

SISMICIDAD EN LA COMUNIDAD VALENCIANA (C.V.)

José J. Giner, Sergio Molina y Pedro J. Jáuregui

Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente

Facultad de Ciencias – Universidad de Alicante

Tfo: 96 590 3987; Fax: 96 590 3552

e-mail: jj.giner@ua.es; Sergio.Molina@ua.es; Pedro.Jáuregui@ua.es

RESUMEN

Este artículo describe la sismicidad de la Comunidad Valenciana (C.V.) usando para ello los datos sismológicos más recientes. Hemos llamado la atención a que los datos incluidos en el catálogo sísmico (datos históricos y primeros de la época instrumental) tienen diversos problemas de calidad relacionados con la falta de homogeneidad y completitud. La actividad sísmica de la C.V., principalmente al sur de Alicante, no es mayor que la de otras áreas del sur de España pero hay una ocurrencia periódica de terremotos de tamaño moderado a grande. Por lo tanto, el tamaño de estos terremotos y la existencia de efectos de sitio ponen de manifiesto la importancia de estudios detallados de peligrosidad y riesgo sísmico. La profundidad de los terremotos es superficial, principalmente, y las direcciones son N45W y N45E (que se observan claramente al sur de la C.V.). Las áreas más activas son la provincia de Alicante y el sur de Valencia.

ABSTRACT

This paper describes the seismicity of the Comunidad Valenciana (C.V.) taking into consideration the more recent seismological data. We have to point out that the data included in the earthquake catalogue (historical and the early instrumental data) have some quality problems related to low completeness and homogeneity. The seismic activity in the C.V., mainly in the south of Alicante,

is not higher than other areas of the south of Spain but there is a periodic occurrence of earthquakes of moderate to high size. Therefore, the size of these earthquakes and the existence of site effect stress the importance of detailed studies of seismic hazard and risk. The earthquakes are mainly shallow depth earthquakes and the main directions are N45W and N45E (clearly seen at the south of the C.V.). The most active areas are the Alicante province and the south of Valencia.

Palabras clave: sismicidad histórica e instrumental, catálogo sísmico, tamaño de los terremotos, alineamientos y agrupamientos internos.

INTRODUCCIÓN

El progresivo desarrollo socioeconómico producido en numerosas áreas de los países más desarrollados, ha llevado a estos a prestar especial atención a la planificación territorial y urbanística, con idea de mitigar en lo posible los efectos de los riesgos naturales a los que estos se pueden ver sometidos. Entre los diferentes riesgos naturales, los países mediterráneos hacen especial hincapié en la consideración del riesgo sísmico, principalmente como consecuencia de la ubicación de dichos países en el área de contacto entre las placas Africana y Euroasiática. Este contacto de placas produce además de una importante actividad sísmica, terremotos destructores en diversas áreas.

En el caso concreto de la Península Ibérica, la Comunidad Valenciana ocupa uno de los lugares preponderantes dentro de las áreas que han sufrido los daños de los terremotos. Baste para ello recordar los terremotos de Orihuela (1048) con una intensidad epicentral de grado IX en la escala M.S.K. (Medvedev-Sponheuer-Karnik), Tabernes (1396) con una intensidad epicentral de grado IX, Enguera (1748) con intensidad de grado IX y Torrevieja (1829) con intensidad de grado X.

El objetivo de este trabajo será, por tanto, el análisis del comportamiento sísmico de la C.V., tanto desde el punto de vista temporal como espacial, con objeto de proponer un modelo de agrupamientos y direcciones principales de generación de terremotos. Como zona de estudio consideraremos un rectángulo que engloba el territorio de esta Comunidad, de tal manera que todo punto de la misma diste un mínimo de 100 km del lado más próximo. Esta zona se ha elegido para representar tanto la sismicidad de la comunidad como la de influencia en las evaluaciones de peligrosidad sísmica.

Los vértices de este rectángulo están definidos por la coordenadas geográficas siguientes: 2° 30'W - 41° 30'N; 1° 30'E - 41° 30'N; 1° 30'E - 37°

Sismicidad Histórica

La fuente fundamental de información sobre los terremotos de la zona de estudio es la contenida en el catálogo publicado y actualizado por el IGN en 2002 (Mézcuca y Martínez Solares, 1983). Adicionalmente, se han revisado los catálogos anteriores de: Sánchez Navarro-Neumann (1917, 1920) y Galbis (1932, 1940); el de Rey Pastor (1951), sobre terremotos del Sureste Español; el de Munuera (1963); el de Fontserè e Iglesias (1971) sobre terremotos catalanes; y el de Rodríguez de la Torre (1992) sobre los ocurridos en el siglo XIX. La revisión y estudio de todos ellos nos ha permitido actualizar y sintetizar toda la información sismológica correspondiente 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 como son: el de López Marinas (1978) sobre las provincias de Murcia y Alicante; los de Rodríguez de la Torre (1980, 1984, y 1992) 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; el de Bisbal (1984) sobre la Comunidad Valenciana y zonas adyacentes, donde se lleva a cabo una revisión exhaustiva de anteriores catálogos y se recuperan numerosos terremotos no recogidos en el catálogo del IGN; y el de Martínez Guevara (1985) que, a partir de un estudio estrictamente histórico, revisa la documentación sobre terremotos murcianos.

A partir del análisis detallado de estas fuentes documentales, hemos procedido a proponer un catálogo sísmico, que abarca todos los terremotos comprendidos dentro del rectángulo ya definido. Éste será el catálogo que utilizaremos para estudiar la sismicidad en la C.V., y es una síntesis del catálogo IGN-2002 (Mézcuca y Martínez Solares, 1983) y el de Bisbal (1984). En aquellos terremotos que no exista coincidencia entre ambos catálogos tomamos los datos del catálogo de Bisbal, por considerar que es posterior a la revisión realizada por el IGN de los catálogos existentes hasta ese momento.

Aunque no es el objeto de este trabajo realizar un análisis de paleosismicidad de la C.V., queremos reseñar algunos datos de interés, en este sentido, obtenidos en una de sus zonas de mayor actividad sísmica por Alfaro (1995).

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 sea 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 considerablemente 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 que los análisis de peligrosidad sísmica no sólo estén basados en registros históricos.

En función de los documentos existentes podemos afirmar que es sólo en los últimos dos mil cuatrocientos años cuando empezamos a tener constancia histórica de que la zona de la C.V. ha sufrido terremotos destructivos. El primero de ellos ocurrido en el siglo IV a. de C. y posteriormente en los siglos IV y III a. de C., asignados ambos al sureste de España, pero cuya intensidad no se ha podido asignar por falta de datos.

El primer terremoto con suficiente información para llevar a cabo una evaluación de su intensidad ocurrió en la zona de Orihuela en 1048. Este

terremoto fue localizado en Orihuela por el IGN sin asignarle intensidad, mientras que Martínez Guevara (1985) lo situó en la localidad de Murcia asignándole una intensidad de grado X (MSK). El texto árabe que lo documenta se debe al 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».

La analogía entre las características de la serie sísmica que acompañan a este terremoto y las de la serie sísmica del terremoto de Torrevieja (1829), nos inclina a considerar que ambas series tuvieron similar origen. Por tanto consideramos totalmente veraz la información contenida en la referencia documental árabe sobre su localización. Pero esta información, al tratarse de una única fuente, resulta insuficiente para asignarle intensidad. Ya que en nuestro análisis no consideramos este evento, por falta de completitud del catálogo a dicha fecha, dejamos para estudios posteriores su mejor caracterización que haga posible su inclusión en estudios de peligrosidad.

A continuación merece la pena mencionar el terremoto de Tabernes de 1396, ya que a partir de esta fecha parece existir los datos suficientes para considerar fiables las asignaciones de intensidad de los terremotos. Por tanto, y aunque en el catálogo sísmico las primeras noticias documentales de ocurrencia de seísmos aparecen en el siglo IV a.de C., no suele considerarse este preciso más que a partir de 1396.

El Terremoto de Tabernes de 1396 fue catalogado con intensidad IX por el IGN y se trata de un terremoto bien documentado a efectos de localización y daños en el área epicentral. Constituye el primer terremoto destructivo que incluimos en nuestro análisis. Fue el terremoto principal de una serie sísmica acaecida entre 1395-1396.

Los terremotos de Orihuela 1482 y 1484, son dos aportaciones del catálogo de Bisbal (1984). El primero de ellos figura en Mézcua y Martínez Solares (1983) sin asignarsele intensidad, mientras que el segundo solo aparece en el catálogo de Fontseré e Iglesia (1971), sin mucha convicción y sin asignarle

intensidad. Por ello debía ser revisada la documentación aportada por Bisbal e integrarse, en caso de ser adecuado, en el próximo catálogo del IGN, ya que esto permitiría seguir manteniendo una mayor homogeneidad y completitud en este catálogo. Respecto a las características de esta serie sería el mismo análisis que el expuesto para el terremoto de Orihuela de 1048.

Los terremotos de Alcoy de 1620 y 1644 fueron 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 que culminó con el terremoto del 2/12/1620 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, entre otros) 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 documentalmente 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 nuestro catálogo hemos suscrito la aportación de Bisbal (1984), incluida en su memoria doctoral y por consiguiente juzgada por expertos, y que, al ser posterior, tuvo en cuenta y analizó todas las propuestas anteriores, aportando nuevas fuentes. En cualquier caso manifestamos la importancia de esta serie sísmica y la necesidad de un estudio de investigación más detallado sobre ella.

El terremoto de Enguera de 1748 es conocido también con el nombre de «terremoto de Montesa», ya que algunos autores lo han localizado en esta ciudad. El IGN le asigna una intensidad de grado IX, seguido de una serie de réplicas, alguna de ellas de gran intensidad (grado VIII). La localización y la intensidad de estos terremotos están siendo actualmente revisados gracias a nuevas fuentes documentales encontradas en el archivo de Simancas.

Finalmente, el terremoto más importante de la época histórica y uno de los más importantes ocurridos en la Península Ibérica es el Terremoto de Torreveja de 1829. Se trata de un conjunto de terremotos acaecidos entre 1828 y 1830, cuyo mayor evento ocurrió el 20 de Marzo de 1829, y 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. Ya que, hay que tener en cuenta que la asignación de intensidad se basa fundamentalmente en el informe, de datos objetivos, de

Larramendi (1829), 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.

En la Figura 2 hemos representado la distribución temporal de los terremotos históricos en la Comunidad Valenciana, en la que se han señalado, etiquetándolo con su año en su parte superior, aquellos mencionados anteriormente. Para hacernos una idea de cómo se distribuyen estos terremotos en la comunidad y durante esta época, presentamos en la Figura 3, un mapa con aquellos eventos de intensidad epicentral mayor o igual que IV (MSK). En ella observamos como las áreas de mayor actividad sísmica han sido el sur y centro de la comunidad, donde se han producido los terremotos de mayor tamaño, aunque ocasionalmente áreas

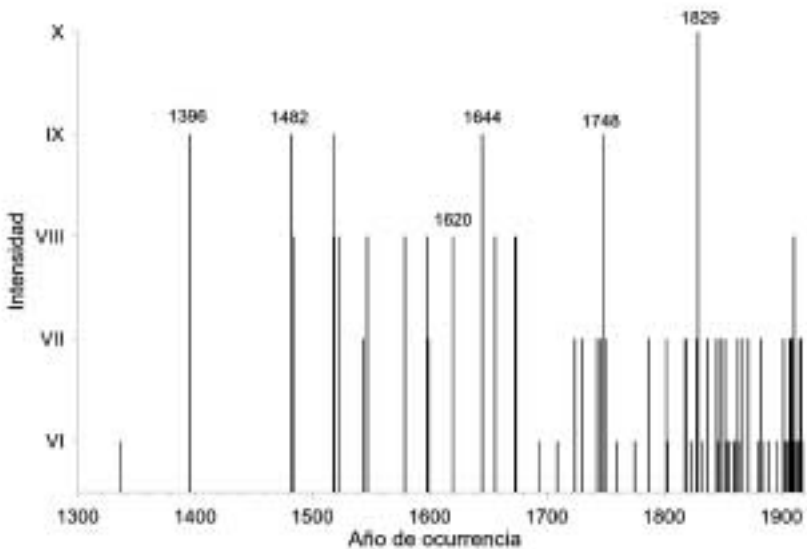


Figura 2. Distribución temporal de los terremotos acaecidos en la zona de estudio con intensidad MSK, mayor o igual que VI. (Se ha indicado el año de aquellos ocurridos dentro de la C.V.).

como Ademuz (1656), alejadas de las zonas más activas, han sufrido terremotos de intensidad igual a VIII.

Por otra parte en la Figura 4 podemos ver la distribución del número de terremotos con intensidad asignada (III-X) tanto para el total de los terremotos del catálogo como excluyendo premonitorios y réplicas. En cualquier caso es evidente la falta de completitud en las intensidades bajas.

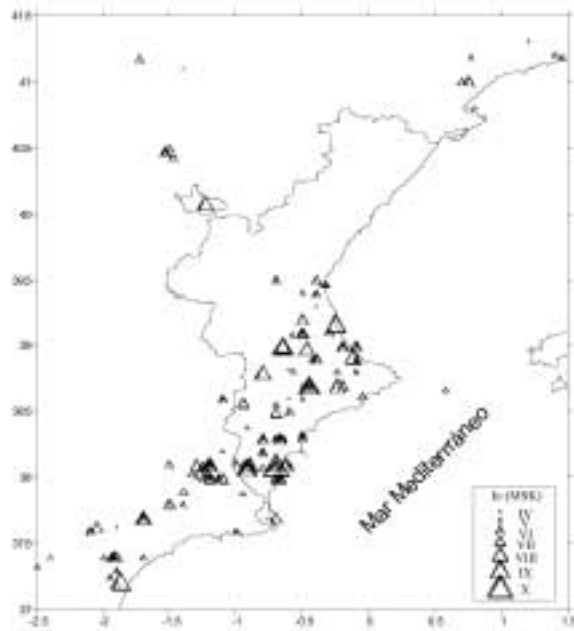


Figura 3. Distribución espacial de la sismicidad histórica (1300-1919) en la zona de estudio y con intensidad MSK, mayor o igual que IV.

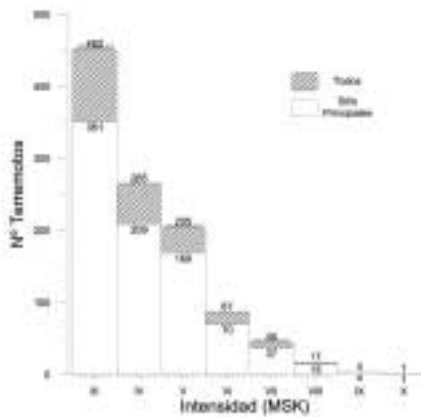


Figura 4. Histograma con la distribución del número de terremotos para cada grado de intensidad epicentral durante la época histórica (1300 – 1919), para todos los terremotos y considerando únicamente los principales (excluyendo premonitorios y réplicas).

Sismicidad 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.

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 ($mb = 4.5$)–. 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 los observatorios del IGN; un segundo período comprende los años 1940 a 1960, que corresponde a un desarrollo gradual de la anterior red sísmica y el tercer período, que abarca desde 1960 hasta prácticamente la primera mitad de la década de los 80, cuando la instrumentación nacional se estandariza de acuerdo con la red estándar mundial (World Wide Standardized Station Network, WWSSN). En realidad no se aumenta la densidad de la red, pero sí se reduce bastante el umbral de detección ($mb(Lg) = 3.5$) 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. Con la llegada de la instrumentación digital, en los años 80, se marca el inicio de lo que hoy se denomina la Red Sísmica Nacional.

Consideraremos a efectos prácticos que la época instrumental comienza a partir del año 1919, año a partir del cual la mayoría de los terremotos de magnitud $mb(Lg) > 4.0$, que ocurren dentro de la C.V., son registrados instrumentalmente, y en el cual sucede la serie de Jacarilla de 1919, registrada instrumentalmente y cuyo terremoto principal alcanzó la magnitud 5.2. Así presentamos en la Figura 5, un mapa con la distribución espacial de la sismicidad durante esta época. En ella también es posible comprobar como la mayor actividad sísmica se distribuye en las zonas centro y sur de la comunidad. De todos ellos podemos destacar como más importantes, y acaecidos dentro de los

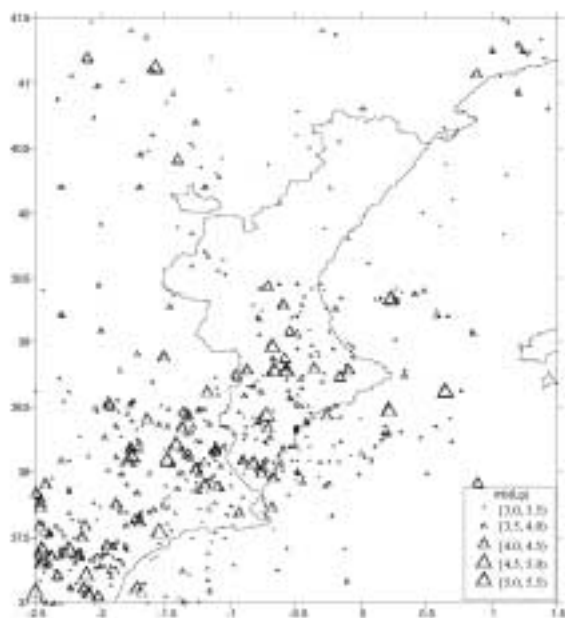


Figura 5. Distribución espacial de la sismicidad instrumental (1919 – 2002) en la zona de estudio para terremotos con magnitud $m_b(L_g)$ mayor o igual que 3.0.

límites de la Comunidad Valenciana, los siguientes: el terremoto de Mogente de 1937 (4.7); el terremoto de Enguera de 1938 (4.5); el terremoto de Onteniente de 1948 (4.8); el terremoto de Elda de 1958 (4.7), el terremoto localizado en el golfo de Valencia en 1968 (4.5) y el localizado al SW de Pego en 2001 (4.3).

Finalmente en la Figura 6 observamos la distribución del número de terremotos con magnitud asignada durante este periodo instrumental (1.1-5.3) tanto para el total de los terremotos del catálogo como excluyendo premonitorios y réplicas. Conviene destacar que una de las características de la sismicidad de esta zona es que el mayor número de terremotos se distribuye entre las magnitudes 2.0 y 3.0, estando el máximo de los terremotos de magnitud 2.0 comprendidos en el periodo 2002 – 1998 (136 eventos), probablemente debido a redondeo en la asignación de la magnitud del evento.

SISMICIDAD ESPACIAL EN LA C.V.

En la época histórica se constata una evidente falta de homogeneidad en la evaluación de la localización de los terremotos. Las fuentes de información van

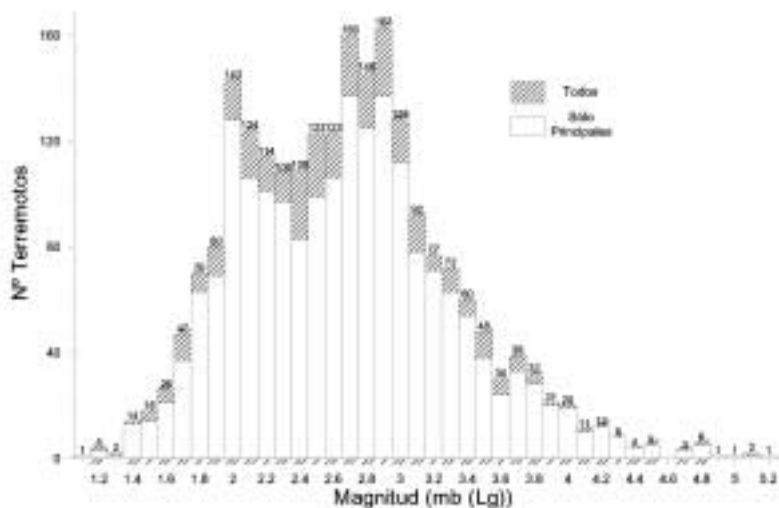


Figura 6. Histograma con la distribución de magnitudes en intervalos de 0.1 para la sismicidad instrumental (1919-2002) en la zona de estudio para todos los terremotos y considerando únicamente los terremotos principales.

cambiando paulatinamente desde el inicio de esta época al final. Así, de localizaciones realizadas a partir de manuscritos, libros, cartas, y periódicos, se pasa finalmente a otras obtenidas por medio de los mapas de isosistas. Como factor adicional en esta falta de homogeneidad, influyen también, tanto la riqueza de los documentos históricos que se posea, 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 con epicentro en el mar, 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) (Martínez Solares, 2001).

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 depende de la densidad instrumental en las redes nacionales y locales, así como la consiguiente aplicación de nuevos algoritmos de localización, cada vez más potentes. Prácticamente, podemos empezar a considerarse 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 calculo Hypo 71), de modelo de corteza fijo y de instrumentación homogénea como consecuencia de la instalación de la red mundial WWSSN (World Wide Standardized 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.

Hipótesis de agrupamientos y alineaciones sísmicas en la C.V.

A la hora de llevar a cabo un análisis detallado sobre los posibles agrupamientos y alineaciones sísmicas en la C.V hemos partido de una amplia cantidad de información. En primer lugar, los datos relacionados con las fallas se han extraído de Sanz de Galdeano (1983) and Estévez *et al.* (1986) y aquellos relacionados con mecanismos focales de los trabajos de Buforn *et al.*, (1988); Udias y Buforn (1993); Buforn *et al.*, (1995) y Alfaro (1995).

En segundo lugar, en la Figura 7 hemos representado aquellos terremotos con magnitud $mb (Lg) \geq 3.0$ y un error epicentral menor de 5 km. En ella hemos delimitado aquellos agrupamientos sísmicos más significativos en la C.V. Además, si superponemos, en la misma figura, la sismicidad de carácter histórico con intensidad mayor o igual a VI (MSK), comprobamos que la mayoría de estos terremotos caen dentro de los agrupamientos definidos.

Por tanto, de acuerdo con la anterior información y empezando por el Sur, las agrupaciones que podemos distinguir son las siguientes:

1.- Vera-Almanzora: Donde se registran terremotos de apreciable magnitud: la serie sísmica de Lúcar en Marzo de 1932, compuesta por un terremoto principal de magnitud 4.8 y réplicas de hasta magnitud 4.0; el de Lubrín en 1962 y el de Portaloa de 1972 (ambos con mb de 4.8). En este agrupamiento

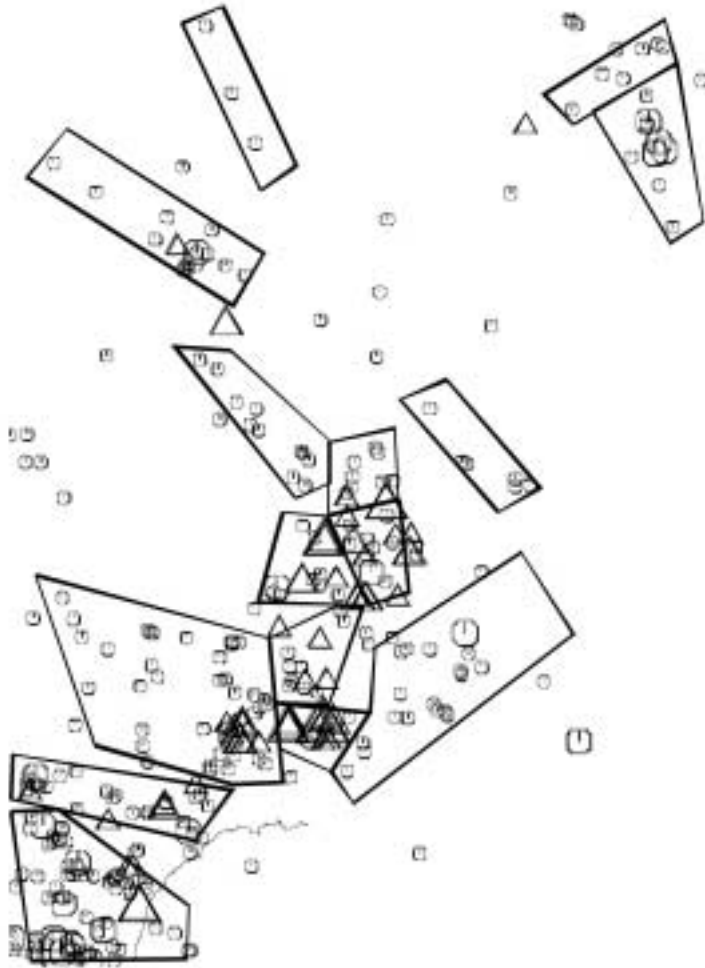


Figura 7. Hipótesis de agrupamientos sísmicos en la zona de estudio.

también se registran terremotos históricos importantes como el de Vera de 1518 con intensidad epicentral de grado IX y una serie sísmica en 1863 que produjo dos terremotos de intensidad VII. La dirección preferente de los terremotos parece ser NW-SE.

2.- Lorca: No registra ningún terremoto de magnitud mayor o igual a 4.5, siendo los mayores el de Orce de 1956 con magnitud 4.4, la serie sísmica de

Lorca en 1977, cuyo terremoto principal alcanzó la magnitud 4.2, y el terremoto de Lorca de 1978, con magnitud 4.3. Históricamente se ha registrado un terremoto de intensidad VIII y una réplica de grado VII, y otra serie en 1863 con dos terremotos de grado VII. Estos sucesos, junto al resto de terremotos parecen indicar una dirección preferente E-W, prácticamente.

3.- Murcia: El primer terremoto instrumental con magnitud mayor o igual que 4.5 es el de Cieza de 1936. Posteriormente sucedió la serie sísmica de Cehegin en 1948, en un solo día, cuyo terremoto principal fue de magnitud 5.0. En 1999 volvió a repetirse una serie sísmica (serie de Mula) cuyo terremoto principal alcanzó la magnitud 4.8. Históricamente padeció una serie sísmica en 1883, ocurriendo en ella dos terremotos de grado VIII y otra en 1911, que se prolongó durante los meses de Abril y Mayo, registrándose dos terremotos de grado VII. La sismicidad parece presentar dos direcciones preferentes, la NW-SE y la NE-SW.

4.- Torreveja: Se trata de una agrupación pequeña en dimensiones pero que ya demostró una gran actividad sísmica en el periodo histórico. Instrumentalmente se han registrado los dos terremotos de mayor magnitud de toda la región (5.2 y 5.1), en un mismo día localizados en Jacarilla, dentro de la serie sísmica de Torreveja, que comenzó el 15 de Septiembre de 1828 y que se prolongó hasta el 7 de Junio de 1829, teniendo su momento álgido en los meses de Marzo y Abril. El 21 de Marzo se produjo un terremoto de grado X, del que ya hablamos anteriormente, registrándose posteriormente centenares de réplicas. La sismicidad existente parece orientarse preferentemente en la dirección NW-SE, adentrándose en el mar.

5.- Elda-Elche-Alicante: En este agrupamiento destacan tres terremotos: uno de magnitud 4.7, en Elda en 1958, y dos marítimos de magnitudes 4.5 y 4.9, en los años 1975 y 1981. Históricamente sólo se han registrado cuatro terremotos de intensidad VII. La dirección preferente parece ser la NW-SE, continuación de las observadas en el agrupamiento de Murcia y en el de Torreveja.

6.- Alcoy-Enguera: Esta agrupación recoge gran parte de la sismicidad de Alcoy y Jativa-Enguera. Instrumentalmente, se ha registrado la última serie sísmica acaecida en la C.V., en julio de 1945, con un terremoto principal de magnitud 4.8 y que se catalogó como grado VII de intensidad. Históricamente se tiene constancia de la ocurrencia de un terremoto de grado IX en Alcoy, cuya intensidad fue reevaluada a grado VIII por Bisbal en 1984. Además ocurrieron otros dos terremotos de grado VIII. La zona de Jativa-Enguera padeció 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. Los terremotos

históricos en este agrupamiento tienden a situarse erróneamente cerca de las poblaciones. La dirección preferente es prácticamente N-S, ligeramente hacia el Oeste.

7.- Tabernes-Játiva: Instrumentalmente no se ha registrado ningún terremoto de tamaño considerable, sin embargo históricamente en este agrupamiento se dio un terremoto destructor en la ciudad de Tabernes, en 1396, que alcanzó una intensidad de grado IX. También se han registrado las series sísmicas de Diciembre de 1598 a Enero de 1599, en la que alcanzó el grado VIII de intensidad y la de Mayo a Junio del año 1883, cuyos dos mayores terremotos alcanzaron el grado VII. La dirección preferente parece ser paralela a la del agrupamiento anterior.

8.- Valencia: Instrumentalmente la sismicidad es de pequeño tamaño, siendo el evento más significativo el localizado al Este de Sueca, en 1995, con una magnitud de 3.5. Históricamente el único terremoto registrado es el de Carlet en 1872, con una intensidad de grado VII. Aunque no existen demasiados datos parece observarse una dirección preferente de tipo N-S.

9.- Golfo de Valencia: La sismicidad existente es de menor tamaño y en menor cantidad. Se trata de una agrupación cuya sismicidad es únicamente de tipo instrumental, ya que en la época histórica era imposible localizar terremotos en esta zona por ser marítima. No existen datos suficiente para asignar una dirección preferente.

10.- Ademuz: Toda la sismicidad registrada instrumentalmente tiene magnitud menor de 3.5, sin embargo históricamente la región padeció un evento de grado VIII de intensidad en 1656, que se halla fuera del agrupamiento, posiblemente debido a una migración errónea en su localización hacia la zona más poblada.

11.- Teruel: La actividad sísmica en la época instrumental es de tamaño pequeño ($mb < 3.5$), con la excepción del terremoto de Used en 1953 con magnitud 4.7. Históricamente sucedió una serie sísmica desde Octubre a Noviembre de 1848, cuyo terremoto principal alcanzó el grado VII. La dirección preferente es la NW-SE.

12.- Zaragoza: Su actividad sísmica es muy baja, siendo además los terremotos de tamaño pequeño ($mb < 3.5$). Su dirección preferente es NW-SE, aunque sensiblemente desviada hacia el Norte.

13.- Tivisa: Con terremotos registrados instrumentalmente de tamaño pequeño a moderado, parece indicar una dirección preferente NE-SW.

14.- Costa de Tarragona: Es un agrupamiento de carácter únicamente instrumental, puesto que todos los terremotos son marítimos. Conviene destacar el ocurrido en 1995 con una magnitud de 4.9. La dirección preferente, parece ser la N-S, con una ligera inclinación hacia el Oeste.

15.- **Mediterráneo (Alicante):** De características sísmicas muy parecidas al anterior, podemos mencionar la ocurrencia de un terremoto de magnitud 4.9 en 1982. La dirección preferente parece ser la NE-SW, paralela a la costa.

A continuación y teniendo en cuenta todos los datos contenidos en el catálogo de terremotos (Figura 8a), se han propuesto diferentes alineamientos sísmicos. Para ello (Giner et al., 2002), hemos considerado la orientación de las fallas activas en la zona (Figura 8b) y tras seleccionar los terremotos incluidos en un área rectangular próxima a estas fallas, se ha llevado a cabo una regresión lineal con pesos (datos de forma proporcional al tamaño del terremoto). Como puede observarse las direcciones principales obtenidas son N45W y N45E, que se encuentran fundamentalmente en la zona sur del área de estudio, y muy relacionadas con la neotectónica y dinámica activa en la Cordillera Bética oriental (Martínez-Díaz et al., 2000).

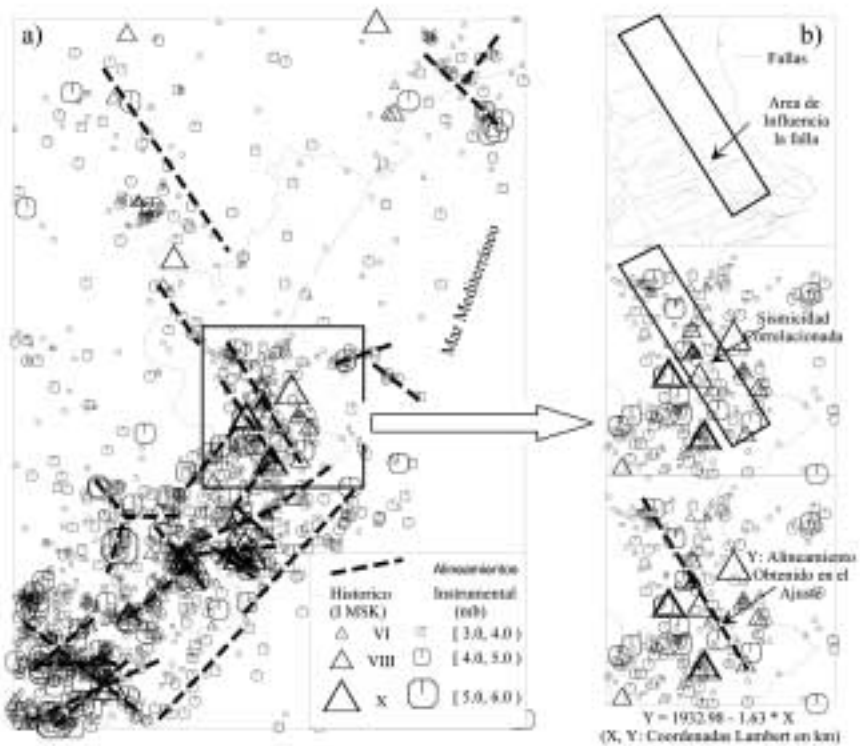


Figura 8. a) Hipótesis de alineamientos sísmica en la zona de estudio. b) Metodología para la obtención de los alineamientos, mediante regresión lineal ponderada.

Distribución de la profundidad focal de los terremotos.

La estimación de la profundidad del foco sísmico comenzó en 1950 con el desarrollo de la instrumentación, aunque los errores relativos en dicha asignación eran todavía superiores al 20%, dándose incluso casos en los que este es mucho mayor. Será a partir de 1985 cuando todos los terremotos registrados posean asignación de profundidad con un error relativo inferior al 10%. Con todo, los datos anteriores, aunque escasos, pueden proporcionar una primera aproximación de la distribución focal de los eventos en la C.V.

En la Figura 9 presentamos un mapa con la distribución espacial de la profundidad de los terremotos. En ella observamos como la gran mayoría de

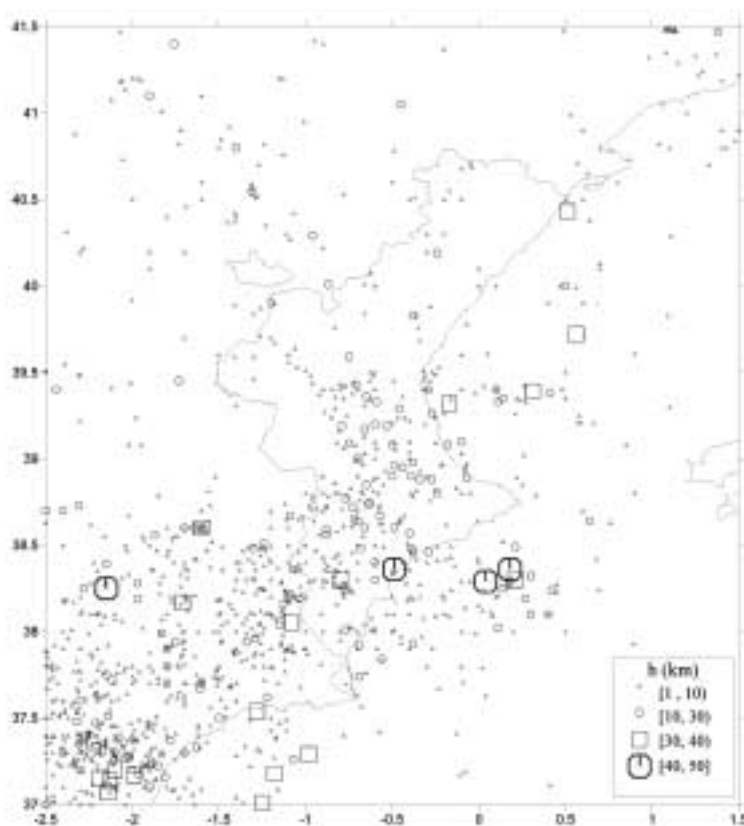


Figura 9. Terremotos con profundidad asignada en la zona de estudio.

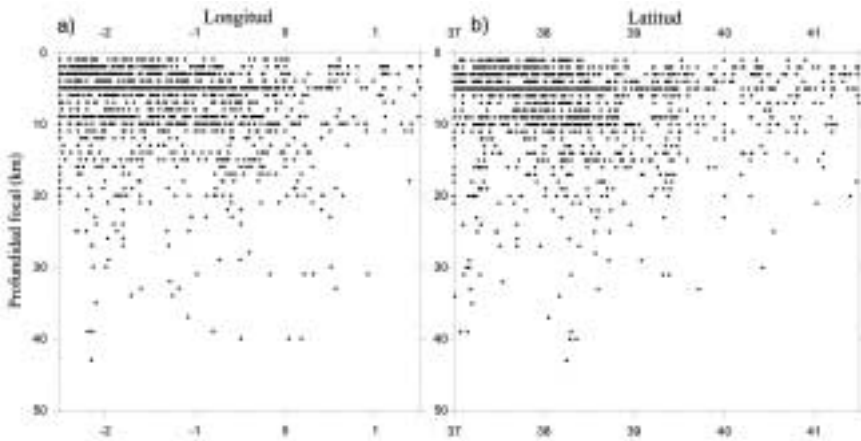


Figura 10. Proyecciones de los hipocentros de los terremotos en las direcciones a) W-E y b) N-S para la zona de estudio.

los terremotos (67 %) poseen una profundidad menor o igual que 10 km, estando el resto comprendidos entre 10 y 30 km (31 %) y mayores o iguales que 30 km (2 %). De los 1248 terremotos con profundidad asignada representados en dicha figura, sólo 47 terremotos superan un error en la vertical mayor o igual a 10 km, de los cuales 22 poseen un error comprendido entre 10 y 20 km (13 de ellos con error menor de 15 km), 15 poseen un error de entre 20 y 30 km, 8 poseen un error de entre 30 y 40 km y solo 2 con errores entre 40 y 50 km. El año de ocurrencia de los terremotos con errores mayores de 15 km es, fundamentalmente, anterior a 1985.

Si clasificamos los terremotos en superficiales (profundidad menor que 30 km), intermedios (profundidad comprendida entre 30 y 200 km) y profundos (profundidad superior a los 200 km), nuestra zona estaría caracterizada por una sismicidad superficial con focos aislados de sismicidad intermedia. Los focos situados entre 30 y 40 km de profundidad (19 terremotos en total) se encuentran mayoritariamente en el mar, mientras que los de profundidad comprendida entre 40 y 50 km (4 terremotos con profundidades de 40 km (3 de ellos) y 43 km (1 de ellos) están distribuidos tanto en mar como interior, aunque su año de ocurrencia (antes de 1980 para los 3 de 40 km de profundidad) y su baja magnitud (1.9 para el otro) nos hacen dudar de la fiabilidad de este parámetro.

En la Figura 10 presentamos la profundidad de los terremotos en cortes verticales E-W (Figura 10a) y N-S (Figura 10b). En resumen, podemos concluir que la sismicidad en nuestra región es de tipo superficial con focos aislados de sismicidad intermedia (> 30 km) que se dan mayoritariamente en el mar.

Por otra parte los estudios gravimétricos y los perfiles sísmicos muestra que la región tiene un ligero gradiente de profundidad cortical que va de Este a Oeste. Los mecanismos focales estudiados y los anteriores datos muestran que la dinámica actual de esta región está marcada por un acercamiento en las direcciones N-S a NNW-SSE. Esto ocurre como consecuencia de la colisión entre las placas Africana y Euroasiática a la cual hay que añadir un movimiento dextrógiro diferencial entre ambas, debido a las diferentes velocidades de expansión de fondos atlánticos a los dos lados de la fractura Azores-Gibraltar (Udías, 1982), resultado del movimiento relativo de la placa Euroasiática hacia el oeste en relación a la placa Africana.

Las unidades sismotectónicas más significativa para el área de estudio: son la Depresión del Ebro, la Cadena Costero Catalana, el Sistema Ibérico y las zonas internas y externas de las béticas orientales.

Los principales sistemas de fracturas son: las direcciones N60 a E-W, que son las más comunes de todas aunque no las más activas; la dirección NW-SE que actualmente muestra la mayor actividad sísmica y finalmente, la dirección NE-SW combinada con la anterior, aunque con menor actividad sísmica.

Toda esta información sismotectónica se recoge en la Figura 11.

Detección de terremotos en la C.V: La Red Sísmica de la provincia de Alicante

La tradición sismológica en Alicante se inicia el 23 de Julio de 1914 cuando la ciudad de Alicante fue elegida para la puesta en funcionamiento de uno de los primeros observatorios sismológicos españoles. La estación sismológica de Alicante fue instalada por D. Juan López Lezcano, que anteriormente había montado y dirigido el Observatorio Sismológico de Toledo, al que sucedieron el ingeniero D. Wenceslao del Castillo y D. Juan García de Lomas. La instrumentación inicial consistía en un sismógrafo Vicentini de tres componentes, con masas de 100 Kilos en las horizontales y 50 en la vertical, junto con otro sismógrafo de dos componentes horizontales del tipo Bosch-Omori con 25 Kg de masa en cada componente. Fue inaugurada el 23 de Julio de 1914. El observatorio se montó al Norte de la ciudad, en el llamado paseo de Campoamor, donde el ruido ambiente, insignificante, no perturbaba el buen funcionamiento de los aparatos. Fue dotado de nueva instrumentación en 1930,

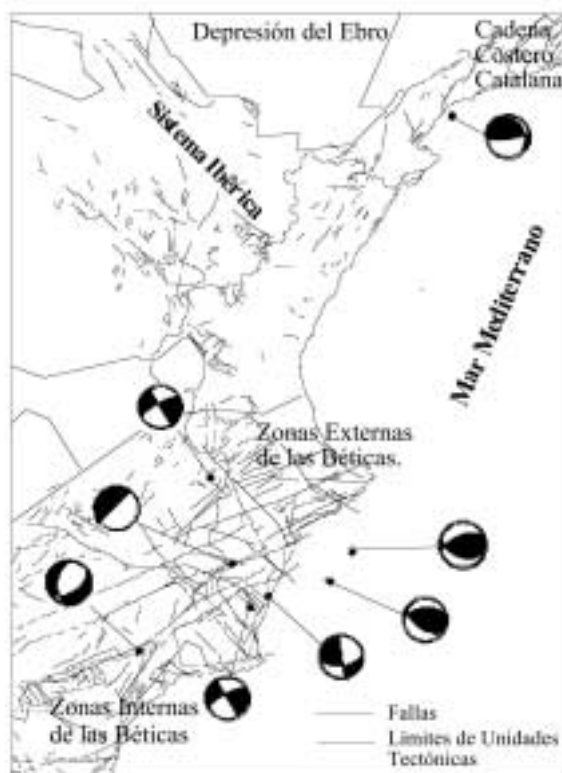


Figura 11. Fallas, unidades tectónicas y mecanismos focales en la zona de estudio.

montándose un gran sismógrafo Mainka de 750 Kg de masa en dos componentes.

En 1990, la Universidad de Alicante retoma la tradición de los estudios de la actividad sísmica en nuestra provincia, y es en 1993, bajo el amparo del Convenio Marco de la Excma. Diputación de Alicante con la Universidad de Alicante, cuando suscribe un convenio específico, en fecha de 27 de Septiembre de 1993 para la realización de mejoras en las Estaciones de campo que albergan la red de Microsismicidad en la provincia de Alicante, y en la Unidad de Registro Sísmico. La función primaria de esta red de microsismicidad sería la detección y discriminación de eventos sísmicos de magnitudes (Richter) superiores a la unidad y tener un

conocimiento real de la respuesta sísmica del suelo en diferentes emplazamientos de riesgo sísmico en nuestra provincia, con la finalidad de crear un banco de datos del movimiento sísmico del suelo. Este convenio se ha ido renovando hasta la actualidad.

La disposición actual de la red (Figura 12) consiste en 4 estaciones analógicas con sensores verticales de periodo corto (Mark L-4C) situadas en emplazamientos de las sierras del Maigmó (MAIG), Crevillente (CREV) y Pujálvarez (PUJA), en la universidad de Alicante (UNIP) y en las cuevas del Canelobre (ACU); 2 estaciones digitales (IDS-3602A) con sensores triaxiales L-4-3D situadas en emplazamientos de la Sierra de Crevillente (CREV3) y La Romana (ROM3); 2 acelerógrafos (IDS-24) con sensores SSA-320 situados en La Romana (ROMA) y en la Universidad de Alicante (UNIA) y una estación de banda ancha (VBB), Quanterra Q4120 con un sensor STS-2 (SPA). (<http://www.ua.es/ursua>).

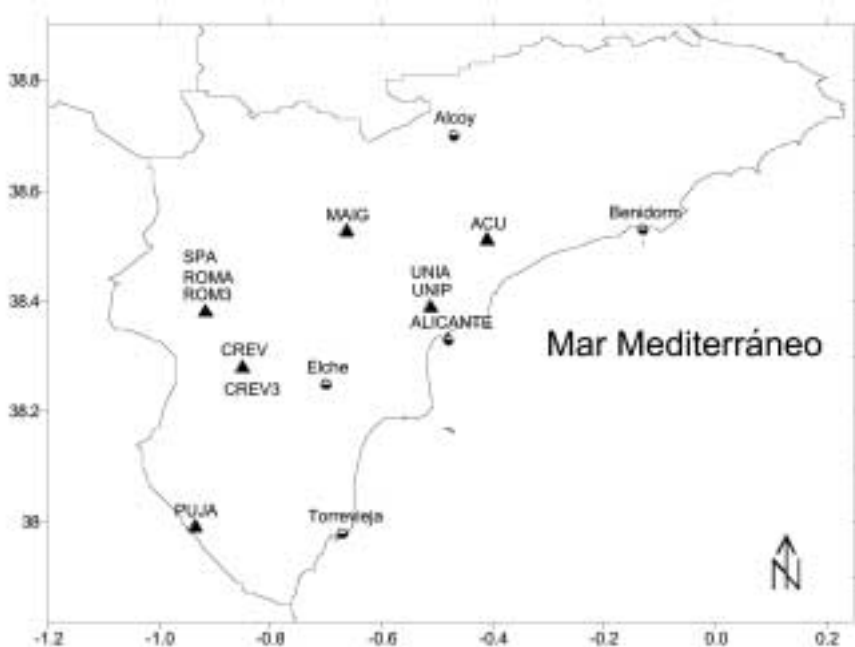


Figura 12. Estado actual de la Red Sísmica de la provincia de Alicante (los triángulos negros indican la posición de las estaciones y sus correspondientes códigos).

CONCLUSIONES

De los resultados discutidos anteriormente se pueden extraer las siguientes conclusiones:

1. Los datos pertenecientes al catálogo sísmico tanto para la época histórica como para el inicio de la época instrumental adolecen de problemas de calidad, en su mayoría relacionados con la falta de completitud y homogeneidad.
2. Aunque la actividad sísmica en la C.V., en particular en el sur de la provincia de Alicante, no es muy elevada en comparación con otras áreas del sur de la península Ibérica, manifiesta la ocurrencia periódica de terremotos de gran tamaño. En cualquier caso, tanto el tamaño de estos terremotos como la posibilidad de existencia de efectos locales pone de manifiesto la importancia de la consideración de esta sismicidad en las evaluaciones de la peligrosidad y el riesgo sísmico.
3. La sismicidad de la C.V. y su área de influencia posee carácter superficial, pudiendo agruparse en áreas o agrupamientos espaciales. Así en la parte sur se reconocen claros alineamientos sísmicos de direcciones N45W y N45E. Las áreas más activas son la provincia de Alicante y el sur de Valencia, pudiendo considerarse tanto el norte de Valencia como Castellón, zonas prácticamente asísmicas. Asimismo se pueden definir alineaciones sísmicas que se correlacionan razonablemente con las fracturas y accidentes principales de la zona, justificándose la actividad sísmica desde un punto de vista sismotectónico.

REFERENCIAS

- ALFARO, P. (1995). Neotectónica en la Cuenca del Bajo Segura. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante.
- 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.
- BUFORN, E., UDÍAS A. Y COLOMBAS, M.A. (1988a). Seismicity, source mechanisms and tectonics of Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152, 89-118.
- BUFORN, E., UDÍAS, A. Y MÉZCUA, J. (1988b). Seismicity and focal mechanism in south Spain. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2008-2024.
- BUFORN, E., SANZ DE GALDEANO, C. Y UDÍAS A. (1995). Seismotectonic of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 245-261.

- ESTÉVEZ, A, PINA J.A. Y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1986). Aportación al conocimiento neotectónico y sismotectónico del sudeste de España (provincia de Alicante). I Jornadas de Estudios de Fenómenos Sísmicos y su incidencia en Ordenación Urbana. M.O.P.U., I.G.N. *Monografía nº 7*, pp. 285-300.
- FONTSERÉ, E. e IGLESIES, J. (1971). Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1.100 i 1906. Fundació Salvador Vives Casajuana, Barcelona, 546 pp.
- GALBIS RODRÍGUEZ, 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 pp.
- GALBIS RODRÍGUEZ, 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 pp.
- GINER CATURLA, J.J. (1996). Sismicidad y Peligrosidad Sísmica en la Comunidad Autónoma Valenciana. Análisis de Incertidumbres. *Tesis Doctoral*, Universidad de Granada, Vol. I, II y III.
- GINER, J.J., MOLINA, S., DELGADO, J. & JÁUREGUI, P. (2002). Mixing methodologies in the seismic hazard assessment via a logic tree procedure: An application for eastern Spain. *Nat. Hazards*, 25, 1, 59-81.
- 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 pp.
- LÓPEZ CASADO, C.; ESTÉVEZ, 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.
- LÓPEZ CASADO, C.; PEINADO, M.A.; DELGADO, J.; PELÁEZ J.A. Y FUENTES, C. (1992). La serie sísmica de Torrevieja 1828-1829. Proc. I Congreso Iberoamericano sobre técnicas aplicadas a la gestión de emergencias para la reducción de los desastres naturales. Universidad Politécnica de Valencia.
- LÓPEZ MARINAS J.M. (1978). Terremotos históricos acaecidos en las provincias de Murcia y Alicante. *Cimbra* Num. 156, Rev. I.T.O.P., 1-13.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L.; ALFARO, P. Y ESTÉVEZ, A. (2000). Neotectónica y tectónica activa en la Cordillera Bética oriental (sectores de Lorca-Totana y Bajo-Segura). En: Itinerarios geológicos por la provincia de Alicante y limítrofes (Ed. Excm. Diputación provincial de Alicante), 75-88.
- MARTÍNEZ GUEVARA, J.B. (1985). Sismicidad histórica de la región de Murcia. *IX Coloquio de Geógrafos Españoles*. Murcia.
- MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (2001). Los efectos en España del terremoto de Lisboa. Monografía nº 19 del Instituto Geográfico Nacional, 756 p.
- MÉZCUA, J. AND J.M. MARTÍNEZ SOLARES (1983). *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*, IGN Editors, Madrid.
- M.O.P.T. (1992). Análisis sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. *Publicación Técnica*, nº 26.
- 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.

- REY PASTOR, A. (1944). La comarca sísmica del Bajo Segura. *Rev. de Geofísica*, **9**, 22-59.
- REY PASTOR, A. (1951). Estudio sismotectónico de la región Sureste de España. *Instituto Geográfico Nacional*, Madrid, 52 pp.
- RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F.(1980). Catálogo sísmico de la actual provincia de Alicante (hasta finales del siglo XVIII). *Instituto de Estudios Alicantino*, nº 30, Excma. Diputación Provincial de Alicante.
- RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F.(1984). Los terremotos Alicantinos de 1829. *Instituto de Estudios Alicantino*, nº 30, Excma. Diputación Provincial de Alicante.
- RODRIGUEZ DE LA TORRE, F. (1992). Iberian Seismic Catalogue, 1851-1900. A revision. In: A. Roca and D. Mayer-Rosa (Editors), *Proc. XXII ESC General Assembly and activity report 1988-1990*, Barcelona, 17-22 September 1990, I, pp. 317-322.
- SÁNCHEZ NAVARRO-NEUMANN, N.N. (S.J.) (1917). Datos referents a la sisnicidad de la porción oriental de la Península Ibérica. *Memorias R.A. de Ciencias y Artes de Barcelona*, XIII, 179-188.
- SANCHEZ NAVARRO-NEUMANN, N.N. (S.J.) (1920). Bosquejo sísmico de la Península Ibérica, Estación Sismológica de la Cartuja, Granada, p.1-68.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.
- 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 de Madrid. Publicación nº 190, 9-107.
- UDÍAS, A. (1982). Seismicity and Seismotectonic stress field in the Alpine Mediterranean region. *Alp. Medit. Geod.*, 8, 75-82.
- UDÍAS, A. Y BUFORN, E. (1993). Focal mechanisms and regional stress patterns in South Spain. *Serie Monografía I.G.N.*, nº 10, 311-319.