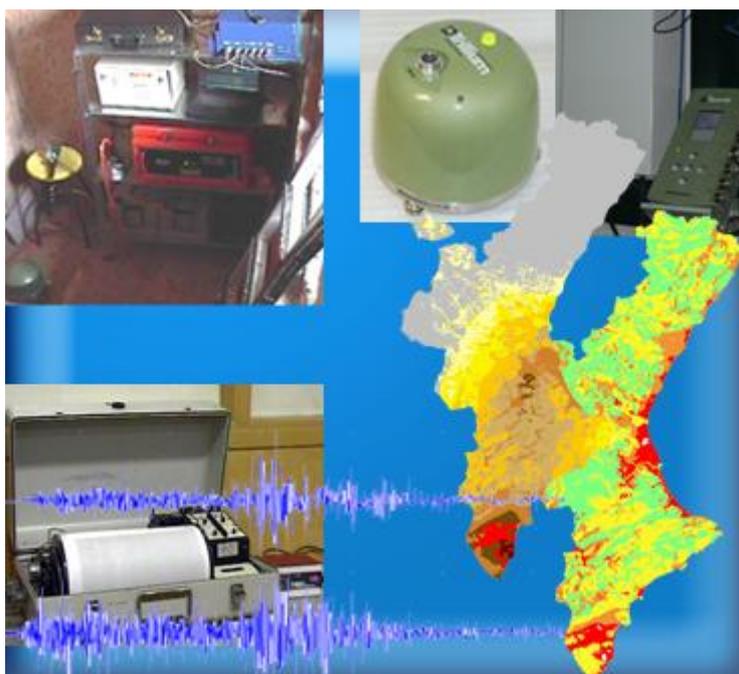


PELSISCAV

Peligrosidad Sísmica en la Comunitat Valenciana



DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MEDIO AMBIENTE

DEPARTAMENTO DE ECOLOGIA

UNIDAD DE SISMOLOGÍA.

UNIVERSIDAD DE ALICANTE.

PELSISCAV

Peligrosidad Sísmica en la Comunitat Valenciana

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MEDIO AMBIENTE

DEPARTAMENTO DE ECOLOGIA

UNIDAD DE SISMOLOGÍA.

UNIVERSIDAD DE ALICANTE.



SUMARIO

ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

Capítulo 1: ANÁLISIS DE DATOS SÍSMICOS

| | |
|---|----|
| INTRODUCCIÓN | 1 |
| FUENTES DE LOS DATOS SÍSMICOS..... | 1 |
| ANÁLISIS DE LOS DATOS SÍSMICOS DEL CATÁLOGO DE TERREMOTOS..... | 2 |
| CATÁLOGO DE MAPAS DE ISOSISTAS QUE PRESENTAMOS EN ESTA MEMORIA..... | 23 |

Capítulo 2: SISMICIDAD EN LA COMUNIDAD VALENCIANA

| | |
|---------------------------|----|
| INTRODUCCIÓN..... | 24 |
| SISMICIDAD ESPACIAL | 24 |

Capítulo 3: MARCO GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO

| | |
|--|----|
| CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA COMUNIDAD VALENCIANA..... | 38 |
| CONTEXTO GEODINÁMICO DE LA COMUNIDAD VALENCIANA..... | 41 |

Capítulo 4: PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA COMUNIDAD VALENCIANA

| | |
|--|----|
| INTRODUCCIÓN..... | 50 |
| EVALUACIÓN DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA C.V..... | 51 |
| INFLUENCIA DEL EFECTO DE SITIO SOBRE LA INTENSIDAD SÍSMICA ESPERADA... | 66 |
| BIBLIOGRAFIA..... | 72 |



ANEXOS:

Anexo A: GLOSARIO DE TÉRMINOS

Anexo B: CATÁLOGO SÍSMICO EMPLEADO EN EL CÁLCULO DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA COMUNITAT VALENCIANA

Anexo C: FUENTES SÍSMICAS

Anexo D: ANALISIS DE SERIES SÍSMICAS

Anexo E: INTENSIDADES ESPERADAS EN ENTIDADES POBLACIONALES DE LA COMUNITAT VALENCIANA PARA PERIODOS DE RETORNO 100, 500 Y 1.000 AÑOS

Anexo F: MUNICIPIOS CON PELIGROSIDAD SÍSMICA IGUAL O MAYOR QUE VII

Anexo G: MEDIDAS DE PROTECCIÓN A LA POBLACIÓN, LOS BIENES Y EL MEDIO AMBIENTE

Anexo H: ESCALA DE INTENSIDAD EMS

**ANTECEDENTES
Y
OBJETIVOS**



ANTECEDENTES

Según la Norma Básica de Protección Civil (RD 407/1992, de 24 de abril) en su artículo 6, se especifica que el riesgo sísmico será objeto de un Plan Especial. Los Planes Especiales podrán ser de ámbito autonómico, y se elaborarán de acuerdo con una Directriz Básica relativa al riesgo (Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico, aprobada en Consejo de Ministros, y publicada por resolución de 5 de mayo de 1995, de la Secretaría de Estado de Interior, y modificada por acuerdo del Consejo de Ministros de 16 de julio de 2004, y publicada por resolución de 17 de septiembre, de la Subsecretaría de Interior), que establecerá los requisitos mínimos sobre lo que debe ser considerado en la planificación.

En el punto 2.2 de la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico, también se dice que para la estimación de la peligrosidad sísmica a incluir en la planificación, además de los mapas del IGN, el órgano competente en materia de Protección Civil de la Comunidad Autónoma (Conselleria de Governació, en la Comunitat Valenciana) puede considerar necesario efectuar estudios sísmicos más detallados, que debido a su mayor precisión, serían los utilizados en el Plan Especial correspondiente.

La Comunitat Valenciana dispone desde 1998, de un Procedimiento de Actuación ante el Riesgo Sísmico, y que constituye un documento provisional de planificación, sin estudio científico-técnico del riesgo, y que constituye el paso previo para la elaboración del Plan Especial frente al Riesgo Sísmico de la Comunitat Valenciana. La Conselleria de Governación pretende elaborar el documento científico-técnico referente a la peligrosidad sísmica y la vulnerabilidad, que es necesario incluir en los contenidos del Plan Sísmico Autonómico para completarlo, y así poder aprobar y homologar el mismo.

Por lo anteriormente expuesto, para desarrollar el apartado de análisis de la Peligrosidad Sísmica de la Comunitat Valenciana se concretó el 11 de febrero de 2010 la adjudicación del contrato de obra menor: **“Elaboración del estudio de Peligrosidad Sísmica de la Comunitat Valenciana que se incorporará al Plan Especial frente al Riesgo Sísmico de la Comunitat Valenciana”**, por parte de la Consellería de Governación a la Universidad de Alicante, organismo de reconocido prestigio en dicha materia, a través de su Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente y de Ecología. Bajo la dirección del Catedrático del Área de Física de la Tierra, D. José Juan Giner Caturla.

El resultado del citado contrato ha dado lugar a la presente memoria elaborada por: Dr. Pedro Jáuregui Eslava y D. Juan Luis Soler Llorens miembros de la Unidad de Registro Sísmico; Dr. Joaquín Martín Martín y Dr. José Emilio Martínez Pérez miembros del departamento de Ecología; Dr. Pedro Alfaro García y Dr. José Juan Giner Caturla miembros del departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente; este último también como coordinador de este proyecto. Todos los participantes en esta memoria pertenecen a la Universidad de Alicante.



OBJETIVOS

Para una evaluación lo más precisa posible de la *Peligrosidad Sísmica de la Comunitat Valenciana que se incorporará al Plan Especial frente al Riesgo Sísmico de la Comunitat Valenciana*, vamos a definir los objetivos de base previos que hemos desarrollado:

- a). Calificación objetiva de la calidad de los datos que vamos a manejar.
- b). Conocimiento riguroso de la sismicidad de la zona.
- c). Conocimiento profundo de la sismotectónica del área de influencia
- d). Actualización y aplicación de los métodos de cálculo de la peligrosidad sísmica más adecuados para nuestra casuística.
- e) Síntesis de los resultados de la peligrosidad sísmica en la C.V. (intensidad esperada para los periodos de retorno de 100, 500 y 1000 años.
- f) Incorporación de los efectos de sitio a los resultados de la peligrosidad sísmica obtenidos.

PLANIFICACIÓN DEL TRABAJO

Para la organización y logro de los objetivos anteriormente definidos hemos incorporado las siguientes investigaciones parciales:

Confección y análisis de los catálogos de datos de la C.V. para el cálculo de la peligrosidad sísmica

A partir de los diferentes catálogos tanto nacionales como regionales que incluyen la zona de estudio y sus alrededores, se confecciona un catálogo de la cuadrícula de vértices: 02° 30' W - 37° 00' N; 01° 30' E - 37° 00' N; 01° 30' E - 41° 30' N y 02° 30' W - 41° 30' N, en la que se incluyen la C.V y las posibles zonas de influencia para la evaluación de la peligrosidad sísmica.

Finalmente del catálogo anterior y anterior a la obtención de cualquier otro tipo de catálogo se realizará un análisis de la homogeneidad y completitud de los datos de los mismos. Este análisis se centrará tanto en la metodología de cálculo como en la precisión de todos los parámetros que define la localización espacio-temporal y energética de los terremotos.

Sismicidad de la región de estudio.

A partir del catálogo de terremotos de la cuadrícula anteriormente mencionada y definida la calidad de estos datos, se debe estudiar la distribución espacial de los sismos y proponer agrupamientos como base de las fuentes sísmicas que tienen influencia en la región.



También se ha de realizar el análisis de la distribución temporal-temporal de los terremotos, definiendo las series sísmicas que han tenido lugar. Realizamos un análisis de cluster (agrupamientos espacio-temporales) a todo el catálogo, para mejorar el carácter poissoniano y definir un nuevo catálogo de terremotos principales que se tendrá en cuenta para la evaluación de la peligrosidad sísmica.

Marco Geológico y Sismotectónico

La información neotectónica de áreas y fallas principales activas, así como los campos globales y regionales de esfuerzos que influyan en la CAV y sus alrededores, serán estudiados y analizados desde el punto de vista de sus implicaciones en la actividad sísmica registrada en la zona.

Evaluación de la peligrosidad sísmica.

Desarrollaremos métodos probabilísticos, tanto el zonificado como el no zonificado. En el método no zonificado, utilizaremos las funciones de distribución de probabilidad de valores extremos de Gumbel (tipos I y III), incorporando diferentes técnicas de cálculo de los parámetros característicos de ellas. En cuanto al método zonificado seguiremos la metodología de Cornell (1968), desarrollada por McGuire en 1976 mediante el programa de cálculo EQRISK. En ambos casos se fijaran las diferentes leyes de atenuación que sean más adecuadas y realizaremos variaciones en los parámetros de entrada de ambos métodos, con el fin de obtener un resultado promedio, para cada uno de los puntos, de la peligrosidad sísmica de la región

Consideración de los efectos de sitio.

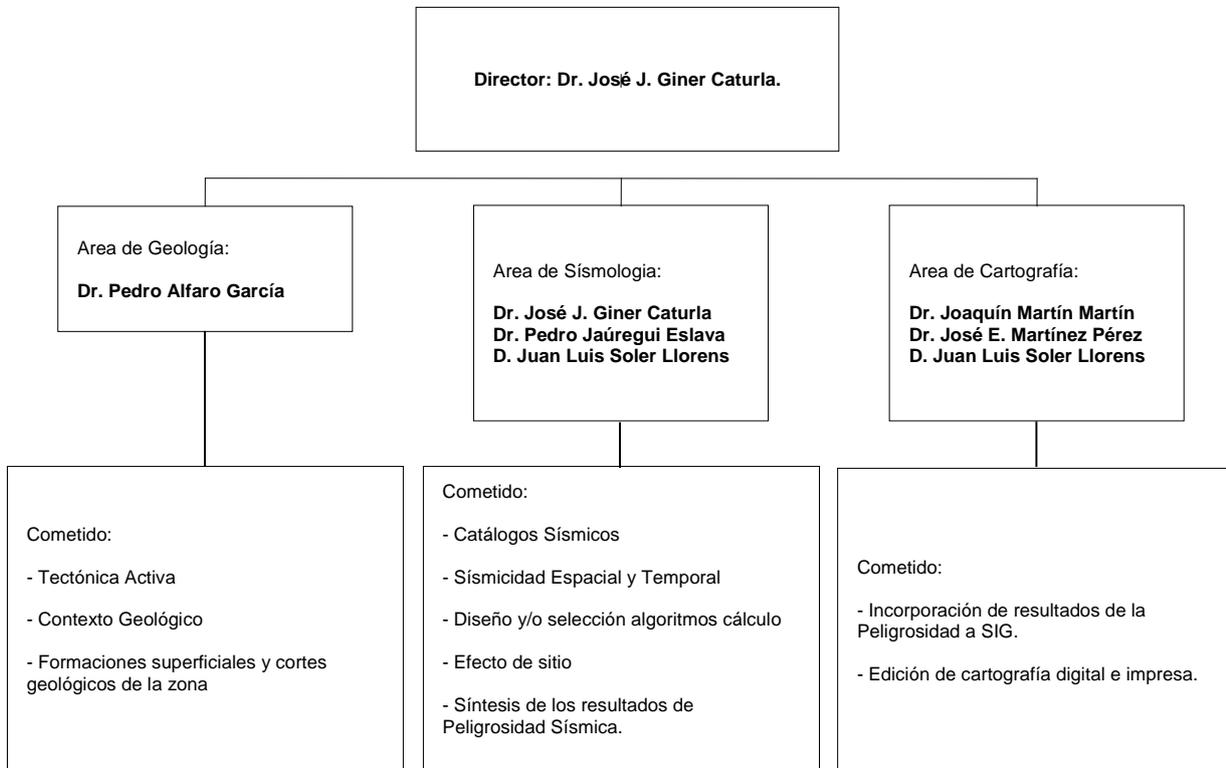
Para la inclusión del efecto que la geología superficial tiene en la intensidad del movimiento del suelo, y por tanto modificar el valor de la intensidad sísmica esperada en el cálculo de la peligrosidad sísmica, se propondrán unas categorías o conjuntos litológicos que, por su similitud, desde el punto de vista de la respuesta del sitio, modifican de forma similar la sacudida sísmica que incide sobre ellos.

Cada categoría vendrá caracterizada por un valor propio que expresa el grado de modificación del movimiento del suelo. Este valor será tenido en cuenta en los resultados de la evaluación de la peligrosidad sísmica. Estos resultados reflejan de una forma más realista el movimiento del suelo ante la sacudida sísmica.

Representación de resultados.

La magnitud física escogida para caracterizar el movimiento del suelo ante una sacudida sísmica ha sido intensidad sísmica en la escala EMS-98. Los periodos de retorno que hemos considerado son de 100, 500 y 1000 años

Organigrama del Grupo de Trabajo.



Alicante a 1 de Julio de 2010.

Fdo. Dr. José Juan Giner Caturla.

CAPÍTULO 1

ANÁLISIS DE DATOS SÍSMICOS



INTRODUCCION.

La evaluación de la peligrosidad sísmica en la Comunitat Valenciana (C.V.) que vamos a efectuar (PELSISCAV), considera como zona de influencia un área rectangular que engloba el mapa territorial de esta Comunidad, de tal manera que todos sus puntos fronterizos distan un mínimo de 100 kms del lado más próximo del rectángulo. Así, y en función del conocimiento que actualmente tenemos de las leyes de atenuación de la zona, podemos asegurar que ningún terremoto exterior a este área rectangular podrá producir en la C.V. una intensidad sísmica superior al grado V en la escala EMS-98 (European Macroseismic Scale)..

Los vértices de este rectángulo están definidos por las coordenadas geográficas siguientes:

| | | | |
|--------------------|-------------------|--------------------|--------------------|
| 2° 30'W – 41° 30'N | 1° 30'E 41° 30'N; | 1° 30'E – 37° 00'N | 2° 30'W – 37° 00'N |
|--------------------|-------------------|--------------------|--------------------|

La representación cartesiana del área de influencia la mostramos en la **figura 1.1**, en la que hemos incluido el mapa de la C.V., con su distribución comarcal y provincial, sus cc.aa. vecinas y su situación en la Península Ibérica.

FUENTES DE LOS DATOS SÍSMICOS.

La fuente fundamental de información sobre los terremotos de la zona de estudio es la obtenida del catálogo del IGN del 30/12/2009. Adicionalmente, se han revisado los catálogos anteriores de: Sánchez Navarro-Neuman (1917, 1920) y Galbis (1932, 1940), el de Rey Pastor (1951) y el de Mezcuca-Martínez Solares, 1982; sobre terremotos del Sureste Español el de Munuera (1963), el de Fontserè e Iglesias (1973); sobre terremotos catalanes; y el de Rodríguez de la Torre (1991) sobre terremotos ocurridos en el siglo XIX; de la revisión y estudio de todos ellos se han extraído información sismológica correspondientes a la zona de estudio y a su área de influencia.

Una segunda fuente de información la constituyen los trabajos de investigación en sismicidad histórica que hemos consultado que son: el de López Marinas (1978) sobre las provincias de Murcia y Alicante; los de Rodríguez de la Torre (1980, 1984, y 1990) sobre las provincias de Almería, Murcia, Alicante, Valencia y Albacete; el de Suriñach y Roca (1982) sobre la sismicidad del noreste de la península ibérica; la tesis doctoral de Bisbal (1984) sobre la Comunidad Autónoma Valenciana y zonas adyacentes, donde se lleva a cabo una revisión exhaustiva de anteriores catálogos y el de Martínez Guevara (1985) que, a partir de un estudio estrictamente histórico, revisa la documentación sobre terremotos murcianos.

De estas fuentes y después de un análisis detallado, hemos procedido a proponer un catálogo general, Anexo A, que abarcará todos los terremotos comprendidos dentro del área definida. Éste será el catálogo básico para el estudio de la sismicidad y peligrosidad sísmica de la C.V.. En las **figura 1.2**, se muestran la distribución espacial de los 6463 terremotos de este catálogo A continuación realizamos un estudio en detalle de las características de los datos sísmicos del catálogo propuesto..

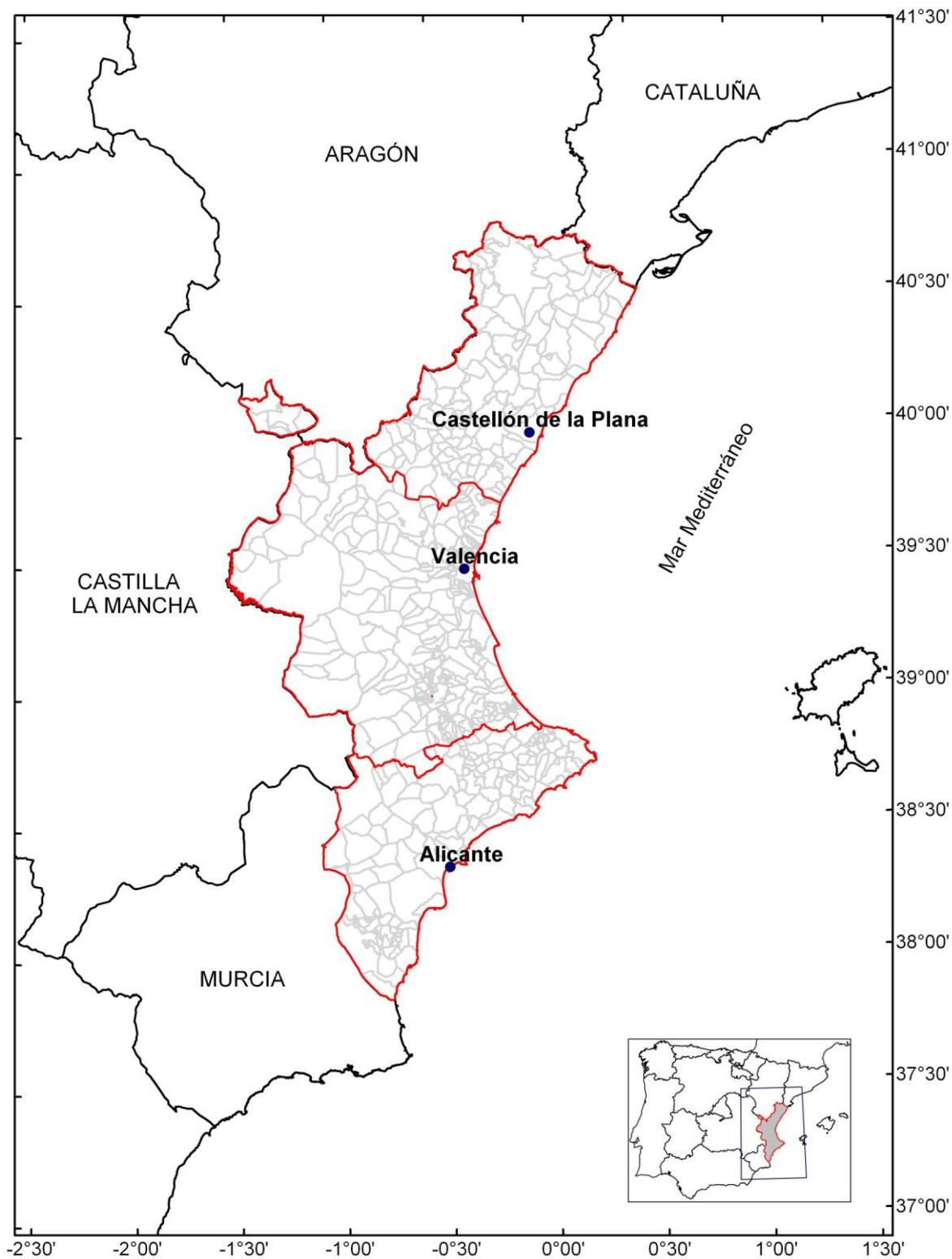


Figura 1.1 Área de influencia para el estudio de la peligrosidad sísmica de la C.A.V.

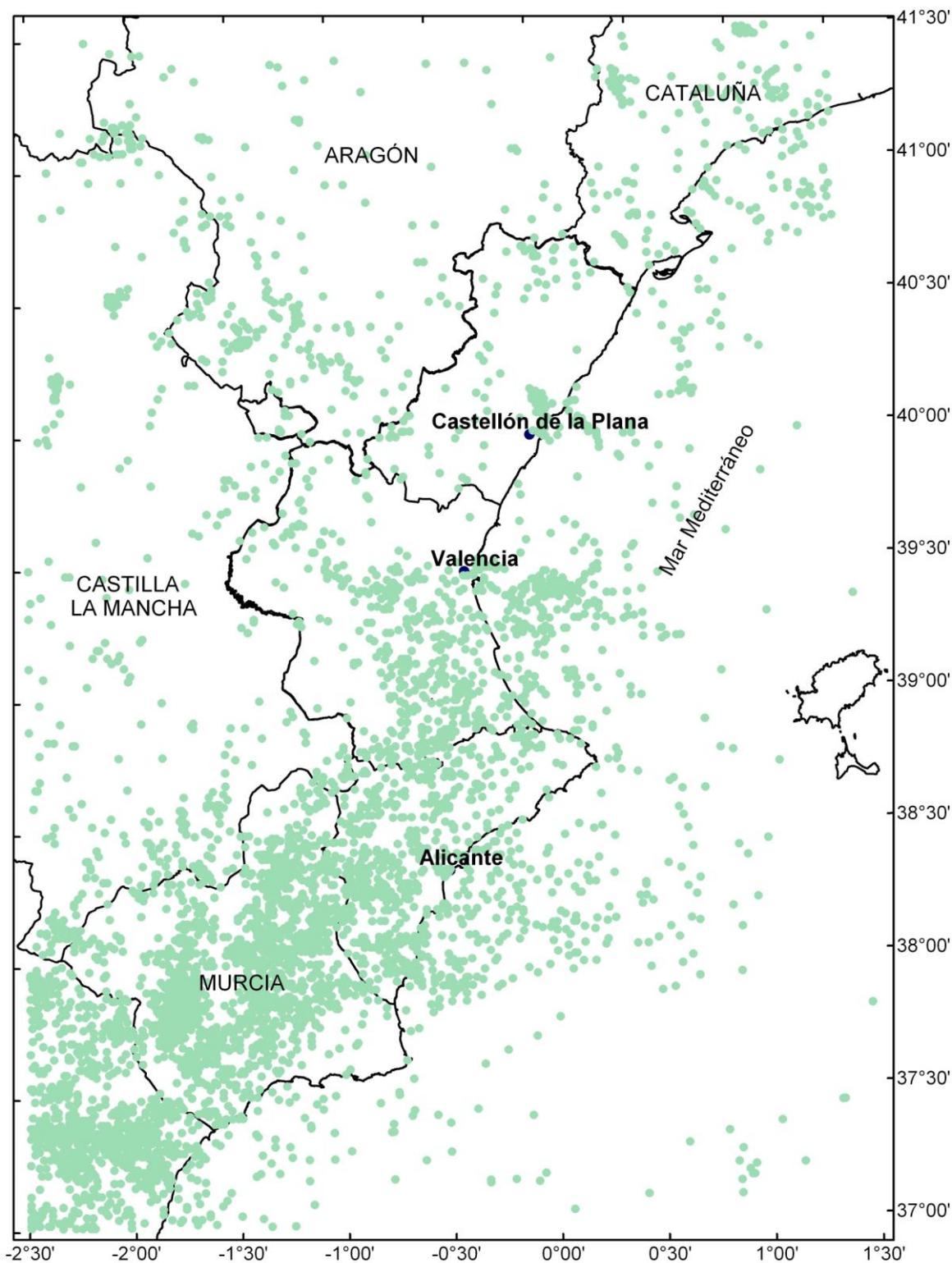


Figura 1.2 Distribución espacial de los 6463 terremotos que se encuentran dentro del área de influencia definida.



Para los datos de mapas de isosistas que utilizamos en esta memoria, la fuente fundamental de información ha sido el catálogo general de isosistas de la Península Ibérica publicado por el IGN (Mezcua, 1982), también hemos manejado los mapas de isosistas de Galbis (1932,1940), Fontseré (1973), Suriñach y Roca (1982), López Marinas (1976, 1977), Muñoz (1983), y López Casado (1992).

ANÁLISIS DE LOS DATOS SÍSMICOS DEL CATÁLOGO DE TERREMOTOS.

Por las características de su obtención estos datos se clasifican en: aquellos obtenidos por métodos no instrumentales, de carácter subjetivo, - época histórica- y aquellos otros que se determinaron a partir de datos objetivos obtenidos a partir de la instrumentación sísmica implementada- época instrumental-.

Dada la gran importancia que tienen la calidad de los datos sísmicos, en toda evaluación de peligrosidad sísmica, procedemos a detallar el análisis que se ha realizado con estos datos, que consiste, fundamentalmente, en el estudio de las siguientes características de los mismos:

Homogeneidad: Grado de uniformidad en los métodos de obtención de los datos que definen un fenómeno. En el caso de los datos sismológicos implica la utilización siempre de la misma fuente bibliográfica de información y la constancia en el tiempo de los mismos criterios utilizados en la evaluación cuantitativa de cada uno de los parámetros que caracterizan los terremotos del catálogo.

Complejidad: Grado de continuidad en la obtención de los datos que definen un determinado fenómeno. En nuestro caso, diferencia entre la información que se posee y la que realmente debería existir, si todos los terremotos acaecidos hubieran sido registrados.

En el análisis de complejidad, para las épocas tanto históricas como instrumental, evaluaremos ésta, a través del concepto de detectabilidad. Aunque este concepto puede ser confundido con la medida de la capacidad de detección de una determinada red sismológica, como veremos más adelante nuestros cálculos de detectabilidad se apartan de esta última idea.

Errores: Consideramos los cometidos en la evaluación de los parámetros que caracterizan a cada terremoto y que constituirán el primer indicador de la calidad de nuestros datos.

Homogeneidad.

Los parámetros que vamos a considerar para el análisis de la homogeneidad de los datos sísmicos, serán los relativos a las localizaciones espaciales y temporales, intensidad sísmica (MSK), magnitud y profundidad de los terremotos.



Homogeneidad de las localizaciones temporales,

Los diferentes criterios utilizados para su determinación, proporcionan evidentes elementos de no homogeneidad, fundamentalmente cuando el catálogo incluye la época instrumental y la histórica. Al no poseer estas localizaciones gran influencia en los cálculos de peligrosidad sísmica realizados en este trabajo, su no homogeneidad no afectará significativamente en nuestros cálculos.

Homogeneidad de las localizaciones espaciales.

En la época histórica la no homogeneidad en la evaluación de este parámetro es evidente. Las fuentes de información van cambiando paulatinamente desde el inicio de esta época al final. Así, de localizaciones realizadas a partir de manuscritos, libros, cartas, y periódicos, pasamos a otras obtenidas desde los mapas de isosistas. Como factor adicional en esta falta de homogeneidad, influyen también, tanto la riqueza de los documentos históricos que se posea, así como la densidad demográfica de la zona y el tipo de sus costumbres culturales y administrativas.

Como consecuencia y según la publicación *Análisis Sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias* (M.O.P.T.,1992): hasta el siglo XVIII la no homogeneidad del catálogo, da lugar a que la imprecisión de las localizaciones alcance en algunos casos el centenar de kilómetros. En períodos posteriores, donde la información es más abundante, la imprecisión máxima puede llegar hasta los 30 km. Todo lo anterior es aún más crítico cuando se trata la actividad sísmica marina, ya que en estos casos la localización viene asignada al punto de la costa donde se ha sentido el terremoto con mayor intensidad, pudiendo superar los errores, en ciertos casos, los 100 km (hasta hace pocos años uno de los casos más significativo fue el terremoto de Lisboa de 1755).

En el siglo XX, con el inicio de la época instrumental, los criterios de localización cambian radicalmente empezando a utilizarse algoritmos matemáticos para su determinación. Con ello se va adquiriendo una mayor homogeneidad en las localizaciones, que no es total pues con la variación de densidad instrumental en las redes nacionales y locales, así como la consiguiente aplicación de nuevos algoritmos de localización, cada vez más potentes, los criterios aunque poco, siguen cambiando. Prácticamente, podemos empezar a considerar el catálogo homogéneo a partir de los años 60, debido a la revisión realizada, actualmente, del catálogo por el IGN, con la correspondiente uniformidad de criterios de cálculo (programa de cálculo Hypo 71), de modelo de corteza fijo y de instrumentación homogénea como consecuencia de la instalación de la red mundial WWSSN (World Wide Standart Station Network) de estaciones de corto y largo período.

Los cambios de los criterios de localización, que van progresivamente produciéndose, afectan seriamente la homogeneidad de un catálogo, sin embargo son procesos totalmente necesarios ya que su objetivo principal es la reducción de los errores cometidos en las determinaciones de las localizaciones.

Homogeneidad de los datos de intensidad sísmica.



Para los 6356 terremotos que proceden del catálogo IGN-2009 se considerará aceptable la homogeneidad, ya que fueron reevaluados por el mismo equipo investigador (Mezcua y Matinez Solares, 1982). Para aquellos otros cuya información proceda de otros catálogos o documentos sobre sismicidad histórica, es evidente que adolecerán de una sensible falta de homogeneidad debido a las diferentes fuentes y metodologías utilizadas; por ello, en esta memoria sólo se ha considerado, de entre todas las fuentes revisadas, la información que a este respecto nos aporta el catálogo de Bisbal (1984), del cual sólo hemos considerado 107 terremotos, dado su carácter muy específico sobre la C.A.V y ser posterior a la revisión realizada por el IGN de los catálogos existentes hasta ese momento.

A pesar del esfuerzo realizado para que los criterios de evaluación fueran equivalentes, tratando que todos los datos fueran referidos a la misma escala de intensidades (MSK), consideramos que la introducción de valores de intensidad por equipos investigadores diferentes hace prácticamente imposible que el catálogo sea totalmente homogéneo, para todos los casos.

Las intensidades más afectadas por la falta de homogeneidad, aparte lógicamente las de los valores más bajos (I y II), se concentran en los umbrales de los terremotos que producen daños (V, VI, y VII), debido a la ambigüedad misma de las escalas sísmicas en este umbral, y en el de los que se consideran catastróficos (VIII, IX y X), para los que se suele elevar en un grado la intensidad real por motivos puramente socioeconómicos y culturales.

En nuestro catálogo tenemos 4860 terremotos que no poseen asignada magnitud, esto contribuye de forma evidente en la no homogeneidad del catálogo. La **figura 1.3** nos muestra la distribución espacial de los terremotos que tienen asignada intensidad y en la **figura 1.6** el histograma de estos.

Homogeneidad de las magnitudes.

La totalidad de los datos de este apartado provienen de la actualización del catálogo del IGN hasta diciembre de 2009, ya que los datos del catálogo de Bisbal no incluyen la época instrumental. Su homogeneidad, por consiguiente, sólo estará condicionada por la densidad de estaciones; los diferentes tipos de instrumentación que registraron el terremoto y los correspondientes métodos de cálculo aplicados en dicha catalogación. Estas distintas características definen claramente el tipo de no homogeneidad de estos datos. Por lo que se consideran diferentes épocas homogéneas que vienen definidas por:

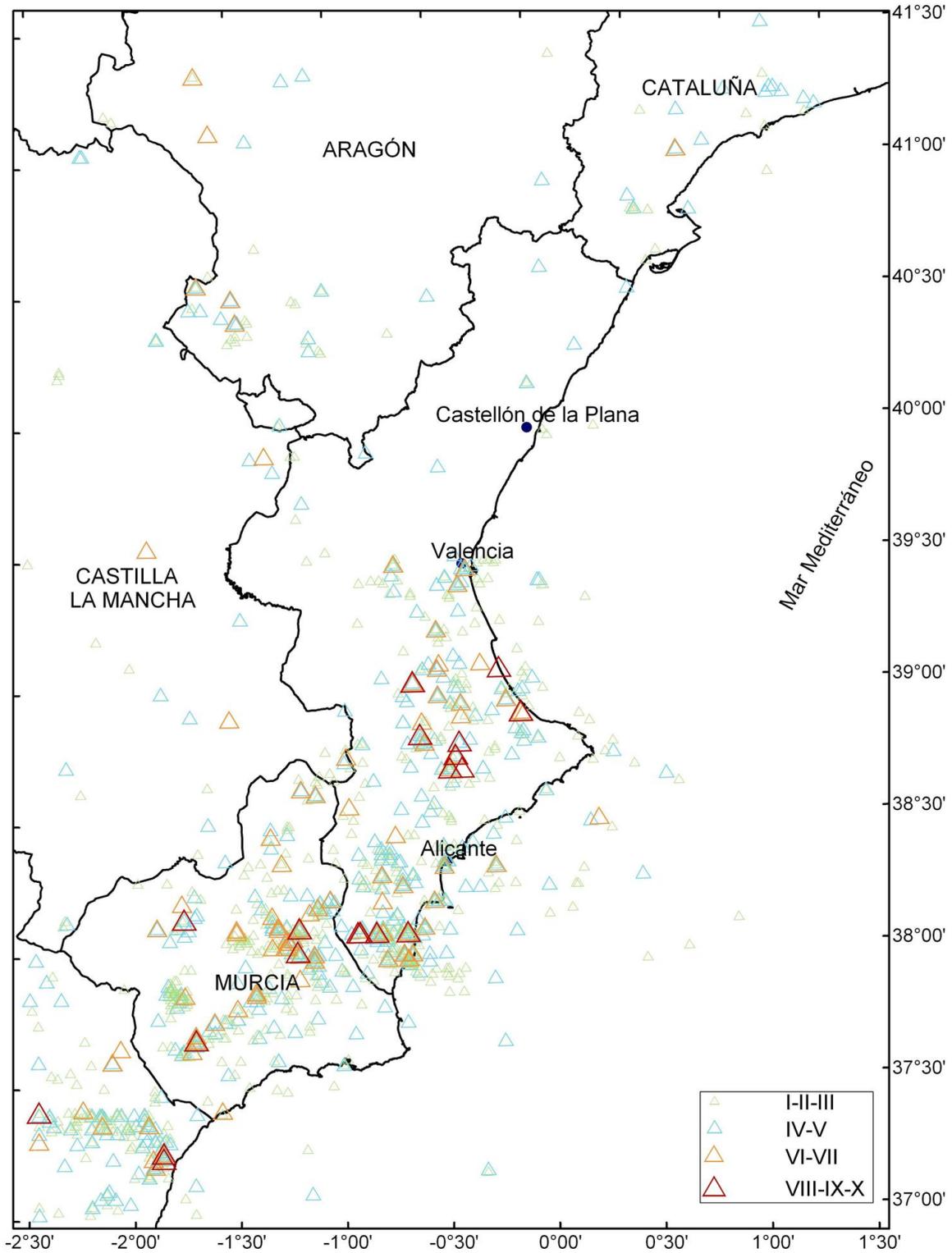


Figura 1.3 Distribución espacial de los terremotos que tienen asignada intensidad



Época 1: MD (M-MS): Magnitud por duración (Mezcua y Martínez Solares, 1983). Utilizada para terremotos ocurridos entre 1923 y 1961. La fórmula utilizada varía en función de la estación donde se registra el sismo.

TOLEDO: $MD(M-MS) = 1.67 \log D + 0.001 \Delta - 0.2$
 ALMERÍA: $MD(M-MS) = 1.22 \log D + 0.001 \Delta + 1.20$
 ALICANTE: $MD(M-MS) = 1.44 \log D + 0.001 \Delta + 0.95$
 donde D es la duración del registro en s y Δ la distancia epicentral en km.

Época 2.- M_b Lg (M-MS): Magnitud a partir de la amplitud de la fase Lg (Mezcua y Martínez Solares, 1983). Utilizada para terremotos ocurridos entre 1962 y marzo de 2002. La fórmula utilizada para cada registro depende de la distancia epicentral Δ .

$M_b Lg(M-MS) = \log(A/T) + 1.05 \log \Delta + 3.90$ para $\Delta < 3^\circ$
 $M_b Lg(M-MS) = \log(A/T) + 1.66 \log \Delta + 3.30$ para $\Delta > 3^\circ$ siendo A y T la amplitud en micrómetros y el periodo en segundos del máximo sostenido del tren de ondas Lg y Δ la distancia epicentral en grados.

Época 3.- m_b (V-C): Magnitud de ondas internas (Veith y Clawson, 1972). Utilizada para terremotos ocurridos a partir de 1998. Esta magnitud viene dada por:

$m_b(V-C) = \log(A/T) + P(\Delta, h)$, donde A y T son la amplitud y periodo de la fase P y $P(\Delta, h)$ es un factor de corrección dependiente de la profundidad y la distancia epicentral tabulado para distancias entre 0° y 100° (Veith y Clawson, 1972).

Época 4- m_b Lg (L): Magnitud a partir de la amplitud de la fase Lg (López, 2008). Utilizada para terremotos ocurridos a partir de marzo de 2002. Esta fórmula de magnitud ha sido referida a la fórmula de magnitud local de Richter (1935), de manera que para un periodo de 1 segundo ambas escalas coinciden a una distancia de referencia de 100 kilómetros. La expresión matemática de esta magnitud viene dada por:

$m_b Lg(L) = \log(A/T) + 1.17 \log R + 0.0012R + 0.67$
 donde A es la amplitud del desplazamiento en micras, T el periodo en segundos y R la distancia hipocentral en kilómetros.

Época 5.- M_w : Magnitud momento (Hanks y Kanamori, 1979) cuya expresión es:

$M_w = (2/3) \log M_0 - 10.7$ donde M_0 es momento sísmico escalar en dyn-cm. Estimación basada en el método de Dreger y Helmberger (1993) implementada en el Instituto Geográfico Nacional (Rueda y Mezcua, 2005).

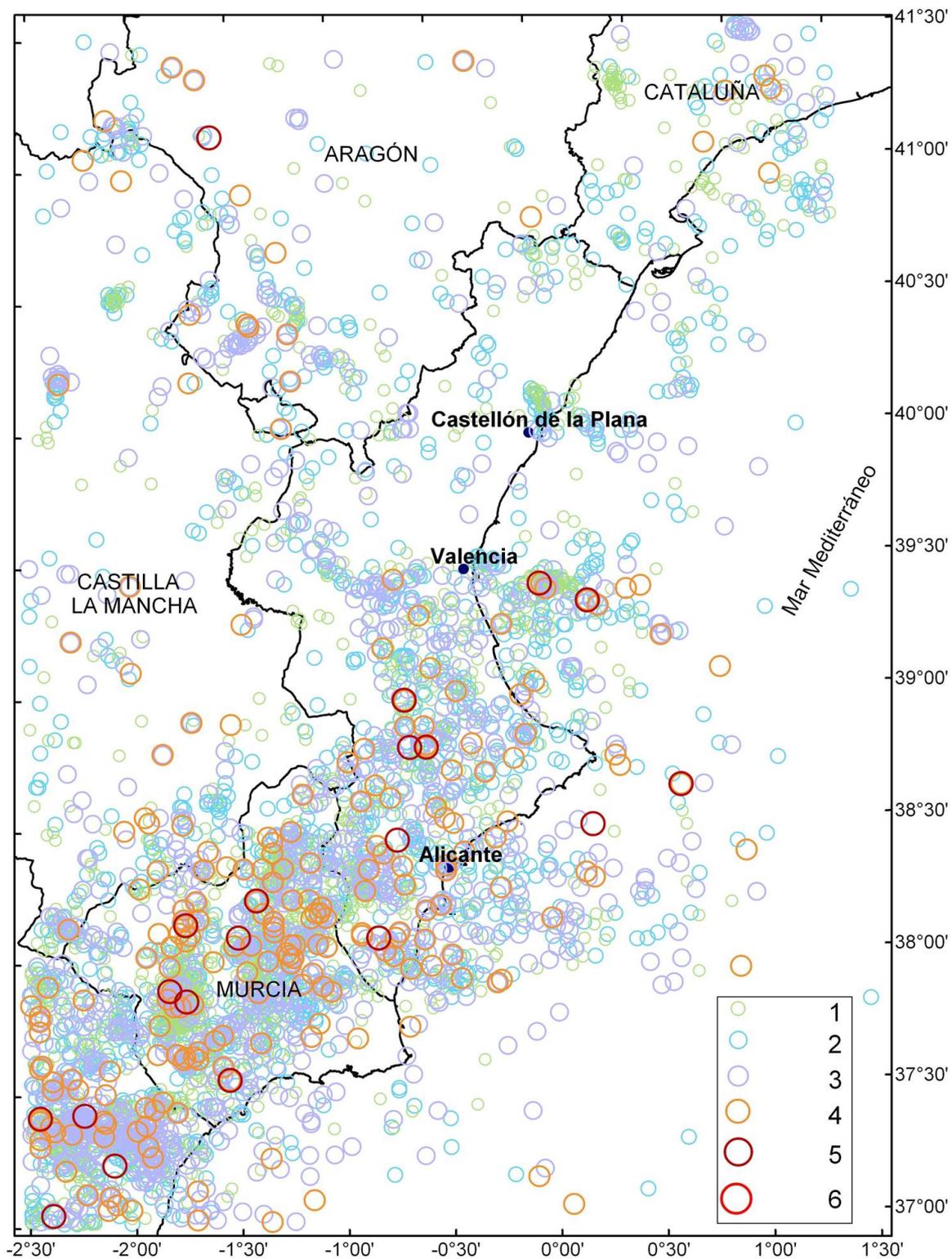


Figura 1.4 Distribución espacial de los terremotos que tienen asignada magnitud.



En nuestro catálogo tenemos 1.120 terremotos que no poseen asignada magnitud, esto contribuye de forma evidente en la no homogeneidad del catálogo. La **figura 1.4** nos muestra la distribución espacial de los terremotos que tienen asignada magnitudes y en la **figura 1.6** el histograma de estas agrupados en intervalos de 0.5

Homogeneidad de los datos de las profundidades hipocentrales.

En lo que respecta a las profundidades la situación del cálculo es análoga a la anterior, con la única diferencia de que la última revisión realizadas por el IGN, comienza a partir de 1950. La **figura 1.5**, nos muestra la distribución espacial de la profundidad de los terremotos detectados. En la **figura 1.6** presentamos el histograma de estos datos. Es de destacar la acumulación de terremotos en profundidades múltiplos de 5 consecuencia del efecto de redondeo en los primeros programas de cálculo de localizaciones hipocentrales. Esto, si no es una indicación de la no homogeneidad del catálogo, por lo menos si es indicativo de la falta de precisión de los cálculos.

Complejidad de los datos sísmicos

El elevado número de terremotos, observado en el catálogo, a los que no se ha asignado alguno de los parámetros de su caracterización justifica el siguiente análisis de completitud, toda vez que es precisamente la falta de datos de estos parámetros conjuntamente con el no registro de terremotos acaecidos la causa de la no completitud de los catálogos sísmicos.

En este apartado analizamos la completitud de nuestro catálogo, tal y como hicimos con la homogeneidad, para los parámetros de: intensidad epicentral, magnitud y profundidad. Para su realización utilizaremos gráficos de frecuencia-período de tiempo, en diferentes intervalos de tiempo, así como determinadas técnicas de detectabilidad, en los casos en que sean posibles.

Complejidad de los datos de Intensidad sísmica.

Comenzaremos por el estudio de la distribución temporal de terremotos de intensidad sin asignar. En catálogos anteriores Galbis (1940), Sánchez Navarro-Neuman (1920) ponen de manifiesto terremotos acaecidos en los años 349 y 237 A.C. justificando la falta de información de este parámetro, por la limitada distribución demográfica de la zona en dicho período, así como por el hecho de que los pocos documentos que de ella se poseen nos dan muy pocas posibilidades de realizar una asignación fiable de intensidades; en todo caso, estos ponen de manifiesto la importante actividad sísmica en este época, y nos permite suponer que estos terremotos debieron ser de intensidades muy altas.

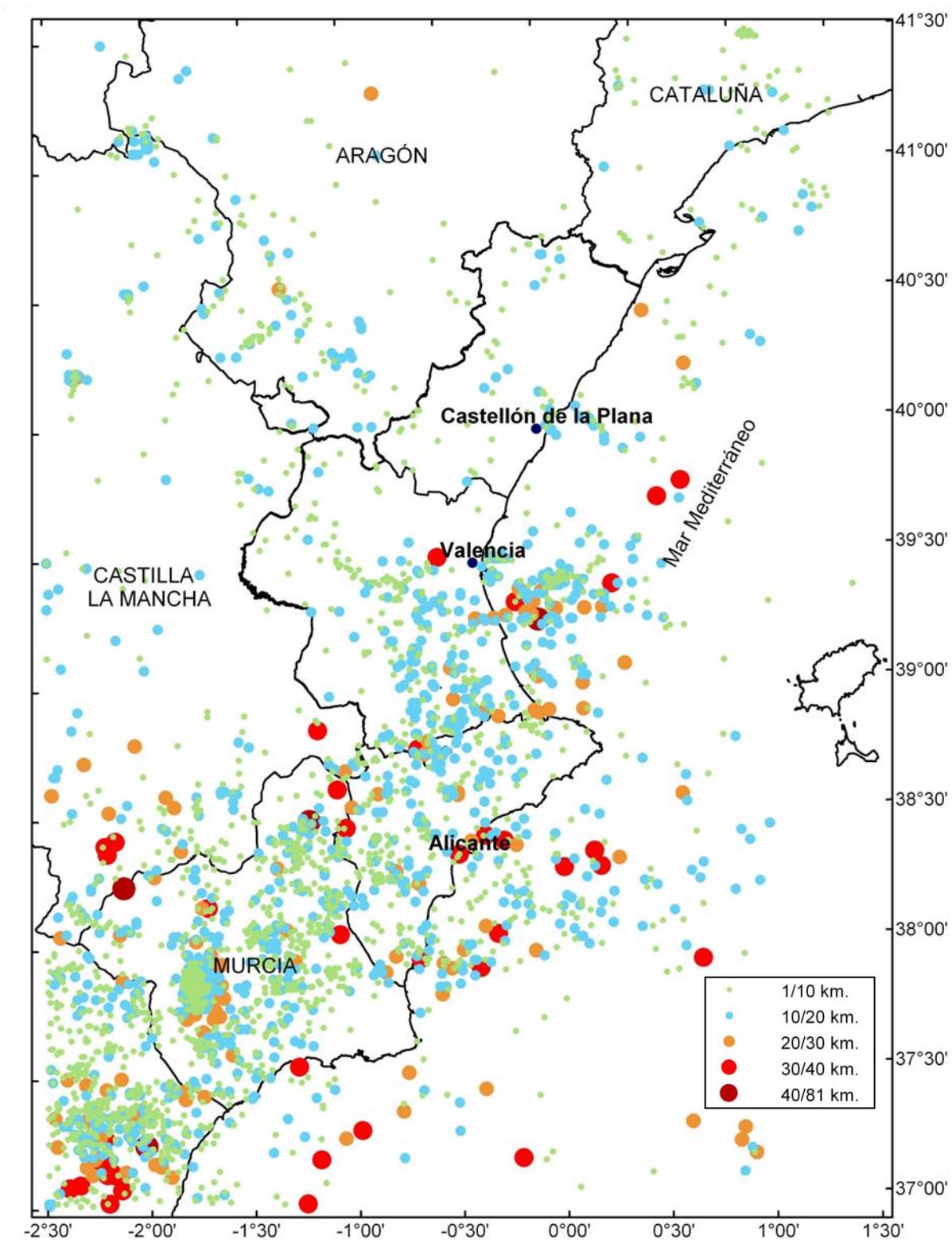


Figura 1.5 Distribución espacial de los terremotos que tienen asignada profundidad.

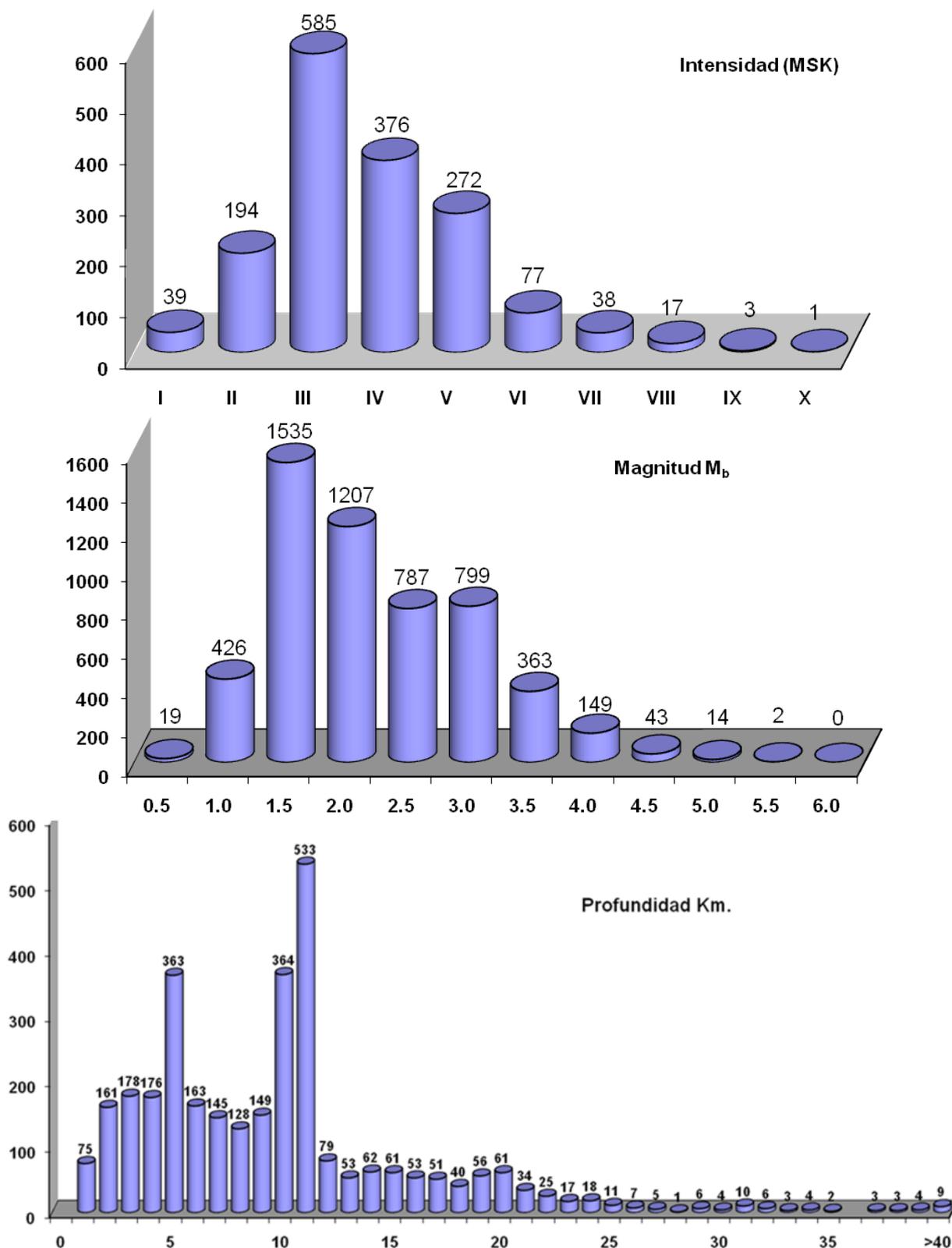


Figura 1.6 Histogramas de los terremotos del catálogo. a) Intensidades (MSK). b) Magnitudes (M_b) y c) Profundidad (Km.)

En el catálogo que presentamos el primer terremoto que consideramos es a partir del



año 1048 del que si se posee suficiente documentación para atribuirle intensidad. Es en el año 1330 donde aparece el primer terremoto detectado con insuficiente información como para asignarle intensidad. Para este conjunto de terremotos vamos a diferenciar dos períodos: el primero, desde el comienzo hasta 1911 (época histórica); y el segundo desde 1911 hasta nuestros días (época instrumental). La distribución temporal de estos los presentamos en la **figura 1.7.a** y **figura 1.7.b**

El aumento progresivo en el número de terremotos sin asignación de intensidad dentro de la época histórica se corresponde con el aumento también progresivo de la información escrita durante este período. Esta aparente paradoja se puede justificar por varias razones, entre las que resaltamos las dos siguientes: por una parte, el incremento progresivo de información acerca de terremotos de intensidades más débiles; por otra, la repercusión de los estudios actuales de sismicidad histórica sobre los terremotos del último período, de tal forma que junto a nuevos terremotos que pueden caracterizarse totalmente, se encuentran otros muchos para los que no se dispone de información suficiente para una caracterización completa. El último período de esta época coincide con la aparición de la prensa escrita. Lógicamente, las intensidades sin asignar corresponden durante este período a intensidades medias a bajas a medida que nos acercamos a la época instrumental.

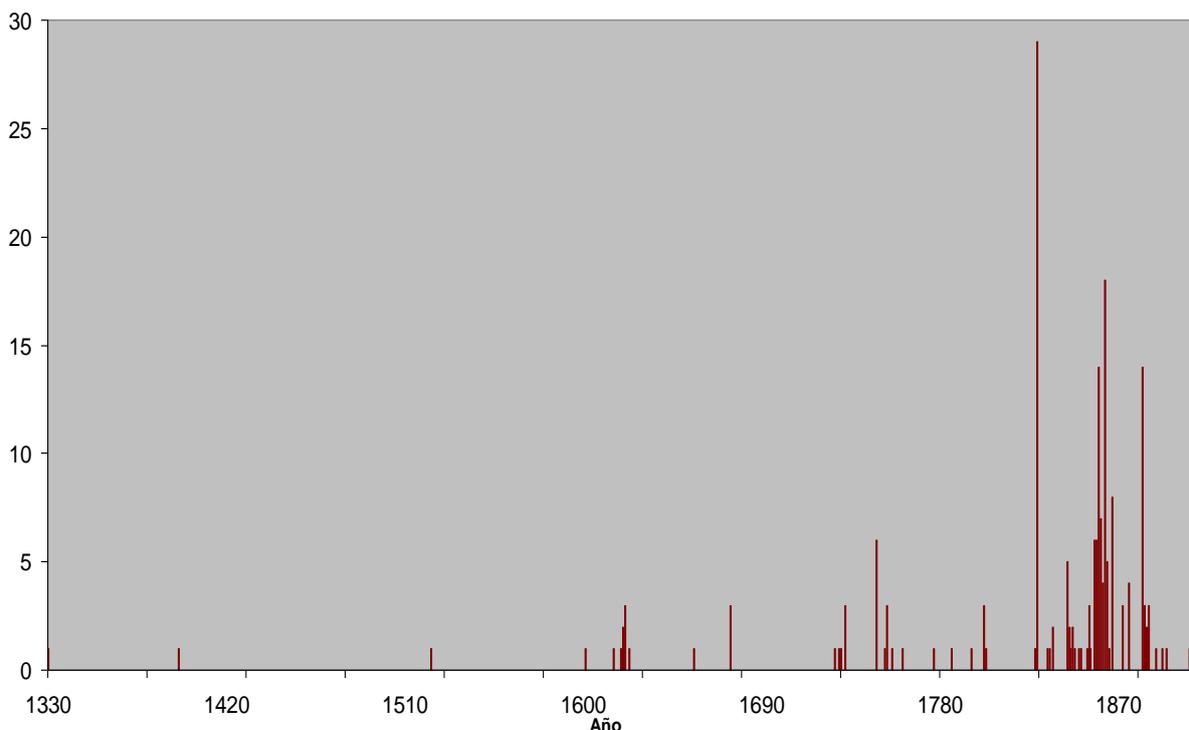


Figura 1.7.a Terremotos sin intensidad asignada desde 1330 a 1910

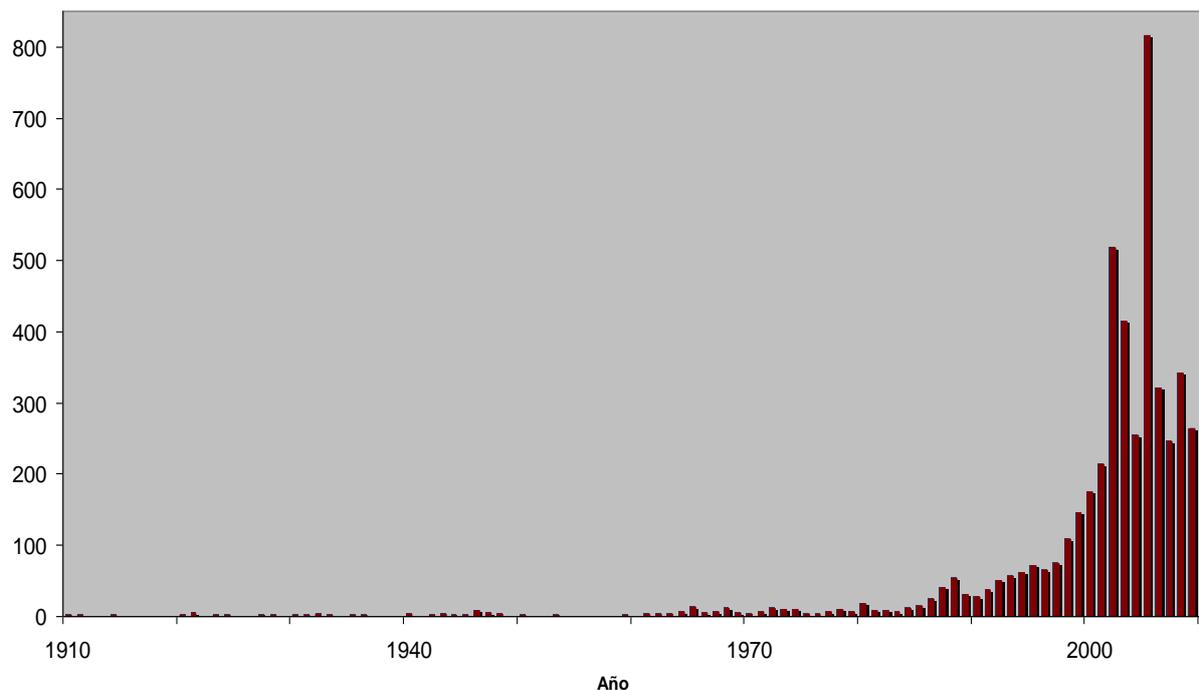


Figura 1.7.b Terremotos sin intensidad asignada desde 1910 a 2009

En la época instrumental, la presencia de terremotos sin asignación de intensidad se explica, bien porque en el registro actual de terremotos es difícil asignar intensidad a magnitudes muy bajas, o porque en algunas ocasiones se consideraba suficiente la información de la magnitud. En el pico del número de registro sin intensidad asignada en 1988 corresponde a un aumento del número de instrumento de las redes nacionales y locales, lo cual implica un aumento de la detectabilidad de las magnitudes bajas. Una explicación adicional puede ser el hecho de que se trate de terremotos aislados, poco perceptibles por su profundidad o por su situación lejos de núcleos de población, sobre todo en el caso de los marítimos, lo que habría dado lugar a esa falta de asignación de intensidad.

A continuación, vamos a estudiar la completitud de cada uno de los grados de la escala de intensidades de forma cualitativa, mediante gráficos, y de forma cualitativa por el método de detectabilidad Bungum y Husebye (1974).

Para ello analizaremos en primer lugar el gráfico de la **figura 1.8**, en donde se han representados todas las intensidades con respecto a sus fechas de ocurrencia. Esta gráfica nos muestra de una forma general el registro temporal de intensidades. De ella se puede observar una disminución del período de completitud de las intensidades a medida que disminuye su grado. Para un análisis más detallado vamos a estudiar la distribución temporal de intensidades grado por grado.



Distribución Temporal de Intensidades

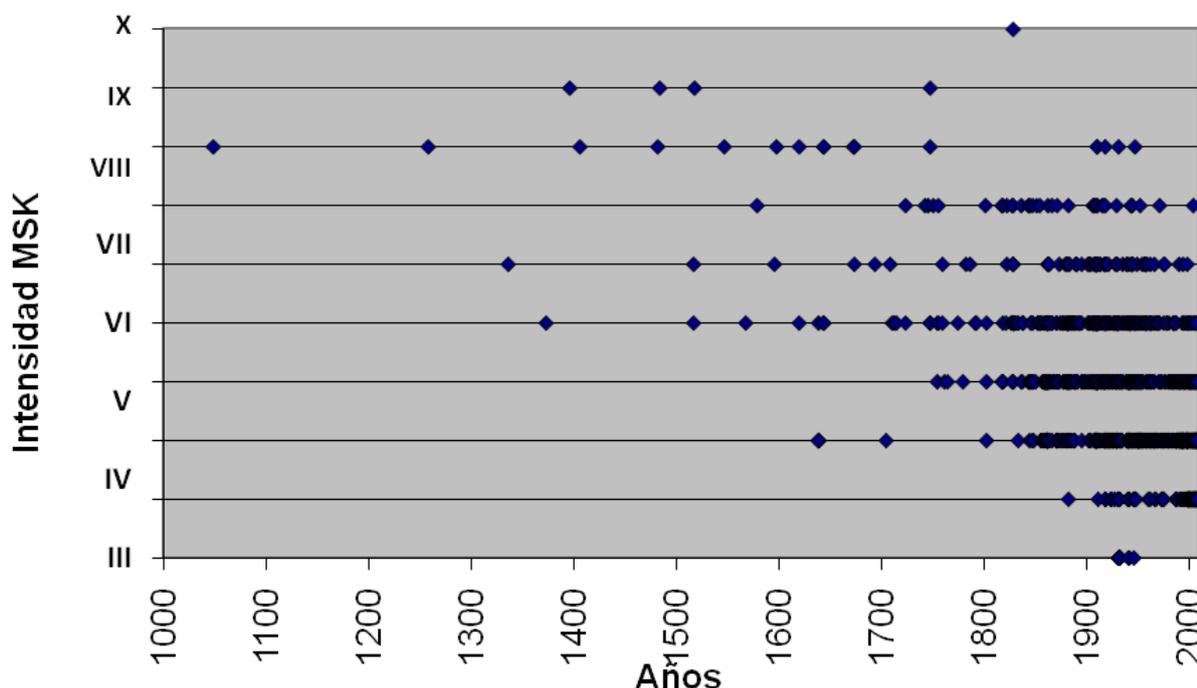


Figura 1.8 Distribución temporal por intensidades de los terremotos del catálogo.

Las intensidades I y II, que en un principio hay que considerar difícilmente detectadas por la población y por tanto claramente subjetivas, empiezan a reseñar a finales de la época histórica y sobre todo en la instrumental, como consecuencia del aumento de perceptibilidad de las redes sismográficas y de la información macrosísmica de los terremotos de las zonas sísmica que engloba nuestra región de estudio. De cualquier forma, la completitud de estos datos no es absoluta ni siquiera a partir de la última década, como muestra el gráfico. Su inclusión en el catálogo viene justificada exclusivamente por su contribución, en todo caso relativa, al conocimiento de la actividad sísmica. Los datos de intensidad grado I se han obtenido del catálogo de Bisbal, ya que el del IGN no la considera.

El primer terremoto de intensidad III se parece en el año 1639, En la **figura 1.8** se pone de manifiesto que es prácticamente a partir de la segunda parte del siglo XIX cuando se empieza a tener un registro casi completo de estos, aunque aparecen claras lagunas en su primera parte que nos indican que posiblemente la completitud de esta intensidad en este período no sea totalmente cierta. Por tanto, a pesar de la implantación de la prensa escrita de forma regular a comienzos del siglo y la notable fuente documental que ello supone para los estudiosos de la sismicidad histórica, la completitud de este catálogo para dicha intensidad dista mucho de ser efectiva, sobre todo porque la densidad demográfica en la zona, imprescindible para constatarla, es aún insuficiente. Ni siquiera en la década de los 70, cuando empieza a funcionar de forma regular la red sísmica del IGN en todo el territorio del Estado, se alcanza la completitud del catálogo para esta intensidad, ya



que no formaba parte de sus objetivos la localización de terremotos de tan baja intensidad y la asignación se dejaba a la subjetividad de personas no técnicas en la materia que eran las que suministraban la información a la prensa.

En el catalogo de esta memoria el primer terremoto que se observa de intensidad IV , es en el año 1762, dada la ambigüedad en la características de los daños producidos por terremotos de grado III y IV, lo expuesto para el grado III sirve también para el grado IV

Para la distribución de los terremotos de intensidad V, cuyo primer terremoto registrado en el catálogo aparece en el año 1373, se observa en la **figura 1.8** que a pesar de que quedan registrados de forma bastante regular a partir de 1820 sólo parece que el registro es completo a partir de 1914, comienzo de la época instrumental en nuestra área de influencia.

El registro de los terremotos de intensidad VI empieza en el año 1336. Dada sus características descriptivas del grado similares con el grado V podemos considerar su completitud a partir del 1914,

Para el análisis de la distribución de intensidades de grado VII, con respecto a su completitud ya no se puede recurrir tan claramente a la continuidad de registros con respecto al tiempo pues ahora el aumento de sus períodos de retorno puede llevarnos a confundir una discontinuidad en el registro por falta de información (falta de completitud), con una variación admisible del período medio de retorno de esta intensidad, físicamente aceptable dentro de la lógica existencia de períodos de mayor o menor actividad sísmica en la región. En consecuencia, aunque el primer registro fue en el año 1579, fijamos la completitud de esta intensidad a partir de 1720.

Con respecto a los terremotos de intensidad VIII, aunque el primer terremoto que se cita es en el año 1048, por motivos análogos a los indicados anteriormente, fijamos la completitud a partir de 1482. Sin embargo, queremos hacer notar la existencia de dos claras lagunas de datos entre 1680-1740 y 1750-1910 que aparte de poder tener un cierto significado físico dentro del concepto de generación de terremotos, también pueden ser debidas a que intensidades de un grado superior o inferior pertenezcan no a esas clases sino más bien a esta.

En la distribución temporal de la intensidad IX, como se observa en la **figura 1.8**, la problemática de las lagunas antes mencionadas es aún más clara, así a un período de relativa completitud de registro de esta intensidad le sigue desde 1600 hasta nuestro días un vacío absoluto de la misma. Como es muy improbable que en esta laguna se haya producido un terremoto de intensidad IX que no haya sido registrado, fijamos la completitud a partir del registro del primer dato en el año 1396.

Con respecto al terremoto de grado de intensidad X, llevando en mente lo que se ha dicho respecto a la posible confusión de asignación de intensidades para los grados VIII y IX la completitud de esta intensidad se fija en todo el período a que alcanza este análisis, es decir de 1300 hasta nuestros días. De todas maneras tenemos nuestras serias dudas, que iremos confirmando más adelante, que este único registro de la gráfica sea de grado X,

pensando que más bien quizás sea de un grado inferior.

Como complemento a los resultados anteriores se ha analizado la completitud de las intensidades por métodos analíticos, denominados métodos de detectabilidad.

El método de detectabilidad que hemos considerado es el desarrollado por Bungum y Husebye (1974). El método se mostró muy dependiente de los valores inicial y final del ajuste dando una gran inestabilidad a los resultados por lo que se hizo necesario el promedio de sus resultados mediante un ajuste exponencial que fue el que mejor índices de correlación nos daba. Calculando con este método la detectabilidad en función del tiempo se obtiene la curva de la **figura 1.9**, que como se observa presenta algunas claras diferencias con los resultados obtenidos anteriormente, posiblemente debido al carácter discontinuo de la intensidad y las características no sismogénicas de la zona. Sin embargo los resultados pueden aceptarse razonablemente, con un sentido meramente orientativo, dentro del margen de error que conlleva estos cálculos en cualquier otro método. En el estudio de la fuentes sísmicas, que proponemos más adelante, realizaremos un estudio detallado de la completitud de cada una de ellas, para definir con mayor precisión los parámetros sísmicos que son necesarios para la evaluación de la peligrosidad sísmica,

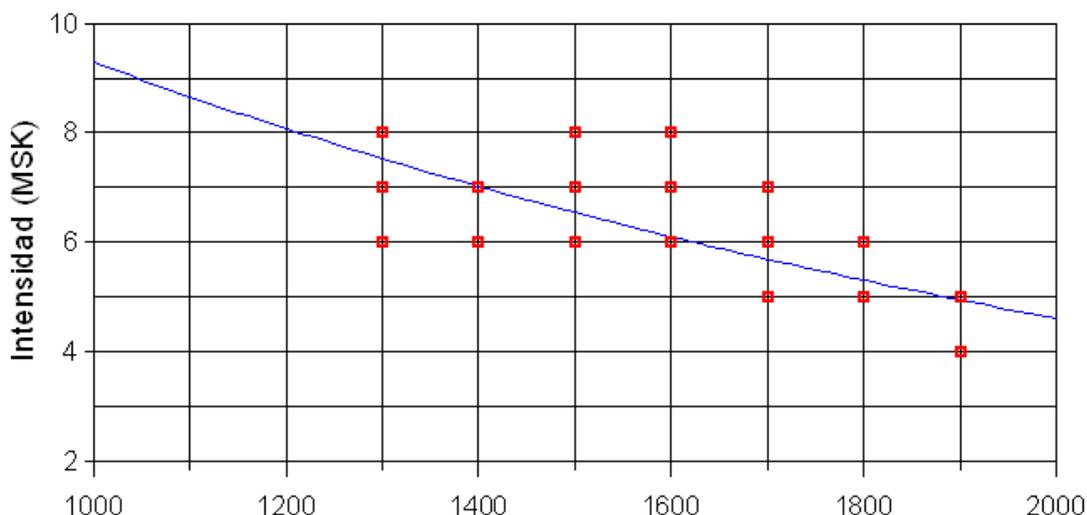


Figura 1.9 Completitud de las intensidades del catálogo. Método de detectabilidad Bungum y Husebye (1974).

Tras las consideraciones expuestas, en la **tabla 1.1** presentamos un resumen de la completitud de la intensidad de nuestro catálogo con carácter orientativo. En el caso del análisis de los datos de la **figura 1.8**, consideramos que: a medida que los grados de intensidad aumentan la variabilidad de estos valores también aumenta. Así, si para la intensidad IV se puede esperar una variabilidad de 10 años, para la intensidad IX o X esta podría superar los 100 años. Respecto al análisis cuantitativo, métodos de detectabilidad, insistimos una vez más que estos resultados sólo los hemos de considerar como meramente orientativos.



| Intensidades | I-II-III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X |
|-----------------|----------|-------|------|------|------|------|------|------|
| Complejitud (A) | ----- | 1910 | 1900 | 1850 | 1700 | 1400 | 1300 | 1000 |
| Complejitud (B) | ----- | ----- | 1900 | 1640 | 1400 | 1220 | 1100 | 1000 |

Tabla 1.1. Complejitud del Catálogo de intensidades en la escala MSK. (A) según el análisis de los gráficos. (B) por el método de detección de Bungum y Husebye (1974)

Complejitud de las magnitudes.

A diferencia de lo que ocurre con el valor de intensidad, la complejitud de los datos de magnitud está ligada exclusivamente a la calidad y densidad de la instrumentación sísmica existente en la zona. Por ello, sólo tiene sentido plantearse para ella la complejitud del catálogo a partir de la época instrumental, distinguiendo, en todo caso, dentro de dicha época etapas sucesivas de incremento de precisión asociado al progresivo desarrollo instrumental y al aumento de la densidad de la red instrumental.

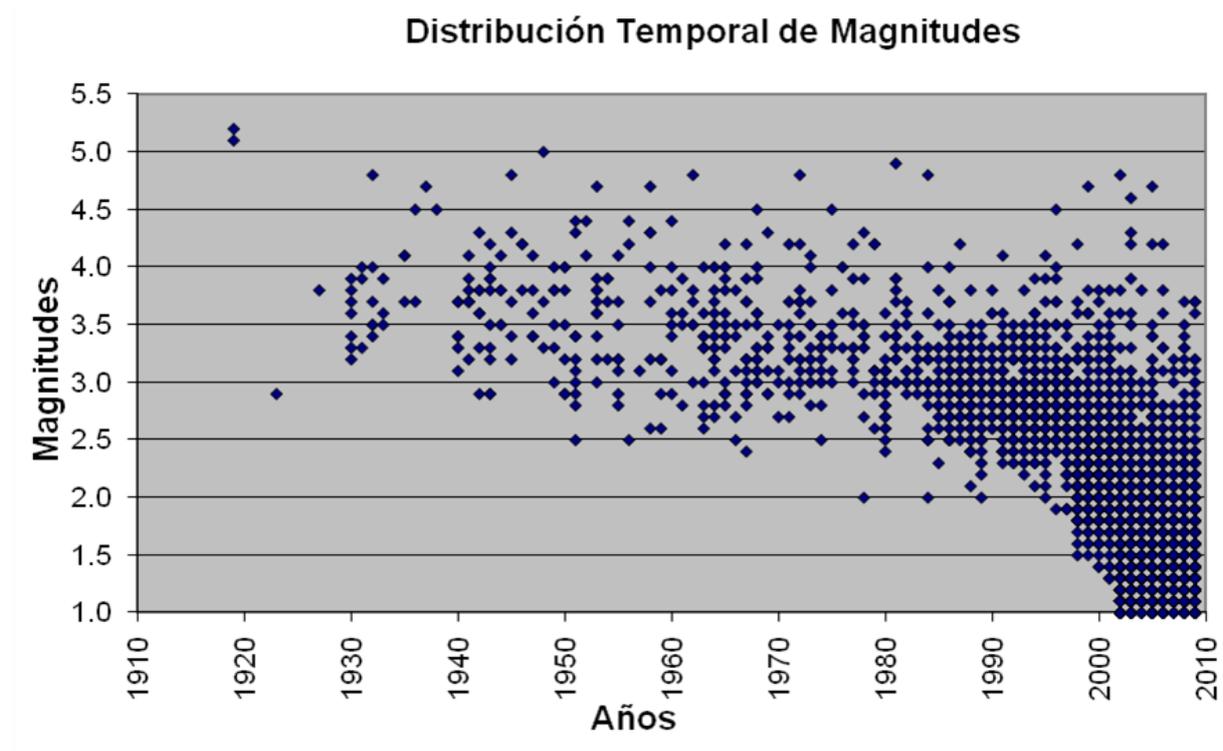


Figura 1.10 Distribución temporal por magnitudes de los terremotos del catálogo.



| AÑO | MAGNITUD (mb) | | | | | | | | | | | Prof. |
|------|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| | ≤0.5 | 0.5-1 | 1-1.5 | 1.5-2 | 2-2.5 | 2.5-3 | 3-3.5 | 3.5-4 | 4-4.5 | 4.5-5 | >5.0 | |
| 1915 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 1920 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2 |
| 1925 | - | - | - | - | - | 1 | - | - | - | - | - | 1 |
| 1930 | - | - | - | - | - | - | 4 | 7 | - | - | - | - |
| 1935 | - | - | - | - | - | - | 4 | 6 | 3 | 1 | - | - |
| 1940 | - | - | - | - | - | - | 5 | 8 | 2 | 1 | - | 1 |
| 1945 | - | - | - | - | - | 3 | 8 | 12 | 6 | 1 | - | - |
| 1950 | - | - | - | - | 1 | 6 | 11 | 10 | 3 | 1 | - | - |
| 1955 | - | - | - | - | 1 | 3 | 7 | 10 | 5 | 1 | - | 7 |
| 1960 | - | - | - | - | - | 5 | 9 | 8 | 3 | 1 | - | 8 |
| 1965 | - | - | - | - | 1 | 13 | 22 | 15 | 1 | 1 | - | 36 |
| 1970 | - | - | - | - | 1 | 13 | 22 | 9 | 4 | - | - | 31 |
| 1975 | - | - | - | - | 1 | 9 | 24 | 11 | 3 | 1 | - | 34 |
| 1980 | - | - | - | 1 | 2 | 19 | 30 | 8 | 4 | 1 | - | 59 |
| 1985 | - | - | - | 1 | 8 | 43 | 31 | 8 | - | 1 | - | 89 |
| 1990 | - | - | - | 1 | 24 | 146 | 52 | 5 | 2 | - | - | 194 |
| 1995 | - | - | - | 2 | 6- | 248 | 65 | 10 | 2 | - | - | 337 |
| 2000 | - | - | 12 | 239 | 357 | 182 | 40 | 11 | 1 | 1 | - | 569 |
| 2005 | 14 | 313 | 1069 | 707 | 236 | 83 | 17 | 7 | 4 | 3 | - | 1265 |
| 2010 | 5 | 113 | 454 | 256 | 95 | 25 | 12 | 4 | - | - | - | 492 |

Tabla 1.2. Distribución temporal de las magnitudes, en intervalos de 0.5 y profundidades de los terremotos del catálogo de esta memoria agupados en intervalos de 5 años.

De la **figura 1.10** y de la **tabla 1.2**, se deduce que:

Para las magnitudes comprendida 1.5 y 2.5 el catálogo resulta completo sólo a partir de 2000.

Para las magnitudes comprendidas entre 2.5 y 3.0 el catálogo resulta completo sólo a partir de 1985.

Para las magnitudes entre 3.0 y 3.5 la completitud la fijamos a partir de 1965 con un promedio de 28 terremotos por intervalo de tiempo.

Para magnitudes entre 3.5 y 4.0, fijamos el comienzo de la completitud en 1940, considerando que el intervalo 1935-1940 presenta falta de datos, a consecuencia de la Guerra Civil Española, siendo 8 el promedio de terremotos.

Para las magnitudes entre 4.0 y 4.5 la completitud consideramos que empieza en 1935, con un promedio de 3 terremotos por intervalo de tiempo.

En el rango de magnitudes entre 4.5 y 5.0 podemos considerar la completitud a partir de 1930.



Por último para las magnitudes de 5.0 y 5.5 el catálogo lo consideramos completo para toda la época instrumental.

Al igual que hicimos con las intensidades completamos los anteriores resultados, de carácter subjetivo, con un estudio temporal de detectabilidad de magnitudes. Para esta variable sólo hemos utilizado el método de Bungum y Husebye (1974), ya explicado en el estudio de completitud de las intensidades. Los resultados aparecen en la **figura 1.10**.

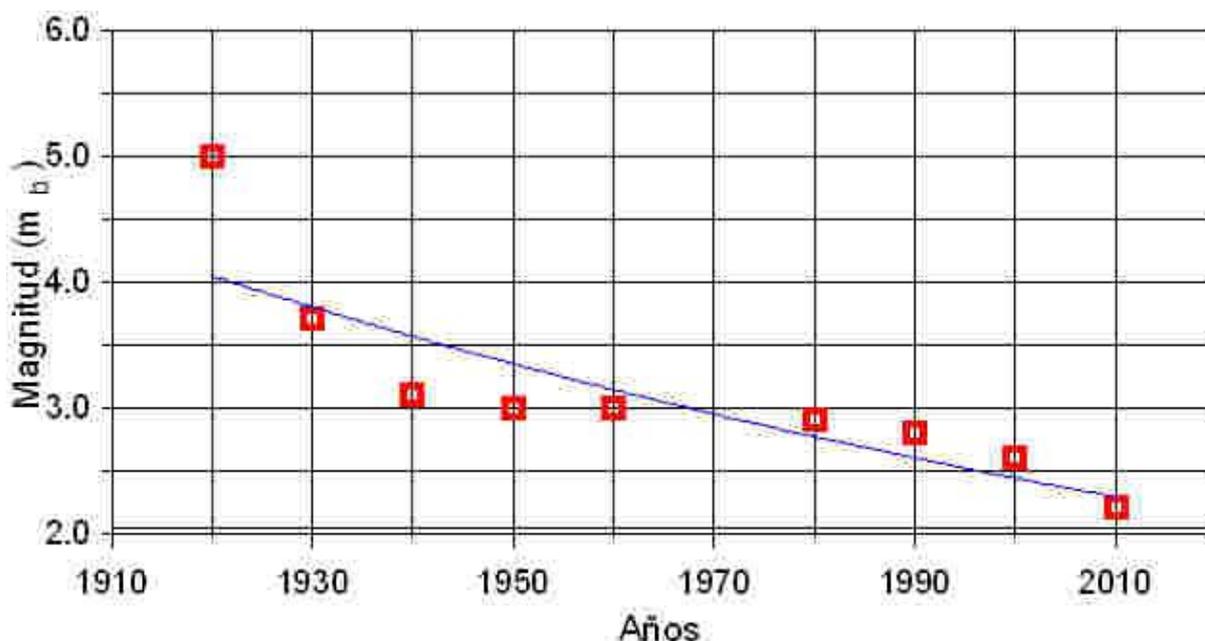


Tabla 1.3. Completitud del Catálogo de magnitudes. (A) según el análisis de los gráficos. (B) por el método de detección de Bungum y Husebye (1974)

Aquí la correlación entre estos resultados y los anteriores es más favorable, coincidiendo prácticamente hasta el intervalo de 3.0-3.5, observándose a partir de este divergencias. Las diferencias existentes son nuevamente debidas a lo no homogeneidad sismotectónica de la zona y al pequeño tamaño de la muestra utilizada. En la **tabla 1.4**, presentamos los resultados de ambos métodos.

| Magnitud (m _b) | 2.0-2.5 | 2.5-3.0 | 3.0-3.5 | 3.5-4.0 | 4.0-4.5 | 4.5-5.0 | >5.0 |
|----------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|------|
| Completitud (A) | 2000 | 1985 | 1965 | 1940 | 1935 | 1930 | 1911 |
| Completitud (B) | 2000 | 1985 | 1955 | 1935 | 1920 | 1911 | 1911 |

Tabla 1.4. Completitud del Catálogo, para las magnitudes (m_b). (A) según el análisis de las tablas. (B) por el método de detección de Bungum y Husebye (1974)



Completitud de los datos de profundidad.

Por lo que se refiere a la localización de la profundidad del foco sísmico, podemos considerar que sólo a partir del año 1985 cuando se puede considerar completo el catálogo para esta variable, aún teniendo sin embargo en cuenta la imprecisión de sus determinaciones, que analizamos a continuación. De cualquier forma el corto espacio de tiempo que abarca esta información hace que sea utilizada con cierta precaución en nuestros estudios de sismotectónica y peligrosidad sísmica.

Errores de los datos.

Queremos hacer constar en principio que el concepto de error en alguno de los datos que manejamos (coordenadas epicentrales, hipocentro, magnitud e intensidad sísmica) no coincide estrictamente con el concepto físico de error, ya que sus determinaciones experimentales se realizan mediante procesos de estimación estadística, es decir el valor más probable, que hace mínimo los errores cuadráticos medios de las observaciones realizadas.

Errores localización epicentral.

Cabe esperar que algunas localizaciones epicentrales del comienzo de la época histórica tengan errores de decenas de kilómetros. Los criterios para su evaluación son prácticamente nulos y solo se puede recurrir, ya indicado anteriormente, sobre el estudio de la densidad de población y veracidad de la información manejada. Sin embargo como único medio para evaluar el orden de estos errores recurrimos a la observación de la sismicidad histórica conjuntamente con la instrumental (**figuras 1.3 y 1.4**), deduciendo por la buena correlación entre ambos conjuntos de datos. En cualquier caso, los posibles errores no afectan de forma significativa a las delimitaciones de fuentes sísmicas y los cálculos de peligrosidad sísmica.

La primera localización con asignación de error es en el año 1923, la segunda en 1937 y la tercera en 1952. Solo es a partir de esta última fecha cuando empiezan a regularizarse estas localizaciones con asignación de errores. El decrecimiento del error a medida que nos acercamos a nuestros días es notable, así desde un valor medio anual rondando los 30 km en 1964 pasamos a un valor de 3 km en la década de los noventa. Esta mejora queda justificada con el aumento de estaciones que han registrado estos terremotos. Con la implementación de la nueva red sísmica a partir de los años 90 la sensibilidad de esta se ha visto considerablemente y por consiguiente sus errores disminuidos.

Errores en los datos de localizaciones temporales.

En cuanto a las localizaciones temporales, es posible que algunos terremotos del comienzo de la época histórica tengan errores de días y en la instrumental de unos pocos segundos. En nuestros análisis, estos errores no serán importantes pues tanto las consideraciones sobre completitud así como los propios métodos utilizados hacen que estos no afecten a nuestros resultados.



Errores en los datos de las Intensidades sísmica.

Las intensidades asignadas en nuestro catalogo son con toda seguridad, por la naturaleza de su obtención, el dato con mayor carácter subjetivo de todos los que manejamos, por consiguiente no cabe plantearse la posibilidad de cuantificar los errores de su determinación.

Sin embargo la homogeneización realizada en estos datos, así como las precisiones sobre las intensidades antes realizadas, nos llevan a fijar el error en uno o dos grados para la época antigua, un grado para la histórica y medio grado para la instrumental. El tipo de este error es claramente sistemático con tendencia a la subestimación. Así, es hábito común aumentar el valor de la intensidad uno o dos grados por el mero hecho de su magnificación, siendo este efecto más significativo en los pasos de los grados V y VI al VII y el VIII y IX al X.

Errores de los datos de Magnitudes.

Ya que todos los datos de magnitudes utilizado en este estudio se han tomado del catálogo de terremotos publicado por el I.G.N, respecto a sus errores nos remitiremos a lo que de ellos se dice en él (J. Mezcua y J.M. Martínez Solares, 1983) y en la Publicación Técnica Número 26 del MOPT (1992).

Así, los valores de la magnitud entre los años 1924 y 1960 se han obtenido, debido a la diversidad de instrumentos que se poseían en esta época, a partir de la duración de los registros, tomando como datos de referencia de ésta m_D los cálculos de m_b de las estaciones de Toledo, Almería y Alicante. Estos nuevos valores de magnitud, se han determinado considerando la duración, como el tiempo transcurrido desde el primer impulso de la onda P hasta que la señal se confunde con el ruido. La desviación típica encontrada con respecto a los iniciales valores de m_b son de 0.4, sin embargo son bastantes superiores a los obtenidos posteriormente con las ondas L_g por el NEIS, estando generalmente al menos subestimadas en 0.2-0.5. Es a partir de los años 60, en donde podemos considerar que los errores de las magnitudes son los propios del método, siendo estos suavizados al considerar el valor promedio de cada una de las estaciones que lo registran, dejando fuera de este cálculo aquellas medidas que sobrepasen la desviación estándar, por lo que podemos considerar para este último período el umbral de errores en ± 0.3 .

Errores en los datos de las profundidades de los terremotos.

Tras las últimas revisiones realizadas sobre las localizaciones hipocentrales, es nuevamente sólo a partir de 1985 cuando todos los terremotos tienen asignado su error en profundidad, siendo este error de un orden inferior al 10%.

Por la determinación de los RMS (Error cuadrático medio) del método de cálculo empleado, y la resolución de sistemas de ecuaciones de 4 incógnitas (x,y,z,t_0) bajo la condición de minimizar los tiempos de recorrido de las ondas desde el hipocentro a las estaciones que lo registran, se induce la verosimilitud de los resultados obtenidos. Es a



partir de la segunda mitad de los 80 cuando los RMS son inferiores a 10s.

De todo lo anterior concluimos que, aunque pueda considerarse que la época instrumental empieza en 1911, con la implementación de los primeros sismógrafos, es realmente a partir de 1985, cuando la red sismológica nacional cubre todo el territorio de forma densa y cuando la instrumentación sufre un considerable aumento cualitativo, por lo que es cuando realmente podemos considerar aceptable la fiabilidad de los datos y es a partir del 2000 cuando realmente se obtiene localizaciones hipocentrales de calidad suficiente para poder determinar las aéreas de fractura que ha producido el terremoto.

CATÁLOGO DE MAPAS DE ISOSISTAS QUE PRESENTAMOS EN ESTA MEMORIA.

Los mapas de isosistas que van a utilizarse en esta memoria proceden todos del Catálogo del IGN (Mezcua 1982). No hemos considerado otros mapas de isosistas de otros autores, aun siendo más actuales, con el fin de conservar la homogeneidad del conjunto.

En la **tabla 1.4** presentamos los terremotos que no poseen mapas de isosistas, agrupados por intensidades y por periodo de tiempo. De ella, se desprende que si bien poseemos mapa de isosistas del único terremoto de intensidad X, no ocurre lo mismo con los de intensidad IX, ya que no poseemos mapas de isosistas del terremoto de 1748, así como de 12 de intensidad VIII y 34 de VII, de los cuales casi 20 son de los últimos 150 años en los que ya existía la prensa escrita. Más sorprendente aún es encontrar 34 terremotos de grado VI, 9 de grado VII y uno de grado VIII que a pesar de haberse producido en nuestro siglo no poseen mapas de isosistas. Los mapas de isosistas están concentrados la mayoría de ellos en la parte sur de la C.V.

Del análisis de la localización regional de los mapas de isosistas que se poseen se concluye que en la zona de la Vega del Segura es donde se concentran estos mapas. Para las demás zonas los mapas de isosistas que se poseen son muy pocos quedando una gran parte del área de estudio sin mapas de isosistas.

| Años | Terremotos que no poseen mapas de isosistas | | | |
|-----------|---|-----|------|----|
| | VI | VII | VIII | IX |
| 1300-1400 | 1 | - | - | - |
| 1400-1500 | - | - | 2 | - |
| 1500-1600 | - | 3 | 3 | - |
| 1600-1700 | 2 | 2 | 5 | - |
| 1700-1800 | 5 | 6 | 1 | 1 |
| 1800-1900 | 20 | 14 | - | - |
| 1900-2010 | 34 | 9 | 1 | - |

Tabla 1.4. Número de terremotos de intensidad \geq VI, que no poseen mapas de isosistas, agrupados en intervalos de 100 años.

CAPÍTULO 2

SISMICIDAD EN LA COMUNITAT VALENCIANA



INTRODUCCIÓN

Basándonos en los trabajos de investigación en sismicidad del Sureste de la Península iniciados por Rey Pastor (1944,1955), y continuados hasta nuestros días por López Marinas (1978), Rodríguez de la Torre (1980, 1984,1990), Roca y Suriñach (1982), Mezcua et al (1984), Bisbal (1984), López Casado et al. (1987), Giner (1996), etc... y utilizando la información sísmica del catálogo general elaborado para esta memoria presentamos la sismicidad de la C.V. y su zona de influencia. Realizamos hipótesis de agrupamientos sísmicos, que serán la base, junto al análisis sismotectónico que realizamos en el capítulo del contexto geológico, de la determinación de las fuentes sísmicas, inicio del conocimiento real de la sismicidad de esta comunidad y cimientos de la evaluación de su peligrosidad sísmica según el método zonificado que presentamos en esta memoria.

SISMICIDAD ESPACIAL.

La historia sísmica de la zona la consideramos dividida en tres épocas (época antigua, época histórica y época instrumental) y una anterior a ella que es aquella de la que solo tenemos constancia geológica (paleosismicidad).

Paleosismicidad.

Aunque no es nuestro objetivo realizar un análisis de paleosismicidad de la C.V., queremos reseñar algunos datos de interés, en este sentido, obtenidos de los trabajos realizados por Montenat (1973), Alfaro *et al.* (1994) y Alfaro (1995), en una de las zonas de mayor actividad sísmica de la C.V.. El análisis sedimentológico de testigos recuperados durante campañas geotécnicas realizados en la Vega Baja del río Segura, ha puesto de manifiesto estructuras sedimentarias de deformación y escape de agua, fundamentalmente laminación convoluta y estructuras de arrastre de arena y limos que cortan a la fina laminación que presenta la unidad en estado sin deformar. Estas estructuras se han encontrado en materiales de granulometrías de arena fina y limos, aunque también se han encontrado en arcillas y arcillas limosas. Dentro de un mismo sondeo ha sido frecuente encontrar estas estructuras a diferentes cotas y en la misma posición relativa en diferentes sondeos.

A la hora de establecer un posible origen de estas estructuras, se ha descartado en algunos casos el efecto distorsionador que pudiera haber creado el aparataje del sondeo, ya que no se han utilizado métodos que produzcan vibración en el suelo o supongan inyección de agua en el pozo, al menos en los primeros 20 metros de sondeo. Dado que las estructuras detectadas no se ciñen a un único sondeo, sino que aparecen en varios de ellos, separados varios centenares de metros y en algunos casos hasta varios kilómetros, es muy factible suponer que la formación de estas estructuras sean de origen sísmico. Ello puede ser indicio de licuefacción sismoinducida.

Cuando como consecuencia de un terremoto se produce licuefacción, la capa licuefactada actúa como un filtro para la señal, de forma que ésta disminuye considerable-



mente en duración y sobre todo en amplitud. El resultado es que no es muy probable que en una misma vertical se produzca licuefacción en más de un punto debido al mismo terremoto. Dado que en los sondeos estudiados ha aparecido "licuefacción" a diferentes cotas podemos decir que estamos ante el registro de más de un terremoto de magnitud moderada a grande. Así mismo, el que alguno de los niveles con deformación se encuentren a "gran profundidad" (más de 15 metros) parece corroborar que estamos ante registros de paleosismicidad, de forma que la secuencia de eventos sería deposición de materiales susceptibles, terremoto-licuefacción, nueva deposición de sedimento y nuevo terremoto-licuefacción, quedando los materiales primeramente licuefactados a profundidades sucesivamente mayores.

Por consiguiente la anterior información, por lo menos para la comarca del Bajo Segura y áreas adyacentes, nos indica el carácter permanente de la sismicidad destructiva de este área, lo que justifica aún más la necesidad de nuestro análisis de peligrosidad sísmica basado solo en el registro histórico. Evidentemente si pudiéramos contar con dataciones de los anteriores sedimentos, así como con resultados de estudios encaminados a la obtención de las magnitudes de los terremotos productores de las licuefacciones antes citadas, podríamos obtener no solo una nueva forma de evaluar, en esta zona la peligrosidad sísmica, sino también nos servirían como patrones de calidad de nuestros resultados estadísticos de peligrosidad.

Época antigua.

A pesar de los claros indicios de terremotos destructivos deducidos de estudios de paleosismicidad comentados anteriormente, es sólo en los últimos dos mil cuatrocientos años cuando empezamos a tener constancia histórica de que la zona de la Comunitat Valenciana (C.V.) ha sufrido terremotos destructivos. El primero de ellos es el ocurrido en el siglo IV a.c., que Florián del Campo (en Galbis, 1940) relató de la siguiente manera:

" Padecieron terribles terremotos los más de los lugares vecinos a la costa de nuestro mar mediterráneo, donde suelen aquellos temblores ser más continuos que en otra parte de España. Señaladamente padeció la ciudad de Sagunto o Murviedro (Valencia), que por aquellos tiempos era más grande y más poderosa y más rica que ninguna otra de la marina".

Por desgracia a este terremoto no se le ha podido asignar intensidad ya que ningún investigador ni nosotros mismos, por falta de datos, hemos sido capaces de evaluarla. Lo mismo ocurre para otros dos terremotos de los siglos IV y III a.c. asignados ambos al sureste de España.

Es en el año 1048, y en la zona de Orihuela, donde ya se encuentra documentación suficiente para evaluar por primera vez la intensidad de un terremoto (Martínez Guevara ,1985), al que se le asignó una intensidad entre VIII y IX de la escala MSK, La información sobre este evento se ve ampliada por el hallazgo del texto árabe del geógrafo Al-Udhri, de Dalias (Almería,1085), y fue editado por Dr. Abd-Al-Aziz Al-Ahwani (Madrid 1965); la



traducción del mismo, llevada a cabo por el arabista Mikel Epalza (Alicante,1992), es la siguiente:

".. Y esto es que los terremotos se sucedieron en la zona central de la región de Tudmir, en la ciudad de Orihuela, en la ciudad de Murcia y entre las dos. Y esto después del año 440 de la Hégira (el año hegiriano de 440 va del 16/06/1048 al 04/06/1049). Duró esto para ellos alrededor de un año, cada día, muchas veces, sin fallar en eso ni un día ni una noche. La cosa llegó a tal punto que se derrumbaron las casas y quedaron destruidos los minaretes y todo edificio alto. Se derrumbó la mezquita mayor de Orihuela con su minarete. Se abrió la tierra en todas las zonas de la región. Se hundieron en la tierra muchas fuentes y otras tenían vapores pestilentos".

Posteriormente en la última revisión del catalogo del IGN se le asigna localización epicentral y una intensidad de VIII, lo que sucede también con el terremoto de Onteniente de 1258 al cual también se le asigna una intensidad sísmica de grado VIII.

Por tanto, en esta época antigua que se inicia en el siglo IV a.c. los terremotos tienen una dudosa localización y nosotros no los hemos considerado en nuestro estudio de peligrosidad sísmica. La escasez de estos terremotos hace inviable cualquier análisis de agrupamiento espacial de los mismos. Esta época es la que presenta mayor interés para los estudios necesarios de sismicidad histórica que reclama la evaluación de la peligrosidad sísmica cuando se evalúan intensidades de períodos de retorno de más de 1000 años.

Época histórica.

Es sólo a partir del terremoto de Tabernes de 1396 cuando consideramos que el catálogo, está suficientemente documentado para efectuar estudios de sismicidad y peligrosidad sísmica en torno a los grandes terremotos. Esta época, en principio, llegaría hasta el comienzo de la época instrumental (1911), sin embargo como veremos a continuación esto realmente no es así.

En 1911 hay ya una mínima red sísmica instalada en España, pero su poca sensibilidad y pequeña cobertura siguieron haciendo necesario el apoyo en datos macrosísmicos para determinar la caracterización de los eventos detectados. Esta situación se mantiene hasta prácticamente 1960, fecha en la que se implanta la red mundial World Wide Standard Station Network (WWSSN). Por tanto debería ser en esta última fecha cuando concluiría definitivamente la llamada "época histórica". De cualquier forma, una vez hecha la anterior salvedad, vamos a considerar, por homogeneidad con otros análisis de sismicidad, que la época histórica termina con la instalación del primer instrumento de registro sísmico en la zona. La solapación de las épocas histórica e instrumental queda reflejada en las tablas que presentamos de estas épocas.

En la época histórica, en comparación con la época instrumental, que más adelante describimos, es donde se encuentra la mayor cantidad de información macrosísmica de nuestra zona, por ser en ella donde se han producido los terremotos más energéticos. Sin



embargo es la que posee mayor incertidumbre en la determinación de los parámetros sísmicos, como ya se puso de manifiesto en el capítulo anterior, sobre todo a medida que nos acercamos a su comienzo.

Presentamos en la **tabla 2.1** los terremotos de intensidad mayor que grado VI y cuya localización se ha realizado mediante información macrosísmica. Estos los representamos en el mapa de la **figura 2.1** y realizamos una hipótesis de agrupamientos espaciales de los mismos. Los agrupamientos, sólo tienen un carácter orientativo inicial, ya que la indeterminación en las localizaciones en este período puede ser del orden de 20 a 50 km, y en algunos casos aún mayor, en función de la cantidad y calidad de las fuentes documentales utilizadas. Estos los denominaremos por los nombres de las poblaciones de más entidad que se encuentran en ellos.

| Fecha | Hora | Lat. | Long. | Prof. | Int. | Mag. | Localización | PROVINCIA |
|------------|----------|-------|-------|-------|----------|------|---------------------------|-----------|
| 18/12/1396 | 12:00:00 | 39.08 | -0.21 | 0 | VIII-IX | 0.0 | Tavernes de la Valldigna. | Valencia |
| 01/01/1406 | 00:00:00 | 37.25 | -1.86 | 0 | VII-VIII | 0.0 | Vera | Almería |
| 10/10/1482 | 00:00:00 | 38.08 | -0.91 | 0 | VIII | 0.0 | Orihuela | Alicante |
| 01/01/1484 | 00:00:00 | 38.08 | -0.92 | 0 | IX | 0.0 | ORIHUELA | Alicante |
| 09/11/1518 | 23:30:00 | 37.23 | -1.86 | 0 | VIII-IX | 0.0 | Vera | Almería |
| 29/08/1547 | 20:00:00 | 38.75 | -0.43 | 0 | VII-VIII | 0.0 | Concentaina | Alicante |
| 30/01/1579 | 00:00:00 | 37.68 | -1.70 | 0 | VII | 0.0 | Lorca | Murcia |
| 26/12/1598 | 03:00:00 | 38.91 | -0.11 | 0 | VII-VIII | 0.0 | Oliva | Valencia |
| 02/12/1620 | 19:00:00 | 38.70 | -0.46 | 0 | VII-VIII | 0.0 | Alcoy | Alicante |
| 19/06/1644 | 18:00:00 | 38.80 | -0.41 | 0 | VIII | 0.0 | Muro de Alcoy | Alicante |
| 26/06/1644 | 00:00:00 | 38.70 | -0.40 | 0 | VIII | 0.0 | ALCOY | Alicante |
| 15/01/1673 | 00:00:00 | 38.08 | -0.91 | 0 | VIII | 0.0 | Orihuela | Alicante |
| 28/08/1674 | 21:30:00 | 37.68 | -1.70 | 0 | VIII | 0.0 | Lorca | Murcia |
| 13/09/1724 | 13:00:00 | 38.96 | -0.18 | 0 | VI-VII | 0.0 | Gandía | Valencia |
| 09/03/1743 | 16:00:00 | 38.00 | -1.13 | 0 | VII | 0.0 | Murcia | Murcia |
| 15/08/1746 | 09:00:00 | 38.00 | -1.13 | 0 | VI-VII | 0.0 | Murcia | Murcia |
| 23/03/1748 | 06:30:00 | 39.03 | -0.63 | 0 | IX | 0.0 | Estubeny | Valencia |
| 02/04/1748 | 21:30:00 | 39.03 | -0.63 | 0 | VII-VIII | 0.0 | Estubeny | Valencia |
| 04/03/1751 | 00:00:00 | 37.65 | -2.06 | 0 | VI-VII | 0.0 | Velez Rubio | Almería |
| 13/05/1756 | 06:00:00 | 37.98 | -1.13 | 0 | VI-VII | 0.0 | Murcia | Murcia |
| 18/01/1802 | 20:00:00 | 37.98 | -0.68 | 0 | VI-VII | 0.0 | Torre vieja | Alicante |
| 20/12/1818 | 09:45:00 | 37.75 | -1.61 | 0 | VI-VII | 0.0 | NE. Lorca | Murcia |
| 20/12/1819 | 09:45:00 | 37.70 | -1.70 | 0 | VII | 0.0 | LORCA | Murcia |
| 10/01/1823 | 10:00:00 | 37.98 | -0.68 | 0 | VI-VII | 0.0 | Torre vieja | Alicante |
| 15/09/1828 | 05:16:00 | 38.00 | -0.70 | 0 | VII | 0.0 | Torre vieja | Alicante |
| 21/03/1829 | 18:39:00 | 38.08 | -0.68 | 0 | IX-X | 0.0 | Torre vieja | Alicante |
| 18/04/1829 | 09:45:00 | 38.08 | -0.68 | 0 | VI-VII | 0.0 | Torre vieja | Alicante |
| 31/10/1837 | 13:58:00 | 37.98 | -0.68 | 0 | VI-VII | 0.0 | Torre vieja | Alicante |
| 17/07/1844 | 13:18:00 | 37.98 | -0.78 | 0 | VI-VII | 0.0 | San Miguel de Salinas | Alicante |
| 03/10/1845 | 21:55:00 | 41.03 | 0.75 | 0 | VI-VII | 0.0 | Tivissa | Tarragona |
| 07/10/1845 | 06:30:00 | 41.03 | 0.75 | 0 | VI-VII | 0.0 | Tivissa | Tarragona |
| 03/10/1848 | 15:30:00 | 40.55 | -1.65 | 0 | VI-VII | 0.0 | Orihuela del Tremedal | Teruel |
| 10/11/1852 | 19:00:00 | 38.90 | -0.40 | 0 | VII | 0.0 | BENIGAMIN | Valencia |
| 11/11/1855 | 04:00:00 | 37.86 | -1.41 | 0 | VI-VII | 0.0 | Alhama de Murcia | Murcia |
| 10/06/1863 | 11:10:00 | 37.36 | -1.93 | 0 | VI-VII | 0.0 | Huerca-Overa | Almería |
| 03/02/1867 | 20:20:00 | 38.00 | -0.70 | 0 | VI-VII | 0.0 | Torre vieja | Alicante |
| 19/05/1872 | 17:15:00 | 39.23 | -0.51 | 0 | VII | 0.0 | Carlet | Valencia |
| 16/01/1883 | 03:40:00 | 38.05 | -1.25 | 0 | VI-VII | 0.0 | Ceuti | Murcia |
| 16/04/1907 | 17:30:00 | 37.80 | -1.50 | 0 | VII | 0.0 | TOTANA | Murcia |
| 29/09/1908 | 00:00:00 | 38.10 | -1.30 | 0 | VII | 0.0 | OJOS | Murcia |
| 01/07/1909 | 14:12:18 | 38.00 | -0.66 | 0 | VII | 0.0 | TORREVIEJA | Alicante |
| 21/03/1911 | 14:15:35 | 38.01 | -1.21 | 0 | VIII | 0.0 | LAS TORRES DE COTILLAS | Murcia |
| 03/04/1911 | 11:11:11 | 38.10 | -1.20 | 0 | VIII | 0.0 | LORQUI | Murcia |
| 10/05/1911 | 09:55:30 | 38.10 | -1.20 | 0 | VII | 0.0 | LORQUI | Murcia |
| 16/05/1911 | 22:20:21 | 38.10 | -1.20 | 0 | VII | 0.0 | LORQUI | Murcia |

Tabla 2.1 Terremotos de la época histórica con intensidad mayor que grado VI (MSK)

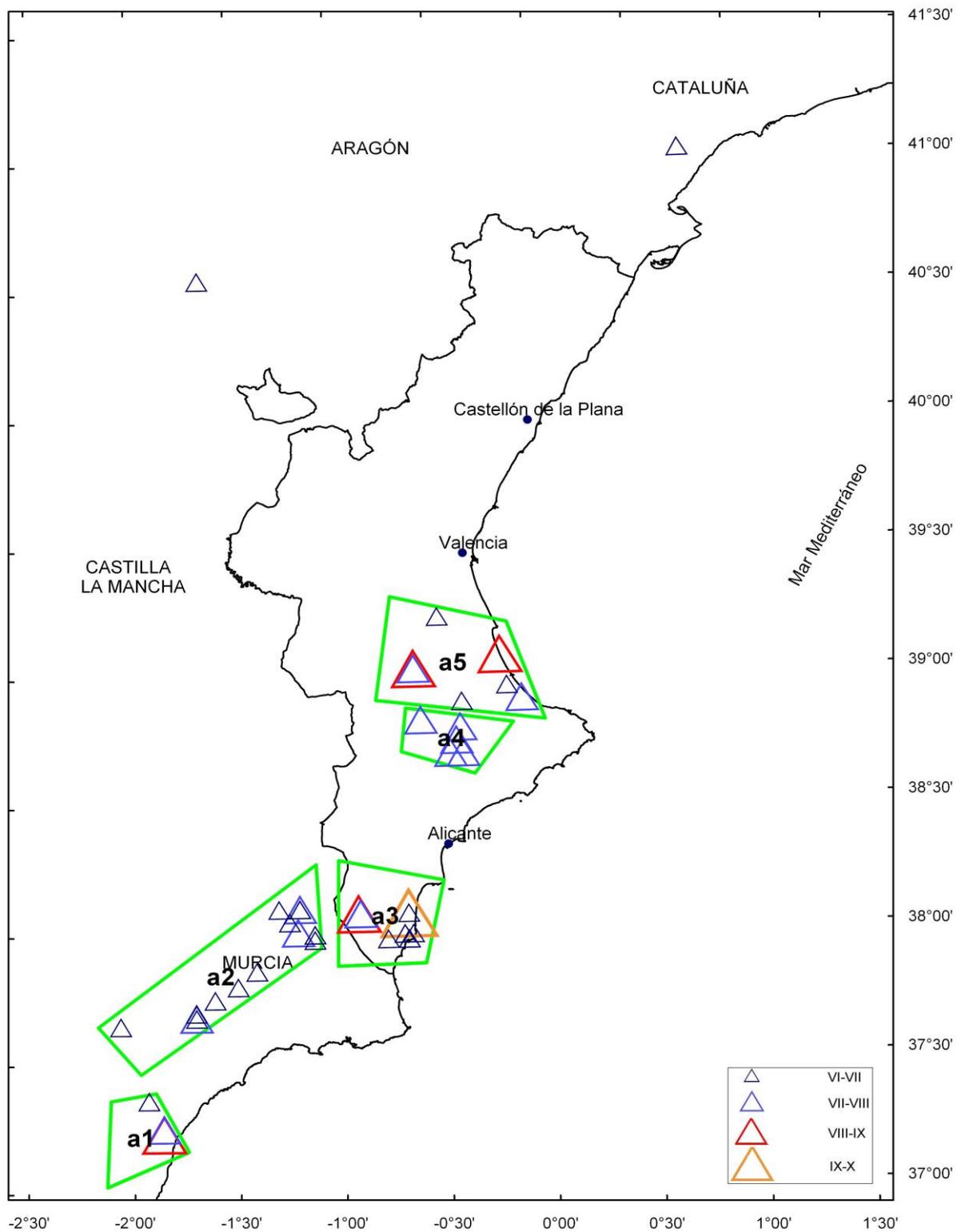


Figura 2.1 Terremotos época histórica intensidad mayor que VI (MSK) e hipótesis de agrupamientos sísmicos.



De acuerdo con dicha tabla y el mapa anterior, empezando por el Sur, las agrupaciones que podemos distinguir para terremotos de intensidad mayor que VI, ocurridos en esta época son las siguientes:

1.- Vera - Almanzora: El terremoto más significativo es el acaecido en el año 1518 con una intensidad de grado VIII -que produjo 150 muertos- y destruyó gran parte de la ciudad, según las crónicas del momento, por lo que se trasladó al sitio actual. Anteriormente en el 1406 ocurrió otro terremoto devastador, el cual colapso la mezquita y del que se tiene suficiente documentación para asignarle intensidad. En esta, también ocurrió una serie sísmica en Junio de 1863 que produjo dos de intensidad VII y se extendió hasta finales de septiembre con gran alarma entre la población de la zona.

2.-Lorca-Murcia: Del primer terremoto del que se tiene documentación histórica en esta zona es el ocurrido el 3 de febrero de 1579 de intensidad VII. En Agosto de 1674 ocurrió una serie sísmica con un terremoto principal de grado VIII, el único, que se sepa, en el que se produjeron decenas de muertos. En los años 1743, 1746, 1751,1756, 1818, 1855,1883, 1908, también se manifestaron diversas series sísmica cuyos terremotos principales fueron de grado VI y VII. La última serie sísmica registrada, en esta época y zona, fue en el año 1911, según relató Martínez Guevara (1984)

Serie sísmica compuesta de dos terremotos principales de intensidad VIII (21 de marzo y 3 de abril separados pocos kilómetros. Tras el segundo, un puente de mampostería de 300 m en Malina se desvió quedando en forma de senoide desplazándose 10 cm a cada lado (¿ruptura superficial?). Casi 100 réplicas sentidas en las semanas siguientes. Las fuentes de Archena, Mula y Fortuna no variaron, sin embargo, el caudal del valle de Ricote aumentó bruscamente.

Esta serie fue registrada por las estaciones sísmicas españolas, emplazadas en los observatorios de la Cartuja, Ebro y Toledo

3.- Torre Vieja: La primera serie sísmica, de la cual se posee información suficiente para ser considerada como tal, fue en este agrupamiento y se ha registrado en los años 1482-1484.

Terremotos de Orihuela 1482 y 1484

Estos dos terremotos son aportaciones del catálogo de Bisbal (1984). El primero de ellos es recogido en la última revisión del catálogo del IGN y se le asigna una intensidad de grado VIII. El del 1484 solo aparece en el catálogo de Fontseré e Iglesia (1971), sin asignarle intensidad. En la revisión documentada aportada por Bisbal le asigna una intensidad de grado IX. Esta asignación nos parece adecuada ya que dadas las características sismogénicas de la zona, modelo enjambre, es usual que en las series sísmicas que duran más de un año, ocurran en ellas terremotos de VII, VIII y IX, como se puso de manifiesto en la última de 1829.



Terremoto de Torre Vieja de 1829.

Se trata de un conjunto de terremotos que ocurrieron entre los años 1828 y 1830, cuyo mayor evento ocurrió el 20 de Marzo de 1829, que representan el suceso sísmico más destructivo acaecido en la C.V. Queremos plantear que es muy posible que su intensidad epicentral de grado X esté sobreestimada debido a la acumulación de daños durante los premonitorios, algunos de ellos de gran intensidad, que precedieron al sismo principal. En la última revisión del catálogo sísmico realizada por el IGN le han asignado IX-X. Hay que tener en cuenta que la asignación de intensidad se basa fundamentalmente en el informe, de datos objetivos, de Larramendi (1829) – **tabla 2.2**, - y este lo escribió tras la réplica de gran tamaño ($I_0=VII$) que ocurrió el 18 de Abril del mismo año, por lo que es de suponer que en el informe la valoración de daños es, mayoritariamente, la de ambos eventos. Se registraron centenares de réplicas.

| PUEBLOS | CASAS | | MUERTOS | HERIDOS | CABALLERIZAS |
|---------------|----------|-----------|---------|---------|--------------|
| | Asoladas | Quebradas | | | |
| Rojales | 319 | 81 | 30 | 34 | 14 |
| Guardamar | 397 | 132 | 8 | 14 | 11 |
| Benejúzar | 257 | - | 80 | 50 | 11 |
| Torre Vieja | 534 | - | 32 | 67 | 36 |
| Formentera | 78 | - | 12 | 16 | 4 |
| Daya Nueva | 29 | 6 | 2 | 1 | 5 |
| Daya Vieja | 1 | 14 | 5 | 1 | - |
| Almoradí | 388 | 69 | 192 | 150 | 118 |
| San Fulgencio | 59 | 76 | 1 | 3 | 8 |
| Callosa | 32 | 274 | 1 | - | 3 |
| Jacarilla | 2 | 14 | - | - | 1 |
| Bigastro | 11 | 22 | - | - | - |
| Benijófar | 71 | 18 | - | - | - |
| Rafal | 5 | 38 | 2 | 6 | 16 |
| Orihuela | 668 | 1358 | 19 | 30 | 21 |
| Dolores | 29 | 267 | 5 | 4 | 11 |
| Benferri | 20 | 17 | - | 1 | 4 |

Tabla 2.2 Datos extraídos del informe de Larramendi (1829:) Memoria y relación circunstanciada de los estragos que la terrible catástrofe de los terremotos de 21 de Marzo...

Este agrupamiento registró durante esta época, un evento de IX-X que junto al terremoto de Queralbs.GI ocurrido el 02/02/1428 son los de mayor intensidad registrados en la península Ibérica. En este agrupamiento también acaecieron cuatro eventos de intensidad VIII y siete de VII; es por tanto el agrupamiento más energético y de mayor actividad sísmica de toda la C.V., según los datos que actualmente poseemos.

4.- Alcoy: En esta zona se han registrado numerosos terremotos durante esta época, cabe destacar por su alto nivel energético los:



Terremotos de Alcoy de 1620 y 1644.

Se trata de series sísmicas que afectaron seriamente, sobre todo la primera de ellas, a la ciudad de Alcoy, con terremotos que llegarían a alcanzar una intensidad VIII. Mientras que en la serie cuyo terremoto principal ocurrió el 02/12/1620 existe documentación suficiente que acredite tanto su localización como asignación de intensidad,. Para la serie de 1644-45 existen ciertas discrepancias: algunos investigadores (Rodríguez de la Torre 1980; IGN 1982; Galbis 1963) señalan que se produjo una serie sísmica que culminó con un terremoto en el año 1645, sin especificar mes y día, con una intensidad a la que asignan un grado IX, basándose documentalente en la aportación que hace Cavanilles (1795-97) en su obra *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reino de Valencia*; por otra parte Bisbal (1984), en cambio, considera que la serie sísmica sucedió en el año 1644 culminando con el terremoto del 26/06/1644, que sitúa en la localidad de Muro de Alcoy y al que asigna una intensidad de grado VIII, siguiendo como fuente documental las actas del Ayuntamiento de Alcoy. En la última revisión efectuada por el IGN, se asigna un terremoto de intensidad VIII el 19/06/1644 en la localidad de Muro de Alcoy.

5.-Játiva-Gandia: en esta zona se registra el primer terremoto destructor de esta época en la ciudad de Tavernes (1396), que alcanzó una intensidad de grado IX.

Terremoto de Tavernes de la Vallidigna de 1396.

Catalogado con intensidad IX por el IGN, se trata de un terremoto bien documentado a efectos de localización y daños en el área epicentral. Estuvo compuesto por una serie sísmica acaecida entre 1395-1396. Sin embargo, carecemos de un mapa de isosistas más completo que nos aporte datos más concretos para los estudios de peligrosidad de la zona, necesarios para paliar su amenaza destructiva.

También se han registrado las series sísmicas de Diciembre de 1598 a Enero de 1599, en la que se llegó al grado VIII y se registró un terremoto de grado IX en el año 1748, y dos series sísmicas: la de Marzo-Abril de 1748, con un evento de VIII y otro de VII; y la de Abril-Junio, con dos terremotos de grado VII.

Terremoto de Estubeny de 1748.

Este terremoto es conocido también con los nombres de "terremoto de Montesa" o "terremoto de Enguera", ya que algunos autores lo han localizado en estas ciudades. El IGN en su última actualización del catálogo le asigna como nueva localización la localidad de Estubeny, manteniéndole la intensidad de grado IX. En esta serie también tuvieron lugar un conjunto de terremotos, algunos de ellos de gran intensidad (grado VIII-VII).

En el siglo XIX también se registraron en este agrupamiento series cuyos dos mayores terremotos alcanzaron el grado VII.



Las características de estas agrupaciones son bastante claras. En principio en casi todas ellas los terremotos se agrupan temporalmente, mediante series sísmicas de terremoto principal y réplicas, e inclusive en algunos casos con premonitorios. Por otra parte, los eventos principales de estos agrupamientos no se solapan temporalmente, siendo lo más habitual que estén suficientemente distanciados como para considerarlos independientes entre sí. En el capítulo siguiente, realizamos un estudio exhaustivo sobre la independencia temporal de los terremotos considerados para el estudio de la peligrosidad sísmica, mediante el correspondiente análisis de cluster. Estos agrupamientos iniciales cumplen una de las principales características de una fuente sísmica, es decir, su independencia con la sismicidad de otras zonas.

Al margen de las hipótesis de agrupamientos definidos, también observamos terremotos al norte de la C.V.: Uno de ellos, en la localidad de Tivisa, zona de poca actividad sísmica según los datos que poseemos de esa época, correspondiente a la serie sísmica de Septiembre-Octubre de 1845, en la que se alcanzó una intensidad de grado VII y el otro al noroeste de la C.V. donde se produjo una serie sísmica en los meses de octubre-noviembre localizada en la localidad de Orihuela del Tremedal de intensidad VI-VII

Concluyendo, estas agrupaciones que hemos definido para la época histórica en un primer ensayo, tiene la suficiente entidad propia para que las sigamos perfilando con datos de más calidad, época instrumental, con el fin de obtenerlas con mayor definición y que nos sirvan de base para la determinación de las fuentes sismogénicas necesarias para el conocimiento de la sismicidad de la región y para el análisis zonificado de la peligrosidad sísmica de la misma.

Época Instrumental.

El inicio de esta época se debe situar en el momento de la instalación de los primeros instrumentos de registro sísmico. Como es de suponer, la fecha variará de unas zonas a otras. En el año 1914 comienza la instalación de los primeros instrumentos sísmicos en el observatorio del IGN en la ciudad de Alicante. Inicialmente se instalaron, un sismógrafo *Bosch Omori*, de dos péndulos horizontales de 25 kg de masa cada uno orientado en las direcciones N-S, E-W y un *microsismógrafo Vicentini* de tres componentes. A continuación, en el año 1924, los instrumentos sísmicos iniciales fueron sustituidos por un *Mainka* integrado por dos horizontales y por un *Wiechert* de componente vertical; estos aparatos fueron sustituidos en 1958 por los sismógrafos Askania tipo Hiller que se encuentran hoy en día aún en servicio.

Estos primeros años no pueden considerarse todavía propios de un período estrictamente instrumental: la capacidad de detección es bastante variable debido a la poca densidad instrumental y a la escasa sensibilidad que poseían los aparatos -el umbral de detección era muy elevado como ya expusimos en el capítulo anterior ($m_b \ni 4.5$). Por ello se considera, como hemos indicado anteriormente, que estos años son más de la época histórica que de la instrumental.



En esta época se pueden considerar varios períodos: el primero, desde 1914 hasta 1940, en que empieza a implantarse la red sísmica nacional; un segundo período comprende los años 1940 a 1960, que corresponde a un desarrollo gradual de la red sísmica nacional; el tercer período abarca desde 1960 hasta prácticamente la primera mitad de la década de los 80, cuando la red nacional se estandariza de acuerdo con la red estándar mundial (World Wide Standard Station Network, WWSSN). En realidad no se aumenta la densidad de la red, pero sí se reduce bastante el umbral de detección ($m_b \geq 3.5$) y se amplían las zonas de detección. Es por ello por lo que, algunos autores sitúan el inicio de la época instrumental en la década de los 60.

Sin embargo, es a partir del segundo lustro de los 80 cuando realmente podemos considerar establecida la época instrumental. En estos años aumenta considerablemente la densidad instrumental de la red nacional de sismógrafos del IGN, y empiezan a configurarse redes regionales como las del Servei Geologic de Catalunya, la del Observatorio de la Marina de San Fernando (red del Estrecho), la de la Universidad de Granada y la de la Universidad de Alicante.

En la actualidad, en nuestra zona de estudio y áreas próximas hay distribuidas por la red sísmica nacional cuatro estaciones VSAT. Además, disponemos en la Unidad de Registro Sísmica de la Universidad de Alicante (URSUA <http://www.ua.es/ursua/>) de cuatro estaciones de componente vertical y 2 VBB, con lo que se posee un conocimiento de detalle de la actividad sísmica y microsísmica de la zona del Bajo Segura –cuya sismicidad se ha puesto en evidencia, con carácter catastrófico, en la época histórica-, y que nos permite realizar estudios en detalle de la respuesta del suelo en esta área, de forma que se pueda llevar a cabo la microzonación sísmica de la zona con el fin de comprender las causas que provocan daños en edificaciones e infraestructuras y consecuentemente proponer actuaciones para minimizar los mismos.

Los datos sísmicos aportados por esta época y, sobre todo, los del último período, nos permiten delimitar con mayor precisión las agrupaciones sísmicas de la zona, propuestas para la época histórica, que serán la base para el estudio detallado de las fuentes sismogénicas que propondremos para realizar el estudio de peligrosidad sísmica.

Presentamos a continuación, en la **tabla 2.3**, los terremotos de la época instrumental de la zona de estudio cuya magnitud es mayor que 4.0 en la escala $m_b(L_g)$, para tener un referente de la actividad sísmica reciente. En el mapa de la **figura 2.2**, representamos los terremotos de la época instrumental, junto a las fallas tectónicas propuestas por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 2007).

1.- Vera - Almanzora: donde se registran terremotos de apreciable magnitud: la serie sísmica de Lúcar en Marzo de 1932 donde ocurrió uno de magnitud 4.8, seguido de réplicas de magnitud 4.0; el de Lubrín en 1962; y el de Portaola de 1972 seguido de réplica, que junto a otros de menor magnitud pero con precisión en su determinación epicentral, nos pueden sugerir una hipótesis de alineamientos sísmicos junto a dirección de las fallas en la dirección N45°W. Es una extensión hacia el Oeste de la agrupación, del mismo nombre, definida anteriormente con datos de la época histórica.



| Fecha | Hora | Lat. | Long. | Prof. | Int. | Mag. | Localización |
|------------|----------|-------|-------|-------|--------|------|-----------------------------|
| 10/09/1919 | 10:40:31 | 38.08 | -0.83 | 0 | VIII | 5.2 | JACARILLA.A |
| 10/09/1919 | 10:56:44 | 38.08 | -0.83 | 0 | VII | 5.1 | JACARILLA.A |
| 05/03/1932 | 02:10:26 | 37.41 | -2.45 | 0 | VIII | 4.8 | LUCAR.AL |
| 11/03/1935 | 07:52:24 | 37.96 | -0.68 | 0 | IV | 4.1 | TORREVIEJA.A |
| 15/11/1935 | 07:39:11 | 37.33 | -2.45 | 0 | IV | 4.1 | TIJOLA.AL |
| 13/06/1936 | 00:36:59 | 38.23 | -1.41 | 0 | IV | 4.5 | CIEZA.MU |
| 30/12/1937 | 02:06:45 | 38.80 | -0.66 | 5 | V | 4.7 | SW ONTINYENT.V |
| 12/12/1938 | 19:46:26 | 38.98 | -0.68 | 0 | V | 4.5 | ENGUERA.V |
| 24/11/1941 | 00:53:58 | 38.20 | -1.76 | 0 | VI | 4.1 | CALASPARRA.MU |
| 14/10/1942 | 08:26:03 | 38.80 | -0.88 | 0 | V | 4.3 | FUENTE LA HIGUERA.V |
| 11/11/1943 | 22:57:07 | 37.13 | -1.71 | 0 | V | 4.2 | MAR MEDITERRANEO |
| 16/02/1944 | 03:58:48 | 37.36 | -2.38 | 0 | V | 4.1 | PURCHENA.AL |
| 14/05/1945 | 06:33:30 | 38.45 | -1.33 | 0 | VI | 4.3 | JUMILLA.MU |
| 01/07/1945 | 03:18:04 | 38.80 | -0.58 | 0 | VII | 4.8 | ONTENIENTE.V |
| 14/05/1946 | 12:21:20 | 37.91 | -1.20 | 0 | VI | 4.2 | SANGONERA.MU |
| 03/07/1946 | 04:04:40 | 38.45 | -0.26 | 0 | V | 4.2 | MAR MEDITERRANEO |
| 28/08/1947 | 06:40:17 | 38.35 | -0.71 | 0 | V | 4.1 | ELCHE.A |
| 23/06/1948 | 03:43:55 | 38.14 | -1.75 | 0 | VIII | 5.0 | CEHEGIN.MU |
| 27/11/1951 | 09:16:39 | 39.30 | -0.60 | 0 | IV | 4.3 | SUECA.V |
| 20/12/1951 | 22:07:50 | 41.20 | -2.10 | 0 | III | 4.4 | STA.MARIA DE HUERTA.SO |
| 02/02/1952 | 14:23:07 | 37.11 | -2.12 | 5 | V | 4.1 | NW SORBAS.AL |
| 20/05/1952 | 13:18:05 | 37.90 | -1.10 | 0 | V | 4.4 | PALMAR.MU |
| 28/09/1953 | 21:41:10 | 41.13 | -1.58 | 0 | VII | 4.7 | USED.Z |
| 27/11/1955 | 20:30:08 | 37.30 | -2.45 | 5 | VI | 4.1 | SW BAYARQUE.AL |
| 14/08/1956 | 19:08:18 | 37.08 | -2.09 | 5 | IV | 4.2 | SE SORBAS.AL |
| 03/12/1956 | 11:11:38 | 37.74 | -2.45 | 5 | III | 4.4 | NE ORCE.GR |
| 05/02/1958 | 10:18:25 | 38.45 | -0.73 | 5 | VI | 4.7 | SE PETRER.A |
| 18/06/1958 | 14:24:17 | 38.90 | -1.52 | 10 | VI | 4.3 | SE HOYA-GONZALO.AB |
| 19/06/1958 | 04:46:27 | 39.10 | -0.55 | 0 | V | 4.3 | GABARDA.V |
| 01/06/1960 | 06:18:54 | 38.09 | -0.91 | 5 | VI | 4.4 | SW REDOVÁN.A |
| 11/02/1962 | 13:32:48 | 37.23 | -2.10 | 5 | IV | 4.8 | NW LUBRÍN.AL |
| 06/04/1965 | 17:39:42 | 37.50 | -2.14 | 27 | III | 4.2 | NW TABERNO.AL |
| 29/07/1967 | 21:54:29 | 38.35 | -1.38 | 5 | III | 4.2 | NE CIEZA.MU |
| 09/12/1968 | 01:36:22 | 39.34 | 0.22 | 13 | III | 4.5 | GOLFO DE VALENCIA |
| 23/01/1969 | 18:28:31 | 39.44 | -0.72 | 5 | V | 4.3 | S CHIVA.V |
| 12/01/1971 | 05:07:13 | 37.74 | -0.69 | 20 | V | 4.2 | SE SAN PEDRO DEL PINATAR.MU |
| 16/03/1972 | 21:31:32 | 37.42 | -2.24 | 5 | VII | 4.8 | NW PARTALOA.AL |
| 14/04/1972 | 03:22:17 | 38.47 | -1.35 | 5 | - | 4.2 | W JUMILLA.MU |
| 11/03/1973 | 12:54:19 | 38.53 | -1.92 | 5 | - | 4.1 | E LIËTOR.AB |
| 28/07/1975 | 09:13:19 | 38.63 | 0.64 | 20 | III | 4.5 | MEDITERRÁNEO-CABO DE PALOS |
| 06/06/1977 | 10:49:12 | 37.64 | -1.72 | 9 | VI | 4.2 | SW LORCA.MU |
| 24/03/1978 | 13:01:24 | 37.63 | -1.70 | 5 | - | 4.3 | S LORCA.MU |
| 14/05/1979 | 01:47:46 | 37.60 | -2.45 | 5 | V | 4.2 | E CÚLLAR.GR |
| 25/10/1979 | 15:29:48 | 38.01 | -0.76 | 20 | V | 4.2 | SW MONTESINOS, LOS.A |
| 05/03/1981 | 01:21:52 | 38.49 | 0.21 | 20 | V | 4.9 | MEDITERRÁNEO-CABO DE PALOS |
| 13/09/1984 | 11:40:03 | 37.04 | -2.39 | 5 | - | 4.8 | SW TABERNAS.AL |
| 29/07/1987 | 07:49:07 | 37.21 | -2.33 | 5 | V | 4.2 | NE SENÉS.AL |
| 14/08/1991 | 10:32:08 | 38.75 | -0.96 | 2 | VI | 4.1 | NE CAUDETE.AB |
| 26/11/1995 | 05:39:40 | 38.03 | -1.27 | 2 | V-VI | 4.1 | SW ALGUAZAS.MU |
| 02/09/1996 | 19:07:01 | 37.55 | -1.55 | 1 | V | 4.5 | N ÁGUILAS.MU |
| 06/11/1998 | 09:34:59 | 38.26 | -0.24 | 6 | II-III | 4.2 | MEDITERRÁNEO-CABO DE PALOS |
| 02/02/1999 | 13:45:17 | 38.09 | -1.50 | 1 | VI | 4.7 | N MULA.MU |
| 06/08/2002 | 06:16:19 | 37.89 | -1.83 | 1 | V | 4.8 | SW BULLAS.MU |
| 16/09/2003 | 11:02:48 | 39.41 | 0.00 | 10 | IV | 4.2 | GOLFO DE VALENCIA |
| 21/09/2003 | 09:58:55 | 39.39 | 0.02 | 10 | III-IV | 4.3 | GOLFO DE VALENCIA |
| 21/09/2003 | 10:34:16 | 39.41 | -0.01 | 10 | IV | 4.6 | GOLFO DE VALENCIA |
| 29/01/2005 | 07:41:32 | 37.85 | -1.75 | 11 | VII | 4.7 | NW ALEDO.MU |
| 03/02/2005 | 11:40:33 | 37.83 | -1.78 | 6 | IV-V | 4.2 | NW LORCA.MU |
| 10/03/2006 | 19:33:18 | 40.02 | -1.25 | 10 | V | 4.2 | E CASAS BAJAS.V |

Tabla 2.3 Terremotos de la zona de estudio de la época instrumental cuya magnitud $m_b(L_g)$ ha sido de mayor que 4.0

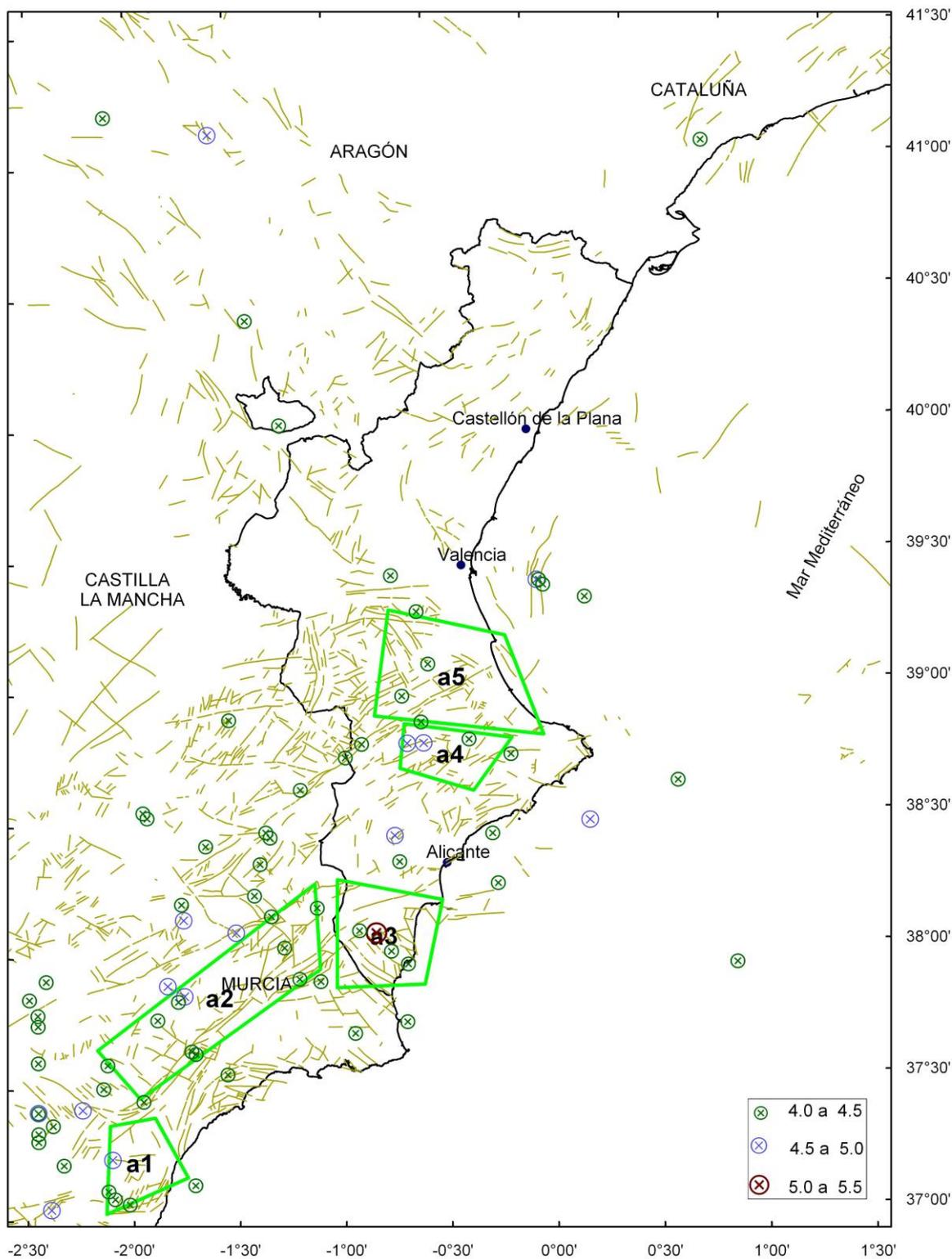


Figura 2.2. Terremotos época instrumental con magnitud igual o mayor que 4.0, y fallas tectónicas propuestas por el IGME (2007).



2.-Lorca-Murcia: El primer terremoto que se ha registrado, en esta época, de magnitud mayor o igual de 4.5 es el de Cieza en 1936 registrándose a continuación la serie sísmica de Cehegín en 1948, cuyo terremoto principal fue de magnitud 5.0. El de Orce en 1956, de magnitud 4.4; la serie de Junio de 1977 en Lorca, cuando mayor fue de magnitud 4.2, y el de 1978, también en Lorca, de 4.3. Es a finales de la década de los 90 cuando la sensibilidad de la red nacional nos permite detectar series sísmicas más completas destacando las de:

Serie sísmica de Mula 1999, el terremoto principal ocurrió el dos de febrero al mediodía con una intensidad de 4.7 siendo precedido unos 20 minutos antes por un premonitorio de magnitud 4.2. La actividad sísmica en la zona se prolongo durante unos veinte días. Los terremotos registrados fueron de carácter superficial, lo que influyó en la alarma provocada en la población. Tras las valoraciones provisionales de daños (recopiladas por la Unidad de Protección Civil de la Delegación del Gobierno en Murcia), se estima que ha habido daños en unas 5.000 viviendas y que las pérdidas económicas rondan los 54 millones de euros. No se apreciaron efectos significativos sobre el terreno. Hubo desprendimientos en las sierras de la zona, en algunos casos sobre carreteras que, aunque no se cortaron, precisaron que se actuara retirando las piedras.

Serie sísmica de Bullas del 2002, el terremoto principal ocurrió el 6 de Agosto a la madrugada con una magnitud de 4.8 con más de 200 réplicas registradas. La serie duro unos 10 días. Predominaron los terremotos de carácter superficial, aunque algunas réplicas se situaron en profundidades sobre los 20 km. Esta serie tuvo menos carácter destructor que la anterior del 1999.

Serie Sísmica La Paca Lorca del 2005, El día 29 de enero de 2005, a las 07:41:31 se registró un terremoto de magnitud 4,6 (Mb) localizado a 3 kms de profundidad y con epicentro su epicentro al NW de la población de Aledo (Murcia). Dada la alarma social que provoco esta serie, se publicó el Real Decreto-ley 2/2005, de 11 de febrero, por el que se adoptan medidas urgentes para reparar los daños causados por los movimientos sísmicos acaecidos el 29 de enero y los primeros días del mes de febrero de 2005 en Lorca (Murcia).

.....La magnitud inicial de este hecho, agravado por los movimientos sísmicos en días sucesivos, ha producido consecuencias catastróficas en las pedanías citadas, especialmente sobre las viviendas e infraestructuras, y ha causado daños materiales cuya importancia exige, desde el principio constitucional de solidaridad, una acción inmediata de los poderes públicos que lleve a cabo, en primer lugar, la adopción de diversas medidas paliativas y reparadoras que contribuyan al restablecimiento gradual de la normalidad en la zona.....

Estos sucesos, junto al resto de terremotos que han tenido lugar en este agrupamiento, nos sugieren un posible alineamiento en la dirección N45°E, muy similar al definido en la época histórica. Para esta época también se observa actividad sísmica en alineaciones N45°W que se delimitara en el estudio del contexto geológico



3.- Torreveija: esta agrupación, pequeña en dimensiones, ya demostró una gran actividad sísmica en el período histórico, y en el instrumental ha sufrido los dos terremotos de mayor magnitud 5.2 y 5.1 de toda la región, en un mismo día, localizados en Jacarilla, dentro de la serie sísmica de Septiembre-Octubre de 1919. Con la determinación en este período de los terremotos marinos se puede observar una alineación N60¹W que llega a introducirse en el mar, y otra netamente marítima en la dirección N45^oE.

4 Alcoy: el primer terremoto registrado en esta época es el del 30 de diciembre del 1937 al que se le asignó una magnitud de 4.7 y carácter superficial. En el año 1945 se produce otra serie con un terremoto principal de 4.8 y sucesivas réplicas algunas de ellas de la misma intensidad, a diferencia de la anterior –guerra civil (1936-39) – esta se encuentra más documentada.

5.-Játiva-Gandia en esta agrupación solo se tiene constancia de dos terremotos de la época instrumental que hayan superado la magnitud 4.0: el sw Enguera de 1938 y Gabarda de 1955 ambos de carácter superficial. Esta está definida principalmente por la sismicidad en la época histórica, en base a una clara diferenciación de localizaciones entre la época histórica y la instrumental como consecuencia de la migración errónea de los terremotos históricos, muchos de ellos marinos, hacia zonas pobladas. Con los datos de esta época y con el contexto geológico que más adelante presentamos se considera que estos dos agrupamientos pueden pertenecer a una misma caracterización sismogénica

- Golfo de Valencia: se trata de una nueva agrupación que surge a partir de la época instrumental ya que, al ser todos los eventos marítimos, no podía estar documentado en la época anterior. El primer terremoto del que se tiene registro es el terremoto de 1968 de magnitud 4.5. Fue la serie sísmica del año 2003 cuyo terremoto principal del 21 de septiembre y con una intensidad de 4.5 grados que se sintió en Valencia, toda su área metropolitana, y otras poblaciones adyacentes, el que más alarma social ha provocado en las últimas décadas.

Serie Sísmica Golfo de Valencia 2003 el 15 de septiembre pasado se registraron al menos seis seísmos en el Golfo de Valencia. El primero de ellos tuvo lugar a las 10 horas y seis minutos a 36 kilómetros de la costa con una intensidad de 2,6 grados en la escala de Richter. En este caso, el terremoto pasó desapercibido para las personas, pero dos horas más tarde, a las 13:02, volvía a temblar la tierra con una intensidad de 4,3 grados en la escala de Richter. En este caso, el epicentro se situaba a 34 kilómetros de la costa y se dejaba sentir con fuerza en toda el área de Valencia, sobre todo en la capital y en las localidades de Torrent, Burjassot, Aldaia, Quart de Poblet, Xirivella, Alzira, Sagunto o Tavernes Blanques. Un terremoto de estas características se percibe en 50 kilómetros alrededor de su epicentro. Esta serie se prolongó hasta el mes de noviembre con más de 100 eventos aunque la gran mayoría pasaron desapercibidos para la población.

- Mediterráneo (Alicante): En esta zona se observa la ocurrencia de una serie de terremotos con una alineación paralela a la costa. Éstos no pudieron ser detectados en la época histórica. Posee una relativa actividad sísmica.

CAPÍTULO 3

MARCO GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO

CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA COMUNIDAD VALENCIANA

Desde un punto de vista geológico la Comunidad Valenciana se encuentra en la zona de interacción entre dos grandes unidades geológicas de la Península Ibérica: la Cordillera Ibérica y la Cordillera Bética (figura 3.1). Estos dos orógenos alpinos han sufrido una evolución geológica reciente muy diferente. A continuación se describen sus principales rasgos geológicos.



Figura 3.1. Esquema geológico regional de la Comunidad Valenciana (Vera et al., 2004).

Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica aflora principalmente en las provincias de Valencia y Castellón, y está sumergida también en el Golfo de Valencia. Este orógeno se formó durante el Terciario (especialmente durante el Paleógeno y Mioceno) en el interior de la Placa Ibérica. Tiene un basamento de edad Paleozoico que aflora de forma dispersa en algunos macizos pero las rocas más abundantes, con diferencia, son materiales mesozoicos. El relieve de la cordillera es relativamente modesto si se compara con otros orógenos alpinos, con una altitud máxima alrededor de los 2000 m. Además de algunos macizos elevados asociados a grandes pliegues y cabalgamientos, la mayoría con una orientación preferente NW-SE, uno de los rasgos geomorfológicos más característicos es la existencia de extensas superficies de aplanamiento neógenas. En su sector oriental, correspondiente a la Comunidad Valenciana, este relieve compresivo alpino ha sido modificado recientemente por una tectónica extensional que ha sido responsable de la formación del Golfo de Valencia y de varias cuencas intramontañas rellenas de depósitos continentales de edad Mioceno Superior a Cuaternario. La mayoría de estas cuencas formadas durante el Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario, tienen una dirección aproximadamente paralela al litoral.

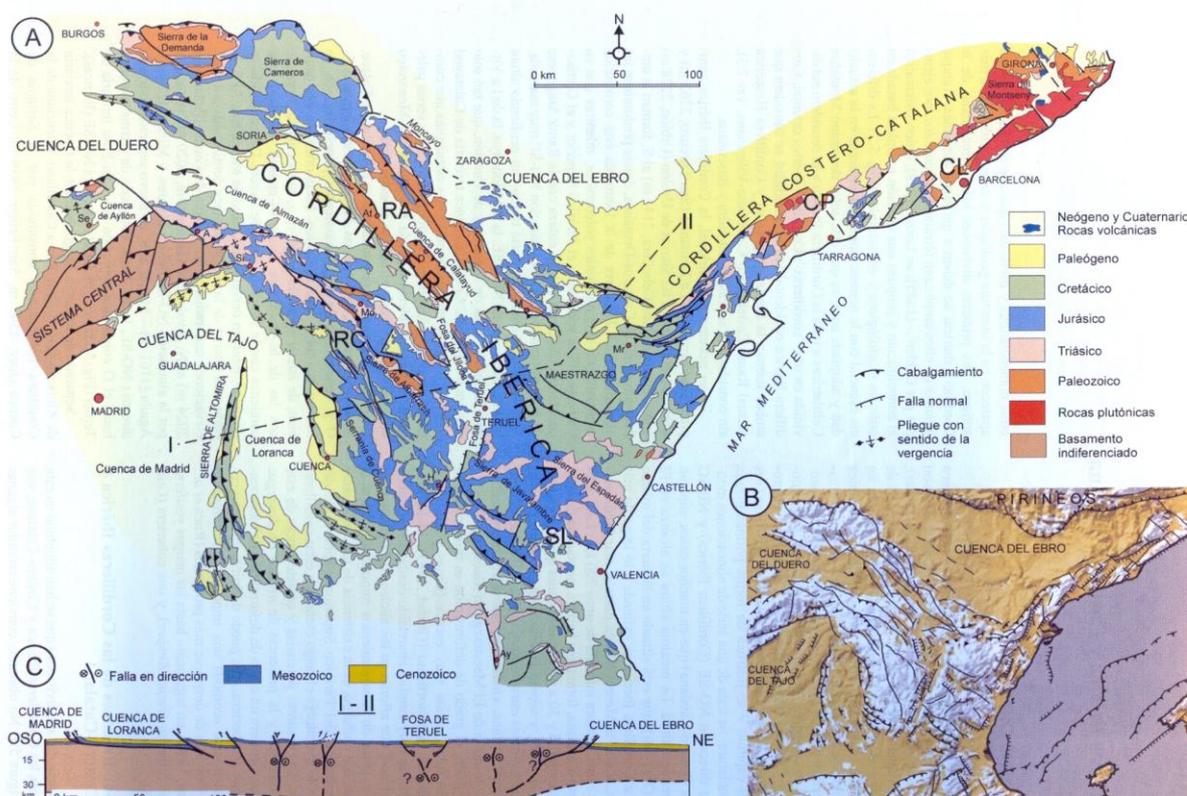


Figura 3.2. Mapa geológico regional de la Cordillera Ibérica (Sopeña y De Vicente, 2004).

Cordillera Bética

La Cordillera Bética aflora principalmente en la provincia de Alicante, aunque también lo hace al sur de la provincia de Valencia, y se sumerge en el mar Mediterráneo hasta volver a aflorar en las Islas Baleares. Desde un punto de vista geológico la Cordillera Bética se divide en dos grandes zonas: la Zona Externa al Norte y la Zona Interna al Sur. En el mapa geológico se observa como el límite que separa ambas zonas discurre aproximadamente por una línea imaginaria que une las poblaciones de Alicante, Elche, Crevillente y Abanilla, ésta última ya en la provincia de Murcia.

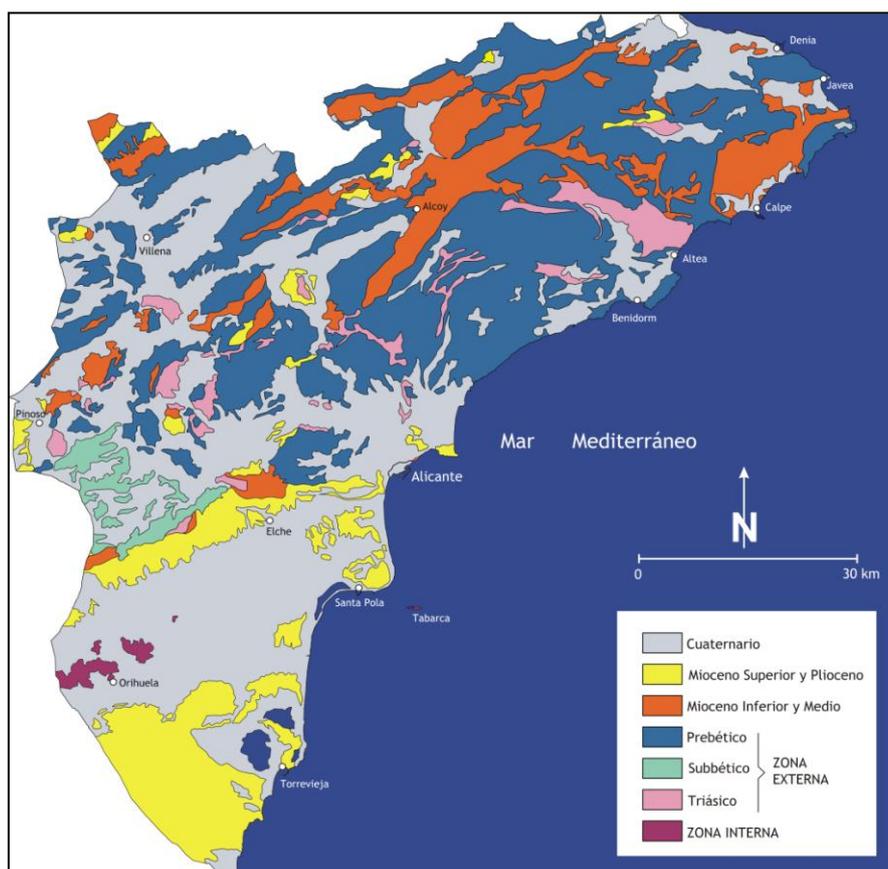


Figura 3.3. Mapa geológico de la provincia de Alicante.

En la Zona Externa se incluyen las rocas sedimentarias que se formaron al sur de Iberia, en un primer momento en una zona emergida y después en el Océano de Tethys. Por el contrario, en la Zona Interna se incluyen las rocas que originalmente también se depositaron en el Océano de Tethys, pero en una zona más alejada de Iberia, en las inmediaciones del continente Mesomediterráneo. Este continente se desplazó hasta colisionar con Iberia y sus rocas se unieron a la actual Península Ibérica. Durante este proceso, parte de las rocas de la Zona Interna sufrieron altas presiones y temperaturas



transformándose en rocas metamórficas.

Además, desde el Mioceno hasta la actualidad, tanto sobre la Zona Externa como sobre la Zona Interna se desarrollaron pequeñas cuencas sedimentarias que se rellenaron en un principio con sedimentos marinos y finalmente con sedimentos continentales. Estas rocas sedimentarias más jóvenes se agrupan en un tercer dominio de la Cordillera Bética conocido como Cuencas Neógeno-Cuaternarias, entre las que destaca por ejemplo la cuenca de Alcoy en la Zona Externa y la cuenca del Bajo Segura en la Zona Interna.

CONTEXTO GEODINÁMICO DE LA COMUNIDAD VALENCIANA

Desde un punto de vista geodinámico, la Comunidad Valenciana se localiza en la parte occidental del límite entre las placas Africana y Euroasiática. En la actualidad ambas placas convergen en la dirección NW-SE con una velocidad de aproximadamente 5 mm/año según el modelo NUVEL-1A (DeMets et al., 1994). Debido a esta convergencia entre ambas placas tectónicas, la Cordillera Bética está actualmente sometida a un campo de esfuerzos regional compresivo en la dirección NW-SE (Herraiz et al., 2000; De Vicente et al., 2008). Asociada a esta compresión también se está produciendo una extensión aproximadamente perpendicular en la dirección NE-SW a ENE-WSW, pero especialmente en el sector central de la Cordillera (provincias de Granada, Málaga y Almería), que apenas es patente en la provincia de Alicante. Esta convergencia entre las placas Africana y Euroasiática se ha acomodado principalmente en la Cordillera Bética (provincia de Alicante). Sin embargo, la Cordillera Ibérica no se ve afectada por esos esfuerzos compresivos ya que desde el Mioceno Superior hasta la actualidad ha predominado una extensión con una dirección principal NW-SE. Esta extensión es responsable, entre otros elementos, de la formación del Golfo de Valencia.

La situación geodinámica actual de la Comunidad Valenciana está estrechamente ligada a la evolución geológica reciente tanto de la Cordillera Bética como de la Ibérica. A continuación, se describen detalladamente las principales características geodinámicas de los tres grandes dominios en los que puede dividirse nuestra Comunidad: Cordillera Ibérica y Golfo de Valencia, Zona Externa de la Cordillera Bética y Zona Interna de la Cordillera Bética. En todos los casos, los valores de deformación son bajos, lo que explica la actividad sísmica baja a moderada existente en la Comunidad Valenciana, aunque como veremos a continuación es algo mayor en el Sur.

1. Cordillera Ibérica y Golfo de Valencia

Como se ha comentado anteriormente la parte oriental de la Cordillera Ibérica (que geográficamente coincide con las provincias de Valencia y Castellón) sufrió un proceso de rifting que comenzó en el Mioceno y que se ha prolongado, aunque con menor intensidad, durante el Plioceno y el Cuaternario. La corteza sufrió una extensión que se acomodó a lo largo de varias fallas normales que hundieron buena parte de la Cordillera Ibérica en el Mar

Mediterráneo formando el Golfo de Valencia. Por tanto, las provincias de Valencia y de Castellón están caracterizadas por la existencia de fallas normales con una dirección media NE-SW a N-S (aunque son más abundantes en la de Castellón). Aunque la etapa de extensión principal ya finalizó, la información disponible sobre el campo de esfuerzos actual indica que éste mantiene una orientación similar y, por tanto, estas fallas tienen actualmente potencial para reactivarse.

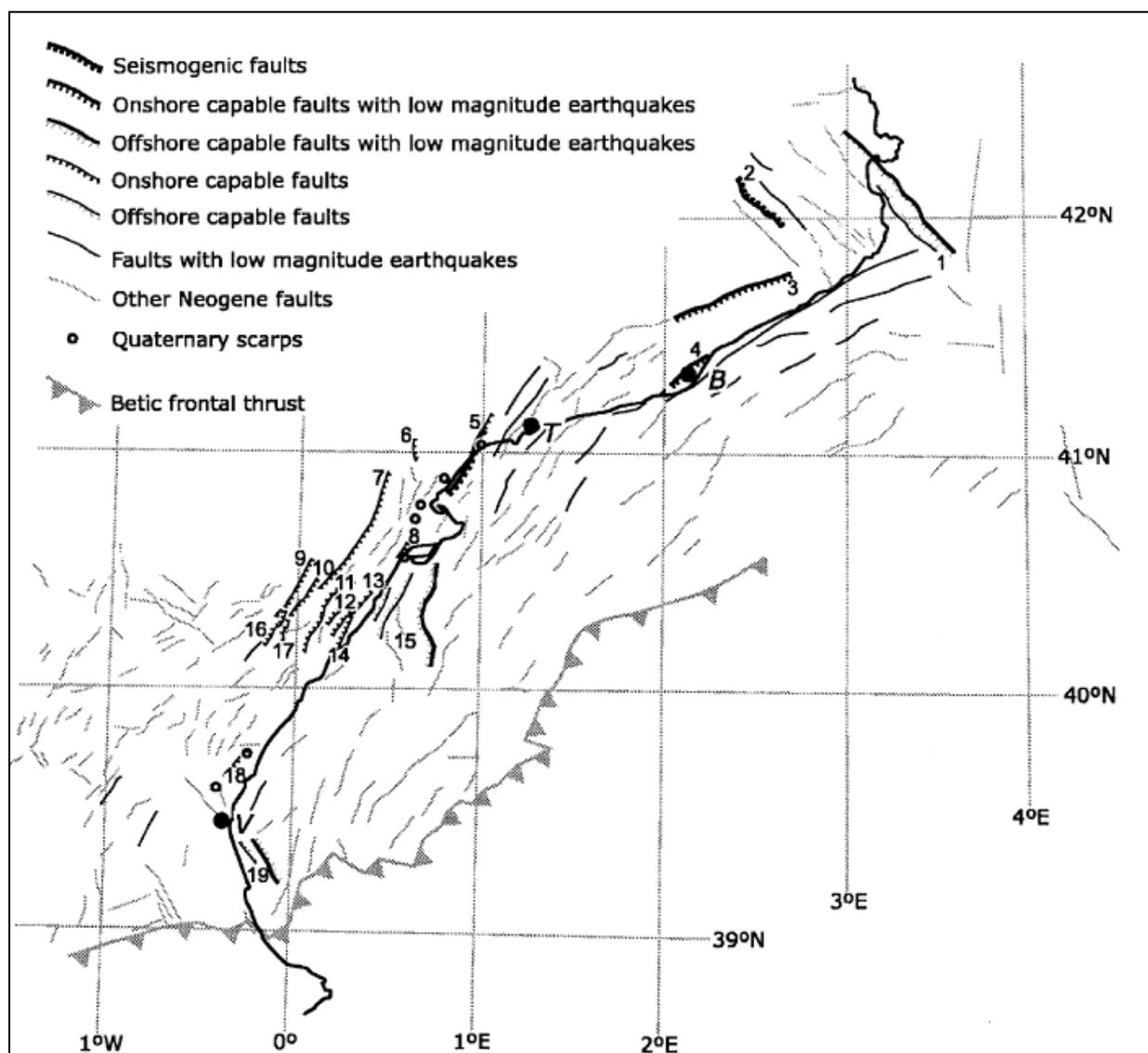


Figura 3.4. Fallas normales neógenas de la Cordillera Bética oriental y el Golfo de Valencia según Perea et al. (2006). Según estos autores, en el sector septentrional de la Comunidad Valenciana (provincias de Valencia y Castellón), las siguientes fallas tienen potencial para producir terremotos: (9) Catí, (10) Albocàsser, (11) Salzadella, (12) Vall d'Àngel, (13) Alcalà de Xivert, (14) Serra d'Irta, (15) Fosa tectónica de Amposta, (16) Atzeneta, (17) Els Ivarsos, (18) Vall d'Uixó y (19) Fallas del Sur de Valencia.

Son fallas aproximadamente paralelas a la costa que modelan algunas fosas tectónicas de la misma orientación, además de la morfología actual de la costa valenciana y castellanense. Las principales fallas tienen una geometría lístrica y se unen a un nivel de despegue principal que tiene 15 km de profundidad (Roca y Guimerà, 1992). Localmente, algunas de estas fallas pueden unirse a niveles de despegue más superficiales situados en el contacto entre el basamento Varisco y la cobertera mesozoica (Triásico).

Son fallas muy lentas, con velocidades medias que no llegan a alcanzar la décima de milímetro al año (según Perea et al., 2006 tienen velocidades entre 0.02 y 0.05 mm/año). Estas velocidades tan lentas están de acuerdo con la actividad sísmica baja existente en esta parte septentrional de la Comunidad. Aunque con periodos de recurrencia muy largos, estos autores calculan periodos de recurrencia de varios miles de años para estas fallas que pueden producir terremotos de magnitud moderada. En la intersección entre este sector y el norte de la Cordillera Bética se han situado algunos terremotos históricos como los de Tavernes en 1396 (I=IX) o Enguera en 1748 (I=IX) que deben haber sido producidos por estas fallas normales.

2. Zona Externa de la Cordillera Bética

La Zona Externa de la Cordillera Bética aflora en la parte septentrional de la provincia de Alicante y, en menor medida, en una pequeña franja meridional de la provincia de Valencia (figura 3.2). En ella se distinguen dos subdominios principales: el Prebético que ocupa casi toda la mitad norte de la provincia y el Subbético que aflora reducidamente en el sector comprendido entre las sierras de Crevillente y de Reclot (figura 3.3).

La Zona Externa de la Cordillera Bética está caracterizada por una tectónica de cobertera en la que rocas mesozoicas y terciarias están despegadas del basamento Varisco a través del Triásico Keuper. La cobertera sedimentaria está estructurada en un conjunto de pliegues y cabalgamientos, con una dirección media ENE-WSW, la mayoría de ellos vergentes principalmente hacia el Norte.

En esta zona Externa las estructuras compresivas son muy evidentes y algunas de ellas siguen siendo actualmente activas. No ocurre lo mismo con las estructuras extensionales, simultáneas a la formación algo más al norte del Golfo de Valencia, las cuales hoy día parecen haber dejado de serlo. Por ejemplo, algunas fallas normales de Serra Gelada ya no son activas y aparecen selladas por los sedimentos más recientes (Yébenes et al., 2002). Algunas otras fallas extensionales han cambiado de régimen, de tal forma que durante principios del Mioceno Superior actuaron como fallas normales mientras que en la actualidad lo hacen como fallas de salto en dirección, tal y como han puesto de manifiesto Ott d'Estevou et al. (1988) en la cuenca de Alcoy y Alfaro et al. (2002) en la Cuenca del Bajo Segura.

A pesar de haberse producido algunos terremotos históricos notables como los de Ontinyent en 1528 Ontinyent (I=VII), Muro de Alcoy en 1644 (I=VIII) ó Estubeny en 1748 (I=IX), apenas se han realizado estudios de tectónica activa y son muy poco conocidas las

fallas activas de este sector de la Cordillera Bética. Entre los escasos trabajos de tectónica reciente destaca el realizado por Ott d'Estevou et al. (1988) en la cuenca de Alcoy. Por los estudios geológicos regionales las fallas normales han dejado de ser activas y la deformación más reciente debe estar ligada a la reactivación de cabalgamientos y fallas de salto en dirección. En este sector es necesario la realización de estudios específicos de tectónica activa que caracterizen las principales fallas activas.

3. Zona Interna de la Cordillera Bética

La Zona Interna aflora en la parte sur de la provincia de Alicante (figura 3.3), en las sierras de Orihuela y de Callosa del Segura, además de un reducido afloramiento en la Isla de Tabarca (el más oriental de toda la Cordillera Bética). Está caracterizado por rocas principalmente carbonatadas de edad Triásico que han sufrido metamorfismo, y que pertenecen al Alpujárride. Sobre este basamento, se apoyan rocas sedimentarias del Mioceno al Cuaternario que rellenan la cuenca del Bajo Segura.

Tanto las rocas que rellenan la Cuenca del Bajo Segura como las del basamento triásico del Alpujárride, están siendo sometidas a esfuerzos compresivos en la dirección NNW-SSE. Los diversos autores que han estudiado la tectónica activa de la Cuenca del Bajo Segura citan como fallas más activas, las fallas de Crevillente y Bajo Segura de dirección ENE-OSO, y varias fallas de dirección NO-SE (fallas de Guardamar, Torrevieja y San Miguel de Salinas). En este contexto geodinámico compresivo las fallas de Crevillente y Bajo Segura funcionan como fallas inversas, y las fallas de Torrevieja, Guardamar o San Miguel de Salinas funcionan como fallas dextrosas.

Al contrario de lo que ocurre en sectores más occidentales como Alhama o Lorca (provincia de Murcia), en la Cuenca del Bajo Segura las fallas no tienen una ruptura clara en superficie. Su expresión superficial principal es el plegamiento de los materiales más recientes de edad Mioceno Superior a Cuaternario.

A continuación se describen las características tectónicas de las fallas activas más importantes de la Zona Interna de la Cordillera Bética y, por tanto, de la Comunidad Valenciana, haciendo especial hincapié en la falla del Bajo Segura, una de las más activas de la Península Ibérica que fue responsable, entre otros, del terremoto de Torrevieja de 1829.

Falla de Crevillente

Esta falla inversa, de dirección N70E y buzamiento hacia el Norte, se sitúa en el sector septentrional de la Cuenca. En el bloque levantado afloran principalmente rocas del basamento de la zona Externa de la Cordillera Bética, mientras que en bloque hundido afloran rocas sedimentarias de edad Mioceno Superior a Cuaternario que tienen un dispositivo de abanico de capas (figura 3.8). A lo largo de su trazado se sitúan varios pliegues que siguen siendo activos.

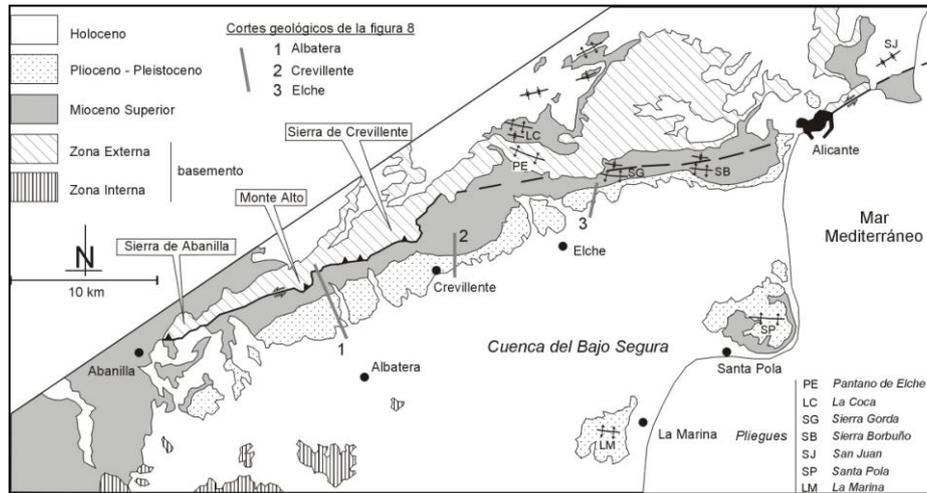


Figura 3.5. Mapa geológico de la Falla de Creventente.

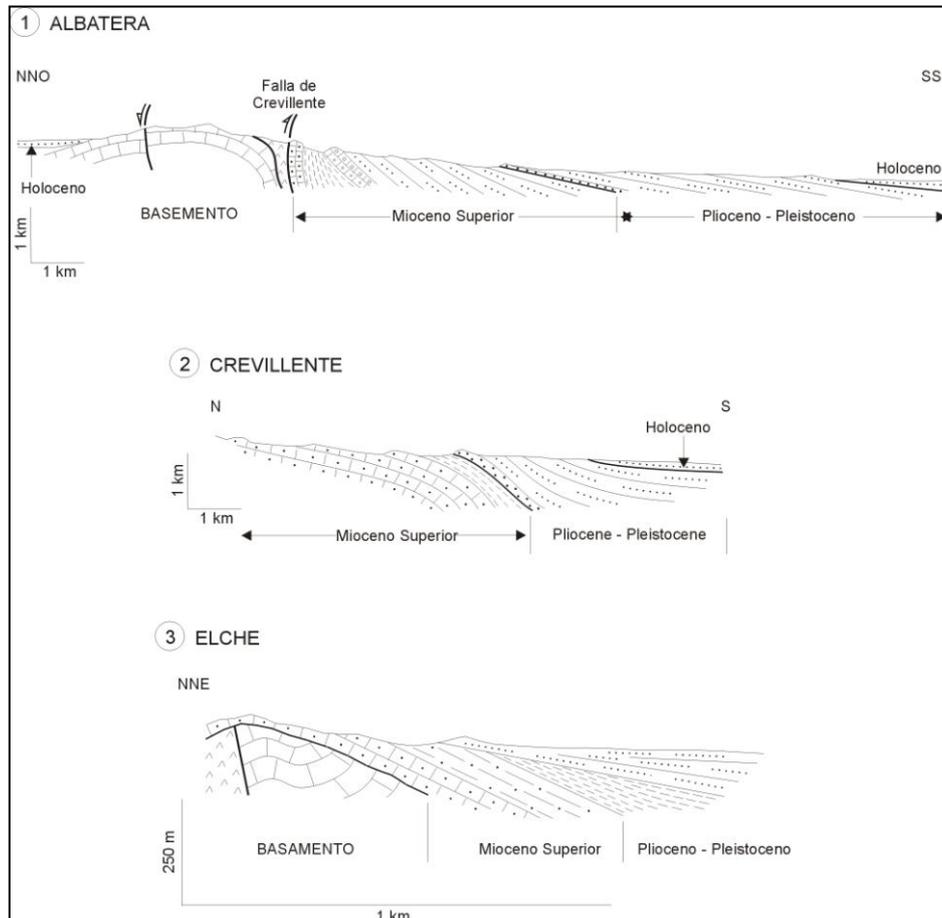


Figura 3.6. Varios cortes geológicos a lo largo de la falla de Creventente

. Falla del Bajo Segura

La falla del Bajo Segura es una de las fallas de la Península Ibérica que más actividad sísmica asociada ha tenido en los últimos 500 años. Entre estos eventos destaca el terremoto de Torrevieja de 1829 ocurrido el 20 de marzo de 1829. La falla del Bajo Segura, de dirección ENE-OSO, se extiende desde el SO de Orihuela (población de Zeneta) hasta la desembocadura de Guardamar del Segura; allí se prolonga varios kilómetros más hacia el este en el Mar Mediterráneo.

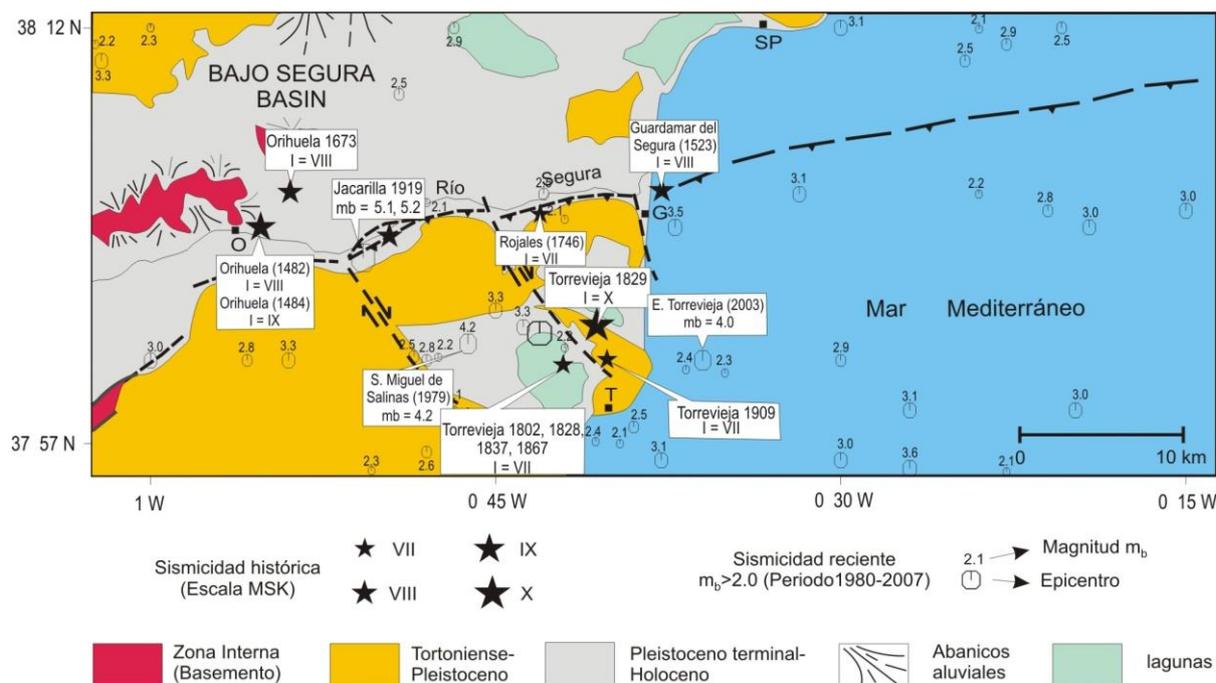


Figura 3.7. Mapa de la falla del Bajo Segura en el que se ha indicado la sismicidad asociada.

Es una falla inversa que corta las rocas carbonatadas de edad Triásico del Complejo Alpujarride (Zona Interna de la Cordillera Bética). Esta falla tiene la particularidad de que no llega a cortar las rocas más superficiales por lo que se trata de una estructura ciega o enterrada. En superficie sólo se observa el plegamiento de los materiales más recientes de edad Mioceno Superior-Cuaternario. La actividad de esta falla ha producido varios pliegues asimétricos de dirección ENE-OSO, con flancos septentrionales más buzantes que los meridionales. Desde el oeste hacia el este destacan los anticlinales de Hurchillo, Benejúzar, Lomas de la Juliana y Guardamar-Moncayo (figura 3.8).

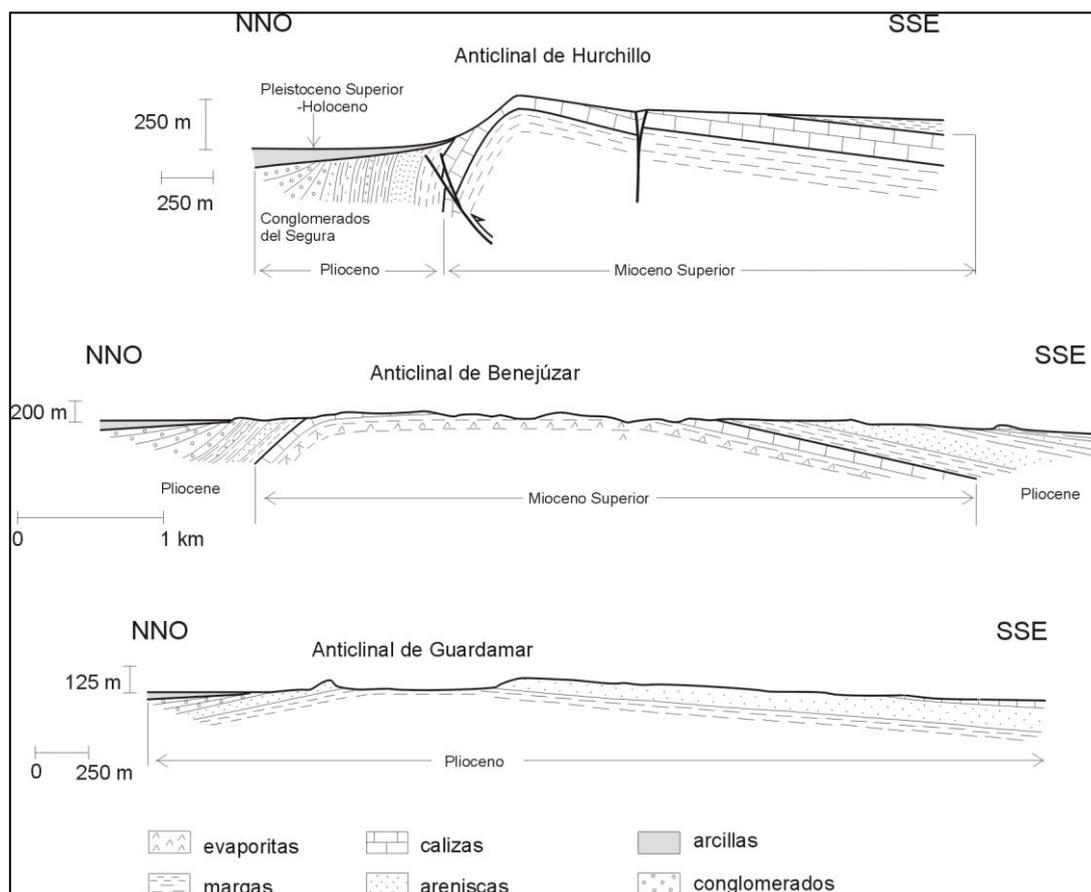


Figura 3. 8. Cortes geológicos de los anticlinales activos asociados a la falla del Bajo Segura.

De oeste a este se observa una disminución progresiva en el apretamiento de los pliegues. En el anticlinal de Hurchillo, el más occidental, los materiales de la Formación Conglomerados del Segura, de edad Plioceno, están verticales e incluso localmente invertidos (figura 3.8).

El anticlinal de Benejúcar tiene un flanco septentrional que buza aproximadamente 50° hacia el norte y un flanco meridional que buza aproximadamente 20° hacia el sur. En este flanco septentrional se localiza un pequeño pliegue hectométrico que pone de manifiesto la estructura compleja de la falla del Bajo Segura en profundidad (figuras 3.4 y 3.6). Otro de estos posibles repliegues, en este caso de mayores dimensiones, es el anticlinal de Lomas de la Juliana. En la posición más oriental se encuentra el anticlinal de Guardamar, el más suave de todos, con un flanco norte que buza aproximadamente 30° y uno sur que buza apenas 5° .

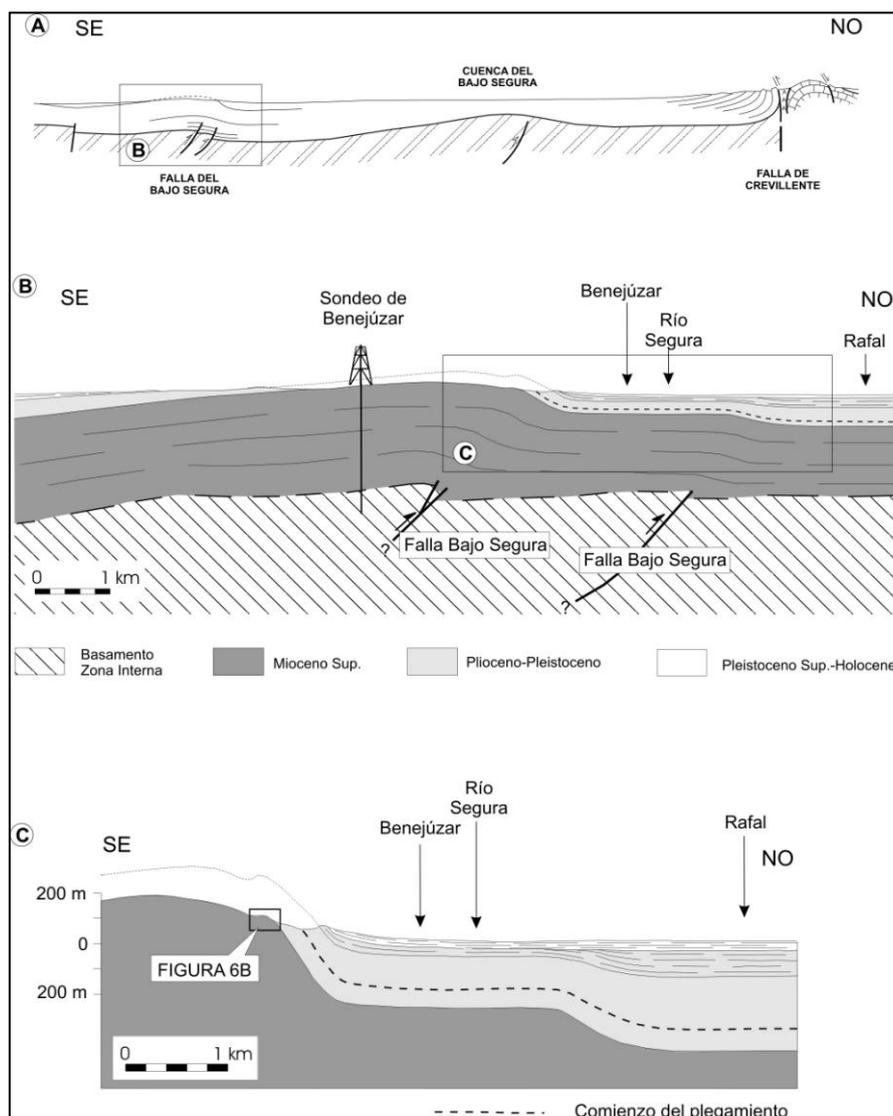


Figura 3.9. A. Corte geológico esquemático de la Cuenca del Bajo Segura en el que se localizan las dos principales fallas activas: Falla del Bajo Segura al Sur y Falla de Crevillente al Norte. B. Corte geológico transversal al anticlinal de Benejúzar. C. Detalle del flanco septentrional del anticlinal de Benejúzar en el que se muestra el relleno sintectónico asociado a la actividad de la falla. Se indica, a partir de los perfiles sísmicos de alta resolución, el inicio del plegamiento (modificado de Alfaro et al., 2002a).

Los materiales más modernos que están afectados por el plegamiento son de edad Pleistoceno. En los perfiles sísmicos de alta resolución Alfaro et al. (2002a) describen el relleno sintectónico del sinclinal del Bajo Segura e indican que se trata de pliegues todavía activos. La última unidad que rellena la Cuenca del Bajo Segura tiene una edad Holoceno y, con aproximadamente 30 m de espesor, cubre discordantemente los materiales plegados. Esta unidad no está deformada “aparentemente” por el escaso intervalo transcurrido desde su depósito.

En relación con la falla del Bajo Segura existen varias fallas dextrorsas NO-SE (fallas de Torrevieja, Guardamar y San Miguel de Salinas). Estas fallas, que desplazan los anticlinales del Bajo Segura, son interpretadas por Alfaro et al. (2002a) como fallas de transferencia de la falla del Bajo Segura (figura 3.10).

El mismo tipo de estructuras tectónicas que se observan en la Cuenca del Bajo Segura, es decir, pliegues de dirección media E-O y fallas inversas de dirección ENE-OSO, también se han reconocido en la plataforma marina de la mitad sur de la provincia de Alicante. El análisis de varios perfiles sísmicos en la plataforma marina y los datos gravimétricos han puesto de manifiesto que la falla activa del Bajo Segura se prolonga hacia el este en el Mar Mediterráneo (Alfaro et al., 2002b). Si este contexto geodinámico se mantiene en los próximos millones de años, los relieves se irán acentuando progresivamente e, incluso, emergerán nuevas áreas en relación con los pliegues y fallas activas que hay en la plataforma marina adyacente.

Fallas de dirección NO-SE

Además de estas dos fallas de dirección ENE-OSO, en la Cuenca también existen varias fallas de dirección NO-SE que funcionan como fallas dextrorsas. Las más importantes, fallas de Torrevieja, Guardamar y San Miguel de Salinas, están relacionadas con la falla del Bajo Segura. Estas fallas han desplazado los anticlinales del Bajo Segura.

El mismo tipo de estructuras tectónicas que se observan en la Cuenca del Bajo Segura, es decir, pliegues de dirección media E-O y fallas inversas de dirección ENE-OSO, también se han reconocido en la plataforma marina de la mitad sur de la provincia de Alicante. El análisis de varios perfiles sísmicos en la plataforma marina ha puesto de manifiesto que las fallas activas del Bajo Segura y de Crevillente se prolongan hacia el este en el Mar Mediterráneo (Alfaro et al., 2002b).

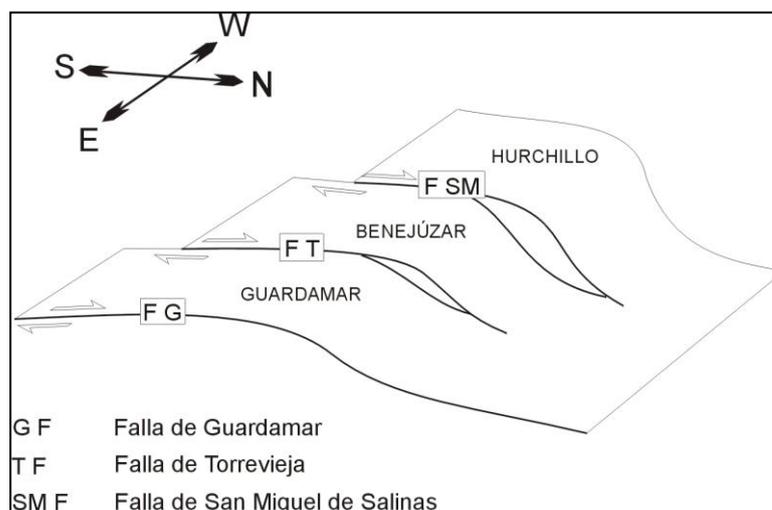


Figura 3.10. Esquema en el que las fallas NW-SE de Guardamar, Torrevieja y San Miguel de Salinas se interpretan como fallas de transferencia dextrorsas de la falla del Bajo Segura.

CAPÍTULO 4

PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA COMUNITAT VALENCIANA



INTRODUCCIÓN.

La frecuente confusión entre los conceptos de riesgo, vulnerabilidad y peligrosidad sísmica, recomienda distinguir con precisión estos conceptos, ejes de los menesteres de los servicios de protección civil.

El riesgo sísmico, según la definición propuesta en 1980 por la U.N.E.S.C.O. en la publicación "Terremotos", se expresa según la siguiente expresión:

$$\text{RIESGO SÍSMICO} = \text{PELIGROSIDAD} ** \text{VULNERABILIDAD} ** \text{COSTO}$$

Riesgo Sísmico (Seismic Risk): Es la probabilidad de que las consecuencias sociales o económicas producidas por un terremoto iguallen o excedan valores predeterminados, para una localización o área geográfica dada. Para obtenerla se convolucionan tres elementos:

$$[R] = [H] * [V] * [SL]$$

H: Peligrosidad Sísmica (Seismic Hazard)

V: Vulnerabilidad Sísmica (Seismic Vulnerability)

SL: Pérdidas Sísmicas (Seismic Losses)

La Peligrosidad sísmica Es la probabilidad de que el valor de un cierto parámetro que mide el movimiento del suelo (intensidad; aceleración,..) sea superado en un determinado periodo de tiempo, también llamado periodo de exposición. Ejemplo un periodo de retorno de 500 años para un grado de intensidad VII MSK equivale a decir que: hay una probabilidad del 10% de que no se produzca un terremoto de intensidad igual o superior a grado VIII en un periodo de exposición de 50 años o bien que la probabilidad anual de que ocurra un terremoto de grado VII o inferior es del 0.2% anual durante el periodo de años definido, es decir que el suelo no sufra una sacudida superior a una intensidad fijada.

Vulnerabilidad sísmica: Es la cuantificación del daño o grado de daño que se espera sufra una determinada estructura o grupo de estructuras, sometida o sometidas a la acción dinámica de una sacudida del suelo de una determinada intensidad. Por ejemplo, equivaldría a decir que un 30 % de las edificaciones construidas con hormigón armado sufrirían daños graves si se produjera un terremoto de grado VIII en una determinada ciudad.

Pérdidas sísmicas: es la valoración (euros del momento) de los costes materiales y pérdidas humanas producidas por la ocurrencia de un terremoto, teniendo en cuenta la vulnerabilidad de las edificaciones e infraestructuras.



La peligrosidad sísmica solo depende de la localización geográfica del emplazamiento mientras que la vulnerabilidad sísmica y las pérdidas dependen de las características constructivas de la zona y de sus características socio-económicas.

El único factor variable sobre el cual puede incidir una planificación territorial adecuada y que, por tanto, permite disminuir el riesgo sísmico, es la vulnerabilidad de las edificaciones e infraestructuras. Dado su carácter casi-constante, la evaluación de la peligrosidad de una región, objetivo de esta memoria, es el factor que nos da una idea más precisa del riesgo sísmico de la región.

EVALUACIÓN DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA C.V.

La peligrosidad sísmica de un punto ó región se puede evaluar por diferentes métodos y modelos, como nos indica la literatura sobre este tema. El objetivo de esta memoria no es tanto evaluar la peligrosidad sísmica de la C.V., por alguno de estos métodos, cosa que ya han hecho diferentes investigadores (p.e. Martín-Martín, 1984; Bisbal, 1984; López Casado, 1991, Giner 1996,.) sino, evaluar la peligrosidad sísmica de la C.V. como síntesis de diferentes métodos y modelos.

Para ello definimos en el rectángulo de influencia una rejilla cuyas cuadrículas poseen un área de 1 km^2 que con sus 60.300 puntos cubre toda la C.V., y calculamos la peligrosidad sísmica en cada una de ellas. Dado el objetivo de esta memoria y por lo expuesto anteriormente, solo vamos a tratar en ella los modelos probabilísticos. El primer modelo que vamos a considerar es el no zonificado.

Modelo probabilístico - no zonificado.

Los primeros trabajos a destacar en esta línea son el de Epstein y Lomnitz (1966), en el que se aplica, para modelos poissonianos, la distribución de valores extremos de Gumbel (1958) en regiones sin zonificar, y que ha constituido una vía metodológica en las evaluaciones posteriores de la peligrosidad sísmica.

En este método se desarrolla en los siguientes pasos:

a) Determinación del área de influencia sísmica que afecta al emplazamiento en el que se va a evaluar la peligrosidad.

b) Trasladar al punto, mediante las correspondientes leyes de atenuación de cualquiera de los parámetros del movimiento del suelo, especificados anteriormente, los efectos sobre el suelo, de todos los terremotos ocurridos en el área de influencia durante el periodo de tiempo considerado

c) Una vez determinada la variable aleatoria **Y** que nos define el movimiento del suelo, se aplica a ésta la correspondiente función de distribución de valores extremos que sea más representativa de la muestra, la cual nos significará la probabilidad de que el movimiento del suelo en el emplazamiento no exceda un determinado nivel fijado 'y' cuya expresión funcional es:



$$P(Y > y) = \int_{g(X) \geq y} f_x(X) d(x) \quad 4.1$$

donde $f_x(x)$ es la función de densidad de la probabilidad. Si deseamos determinar la peligrosidad sísmica en un intervalo de tiempo T , la expresión anterior ha de ser utilizada conjuntamente a un modelo estocástico de ocurrencia de terremotos en el tiempo, cuya expresión funcional es:

$$P_s = P (g(X) \geq y ; T) \quad 4.2$$

donde P_s , peligrosidad sísmica en el emplazamiento, representa la probabilidad de superación del nivel fijado 'y' en un intervalo de tiempo definido T .

Siguiendo este planteamiento general del modelo, hemos desarrollado los pasos contenidos en él de la siguiente forma:

a.1).- El área de influencia sísmica que hemos considerado en nuestros cálculos, es la definida en el capítulo uno

b.1).- La variable aleatoria que nos define el movimiento del suelo es la Intensidad sísmica en la escala MSK.

Trasladamos a cada uno de los puntos, objetivo de evaluación, los efectos de todos los terremotos ocurridos en el área de influencia, durante el período de tiempo escogido, de dos formas diferentes:

En aquellos terremotos que no se posean mapas de isosistas aplicamos las leyes de atenuación de Martín - Martín 1984, cuya expresión es:

$$I = I_o + A + B * \ln (R + R_o) \quad 4.3$$

en donde I_o es la intensidad epicentral, R es la distancia del punto al epicentro y A , B y R_o son parámetros de la función.

El área epicentral para los terremotos del sureste español, de intensidad mayor que VII es un círculo de 10.75 km de radio y para los terremotos de intensidad menor o igual a VII esta área tiene un radio de 4.75 km, mientras que, para los terremotos, que se encuentran dentro de nuestra zona de influencia y no pertenecen al sureste, el área epicentral para los terremotos de intensidad mayor que VII es un círculo de 10.00 km de radio y para los de intensidad menor o igual a VII esta área tiene un radio de 5.66 km.

En los terremotos que poseen mapas de isosistas no utilizamos las leyes de atenuación, sino que, directamente asignamos al punto el valor correspondiente del mapa. Los mapas de isosistas que intervienen en esta memoria son los indicados en el Capítulo I



Para realizar este proceso de asignación directa de la intensidad en el punto, conforme al mapa de isosista procedemos de la siguiente manera:

En los casos en que el mapa de isosista se encuentre completo hasta la intensidad de grado IV: digitalizamos 16 puntos de cada isosista, separados cada uno de ellos 22.5 grados, empezando en la dirección norte y siguiendo el sentido de las agujas del reloj, obteniendo un polígono para cada isosista, bastante ajustado a la isosista real. Esto, nos permite, en el tratamiento automático, definir el punto dentro de que isosista se encuentra y asignarle la intensidad correspondiente según el mapa de isosista.

En los casos en que la isosista no se encuentre totalmente definida, hemos tenido que cerrarlas, para poderlo tratar de forma automática. Para ello, hemos utilizado el software de Matlab 4.1 que nos permita ajustar funciones polinómicas a los puntos definidos de las isosistas incompletas y de esta forma, conociendo el polinomio de ajuste, interpolamos los puntos indefinidos de la isosista. En los casos en que el ajuste polinómico no ha sido posible, por la calidad de los datos, hemos utilizado una interpolación lineal escalonada, para mantener la tendencia de la isosista, entre los dos puntos definidos más próximos a los que se encuentran los indefinidos. Una vez que ya tenemos definidos los 16 puntos en todas las isosistas realizamos un suavizado de 170 puntos mediante una interpolación cúbica para obtener de esta forma una isosista que mantenga, lo más posible, la tendencia de la isosista original.

Una vez finalizado el proceso anterior, por el cual tenemos completas todas las isosistas de los mapas que utilizamos en esta memoria. Procedemos a completar todos los mapas hasta la isosista de intensidad V, ya que este es el umbral a partir del cual se considera los estudios de peligrosidad. Terminado todo el proceso, tenemos todos los mapas de isosistas completos, como mínimo hasta la isosista de grado V, lo que nos permite tratar de forma automática todos los mapas de isosista para la evaluación de la peligrosidad.

Los mapas de isosistas que hemos tenido en cuenta así como el ajuste que hemos realizado para cada uno de ellos los presentamos en la **tabla 4.1**.

c.1).- Una vez definido el movimiento del suelo, durante el período de tiempo considerado, en cada punto de la rejilla, mediante las correspondientes series sísmicas cuya variable aleatoria es la intensidad sísmica, aplicamos para la evaluación de la peligrosidad, la correspondiente función de distribución de probabilidades que sea más representativa de las muestras obtenidas. Ésta, nos significará la probabilidad de que el movimiento en el punto no exceda un determinado valor fijado. Para ello, hemos escogido las distribuciones de probabilidad de valores extremos de Gumbel (1954; 1958).

Las características propias de esta distribución, toman como variable la máxima intensidad ocurrida en cada uno de los intervalos de tiempo definidos previamente. Esto nos garantiza la independencia de los terremotos, con tal de que, definamos los intervalos de tiempo superiores a dos años, pues como demostramos en el análisis de cluster, que presentamos más adelante, ninguna serie sísmica de nuestra zona de estudio tuvo una duración superior a este intervalo. Este modelo de distribución, en cierta forma, también nos permite paliar la incompletitud de las series sísmicas que obtenemos, por lo que puede aplicarse sin ninguna restricción, a los cálculos de la peligrosidad sísmica de una zona.

| Fecha | Localidad | I₀ | I_{min} | Características | Ajuste |
|--------------------------|-----------------------|----------------------|------------------------|------------------------|----------------|
| 18 de Diciembre de 1396 | Tabernes | IX | VIII | Incompletas | Interp. lineal |
| 21 de Marzo de 1829 | Torreveja | X | VIII | Incompletas | Polinómico (5) |
| 3 de Octubre de 1845 | Tivisa | VII | V | Incompl. (V) | Polinómico (5) |
| 1 de Julio de 1909 | Torreveja | VII | IV | Incompletas | Interp. lineal |
| 21 de Marzo de 1911 | Cotillas | VIII | VI | Completas | |
| 28 de Noviembre de 1916 | Salinas | VII | III | Completas | |
| 28 de Enero de 1917 | Torres de Cotillas | VII | III | Completas | |
| 4 de Septiembre de 1918 | Castalla | V | IV | Completas | |
| 22 de Noviembre de 1918 | Algorfa | VI | IV | Incompl.(V-IV) | Interp. lineal |
| 10 de Septiembre de 1919 | Totana | VIII | V | Incompl.(VI-V) | Interp. lineal |
| 3 de Septiembre de 1930 | Lorqui | VIII | III | Completas | |
| 20 de Marzo de 1933 | Chinchilla | V | III | Completas | |
| 4 de Abril de 1941 | Mediterráneo | V | III | Incompletas | Interp.lineal |
| 10 de Julio de 1942 | Onteniente | V | III | Completo | |
| 21 de Enero de 1943 | Novelda | V | III | Completo | |
| 23 de Febrero de 1944 | Fortuna | VII | IV | Incompleta (IV) | Interp. lineal |
| 1 de Julio de 1945 | Onteniente | VII | IV | Completas | |
| 16 de Noviembre de 1945 | Dolores | V | III | Incompl.(IV-III) | Interp.lineal |
| 14 de Mayo de 1946 | Sangonera | VI | III | Incompl. (IV-III) | Interp. lineal |
| 3 de Julio de 1946 | Mediterráneo | V | III | Incompletas | Polinómico (2) |
| 27 de Julio de 1947 | Agullent | V | III | Completo | |
| 28 de Agosto de 1947 | Elche | V | III | Incompl. (IV-III) | Polinómico (5) |
| 9 de Febrero de 1949 | Confrides | V | III | Completo | |
| 21 de Mayo de 1954 | Villajollosa | V | III | Incompletas | Polinómico (5) |
| 29 de Septiembre de 1957 | Corbera | V | III | Completo | |
| 5 de Enero de 1958 | Vallada | V | III | Completo | |
| 16 de Enero de 1958 | Guardamar del Segura | VI | III | Incompletas | Interp.lineal |
| 31 de enero de 1958 | Almoradí | V | III | Incompl. (III) | Interp.lineal |
| 5 de Febrero de 1958 | Elda | VI | III | Completo | |
| 18 de Junio de 1958 | Hoya Gonzalo | VI | III | Completo | |
| 19 de Junio de 1958 | Gabarda | V | III | Completo | |
| 22 de Diciembre de 1958 | Fortuna | V | III | Completo | |
| 14 de Abril de 1959 | Torreveja | V | III | Incompleto | Polinómico (2) |
| 6 de Mayo de 1958 | Alfajar | V | III | Completo | |
| 19 de Junio de 1959 | Benejuzar | V | III | Completo | |
| 1 de Junio de 1960 | Orihuela | VI | III | Completo | |
| 18 de Junio de 1960 | Benicolet | V | III | Completo | |
| 1 de Noviembre de 1960 | E. Cabo de Palos | V | III | Incompl. (IV-III) | Interp. lineal |
| 3 de Abril de 1964 | Abanilla | V | III | Incompl. (IV-III) | Polinómico (2) |
| 11 de Abril de 1964 | Callosa del Segura | V | III | Incompl.(IV-III) | Polinómico (2) |
| 9 de Mayo de 1964 | Callosa del Segura | V | III | Incompleto | Polinómico (3) |
| 26 de Noviembre de 1964 | Castell | V | III | Incompl. (III) | Interp.lineal |
| 7 de Abril de 1967 | Novelda | V | III | Completo | |
| 23 de Enero de 1969 | Chiva | V | III | Completo | |
| 16 de Julio de 1969 | Mediterráneo | V | III | Incompleto | Polinómico (2) |
| 5 de Enero de 1970 | Guardamar del Segura | V | III | Incompleta | Interp. lineal |
| 12 de Enero de 1971 | E. Mar Menor | V | III | Completo | |
| 26 de Enero de 1971 | Mediterráneo | V | III | Incompleto | Interp. lineal |
| 26 de Mayo de 1971 | Montesinos | V | III | Incompleto | Interp. lineal |
| 5 de Abril de 1972 | Jacarilla | V | III | Completo | |
| 26 de Septiembre de 1976 | E. Vallada | VI | III | Incompl. (IV-III) | Interp. lineal |
| 6 de Junio de 1977 | Lorca | VI | III | Incompl. (III) | Interp. lineal |
| 25 de Octubre de 1979 | San Miguel de Salinas | V | IV | Incompleto | Polinómico (2) |
| 5 de Marzo de 1981 | Mediterráneo | V | III | Incompleto | Polinómico (2) |

Tabla 4.1 Mapas de isosistas utilizados en los cálculos de la peligrosidad sísmica y tipo de ajustes que se ha utilizado para cerrar los mapas de isosistas.



Estas funciones de distribución de valores extremos son de tres tipos. La función de distribución de tipo II no es adecuada para los cálculos de la peligrosidad, ya que no se ajusta a las características de la muestra. Por este motivo no se tiene en consideración en los estudios de peligrosidad. Tanto las distribuciones de tipo I y III si que se ajustan a las características de la muestra, por lo que diversos autores (Martín-Martín, 1982; Bisbal, 1984; Roca *et al*, 1984; Giner, 1996), las han considerado para el cálculo de la peligrosidad sísmica de nuestra zona de estudio.

Hemos observado, tras diferentes pruebas, que la distribución de tipo I se ajusta bastante bien, mejor que la de tipo III, para valores bajos de la muestra, intensidad menor o igual que VII, mientras que pierde calidad de ajuste para los valores superiores de la muestra, caso contrario a lo que ocurre con la función de distribución de Gumbel de tipo III. Dadas las características sísmicas de nuestra zona de estudio que podemos definirla como de sismicidad intermedia e incluso en algunas zonas de baja sismicidad, tendremos en cuenta las dos funciones de distribución.

La función de distribución de valores extremos Gumbel I, es una función doble exponencial cuya expresión es:

$$G_I(I) = e^{-e^{-a(x-u)}} \quad 4.4$$

donde a y u son parámetros de la función. La variación de ' a ' influye sobre la pendiente de la curva, mientras que ' u ' solo influye en el desplazamiento del origen.

La función de distribución de valores extremos Gumbel III, ampliamente utilizado en trabajos de investigación para el cálculo de la peligrosidad, tiene como expresión:

$$G_{III} = e^{-\left[\frac{w-I}{w-u}\right]^k} \quad 4.5$$

donde w , k y u son los parámetros de la función. El parámetro w (límite superior de la función) nos significa la máxima intensidad esperada, de ahí la gran importancia que posee su determinación, también es el único que está ligado a las características sismogénicas del punto. El parámetro k (índice de curvatura) influye en la pendiente de la función, mientras que u (extremo modal) está relacionado con el origen de ordenadas y nos desplaza en la abscisas la inflexión de la función

Por último, definimos el estadístico que nos defina la peligrosidad del punto. En esta memoria hemos considerado, por su fácil representación en mapas, la intensidad sísmica esperada en un determinado período de tiempo. La expresión de ésta para la función de distribución de Gumbel tipo I, posee la siguiente expresión:

$$I_{esp} = u - \frac{1}{a} \log\left(-\log\left(1 - \frac{n}{años}\right)\right) \quad 4.6$$



donde u y a son los parámetros de la función Gumbel Tipo I; n es el intervalo de años que hemos definido en las series sísmicas y $años$ son el período de retorno que hemos considerado.

La intensidad esperada en un período de tiempo a partir de la función de Gumbel III posee la siguiente expresión:

$$I_{esp} = w - (w - u) \left(\left(-\log \left(1 - \frac{1}{años} \right)^{\frac{1}{k}} \right) \right) \quad 4.7$$

donde w , u y k son los parámetros de la función y n y $años$ poseen el mismo sentido que en la expresión anterior.

Los períodos de retorno que hemos considerado son 100; 500 y 1000 años. El nivel de confianza que se han definido en los diferentes ajustes ha sido el 63.3%, dada la mala calidad de los datos para los ajustes.

Este método lo hemos aplicado a todos los puntos de la zona de estudio con las siguientes variaciones, en cada uno de ellos. Éstas, las hemos obtenido mediante factores diferenciadores, que presentamos a continuación:

En cuanto a la determinación de la intensidad sísmica esperada sobre cada punto de la rejilla hemos procedido de la siguiente manera:

En primer lugar, sólo hemos considerado las leyes de atenuación de Martín-Martín, (1984), presentadas en el epígrafe anterior.

En segundo lugar, hemos tenido en cuenta estas mismas leyes para los terremotos que no poseían mapas de isosistas y en los casos en que lo poseían, hemos considerado la intensidad de la forma que expuesta anteriormente.

También hemos considerado, como posible factor de variabilidad del método, el umbral mínimo de la intensidad. Considerando en un caso intensidad grado IV y en el otro no hemos considerado ningún umbral.

Dadas las características de las funciones de distribución escogidas, es necesario definir los intervalos de años en que vamos a considerar la intensidad máxima. Basándonos en lo expuesto en los capítulos I y III y en la literatura al respecto, hemos definido los intervalos de 5, 10 y 20 años.

Una vez establecidos los intervalos temporales asignamos a cada uno de ellos el valor máximo de intensidad, definiendo de esta forma las series sísmicas de valores máximos en cada punto de la malla. A continuación, abordamos uno de los momentos más decisivos de este proceso, consistente en, la elección del método para completar los intervalos temporales, aparentemente asísmicos, en los cuales no poseemos información debido a la incompletitud de los datos. Para ello, retomamos la hipótesis de estacionariedad de la muestra y realizamos el relleno de dos formas diferentes.



En el primero de ellos, hemos realizado el relleno de las series incompletas considerando una de las subseries completas a partir de un determinado año (1800). A continuación, ordenamos éstas subseries de forma decreciente y las comparamos con las otras subseries incompletas, del mismo intervalo de tiempo y también ordenadas de forma decreciente. Rellenado estas de igual forma que la subserie que consideramos completa.

El otro método utilizado es el de proporcionalidad entre los datos completos y los huecos de las series. Es decir, calculamos la proporcionalidad de los intervalos que poseen valores distintos de cero y reproducimos esta proporcionalidad en los intervalos que poseen ceros.

Teniendo en cuenta los anteriores factores, obtenemos para cada punto de la rejilla 24 posibles series sísmicas diferentes.

A continuación, procedemos a la ordenación creciente de la series de valores máximos de las intensidades en cada punto de la malla, por lo que $I_1 \# I_2 \# \dots \# I_i \# \dots \# I_n$. La estimación de $G(I)$ la obtenemos mediante la relación que propuso Gringorten (1963), para este tipo de distribuciones, cuya expresión es :

$$G(I_i) = \frac{i-0.44}{n-0.12} \quad 4.8$$

Para determinar los parámetros a y u de la función de distribución de Gumbel tipo I, realizamos una regresión lineal a la función linealizada, cuya expresión es:

$$-\ln(-\ln G_I(I)) = aI + b \quad 4.9$$

donde $u = -b / a$. Para el caso de la función de distribución de Gumbel tipo III, hemos procedido de dos formas diferentes para la determinación de sus parámetros w , u y k .

- En la primera de ellas fijamos el valor de w en un grado y medio superior a la máxima intensidad sentida en el punto a lo largo de su historia sísmica; hipótesis razonable el suponer que en un determinado punto nunca se dará una intensidad excesivamente superior a las sentidas hasta ese momento. Los valores de u y k los obtenemos mediante una regresión lineal a la función linealizada, cuya expresión es :

$$\ln(-\ln G_{III}(I)) = k \ln(w - I) - k \ln(w - u) \quad 4.10$$

- La otra forma de determinar los tres parámetros de la función Gumbel tipo III es mediante un ajuste no lineal de mínimos cuadrados utilizando el algoritmo de Levenberg - Marquart con un procedimiento de búsqueda mixto cuadrático - cúbico, para ello empleamos el script Leastsquare.M del PC-Matlab, 1993.

Finalizado todo el proceso anterior, obtenemos:

- 24 valores posibles de los parámetros a y u de la distribución de Gumbel I, para cada uno de los puntos de la rejilla en donde ha sido posible realizar el correspondiente ajuste lineal.

- 24 valores posibles para los parámetros k y u de la distribución Gumbel III, para cada uno de los puntos de la rejilla en donde ha sido posible realizar el correspondiente ajuste lineal, fijando previamente los valores del parámetro w , como hemos expuesto anteriormente.

- 24 valores posibles de los parámetros w , k y u , para cada uno de los puntos de la rejilla en donde ha sido posible realizar un ajuste no lineal por el método de los mínimos cuadrados.

Por último, mediante las expresiones anteriores definimos las intensidades esperadas para cada una de las variaciones del modelo y para los periodos de retorno que hemos definido. El conjunto del proceso se ha realizado de forma automática y presentamos en la **figura 4.2**, el diagrama de flujo correspondiente.

Determinamos el valor promedio de todos los resultados obtenidos para la intensidad esperada en los periodos de retorno definidos y presentamos los resultados en los mapas de la **figura 4.1**

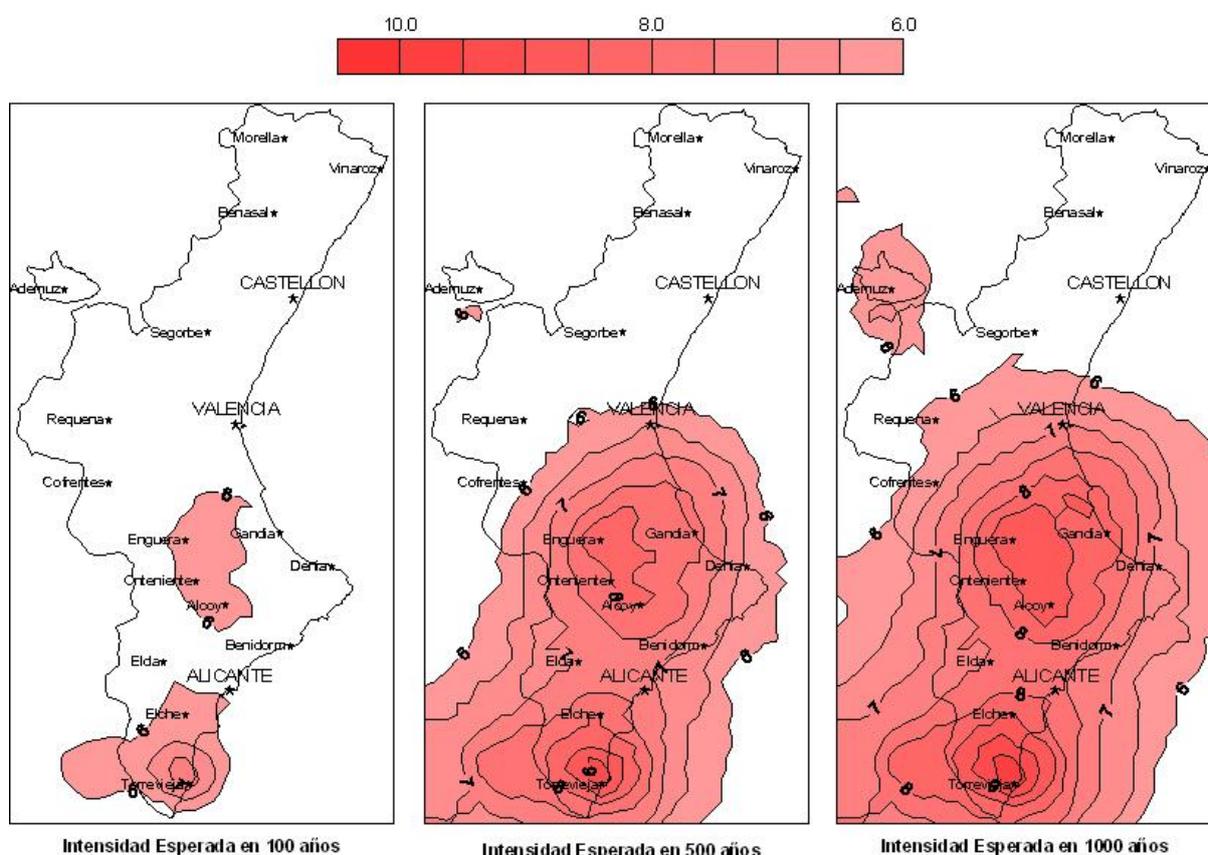


Figura 4.1 Intensidad promedio esperada del método no zonificado

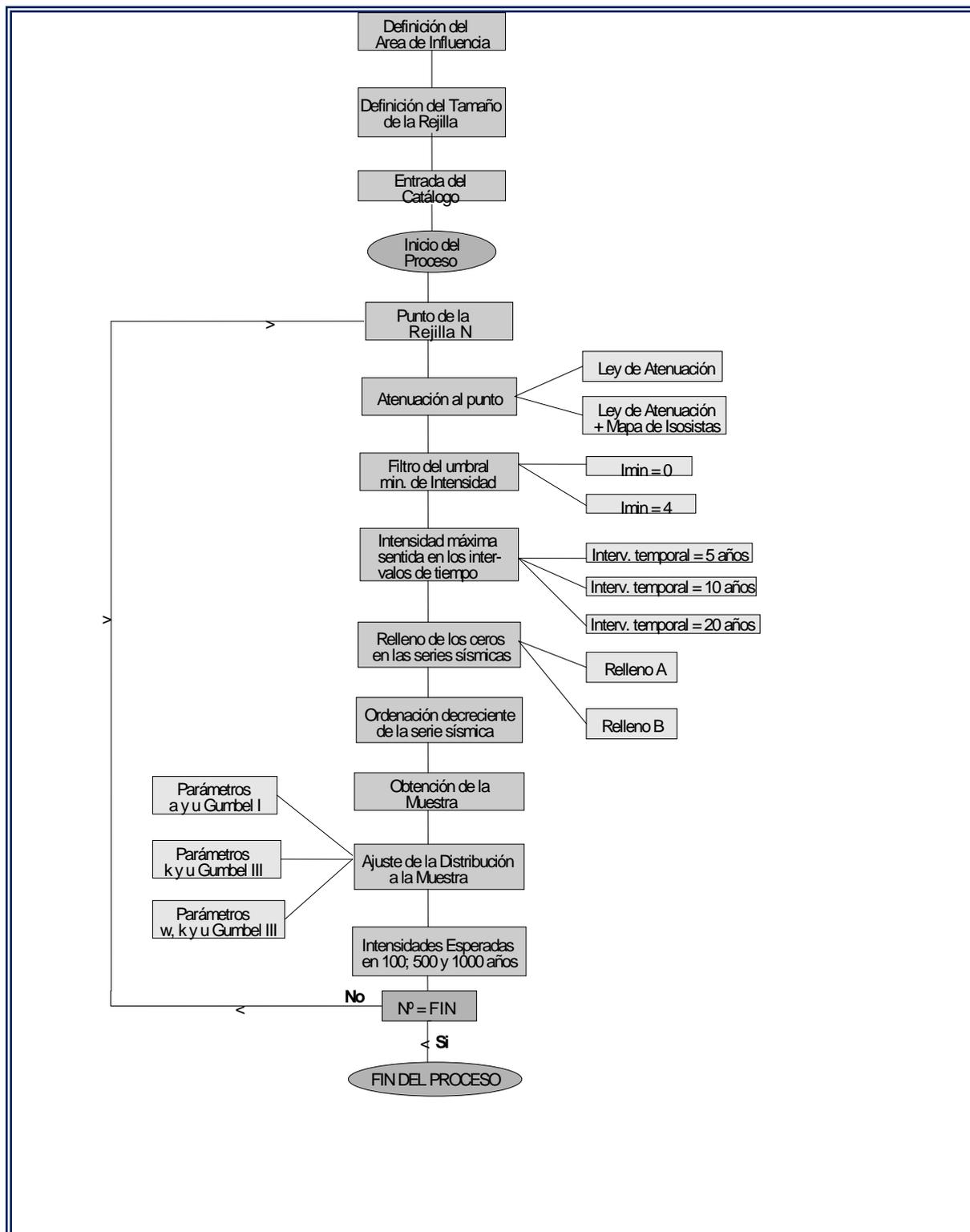


Figura 4.2 Diagrama de flujo calculo método no zonificado.

Modelo probabilístico zonificado.



El procedimiento más generalizado para el cálculo de la peligrosidad sísmica son los de uso de los modelos zonificados o paramétricos, que consideran que la región sísmica que rodea el lugar de interés está integrada por n fuentes sísmicas potenciales. Con v_i se denota la proporción media de ocurrencias de terremotos de la fuente i , con magnitudes igual o superiores a m_0 , en donde m_0 representa el umbral mínimo de magnitud de terremotos de interés para el cálculo de la peligrosidad sísmica. La proporción media de ocurrencia total v sobre el lugar es:

$$v = \sum_{i=1}^n v_i \quad 4.11$$

Por lo que, para un terremoto dado, la probabilidad Y de exceder el nivel de intensidad y , en el lugar considerado, viene dada por la expresión:

$$P(Y>y) = \sum_{i=1}^n \frac{v_i}{v} \int_{g(x) \geq y} f_x(x) d(x) \quad 4.12$$

donde $f_x(x)$ es la función conjunta de densidad de probabilidad de X y la integración se efectúa sobre todos los valores $X=x$, para los que la intensidad calculada por la expresión (4.1) excede al valor fijado y .

Para calcular la peligrosidad sísmica durante un intervalo específico de tiempo T , la probabilidad antes señalada se ha de utilizar junto a un modelo estocástico de ocurrencia de terremotos en el tiempo. Por ejemplo, si se aplica el modelo de Poisson, el más frecuentemente utilizado por su simplicidad y adaptabilidad a los datos, obtenemos la siguiente expresión:

$$P(Y_T > y) = 1 - e^{-vTP(Y>y)} \approx vTP(Y>y) \quad 4.13$$

en el que la aproximación es válida solamente para pequeños valores de $vTP(Y>y)$.

Para el caso, en que Y sólo dependa de la distancia al foco y del tamaño del terremoto, la ecuación (4.12) adquiere una notable simplificación y se puede expresar como:

$$P(Y>y) = \sum_{i=1}^n \frac{v_i}{v} \int_{R,M} P(Y>y) | m, r) f_{R/M}(r, m) dr f_M(m) dm \quad 4.14$$

y el periodo de retorno asociado al nivel de intensidad y es:

$$T_y = \frac{1}{vP(Y>y)} \quad 4.15$$



Para el cálculo de la expresión (4.14), se han propuesto diversos métodos. Soluciones formales ajustadas, se pueden obtener cuando asumimos simplificaciones en la fórmula, como por ejemplo, en el método de Cornell (1986), en el que debido a la modelización de la fuente de terremotos, como un punto, la distancia R es independiente del tamaño M , y de ahí que la ecuación quede reducida a su versión simplificada, dada por la siguiente ecuación:

$$P(Y>y) = \int \int_{R M} P(Y>y) | m, r) f_M(m) f_R(r) dm dr \quad 4.16$$

Esta ecuación se resuelve para obtener directamente la función acumulativa de densidad de Y , y por ello el cálculo de probabilidad de excedencia es analítico.

Para la evaluación de la peligrosidad sísmica de la C.V. por el método probabilístico zonificado o también llamado paramétrico, hemos utilizado el programa de cálculo EQRISK (McGuire, 1976), cuyas características son las siguientes:

Es un programa estándar escrito por McGuire en 1976, para la USGS, y desarrollado en la Universidad del sur de California. Está dirigido al cálculo de espectros de peligrosidad uniformes (UHS) de movimientos fuertes del suelo. El desarrollo del proceso de cálculo sigue la fórmula de Cornell (1968) incorporando algunas modificaciones como las que describen Andersson y Trifunac(1978).

Los cálculos en este programa están representados por la forma básica de la expresión [4.16]. La integración sobre la distancia r es computada numéricamente y la integral restante se evalúa analíticamente. En algunas situaciones, la integración sobre la magnitud m también realiza numéricamente.

Las fuentes sísmicas son especificadas como un conjunto de cuadriláteros de forma arbitraria. Las fuentes grandes pueden ser divididas en subfuentes que son cadenas de cuadriláteros. Las fallas son modeladas como fuentes rectangulares estrechas. La discretización, de estos cuadriláteros, permite calcular la contribución a la peligrosidad de cada segmento de las fuentes, una vez que se especifican su tasa de actividad, el valor del parámetro b , la profundidad focal y el tamaño del mayor terremoto que puede generar.

Para modelar la recurrencia de terremotos se usa la distribución exponencial truncada de Gutenberg – Ritchert (1944). El programa puede usar cualquier tipo de ley de atenuación y la incertidumbre inherente en la atenuación del movimiento del suelo se refleja como una distribución lognormal alrededor de la media la cual contribuye a la curva de probabilidad anual de excedencia.

Los motivos que nos han llevado a escoger este programa, entre la diversidad que existe de ellos, han sido los siguientes:

a) La utilización del modelo poissoniano, como modelo temporal de ocurrencia de terremotos. Dado que la calidad de nuestros datos, como queda de manifiesto en los capítulos anteriores de esta memoria, no soportarían modelos probabilísticos más sofisticados.



b) La simplicidad de la implementación en el cálculo, tanto de la geometría como de los parámetros que caracterizan a las fuentes sísmicas.

La geometría de estas se representan mediante cualquier figura poligonal, la cual se ha de subdividir en cuadriláteros y estos a su vez en el programa, según el número de pasos que le indiquemos, los subdivide en arcos circulares para realizar la aportación de cada uno de ellos en el cálculo de la peligrosidad en el lugar indicado.

Los parámetros sísmicos que caracterizan a la fuente son:

- La tasa, número medio de sismos anuales por unidad de área. Este parámetro se obtiene a partir del parámetro a de la ecuación de Gutenberg-Ritchert (GR,1944), dividido por el área de la fuente y el período de tiempo que consideramos. Éste nos indica la actividad media de la fuente.

- El parámetro beta, que se obtiene directamente a partir del parámetro b de la ecuación GR truncada, multiplicándolo por el logaritmo neperiano de 10. Este está relacionado directamente con la pendiente de la ecuación de GR, por lo que nos caracteriza a la fuente en cuanto al tamaño de los terremotos que en ella se generan.

- Tamaño máximo del terremoto que es capaz de generar la fuente y profundidad media a la que se encuentran los focos de los terremotos.

c) El que, nos permite utilizar diferentes expresiones para las leyes de atenuación, e incluso ésta se puede dar en valores tabulados.

d) Los cálculos de la peligrosidad se realizan mediante la expresión (4.16) la cual es muy usual en estos cálculos. La integración se realiza de forma numérica sobre la distancia y de forma analítica en cuanto al tamaño del terremoto (Merz y Cornell, 1973)

e) La fácil adaptabilidad de los resultados a la elaboración de los mapas de peligrosidad, ya que el programa nos permite realizar estos para una rejilla cualquiera.

Este método lo hemos aplicado a todos los puntos de la zona de estudio. Hemos obtenido 62 resultados diferentes para los 60300 puntos de la rejilla. Estas distintas soluciones, las hemos obtenido mediante factores diferenciadores, los cuales presentamos a continuación:

Hemos considerado cinco agrupaciones de fuentes sísmicas diferentes, que son:

FA) Las presentadas para el estudio de la peligrosidad sísmica en Giner (1996). En ella se consideran 15 fuentes de carácter de fallas puntuales. Dos de ellas totalmente marítimas y tres parcialmente, el resto se encuentran en tierra.

FB) Extraídas de las definidas por Martín-Martín (1984) en su tesis doctoral sobre el Riesgo Sísmico de la Península Ibérica, en donde definió todas las fuentes sísmicas de la península. De todas ellas, seis comprenden nuestra zona de estudio, siendo sólo tres parcialmente marítimas.



FC) Están basadas en el trabajo de López Casado *et al* (1987) y ampliadas por el autor en el año 1996. Consta de doce fuentes de las que ocho de ellas son parcialmente marítimas.

FD) Están extraídas de las fuentes definidas por el IGN (1991) para los mapas de Peligrosidad Sísmica en España, que publicó ese mismo año. Únicamente cinco de todas ellas comprenden nuestra zona de estudio, de las cuales tres son parcialmente marítimas.

FE) Están basadas en la publicación de Peinado (1991). Esta se diferencia de las anteriores en que considera las fuentes pequeñas, en donde se concentra la actividad sísmica no teniendo en cuenta el resto de la zona en donde la actividad puede ser más moderada.

El programa EQRIS, como ya hemos expuesto anteriormente, caracteriza sísmicamente a las fuentes mediante cuatro parámetros: la *tasa*, el parámetro *beta*, la I_{max} , que puede generar la fuente, y la *profundidad* a la que se generan. Para la determinación de estos parámetros procedemos de la siguiente forma:

En primer lugar, para la determinación de la *tasa* y el parámetro *beta*, analizamos la sismicidad y sismotectónica de la fuente. A continuación, obtenemos los histogramas para cada uno de los catálogos que hemos considerado, tomando el período de tiempo completo. Dada la incompletitud de los catálogos para los terremotos pequeños y de tamaño medio, truncamos el histograma en un umbral inferior I_{min} que en cada caso es consecuencia del análisis del histograma correspondiente y de la distribución temporal de los terremotos de la fuente. Finalizado este primer paso, se realiza un ajuste lineal de la función GR truncada para obtener los parámetros *a* y *b* de ella.

A continuación, y como consecuencia de la usualmente baja calidad de este ajuste inicial, así como, de la inestabilidad de los parámetros según el período de tiempo considerado, procedemos a realizar diferentes ajustes lineales de la función GR truncada a las diferentes muestras que vamos a definir.

Para ello consideramos diferentes períodos de tiempo, consecuencia del análisis de los terremotos incluidos en la fuente en dichos periodos- tomando como año inicial, a partir del cual se puede considerar completo el catálogo de la fuente desde una determinada intensidad. Variando en cada uno de ellos el umbral mínimo I_{min} para realizar el ajuste lineal correspondiente. Como consecuencia, obtenemos diferentes valores de los parámetros *a* y *b*, y utilizamos como factor de calidad el coeficiente de correlación, tomando sólo los valores cuyo coeficiente es mayor o igual que 0.9. A partir de ellos obtenemos sus correspondientes *tasas* y los parámetros *beta*.

Para finalizar el cálculo de los parámetros característicos de la fuente, determinamos el valor promedio, de todos los obtenidos anteriormente y su desviación estándar, pesando aquellos cuyo coeficiente de correlación sea superior a 0.95. Este proceso se repite para cada uno de los catálogos considerados.

Los resultados de lo anteriormente expuesto, lo presentamos en el **Anexo C**. En éste aparece para cada conjunto de fuentes sísmicas utilizadas en la ejecución del programa la siguiente información: Situación y geometría de las fuentes y cuadriláteros que

hemos considerado en cada una de ellas, sismicidad y sismotectónica de cada fuente, junto a los histogramas de intensidad y magnitud correspondientes. Además presentamos una tabla resumen de los parámetros característicos de la fuente: Coordenadas geográficas de los extremos de la fuente, superficie que abarca y intensidad máxima, así como, los valores promedios de la tasa y el parámetro beta.

En lo referente al parámetro I_{max} , proponemos dos factores de variabilidad. En uno consideramos la intensidad máxima sentida y el otro es la intensidad máxima sentida incrementada en una unidad.

En cuanto a la *profundidad*, basándonos en lo expuesto en el capítulo I, tenemos en cuenta tres factores de variabilidad a 5, 10 y 15 km, respectivamente.

Hemos considerado dos grupos de leyes de atenuación. Las leyes Martin-Martin (1984), que son las mismas que las utilizadas en el modelo anterior y las leyes definidas por Muñoz (1974 y 1982), para nuestra área de estudio.

Como resultado de estas obtenemos 60 soluciones diferentes, para cada uno de los 60300 puntos de la rejilla. En la **figura 4.3**, presentamos los mapas correspondientes a las intensidades promedios de estos resultados para los periodos de retorno de 100, 500 y 1000 años.

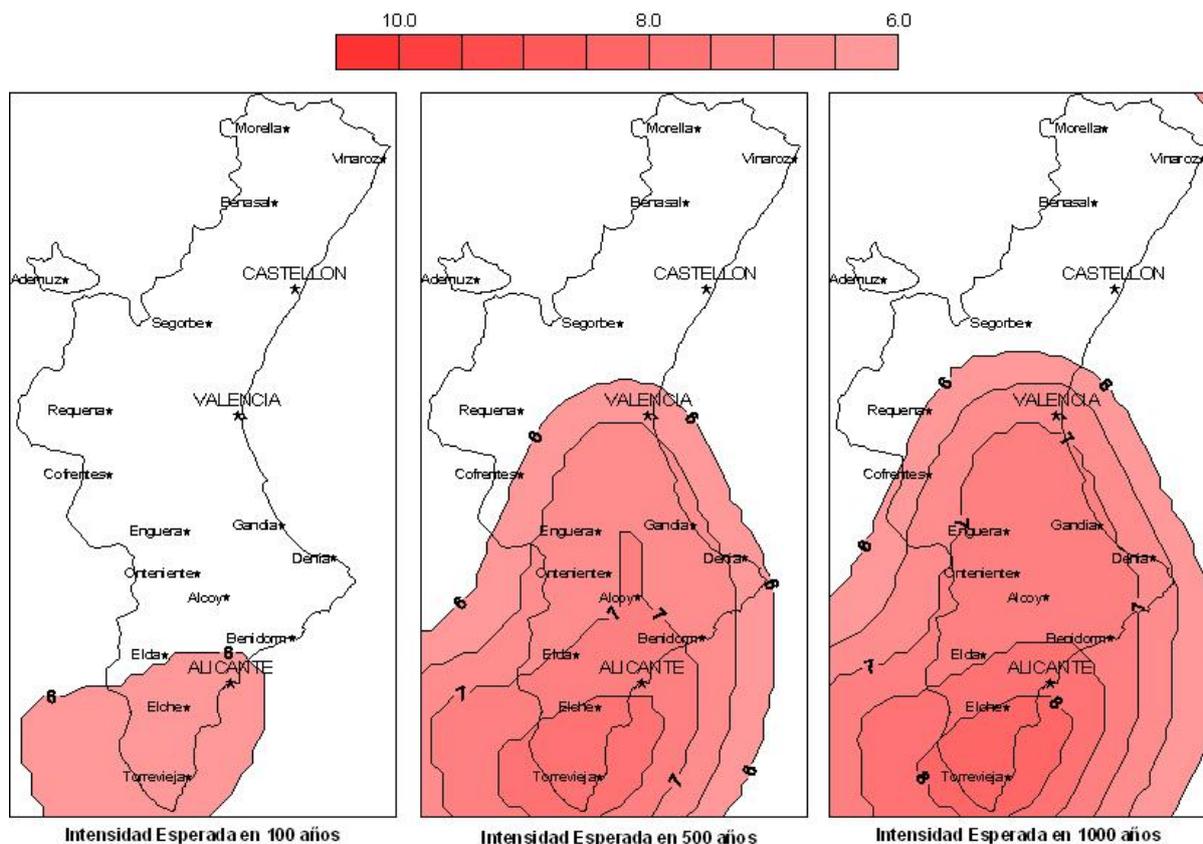


Figura 4.3 Intensidad promedio esperada del método zonificado.



Dado el marcado carácter poissoniano que deben tener los terremotos que intervienen en el cálculo de la peligrosidad sísmica, como hemos indicado anteriormente. Debemos considerar únicamente los terremotos que son independientes en el tiempo y en el espacio entre si. Por ello hemos realizado un análisis exhaustivo de las series sísmicas y sus terremotos principales, aplicando el método propuesto por EPRI (1986) adaptándolo a un programa propio desarrollado en Matlab 5.3. Los resultados obtenidos y la metodología aplicada la presentamos en el **Anexo D**.

Como síntesis de los métodos probabilísticos aplicados (no zonificado y zonificado) para la determinación de la intensidad sísmica esperada para los periodos de retorno de 100, 500 y 1000 años, en la **figura 4.4** presentamos los mapas promedios de los 142 resultados (82 para el método no zonificado y 60 para el zonificado) obtenidos en este estudio.

En estos mapas observamos que:

En el de cien años de periodo de retorno aparece el foco de Torrevieja donde se espera una intensidad de 6.5 grados y otro algo más pequeño en la zona de Alcoy de 6 grados.

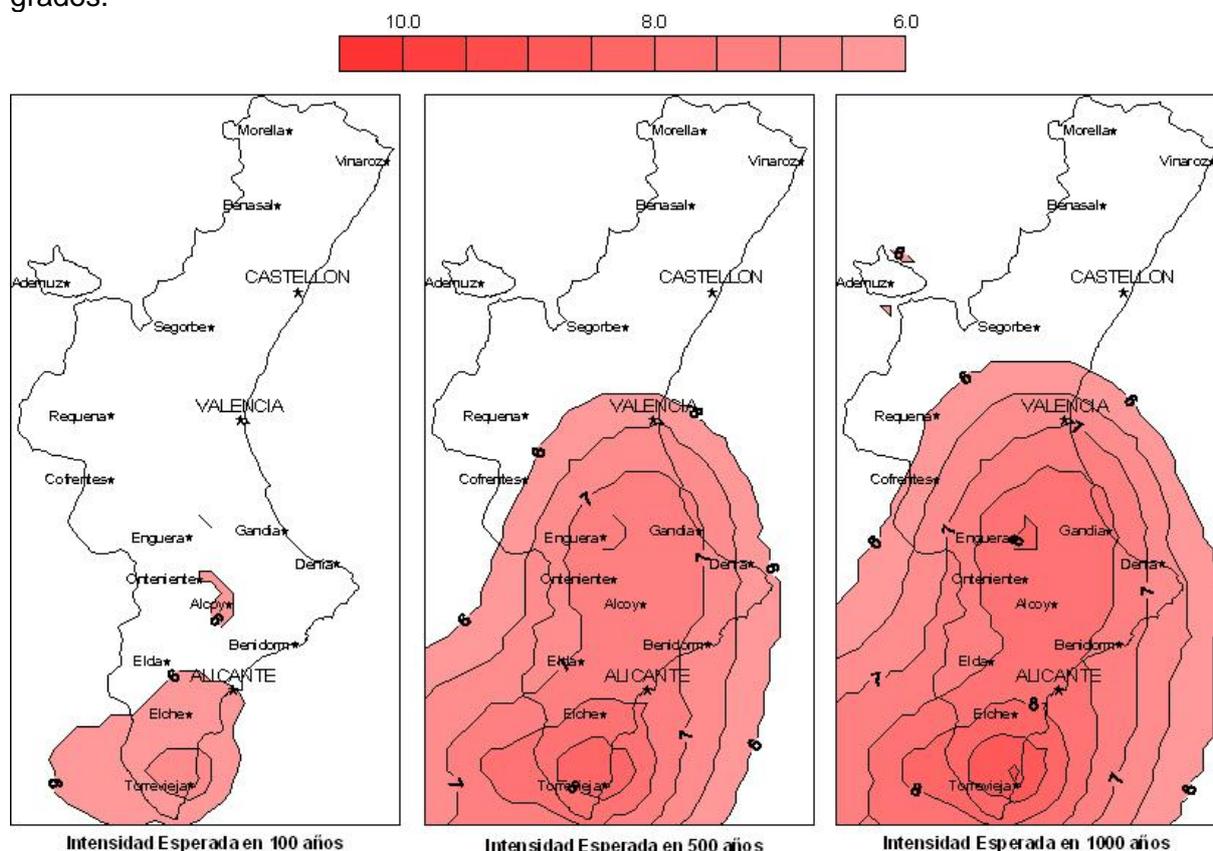


Figura 4.4 Intensidad promedio esperada con todas las soluciones.

En el de quinientos años de periodo de retorno, el foco de mayor intensidad sigue estando en la zona de la Vega Baja del Río Segura, con una intensidad esperada de 8.5



grados, y se sigue manteniendo el foco de la comarca de l'Alcoia que se extiende hacia el sureste de la provincia de Valencia.

En el de mil años, la intensidad esperada llega a grado IX de intensidad en la comarca del Bajo Segura y se mantienen los mismos focos que en los casos anteriores.

Todos estos resultados están referidos a los efectos sobre roca. En los actuales estudios de peligrosidad sísmica se consideran los efectos de amplificación del suelo.

INFLUENCIA DEL EFECTO DE SITIO SOBRE LA INTENSIDAD SIMISCA ESPERADA

El análisis detallado de los daños causados por el terremoto de Michoacán (México) del 25 de septiembre de 1985, "...con pocos efectos en las proximidades del epicentro y un elevado nivel de daños y número de víctimas en la ciudad de México a más de 350km del epicentro..." puso en evidencia que la intensidad de la sacudida sísmica varía entre puntos muy próximos entre sí debido a la naturaleza y geometría de las formaciones superficiales presentes en cada sitio. Esta variación también se denomina "efecto de sitio", "efecto del suelo" o "efectos locales".

Este efecto es muy complejo en naturaleza, pues incluye: efectos de resonancia de ondas en una, dos y/o tres dimensiones; el efecto del comportamiento no lineal del suelo para grandes deformaciones (el cual varía la intensidad de los efectos de sitio cuanto menos linealmente se comporta el suelo); fenómenos de licuefacción de capas arenosas; ruptura del suelo (deslizamientos y agrietamientos) accidentes topográficos etc. y requiere estudios de gran detalle para su determinación, incluso para zonas de pequeña extensión.

En trabajos de zonación sísmica, cuando se analizan los efectos de sitio con vistas a su aplicación al cálculo de la peligrosidad sísmica, se suelen realizar varias simplificaciones. Por una parte se considera que la variación debida a los efectos de sitio es producida únicamente por la variación en la litología del suelo y que estos son constantes, es decir, el comportamiento no lineal del suelo no incide en la magnitud del efecto sitio. Por otra parte, se utiliza un valor promedio, no necesariamente específico de la zona de estudio, determinado a partir de una amplia base de datos. Ello es debido a que las propiedades mecánicas de una litología determinada, que controlan la respuesta de dicho material, van a tener un margen de variación limitado.

En España nos encontramos ante el problema de que dada la ausencia de estudios específicos sobre el tema, las leyes de atenuación que diversos autores han calculado y nosotros utilizamos en este trabajo, no tienen en consideración el efecto del suelo, por lo que se recurre a valores promedios. Hemos tenido en cuenta la base de datos acumulada por Medvedev (1965) y Borchardt (1970,1992,1994), así como otras fuentes documentales, acerca de la respuesta de diferentes litologías y su efecto sobre la intensidad, que es el parámetro para el cual se ha efectuado inicialmente el cálculo de la peligrosidad sísmica. A partir de dichas bases de datos se han establecido los valores propios de cada una de las litologías presentes en la base cartográfica temática nº 5 editada en 1998 por la Conselleria de Obras Públicas, Transporte y Urbanismo que presentamos en el mapa de la **figura 4.5-a**.

Dado que son numerosos los tipos litológicos presentes en dicha cartografía, se han aplicado también los criterios de Lajoie y Helley (1975) y por Tinsley y Fumal (1986), para poder caracterizar y clasificar cada litología.



A continuación y dada la similitud en las propiedades de muchas litologías presentes, se ha procedido a agruparlas en función de sus características mecánicas. En concreto se han definido cuatro grupos litológicos:

| |
|---|
| <p>Grupo I: Rocas cementadas y consolidadas. Duras a muy duras. Poco alteradas y/o fracturadas. Velocidad de cizalla promedio superior a 1500 m/s.</p> <p>Grupo II: Rocas cementadas y consolidadas. Alterables o muy fracturadas. Velocidad de cizalla promedio comprendida entre 700 y 1500 m/s.</p> <p>Grupo III: Sedimentos detríticos de grano grueso y rocas débilmente cementadas. Velocidad de cizalla comprendida entre 375 y 700 m/s.</p> <p>Grupo IV: Sedimentos detríticos de granulometrías finas y medias: arenas, limos y arcillas. Sedimentos poco compactados y/o consolidados. Velocidad de cizalla baja, en promedio inferior a 350 m/s.</p> |
|---|

Las leyes de atenuación utilizadas en este trabajo son típicas de un suelo con características intermedias entre todos los presentes en la zona donde se obtuvieron. En consecuencia hemos considerado que dicha ley es válida para suelos del Grupo II, que son intermedios en sus propiedades y, por otra parte, son muy frecuentes en la Comunidad Valenciana. El incremento promedio de la intensidad causado por cada grupo litológico es el presentado en la **tabla 4.2**, la cual, como se ha señalado, está referida al Grupo II (incremento 0).

La distribución geográfica de estos cuatro grupos litológicos la presentamos en el mapa de la **figura 4.5-b**. integrándose junto con los mapas de peligrosidad sísmica (**figura 4.4**). Mediante su tratamiento en un sistema de información geográfica obtenemos, de un modo continuo, el resultado final de los mapas de intensidad esperada corregida por efecto de sitio para 100, 500 y 1000 años que presentamos en las **figuras 4.7, 4.8 y 4.9**.

| CLASIFICACIÓN EN GRUPOS DE LITOLOGÍA | | |
|--------------------------------------|---|--------------------|
| Grupo | Tipo de Suelo | Incremento I (MSK) |
| I | Calcáreas; Calcáreas y Dolomías; Dolomías; Dolomías y Calcáreas; Metabasitos; Basaltos y Ofitas. | -0.25 |
| II | Conglomerados; Conglomerados y Areniscas; Conglomerados, Areniscas y Arcillas; Conglomerados y Margas; Areniscas, Areniscas y Margas, Calcáreas y Areniscas; Calcáreas y Calcarenitas; Calcáreas y Calcáreas margosas; Calcáreas y Margas, Calcarenitas; Calcarenitas y margas; Calcáreas margosas y margas; calcáreas továceas, dolomías y margas; margas y areniscas; margas, arcillas, yesos y margas; pizarras y cuarcitas; rocas carbonatadas y filitos; brechas y tobas volcánicas. | 0 |
| III | Conglomerados y arcillas; areniscas y arcillas; arcillas y areniscas; arcillas y margas; cantos y graveras; cantos, graveras y arenas; cantos, graveras, arenas y limos; cantos, gravas, arcillas y arenas; cantos, gravas y limos; cantos, gravas y arcillas; arenas, gravas y cantos. | 0.3 |
| IV | Arcillas; arenas; arenas y limos; arenas y arcillas; limos; limos, gravas y cantos; limos y arenas; limos y arcillas; arcillas. | 0.65 |

Tabla 4.2 Amplificaciones de la intensidad sísmica por efectos del suelo

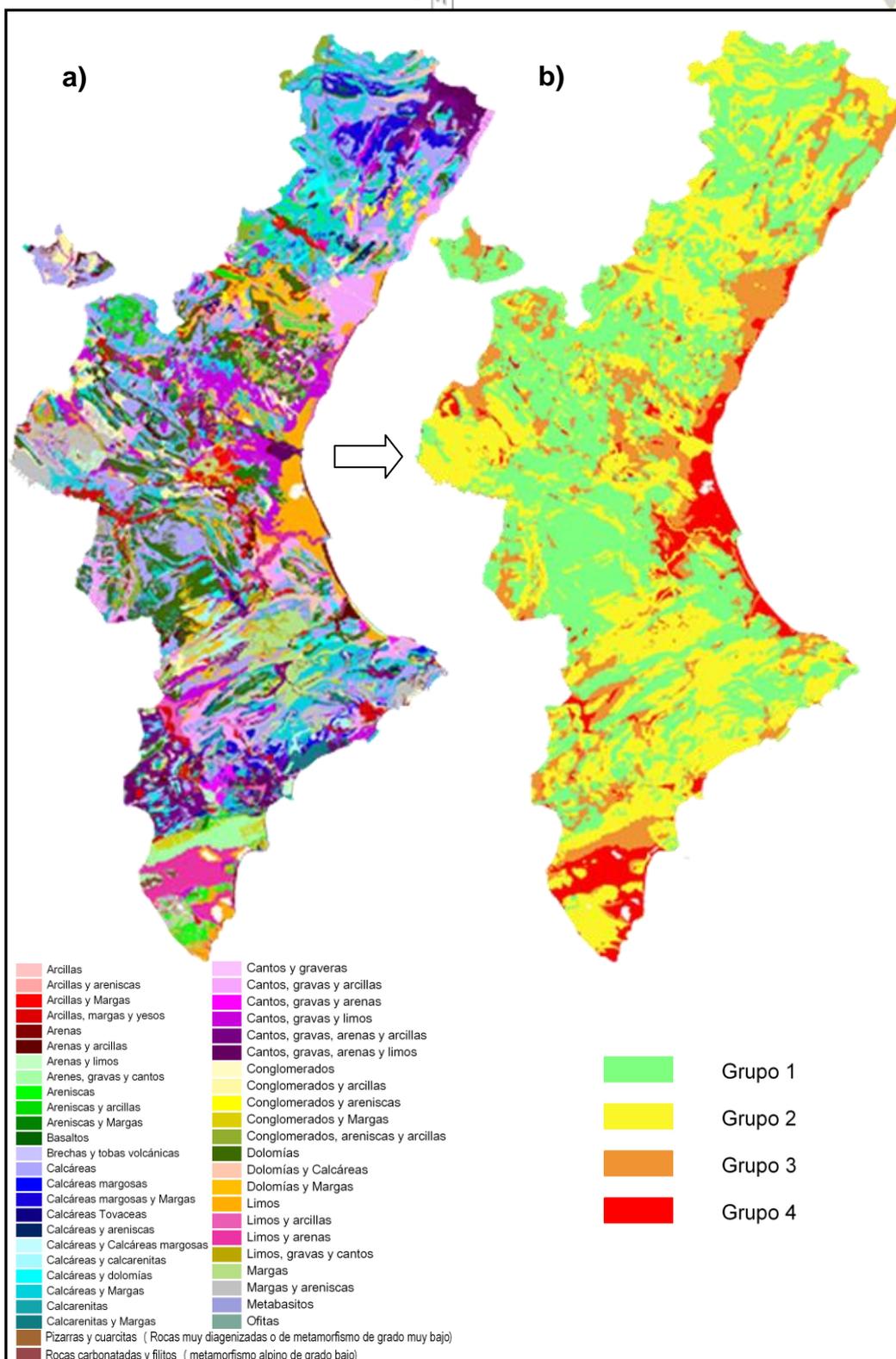


Figura 4.5 a) Mapa litológico C.V. y b) Mapa C.V. agrupado en función de la amplificación del suelo ante la sacudida sísmica.

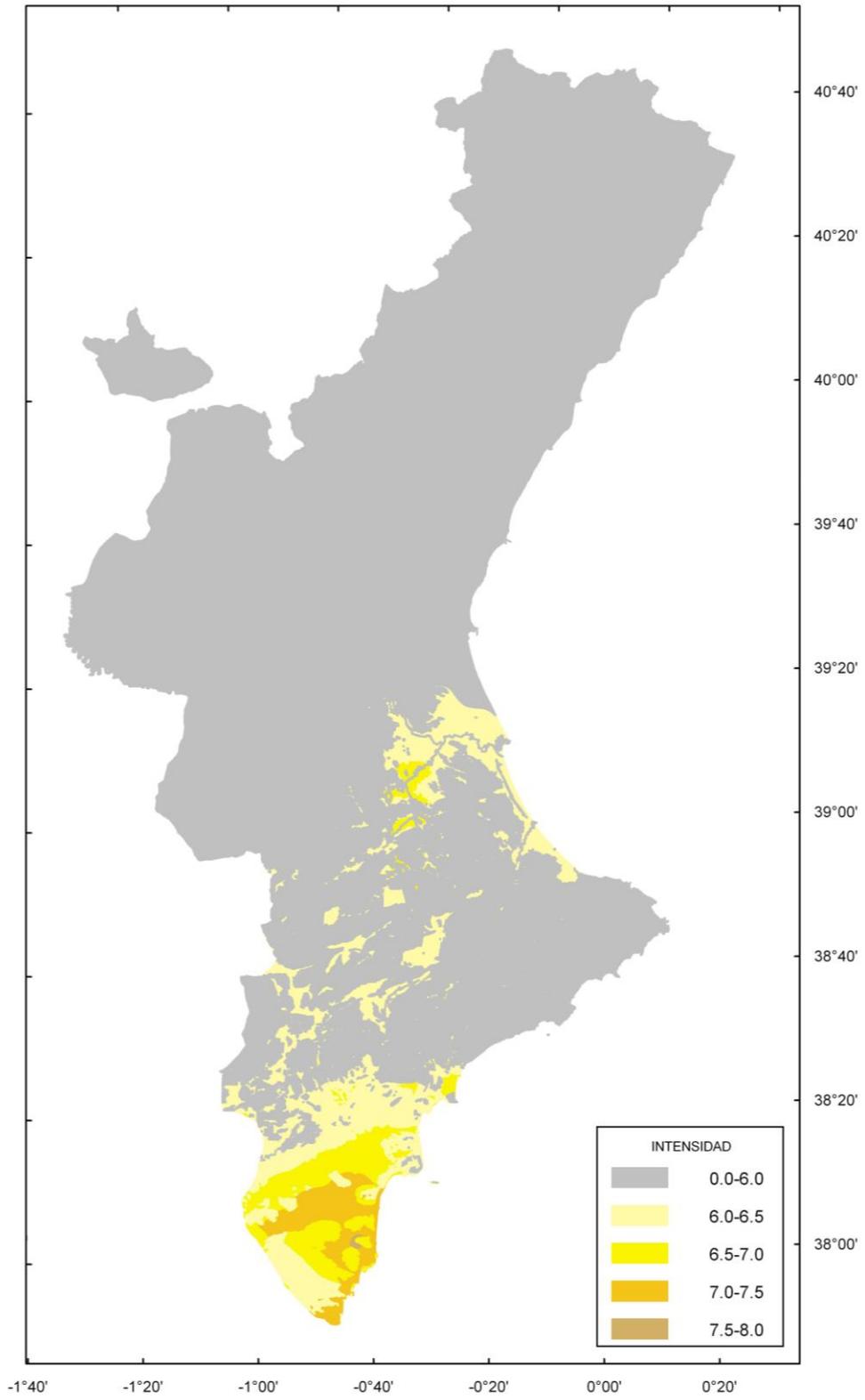


Figura 4.7 Mapa de intensidad sísmica esperada para 100 años, incluyendo el efecto de sitio.

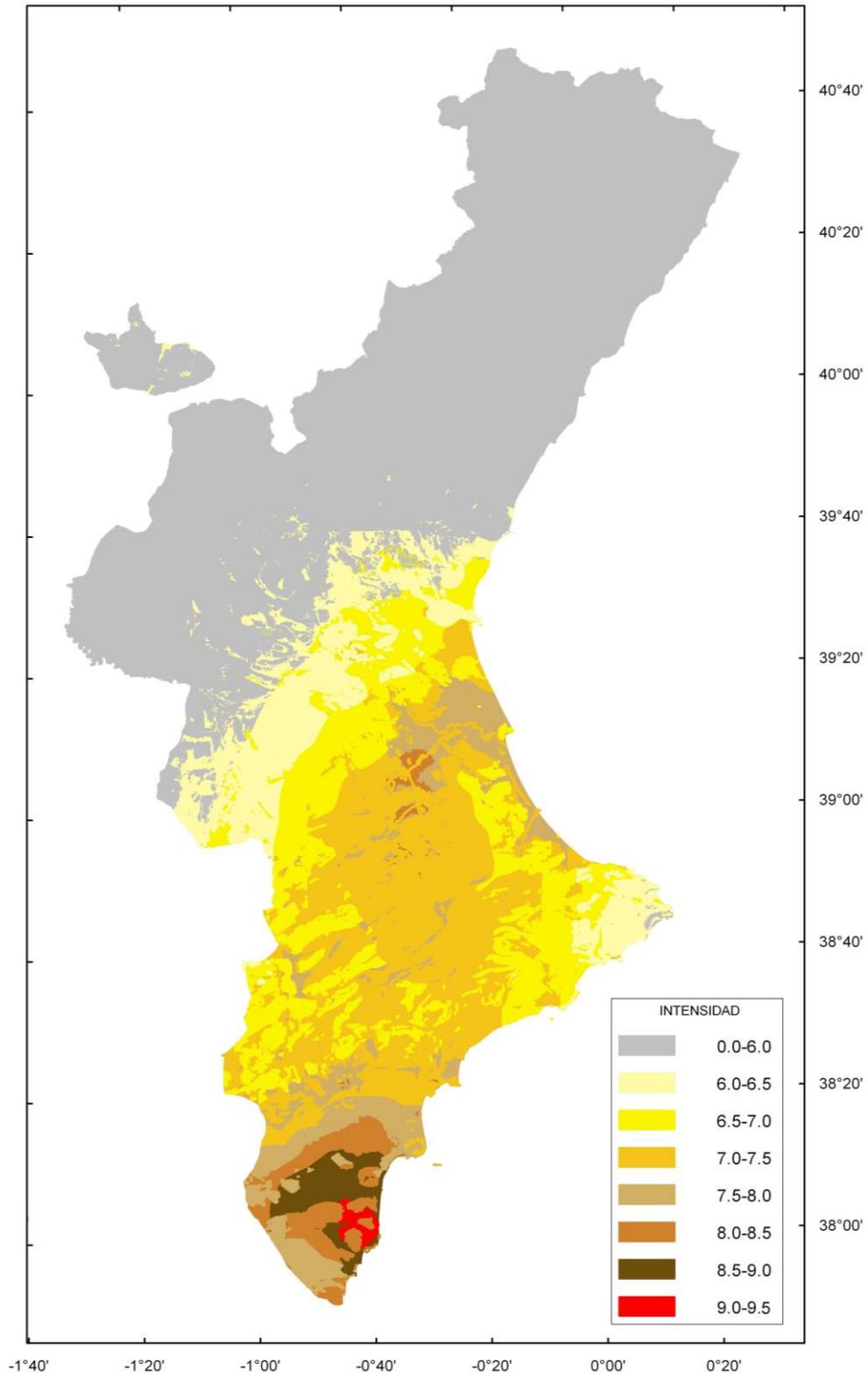


Figura 4.8 Mapa de intensidad sísmica esperada para 500 años, incluyendo el efecto de sitio.

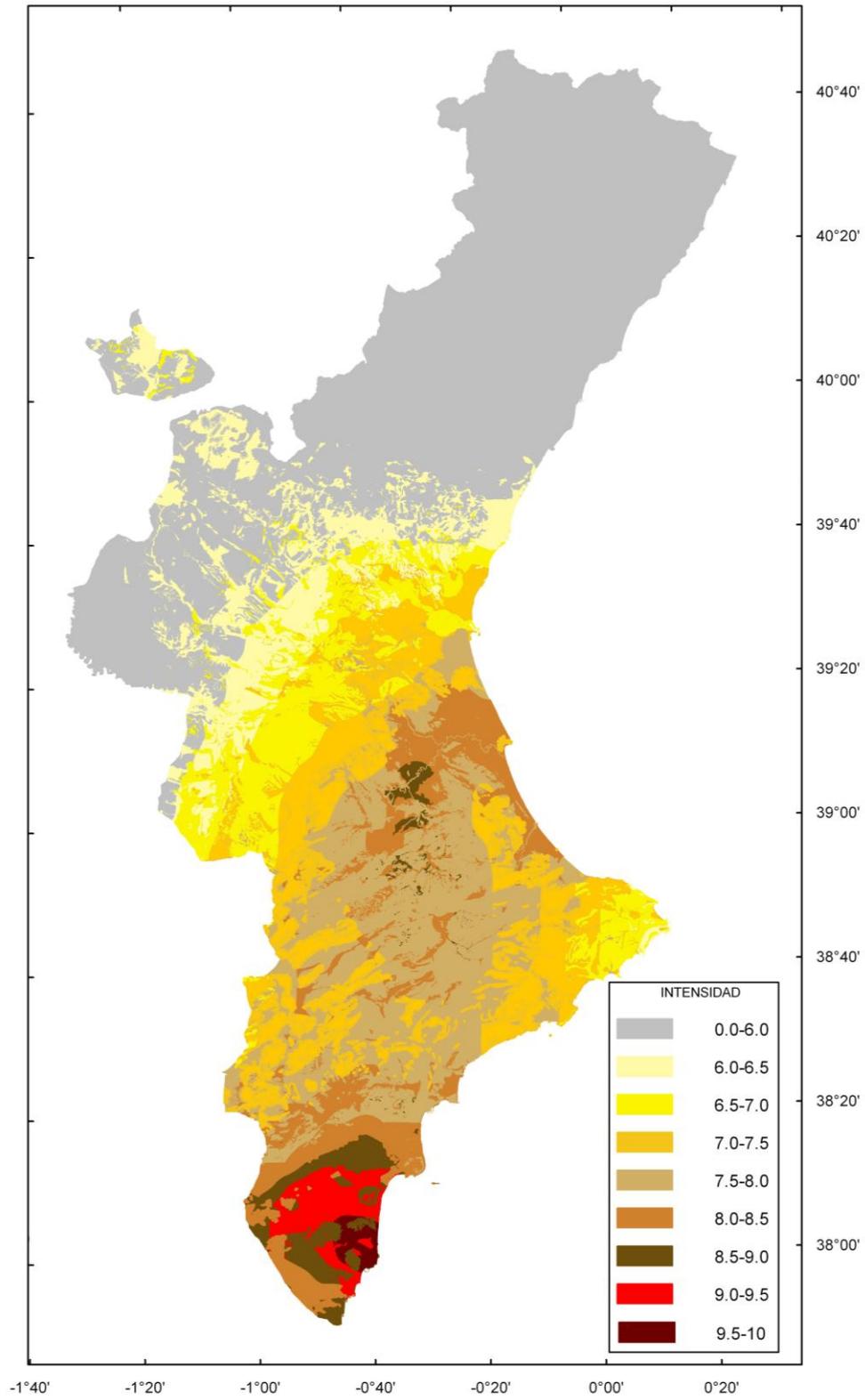


Figura 4.9 Mapa de intensidad sísmica esperada para 1000 años, incluyendo el efecto de sitio.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

ALFARO, P. (1995): *Neotectónica en la Cuenca del Bajo Segura*. Tesis doctoral, Universidad de Alicante.

ALFARO, P. et al. (1994): Deformational structures in the recent Quaternary from the Low Segura Basin, Alicante (Spain). Discussion about its possible seismic origin and the employed methodology. *Proc. European Research Conference on Natural and Anthropogenically Induced Hazard*. Granada.

ALFARO, P., ANDREU, J.M., DELGADO, J., ESTÉVEZ, A. SORIA, J.M. Y TEIXIDÓ, T. (2002a). *Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera) revealed by high-resolution reflection profiling*. *Geological Magazine*, 139, 3, 331-341.

ALFARO, P., DELGADO, J., ESTÉVEZ, A. SORIA, J.M. Y YÉBENES, A. (2002b). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186, 337-349.

ANDERSON, J.G., TRIFUNAC, M.D. (1978) Uniform risk functionals for characterization of strong earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*.

BISBAL CERVELLO, 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.

BORCHERDT, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 29-61.

BORCHERDT, R.D. y G. GLASSMOYER (1992). On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 603-641.

BORCHERDT, R.D. y G. GLASSMOYER (1994). Influences of local geology on strong and weak ground motions recorded in the San Francisco Bay region and their implications for site-specific building-code provisions. En: R.D. Borchardt (ed.), *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 - Strong Ground Motion*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1551-A, 77-108.

BORCHERDT, R.D. y J.F. GIBBS (1976). Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 467-500.



BORCHERDT, R.D., W.B. JOYNER, R.E. WARRICK y J.F. GIBBS (1975). Response of local geologic units to ground shaking. En: R.D. Borchardt (ed.), *Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay region*. U.S. Geological Survey Professional Paper 941-A, A52-A67.

BUNGUM, H. y HUSEBYE, E.S. (1974): Analysis of the operational capabilities for detection and location of seismic events at Norsar. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64, 637-656.

CABANILLES, ANTONIO JOSE (1795-1797): *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reino de Valencia*

CONSEJO DE SEGURIDAD NUCLEAR (C.S.N.) 2008. *Proyecto Expel, Sistema experto de análisis probabilista de la peligrosidad sísmica*.

CORNELL, C.A. (1968): Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.

DE VICENTE, G., CLOETINGH, S., MUÑOZ, A., OLAIZ, A., STICH, D., VEGAS, R., GALINDO-ZALDÍVAR, J. Y FERNÁNDEZ, J. (2008). Inversion of Moment Tensor Focal Mechanisms for active Stresses around the Microcontinent Iberia: Tectonic Implications. *Tectonics*, 27, TC1009, doi:10.1029/2006TC002093.

DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. Y STEIN, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191-2194.

EPALZA, M. (1992): *Traducción de crónicas del evento de 1048 de Orihuela*. Com. Personal.

FONTSERE, E. e IGLESIES J. (1971): *Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1.100 i 1906*. Fundació Salvador Vives Casajuana, Barcelona, 546 pag.

GALBIS RODRIGUEZ, J. (1932): *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E. y 20° W de Greenwich y los paralelos 45° y 20° N.*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid. Tomo I, 807 pag.

GALBIS RODRIGUEZ, J. (1940): *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E. y 20° W de Greenwich y los paralelos 45° y 20° N.*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid. Tomo II, 279 pag.

GINER, J.J., 1996. Sismicidad y peligrosidad sísmica en la comunidad autónoma de Valencia. Análisis de incertidumbres. *Tesis doctoral. Universidad de Granada*.

GINER, J.J., LOPEZ CASADO, C., PELAEZ, J.A., PEINADO, M.A., DELGADO, J. y CHACON, J. (1992). Seismic microzonation of Torreveja (Southeast Spain). *Proc. of the*



Tenth World Conference on Earthquake Engineering. Madrid. Ed. Balkema. Rotterdam. 6259-6264.

GRINGORTEN, I.I. (1963): A plotting rule for extreme probability paper. *J. Geophys. Res.*, 68, 813-814.

GUMBEL, E.J. (1958): *Statistics of extremes*. Columbia Univ. Press, Nueva York, 379 pag.

GUTENBERG, B. y RICHTER, C.F (1944): Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34, 185-188.

HANKS, T. C. Y H. KANAMORI (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* 84, pp. 23480-23500.

HERRÁIZ, M., DE VICENTE, G., LINDO-NAUPARI, R., GINER, J., SIMÓN, J.L., GONZÁLEZ-CASADO, J.M., VADILLO, O., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., CICUÉNDEZ, J.I., CASAS, A., CABAÑAS, L., RINCÓN, P., CORTÉS, A.L., RAMÍREZ, M. Y LUCINI, M. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics* 19, 762-786.

LAJOIE, K.R. y E.J. HELLEY (1975). Differentiation of sedimentary deposits for purposes of seismic zonation. En: R.D. Borcherdt (ed.), *Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay region*. U.S. Geological Survey Professional Paper 941-A, A39-A51.

LARRAMENDI, J.A. (1829): *Memoria y relación circunstanciada de los estragos que la terrible catástrofe de los terremotos de 21 de marzo y siguientes...* Imprenta Real, Madrid, 24 págs.

LOPEZ CASADO, C., ESTEVEZ, A., PINA, J.A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1987). Alineamientos sismotectónicos en el sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas. *Rev. Mediterránea*. 6, 5-38.

LOPEZ CASADO, C., GINER CATURLA, J.J. y PELAEZ MONTILLA, J.A. (1991): A program for the analysis of seismic risk. *Proc. of the XXII ESC General Assembly*. Barcelona.

LOPEZ CASADO, C., GINER CATURLA, J.J. y PELAEZ MONTILLA, J.A. (1991): Seismic risk at Alicante province. *Proc. of the XXII ESC General Assembly*. Barcelona.

LÓPEZ MARINAS J.M. (1978): Terremotos históricos acaecidos en las provincias de Murcia y Alicante. *Cimbra Núm. 156, Rev. I.T.O.P.*, 1-13.

LÓPEZ MARINAS, J.M. (1976): *El sismo del 21 de Marzo de 1829*. Manuscrito.



LÓPEZ MARINAS, J.M. (1976): *Terremoto del 8 de Octubre de 1822, en Orihuela*. Manuscrito.

LÓPEZ MARINAS, J.M. (1977): *Terremotos de 11 y 12 de Enero de 1864 en Torrevieja*. Manuscrito.

LÓPEZ, C. (2008). Nuevas fórmulas de magnitud para la Península Ibérica y su entorno. Trabajo de investigación del Máster en Geofísica y Meteorología. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Universidad Complutense de Madrid. Madrid.

M.O.P.T. (1992): *Análisis Sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias*. Publicación Técnica, nº 26.

MARTIN MARTIN, A.J. (1984): *Riesgo sísmico en la Península Ibérica*. Instituto Geográfico Nacional. Tesis doctoral. Madrid. 236 pp.

MARTINEZ GUEVARA, J.B. (1985): Sismicidad histórica de la región de Murcia. *IX Coloquio de Geógrafos Españoles*. Murcia.

McGUIRE, R. (1976): EQRISK: Evaluation of Earthquake Risk to site. Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis. *U.S.G.S. Open file. Report 76-67*, 92 pp.

MEDVEDEV, S.V. (1965). *Engineering seismology*. Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem. 260 pág.

MERZ, H.A. y CORNELL, C. A. (1973a): Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1999-2006.

MERZ, H.A. y CORNELL, C. A. (1973b): *Aftershocks in Engineering Seismic Risk Analysis*. Report. R73-25, M.I.T. Cambridge.

MEZCUA, J. (1982): *Catálogo general de isosistas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico Nacional. Publicación 202. Madrid.

MEZCUA, J. y MARTINEZ SOLARES, J.M. (1983, 1993): *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.

MONTENAT, C. (1973): Sur l'importance des mouvements orogéniques récents dans le Sud-Est de l'Espagne (provinces d'Alicante et de Murcia). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.270, D, 3194-3197

MUNUERA J.M. (1963): Datos básicos para un estudio de sismicidad en el área de la Península Ibérica. *Memorias del Instituto Geográfico Nacional*, 32, 1-47.

MUÑOZ, D. (1974): *Curvas Medias de Variación de la Intensidad Sísmica con la Distancia Epicentral*. Tesis Licenciatura. Univ. Complutense, Madrid.



MUÑOZ, D. (1982): *Curvas de Atenuación de la Intensidad Sísmica en Cataluña. La Sismicidad comprendida entre 40° N - 44° N y 3° W - 5° E. NE de la Península Ibérica*, Cátedra Geofísica, Univ. Complutense.

MUÑOZ, D. (1982): *Curvas de Atenuación de la Intensidad Sísmica en Cataluña. La Sismicidad comprendida entre 40° N - 44° N y 3° W - 5° E. NE de la Península Ibérica*, Cátedra Geofísica, Univ. Complutense.

OTT D'ESTEVOU, P., MONTENAT, C., LADURE, F. Y PIERSON D'AUTREY, L. (1988). Évolution tectono-sédimentaire du domaine prébélique oriental (Espagne) au Miocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, série II, 789-796.

PEINADO, M.A., LÓPEZ CASADO, C., DELGADO, J., PELAEZ, J.A. y GINER, J.J. (1991): Sismicidad en la Comunidad Autónoma Valenciana y Áreas Adyacentes. *Proc. I Congreso Iberoamericano sobre Técnicas Aplicadas a la Gestión de Emergencias para la Reducción de los Desastres Naturales. Universidad Politécnica de Valencia*.

PEREA, H., MASANA, E. Y SANTANACH, P. (2006). A Pragmatic Approach to Seismic Parameters in a region with Low Seismicity: The Case of Eastern Iberia. *Natural Hazards*, 39: 451–477.

REY PASTOR, A. (1944): La comarca sísmica del Bajo Segura. *Revista de Geofísica*, 9, 22-59.

REY PASTOR, A. (1946): *Sismicidad de la comarca costera alicantina*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid. 24 pag.

REY PASTOR, A. (1951): *Estudio sismotectónico de la región Sureste de España*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid. 52 pag.

RICHTER, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 25, Nº1, pp. 1-32.

ROCA, A., LOPEZ ARROYO, A. y SURINACH, E. (1984): Application of the Gumbel III Law to seismic data from Southern Spain. *Engineering Geology*, 20, 63-71.

ROCA, E. Y GUIMERÀ, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean), *Tectonophysics* 203, 203–218.

RODRIGUEZ DE LA TORRE, F. (1980). *Catálogo sísmico de la actual provincia de Alicante (hasta finales del siglo XVIII)*. Instituto de Estudios Alicantinos, Núm. 30. Excma. Diputación Prov. de Alicante.



RODRIGUEZ DE LA TORRE, F. (1984). *Los terremotos Alicantinos de 1829*.

Instituto de Estudios Alicantinos, Excma. Diputación Prov. de Alicante.

SÁNCHEZ NAVARRO-NEUMANN, M. (1917): Datos referentes a la sismicidad de la porción oriental de la Península Ibérica. *Memorias R.A. de Ciencias y Artes de Barcelona*, XIII, 179-188.

SOPEÑA, A. Y DE VICENTE, G. (2004). Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. En: *Geología de España* (Ed. Vera), IGME y SGE.

SURIÑACH, E. y ROCA, A. (1982): *Catálogo de terremotos de Cataluña, Pirineos y zonas adyacentes. 1100-1979*. Ed. Cátedra de Geofísica de la Universidad Complutense, Madrid. Publicación nº 190, 9-107.

TINSLEY, J.C. y T.E. FUMAL (1985). Mapping Quaternary sedimentary deposits for areal variations in shaking response. En: J.I. Ziony (ed.), *Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region - An Earth-Science perspective*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1360, 101-126.

VEITH, K.F. Y G.E. CLAWSON (1972). *Magnitude from short period P-wave data*. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 62 Nº 2, pp. 435-452.

VERA, J.A., ANCOCHEA, E., BARNOLAS, A., BEA, F., CALVO, J.P., CIVIS, J., DE VICENTE, G., FERNÁNDEZ-GIANOTTI, J., GARCÍA-CORTÉS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A., PUJALTE, V., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R., SOPEÑA, A. Y TEJERO, R. (2004). Introducción. En: *Geología de España* (Ed. Vera), IGME y SGE.

WOODWARD-CLIDE Consultants, (1986): *Seismic Hazard Metodology for the Central and Eastern United States*. NP, 4726, EPRI.

YÉBENES, A., ALFARO, P., DELGADO, J., ESTÉVEZ, A. Y SORIA, J.M. (2002). Seacliffs resulting from the extensional Late Miocene tectonic activity along the coast of Alicante (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 42, 197-211.