling earthquake or design earthquake for a certain location. This valuable knowledge may be used as a basis for studies of specific response spectra for different places (uniform hazard spectrum).

We have also conducted an exhaustive analysis of the involved uncertainties, both the total one and those due to the different calculation parameters, as well as to the sensibilities. Concerning the sensibility, and in the case when the uncertainty of a given parameter is know, we have performed numerous simulations of parameters using Monte Carlo's method. When this was not possible, we have varied the parameters or used relationship subjetively; the resulting sensibility is the observed hazard variation.

All the PhD work discussed above is presented according to the following scheme. First, we review the state of the art of the calculation of the seismic hazard, not only with reference to the calculation models, but also concerning the models for generation of earthquakes, attenuation and uncertainties.

The next step is to perform a study of the uncertainty involved in the calculation of the hazard. We are not only interested to know the level of hazard in a given location, but also the associated uncertainty (errors). An analysis of the concept of uncertainty is included, followed by a discussion on the factors, some quantifiable and others not, that will influence in the calculation of the hazard by introducing errors. We also comment on the adopted catalog, the delimitation of seismic sources, the different methodologies that have been developed for the calculation of the parameters needed in a hazard and uncertainty calculation.

The data, the calculation parameters and their uncertainties are presented in detail, explaining how they were obtained and justifying the used methodology.

Later on, we present as well the methodology for the calculation of the hazard that will be used. On the one hand, the mathematical basis of the calculation itself, and on the other hand, the different models that are considered, detailing how the data and parameters are treated. It is also explained how we carried out the process of the deaggregation and, the estimate of the uncertainties and sensibilities to the different parameters.

Finally, the different results are presented. They consist of the different maps of seismic hazard (aggregation) for the Iberian Peninsula, considering different times of exposure, or different probabilities of exceedance in a given interval of time. Next we present the aggregation itemized for each model, the deaggregation of the result, the uncertainty (through different results for different significance levels) and the sensibility to different calculation parameters for six selected cities in the Peninsula.

In summary, it can be considered that the processes of calculation of the hazard and the sensibility represent a typical feedback system: starting from the calculation methodology and varying different parameters and relationships, the sensibility is obtained; once this is known, we are able to infer which are the key parameters and to try to minimize their uncertainty when carrying out the aggregation calculation.



UNIVERSIDAD DE JAÉN
ESCUELA POLITÉCNICA SUPERIOR
Departamento de Física

ISBN: 84-8439-021-7

**AGREGACIÓN Y DESAGREGACIÓN DE
ACELERACIONES ESPERADAS EN LA
PENÍNSULA IBÉRICA
UTILIZANDO SISMICIDAD DE FONDO**

Presentada en la U. de Granada

José A. Peláez Montilla

Jaén, 2000

UNIVERSIDAD DE GRANADA, 2000

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA Y DEL COSMOS

**AGREGACIÓN Y DESAGREGACIÓN DE ACELERACIONES
ESPERADAS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA
UTILIZANDO SISMICIDAD DE FONDO.**

Memoria que presenta D. José Antonio Peláez Montilla para optar al
Título de Doctor por la Universidad de Granada

Fdo.: D. José A. Peláez Montilla

Vº Bº del Director

Fdo.: D. Carlos López Casado

Estamos autorizados a esperar que algunas de nuestras teorías sean interna y externamente coherentes y que posean, al menos, un grano de verdad, aún cuando no nos sea posible probar su corrección de manera indudable.

Filosofía de la Física
Mario Bunge

A mis padres.
A Marisol, José Antonio y Víctor.

Índice

<i>Índice</i>	<i>i</i>
<i>Agradecimientos</i>	<i>iii</i>
<i>Resumen</i>	<i>v</i>
<i>Introducción</i>	<i>vii</i>
1. <i>Motivación</i>	<i>vii</i>
2. <i>Objetivos</i>	<i>vii</i>
3. <i>Organización</i>	<i>viii</i>
<i>Capítulo 1. Estado del Problema del Cálculo de la Peligrosidad Sísmica</i>	<i>1</i>
1. <i>Modelos Determinísticos</i>	<i>1</i>
2. <i>Modelos Probabilísticos no Zonificados</i>	<i>1</i>
2.1. <i>Distribuciones de valores extremos</i>	<i>2</i>
2.2. <i>Método Bayesiano</i>	<i>5</i>
2.3. <i>Simulaciones</i>	<i>6</i>
3. <i>Modelos Probabilísticos Zonificados</i>	<i>7</i>
4. <i>Modelos de Generación de Terremotos</i>	<i>10</i>
4.1. <i>Modelización en el tiempo</i>	<i>10</i>
4.2. <i>Modelización en el espacio</i>	<i>12</i>
4.3. <i>Relaciones entre ciertos parámetros de la fuente</i>	<i>13</i>
4.4. <i>Modelos de recurrencia de magnitud</i>	<i>14</i>
5. <i>Modelos de Atenuación</i>	<i>19</i>
6. <i>Modelos de Incertidumbres</i>	<i>23</i>
<i>Capítulo 2. Incertidumbre en el Cálculo de la Peligrosidad</i>	<i>25</i>
1. <i>Incertidumbre</i>	<i>25</i>
2. <i>Catálogo Sísmico</i>	<i>28</i>
3. <i>Fuentes Sísmicas</i>	<i>32</i>
4. <i>Cálculo de los Parámetros a y b</i>	<i>36</i>
4.1. <i>Método de mínimos cuadrados</i>	<i>36</i>
4.2. <i>Método de Utsu</i>	<i>38</i>
4.3. <i>Método de los momentos</i>	<i>39</i>
4.4. <i>Método de la máxima verosimilitud</i>	<i>40</i>
4.5. <i>Método de Weichert</i>	<i>42</i>
4.6. <i>Método de Kijko</i>	<i>43</i>
5. <i>Cálculo del Parámetro m_{max}</i>	<i>46</i>
5.1. <i>Métodos determinísticos</i>	<i>46</i>
5.2. <i>Métodos probabilísticos</i>	<i>49</i>
6. <i>Cálculo de las Relaciones de Atenuación</i>	<i>59</i>

<i>Capítulo 3. Datos y Parámetros de Cálculo Utilizados</i>	61
1. <i>Catálogo Sísmico</i>	61
2. <i>Fuentes Sísmicas</i>	67
3. <i>Parámetros b, m_{max} y Profundidad de la Fuente</i>	74
4. <i>Relación de Atenuación</i>	77
5. <i>Parámetro m_o</i>	81
6. <i>Relación Intensidad-Aceleración</i>	84
<i>Capítulo 4. Metodología de Cálculo</i>	85
1. <i>Cálculo de la Peligrosidad</i>	85
1.1. <i>Teorema de la probabilidad total</i>	85
1.2. <i>Suavizado de los parámetros de cálculo</i>	89
1.3. <i>Modelos que se consideran</i>	91
1.4. <i>Datos utilizados</i>	99
2. <i>Incertidumbre del Cálculo</i>	105
3. <i>Desagregación</i>	108
4. <i>Análisis de Sensibilidades</i>	109
<i>Capítulo 5. Resultados: Peligrosidad Sísmica y Desagregación</i>	113
1. <i>Peligrosidad Sísmica en la Península</i>	113
2. <i>Peligrosidad Sísmica en las Localizaciones de Interés</i>	123
3. <i>Desagregación</i>	125
4. <i>Comparación con Otros Resultados de Peligrosidad</i>	133
<i>Capítulo 6. Resultados: Incertidumbres y Sensibilidades</i>	137
1. <i>Incertidumbre en el Cálculo de la Peligrosidad</i>	137
2. <i>Sensibilidad</i>	147
<i>Apéndice I</i>	155
<i>Apéndice II</i>	159
<i>Conclusiones</i>	163
<i>Bibliografía</i>	169

Agradecimientos

A continuación, quisiera mostrar mi agradecimiento en las siguientes líneas a todas aquellas personas que de una forma u otra han contribuido a la realización y término de esta memoria. El primer agradecimiento ha de ser ineludiblemente al Dr. Carlos López Casado, que no sólo ha sido el director e impulsor de este trabajo, sino que ha sido la persona y amigo con la que hace ya algunos años me introduje de su mano en el campo de la Geofísica y Sismología.

También a mi familia, primero a mis padres, y después y especialmente a mi mujer, de la que recibí todo el apoyo y empuje que necesité para embarcarme en la tesis y llevarla a fin. Sin su ayuda no habría llegado el día de su defensa.

A Sergio Molina, por las discusiones sobre peligrosidad en las que nos enzarzábamos cada vez que teníamos ocasión, además de toda la información que me proporcionó cuando fue necesario. También por haberme apoyado y dado aliento.

A todos aquellos que en este país y fuera de él han establecido las bases para que se pudiera plantear finalmente este trabajo.

A la Universidad de Granada, y en especial al Departamento de Física Teórica y del Cosmos, por las facilidades prestadas a la hora de la realización del programa de doctorado Sismología y la lectura final de esta Tesis.

A la Universidad de Jaén, en la que desde hace ya algunos años desarrollo mi labor docente e investigadora, al Departamento de Física, al cual pertenezco, y a todos mis compañeros docentes, con los que comparto los avatares cotidianos del trabajo.

Para concluir, he de agradecer el que esta memoria se haya beneficiado del proyecto de investigación de la D.G.E.S.I.C. *Tectónica Activa en el Sector Central de la Cordillera Bética* (PB97-1267-C03-01), en el que participo, cuyo investigador principal es el Dr. Carlos Sanz de Galdeano y Equiza, así como al Grupo del P.A.I. *Riesgo Sísmico y Microzonificación* (RNM 0217), al cual pertenezco, cuyo investigador principal es el Dr. Carlos López Casado.

Resumen

En esta memoria se presenta el cálculo de la peligrosidad sísmica para todo el ámbito de la Península Ibérica. Para su realización se ha utilizado una metodología mixta entre los tradicionales métodos probabilísticos no zonificados y los zonificados, tal que se pretende de esta forma conjugar las ventajas evidentes de estos dos métodos; se utilizan fuentes sísmicas a la hora de considerar zonas en donde ciertos parámetros de cálculo son constantes, al igual que en los métodos probabilísticos zonificados, pero en cambio, se considera la sismicidad allí donde se ha producido, tal y como lo hacen los métodos probabilísticos no zonificados. La metodología se ha estado utilizando en el último lustro en ciertos cálculos de peligrosidad realizados en EE.UU., aunque en este caso ha sido necesaria su adaptación a las características de la sismicidad en la Península Ibérica y entorno, no sólo referente a su distribución y propiedades, sino también a las características del catálogo sísmico de que se dispone.

De forma paralela se ha realizado un estudio de desagregación para ciertas localizaciones de la Península Ibérica. Este estudio consiste en separar de la peligrosidad total calculada la contribución a la peligrosidad de diferentes focos sísmicos en distancia y magnitud. La información que aporta este estudio nos indicará qué terremotos o focos sísmicos son más importantes a la hora de calcular la peligrosidad en una localización y con cuánto contribuyen a ésta; a partir de este resultado puede obtenerse el llamado terremoto de control o terremoto característico para una determinada localización, resultado interesante, que puede servir de base a estudios de espectros de respuesta específicos para distintas localizaciones (espectros uniformes de respuesta).

Se ha realizado también un exhaustivo estudio de incertidumbres, la total y las debidas a diferentes parámetros de cálculo, así como de sensibilidades. Para el estudio de la sensibilidad se han utilizado simulaciones de parámetros (método de Monte Carlo) en el caso de conocer de forma específica la incertidumbre (error) de un cierto parámetro, y cuando esto no ha sido posible, se han variado subjetivamente los parámetros o relaciones utilizadas, dándose como sensibilidad la variación que se ha observado en la peligrosidad.

En un principio se ha hecho necesario el comentar el estado del problema del cálculo de la peligrosidad sísmica, no sólo con referencia a los modelos propiamente de cálculo utilizados, sino también a los modelos de generación de terremotos, de atenuación y de incertidumbres.

Posteriormente se ha realizado un estudio de la incertidumbre en el cálculo de la peligrosidad; no sólo interesa conocer el nivel de peligrosidad de una localización, sino también la incertidumbre (errores) en el cálculo y conocimiento de ésta. Se hace un estudio del concepto de incertidumbre, para después pasar a ver los factores, unos cuantificables y otros no tanto, que nos influirán en el cálculo de la peligrosidad introduciendo errores. Se analiza el catálogo utilizado, la delimitación de fuentes sísmicas, las distintas metodologías que se han desarrollado

para el cálculo de los distintos parámetros que se necesitan en un cálculo de peligrosidad y el propio cálculo de la incertidumbre.

A continuación se detallan los datos y los parámetros de cálculo que se utilizan, pormenorizando cómo se obtienen (los valores e incertidumbres de los distintos datos y parámetros) y justificando la metodología utilizada.

Posteriormente se explica detenidamente la metodología del cálculo de la peligrosidad que se utilizará. Por una lado, la base matemática del propio cálculo en sí, por otro, los distintos modelos que se consideran, detallando el tratamiento que se realiza a los datos y parámetros que intervendrán en el cálculo. Se explicará también cómo se realiza el proceso de la desagregación y, la estimación de las incertidumbres y sensibilidades a distintos parámetros utilizados.

Finalmente, se exponen los distintos resultados. Primero, los distintos mapas de peligrosidad (agregación) para la Península Ibérica, considerando distintos tiempos de exposición, o si se prefiere, distintas probabilidades de superación en un determinado intervalo de tiempo. Posteriormente, y ya centrándonos en seis ciudades concretas elegidas en la Península, la agregación pormenorizada para cada modelo que se considera, la desagregación del resultado, la incertidumbre de éste (a través de distintos resultados para distintos niveles de significación) y la sensibilidad a distintos parámetros de cálculo.

Puede considerarse que los procesos de cálculo de la peligrosidad y cálculo de la sensibilidad se encuentran dentro de un sistema típico de retroalimentación: a partir de la metodología de cálculo variando distintos parámetros y relaciones se obtiene la sensibilidad y, conocida ésta, se tiene conciencia de con qué parámetros se ha de tener más cuidado, tratando de minimizar su incertidumbre, a la hora de realizar el cálculo de agregación.

INTRODUCCIÓN



- 1. Motivación*
- 2. Objetivos*
- 3. Organización*

Introducción

1. Motivación

La resolución A/42/169 de la *Asamblea General de las Naciones Unidas* de 2 de diciembre de 1987, designa la década de los noventa como *Decenio Internacional para la Reducción de Desastres Naturales*. El objetivo primordial es el intentar reducir la pérdida de vidas humanas, los daños materiales y, las perturbaciones sociales y económicas producidas por los distintos desastres de origen natural, a saber, terremotos, inundaciones, deslizamientos del terreno, volcanes, incendios forestales y otros. Cabe destacarse la labor divulgativa que ha tenido en España la ya desaparecida revista *Protección Civil*, editada por el *Ministerio de Justicia e Interior*, a la hora de dar a conocer toda la contribución española al Decenio; también a nivel internacional no puede dejarse de citar la revista *Natural Hazards Observer* editada por el *Natural Hazards Research and Applications Information Center (University of Colorado at Boulder)*, cuyo ideario básico consiste en servir de comunicación y poner en contacto las organizaciones e investigadores en el campo de la mitigación de los desastres naturales.

El día 13 de febrero de 1991 se constituyó en España la llamada *Comisión Técnica del Comité Español del Decenio*, la cual elige como una de las áreas de actuación la denominada *Seísmos y Riesgos Volcánicos*, adscribiéndose a ésta los organismos *Instituto Geográfico Nacional (IGN)*, *Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX)* e *Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE)*; se trata de adecuar los fines del Decenio a la situación española. A escala nacional, estos organismos han colaborado en las tareas de la *Comisión Nacional de Normas Sismorresistentes*, se han realizado los mapas neotectónico y sismotectónico nacionales (1:1000000) por parte del ITGE, se ha establecido el llamado *Centro Nacional de Información Sísmica (CNIS)*, se ha colaborado en distintos proyectos dentro del ámbito del riesgo sísmico, por parte del IGN, o bien, se han realizado múltiples trabajos en el campo de la microzonificación sísmica y caracterización dinámica del subsuelo por parte del CEDEX; también se han realizado investigaciones de distinta naturaleza encaminadas a la mitigación del riesgo sísmico, por parte de estos y otros organismos, entre los que podrían citarse distintas Universidades españolas (*Universidad Complutense de Madrid, Universidad de Granada, etc.*).

Esta memoria no quiere ser más que una pequeñísima aportación al trabajo desarrollado por distintos investigadores, organismos y gobiernos en esta línea, el fomentar el desarrollo del conocimiento existente hoy en día para cumplir los objetivos fijados en la anterior resolución, en concreto, centrándome en el campo de la mejora del cálculo de la Peligrosidad Sísmica.

2. Objetivos

Los objetivos de esta memoria ya han sido recogidos de una forma u otra en el resumen de ésta. Primero y fundamentalmente el cálculo de la agregación de la peligrosidad sísmica en la Península Ibérica mediante la utilización de una metodología mixta entre los conocidos métodos probabilistas zonificado y no zonificado, tal que se pretende combinar las ventajas que

presentan uno y otro. Para ello, inicialmente se ha de obtener el modelo de generación de terremotos con el que se trabajará, tanto desde el punto de vista espacial como temporal; la decisión estará basada en el estudio que se realice del catálogo de terremotos (eliminación de terremotos no Poissonianos, completitud, homogeneidad, etc.). Por otro lado, habrá que decidir el modelo de recurrencia de magnitudes que se va a utilizar en el cálculo, así como el modelo de atenuación sísmica.

Seguidamente se obtendrán unas incertidumbres para dichos resultados de peligrosidad lo más realistas posibles. Debido a la metodología en sí, sólo se realizará este análisis en una serie de localizaciones que se han elegido a lo largo de la Península. Eso sí, el análisis de incertidumbres será bastante exhaustivo, mostrando no sólo la incertidumbre debida a diferentes parámetros por separado, sino también la incertidumbre total. Para este análisis se utilizará el método de Monte Carlo, idóneo cuando se conoce o sobreentiende la distribución estadística que sigue un determinado parámetro. Los resultados de la incertidumbre que introducen los diferentes parámetros se darán mediante la varianza del resultado de intensidad esperada (sigue una distribución normal), mientras que la incertidumbre total se mostrará mediante distintos valores del resultado final de peligrosidad para distintos niveles de significación o confianza, ya que estos resultados no siguen una distribución normal.

También se realizará un estudio de sensibilidades del método a diferentes parámetros de cálculo. De nuevo se utilizará el método de Monte Carlo a la hora de realizar simulaciones y dar como valor de la sensibilidad, en los casos en que es posible, un número adimensional que indique el porcentaje de variación de la peligrosidad al variar el parámetro en cuestión.

También como resultado del cálculo de peligrosidad sísmica para la Península Ibérica, se realizará un estudio de desagregación del resultado final para ciertas localizaciones. Se va a encontrar el terremoto de control o de diseño para estas localizaciones, para lo cual habrá que separar la contribución en magnitudes y distancias.

3. Organización

El planteamiento que se seguirá en la memoria se pasa a exponer a continuación, en donde se detallará por capítulos los temas a tratar.

En el Capítulo 1, se plantea el estado del problema del cálculo de la peligrosidad sísmica. Para ello se estudian primero los métodos que tradicionalmente se han utilizado para su cálculo, los determinísticos y los probabilísticos no zonificados (valores extremos, método Bayesiano y simulaciones) y zonificados; estos últimos, de una u otra forma, están basados en la metodología propuesta por Cornell (1968 y 1971). Posteriormente se pasan a ver los distintos modelos de generación de terremotos que se consideran, desde un punto de vista temporal (Poissoniano, Bayesiano y Markov), espacial (delimitación de zonas sísmicas o geometría de proceso de ruptura), de relación entre ciertos parámetros de la fuente, los modelos de distribución de magnitudes (Gutenberg-Richter lineal y truncada, cuadrática, terremoto característico, etc.), los modelos de atenuación sísmica y los modelos de determinación de incertidumbres (juicio de expertos, árbol lógico y Monte Carlo).

El Capítulo 2, se centra en el análisis de las distintas incertidumbres que aparecen en el cálculo de la peligrosidad. Inicialmente se estudia el concepto de incertidumbre, indicando las diferentes categorías en que puede dividirse. Posteriormente se pasan a estudiar las diferentes fuentes de incertidumbre: el catálogo sísmico, la delimitación de fuentes sísmicas, el cálculo de los parámetros (diferentes métodos de cálculo) de la relación de recurrencia de magnitudes que se utilice, el cálculo de las relaciones de atenuación y, la metodología de cálculo de la incertidumbre final.

En el Capítulo 3, y a partir del catálogo sísmico (punto básico y primordial en todo cálculo de peligrosidad sísmica), se obtienen diferentes datos y parámetros que se van a utilizar. El catálogo se completa y eliminan los terremotos no Poissonianos; a la misma vez se realiza un estudio de la completitud y fiabilidad de éste. Se explica la delimitación de fuentes sísmicas que se utilizará y se calculan los parámetros propios de cada fuente necesarios en el cálculo de peligrosidad. Finalmente se justificarán las relaciones de atenuación sísmica y regionalización de éstas que se empleará, así como la relación intensidad - aceleración, necesaria a la hora de expresar los resultados de peligrosidad sísmica tanto en intensidad como en aceleración.

En el Capítulo 4, se explica detenidamente la metodología que se propone en esta memoria para el cálculo de la peligrosidad, la incertidumbre, la sensibilidad y la desagregación. Se comentan y desarrollan los cuatro modelos con los que se trabajará en el cálculo de la peligrosidad, ya que no se empleará un único intervalo de tiempo en el que considerar completo el catálogo. Los resultados se calcularán separadamente para cada uno de los modelos y, finalmente se expondrá un resultado final promediado de estos cuatro modelos y el llamado peor caso, es decir, la máxima peligrosidad que proporciona alguno de ellos.

En el Capítulo 5, se muestran los resultados de peligrosidad obtenidos (agregación y desagregación). Por un lado, mapas de peligrosidad sísmica en la Península (en intensidad y aceleración) para distintos tiempos de exposición, así como la peligrosidad pormenorizada en distintas localizaciones. Por otro lado, los resultados de desagregación de la peligrosidad mediante gráficos que nos muestran la separación de la peligrosidad en magnitud y distancia a la localización; es a partir de estos datos como se calcula el terremoto de control o de diseño. Los resultados de agregación de la peligrosidad se comparan con algún trabajo anterior reciente.

En el Capítulo 6, se expondrán los resultados de incertidumbre y sensibilidad a diferentes parámetros (en el caso de la incertidumbre, se muestra también la total). Con los resultados de incertidumbre total se construyen los gráficos de peligrosidad de superación de un determinado valor de la aceleración sísmica para distintos niveles de confianza o significación del resultado. Los resultados de sensibilidad para los distintos parámetros y en función del tiempo de exposición, en los casos en que es posible, se muestran gráficamente a la hora de compararlos en las distintas localizaciones.

Finalmente se exponen las conclusiones más importantes que pueden extraerse de esta memoria, tanto de la parte metodológica como de los distintos resultados obtenidos.

**ESTADO DEL PROBLEMA DEL CÁLCULO
DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA**



- 1. Modelos Determinísticos*
- 2. Modelos Probabilísticos no Zonificados*
- 3. Modelos Probabilísticos Zonificados*
- 4. Modelos de Generación de Terremotos*
- 5. Modelos de Atenuación*
- 6. Modelos de Incertidumbres*

Capítulo 1. Estado del Problema del Cálculo de la Peligrosidad Sísmica

En este Capítulo se va a realizar una revisión de la metodología utilizada en el cálculo de la peligrosidad sísmica utilizando los llamados modelos determinísticos, probabilísticos no zonificados y probabilísticos zonificados. Va a ser necesario también indicar los distintos modelos de generación de terremotos, modelos de atenuación y modelos de incertidumbres que se acostumbra a tener en cuenta en un cálculo de estas características.

1. Modelos Determinísticos

Los modelos determinísticos consideran que la sismicidad futura de una región va a ser la misma que la que ha existido en el pasado (estacionariedad de la peligrosidad). Los valores máximos de aquellos parámetros que queremos que caractericen el movimiento del terreno (intensidad, aceleración, etc.) se determinan directamente a partir de los que se produjeron en el pasado en dicha región (Hays *et al.*, 1975; Stevenson *et al.*, 1976; Johnson y Shula, 1976). La crítica que se le ha venido haciendo a este tipo de métodos es que, el valor máximo que se ha producido en el pasado no es necesariamente el máximo que debe producirse en el futuro, considerando además que el modelo está fuertemente influenciado por el estado de conocimiento de la sismicidad pasada de la región; presenta la ventaja de una gran sencillez a la hora de aplicarlo y obtener resultados.

La metodología que se sigue en este tipo de modelos consiste en delimitar primero las zonas, fuentes o fallas que pueden contribuir a la peligrosidad en un determinado emplazamiento. Posteriormente se establecen los máximos terremotos (intensidades) que pueden llegar a producirse en dichas zonas, tal que, mediante curvas o relaciones de atenuación, se llega a determinar el valor del movimiento del suelo que se produciría en el emplazamiento en cuestión. La peligrosidad en el emplazamiento acostumbra a darse como el máximo valor del movimiento del terreno determinado de esta forma. Estos modelos fueron utilizados para el cálculo de la peligrosidad sísmica en grandes obras de ingeniería civil (v.g. centrales nucleares e instalaciones radiactivas y presas).

Diferentes trabajos de cálculo de la peligrosidad sísmica se han realizado en España utilizando esta metodología, entre los que cabe destacarse los de Munuera (1963), López Arroyo (1978), Roca (1981), Martín y Blázquez (1981), Martín (1981 y 1984) y Bisbal (1984); algunos son mapas de máximas intensidades sentidas, como etapa previa a posteriores cálculos.

2. Modelos Probabilísticos no Zonificados.

Los métodos o modelos probabilísticos, a diferencia de los determinísticos, se basan en el establecimiento de leyes estadísticas que definan el comportamiento sísmico de una zona a partir de la sismicidad histórica. El resultado final acostumbra a ser la probabilidad de ocurrencia de los distintos tamaños de terremotos, la probabilidad de excedencia para distintos

niveles de la intensidad de la sacudida, las máximas intensidades o aceleraciones esperadas en un determinado lugar y en un intervalo de tiempo determinado, o bien, los llamados espectros de respuesta esperados. Se diferencia entre los llamados modelos no zonificados y los zonificados.

Los modelos no zonificados que más se han utilizado han sido los basados en distribuciones de valores extremos, el llamado método Bayesiano y los métodos basados en procesos de simulación. Pasaremos a comentarlos a continuación.

2.1. Distribuciones de valores extremos

Se basan en el conocimiento de los valores extremos de una determinada variable (normalmente la intensidad macrosísmica) en ciertos intervalos de tiempo en los emplazamientos en cuestión; lo normal es que este conocimiento sea más preciso y más homogéneo en el tiempo (Martín, 1984) que otro tipo de datos.

La distribución de valores extremos más ampliamente utilizada es la llamada distribución de Gumbel (Gumbel, 1954 y 1958; Epstein y Lomnitz, 1966; Knopoff y Kagan, 1977); no solamente es utilizada en cálculos de peligrosidad sísmica, sino que con anterioridad y en la actualidad lo es en muy diversos campos de la ingeniería (v.g. COICCP, 1974; Castillo, 1988).

Si llamamos y a la variable aleatoria máximo de una serie de n variables aleatorias independientes x_i (las variables x_i se toman como los valores máximos de un parámetro indicativo del movimiento del suelo, normalmente la intensidad, en una determinada localización y en intervalos de tiempo iguales), su función distribución viene dada (Gumbel, 1954 y 1958) por uno de los siguientes tres tipos que se pasan a detallar.

a) Distribución tipo Gumbel I, con función de distribución

$$F(y) = P(\zeta < y) = e^{-e^{-\alpha(y-u)}} \quad -\infty < y < \infty$$

en donde el parámetro u es la moda de la distribución, es decir, el valor de y que hace nula la segunda derivada de la función F . Aplicando el conocido como método de los momentos, para esta distribución podemos calcular los parámetros α y u mediante las expresiones

$$\alpha = \frac{\pi}{\sqrt{6}} \frac{1}{\sigma_x}$$

$$u = \bar{x} - \frac{\gamma}{\alpha}$$

en donde γ es la constante de Euler (0.5772156649 ...) y, \bar{x} y σ_x son el valor medio y la desviación típica de la muestra.

b) Distribución tipo Gumbel II, con función de distribución

$$F(y) = e^{-\left(\frac{u-\varepsilon}{y-\varepsilon}\right)^k} \quad u \leq y \leq \infty$$

en donde ε es un límite inferior que se impone a la variable aleatoria independiente x_i , u es el valor para el que la función de distribución cae a $1/e$ y el parámetro k es un parámetro de forma.

c) Distribución tipo Gumbel III, con función de distribución

$$F(y) = e^{-\left(\frac{\omega-y}{\omega-u}\right)^k} \quad u \leq y \leq \omega$$

en donde, además de limitar inferiormente la variable aleatoria independiente (u), también se limita superiormente su valor (ω). Tanto para esta distribución como para la anterior el cálculo de los parámetros, dada una muestra de valores máximos, se realiza como se indica a continuación.

La metodología del cálculo de la peligrosidad mediante este tipo de análisis parte de considerar los máximos de intensidad sentida (x_i , $i=1, n$) en una determinada localización en intervalos de tiempo constante τ , a lo largo de la historia sísmica que se considere ($n\tau$). Posteriormente se ordenan de manera creciente, y al valor que predice la función de distribución $F(x_i)$ para cada máximo se le asocia (Gringorten, 1963)

$$F(x_i) = \frac{i - 0.44}{n + 0.12}$$

De este ajuste, mediante diferentes métodos, se obtiene el valor de los parámetros (dependiendo del tipo de distribución que estemos utilizando serán unos u otros). Conocidos estos, la probabilidad de excedencia de un determinado valor del movimiento del terreno y en un determinado intervalo de tiempo t vendrá dada por la expresión

$$P(\zeta > y) = 1 - F(y)^{t/\tau}$$

y el período de retorno del valor y del movimiento del terreno (tiempo para el que la probabilidad de superación de dicho valor sea del 63.21%) será

$$PR(y) = \frac{\tau}{P(\zeta > y)} = \frac{\tau}{1 - F(y)^{t/\tau}}$$

También puede calcularse el valor y del movimiento del terreno esperado (probabilidad de superación del 63.21%) en un determinado intervalo de tiempo. Para ello hemos de despejar el valor de y de la expresión que nos proporciona la probabilidad de excedencia, imponiendo que el valor de ésta sea el anteriormente indicado. Por ejemplo, para la distribución tipo Gumbel III la expresión será

$$y_{esp}(t) = \omega - (\omega - u) \left[-\ln \left(1 - \frac{\tau}{t} \right) \right]^{1/k}$$

Numerosos autores han utilizado esta metodología para cálculos de peligrosidad en distintas zonas. Como ejemplo se pueden citar a Epstein y Lomnitz (1966), Shakal y Willis (1972), Roca y Udías (1976), Schenková y Kárník (1977), Fernandez y Guzman (1979), Martín y Sierra (1981), Sierra y Martín (1981), Roca y Suriñach (1982), Burton *et al.* (1983), Martín (1984), Roca *et al.* (1984), Suriñach y Roca (1985), Ibarguen (1987), López Casado (1987), López Casado *et al.* (1990a y 1990b), Peláez *et al.* (1990), Al Abbasi y Fahmi (1991), Alfaro *et al.* (1992), Giner *et al.* (1992), López Casado *et al.* (1993), Peláez y López Casado (1995), Giner (1996) y Berrocal *et al.* (1996).

En la figura 1.1 podemos ver un ejemplo del ajuste de una serie de datos (tomados del trabajo de Epstein y Lomnitz (1966), con datos de terremotos californianos entre 1932 y 1962), realizado mediante mínimos cuadrados, a las distribuciones Gumbel tipo I (línea continua) y Gumbel tipo III (línea discontinua). Los parámetros del ajuste son los que se detallan a continuación: para la distribución Gumbel tipo I, $\alpha = 2.21$ y $u = 5.76$, y para la distribución Gumbel tipo III, $\omega = 8.0$, $u = 5.77$ y $k = 4.55$.

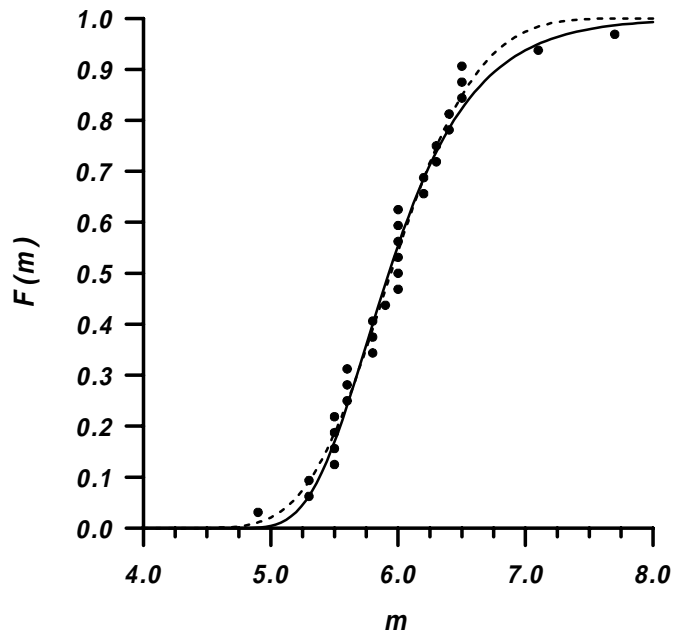


Figura 1.1. Ajuste de los datos del trabajo de Epstein y Lomnitz (1966) a las distribuciones Gumbel tipo I (línea continua) y Gumbel tipo III (línea discontinua).

2.2. Método Bayesiano

Otro de los métodos no zonificados muy utilizado en el cálculo de la peligrosidad sísmica, aunque no de forma muy profusa, es el llamado método Bayesiano (el modelo Bayesiano de generación de terremotos en el tiempo se detalla a continuación en el apartado 3.1 de este Capítulo). Consiste en el cálculo de las probabilidades de superación p_i de una determinada intensidad I_i en un determinado emplazamiento, así como su varianza σ_i (las probabilidades p_i se tratan como variables aleatorias que siguen una distribución Beta), mediante algún método simple (es lo que se llama modelo a *priori*). Posteriormente se le incorpora nueva información (corrección a *posteriori*), haciendo uso de la estadística de Bayes, para conseguir unos valores finales de las probabilidades que nos interesan (modelo a *posteriori*).

El teorema de Bayes se formula de la siguiente forma. Sea H_i ($i=1, n$) un conjunto de hipótesis que se excluyen mutuamente, $P(H_i)$ la probabilidad asociada a *priori* de que sean ciertas, y $P(A/H_i)$ la probabilidad condicionada de que ocurra el suceso A siendo las H_i verdaderas, entonces se cumplirá que

$$P(H_i | A) = \frac{P(A | H_i) P(H_i)}{P(A)} = \frac{P(A | H_i) P(H_i)}{\sum_j P(H_j) P(A | H_j)}$$

en donde $P(H_i/A)$ es la probabilidad modificada a *posteriori*, es decir, la probabilidad de que las hipótesis H_i sean ciertas tras haberse producido el suceso A .

Como ejemplo, una de las formas de calcular el modelo a *priori*, es decir, la probabilidad anual de ocurrencia de terremotos con intensidad igual o superior a un determinado valor i , es mediante la expresión n_i/N_i , en donde n_i es el número de años en los que ocurrió dicha superación y N_i es el número total de años observados; es la forma más obvia e intuitiva (Canas *et al.*, 1988; Vives, 1990). De todas formas, es más utilizada la expresión

$$p_i = e^{a-bi}$$

en donde los coeficientes a y b se estiman minimizando

$$\sum_{i=i_o}^{i_m} w_i \left[e^{a-bi} - \frac{n_i}{N_i} \right]$$

siendo i_o e i_m los valores mínimo y máximo de la intensidad que se utilizan en el cálculo, y los coeficientes w_i son pesos para cada intensidad que se utilizan para tener en cuenta la fiabilidad de cada término del sumatorio, es decir, la fiabilidad de los datos de cada intensidad.

Si las probabilidades p_i siguen una distribución Beta de parámetros r' y t' (ciertos autores postulan el que las probabilidades siguen una distribución Gamma, lo que no resta generalidad a este desarrollo), los cuales pueden obtenerse a partir de los valores encontrados a *priori* para las probabilidades, la distribución a *posteriori*, condicionada a las observaciones realizadas, es otra distribución Beta de parámetros r'' y t'' , tal que

$$r'' = r' + n \qquad t'' = t' + N$$

(n es el número de años en los que, en dicha localización, se igualó o superó la intensidad dada i , siendo N es el número total de años de observación). Los parámetros condicionados permiten conocer los nuevos valores de las probabilidades p_i condicionadas.

Entre los trabajos que han utilizado esta metodología podemos destacar los de Esteva (1970a), Mortgat y Shah (1979), Anderson (1981), Campbell (1982 y 1983), Egozcue (1987), Canas *et al.* (1988), Vives (1990), Egozcue y Rüttener (1996), Rüttener *et al.* (1996) y, Pisarenko y Lyubushin (1997). Al igual que otras metodologías, ésta se ha utilizado en muy diversas ramas de la ciencia a la hora de estimar distintos riesgos (peligrosidades), llegando a aplicarse, por ejemplo, en medicina (v.g. Volinsky *et al.* , 1997) o en psicología (v.g. Edwards *et al.*, 1963).

Los propios autores que han llevado a cabo estos y otros análisis basados en la metodología Bayesiana apuntan a que, aunque el método en sí es probabilista, se recurre a técnicas deterministas para realizar la corrección *a posteriori*, aunque al basarse la corrección en la estadística Bayesiana sí resulta coherente con los métodos probabilistas, no presentándose ninguna incoherencia. Los detractores son muy críticos en lo que respecta a la arbitrariedad de la elección de la distribución *a priori*.

2.3. Simulaciones

El último modelo no zonificado que se va a indicar es el basado en procesos de simulación, normalmente mediante un relativamente simple modelo estadístico de Monte Carlo, utilizado inicialmente por Shapira (1983) y aplicado normalmente a cálculos de peligrosidad en localizaciones concretas.

Se basa en suponer que la sismicidad está distribuida uniformemente en una o varias áreas de actividad sísmica, tal que en el área (o en las áreas) se establece una determinada relación magnitud-frecuencia (se detallan en el apartado 4.4 de este Capítulo) de la cual se conocen sus parámetros calculados a través de la sismicidad pasada. Se utilizarán relaciones de atenuación que nos van a permitir conocer algún parámetro del movimiento del suelo (intensidad o aceleración) a la distancia a la que se encuentre la localización en la que deseamos conocerlo del epicentro del terremoto.

Tras considerar un determinado intervalo de tiempo T de exposición, el cual interesa que sea lo mayor posible, se generan en cada área tantos terremotos, distribuidos en posición aleatoriamente dentro de éstas, como indiquen sus respectivas relaciones magnitud-frecuencia, con magnitudes aleatorias que sigan la función de distribución marcada por cada relación. Se acostumbra a trabajar con una magnitud mínima, por debajo de la cual los terremotos no tienen importancia desde el punto de vista de la peligrosidad sísmica.

Estos terremotos se trasladarán a la localización donde se pretende conocer la peligrosidad mediante curvas de atenuación, obteniéndose la aceleración o intensidad esperada. Puesto que la curva normalmente vendrá dada con una estimación de error del tipo σ_I ó σ_a , donde I es la intensidad y a la aceleración, se incluye ésta en el resultado de la siguiente forma:

se genera una variable aleatoria distribuida normalmente de media cero y desviación σ_I ó σ_a que se suma al resultado obtenido, mediante la curva de atenuación, en la localización.

A partir de los múltiples valores obtenidos en la simulación en el punto de cálculo podemos conocer la frecuencia o tasa media de ocurrencia (o superación) de una determinada intensidad o aceleración mediante, por ejemplo, una expresión del tipo

$$\lambda(a \text{ ó } I) = \frac{1}{KT} \sum_{k=1}^K n_k(a \text{ ó } I)$$

en donde K es el número total de simulaciones que se han realizado y n_k es el número de veces que en la simulación k se ha superado en la localización el valor de aceleración o intensidad dado. A partir de los valores n_k conocidos en cada simulación, supuestos distribuidos normalmente, puede obtenerse sin dificultad una estimación para la incertidumbre de la variable λ . Como cualquier metodología basada en el modelo estadístico de Monte Carlo, cuanto mayor sea el número K de simulaciones, menor será la incertidumbre en la varianza del resultado, en este caso, la frecuencia media de ocurrencia.

3. Modelos Probabilísticos Zonificados.

La base de esta metodología, llamada comúnmente en la bibliografía sólo como análisis probabilístico de la peligrosidad sísmica (PSHA - *probabilistic seismic hazard analysis*), fue establecida en los trabajos de Cornell (1968 y 1971) y McGuire (1976). Se basa, desde el punto de vista matemático, en el llamado teorema de la probabilidad total, el cual nos indica que la probabilidad de excedencia de un determinado valor de movimiento del suelo y puede calcularse mediante la relación

$$P(\zeta > y) = \int_{\tilde{x}} P(\zeta > y | \tilde{x}) f_{\tilde{x}}(\tilde{x}) d\tilde{x}$$

en donde \tilde{x} incluye todas las variables aleatorias que influyen en el resultado (normalmente se eligen como variables la magnitud m y la distancia r), tal que la integral es múltiple y ha de calcularse a través de todas las variables que se incluyan en \tilde{x} , siendo f la función densidad de probabilidad y $P(\zeta > y | \tilde{x})$ la probabilidad condicionada de que se supere el valor de y dándose un determinado valor de las variables \tilde{x} que intervienen.

La metodología se basa en la delimitación de fuentes sísmicas (ver apartado 4.2 de este Capítulo) y el establecimiento de modelos de recurrencia o relaciones magnitud-frecuencia para cada una de ellas, tal que los parámetros de dichas relaciones se obtienen a partir de la sismicidad pasada en dichas zonas. Espacialmente hablando, se establece que cualquier punto de la zona puede generar un determinado terremoto con igual probabilidad. También es necesario, como en cualquier otro método que se considere, el conocer relaciones de atenuación que nos permitan conocer cómo decae el movimiento del suelo con la distancia.

Una vez delimitadas las zonas, si consideramos n fuentes sísmicas a la hora del cálculo de la peligrosidad, tal que cada una de ellas posee una tasa media de ocurrencia de terremotos ν_i , el teorema de la probabilidad total podemos escribirlo como

$$P(\zeta > y) = \sum_{i=1}^n \frac{\nu_i}{\nu} \int_{\tilde{x}} P(\zeta > y | \tilde{x}) f_{\tilde{x}}(\tilde{x}) d\tilde{x}$$

en donde la suma está extendida a todas las zonas potenciales generadoras de peligrosidad, siendo ν la tasa media de ocurrencia total de la región, es decir

$$\nu = \sum_{i=1}^n \nu_i$$

También podemos escribirlo como expresión de la tasa de excedencia en vez de como probabilidad de excedencia mediante la expresión

$$\lambda(y) = \sum_{i=1}^n \nu_i \int_{\tilde{x}} P(\zeta > y | \tilde{x}) f_{\tilde{x}}(\tilde{x}) d\tilde{x}$$

Lo usual, como se indicó anteriormente, es utilizar como variables aleatorias la magnitud y la distancia, tal que podremos escribir

$$P(\zeta > y) = \sum_{i=1}^n \frac{\nu_i}{\nu} \iint_{MR} P(\zeta > y | m, r) f_M(m) f_R(r) dr dm$$

posteriormente, el cálculo del período medio de retorno para el nivel y vendrá dado por

$$PR(y) = \frac{1}{\nu P(\zeta > y)}$$

La expresión que nos proporciona la probabilidad de excedencia ha de resolverse numéricamente, mediante distintas técnicas, e imponiendo distintas restricciones al modelo. En algunas ocasiones es posible obtener una expresión analítica de la probabilidad, por ejemplo, cuando se imponen severas simplificaciones del modelo y funciones que intervienen en el cálculo; en el trabajo inicial de Cornell (1968), éste encuentra para el período de retorno de la intensidad i en una determinada localización debido a una falla lineal la expresión aproximada

$$PR(i) \cong \frac{1}{\nu C_1 G} e^{C_2 i}$$

en donde ν es la tasa media de ocurrencia de terremotos por año y por unidad de longitud (de la falla), C_1 y C_2 son funciones que dependen de los parámetros de la relación de atenuación y de los de la función de distribución de magnitudes, y G es una función que depende de la geometría del sistema falla - punto de cálculo. También obtiene idéntica expresión, sólo cambia

la forma de las funciones C_1 , C_2 y G , para el caso de un área anular de radios interno a_1 y externo a_2 , y que abarca un ángulo determinado α (figura 1.2); es posible calcular la contribución de cualquier zona sísmica, independientemente de la forma que tenga, mediante la suma de contribuciones de áreas de este tipo.

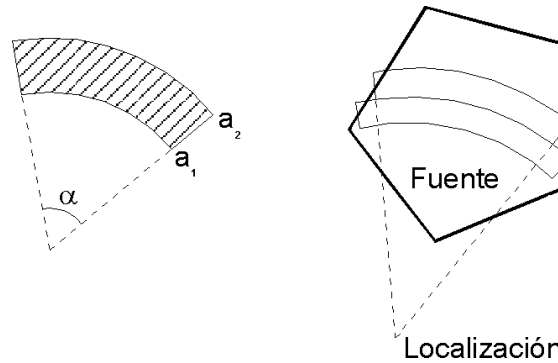


Figura 1.2. Área anular utilizada en el cálculo de la peligrosidad generada por una fuente sísmica con forma arbitraria.

En el cálculo de la integral $P(\zeta > y)$ hemos de calcular $P(\zeta > y | m, r)$, la probabilidad de que se supere el valor y de movimiento del suelo dado un terremoto de magnitud m a una distancia r de la localización. Lo usual es evaluarla utilizando la distribución normal, considerando que el valor medio del movimiento del terreno $\bar{\zeta}$ que sufrirá la localización es el que vendrá dado por la relación de atenuación que utilizemos, y su desviación σ_ζ por la de la propia relación (lo normal es que σ_ζ se considere constante, independientemente del valor del movimiento del terreno ζ), con lo que podemos escribir

$$P(\zeta > y | m, r) = 1 - F(u) = 1 - \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{t^2}{2}} dt \quad u = \frac{y - \bar{\zeta}}{\sigma_\zeta}$$

en donde F es la función acumulativa de la distribución normal estandarizada (área bajo la curva normal tipificada).

Al igual que las zonas sísmicas consideradas como áreas, especialmente en los últimos años, se vienen incluyendo en los cálculos de peligrosidad las fallas, consideradas individualmente. Se han desarrollado modelos (v.g. Bender, 1984) que permiten considerar terremotos modelados como rupturas de una determinada longitud a lo largo de segmentos de falla, incluyendo rupturas hasta de distintos segmentos de falla; se establece que las longitudes de ruptura son función de la magnitud, $l(m)$. Para poder tener en cuenta las fallas dentro del cálculo de la peligrosidad se necesitan conocer las fallas potencialmente activas de la zona de influencia, así como sus características, lo cual no es siempre posible.

Entre los datos que es necesario conocer se encuentran los parámetros a , b y σ_l de la relación empírica (la longitud de ruptura es función de la longitud y sigue una distribución lognormal de valor medio l y desviación σ_l)

$$l(m) = a + b m + \eta \sigma_l$$

en donde η es un parámetro que da cuenta de la indeterminación en el proceso de ruptura.

Basados en esta metodología (modelos probabilísticos zonificados) se han realizado una gran cantidad de trabajos teóricos y de cálculo de la peligrosidad sísmica en distintas zonas, entre los que se citarán los de Cornell (1968), Merz y Cornell (1973), McGuire (1976 y 1978a), Smith *et al.* (1980), Algermissen *et al.* (1982), Bernreuter y Minichino (1982), Bender y Perkins (1982 y 1987), Atkinson y Charlwood (1983), Chiang *et al.* (1984), Martín (1984), Principia Mechanica Ltd. (1985), Ihnen y Hadley (1987), Araya y Kiureghian (1988), Foschi y Lo (1988), Risk Engineering (1988), Arieh y Rabinowitz (1989), Bernreuter *et al.* (1989), Martín (1989), Reiter (1990), IGN (1991), Aspinall *et al.* (1994), Ward (1994), WGCEP (1995), Cao *et al.* (1996), Frankel *et al.* (1996), Giner (1996), Petersen *et al.* (1996), Schenk *et al.* (1997), Musson (1997), Lapajne *et al.* (1997), Pisarenko y Lyubushin (1997), Molina (1998), Secanell *et al.* (1998) y, Stirling y Wesnousky (1998).

4. Modelos de Generación de Terremotos

Los modelos de generación de terremotos deben incluir, por un lado una modelización de la ocurrencia en el tiempo y el espacio (incluyendo una descripción geométrica de las fuentes generadoras y estimando su actividad), así como relaciones que ligen los diferentes parámetros de la fuente, y por otro, frecuencias de ocurrencia de terremotos, es decir, modelos de recurrencia de magnitud (Araya y Kiureghian, 1988).

4.1. Modelización en el tiempo

La ocurrencia en el tiempo de los terremotos se modela considerándolos procesos estocásticos (no determinísticos). Pueden destacarse, entre los más importantes, los que se citan a continuación.

Modelo de Poisson. El modelo estocástico más simple, en su formulación y aplicación, y más comúnmente utilizado es el modelo de Poisson, especialmente en cálculos de peligrosidad sísmica. Se basa en los siguientes tres postulados:

- a) Un terremoto puede suceder en cualquier instante.
- b) El número de ocurrencias en un determinado intervalo de tiempo Δt es independiente del número de ocurrencias en otro intervalo, siempre que éstos no se solapen.
- c) La probabilidad de ocurrencia de un terremoto en un determinado intervalo de tiempo Δt viene dado por $\nu \Delta t$, donde ν es la tasa de ocurrencia (se considera constante), además, la probabilidad de ocurrencia de más de un terremoto en el mismo intervalo de tiempo Δt es despreciable.

Los dos primeros postulados implican que la ocurrencia de un suceso no está afectada por los que ocurrieron con anterioridad ni afectará a los futuros; es lo que se conoce como *falta de memoria* de los procesos Poissonianos.

La probabilidad de que en un intervalo de tiempo t se produzcan n terremotos va a venir dada por la expresión

$$P(N = n | t) = \frac{(vt)^n}{n!} e^{-vt}$$

mientras que la función de distribución del intervalo de tiempo T ente dos terremotos consecutivos (probabilidad de que suceda un terremoto transcurrido un tiempo t tras haberse producido el último) viene dada por la expresión

$$F_T(t) = P(T \leq t) = 1 - e^{-vt}$$

Si no tenemos en cuenta los premonitorios ni las réplicas ni los enjambres de terremotos (no se consideran en el cálculo de la peligrosidad, aunque sí tienen importancia en ciertas aplicaciones de ingeniería), así como si no consideramos pequeñas zonas, este modelo es más que aceptable, especialmente a la hora de describir los grandes terremotos (v.g. Ferraes, 1967; Lomnitz, 1973; Gardner y Knopoff, 1974; Esteva, 1976). El modelo de Poisson no es un modelo deseable en predicción, ya que no describe las citadas anteriormente excepciones, pero muy útil en los análisis de peligrosidad sísmica.

Modelo de Poisson no homogéneo (no estacionario). Un refinamiento al modelo de Poisson es el llamado modelo de Poisson no homogéneo (Cinlar, 1975; Savy, 1978; Hong y Guo, 1995), en donde se tiene en cuenta que la tasa de ocurrencia no sea constante. Uno de estos modelos es el llamado proceso de Poisson cíclico (Vere-Jones y Ozaki, 1982), en el que se considera que

$$v(t) = v_o e^{\rho \sin(\omega_o t + \theta)}$$

en donde se incorpora el que en ciertas secuencias de terremotos se haya visto un comportamiento periódico de la tasa, con amplitud de las fluctuaciones ρ y frecuencia ω_o . En este modelo, la probabilidad de que en un intervalo de tiempo t se produzcan n terremotos viene dada por

$$P(N = n | t) = \frac{a(t)^n}{n!} e^{-a(t)}$$

en donde

$$a(t) = \int_0^t v(t) dt$$

es el número esperado de terremotos en el intervalo de tiempo t . Si la tasa de ocurrencia es constante, $a(t) = \nu t$, obteniéndose de nuevo la conocida expresión para la probabilidad en el modelo de Poisson.

Modelo Bayesiano. Otro modelo de generación temporal utilizado (v.g. Benjamin, 1968; McGuire, 1977; Campbell, 1982 y 1983; Ferraes, 1985) es el llamado modelo Bayesiano (Carlin y Louis, 1996), basado, al igual que el método Bayesiano de cálculo de la peligrosidad sísmica, en el teorema estadístico de Bayes. Si se aplica al modelo de Poisson (Campbell, 1982), se pasa de la anterior probabilidad $P(N=n/t)$ a la expresión

$$\tilde{P}(N = n | n'', t'', t) = \frac{\Gamma(n + n'')}{n! \Gamma(n'')} \left(\frac{t''}{t + t''} \right)^{n''} \left(\frac{t}{t + t''} \right)^n$$

en donde n'' y t'' son los valores actualizados del número de terremotos y del tiempo de observación, los cuales responden a las expresiones

$$n'' = n_o + \left(\frac{\bar{\nu}'}{\sigma'_\nu} \right)^2 \quad t'' = t_o + \frac{\bar{\nu}'}{(\sigma'_\nu)^2}$$

siendo n_o es el número de terremotos observado en t_o años y, $\bar{\nu}'$ y σ'_ν las mejores estimaciones iniciales de la media y desviación estándar de la variable ν . Puesto que se ha partido de la distribución de Poisson, ésta que hemos obtenido se llama distribución Bayesiana del tipo Poisson-Gamma.

Modelo de Markov. También se utiliza el llamado modelo de Markov, en el que a diferencia del de Poisson, sí se incluye una determinada *memoria* en el proceso de generación; al suceder un terremoto, marca la ocurrencia futura de nuevos eventos, tanto en el espacio como en el tiempo. Este modelo considera una dependencia entre el tiempo entre eventos y el tamaño del terremoto que se produce. Al igual que los modelos Bayesiano y de Poisson no homogéneo, se requieren numerosos datos de terremotos en la zona, así como una alta calidad de los mismos para poder inferir complejos modelos como estos antes citados.

Se ha utilizado en ciertos trabajos sobre peligrosidad sísmica (Bufe *et al.*, 1977; Cluff *et al.*, 1980; Patwardhan *et al.*, 1980; Shimazaki y Nakata, 1980; Kiremidjian y Anagnos, 1984; Anagnos y Kiremidjian, 1984).

Dicho todo esto, hoy por hoy se siguen prefiriendo, en los cálculos de peligrosidad sísmica, modelos simples que describan la generación de terremotos, y a la vez, que sean consistentes con las bases físicas del proceso de generación, y puedan utilizarse en zonas donde no se de una gran disponibilidad de datos. Es por esto que el proceso de Poisson sigue siendo con diferencia el más utilizado.

4.2. Modelización en el espacio.

La metodología probabilística zonificada de cálculo de la peligrosidad sísmica parte del concepto de fuente sísmica como zona en donde los procesos de recurrencia de terremotos, tanto

espacial como temporalmente, son homogéneos (McGuire, 1977), o bien, son zonas que comparten iguales atributos sísmicos, tectónicos y geológicos, las cuales se describen por una única relación magnitud-frecuencia (Araya y Kiureghian, 1988).

Acostumbran a definirse cuatro tipos de zonas sísmicas (Thenhaus, 1986):

a) Zonas seismotectónicas. Son aquellas en las que se establece una relación entre los terremotos y las estructuras geológicas (Cornell y Merz, 1975; Algermissen y Perkins, 1976; Kiureghian y Ang, 1977).

b) Zonas paleosísmicas. Sin tener una historia sísmica reciente, la paleosismicidad en el Cuaternario reciente (Holoceno) hacen presuponer actividad sísmica en el futuro.

c) Zonas sismogénicas. Acostumbran a ser las más utilizadas en cálculos de peligrosidad (Atkinson y Charlwood, 1983; Bender, 1986; Hanson y Perkins, 1995; Ulomov, 1996). No aparece una relación clara entre la geología (fallas) y los terremotos, aunque sí se pueda inferir algún agrupamiento sísmico con una falla individual. No aparece actividad geológica en el Holoceno que evidencie fallas activas.

d) Zonas de sismicidad. Se definen solamente en función de la distribución de la sismicidad sin relacionarla con la geología, cuya delimitación está enfocada sólo y exclusivamente al cálculo de la peligrosidad sísmica.

Evidentemente, la delimitación de un tipo u otro de zonificación sísmica está totalmente influenciada por los datos de sismicidad histórica y reciente, datos tectónicos, paleosísmicos, etc., de que se disponga.

La modelización espacial no sólo incluye la zonificación en fuentes sísmicas del área de interés, sino que, aunque se aumente la sofisticación de los cálculos, se haría necesario también definir el comportamiento y características del proceso de ruptura desde un punto de vista puramente geométrico. Podemos diferenciar entre los siguientes tipos:

a) Ruptura puntual. Puede asumirse que la ruptura es puntual en los casos de pequeños terremotos o, en los grandes terremotos a grandes distancias (Cornell, 1968; Boore y Atkinson, 1987).

b) Ruptura lineal. La ruptura se produce a lo largo de segmentos lineales de falla (v.g. Kiureghian y Ang, 1977; Bender, 1984), tal que, como se indicó con anterioridad, la longitud de la ruptura es función de la magnitud del terremoto. La distancia de una localización a la ruptura se toma como la distancia entre el punto y la ruptura más cercana a dicho punto.

c) Ruptura bidimensional. Una descripción bastante cercana a la realidad del proceso es la que viene dada por una modelización en dos dimensiones de la ruptura (v.g. Okada, 1985 y 1992; Carlson y Langer, 1989; Rice, 1993); su complejidad es evidente, especialmente en lo que se refiere a su implementación en cálculos de peligrosidad sísmica.

4.3. Relaciones entre ciertos parámetros de la fuente.

La relación más utilizada es la que se establece entre la longitud de una falla L y la magnitud máxima m que puede llegar a generar. El primero en inferir y establecer una relación de este tipo fue Tocher (1958), tal que de forma empírica encuentra que

$$m = a + b \log L$$

en donde a y b son constantes. Su utilización en estimaciones de la máxima magnitud regional a partir del mayor segmento de falla que puede romperse (puede ser la longitud total de la falla) ha sido muy discutida (Mark, 1977; Bolt, 1978; Wyss, 1979), y se prefiere trabajar con el concepto de L entendiéndola como la longitud de la fuente, y no como la ruptura que se aprecia en superficie (Bonilla y Buchanan, 1970; Wyss, 1979).

También se utilizan expresiones lineales que relacionan m con el área de ruptura A (Wyss, 1979; Sing *et al.*, 1980; Bonilla *et al.* 1984), del tipo

$$m = \alpha \log A + \beta$$

en donde α y β son constantes. Finalmente, indicar que también se han establecido relaciones lineales entre m y $\log D$ (Chinnery, 1969; Wells y Coppersmith, 1994), y entre m y $D \cdot L$ (Tocher, 1958; Wyss y Brune, 1968; Chinnery, 1969; Bonilla *et al.*, 1984; Wells y Coppersmith, 1994), siendo D el desplazamiento en dirección de la falla.

En recientes trabajos (Anderson *et al.*, 1996) se incluye como novedad en las anteriores relaciones la velocidad de desplazamiento de la falla S mediante la relación lineal

$$m = a + b \log L + c \log S$$

Como se apuntó inicialmente, el establecimiento de estas relaciones tiene como fin el poder conocer la máxima magnitud (magnitud máxima más probable) que puede llegar a producir una falla de la que se conocen algunos de sus parámetros geométricos/cinemáticos.

4.4. Modelos de recurrencia de magnitud.

Entre los problemas que conciernen al análisis estadístico de los terremotos uno de los más importantes es el encaminado a encontrar una relación de la magnitud con la frecuencia de ocurrencia. La primera y más conocida es la llamada ley o relación de Gutenberg-Richter (Gutenberg y Richter, 1944; Richter, 1958)

$$\ln N' = A - Bm \quad \text{ó} \quad \log N' = A - Bm$$

en donde $N' \Delta m$ es el número de terremotos con magnitud comprendida entre $m - \Delta m$ y $m + \Delta m$; aunque se utiliza más normalmente bajo la forma

$$\log N = a - bm$$

en donde N es el número de terremotos con magnitud igual o superior a m ; 10^a es el número de terremotos con magnitud mayor que cero, siendo b la pendiente de la recta (el valor del parámetro b es importantísimo, desde el punto de vista sísmico, a la hora de caracterizar una región o fuente sísmica; es un indicador de la proporción existente entre grandes y pequeños terremotos). La relación entre unas constantes y otras puede obtenerse (Herrmann, 1977) como se muestra a continuación. A partir de una ecuación podemos calcular la otra, teniendo en cuenta que

$$\begin{aligned} N' &= 10^{A-Bm} = N(m-\Delta m) - N(m+\Delta m) = 10^{a-b(m-\Delta m)} - 10^{a-b(m+\Delta m)} = \\ &= 10^a \left[10^{-b(m-\Delta m)} - 10^{-b(m+\Delta m)} \right] = 10^a 10^{-bm} \left[10^{b\Delta m} - 10^{-b\Delta m} \right] \end{aligned}$$

con lo que se llega a

$$\begin{aligned} 10^A &= 10^a \left[10^{b\Delta m} - 10^{-b\Delta m} \right] \\ B &= b \end{aligned}$$

La relación de Gutenberg-Richter también puede escribirse como

$$\log N = a - b(m - m_o) \quad m > m_o$$

en donde se introduce m_o , mínima magnitud a considerar, tal que por debajo de ésta las magnitudes no presentan interés desde el punto de vista de la peligrosidad; en este caso, 10^a representa el número de terremotos con magnitud superior a m_o . También acostumbra a expresarse a través de la función distribución

$$F_M(m) = P(M < m | M \geq m_o) = \frac{N(m_o) - N(m)}{N(m_o)} = 1 - 10^{-b(m-m_o)} = 1 - e^{-\beta(m-m_o)}$$

siendo $\beta = b \ln 10$, o a través de la función densidad de probabilidad

$$f_M(m) = \frac{d F_M(m)}{dm} = b 10^{-b(m-m_o)} \ln 10 = \beta e^{-\beta(m-m_o)}$$

Se han llegado a proponer una gran diversidad de métodos a la hora de calcular las constantes que definen la relación que estamos considerando (Utsu, 1965; Cosentino *et al.* 1977; Weichert, 1980; Bender, 1983; Guttorp, 1987; Kijko y Dessokey, 1987).

Otras relaciones que se han propuesto, tratando de ajustar un modelo matemático a la sismicidad de una determina zona (especialmente proponiendo variaciones a la relación anterior para altas magnitudes), han sido las que se pasan a considerar a continuación.

Se indica primeramente la llamada ley cuadrática (Shlien y Toksöz, 1970)

$$\log N = a + b m - c m^2$$

utilizada, aunque no de forma profusa, en análisis de peligrosidad (Mertz y Cornell, 1973), escrita bajo la forma

$$\log N = \begin{cases} a & m < m_o \\ a_1 + b_1(m - m_o) + b_2(m - m_o)^2 & m_o \leq m \leq m_{max} \\ 0 & m > m_{max} \end{cases}$$

Esta expresión se utiliza para predecir menos terremotos a altas magnitudes de lo que lo hace la relación lineal de Gutenberg-Richter; se introduce además una magnitud máxima m_{max} por encima de la cual se considera que no se producen terremotos. Otras relaciones utilizadas son las propuestas por Utsu (1974)

$$\log N' = a - b m + \log(c - m)$$

por Purcaru (1975)

$$\log N' = a - b m - c(m - \delta)^3$$

por Lomnitz-Adler y Lomnitz (1979)

$$\ln(1 - F_M(m)) = A - B e^{\alpha m}$$

por Guarnieri *et al.* (1980)

$$\log N' = a - b m + \log(1 - 10^{-c(d-m)})$$

por Kijko y Sellevoll (1981)

$$F_M(m) = e^{-C e^{-B e^{\alpha m}}}$$

o por Main y Burton (1984)

$$f_M(m) = C e^{-\lambda_1 m - \lambda_2 M_o(m)}$$

en donde M_o es el momento sísmico, el cual puede relacionarse con la magnitud de momento sísmico M_w (Kanamori y Anderson, 1975) a través de la relación

$$M_w = \frac{\log M_o - A}{B}$$

en donde A y B son constantes.

La relación más utilizada hoy en día, no sólo a la hora de describir la sismicidad, sino también en cálculos de peligrosidad sísmica es la llamada ley de Gutenberg-Richter truncada. La función distribución viene dada (Cosentino *et al.*, 1977; Berril y Davis, 1980) por la expresión

$$F_M(m) = P(M < m \mid m_o \leq M \leq m_{max}) = \frac{1 - 10^{-b(m-m_o)}}{1 - 10^{-b(m_{max}-m_o)}} = \frac{1 - e^{-\beta(m-m_o)}}{1 - e^{-\beta(m_{max}-m_o)}} \quad m_o \leq m \leq m_{max}$$

siendo la función densidad

$$f_M(m) = \frac{b10^{-b(m-m_o)} \ln 10}{1 - 10^{-b(m_{max}-m_o)}} = \frac{\beta e^{-\beta(m-m_o)}}{1 - e^{-\beta(m_{max}-m_o)}} \quad m_o \leq m \leq m_{max}$$

y el número acumulativo de terremotos (terremotos con magnitud superior a una dada m)

$$N(m) = 10^a \frac{10^{-b(m-m_o)} - 10^{-b(m_{max}-m_o)}}{1 - 10^{-b(m_{max}-m_o)}} = 10^a \frac{e^{-\beta(m-m_o)} - e^{-\beta(m_{max}-m_o)}}{1 - e^{-\beta(m_{max}-m_o)}} \quad m_o \leq m \leq m_{max}$$

En todas estas expresiones se considera una magnitud mínima m_o y una máxima m_{max} ; por debajo de m_o no se considera que los terremotos tengan interés desde el punto de vista de la peligrosidad sísmica, y por encima de m_{max} no se producirán terremotos en la zona (es una magnitud límite). Esta expresión fue propuesta inicialmente por Cornell y Vanmarke (1969), aunque sin incluir el parámetro m_o .

En la figura 1.3 se muestra la variación de $N(m)$ como ejemplo para tres casos de variación de los parámetros que aparecen en su expresión, manteniendo constantes los demás: variación del parámetro a , del parámetro b y del parámetro m_{max} ; una variación del parámetro m_o nos llevaría sólo a un comienzo distinto del gráfico en el eje de abcisas. Más detalles sobre la variación de $N(m)$ con relación a estos tres parámetros se discutirán con posterioridad.

La ley de Gutenberg-Richter, en su forma lineal o truncada, no sólo es una relación empírica, sino que también es consecuencia teórica, por ejemplo, de imponer el principio de máxima entropía (máxima incertidumbre) a la función de densidad de terremotos en magnitudes (Berril y Davis, 1980). La función densidad $f_M(m)$ expuesta anteriormente maximiza la función entropía

$$S(f_M) = - \int_{m_o}^{m_{max}} f_M(m) \ln f_M(m) dm$$

bajo los condicionantes

$$\int_{m_o}^{m_{max}} f_M(m) dm = 1 \quad \text{y} \quad \int_{m_o}^{m_{max}} m f_M(m) dm = \mu$$

en donde μ es el valor medio de la magnitud en el intervalo comprendido entre m_o y m_{max} .

La necesidad de incluir m_{max} (llamada magnitud regional máxima) a la hora de establecer la relación frecuencia-magnitud ha sido discutida por diversos autores. Así, Richter (1958) establece que debe haber un límite superior a la mayor magnitud que puede producirse; las rocas de la corteza pueden aguantar, en función de su resistencia, un máximo esfuerzo antes de ceder. Yegulap y Kuo (1974) también indican que hay razones físicas para incluir una magnitud límite en cada región; ésta será función de la máxima dimensión que puede llegar a tener la fuente (en la corteza terrestre y manto superior) generadora del terremoto. Knopoff y

Kagan (1977) arguyen a favor de su existencia el que la velocidad de liberación de la energía sísmica no puede ser infinita.

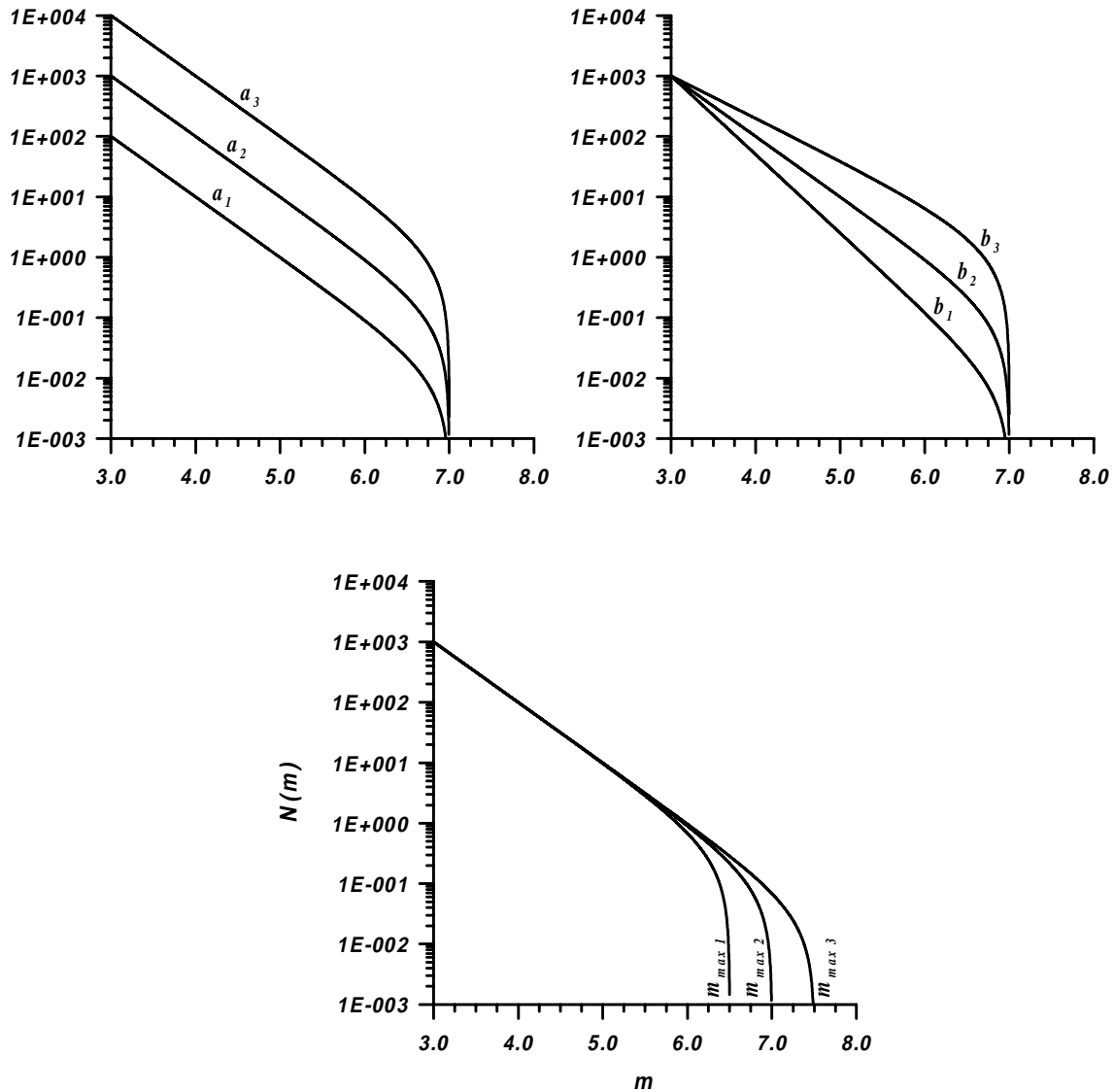


Figura 1.3. Función $N(m)$ para el caso en que varían los parámetros a , b y m_{max} , manteniendo constantes los demás.

Sobre su significado también aparecen distintas matizaciones. Al concepto inicial de máxima magnitud *observada*, dado un determinado catálogo sísmico, se puede incluir el de Cosentino *et al.* (1977), que la muestran como la máxima *posible* magnitud que puede darse en una determinada zona, mientras que Kijko (1984), Kijko y Dessokey (1987) y Kijko y Sellevoll

(1989, 1990 y 1992) la muestran como la mayor magnitud *esperada* en un período de tiempo igual a la duración del catálogo utilizado.

Es necesario también comentar el llamado modelo del terremoto característico, concepto introducido en los trabajos de Schwartz *et al.* (1981), Coppersmith y Schwartz (1983) y, Schwartz y Coppersmith (1984); se pretenden explicar las discrepancias que aparecen en ciertas zonas entre las recurrencias de terremotos obtenidas mediante la sismicidad (histórica e instrumental) y datos geológicos. Mientras que los catálogos regionales de sismicidad se ajustan bastante bien a una relación del tipo Gutenberg-Richter (en alguna de sus formulaciones vistas anteriormente), cuando se tratan fallas individuales o áreas pequeñas, la generación temporal de terremotos discrepa del anterior modelo (Scholz, 1990; Kagan, 1993).

En el modelo del terremoto característico se parte básicamente de la relación de Gutenberg-Richter, tal que se establece que ésta se cumple entre los valores de magnitud m_o y una magnitud intermedia m_i ó m^a , siendo ésta inferior a m_{max} (se toma como la máxima magnitud que la falla puede llegar a producir, llegando a ser muy superior al valor de m_i). La recurrencia del terremoto de magnitud m_{max} se calcula a través de datos geológicos (paleosismicidad, medida de deformaciones, longitud de la falla, etc.), mientras que la recurrencia de terremotos de magnitudes comprendidas entre m_o y m_i se realiza ajustando la sismicidad conocida a una relación del tipo Gutenberg-Richter. Una discusión reciente sobre este modelo es la realizada por Wesnousky (1994 y 1996) y Kagan (1996).

5. Modelos de Atenuación

Una relación o ley de atenuación es una expresión matemática que nos relaciona un determinado parámetro del movimiento del suelo (aceleración o velocidad máxima, intensidad sentida, espectro de respuesta, intensidad Arias, aceleración r.m.s., etc.) en un lugar a una determinada distancia del epicentro, con los parámetros que caracterizan el terremoto (energía, profundidad, mecanismo focal, etc.), el medio en el que se propagan las ondas, las condiciones geológicas locales, e incluso la propia estructura. Hemos de plantearnos, a la hora de utilizarla en cálculos de peligrosidad sísmica, qué parámetros son los más interesantes para incluirlos en la relación (Campbell, 1985).

La variable dependiente más utilizada en esta ley es la aceleración máxima. En el caso de que no se disponga de suficiente información directa sobre esta variable, al no tener un número aceptable de acelerogramas registrados en la zona, se calcula la relación de atenuación para la intensidad sentida, a partir de los mapas de isosistas de que se dispone, e indirectamente se calcula la atenuación para la aceleración; se puede suponer que se cumple la conocida relación empírica entre la intensidad y la aceleración $I = k_1 \log a + k_2$. La aceleración que se utiliza para el modelo de atenuación es la aceleración pico horizontal, ya que es la que tiene mayor importancia desde el punto de vista de la ingeniería. Su cálculo ha de realizarse a través de las dos componentes horizontales registradas por el acelerógrafo. Este cálculo no es obvio; diferentes autores han utilizado la máxima de las dos (v.g. Boore *et al.*, 1980), el valor medio (v.g. Campbell, 1981) o la composición vectorial de ambas (v.g. Campbell y Duke, 1974a).

Referente a los parámetros que caracterizan al terremoto, el más utilizado, con diferencia, es la magnitud. Bien es verdad que se han utilizado otros, a saber, la dimensión de la

fuelle (v.g. Bernreuter, 1981), el momento sísmico (v.g. Hanks, 1979) e incluso la caída de esfuerzos (v.g. Hanks y Johnson, 1976). Aunque la utilización de la magnitud es generalizada, presenta ciertos inconvenientes, principalmente relacionados con la diversidad de escalas que existen a la hora de medirla (M_L local, m_b para las ondas internas de corto período, m_B para las ondas internas de largo período, M_S para las ondas superficiales, M_W de momento sísmico, M_{JMA} de la Japan Meteorological Agency, etc.), y al hecho de que todas ellas, excepto M_W , presentan un valor a partir del cual se satura la escala; se acostumbra a utilizar m_b y M_L para dar la magnitud de pequeños terremotos y, M_S y M_W para los grandes. Si con la relación de atenuación se pretende representar el comportamiento en atenuación tanto para grandes como para pequeños terremotos, se debería tener lo anterior en cuenta, por ejemplo, calculando distintas leyes para grandes y pequeños terremotos, con distintas magnitudes como argumento (Campbell, 1981).

También se ha encontrado y modelado una dependencia de la atenuación con parámetros relacionados con el propio mecanismo focal del terremoto (Youngs *et al.*, 1997; Boore *et al.*, 1997; Campbell, 1997; Sadigh *et al.* 1997), amplitud y orientación del esfuerzo tectónico (v.g. McGarr, 1982; Spudich *et al.* 1997), patrón de radiación, directividad y geometría de la fuente (v.g. Boatwright y Boore, 1982; Teramo *et al.*, 1995; Somerville *et al.*, 1997; Teramo *et al.*, 1998) y profundidad focal (McGarr, 1984).

La variable independiente más utilizada a la hora de caracterizar los parámetros de propagación de las ondas (atenuación anelástica, atenuación geométrica y reflexiones de las ondas) es la distancia. Debido a que la zona de ruptura en un terremoto puede llegar a tener cientos de kilómetros de longitud, el uso de un tipo u otro de distancia llega a ser significativo. A grandes distancias de la fuente no es muy importante la diferencia entre utilizar, por ejemplo, la distancia hipocentral, la epicentral u otra, pero en el campo cercano se hace necesario utilizar la distancia más corta a la zona de ruptura, la distancia más corta a la zona de máxima relajación de la energía o, la distancia más corta a la proyección en superficie de la zona de ruptura (distancia Joyner-Boore), en caso contrario, se pueden minusvalorar los efectos de la sacudida (Schnabel y Seed, 1973; Shakal y Bernreuter, 1981).

Con referencia a los parámetros que nos marcan las condiciones geológicas del lugar, generalmente se da solamente una descripción geológica simple del sitio (blando, intermedio y duro o, suelo y roca o, por ejemplo, roca dura, roca blanda, depósitos, aluviales, etc.). Descripciones más completas incluyen la velocidad de propagación de las ondas (v.g. Joyner y Boore, 1983) o incluso la profundidad de los depósitos (v.g. Rogers *et al.*, 1983; Campbell, 1997).

Finalmente, especialmente cuando se utilizan datos de aceleración registrada, se ha de tener en cuenta la influencia que tuvo la estructura en el registro obtenido; no se puede olvidar esta influencia e integrarla en la respuesta geológica del lugar. Numerosos resultados confirman y modelan la interacción suelo - estructura y la influencia en el registro del tamaño del edificio (v.g. Crouse, 1976; Campbell, 1979; Boore *et al.*, 1980; McCann y Boore, 1983; Smith *et al.*, 1982; Crouse *et al.*, 1984; Chuhan *et al.*, 1992; Bernal y Youssef, 1997; Campbell, 1997).

Conocidas y establecidas las variables de las que depende la relación de atenuación, ahora se hace necesario establecer una relación matemática entre la variable dependiente y las variables independientes que se deban utilizar; ésta va a venir profundamente influida por los

datos de que se disponga. Datos homogéneos o uniformes van a requerir relaciones en las que se usen pocas variables independientes. Aun así son interesantes este tipo de relaciones, ya que en caso contrario puede aumentarse considerablemente la dispersión de las predicciones; cuando los resultados se quieren extrapolar más allá del rango de definición de los datos, es necesario hacerlo mediante un modelo físico, por ejemplo, los que se construyen a la hora de conocer el comportamiento de una determinada variable en el campo cercano, en las inmediaciones de la falla (v.g. McGarr *et al.*, 1981; Hadley *et al.*, 1982; Scholz, 1982; Anderson y Luco, 1983).

La expresión más utilizada es una del tipo (Campbell, 1985)

$$Y = b_1 f_1(m) f_2(R) f_3(M, R) f_4(P_i) \varepsilon$$

en donde Y es la variable independiente que va a utilizarse, b_1 una constante, f_1 es una función de la magnitud m , f_2 es una función de la distancia R , f_3 es una función conjunta de m y R , f_4 es una función dependiente de los parámetros de la fuente, camino, sitio o estructura que se deban incluir, siendo ε una variable aleatoria que representa la incertidumbre.

Las expresiones más utilizadas pasamos a verlas a continuación. La función f_1 acostumbra a escribirse (Richter, 1958) de la forma

$$f_1(m) = e^{b_2 m}$$

en donde b_2 es una constante; otros autores han introducido expresiones más complicadas. La expresión proviene de la definición original de magnitud como el logaritmo de la amplitud del movimiento del suelo.

Para la función f_2 se han utilizado como expresiones más usuales las siguientes

$$f_2(R) = \frac{e^{b_4 R}}{(R + b_5)^{b_3}} \qquad f_2(R) = \frac{e^{b_4 R}}{\left(\sqrt{R^2 + b_5^2}\right)^{b_3}}$$

en donde, el numerador nos da cuenta de la atenuación anelástica (b_4 es el coeficiente de atenuación anelástica), y el denominador de la atenuación geométrica (b_3 es el coeficiente de atenuación geométrica); el coeficiente b_5 se introduce para acotar la función cuando R se anule (si utilizamos la distancia epicentral, cuando estemos en el epicentro, o si utilizamos la distancia más corta a la proyección en superficie de la ruptura, cuando nos encontremos en la misma dirección que la falla). De nuevo, se ha de indicar que otros autores han propuesto expresiones más complicadas que las anteriores para describir estos efectos (Campbell, 1979; Espinosa, 1979 y 1980; Bolt y Abrahamson, 1982; Brillinger y Preisler, 1984).

Lo normal es que la función f_3 se considere igual a la unidad, sin embargo, ciertos autores (Esteva, 1970b; Campbell, 1981; Youngs *et al.* 1997; Sadigh *et al.*, 1997) utilizan la expresión

$$f_3(m, R) = \frac{1}{(R + b_6 e^{b_7 m})^{b_8}}$$

en donde b_6 , b_7 y b_8 son constantes. Mediante esta expresión se introduce una determinada dependencia en la atenuación, que reduce la importancia de la variable m para pequeños valores de R .

La función f_4 se escribe de la forma

$$f_4(P_i) = \sum_i e^{b_i P_i}$$

la cual tiene en cuenta que los efectos fuente o sitio son multiplicativos. Normalmente, el parámetro que más se utiliza es alguno que nos marque las condiciones geológicas locales. Nos encontramos autores (Campbell y Duke, 1974a; Trifunac, 1976) que han utilizado expresiones del tipo $f_4 = c$, en donde la constante es distinta dependiendo de las condiciones geológicas del sitio (tipo de asentamiento y profundidad del substrato), o del tipo (Campbell y Duke, 1974b; McGuire, 1978b)

$$f_4 = c_1 R^{c_2}$$

siendo c_1 y c_2 constantes, en donde, de nuevo, las constantes dependen de las condiciones geológicas.

Finalmente, sólo nos queda citar el parámetro ε que se introduce en la relación de atenuación. Es una variable aleatoria, de valor medio la unidad, que se acostumbra a considerar que sigue una distribución del tipo lognormal (también llamada distribución de Galton); una variable aleatoria ε se dice que sigue una distribución lognormal si (COICCP, 1974) puede escribirse de la forma

$$\varepsilon = a e^{b\xi}$$

en donde a y b son constantes, y ξ sigue una distribución normal del tipo $N(\mu, \sigma)$.

Establecidas las funciones f_i con que se va a trabajar (no es necesario hacerlo *a priori*, sino que pueden venir impuestas por el tipo y bondad de los datos que se utilicen), y mediante análisis de regresión (Draper y Smith, 1998), se calculan las constantes que permiten conocer el modelo de atenuación para la zona; el análisis se realiza sobre la expresión resultante de linealizar la relación de atenuación inicial

$$y = \ln(b_1) + \ln(f_1(m)) + \ln(f_2(R)) + \ln(f_3(m, R)) + \ln(f_4(P_i)) + \varepsilon'$$

en donde $y = \ln Y$ y $\varepsilon' = \ln \varepsilon$, siendo ε' una variable aleatoria que sigue una distribución normal del tipo $N(0, \sigma)$. La desviación estándar σ se toma como la desviación estándar de la estimación de la variable y en la anterior expresión.

6. Modelos de Incertidumbres

A la hora de incorporar las llamadas incertidumbre estadística e incertidumbre del modelo (ver apartado 1 del Capítulo 2) en el resultado final del cálculo de la peligrosidad, se han propuesto, principalmente, tres metodologías que se pasan a comentar.

- a) La basada en la opinión de varios expertos (juicio de expertos).
- b) Mediante un proceso de simulación (Monte Carlo).
- c) Mediante el método del árbol lógico.

En un estudio de Bernreuter *et al.* (1987) se pone claramente de manifiesto las diferencias entre los resultados del cálculo de la peligrosidad sísmica, en la localización de una central nuclear, encargados a diferentes grupos de investigadores (más reciente podemos ver el estudio de Stirling y Wesnousky (1998) en donde realizan una comparación de la peligrosidad, obtenida mediante diferentes metodologías, para California). Estas diferencias son debidas, aparte de a las diferencias sistemáticas entre los distintos estudios, a las incertidumbres que rodean todas las variables de entrada y decisiones en un estudio de estas características.

Es por esto que Bernreuter *et al.* (1987) se plantean el definir el término “metodología de estimación de la peligrosidad sísmica” mediante la inclusión de estos tres pasos o apartados:

- a) El proceso usado para desarrollar y describir la sismicidad y modelos del movimiento del suelo y sus incertidumbres.
- b) El algoritmo de cálculo de la probabilidad anual de excedencia de valores específicos del movimiento del suelo.
- c) El proceso usado para estimar la incertidumbre en el cálculo de la peligrosidad sísmica a partir de las incertidumbres en las entradas (datos, modelos, etc.).

Vamos a comentar brevemente las metodologías de cálculo de la incertidumbre, indicadas anteriormente, a la vista del último paso descrito.

Metodología del juicio de expertos. A la hora de establecer la zonificación (en fuentes sísmicas) del área de influencia y estimar los parámetros de la relación de recurrencia de magnitudes de cada una de las fuentes delimitadas, así como también (no siempre) a la hora de describir el modelo de atenuación del terreno, diferentes grupos de expertos confeccionan estos modelos. La peligrosidad se estima basándonos en las aportaciones realizadas por cada grupo; si se establecen también grupos para describir la atenuación del terreno, la peligrosidad se estima utilizando como entrada todas las combinaciones posibles de zonificaciones y modelos de atenuación.

Los distintos resultados pueden modelizarse mediante una distribución normal o lognormal; se pueden pesar mediante niveles de confianza las distintas opciones (opiniones) tomando como base la información usada en formular su opinión (se utilizan cuestionarios en donde se plasman las distintas opiniones y se organizan reuniones de puesta en contacto e interacción entre los distintos grupos de expertos).

Se puede ver cómo el utilizar esta metodología lleva aparejado el trabajo de un gran número de personas y una infraestructura que no está al servicio de cualquier investigador. Ha

sido utilizada en diversos trabajos, entre los que se pueden destacar los desarrollados por Algermissen *et al.* (1982), Bernreuter *et al.* (1985), EPRI (1985 y 1986) y Bernreuter *et al.* (1989).

Método del árbol lógico. En éste, el analista del cálculo establece distintas probabilidades o pesos a los posibles valores de los parámetros y modelos que se consideran. Se tienen en cuenta todas las posibles soluciones a la hora de obtener un valor medio y una desviación típica de la peligrosidad (si se supone que las soluciones siguen una distribución normal).

El problema que presenta esta metodología es que, al tener que utilizar todas las posibles combinaciones de parámetros y modelos, normalmente el estudio se ha de realizar con sólo dos o tres posibles alternativas para cada uno de ellos, además de no considerar la variación de todos y cada uno de dichos parámetros y modelos, ya que en caso contrario nos encontraríamos con que se tendría que calcular un número ingente de soluciones; aún así, pueden llegar a calcularse miles de soluciones distintas para estimar la peligrosidad e incertidumbre en una localización.

Esta metodología ha sido utilizada también por muy diversos investigadores, entre los que se pueden destacar los estudios realizados por YAEC (1983), Giner (1996), Musson (1997), Molina (1998) y Rabinowitz *et al.* (1998).

Método de Monte Carlo. Otro de los métodos utilizados es el método de Monte Carlo, entendiéndolo como un proceso de simulación en el que las variables de entrada (valores de los parámetros utilizados) se generan numéricamente como variables aleatorias de acuerdo con su distribución de probabilidad. El método consiste en una variante del método anterior, el del árbol lógico, en el que inicialmente todas las ramas tienen la misma probabilidad y no se establecen distintos valores de los parámetros a *priori*, sino que a partir del valor medio y varianza del parámetro, conocidos, cada vez que se necesite conocer su valor se generará aleatoriamente, tal y como se indicó inicialmente.

Normalmente se establece que es necesario un número del orden de 100 simulaciones (como mínimo 50) para que el resultado sea significativo estadísticamente (Araya y Kiureghian, 1988; Cramer *et al.*, 1996; Secanell *et al.*, 1998); con este número de resultados la distribución de la peligrosidad en la localización deseada puede asumirse que es normal, pudiéndose calcular su valor medio, su varianza e intervalos de confianza (como estimaciones de la incertidumbre) que se deseen.

**INCERTIDUMBRE EN EL CÁLCULO
DE LA PELIGROSIDAD**



- 1. Incertidumbre*
- 2. Catálogo Sísmico*
- 3. Fuentes Sísmicas*
- 4. Cálculo de los Parámetros a y b*
- 5. Cálculo del Parámetro m_{max}*
- 6. Cálculo de las Relaciones de Atenuación*

Capítulo 2. Incertidumbre en el Cálculo de la Peligrosidad

En este Capítulo se va a tratar el problema de las distintas fuentes de incertidumbre que aparecen en el cálculo de la peligrosidad sísmica, concretamente las que se han de tener en cuenta en los métodos zonificados. Tras una introducción al concepto de incertidumbre, indicando su tipología, se tratará de la incertidumbre introducida por el catálogo sísmico que se utilice, por la delimitación de las fuentes sísmicas (zonificación sísmica), la debida al cálculo de los parámetros que definen el modelo de recurrencia en magnitudes, y finalmente, la debida al cálculo de las relaciones de atenuación.

1. Incertidumbre

A la hora de calcular la peligrosidad sísmica de una zona es totalmente imprescindible el realizar una estimación de la incertidumbre de dicho cálculo, lo cual a menudo se pasa por alto. Conocer la incertidumbre asociada a un determinado valor de la peligrosidad sísmica calculada para una determinada localización, por ejemplo, a través de intervalos de confianza, es crucial cuando uno ha de tomar a partir de este valor una decisión.

No toda la incertidumbre tiene el mismo origen (Araya y Kiureghian, 1988; Toro *et al.* 1997), sino que es necesario distinguir entre distintas categorías:

a) Variabilidad o incertidumbre *inherente* o *aleatoria*. Es la que lleva aparejada la propia naturaleza del proceso físico. No puede ser reducida y difícilmente modelada debido a la naturaleza estocástica del proceso que se estudia. Mientras que en un modelo determinístico todas las relaciones, matemáticas o lógicas, entre elementos o variables están fijadas, en un modelo estocástico, al menos una variable es aleatoria.

b) Incertidumbre *estadística*. Es la incertidumbre que evita la exacta determinación de los parámetros del modelo, como consecuencia de disponer de un número limitado de datos. Esta fuente de incertidumbre sí puede ser reducida, tratando de completar o mejorar los datos de los que se dispone.

c) Incertidumbre *del modelo*, también llamada incertidumbre *epistémica*. Viene marcada por las limitaciones que cualquier modelo tiene a la hora de representar lo que ocurre realmente. Al igual que la incertidumbre *estadística* puede reducirse, esta vez a través de la mejora en el conocimiento del propio fenómeno físico, y mediante el desarrollo de modelos cada vez más refinados.

Inicialmente, la distinción entre estos tres tipos de incertidumbre es clara. El mecanismo de generación de terremotos responde a la incertidumbre *inherente*; la ocurrencia de terremotos sigue siendo intrínsecamente impredecible, aun así se debe incidir (Savarenskiy y Nersesov,

1980) en la mejora de los modelos físicos de mecanismos fuente de terremotos, sobre la base de estudios de campo y de laboratorio, y también en la determinación de los precursores sísmicos más efectivos y fiables.

Como ejemplo de incertidumbre *estadística* podemos incluir el cálculo de los parámetros de la ley de recurrencia de magnitudes a , b y m_{max} a partir de un determinado catálogo sísmico. También el cálculo de los parámetros a y b que relacionan la longitud de ruptura de una falla con la magnitud del terremoto que puede generar ($m = a \cdot \log L + b$), en el caso de que utilicemos esta relación como posible estimación del valor de m_{max} para una zona, o los parámetros α y β , que relacionan la superficie de ruptura con la magnitud mediante la expresión $m = \alpha \cdot \log A + \beta$.

Por ejemplo, la incertidumbre *del modelo* podemos asociarla al uso de modelos simplificados a la hora de describir un proceso bastante complejo. Utilizar un modelo u otro, o por ejemplo, establecer una definición de fuentes sísmicas o modelos de atenuación del terreno, nos lleva a introducir una cierta incertidumbre en el cálculo de la peligrosidad.

De todas formas, también es posible poner ejemplos en los que no es tan fácil discernir entre un tipo y otro de incertidumbre; por ejemplo, el caso de la atenuación sísmica. Cuando se necesita establecer una relación para la atenuación de la intensidad macrosísmica, nos encontramos que dependerá del mecanismo de ruptura de la fuente, camino recorrido por las ondas (pueden aparecer múltiples refracciones y reflexiones) y características de los distintos medios que atraviesan éstas, todo lo cual lleva aparejado una incertidumbre *inherente*, ya que son fenómenos impredecibles, además de una debida al *modelo* de atenuación que se elija, y otra *estadística*, a la hora de calcular los parámetros de la curva buscada; su contribución conjunta nos da la incertidumbre total.

Parte de esta incertidumbre podría reducirse introduciendo modelos que tuvieran en cuenta las características del terreno, la dirección y velocidad de ruptura de la falla, utilizar curvas de atenuación con más parámetros, etc.

No hay que olvidar que el proceso de cálculo del riesgo sísmico es dificultoso, ya que aparecen muchas complicaciones (datos insuficientes afectados algunas veces de un gran error, muchas fuentes de incertidumbre *inherente*, datos observacionales en vez de experimentales, etc.). Una consecuencia de esto es que ningún estudio de riesgo o peligrosidad sísmica será totalmente definitivo (Brillinger, 1982).

Es más, hay que tener en cuenta que el estudio probabilístico de la predicción de terremotos se aleja de la llamada predicción probabilística ideal (Aki, 1989), en la que disponemos del máximo grado de conocimiento probabilístico sobre un terremoto (figura 2.1); si diez años antes del suceso de un determinado terremoto la probabilidad de ocurrencia es de uno en diez años, un año antes de que éste suceda la probabilidad deberá ser de uno en un año y, un día antes deberá ser de uno en un día. La predicción basada en catálogos de terremotos,

incluso incluyendo datos paleosísmicos, llamada predicción de largo período, nos dará valores de peligrosidad constantes en el tiempo; volviendo al ejemplo anterior, si la probabilidad de que suceda un terremoto es de uno en diez años, lo será diez años, un año o un día antes de que suceda éste.

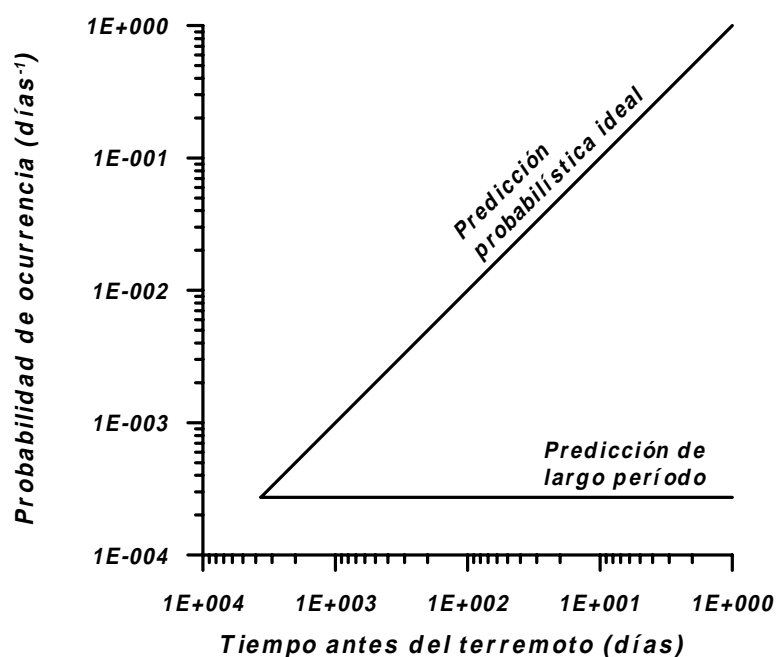


Figura 2.1. Predicción probabilística ideal (Aki, 1989) frente a la predicción de largo período.

Todas las predicciones que hagamos de peligrosidad sísmica (probabilidad de ocurrencia), independientemente de su naturaleza (probabilísticas, mediante monitorización geodésica de fallas, mediante observación de precusores sísmicos, etc.), tendríamos que dibujarlas en el anterior gráfico por debajo de la recta de predicción probabilística ideal.

A continuación se van a exponer las incertidumbres que aparecen asociadas a los distintos datos de entrada en el cálculo de la peligrosidad e incertidumbre final, así como su metodología de cálculo, teniendo en cuenta que se va a utilizar la metodología seguida en los modelos probabilísticos zonificados; se ha de tratar el catálogo sísmico utilizado, la delimitación de fuentes, el cálculo de los parámetros del modelo de recurrencia de magnitudes utilizado y, el modelo de atenuación.

2. Catálogo Sísmico

El catálogo de terremotos utilizado es la primera fuente de incertidumbre que se ha de tener en cuenta en el cálculo de la peligrosidad. Una estimación de su calidad va a venir dada por lo que se denomina *homogeneidad*, *fiabilidad* y *completitud* de dicho catálogo.

La *homogeneidad* va a venir influenciada por las fuentes y criterios de cuantificación que se utilizan a la hora de incluir la información que finalmente aparecerá en dicho catálogo.

Si el catálogo abarca un intervalo de tiempo importante lo normal es que nos encontremos datos heterogéneos en lo referente a las localizaciones. Para localizar los terremotos que sucedieron hace cientos de años normalmente se recurre a mapas de isosistas, en caso de que se hayan realizado, o a crónicas históricas que nos indican la ciudad donde se sintió o, se sintieron más los efectos de un determinado terremoto. En la actualidad se utilizan programas de cálculo utilizando las lecturas de fases en diversas estaciones sísmicas; esto puede introducir también heterogeneidad de por sí, ya que con el paso del tiempo cambia el tipo, número y distribución de los sismógrafos y, la metodología en la determinación (distintos programas de cálculo).

La siguiente variable fuente de heterogeneidad es la intensidad epicentral, no sólo por la propia subjetividad inherente a la escala o por su ambigüedad en el rango de intensidades intermedias, sino también por la conocida tendencia, en ciertas épocas, de magnificar los efectos de un determinado suceso, atendiendo a razones económicas o religiosas; también se ha de destacar los diferentes cuestionarios macrosísmicos que se han utilizado en distintas épocas a la hora de trazar los mapas de isosistas y, las distintas tendencias a utilizar una u otra escala de intensidades (independientemente de que los datos finalmente se hayan tratado de unificar).

Otra variable a considerar es la magnitud. La distinta instrumentación que se ha venido utilizando, lo que conlleva distintas características técnicas, hace que sólo para altas magnitudes pueda considerarse verdaderamente homogénea la información. Por otro lado, distintos catálogos pueden utilizar distintos tipos de magnitud.

Otra característica a tener en cuenta es la *fiabilidad*, entendiéndola como el error del que están afectadas las distintas variables que aparecen reflejadas en el catálogo. Lo normal es que los errores sean función de la época y metodología utilizada en su determinación y que, aunque para la época histórica no se conozcan con total certeza, al menos estén acotados en cierta manera.

Finalmente hablaremos del concepto de *completitud*, especialmente en la referente a la intensidad y magnitud de los terremotos; los estudios de completitud “espacial” son muy complicados de realizar, ya que no es fácil relacionar la localización o profundidad con ninguna otra variable. Lo normal es que nos encontremos con falta de magnitudes para los terremotos históricos, por motivos obvios y, con falta de intensidades para los terremotos instrumentales, especialmente para los de intensidad baja. Mientras que la homogeneidad y la fiabilidad de un

catálogo son mejorables, pero sólo tras profundos y detallados estudios, terremoto a terremoto, que lleven a plantearnos nuevos valores para los parámetros de un determinado suceso, en estudios de peligrosidad mediante el método zonificado es imprescindible completar el catálogo, de una u otra forma, ya que ésta va a ser función, entre otras cosas, de la tasa de terremotos o de la proporción entre grandes y pequeños terremotos que se den en una determinada zona (parámetros a y b de la relación de Gutenberg-Richter).

Primeramente, se puede asignar intensidad o incluso, realizar mapas de isosistas de un terremoto del que se disponga de suficientes datos de tipo macrosísmico. Esto lleva aparejado una investigación histórica profunda mediante equipos multidisciplinares para terremotos históricos o, para terremotos recientes, la distribución de cuestionarios macrosísmicos rellenados por los individuos que recuerden aún los efectos de éste.

También se puede asignar magnitud a terremotos a partir de mapas de isosistas siguiendo, por ejemplo, la metodología propuesta por Ambraseys (1985), la cual considera todas las isosistas que se conozcan del terremoto, o bien, la metodología utilizada, por ejemplo, por Topozada (1975), Street y Turcotte (1977), Nuttli *et al.* (1979), Street y Lacroix (1979), Sibol *et al.* (1987), Giner (1996) y Molina (1998), en donde se utiliza únicamente el área de una de las isosistas. Las expresiones utilizadas son del tipo

$$m = a + \frac{b}{n} \sum_i I_i + \frac{c}{n} \sum_i D_i + \frac{d}{n} \sum_i \log(D_i) = a + b\bar{I} + c\bar{D} + d\overline{\log D}$$

en el primer caso, en donde a , b , c y d son constantes del ajuste, I es la intensidad, D es el radio medio de la isosista (también se utiliza la “distancia hipocentral” a la isosista media) y n es el número total de isosistas que se considera, o

$$m = a + b \log^c A$$

en el segundo caso, siendo a y b constantes del ajuste, A el área de la isosista que se considera en el cálculo y c una constante (igual a 1 ó 2) con la que se pretende mejorar el ajuste.

Una vez que se han asignado las magnitudes e intensidades posibles mediante las metodologías indicadas anteriormente, el siguiente paso es establecer una relación magnitud-intensidad e intensidad-magnitud, a partir de los terremotos del catálogo que posean ambas, que nos permita completar los datos que nos falten para todos aquellos terremotos con sólo intensidad o magnitud. La relación más utilizada es una lineal del tipo

$$m = a + bI \qquad e \qquad I = a' + b'm$$

aunque también se utilizan ecuaciones de tipo cuadrático (Benito, 1993; Giner, 1996; Molina 1998)

$$m = a + bI + cI^2 \quad e \quad I = a' + b'm + c'm^2$$

líneas de regresión ortogonal y elipses de dispersión (Aivazian, 1970; Caballini y Rebez, 1996), o incluso se ha propuesto la función denominada sigmoide (Caballini y Rebez, 1996)

$$I = I_{max} \left(1 + \operatorname{Erf} \left[\frac{m - \mu}{\sqrt{2} \sigma} \right] \right)$$

en donde μ y σ se obtienen mediante un ajuste por mínimos cuadrados, I_{max} es la máxima intensidad y Erf representa la conocida función error, con expresión

$$\operatorname{Erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-u^2} du$$

Con estos tipos de ajuste lo que se pretende no es más que mejorar la regresión entre las variables intensidad y magnitud para un rango más amplio de magnitudes.

Vamos a tratar ahora el problema de la completitud del catálogo bajo los puntos de vista siguientes (son dos objetivos que se han de conseguir en este trabajo a la hora de calcular la peligrosidad):

a) establecer el número de terremotos que de una determinada intensidad o magnitud se han debido producir en un determinado intervalo de tiempo en una zona

b) conocer los intervalos de tiempo a partir de los cuales se han registrado en una zona todos los terremotos de una determinada magnitud e intensidad

considerando que la sismicidad es estacionaria y que se cumple un determinado modelo de generación de terremotos. En ambos casos, se completa sólo el número de terremotos por magnitud o intensidad, dato que debemos conocer a la hora de estimar los parámetros de la relación frecuencia-magnitud.

El método que más se ha utilizado es el que podríamos llamar método gráfico, aunque como métodos más robustos tenemos los ideados por Stepp (1971, 1972) y por Bungum y Husebye (1974). Pasaremos a describirlos a continuación.

Método gráfico. Se basa en la apreciación gráfica y visual de una determinada falta de información sísmica en el tiempo. Para ello se representa la intensidad o magnitud de los terremotos frente al tiempo y se observa el período de completitud para un determinado valor de ésta; vendrá dado por el instante para el que hayan desaparecido los vacíos sísmicos, donde se ha perdido información, y aparezca una cierta recurrencia en los terremotos, de tal forma que se aprecie una determinada periodicidad o repetición en los sucesos sísmicos (para una determinada magnitud o intensidad).

Método de Stepp. Stepp (1971, 1972) propone un método basado en la estacionariedad del proceso de la sismicidad; basándonos en esta premisa, la media, varianza o cualquier otro momento estadístico de una determinada muestra han de permanecer estables o estacionarios en el tiempo. La metodología estriba en dividir las intensidades (o magnitudes) en clases, tal que se considera que cada clase puede modelarse como un proceso puntual en el tiempo (muestra estadística), considerando que sigue una distribución de Poisson.

Si llamamos k_1, k_2, \dots, k_n al número de terremotos por unidad de tiempo en diferentes instantes, la estimación de la varianza σ_λ^2 de la tasa de ocurrencia por unidad de tiempo λ (número medio de terremotos por unidad de tiempo) vendrá dada por

$$\sigma_\lambda^2 = \lambda/n \qquad \lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n k_i$$

La desviación estándar, tomando como intervalo temporal un año, viene dada por la fórmula

$$\sigma_\lambda = \sqrt{\lambda}/\sqrt{T}$$

en donde T es la duración total de la muestra que se considere. Si representamos en un gráfico $\ln\sigma_\lambda$ frente a $\ln T$ debemos esperar encontrarnos, en el intervalo de tiempo que sea completo el catálogo, debido a la estacionariedad de la sismicidad, una línea recta de pendiente $-1/2$ y ordenada en el origen $\ln\lambda/2$.

Esto nos servirá, en principio, para conocer el período de tiempo en el que puede considerarse completa una determinada clase o intervalo de intensidades o magnitudes; vendrá dado por el valor de T en el que deje de comportarse el valor de la desviación estándar como una línea recta. Pero además puede conocerse, a través del valor de la ordenada en el origen, el valor de λ ; esto nos puede servir para extrapolar el número de terremotos por unidad de tiempo, dentro de una determinada clase, a épocas anteriores en las que no podemos considerar el catálogo completo.

Método de Bungum y Husebye. Este método, ideado por Bungum y Husebye (1974), inicialmente fue propuesto para estudiar la detectabilidad de una determinada red sísmica, aunque puede utilizarse (Molina, 1998) para conocer los intervalos en los que puede considerarse completo un determinado catálogo sísmico.

Parte de considerar que en una determinada zona se cumple la ley de Gutenberg-Richter en su forma lineal, tal que a partir de la sismicidad existente se calcula el valor de los parámetros a y b de dicha relación. Lo que se hace es comparar los valores predichos por la relación (número de terremotos que superan una magnitud o intensidad determinada), conocidos ya los valores de los parámetros, con los datos observados de los que se dispone. Se dice que la

detectabilidad es alta si la diferencia entre el dato predicho y el observado es inferior a un 10%, mientras que si supera el 50% se dice que la detectabilidad es baja.

Aunque se propuso para estudiar la detectabilidad de una red, como se dijo anteriormente, puede utilizarse para determinar el intervalo de tiempo en el que es completo un catálogo para un valor de la magnitud o intensidad determinado; una alta detectabilidad de una determinada magnitud implicaría completitud, mientras que una baja detectabilidad implicaría incompletitud para dicha magnitud.

3. Fuentes Sísmicas

Un claro contribuyente a la incertidumbre final es la elección y/o delimitación de las fuentes sísmicas en la zona de estudio. Como se indicó en el apartado 4.2 del Capítulo anterior, en donde se mostraron los cuatro tipos de zonas o fuentes sísmicas que acostumbran a considerarse, una fuente sísmica debe poseer características estadísticas uniformes, especialmente cuando vaya a utilizarse para cálculos de peligrosidad sísmica. Cuanto mayor sea el tamaño de la fuente, menos homogénea será desde un punto de vista tectónico pero más lo será desde un punto de vista puramente estadístico, mientras que delimitaciones de fuentes muy pequeñas llevarán a una homogeneidad tectónica (lo ideal sería considerar como fuentes a las mismas fallas o rupturas) pero no estadístico (Molina, 1998).

Tal y como indica Thenhaus (1983), los procedimientos utilizados a la hora de delimitar fuentes sísmicas no están bien definidos. No hay una clara metodología, ya que no existe un nivel uniforme de información sísmica, geológica y geofísica para las distintas zonas; además nos encontramos con zonas con diferente geología y tectónica. La evaluación e interpretación de los diferentes tipos de información de que se dispone depende claramente de la opinión y juicio del investigador (Bender, 1986; Savy *et al.*, 1986; Bernreuter *et al.*, 1989; Jianwen, 1989), tal que diferentes expertos definirán diferentes zonas sísmicas en la misma área. De aquí la importancia del método denominado juicio de expertos, explicado en el apartado 6 del Capítulo anterior, a la hora de reducir la arbitrariedad y modelizar la fuerte incertidumbre introducida por este factor (va a depender de la metodología de cálculo de la peligrosidad).

En un principio, pueden establecerse distintas aproximaciones al resultado que se persigue, siendo una de las más utilizadas el identificar las estructuras tectónicas más sobresalientes, principalmente trazas de fallas, a las que se puedan asociar los terremotos históricos. A partir de aquí se construye un modelo espacial de ocurrencia de terremotos (zonificación sísmica) estableciendo las áreas en las que los terremotos asociados con una determinada estructura se producirán en el futuro. Evidente y desafortunadamente, no es fácil asociar grandes terremotos históricos a estructuras geológicas o tectónicas específicas.

Una técnica más elaborada que la anterior fue la desarrollada inicialmente por la EPRI (1985), después utilizada por otros autores (*v.g.* Savy *et al.*, 1986; Bernreuter *et al.*, 1989; Ulomov, 1996). Consiste en analizar los datos disponibles de tipo geofísico (anomalía de la

gravedad e intensidad de campo magnético), tectónico, geológico, geomorfológico y sísmico (sismicidad, energía liberada, paleosismicidad y mecanismo focal), a la hora de identificar estructuras o rasgos que puedan ser potenciales fuentes de terremotos, identificando la impronta que cada tipo de dato representa en la fuente delimitada; la contribución de cada tipo de dato se evalúa, evidentemente de forma subjetiva, en términos de con cuánto contribuye a la hipótesis de que un determinado rasgo o estructura sea una potencial fuente de sismicidad en el futuro (Savy *et al.*, 1986).

Lo deseable (EPRI, 1985) sería utilizar la información suministrada (distintas zonificaciones sísmicas) por diferentes grupos de expertos. En un primer paso, estos grupos deben proporcionar lo que llamaríamos su mejor estimación del mapa de fuentes sísmicas del área de interés. En un segundo paso, cada grupo elabora alternativas a su mapa, variando las fronteras de algunas fuentes, o incluso eliminando o añadiendo fuentes, tal que se han de proporcionar grados de credibilidad, pesos o probabilidades, a cada una de dichas alternativas. Todos los mapas y sus probabilidades asociadas entran a formar parte del cálculo de la peligrosidad, bien mediante la metodología del árbol lógico o mediante una simulación.

La problemática, tal y como se indicó inicialmente, estriba en una falta de información de los diferentes datos que serían necesarios para establecer una zonificación definitiva. Se puede citar, por ejemplo, un desconocimiento en general de las fallas activas del área de interés, áreas con baja actividad o de las que no se dispone de una larga historia sísmica, lo que puede dificultar la definición de las fronteras de las fuentes, áreas con un número limitado de soluciones de mecanismo focal o un bajo conocimiento de la distribución de esfuerzos, los cuales podrían dar luz sobre la sismotectónica de la zona, falta de datos de tipo paleosísmico que puedan documentarnos sobre la repetitividad de los grandes terremotos, etc.

En muchos casos, la sismicidad observada (histórica e instrumental) se convierte en la principal fuente de información (si no la única en ciertas áreas) a la hora de delimitar las fuentes sísmicas; en este caso se delimitarán lo que llamábamos zonas de sismicidad, utilizadas solamente en cálculos de peligrosidad.

Cuando se utilizan fallas y rupturas directamente en cálculos de peligrosidad aparece también una incertidumbre añadida, la que proviene del conocimiento de la geometría y de las características tectónicas y sísmicas, que son necesarias para su correcta implementación en este tipo de cálculos.

Referente a la propia geometría, se acostumbra a considerar la longitud de ruptura en superficie, la longitud de ruptura bajo la superficie, la anchura o profundidad y el área de ruptura. La determinación de cualquiera de estas cantidades no es obvia, existiendo una dificultad metodológica y una intrínseca que implican una incertidumbre en su determinación y en los resultados que se obtengan a partir de éstas. Las principales fuentes de incertidumbre en el conocimiento de la longitud de ruptura en superficie acostumbran a ser (Wells y Coppersmith, 1994) los estudios incompletos en la zona, debidos a problemas de inaccesibilidad, discontinuidad de la ruptura en superficie, etc., y las diferentes interpretaciones

de la naturaleza y extensión de la deformación en superficie, las cuales son debidas a las diferentes metodologías que pueden utilizarse. Por otro lado, el método fundamental a la hora de determinar la longitud de ruptura bajo la superficie y el área de ruptura es mediante estudios de la distribución espacial de secuencias de réplicas (Kanamori y Anderson, 1975; Mendoza y Hartzell, 1988; Dietz y Ellsworth, 1990). Los estudios más detallados apuntan a que las réplicas que suceden inmediatamente después del suceso principal perfilan el perímetro de la zona de ruptura cosísmica, dándose en la propia zona un vacío sísmico; esto puede llevar a sobredeterminar el área de ruptura, tal y como apuntan Mendoza y Hartzell (1988). Otras determinaciones del área de ruptura pueden realizarse a través de modelizaciones geodésicas de los cambios observados en superficie o bien, a través del conocimiento de la llamada frecuencia esquina obtenida a través de los registros de aceleración del terremoto (v.g. Brune, 1970 y 1971). Wells y Coppersmith (1994) encuentran que la longitud de la ruptura en superficie acostumbra a ser del orden de sólo el 75% de la longitud de ruptura bajo ésta. Finalmente, la anchura de la fuente se determina a través de las profundidades de las réplicas; la precisión de este dato viene dada, por tanto, por la precisión de las localizaciones en profundidad de las réplicas.

En lo referente a las características tectónicas y sísmicas que pueden incluirse en un análisis de peligrosidad podemos citar el desplazamiento máximo y medio de la ruptura en superficie y la determinación de la propia sismicidad que genera la falla (asociación de terremotos a la falla). El máximo desplazamiento que se produce en una determinada falla tras un terremoto es una variable mejor documentada que el desplazamiento medio; tanto una como otra presentan el inconveniente de que son medidas transcurrido un cierto tiempo (semanas o meses) desde que se produce el terremoto y por lo tanto incluyen el desplazamiento cosísmico y el postsísmico. El desplazamiento medio acostumbra a ser del orden de la mitad del máximo (Wells y Coppersmith, 1994).

La dificultad de asociar terremotos a fallas parte, en principio, de los errores que se cometen en la localización de la sismicidad, los cuales influirán en la caracterización geométrica de la falla, como se indicó anteriormente, pero también en la determinación del número de eventos que de distintas magnitudes puede generar dicha ruptura. Esto implica una cierta incertidumbre en el establecimiento de una relación frecuencia-magnitud para la falla, es decir, en el conocimiento de la tasa de terremotos (número de terremotos, por encima de una determinada magnitud, que genera por unidad de tiempo); Rabinowitz *et al.* (1989) consideran que muy posiblemente es ésta, la tasa de terremotos, la principal fuente de incertidumbre en el cálculo de la peligrosidad sísmica generada por una falla, por encima de parámetros como su longitud, anchura o fracción de la falla que llega a romperse.

Para concluir, se ha de hacer notar también el problema que aparece cuando se calcula la peligrosidad en localizaciones cercanas a un límite o frontera entre zonas sísmicas o bien, a una falla cuando ésta se utiliza directamente como fuente sísmica. Al producirse un cambio abrupto de los parámetros que caracterizan las fuentes fronterizas (a , b y m_{max} en la mayoría de los casos) nos encontramos con una fuerte variación del valor que queremos predecir, tal que dos localizaciones relativamente próximas, por ejemplo, podrían estar sometidas a muy distintos

niveles de peligrosidad; estos niveles son tanto más distintos cuanto mayor es el tiempo de exposición en el cálculo de la peligrosidad.

Lo que se ha planteado (Bender, 1986; Bender y Perkins, 1987) es suavizar esta variación. Para ello se ha propuesto que la sismicidad asociada (entiéndase como cualquier parámetro sísmico que se necesite considerar) a cada punto de una fuente sísmica está normalmente distribuida (distribución normal circular) alrededor del punto en cuestión. Por ejemplo, si la localización esperada (localización media) de un evento sísmico es el entorno próximo del punto (x,y) , llamando σ a la desviación estándar en su localización, la probabilidad de que el evento se localice en las inmediaciones del punto $(x+\Delta x,y+\Delta y)$, dentro de una pequeña zona de superficie A , vendrá dada mediante la expresión

$$P_A(\Delta x, \Delta y) = \frac{A}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{\Delta x^2 + \Delta y^2}{2\sigma^2}}$$

Se ha impuesto una variabilidad en la localización del terremoto. Se pueden incluir también en este modelo distintas incertidumbres (desviaciones) en las direcciones x e y , lo que nos llevaría a una expresión para la anterior probabilidad de la forma

$$P_A(\Delta x, \Delta y) = \frac{A}{2\pi\sigma_x\sigma_y} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\Delta x^2}{\sigma_x^2} + \frac{\Delta y^2}{\sigma_y^2}\right)}$$

tal que así se modela una determinada directividad de la variabilidad .

Se formula un planteamiento idéntico para el caso de una falla definida por una fractura lineal (Bender, 1986). Si consideramos una falla de longitud L que se extiende entre los puntos de coordenadas (x_o, y_o) y (x_L, y_L) , la probabilidad de que cualquier punto (x,y) de la falla, por ejemplo el punto inicio (x_o, y_o) , llegue a encontrarse dentro de una pequeña zona de superficie A en las inmediaciones del punto $(x+\Delta x,y+\Delta y)$, vendrá dada también por la anterior expresión para $P_A(\Delta x, \Delta y)$.

En ciertos programas de cálculo de la peligrosidad (v.g. Bender y Perkins, 1987), en vez de considerar la variabilidad en la localización del terremoto, las aceleraciones esperadas (resultado final en el cálculo de la peligrosidad) se calculan asumiendo fuentes sísmicas perfectamente definidas, es decir, no imponiendo variabilidad para ningún parámetro sísmico, de tal forma que lo que se hace es suavizar el resultado final (suavizar directamente la peligrosidad final calculada).

En este caso, la peligrosidad (aceleración esperada) se calcula en una cuadrícula de puntos espaciados con incrementos en las coordenadas δx y δy (normalmente igual a δx). En el cálculo inicial no se tiene en cuenta la variabilidad de ningún parámetro, es decir, se consideran

las fuentes con fronteras rígidas perfectamente delimitadas. Una vez que se conoce la peligrosidad en todos y cada uno de los puntos de la cuadrícula, a la hora de conocer la nueva peligrosidad en un punto dado de ésta de coordenadas (x,y) , incluyendo ahora la variabilidad en la localización de los terremotos se pesan las peligrosidades de todos los puntos, tal que el peso de la peligrosidad asignada al punto de la cuadrícula $(x+m\delta x, y+n\delta y)$ será

$$\omega(m,n) = \frac{\delta x \delta y}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{m^2\delta x^2 + n^2\delta y^2}{2\sigma^2}}$$

4. Cálculo de los Parámetros a y b

Entre los distintos parámetros necesarios en el cálculo de la peligrosidad sísmica se encuentran los parámetros de la ley de recurrencia de magnitudes para una determinada zona o área (fuente sísmica). En este apartado, dado que se utilizará en el análisis de peligrosidad de este trabajo la ley de Gutenberg-Richter, en su forma lineal y truncada, nos centraremos en el cálculo de los parámetros a y b , dejando para después, ya que merece un interés especial, el cálculo del parámetro m_{max} .

Los métodos que se han desarrollado para el cálculo de estos dos parámetros han sido numerosos, ya que distintos planteamientos del modelo de generación de terremotos permiten calcularlos de diversas formas. Se verán los que han sido más utilizados a continuación.

4.1. Método de mínimos cuadrados

Puesto que la ley de Gutenberg-Richter es una relación lineal, escrita bajo las formas

$$\log N = a - b m$$

o bien

$$\log N = a - b (m - m_o) \quad m > m_o$$

siendo N el número de terremotos con magnitud igual o superior a m (en la segunda expresión m_o es la magnitud inicial que se considera), la forma más inmediata de calcular el valor de los parámetros a y b es ajustando los pares de valores $(\log N_i, m_i)$, $i=1, 2, \dots, n$, a una línea recta mediante el método de mínimos cuadrados. 10^a representa el número de terremotos con magnitud superior a cero en el primer caso, y con magnitud superior a m_o en el segundo.

Para realizar este ajuste, inicialmente se divide en clases de equivalencia el intervalo de magnitudes que se considere (a partir de 0 ó m_o) y se contabiliza el número de terremotos N_i con magnitud m_i superior o igual a la central de cada una de las clases. Posteriormente se ajusta una

línea recta mediante mínimos cuadrados a los pares de valores $(\log N_i, m_i)$ que posean un comportamiento lineal; se eliminarían los valores para las bajas magnitudes que no puedan considerarse completas en el intervalo de tiempo que se esté considerando, así como los valores para muy altas magnitudes que puedan no ajustarse a una relación lineal, bien porque se ajusten a una relación del tipo Gutenberg-Richter truncada, bien porque atiendan al modelo del terremoto característico.

Renombrando las variables

$$y = \log N$$

$$x = m \quad \text{ó} \quad x = m - m_o$$

se escribe, como es bien conocido, para los estimadores de a y b las expresiones

$$b = - \frac{n \sum_i x_i y_i - \sum_i x_i \sum_i y_i}{n \sum_i x_i^2 - \left(\sum_i x_i \right)^2}$$

$$a = \bar{y} - b \bar{x}$$

en donde \bar{x} e \bar{y} son, respectivamente, los valores medios de las variables x e y , y donde los sumatorios están extendidos a los n datos a los que se realiza el ajuste lineal. Los errores de los estimadores de a y b vienen dados a través de las desviaciones típicas siguientes (se supone que los valores de y para cada valor de x siguen una distribución normal)

$$\sigma_b = \frac{\sigma_y}{\sqrt{\sum_i x_i^2 - n \bar{x}^2}}$$

$$\sigma_a = \sigma_y \frac{\sum_i x_i^2}{\sqrt{n \sum_i x_i^2 - n^2 \bar{x}^2}}$$

siendo σ_y el estadígrafo desviación típica de la estimación de y , de valor

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_i (y_i - a + b x_i)^2}{n - 2}}$$

La utilización de este método implica el que estemos trabajando con un catálogo completo a partir de la mínima magnitud que se considere, al menos en un determinado intervalo de tiempo conocido.

El método de mínimos cuadrados, tal y como se ha apuntado, ha sido cuestionado por distintos autores, llegándose a proponer el llamado método de mínimos cuadrados generalizado frente al desarrollado anteriormente, denominado ordinario. Consiste en pesar los datos mediante la matriz covarianza de las observaciones; los elementos de esta matriz dependen del valor de b a través de complicadas relaciones. El proceso se resuelve mediante aproximaciones sucesivas, aunque se han propuesto ciertas simplificaciones (Guttorp, 1987) que no necesitan de procesos iterativos.

También ha sido cuestionado en el sentido de que no es posible incluir información sobre la máxima magnitud que puede producirse, ignorando además la información contenida en los intervalos de magnitud que aparecen vacíos (Weichert, 1980).

4.2. Método de Utsu

Es un método desarrollado por Utsu (1965) y Aki (1965) que nos permite conocer el valor del parámetro b de la relación lineal de Gutenberg-Richter; este método no permite conocer el valor de a , aunque puede calcularse sin más que tener en cuenta, por ejemplo, que

$$a = \log N(m = 0)$$

El catálogo con que se trabaje ha de ser completo por encima de una cierta magnitud mínima m_o que se considere, calculándose el valor de b a través de la expresión

$$b = \frac{1}{\ln 10} \cdot \frac{1}{\bar{m} - m_o} \cong \frac{0.43429}{\bar{m} - m_o}$$

en donde \bar{m} es la magnitud media de los datos que se utilicen. A la anterior expresión puede llegarse, como hizo Utsu (1965), aplicando el método de los momentos a la relación lineal de Gutenberg-Richter, teniendo en cuenta que el valor medio (esperanza matemática) de una variable viene dado por el primer momento de su función densidad de probabilidad. Aplicando esto se llega a la anterior relación

$$E(m) = \bar{m} = \int_{-\infty}^{+\infty} m f_M(m) dm = \int_{m_o}^{+\infty} m (b 10^{-b(m-m_o)} \ln 10) dm = m_o + \frac{1}{\beta}$$

en donde $\beta = b \ln 10$. A esta expresión también se llega, tal y como hizo Aki (1965), aplicando el método de máxima verosimilitud, el cual se expondrá más adelante.

Si no se incluye una magnitud inicial m_o (se considera nula) tendríamos que

$$E(m) = \bar{m} = \int_{-\infty}^{+\infty} m f_M(m) dm = \int_o^{+\infty} m (b 10^{-bm} \ln 10) dm = \frac{1}{\beta}$$

con lo que se llegaría a que

$$b \cong \frac{0.43429}{\bar{m}}$$

Esta última expresión no es útil, ya que siempre nos vamos a encontrar con que el catálogo del que dispongamos va a ser completo, independientemente del tiempo que abarque, sólo a partir de una determinada magnitud $m_o (>0)$.

En trabajos posteriores Utsu (1966 y 1967) corrige la expresión que permite conocer el parámetro b del hecho de que la magnitud no sea una variable continua, sino discreta. Llamando δ a la mitad de la longitud de las clases de equivalencia con las que se trabaja encuentra que

$$\frac{1}{\beta} \frac{\beta \delta}{\tanh(\beta \delta)} = \bar{m} - m_o$$

Se observa cómo en el límite $\delta \rightarrow 0$ (magnitud continua) obtenemos la misma ecuación de antes. También proporciona los intervalos de confianza para el valor de b calculado anteriormente; los límites del intervalo de confianza del $100 \cdot (1-\alpha) \%$ para b vienen dados por

$$\frac{q_{l,\alpha}}{2n} \beta \leq b \leq \frac{q_{u,\alpha}}{2n} \beta$$

en donde n es el tamaño de la muestra (número de terremotos), siendo $q_{l,\alpha}$ y $q_{u,\alpha}$ los percentiles inferior y superior en la distribución χ^2 de Pearson con $2n$ grados de libertad, es decir

$$P(q_{l,\alpha} \leq \chi_{2n}^2 \leq q_{u,\alpha}) = 1 - \alpha$$

Según demuestra el autor, utilizando el método de simulación de Monte Carlo, esta metodología es superior a la de mínimos cuadrados cuando se dispone de al menos entre 50 y 100 terremotos.

4.3. Método de los momentos

Este método es utilizado por Cosentino *et al.* (1977) a la hora de calcular los parámetros b y m_{max} , de forma conjunta, que aparecen en la relación de Gutenberg-Richter truncada; se

detallará esta metodología posteriormente en el apartado referente al cálculo de m_{max} . A continuación vamos a ver cómo puede aplicarse el método de los momentos sólo al cálculo del parámetro b , supuesta conocida o impuesta m_{max} .

Si calculamos el primer momento de la función densidad de probabilidad para la relación de Gutenberg-Richter truncada obtendremos

$$\begin{aligned} E(m) = \bar{m} &= \int_{-\infty}^{+\infty} m f_M(m) dm = \int_{m_o}^{m_{max}} m \left(\frac{b 10^{-b(m-m_o)} \ln 10}{1 - 10^{-b(m_{max}-m_o)}} \right) dm = \\ &= m_o + \frac{1}{\beta} + \frac{m_{max} - m_o}{1 - e^{\beta(m_{max}-m_o)}} \end{aligned}$$

Si consideramos el límite $m_{max} \rightarrow \infty$ (distribución no truncada), puesto que el último término del anterior cálculo tiende a cero, obtendremos la misma solución que en el método de Utsu (1965). La expresión anterior podemos escribirla como

$$\frac{1}{\beta} = \bar{m} - m_o - \frac{m_{max} - m_o}{1 - e^{\beta(m_{max}-m_o)}}$$

y resolverla iterativamente para el parámetro b (o β). De nuevo, será necesario partir de un catálogo completo a partir de la magnitud inicial m_o . La varianza del resultado viene dada por la expresión

$$\sigma_\beta^2 = \frac{1}{n} \left(\frac{1}{\beta^2} - (m_{max} - m_o)^2 \frac{e^{-\beta(m_{max}-m_o)}}{(1 - e^{-\beta(m_{max}-m_o)})^2} \right)^{-1}$$

siendo n el número de datos de los que se dispone; $\sigma_b = \sigma_\beta / \ln 10$.

4.4. Método de la máxima verosimilitud

Tomemos el intervalo de magnitudes entre m_o y m_1 , magnitudes mínima y máxima para las que se puede considerar completo nuestro catálogo, y dividámoslo en n intervalos de amplitud Δm en los que tendremos en total N terremotos. Se llama función verosimilitud, y se denota por $f(k_1, k_2, \dots, k_n)$, a la probabilidad de que los N terremotos se distribuyan de la siguiente forma: k_1 terremotos en el primer intervalo, k_2 terremotos en el segundo, etc., hasta k_n terremotos en el intervalo n -ésimo. Matemáticamente se expresa esta función mediante

$$f(k_1, k_2, \dots, k_n) = \frac{N!}{\prod_{i=1}^n k_i!} \prod_{i=1}^n p_i^{k_i}$$

en donde p_i es la probabilidad de que un determinado terremoto suceda en el intervalo i -ésimo. Se ha de tener en cuenta que

$$\sum_{i=1}^n k_i = N \quad \text{y} \quad \sum_{i=1}^n p_i = 1$$

tal que, si suponemos que se cumple la relación de Gutenberg-Richter, independientemente de que sea la lineal o la truncada, tendremos que

$$p_i = p_{i-1} 10^{-b\Delta m}$$

es decir, la probabilidad de que un terremoto suceda en el intervalo i es $10^{-b\Delta m}$ veces menor que la probabilidad de que suceda en el intervalo $i-1$, con lo que se puede encontrar que

$$\prod_{i=1}^n p_i^{k_i} = \left(\frac{1 - 10^{-b\Delta m}}{1 - 10^{-nb\Delta m}} \right)^N 10^{-b\Delta m \sum_{i=1}^n (i-1)k_i}$$

y por lo tanto

$$f(k_1, k_2, \dots, k_n) = \frac{N!}{\prod_{i=1}^n k_i!} \left(\frac{1 - 10^{-b\Delta m}}{1 - 10^{-nb\Delta m}} \right)^N 10^{-b\Delta m \sum_{i=1}^n (i-1)k_i}$$

La estimación de b mediante el método de máxima verosimilitud parte de maximizar la anterior función, es decir, encontrar el valor de b que hace que sea máxima la probabilidad de encontrar un determinado número de terremotos k_i en determinados intervalos de magnitud i . Para ello, aplicaremos que

$$\frac{\partial \log f}{\partial b} = 0$$

(es equivalente maximizar la función verosimilitud f o la función $\log f$), llegándose finalmente a la expresión

$$\frac{q}{1-q} - \frac{nq^n}{1-q^n} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (i-1)k_i$$

en donde

$$q = 10^{-b\Delta m} = e^{-\beta\Delta m}$$

Evidentemente, la ecuación ha de resolverse numéricamente, por ejemplo, mediante aproximaciones sucesivas.

Finalmente indicar que la estimación de la actividad, equivalente al parámetro a de la ley de Gutenberg-Richter, que proporciona el método de máxima verosimilitud es directamente el número de terremotos con magnitud superior a la mínima que se considere.

4.5. Método de Weichert

Weichert (1980) propone un nuevo método de calcular el parámetro b incluyendo diferentes períodos de observación t_j en diferentes rangos o intervalos de clases de magnitudes m_j ; el autor plantea el utilizar períodos de observación más largos para las altas magnitudes y menores para las más bajas. Para ello utiliza el método de la máxima verosimilitud, planteando en este caso que

$$p_i = \frac{t_i 10^{-bm_i}}{\sum_j t_j 10^{-bm_j}}$$

con lo que llega a la ecuación final

$$\bar{m} = \frac{\sum_j t_j m_j 10^{-bm_j}}{\sum_j t_j 10^{-bm_j}}$$

ecuación que, de nuevo, tendría que resolverse mediante aproximaciones sucesivas. Puede demostrarse (Weichert, 1980) que, si todos los intervalos de tiempo t_j son iguales y se toma $m_1 \propto (m_1$ es la máxima magnitud que se considera en el análisis) se obtiene de nuevo la fórmula de Utsu en la que se considera la magnitud como variable discreta.

El error en la determinación de b o β podemos expresarlo (lo tomamos aproximadamente distribuido normalmente alrededor de su valor medio) mediante

$$\sigma_\beta^2 = -\frac{1}{N} \frac{\left[\sum_j t_j 10^{-bm_j} \right]^2}{\left[\sum_j t_j m_j 10^{-bm_j} \right]^2 - \sum_j t_j 10^{-bm_j} \sum_j t_j m_j^2 10^{-bm_j}}$$

siendo N el número total de terremotos.

También es posible obtener una estimación de la tasa en este caso, mediante la siguiente expresión, en donde N_a es el número de terremotos por encima de la magnitud mínima que se considera, es decir, 10^a

$$N_a = N \frac{\sum_j 10^{-bm_j}}{\sum_j t_j 10^{-bm_j}}$$

tal que la varianza de N_a viene dada simplemente por N_a / N .

Podemos ver cómo si consideramos intervalos idénticos de tiempo se obtiene $N_a = N/t$.

4.6. Método de Kijko

A partir de un trabajo inicial de Lomnitz-Adler y Lomnitz (1979), Kijko y Sellevoll (1981) y Kijko (1982) desarrollan una función de distribución de magnitudes del tipo

$$F_M(m) = P(M < m) = e^{-C e^{-B} e^{\alpha m}}$$

que sirve para describir el comportamiento de las máximas magnitudes anuales en determinadas zonas (C , B y α son los parámetros de la distribución). La distribución anterior es propiamente una distribución de valores extremos a la que los anteriores autores encuentran más ventajas, al describir el comportamiento para altas magnitudes, que las tradicionales distribuciones de valores extremos tipo Gumbel.

Posteriormente, y puesto que esta distribución no está limitada superiormente, es reformada, introduciéndose un límite superior a la magnitud (Kijko, 1984); se acepta que la sismicidad es Poissoniana y que se cumple la ley de Gutenberg-Richter truncada. Se llega entonces a una nueva distribución de valores extremos de expresión

$$F_M(m) = e^{-\lambda \frac{A_{max} - A(m)}{A_{max} - A_{min}}}$$

en donde

$$A_{max} = e^{-\beta m_{max}} \quad A_{min} = e^{-\beta m_{min}} \quad A(m) = e^{-\beta m}$$

y, m_{min} y m_{max} son, respectivamente, la mínima magnitud que se considera en el cálculo y la máxima magnitud regional, y λ es la actividad (número medio de terremotos por año con magnitud superior a m_{min}).

A partir de la función de distribución puede calcularse la función densidad de probabilidad, la cual tiene la expresión

$$f_M(m) = \frac{\beta \lambda e^{-\beta m}}{A_{min} - A_{max}} F_M(m)$$

Kijko (1984) plantea el encontrar los distintos parámetros que aparecen en esta función de distribución mediante el método de máxima verosimilitud. Si suponemos conocido, o calculamos mediante otro método, el valor de m_{max} , podemos conocer los valores de λ y β a partir del siguiente planteamiento. Construimos inicialmente la función verosimilitud, teniendo en cuenta que

$$L(m | \lambda, \beta) = \prod_i f_M(m_i | \lambda, \beta)$$

y la maximizamos con respecto a los parámetros que nos interesa calcular, es decir, imponemos que

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \lambda} = 0 \quad \frac{\partial \ln L}{\partial \beta} = 0$$

A partir de estas dos expresiones podemos encontrar

$$\frac{1}{\lambda} = \frac{A_{max} - \bar{A}}{A_{max} - A_{min}}$$

$$\frac{1}{\beta} = \frac{\overline{mA} - m_{max} \frac{A_{max}}{\beta}}{A_{max} - A} + \bar{m}$$

en donde \bar{x} indica valor medio. Resolviendo mediante aproximaciones sucesivas estas dos ecuaciones se calcularán λ y β . La segunda ecuación no depende de λ , por lo que resolviendo esta última iterativamente se puede calcular β ; entrando con este valor calculado en la primera ecuación se puede conocer, en este caso directamente, el valor de λ . Se ha de notar que en el trabajo original (Kijko, 1984) no se establecen los errores en la estimación de estos parámetros.

Para utilizar este método, tal y como se ha planteado, es necesario disponer de un catálogo completo, eso sí, de máximas magnitudes anuales. También podría utilizarse otro intervalo de tiempo distinto a la hora de conocer los máximos, no cambiando en absoluto el

planteamiento ni el desarrollo del método; sólo habría que tener en cuenta que el valor resultante para λ sería ahora la tasa en el intervalo de tiempo que se haya utilizado. A la hora de utilizar datos históricos (un catálogo completo de máximas magnitudes anuales no puede abarcar más allá de unas ciertas decenas de años), en un trabajo posterior (Kijko y Dessokey, 1987) se generaliza el anterior método incluyendo máximas magnitudes m_i en distintos intervalos de tiempo T_i . Puede demostrarse que las anteriores expresiones se transforman ahora en estas (Benjamin y Cornell, 1970)

$$F_M(m, T) = e^{-\lambda T \frac{A_{max} - A(m)}{A_{max} - A_{min}}}$$

$$f_M(m, T) = \frac{\beta \lambda T e^{-\beta m}}{A_{min} - A_{max}} F_M(m | T)$$

$$L(m, T | \lambda, \beta) = \prod_i f_M(m_i, T_i | \lambda, \beta)$$

Maximizando la función verosimilitud, tal y como se hizo anteriormente, se llega a la solución

$$\frac{1}{\lambda} = \frac{A_{max} \bar{T} - \overline{AT}}{A_{max} - A_{min}}$$

$$\frac{1}{\beta} = \frac{\overline{mAT} - m_{max} \frac{A_{max} \bar{T}}{A_{max} - A_{min}}}{A_{max} \bar{T} - \overline{AT}} + \bar{m}$$

la cual se resuelve de manera similar al anterior caso; se ha de notar que si todos los intervalos de tiempo son iguales, e iguales a un año, la solución es idéntica a la del anterior caso.

En este caso se propone como incertidumbre del resultado la varianza, obtenida a partir de los elementos de la diagonal de la matriz

$$\hat{D} = \{d_{ij}\} = \frac{\partial^2 \ln L}{\partial \theta_i \partial \theta_j} \quad i, j = 1, 2$$

en donde $\theta_1 = \lambda$ y $\theta_2 = \beta$.

En posteriores trabajos (Kijko y Sellevoll, 1989, 1990 y 1992), se consideran de forma conjunta los siguientes refinamientos:

- a) considerar una parte completa del catálogo y otra con magnitudes extremas, pudiendo incluir también magnitudes aisladas
- b) considerar la parte completa dividida en diferentes períodos, cada uno con una magnitud inicial m_0 distinta

c) incluir la existencia de intervalos de tiempo en los que no se poseen datos, o estos no pueden considerarse fiables ("gaps" de información)

d) incluir la incertidumbre en el conocimiento de la magnitud de los terremotos, bien mediante un límite inferior y otro superior a cada magnitud que se considere, dentro de los cuales ha de encontrarse la magnitud verdadera, o bien mediante una varianza, que indica que los errores de los que están afectados las magnitudes siguen una distribución normal

La solución al problema (Kuldorff, 1961; Kijko y Sellevoll, 1990 y 1992) viene dada también mediante el método de máxima verosimilitud. La función verosimilitud para este caso podrá escribirse como

$$L(\hat{\theta} | \tilde{m}) = \prod_{i=0}^s L_i(\hat{\theta} | \tilde{m}_i)$$

en donde $\hat{\theta} = (\lambda, \beta)$, L_0 es la función verosimilitud de la parte extrema del catálogo, L_i ($i=1, \dots, s$) son las funciones verosimilitud para los distintos subcatálogos completos que se consideren y $\tilde{m}_i = \{\underline{m}_i, \bar{m}_i\}$ es la matriz que contiene los valores observacionales de la magnitud, tanto de la parte extrema como de los subcatálogos completos (\underline{m} y \bar{m} son, respectivamente, los límites inferior y superior para cada magnitud observada).

5. Cálculo del Parámetro m_{max}

En el apartado 4.4 del Capítulo 1 se discutió la necesidad, según diversos autores, de considerar m_{max} , así como las distintas interpretaciones sobre su significado. Se citará aquí también la opinión de Weichert (1980) en el sentido de que ha de incluirse definitivamente una máxima magnitud en cálculos de peligrosidad sísmica, a pesar de que no sea posible determinarla de forma totalmente fiable.

En este momento, no existe ningún método aceptado de forma general a la hora de estimar el valor de m_{max} . La metodología de cálculo de este parámetro puede considerarse englobada en dos categorías (Kijko y Graham, 1998), los métodos que podríamos llamar deterministas y los probabilistas. Los métodos deterministas, que veremos inicialmente, son de naturaleza muy diversa; pasaremos a comentarlos.

5.1. Métodos determinísticos

Una de las metodologías más simples utilizadas ha sido el considerar un cierto valor por encima de la máxima magnitud que se había registrado históricamente en la zona, o de la que se podía tener constancia a través de relaciones del tipo intensidad-magnitud, la que podríamos llamar m_{max}^{obs} (Coppersmith *et al.*, 1987; Coppersmith *et al.*, 1989).

Tradicionalmente, se ha venido incrementado esta magnitud en 0.25 ó 0.50 grados a la hora de obtener m_{max} . Hay que tener en cuenta que aumentar la magnitud máxima un determinado valor es equivalente a aumentar el período de tiempo de observación (duración) del catálogo. Por ejemplo, suponiendo que se cumple la relación lineal de Gutenberg-Richter, incrementar la máxima magnitud un determinado valor Δm es equivalente a aumentar la duración del catálogo en un factor $10^{b\Delta m}$ (para un valor de b igual a 1.0, aumentar la máxima magnitud en 0.25 es equivalente a aumentar la duración del catálogo en un factor 1.8, mientras que aumentarla en 0.50, equivaldría a un factor 3.2). La limitación principal de esta metodología reside en los usualmente cortos períodos de tiempo en los que los catálogos son completos y homogéneos en magnitudes.

Otra metodología ha consistido en extrapolar las curvas de recurrencia de magnitud, construidas a partir de terremotos registrados en una parte completa del catálogo, a períodos de tiempo más largos. En la figura 2.2 se observa un ejemplo propuesto utilizando la relación lineal de Gutenberg-Richter; si tomamos como m_{max}^{obs} , para un intervalo de tiempo T , el valor de m para el que $N(m)=1$, es decir, si tomamos $m_{max}^{obs} = a / b$, al extrapolar a un intervalo de tiempo de $k T$ años, el valor de m_{max} vendrá dado por $m_{max}^{obs} + (\log k) / b$.

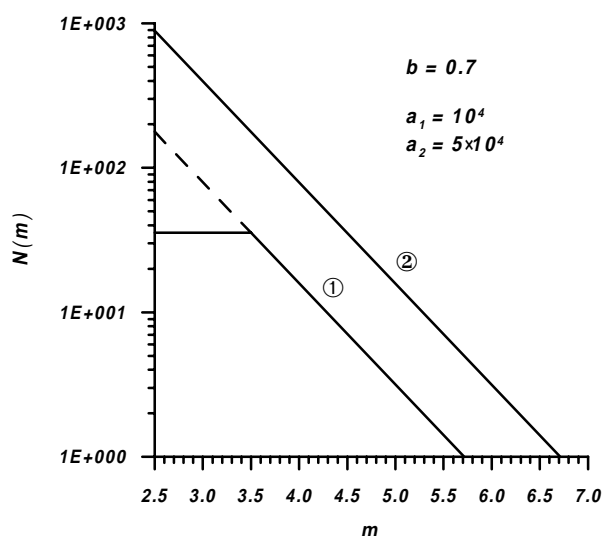


Figura 2.2. Ejemplo de extrapolación. Curva ① : relación frecuencia-magnitud encontrada en una zona en un período de tiempo de 100 años ($m_{max}=5.7$). Curva ② : extrapolación de la relación anterior a 500 años ($m_{max}=6.7$).

Nuttlí (1981) propone extrapolar la ley de Gutenberg-Richter hasta que la probabilidad anual de superación sea de 10^{-3} (recurrencia cada 1000 años) en zonas con superficie entre 30000 y 100000 km^2 , considerando que la magnitud resultante es la magnitud máxima; Nuttlí

realiza esta extrapolación porque observa que se cumple en las áreas de Charleston y New Madrid (EE.UU.), es decir, observa que el terremoto de recurrencia 1000 años es aproximadamente igual al máximo terremoto esperado en estas áreas.

Todas las extrapolaciones dependerán del catálogo de terremotos, así como de la relación frecuencia-magnitud que podamos establecer (bondad del ajuste).

También se ha estado utilizando la dimensión de la fuente sísmica, o en general, relaciones empíricas entre la magnitud y parámetros de la falla; se ha de notar que estas relaciones hoy en día siguen estando sujetas a debate. Podemos citar las relaciones, entre otras, para distintas áreas y tipos de fallas, propuestas por Smith (1976), Wyss (1979), Singh *et al.* (1980), Schwartz y Coppersmith (1984), Wells y Coppersmith (1994) y Anderson *et al.* (1996); algunas de estas relaciones se comentaron en el apartado 4.1 del Capítulo 1.

En esta misma línea, en un trabajo reciente de Ward (1997), se usan modelos de ruptura de fallas con diversas configuraciones y caída de esfuerzos, mediante simulación con ordenador. Se justifican para el caso de zonas con limitaciones en lo referente a datos de los que se dispone y a la hora de ver la influencia de múltiples rupturas en la magnitud de un determinado evento sísmico.

Diversos autores (*v.g.* Papastamatiou, 1980; Anderson y Luco, 1983; McGarr, 1984) incorporan el estado de esfuerzos de la zona como un factor importante en los cálculos de peligrosidad sísmica, teniendo en cuenta que éste influencia el movimiento del suelo; en zonas con regímenes tectónicos compresionales se llegan a producir aceleraciones máximas hasta tres veces superiores a las que se producen en zonas con regímenes extensionales. La modelización del efecto se lleva a cabo mediante modelos de dislocación y observaciones directas.

Jin y Aki (1988), por otra parte, encuentran una relación entre el factor de calidad Q del terreno para la frecuencia de 1 Hz, obtenido vía ondas coda, y la máxima magnitud observada. Encuentran una relación aproximada del tipo $m_{max} \log^{-1} Q$, que indica que cuanto mayor es el factor de calidad menor es la máxima magnitud que llega a producirse en la zona; esta relación les permite observar de forma directa la variación de m_{max} en el área.

Finalmente, en zonas de baja sismicidad y en donde el registro sísmico no abarca muchos años, se han sugerido (Coppersmith *et al.*, 1987; Coppersmith *et al.*, 1989) métodos basados en establecer una analogía entre dicha zona y otras áreas, para lo cual es necesario desarrollar una base de datos mundial. La metodología se basa en sustituir el desconocimiento temporal (falta de información histórica) que se posee en una determinada zona, sustituyendo la variable tiempo por la variable espacio.

En una base de datos creada *ad hoc*, se buscan áreas del mundo análogas a la que nos interesa, refiriéndonos a sus características tectónicas y/o geológicas que puedan influir en el proceso de generación de terremotos (dimensiones de las fuentes sísmicas, profundidad focal de los terremotos, tipo de ruptura, parámetros fuente, régimen de esfuerzos, edad de los principales

rasgos tectónicos, etc.). La lógica del método es simple, se estima la máxima magnitud para la fuente sísmica que nos interesa buscando el terremoto máximo observado entre todas las fuentes del mismo tipo (*sic*) que la nuestra; mientras que la probabilidad de que en nuestra fuente sísmica se haya producido justamente el máximo terremoto es baja (bajo los condicionantes iniciales que se impusieron al método), aumenta considerablemente si consideramos todas las fuentes tectónicamente similares a la nuestra.

En general, todos los métodos determinísticos de cálculo de m_{max} adolecen, de forma genérica, de un desconocimiento de las fallas y los mecanismos tectónicos de la ocurrencia de los terremotos. Kijko y Graham (1998) llegan a afirmar que la incertidumbre en el cálculo del parámetro m_{max} mediante métodos determinísticos puede llegar a ser en ciertos casos del orden de una unidad en la escala Richter.

5.2. Métodos probabilísticos

También llamados estadísticos (Coppersmith *et al.*, 1989), son todos aquellos métodos basados en el tratamiento estadístico del catálogo sísmico que se considere, asumiendo un determinado modelo de generación de terremotos, el cual acostumbra a ser en la mayoría de los casos el Poissoniano. Al igual que los métodos determinísticos, los métodos probabilísticos son también muy numerosos, atendiendo al diferente análisis estadístico que se realiza con los datos y a la función de distribución para la sismicidad que se utilice. Vamos a estudiar los más utilizados.

a) Método de los momentos

Es desarrollado inicialmente por Cosentino *et al.* (1977) para la distribución de Gutenberg-Richter truncada a la vista de que no es posible obtener el parámetro m_{max} mediante el método de máxima verosimilitud; éste sí se había utilizado para encontrar los parámetros a y b de dicha relación. Efectivamente, la función verosimilitud (ver el apartado 4.4 de este Capítulo) decrece monótonamente conforme aumenta el valor de m_{max} , dándose la paradoja que toma su máximo valor () cuando m_{max} es igual a m_o , magnitud mínima que se considera en el análisis. El método de los momentos ya se consideró en el apartado 4.3 de este Capítulo a la hora de obtener el valor de β conocido el de m_{max} .

En este método se parte de calcular los dos primeros momentos de la función densidad de probabilidad, teniendo en cuenta que

$$\int_{-\infty}^{+\infty} m f_M(m) dm = \int_{m_o}^{m_{max}} m f_M(m) dm = E(m) = \bar{m}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} m^2 f_M(m) dm = \int_{m_o}^{m_{max}} m^2 f_M(m) dm = Var(m) + \bar{m}^2 = \sigma^2 + \bar{m}^2$$

y se llega, tras resolver las integrales, a plantear el sistema de ecuaciones siguiente

$$e^{\frac{\sigma^2 - 1}{(\bar{m} - m_o)\beta - 1} + (\bar{m} - m_o)\beta - 1} = \frac{1 - \sigma^2 \beta^2}{((\bar{m} - m_o)\beta - 1)^2}$$

$$e^{\frac{(m_{max} - \bar{m})^2 - (\bar{m} - m_o)^2}{(m_{max} - \bar{m})(\bar{m} - m_o) - \sigma^2}} = \frac{(m_{max} - \bar{m})^2 - \sigma^2}{\sigma^2 - (\bar{m} - m_o)^2}$$

el cual puede resolverse, por ejemplo mediante iteraciones, a la hora de encontrar los valores conjuntamente de β y m_{max} ; a partir de los datos del catálogo que utilicemos conoceremos los valores de m_o , σ y \bar{m} .

Mientras que podemos encontrar una expresión para los límites de confianza del valor de β (ver el apartado 4.3 de este Capítulo), en el caso de m_{max} deben encontrarse mediante distintos métodos numéricos, siendo el más utilizado el método de simulación de Monte Carlo.

b) Método de Kijko

A partir del concepto de m_{max} como máxima magnitud esperada en un período de tiempo igual a la duración del catálogo utilizado, introducida por Kijko (1984), en el mismo trabajo este autor plantea calcularla mediante la condición de hacer mínima la diferencia entre m_{max}^{obs} y $E(m_{max})$, es decir, entre la máxima magnitud observada y el valor esperado para m_{max} durante el tiempo que abarca el catálogo utilizado; la distribución que utiliza es una distribución de valores extremos, en concreto, de máximas magnitudes anuales, tal y como se indicó y desarrolló en el apartado 4.6 de este Capítulo.

Encuentra, teniendo en cuenta que $E(m_{max})$ es la esperanza matemática, es decir, el primer momento de la función densidad de probabilidad, que

$$E(m_{max}) = m_{max}^{obs} - \frac{E_1(N z_2) - E_1(N z_1)}{\beta e^{-N z_2}}$$

en donde $E(m_{max})$ es la máxima magnitud esperada en N años, z_i viene dada por la siguiente expresión

$$z_i = -\frac{\lambda A_i}{A_2 - A_1}$$

en donde

$$A_2 = e^{-\beta m_{max}^{obs}} \quad A_1 = e^{-\beta m_{min}}$$

y siendo E_1 la llamada función integral exponencial, con expresión

$$E_1(x) = \int_x^{\infty} \frac{e^{-\zeta}}{\zeta} d\zeta$$

Puesto que la anterior expresión que nos permite calcular $E(m_{max})$ depende de los parámetros λ y β , Kijko (1984) propone para su resolución resolver de forma iterativa el sistema de ecuaciones siguiente

$$\begin{aligned} \frac{1}{\lambda} &= \frac{A_2 - \bar{A}}{A_2 - A_1} \\ \frac{1}{\beta} &= \frac{\overline{mA} - m_{max} A_2}{A_2 - \bar{A}} + \bar{m} \\ E(m_{max}) &= m_{max}^{obs} - \frac{E_1(N z_2) - E_1(N z_1)}{\beta e^{-N z_2}} \end{aligned}$$

en donde las dos primeras son las ecuaciones que nos proporcionan los valores de λ y β mediante el método de máxima verosimilitud (el que se llamó método de Kijko); se ha de tener en cuenta que \bar{x} indica valor medio y $A = e^{-\beta m}$.

En ciertos trabajos de la literatura especializada, a esta metodología de cálculo de m_{max} se la denomina método de máxima verosimilitud. A mi juicio, es una nomenclatura que puede llevar a error y debe relegarse, ya que no se obtiene el parámetro m_{max} maximizando la función verosimilitud, sí en cambio los parámetros λ y β , sino calculando la esperanza matemática de su valor en un determinado intervalo de tiempo. Atendiendo a esta nomenclatura (cálculo de m_{max} mediante el método de máxima verosimilitud) Cramér (1948) indica que el estimador del parámetro m_{max} , estimador con máxima verosimilitud, debe ser justamente el valor m_{max} , es decir, la máxima magnitud de la muestra.

En el caso en que se incluyan máximas magnitudes m_i en intervalos de tiempo T_i distintos (Kijko y Dessokey, 1987), el valor esperado de m_{max} se obtiene mediante una expresión idéntica a la anterior, sustituyendo en este caso el valor de N por el de T_i . En este caso se tendría que resolver el sistema de ecuaciones siguiente

$$\begin{aligned} \frac{1}{\lambda} &= \frac{A_2 \bar{T} - \overline{AT}}{A_2 - A_1} \\ \frac{1}{\beta} &= \frac{\overline{mAT} - m_{max} A_2 \bar{T}}{A_2 \bar{T} - \overline{AT}} + \bar{m} \end{aligned}$$

$$E(m_{max}) = m_{max}^{obs} - \frac{E_1(\sum T_i z_2) - E_1(\sum T_i z_1)}{\beta e^{-\sum T_i z_2}}$$

La incertidumbre en el conocimiento de m_{max} puede calcularse, vía desviación estándar, a través de la expresión aproximada (Kijko y Dessokey, 1987)

$$\sigma_{m_{max}} \cong \frac{\sigma_x}{\left| \xi e^{\xi} E_1(\xi) \right|}$$

en donde $\xi = \sum T_i z_2$, siendo σ_x la desviación estándar de los valores de las máximas magnitudes extremas en los diferentes intervalos temporales que se consideran.

Finalmente, para el caso que se comentó en el apartado 4.6 de este Capítulo, referente a los distintos refinamientos que en posteriores trabajos (Kijko y Sellevoll, 1989, 1990 y 1992) se realizaron con respecto a esta metodología, se ha de indicar que la expresión a utilizar en este caso será la siguiente

$$E(m_{max}) = m_{max}^{obs} - \frac{E_1(T z_2) - E_1(T z_1)}{\beta e^{-T z_2}} - m_o e^{-\lambda T}$$

en donde T es el tiempo total que abarca el catálogo, incluyendo la parte de datos extremos y la duración total de los subcatálogos completos. La solución numérica del problema, así como el error (desviación estándar) en el cálculo de m_{max} se realiza de forma totalmente similar a como se ha comentado en los otros casos anteriormente. A esta misma expresión se llegará posteriormente mediante distintas consideraciones iniciales.

c) Método de Pisarenko

En distintos trabajos (Pisarenko, 1991; Pisarenko *et al.* 1996) se propone un estimador no sesgado \hat{m}_{max} con la menor varianza posible para el parámetro m_{max} ; se llama estimador no sesgado de un determinado parámetro a aquel que cumple que la esperanza del estimador es el mismo parámetro, es decir, para el caso de la magnitud máxima, aquel que cumple que $E(\hat{m}_{max}) = m_{max}$, o lo que es igual, $E(\hat{m}_{max} - m_{max}) = 0$. Esta metodología está basada en anteriores trabajos de distintos autores (v.g. Rao, 1945; Blackwell, 1947; Kendall y Stuart, 1961) los cuales establecen que la esperanza condicional de cualquier estimador no sesgado $\hat{\theta}$ de un parámetro θ nos proporciona el estimador no sesgado con la menor posible varianza.

Puede demostrarse que, dada una muestra de n valores de magnitud que siguen una distribución de Gutenberg-Richter truncada, y siendo m_{max} la máxima magnitud de dicha muestra, se cumple que el estimador no sesgado con menor varianza para m_{max} viene dado por la expresión

$$\hat{m}_{max} = m_{max} + \frac{1}{n f_M(m_{max})}$$

en donde $f_M(m_{max})$ es el valor de la función densidad de probabilidad para la máxima magnitud observada, tal que

$$\hat{m}_{max} = m_{max} + \frac{e^{\beta(m_{max} - m_o)} - 1}{n \beta}$$

en donde se suponen conocidos el resto de parámetros, en este caso β y m_o . La estimación de la varianza del resultado viene dada por

$$\hat{\sigma}_{\hat{m}_{max}}^2 = \frac{1}{n^2 f_M^2(m_{max})} = \frac{(e^{\beta(m_{max} - m_o)} - 1)^2}{n^2 \beta^2}$$

Para el caso en que uno disponga de distintos subcatálogos completos ($j=1, \dots, \nu$), cada uno con un número distinto n_j de datos, así como con valores distintos para los parámetros β y m_o , que llamaremos β_j y m_{o_j} , podremos escribir que

$$\hat{m}_{max} = m_{max} + \frac{1}{\sum_j n_j f_{M_j}(m_{max})}$$

en donde m_{max} es la máxima magnitud del conjunto de todos los datos, de todos los subcatálogos que se consideren.

Los resultados que obtiene Pisarenko (1991) son válidos, no sólo para la función de distribución que corresponde a la ley de Gutenberg-Richter truncada, sino para cualquier función de distribución que pueda escribirse bajo la forma

$$F_M(m | m_{max}) = \begin{cases} \frac{G(m)}{G(m_{max})} & m_o \leq m \leq m_{max} \\ 0 & m > m_{max} \end{cases}$$

en donde

$$G(m) = \int_{m_o}^m g(u) du$$

siendo $g(u)$ cualquier función integrable positiva. Para el caso en que $g(u)=10^{-\beta u}$ tendremos el caso que corresponde a la ley de Gutenberg-Richter.

d) Método de Osher

Osher (1996) plantea una metodología, no de cálculo del parámetro m_{max} , pero sí de la evaluación de su incertidumbre.

Plantea inicialmente una nueva distribución de magnitudes “observadas” bajo los condicionantes siguientes: *a)* las magnitudes cumplen la ley de Gutenberg-Richter, *b)* las magnitudes se miden con un cierto error, *c)* las magnitudes de sucesivos eventos son independientes y *d)* el catálogo es completo por encima de una cierta magnitud límite m_o . Se considera, atendiendo al planteamiento que realizan Tinti y Mulargia (1985), que

$$m_{\eta} = m_{\xi} + \varepsilon$$

es decir, la magnitud observada m_{η} es igual a la magnitud verdadera m_{ξ} afectada de un cierto error ε , el cual se asume que responde a una distribución normal del tipo $N(0, \sigma)$. A partir de aquí puede plantearse que la función densidad de probabilidad de las magnitudes observadas $f_{M_{\eta}}(m)$ es igual a la convolución de la función densidad de probabilidad de las magnitudes verdaderas $f_{M_{\xi}}(m)$, la cual coincide con la distribución de Gutenberg-Richter truncada, con la función densidad de probabilidad para la distribución normal. Tras realizar ciertas aproximaciones se llega a la función, para las magnitudes observadas,

$$f_{M_{\eta}}(m) \cong \begin{cases} c \Phi \left[\frac{m_{max} - m}{\sigma} + \sigma \beta \right] e^{-\beta m} & m \geq m_o \\ 0 & m < m_o \end{cases}$$

en donde c es una constante de normalización con valor

$$c = \frac{\beta}{\Phi \left[\frac{m_{max} - m_o}{\sigma} + \sigma \beta \right] e^{-\beta m_o} - \Phi \left[\frac{m_{max} - m_o}{\sigma} \right] e^{-\beta m_{max} - \frac{\sigma^2 \beta^2}{2}}}$$

y Φ es la función

$$\Phi[x] = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{t^2}{2}} dt$$

teniendo en cuenta que m_o , m_{max} y β son los conocidos parámetros de la ley de Gutenberg-Richter y σ la desviación estándar en el desconocimiento de la magnitud. Se ha de hacer notar que aunque aparezca m_{max} , y esta función provenga de la convolución de la ley de Gutenberg-Richter, la función densidad de probabilidad $f_{M_\eta}(m)$ no está limitada.

El autor recomienda calcular el parámetro β mediante el método de máxima verosimilitud, no aplicado sobre esta función densidad, sino sobre la función densidad de probabilidad de la ley de Gutenberg-Richter. Considera también el criterio de tomar como estimador de m_{max} la máxima magnitud de que se disponga, es decir, el criterio de máxima verosimilitud introducido por Cramér (1948), a saber, dados unos valores de magnitud observada m_1, m_2, \dots, m_n medidos con errores $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_n$, el estimador \hat{m}_{max} sigue una distribución normal de media m_{max} y varianza definida mediante la expresión

$$\text{var}(\hat{m}_{max}) = \frac{1}{\sum_i I_i(m_{max})}$$

en donde

$$I_i(m_{max}) = \frac{c e^{-\beta m_{max} - \sigma_i^2 \beta^2}}{2\pi \sigma_i} K[\sigma_i, \beta, u] - c^2 \Phi^2 \left[\frac{m_{max} - m_o}{\sigma_i} \right] e^{-2\beta m_{max} - \sigma_i^2 \beta^2}$$

tal que

$$K[\gamma, u] = \int_{-\infty}^u \frac{e^{-x^2 + x\gamma}}{\Phi[x]} dx$$

y siendo

$$u = \frac{m_{max} - m_o}{\sigma_i} + \sigma_i^2 \beta^2$$

Si se trabaja con distintos subcatálogos completos que no se solapen, el valor obtenido para la varianza vendrá dado por la misma expresión; en este caso, el contador i estará extendido a todas las magnitudes de todos los subcatálogos, pudiendo sustituir además m_o por m_{o_i} , la magnitud a partir de la cual se considera completo cada subcatálogo.

Otra forma que propone el autor para el cálculo de la varianza de m_{max} es mediante una simulación tipo Monte Carlo. Fijados unos determinados parámetros m_o , m_{max} , β y σ generamos distintas muestras simuladas que correspondan a la función densidad de probabilidad

dada por la función $f_{M_\eta}(m)$. Calculamos el estimador \hat{m}_{max} para cada muestra (valor máximo de la magnitud de cada muestra); si lo tratamos como una variable aleatoria podemos conocer su nivel de confianza mediante la varianza o mediante percentiles.

Tanto en un caso como en otro, a la hora de encontrar el valor de la varianza es necesario realizar integraciones numéricas o trabajar con métodos numéricos de simulación; se hecha de menos una solución analítica o semianalítica, más fácil de calcular.

e) Método de Kijko y Graham ("procedimiento simple")

En un trabajo reciente, Kijko y Graham (1998) proponen dos métodos de cálculo del parámetro m_{max} . El primero de ellos, llamado por los autores "*straightforward*", pasa a explicarse a continuación.

Supongamos que tenemos un conjunto de n magnitudes, ordenadas de forma creciente, $m_1, m_2, \dots, m_{n-1}, m_n$, las cuales asumiremos que responden a la función de distribución de Gutenberg-Richter truncada $F_M(m|m_{max})$. Si realizamos la transformación $Y_i = F_M(m_i|m_{max})$ podemos llegar a la conclusión que el conjunto de valores ordenado $Y_1, Y_2, \dots, Y_{n-1}, Y_n$ responde a la función de distribución

$$F_Y(y) = \begin{cases} 0 & y < 0 \\ y & 0 \leq y \leq 1 \\ 1 & y > 1 \end{cases}$$

A partir de aquí se calcula la función de distribución del máximo valor de Y , es decir, Y_n mediante

$$F_{Y_n} = P(Y_n < y) = y^n$$

la función densidad de probabilidad mediante

$$f_{Y_n}(y) = \begin{cases} 0 & y < 0 \\ n y^{n-1} & 0 \leq y \leq 1 \\ n & y > 1 \end{cases}$$

y el valor esperado de Y_n mediante la expresión

$$E(Y_n) = \int_0^1 \xi f_{Y_n}(\xi) d\xi = \frac{n}{n+1}$$

Teniendo en cuenta que el valor esperado de Y_n es igual a $F_M(m_{max}^{obs} | \hat{m}_{max})$, en donde m_{max}^{obs} es la máxima magnitud del catálogo y que \hat{m}_{max} es el estimador que buscamos para la magnitud máxima, podemos calcular éste último sin más que resolver la ecuación

$$F_M(m_{max}^{obs} | \hat{m}_{max}) = \frac{1 - e^{-\beta(m_{max}^{obs} - m_o)}}{1 - e^{-\beta(\hat{m}_{max} - m_o)}} = \frac{n}{n + 1}$$

de donde se deduce que

$$\hat{m}_{max} = -\frac{1}{\beta} \ln \left[e^{-\beta m_o} - \left[e^{-\beta m_o} - e^{-\beta m_{max}^{obs}} \right] \frac{n + 1}{n} \right]$$

Para grandes valores de n , puede demostrarse que el estimador de la máxima magnitud se corresponde con el obtenido en el método de Pisarenko (1991). Kijko y Graham (1998) no obtienen la incertidumbre para este estimador, sino que plantean utilizar como incertidumbre la varianza que se mostró en el método de Pisarenko (1991), es decir, la expresión

$$\hat{\sigma}_{\hat{m}_{max}}^2 = \frac{1}{n^2 f_M^2(m_{max}^{obs})}$$

f) Método de Kijko y Graham (“procedimiento avanzado”)

En este caso, Kijko y Graham (1998) proponen un método que proporciona un mejor error medio cuadrático que el anterior. Bajo las mismas consideraciones que en la anterior metodología y, a partir de la función de distribución del máximo valor de m , es decir m_n , con expresión

$$F_{M_n}(m | m_{max}) = \begin{cases} 0 & m < m_o \\ F_M^n(m | m_{max}) & m_o \leq m \leq m_{max} \\ 1 & m > m_o \end{cases}$$

podemos calcular la esperanza $E(m_n) = m_{max}^{obs}$ mediante la expresión

$$E(m_n) = \int_{m_o}^{m_{max}} m dF_{M_n}(m | m_{max})$$

llegando finalmente a la ecuación siguiente para el estimador de la máxima magnitud

$$\hat{m}_{max} = m_{max}^{obs} + \int_{m_o}^{m_{max}^{obs}} F_M^n(m | m_{max}^{obs}) dm$$

En principio no quedaría más remedio que calcular la integral numéricamente, sin embargo, se propone la aproximación (Cramér, 1948)

$$F_M^n(m | m_{max}^{obs}) \cong e^{-n \left[\frac{e^{-\beta(m-m_o)} - e^{-\beta(m_{max}-m_o)}}{1 - e^{-\beta(m_{max}-m_o)}} \right]}$$

con lo que, tras sustituir n por λT (si se supone una distribución Poissoniana de terremotos) se puede llegar a la expresión

$$\hat{m}_{max} = m_{max}^{obs} - \frac{E_1(T z_2) - E_1(T z_1)}{\beta e^{-T z_2}} - m_o e^{-\lambda T}$$

Esta fue la misma expresión que se obtuvo como resultado final en el anterior apartado *b*) donde se estudió el llamado método de Kijko (1984). La varianza del estimador de la máxima magnitud viene dado por la expresión

$$\sigma_{\hat{m}_{max}}^2 = \sigma_m^2 + \left[\int_{m_o}^{m_{max}^{obs}} [F_M(m | m_{max}^{obs})]^{\lambda T} dm \right]^2 + \lambda T \left[\int_{m_o}^{m_{max}^{obs}} \ln [F_M(m | m_{max}^{obs})] [F_M(m | m_{max}^{obs})]^{\lambda T} dm \right]^2$$

expresión que, tras realizar la aproximación de Cramér (1948) y suponer grandes valores de λT , puede escribirse como

$$\sigma_{\hat{m}_{max}}^2 \cong \sigma_m^2 + \left[\frac{E_1(T z_2) - E_1(T z_1)}{\beta e^{-T z_2}} + m_o e^{-\lambda T} \right]^2$$

en donde σ_m^2 es la varianza de ε en la expresión

$$m_\eta = m_\xi + \varepsilon$$

De esta forma se introduce también la incertidumbre en el conocimiento de la magnitud verdadera.

6. Cálculo de las Relaciones de Atenuación

El establecer relaciones de atenuación parte de disponer de datos de un determinado parámetro de movimiento del suelo (intensidad sentida, aceleración máxima, espectro de respuesta, etc.) en diferentes localizaciones y, tras elegir un determinado modelo de atenuación, lo que no tiene porqué hacerse *a priori*, obtener las constantes que permiten conocer el modelo de atenuación para la zona mediante análisis de regresión.

En este apartado se va a obviar el análisis de regresión en sí, y lo que se pretende de forma somera es indicar las fuentes de incertidumbre propias del cálculo de la relación. La incertidumbre total será (Toro *et al.*, 1997) la composición de la incertidumbre asociada a la utilización de un determinado modelo y la incertidumbre debida al cálculo de los valores de los parámetros de dicho modelo.

La incertidumbre asociada al modelo puede reducirse trabajando con modelos cada vez más complejos a la hora de describir el fenómeno físico, por ejemplo, incluyendo variables como la caída de esfuerzos, profundidad focal, estructura de velocidades de la corteza, factor de calidad Q, etc.; evidentemente normalmente no se dispone de toda esta información a la hora de establecer relaciones de atenuación para una determinada zona y no queda más remedio que trabajar con modelos muy simples. De todas formas, el proceso de movimiento del suelo es estocástico, y aunque pretendemos caracterizar la correlación espacial de este movimiento, nos encontramos con variaciones impredecibles punto a punto (efectos de sitio) que nos muestran el carácter aleatorio de la variable (Delgado *et al.*, 2000).

La incertidumbre que introducen los valores de los parámetros puede ser reducida disponiendo de una mayor información o con la mejora de la calidad de los datos. Lo deseable sería disponer, dado un determinado terremoto, de valores de movimiento del terreno registrados en un gran número de localizaciones distribuidas de manera conveniente a la hora de establecer lo mejor posible la distribución espacial del movimiento del terreno; muchas veces, lo normal es disponer de datos sólo en las pocas localizaciones en donde tenemos la suerte de tener instalada instrumentación.

Además, nos encontramos con otros tipos de problemas. Por ejemplo, hoy en día está muy demandada la relación de atenuación para la aceleración o para su espectro de respuesta. Centrándonos en la relación de atenuación para la aceleración, en muchos casos no es posible determinarla directamente, por lo que se obtiene a partir de una relación de atenuación para la intensidad, mucho más común, tras establecer una relación lineal entre la intensidad y el logaritmo de la aceleración pico. En España, las relaciones de atenuación se han determinado normalmente con valores de intensidad (Muñoz, 1974 y 1982; Martín, 1984; Molina, 1998; López Casado *et al.*, 2000), a partir de las cuales, y cuando ha sido necesario, se han transformado en relaciones de atenuación para aceleración (Martín, 1984; Molina, 1998), a excepción de las determinadas directamente a partir de valores de la aceleración pico en la serie sísmica de Adra (Martín *et al.*, 1996). Evidentemente, esto introduce incertidumbres adicionales a las antes indicadas.

También, diferencias regionales entre las fuentes generadoras de los terremotos y los parámetros de propagación hacen que no sea fácil modificar o extrapolar relaciones de atenuación obtenidas en una región para utilizarlas en otra distinta (Atkinson y Boore, 1997). Es necesario pues, a la hora de reducir las incertidumbres introducidas por las relaciones de atenuación una regionalización de éstas.

Ciertos autores consideran que las relaciones de atenuación en sí y la falta de regionalización de éstas son una de las principales fuentes de incertidumbre en el cálculo de la peligrosidad sísmica (v.g. Peruzza *et al.*, 1996; Molina, 1997; Toro *et al.*, 1997; López Casado *et al.*, 2000).

DATOS Y PARÁMETROS DE CÁLCULO UTILIZADOS



- 1. Catálogo Sísmico*
- 2. Fuentes Sísmicas*
- 3. Parámetros b , m_{max} y Profundidad de la Fuente*
- 4. Relación de Atenuación*
- 5. Parámetro m_0*
- 6. Relación Intensidad - Aceleración*

Capítulo 3. Datos y Parámetros de Cálculo Utilizados

A continuación se estudiarán todos aquellos datos y parámetros de cálculo que van a utilizarse a la hora de realizar la evaluación de la peligrosidad. Se verá con detenimiento el catálogo sísmico, las fuentes sísmicas, los parámetros del modelo de recurrencia en magnitud para cada una de ellas, las leyes de atenuación y la relación intensidad-aceleración.

1. Catálogo Sísmico

El catálogo sísmico básico a la hora de realizar cualquier análisis de peligrosidad o riesgo sísmico en la península Ibérica es el del Instituto Geográfico Nacional (Mezcua y Martínez Solares, 1983). En este trabajo se ha utilizado, en soporte digital, este catálogo completado hasta la fecha 24/01/1999; un primer estudio de la calidad (fiabilidad, completitud y homogeneidad) de dicho catálogo puede verse en IGN (1992). El catálogo final utilizado ha sido el revisado, tal y como se expone a continuación, a partir de los trabajos realizados por Giner (1996) y Molina (1998).

Relación $m_b - I_o$. A partir del catálogo inicial se obtiene (Molina, 1998) una relación entre la magnitud m_b y la intensidad. La magnitud que proporciona el catálogo del IGN es la $m_b(L_g)$, es decir, la magnitud calculada a partir de la amplitud y período del máximo sostenido de la fase L_g , salvo para Canarias, en donde se proporciona la m_d , es decir, la magnitud calculada a partir de la duración del registro del sismo. La intensidad macrosísmica que se utiliza es la correspondiente a la escala MSK. La relación final entre m_b e I_o que se obtiene (Molina, 1998) para todo el área Ibero-Mogrebí en su conjunto es la siguiente

$$m_b = 2.948 + 0.034 \cdot I_o^2$$

con un valor para σ de 0.1; este bajo valor de σ es debido a la metodología utilizada en el cálculo de la relación. Se justifica utilizar una única expresión de este tipo para toda la región por el hecho de mantener la homogeneidad del catálogo.

Relación $m_b - M_S$. También se utilizará la relación obtenida por Molina (1998) que liga la magnitud m_b y la magnitud M_S ; finalmente será esta última, como se justificará más adelante, la que se utilice en el cálculo de la peligrosidad. Para encontrar esta relación, Molina (1998) utiliza los terremotos que aparecen en el catálogo del IGN con magnitud m_b posteriores a 1960 y que además les ha sido asignada magnitud M_S por algún organismo internacional (normalmente el catálogo Harvard Centroid Moment Tensor - CMT). El resultado es

$$M_S = -3.429 + 1.648 \cdot m_b$$

con un valor para σ de 0.2. El conjunto de estas dos relaciones permite proporcionar magnitud M_S a todos los terremotos del catálogo que dispongan de intensidad asignada o magnitud m_b calculada.

Asignación de magnitudes. En los trabajos de Giner (1996) y Molina (1998) también se asigna magnitud a terremotos, con el fin de completar el catálogo inicial, a partir de mapas de isosistas. Como se indicó en el apartado 2 del Capítulo 2, se utilizan metodologías basadas en considerar el área de una única isosista o de todas las isosistas de las que se dispone.

También se realiza un tratamiento aparte de los terremotos con mapa de isosistas, sin magnitud asignada y epicentro marítimo (Molina, 1998), debido a que la intensidad que aparece en los catálogos es la intensidad sentida en la costa, a una determinada distancia del epicentro. Se les asigna intensidad a partir de la distancia entre el epicentro y la costa y la relación de atenuación que se utilizará en dicha zona; a partir de esta intensidad recalculada, puede asignársele magnitud a dicho terremoto.

Eliminación de terremotos no Poissonianos. De este nuevo catálogo se han eliminado todos los terremotos que no se consideran terremotos principales, es decir, pertenecen a la categoría de premonitorios, réplicas o enjambres. Este paso es necesario para que se cumpla la hipótesis de proceso Poissoniano, necesaria en el análisis de peligrosidad que se realizará.

Se ha querido ser más estricto en lo tocante a establecer agrupaciones de terremotos de lo que lo es el IGN (este organismo indica los terremotos que considera premonitorios o réplicas), para lo que se ha realizado con los terremotos un análisis de agrupamientos (análisis "cluster") en la misma línea que el realizado por Giner (1996) y Molina (1998). La conclusión es que aparecen muchos terremotos de este tipo no considerados así por el IGN.

En este trabajo, y previo análisis del catálogo sísmico, se ha creído conveniente considerar que, dos terremotos están relacionados siempre que se encuentren a menos de 10 km de distancia y se hayan producido en menos de 10 días si la magnitud $M_{S\ max}$ del mayor fuera 2.5, mientras que se considerarán relacionados si se encuentran a menos de 100 km de distancia y se han producido en menos de 200 días si la magnitud del mayor fuera 9.0. Entre estos datos, se establece una relación lineal que nos proporciona la distancia máxima d o tiempo máximo t que ha de transcurrir entre dos terremotos para que se consideren relacionados; es la siguiente

$$p_1 = \frac{\Delta d - 10\text{ km}}{M_{S\ max} - 2.5} = \frac{100\text{ km} - 10\text{ km}}{9.0 - 2.5} \qquad p_2 = \frac{\Delta t - 10\text{ d}}{M_{S\ max} - 2.5} = \frac{200\text{ d} - 10\text{ d}}{9.0 - 2.5}$$

en donde p_i es la pendiente de la recta. Por ejemplo, dado un terremoto de magnitud M_S 4.0, se considerarán relacionados con éste todos aquellos que disten menos de 31 km y se hayan

producido con menos de 54 días de diferencia; dado uno de magnitud 6.0, la distancia se amplía a unos 58 km y el intervalo de tiempo a 112 días.

Dados dos terremotos relacionados (el tiempo transcurrido y la distancia entre ellos es inferior a Δt y Δd , respectivamente), se considera como principal el de mayor magnitud, a igual magnitud el de mayor intensidad, y a igual magnitud e intensidad del que se disponga de mayor información (mapa de isosistas, número de estaciones que lo han registrado, etc.). Se ha comprobado que el cambio de criterio en magnitudes, días o kilómetros, es decir, en la pendiente de la recta, no afecta sustancialmente al resultado de los agrupamientos; solamente con cambios muy importantes de estas cantidades uno obtendría resultados diferentes.

Finalmente, del catálogo se han eliminado todos aquellos terremotos con magnitud M_S inferior a 2.5 (magnitud m_b inferior a 3.6), ya que no influirán en absoluto en ningún análisis de peligrosidad; este punto se discutirá y justificará posteriormente. El resultado final es un catálogo de 2742 terremotos que será el utilizado a la hora de obtener los distintos parámetros necesarios en el cálculo de la peligrosidad que realizaremos.

Carácter Poissoniano del catálogo. A la hora de observar el comportamiento Poissoniano de dicho catálogo se puede representar (Benjamin y Cornell, 1970) el número acumulativo de terremotos en función del tiempo y observar si la tasa de ocurrencia (pendiente de la curva) es constante en el tiempo.

Se observa en la figura 3.1 cómo para terremotos con magnitud superior a 4.5 encontramos dos tasas predominantes de ocurrencia distintas en este siglo (1.6 terremotos por año, entre 1924 y 1952, y 2.6 terremotos por año desde 1952 hasta la actualidad). Tanto para magnitudes superiores a 5.0 como a 5.5, en cambio, observamos tres tasas distintas, una de ellas “anormalmente” alta, y pendiente de justificación, entre mediados de los cincuenta y mediados de los sesenta. Para terremotos con magnitud superior a 5.0 observamos tasas de 0.9, entre 1924 y 1952, 1.7, entre 1953 y 1962, y 1.0 terremotos por año, a partir de 1963. En el caso de terremotos con magnitud superior a 5.5 se observan tasas de 0.3, entre 1923 y 1954, 1.0, entre 1955 y 1962, y 0.5 terremotos por año, a partir de 1963; en este último caso podríamos considerar una tasa media de ocurrencia de 0.5 terremotos por año a partir de 1923. Evidentemente, los resultados serán distintos si consideramos distintas magnitudes o distintos subcatálogos para zonas o fuentes determinadas, pero lo que sí se puede observar a grandes rasgos es que el catálogo en general tiene un comportamiento Poissoniano para magnitudes moderadas-altas en las últimas décadas, suficiente para nuestro cálculo de peligrosidad.

Fiabilidad del catálogo. A continuación nos centraremos en un somero estudio de fiabilidad del catálogo utilizado, especialmente centrándonos en dos de los parámetros de los terremotos que más influirán en nuestro estudio de peligrosidad, a saber, la localización (especialmente la de grandes terremotos) y la magnitud.

En lo tocante a la localización, en la época histórica los errores oscilan entre 30 y 100 km como norma general (IGN, 1992). No hay datos sobre profundidades en esta época, salvo en

casos en que se dispone de mapas de isosistas y se realizan asignaciones atendiendo a la forma de las isosistas y a la relación de atenuación que se considere. En la época instrumental, refiriéndonos a la localización, se diferencian dos épocas, entre 1920 y 1980, y entre 1980 hasta la actualidad. En la primera época, los errores oscilan entre los 10 y 20 km para los grandes terremotos y los 50 y 60 km para los más pequeños, como valores estimativos; individualmente, dependiendo de los registros de que se dispone, llevan asociados un determinado error u otro. Desde 1980, los errores están comprendidos entre aproximadamente 1 km, como valor mínimo, y unos 10 km como máximo.

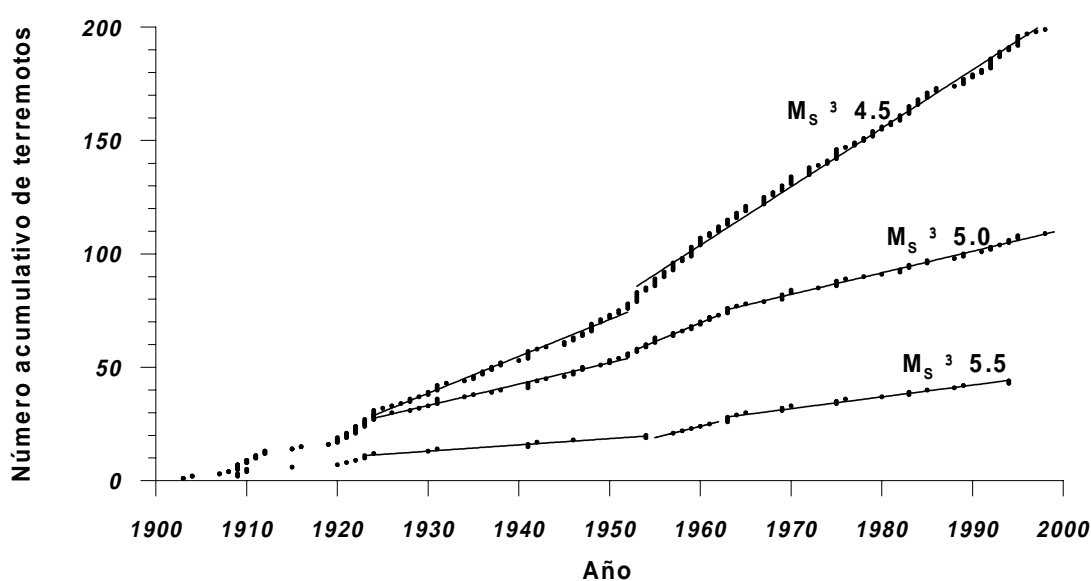


Figura 3.1. Estudio del comportamiento Poissoniano del catálogo utilizado para magnitudes M_s superiores a 4.5, 5.0 y 5.5. Se representa el número acumulado de terremotos a partir de 1900.

El error en la magnitud está influenciado por el método de asignación que se haya utilizado, a saber, a partir de la relación intensidad-magnitud, a partir de mapas de isosistas, a partir de la duración del registro (método utilizado entre 1920 y 1960) o a partir de la amplitud de la onda L_g (método utilizado a partir de 1960). Aunque es difícil proponer una norma general sobre las estimaciones de los errores, se puede establecer (Molina, 1998) que estos están comprendidos entre 0.8 y 1.0 unidad para épocas anteriores a 1910, entre 0.5 y 0.8 unidades entre 1910 y 1960, y entre 0.3 y 0.4 unidades a partir de esta última fecha.

Estudio de la completitud mediante el método de Stepp. De una forma meramente orientativa se ha realizado un estudio estadístico de completitud en magnitudes para todo el catálogo. Se ha utilizado el método de Stepp, explicado en el apartado 2 del Capítulo 2. A la hora de su implementación se ha separado la sismicidad atendiendo a su profundidad: la que se ha producido a menos de 30 km de profundidad, la comprendida entre 30 y 60 km y la

comprendida entre 60 y 90 km; esta clasificación es la misma que se ha utilizado, como se verá y discutirá posteriormente, en la división de la región en fuentes sísmicas.

La falta de completitud en la profundidad de los sismos hace también que los resultados que se van a comentar no sean definitivos; referente a esto último, hay que hacer notar que las primeras asignaciones de profundidad datan de 1950, no pudiéndose considerar completo el catálogo hasta aproximadamente los últimos veinte años (Molina, 1998), dentro de los umbrales de detectabilidad de esta época.

En las figuras 3.2, 3.3 y 3.4 se muestran los ajustes realizados, para los tres intervalos de profundidad elegidos, entre la desviación estándar de la tasa de ocurrencia anual y el tiempo.

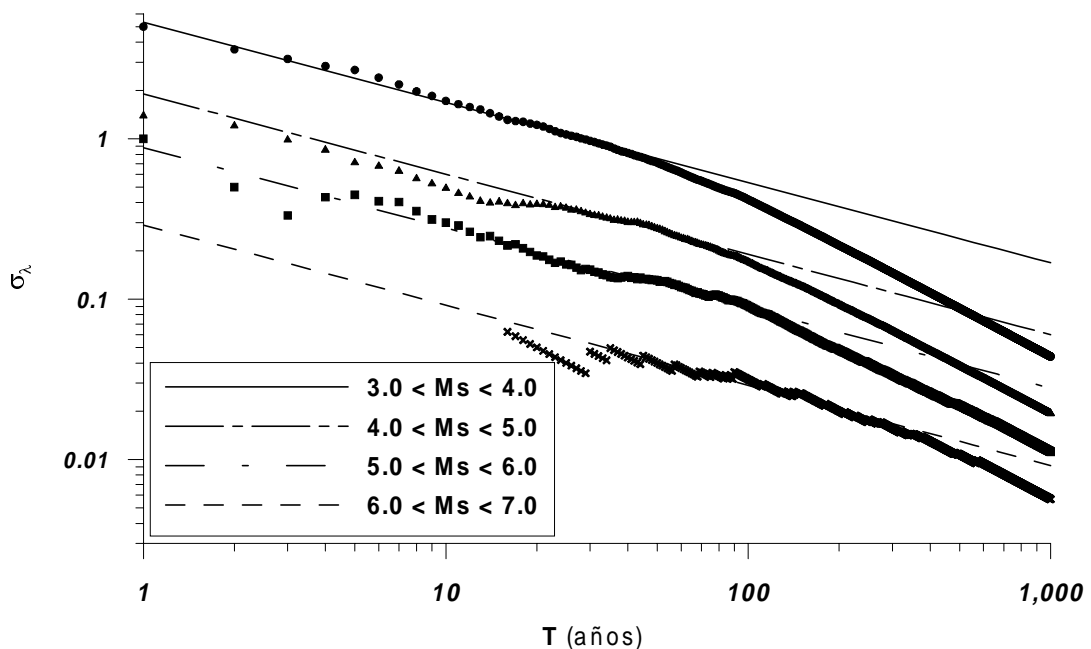


Figura 3.2. Estudio de la completitud mediante el método de Stepp. Se considera la sismicidad hasta 30 km de profundidad. El intervalo de magnitudes elegido es de 1.0 unidad.

Los resultados se muestran en la tabla 3.I. Para cada intervalo de magnitud y profundidad se muestra la tasa anual λ ($\lambda^{1/2}$ coincide directamente con el valor de corte de la recta ajustada y la abscisa $T = 1$ año) y el tiempo t que puede considerarse completo el intervalo de magnitudes indicado. Se observa cómo las magnitudes comprendidas entre 3.0 y 4.0 (m_b : 3.9 - 4.5) pueden considerarse completas en los últimos 55 años, para la sismicidad comprendida en la corteza, y sólo algo más de una década en el caso de la sismicidad más profunda. Magnitudes superiores son completas evidentemente durante un número mayor de años; por ejemplo, 90 años para magnitudes entre 4.0 y 5.0 (m_b : 4.5 - 5.1), y 150 años para magnitudes comprendidas entre 5.0 y 6.0 (m_b : 5.1 - 5.7).

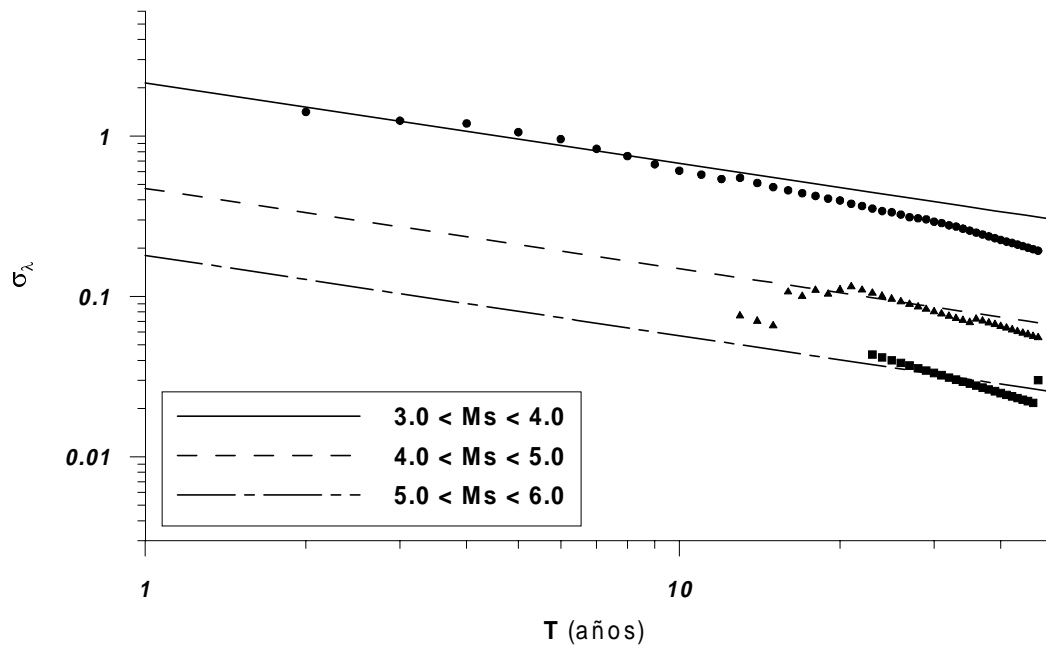


Figura 3.3. Estudio de la completitud mediante el método de Stepp. Se considera la sismicidad entre 30 y 60 km de profundidad. El intervalo de magnitudes elegido es de 1.0 unidad.

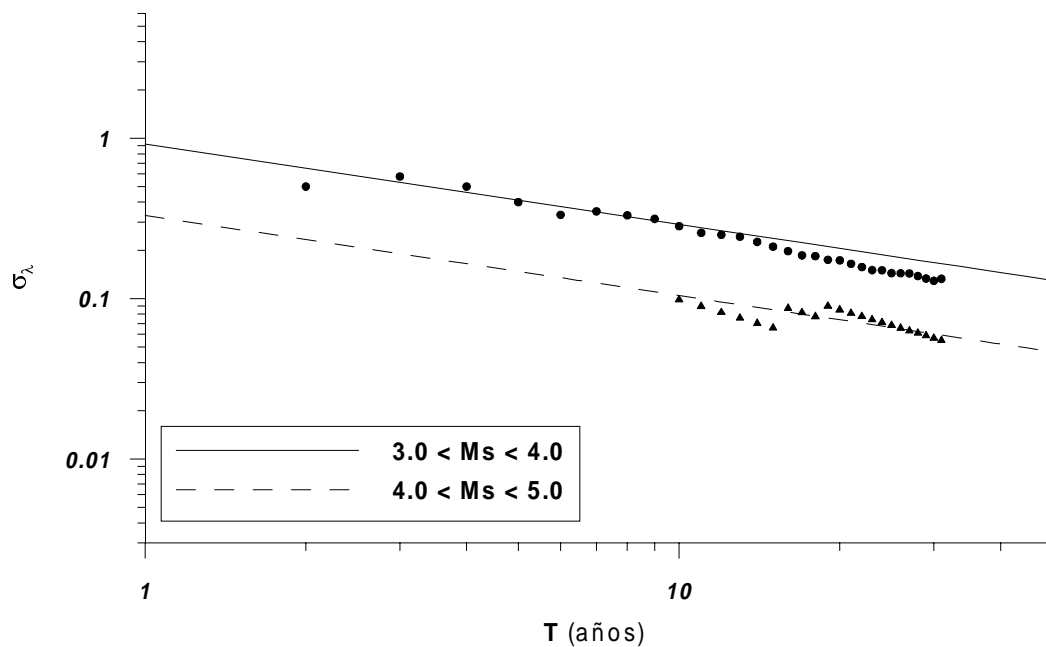


Figura 3.4. Estudio de la completitud mediante el método de Stepp. Se considera la sismicidad entre 60 y 90 km de profundidad. El intervalo de magnitudes elegido es de 1.0 unidad.

Tabla 3.I. Estudio de la completitud mediante el método de Stepp.

ΔM_S	Sismicidad entre 0 y 30 km		Sism. entre 30 y 60 km		Sism. entre 60 y 90 km	
	$\lambda^{1/2}$	t (a)	$\lambda^{1/2}$	t (a)	$\lambda^{1/2}$	t (a)
3.0 - 4.0	5.33	55	2.14	13	0.92	13
4.0 - 5.0	1.90	90	0.47	(30)	0.33	30
5.0 - 6.0	0.88	150	0.18	(45)	-	-
6.0 - 7.0	0.29	400	-	-	-	-

Esta metodología, evidentemente, posee ciertas limitaciones. Hay que recordar que es un método puramente estadístico basado en la estacionariedad de la sismicidad comprendida entre ciertos rangos de magnitud (o intensidad). Podemos concluir indicando que la completitud es ciertamente mayor que la que se ha expuesto.

Distribución de la sismicidad. La distribución final de la sismicidad del área se puede observar en la figura 3.5, en donde, con el objeto de clarificar, sólo se han representado los terremotos a partir de 1800 con magnitud M_S superior a 4.0 (m_b : 4.5), teniendo en cuenta además que sólo aparecen los terremotos catalogados como principales, tras la eliminación de réplicas, premonitorios y enjambres.

Una descripción de la sismicidad del área puede encontrarse, por ejemplo, en Udías *et al.* (1975), Sanz de Galdeano y López Casado (1990), Mezcua *et al.* (1991), Buforn *et al.* (1995), Molina (1998), etc.

2. Fuentes Sísmicas

La delimitación de fuentes sísmicas es un paso necesario en cualquier análisis de peligrosidad que se base, de una u otra forma, en los llamados métodos probabilísticos zonificados.

Entre los trabajos en que se han realizado delimitaciones de fuentes en todo el ámbito Ibero-Mogrebí cabe destacarse los de Martín (1984), el del Grupo de Trabajo de Peligrosidad y Riesgo Sísmico del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 1991) y el de Molina (1998).

Otras delimitaciones, más centradas en una determinada región han sido, por ejemplo, las de Suriñach y Roca (1982), para el Noreste peninsular, Muñoz (1983), para el Sur peninsular y costa de Marruecos, Oliveira y Costa (1984), para el Sureste peninsular, López Casado y Sanz de Galdeano (1986, 1987 y 1990), para la zona del río Segura, las Béticas y el ámbito bético-rifeño, respectivamente, Grellet *et al.* (1991), para la zona pirenaica, Campos-Costa *et al.* (1992), para Portugal, Muñoz y Udías (1992), para el ámbito bético-rifeño, y López Casado *et al.* (1987) y Giner (1996), para el Sudeste peninsular.

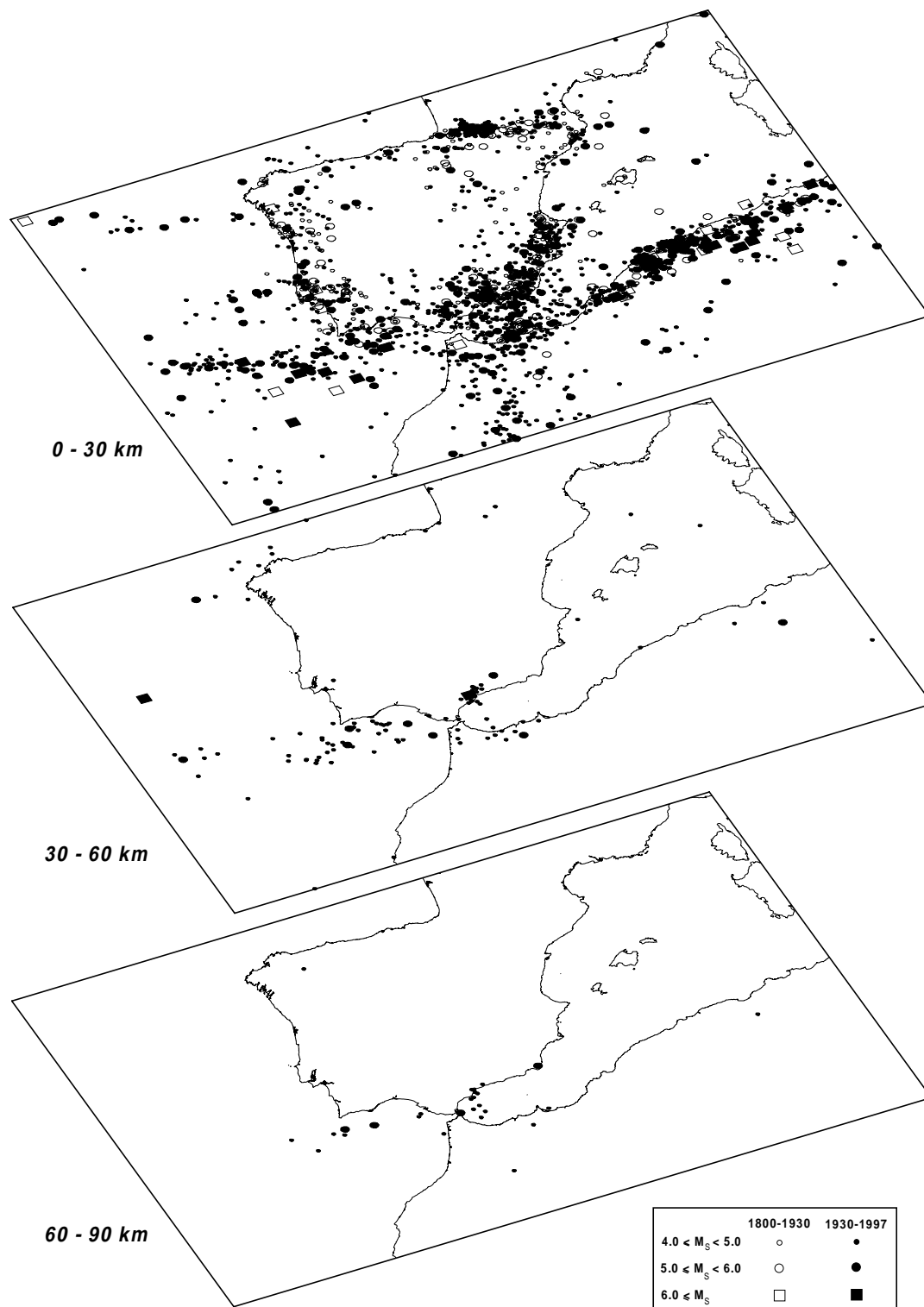


Figura 3.5. Distribución espacial de la sismicidad en el ámbito Ibero-Mogrebí. Se representan los terremotos con magnitud M_S superior a 4.0 desde 1800.

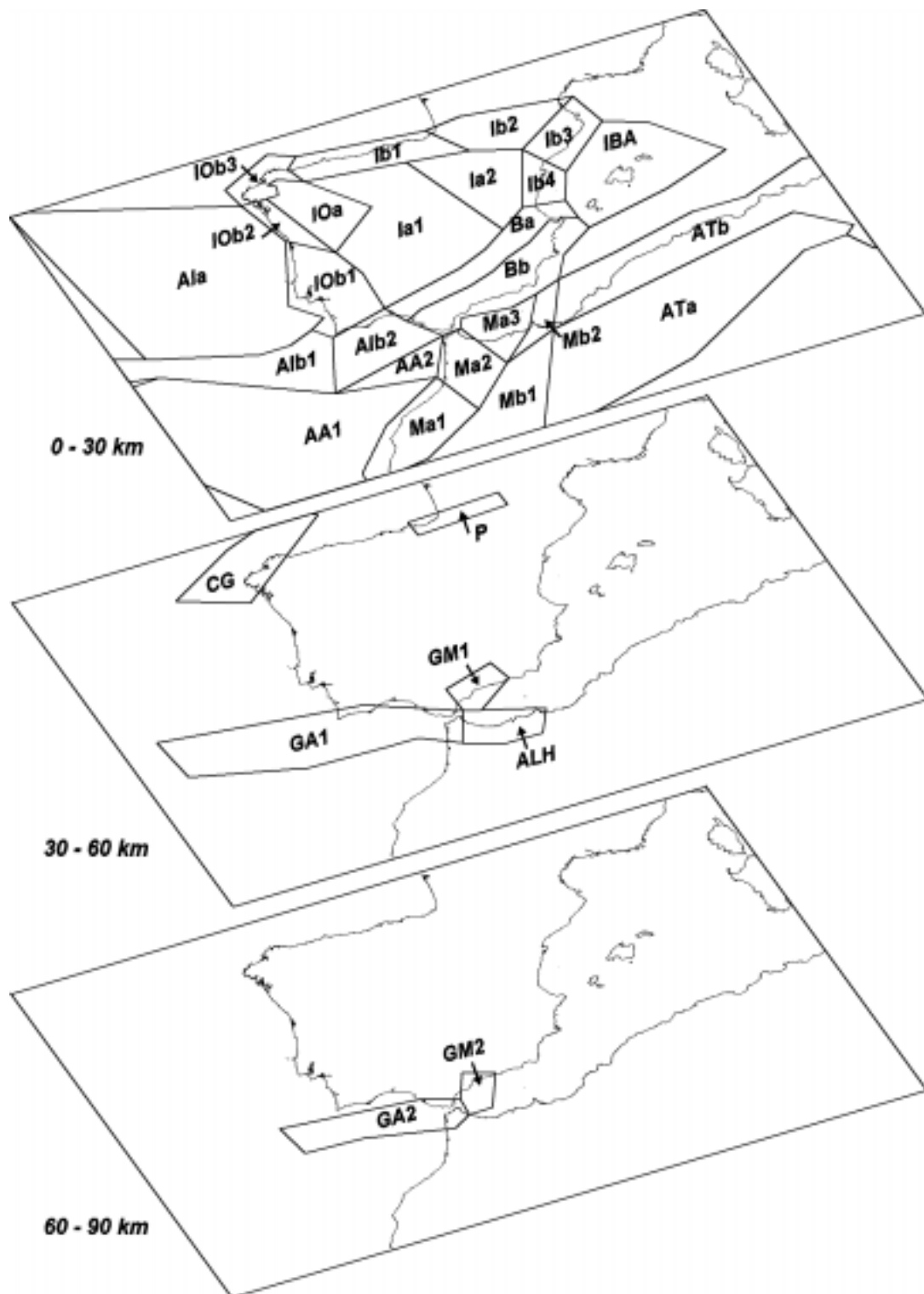


Figura 3.6. Delimitación de fuentes sísmicas en el ámbito Ibero-Mogrebí.

En este trabajo se van a utilizar como fuentes, de forma prioritaria, la delimitación en dominios y subdominios geológicos realizada por Molina (1998).

Se incluirá una nueva fuente que agrupe la sismicidad de la región balear, así como la separación de algún subdominio geológico atendiendo a una distribución heterogénea de la sismicidad. De nuevo se considera la sismicidad, y la división en fuentes sísmicas, diferenciada en tres niveles distintos de profundidad: hasta 30 km, entre 30 y 60 km, y entre 60 y 90 km. La sismicidad del último nivel (60 - 90 km), como la existente por debajo de éste, no contribuye a la peligrosidad; como se verá con posterioridad, la sismicidad comprendida entre 30 y 60 km tan sólo afectará a la peligrosidad en la región que agrupa la parte oriental de la provincia de Málaga y la occidental de la de Granada.

En la figura 3.6 se han delimitado las distintas fuentes sísmicas que se considerarán, y que se pasan a explicar y justificar a continuación.

- Dominio Atlántico Ibérico (AI). Comprende la zona marítima al Oeste y Suroeste de la Península Ibérica. Es una zona de baja sismicidad, salvo en lo concerniente a la zona más al Sur, es decir, la zona que comprende principalmente la falla Azores-Gibraltar. Se divide en dos subdominios:

- Subdominio AI_a . Comprende la parte con menos sismicidad de este dominio geológico, incluyendo los rasgos tectónicos de las fallas Nazaré y Bajo-Tajo.
- Subdominio AI_b . Comprende el rasgo tectónico de la falla Azores-Gibraltar, junto con el comienzo Suroeste de la falla Plasencia-Alentejo (Plasencia-Messejana). Se ha dividido a su vez en dos fuentes, las AI_{b1} y AI_{b2} . La segunda de ellas comprende específicamente el golfo de Cádiz, zona con una sismicidad diferenciada claramente de la que se produce en la otra fuente.

- Dominio Atlántico Africano (AA). Dominio geológico que comprende la zona marítima de la placa africana más cercana a la Península Ibérica. Aunque la sismicidad es escasa en todo el dominio, se han diferenciado en él dos fuentes, las AA_1 y AA_2 . La segunda, la fuente AA_2 , se ha delimitado en la zona más al Este del dominio, es decir, más cercana a la península, en donde el máximo terremoto que se ha llegado a producir es 1.9 unidades inferior al máximo del global del dominio.

- Dominio Marroquí (M). Incluye Marruecos y la zona centro y Sur del mar de Alborán. Se diferencian dos subdominios:

- Subdominio M_a . Comprende la zona de la meseta marroquí, el Rif y la zona centro y Sur del mar de Alborán. Se divide en tres fuentes, la M_{a1} , M_{a2} y M_{a3} , englobando la primera la meseta, la segunda parte del Rif, y la tercera, el centro y Sur del mar de Alborán, donde la sismicidad es mucho más abundante que en las otras dos fuentes.
- Subdominio M_b . Se delimita a lo largo de las fallas que recorren el Atlas. Se ha diferenciado en dos fuentes, las M_{b1} y M_{b2} , siendo la segunda la zona más al Norte del subdominio, englobando parte del mar de Alborán.

- Dominio Argelo-Tunecino (AT). Abarca el Norte de Argelia y Túnez. Se diferencian dos subdominios:
 - Subdominio AT_a . Engloba la zona Sur de este dominio, con una sismicidad dispersa y poco abundante. Engloba la falla del Atlas Sur.
 - Subdominio AT_b . Abarca la zona Norte del dominio, incluyendo el accidente tectónico de la falla de El-Asnam. Su sismicidad es mucho más abundante e importante que en el anterior subdominio; el máximo terremoto sentido es del orden de 1.3 unidades mayor que el que se ha llegado a producir en el subdominio AT_a .

- Dominio Oeste de Iberia (IO). Engloba Galicia y Portugal, estando delimitado por la ausencia casi total de sismicidad en su límite Este. Se divide en dos subdominios:
 - Subdominio IO_a . Abarca la zona Noreste de Portugal y Sureste de Galicia. Su sismicidad es inferior a la del resto del dominio.
 - Subdominio IO_b . Comprende el resto del dominio geológico. Se ha dividido en tres fuentes, las IO_{b1} , IO_{b2} e IO_{b3} , que se corresponden, respectivamente, con el centro y Sur de Portugal, Noroeste de Portugal y Suroeste de Galicia, y zona Norte de Galicia; en la primera fuente, la sismicidad es mucho más importante que en las otras dos, siendo en la segunda ligeramente más importante que en la tercera.

- Dominio Ibérico (I). Abarca el centro y Norte de la España peninsular, englobando la meseta, con Sierra Morena y el Sistema Central, la cordillera Cantábrica, el sistema Ibérico, los Pirineos y la cadena Costero Catalana. Se divide en dos subdominios:
 - Subdominio I_a . Comprende la zona con menor sismicidad del dominio, abarcando la meseta y el sistema Ibérico. Se ha dividido en dos fuentes, las I_{a1} e I_{a2} , delimitando la segunda el sistema Ibérico; la poca sismicidad del subdominio aparece mayoritariamente concentrada en esta fuente.
 - Subdominio I_b . Comprende la cordillera Cantábrica, los Pirineos y la cadena Costero Catalana. Se ha dividido en cuatro fuentes, las I_{b1} , I_{b2} , I_{b3} e I_{b4} , comprendiendo la primera de ellas la cordillera Cantábrica, zona de baja sismicidad, la segunda la zona de los Pirineos, la tercera la cadena Costero Catalana y, por último, la cuarta fuente delimita las zonas adyacentes de la desembocadura del Ebro, zona con menor sismicidad dentro de este subdominio.

- Dominio Bético (B). Comprende los sistemas Bético y Penibético, con una tectónica característica propia dentro de la Península Ibérica, además de ser la zona con mayor sismicidad de ésta. Se divide en dos subdominios:
 - Subdominio B_a . Abarca la zona Norte del dominio geológico, incluyendo parte de las Béticas externas; limita al Sur con la falla Cádiz- Alicante.
 - Subdominio B_b . Comprende la zona Sur del dominio, incluyendo las Béticas internas y el Norte del mar de Alborán. Es la zona de la península con mayor sismicidad.

- Fuente IBA. Fuente que delimita el entorno de las islas Baleares, trazada con el fin de agrupar la sismicidad dispersa que aparece en esta zona.

Tras haber descrito las que llamaremos fuentes superficiales ($h < 30$ km), se va a pasar a describir la delimitación de las que llamaremos fuentes intermedias ($30 \text{ km} < h < 60$ km). Son las siguientes:

- Fuente CG (costa gallega). Abarca la sismicidad dispersa en los alrededores de esta zona a estas profundidades; ésta es sumamente escasa.

- Fuente P (Pirineos). Comprende un pequeño núcleo de sismicidad que a esta profundidad aparece en la zona Oeste y central de los Pirineos. El análisis de peligrosidad posterior mostrará que estas dos últimas fuentes, la CG y P, no tienen influencia en un análisis de este tipo.

- Fuente GA_1 (Gorringe - alto Atlas). Fuente que se encuentra inmediatamente debajo del subdominio AI_b , con una tasa de sismicidad apreciable. La sismicidad aparece concentrada en las inmediaciones de la falla Azores-Gibraltar.

- Fuente GM_1 (Granada-Málaga). Comprende principalmente el agrupamiento de terremotos, entre 30 y 60 km de profundidad, bajo Málaga. Esta fuente se encuentra inmediatamente debajo del subdominio B_b .

- Fuente ALH (Alhucemas). Abarca el agrupamiento sísmico que aparece a esta profundidad en la zona del Rif, inmediatamente debajo de las fuentes M_{a2} y M_{a3} . El análisis posterior de peligrosidad indicará que no tiene influencia.

Con respecto a las fuentes delimitadas entre los 60 y 90 km de profundidad, a las que denominaremos fuentes profundas, éstas son las siguientes:

- Fuente GA_2 . Fuente inmediatamente debajo de la intermedia GA_1 . Bajo la traza en superficie de la falla Azores-Gibraltar, y a estas profundidades, aún sigue apareciendo una cierta sismicidad que se engloba en esta fuente.

- Fuente GM_2 . Fuente inmediatamente debajo de la intermedia GM_1 . Sigue apareciendo a estas profundidades una cierta sismicidad concentrada bajo Málaga y en la zona Oeste del mar de Alborán, junto al estrecho de Gibraltar. Ninguna de estas dos fuentes profundas influirá significativamente en la peligrosidad de la zona.

En las tablas 3.II, 3.III y 3.IV se indica de forma esquemática, y a título informativo, la subdivisión en fuentes realizada para los distintos rangos de profundidad, indicando el número de terremotos n que se engloba en cada una de ellas (terremotos principales con magnitud superior o igual a $2.5 M_s$), la máxima magnitud m_b catalogada por el IGN en dicha fuente, la

máxima magnitud M_S que se ha producido, bien directamente registrada o calculada a través de la intensidad o mapa de isosistas, y la fecha en que se produjo dicho evento.

De acuerdo con la tipología de fuentes sísmicas realizada por Thenhaus (1986) que se indicó en el apartado 4.2 del Capítulo 1, se ha de indicar que la clasificación en dominios geológicos y subdominios realizada por Molina (1998) corresponde a una delimitación de zonas sismogénicas, aunque algunas de ellas pueden llegar a considerarse zonas seismotectónicas.

Tabla 3.II. Fuentes “superficiales”
(0 – 30 km)

Dominio	Subdom.	Fuente	n	$m_{b\ max}$	$M_{S\ max}$	Fecha
AA	AA ₁		32	6.7	7.9 ⁽¹⁾	26/05/1975
	AA ₂		9	4.9	6.0 ⁽²⁾	- -/ - /1731
M	M _a	M _{a1}	6	4.7	4.2 ⁽¹⁾	09/04/1988
		M _{a2}	37	5.1	6.0 ⁽²⁾	21/01/1909
		M _{a3}	128	5.7	6.0 ⁽³⁾	09/07/1923
	M _b	M _{b1}	78	6.0	5.7 ⁽¹⁾	29/02/1960
		M _{b2}	51	5.4	5.2 ⁽¹⁾	12/03/1992
AT	AT _a		55	5.6	6.0 ⁽²⁾	16/11/1869
	AT _b		524	6.7	7.3 ⁽¹⁾	10/10/1980
AI	AI _a		52	5.6	6.0 ⁽²⁾	12/10/1724
	AI _b	AI _{b1}	120	7.3	9.4 ⁽²⁾	01/11/1755
		AI _{b2}	79	6.2	6.8 ⁽³⁾	15/03/1964
IO	IO _a		40	5.2	5.1 ⁽³⁾	12/02/1961
	IO _b	IO _{b1}	166	5.1	6.5 ⁽⁴⁾	11/11/1858
		IO _{b2}	40	4.8	4.5 ⁽³⁾	18/11/1948
		IO _{b3}	11	4.7	4.3 ⁽³⁾	25/11/1944
B	B _a		104	5.1	6.0 ⁽²⁾	23/03/1748
	B _b		535	5.2	7.0 ⁽²⁾	21/03/1829
I	I _a	I _{a1}	27	4.1	3.5 ⁽²⁾	14/06/1904
		I _{a2}	28	5.1	5.0 ⁽³⁾	18/02/1929
	I _b	I _{b1}	33	4.9	4.6 ⁽³⁾	16/10/1938
		I _{b2}	230	5.3	6.0 ⁽²⁾	24/05/1750
		I _{b3}	81	5.1	6.0 ⁽²⁾	02/02/1428
		I _{b4}	6	4.0	5.0 ⁽²⁾	18/03/1515
IBA		20	4.9	6.0 ⁽²⁾	20/10/1654	

⁽¹⁾ Magnitud directamente registrada (Harvard Centroid Moment Tensor)

⁽²⁾ Calculada mediante la relación $M_S - I_o$ (Molina, 1998)

⁽³⁾ Calculada mediante la relación $M_S - m_b$ (Molina, 1998)

⁽⁴⁾ Calculada mediante el método de Topozada (1975) - isosista de grado VI - (Molina, 1998)

Tabla 3.III. Fuentes “intermedias”
(30 – 60 km)

Fuente	n	$m_{b\ max}$	$M_{S\ max}$	Fecha
P	4	3.9	3.0 ⁽¹⁾	02/03/1980
CG	9	4.6	4.2 ⁽¹⁾	09/11/1983
GA ₁	51	5.3	5.3 ⁽¹⁾	12/05/1952
GM ₁	17	5.4	5.5 ⁽¹⁾	24/08/1976
ALH	10	4.5	4.0 ⁽¹⁾	20/06/1963

⁽¹⁾ Calculada mediante la relación $M_S - m_b$ (Molina, 1998)

Tabla 3.IV. Fuentes “profundas”
(60 – 90 km)

Fuente	n	$m_{b\ max}$	$M_{S\ max}$	Fecha
GA ₂	10	4.7	4.3 ⁽¹⁾	22/06/1980
GM ₂	11	4.3	3.7 ⁽¹⁾	13/05/1986

⁽¹⁾ Calculada mediante la relación $M_S - m_b$ (Molina, 1998)

La posterior subdivisión de alguno de los subdominios en fuentes realizada en este trabajo, la fuente sísmica IBA, así como todas las fuentes intermedias y profundas delimitadas corresponden a la nomenclatura de zonas de sismicidad; todas estas fuentes mencionadas han sido delimitadas con el único fin del cálculo de la peligrosidad de la zona sin pretender establecer ninguna relación, aunque pueda haberla, con la geología de la fuente.

3. Parámetros b , m_{max} y Profundidad de la Fuente

La delimitación de fuentes sísmicas, independientemente de la categoría en la que se enmarquen (seismotectónicas, paleosísmicas, etc.), tiene como fin en cálculos de peligrosidad establecer zonas en donde ciertos parámetros de cálculo puedan considerarse constantes; en el proceso de cálculo aparecen también como zonas a través de las cuales se realiza la integración a la hora de calcular la peligrosidad en una determinada localización. En el análisis de peligrosidad que se hará, debido a la metodología utilizada, será necesario conocer en cada fuente el valor de los parámetros del modelo de recurrencia de magnitudes que se considere, en este caso serán los parámetros b y m_{max} de la relación de Gutenberg-Richter truncada (Cosentino *et al.*, 1977), de función de distribución

$$F_M(m) = \frac{1 - e^{-\beta(m - m_o)}}{1 - e^{-\beta(m_{max} - m_o)}} \quad m_o \leq m \leq m_{max}$$

en donde $\beta = b \cdot \ln 10$.

Se han de tener en cuenta dos consideraciones. La primera es que el valor del parámetro m_o , magnitud mínima a considerar en el proceso de cálculo de la peligrosidad, se justificará posteriormente de forma independiente al modelo de recurrencia; recordamos que ha sido fijado con anterioridad en el valor 2.5, a partir del cual se está considerado la sismicidad. La segunda es que, debido a la metodología de cálculo que se presentará en el próximo Capítulo, no va a ser necesario calcular el valor de la tasa de cada fuente (parámetro a de la ley de Gutenberg-Richter), lo cual se verá es una de las principales ventajas del método de cálculo de la peligrosidad que se propone, variación sobre la metodología desarrollada por Frankel (1995).

A continuación se mostrará la metodología utilizada y los resultados obtenidos en el cálculo de los parámetros b , m_{max} y profundidad de cada fuente para todas las fuentes que se consideran, a saber, las veinte fuentes superficiales, las cinco fuentes intermedias y las dos fuentes profundas.

Tanto a la hora de obtener b como m_{max} se ha preferido utilizar métodos en los que no sea necesario trabajar con catálogos completos. El método de Stepp nos indicaba que, incluso para toda la sismicidad superficial considerada conjuntamente, las magnitudes M_S comprendidas entre 3.0 y 4.0 sólo se podían considerar completas en los últimos 55 años. Particularizando para fuentes en concreto, en donde además no se hayan llegado a producir más que pequeños y medianos eventos, la completitud de ésta podía estar limitada a muy pocos años, lo que conlleva muy pocos terremotos y, poco significado estadístico del resultado. Incluso así, como se verá a continuación, el pequeño número de terremotos en algunas fuentes hace que los resultados estén afectados de una alta incertidumbre (error).

Obtención del parámetro b . A la hora de obtener el parámetro b , la metodología utilizada ha sido la de Weichert (Weichert, 1980), comentada en el apartado 4.5 del Capítulo 2, aunque se ha corroborado el resultado con los valores obtenidos con el método de Kijko (Kijko, 1984), comentado en el apartado 4.6 del Capítulo 2; a la hora de aplicar el método de Kijko, la máxima magnitud considerada ha sido la máxima que se ha producido en la fuente (tablas 3.II, 3.III y 3.IV). En casi todos los casos las dos metodologías han proporcionado valores casi coincidentes; en donde no ha sido así (fuentes con poca sismicidad en donde las magnitudes no se ajustan bien a una relación de recurrencia del tipo de Gutenberg-Richter), se ha preferido el valor proporcionado por el primer método, el de Weichert, ya que eran valores más coincidentes con los obtenidos por otros autores para esta zona.

La incertidumbre de este parámetro viene dada por el valor de σ_b (su expresión se vio al comentar el método), en donde se considera que b está distribuido normalmente alrededor de su valor medio.

Obtención del parámetro m_{max} . Para el caso del cálculo de m_{max} se ha utilizado el método de Pisarenko (Pisarenko, 1991; Pisarenko *et al.*, 1996), comentado en el apartado 5.2 del Capítulo 2, corroborándose con el método de Kijko y Graham (Kijko y Graham, 1998), llamado procedimiento simple. En casi todos los casos los dos métodos proporcionaban valores prácticamente coincidentes, salvo en raras ocasiones, en donde con el segundo método se

obtenían valores anormalmente altos para la máxima magnitud, normalmente debido a la calidad de los datos.

A la hora de calcular la incertidumbre $\sigma_{m_{max}}$ en el conocimiento del valor de este parámetro se ha utilizado la expresión

$$\sigma_{m_{max}}^2 = \sigma_m^2 + \sigma_p^2$$

en donde σ_p es la incertidumbre del método estadístico (probabilístico) utilizado, cuya expresión es conocida (ver la explicación del método en el apartado 5.2 del Capítulo 2), y σ_m es la incertidumbre en el propio conocimiento de la variable magnitud. Se ha creído conveniente tomar como valor de esta incertidumbre el siguiente: si la máxima magnitud que se ha producido en la fuente ha sido histórica, se toma un valor de 0.7 unidades, si se ha producido entre 1920 y 1980, se toma un valor de 0.5 unidades, y si se ha producido después de 1980, se toma como valor de esta incertidumbre 0.3 unidades. Son valores ciertamente discutibles, pero razonables.

Obtención de la profundidad de la fuente. Un parámetro que hay que considerar también es la profundidad de cada fuente. Cuando se comentó la completitud de este parámetro, la profundidad del terremoto, se indicó que el catálogo podía considerarse completo en profundidades sólo en los últimos veinte años, aproximadamente. Es por esto que, a la hora de dar un valor de profundidad para cada una de las fuentes sísmicas, se ha obtenido el valor medio de la profundidad de los terremotos considerados a partir de 1982, fecha a partir de la cual todos los terremotos de las distintas fuentes sísmicas poseen profundidad asignada.

A la hora de asignar una incertidumbre a esta variable, la supondremos distribuida normalmente, por lo que se consignará su desviación σ_p .

A continuación, en las tablas 3.V, 3.VI y 3.VII se muestran los valores estimados, para cada fuente, de los parámetros b , m_{max} y profundidad p de la fuente, así como las incertidumbres finales asociadas a cada uno de ellos.

Con el fin de comparar con el valor del parámetro b obtenido por otros autores, se ha de tener en cuenta que éste se refiere al caso en que utilizamos la magnitud M_S , y no la m_b . De todas formas, si se establece una relación lineal entre ambas magnitudes, también podremos relacionar el valor de b en un caso y en otro. Teniendo en cuenta que la ley de Gutenberg-Richter nos indica que

$$\ln N = a_{M_S} - b_{M_S} \cdot M_S = a_{m_b} - b_{m_b} \cdot m_b$$

y teniendo en cuenta la relación lineal

$$M_S = -q + p \cdot m_b$$

en donde p y q son constantes, podemos llegar sin dificultad a encontrar que

$$b_{m_b} = p \cdot b_{M_S}$$

Considerando que estamos trabajando con un valor de p igual a 1.648 (ver la relación m_b - M_S utilizada), vemos que el valor de b cuando utilizamos la magnitud M_S es del orden de un 40% inferior al caso en el que utilizamos la magnitud m_b . Por ejemplo, los valores mínimo y máximo obtenidos para b entre las distintas fuentes (ver tablas 3.V, 3.VI y 3.VII), 0.41 y 0.85, se corresponderían con valores de b de 0.68 y 1.40, respectivamente, en el caso de que utilizáramos la magnitud m_b ; por otro lado, y también como ejemplo, el valor medio típico de b igual a la unidad, se corresponde con el de 0.61 al utilizar la magnitud M_S .

4. Relación de Atenuación

Hay que tener en cuenta que las relaciones de atenuación utilizadas es una de las principales causas de incertidumbre en cualquier análisis de peligrosidad, debiéndose preferir siempre una regionalización de la atenuación frente a relaciones de atenuación generales. En este trabajo, se utilizarán las obtenidas en los exhaustivos trabajos de Molina (1998) y López Casado *et al.* (2000).

Los datos utilizados a la hora de su obtención han sido 257 mapas de isosistas, mayoritariamente tomados del catálogo de isosistas de la Península Ibérica (Mezcua, 1982), algunos de los cuales han sido modificados levemente. Las relaciones de atenuación han sido establecidas en base a que la intensidad es proporcional al logaritmo de la energía

$$I = c_1 + c_2 \cdot \ln E$$

y a que la energía decae con la distancia bajo la forma

$$E = \frac{E_o}{4\pi} \Delta^{-b} e^{-c\Delta}$$

en donde c_1 , c_2 , b y c son constantes, y Δ la distancia. A partir de estas expresiones se llega a la relación (Howell y Schultz, 1975)

$$I = I_o + a_1 - a_2 \cdot \ln \Delta - a_3 \cdot \Delta$$

siendo I_o la intensidad epicentral. Ha sido a esta relación a la que se han ajustado los datos de que se dispone, encontrándose el valor de las constantes a_i .

Tabla 3.V. Parámetros de las fuentes “superficiales”
(0 – 30 km)

Fuente	b	σ_b	$M_{S\ max}$	$\sigma_{M_{S\ max}}$	p (km)	σ_p (km)
AA ₁	0.40	0.07	8.2	0.57	7.1	10.6
AA ₂	0.41	0.13	6.3	0.75	21.7	11.8
M _{a1}	0.66 ⁽¹⁾	0.10	4.5	0.43	7.0	9.5
M _{a2}	0.66	0.10	6.2	0.72	10.5	5.2
M _{a3}	0.66	0.06	6.2	0.52	8.3	6.7
M _{b1}	0.69	0.08	6.0	0.59	4.7	7.0
M _{b2}	0.67	0.09	5.3	0.32	6.2	2.3
AT _a	0.46 ⁽²⁾	0.02	6.3	0.76	8.5	9.0
AT _b	0.46	0.02	7.4	0.33	9.4	8.5
AI _a	0.61	0.07	6.2	0.72	8.0	10.4
AI _{b1}	0.47	0.03	9.7	0.76	10.9	11.6
AI _{b2}	0.64	0.06	7.1	0.58	17.5	8.5
IO _a	0.73	0.11	5.2	0.51	8.5	5.9
IO _{b1}	0.64	0.05	6.8	0.76	10.5	8.4
IO _{b2}	0.71	0.14	4.8	0.59	12.5	3.5
IO _{b3}	0.74	0.23	4.4	0.51	9.8	10.5
B _a	0.55	0.05	6.2	0.72	5.2	2.9
B _b	0.67	0.03	7.3	0.76	6.3	6.5
I _{a1}	1.04	0.28	3.6	0.70	8.7	5.4
I _{a2}	0.54	0.12	5.1	0.51	2.3	2.1
I _{b1}	0.86	0.15	4.9	0.60	11.8	6.5
I _{b2}	0.73	0.05	6.2	0.72	5.0	3.8
I _{b3}	0.62	0.07	6.2	0.72	5.8	4.0
I _{b4}	0.62 ⁽³⁾	0.07	5.3	0.76	5.8 ⁽⁴⁾	4.0
IBA	0.62 ⁽⁵⁾	0.07	6.3	0.76	15.0	12.2

⁽¹⁾ Debido a la escasez de datos y calidad de estos, el valor que se obtiene es anormalmente bajo, por lo que se toma el mismo valor de b obtenido para la fuente contigua del mismo subdominio (M_{a2}).

⁽²⁾ Debido a la calidad de los datos, el valor que se obtiene es anormalmente bajo, por lo que se toma el mismo valor de b obtenido para el otro subdominio del mismo dominio geológico (AT_b).

⁽³⁾ Debido a la escasez de datos, el valor que se obtiene es anormalmente bajo, por lo que se toma el mismo valor de b obtenido para la fuente contigua del mismo subdominio geológico (I_{b3}).

⁽⁴⁾ Debido a la escasez de datos, se toma el mismo valor para la profundidad que el obtenido para la fuente contigua del mismo subdominio geológico (I_{b3}).

⁽⁵⁾ Debido a la calidad de los datos, el valor que se obtiene es anormalmente bajo, por lo que se toma el mismo valor de b obtenido para la fuente I_{b3}.

Tabla 3.VI. Parámetros de las fuentes “intermedias”
(30 – 60 km)

Fuente	b	σ_b	$M_{S\ max}$	$\sigma_{Ms\ max}$	p (km)	σ_p (km)
P	0.73 ⁽¹⁾	0.05	3.3	0.43	32.5	0.5
CG	0.64	0.31	4.5	0.43	36.2	4.1
GA ₁	0.73	0.11	5.6	0.59	39.8	7.8
GM ₁	0.54	0.16	5.8	0.58	54.8	6.3
ALH	0.59	0.29	4.3	0.58	43.8	10.8

⁽¹⁾ Debido a la escasez de datos, se toma el mismo valor de b obtenido para la fuente que se encuentra inmediatamente encima (I_{b2}).

Tabla 3.VII. Parámetros de las fuentes “profundas”
(60 – 90 km)

Fuente	b	σ_b	$M_{S\ max}$	$\sigma_{Ms\ max}$	p (km)	σ_p (km)
GA ₂	0.73 ⁽¹⁾	0.11	4.6	0.43	74.3	9.7
GM ₂	0.54 ⁽²⁾	0.16	3.8	0.33	72.3	11.0

⁽¹⁾ Debido a la calidad de los datos, el valor que se obtiene es anormalmente bajo, por lo que se toma el mismo valor de b obtenido para la fuente que se encuentra inmediatamente encima (GA₁).

⁽²⁾ Debido a la calidad de los datos, el valor que se obtiene es anormalmente bajo, por lo que se toma el mismo valor de b obtenido para la fuente que se encuentra inmediatamente encima (GM₁).

El resultado ha sido una regionalización de la atenuación en cinco categorías. (ver figura 3.7), atendiendo al valor del coeficiente de absorción

$$c = a_3 / a_2$$

a saber, muy alta (0.0828 km⁻¹), alta (0.0070 km⁻¹), media (0.0042 km⁻¹), baja (0.0012 km⁻¹) y muy baja (0.0009 km⁻¹).

La atenuación muy baja se produce a lo largo de Portugal (exceptuando su zona Noroeste y el Cabo de San Vicente) y Galicia, extendiéndose también a todo el dominio atlántico. La baja atenuación está localizada en la zona central de los Pirineos. La atenuación media se restringe al Noroeste de Portugal y a la Depresión del Guadalquivir y Cádiz. La alta atenuación predomina en el resto de la península, pudiéndose considerar muy alta en la zona de la Depresión de Granada.

En la tabla 3.VIII se presentan los distintos parámetros de la relación de atenuación para cada tipo de atenuación. El parámetro a_l calculado se ha considerado función de la intensidad epicentral mediante un polinomio de grado dos; además se ha incluido un parámetro h , a través de la expresión

$$\Delta = \sqrt{R^2 + h^2}$$

siendo R la distancia epicentral, a la hora de mejorar el ajuste de las distintas relaciones. Por último, se incluye el valor de la desviación del ajuste, a la hora de poder considerar la incertidumbre en la atenuación; se considera, como se hace usualmente, el error constante e independiente de la intensidad.

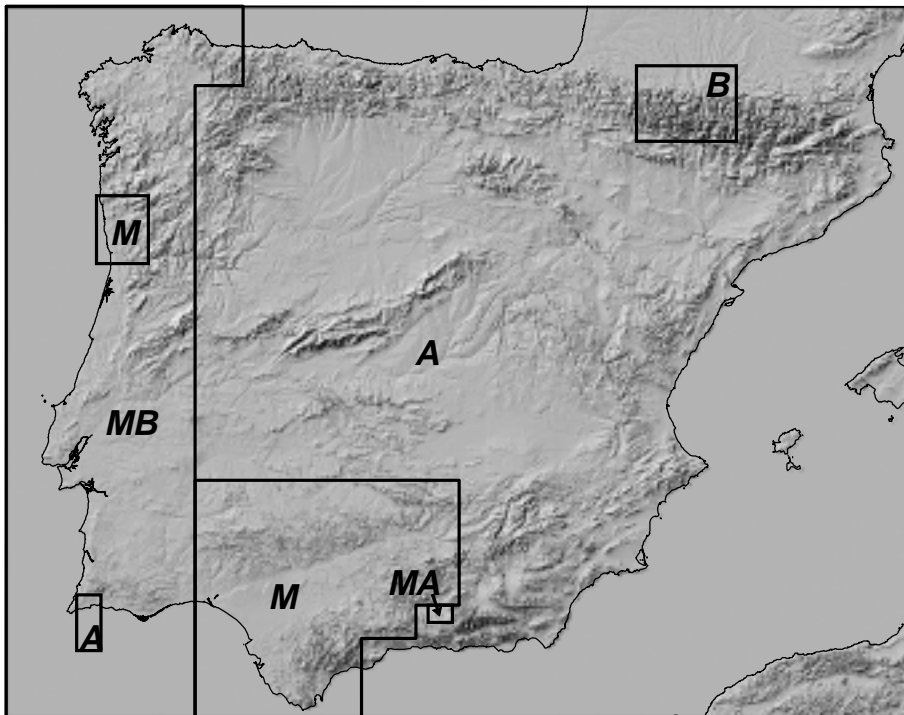


Figura 3.7. Regionalización de la atenuación: atenuación muy alta (MA), alta (A), media (M), baja (B) y muy baja (MB).

Tabla 3.VIII. Parámetros de la relación de atenuación.

Tipo de atenuación	a_1	a_2	a_3 (km ⁻¹)	h (km)	σ
muy alta	$3.606 - 0.829 \cdot I_0 + 0.076 \cdot I_0^2$	0.920	0.0762	2	0.49
alta	$5.004 - 0.670 \cdot I_0 + 0.056 \cdot I_0^2$	1.477	0.0104	4	0.44
media	$4.927 - 0.429 \cdot I_0 + 0.037 \cdot I_0^2$	1.445	0.0061	6	0.38
baja	$5.557 - 0.098 \cdot I_0 + 0.014 \cdot I_0^2$	1.770	0.0020	3	0.55
muy baja	$8.037 - 0.098 \cdot I_0 + 0.014 \cdot I_0^2$	2.075	0.0020	40	0.47

Finalmente, y a título de ejemplo, en la figura 3.8 se muestra la atenuación con la distancia de una hipotética intensidad epicentral X, dependiendo del tipo de atenuación que se considere (muy alta, alta, etc.).

Se observa cómo la intensidad X, disminuye, por ejemplo, en tres grados su valor, hasta la intensidad VII, a una distancia de unos 40 km en caso que la atenuación sea muy alta, a unos 65 km si la atenuación es alta, a unos 100 km si es media, a unos 140 km si es baja y a unos 190 km si es muy baja.

También puede apreciarse que la distancia a la que se mantiene la intensidad X (zona pleistosista) del epicentro es, para los casos anteriores, de 11, 12, 18, 28 y 34 km, respectivamente.

Como se verá en el estudio de sensibilidades que se realizará, la metodología utilizada en el cálculo de la peligrosidad sísmica es ciertamente sensible a la relación de atenuación que se considere.

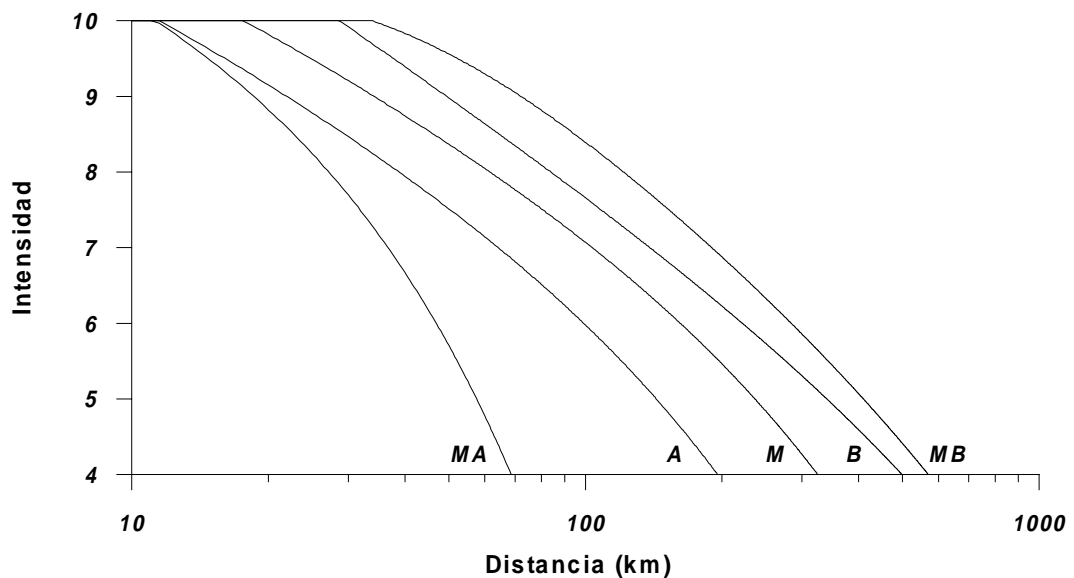


Figura 3.8. Atenuación de la intensidad X con la distancia para los distintos tipos de atenuación que se consideran: muy alta (MA), alta (A), media (M), baja (B) y muy baja (MB).

5. Parámetro m_o

Un comentario aparte del resto de parámetros merece m_o , mínima magnitud que se considera en el cálculo de la peligrosidad, llamada magnitud umbral; se justifica su elección

indicando que terremotos con magnitud inferior a este valor no contribuyen a la peligrosidad o no tienen interés desde el punto de vista de la Ingeniería Sísmica.

Inicialmente va a ser un parámetro que vendrá marcado por la completitud del catálogo que se utilice y el método de cálculo que se considere; en ciertos cálculos de peligrosidad (Frankel, 1995; Lapajne *et al.*, 1997) se llega a tomar como valor de este parámetro el de m_b 4.5, e incluso el valor m_b 5.0 (Cao *et al.*, 1996; Frankel *et al.*, 1996), en otros en cambio, se indican valores más pequeños, del orden de m_b 3.0 ó 3.5, mientras que en otros muchos trabajos es directamente obviado.

Un resultado de esta memoria quiere ser un tratamiento más amplio y una discusión sobre la elección de este parámetro.

A la hora de calcular la peligrosidad en los métodos probabilísticos zonificados se hace uso del llamado teorema de la probabilidad total (su discusión se realizó en el apartado 3 del Capítulo 1). Uno de los pasos del cálculo consiste en calcular $P(\zeta > y/m, r)$, es decir, la probabilidad de que se supere el valor y de movimiento del suelo dado un terremoto de magnitud m a una distancia r de la localización. Si se utiliza como parámetro del movimiento del suelo la intensidad macrosísmica I , y como escala de magnitudes la M_S , escribiríamos $P(i > I | M_S, r)$, probabilidad de que se supere el valor I de intensidad dado un terremoto de magnitud M_S a una distancia r de la localización.

Su cálculo implica: *a*) calcular la intensidad epicentral asociada a ese terremoto de magnitud M_S , *b*) transportarla mediante la ley de atenuación que se considere a la distancia r del epicentro, obteniendo en ese punto el valor de la intensidad \bar{I} (valor medio de la intensidad en dicho punto dado por la ley de atenuación), con desviación σ_I , la desviación de la relación de atenuación y, *c*) cálculo de la función acumulativa de la distribución normal estandarizada, es decir, de la integral

$$P(i > I | M_S, r) = 1 - \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{t^2}{2}} dt \quad u = \frac{I - \bar{I}}{\sigma_I}$$

Veamos un cálculo práctico que nos interesa en este trabajo, poniéndonos en el caso que podríamos llamar más desfavorable: el cálculo de la función $P(i > I | M_S, r=0)$ considerando que nos encontramos en una zona de baja atenuación, donde σ_I toma el valor 0.55 (de las relaciones de atenuación vistas con anterioridad es la que presenta una mayor incertidumbre).

En la figura 3.9 se ha querido representar la probabilidad de excedencia o superación en el que hemos llamado caso más desfavorable. Podemos observar, por ejemplo, que dado un terremoto de magnitud M_S 2.75, la probabilidad de que supere la intensidad VI en el epicentro será del 1%, para la magnitud 3.00 la probabilidad será del 8%, para la 3.25 será del 26%, y

para la 3.50 será del 52%. Por supuesto, los terremotos con magnitud 2.50 e inferiores, presentan una probabilidad nula de superar la intensidad citada.

Si en el análisis de peligrosidad utilizamos como magnitud umbral m_o el valor M_S 2.5 (m_b 3.6) podemos estar seguros que no hemos perdido información por debajo del nivel de intensidad VI (incluso algo menos). Podremos calcular sin problema el período de retorno o la tasa anual de superación de la intensidad VI y superiores. Sin embargo, si necesitamos conocer esto mismo para intensidades inferiores vamos a obtener una peligrosidad infraevaluada, es decir, períodos de retorno mayores o tasas anuales de superación inferiores a los valores deseables, debido a que terremotos con una magnitud inferior a la umbral también podrían haber superado la intensidad fijada (aunque con menor probabilidad, evidentemente).

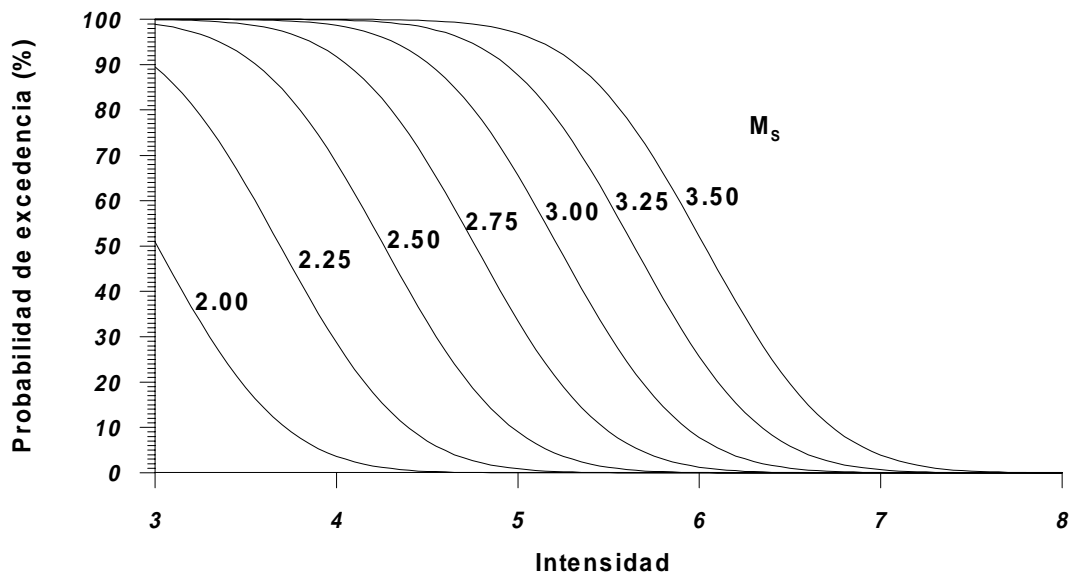


Figura 3.9. Gráfico de la función $P(i>I/M_S, r=0)$ para distintos valores de M_S ($\sigma_I=0.55$).

Cuando se fija una determinada magnitud umbral, se está fijando una intensidad (aceleración) umbral por debajo de la cual vamos a obtener una información deformada, una peligrosidad infraevaluada; esta intensidad umbral va a estar marcada por la curva de atenuación y su incertidumbre.

En el caso del análisis de peligrosidad que se realizará, será el valor M_S 2.5 el que se tome como magnitud umbral.

6. Relación Intensidad-Aceleración

Aunque no será necesaria a la hora de calcular la peligrosidad debido a la metodología utilizada, sí es necesario conocer una relación entre la intensidad macrosísmica y la aceleración horizontal del terreno, ya que se van a expresar también los resultados en aceleraciones esperadas con un determinado nivel de probabilidad de superación/excedencia.

La relación que se considerará en este trabajo es la propuesta en la Norma de Construcción Sismorresistente: Parte General y Edificación (NCSE-94) desarrollada por la Comisión Permanente de Normas Sismorresistentes (CPNS, 1995).

La relación que se propone entre la intensidad MSK y la aceleración horizontal característica, expresada en cm/s^2 , es la siguiente

$$\log a = 0.30103 \cdot I - 0.2321$$

tal que proporciona los valores de aceleración para distintas intensidades que se recogen en la tabla 3.IX.

Tabla 3.IX. Relación intensidad-aceleración

Intensidad	a (cm/s^2)	a (g)
VI	38	0.04
VII	75	0.08
VIII	150	0.15
IX	300	0.31
X	600	0.61
XI	1200	1.22

Capítulo 4

**METODOLOGÍA
DE CÁLCULO**



- 1. Cálculo de la Peligrosidad*
- 2. Incertidumbre del Cálculo*
- 3. Desagregación*
- 4. Análisis de Sensibilidades*

Capítulo 4. Metodología de Cálculo

En este Capítulo se desarrollará toda la metodología de cálculo utilizada en el análisis de la peligrosidad, incluyendo el análisis de incertidumbres y sensibilidades. También se mostrará la metodología de cálculo del proceso que llamaremos desagregación, es decir, el proceso que nos permitirá separar la contribución a la peligrosidad, en una determinada localización, en distancia y magnitud.

1. Cálculo de la Peligrosidad

Diferenciaremos entre la metodología de cálculo a partir del teorema de la probabilidad total, los modelos que se proponen para el cálculo y el tratamiento previo de los parámetros que se utilizarán.

1.1. Teorema de la probabilidad total

La metodología de cálculo que se propone es un modelo probabilístico mixto entre los métodos zonificados y los no zonificados, basado eso sí, en el ya discutido con anterioridad teorema de la probabilidad total, igual que en los métodos zonificados

$$P(\zeta > y) = \int_{\tilde{x}} P(\zeta > y | \tilde{x}) f_{\tilde{x}}(\tilde{x}) d\tilde{x}$$

El cálculo de esta integral no se realizará tal y como se propone inicialmente en los trabajos de Cornell (1968 y 1971) y McGuire (1976), sino en el desarrollo planteado por Frankel (1995) y Frankel *et al.* (1996); éste ha sido uno de los métodos mediante el cual se ha recalculado en los últimos años la peligrosidad sísmica en Estados Unidos.

La metodología de Cornell (1968 y 1971) y McGuire (1976) parte de dividir la zona en fuentes sísmicas, tal que la anterior integral se divide en una suma de integrales, una por cada fuente que se considere, entendiendo por fuente una zona potencialmente generadora de peligrosidad; la probabilidad total será la contribución de todas y cada una de las fuentes (es la base y filosofía de los métodos probabilísticos zonificados). Expresándolo en términos de tasa de superación o excedencia se escribe

$$\lambda(y) = \sum_i v_i \int_{\tilde{x}} P(\zeta > y | \tilde{x}) f_{\tilde{x}}(\tilde{x}) d\tilde{x}$$

en donde i es el índice que nos marca la fuente que se considera y ν_i es la tasa media de ocurrencia de cada una de ellas. Las variables que usualmente se incluyen en \tilde{x} son la magnitud (M) y la distancia (R), lo cual no cambiará en esta nueva metodología.

A la hora de resolver la integral aparece la función $f_R(r)$, la función densidad de probabilidad de la distancia, la cual depende de la geometría de la fuente y de la localización del punto de cálculo. Su cálculo se realiza numéricamente utilizando distintos artificios, siendo el más extendido el propuesto por Cornell (1968), el cual consiste en dividir la fuente en zonas anulares con centro en la localización, tal y como se explicó en el apartado 3 del Capítulo 1.

La metodología que se seguirá en este trabajo no se basa en el concepto de fuente a la hora de realizar la integración, sino sólo como medio de conocer los valores de los distintos parámetros de cálculo que interesan en una determinada localización. Es ésta la principal ventaja del método, que pretende evitar el tener que considerar fuentes sísmicas en zonas donde las estructuras que causan la sismicidad son desconocidas (Frankel, 1995).

Todo el área de estudio se dividirá en celdillas cuadradas (figura 4.1), tal que el teorema de la probabilidad total se calcula, no como una suma extendida a todas las fuentes que se consideren, sino como una suma extendida a todas las celdillas del área (en la práctica sólo se sumarán aquellas celdillas que se encuentren a menos de una determinada distancia del punto de cálculo); todos los puntos de la celdilla se consideran a igual distancia del punto de cálculo. Al ser todas las celdillas iguales y desaparecer el concepto de fuente no aparecerá explícitamente la función $f_R(r)$ en el cálculo, ya que tendrá el mismo valor para cada una de éstas (1 para la celdilla que se considere en ese momento en la suma y 0 para las demás).

Podremos entonces escribir

$$\lambda(y) = \sum_k \sum_l \lambda(M_l, R_k) P(\zeta > y | M_l, R_k)$$

en donde el índice k está extendido a todas las celdillas (R_k es la distancia entre el punto de cálculo y cada una de las celdillas que se considera), mientras que el índice l está extendido a todas las magnitudes; de igual forma que se suman celdillas hasta una distancia máxima, el sumatorio en l se realizará a las magnitudes que se encuentren en un determinado intervalo.

El primer término del sumatorio

$$\lambda(M_l, R_k)$$

es la tasa de terremotos con magnitud M_l en una celdilla a una distancia R_k del punto de cálculo, dependiendo sólo de la distribución energética que se considere de la sismicidad en la zona, mientras que el segundo

$$P(\zeta > y | M_l, R_k)$$

es la probabilidad condicionada de que dado un terremoto de magnitud M_l a una distancia R_k de un determinado lugar, en éste se supere el valor de movimiento del terreno y ; este segundo término dependerá de la relación de atenuación y de su incertidumbre.

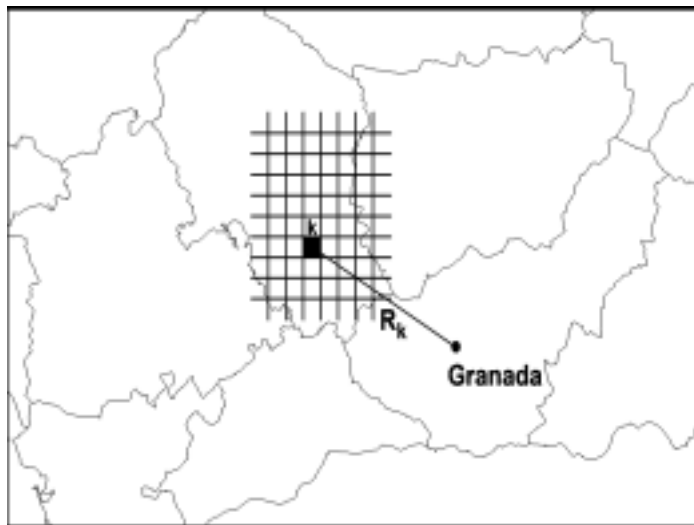


Figura 4.1. Esquema de la división en celdillas, a escala, que se realiza.

Con esta metodología de cálculo se trata de compaginar las ventajas *a)* del método no zonificado, que considera la sismicidad allí en donde se produce (limitado únicamente por el tamaño de las celdillas y el suavizado de los parámetros de cálculo, lo que se verá posteriormente) y *b)* la del método zonificados, en donde se establecen fuentes sísmicas, siguiendo unos u otros criterios, dentro de las cuales se considera que unos determinados parámetros son constantes (en este trabajo lo serán b , m_{max} y la profundidad). De esta forma no es necesario el tener que delimitar muchas y pequeñas fuentes en una determinada zona con el fin de no considerar grandes áreas en las que la tasa sea constante.

La tasa de terremotos $\lambda(M_l, R_k)$ se calcula a partir del modelo de recurrencia de magnitudes que se utilice. Supongamos que en una determinada celdilla k se han producido N_k terremotos en el intervalo de tiempo T en el que consideremos completo el catálogo. La fracción de terremotos en el intervalo de magnitudes $(M-\Delta M/2, M+\Delta M/2)$ puede calcularse a partir de la expresión

$$q(M, \Delta M) = \int_{M - \frac{\Delta M}{2}}^{M + \frac{\Delta M}{2}} f_M(m) dm$$

en donde $f_M(m)$ es la función densidad de probabilidad para magnitudes. Si hacemos uso de la relación de Gutenberg-Richter truncada obtendremos

$$q(M, \Delta M) = \frac{10^{-b(M - M_o)}}{1 - 10^{-b(M_{max} - M_o)}} \left[10^{b \frac{\Delta M}{2}} - 10^{-b \frac{\Delta M}{2}} \right]$$

mientras que para la ley de Gutenberg-Richter lineal

$$q(M, \Delta M) = 10^{-b(M - M_o)} \left[10^{b \frac{\Delta M}{2}} - 10^{-b \frac{\Delta M}{2}} \right]$$

A partir del valor de q , la tasa anual de terremotos con magnitud M_l de la celdilla k vendrá dada por

$$\lambda(M_l, R_k) = \frac{N_k}{T} q(M_l, \Delta M)$$

en donde ΔM será el intervalo de integración en magnitudes.

La otra función que necesitaremos calcular para encontrar $\lambda(y)$ es la probabilidad condicionada $P(\zeta > y | M_l, R_k)$. Tal y como se explicó en el apartado 5 del Capítulo 3, se calculará a partir de la expresión siguiente

$$P(i > I | M_l, R_k) = \Phi^* [u] = 1 - \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{t^2}{2}} dt \quad u = \frac{I - \bar{I}}{\sigma_I}$$

en donde

$$\bar{I} = \bar{I}(R_k)$$

es el valor de la intensidad que viene dado por la curva de atenuación que se utilice, siendo σ_I la desviación asignada a dicha curva de atenuación; Φ^* es la llamada función acumulativa complementaria de la distribución normal estandarizada.

A partir de la probabilidad anual de superación de las distintas intensidades $P(\zeta > I)$ se puede calcular, *a*) la intensidad esperada $I_{esp}(t)$ en un determinado tiempo de exposición t , teniendo en cuenta que será aquella con probabilidad anual de superación $P(\zeta > I_{esp}) = 1/t$, *b*) el período de retorno T de una determinada intensidad I , considerando que $T(I) = 1/P(\zeta > I)$ y, *c*) la intensidad I que ocurrirá con probabilidad P en un determinado intervalo de tiempo de exposición t , teniendo en cuenta que

$$P(\zeta > I) = -\frac{\ln(1 - P)}{t}$$

Se quiere finalizar este apartado indicando que hubiera sido interesante el haber podido incluir además la peligrosidad vía fallas, especialmente de las más importantes desde el punto de vista de la peligrosidad, tal y como se viene realizando en diversos trabajos en las últimas dos décadas; como trabajos metodológicos en este campo cabe destacarse los de Bender (1984) y Joyner y Fumal (1985). La falta de datos para España, no a la hora de conocer las posibles fallas potenciales a la hora de generar terremotos, sino a la hora de conocer los distintos parámetros propios de éstas que se necesitan para el cálculo de la peligrosidad (distintos según el modelo que se considere), hace que no sea posible realizar dicho intento. Es deseable, para esto, el que lleguen a catalogarse las fallas más importantes, tal que pueda conocerse su longitud, anchura, velocidad media de desplazamiento, parámetros del terreno, etc.

Este tipo de análisis, especialmente con referencia a grandes fallas potencialmente peligrosas, llegará a hacerse con el paso del tiempo totalmente imprescindible. Sólo queda el que se llegue a disponer de la información geológica y tectónica necesaria.

1.2. Suavizado de los parámetros de cálculo

Cada vez que se introduzca una determinada celdilla en el proceso de cálculo, sumando su contribución a la probabilidad o a la tasa anual total de superación, se deberá conocer en ella los valores de: *a*) parámetro *b*, *b*) parámetro m_{max} , *c*) profundidad (estos tres parámetros dependerán específicamente de la fuente en que se encuentre la celdilla), *d*) número de terremotos que se han producido en dicha celdilla en el intervalo de tiempo *T*, *e*) parámetro m_0 , el cual se considerará idéntico para toda la zona de cálculo y, *f*) curva de atenuación a utilizar, lo que dependerá de la zona de atenuación en la que se encuentre la celdilla.

En el apartado 3 del Capítulo 2 se presentó toda la problemática referente al caso de las fuentes sísmicas. Se comentaba el hecho de que cuando se calcula la peligrosidad en localizaciones cercanas a un límite o frontera entre zonas sísmicas nos podemos encontrar con una fuerte variación de la peligrosidad, tal que dos localizaciones relativamente próximas, por ejemplo, podrían estar sometidas a muy distintos niveles de peligrosidad para tiempos de exposición largos, todo ello debido al cambio abrupto de los parámetros que caracterizan las fuentes contiguas. Es por esto que Bender (1986) y Bender y Perkins (1987) proponen suavizar la variación suavizando los parámetros de las fuentes; en estos trabajos se utiliza el método zonificado clásico y los autores suavizan los valores de los parámetros *a*, *b* y m_{max} de la relación de Gutenberg-Richter. Con este mismo criterio, en la metodología mixta que se va a utilizar se van a suavizar los parámetros *b* y m_{max} antes de comenzar el cálculo de la peligrosidad (en este trabajo no se utilizará el parámetro *a* como tal). El método de suavizado se comentará a continuación.

Por otro lado, en Frankel (1995) y Frankel *et al.* (1996) se propone el suavizado del número de terremotos *N* de cada celdilla, en este caso, no justificándolo de igual forma que

como se ha hecho antes para los parámetros b y m_{max} , sino como una forma de incluir en el proceso la incertidumbre en la localización de los terremotos, principalmente de los históricos, en los cuales es ésta mayor. El parámetro N sería el equivalente al parámetro a de la metodología zonificada clásica, hasta tal punto que Weichert (1980) y Bender (1983) indican que N es la estimación que nos proporciona una máxima verosimilitud del valor de 10^a en una determinada zona. En la metodología mixta que utilizaremos también realizaremos un suavizado del parámetro N .

El parámetro m_o no es necesario suavizarlo, ya que se tomará constante en toda el área. Tampoco se suaviza la profundidad de la fuente (profundidad de las celdillas), ya que aunque pudiera justificarse, debido al tamaño de las fuentes que se consideran, desde un punto de vista real esto no se observa (variación paulatina de la profundidad de los terremotos al pasar de una fuente a otra contigua), teniendo en cuenta además que el error del que está afectado este parámetro, bastante importante, hace que este suavizado no sea realmente efectivo desde el punto de vista del resultado numérico que se obtiene; de todas formas, en los resultados sobre sensibilidad se verá que es a este parámetro (profundidad) al que el método que se utiliza es menos sensible, con bastante diferencia con respecto a los demás parámetros. Por otro lado, tampoco se ha creído necesario utilizar un suavizado de la atenuación ya que no sería fácil de justificar físicamente ni se ha observado claramente tampoco en la práctica que esto ocurra. Como apostilla se ha de indicar que no se tienen referencias de ningún trabajo en el que se hayan suavizado como paso previo al cálculo de la peligrosidad ni la profundidad ni las relaciones de atenuación.

El método utilizado en el suavizado de los parámetros b , m_{max} y N consiste en aplicar a los parámetros el llamado filtro Gaussiano, el cual posee como ventaja principal y fundamental el que mantiene inalterado el número total de terremotos. Dado un determinado parámetro p , el valor de éste en la celdilla i lo calcularemos mediante la expresión

$$p'_i = \frac{\sum_j p_j e^{-\frac{\Delta_{ij}^2}{c^2}}}{\sum_j e^{-\frac{\Delta_{ij}^2}{c^2}}}$$

en donde Δ_{ij} es la distancia entre la celda i (en la que se desea conocer el valor del parámetro suavizado) y la celda j , c es la llamada distancia de correlación (parámetro propio del filtro) y, la sumatoria está extendida a todas aquellas celdas, incluida la i , a una distancia inferior a $3c$ de ésta (éste no es más que un límite de cálculo práctico, ya que celdas más distantes realmente no contribuyen). La expresión nos muestra que cada celda contribuye al valor suavizado con un peso igual a

$$e^{-\frac{\Delta_{ij}^2}{c^2}}$$

con lo que la propia celda i contribuye con un peso igual a la unidad, la que se encuentre a una distancia igual a c contribuirá con un peso igual a 0.37, y si la distancia es $2c$ el peso será sólo de 0.02.

1.3. Modelos que se consideran

A la hora del cálculo de la peligrosidad mediante esta metodología se prefiere no trabajar con un único intervalo de tiempo T en el que considerar completo el catálogo. Si así lo hiciéramos nos encontraríamos con un problema evidente que pasamos a comentar.

Si tomamos un intervalo de tiempo grande, para que consideremos la sismicidad completa habremos de elegir una magnitud mínima m_o elevada, lo cual nos representa un problema importante en países como España, con sismicidad moderada-baja, en donde también nos interesa la peligrosidad de las intensidades intermedias, no sólo de las altas intensidades. Por otro lado, para elegir una magnitud mínima de cálculo baja en la que consideremos completo el catálogo tendremos que reducir el intervalo de tiempo T a valores tan pequeños (poco número de años) que no tendremos representada de forma completa la sismicidad desde un punto de vista espacial, sin contar con que no incluiríamos en el proceso los terremotos históricos importantes; estaríamos trabajando con un intervalo de años muy pequeño en comparación con lo que podemos considerar el ciclo sísmico de la zona.

Es por esto que se trabaja con distintos modelos, cada uno abarcando un determinado número de años (intervalo de tiempo T), tal que se considerará cada modelo completo a partir de una determinada magnitud mínima. Evidentemente no se pueden plantear modelos estándar, sino que en cada zona, atendiendo a las características de su sismicidad, será necesario desarrollar modelos propios. Se calculará la peligrosidad mediante cada uno de estos modelos, pudiéndose quedar uno finalmente como resultado, bien un valor promediado del que proporciona cada uno de ellos, bien el máximo valor (peor caso) de peligrosidad que proporcione alguno de estos modelos en la localización de interés (se correspondería con un tratamiento conservador de la peligrosidad). La separación en distintos modelos nos va a permitir, aunque de forma algo artificiosa, introducir la peligrosidad de los grandes terremotos con períodos de recurrencia elevados, sin necesidad de incluir el modelo del terremoto característico; se comentará posteriormente.

Como ejemplo, Frankel (1995), a la hora del cálculo de la peligrosidad en la zona central y Este de los EE.UU. plantea trabajar con tres modelos de este tipo, a saber, uno con la sismicidad con magnitud superior a $4.5 m_b$ desde 1924, otro con los terremotos con magnitud superior a $5.0 m_b$ desde 1700 y otro considerando toda la zona con una sismicidad de fondo uniforme. Este último modelo no es más que una justificación para asignarle como mínimo un determinado valor a la peligrosidad en puntos en donde nos saldría prácticamente nula; cubre la posibilidad de que se produzcan terremotos en áreas tradicionalmente tranquilas desde el punto de vista sísmico. Tras pesar estos tres modelos (utiliza los pesos 0.50, 0.25 y 0.25, respectivamente), a la peligrosidad resultante se le suma la contribución del modelo del terremoto característico, en donde se incluye la sismicidad con magnitud m_b superior a 7.0; en

este caso se incluyen además datos basados en evidencias de paleolicuefacción o datos de velocidad media de desplazamiento de fallas durante el cuaternario.

La forma de implementar el modelo del terremoto característico está basada en suponer la existencia de fallas con parámetros fijados *ad hoc*, a las cuales se les supone unos determinados períodos de recurrencia para ciertos valores de la magnitud o determinados desplazamientos medios anuales. A la hora de calcular intensidades o aceleraciones con períodos de retorno del orden de cientos de años, lo cual es lo que corrientemente interesa en Ingeniería Sísmica, se considerarán en el análisis sólo los eventos con períodos de recurrencia del mismo orden (Lin y Sandford, 1998). No tiene sentido en este caso incluir un evento cuyo período de retorno sea de 5000 ó 10000 años, ya que su probabilidad anual de excedencia será sólo del orden de 0.0001 ó 0.0002, no teniendo prácticamente incidencia en la peligrosidad para tiempos de exposición muy inferiores a estos períodos de retorno. Por el contrario, serán predominantes los efectos de estas fallas en el cálculo de la peligrosidad sísmica cuando interesen las intensidades/magnitudes con períodos de retorno del orden de miles de años.

La sismicidad considerada en cada modelo se ha de completar, en caso de que no lo sea, hasta la mínima magnitud que se utilizará en el cálculo. También, a la hora de pesar la peligrosidad de cada uno de los modelos se impone (se condicionan los modelos) que todos ellos preserven la misma proporción de terremotos por encima de una determinada magnitud. Posteriormente se expondrán con más detalle estas dos condiciones, en especial para los modelos que se utilizarán en nuestro cálculo.

Parte de la filosofía de esta metodología puede resumirse en que los grandes terremotos futuros (y pasados) se concentrarán en las zonas allí en donde la sismicidad es mayor; en zonas donde la sismicidad es importante, potencialmente es más probable que se produzca un evento importante que no en lugares donde no se producen y no se han producido nunca terremotos. Observando el mapa de sismicidad de la Península Ibérica (figura 3.5) vemos que los terremotos históricos, moderados y grandes, se han producido en zonas con un nivel importante de sismicidad, incluso en los últimos años.

En el cálculo de la peligrosidad sísmica para la Península Ibérica se propone utilizar los siguientes cuatro modelos, justificándose y desarrollándose a continuación. En estos se incluirá la sismicidad que se ha producido en los últimos 40, 80, 300 y 700 años. Sólo se incluye inicialmente la sismicidad con profundidad comprendida entre 0 y 30 km, es decir, la sismicidad restringida a las fuentes “superficiales” que se vieron en el anterior Capítulo. Después de desarrollar estos cuatro modelos se comentará el tratamiento que se realizará con el resto de la sismicidad.

a) Modelo I. En este modelo se incluye la sismicidad que se ha producido a partir de 1960. Es en 1961 cuando se establece la red mundial WWSSN (WorldWide Standardized Seismograph Network); hoy en día funciona su equivalente GSN (Global Seismograph Network). A partir de este instante se unifican criterios en instrumentación, cálculo y modelos de corteza, por lo que puede considerarse la sismicidad en esta época homogénea en

localizaciones y magnitudes (Molina, 1998). También coincide con la instalación en España de sismógrafos más sensibles que sus precedentes (IGN, 1992). Por otro lado, en el estudio Poissoniano del catálogo se observa un cambio en la pendiente (completitud), a partir aproximadamente de principios-mediados de la década de los sesenta, más claro cuanto mayor es la magnitud de los terremotos que se consideran.

Tras el estudio de completitud que se realizó con el catálogo, este intervalo de tiempo se va a considerar completo para la sismicidad superficial ($h < 30$ km) a partir de la magnitud 2.5 M_S ($\sim 3.6 m_b$ e intensidad epicentral IV-V), valor que se ha elegido como magnitud umbral en este modelo.

La sismicidad, a la vista de los errores en localización en esta época, se suavizará utilizando una distancia de correlación de 5 km. Esto implica repartir el terremoto en un círculo de radio 15 km en los alrededores del epicentro. En el siguiente apartado se verá detenidamente cómo se reparte cada evento dada ésta y otras distancias de correlación.

Con este modelo se pretende tener una visión clara de la sismicidad más reciente, tal que se incluyen los focos más actuales de sismicidad que se conocen; evidentemente, no aparecerán ciertas localizaciones activas en el pasado menos reciente (el modelo no es completo espacialmente hablando), las cuales habrá que incluir con los otros modelos. Por otro lado, y también como justificación de este modelo, se ha de indicar que los terremotos moderados se supone que ocurrirán allí donde hay un número importante de pequeños terremotos (Frankel, 1995).

b) Modelo II. En este modelo se considerará la sismicidad que se ha producido a partir de 1920. Es a partir de esta fecha cuando se comienzan a colocar en España sismógrafos con una sensibilidad aceptable, eso sí, en los mismos lugares en donde se encontraban sus precedentes, y se comienzan a localizar terremotos fuera de los límites peninsulares (IGN, 1992). De todas formas, la capacidad de detección de dicha red es muy variable, dependiendo de la zona que se considere. También, a partir de esta fecha cambia de forma abrupta el número acumulativo de terremotos registrados por encima de cualquier magnitud; en el estudio del carácter Poissoniano del catálogo se observa claramente para las magnitudes 4.5, 5.0 y 5.5 M_S .

Para este modelo se tomará como magnitud mínima el valor 3.5 M_S ($\sim 4.2 m_b$ e intensidad epicentral VI) a la vista del estudio de completitud del catálogo.

La distancia de correlación que se utilizará en el suavizado de la sismicidad en este modelo se ha elegido que sea 10 km, o lo que es lo mismo, se reparte cada terremoto en un círculo de radio 30 km en los alrededores del epicentro.

Con este modelo se pretende completar espacialmente la sismicidad que aparece en el primero; se incluye alguna nueva localización que no ha presentado sismicidad recientemente. Por otra parte, sirve para delimitar mejor las zonas con sismicidad algo más energética que en el

anterior modelo. Al igual que se comentó con anterioridad, los terremotos moderados se supone que ocurrirán allí donde hay un número importante de pequeños terremotos.

c) Modelo III. Modelo que recoge la sismicidad a partir de 1700. Este es un modelo intermedio entre los dos anteriores, los cuales incluyen la sismicidad instrumental, y el que se comentará posteriormente, el cual incluye los terremotos más energéticos acaecidos en la península e inmediaciones.

Se elige esta fecha para poder incluir los terremotos con magnitud M_S superior a 4.5 ($\sim 4.8 m_b$ e intensidad epicentral VII-VIII), ya que a la vista del catálogo la sismicidad con magnitud (o intensidad) superior a esta magnitud umbral puede considerarse completa, aproximadamente, desde esta época.

Los errores en localización son evidentemente mayores que en los dos modelos anteriores, por lo que se hace imprescindible aumentar la distancia de correlación para el suavizado de la sismicidad; en este caso se ha considerado un valor de 15 km para este parámetro, o lo que es igual, vamos a repartir cada terremoto en un círculo de radio 45 km en los alrededores del epicentro asignado.

Con este modelo tenemos en cuenta la sismicidad “moderada” que se ha producido en la península e inmediaciones.

d) Modelo IV. Incluye la sismicidad desde el año 1300. Se trabaja en este caso con los terremotos con magnitud M_S superior a 5.5 ($\sim 5.4 m_b$ e intensidad epicentral VIII-IX); a partir de esta época puede considerarse completo el catálogo para los terremotos con intensidad igual o superior a VIII (IGN, 1992); con anterioridad a esta fecha, los terremotos de los que se tiene constancia necesitan una revisión y reevaluación, tanto en intensidad como en localización.

Este modelo pues se corresponde con los terremotos originados por estructuras tectónicas importantes. La inclusión de este modelo considera que terremotos con magnitudes comparables o superiores a 5.5 M_S se producirán en el futuro cerca de donde ocurrieron en el pasado, es decir, esta sismicidad está producida por estructuras sismogénicas que repetidamente generarán terremotos de estas características energéticas.

Los errores en localización, en principio, son comparables a los del anterior modelo, tal que se ha considerado el mismo valor de 15 km para el parámetro c en el suavizado de la sismicidad. En general, tanto para este modelo como para el anterior, se ha de recordar que el error en localización en estas épocas no es homogéneo, variando bastante dependiendo de la información histórica macrosísmica que se posee de cada evento.

Como resumen, en la siguiente tabla (tabla 4.I) se exponen los parámetros utilizados en cada uno de los modelos planteados.

Tabla 4.I. Parámetros utilizados en los modelos de cálculo

Modelo	Período	T (años)	$m_o (M_S)$	$m_o (m_b)$	c (km)
I	1960-1999	40	2.5	3.6	5
II	1920-1999	80	3.5	4.2	10
III	1700-1999	300	4.5	4.8	15
IV	1300-1999	700	5.5	5.4	15

Para finalizar, se va a comentar detenidamente el proceso de completitud y normalización que hay que realizar para cada uno de los modelos considerados, el cual se indicó al principio de este apartado.

Completitud de los modelos. Inicialmente es necesario completar los modelos II, III y IV. El motivo es que son modelos en los que se considera sólo la sismicidad superior a una determinada magnitud inicial m_o . Al ser esta magnitud superior a la magnitud inicial m'_o que se utiliza para el cálculo (tal y como se indicó en el anterior Capítulo, ésta se tomará igual a $2.5 M_S$, coincidiendo con el valor de m_o para el modelo I), se necesita completar la sismicidad, es decir, el número de terremotos de cada uno de estos modelos, hasta el valor m'_o (figura 4.2).

Este proceso se va a realizar añadiendo tantos terremotos como sean necesarios al modelo en cuestión. Para ello, se calcula el número de nuevos terremotos que habremos de incluir y se añaden proporcionalmente al número de terremotos que dicho modelo posee en cada una de las celdillas de cálculo. La expresión que nos proporciona el número de terremotos con que habremos de completar es la siguiente

$$10^{a-bm'_o} - N_o$$

en donde a y b se obtienen mediante un ajuste de la sismicidad de la zona en el modelo considerado, a partir de la magnitud m_o , a la relación de Gutenberg-Richter y, N_o es el número de terremotos del modelo que tenemos por encima de dicha magnitud m_o .

Normalización de los modelos. Además de la completitud de los distintos modelos se realiza un proceso de normalización de la sismicidad a uno de ellos. El hecho de finalmente tener que pesar el resultado que proporciona cada uno de los modelos para obtener el resultado final, así como el considerar que todos los modelos son completos a partir de la magnitud mínima que se ha elegido para cada uno de ellos, hace necesario que el número de terremotos total en cada uno de ellos por intervalo de tiempo deba ser el mismo. Por ejemplo, todos los modelos deberían tener el mismo número de terremotos por año con magnitud por encima de 5.0.

En la práctica esto no ocurre. Pudiera parecer curioso, pero es justamente el modelo I, el que corresponde a un intervalo menor de años y engloba la sismicidad más reciente, el que posee una mayor tasa de eventos a partir de cualquier magnitud que se considere, no sólo de las bajas magnitudes sino también de las moderadas. Es por esto que se ha elegido que todos los

demás modelos se normalizarán a este primero mediante un determinado coeficiente f_i , en donde el subíndice indica el modelo que se considera, que podríamos llamar factor de normalización, el cual no es más que el cociente

$$f_i = a_{1/T_1} / a_{i/T_i}$$

siendo a el parámetro de la ley de Gutenberg-Richter y T el intervalo de tiempo que se considera completo cada modelo.

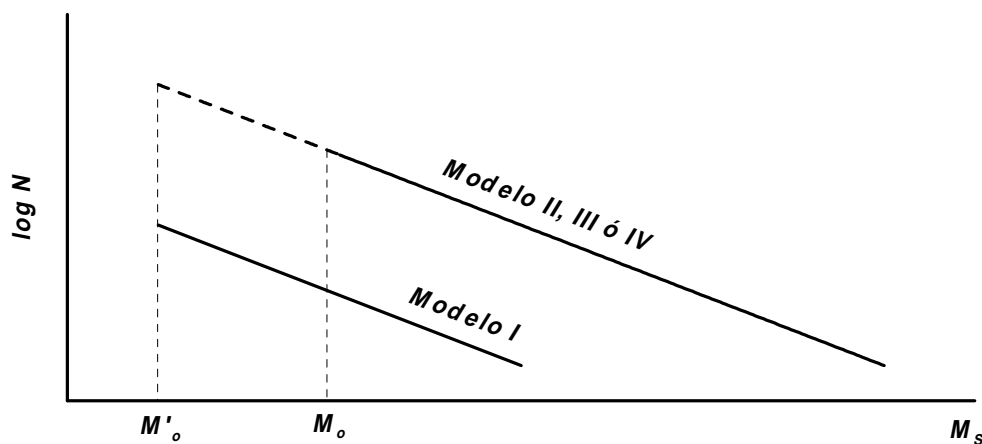


Figura 4.2. Esquema del concepto de completitud de los distintos modelos. La línea discontinua nos marca la sismicidad con que habremos de completar un modelo determinado.

La sismicidad del modelo i , tras el proceso de completitud, se normaliza al modelo I multiplicando el número de terremotos en cada celdilla por el factor f_i .

En la tabla 4.II se resumen, para cada modelo, los valores de a (tras ajustar la sismicidad de la zona mediante una relación de Gutenberg-Richter a partir de la magnitud mínima m_0), el número de terremotos N que superan la magnitud mínima m_0 , el número de terremotos ΔN con que ha sido necesario completar cada uno de los modelos a la hora de obtener el número de terremotos que superan la magnitud mínima de cálculo m'_0 y, el factor f que se ha utilizado para normalizar todos los modelos al modelo I.

Para todos los modelos se ha considerado constante el valor del parámetro b a la hora de realizar los procesos de completitud y normalización, tomando éste el valor de 0.67 (valor obtenido del ajuste de los datos para el primer modelo); en cualquier caso, la diferencia entre este valor que se considera y el propio en cada modelo no supera en valor algunas centésimas.

El que el valor de ΔN para el modelo I no sea estrictamente cero se debe simplemente a que los datos de que se dispone no se ajustan exactamente a una ley de Gutenberg-Richter.

Tabla 4.II. Valores utilizados para los procesos de completitud y normalización de los distintos modelos utilizados

Modelo	a	N	ΔN	f
I	4.78	1094	156	1.00
II	5.07	541	1927	1.01
III	5.51	191	6616	1.38
IV	5.67	65	9626	2.26

Para terminar este comentario al tratamiento de la sismicidad en cada uno de los modelos que se consideran, se muestra (figura 4.3) a modo de aclaración y visualización los datos de sismicidad de que se parte para cada uno de los modelos y los datos finales con los que se trabajará, sólo a la hora del cálculo de la peligrosidad, tras el proceso de completitud y normalización.

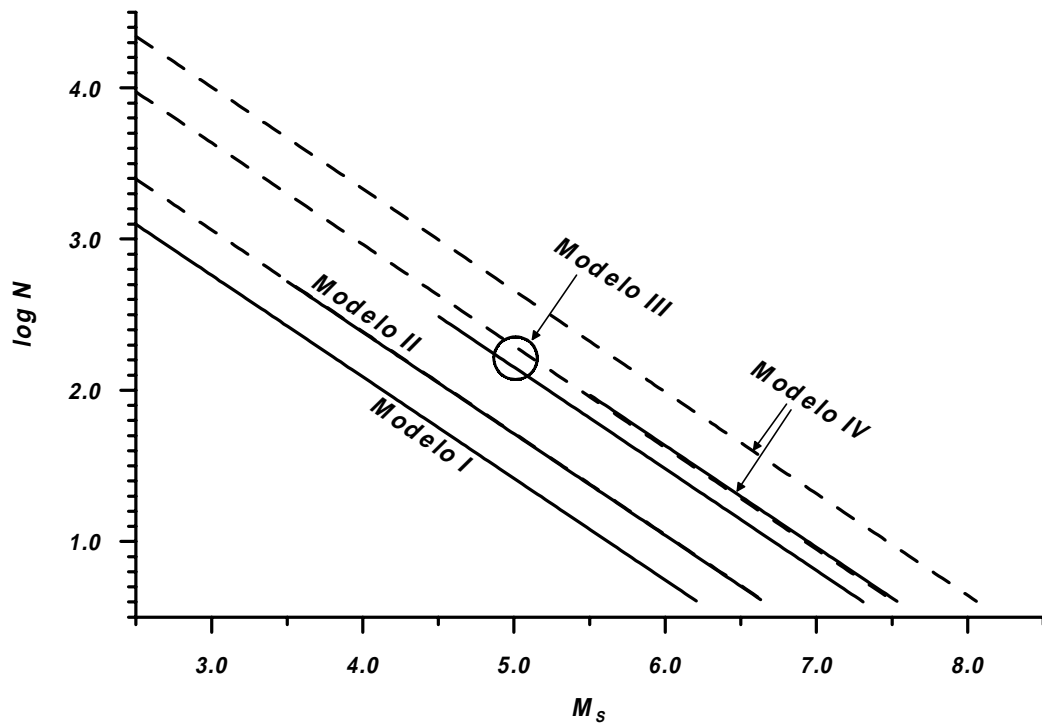


Figura 4.3. Sismicidad incluida inicialmente en cada modelo (línea continua) y sismicidad que se considera tras la completitud y normalización (línea discontinua) para el cálculo de la peligrosidad.

Tras calcular la peligrosidad a través de estos cuatro modelos, en donde sólo hemos incluido la peligrosidad debida a los terremotos “superficiales”, se hace necesario incluir la peligrosidad debida al resto de la sismicidad. La única contribución adicional que se incluirá es la debida a la sismicidad de lo que se llamaron en el anterior Capítulo fuentes “intermedias”, es decir, la sismicidad con profundidad comprendida entre los 30 y 60 km, y principalmente debido a su influencia en la peligrosidad de la zona oriental de la provincia Málaga y occidental de la provincia de Granada (ya se comentó en el anterior Capítulo). Entre los terremotos profundos que quedarán pues excluidos podemos citar el de Dúrcal (Granada), ocurrido el 29/03/1954, localizado a 637 km de profundidad y con magnitud asignada $7.0 m_b$. Se hizo notar en superficie con intensidad V, por lo que queda claramente justificada su exclusión en el análisis de peligrosidad. Otro más reciente es el de Becerrá (Lugo), ocurrido el 16/01/1979, localizado a 80 km de profundidad y con magnitud asignada $3.6 m_b$. En este caso se hizo notar en superficie con intensidad VI. Este terremoto es un suceso aislado, con lo que no es importante en este tipo de estudio, que además da un elevado valor de intensidad para su magnitud. Otros terremotos profundos, incluso con magnitudes superiores a $4.5 m_b$, son sentidos, en el peor de los casos, muy débilmente en superficie (p.e., el 30/08/1959 al Norte de Cabo de Gata, Almería, el 12/12/1988 en el Mar de Alborán, o el 08/03/1990 en Dúrcal, Granada).

A la hora de incluir un modelo que englobe la sismicidad producida entre 30 y 60 km de profundidad se va a considerar la producida a partir de 1960 hasta la actualidad ($T = 40$ años), tal y como se hizo con el modelo I. Se incluirá toda la sismicidad producida a partir de esta fecha con magnitud M_S superior o igual a 2.5.

Cuando se estudió la completitud de esta sismicidad mediante el método de Stepp, tal y como se vio en el Capítulo 3, se obtenía que para magnitudes comprendidas entre 3.0 y 4.0 el catálogo no podía considerarse completo más que durante algo más de una década. Aún así, se va a considerar que es completo a partir de magnitud 2.5 en estos últimos 40 años. Los motivos que llevan a esta consideración pueden resumirse en estos tres. Primero, por mantener la coherencia con el modelo I referente a las fuentes superficiales, en donde se consideraba completo el catálogo a partir de esta magnitud en este intervalo de tiempo; si consideramos que en los últimos cuarenta años se han detectado todos los terremotos con magnitud M_S superior a 2.5 con profundidad no superior a 30 km, podemos perfectamente suponer que tampoco se han perdido (al menos no muchos) los comprendidos entre 30 y 60 km de profundidad. Segundo, por el hecho razonable de que se han registrado prácticamente todos los terremotos de intensidad IV-V en los últimos 40 años, especialmente, los localizados en la zona continental. Y tercero, porque aún suponiendo que no haya completitud, cuando menos, vamos a poder disponer de una mayor completitud espacial que en el caso de que sólo consideráramos la sismicidad en este rango de profundidad de la última década.

Calculada la peligrosidad mediante este nuevo modelo, el resultado (tasa anual de superación para distintos valores de la intensidad) directamente se sumará al resultado obtenido con los anteriormente comentados cuatro modelos. La peligrosidad total será la suma de la generada por la sismicidad “superficial” (caso pesado o peor caso) más la generada por la

sismicidad “intermedia”. Como se comentó en el anterior Capítulo, la peligrosidad generada por lo que se llamó sismicidad “profunda” puede considerarse totalmente nula.

1.4. Datos utilizados

Área de influencia. El área de influencia que se considera en el cálculo de la peligrosidad está enmarcada por las coordenadas Lambert -350.0 km y 1600.0 km en x , y entre -250.0 km y 1450 km en y (zona comprendida aproximadamente entre los paralelos 32°N y 46°N , y los meridianos 14°W y 7°E), lo que equivale a algo más de 400 km de los límites geográficos de la península. Fuera de esta zona, no se considera que la sismicidad que se produzca influya en la peligrosidad de la Península Ibérica.

Dimensión de las celdillas. Las celdillas utilizadas son cuadradas, con dimensión 10 km \times 10 km. Hay que tener en cuenta que se pretende calcular la peligrosidad para la Península Ibérica, por lo que dimensiones inferiores de la celdilla, aunque mejoraría algo la definición en la integración, llevarían a tiempos de cálculo muy elevados y no mejoraría sustancialmente la precisión del resultado. Las celdillas que se han utilizado son comparables a las de los cálculos realizados por Frankel (1995), Cao *et al.* (1996) y Frankel *et al.* (1996), que utilizan celdillas de 11 km \times 11 km, mientras que Lapajne *et al.* (1997) utilizan celdillas con dimensión 10 km \times 10 km; es significativo que se utilice la misma dimensión de celdillas para el cálculo de la peligrosidad sísmica en Eslovenia (Lapajne *et al.*, 1997) que en California (Cao *et al.*, 1996) o la zona central y Este de los EE.UU. (Frankel, 1995), siendo zonas con tan distinta superficie. A cada celdilla se le asignarán como coordenadas las de su punto central.

Escala de magnitud. A la hora de realizar el cálculo de la peligrosidad se ha preferido trabajar con la escala M_S . La escala m_b nos plantea el problema de su saturación a altas magnitudes, lo que la hace ineficaz en un cálculo de estas características. Por otro lado, otra escala interesante, como es la M_W , presenta como inconveniente en España, el que no se dispone de los suficientes datos para correlacionarla con la escala m_b y con la intensidad macrosísmica; de momento no se ha realizado esta correlación.

Valor del parámetro m'_o . La magnitud umbral que se utilizará para todo el área de estudio es el valor $2.5 M_S$ ($3.6 m_b$). Como se indicó en el apartado 5 del Capítulo 3, el fijar este valor nos permitirá obtener información totalmente fiable a partir de la intensidad VI; las curvas correspondientes a la intensidad V que se dibujen en los mapas de peligrosidad se trazan a título indicativo, ya que en estas zonas la peligrosidad estará ligeramente infraevaluada.

Valor de T . El tiempo T que se considera completo y homogéneo el catálogo a la hora del cálculo va a depender del modelo que se considere. En el anterior apartado se veían detenidamente los cuatro modelos con los que se va a trabajar, tal que el resultado final se calculará como un promedio de estos. Los valores de T para cada uno de los modelos eran de 40 , 80 , 300 y 700 años, respectivamente.

Valor de los parámetros b , m_{max} y profundidad de la fuente. En el Capítulo anterior, en las tablas 3.V, 3.VI y 3.VII, se mostraron los parámetros b , m_{max} y profundidad de cada fuente calculados para cada una de las fuentes sísmicas que se han considerado en este análisis; se expuso el criterio y metodología utilizada a la hora de su obtención. Puesto que la metodología propuesta parte de incluir cuatro modelos de sismicidad, para la sismicidad “superficial”, en donde se trabaja con un intervalo de tiempo distinto para cada uno de ellos en los que la sismicidad se considera completa, se hace necesario en principio calcular los distintos parámetros (b , m_{max} y profundidad de la fuente) en cada uno de estos modelos. De todas formas, con los datos de que se dispone, teniendo en cuenta la extensión de las fuentes y la sismicidad del área Ibérica, hacen que no sea posible el cálculo individual para cada fuente y modelo de los parámetros b y profundidad de la fuente, cuando menos no con una incertidumbre aceptable.

Referente a la profundidad de la fuente, se ha de indicar que datos de profundidad de terremotos se dispone de ellos sólo en las últimas décadas (tiempo que abarca el modelo I). Se ha considerado pues tomar constante en todos los modelos este parámetro, con valor el calculado a partir de la sismicidad más reciente (valores expresados en el anterior Capítulo). Evidentemente, con un mayor registro de este parámetro se conseguirá posiblemente un mayor acercamiento al valor más probable y menor error en su estimación.

Con referencia al parámetro b , sí hay razones que pudieran hacer pensar en su variación en función del tiempo; quizás un comportamiento cíclico de este parámetro con una periodicidad marcada por la duración del ciclo sísmico en la zona o fuente. De todas formas, la escasez de datos, especialmente en los dos primeros modelos (abarcen sólo 40 y 80 años, respectivamente), hacen más recomendable trabajar con un único valor de b para cada fuente, independientemente del período de tiempo que se considere. Se comentó en el anterior Capítulo el hecho de que se han preferido metodologías de cálculo para los distintos parámetros en las que no sea necesario trabajar con catálogos completos (para el parámetro b se utilizaron las metodologías de Weichert (1980) y Kijko (1984)), por lo que el valor de b que se calculó para cada fuente (ver el anterior Capítulo), y que se utilizará en el cálculo de la peligrosidad, es un valor que tiene en cuenta la sismicidad de los últimos 700 años; en este intervalo de tiempo, observando la sismicidad más energética que ha ocurrido en la zona, muy posiblemente se haya cubierto, si no totalmente sí de forma aproximada, el ciclo sísmico de las distintas fuentes.

En cambio sí ha sido necesario, en general, utilizar distintos valores del parámetro m_{max} para cada modelo (intervalo de tiempo) que se incluye en el cálculo. En general, cuanto mayor es el tiempo de exposición que se considera, mayor es la magnitud o intensidad registrada u observada.

En la Tabla 4.III se exponen los valores calculados de m_{max} y σ para cada uno de los modelos, es decir, para los diferentes valores de T . La metodología utilizada ha sido la misma que se comentó en el anterior Capítulo para el caso del cálculo de la máxima magnitud para cada fuente, es decir, mediante los métodos de Pisarenko (1991) y Kijko y Graham (1998). Las consideraciones que se hicieron en el anterior Capítulo, tanto para el cálculo de m_{max} como en la estimación de σ , se mantienen en este nuevo cálculo.

Mientras que se observan fuentes donde la mayor magnitud ha sido registrada durante los últimos cuarenta años y mantienen el valor de m_{max} en los cuatro modelos (AA_1 , M_{a1} , AT_b , AI_{b2} , ...), otras en cambio poseen diferentes valores, en general, para los diferentes modelos que se consideran.

Tabla 4.III. Parámetro $M_{S\ max}$ para las fuentes “superficiales” según el modelo

Fuente	Modelo I (1960-1999)		Modelo II (1920-1999)		Modelo III (1700-1999)		Modelo IV (1300-1999)	
	$M_{S\ max}$	$\sigma_{M_{S\ max}}$	$M_{S\ max}$	$\sigma_{M_{S\ max}}$	$M_{S\ max}$	$\sigma_{M_{S\ max}}$	$M_{S\ max}$	$\sigma_{M_{S\ max}}$
AA ₁	8.2	0.57	8.2	0.57	8.2	0.57	8.2	0.57
AA ₂	4.9	0.57	4.9	0.57	6.3	0.75	6.3	0.75
M _{a1}	4.5	0.43	4.5	0.43	4.5	0.43	4.5	0.43
M _{a2}	4.8	0.59	5.3	0.59	6.2	0.72	6.2	0.72
M _{a3}	6.1	0.43	6.2	0.52	6.2	0.52	6.2	0.52
M _{b1}	6.0	0.59	6.0	0.59	6.0	0.59	6.0	0.59
M _{b2}	5.3	0.32	5.3	0.32	5.3	0.32	5.3	0.32
AT _a	5.7	0.51	5.7	0.51	6.3	0.76	6.3	0.76
AT _b	7.4	0.33	7.4	0.33	7.4	0.33	7.4	0.33
AI _a	5.6	0.42	6.1	0.58	6.2	0.72	6.2	0.72
AI _{b1}	8.3	0.58	8.4	0.52	9.7	0.76	9.7	0.76
AI _{b2}	7.1	0.58	7.1	0.58	7.1	0.58	7.1	0.58
IO _a	5.2	0.51	5.2	0.51	5.2	0.51	5.2	0.51
IO _{b1}	5.3	0.58	5.3	0.58	6.8	0.76	6.8	0.76
IO _{b2}	3.4	0.52	4.8	0.59	4.8	0.59	4.8	0.59
IO _{b3}	4.0	0.59	4.4	0.51	4.4	0.51	4.4	0.51
B _a	5.1	0.32	5.1	0.32	6.2	0.72	6.2	0.72
B _b	5.2	0.51	5.2	0.51	7.3	0.76	7.3	0.76
I _{a1}	3.4	0.50	3.4	0.50	3.6	0.70	3.6	0.70
I _{a2}	4.5	0.58	5.1	0.55	5.1	0.55	5.1	0.55
I _{b1}	4.3	0.44	4.9	0.60	4.9	0.60	4.9	0.60
I _{b2}	5.6	0.59	6.0	0.59	6.2	0.72	6.2	0.72
I _{b3}	5.3	0.58	5.3	0.58	5.3	0.58	6.2	0.72
I _{b4}	3.1	0.58	3.5	0.58	4.5	0.76	5.3	0.76
IBA	4.9	0.58	4.9	0.58	5.3	0.76	6.3	0.76

Asignación y suavizado de los parámetros b , m_{max} y profundidad a cada celdilla. Puesto que se dispone de una división en fuentes sísmicas de la zona, un primer paso consistirá en establecer en el interior de qué fuente se encuentra cada celdilla del área, asignándole inicialmente a cada una de ellas (coordenadas de la celdilla) un valor para los parámetros b , m_{max} y profundidad de la fuente. Posteriormente se aplicará el filtro Gaussiano sólo para suavizar los valores de b y m_{max} ; los nuevos valores suavizados se reasignarán a cada celdilla. Como se

indicó y justificó en el apartado 1.2, no se suavizará el valor de la profundidad. El valor de la distancia de correlación del filtro se discutirá a continuación.

Asignación y suavizado del número de terremotos N a cada celdilla. En el intervalo de tiempo T que se ha considerado en cada modelo, se ha contabilizado, tras los procesos de completitud y normalización, el número de terremotos que se considerarán en cada una de las celdillas en las que se ha dividido el área de estudio. Posteriormente, y al igual que se hizo con los parámetros b y m_{max} , se realizará también un suavizado Gaussiano del número de terremotos.

En el apartado dedicado al suavizado de los distintos parámetros se comentó el hecho de que el suavizado del número de terremotos atendía, entre otros motivos, a una forma de incluir en el proceso la incertidumbre en la localización de estos, es por esto que la elección del parámetro c no puede ser cualquiera, sino que vendrá marcada por las características (errores de localización) del catálogo. El valor que se utilizará en cada modelo ya se indicó en el anterior apartado; c tomará para cada modelo los valores de 5, 10, 15 y 15 km, respectivamente.

Para hacernos una idea cualitativa y cuantitativa clara de lo que supone el uso del parámetro c se presenta como resultado (figura 4.4) lo que implica trabajar con una distancia de correlación de 5, 10 ó 15 km.

Se ha de recordar de nuevo que la elección de este parámetro no es obvia, ya que, aparte de la implicación que tiene su elección, el suavizado de la sismicidad implica un suavizado de la peligrosidad. Mientras que en el trabajo de Frankel (1995) para la zona central y Este de Estados Unidos, y el de Frankel *et al.* (1996) para todo Estados Unidos, la distancia de correlación que se utiliza es de 50 km, en el trabajo de Lapajne *et al.* (1997) para Eslovenia, se utiliza un valor para c de 17 km (en ambos casos se utiliza el mismo valor para los distintos modelos que consideran). Se ha creído conveniente en cada caso mantener el valor de c elegido para el suavizado de N , utilizando criterios de incertidumbre en las localizaciones de los eventos, en el suavizado de los demás parámetros.

En otros trabajos (Cao *et al.*, 1996) en donde se utiliza una metodología parecida, se ensaya con otros tipos de suavizado, como puede ser la función peso $r^{-\mu}$, en donde μ es un parámetro que depende de la magnitud del evento. En el análisis que se ha realizado en nuestro estudio se suple en cierta forma el anterior criterio al trabajar con modelos distintos, en donde en cada uno se consideran terremotos a partir de distintas magnitudes, y en donde el suavizado que se realiza es distinto según el modelo, es decir, según la magnitud considerada.

En el Apéndice I se puede observar (figuras A.I.1 a A.I.5) el número de terremotos N tras los procesos de completitud, normalización (éste en los casos en que procede) y suavizado para los cuatro modelos de sismicidad “superficial” y el modelo que incluye la sismicidad “intermedia”.

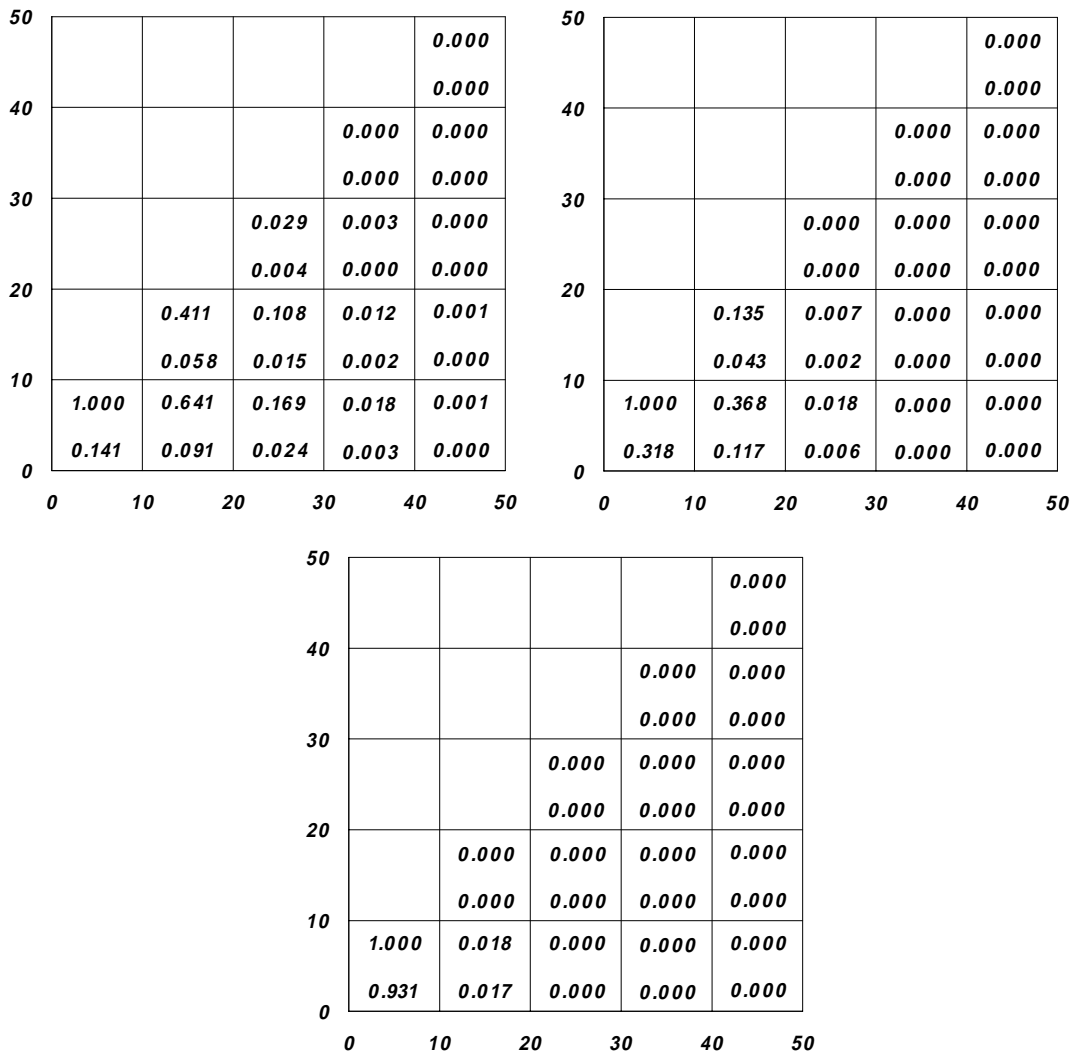


Figura 4.4. Se indica cómo se distribuye un terremoto que se haya producido en la celdilla inferior izquierda de cada gráfico para un valor de c de 15 km (arriba a la izquierda), 10 km (arriba a la derecha) y 5 km (abajo). El número superior indica el peso con el que contribuye cada celdilla, mientras que el inferior es la fracción de terremoto que le corresponde a cada una. Por simetría, sólo se ha dibujado un octante.

Modelo de recurrencia de magnitud. En el cálculo de la peligrosidad se ensayó el considerar primero la relación de Gutenberg-Richter truncada, y segundo, la relación lineal (no truncada), eso sí, deteniendo el proceso de integración en magnitudes en la máxima magnitud (m_{max}) propia de cada fuente. El resultado en ambos casos fue idéntico.

En la figura 4.5 se ha representado la relación de recurrencia de magnitudes de Gutenberg-Richter, para los dos casos comentados anteriormente, en donde se han dado, como ejemplo, valores típicos de cálculo a los parámetros m_o , m_{max} y b (2.5, 8.0 y 0.65,

respectivamente), tal que consideramos el caso de una celdilla en donde se han producido diez terremotos por encima de la magnitud umbral m_o ; se ha elegido como caso límite, ya que sólo un porcentaje muy bajo de celdillas de cálculo igualan o superan este valor, independientemente del modelo que se considere. Como puede observarse en la figura, las dos relaciones nos proporcionan valores totalmente coincidentes, incluso para las magnitudes comprendidas entre 7.0 y 8.0, en donde en ningún caso la diferencia entre estas dos curvas es superior a 3 milésimas de terremoto.

La consecuencia inmediata es que, tanto utilizando una como otra relación, la peligrosidad que genera esta celdilla en su entorno es prácticamente la misma. Con los valores de los parámetros que se están utilizando en este cálculo, numéricamente no se aprecia diferencia en los resultados obtenidos.

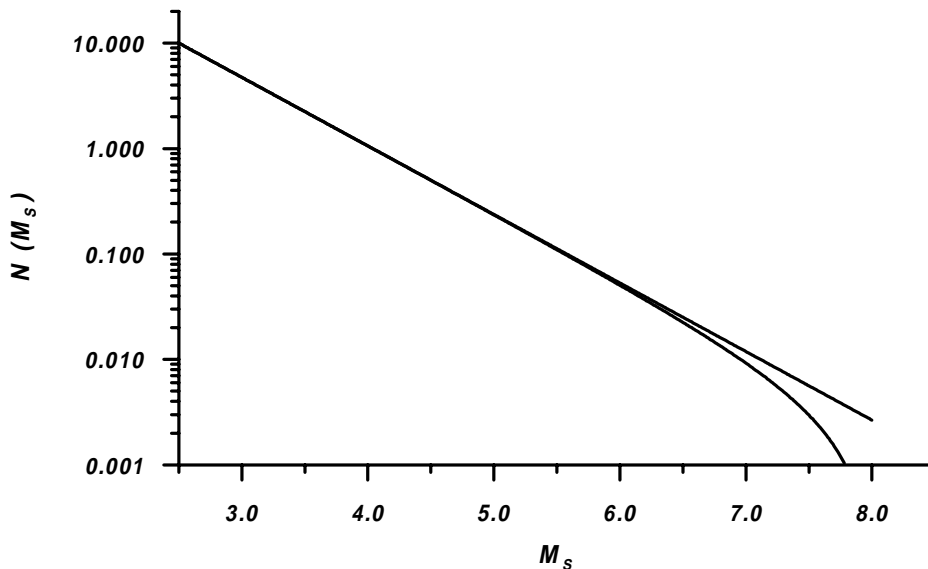


Figura 4.5. Relación de recurrencia de magnitudes de Gutenberg-Richter truncada y no truncada para los parámetros $m_o = 2.5$, $m_{max} = 8.0$, $b = 0.65$ y $N(m > m_o) = 10$.

Otros parámetros utilizados. Los parámetros propios de la integración que se han utilizado son los siguientes. El paso de integración en magnitud (ΔM_s) ha sido de 0.1 unidad, mientras que la máxima distancia considerada ha sido de 400 km. Como resultado para cada localización se ha calculado la probabilidad de superación de las intensidades entre 5.0 y 11.0 grados a pasos de 0.2 grados. Hay que tener en cuenta que para los tiempos de exposición que se consideran en el cálculo, en la Península Ibérica no llega a superarse este valor de la intensidad.

La elección de estos parámetros ha estado influenciada solamente por la definición a la hora de realizar la integral y precisión del resultado, sin regatear el tiempo de cálculo. Pasos de

integración en magnitud menores, máximas distancias de cálculo superiores o el paso en la intensidad menor, a la hora del cálculo de la probabilidad de superación, no mejoraban los resultados, sí en cambio se perdía cierta precisión al realizar lo contrario.

2. Incertidumbre del Cálculo

El error final o incertidumbre en el cálculo de la peligrosidad se obtendrá utilizando el método de Monte Carlo, tal que se implementará realizando simulaciones de los parámetros de las fuentes que se consideran distribuidos normalmente: b , m_{max} y profundidad.

Atendiendo a la diferenciación entre los distintos tipos de incertidumbre que se realizó en el apartado 1 del Capítulo 2, se ha de indicar que la incertidumbre que se calculará es la que se llamó incertidumbre estadística, es decir, la que viene dada como consecuencia de la incertidumbre en el conocimiento de los parámetros de cálculo. La incertidumbre inherente, tal y como se comentó, no es posible reducirla y difícilmente modelarla. En cambio, la incertidumbre del modelo (también llamada epistémica) se ha pretendido reducirla a través de las mejoras que se proponen con esta metodología mixta de cálculo de la peligrosidad.

La incertidumbre o error final, así como el estudio de sensibilidades a diferentes parámetros de cálculo del método propuesto y la desagregación de la peligrosidad, debido a su complejidad, se han realizado únicamente en unas determinadas localizaciones; son las que aparecen reflejadas en la figura 4.6.

Las localizaciones elegidas en España han sido las ciudades de Granada, Málaga, Alicante y Barcelona, las cuales aparecen reflejadas con intensidad IX, VIII, VIII y VII, respectivamente, en el mapa de período de retorno 500 años realizado por el Grupo de Trabajo de Peligrosidad y Riesgo Sísmico del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 1991). En Portugal se han elegido también las ciudades de Lisboa y Faro.

A la hora de simular un determinado parámetro se ha considerado que éste está distribuido normalmente según la función de distribución $N(\mu, \sigma)$. Se ha elegido la metodología de Box y Muller (1958) a la hora de obtener un conjunto de datos que sigan una distribución normal. Dadas dos variables aleatorias independientes x_1 y x_2 con función de densidad de probabilidad constante en el intervalo (0,1), las variables aleatorias

$$y_1 = \sqrt{-2 \ln x_1} \cos 2\pi x_2$$

$$y_2 = \sqrt{-2 \ln x_1} \sin 2\pi x_2$$

siguen una distribución normal de media cero y varianza unidad $N(0,1)$. A partir de cualquiera de estas variables (y_i), se puede crear una nueva variable z que siga una distribución normal $N(\mu, \sigma)$ mediante la expresión

$$z = \mu + y_i \cdot \sigma$$

A la hora de generar los valores para las variables aleatorias x_i se ha utilizado la subrutina RAN1 (Press *et al.*, 1986).

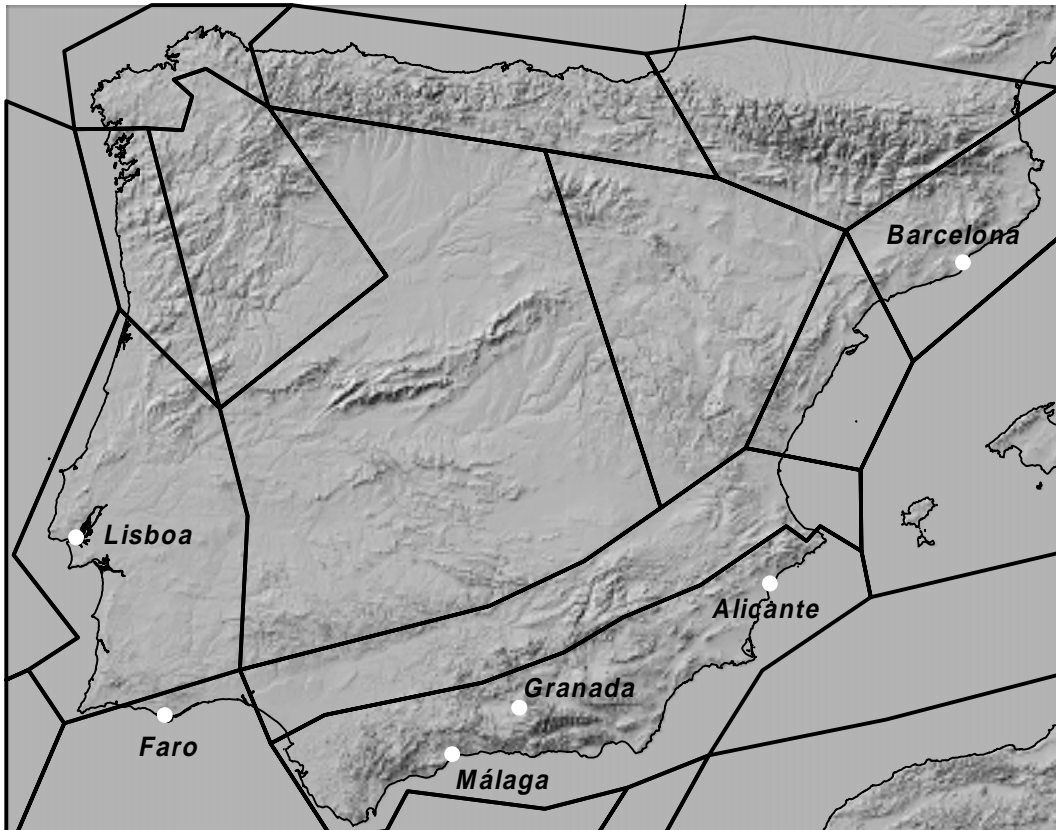


Figura 4.6. Localizaciones en donde se ha realizado un estudio pormenorizado de incertidumbre, sensibilidad y desagregación.

Se ha calculado de forma específica y por separado la incertidumbre estadística debido a los parámetros b y m_{max} , que como se verá son los parámetros para los que el método es más sensible, para lo cual se han generado 100 simulaciones del parámetro (b o m_{max}) correspondiente a la fuente en la que se encuentra una determinada localización, manteniendo fijos todos los parámetros correspondientes a otras fuentes y los demás parámetros de la propia fuente.

La incertidumbre final se ha calculado de forma parecida. Se han realizado 200 simulaciones para los parámetros b , m_{max} y profundidad de todas y cada una de las fuentes que intervienen en el cálculo, obteniéndose como resultado 200 valores de peligrosidad para cada

localización. Con estos valores es posible conocer la distribución estadística del resultado (incertidumbre mediante niveles de confianza).

Tanto en un caso como en el otro, las simulaciones se han realizado en cada uno de los cuatro modelos que se han considerado. El resultado que se obtiene para la incertidumbre, bien debido a un determinado parámetro o bien la final, se obtendrá pesando el resultado (varianza) obtenido en cada modelo, de igual forma que como se hace para el cálculo de la peligrosidad. Llamando p_i al peso con el que contribuirá cada modelo, utilizaremos que

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^{IV} p_i \sigma_i^2$$

La incertidumbre en el parámetro N , número de terremotos en cada celdilla, no se ha incluido en la incertidumbre final por la dificultad a la hora de su modelización; no sería así si se utilizara el parámetro a , tasa de cada fuente sísmica, como en la metodología zonificada clásica, que puede considerarse también distribuido normalmente. En principio, si en el tiempo T considerado la sismicidad fuera totalmente completa, desde un punto de vista no sólo temporal, sino también espacial, parece que podríamos decir que esta incertidumbre es nula; evidentemente esto no puede afirmarse categóricamente.

Weichert (1980), al proponer N como la estimación con máxima verosimilitud de 10^a , estima como desviación estándar de N el valor $N^{1/2}$, siempre que se considere la sismicidad como un proceso Poissoniano y trabajemos con grandes valores de N ; para pequeños valores plantea trabajar con la distribución χ^2 en vez de con una normal. Incluso suponiendo una distribución normal en el valor del número de terremotos, hemos de plantearnos (Cao *et al.*, 1996) lo siguiente: ¿hemos de hacer fluctuar conjunta y coherentemente los valores de todas las celdillas o hemos de hacerlas fluctuar de manera independiente?.

En el trabajo de Cao *et al.* (1996) se plantea como metodología lo siguiente: *a*) encontrar la distancia D por encima de la cual no existe coherencia espacial en la sismicidad, por ejemplo, utilizando funciones de correlación, *b*) definir celdas con dimensión igual al valor de D , tal que se hará fluctuar el valor de N de forma coherente en todas las celdillas que se encuentren dentro de cada una de estas celdas y, *c*) tomar como desviación típica a la hora de hacer fluctuar el valor de N el valor $\nu^{1/2}/n$, en donde ν es el número total de terremotos en cada celda de dimensión D y n es el número de celdillas que hay dentro de cada una de estas celdas.

El valor de N (su incertidumbre), como se comentará más adelante, aunque no se haya incluido en la incertidumbre final sí se incluirá en el análisis de sensibilidad; como se verá en el resultado final, esta metodología de cálculo de la peligrosidad es más sensible a N que a la profundidad de la fuente, pero mucho menos de lo que lo es a b o a m_{max} .

3. Desagregación

La desagregación es el proceso por el que se separa la peligrosidad calculada en una determinada localización en la contribución que ejercen las distintas magnitudes y distancias.

La idea original de su cálculo fue propuesta por Bernreuter (1992) con el fin de determinar el llamado terremoto de control a partir de un análisis de peligrosidad probabilístico; llama terremoto de control a aquel que más significativamente contribuye, en términos de magnitud y distancia, a la peligrosidad de una determinada localización para un determinado nivel de movimiento del terreno elegido.

A partir de la metodología de cálculo presentada en este trabajo, el planteamiento de la desagregación tal y como lo realiza Bernreuter (1992) sería el siguiente: *a)* se establece a la hora de calcular y/o representar la desagregación un intervalo en magnitud ΔM y otro de distancia ΔD con los que se trabajará, *b)* a la hora de calcular la peligrosidad (probabilidad anual de superación de un determinado nivel de movimiento del terreno en una determinada localización) se va considerando la contribución de cada celdilla individual (a una determinada distancia de la localización) para las distintas magnitudes, con lo que se podrá conocer H_{MD} , la contribución a la peligrosidad a la distancia D de la localización ($D-\Delta D/2, D+\Delta D/2$) de la magnitud M ($M-\Delta M/2, M+\Delta M/2$) y, *c)* se calculará el valor esperado o valor medio (centroide) de la magnitud y distancia del terremoto de control a partir de las expresiones

$$\bar{M} = \frac{\sum_M \sum_D M H_{MD}}{\sum_M \sum_D H_{MD}}$$

$$\ln \bar{D} = \frac{\sum_M \sum_D (\ln D) H_{MD}}{\sum_M \sum_D H_{MD}}$$

Bernreuter (1992) utiliza para calcular la distancia media el logaritmo de la distancia, para así establecer un cierto paralelismo entre las dos expresiones, la de \bar{M} y la de \bar{D} , ya que la magnitud es una medida del logaritmo de la energía liberada.

En trabajos de peligrosidad recientes (Bazzurro y Cornell, 1999; Harmsen *et al.*, 1999) se utiliza esta metodología conjuntamente con el análisis de la peligrosidad, eso sí, a diferencia de los trabajos de Bernreuter (1992) y McGuire (1995), planteando el utilizar en vez del valor medio la moda (\hat{M} y \hat{D}), es decir, los valores de M y D que proporcionen un máximo valor de H_{MD} , la cual consideran más apropiada para el diseño sismorresistente. A mi juicio lo es, pero desde un punto de vista conservativo, siendo además el criterio más conservativo en la mayor parte de los casos a la hora de determinar el terremoto de control. Bernreuter (1992) plantea también un posible uso de la mediana, además de la media.

En este trabajo se calcularán los valores medios y modales de magnitud y distancia para las localizaciones en las que se realiza un estudio detallado de la peligrosidad, representándose también la peligrosidad frente a M y D . Los intervalos utilizados a la hora de realizar este estudio serán de 0.5 unidades en magnitud y 20 km en distancia. En los trabajos citados anteriormente donde se incluyen estudios de desagregación, se acostumbran a utilizar intervalos de 0.5 unidades en magnitud y de 25 km en distancia; en otros, a la hora de representar gráficamente el resultado, se utilizan intervalos de longitud variable para la distancia.

A partir de este estudio también se quiere conocer la influencia en la peligrosidad en ciertas localizaciones, lo que nos servirá para establecer qué fuentes o qué sismicidad es más importante cuando se calcula la peligrosidad, cuando se desea conocer la incertidumbre del cálculo o se estudia la sensibilidad del modelo a la incertidumbre del valor de un determinado parámetro de una determinada fuente.

El hecho de trabajar con distintos modelos hace que se complique el cálculo y la interpretación del resultado de la desagregación final. Por un lado, habremos de calcular la desagregación individualmente para cada modelo y calcular el resultado final pesando, de igual forma que en el cálculo de la peligrosidad, los cuatro modelos que se consideran. Esto hace que para interpretar el resultado sea necesario disponer de la desagregación calculada en cada modelo individualmente.

4. Análisis de Sensibilidades

Una parte del análisis probabilístico de la peligrosidad sísmica debe ser el análisis de sensibilidad, el cual debe realizarse a la hora de mejorar éste, mostrando el papel que juegan los distintos parámetros en el análisis (SSHAC, 1997); es un medio para indicar el papel que la variación de un parámetro individual tiene en el resultado. La desagregación, vista anteriormente, puede considerarse entonces como un paso previo que proporcione qué factores (parámetros, distancia, fuentes en la metodología zonificada, ...), y cuales no, contribuyen al cálculo de la peligrosidad en una determinada localización.

No hay uniformidad a la hora de expresar el resultado de la sensibilidad, ni siquiera en la metodología a utilizar en su análisis, lo cual depende en cierta medida de la metodología de cálculo que se utilice para obtener la peligrosidad; normalmente se calcula y representa gráficamente la peligrosidad (por ejemplo, probabilidad de excedencia para distintos niveles de movimiento del suelo) dada una determinada localización para distintos valores de un determinado parámetro.

En este trabajo se obtendrá la sensibilidad del análisis de la peligrosidad, para las localizaciones particulares que se consideran, a los parámetros m_{max} , b y profundidad p de la fuente, al número de terremotos N de cada celdilla, a la relación de atenuación y a los pesos con que contribuye cada modelo. En los cuatro primeros análisis, como se comentará a continuación, se han querido expresar las sensibilidades, como método a la hora de realizar la

comparación entre ellas y expresarlas además mediante un único número, como el cociente entre la variación relativa de la peligrosidad y la variación relativa del parámetro. Se pasan a detallar a continuación.

Sensibilidad a m_{max} y b . Inicialmente, se ha calculado la sensibilidad a los parámetros m_{max} y b para las ciudades específicas que se consideran en este análisis. Para ello se han utilizado ciertos resultados obtenidos en el análisis de incertidumbre. Como se comentó con anterioridad, se calculó de forma específica la incertidumbre estadística debida a estos dos parámetros por separado, simulando su valor para la fuente en la que se encuentra la localización; conocemos pues, para estas localizaciones, el valor de la intensidad esperada I_{esp} y su incertidumbre para distintos tiempos de exposición debida a estos parámetros.

Para calcular la sensibilidad, en este trabajo se proponen las expresiones

$$s_{m_{max}} = \frac{\sigma_{I_{esp}}^{m_{max}} / I_{esp}}{\sigma_{m_{max}} / m_{max}} \qquad s_b = \frac{\sigma_{I_{esp}}^b / I_{esp}}{\sigma_b / b}$$

en donde $\sigma_{m_{max}}$ y σ_b son las incertidumbres en el conocimiento de los parámetros m_{max} y b de la fuente en la que se encuentra la localización, respectivamente, mientras que $\sigma_{I_{esp}}^{m_{max}}$ y $\sigma_{I_{esp}}^b$ son las incertidumbres de la peligrosidad (en este caso se ha elegido la intensidad esperada para distintos tiempos de exposición) debido a las incertidumbres de los dos anteriores parámetros.

El número obtenido ($s_{m_{max}}$ o s_b) nos mostrará directamente la variación relativa de la peligrosidad, por ejemplo expresada en tantos por ciento, cuando el parámetro en cuestión varía en una proporción del 1%.

Sensibilidad a la profundidad p de la fuente. A la hora de calcular la sensibilidad al parámetro p se ha procedido de forma parecida. En este caso, aunque el parámetro se consideró distribuido normalmente a la hora del cálculo de la incertidumbre de la peligrosidad, aparece una diferencia fundamental con relación a los anteriores parámetros, y es que en muchos casos la incertidumbre es del orden del propio parámetro; por ejemplo, para la fuente B_b, en la que se encuentran incluidas tres ciudades específicas de cálculo españolas, la profundidad media p es 6.3 km, siendo su incertidumbre σ_p de 6.5 km. Al simular el parámetro nos encontramos con valores que se salen del intervalo establecido para la profundidad de la sismicidad de la fuente, es decir, en fuentes superficiales sismicidad que no está comprendida entre 0 y 30 km.

Se ha preferido entonces la metodología simple de calcular la peligrosidad haciendo variar la profundidad, en este caso para las fuentes superficiales, para los límites máximos de variación de profundidad de estas fuentes, es decir, entre 0 y 30 km. La sensibilidad se calculará entonces mediante la expresión

$$s_p = \frac{\Delta I_{esp} / I_{esp}}{\Delta p / p}$$

en donde, en vez de trabajar con la incertidumbre (desviación) se trabajará con simples diferencias. En la anterior expresión p es la profundidad, Δp el rango en que se ha variado ésta, es decir, 30 km, I_{esp} es la intensidad esperada en la localización obtenida utilizando como valor para la profundidad de la sismicidad en la fuente el valor p , y

$$\Delta I_{esp} = I_{esp}(p=0\text{ km}) - I_{esp}(p=30\text{ km})$$

Al igual que se indicó para los anteriores parámetros, s_p nos muestra directamente la variación relativa de la peligrosidad, expresada en tantos por ciento, para una variación relativa de la profundidad de un 1%.

Sensibilidad al número de terremotos N de cada celdilla. Se ha procedido a realizar en este caso un análisis idéntico que para la sensibilidad a la profundidad de la fuente. Se ha aumentado y disminuido de forma conjunta un determinado porcentaje (se ha elegido una variación arbitraria del 25%) el número de terremotos N de cada celdilla en toda el área, calculándose en ambos casos la peligrosidad en las distintas localizaciones. La sensibilidad se ha calculado mediante la expresión

$$s_N = \frac{\Delta I_{esp} / I_{esp}}{\Delta N / N}$$

en donde, $\Delta N/N = 0.50$ en este caso, I_{esp} es la intensidad esperada en la localización obtenida utilizando el mismo valor de N que para el cálculo de la peligrosidad, y

$$\Delta I_{esp} = I_{esp}(N'=N+25\%) - I_{esp}(N'=N-25\%)$$

De nuevo, podemos indicar que s_N nos muestra directamente la variación relativa de la peligrosidad, expresada en tantos por ciento, para una variación relativa del número total de terremotos considerado de un 1%.

Sensibilidad a la relación de atenuación. En este caso no es posible un planteamiento igual al del resto de parámetros, sino que se utilizará la metodología más común de expresar la sensibilidad. Cuando se plantea el cálculo de la sensibilidad del método a la relación de atenuación acostumbra a realizarse a través de la incertidumbre σ de los parámetros que aparecen en dicha relación, si ésta es conocida; por ejemplo, se aumenta y/o disminuye el valor de estos parámetros un determinado número de veces σ (v.g. Schenk *et al.*, 1997). También, cambiando la relación de atenuación utilizada por otra, en el caso de que se disponga de distintas relaciones para la misma zona evaluadas por diferentes autores.

En ambos casos se calcularán diferentes gráficos o mapas de peligrosidad, mostrándose la variabilidad de ésta debido a este fenómeno.

El hecho de trabajar no con una única relación de atenuación, sino con una regionalización de ésta, ha hecho que se prefiera a la hora de realizar el cálculo de la sensibilidad el observar cómo varía el resultado de la peligrosidad en las distintas localizaciones según utilicemos una u otra curva de atenuación. Se calculará la peligrosidad en cada localización variando la curva de atenuación de la zona en la que se encuentre, ya que será a ésta a la que será más sensible el resultado; por ejemplo, si una localización se encuentra en una zona de atenuación alta, se calculará la peligrosidad en dicha localización considerando que la zona posee atenuación media, lo que aumentaría la peligrosidad en la localización.

Sensibilidad a los pesos con que contribuye cada modelo. Para terminar, como una indicación de la variación del resultado de la peligrosidad al peso que se le da a cada uno de los modelos, aparte de los valores que se propondrán y justificarán para cada uno de ellos, se obtendrá la peligrosidad para otros valores de estos mismos parámetros.

**RESULTADOS: PELIGROSIDAD
SÍSMICA Y DESAGREGACIÓN**



- 1. Peligrosidad Sísmica en la Península*
- 2. Peligrosidad Sísmica en las Localizaciones de Interés*
- 3. Desagregación*
- 4. Comparación con Otros Resultados de Peligrosidad*

Capítulo 5. Resultados: Peligrosidad Sísmica y Desagregación

En este Capítulo se van a presentar los resultados obtenidos en el análisis probabilístico (agregación) de la peligrosidad sísmica en la Península Ibérica, tanto desde un punto de vista general como de forma específica para las seis localizaciones de interés que se destacaron en el Capítulo 4. Por otro lado, y también para estas localizaciones específicas, se presentarán los resultados obtenidos para la desagregación de la peligrosidad.

1. Peligrosidad Sísmica en la Península

Utilizando la metodología descrita en el anterior Capítulo se ha calculado la agregación de la peligrosidad para tres distintos tiempos de exposición, o si se prefiere, para tres distintas probabilidades de ocurrencia. Se ha calculado, por utilizar un criterio estándar, el nivel de movimiento del terreno (intensidad y aceleración) con probabilidad de superación, en 50 años, del 10% (período de retorno de 475 años) y del 5% (período de retorno de 975 años). Además, se ha querido también incluir un nivel de movimiento del terreno con período de retorno de sólo 100 años, es decir, con probabilidad de superación del 39.3% en 50 años.

Para ello, tal y como se indicó en el anterior Capítulo, se ha calculado la peligrosidad inicialmente a partir de los cuatro modelos que se consideraron. A partir de estos valores de peligrosidad se ha calculado tanto un valor promediado como el que se llamó peor caso, es decir, la máxima peligrosidad que proporciona alguno de los cuatro modelos. A la hora de calcular el valor promediado se nos plantea el ver con qué pesos hacemos que cada uno de los valores (de cada modelo) contribuya al valor final. En este trabajo, de manera particular, se ha decidido utilizar distintos pesos dependiendo del nivel de peligrosidad (período de retorno) que se considere; en la tabla 5.I se exponen estos pesos.

Tabla 5.I. Pesos con los que contribuye cada modelo.

Período de retorno	Modelo I <i>T</i> : 40 años	Modelo II <i>T</i> : 80 años	Modelo III <i>T</i> : 300 años	Modelo IV <i>T</i> : 700 años
100	0.25	0.25	0.25	0.25
475	0.20	0.20	0.30	0.30
975	0.20	0.20	0.20	0.40

En cada caso se ha pretendido que el modelo con una duración *T* determinada contribuya más en el cálculo de la peligrosidad para un período de retorno dado del mismo orden que *T*. En el caso del período de retorno de 100 años se pesan todos los modelos por igual, pero sin olvidar que los modelos I y II van a contribuir globalmente con la mitad de la peligrosidad al resultado final. En el caso del período de retorno de 475 años se pesan ligeramente más los modelos III y IV, evidentemente a costa de los dos primeros; en este caso, 500 años es el valor medio entre el intervalo de tiempo *T* que abarcan estos dos modelos.

Finalmente, para el caso del período de retorno de 975 años se pesa más el modelo IV, el que comprende los terremotos más energéticos, que los tres primeros, los cuales se pesan igual.

Pesados los resultados de peligrosidad para cada modelo, o bien tomando el máximo de ellos (peor caso), el paso siguiente consiste en añadir la peligrosidad debida a la sismicidad comprendida entre los 30 y 60 km de profundidad, es decir, la sismicidad que se llamó "intermedia". En la figura 5.1 se muestra la peligrosidad que generaría solamente esta sismicidad. Puede apreciarse que únicamente es significativa en la provincia de Málaga y la zona occidental de la de Granada. Concretamente, para el período de retorno de 975 años, el máximo de peligrosidad debido a esta sismicidad se encuentra en la zona oriental de la provincia de Málaga (englobando a la capital malagueña), en donde podría llegar a darse una intensidad VI-VII.

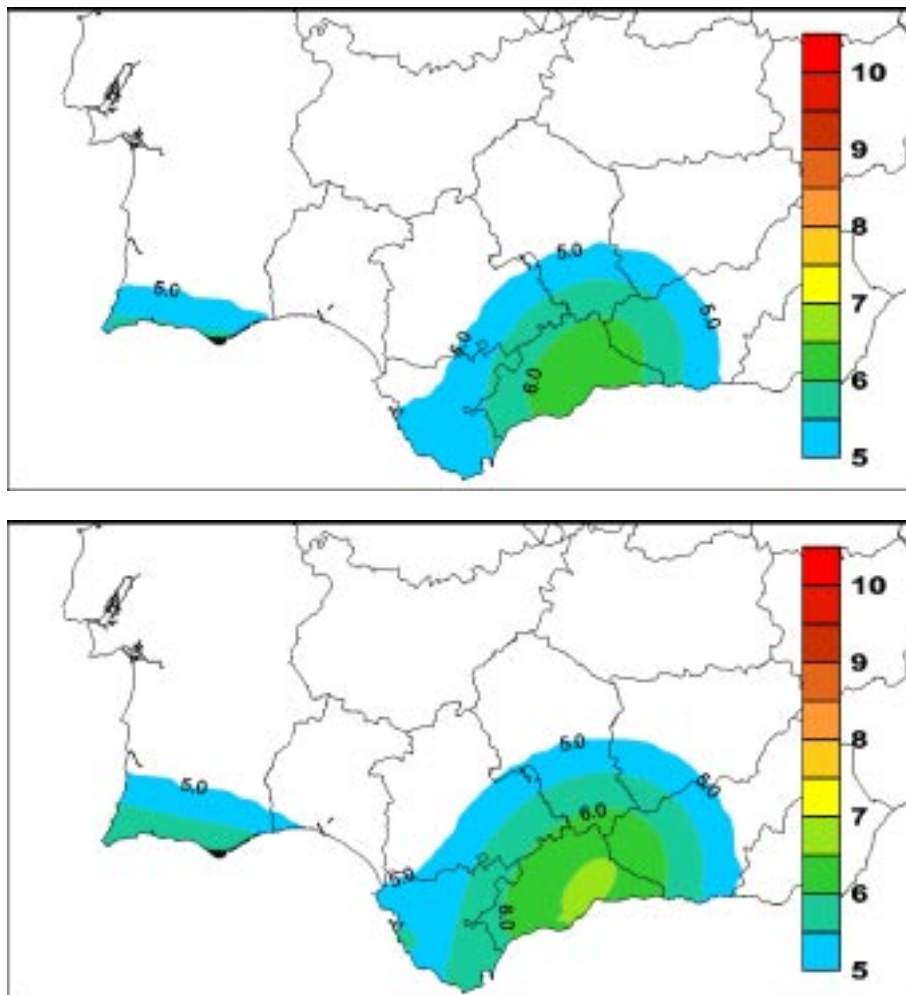


Figura 5.1. Peligrosidad generada por la sismicidad "intermedia". Intensidad con período de retorno de 475 años (arriba) y 975 años (abajo).

En la figura 5.2 se puede apreciar el porcentaje con el que contribuye a la peligrosidad la generada por la sismicidad "intermedia" en la ciudad de Málaga (localización donde contribuye de forma más importante). Se observa cómo llega a ser del orden de un 22% para la intensidad V, un 19% para la VI, bajando drásticamente a una contribución de sólo un 3% para la VII. La conclusión inmediata es que esta sismicidad sólo contribuirá, y no de forma importante, a la peligrosidad para bajos niveles de intensidad. Hay que tener en cuenta que se ha considerado en este trabajo "superficial" el foco sísmico de Alhaurín el Grande, tal y como lo hace el IGN (Mezcua y Martínez Solares, 1983). Evidentemente, si se considerara este foco con profundidad "intermedia" (en Muñoz y Udías (1991) se establece que la profundidad del terremoto de 1680, a partir de la curva de atenuación para este evento, es del orden de 50 km), aunque la peligrosidad final no sufriría cambios importantes, sí lo haría drásticamente el gráfico 5.2 de la contribución relativa; el parámetro m_{max} para la fuente GM_1 pasaría de tener un valor $5.8 M_S$ a tener un valor del orden de 6.4 ó $6.5 M_S$.

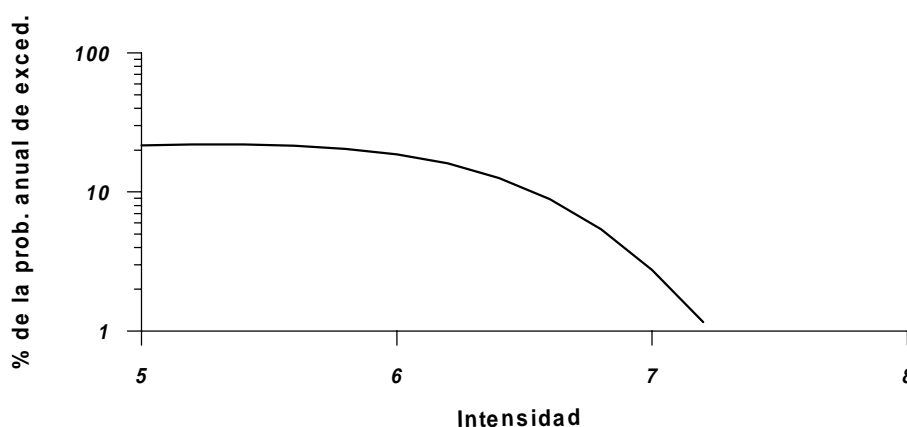


Figura 5.2. Contribución relativa de la sismicidad "intermedia" a la probabilidad anual de excedencia de una determinada intensidad en la ciudad de Málaga.

A continuación, en las figuras 5.3 a 5.8, se muestran los resultados de agregación obtenidos para la península. Cada dos páginas opuestas nos muestran los valores del nivel del movimiento del terreno para un mismo período de retorno; como se indicó anteriormente, se representa la intensidad y aceleración horizontal esperada, en el caso promediado y peor caso. Los niveles de aceleración representados son los utilizados en el trabajo de Giardini *et al.* (1999), los cuales le sirven para definir los distintos niveles de peligrosidad, a escala mundial, a partir del mapa de período de retorno de 475 años (10% de probabilidad de superación en 50 años). A saber, aceleraciones de hasta 0.8 m/s^2 definen zonas de baja peligrosidad, entre 0.8 y 2.4 m/s^2 definen zonas de peligrosidad moderada, entre 2.4 y 4.0 m/s^2 tenemos zonas de alta peligrosidad y, aceleraciones por encima de 4.0 m/s^2 nos definirían zonas de muy alta peligrosidad. Este mismo criterio se utilizará a la hora de comentar los resultados. Hay que tener en cuenta que estos niveles de aceleración se corresponden, mediante la relación intensidad - aceleración utilizada en este trabajo, con los niveles de intensidad de VII para 0.8 m/s^2 , VIII-IX para 2.4 m/s^2 y IX-X para 4.0 m/s^2 . A continuación se describirán los resultados obtenidos de peligrosidad para los tres niveles de superación citados con anterioridad.

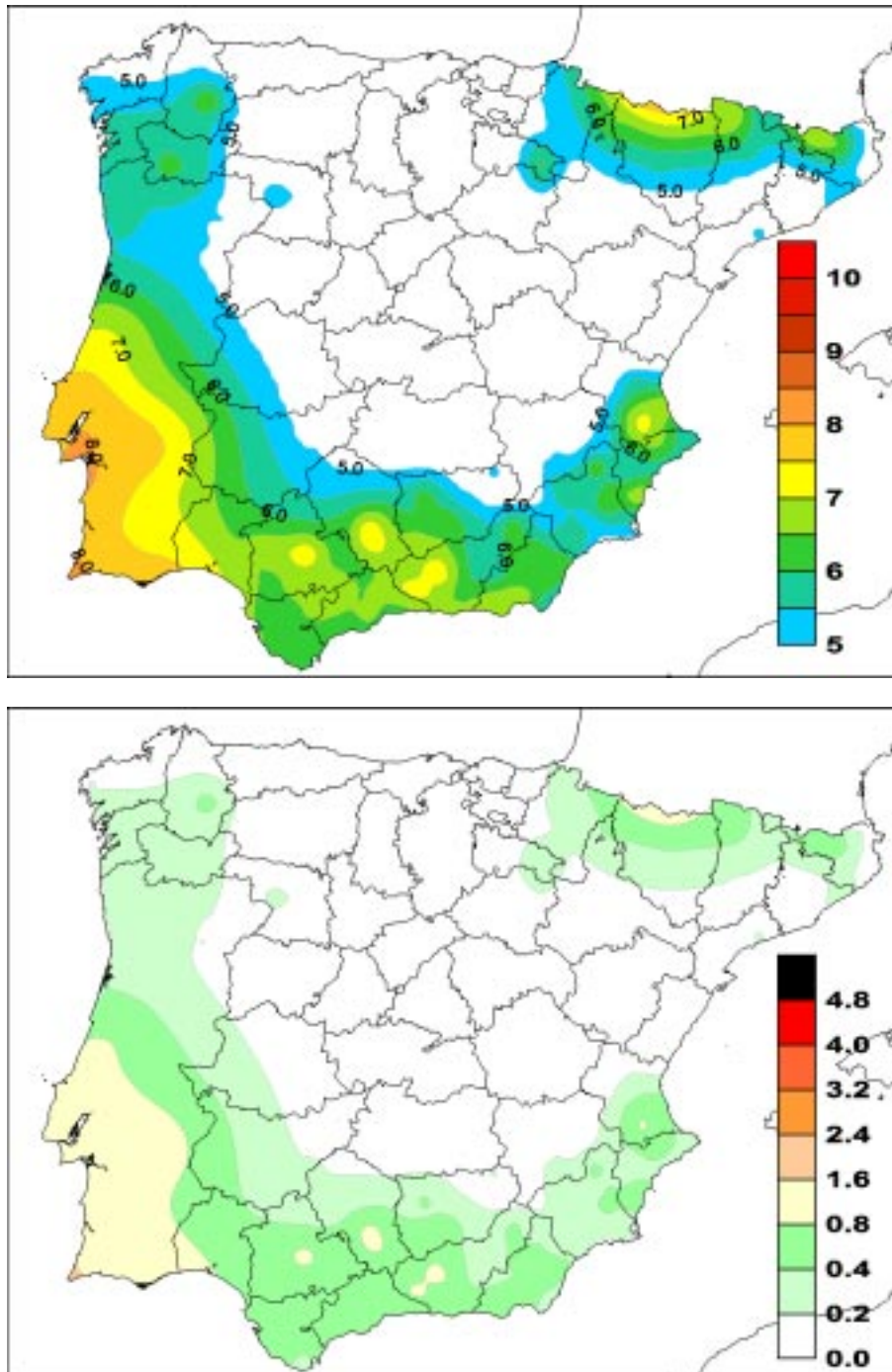


Figura 5.3. Promedio de los cuatro modelos. Nivel de movimiento del terreno con probabilidad de superación del 39.3% en 50 años (período de retorno de 100 años). Arriba: intensidad esperada. Abajo: aceleración horizontal esperada (m/s^2).

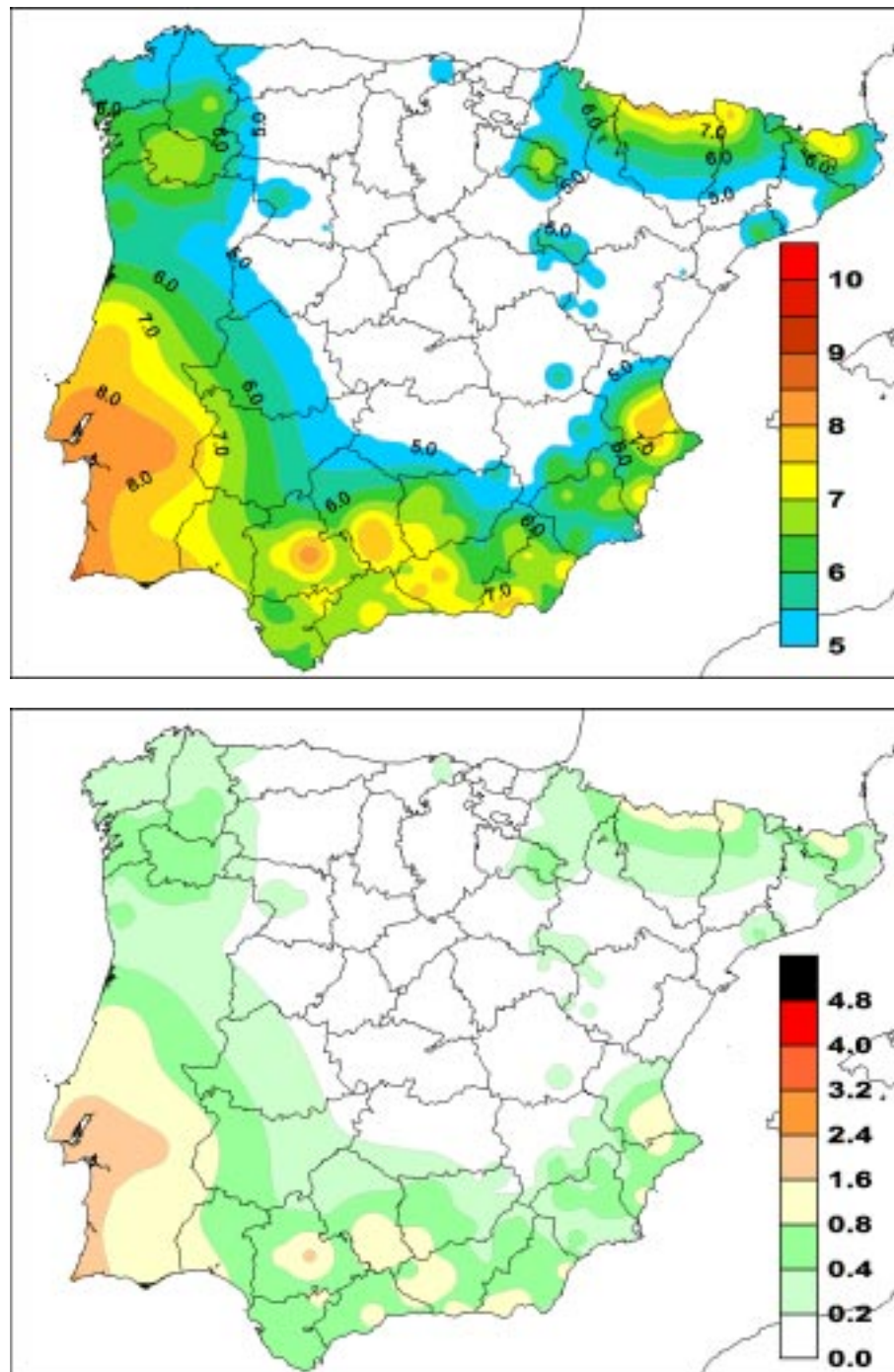


Figura 5.4. Peor caso de los cuatro modelos. Nivel de movimiento del terreno con probabilidad de superación del 39.3% en 50 años (período de retorno de 100 años). Arriba: intensidad esperada. Abajo: aceleración horizontal esperada (m/s^2).

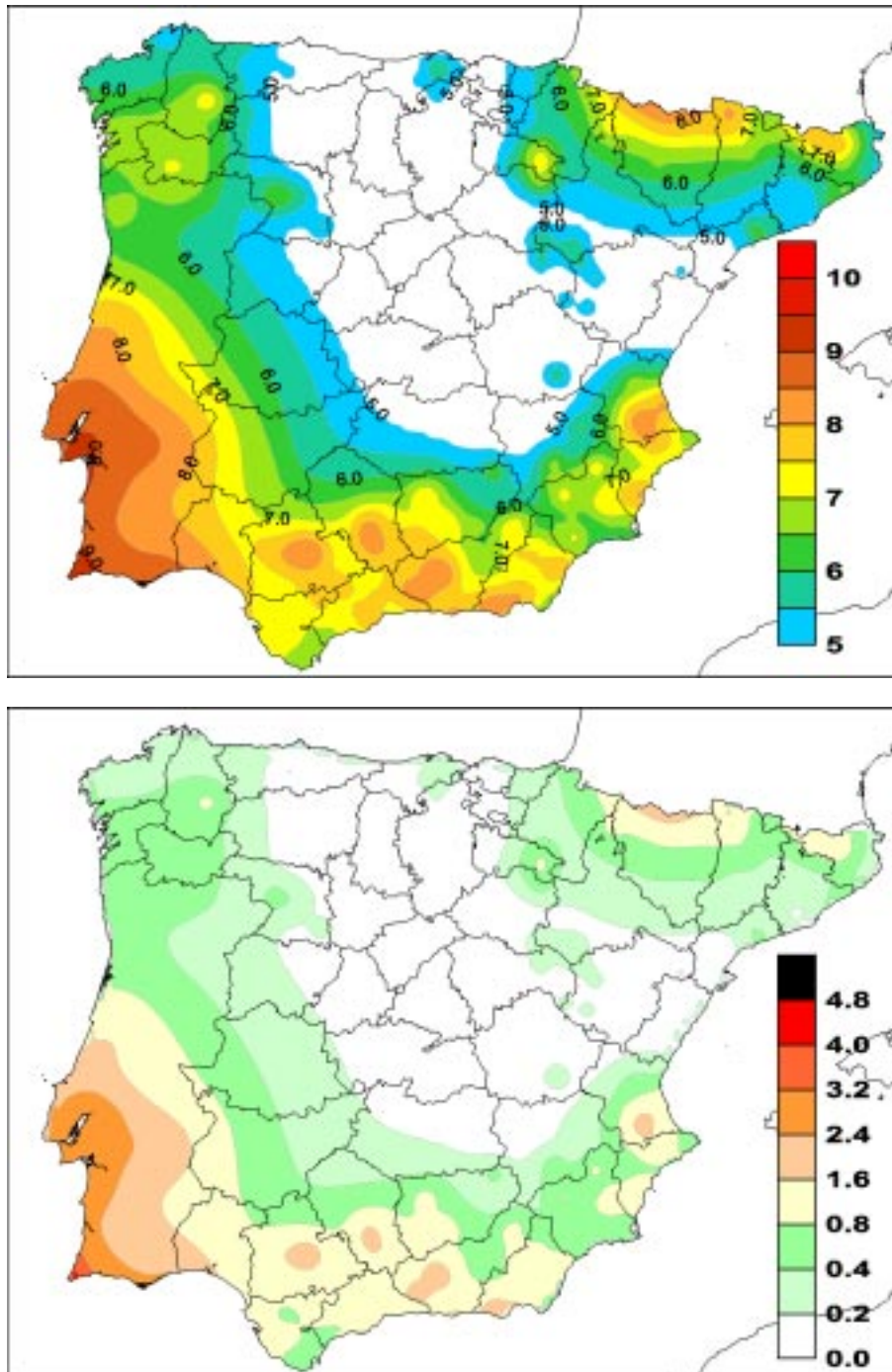


Figura 5.5. Promedio de los cuatro modelos. Nivel de movimiento del terreno con probabilidad de superación del 10% en 50 años (período de retorno de 475 años). Arriba: intensidad esperada. Abajo: aceleración horizontal esperada (m/s^2).

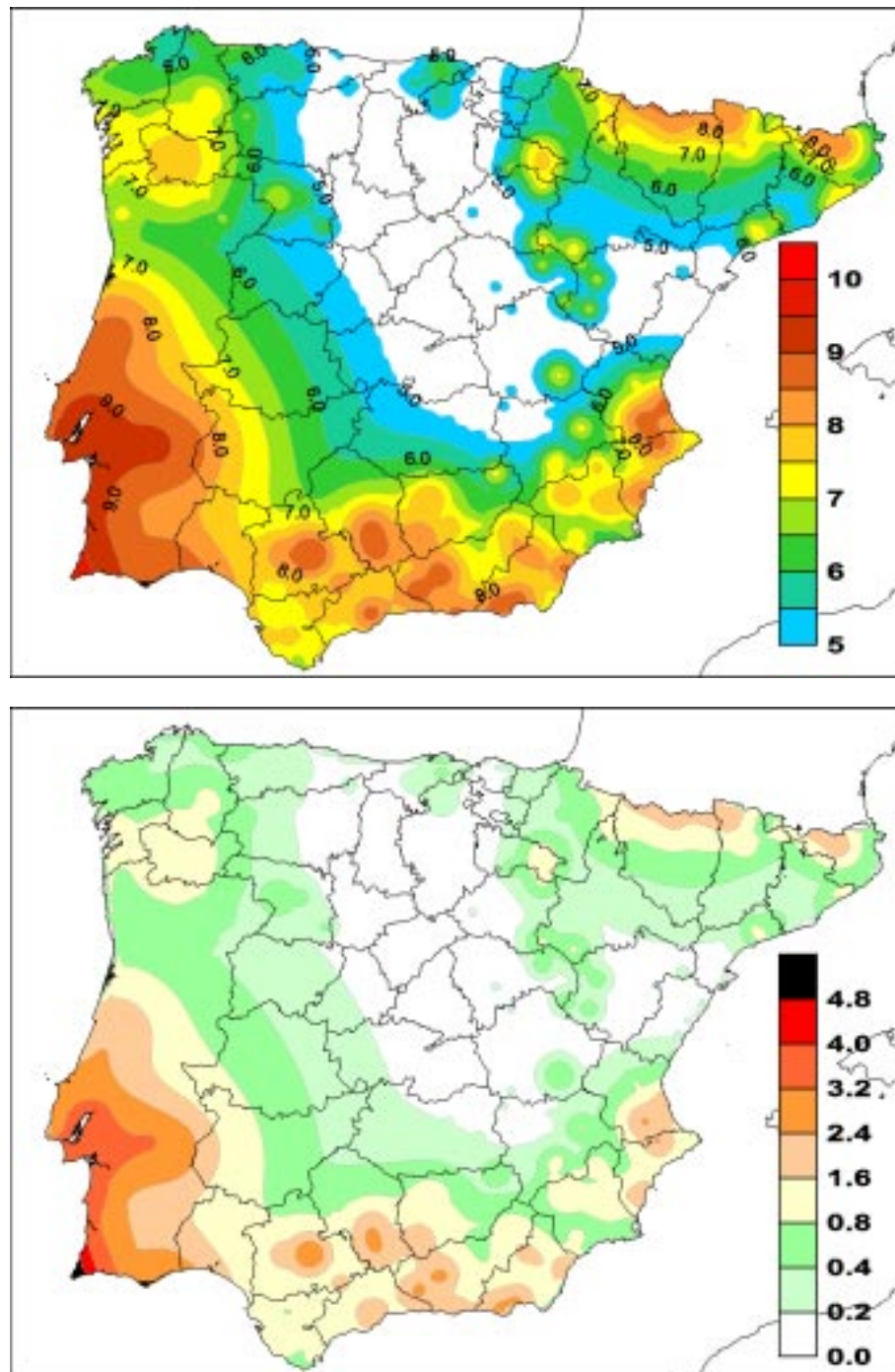


Figura 5.6. Peor caso de los cuatro modelos. Nivel de movimiento del terreno con probabilidad de superación del 10% en 50 años (período de retorno de 475 años). Arriba: intensidad esperada. Abajo: aceleración horizontal esperada (m/s^2).

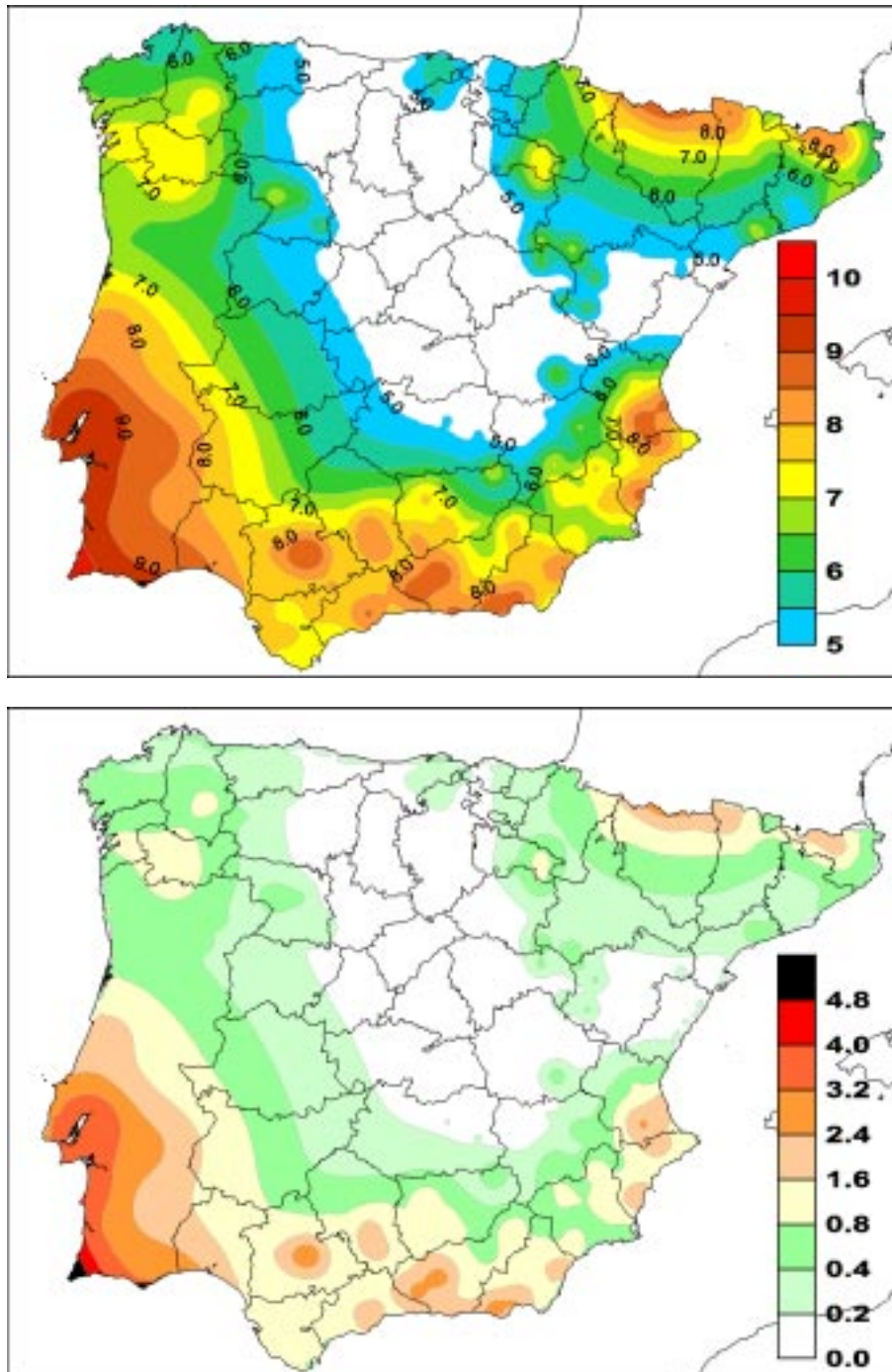


Figura 5.7. Promedio de los cuatro modelos. Nivel de movimiento del terreno con probabilidad de superación del 5% en 50 años (período de retorno de 975 años). Arriba: intensidad esperada. Abajo: aceleración horizontal esperada (m/s^2).

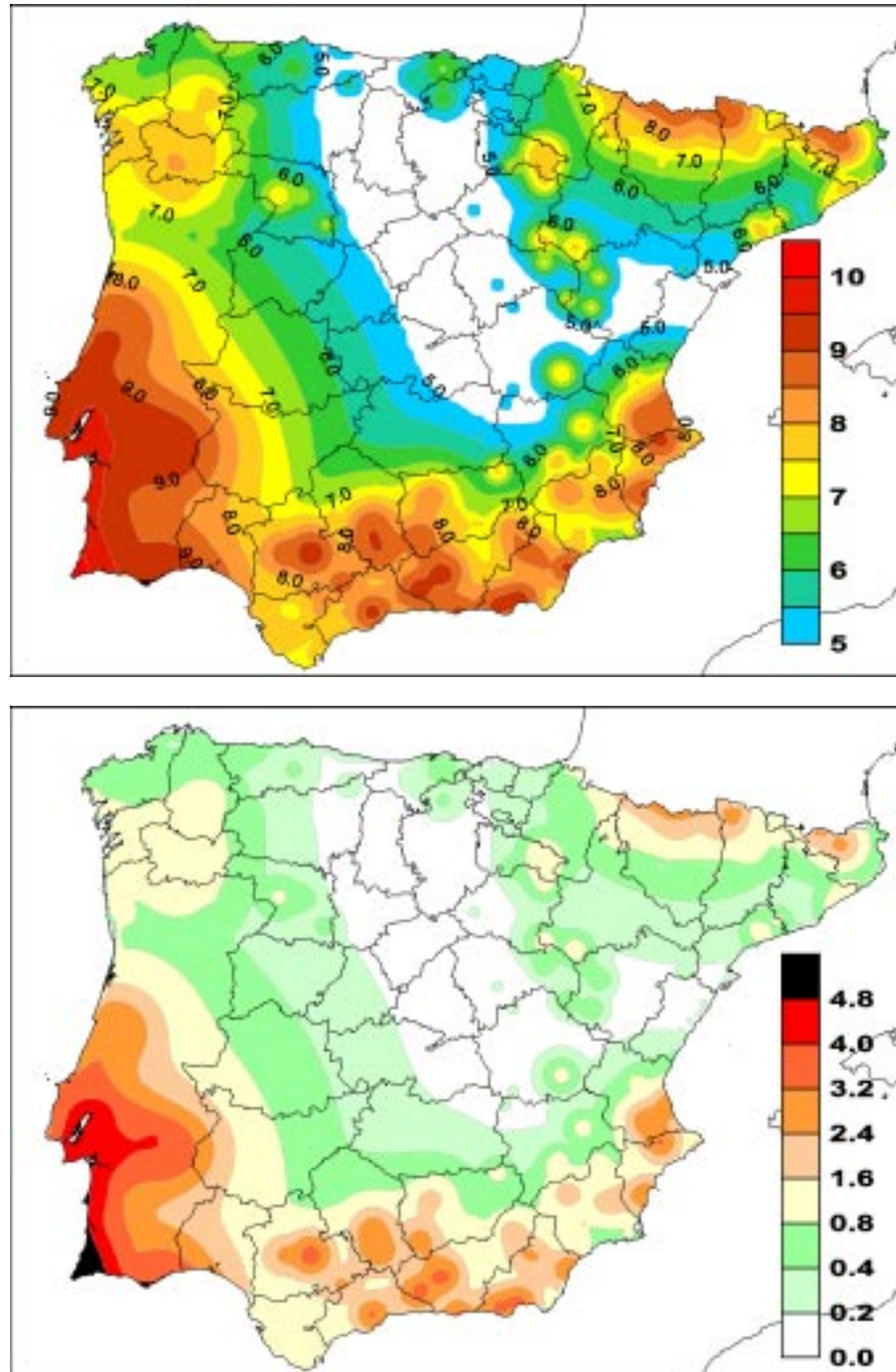


Figura 5.8. Peor caso de los cuatro modelos. Nivel de movimiento del terreno con probabilidad de superación del 5% en 50 años (período de retorno de 975 años). Arriba: intensidad esperada. Abajo: aceleración horizontal esperada (m/s^2).

Nivel de movimiento del terreno con probabilidad de superación del 39.3% en 50 años (período de retorno de 100 años). Se observa cómo únicamente se supera el valor VIII de intensidad en la zona de Setúbal y Cabo de San Vicente, en Portugal. El valor VII se supera en la zona Sur y central de Portugal. En España, se supera en el límite de la provincia de Huelva con el Algarve, la zona de Carmona (Sevilla), la de Montilla (Córdoba), la zona que abarca desde Alhama de Granada hasta Granada, la de Onteniente (Valencia) y, el límite de la provincia de Huesca con Francia; esta última zona debe primordialmente su peligrosidad al foco sísmico centrado en los alrededores de la localidad francesa de Bagnères-de-Bigorre (en general, a la sismicidad de los Hautes Pyrénées).

Nivel de movimiento del terreno con probabilidad de superación del 10% en 50 años (período de retorno de 475 años). En las mismas zonas en donde para el caso del período de retorno de 100 años se superaba el valor VIII para la intensidad, en éste se supera la IX, es decir, en la zona de Setúbal y Cabo de San Vicente, en Portugal. El valor VIII se supera en toda la mitad Sur de Portugal; también en la zona al Norte de Lisboa (Beira Litoral). En España, se supera en el límite de la provincia de Huelva con el Algarve, la zona de Carmona (Sevilla), la zona de Montilla (Córdoba), la zona que abarca desde Alhama de Granada hasta Granada, la zona que comprende Adra y Dalías (Almería), la zona de Torrevieja (Alicante), la zona que abarca desde Onteniente hasta Tabernes (Valencia), el límite de la provincia de Huesca con Francia y, el Valle de Arán (Lérida). En general, el valor VII se supera en los tercios Sur y central de Portugal, la Depresión del Guadalquivir, los Sistemas Béticos (prolongándose hasta Valencia), mitad Norte de la provincia de Huesca, Noroeste de la provincia de Lérida (zona del Valle de Arán), Noroeste de la provincia de Gerona (zona de la comarca de la Garrotxa), Este de La Rioja y, dos pequeñas localizaciones en Galicia, una en el Sur de la provincia de Orense y otra en la de Lugo (zona de Becerrá).

Atendiendo a la clasificación que se citó anteriormente, podríamos considerar zona de alta peligrosidad sísmica la zona litoral del Algarve y del Bajo Alentejo, junto con la zona de Setúbal-Lisboa. Englobaríamos como zona de peligrosidad sísmica moderada el tercio Sur y tercio central de Portugal, Este de las provincias de Badajoz y Huelva, Depresión del Guadalquivir, la mayor parte de los Sistemas Béticos, la mayor parte de la provincia de Alicante y Sur de la provincia de Valencia, tercio Norte de la provincia de Huesca, zona más al Noroeste de la provincia de Lérida y Noroeste de la provincia de Gerona. El resto de la Península deberíamos pues considerarla una zona de baja peligrosidad sísmica. En ningún caso nos encontramos con zonas delimitadas dentro de lo que se consideraría muy alta peligrosidad.

Nivel de movimiento del terreno con probabilidad de superación del 5% en 50 años (período de retorno de 975 años). En este caso, la intensidad IX se supera en toda la zona litoral del Algarve, Bajo Alentejo y zona de Lisboa-Setúbal, llegándose a observar valores próximos a X en el Cabo de San Vicente. El valor VIII se supera, al igual que en el caso anterior, en todo el Sur de Portugal; también en la zona al Norte de Lisboa (Beira Litoral). En España, se supera en la mitad Suroeste de la provincia de Huelva, el centro de la provincia de Sevilla, el Sur de la provincia de Córdoba, el centro de la provincia de Málaga (inmediaciones de la capital), la mitad Suroeste de la provincia de Granada, la zona de Alcaudete (Jaén), la zona que comprende Adra y Dalías, así como Vera y Cuevas de Almanzora (Almería), la Vega del Segura (Alicante), la zona que abarca desde Alcoy (Alicante) hasta Onteniente y Tabernes (Valencia), el Noroeste de la provincia de Gerona y, el límite de la provincia de Huesca con Francia, junto con el Noroeste de Navarra y el Valle de Arán (Lérida). El valor VII se supera, en general, en las

mismas zonas que para el caso del período de retorno de 475 años, eso sí, algo más extendidas; cabe citarse que en este caso se supera el VII en prácticamente todo el Sur de Galicia, incluyendo el Sur de la provincia de Lugo.

2. Peligrosidad Sísmica en las Localizaciones de Interés

Los resultados obtenidos para cada localización de interés se observan en la tabla 5.II, donde se muestra el valor obtenido para la peligrosidad (intensidad y aceleración horizontal esperada para los períodos de retorno de 100, 475 y 975 años), para lo que hemos dado en llamar caso promediado y peor caso.

Tabla 5.II. Valores de intensidad *I* y aceleración *a* (m/s²) esperada, en las localizaciones de interés, con períodos de retorno de 100, 475 y 975 años.

	Valor promediado						Peor caso					
	100 años		475 años		975 años		100 años		475 años		975 años	
	<i>I</i>	<i>a</i>	<i>I</i>	<i>a</i>	<i>I</i>	<i>a</i>	<i>I</i>	<i>a</i>	<i>I</i>	<i>a</i>	<i>I</i>	<i>a</i>
Barcelona	5.0*	0.19*	5.4	0.25	5.7	0.30	5.0	0.19	6.0	0.38	6.4	0.49
Alicante	5.9	0.35	7.1	0.80	7.6	1.14	6.4	0.49	7.6	1.14	8.1	1.61
Málaga	6.4	0.49	7.4	0.99	8.1	1.61	7.0	0.75	8.2	1.72	8.7	2.44
Granada	7.2	0.86	8.4	1.98	8.9	2.80	7.6	1.14	8.8	2.61	9.3	3.69
Faro	7.7	1.22	8.8	2.61	9.1	3.22	7.8	1.31	8.9	2.80	9.3	3.69
Lisboa	8.0	1.50	9.0	3.00	9.3	3.69	8.3	1.85	9.2	3.45	9.5	4.24

(*) El resultado obtenido es realmente inferior a la mínima intensidad de cálculo (V).

Podemos observar, de menor a mayor, cómo se obtiene una peligrosidad baja en la ciudad de Barcelona, moderada en las ciudades de Alicante, Málaga y Granada, y alta en las ciudades de Faro y Lisboa.

De todas formas, el nivel de intensidad o aceleración no es ni mucho menos el mismo para las ciudades de Alicante, Málaga y Granada. Por ejemplo, para el período de retorno de 475 años, nos encontramos con una diferencia en la aceleración horizontal en las ciudades de Alicante y Granada que llega a ser superior a 1 m/s².

Los resultados que se muestran se corresponden con la mediana de la peligrosidad (nivel de confianza o percentil del 50%), aunque se le esté denominando valor esperado. A la luz del análisis de incertidumbres que veremos en el próximo Capítulo se establecerán para estas mismas localizaciones los intervalos de confianza para estos mismos valores de peligrosidad, es decir, se mostrarán distintos niveles de confianza para el resultado de la peligrosidad en cada localización.

En la figura 5.9 se muestran las curvas de probabilidad anual de superación en función de la intensidad y de la aceleración esperada para las anteriores localizaciones. Las curvas que se representan son las obtenidas promediando las curvas obtenidas en cada modelo y sumándoles la peligrosidad generada por la sismicidad "intermedia".

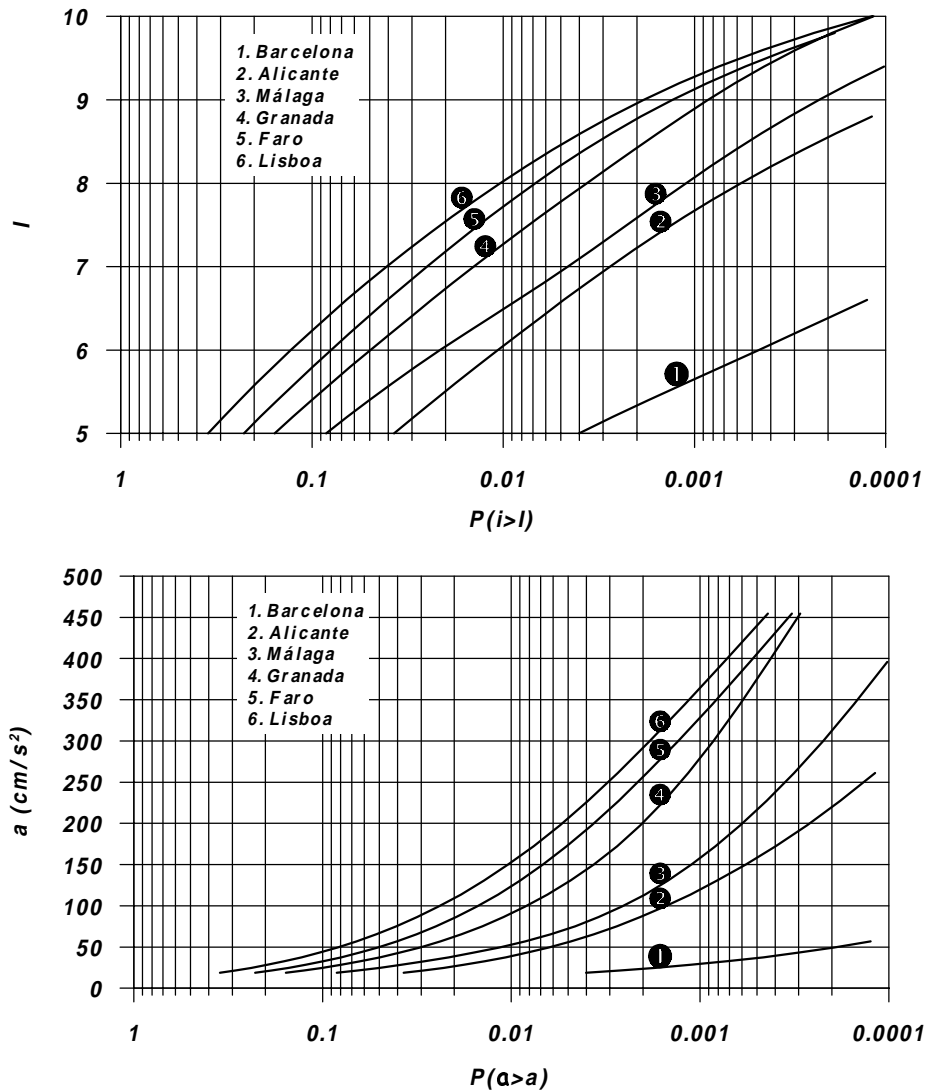


Figura 5.9. Curvas de peligrosidad sísmica media (nivel de confianza del 50%) para las localizaciones de interés. Arriba: en función de la intensidad. Abajo: en función de la aceleración horizontal.

En la tabla 5.III puede observarse el valor obtenido para la peligrosidad (intensidad esperada para los períodos de retorno de 100, 475 y 975 años) en cada localización y para cada modelo. Es posible conocer en cada localización, a partir de estos datos, por ejemplo, qué modelo contribuye con mayor o menor peligrosidad a la peligrosidad final.

Así, podemos hacer notar cómo en la ciudad de Faro, independientemente del modelo que se considere, se obtiene la misma peligrosidad; da igual considerar sólo la sismicidad de los últimos 40 u 80 años, que la producida en los últimos 300 ó 700 años. Por el contrario, en las ciudades de Lisboa o Granada se obtiene mayor peligrosidad a través de los modelos III y IV que mediante los modelos I y II; llega a ser esta diferencia del orden de algo más de un grado en

la intensidad esperada para el período de retorno de 975 años. Para las ciudades de Alicante o Málaga nos proporciona mayor peligrosidad el modelo IV que los modelos I, II o III; para el período de retorno de 975 años se observa que la diferente peligrosidad en estas dos ciudades es debida exclusivamente a la peligrosidad que genera el modelo IV. Por último, en la ciudad de Barcelona, independientemente del modelo que se considere, los valores de peligrosidad que se obtienen son muy similares (se destaca ligeramente la generada por el modelo II), es decir, todos los modelos nos proporcionan una peligrosidad baja.

Tabla 5.III. Valores de intensidad esperada, en las localizaciones de interés, para cada modelo (I_I , I_{II} , I_{III} e I_{IV}).

	P. a. s. del 5% en 50 años				P. a. s. del 10% en 50 años				P. a. s. del 39.3% en 50 años			
	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}
Barcelona	5.4	6.4	5.7	5.3	5.1	6.0	5.4	5.0	5.0*	5.0	5.0*	5.0*
Alicante	7.1	6.8	7.5	8.1	6.6	6.5	7.0	7.6	5.4	5.6	5.8	6.4
Málaga	7.1	6.7	7.5	8.7	6.9	6.5	7.1	8.2	6.2	5.9	6.2	7.0
Granada	8.0	7.7	9.3	9.1	7.7	7.4	8.8	8.7	7.0	6.6	7.6	7.5
Faro	9.1	8.9	9.3	9.1	8.8	8.6	8.9	8.7	7.8	7.6	7.8	7.6
Lisboa	8.2	8.4	9.5	9.5	7.9	8.1	9.2	9.2	7.3	7.4	8.3	8.3

(*) El resultado obtenido es realmente inferior a la mínima intensidad de cálculo (V).

3. Desagregación

El siguiente resultado que se obtiene es el de la desagregación de la peligrosidad para las localizaciones de interés consideradas. A continuación se muestran y comentan los resultados obtenidos.

Barcelona. Debido a la débil peligrosidad a la que está sometida esta ciudad, realmente son poco interesantes los resultados obtenidos del análisis de desagregación que se ha realizado. En principio, sólo es posible representar ésta para las intensidades VI y VII (figura 5.10), obteniéndose además para esta última niveles de peligrosidad totalmente despreciables.

Lo que sí es claro es que la escasa peligrosidad en esta ciudad es enteramente debida a los terremotos que se han producido, y pueden volver a producirse, en las cercanías de ésta, es decir, a distancias inferiores a unos 40 km. Son los pequeños terremotos que se han dejado notar en la zona Noreste de la provincia, así como en el entorno del Mediterráneo; podría destacarse solamente el terremoto del 08/08/1958 localizado en el Mediterráneo, registrado con magnitud 4.9 m_b . Terremotos como el de Olot (15/05/1427) o el de Queralps (02/02/1428), a distancias entre 100 y 120 km, debido a la relación de atenuación que se utiliza en esta zona no parecen afectar a la peligrosidad sísmica de Barcelona.

Alicante. En este caso (figura 5.11), así como para las siguientes localizaciones de interés, se ha representado la desagregación para las intensidades comprendidas entre VI y IX, aunque para las intensidades VIII y IX el nivel de peligrosidad sea realmente escaso.

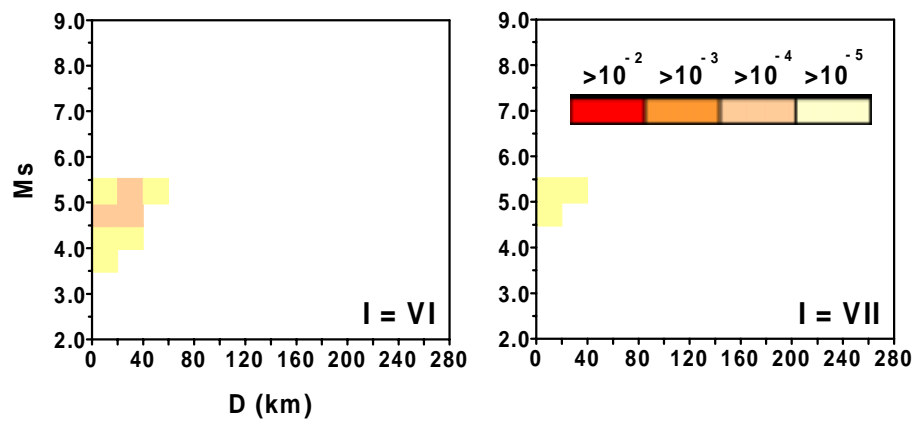


Figura 5.10. Desagregación de la peligrosidad en distancia y magnitud (probabilidad anual de excedencia con la que contribuye la celda $(\Delta D, \Delta M_s)$), para las intensidades VI y VII, en la ciudad de Barcelona.

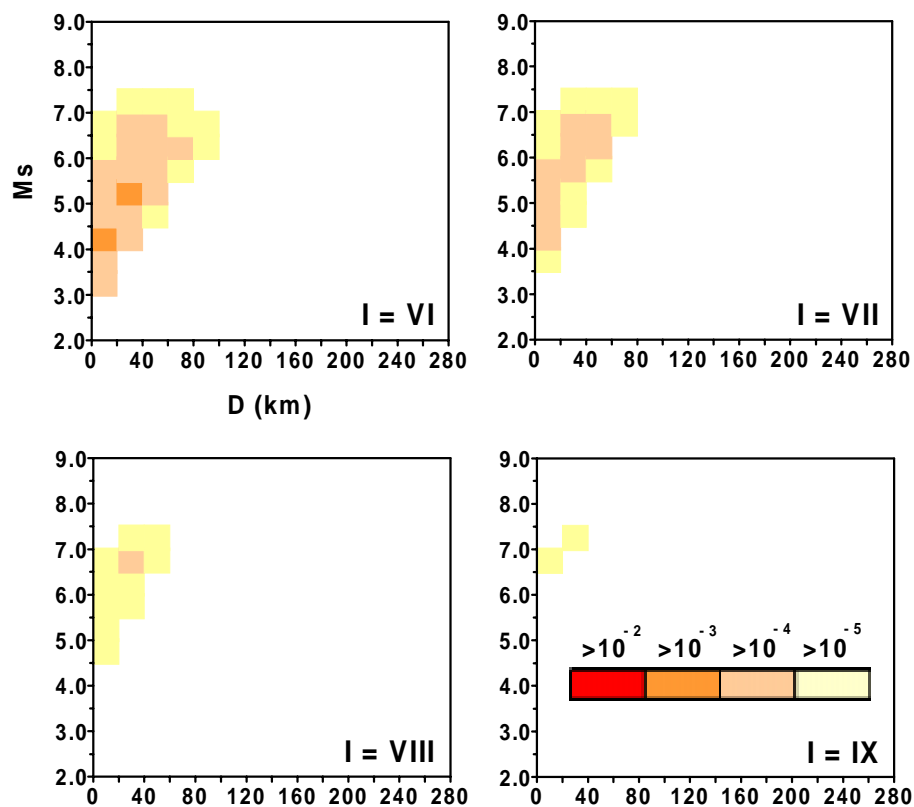


Figura 5.11. Desagregación de la peligrosidad en distancia y magnitud (probabilidad anual de excedencia con la que contribuye la celda $(\Delta D, \Delta M_s)$), para las intensidades VI, VII, VIII y IX, en la ciudad de Alicante.

La principal conclusión es que la peligrosidad que aparece para el caso de las intensidades VIII y IX es enteramente debida a los focos sísmicos de Alcoy (terremoto de 1645) y Torrevieja (terremoto de 21/03/1929), pesando mucho más esta última localización, más cercana a Alicante.

Veamos ahora el análisis para las intensidades VI y VII. De igual forma, son estos dos últimos focos sísmicos, evidentemente con un más alto nivel de peligrosidad, los que nos marcan la peligrosidad que aparece en la desagregación por encima de la magnitud 5.5 M_S y para distancias hasta 60 km de la ciudad; para el caso de distancias superiores a estos 60 km, aparece una pequeña contribución debida al foco sísmico de Tavernes (terremoto de 18/12/1396) y Enguera (terremoto de 23/03/1748), especialmente de este último, que se encuentra más cerca de la ciudad de Alicante. La peligrosidad que aparece debida a terremotos con magnitud inferior al valor citado anteriormente es más difícil de separar en contribuciones de terremotos individuales; nos encontramos que contribuirán terremotos que puedan darse en la zona de la Vega del Segura o Norte de la provincia con magnitudes entre 4.5 y 5.5, o bien, terremotos cercanos con menor magnitud.

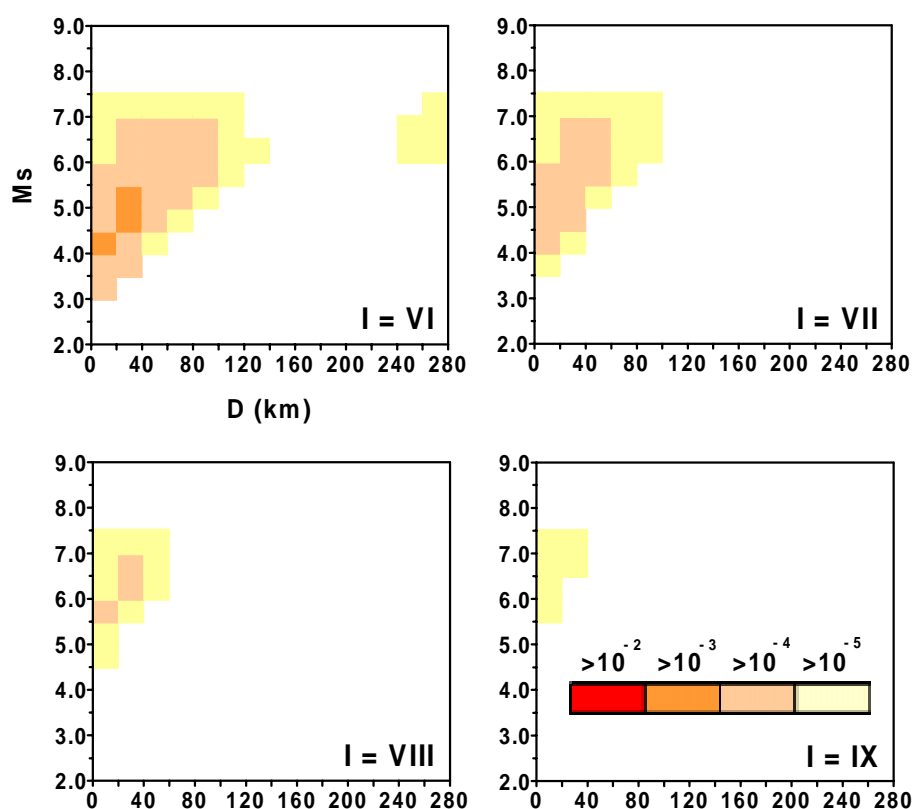


Figura 5.12. Desagregación de la peligrosidad en distancia y magnitud (probabilidad anual de excedencia con la que contribuye la celda $(\Delta D, \Delta M_S)$), para las intensidades VI, VII, VIII y IX, en la ciudad de Málaga.

Málaga. En la figura 5.12 puede observarse la desagregación de la peligrosidad para esta ciudad.

Para las intensidades VIII y IX contribuye prioritariamente el foco sísmico de Alhaurín el Grande (terremoto de 09/10/1680), aunque en el rango entre los 40 y 60 km de distancia, en el caso de la intensidad VIII, puede observarse una cierta contribución del foco sísmico de Arenas del Rey (terremoto de 25/12/1884).

Para las intensidades VI y VII siguen contribuyendo, en este caso de forma primordial, estos dos focos sísmicos citados anteriormente para magnitudes por encima de 5.5. También se observa cómo contribuyen por encima de la magnitud 5.5, aunque de forma menos significativa, distintos focos sísmicos en el rango de distancias entre los 60 y 120 km. Podríamos citar los focos de Atarfe (terremoto de 24/04/1431), Carmona (terremoto de 05/04/1504) y Adra (terremoto de 16/06/1910). Incluso se observa para la intensidad VI cierta contribución a distancias comprendidas entre los 240 y 280 km de distancia, de la cual son responsables los focos sísmicos de la fuente AI_{b2} que se localizan en este rango de distancias. El gran número de terremotos que se localizan en esta zona, a distancias inferiores a 60 km de Málaga, son los responsables de la peligrosidad que se observa hasta esta distancia por debajo de la magnitud 5.5.

Granada. La desagregación de la peligrosidad en esta ciudad puede observarse en la figura 5.13.

En el caso de las intensidad IX y VIII se observa, en el rango de distancias entre 0 y 20 km, una contribución relevante del foco sísmico de Atarfe-Albolote (terremotos de 24/04/1431 y 19/04/1956). Por otro lado, para el caso de la intensidad IX, en el rango de distancias entre 20 y 40 km, así como para la intensidad VIII, en el rango de distancias entre 20 y 60 km, aparece la contribución del foco sísmico de Arenas del Rey (terremoto de 25/12/1884), aunque con una contribución significativamente inferior a la del de Atarfe-Albolote.

Veamos ahora la contribución a la peligrosidad en el caso de las intensidades VI y VII. Si nos fijamos en la contribución por encima de la magnitud 5.5, observaremos en principio que la mayor contribución sigue siendo la de los dos focos sísmicos antes citados, el de Atarfe y el de Arenas del Rey. Sin embargo, también se aprecia cierta contribución a mayores distancias.

Por ejemplo, en el rango de distancias entre los 40 y 100 km de la localización, podemos ver la contribución a la peligrosidad, tanto a la intensidad VI como a la VII, de los focos sísmicos de Dalías (terremoto de 25/08/1804) y de Adra (terremoto de 16/06/1910). Incluso, en el caso de la intensidad VI, se aprecia una débil peligrosidad, en el rango de distancias entre los 100 y 120 km y de magnitudes entre 6.0 y 7.5, debida al foco sísmico de Alhaurín el Grande (terremoto de 09/10/1680).

Para las intensidades VI y VII, y para magnitudes por debajo de los valores 5.5 ó 5.0, se observa también una gran contribución a la peligrosidad; de hecho la mayor contribución. Es la peligrosidad generada por los terremotos con magnitud por debajo de estos valores y en el rango de distancias de menos de 40 a 60 km de la localización; por ejemplo, aquí se encuentra englobada la abundante sismicidad en la zona de la Vega de Granada con magnitudes

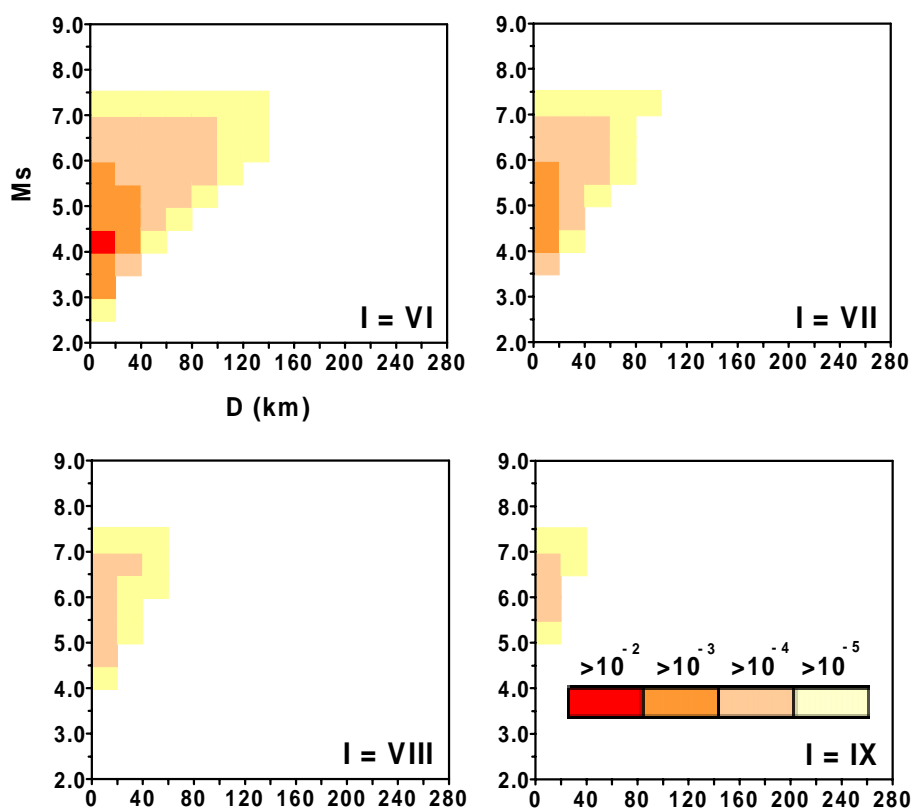


Figura 5.13. Desagregación de la peligrosidad en distancia y magnitud (probabilidad anual de excedencia con la que contribuye la celda $(\Delta D, \Delta M_s)$), para las intensidades VI, VII, VIII y IX, en la ciudad de Granada.

moderadas-bajas. Al igual que se comentó en las localizaciones anteriores es difícil separar en este caso la contribución de terremotos considerados individualmente

Faro. La desagregación de la peligrosidad sísmica en la ciudad de Faro puede observarse en la figura 5.14.

A diferencia de las anteriores ciudades, independientemente del valor de la intensidad analizado, llaman la atención prioritariamente dos aspectos. Por un lado, la aparición de dos contribuciones claras en distancias: una contribución a la peligrosidad, la más importante, debida a los terremotos que se encuentran en el rango de distancias entre los 20-40 km y 100-120 km y, otra contribución de terremotos muy energéticos más lejanos que los anteriores, en el rango de distancias entre los 120-140 km y 260-280 km; estos intervalos varían ligeramente dependiendo de cual sea la intensidad que se estudie. Por otro lado, el segundo aspecto a valorar es la falta de peligrosidad debida a terremotos muy cercanos; en el rango de distancias de hasta unos 20-40 km en los alrededores de la localización no aparece una contribución a la peligrosidad, evidentemente por la falta de sismicidad en este rango de distancias.

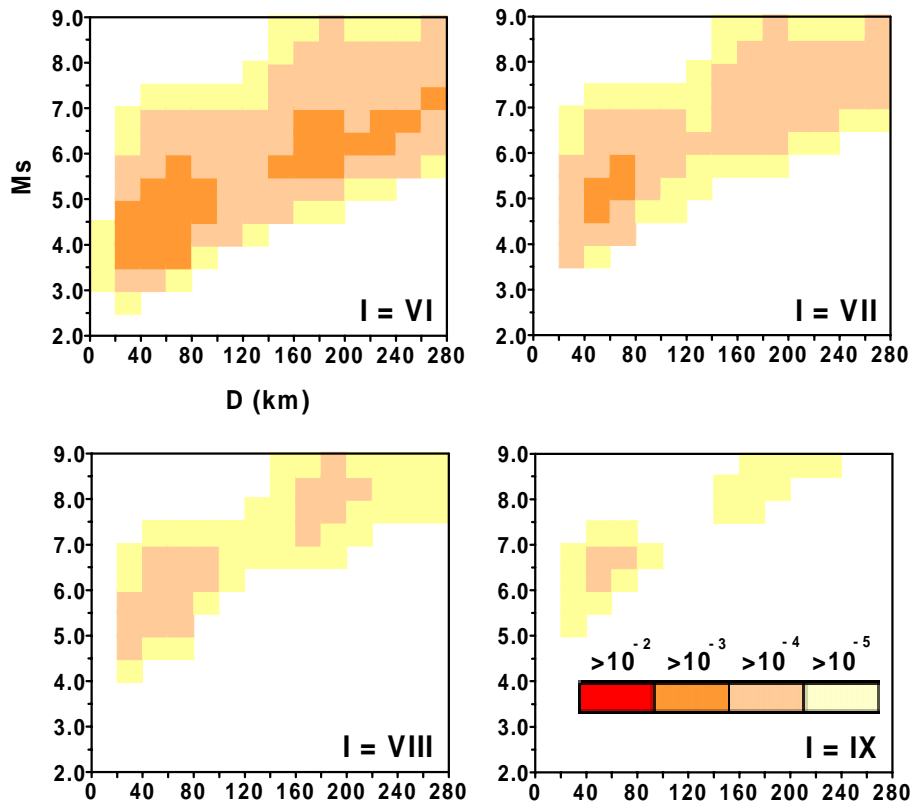


Figura 5.14. Desagregación de la peligrosidad en distancia y magnitud (probabilidad anual de excedencia con la que contribuye la celda $(\Delta D, \Delta M_s)$), para las intensidades VI, VII, VIII y IX, en la ciudad de Faro.

En el rango de distancias más lejanas a la localización se debería destacar toda la sismicidad localizada al W y SW del Cabo de San Vicente (terremotos del 09/12/1320, 24/08/1356, 01/11/1755, 31/03/1761, 12/04/1773, 28/02/1969, etc.), y quizás también una menor contribución del foco sísmico de Setúbal (terremoto del 11/11/1858).

En lo referente al núcleo de contribución a la peligrosidad más cercano a la localización, se ha de destacar de manera más importante la contribución de focos sísmicos tan energéticos como los de Tavira (terremoto de 27/12/1722), Golfo de Cádiz (terremotos de 20/10/1883 y 10/11/1953), Cabo de San Vicente (terremoto de 21/08/1937), Boliqueime (terremoto de 22/02/1952) y SE del Cabo de San Vicente (terremotos de 16/06/1956 y 14/06/1972).

Lisboa. La desagregación de la peligrosidad para esta ciudad aparece reflejada en la figura 5.15.

De nuevo, al igual que para la ciudad de Faro, para todos los niveles de intensidad estudiados aparecen claramente dos núcleos de peligrosidad. El primero debido a la sismicidad más cercana, en donde influyen terremotos situados hasta unos 80 km de la localización, para el caso de las intensidades VIII y IX, y hasta unos 120 km para las intensidades VI y VII. También

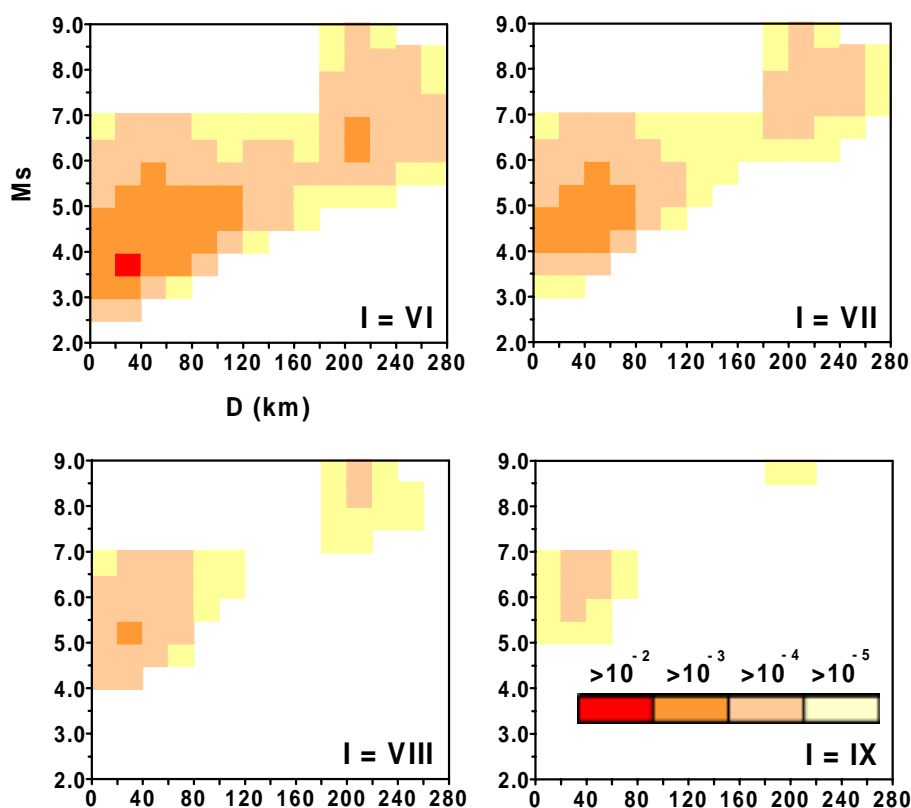


Figura 5.15. Desagregación de la peligrosidad en distancia y magnitud (probabilidad anual de excedencia con la que contribuye la celda $(\Delta D, \Delta M_s)$), para las intensidades VI, VII, VIII y IX, en la ciudad de Lisboa.

un segundo núcleo, entre los 180 km y 240 km, para el caso de las intensidades VIII y IX, ampliándose hasta el rango de distancias comprendido entre los 160 km y 280 km, para las intensidades VI y VII.

Para las intensidades VIII y IX, y para el rango de distancias 0-80 km, la contribución más relevante es debida a los focos sísmicos de Setúbal (terremoto de 11/11/1858) y Benavente (terremoto de 23/04/1909). Es justamente la contribución de estos dos terremotos, de forma prioritaria, la que produce los máximos de peligrosidad para cualquier valor de intensidad en la ciudad de Lisboa. Por otro lado, la peligrosidad que aparece concentrada entre los 180 km y 240 km de distancia es debida fundamentalmente a los terremotos muy energéticos localizados al W del Cabo de San Vicente (terremotos de 31/03/1761 y 12/04/1773); en la contribución para distancias superiores a los 240 km (240-280 km) se tendría que incluir la sismicidad del SW del Cabo de San Vicente.

Para las intensidades VI y VII aparecen los mismos núcleos pero más ensanchados. Es necesario incluir terremotos, no tan energéticos como los anteriores, a distancias cercanas e intermedias de la ciudad de Lisboa. Podemos citar los focos sísmicos de Setúbal (terremoto de 08/12/1756), Alentejo (terremoto de 10/10/1757), Lisboa (terremoto de 30/12/1757), Évora

(terremoto de 01/04/1761), Macas (terremoto de 16/11/1909), Condeixa (terremoto de 12/08/1948), Montalvo (terremoto de 07/04/1978) o Rio Maior (terremoto de 08/04/1989).

Para terminar con los resultados de desagregación, en la tabla 5.IV se presentan particularizados por ciudades e intensidades los valores de la distancia y magnitud que más significativamente contribuyen a la peligrosidad dado un determinado nivel de movimiento del suelo; es lo que Bernreuter (1992) denomina terremoto de control (*controlling earthquake*) o McGuire (1995) terremoto de diseño (*design earthquake*). Se incluye en la tabla el valor de la probabilidad anual de excedencia de la intensidad dada en la localización (P_{total}) y, los valores del terremoto de control, utilizando los criterios de moda y media; en el caso de la moda se indica con cuánta probabilidad anual ($P_{máxima}$) contribuye dicha celda ($\Delta D, \Delta M_S$).

Se observa cómo, para las ciudades de Barcelona, Alicante y Granada, la diferencia entre un criterio y otro nos lleva a resultados similares. Para la ciudad de Málaga observamos una leve diferencia, en especial para las intensidades VI y VII, aunque poco significativa. Finalmente, tanto en las ciudades de Faro como Lisboa, la diferencia llega a ser bastante importante; un criterio y otro proporcionan resultados radicalmente distintos. Esto último era previsible a la luz del gráfico de desagregación para estas dos ciudades, en donde se observaban dos núcleos claros y separados de peligrosidad; evidentemente, el valor medio (centroide) se encontrará a medio camino entre ambos.

Para estas dos ciudades se han representado en la figura 5.16 los resultados numéricos de la tabla 5.IV, a la hora de apreciar visualmente mejor esta diferencia en los resultados. Un criterio conservativo nos llevaría a tomar como terremoto de control el proporcionado por la moda, pero sin llegar a olvidar que hay otro núcleo de sismicidad más distante que el primero, capaz de generar también un importante nivel de peligrosidad en la localización.

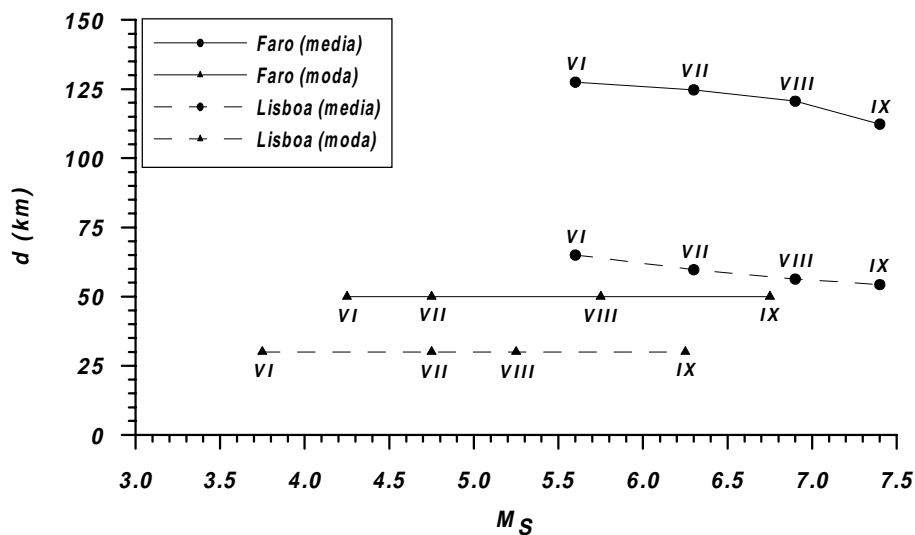


Figura 5.16. Terremoto de control calculado mediante la media y moda de la peligrosidad, para las ciudades de Faro y Lisboa, tras el análisis de la desagregación.

Tabla 5.IV. Terremoto de control para cada localización (moda/máximo y media)

	<i>I</i>	P_{total}	Moda			Valor medio	
			$P_{máxima}$	ΔD (km)	ΔM_S	<i>D</i> (km)	M_S
Barcelona	VI	0.0007	0.0002	20 - 40	5.0 - 5.5	27.5	4.8
	VII	0.0001	0.0000	0 - 20	4.5 - 5.0	14.1	4.9
Alicante	VI	0.0086	0.0012	20 - 40	5.0 - 5.5	27.8	5.2
	VII	0.0021	0.0003	0 - 20	4.5 - 5.0	25.2	5.8
	VIII	0.0004	0.0001	20 - 40	6.5 - 7.0	22.9	6.3
	IX	0.0001	0.0000	0 - 20	6.5 - 7.0	18.3	6.8
Málaga	VI	0.0145	0.0019	20 - 40	4.5 - 5.0	40.8	5.2
	VII	0.0033	0.0004	0 - 20	4.5 - 5.0	29.6	5.7
	VIII	0.0008	0.0001	0 - 20	5.5 - 6.0	23.6	6.2
	IX	0.0002	0.0000	0 - 20	6.0 - 6.5	18.2	6.6
Granada	VI	0.0464	0.0103	0 - 20	4.0 - 4.5	18.5	4.6
	VII	0.0131	0.0038	0 - 20	4.5 - 5.0	15.2	5.1
	VIII	0.0031	0.0008	0 - 20	5.0 - 5.5	13.4	5.8
	IX	0.0007	0.0002	0 - 20	6.0 - 6.5	11.7	6.4
Faro	VI	0.0804	0.0050	40 - 60	4.0 - 4.5	127.5	5.6
	VII	0.0253	0.0016	40 - 60	4.5 - 5.0	124.7	6.3
	VIII	0.0068	0.0005	40 - 60	5.5 - 6.0	120.6	6.9
	IX	0.0013	0.0001	40 - 60	6.5 - 7.0	112.3	7.4
Lisboa	VI	0.1162	0.0102	20 - 40	3.5 - 4.0	65.0	5.6
	VII	0.0357	0.0036	20 - 40	4.5 - 5.0	59.7	6.3
	VIII	0.0088	0.0011	20 - 40	5.0 - 5.5	56.3	6.9
	IX	0.0016	0.0003	20 - 40	6.0 - 6.5	54.3	7.4

4. Comparación con Otros Resultados de Peligrosidad

A continuación se van a comparar los resultados obtenidos de peligrosidad en la Península Ibérica con otros resultados, más o menos recientes, de peligrosidad. Nos centraremos en tres cálculos, los realizados y planteados en IGN (1991), Molina (1998) y, Giardini *et al.* (1999) y Jiménez *et al.* (1999). Debido a que no ha sido utilizada hasta este momento la metodología que se presenta en este trabajo para el cálculo de la peligrosidad sísmica en la Península, los tres trabajos citados anteriormente que nos servirán para comparar los resultados se han elegido entre los que utilizan el conocido método zonificado de cálculo.

Comparación con el trabajo de Giardini et al. (1999) y Jiménez et al. (1999). El pasado año se presentaba el llamado *Global Seismic Hazard Map* como conclusión de los trabajos dentro del proyecto *Global Seismic Hazard Assessment Program* (GSHAP) emprendido por el *International Lithosphere Program* (ILP) bajo los auspicios del *International Council of Scientific Unions* (ICSU). El resultado es un mapa de peligrosidad sísmica mundial, el cual se ha construido utilizando el método zonificado y en general aplicando el software FRISK88M (Risk Engineering). Para ello se han integrado diferentes resultados, entre el que se destacará el mapa de peligrosidad en el área Ibero-Mogrebí (Jiménez *et al.*, 1999) el cual se comenta a continuación y compara con el resultado de este trabajo.

El resultado final del trabajo de Jiménez *et al.* (1999) se muestra en el Apéndice I, en el gráfico A.I.6, en el que se muestra la aceleración sísmica esperada con período de retorno de 475 años. Para su cálculo se ha empleado el software SEISRISK III (Bender y Perkins, 1987). El mapa que se muestra es un resultado típico de la metodología zonificada en el sentido de que a partir de éste no es difícil inferir cual fue la geometría de las fuentes utilizadas. Además de ser un mapa excesivamente suavizado, la escala a la que se ha construido hace que no aparezcan, y consecuentemente se puedan observar, detalles muy concretos. Las zonas de mayor peligrosidad sísmica (entre 1.6 y 2.4 m/s²) de la Península Ibérica son las zonas de la desembocadura del Tajo, en Portugal, y zona de Olot (Gerona), Vega del Segura (Alicante), y provincias de Almería y Granada (a excepción de su zona más al Norte), en España.

Con relación a los resultados obtenidos en el primer apartado de este Capítulo, se observa en el trabajo de Jiménez *et al.* (1999), además de una menor definición, en principio una sobrevaluación de la peligrosidad en toda la Cornisa Cantábrica, Galicia, mitad Norte de Portugal y zona costera de Cataluña. Por otro lado, en lo referente al Sureste peninsular, observamos una sobrevaluación en la provincia de Almería y Vega del Segura (Alicante); por el contrario, aparece infraevaluada la peligrosidad en los focos sísmicos de Carmona (Sevilla) y Montilla (Córdoba). Finalmente, se observa también una importante infraevaluación de la peligrosidad en la mitad Sur de Portugal; considerar que en la zona del entorno del Cabo de San Vicente la intensidad (aceleración) esperada en un tiempo de exposición de 475 años no llega siquiera al valor VIII (1.6 m/s²) no parece muy realista a tenor de los datos históricos (ver el Apéndice II, tabla A.II.II).

Comparación con el trabajo del IGN (1991). Este es el mapa de peligrosidad sísmica de España realizado por el Grupo de Trabajo de Peligrosidad y Riesgo Sísmico del Instituto Geográfico Nacional. Se ha utilizado el método zonificado, tal que también es fácil inferir la geometría de alguna de las fuentes sísmicas que se utilizaron. En el Apéndice I, gráfico A.I.7, se muestra el resultado de la intensidad sísmica esperada con período de retorno de 1000 años, datos que se pasan a comentar y a comparar con los obtenidos en este trabajo de intensidad sísmica esperada con período de retorno de 975 años (figura 5.7).

Como zonas con una peligrosidad sísmica más elevada pueden citarse, por un lado, la zona que comprende Granada y Arenas del Rey, en donde se observa una intensidad de X, y por otro, el límite de la provincia de Málaga con la de Granada, prácticamente toda la provincia de Granada, la provincia de Almería, los límites de la provincia de Murcia con la de Granada y Sur de la provincia de Alicante, así como toda la mitad Sur de la provincia de Alicante, en donde puede observarse una intensidad IX. Si se compara este resultado con el mostrado en la figura 5.7, se nota en general una cierta sobrevaluación de la peligrosidad (podría considerarse un mapa de peligrosidad genuinamente conservativo), que llega a ser de 1½ unidades en la zona de Granada y Arenas del Rey, en la mitad Norte de la provincia de Almería, en buena parte del Sistema Ibérico y en la práctica totalidad de la zona costera de Cataluña. Sobrevaluaciones de entre ½ y 1 unidad pueden observarse en gran parte del territorio nacional. También pueden observarse ciertas zonas con menor peligrosidad sísmica (infraevaluaciones), con valores comprendidos entre ½ y 1 unidad, como son buena parte de la mitad Sur de Galicia y los focos sísmicos de Becerrá (Lugo), Carmona (Sevilla) y Alcoy (Alicante) - Onteniente y Tabernes (Valencia).

Finalmente, se ha de notar cómo se ha obtenido un mapa de peligrosidad, sin utilizar fuentes sísmicas propiamente en el proceso de cálculo, con prácticamente la misma morfología que uno obtenido mediante un método puramente zonificado (IGN, 1991).

Comparación con el trabajo de Molina (1998). El trabajo de Molina (1998), aunque obedece también al cálculo según la metodología zonificada (en este caso se restringe al cálculo de la peligrosidad en la zona de contacto entre Iberia y África), el hecho de la gran profusión de fuentes utilizadas, del orden de 125 en la zona de cálculo, hace que los resultados sean más parecidos a la metodología que se presenta aquí que en los dos casos anteriores. En el Apéndice I, gráfico A.I.8, se muestra el resultado de la aceleración sísmica con período de retorno de 1000 años para los niveles de significación del 63 (valor medio o esperado) y 90%, datos que se pasan a comentar y a comparar con los obtenidos en este trabajo de aceleración sísmica con período de retorno de 975 años (figura 5.7), teniendo en cuenta que el resultado que se representa es el valor con nivel de significación del 50%; como se verá en el próximo Capítulo, la diferencia entre los valores de peligrosidad con niveles de significación del 50 y 63%, en el peor de los casos llega a ser de 0.2 unidades en intensidad, independientemente de la localización y período de retorno que se considere.

Los valores máximos de peligrosidad, en el trabajo de Molina (1998), se obtienen en la Vega del Segura y Cabo de San Vicente con valores de intensidad VIII-IX (aceleración $\sim 0.20 \text{ m/s}^2$). El valor VIII (0.15 m/s^2) se observa también en estas mismas zonas, aunque en Portugal se extiende a toda la costa centro y Sur portuguesa. De forma significativa se observa el valor VII-VIII ($\sim 0.10 \text{ m/s}^2$) en la zona que abarca el Sureste de la provincia de Málaga, Sur de la provincia de Granada y la zona más al Suroeste de Almería. Comparando este resultado con el obtenido en este trabajo (figura 5.7), se observa en general menor peligrosidad en los resultados de Molina (1998). En el foco sísmico de Torre vieja el valor obtenido es idéntico, pero es del orden de $1\frac{1}{2}$ unidades inferior en el Cabo de San Vicente, costa centro y Sur de Portugal, y focos sísmicos de Carmona (Sevilla) y Alhaurín el Grande (Málaga), y del orden de una unidad inferior en los focos sísmicos de Montilla (Córdoba), Oeste de la provincia de Jaén (focos sísmicos de los terremotos de 1951), zona de Arenas del Rey - Granada y zona más al Suroeste de Almería.

En general podríamos decir que el resultado de peligrosidad obtenido en este trabajo es una peligrosidad intermedia entre la calculada en los trabajos del IGN (1991) y Molina (1998), aunque más parecida a la calculada en el trabajo de Molina (1998) para la zona de contacto entre Iberia y África, no sólo en valor, sino también en el menor suavizado del mapa final de peligrosidad. La metodología mixta que se propone en este trabajo se encuentra cerca, en lo referente a la morfología del resultado, de lo que sería un método zonificado en el que se utilizara una gran cantidad de fuentes sísmicas, con la ventaja de no tener que definir las ni calcular los distintos parámetros (a , b , m_{max} , ...) en cada una de ellas.

Capítulo 6

**RESULTADOS: INCERTIDUMBRES
Y SENSIBILIDADES**



- 1. Incertidumbre en el Cálculo de la Peligrosidad*
- 2. Sensibilidad*

Capítulo 6. Resultados: Incertidumbres y Sensibilidades

En este Capítulo se van a presentar los resultados obtenidos, en las seis localizaciones de interés que se indicaron en el Capítulo 4, para la incertidumbre en el cálculo de la peligrosidad debida a los parámetros b y m_{max} , así como la total, además de un estudio de sensibilidad de la metodología empleada a diferentes parámetros que intervienen en el proceso.

1. Incertidumbre en el Cálculo de la Peligrosidad

Como se comentó en el Capítulo 4, se ha calculado de forma separada la incertidumbre en las localizaciones de interés debido a los parámetros b y m_{max} . Para ello, se simula el parámetro en cuestión, sólo para la fuente sísmica en la que se encuentra la localización dada, haciéndolo variar de forma que siga una distribución normal, atendiendo a los valores de los parámetros b y σ_b para cada fuente que se mostraron en la tabla 3.V y, a los valores de los parámetros m_{max} y $\sigma_{m_{max}}$ para cada fuente y modelo que aparecen en la tabla 4.III.

Incertidumbre debida al parámetro b . El primer resultado se muestra en la tabla 6.I, en donde se observa la incertidumbre en la peligrosidad calculada (intensidad esperada) en cada localización y para cada modelo debida a la incertidumbre en el conocimiento del parámetro b de la fuente en que se encuentra la localización de interés (Barcelona en la I_{b3} , Alicante, Málaga y Granada en la B_b , Faro en la AI_{b2} y, Lisboa en la IO_{b1}); sólo se muestran los valores de la incertidumbre, los valores medios de la peligrosidad son los que se pudieron observar en las tablas 5.II y 5.III. Al mantener constantes todos los parámetros de la propia fuente y de las demás y variar sólo el parámetro b , el resultado se ajusta prácticamente a una distribución normal de la que se muestra el valor de la desviación (la distribución de intensidades esperadas es una normal, a diferencia de la probabilidad anual de superación, que sigue una lognormal).

Tabla 6.I. Incertidumbre debida al parámetro b en cada localización, para cada modelo (σ_I , σ_{II} , σ_{III} y σ_{IV}) y final (σ).

	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	σ_I	σ_{II}	σ_{III}	σ_{IV}	σ	σ_I	σ_{II}	σ_{III}	σ_{IV}	σ	σ_I	σ_{II}	σ_{III}	σ_{IV}	σ
Barcelona	0.10	0.14	0.10	0.07	0.10	*	0.14	0.11	*	*	*	*	*	*	*
Alicante	0.07	0.05	0.14	0.14	0.12	0.07	0.05	0.14	0.15	0.12	0.05	0.06	0.11	0.13	0.09
Málaga	0.04	0.01	0.12	0.14	0.11	0.04	0.01	0.11	0.15	0.10	0.04	0.02	0.07	0.13	0.08
Granada	0.04	0.05	0.14	0.14	0.11	0.05	0.05	0.15	0.15	0.12	0.06	0.06	0.14	0.14	0.11
Faro	0.19	0.18	0.13	0.00	0.13	0.20	0.20	0.14	0.00	0.15	0.19	0.20	0.16	0.00	0.16
Lisboa	0.06	0.06	0.13	0.12	0.10	0.07	0.07	0.15	0.13	0.12	0.08	0.08	0.18	0.16	0.13

(*) Ciertas simulaciones proporcionan valores inferiores a la mínima intensidad de cálculo (V), por lo que el valor de la incertidumbre obtenido no es fiable.

Se quiere hacer de nuevo incapié en que la incertidumbre es sólo debida al parámetro b de la propia fuente; en las localizaciones cercanas a una frontera entre fuentes, también tendría cierta influencia la incertidumbre en el conocimiento del parámetro b de la otra fuente.

Se observa cómo la incertidumbre final es prácticamente independiente del tiempo de exposición que se considere, estando comprendida entre los valores 0.10 y 0.15. No es igual en cambio dependiendo del modelo que se tenga en cuenta (a mayor número de terremotos en las inmediaciones de la localización mayor será la incertidumbre debida a este parámetro). Se puede destacar, como curiosidad, la incertidumbre nula para el modelo IV en la localización de Faro; se debe a que en la fuente AI_{b2} no aparece ningún terremoto en el modelo IV. Tampoco se observa una diferencia excesiva entre la incertidumbre en las diferentes localizaciones, aunque quizás sea algo superior en la ciudad de Faro.

Incertidumbre debida al parámetro m_{max} . El resultado se muestra en la tabla 6.II, en donde se observa la incertidumbre en la peligrosidad calculada (intensidad esperada) en cada localización y para cada modelo debida a la incertidumbre en el conocimiento del parámetro m_{max} de la fuente en que se encuentra la localización de interés; al igual que en el anterior resultado sólo se muestran los valores de la incertidumbre. De nuevo, al mantener constantes todos los parámetros de la propia fuente y de las demás, y variar sólo el parámetro m_{max} , el resultado se ajusta prácticamente a una distribución normal de la que se muestra el valor de la desviación.

Tabla 6.II. Incertidumbre debida al parámetro m_{max} en cada localización, para cada modelo (σ_I , σ_{II} , σ_{III} y σ_{IV}) y final (σ).

	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	σ_I	σ_{II}	σ_{III}	σ_{IV}	σ	σ_I	σ_{II}	σ_{III}	σ_{IV}	σ	σ_I	σ_{II}	σ_{III}	σ_{IV}	σ
Barcelona	*	0.38	0.34	0.27	*	*	0.34	*	*	*	*	*	*	*	*
Alicante	0.25	0.37	0.25	0.31	0.30	0.19	0.33	0.19	0.23	0.24	0.16	0.22	0.08	0.09	0.15
Málaga	0.30	0.17	0.27	0.26	0.26	0.26	0.15	0.18	0.20	0.20	0.19	0.14	0.07	0.09	0.13
Granada	0.43	0.39	0.25	0.24	0.32	0.39	0.34	0.19	0.19	0.27	0.27	0.23	0.09	0.10	0.19
Faro	0.19	0.20	0.12	0.00	0.13	0.15	0.15	0.10	0.00	0.11	0.07	0.07	0.00	0.00	0.05
Lisboa	0.37	0.34	0.33	0.31	0.33	0.34	0.31	0.28	0.27	0.30	0.26	0.23	0.17	0.15	0.21

(*) Ciertas simulaciones proporcionan valores inferiores a la mínima intensidad de cálculo (V), por lo que el valor de la incertidumbre obtenido no es fiable.

En este caso, la incertidumbre final depende del tiempo de exposición que se considere, tal que aumenta al aumentar éste; entre los valores obtenidos para la probabilidad anual de superación del 39.3% y del 5% en 50 años se observa una variación en la incertidumbre que oscila entre 0.10 y 0.15 grados de intensidad. Atendiendo al modelo que se considera, también aumenta la incertidumbre dado un determinado modelo cuanto mayor es el tiempo de exposición; esto es debido al aumento en la incertidumbre del parámetro m_{max} (ver tabla 4.III) de forma general al aumentar el tiempo de exposición (modelo en cuestión). Se observan prácticamente los mismos valores de incertidumbre en las diferentes localizaciones, a excepción de la ciudad Faro, en donde estos son notablemente inferiores; se debe seguramente, por un lado a la menor sismicidad de esta fuente, y por otro al hecho de encontrarse cerca de la frontera

entre dos fuentes, por lo que la fuente AI_{b2} en la que se encuentra no nos representa totalmente la incertidumbre en esta localización.

Incertidumbre total. En este apartado se mostrará la incertidumbre en la peligrosidad calculada (aceleración e intensidad esperada) en cada localización y para cada modelo debida a la incertidumbre en el conocimiento de los parámetros b , m_{max} y profundidad de las distintas fuentes. En este caso, como se indicó en el Capítulo 4, se simularán los anteriores tres parámetros siguiendo una distribución normal; se impone la ligadura al simular las fuentes "superficiales" de que la profundidad quede comprendida entre 0 y 30 km, por lo que la simulación de este parámetro no sigue estrictamente una distribución normal.

Los resultados que se obtienen no siguen, ni siquiera en intensidades esperadas, una distribución normal, por lo que en este caso se prefiere dar como resultado final de la incertidumbre el valor de la intensidad o aceleración esperada para distintos niveles de confianza (niveles de significación) o percentiles, es decir, el resultado intensidad o aceleración esperada x con nivel de confianza α indica que hay una probabilidad del $100 \cdot \alpha$ % de que no se supere el valor de x : $P(\xi \leq x) = \alpha = F(x)$. En realidad se están dando distintos valores de x para los que la función de distribución de intensidades o aceleraciones esperadas F toma como valor α . Los valores de α que se consideran son los recomendados por SSHAC (1997), es decir, los valores de 0.05, 0.15, 0.50 (mediana), 0.63 (valor medio o esperado) 0.85 y 0.95.

A continuación, en las siguientes tablas (tablas 6.III a 6.XIV) se observa la incertidumbre total en la peligrosidad calculada en cada localización y para cada modelo. Los resultados se muestran tanto en intensidad como en aceleración esperada.

Tabla 6.III. Incertidumbre total en la intensidad esperada en la ciudad de Barcelona, para cada modelo (I_I, I_{II}, I_{III} e I_{IV}) y final (I).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I
0.05	5.0*	5.6	5.1	5.0*	5.1 ¹	5.0*	5.3	5.0*	5.0*	5.1 ¹	5.0*	5.0*	5.0*	5.0*	5.0 *
0.15	5.0	6.0	5.5	5.0*	5.3 ¹	5.0*	5.6	5.1	5.0*	5.2 ¹	5.0*	5.0*	5.0*	5.0*	5.0 *
0.50	5.4	6.4	5.8	5.4	5.7	5.2	6.0	5.5	5.1	5.4	5.0*	5.1	5.0*	5.0*	5.0 ¹
0.63	5.6	6.5	5.9	5.5	5.8	5.2	6.1	5.5	5.2	5.5	5.0*	5.1	5.0*	5.0*	5.0 ¹
0.85	5.9	6.8	6.2	5.8	6.1	5.5	6.4	5.8	5.5	5.8	5.0*	5.3	5.0*	5.0*	5.1 ¹
0.95	6.1	7.0	6.3	6.0	6.3	5.7	6.6	5.9	5.6	5.9	5.0*	5.5	5.0*	5.0*	5.1 ¹

(*) El resultado obtenido es realmente inferior a la mínima intensidad de cálculo (V).

(¹) El resultado se obtiene promediando valores, algunos de los cuales realmente son inferiores a la mínima intensidad de cálculo (V).

Tabla 6.IV. Incertidumbre total en la aceleración esperada (m/s^2) en la ciudad de Barcelona, para cada modelo (a_I , a_{II} , a_{III} y a_{IV}) y final (a).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a
0.05	0.19*	0.28	0.20	0.19*	0.20 ¹	0.19*	0.23	0.19*	0.19*	0.20 ¹	0.19*	0.19*	0.19*	0.19*	0.19 *
0.15	0.19	0.38	0.27	0.19*	0.23 ¹	0.19*	0.28	0.20	0.19*	0.22 ¹	0.19*	0.19*	0.19*	0.19*	0.19 *
0.50	0.25	0.49	0.33	0.25	0.30	0.22	0.38	0.27	0.20	0.25	0.19*	0.20	0.19*	0.19*	0.19 ¹
0.63	0.28	0.53	0.35	0.27	0.33	0.22	0.40	0.27	0.22	0.27	0.19*	0.20	0.19*	0.19*	0.19 ¹
0.85	0.35	0.65	0.43	0.33	0.40	0.27	0.49	0.33	0.27	0.33	0.19*	0.23	0.19*	0.19*	0.20 ¹
0.95	0.40	0.75	0.46	0.38	0.46	0.30	0.57	0.35	0.28	0.35	0.19*	0.27	0.19*	0.19*	0.20 ¹

(*) El resultado obtenido es realmente inferior a la mínima aceleración de cálculo (0.19).

(¹) El resultado se obtiene promediando valores, algunos de los cuales realmente son inferiores a la mínima aceleración de cálculo (0.19).

Tabla 6.V. Incertidumbre total en la intensidad esperada en la ciudad de Alicante, para cada modelo (I_I , I_{II} , I_{III} e I_{IV}) y final (I).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I
0.05	6.2	6.1	7.0	7.4	6.8	5.8	5.8	6.6	7.1	6.4	5.0*	5.1	5.5	6.1	5.4 ¹
0.15	6.5	6.4	7.1	7.7	7.1	6.1	6.1	6.7	7.3	6.6	5.1	5.3	5.7	6.2	5.6
0.50	7.1	6.9	7.5	8.1	7.5	6.6	6.5	7.0	7.6	7.0	7.4	5.6	5.8	6.4	5.8
0.63	7.2	7.3	7.6	8.2	7.7	6.8	6.7	7.1	7.7	7.1	5.6	5.7	5.9	6.5	5.9
0.85	7.5	7.3	7.7	8.4	7.9	7.0	6.9	7.2	7.8	7.3	5.8	5.9	6.0	6.6	6.1
0.95	7.6	7.4	7.9	8.5	8.0	7.1	7.0	7.3	8.0	7.4	5.8	6.0	6.1	6.7	6.2

(*) El resultado obtenido es realmente inferior a la mínima intensidad de cálculo (V).

(¹) El resultado se obtiene promediando valores, algunos de los cuales realmente son inferiores a la mínima intensidad de cálculo (V).

Tabla 6.VI. Incertidumbre total en la aceleración esperada (m/s^2) en la ciudad de Alicante, para cada modelo (a_I , a_{II} , a_{III} y a_{IV}) y final (a).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a
0.05	0.43	0.40	0.75	0.99	0.65	0.33	0.33	0.57	0.80	0.49	0.19*	0.20	0.27	0.40	0.25 ¹
0.15	0.53	0.49	0.80	1.22	0.80	0.40	0.40	0.61	0.92	0.57	0.20	0.23	0.30	0.43	0.28
0.50	0.80	0.70	1.06	1.61	1.06	0.57	0.53	0.75	1.14	0.75	0.99	0.28	0.33	0.49	0.33
0.63	0.86	0.92	1.14	1.72	1.22	0.65	0.61	0.80	1.22	0.80	0.28	0.30	0.35	0.53	0.35
0.85	1.06	0.92	1.22	1.98	1.40	0.75	0.70	0.86	1.31	0.92	0.33	0.35	0.38	0.57	0.40
0.95	1.14	0.99	1.40	2.12	1.50	0.80	0.75	0.92	1.50	0.99	0.33	0.38	0.40	0.61	0.43

(*) El resultado obtenido es realmente inferior a la mínima aceleración de cálculo (0.19).

(¹) El resultado se obtiene promediando valores, algunos de los cuales realmente son inferiores a la mínima aceleración de cálculo (0.19).

Tabla 6.VII. Incertidumbre total en la intensidad esperada en la ciudad de Málaga, para cada modelo (I_I , I_{II} , I_{III} e I_{IV}) y final (I).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I
0.05	6.7	6.6	7.1	8.0	7.3	6.5	6.4	6.8	7.6	6.9	5.9	5.7	6.0	6.6	6.1
0.15	6.8	6.6	7.2	8.2	7.4	6.6	6.4	6.9	7.8	7.0	6.0	5.8	6.1	6.7	6.2
0.50	7.1	6.7	7.5	8.6	7.7	6.9	6.5	7.1	8.2	7.3	6.2	5.9	6.2	7.0	6.3
0.63	7.3	6.8	7.6	8.7	7.8	7.0	6.6	7.2	8.2	7.3	6.3	6.0	6.3	7.1	6.4
0.85	7.4	7.0	7.8	8.9	8.0	7.1	6.7	7.3	8.4	7.5	6.4	6.1	6.4	7.2	6.5
0.95	7.6	7.1	7.9	9.1	8.2	7.3	6.8	7.4	8.6	7.6	6.5	6.2	6.5	7.3	6.6

Tabla 6.VIII. Incertidumbre total en la aceleración esperada (m/s^2) en la ciudad de Málaga, para cada modelo (a_I , a_{II} , a_{III} y a_{IV}) y final (a).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a
0.05	0.61	0.57	0.80	1.50	0.92	0.53	0.49	0.65	1.14	0.70	0.35	0.30	0.38	0.57	0.40
0.15	0.65	0.57	0.86	1.72	0.99	0.57	0.49	0.70	1.31	0.75	0.38	0.33	0.40	0.61	0.43
0.50	0.80	0.61	1.06	2.27	1.22	0.70	0.53	0.80	1.72	0.92	0.43	0.35	0.43	0.75	0.46
0.63	0.92	0.65	1.14	2.44	1.31	0.75	0.57	0.86	1.72	0.92	0.46	0.38	0.46	0.80	0.49
0.85	0.99	0.75	1.31	2.80	1.50	0.80	0.61	0.92	1.98	1.06	0.49	0.40	0.49	0.86	0.53
0.95	1.14	0.80	1.40	3.22	1.72	0.92	0.65	0.99	2.27	1.14	0.53	0.43	0.53	0.92	0.57

Tabla 6.IX. Incertidumbre total en la intensidad esperada en la ciudad de Granada, para cada modelo (I_I , I_{II} , I_{III} e I_{IV}) y final (I).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I
0.05	7.1	6.9	8.4	8.4	7.8	6.9	6.7	8.0	8.0	7.5	6.3	6.0	6.9	7.0	6.6
0.15	7.4	7.2	8.6	8.7	8.1	7.2	6.9	8.2	8.2	7.7	6.5	6.2	7.0	7.1	6.7
0.50	8.0	7.7	9.0	9.1	8.6	7.7	7.4	8.5	8.6	8.2	7.0	6.6	7.4	7.5	7.1
0.63	8.1	7.9	9.1	9.2	8.7	7.9	7.5	8.7	8.7	8.3	7.1	6.7	7.5	7.6	7.2
0.85	8.4	8.2	9.3	9.4	8.9	8.2	7.9	8.8	8.9	8.5	7.4	6.9	7.6	7.7	7.4
0.95	8.7	8.4	9.5	9.5	9.1	8.4	8.0	9.0	9.1	8.7	7.5	7.0	7.7	7.8	7.5

Tabla 6.X. Incertidumbre total en la aceleración esperada (m/s^2) en la ciudad de Granada, para cada modelo (a_I , a_{II} , a_{III} y a_{IV}) y final (a).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a
0.05	0.80	0.70	1.98	1.98	1.31	0.70	0.61	1.50	1.50	1.06	0.46	0.38	0.70	0.75	0.57
0.15	0.99	0.86	2.27	2.44	1.61	0.86	0.70	1.72	1.72	1.22	0.53	0.43	0.75	0.80	0.61
0.50	1.50	1.22	3.00	3.22	2.27	1.22	0.99	2.12	2.27	1.72	0.75	0.57	0.99	1.06	0.80
0.63	1.61	1.40	3.22	3.45	2.44	1.40	1.06	2.44	2.44	1.85	0.80	0.61	1.06	1.14	0.86
0.85	1.98	1.72	3.69	3.96	2.80	1.72	1.40	2.61	2.80	2.12	0.99	0.70	1.14	1.22	0.99
0.95	2.44	1.98	4.24	4.24	3.22	1.98	1.50	3.00	3.22	2.44	1.06	0.75	1.22	1.31	1.06

Tabla 6.XI. Incertidumbre total en la intensidad esperada en la ciudad de Faro,
para cada modelo (I_I , I_{II} , I_{III} e I_{IV}) y final (I).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I
0.05	8.7	8.4	8.8	8.5	8.6	8.3	8.1	8.5	8.2	8.3	7.5	7.2	7.5	7.2	7.4
0.15	8.8	8.6	9.0	8.7	8.8	8.5	8.3	8.6	8.4	8.5	7.6	7.3	7.6	7.4	7.5
0.50	9.1	8.9	9.3	9.1	9.1	8.8	8.5	8.9	8.7	8.7	7.8	7.6	7.8	7.7	7.7
0.63	9.2	9.0	9.3	9.2	9.2	8.9	8.6	9.0	8.8	8.8	7.9	7.7	7.9	7.8	7.8
0.85	9.4	9.2	9.5	9.3	9.3	9.0	8.8	9.1	9.0	9.0	8.1	7.8	8.0	8.0	8.0
0.95	9.5	9.3	9.6	9.5	9.5	9.2	8.9	9.2	9.2	9.1	8.2	8.0	8.2	8.1	8.1

Tabla 6.XII. Incertidumbre total en la aceleración esperada (m/s^2) en la ciudad de Faro,
para cada modelo (a_I , a_{II} , a_{III} y a_{IV}) y final (a).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a
0.05	2.44	1.98	2.61	2.12	2.27	1.85	1.61	2.12	1.72	1.85	1.06	0.86	1.06	0.86	0.99
0.15	2.61	2.27	3.00	2.44	2.61	2.12	1.85	2.27	1.98	2.12	1.14	0.92	1.14	0.99	1.06
0.50	3.22	2.80	3.69	3.22	3.22	2.61	2.12	2.80	2.44	2.44	1.31	1.14	1.31	1.22	1.22
0.63	3.45	3.00	3.69	3.45	3.45	2.80	2.27	3.00	2.61	2.61	1.40	1.22	1.40	1.31	1.31
0.85	3.96	3.45	4.24	3.69	3.69	3.00	2.61	3.22	3.00	3.00	1.61	1.31	1.50	1.50	1.50
0.95	4.24	3.69	4.55	4.24	4.24	3.45	2.80	3.45	3.45	3.22	1.72	1.50	1.72	1.61	1.61

Tabla 6.XIII. Incertidumbre total en la intensidad esperada en la ciudad de Lisboa,
para cada modelo (I_I , I_{II} , I_{III} e I_{IV}) y final (I).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I	I_I	I_{II}	I_{III}	I_{IV}	I
0.05	7.5	7.7	8.8	8.8	8.3	7.3	7.5	8.5	8.5	8.1	6.7	6.9	7.8	7.8	7.3
0.15	7.7	8.0	9.0	9.0	8.5	7.5	7.7	8.7	8.8	8.3	6.8	7.1	8.0	8.0	7.5
0.50	8.2	8.4	9.5	9.5	9.0	8.0	8.2	9.2	9.2	8.8	7.3	7.5	8.3	8.3	7.8
0.63	8.3	8.6	9.6	9.6	9.1	8.1	8.3	9.3	9.3	8.9	7.3	7.5	8.4	8.4	7.9
0.85	8.6	8.8	9.9	9.9	9.4	8.3	8.5	9.5	9.5	9.1	7.5	7.7	8.6	8.6	8.1
0.95	8.8	9.0	10.1	10.1	9.6	8.5	8.7	9.7	9.7	9.3	7.7	7.9	8.7	8.7	8.2

Tabla 6.XIV. Incertidumbre total en la aceleración esperada (m/s^2) en la ciudad de Lisboa,
para cada modelo (a_I , a_{II} , a_{III} y a_{IV}) y final (a).

α	P. a. s. del 5% en 50 años					P. a. s. del 10% en 50 años					P. a. s. del 39.3% en 50 años				
	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a	a_I	a_{II}	a_{III}	a_{IV}	a
0.05	1.06	1.22	2.61	2.61	1.85	0.92	1.06	2.12	2.12	1.61	0.61	0.70	1.31	1.31	0.92
0.15	1.22	1.50	3.00	3.00	2.12	1.06	1.22	2.44	2.61	1.85	0.65	0.80	1.50	1.50	1.06
0.50	1.72	1.98	4.24	4.24	3.00	1.50	1.72	3.45	3.45	2.61	0.92	1.06	1.85	1.85	1.31
0.63	1.85	2.27	4.55	4.55	3.22	1.61	1.85	3.69	3.69	2.80	0.92	1.06	1.98	1.98	1.40
0.85	2.27	2.61	5.60	5.60	3.96	1.85	2.12	4.24	4.24	3.22	1.06	1.22	2.27	2.27	1.61
0.95	2.61	3.00	6.43	6.43	4.55	2.12	2.44	4.87	4.87	3.69	1.22	1.40	2.44	2.44	1.72

A título ilustrativo, a continuación se muestran gráficamente los resultados obtenidos en el caso particular de las simulaciones realizadas en las ciudades de Granada (figura 6.1) y Faro (figura 6.2) para el caso del cálculo de la peligrosidad con probabilidad anual de superación del 5% en 50 años (período de retorno de 975 años).

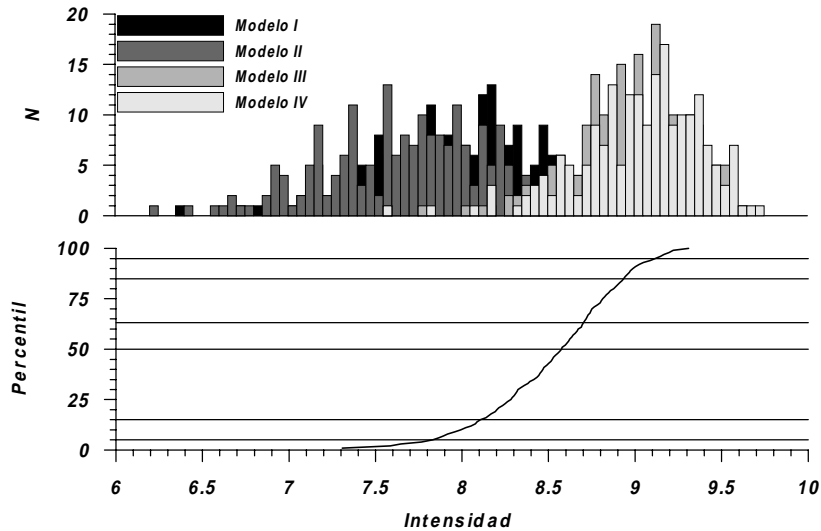


Figura 6.1. Intensidades esperadas con probabilidad anual de superación del 5% en 50 años en la ciudad de Granada tras la simulación de los parámetros b , m_{max} y profundidad de la fuente. Arriba: histograma de los resultados obtenidos individualmente para cada modelo. Abajo: función de distribución conjunta de los resultados (se han marcado los percentiles de interés).

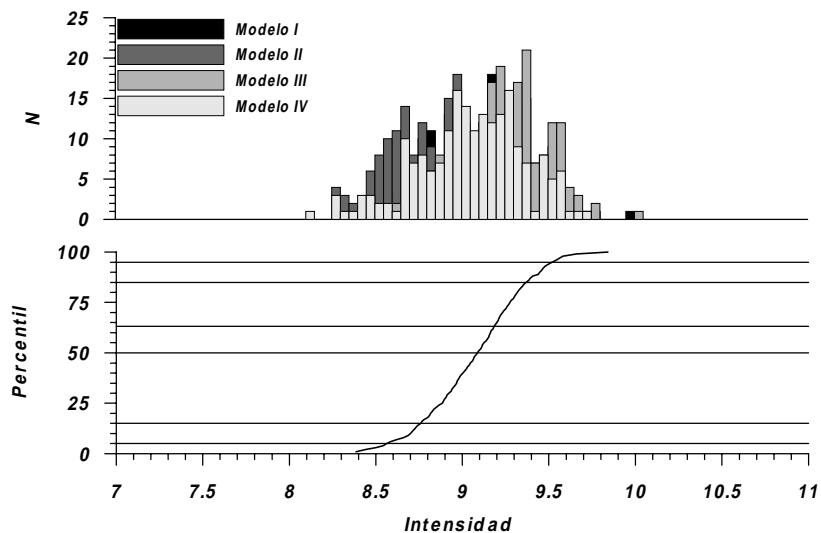


Figura 6.2. Intensidades esperadas con probabilidad anual de superación del 5% en 50 años en la ciudad de Faro tras la simulación de los parámetros b , m_{max} y profundidad de la fuente. Arriba: histograma de los resultados obtenidos individualmente para cada modelo. Abajo: función de distribución conjunta de los resultados (se han marcado los percentiles de interés).

Se han elegido estos ejemplos para mostrar, por un lado el caso de Granada, similar a los de Alicante, Málaga y Lisboa, en el que los modelos I y II proporcionan menor peligrosidad que los modelos III y IV, y por otro el caso de Faro, en el que los cuatro modelos proporcionan un nivel similar de peligrosidad, si no idéntico, además de una menor dispersión (incertidumbre) de los resultados, individualmente para cada modelo y total; por ejemplo, la diferencia $I(\alpha=0.85) - I(\alpha=0.15)$ es de 0.8 unidades para Granada, mientras que para Faro es de sólo 0.5 unidades.

En los siguientes gráficos (figuras 6.3 a 6.8) se muestran los resultados de incertidumbre total como curvas de peligrosidad sísmica para los distintos niveles de confianza que se consideran; en ordenadas se sitúa la aceleración esperada, la cual se representa en función de la probabilidad anual de superación de dicho valor.

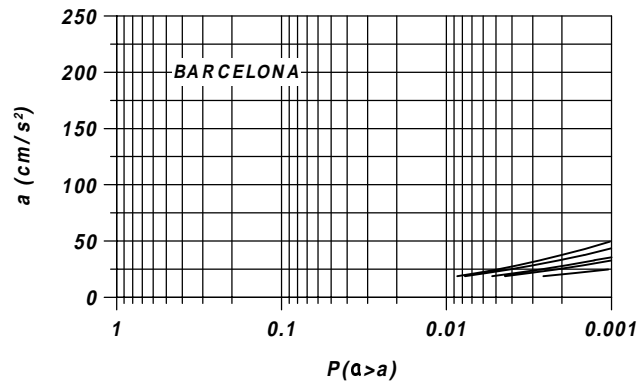


Figura 6.3. Curvas de peligrosidad sísmica, para la ciudad de Barcelona, con niveles de confianza de 0.05, 0.15, 0.50, 0.63, 0.85 y 0.95.

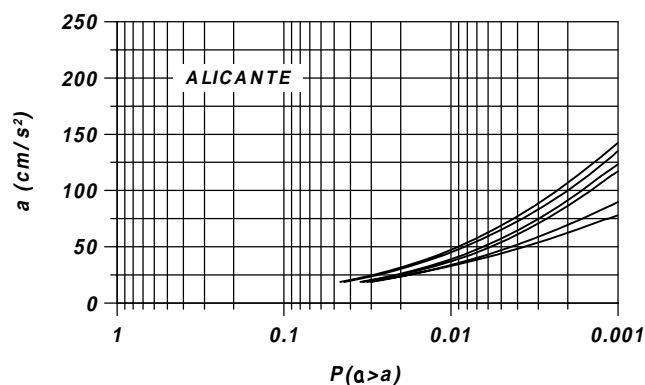


Figura 6.4. Curvas de peligrosidad sísmica, para la ciudad de Alicante, con niveles de confianza de 0.05, 0.15, 0.50, 0.63, 0.85 y 0.95.

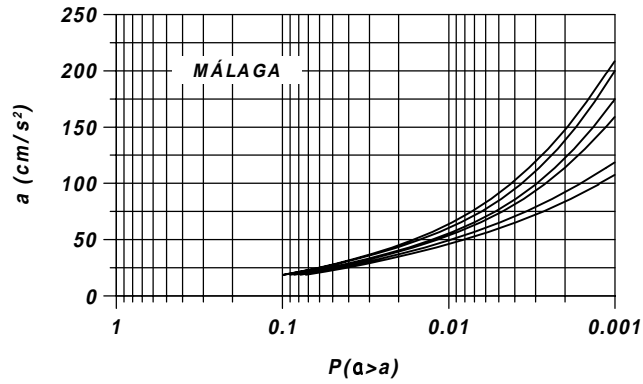


Figura 6.5. Curvas de peligrosidad sísmica, para la ciudad de Málaga, con niveles de confianza de 0.05, 0.15, 0.50, 0.63, 0.85 y 0.95.

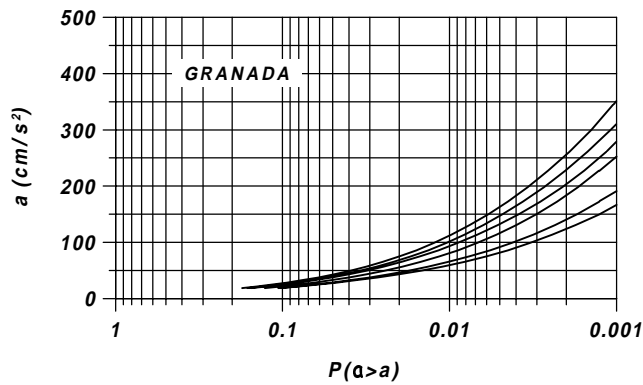


Figura 6.6. Curvas de peligrosidad sísmica, para la ciudad de Granada, con niveles de confianza de 0.05, 0.15, 0.50, 0.63, 0.85 y 0.95.

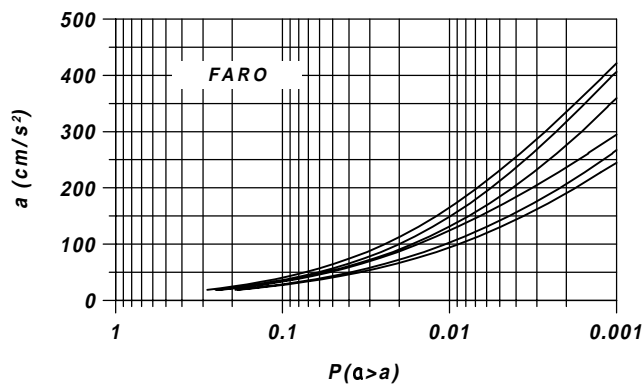


Figura 6.7. Curvas de peligrosidad sísmica, para la ciudad de Faro, con niveles de confianza de 0.05, 0.15, 0.50, 0.63, 0.85 y 0.95.

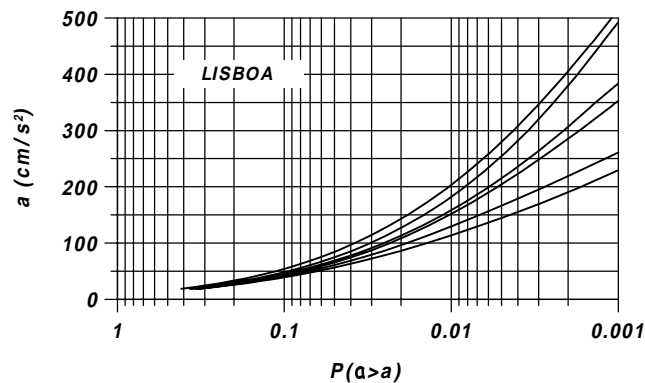


Figura 6.8. Curvas de peligrosidad sísmica, para la ciudad de Lisboa, con niveles de confianza de 0.05, 0.15, 0.50, 0.63, 0.85 y 0.95.

Como comentario final al cálculo de la incertidumbre se ha de incidir en que sólo se ha contabilizado en ésta la debida a la incertidumbre en el conocimiento de los parámetros b , m_{max} y profundidad. Son los tres parámetros que se han podido simular utilizando el método de Monte Carlo a partir de los errores (incertidumbres) obtenidos en el cálculo de estos parámetros. El resto de parámetros (número de terremotos, peso con el que contribuye cada modelo, parámetros de suavizado de la sismicidad de los diferentes modelos o relaciones de atenuación utilizadas) es difícil incluirlo en la incertidumbre total a partir de esta metodología, si no es a través, por ejemplo, de una posible adaptación de las metodologías del árbol lógico o juicio de expertos.

A mi juicio, es preferible el tratamiento que se ha hecho, aunque no se tengan en cuenta todas las posibles variaciones de todos los parámetros involucrados, debiendo entenderse el resultado obtenido como una especie de límite inferior probable a la incertidumbre. Modelar la incertidumbre a través de la metodología, por ejemplo, del árbol lógico, implica introducir artificialmente por parte del propio autor nuevas incertidumbres, hasta tal punto que ciertos autores (v.g. Krinitzsky, 1995) consideran que los resultados son puramente egocéntricos (*sic*); ¿por qué, por ejemplo, entre las decenas de valores que pueden darse a un determinado parámetro se eligen sólo dos o tres valores?, ¿por qué los pesos que se les da a esos dos o tres valores son 0.5, 0.3, ..., y no 0.45, 0.37, ..., ó 0.52, 0.25, ...?, ¿no son realmente estos pesos arbitrarios?.

Opino que en el cálculo de la peligrosidad mediante cualquier metodología que se utilice el autor inevitablemente toma ciertas decisiones personales en distintos momentos del cálculo, lo que implica, también inevitablemente, el introducir una cierta incertidumbre artificialmente en el cálculo, y por *ende* en el resultado final. La cuestión a plantear sería la siguiente: ¿es cuantificable esa incertidumbre?.

2. Sensibilidad

En este segundo apartado se muestran los resultados del análisis de sensibilidades a distintos parámetros de cálculo a la luz del planteamiento que se mostró en el Capítulo 4. Tal y como se indicó no puede establecerse un único tipo de análisis, sino que va a ser función del parámetro que se considere. Se pretende, en los casos en que ha sido posible, comparar objetiva y cuantitativamente la sensibilidad a distintos parámetros.

Sensibilidad al parámetro b . Se han utilizado las simulaciones que se mostraron en el anterior apartado en el cálculo de la incertidumbre al parámetro b para el cálculo de la sensibilidad a este mismo parámetro. A partir de la expresión que se mostró en el Capítulo 4

$$s = \frac{\sigma_I^b / I}{\sigma_b / b}$$

y teniendo en cuenta que los valores de σ_I^b son los que se muestran en la tabla 6.I, los valores de I son los valores de intensidad esperada que aparecen en la tabla 5.II y, los valores de los parámetros b y σ_b son los que aparecen reflejados en la tabla 3.V, el cálculo de s puede realizarse directamente. En la tabla 6.XV se muestran los valores para la sensibilidad al parámetro b , para cada localización y tiempo de exposición (probabilidad anual de superación); el resultado nos da la sensibilidad sólo al parámetro b de la fuente en la que se encuentra la localización de interés.

Tabla 6.XV. Sensibilidad s al parámetro b en cada localización.

	P. a. s. del 5% en	P. a. s. del 10% en	P. a. s. del 39.3%
	50 años	50 años	en 50 años
	$s \times 10^{-3}$	$s \times 10^{-3}$	$s \times 10^{-3}$
Barcelona	152.7	*	*
Alicante	348.1	377.5	340.7
Málaga	303.3	301.8	279.2
Granada	279.2	322.9	341.2
Faro	152.4	181.8	221.6
Lisboa	137.6	170.7	208.0

(*) Los resultados obtenidos en la peligrosidad son realmente inferiores a la mínima intensidad de cálculo (V), por lo que el valor de s obtenido no es fiable.

Un determinado resultado, por ejemplo $279.2 \cdot 10^{-3}$, me indica que, para una variación del 1% del valor del parámetro b de la fuente en la que se encuentra la localización, la peligrosidad (intensidad esperada) en dicha localización variará aproximadamente en un 0.28%; la variación de la sensibilidad, como la de la totalidad de resultados en peligrosidad, no es lineal, por lo que esta conclusión no puede extrapolarse, por ejemplo, para ver lo que ocurriría para una variación del 50% del parámetro b . Realmente, los valores de la sensibilidad al parámetro b son negativos, ya que aumentos en el valor del parámetro significan disminuciones del valor de la peligrosidad y viceversa.

Sensibilidad al parámetro m_{max} . De nuevo, se han utilizado las simulaciones que se mostraron en el anterior apartado en el cálculo de la incertidumbre al parámetro m_{max} para el cálculo de la sensibilidad. A partir, en este caso, de la expresión

$$s = \frac{\sigma_I^{m_{max}} / I}{\sigma_{m_{max}} / m_{max}}$$

se calcula s teniendo en cuenta que los valores de $\sigma_I^{m_{max}}$ son los que se muestran en la tabla 6.II, los valores de I son los valores de intensidad esperada que aparecen en la tabla 5.II y, los valores de los parámetros m_{max} y $\sigma_{m_{max}}$ son los que aparecen reflejados en la tabla 4.III. En la siguiente tabla (tabla 6.XVI) se muestran los valores para la sensibilidad al parámetro m_{max} , para cada localización y tiempo de exposición (probabilidad anual de superación).

Tabla 6.XVI. Sensibilidad s al parámetro m_{max} en cada localización.

	P. a. s. del 5% en	P. a. s. del 10% en	P. a. s. del 39.3%
	50 años	50 años	en 50 años
	$s \times 10^{-3}$	$s \times 10^{-3}$	$s \times 10^{-3}$
Barcelona	*	*	*
Alicante	374.2	324.7	244.2
Málaga	308.3	259.6	195.1
Granada	349.3	312.5	253.5
Faro	174.9	154.8	79.5
Lisboa	320.9	301.6	237.8

(*) Los resultados obtenidos en la peligrosidad son realmente inferiores a la mínima intensidad de cálculo (V), por lo que el valor de s obtenido no es fiable.

En este caso, los valores de sensibilidad, a diferencia del estudio anterior, son positivos; aumentos en el valor de m_{max} implican aumentos en el resultado de la peligrosidad.

Sensibilidad al parámetro profundidad de la fuente. La metodología en este caso, tal y como se indicó en el Capítulo 4 difiere ligeramente con la anterior, pero el resultado tiene el mismo valor objetivo y cuantitativo que para el caso de la sensibilidad a b o a m_{max} . Ahora se utilizará la expresión

$$s = \frac{\Delta I / I}{\Delta p / p}$$

en donde Δp se ha tomado arbitrariamente con valor 30 km, los datos de p para cada fuente aparecen en la tabla 3.V, los valores de I son los valores de intensidad esperada que aparecen en la tabla 5.II y, ΔI es la diferencia entre la intensidad esperada cuando la profundidad de toda la sismicidad de la fuente se toma 0 km y cuando se considera igual a 30 km. Los valores de ΔI y s se pueden observar en la tabla 6.XVII, para cada localización y tiempo de exposición.

Tabla 6.XVII. Sensibilidad s a la profundidad en cada localización y valor de $\Delta I = I(p=0 \text{ km}) - I(p=30 \text{ km})$

	P. a. s. del 5% en 50 años		P. a. s. del 10% en 50 años		P. a. s. del 39.3% en 50 años	
	ΔI	$s \times 10^{-3}$	ΔI	$s \times 10^{-3}$	ΔI	$s \times 10^{-3}$
Barcelona	0.49	16.4	0.44	15.6	*	*
Alicante	0.82	22.5	0.81	23.9	0.78	27.8
Málaga	0.89	23.1	0.68	19.2	0.39	12.8
Granada	1.35	32.2	1.37	34.5	1.32	38.7
Faro	0.10	6.4	0.11	7.3	0.12	9.1
Lisboa	0.17	6.4	0.17	6.6	0.19	8.4

(*) Los resultados obtenidos en la peligrosidad son realmente inferiores a la mínima intensidad de cálculo (V), por lo que el valor de s obtenido no es fiable.

Sensibilidad al número de terremotos. En este caso se justificó la utilización de la expresión siguiente para el cálculo de la sensibilidad

$$s = \frac{\Delta I / I}{\Delta N / N}$$

en donde se varía el número de terremotos total en cada modelo y se observa cómo cambia el valor de la peligrosidad que se obtiene. Se aumenta y disminuye de forma arbitraria el número total de terremotos en un 25% (la variación relativa $\Delta N/N$ es igual a 0.50), obteniéndose distintos valores para la intensidad esperada; I es el valor de intensidad esperada que aparece en la tabla 5.II, mientras que los valores de ΔI se muestran a continuación. En la tabla 6.XVIII se muestran los valores, tanto del incremento ΔI como de la sensibilidad s obtenida.

Tabla 6.XVIII. Sensibilidad s al número de terremotos en cada localización. $\Delta I = I(N+25\%) - I(N-25\%)$

	P. a. s. del 5% en 50 años		P. a. s. del 10% en 50 años		P. a. s. del 39.3% en 50 años	
	ΔI	$s \times 10^{-3}$	ΔI	$s \times 10^{-3}$	ΔI	$s \times 10^{-3}$
Barcelona	0.28	96.6	0.31	114.8	*	*
Alicante	0.36	93.5	0.41	115.5	0.45	152.5
Málaga	0.37	91.4	0.38	102.7	0.34	106.2
Granada	0.43	97.7	0.49	118.1	0.49	136.1
Faro	0.30	65.9	0.37	84.1	0.45	116.9
Lisboa	0.27	58.1	0.35	77.8	0.44	110.0

(*) Los resultados obtenidos de peligrosidad son realmente inferiores a la mínima intensidad de cálculo (V), por lo que el valor de s obtenido no es fiable.

Tras estos resultados, en los que se ha podido cuantificar de igual forma la sensibilidad a los parámetros b , m_{max} , p y N , a continuación se observarán gráficamente (figura 6.9) los resultados mostrados en las tablas precedentes (tablas 6.XV a 6.XVIII), los cuales se pasan a comentar de forma global.

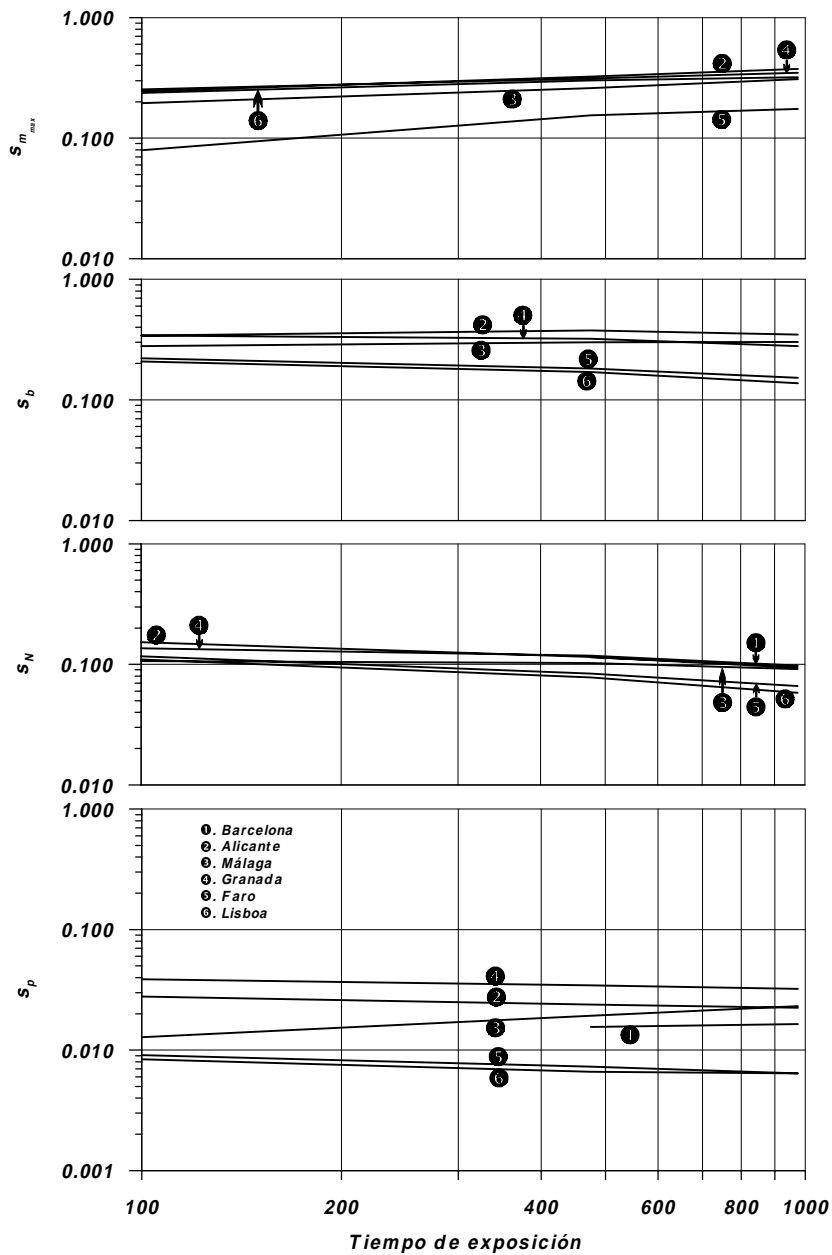


Figura 6.9. Resultados del cálculo de la sensibilidad para las distintas localizaciones en función del tiempo de exposición que se considere. De arriba a abajo: sensibilidad a m_{max} , b , N y p .

Inicialmente podemos observar de forma global cómo la metodología es aproximadamente igual de sensible a los parámetros m_{max} y b , casi la mitad de sensible al número de terremotos que a los dos anteriores parámetros, y finalmente, casi diez veces menos sensible a la profundidad de lo que lo es a b o m_{max} .

Con referencia a la sensibilidad respecto del parámetro m_{max} se observa cómo aumenta ésta al aumentar el tiempo de exposición, independientemente de la localización. Se observan sensibilidades del mismo orden en todas las ciudades, excepto en Faro, donde es sustancialmente inferior al resto; la explicación es que es una ciudad fronteriza entre fuentes, de tal forma que la sensibilidad de la peligrosidad de esta localización al parámetro m_{max} no queda totalmente explicada cuando simulamos este parámetro en su fuente exclusivamente.

En el caso de la sensibilidad respecto del parámetro b se observa cómo ésta es aproximadamente constante (al menos sin una tendencia clara) para las ciudades de Alicante y Málaga, mientras que para las ciudades de Granada, Faro y Lisboa disminuye con el tiempo de exposición (es tanto más sensible a este parámetro el método cuando menor sea el tiempo de exposición para el que calculamos la peligrosidad). Por otra parte, se observa una menor sensibilidad a este parámetro en el cálculo de la peligrosidad para las ciudades de Faro y Lisboa.

Cuando se observa el gráfico de la sensibilidad al número de terremotos en principio se observan valores del mismo orden en todas las localizaciones; de nuevo, ligeramente inferiores en las ciudades de Faro y Lisboa. Se observa también cómo la metodología es más sensible a la hora de calcular la peligrosidad cuanto menor sea el tiempo de exposición.

Por último, en lo tocante a la sensibilidad respecto de la profundidad, lo más llamativo es lo poco sensible a este parámetro en comparación con los anteriores que resulta el cálculo de la peligrosidad a través de esta metodología. A excepción de las ciudades de Barcelona y Málaga, se observa una disminución paulatina de la sensibilidad cuanto mayor es el tiempo de exposición. Aparecen con menor sensibilidad las ciudades de Faro y Lisboa, y con mayor sensibilidad la ciudad de Granada. Seguramente es debido a las relaciones de atenuación que se han utilizado en las inmediaciones de estas localizaciones; en Granada, donde se ha utilizado una relación de atenuación muy alta en sus alrededores, es más importante el parámetro profundidad que no en Lisboa o Faro, en donde se ha utilizado una relación de atenuación muy baja.

En todos los gráficos se observa de forma general una mayor sensibilidad a todos los parámetros en las ciudades de Granada y Alicante, una menor sensibilidad en las ciudades de Faro y Lisboa y, una sensibilidad intermedia en la ciudad de Málaga. En los pocos casos en que ha sido posible calcular la sensibilidad a algún parámetro en la ciudad de Barcelona se obtienen también resultados intermedios.

Sensibilidad a las relaciones de atenuación. Tal y como se indicó y justificó en el Capítulo 4, el análisis de sensibilidad a las relaciones de atenuación se hará cambiando la relación utilizada para la atenuación en una determinada zona por otra. Se ha utilizado el criterio de cambiar la relación de atenuación de la zona en la que se encuentra una determinada localización por la siguiente relación que nos proporcionaría mayor peligrosidad; en el caso de Faro y Lisboa esto no es posible, ya que se encuentran en una zona que se ha considerado que posee muy baja atenuación, por lo que en este caso se cambia la relación muy baja por la baja, la cual nos proporcionará menor peligrosidad.

La regionalización de las relaciones de atenuación que se ha utilizado (figura 3.7) partía de una división de éstas en cinco categorías, de tal forma que se dividía la zona de cálculo de la peligrosidad (Península Ibérica y entorno próximo) en diversas zonas que atendían a esta

regionalización. No parece tener sentido cambiar como medio de obtener la sensibilidad las relaciones de atenuación utilizadas por las de otros autores, sino más bien cambiar unas relaciones por otras, entre las mismas de la propia regionalización efectuada.

En la tabla 6.XIX se muestran los resultados obtenidos en el análisis de sensibilidad a las relaciones de atenuación. Para cada tiempo de exposición (probabilidad anual de superación) se muestra la variación en la aceleración esperada (Δa en m/s^2), en la intensidad esperada (ΔI) y la variación relativa de peligrosidad ($\Delta I/I$) al utilizar una relación u otra de atenuación (las relaciones utilizadas en cada caso se comentan en el texto de la tabla); los datos de aceleración e intensidad esperada fueron los expuestos en la tabla 5.II.

Tabla 6.XIX. Sensibilidad a la relación de atenuación utilizada.

$$\Delta a = a(\text{relación }) - a(\text{relación }), \Delta I = I(\text{relación }) - I(\text{relación })$$

	P. a. s. del 5% en 50 años			P. a. s. del 10% en 50 años			P. a. s. del 39.3% en 50 años		
	Δa	ΔI	$\Delta I / I$	Δa	ΔI	$\Delta I / I$	Δa	ΔI	$\Delta I / I$
Barcelona ⁽¹⁾	0.19	0.7	0.12	0.18	0.8	0.15	0.06	0.4	0.08
Alicante ⁽¹⁾	0.58	0.6	0.08	0.51	0.7	0.10	0.26	0.8	0.14
Málaga ⁽¹⁾	0.66	0.5	0.06	0.41	0.5	0.07	0.12	0.3	0.05
Granada ⁽²⁾	0.42	0.2	0.02	0.29	0.2	0.02	0.13	0.2	0.03
Faro ⁽³⁾	1.24	0.7	0.08	1.00	0.7	0.08	0.47	0.7	0.09
Lisboa ⁽³⁾	0.89	0.4	0.04	0.73	0.4	0.04	0.36	0.4	0.05

⁽¹⁾ La localización se encuentran en una zona de atenuación alta (A); para el estudio de la sensibilidad se ha sustituido la relación de atenuación por una de atenuación media (M). $\Delta I = I(M) - I(A)$.

⁽²⁾ La localización se encuentran en una zona de atenuación muy alta (MA); para el estudio de la sensibilidad se ha sustituido la relación de atenuación por una de atenuación alta (A). $\Delta I = I(A) - I(MA)$.

⁽³⁾ Las localización se encuentran en una zona de atenuación muy baja (MB); para el estudio de la sensibilidad se ha sustituido la relación de atenuación por una de atenuación baja (B). $\Delta I = I(MB) - I(B)$.

Se observa un máximo de sensibilidad ($\Delta I/I$) en la ciudad de Barcelona, así como un mínimo en la ciudad de Granada. El hecho de que la sensibilidad sea máxima en la ciudad de Barcelona no es realmente significativo; debido a la baja peligrosidad en dicha ciudad, incluso variaciones como las obtenidas de 0.7 unidades (se pasa de 5.7 a 6.4 en la intensidad esperada con período de retorno de 975 años) no son importantes. En cambio, sí es significativo el hecho de que en la ciudad de Granada, el variar la relación de atenuación de muy alta a alta haga que la peligrosidad únicamente varíe en 0.2 unidades en la intensidad esperada, independientemente del tiempo de exposición que se considere. La variación (disminución) en 0.7 unidades en la intensidad esperada en la ciudad de Faro al cambiar la relación de atenuación de muy baja a baja, hace que la sensibilidad en esta ciudad sea también importante. De todas formas, realmente no se introduce incertidumbre debido a la relación de atenuación utilizada (atenuación muy baja), ya que todos los terremotos importantes que se producen en la zona Golfo de Cádiz, W y SW de Cabo de San Vicente responden a relaciones de atenuación muy baja.

Sensibilidad al peso con que contribuye cada modelo. A la hora de ver, en cierta forma, la sensibilidad a los pesos con que contribuye cada modelo, tal y como se indicó en el Capítulo 4, se cambiarán estos para observar cómo cambia el resultado. Evidentemente, utilizando

valores distintos para estos el resultado final de la peligrosidad también cambiará, ya que no es más que el valor pesado de la peligrosidad que proporciona cada uno de los modelos. En la tabla 5.III se exponían estos valores (peligrosidad para cada modelo y localización); como recordatorio se muestra a continuación (datos obtenidos de la tabla 5.III) la tabla 6.XX con los valores mínimo y máximo de la peligrosidad en cada localización que proporciona alguno de los modelos utilizados. Tal y como se comentó, a excepción de la ciudad de Faro en donde todos los modelos proporcionan prácticamente la misma peligrosidad, en el resto de localizaciones se obtienen superiores valores de peligrosidad en los modelos III y IV que en los I y II.

Tabla 6.XX. Valores mínimo y máximo de aceleración (m/s^2) e intensidad esperada, en las localizaciones de interés, obtenidas en los cuatro modelos que se consideran.

	P. a. s. del 5% en 50 años				P. a. s. del 10% en 50 años				P. a. s. del 39.3% en 50 años			
	a_{min}	I_{min}	a_{max}	I_{max}	a_{min}	I_{min}	a_{max}	I_{max}	a_{min}	I_{min}	a_{max}	I_{max}
Barcelona	0.23	5.3	0.49	6.4	0.19	5.0	0.38	6.0	0.19	5.0*	0.19	5.0
Alicante	0.65	6.8	1.61	8.1	0.53	6.5	1.14	7.6	0.25	5.4	0.49	6.4
Málaga	0.61	6.7	2.44	8.7	0.53	6.5	1.72	8.2	0.35	5.9	0.75	7.0
Granada	1.22	7.7	3.69	9.3	0.99	7.4	2.61	8.8	0.57	6.6	1.14	7.6
Faro	2.80	8.9	3.69	9.3	2.27	8.6	2.80	8.9	1.14	7.6	1.31	7.8
Lisboa	1.72	8.2	4.24	9.5	1.40	7.9	3.45	9.2	0.92	7.3	1.85	8.3

(*) El resultado obtenido es realmente inferior a la mínima intensidad de cálculo (V).

Cambiando los distintos pesos obtendremos valores para la peligrosidad comprendidos entre los valores mínimo y máximo de la tabla 6.XX. Pero, ¿qué justificación tendrá el uso de unos pesos u otros?. En los trabajos de Frankel (1995), Frankel *et al.* (1996) y Lapajne *et al.* (1997) se pesan aproximadamente igual todos los modelos que se consideran, a excepción de cuando se considera el modelo del terremoto característico, que acostumbra a tenerse en cuenta con la misma importancia que el resto de modelos en conjunto (peso 0.5). En este trabajo se han pesado aproximadamente de igual forma todos los modelos (evidentemente es una decisión subjetiva, pero *a priori* no hay una razón clara que indique que un determinado modelo sea mucho más creíble que otro), aunque se han realizado pequeñas variaciones dependiendo del tiempo de exposición que se consideraba (ver el apartado 1 del Capítulo 5).

La variación que se ha considerado para el estudio de la sensibilidad de la metodología a estos parámetros ha estado en la línea de lo propuesto por Lapajne *et al.* (1997) en su trabajo: considerar que los modelos que tienen en cuenta la sismicidad más reciente son más "dignos de confianza", presumiblemente, ya que cuando menos representan mejor la actividad sísmica "reciente"; por supuesto, los datos deben ser más fiables y venir afectados de una menor incertidumbre. Es por esto que se han utilizado los pesos 0.3, 0.3, 0.2 y 0.2, respectivamente, para los modelos I, II, III y IV, y a partir de estos se ha calculado de nuevo la peligrosidad en las localizaciones de interés; en este caso se han mantenido constantes los pesos, independientemente del tiempo de exposición que se considerara. Se ha tomado el criterio de que la sismicidad más reciente, la de los últimos 40 y 80 años, es más fiable en localización, en magnitud y en intensidad (es por tanto menor la incertidumbre que se introduce en el cálculo de la peligrosidad) que la de los últimos 300 ó 700 años, sin dejar de ser ésta una sismicidad imprescindible en el cálculo de la peligrosidad. Los resultados se observan en la tabla 6.XXI, en

donde se muestra la variación en la aceleración esperada (Δa en m/s^2), en la intensidad esperada (ΔI) y la variación relativa de peligrosidad ($\Delta I/I$) al utilizar los pesos que se han considerado en este trabajo (ver tabla 5.I) y los propuestos para este estudio de sensibilidad ($\omega' = 0.3, 0.3, 0.2$ y 0.2).

Tabla 6.XXI. Sensibilidad al peso con que contribuye cada modelo.

$$\omega'_I = \omega'_{II} = 0.3, \omega'_{III} = \omega'_{IV} = 0.2$$

$$\Delta a = a(\omega) - a(\omega'), \Delta I = I(\omega) - I(\omega')$$

	P. a. s. del 5% en 50 años			P. a. s. del 10% en 50 años			P. a. s. del 39.3% en 50 años		
	Δa	ΔI	$\Delta I/I$	Δa	ΔI	$\Delta I/I$	Δa	ΔI	$\Delta I/I$
Barcelona	-0.02	-0.1	-0.02	-0.02	-0.1	-0.02	0.00	0.0*	0.00
Alicante	-0.22	-0.3	-0.04	-0.05	-0.1	-0.01	-0.02	-0.1	-0.02
Málaga	-0.39	-0.4	-0.05	-0.13	-0.2	-0.03	-0.03	-0.1	-0.02
Granada	-0.36	-0.2	-0.02	-0.26	-0.2	-0.02	-0.06	-0.1	-0.01
Faro	0.00	0.0	0.00	-0.17	-0.1	-0.01	0.00	0.0	0.00
Lisboa	-0.47	-0.2	-0.02	-0.39	-0.2	-0.02	-0.10	-0.1	-0.01

(*) Los resultados obtenidos son realmente inferiores a la mínima intensidad de cálculo (V).

Se observa una mínima sensibilidad para la ciudad de Faro, lo que viene como consecuencia de que a partir de cualquiera de los cuatro modelos la peligrosidad sea prácticamente la misma, y una máxima en la ciudad de Málaga. Se verán más afectadas con el nuevo conjunto de pesos las localizaciones (como por ejemplo Málaga y Alicante) en donde los modelos I y II proporcionan significativamente una menor peligrosidad que los modelos III y IV.

Tanto el caso del estudio de la sensibilidad a las relaciones de atenuación como al peso con que contribuye cada modelo no nos proporcionan resultados tan cuantificables como en el caso de los parámetros b , m_{max} , p y N . La sensibilidad en estos dos casos no puede cuantificarse tan objetivamente como en el caso de los parámetros antes citados, lo que hace que no puedan compararse directamente.

APÉNDICE I



Apéndice I.

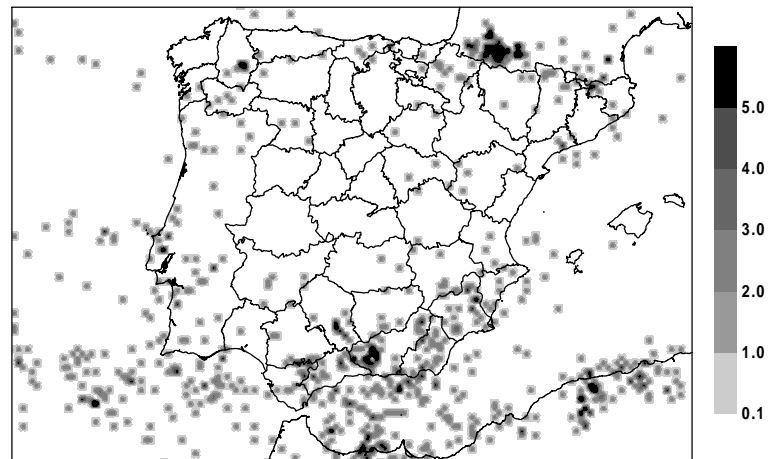


Figura A.I.1. Sismicidad considerada en el Modelo I (1960-1999): número de terremotos por celdilla ($10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$) con magnitud superior a $2.5 M_S$, normalizada a 100 años. El parámetro de suavizado, o distancia de correlación, que se ha utilizado es 5 km. La sismicidad que se considera en este modelo es la comprendida entre 0 y 30 km de profundidad.

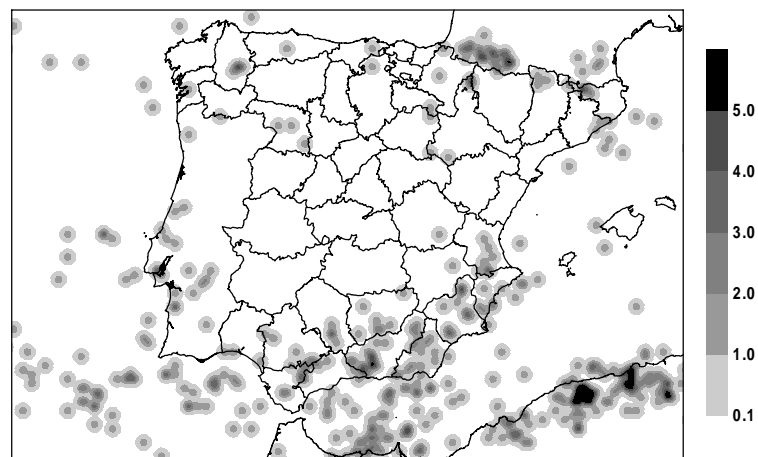


Figura A.I.2. Sismicidad considerada en el Modelo II (1920-1999): número de terremotos por celdilla ($10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$) con magnitud superior a $3.5 M_S$ completada hasta magnitud $2.5 M_S$, normalizada al Modelo I y a 100 años. El parámetro de suavizado, o distancia de correlación, que se ha utilizado es 10 km. La sismicidad que se considera en este modelo es la comprendida entre 0 y 30 km de profundidad.

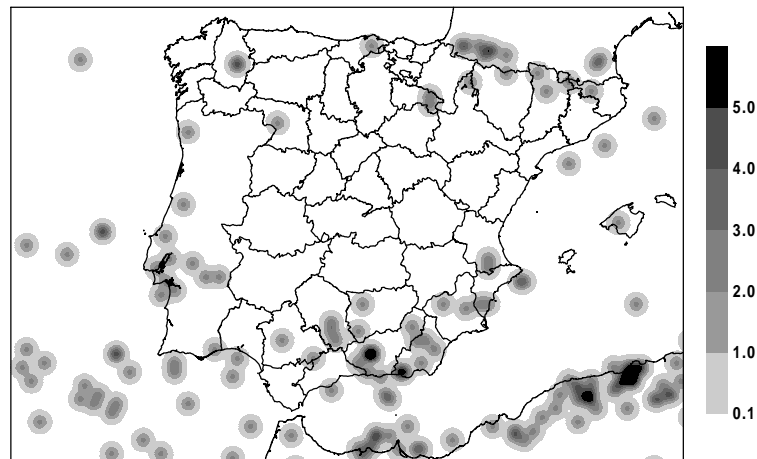


Figura A.I.3. Sismicidad considerada en el Modelo III (1700-1999): número de terremotos por celdilla ($10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$) con magnitud superior a $4.5 M_S$ completada hasta magnitud $2.5 M_S$, normalizada al Modelo I y a 100 años. El parámetro de suavizado, o distancia de correlación, que se ha utilizado es 15 km. La sismicidad que se considera en este modelo es la comprendida entre 0 y 30 km de profundidad.

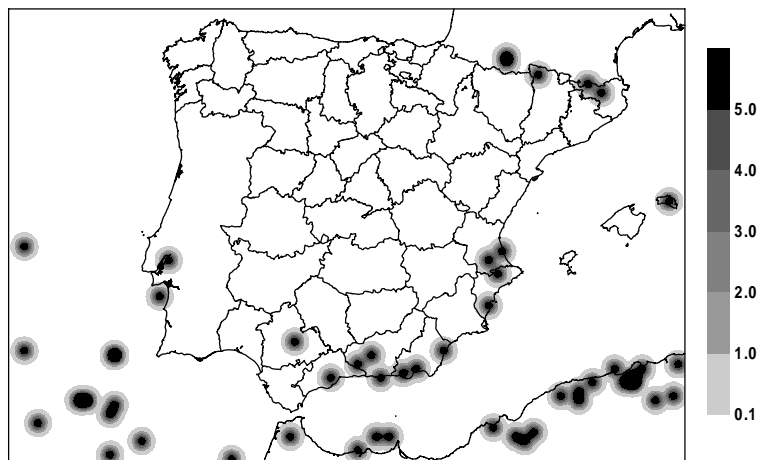


Figura A.I.4. Sismicidad considerada en el Modelo IV (1300-1999): número de terremotos por celdilla ($10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$) con magnitud superior a $5.5 M_S$ completada hasta magnitud $2.5 M_S$, normalizada al Modelo I y a 100 años. El parámetro de suavizado, o distancia de correlación, que se ha utilizado es 15 km. La sismicidad que se considera en este modelo es la comprendida entre 0 y 30 km de profundidad.

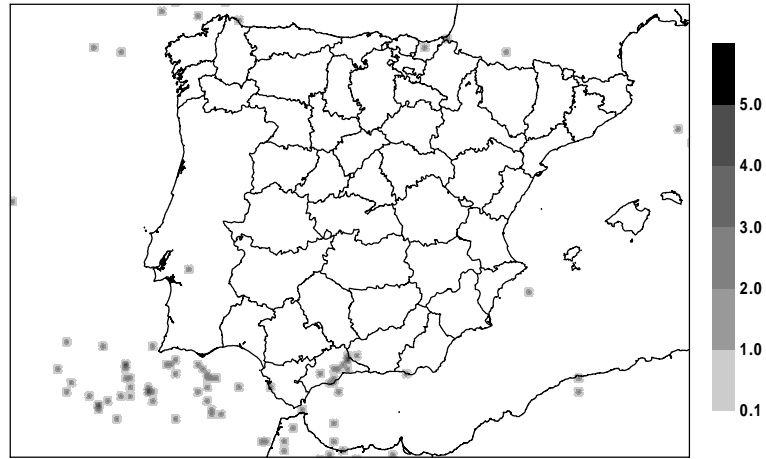


Figura A.I.5. Sismicidad considerada en el modelo que incluye la llamada sismicidad "intermedia" (1960-1999): número de terremotos por celdilla (10 km × 10 km) con magnitud superior a 2.5 M_S , normalizada a 100 años. El parámetro de suavizado, o distancia de correlación, que se ha utilizado es 5 km. La sismicidad que se considera en este modelo es la comprendida entre 30 y 60 km de profundidad.

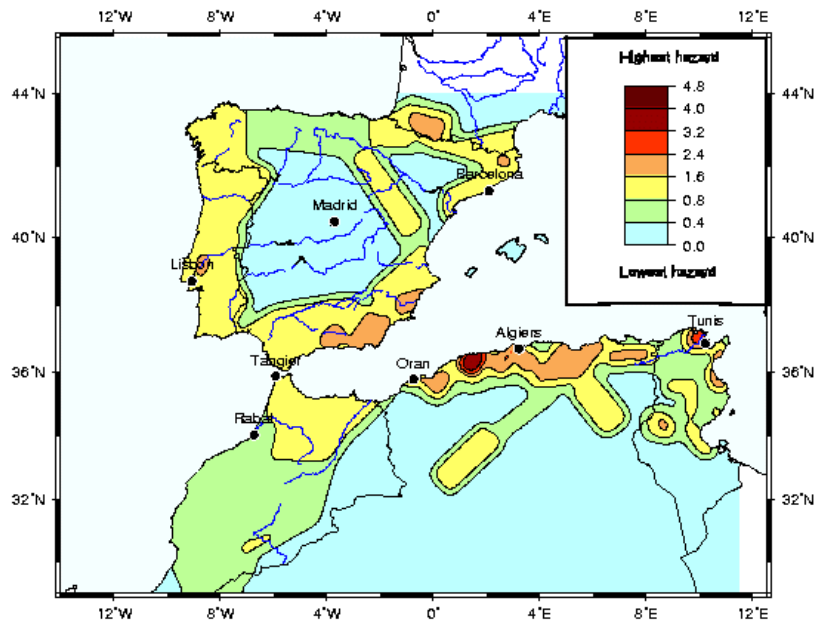


Figura A.I.6. Peligrosidad sísmica en la Península Ibérica y entorno próximo (Giardini *et al.*, 1999; Jiménez *et al.*, 1999). Aceleración sísmica esperada con período de retorno de 475 años.

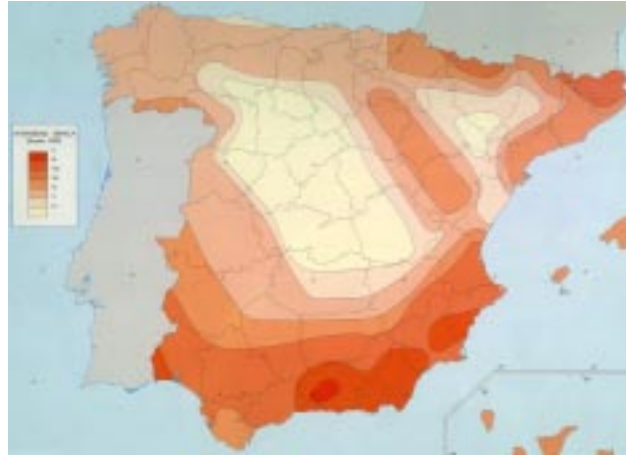


Figura A.I.7. Peligrosidad sísmica en España (IGN, 1991). Intensidad sísmica esperada con período de retorno de 1000 años.

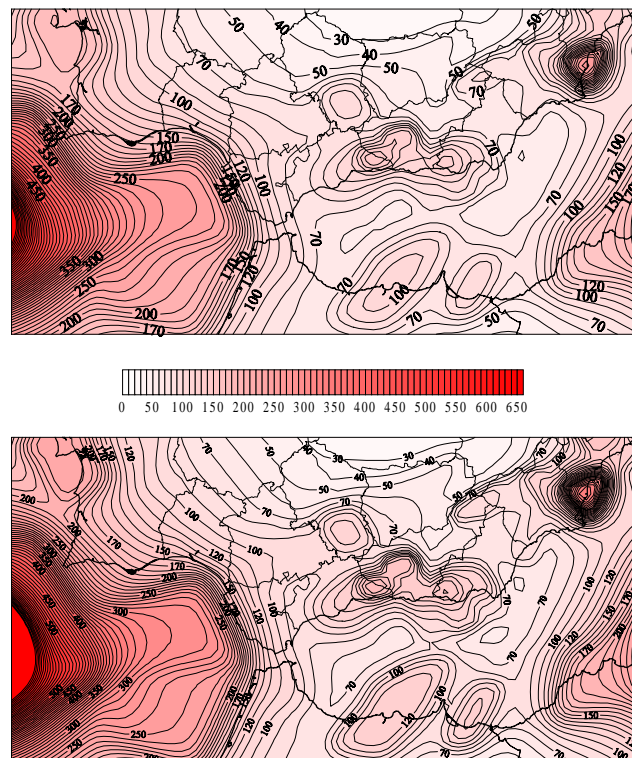


Figura A.I.8. Peligrosidad sísmica del área de contacto entre Iberia y África (Molina, 1998). Aceleración esperada (cm/s²) con período de retorno de 1000 años. Arriba: valor esperado. Abajo: resultado con nivel de confianza del 90%.

APÉNDICE II



Apéndice II.

En la siguiente tabla (tabla A.II.I), se muestran los terremotos más energéticos (I ó $I_o \geq IX$ ó $M_S \geq 5.5$) en la Península Ibérica y áreas adyacentes, es decir, incluyendo el entorno próximo del Océano Atlántico y Mar de Alborán. Alguno de ellos, tras la revisión de los datos y documentación de que se dispone, finalmente no se han incluido en el cálculo de la peligrosidad en el modelo IV (terremotos con magnitud asignada superior a 5.5 M_S posteriores a 1300).

Las variables que se utilizan son las siguientes:

I	Intensidad asignada por el I.G.N. (Mezcua y Martínez Solares, 1983)
I_o	Intensidad epicentral recalculada a efectos de cálculo de peligrosidad
$M_S(m_b)$	M_S calculada mediante la relación $M_S - m_b$ (Molina, 1998)
$M_S(I_o)$	M_S calculada mediante la relación $M_S - I_o$ (Molina, 1998)
M_S'	M_S calculada mediante la relación de Ambraseys (1985) - todas las isosistas - (Molina, 1998)
M_S''	M_S calculada mediante la relación de Topozada (1975) - isosista grado VI - (Molina, 1998)

Tabla A.II.I. Terremotos con I ó $I_o \geq IX$ ó $M_S \geq 5.5$

Localización	Fecha	I asignada		M_S asignada			
		I	I_o	$M_S(m_b)$	$M_S(I_o)$	M_S'	M_S''
SW Cabo de San Vicente	09/12/1320	X ^(*)	XI ⁽¹⁾		9.0		
SW Cabo de San Vicente	24/08/1356	VII	X ⁽¹⁾		7.0		
Tabernes (V)	18/12/1396	IX	IX			5.6	
Olot (GI)	15/05/1427	IX	IX		6.0		
Queralps (GI)	02/02/1428	IX	IX		6.0		
Atarfe (GR)	24/04/1431	IX	IX		6.0		
Carmona (SE)	05/04/1504	IX	IX		6.0		
Vera (AL)	09/11/1518	IX	IX		6.0		
Almería	22/09/1522	IX	IX			5.8	
Vila Franca Xira (PORTUGAL)	26/01/1531	IX	VIII ⁽²⁾		5.0		
Alcoy (A)	---/---/1645	IX	IX		6.0		
Bagneres de Bigorre (FRANCIA)	21/06/1660	IX	IX		6.0		
Alhaurín el Grande (MA)	09/10/1680	IX	IX			6.2	
Océano Atlántico	---/---/1731	VIII	IX ⁽¹⁾		6.0		
Enguera (V)	23/03/1748	IX	IX		6.0		
Juncalas (FRANCIA)	24/05/1750	IX	IX		6.0		
W Cabo de San Vicente	01/11/1755	X	XI-XII ⁽¹⁾		9.4		
W Cabo de San Vicente	31/03/1761	IX	X ⁽¹⁾		7.0		
W Cabo de San Vicente	12/04/1773	VII	IX ⁽¹⁾		6.0		
Dalías (AL)	25/08/1804	IX	IX			5.6	
Océano Atlántico	02/02/1816	IX	XI-XII ⁽¹⁾		8.2		
Torre vieja (A)	21/03/1829	X	X		7.0		
Setúbal (PORTUGAL)	11/11/1858	IX	IX				6.5

Localización	Fecha	<i>I</i> asignada		<i>M_S</i> asignada			
		<i>I</i>	<i>I_o</i>	<i>M_S</i> (<i>m_b</i>)	<i>M_S</i> (<i>I_o</i>)	<i>M_S'</i>	<i>M_S''</i>
Arenas del Rey (GR)	25/12/1884	X	X			5.8	
Romara (MARRUECOS)	21/01/1909	IX	IX		6.0		
Benavente (PORTUGAL)	23/04/1909	IX	IX		6.0		
Adra (AL)	16/06/1910	VIII	VIII			5.8	
Mar de Alborán	09/07/1923	VI	IX ⁽¹⁾	6.0			
Viella (L)	19/11/1923	VIII	VIII			5.7	
Océano Atlántico	27/12/1941	IV	VII ⁽¹⁾	5.6			
Mar de Alborán	23/08/1959	VI	VIII ⁽¹⁾	5.5			
Océano Atlántico	31/03/1963	III	VI-VII ⁽¹⁾	5.5			
Golfo de Cádiz	15/03/1964	VII	VIII-IX ⁽¹⁾	6.8			
SW Cabo de San Vicente	28/02/1969	VII	X ⁽¹⁾	8.0 ⁽³⁾			
Islas Chafarinas	23/05/1993	IV	VIII ^(1,4)	5.5			
Alhucemas (MARRUECOS)	26/05/1994	V	IX ^(1,4)	6.0			

(*) Este valor de *I* está seguramente sobrevaluado; si fuera correcto, los efectos que debería haber producido este evento deberían ser parecidos a los del terremoto de Lisboa de 1755, lo cual no es en absoluto cierto. El valor probable que se considerará es el de intensidad IX.

⁽¹⁾ Intensidad epicentral recalculada, teniendo en cuenta que el epicentro es marítimo, a través de la relación de atenuación (Molina, 1998) para la zona.

⁽²⁾ Se ha rebajado un grado debido a que el valor IX se debe a una amplificación local (Justo y Salva, 1998) que no debe incluirse directamente en este cálculo de la peligrosidad. En la última revisión del catálogo sísmico portugués (LNEC, 1986) aparece con intensidad máxima VIII-IX.

⁽³⁾ Coincide directamente con la magnitud medida en los centros NEIC y NGDC.

⁽⁴⁾ Terremoto profundo (~ 80 km).

En la siguiente tabla (tabla A.II.II) se muestran los terremotos de los que se posee información documentada de haberse sobrepasado el valor de intensidad VII-VIII en alguna de las seis localizaciones de interés a partir de 1300.

Las variables que se utilizan son las siguientes:

I Intensidad sentida en la localización
I_o Intensidad epicentral

Tabla A.II.II. Terremotos sentidos en las localizaciones de interés al menos con intensidad VII-VIII

Localización	Terremoto	<i>I</i>	<i>I_o</i>
Barcelona	***** No se ha llegado a sentir ninguno *****	*****	*****
Alicante	***** No se ha llegado a sentir ninguno *****	*****	*****
Málaga	09/10/1680 - Alhaurín el Grande (MA)	VIII-IX ⁽⁴⁾	VIII-IX ⁽⁴⁾ , IX ⁽²⁾
Granada	24/04/1431 - Atarfe (GR)	¿VIII?	IX ⁽²⁾
	04/07/1526 - Granada	VII-VIII ⁽⁵⁾ , VIII ⁽²⁾	VIII ⁽²⁾
Faro	24/08/1356 - SW Cabo de San Vicente	¿VIII? ⁽³⁾	VIII-IX ⁽³⁾ , X ⁽²⁾
	27/12/1722 - Tavira (PORT)	VIII ⁽³⁾ , IX ⁽¹⁾	VIII ⁽³⁾ , X ⁽²⁾
	01/11/1755 - W Cabo de San Vicente	X ⁽¹⁾	IX ⁽³⁾ , X ⁽²⁾
	12/01/1856 - Tavira (PORT)	VII-VIII ⁽³⁾	VII-VIII ⁽³⁾
Lisboa	22/02/1309 - SW Cabo de San Vicente	VIII-IX ⁽³⁾	VIII-IX ⁽³⁾
	---/--/1344 - Benavente - Lisboa (PORT)	VII-VIII ⁽³⁾	VII-VIII ⁽³⁾ , IX ⁽²⁾
	24/08/1356 - SW Cabo de San Vicente	VIII-IX ⁽³⁾	VIII-IX ⁽³⁾ , X ⁽²⁾
	28/01/1512 - Lisboa (PORT)	VIII ⁽³⁾	VIII ⁽³⁾
	26/01/1531 - Vila Franca de Xira (PORT)	VIII-IX ⁽³⁾ , IX-X ⁽¹⁾	VIII-IX ⁽³⁾ , X ⁽²⁾
	01/11/1755 - W Cabo de San Vicente	IX ^(1,3)	IX ⁽³⁾ , X ⁽²⁾
	11/11/1858 - Setúbal (PORT)	VII ⁽¹⁾ , VIII ⁽³⁾	VIII ⁽³⁾ , X ⁽²⁾

- ⁽¹⁾ Mezcua (1982)
- ⁽²⁾ Mezcua y Martínez Solares (1983)
- ⁽³⁾ LNEC (1986)
- ⁽⁴⁾ Muñoz y Udías (1991)
- ⁽⁵⁾ Vidal (1986)

CONCLUSIONES



Conclusiones

A continuación se presentan las principales conclusiones que pueden extraerse de esta memoria, así como ciertas actuaciones de futuro que se plantean.

Sobre el modelo de cálculo de la peligrosidad sísmica. Se plantea una metodología mixta entre los llamados métodos probabilistas zonificados y no zonificados, que trata de evitar el suavizado de la peligrosidad que introducen los primeros, y el no prever terremotos en donde con anterioridad no se han producido, como ocurre con los segundos. Se utiliza el concepto de fuente sísmica como zona en la que se consideran constantes los parámetros b y m_{max} de la relación de recurrencia de magnitudes de Gutenberg-Richter, sin embargo, se considera la sismicidad allí donde se ha producido, como en la metodología no zonificada. Con este modelo se pretende disminuir la llamada incertidumbre epistémica.

Sobre el modelo de cálculo de la incertidumbre a utilizar. Los resultados que proporcione cualquier análisis de peligrosidad sísmica, ineludiblemente deben completarse con un análisis de incertidumbres. A la vista del modelo mixto con el que se calculó la peligrosidad sísmica, el modelo que se ha de considerar a la hora del cálculo de la incertidumbre estadística es el método de Monte Carlo. Es la metodología que mejor se adecúa, sin considerar el juicio de expertos, a la hora de obtener incertidumbres. Se ha implementado tanto para el cálculo de la incertidumbre total como para la incertidumbre individual que generan ciertos parámetros; bien es verdad que sólo puede utilizarse para aquellos parámetros que se supone siguen una determinada distribución estadística y por tanto pueden simularse.

Sobre los datos y parámetros de partida en el cálculo de la peligrosidad.

a) *Sobre el catálogo sísmico.* El catálogo sísmico básico que se ha de utilizar en cualquier estudio de peligrosidad sísmica en la Península Ibérica ha de ser el del IGN. Para trabajar con él se necesita completarlo, así como reevaluar ciertos terremotos. Tras estudiar el carácter Poissoniano de éste, si no óptimo, al menos puede considerarse suficiente para un estudio de peligrosidad sísmica. Finalmente, se han aumentado los períodos en que puede considerarse completo para distintas magnitudes, independientemente de los resultados que nos proporcionan métodos estadísticos.

b) *Sobre las fuentes sísmicas.* A pesar de que la metodología de cálculo de la peligrosidad sísmica propuesta trata de soslayar el trabajar con fuentes sísmicas, es necesaria una delimitación de zonas a la vista de la variación de los valores de los parámetros b y m_{max} en la Península Ibérica y zonas adyacentes.

c) *Sobre los parámetros b y m_{max} de las distintas fuentes.* De las diferentes metodologías que se han propuesto, y exponen en esta memoria, para el cálculo de los diferentes parámetros de la relación de Gutenberg-Richter, a la vista de las normales deficiencias del catálogo sísmico utilizado se han preferido metodologías que no consideran completo el catálogo. Para el cálculo

de b se proponen las metodologías de Weichert (1980) y Kijko (1984), y para el cálculo de m_{max} las metodologías de Pisarenko (1991) y, Kijko y Graham (1998), todas ellas metodologías de tipo probabilístico que nos proporcionan, no sólo los valores de estos parámetros, sino también sus incertidumbres.

d) Sobre las relaciones de atenuación. Dada la información de que se dispone sobre los distintos parámetros de movimiento del suelo en la Península Ibérica, se han elegido unas relaciones de atenuación regionalizadas y basadas en el banco de datos más extenso y completo de que se dispone, el catálogo actualizado de isosistas de la Península Ibérica. La regionalización se ha realizado atendiendo a los datos de isosistas de que se dispone y a las características tectónicas del área.

e) Sobre la elección del parámetro m_o . Es un parámetro que va a influir directamente en la mínima intensidad o aceleración a partir de la cual vamos a poder obtener información en el cálculo de la peligrosidad sísmica. En lugares como España, en donde también es deseable obtener información de las intensidades moderadas-bajas, es necesario utilizar un valor de $2.5 M_S$ para este parámetro si queremos obtener información completa para la intensidad VI, correspondiente a una aceleración de 0.38 m/s^2 .

f) Sobre la relación intensidad - aceleración. A la hora de expresar los resultados de peligrosidad sísmica en aceleración, no queda más remedio que utilizar una relación intensidad - aceleración, con todo lo que esto conlleva de incertidumbres. La que se propone como más adecuada, también para poder comparar los resultados obtenidos con la mayoría de los resultados de peligrosidad en aceleraciones obtenidos anteriormente, es la que se utiliza en la NCSE-94.

Sobre la metodología utilizada en el cálculo de la peligrosidad.

a) Sobre el cálculo de la agregación de la peligrosidad. La metodología que se utiliza presenta un alto grado de objetividad, en el sentido de que los parámetros b y m_{max} se calculan para grandes regiones, lo cual le proporciona estabilidad a los valores de estos parámetros, y el valor de la tasa (número) de terremotos se obtiene directamente sin más que contar estos en cada una de las celdillas utilizadas para el cálculo. El método es una variación y adaptación del método propuesto por Frankel (1995) a la Península Ibérica, en donde además se suaviza el valor de los parámetros b y m_{max} según propone Bender (1986).

La utilización de cuatro modelos, cada uno de ellos abarcando un diferente período de tiempo y considerándose completo a partir de una determinada magnitud inicial, de forma conjunta con el suavizado de las localizaciones de los terremotos, asegura el no dejar ningún foco sísmico futuro fuera de este análisis de peligrosidad. La utilización de dos modelos diferenciados con la sismicidad instrumental por un lado, y dos modelos diferenciados con la sismicidad histórica por otro, diferenciados en función de la magnitud a partir de la cual se consideran completos, se justifican por el hecho de incluir, no sólo la sismicidad actual mejor registrada, sino también la sismicidad más energética que se ha producido en épocas históricas. Por otro lado, el modelo que considera la sismicidad con magnitud superior a $5.5 M_S$, los terremotos originados por estructuras tectónicas que generarán importantes terremotos repetidamente, es una forma de incluir el modelo del terremoto característico a falta de una mayor y mejor información. Finalmente, la forma de elección de los pesos con los que

contribuye cada uno de los modelos a la peligrosidad promediada final permite que contribuyan más en cada caso los modelos que se consideran completos en un intervalo de tiempo del orden del tiempo de exposición (o período de retorno) que interesa en cada caso.

b) Sobre el cálculo de la desagregación de la peligrosidad. Para el cálculo de la desagregación es necesario conocer la peligrosidad que genera individualmente cada una de las celdillas en el cálculo de la peligrosidad para cada intervalo de magnitudes. A la hora de calcular el terremoto de control se han considerado tanto el valor máximo de la peligrosidad (valor modal) que genera una determinada celdilla ($\Delta M_s, \Delta D$) como el valor medio (centroide) de todas ellas; dadas las características sismotectónicas de la zona estudiada en este trabajo, según el caso nos hemos decantado por un resultado, por el otro o por ambos.

c) Sobre el cálculo de la sensibilidad. Se considera más conveniente que los métodos tradicionales, para los casos en que es posible, utilizar como indicativo de la sensibilidad un índice adimensional que indique la variación relativa de la peligrosidad al variar también relativamente un determinado parámetro.

Sobre los resultados obtenidos.

a) Sobre los resultados de agregación de la peligrosidad. En primer lugar se obtiene cómo la sismicidad comprendida entre 30 y 60 km de profundidad, la considerada "intermedia", principalmente contribuye a la peligrosidad en la provincia de Málaga y Oeste de la de Granada, aunque también se puede observar una menor influencia en la zona del Algarve; la peligrosidad generada por esta sismicidad sería mayor en el caso que se considerara que el terremoto de 1680 (Alhaurín el Grande) se deba incluir en este rango de profundidades.

A la vista de la peligrosidad total calculada, la única diferencia que se aprecia entre los mapas de peligrosidad con períodos de retorno de 100, 475 ó 1000 años es con referencia a su nivel, tal que no se observan distintos focos de peligrosidad para distintos tiempos de exposición. Tomando como referencia el mapa en el que se muestra el resultado del nivel de movimiento del terreno con probabilidad de superación del 10% en 50 años (período de retorno de 475 años), se observan unos máximos puntuales de peligrosidad en Portugal, en las zonas de Setúbal y Cabo de San Vicente (intensidad IX); el valor de intensidad VIII se observa en prácticamente toda la mitad Sur de Portugal y en diversas localizaciones de Andalucía, Comunidad Valenciana y el Pirineo.

La morfología de estos mapas está influenciada tanto por las leyes de atenuación como por los focos sísmicos históricos e instrumentales. La diferencia fundamental que aparece con los resultados proporcionados por los métodos zonificados es que no se observa la geometría de las fuentes, y con los resultados que proporcionan los métodos no zonificados, en que la peligrosidad se ha extendido más allá de lo que son estrictamente los focos sísmicos, tanto históricos como instrumentales. La peligrosidad queda más regionalizada que en los métodos zonificados y menos que en los no zonificados. Dado su carácter intermedio entre lo encontrado por distintos autores, podríamos concluir en que mejora anteriores resultados, ya que elimina el suavizado observado en algunos trabajos y suaviza el carácter puntual de la peligrosidad observado en otros.

Dada la sencillez conceptual del método planteado, la no subjetividad y fidelidad de los datos utilizados, y la calidad de los resultados obtenidos, se piensa que este método de

evaluación de la peligrosidad sísmica es el más apropiado para calcular la peligrosidad en zonas como la Península Ibérica, donde aún es necesario mejorar mucho la información sísmológica y sismotectónica del área que abarca. Indicar también que los resultados obtenidos en esta memoria correspondientes a lo que se da en llamar el peor caso pueden quizás considerarse como una buena solución a la hora de proporcionar un resultado conservativo para la peligrosidad de la Península Ibérica.

b) Sobre los resultados de desagregación. Los resultados del análisis de desagregación realizados en esta memoria muestran la necesidad de este tipo de estudios. Así, en localizaciones con parecido nivel de peligrosidad se observa que, debido a las diferentes características sismotectónicas del área de estudio y la ubicación del lugar de interés, sus valores de peligrosidad se han obtenido con contribuciones diferentes, o lo que es lo mismo, que los espectros de respuesta que obtendríamos en dichas localizaciones, aunque iguales en su nivel máximo serían diferentes en su contenido frecuencial. El resultado más importante ha sido la obtención del terremoto de control para cada localización en función de la intensidad macrosísmica, así como el poder observar gráficamente (gráfico distancia-magnitud) qué focos sísmicos son más importantes a la hora de calcular la peligrosidad en una cierta localización. De las localizaciones analizadas, hay algunas en que su peligrosidad está dominada por terremotos cercanos (entre 0 y 20 km ó 20 y 40 km de distancia) y otras simultáneamente por terremotos que pueden encontrarse a distancias medias (entre 40 y 60 km) y lejanas (a más de 200 km).

c) Sobre los resultados de incertidumbre. Sobre la incertidumbre del resultado generada de forma individual por los parámetros b y m_{max} se concluye con que es este último parámetro el que genera mayor incertidumbre, llegando a ser ésta tres veces superior a la que introduce el parámetro b . Por otro lado, la incertidumbre total no es muy distinta en las diversas localizaciones, de lo que parece deducirse que no depende ésta de las características sismotectónicas en el entorno de las localizaciones. Como valores de incertidumbre total podemos citar la dispersión (diferencia entre los valores con niveles de significación de 0.85 y 0.15) obtenida en el resultado de la intensidad con período de retorno de 475 años para las distintas ciudades: se obtienen máximos valores en Lisboa y Granada, con 0.8 unidades, y en Alicante, con 0.7 unidades, y mínimos en las ciudades de Barcelona, con 0.6 unidades, y Málaga y Faro, con 0.5 unidades.

Es necesario incidir en el cálculo de los parámetros b y m_{max} , especialmente de este último, para así poder reducir sus incertidumbres y, en consecuencia, las incertidumbres que introducen en la peligrosidad final calculada. A la hora de reducir el error en el conocimiento del parámetro m_{max} , de seguir utilizando métodos probabilísticos en su determinación, es necesario recalculer las magnitudes de los terremotos más importantes del catálogo sísmico.

d) Sobre los resultados de sensibilidad. La metodología de cálculo de sensibilidad presentada en esta memoria es un método sencillo que permite comparar objetivamente la sensibilidad del método a ciertos parámetros a través de un número adimensional. Se obtiene una mayor sensibilidad en el cálculo de la peligrosidad a los parámetros b y m_{max} , tal que llega a ser casi el doble que la debida a N (número de terremotos) y, entre cien y doscientas veces mayor a la debida a la profundidad de la fuente; el dato concreto depende de la localización y tiempo de exposición.

Desde el punto de vista de las incertidumbres, este trabajo es un paso más en la mejora de la metodología del cálculo de la peligrosidad sísmica, ya que se disminuye la incertidumbre epistémica que introduce el modelo de cálculo, y se establece la incertidumbre estadística del resultado.

Finalmente, se propone que los esfuerzos futuros deben encaminarse, primero a una mejor evaluación de los parámetros b y m_{max} , así como una mejor regionalización de ambos. También, puesto que el método está claramente influenciado por las relaciones de atenuación y las localizaciones de los focos sísmicos históricos, se hace necesario mejorar estas relaciones, fundamentalmente a través de datos directos de aceleración, y buscar y localizar nuevos focos sísmicos no registrados en el catálogo. Dada la importancia de las magnitudes de corte en cada modelo que se considera, también se necesita una correcta reevaluación de las magnitudes, especialmente de las de los terremotos históricos. En el aspecto metodológico se prevé una mejora introduciendo suavizados del número de terremotos y demás parámetros que sean direccionales, a diferencia del filtrado Gaussiano que tiene un comportamiento isótropo, teniendo en cuenta para ello la información tectónica y geofísica de que se disponga. También, si se sigue trabajando con métodos no zonificados, puede ser interesante el análisis de las características fractales del modelo de generación de terremotos en la zona de estudio. Evidentemente, si se desea tener una visión completa de la peligrosidad, además de la sismicidad de fondo se ha de incluir la que se ajuste al modelo del terremoto característico, por lo que se debe seguir avanzando en los estudios de deformación cortical y de paleosismicidad.

BIBLIOGRAFÍA



Bibliografía

- AIVAZIAN, S., 1970, *Étude statistique des dépendances*, Mir, Moscú.
- AKI, K., 1965, *Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits*, Bull. Earthquake Res. Inst., **43**, 237-239.
- AKI, K., 1989, *Ideal probabilistic earthquake prediction*, Tectonophysics, **169**, 197-198.
- AL ABBASI, J.N. AND FAHMI, K.J., 1991, *GEMPAK: A FORTRAN-77 program for calculating Gumbel's first, third, and mixture upper earthquake magnitude distributions employing maximum likelihood estimation*, Computer&Geosciences, **17**, 271-290.
- ALFARO, P., DURÁN, J.J., ESTÉVEZ, A., GINER, J.J., PELÁEZ, J.A., PINA, J.A., SORIA, J.M. Y VILLALOBOS, M., 1992, *Neotectónica y sismicidad: su aplicación al estudio del riesgo sísmico en la provincia de Alicante*, VIII Congreso Latinoamericano de Geología, **II**, 589-599.
- ALGERMISSEN, S.T AND PERKINS, D.M., 1976, *A probabilistic estimate of maximum ground acceleration in the contiguous United States*, U.S. Geological Survey Open-File Report 76-416.
- ALGERMISSEN, S.T., PERKINS, D.M., THENHAUS, P.C., HANSON, S.L. AND BENDER, B.L., 1982, *Probabilistic estimates of maximum acceleration and velocity in rock in the contiguous United States*, U.S. Geological Survey Open-File Report 82-1033.
- AMBRASEYS, N.N., 1985, *Intensity-attenuation and magnitude-intensity relationships for northwest european earthquakes*, Earthquake Eng. Struct. Dyn., **13**, 733-778.
- ANAGNOS, T. AND KIREMIDJIAN, A.S., 1984, *Stochastic time-predictable model for earthquake occurrences*, Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 2593-2611.
- ANDERSON, J.G., 1981, *A simple way to look at a Bayesian model for the statistics of earthquake prediction*, Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 1929-1932.
- ANDERSON, J.G. AND LUCO, J.E., 1983, *Parametric study of near-field ground motions for oblique-slip and dip-slip dislocation models*, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 45-57.
- ANDERSON, J.G., WESNOUSKY, S.G AND STIRLING, M.W., 1996, *Earthquake size as a function of fault slip rate*, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 683-690.
- ARAYA, R. AND DER KIUREGHIAN, A., 1988, *Seismic hazard analysis: Improved models, uncertainties and sensitivities*, University of California at Berkeley - Earthquake Engineering Research Center, Report No. UCB/EERC-90/11.
- ARIEH, E. AND RABINOWITZ, N., 1989, *Probabilistic assessment of earthquake hazard in Israel*, Tectonophysics, **167**, 223-233.
- ASPINALL, W.P., SHEPHERD, J.B., WOO, G., WIGHTMAN, A., ROWLEY, K.C., LYNCH, L.L. AND AMBEH, W.B., 1994, *Seismic ground motion hazard assessment at a site near a segmented subduccion zone: the Roseau dam, Saint Lucia, West Indies*, Earthquake Spectra, **10**, 259-292.
- ATKINSON, G.M. AND CHARLWOOD, R.G., 1983, *Uncertainties in probabilistic seismic hazard assessment as a function of probability level: A case history for Vancouver, British Columbia*, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 1225-1241.
- ATKINSON, G.M. AND BOORE, D.M., 1997, *Some comparisons between recent ground-motion relations*, Seism. Res. Lett., **68**, 24-40.
- BAZZURRO, P. AND CORNELL, A., 1999, *Disaggregation of seismic hazard*, Bull. Seism. Soc. Am., **89**, 501-520.

- BENDER, B., 1983, *Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data*, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 831-851.
- BENDER, B., 1984, *Seismic hazard analysis using a finite fault rupture model*, Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 1899-1923.
- BENDER, B., 1986, *Modeling source zone boundary uncertainty in seismic hazard analysis*, Bull. Seism. Soc. Am., **76**, 329-341.
- BENDER, B. AND PERKINS, D., 1982, *SEISRISK II. A computer program for seismic hazard estimation*, U.S. Geological Survey Open-File Report 82-293.
- BENDER, B. AND PERKINS, D., 1987, *SEISRISK III. A computer program for seismic hazard estimation*, U.S. Geological Survey Bulletin 1772.
- BENITO, B., 1993, *Estimación de parámetros sísmicos y espectros de respuesta característicos del movimiento del suelo en emplazamientos de la Península Ibérica*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- BENJAMIN, J.R., 1968, *Probabilistic models for seismic force design*, J. Struct. Div. Am. Soc. Civil Eng., **94**, 1175-1196.
- BENJAMIN, J.R. AND CORNELL, C.A., 1970, *Probability, statistics, and decision for civil engineers*, McGraw-Hill Inc., New York.
- BERNREUTER, D.L., 1981, *Scaling and estimation of earthquake ground motion as a function of the earthquake source parameters and distance*, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Report No. NUREG/CR-2103.
- BERNREUTER, D.L., 1992, *Determining the controlling earthquake from probabilistic hazards for the proposed Appendix B*, Lawrence Livermore National Laboratory, Report UCRL-JC-111964, Livermore, EE.UU.
- BERNREUTER, D.L. AND MINICHINO, C., 1982, *Seismic hazard analysis. Overview and executive summary*, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Report No. NUREG/CR-1582.
- BERNREUTER, D.L., SAVY, J.B., MENSING, R.W., CHEN, J.C. AND DAVIS, B.C., 1985, *Seismic hazard characterization of the eastern United States*, Lawrence Livermore National Laboratory, Report UCID-20421, Livermore, EE.UU.
- BERNREUTER, D.L., SAVY, J.B. AND MENSING, R.W., 1987, *Comparison of seismic hazard estimates obtained by using alternative seismic hazard methodologies*, Lawrence Livermore National Laboratory, Report UCRL-96147, Livermore, EE.UU.
- BERNREUTER, D.L., SAVY, J.B., MENSING, R.W. AND CHEN, J.C., 1989, *Seismic hazard characterization of 69 nuclear plants sites east of the Rocky Mountains. Methodology, input data and comparisons to previous results for ten test sites*, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Report No. NUREG/CR-5250.
- BERNAL, D. AND YOUSSEF, A., 1997, *A hybrid time frequency domain formulation for non-linear soil-structure interaction*, Earthquake Eng. Struct. Dyn., **27**, 673-685.
- BERRIL, J.B. AND DAVIS, R.O., 1980, *Maximum entropy and the magnitude distribution*, Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 1823-1831.
- BERROCAL, J., FERNANDES, C., BASSINI, A. AND BARBOSA, J.R., 1996, *Earthquake hazard assessment in southeastern Brasil*, Geofísica Internacional, **35**.
- BISBAL, L., 1984, *Estudio de la distribución de intensidades sísmicas en el ámbito valenciano. Su incidencia en las obras públicas*, Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Valencia.
- BLACKWELL, D., 1947, *Conditional expectation and unbiased sequential estimation*, Ann. Math. Statist., **18**, 105-110.
- BOATWRIGHT, J.A. AND BOORE, D.M., 1982, *Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics*, Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 1843-1865.

- BOLT, B.A., 1978, *Incomplete formulations of the regression of earthquake magnitude with surface fault rupture length*, *Geology*, **6**, 233-235.
- BOLT, B.A. AND ABRAHAMSON, N.A., 1982, *New attenuation relations for peak and expected accelerations of strong ground motion*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 2307-2321.
- BONILLA, M.G. AND BUCHANAN, J.M., 1970, *Interim report on worldwide historic surface faulting*, U.S. Geological Survey Open-File Report.
- BONILLA, M.G., MARK, R.K. AND LIENKAEMPER, J.J., 1984, *Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2379-2411.
- BOORE, D.M. AND ATKINSON, G.M., 1987, *Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 440-467.
- BOORE, D.M., JOYNER, W.B., OLIVER, A.A. AND PAGE, R.A., 1980, *Peak acceleration, velocity, and displacement from strong-motion records*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 305-321.
- BOORE, D.M., JOYNER, W.B. AND FUMAL, T.E., 1997, *Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western north american earthquakes: A summary of recent work*, *Seism. Res. Letters*, **68**, 128-153.
- BOX, G.E.P. AND MULLER, M.E., 1958, *A note on the generation of random normal deviates*, *Ann. Math. Stat.*, **29**, 610-611.
- BRILLINGER, D.R., 1982, *Seismic risk assessment: Some statistical aspects*, *Earthq. Predict. Res.*, **1**, 183-195.
- BRILLINGER, D.R. AND PREISLER, H.K., 1984, *An exploratory analysis of the Joyner-Boore attenuation data*, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **74**, 1441-1450.
- BRUNE, J.N., 1970, *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves earthquake*, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- BRUNE, J.N., 1971, *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves earthquake (correction)*, *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002.
- BUFE, C.G., HARSH, P.W. AND BURFORD, R.O., 1977, *Steady-state seismic slip. A precise recurrence model*, *Geophys. Res. Letters*, **4**, 91-94.
- BUFORN, E., SANZ DE GALDEANO, C. AND UDÍAS, A., 1995, *Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region*, *Tectonophysics*, **248**, 247-261.
- BUNGUM, H. AND HUSEBYE, E.S., 1974, *Analysis of the operational capabilities for detection and location of seismic events at NOSAR*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 637-656.
- BURTON, P.W., MAIN, I.G. AND LONG, R.E., 1983, *Perceptible earthquakes in the central and eastern United States (examined using Gumbel's third distribution of extreme values)*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 497-518.
- CABALLINI, F. AND REBEZ, A., 1996, *Representing earthquake intensity-magnitude relationship with a non linear function*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 73-78.
- CAMPBELL, K.W., 1979, *Preliminary evaluation of near-source attenuation of peak acceleration in the United States*, *Earthquake Notes*, **50**, 16-17.
- CAMPBELL, K.W., 1981, *Near-source attenuation of peak horizontal acceleration*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 2039-2070.
- CAMPBELL, K.W., 1982, *Bayesian analysis of extreme earthquake occurrences. Part I. Probabilistic hazard model*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1689-1705.
- CAMPBELL, K.W., 1983, *Bayesian analysis of extreme earthquake occurrences. Part II. Application to the San Jacinto fault zone of southern California*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1689-1705.

- CAMPBELL, K.W., 1985, *Strong motion attenuation relations: A ten-year perspective*, Earthquake Spectra, **1**, 759-804.
- CAMPBELL, K.W., 1997, *Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra*, Seism. Res. Letters, **68**, 154-179.
- CAMPBELL, K.W. AND DUKE, C.M., 1974a, *Bedrock intensity attenuation and site factors from San Fernando earthquake records*, Bull. Seism. Soc. Am., **64**, 173-185.
- CAMPBELL, K.W. AND DUKE, C.M., 1974b, *A reply to a discussion on "Bedrock intensity attenuation and site factors from San Fernando earthquake records" by P.C. Jennings*, Bull. Seism. Soc. Am., **64**, 2009-2010.
- CAMPOS-COSTA, A., OLIVEIRA, C.S. AND SOUSA, M.L., 1992, *Seismic hazard-consistent studies for Portugal*, 10th World Conf. Earthquake Eng., Madrid, **1**, 477-482.
- CANAS, J.A., EGOZCUE, J.J., BARBAT, A.H., MIQUEL-CANET, J. Y BANDA, E., 1988, *Peligrosidad sísmica en Cataluña*, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- CAO, T., PETERSEN, M.D. AND REICHLER, M.S., 1996, *Seismic hazard estimate from background seismicity in southern California*, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 1372-1381.
- CARLIN, B.P. AND LOUIS, T.A., *Bayes and empirical Bayes methods for data analysis*, Chapman & Hall, London.
- CARLSON, J.M. AND LANGER, J.S., 1989, *Mechanical model of an earthquake fault*, Phys. Rev. A, **40**, 6470-6484.
- CASTILLO, E., 1988, *Extreme values theory in engineering*, Academic Press, Massachusetts.
- CINLAR, E., 1975, *Introduction to stochastic processes*, Prentice-Hall, New Jersey.
- CLUFF, L.S., PATWARDHAN, A.S. AND COPPERSMITH, K.J., 1980, *Estimating the probability of occurrences of surface faulting earthquakes on the Wasatch fault zone, Utah*, Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 1463-1478.
- COICCP (COLEGIO OFICIAL DE INGENIEROS DE CAMINOS, CANALES Y PUERTOS), 1974, *Estadística y simulación aplicadas a la Ingeniería Civil*, Madrid.
- COPPERSMITH, K.J. AND SCHWARTZ, D.P., 1983, *The characteristic earthquake model: implications to recurrence on the San Andreas fault (abstract)*, Earthquake Notes, **54**, 61.
- COPPERSMITH, K.J., JOHNSTON, A.C. AND ARABASZ, W.J., 1987, *Estimating maximum earthquakes in the central and eastern United States: a progress report*, Proceedings from the Symposium on Seismic Hazards, Ground Motions, Soil-Liquefaction and Engineering Practice in Eastern North America, National Center for Earthquake Engineering Research Technical Report NCEEER-87-0025, 217-232.
- COPPERSMITH, K.J., YOUNGS, R.R., JOHNSTON, A.C., KANTER, L.R., SCHNEIDER, J.F. AND ARABASZ, W.J., 1989, *Estimating maximum earthquakes for seismic sources in the central and eastern United States: a progress report*, Proceedings of the 4th International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk, Bechyně, Checoslovaquia, **I**, 115-122.
- CORNELL, C.A., 1968, *Engineering seismic risk analysis*, Bull. Seism. Soc. Am., **58**, 1583-1606.
- CORNELL, C.A., 1971, *Probabilistic analysis of damage to structures under seismic loads in Dynamic waves in civil engineering*, Ed. D.A. Howells, I.P. Haigh and C. Taylor, Wiley Interscience.
- CORNELL, C.A. AND VANMARKE, E.H., 1969, *The major influences on seismic risk*, 4th World Conf. Earthquake Eng., Santiago, Chile, **1**, 69-83.
- CORNELL, C.A. AND MERZ, H.A., 1975, *Seismic risk analysis of Boston*, J. Struct. Div. Am. Soc. Civil Eng., **10**, 2027-2043.

- COSENTINO, P., FICARRA, V. AND LUZIO, D., 1977, *Truncated exponential frequency-magnitude relationship in earthquake statistics*, Bull. Seism. Soc. Am., **67**, 1615-1623.
- CPNS (COMISIÓN PERMANENTE DE NORMAS SISMORRESISTENTES), 1995, *Norma de Construcción Sismorresistente: Parte General y Edificación (NCSE-94)*, B.O.E., **33**, 3935-3979.
- CRAMÉR, H., 1948, *Mathematical methods of statistic*, Princeton University Press, Princeton.
- CRAMER, CH.H., PETERSEN, M.D. AND REICHLER, M.S., 1996, *A Monte Carlo approach in estimating uncertainty for a seismic hazard assessment of Los Angeles, Ventura, and Orange Countries, California*, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 1681-1691.
- CROUSE, C.B., 1976, *Horizontal ground motion in Los Angeles during de San Fernando earthquake*, Earthquake Eng. Struct. Dyn., **4**, 333-347.
- CROUSE, C.B., LIANG, G.C. AND MARTIN, G.R., 1984, *Experimental study of soil-structure interaction at an accelerograph station*, Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 1995-2013.
- CHIANG, W.L., GUIDI, G.A., MORTGAT, C.P., SCHOOF, C.C. AND SHAH, H.C., 1984, *Computer programs for seismic hazard analysis. A user manual (STANford Seismic Hazard Analysis-STASHA)*, The J.A. Blume Earthquake Engineering Center, Report No. 62, Stanford University.
- CHINNERY, M.A., 1969, *Earthquake magnitude and source parameters*, Bull. Seism. Soc. Am., **59**, 1969-1982.
- CHUHAN, Z., PEKAU, O.A. AND FENG, J., 1992, *Application of BE-BE-IBE coupling to dynamic interaction between alluvial soil and rock canyons*, Earthquake Eng. Struct. Dyn., **21**, 367-385.
- DELGADO, J., PELÁEZ, J.A. AND LÓPEZ CASADO, C., 2000, *Cartografiado de isosistas mediante estimación geoestadística*, 2ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Lagos, 113-114.
- DIETZ, L.D. AND ELLSWORTZ, W.L., 1990, *The October 17, 1989, Loma Prieta, California, earthquake and its aftershocks: geometry of the sequence from high-resolution locations*, Geophys. Res. Letters, **17**, 1417-1420.
- DRAPER, N.R. AND SMITH, H., 1998, *Applied regression analysis*, John Wiley & Sons Inc., New York.
- EDWARDS, W., LINDMAN, H. AND SAVAGE, L.G., 1963, *Bayesian statistical inference for psychological research*, Psychol. Rev., **70**, 193-242.
- EGOZCUE, J.J., 1987, *Cálculo Bayesiano de grandes períodos de retorno de sismos con pocos datos*, V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, Instituto Geográfico Nacional, **I**, 621-637.
- EGOZCUE, J.J. AND RÜTTENER, E., 1996, *Bayesian techniques for seismic hazard assessment using imprecise data*, Natural Hazards, **14**, 91-112.
- EPRI (ELECTRIC POWER RESEARCH INSTITUTE), 1985, *Seismic hazard methodology for nuclear facilities in the eastern Unites States: preliminary seismic hazard test computations for parametric analysis and comparative evaluations*, EPRI Research Project Number P101-29.
- EPRI (ELECTRIC POWER RESEARCH INSTITUTE), 1986, *Seismic hazard methodology for the central and eastern Unites States*, EPRI Research Project Number PN-4726.
- EPSTEIN, B. AND LOMNITZ, C., 1966, *A model for the occurrence of large earthquakes*, Nature, **211**, 954-956.
- ESPINOSA, A.F., 1979, *Horizontal particle velocity and its relation to magnitude in the western United States*, Bull. Seism. Soc. Am., **69**, 2037-2061.
- ESPINOSA, A.F., 1980, *Attenuation of strong horizontal ground accelerations in the western United States and their relation to M_L* , Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 583-616.

- ESTEVA, L., 1970a, *Consideraciones prácticas en la estimación Bayesiana de riesgo sísmico*, Universidad Nacional Autónoma de México, Publicación **248**.
- ESTEVA, L., 1970b, *Seismic risk and seismic design decisions in Seismic design for nuclear power plants*, Ed. R.J. Hansen, Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge.
- ESTEVA, L., 1976, *Seismicity in Seismic risk and engineering decisions*, Ed. C. Lomnitz and E. Rosenblueth, Elsevier Science Publications Company, New York.
- FERNANDEZ, L.M. AND GUZMAN, J.A., 1979, *Earthquake hazard in southern Africa*, Geological Survey, Department of Mines, Seismologic Series 10, Republic of South Africa.
- FERRAES, S.G., 1967, *Test of Poisson process for earthquakes in Mexico City*, J. Geophys. Res., **72**, 3741-3742.
- FERRAES, S.G., 1985, *The Bayesian probabilistic prediction of strong earthquakes in the Hellenic arc*, Tectonophysics, **111**, 339-359.
- FOSCHI, R.O. AND LO, R.C., 1988, *EQPROB: A PC-based, graphics-assisted program for seismic risk analysis*, Third International Conference on Computing in Civil Engineering, Vancouver, Canada, **I**, 527-536.
- FRANKEL, A., 1995, *Mapping seismic hazard in the central and eastern United States*, Seism. Res. Letters, **66**, 4, 8-21.
- FRANKEL, A., MUELLER, C., BARNHARD, T., PERKINS, D., LEYENDECKER, E.V., DICKMAN, N., HANSON, S. AND HOPPER, M., 1996, *National seismic hazard maps*, U.S. Geological Survey Open-File Report 96-532.
- GARDNER, J.K. AND KNOPOFF, L., 1974, *Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, poissonian?*, Bull. Seism. Soc. Am., **64**, 1363-1367.
- GIARDINI, D., GRÜNTAL, G., SHEDLOCK, K. AND ZHANG, P., 1999, *The GSHAP Global Seismic Hazard Map*, Annali di Geofisica, **42**, 1225-1228. <http://seismo.ethz.ch/GSHAP/>
- GINER, J.J., 1996, *Sismicidad y peligrosidad sísmica en la Comunidad Autónoma Valenciana. Análisis de incertidumbres*, Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- GINER, J.J., LÓPEZ CASADO, C., JÁUREGUI, P., PELÁEZ, J.A. Y AUERNHEIMERL, C., 1992, *Peligrosidad sísmica en la Comunidad Autónoma Valenciana*, 1^{er} Congreso Iberoamericano sobre técnicas aplicadas a la gestión de emergencias para la reducción de desastres naturales, Universidad Politécnica de Valencia, **I**, 341-357.
- GRELLET, B., COMBES, P., GRANIER, T., PHILIP, B., MOHAMMADIOUN AND HAESSLER, H., 1991, *Methodology of seismotectonic zoning in the intraplate low seismicity domain: example of France and surrounding areas*, 4th International Conference on Seismic Zonation, Stanford, **1**, 35-42.
- GRINGORTEN, I.I., 1963, *A plotting rule for extreme probability paper*, J. Geophys. Res., **68**, 813-814.
- GUARNIERI, L., PASQUALE, V. AND ANGHINOLFI, M., 1980, *A new general frequency-magnitude relationship*, Pure Appl. Geophys., **119**, 196-206.
- GUMBEL, E.J., 1954, *Statistical theory of extreme values and some practical applications*, National Bureau of Standards, Applied Mathematics Series N° 33.
- GUMBEL, E.J., 1958, *Statistics of extremes*, Columbia University Press, New York.
- GUTENBERG, B. AND RICHTER, C.F., 1944, *Frequency of earthquakes in California*, Bull. Seism. Soc. Am., **34**, 185-188.
- GUTTORP, P., 1987, *On least-squares estimation of b values*, Bull. Seism. Soc. Am., **77**, 2115-2124.
- HADLEY, D.M., HELMBERGER, D.V. AND ORCUTT, J.A., 1982, *Peak acceleration scaling studies*, Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 959-979.

- HANSON, S.L. AND PERKINS, D.M., 1995, *Seismic sources and recurrence rates as adopted by USGS staff for the production of the 1982 and 1990 probabilistic ground motion maps for Alaska and the conterminous United States*, U.S. Geological Survey Open-File Report 95-257.
- HANKS, T.C., 1979, *b values and ω^{γ} seismic source models: Implications for tectonics stress variations along active crustal fault zones and estimation of high frequency strong ground motion*, J. Geophys. Res., **84**, 2235-2241.
- HANKS, T.C. AND JOHNSON, D.A., 1976, *Geophysical assessment of peak accelerations*, Bull. Seism. Soc. Am., **66**, 959-968.
- HARMSSEN, S., PERKINS, D. AND FRANKEL, A., 1999, *Deaggregation of probabilistic ground motions in the central and eastern United States*, Bull. Seism. Soc. Am., **89**, 1-13.
- HAYS, W., ALGERMISSSEN, S.T., ESPINOSA, A., PERKINS, D. AND RINEHART, W., 1975, *Guidelines for developing design earthquake response spectra*, Construction Eng. Research Lab. Techn. Rep. M-114.
- HERRMANN, R.B., 1977, *Recurrence relations*, Earthquake Notes, **48**, 47-49.
- HONG, L.L. AND GUO, S.W., 1995, *Nonstationary Poisson model for earthquake occurrence*, Bull. Seism. Soc. Am., **85**, 814-824.
- HOWELL, B.F. AND SCHULTZ, T.T., 1975, *Attenuation of modified Mercalli intensity with distance from the epicenter*, Bull. Seism. Soc. Am., **65**, 651-665.
- IBARGUEN, J., 1987, *Optimización del ajuste estadístico a series temporales de máximos de intensidad sísmica en el sureste de España*, V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, Instituto Geográfico Nacional, **I**, 567-585.
- IHNEN, S.M. AND HADLEY, D.M., 1987, *Seismic hazard maps for Puget Sound, Washington*, Bull. Seism. Soc. Am., **77**, 1091-1109.
- IGN (INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL), 1991, *Peligrosidad Sísmica en España*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- IGN (INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL), 1992, *Análisis sismotectónico de la península Ibérica, Baleares y Canarias*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- JIANWEN, S., 1989, *Some problems in seismic risk analysis*, Proceedings of the 4th International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk, Bechyně, Checoslovaquia, **I**, 470-477.
- JIMÉNEZ, M.J., GARCÍA-FERNÁNDEZ, M. AND THE GSHAP IBERO-MAGHREB WORKING GROUP, 1999, *Seismic hazard assessment in the Ibero-Maghreb region*, Annali di Geofisica, **42**, 1057-1066.
- JIN, A. AND AKI, K., 1988, *Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China*, Bull. Seism. Soc. Am., **78**, 741-769.
- JOHNSON, W.J. AND SHULA, D.K., 1976, *Safe shutdown earthquake and operating basis earthquake: deterministic and probabilistic evaluations*, Symposium on Earthquake Risk for Nuclear Power Plants, Luxemburgo.
- JOYNER, W.B. AND BOORE, D.M., 1983, *Comments on "New attenuation relations for peak and expected accelerations of strong ground motion" by B.A. Bolt and N.A. Abrahamson*, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 1479-1480.
- JOYNER, W.B. AND FUMAL, T.E., 1985, *Predictive mapping of earthquake ground motion in Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles Region – An earth-science perspective*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1360.
- JUSTO, J.L. AND SALVA, C., 1998, *The 1531 Lisbon earthquake*, Bull. Seism. Soc. Am., **88**, 319-328.
- KAGAN, Y., 1993, *Statistics of characteristic earthquakes*, Bull. Seism. Soc. Am., **83**, 7-24.

- KAGAN, Y., 1996, *Comment on "The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it?" by Steven G. Wesnousky*, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 274-285.
- KANAMORI, H. AND ANDERSON, D.L., 1975, *Theoretical basis of some empirical relations in seismology*, Bull. Seism. Soc. Am., **65**, 1073-1095.
- KENDALL, M. AND STUART, A., 1961, *The advanced theory of statistic in Inference and relationship*, Vol. 2, Griffin, London.
- KIJKO, A., 1982, *A comment on "a modified form of the Gutenberg-Richter magnitude-frequency relation, by J. Lomnitz-Adler and C. Lomnitz*, Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 1759-1762.
- KIJKO, A., 1984, *It is necessary to construct empirical distributions of maximum earthquake magnitudes?*, Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 339-347.
- KIJKO, A. AND DESSOKEY, M.M., 1987, *Application of the extreme magnitude distributions to incomplete earthquakes files*, Bull. Seism. Soc. Am., **77**, 1429-1436.
- KIJKO, A. AND GRAHAM, G., 1998, *Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part I: estimation of maximum regional magnitude m_{max}* , Pure Appl. Geophys., **152**, 413-442.
- KIJKO, A. AND SELLEVOLL, M.A., 1981, *Triple exponential distribution, a modified model for the occurrence of large earthquakes*, Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 2097-2101.
- KIJKO, A. AND SELLEVOLL, M.A., 1989, *Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes*, Bull. Seism. Soc. Am., **79**, 645-654.
- KIJKO, A. AND SELLEVOLL, M.A., 1990, *Estimation of earthquake hazard parameters for incomplete and uncertain data files*, Natural Hazards, **3**, 1-13.
- KIJKO, A. AND SELLEVOLL, M.A., 1992, *Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity*, Bull. Seism. Soc. Am., **82**, 120-134.
- KIREMIDJIAN, A.S. AND ANAGNOS, T., 1984, *Stochastic slip-predictable model for earthquake occurrences*, Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 739-755.
- DER KIUREGHIAN, A. AND ANG, A.H-S., 1977, *A fault-rupture model for seismic risk analysis*, Bull. Seism. Soc. Am., **67**, 1173-1194.
- KNOPOFF, L. AND KAGAN, Y., 1977, *Analysis of the theory of extremes as applied to earthquake problems*, J. Geophys. Res., **82**, 5647-5657.
- KRINITZSKY, E.L., 1995, *Problems with Logic Trees in earthquake hazard evaluation*, Engineering Geology, **39**, 1-3.
- KULDROFF, G., 1961, *Contribution to the theory of estimation from grouped and partially grouped samples*, Almqvist and Wiksell, Stockholm.
- LAPAJNE, J.K., MOTNIKAR, B.S., ZABUKOVEC, B. AND ZUPANCIC, P., 1997, *Spatially smoothed seismicity modelling of seismic hazard in Slovenia*, Journal of Seismology, **1**, 73-85.
- LIN, K. AND SANFORD, A.R., 1998, *Effects of active faults on probabilistic seismic hazard estimates for the Socorro area using instrumental data 1962 through 1995*, Geophysics Open-File Report 88, Geophysical Research Center, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, New Mexico.
- LNEC (LABORATÓRIO NACIONAL DE ENGENHARIA CIVIL), 1986, *A sismicidade histórica e a revisão do catálogo sísmico*, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- LOMNITZ, C., 1973, *Poisson processes in earthquake studies*, Bull. Seism. Soc. Am., **63**, 735.
- LOMNITZ-ADLER, J. AND LOMNITZ, C., 1979, *A modified form of the Gutenberg-Richter magnitude-frequency relation*, Bull. Seism. Soc. Am., **69**, 1209-1214.

- LÓPEZ ARROYO, A., 1978, *Sismicidad y riesgo sísmico en España*, Seminario sobre Criterios Sísmicos para Instalaciones Nucleares y Obras Públicas, Madrid.
- LÓPEZ CASADO, C., 1987, *Tectónica, intensidad máxima y riesgo sísmico en Granada*, V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, Instituto Geográfico Nacional, **I**, 599-619.
- LÓPEZ CASADO, C., ESTÉVEZ, A., PINA, J.A. Y SANZ DE GALDEANO, C., 1987, *Alineaciones sismotectónicas en el sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas*, Mediterránea Ser. Geol., **6**, 5-38.
- LÓPEZ CASADO, C., GINER, J.J. AND PELÁEZ, J.A., 1990a, *Seismic risk at Alicante's province (Spain)*, XXII General Assembly, European Seismological Commission, Generalitat de Catalunya, **II**, 599-602.
- LÓPEZ CASADO, C., GINER, J.J. AND PELÁEZ, J.A., 1990b, *SRA. A program for the analysis of seismic risk*, XXII General Assembly, European Seismological Commission, Generalitat de Catalunya, Application of Personal Computers in Seismology, 55-57.
- LÓPEZ CASADO, C., MOLINA, S., DELGADO, J. AND PELÁEZ, J.A., 2000, *Attenuation of intensity with epicentral distance in the Iberian peninsula*, Bull. Seism. Soc. Am., **90**, 34-47.
- LÓPEZ CASADO, C., PELÁEZ, J.A., PEINADO, M.A. Y SANZ DE GALDEANO, C., 1993, *Neotectónica y sismicidad de Cuevas de Almanzora en Recursos naturales y medio ambiente de Cuevas de Almanzora*, Instituto de Estudios Almerienses, Almería.
- LÓPEZ CASADO, C. Y SANZ DE GALDEANO, C., 1986, *Fuentes sísmicas en la región del río Segura*, Primeras Jornadas de Estudio del Fenómeno Sísmico y su Incidencia en la Ordenación del Territorio, Murcia.
- LÓPEZ CASADO, C. Y SANZ DE GALDEANO, C., 1987, *Tectónica, intensidad máxima y riesgo sísmico en Granada*, V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, Instituto Geográfico Nacional, **I**, 703-719.
- LÓPEZ CASADO, C. AND SANZ DE GALDEANO, C., 1990, *Determination of seismic sources: Its application in the Betic-Rif area*, Proceedings of the ECE/UN Seminar on Prediction of Earthquakes, Lisbon, **1**, 113-124.
- MAIN, I.G. AND BURTON, P.W., 1984, *Information theory and the earthquake frequency-magnitude distribution*, Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 1409-1426.
- MARK, R.K., 1977, *Application of linear statistical models of earthquake magnitude versus fault length in estimating maximum expectable earthquakes*, Geology, **5**, 464-466.
- MARTÍN, A.J., 1981, *Mapa de intensidades máximas sentidas 1396-1979*, IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Zaragoza, Instituto Geográfico Nacional, **I**, 447-457.
- MARTÍN, A.J., 1984, *Riesgo sísmico en la Península Ibérica*, Tesis Doctoral, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- MARTÍN, A.J., 1989, *Probabilistic seismic hazard analysis and damage assessment in Andalusia (Spain)*, Tectonophysics, **167**, 235-244.
- MARTÍN, A.J. Y BLÁZQUEZ, R., 1981, *Evaluación del riesgo sísmico en la presa de El Limonero (Málaga)*, Control y Geología S.A., Madrid.
- MARTÍN, A.J. Y SIERRA, J., 1981, *Programa RIEGUM para el cálculo del riesgo sísmico mediante la distribución de Gumbel*, IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Zaragoza, Instituto Geográfico Nacional, **I**, 299-307.
- MARTÍN, A.J., CARREÑO, E. E IZQUIERDO, A., 1986, *Análisis de la atenuación de aceleraciones de la serie de sismos de Adra de 1993 y 1994*, Avances en Geofísica y Geodesia, **I**, 115-123.
- MCCANN, M.W. AND BOORE, D.M., 1983, *Variability in ground motions, root mean square acceleration and peak acceleration for the 1971 San Fernando, California, earthquake*, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 615-632.

- MCGARR, A., 1982, *Upper bounds on near-source peak ground motion based on a model of inhomogeneous faulting*, Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 1825-1841.
- MCGARR, A., 1984, *Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth*, J. Geophys. Res., **89**, 6969-6979.
- MCGARR, A., GREEN, R.W.E. AND SPOTTISWOODE, S.M., 1981, *Strong ground motion of mine tremors. Some implications for near-source ground motion parameters*, Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 295-319.
- MCGUIRE, R.K., 1976, *EQRISK. Evaluation of earthquake risk to site. FORTRAN computer program for seismic risk analysis*, U.S. Geological Survey Open-File Report 76-67.
- MCGUIRE, R.K., 1977, *Effects of uncertainty in seismicity on estimates of seismic hazard for the east coast of the United States*, Bull. Seism. Soc. Am., **67**, 827-848.
- MCGUIRE, R.K., 1978a, *FRISK. Computer program for seismic risk analysis using faults as earthquakes sources*, U.S. Geological Survey Open-File Report 78-1007.
- MCGUIRE, R.K., 1978b, *Seismic ground motion parameter relations*, J. Geotech. Eng. Div., ASCE, **104**, 481-490.
- MCGUIRE, R.K., 1995, *Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop*, Bull. Seism. Soc. Am., **85**, 1275-1284.
- MENDOZA, C. AND HARTZELL, S.H., 1988, *Aftershock patterns and main shock faulting*, Bull. Seism. Soc. Am., **78**, 1438-1449.
- MERTZ, H.A. AND CORNELL, C.A., 1973, *Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law*, Bull. Seism. Soc. Am., **63**, 1999-2006.
- MEZCUA, J., 1982, *Catálogo general de isosistas de la península Ibérica*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- MEZCUA, J. Y MARTÍNEZ SOLARES, J.M., 1983, *Sismicidad del área ibero mogrebí*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- MEZCUA, J., RUEDA, J. Y MARTÍNEZ SOLARES, J.M., 1991, *Seismicity of the Ibero-Maghrebian region in Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- MOLINA, S., 1998, *Sismotectónica y peligrosidad sísmica del área de contacto entre Iberia y África*, Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- MORTGART, C.P. AND SHAH, H.C., 1979, *A Bayesian model for seismic hazard mapping*, Bull. Seism. Soc. Am., **69**, 1237-1251.
- MUNUERA, J.M., 1963, *Datos básicos para un estudio de sismicidad en el área de la Península Ibérica*, Instituto Geográfico y Catastral, Madrid.
- MUÑOZ, D., 1974, *Curvas medias de variación de la intensidad sísmica con la distancia epicentral*, Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid.
- MUÑOZ, D., 1982, *Curvas de atenuación de la intensidad sísmica en Cataluña en La sismicidad en la zona comprendida entre 40°N - 44°N y 3°W - 5°E NE de la Península Ibérica*, 119-128, Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid.
- MUÑOZ, D., 1983, *Estudio del riesgo sísmico en el sur y sureste de la Península Ibérica*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- MUÑOZ, D. AND UDÍAS, A., 1991, *Three large historical earthquakes in Southern Spain in Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- MUÑOZ, D. AND UDÍAS, A., 1992, *Earthquake occurrence and seismic zonation in South Spain*, 10th World Conf. Earthquake Eng., Madrid, **1**, 483-487.
- MUSSON, R.M.W., 1997, *Seismic hazard studies in the U.K.: source specification problems of intraplate seismicity*, Natural Hazards, **15**, 105-119.

- NUTTLI, O.W., 1981, *On the problem of the maximum magnitude of earthquakes*, Proceedings of Conference XIII, Evaluation of Regional Seismic Hazards and Risk, U.S. Geological Survey Open-File Report 81-437, 876-885.
- NUTTLI, O.W., BOLLINGER, G.A. AND GRIFFITHS, D.W., 1979, *On the relation between modified Mercalli-intensity and body wave magnitude*, Bull. Seism. Soc. Am., **69**, 893-909.
- OKADA, Y., 1985, *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*, Bull. Seism. Soc. Am., **75**, 1135-1154.
- OKADA, Y., 1992, *Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space*, Bull. Seism. Soc. Am., **82**, 1018-1040.
- OLIVEIRA, C.S. AND COSTA, A.C., 1984, *Updating seismic hazard maps*, 8th World Conf. on Earthquake Eng., San Francisco, **1**, 303-310.
- OSHER, B., 1996, *Statistical estimation of the maximum magnitude and its uncertainty from a catalogue including magnitude errors* in *Earthquake Hazard and Risk*, Ed. by V. Schenk, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- PAPASTAMATIOU, D., 1980, *Incorporation of crustal deformation to seismic hazard analysis*, Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 1321-1335.
- PATWARDHAN, A.S., KULKARNI, R.B. AND TOCHER, D., 1980, *A semi-markov model for characterizing recurrence of great earthquakes*, Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 323-347.
- PELÁEZ, J.A., ALFARO, P. Y BROTONS, F.J., 1990, *Aspectos sobre la evaluación del riesgo sísmico en Alicante*, Instituto de Cultura Juan Gil-Albert, Diputación de Alicante.
- PELÁEZ, J.A. Y LÓPEZ CASADO, C., 1995, *Sismicidad y peligrosidad sísmica en la provincia de Jaén*, Boletín del Instituto de Estudios Giennenses, **155**, 187-209.
- PETERSEN, M.D., BRYANT, W.A., CRAMER, C.H., CAO, T., REICHEL, M.S., FRANKEL, A., LIENKAEMPER, J.J., MCCROY, P.A. AND SCHWARTZ, D.P., 1996, *Probabilistic seismic hazard assessment for the State of California*, U.S. Geological Survey Open-File Report 96-706.
- PISARENKO, V.F., 1991, *Statistical evaluation of maximum possible earthquake*, Phys. Solid Earth, **27**, 757-763.
- PISARENKO, V.F. AND LYUBUSHIN, A.A., 1997, *Statistical estimation of maximum peak ground acceleration at a given point of a seismic region*, Journal of Seismology, **1**, 395-405.
- PISARENKO, V.F., LYUBUSHIN, A.A., LYSENKO, V.B. AND GOLUBEVA, T.V., 1996, *Statistical estimation of seismic hazard parameters: maximum possible magnitude and related parameters*, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 691-700.
- PRESS, W.H., FLANNERY, B.P., TEUKOLSKY, S.A. AND VETTERLING, W.T., 1986, *Numerical recipes. The art of scientific computing*, Cambridge University Press, Cambridge.
- PRINCIPIA MECHANICA LTD., 1985, *PRISK Manual*, Report for the Central Electricity Generating Board, Londres.
- PURCARU, G., 1975, *A new magnitude-frequency relation for earthquakes and a classification of relation types*, Geophys. J. R. Astr. Soc., **42**, 61-79.
- RABINOWITZ, N., STEINBERG, D.M. AND LEONARD, G., 1998, *Logic trees, sensitivity analyses, and data reduction in probabilistic seismic hazard assessment*, Earthquake Spectra, **14**, 189-201.
- RAO, C.R., 1945, *Information and accuracy attainable in estimation of statistical parameters*, Bull. Calcutta Math. Soc., **7**, 81-91.
- REITER, L., 1990, *Earthquake hazard analysis. Issues and insights*, Columbia University Press, New York.
- RICE, J.R., 1993, *Spatio-temporal complexity of slip on a fault*, J. Geophys. Res., **98**, 9885-9907.

- RICHTER, C.F., 1958, *Elementary seismology*, W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- RISK ENGINEERING, 1988, *FRISK88 User's manual*, Golden, Colorado.
- ROCA, A., 1981, *Riesgo sísmico en la presa de Beninar*, OFITECO S.A., Madrid.
- ROCA, A. Y SURINACH, E., 1982, *Análisis de datos sísmicos de Cataluña y Pirineos. Parámetros estadísticos y regiones sismogénicas en La sismicidad en la zona comprendida entre 40°N - 44°N y 3°W - 5°E NE de la Península Ibérica*, 129-146, Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid.
- ROCA, A. Y UDÍAS, A., 1976, *Sismicidad y riesgo sísmico de Cataluña y Pirineos*, Rev. de Geofísica, **35**, 183-207.
- ROCA, A., LÓPEZ ARROYO, A. AND SURINACH, E., 1984, *Application of Gumbel III law to seismic data from southern Spain*, Engineering Geology, **20**, 63-71.
- ROGERS, A.M., TINSLEY, J.C. AND HAYS, W.W., 1983, *The issues surrounding the effects of geologic conditions on the intensity of ground shaking*, U.S. Geological Survey Open-File Report No. 83/845, 32-67.
- RÜTTENER, E., EGOZCUE, J.J., MAYER-ROSA, D. AND MUELLER, S., 1996, *Bayesian estimation of seismic hazard for two sites in Switzerland*, Natural Hazards, **14**, 165-178.
- SANZ DE GALDEANO, C. AND LÓPEZ CASADO, C., 1990, *Earthquakes with a focal depth of between 40-180 km and tectonics in the south of Spain and northwest Africa*, Proceedings of the ECE/UN Seminar on Prediction of Earthquakes, Lisbon, **2**, 885-895.
- SAVARENSKIJ, E.F. Y NERSESOV, I.L., 1980, *Predicción de terremotos en Terremotos: Evaluación y mitigación de su peligrosidad*, UNESCO, Ed. Blume, Barcelona, España.
- SAVY, J.B., 1978, *Determination of seismic design parameter: a stochastic approach*, The J.A. Blume Earthquake Engineering Center, Report No. 34, Stanford University.
- SAVY, J.B., BERNREUTER, D.L. AND MENSING, R.W., 1986, *Seismic hazard characterization for the eastern United States*, Lawrence Livermore National Laboratory, Report UCRL-94177, Livermore, EE.UU.
- SCHENK, V., SCHENKOVÁ, Z. AND KOTTNAUER, P., 1997, *Categorization and harmonization of probabilistic earthquake hazard assessment with respect to statistic representation of input data*, Natural Hazards, **15**, 121-137.
- SCHENKOVÁ, Z. AND KÁRNÍK, V., 1977, *Statistical prediction of the maximum magnitude earthquakes in the Balkan region*, Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., **116**, 245-250.
- SCHNABEL, P.B. AND SEED, H.B., 1973, *Accelerations in rock for earthquakes in the western United States*, Bull. Seism. Soc. Am., **63**, 501-516.
- SCHOLZ, C.H., 1982, *Scaling relations for strong ground motion in large earthquakes*, Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 1903-1909.
- SCHOLZ, C.H., 1990, *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press, Cambridge.
- SCHWARTZ, D.P., COPPERSMITH, K.J., SWAN III, F.H., SOMERVILLE, P. AND SAVAGE, W.U., 1981, *Characteristics earthquakes on intraplate normal faults (abstract)*, Earthquake Notes, **51**, 71.
- SCHWARTZ, D.P. Y COPPERSMITH, K.J., 1984, *Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones*, J. Geophys. Res., **89**, 5681-5698.
- SECANELL, R., GOULA, X., SUSAGNA, T., FLETA, J. AND ROCA, A., 1998, *Analysis of seismic hazard in Catalonia (Spain) through different probabilistic approaches*, 11th European Conference on Earthquake Engineering, **I**, 1-9.
- SHADIGH, K., CHANG, C.Y., EGAN, J.A., MAKDISI, F. AND YOUNGS, R.R., 1997, *Attenuations relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data*, Seism. Res. Letters, **68**, 180-189.

- SHAKAL, A.F. AND WILLIS, D.E., 1972, *Estimated earthquake probabilities in the North Circum-Pacific area*, Bull. Seism. Soc. Am., **64**, 1397-1410.
- SHAKAL, A.F. AND BERNREUTER, D.L., 1981, *Empirical analysis of near-source ground motion*, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Report No. NUREG/CR-2095.
- SHAPIRA, A., 1983, *Potential earthquake risk estimations by application of a simulation process*, Tectonophysics, **95**, 75-89.
- SHIMAZAKI, K. AND NAKATA, T., 1980, *Time predictable recurrence for large earthquakes*, Geophys. Res. Letters, **86**, 279-282.
- SHLIEN, S. AND TOKSÖZ, M.N., 1970, *Frequency-magnitude statistics of earthquake occurrences*, Earthquake Notes, **41**, 5-18.
- SIBOL, M.S., BOLLINGER, G.A. AND BIRCH, J.B., 1987, *Estimation of magnitudes in central and eastern North America using intensity and felt area*, Bull. Seism. Soc. Am., **77**, 1635-1654.
- SIERRA, J. Y MARTÍN, A.J., 1981, *Nuevos mapas de riesgo sísmico de la Península Ibérica, obtenidos mediante la distribución de Gumbel tipo I*, IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Zaragoza, Instituto Geográfico Nacional, **I**, 309-323.
- SINGH, S.K., BAZÁN, E. AND ESTEVA, L., 1980, *Expected earthquake magnitude from a fault*, Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 903-914.
- SMITH, P.D., BERNREUTER, D.L., BOHN, M.P., CHUANG, T.Y., CUMMINGS, G.E., DONG, R.G., JOHNSON, J.J., MENSING, R.W. AND WELLS, J.E., 1980, *An overview of seismic risk analysis for nuclear power plants*, Lawrence Livermore National Laboratory, Report UCID-18680, Livermore, EE.UU.
- SMITH, S.W., 1976, *Determination of maximum earthquake magnitude*, Geophys. Res. Letters, **3**, 351-354.
- SMITH, S.W., EHRENBERG, J.E. AND HERNANDEZ, E.N., 1982, *Analysis of the El Centro differential array for the 1979 Imperial Valley earthquake*, Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 237-258.
- SOMERVILLE, P.G., SMITH, N.F., GRAVES, R.W. AND ABRAHAMSON, N.A., 1997, *Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity*, Seism. Res. Letters, **68**, 199-222.
- SPUDICH, P., FLETCHER, J.B., HELLWEG, M., BOATWRIGHT, J., SULLIVAN, C., JOYNER, W.B., HANKS, T.C., BOORE, D.M., MCGARR, A., BAKER, L.M. AND LINDH, A.G., 1997, *SEA96 – A new predictive relation for earthquake ground motions in extensional tectonic regimes*, Seism. Res. Letters, **68**, 190-198.
- SSHAC (SENIOR SEISMIC HAZARD ANALYSIS COMMITTEE), 1997, *Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis: guidance on uncertainty and use of experts*, Lawrence Livermore National Laboratory, Report NUREG/CR-6372 - Report UCRL-ID-122160, Vol. **I**, Livermore, EE.UU.
- STEPP, J.C., 1970, *An investigation of earthquake risk in the Puget Sound area by use of the tipe I distribution of largest extremes*, Tesis Doctoral, Pennsylvania State University.
- STEPP, J.C., 1971, *Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard*, Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction Research and Application, **II**, 897-909.
- STEVENSON, J.D., BINGAMAM, A., BROMAN, R., HALL, W.J., HEDGES, C., IDRIS, I.M., KEITH, E.J., KENNEDY, R.P., KIERANS, T.W., KOVACS, W.D., MCCAFFERY, R.J. AND STOLTZ, J.F., 1976, *Structural analysis and design of nuclear plants facilities*, Am. Soc. of Civil Eng., EE.UU.
- STIRLING, M.W. AND WESNOUSKY, S.G., 1998, *Comparison of recent probabilistic seismic hazard maps for southern California*, Bull. Seism. Soc. Am., **88**, 855-861.

- STREET, R.L. AND LACROIX, A., 1979, *An empirical study of the New England seismicity: 1727-1977*, Bull. Seism. Soc. Am., **69**, 159-175.
- STREET, R.L. AND TURCOTTE, F.T., 1977, *A study of northeastern north american spectral moments, magnitudes and intensities*, Bull. Seism. Soc. Am., **67**, 599-614.
- SURINACH, E. Y ROCA, A., 1985, *Sismicidad en la región N.E. de la Península Ibérica*, Rev. de Geofísica, **41**, 23-36.
- TERAMO, A., STILLITANI, E. AND BOTTANI, A., 1995, *On an anisotropic attenuation law of the macroseismic intensity*, Natural Hazards, **11**, 203-221.
- TERAMO, A., TERMINI, D., STILLITANI, E. AND BOTTANI, A., 1998, *An anisotropic modelling for the determination of regional attenuation coefficients*, Natural Hazards, **17**, 17-30.
- THENHAUS, P.C., 1983, *Summary of workshops concerning regional seismic source zones of parts of the conterminous United States, convened by the U.S. Geological Survey 1979-1980*, Geological Survey Circular 898.
- THENHAUS, P.C., 1986, *Seismic source zones in probabilistic estimation of the earthquake ground-motion hazard: a classification with key issues*, Proceedings of Conference XXXIV, Workshop on "Probabilistic earthquake hazards assessment", Ed. Walter W. Hays, U.S. Geological Survey, Open File Report 86-185.
- TINTI, S. AND MULARGIA, F., 1985, *Effects of magnitude uncertainties on estimating the parameters in the Gutenberg-Richter frequency-magnitude law*, Bull. Seism. Soc. Am., **75**, 1681-1697.
- TOCHER, D., 1958, *Earthquake energy and ground breakage*, Bull. Seism. Soc. Am., **48**, 147-153.
- TOPPOZADA, T.R., 1975, *Earthquake magnitude as a function of intensity data in California and western Nevada*, Bull. Seism. Soc. Am., **65**, 1223-1238.
- TORO, G.R., ABRAHAMSON, N.A. AND SCHNEIDER, J.F., 1997, *Model of strong ground motions from earthquakes in central and eastern north America: Best estimates and uncertainties*, Seism. Res. Letters, **68**, 41-57.
- TRIFUNAC, M.D., 1976, *Preliminary analysis of the peaks of strong earthquake ground motion. Dependence of peaks on earthquake magnitude, epicentral distance, and recording site conditions*, Bull. Seism. Soc. Am., **66**, 189-219.
- UDÍAS, A., LÓPEZ ARROYO, A. AND MEZCUA, J., 1975, *Seismotectonics of the Azores-Alborán region*, Tectonophysics, **31**, 259-288.
- ULOMOV, V.I., 1996, *Mapping earthquake source zones for seismic regionalization of North Eurasia (Working Conference on the Seismicity and Seismic Regionalization of North Eurasia Program)*, Phys. Solid Earth (english translation), **31**, 816-819.
- UTSU, T., 1965, *A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes (in japanese)*, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., **13**, 99-103.
- UTSU, T., 1966, *A statistical significant test of the difference in b-value between two earthquake groups*, J. Phys. Earth, **14**, 37-40.
- UTSU, T., 1967, *Some problems of the frequency distribution of earthquakes in respect to magnitude (in japanese)*, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., **17**, 85-112.
- UTSU, T., 1976, *A three-parameter formula for magnitude distribution of earthquakes*, J. Phys. Earth, **22**, 71-85.
- VERE-JONES, D. AND OZAKI, T., 1982, *Some examples of statistical estimation applied to earthquake data. I. Cyclic Poisson and self-exciting models*, Ann. Inst. Statist. Math., **B34**, 189-207.

- VIDAL, F., 1986, *Sismotectónica de la región Béticas - Mar de Alborán*, Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- VIVES, V., 1990, *Parámetros sísmicos de interés ingenieril en el noreste y levante de la Península Ibérica. Aplicación a la zona de Ascó*, Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- VOLINSKY, CH.T., MADIGAN, D., RAFTERY, A.E. AND KRONMAL, R.A., 1997, *Bayesian model averaging in proportional hazards models: assessing the risk of a stroke*, Appl. Statist., **46**, 433-448.
- WARD, S.N., 1994, *A multidisciplinary approach to seismic hazard in southern California*, Bull. Seism. Soc. Am., **84**, 1293-1309.
- WARD, S.N., 1997, *More on m_{max}* , Bull. Seism. Soc. Am., **87**, 1199-1208.
- WEICHERT, D.H., 1980, *Estimation of the earthquake parameters for unequal observation period for different magnitudes*, Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 1337-1346.
- WELLS, D.L. AND COPPERSMITH, K.J., 1994, *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement*, Bull. Seism. Soc. Am., **84**, 974-1002.
- WESNOUSKY, S.G., 1994, *The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it?*, Bull. Seism. Soc. Am., **84**, 1940-1959.
- WESNOUSKY, S.G., 1996, *Reply to Yan Kagan's comment on "The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it?"*, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 286-291.
- (WGCEP) WORKING GROUP ON CALIFORNIA EARTHQUAKE PROBABILITIES, 1995, *Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994-2024*, Bull. Seism. Soc. Am., **85**, 379-439.
- WYSS, M., 1979, *Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions*, Geology, **7**, 336-340.
- WYSS, M. AND BRUNE, J.N., *Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region*, J. Geophys. Res., **73**, 4681-4694.
- YAEC (YANKEE ATOMIC ELECTRIC COMPANY), 1983, *Maine Yankee seismic hazard analysis*, Report YAEC-1356.
- YEGULAP, T.M. AND KUO, J.T., 1974, *Statistical prediction of the occurrence of maximum magnitude earthquakes*, Bull. Seism. Soc. Am., **64**, 393-414.
- YOUNGS, R.R., CHIOU, S.J., SILVA, W.J. AND HUMPHREY, J.R., 1997, *Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes*, Seism. Res. Letters, **68**, 58-73.