

SISMICIDAD Y DEFORMACIONES ACTUALES EN EL NORDESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

SEISMICITY AND RECENT DEFORMATIONS IN THE NORTHEASTERN OF THE IBERIAN PENINSULA

**Carmen Olivera, Jorge Fleta, Teresa Susagna, Sara Figueras,
Xavier Goula y Antoni Roca**

Servei Geològic de Catalunya (SGC)/ Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC),
Barcelona

RESUMEN

En este trabajo se presenta una síntesis del estado actual del conocimiento de la sismicidad y las deformaciones actuales en el NE de la Península Ibérica. Se han recopilado estudios realizados por diversos autores relativos a diferentes materias, tales como información macrosísmica, observaciones instrumentales, estimación del estado de esfuerzos actual, estudio de fallas activas y deformaciones verticales y horizontales actuales por técnicas geodésicas.

ABSTRACT

The purpose of this paper is to present a summary of the state of the art about the seismicity and the present state of deformation in the NE Iberian Peninsula. The main results obtained by various authors carrying works in different related disciplines as earthquake macroseismic and instrumental observations, natural stress state studies, analysis of active faults and geodetical measurement of present vertical and horizontal deformations are summarized.

Palabras clave: Terremotos, estado esfuerzos, fallas activas, técnicas geodésicas, nordeste península Ibérica.

INTRODUCCIÓN

El NE de la Península Ibérica es actualmente una zona de sismicidad moderada. Durante el siglo XX sólo dos terremotos produjeron daños, alcanzando las intensidades de VIII (MSK) y VII (MSK). Sin embargo, en la Edad Media ocurrieron diversos terremotos destructores de hasta IX-X de intensidad que afectaron gran parte del territorio.

El objetivo de este trabajo es realizar una síntesis del estado actual del conocimiento de la sismicidad y las deformaciones actuales en el NE de la Península Ibérica. Para ello se consideran varios conjuntos de datos representativos de la sismicidad y la deformación tectónica: observaciones macrosísmicas, datos instrumentales, información sobre el estado de esfuerzos reciente y actual y estudios sobre las deformaciones tectónicas actuales.

A continuación se presentan de manera resumida los resultados obtenidos en distintos trabajos llevados a cabo sobre la sismicidad y las deformaciones actuales en el NE de la Península Ibérica.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El contexto estructural del NE de la Península Ibérica está representado por cuatro grandes unidades: los Pirineos, el Sistema Mediterráneo, la Cuenca del Ebro y la Zona de Transferencia (fig. 1):

- a) Los Pirineos están formados por la unidad de la Zona Axial y las unidades alóctonas de cobertera. La Zona Axial está compuesta por los macizos graníticos, los gneises y la serie sedimentaria paleozoica. Las unidades alóctonas de cobertera están formadas por las series sedimentarias mesozoica y paleógena. Dentro de éste contexto estructural, durante el período extensivo de edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior se desarrolla la depresión neógena de la Cerdanya.
- b) El Sistema Mediterráneo está formado por las unidades de la Cordillera Costero Catalana y parte del Surco de Valencia. La Cordillera Costero Catalana, está compuesta por bloques elevados con sedimentos paleozoicos y mesozoicos de cobertera, y bloques hundidos o fosas que conforman las depresiones intermedias rellenas por sedimentos neógenos y cuaternarios. Todo este conjunto de unidades se individualizan por un sistema de fallas de dirección NE-SW. El Surco de Valencia, que corresponde a parte de las depresiones intermedias

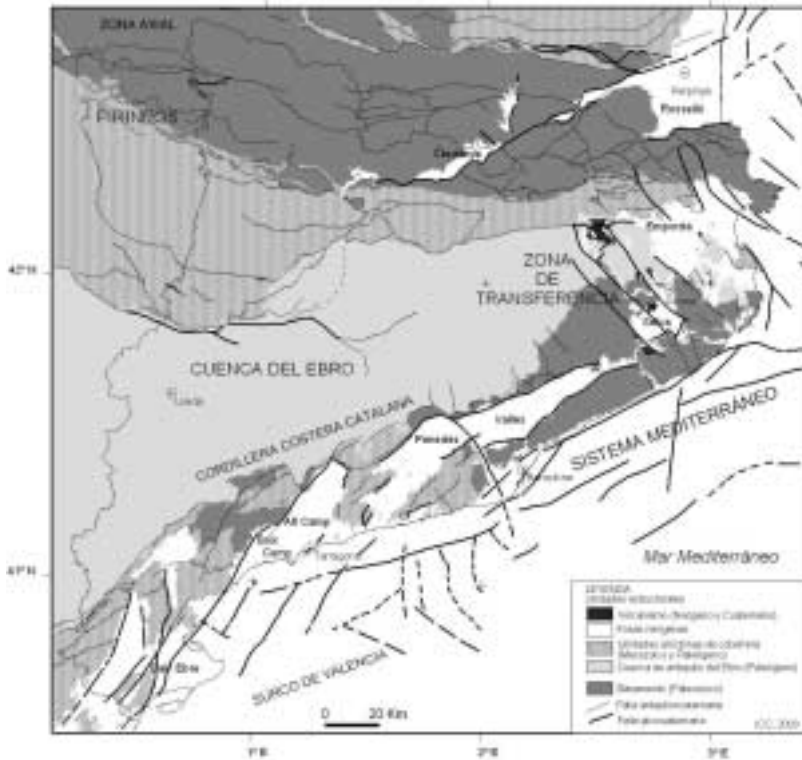


Figura 1. Contexto estructural del NE de la Península Ibérica. Se representan las principales unidades estructurales y las fallas diferenciadas según la edad de su actividad tectónica (antepliocuaternaria, más de 6 millones de años y pliocuaternaria, menos de 6 millones de años).

- sumergidas, se configura como la cuenca sedimentaria marina neógena y cuaternaria Catalanobalea.
- c) La Cuenca del Ebro constituye la cuenca de antepaís de los Pirineos y se caracteriza por un espesor importante de la serie sedimentaria paleógena.
 - d) Entre el edificio de los Pirineos y el Sistema Mediterráneo se localiza la Zona de Transferencia que afecta a la terminación oriental de la Cuenca del Ebro. En esta región se sitúa la zona volcánica de edad neógena-cuaternaria, la cuenca neógena del Empordà y la fosa pliocuaternaria de la Selva.

A escala global, la sismicidad y la deformación se localizan en los límites de las grandes placas litosféricas. Estos límites se encuentran bien definidos en las zonas de subducción y de acreción; por contra en el caso de las zonas de colisión interplaca éstos límites no son tan precisos. En este último caso, las deformaciones sísmicas y asísmicas en el interior de las placas son muy importantes y absorben una gran parte de la convergencia y/o acortamiento. Por todo ello, se observa una distribución geográfica dispersa de la sismicidad que se encuentra estrechamente relacionada con la naturaleza y estructura de la litosfera.

El marco estructural del NE de la Península Ibérica se sitúa dentro del contexto de colisión continental mediterráneo de convergencia de las placas tectónicas de África y Europa. La estructura tectónica que sigue la disposición de los terrenos del Mediterráneo occidental y, en parte, hasta la misma composición de estos terrenos, son el resultado de una compleja evolución que se ha desarrollado durante unos 250 millones de años (MA) desde el inicio de los tiempos mesozoicos. Así, las fases tectónicas registradas en el NE de la Península Ibérica en la escala del tiempo geológico corresponden a la orogenia hercínica (tardihercínica), a la orogenia alpina (pirenaica) y a los procesos extensivos neógenos (de apertura del rift centroeuropeo). Estos últimos procesos tectónicos extensivos se encuentran estrechamente relacionados con la evolución de los márgenes del Golfo de León y el Surco de Valencia debidos a la migración hacia el SE del bloque de Córcega-Cerdeña (figura 2A) (Bois, 1993; Pascal et al., 1993; Mauffret et al., 1995; Olivet, 1996).

En la parte continental, las fallas extensionales afectan a la cobertera pre-rift mesozoica, despegada del basamento paleozoico, y se configuran por un sistema de fallas mayores heredadas de dirección NE-SW (Cevennes, Nîmes, Têt y Vallès-Penedès) formando así un sistema de cuencas en semigraben (Guimerà, 1984; Villeger, 1984; Roca y Guimerà, 1992; Bois, 1993; Pascal et al., 1993; Roca, 1994).

En la parte marina, la estructura del Golfo de León se encuentra segmentada por varias fallas transformantes de dirección NW-SE. Ésta puede ser dividida por un dominio septentrional con grabens estrechos de dirección NE-SW y un dominio meridional formado por cuencas de mayor profundidad (Mauffret et al., 1995). La transición entre las estructuras del Golfo de León y el margen catalán continental corresponde a un sistema de fallas pliocuaternarias de dirección NW-SE denominado Zona de Transferencia.

En el continente, el período extensivo de apertura Oligo-Aquitaniense provocó la aparición de varias cuencas sedimentarias siguiendo las directrices de las fallas principales:

- a) El Rosellón, limitado al Norte por la falla NE-SW del Têt y al Sur por la falla de Le Boulou-Montesquieu (ABF, fig. 2A).
- b) El Empordà, limitado por las fallas de dirección NW-SE de Albanya y de Roses (AF y RF, fig. 2A).
- c) La Selva, limitado por las fallas de la Zona de Transferencia.
- d) El Vallès-Penedès (VPF), Alt y Baix Camp y Baix Ebre de dirección ENE-WSW (fig. 2A).

En la zona Axial de los Pirineos, la influencia de la apertura queda reflejada por la formación de la depresión intramontañosa de la Cerdanya, con una geometría de semigraben y un relleno de cerca de 1000 m de sedimentos neógenos (Pous et al., 1996).

El régimen de esfuerzos asociado a esta apertura, deducido a partir de medidas microtectónicas obtenidas, corresponde a un eje de extensión máxima horizontal de dirección NW-SE en el Languedoc-Rosellón (Arthaud et al., 1981) y de una orientación ligeramente diferente de WNW-ESE en el Empordà y Vallès-Penedès (Roca y Guimerà, 1992; Roca, 1994). La parte central de los Pirineos y NE de la Península Ibérica se mantienen en régimen compresivo durante este mismo período (Simón, 1984; Cortés et al., 1996).

La migración del bloque de Córcega-Cerdeña finaliza en el Burdigaliense (~16 MA). Así desde éste momento, el régimen tectónico de la parte occidental del Mediterráneo Occidental cambió gradualmente de un régimen extensivo a un régimen compresivo. Esta modificación en la deformación no es sincrónica a escala del Golfo de León y NE de la Península Ibérica. Las primeras evidencias de deformación compresiva aparecen (fig. 2B): a) parte septentrional durante el Mioceno Superior (Serravalliense, 14-10 MA) (Villegier, 1984), b) en el Languedoc-Rosellón durante en el inicio del Plioceno (~5 MA) y c) en el NE de la Península Ibérica a finales del Plioceno (~2 MA). El sistema de fallas normales Oligo-Aquitanienses de dirección NE-SW (Nîmes, Têt, etc.) se habrían reactivado con una componente inversa de desgarre, mientras que los segmentos de dirección E-W se comportarían como fallas inversas puras (Philip et al., 1991; Grellet et al., 1993; Fleta et al., 1996).

INFORMACIÓN MACROSÍSMICA

Se ha recopilado la información macrosísmica del NE de España y S de Francia con la intención de obtener un catálogo homogéneo que refleje de manera fiable el estado actual del conocimiento de la sismicidad. Este catálogo es el resultado de un largo proceso: consideración de las compilaciones existentes, representativas de las principales fuentes de información; incorporación de los resultados recientes obtenidos en los estudios de sismos

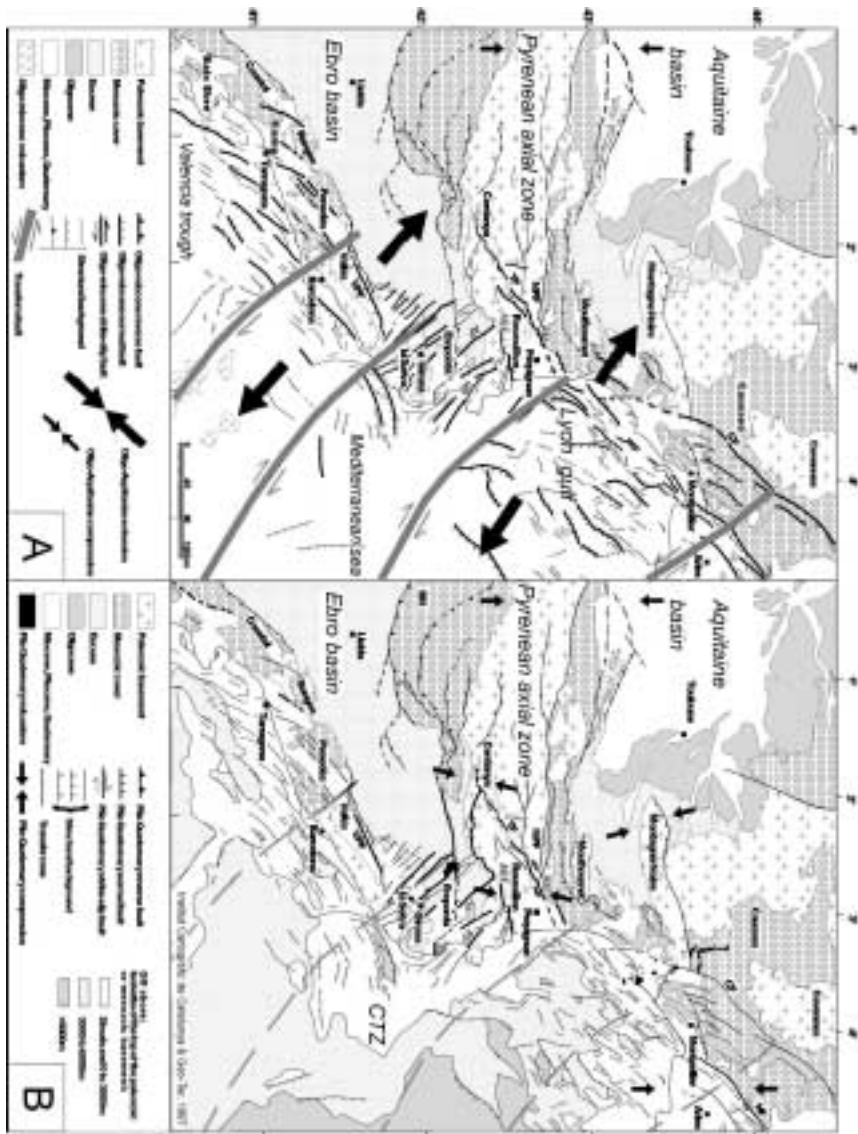


Figura 2. Contexto estructural del Pirineo Oriental y NW del Mar Mediterráneo: A) Período Oligoceno-Mioceno; B) Pliocuatenario (Goula et al., 1999). Acrónimos: ABF. Falla de las Alberas; AF. Falla de Albanyà; AM. Macizo del Aglí; CF. Falla de Cevennes; CTZ. Zona catalana de transferencia; NF. Falla de Nîmes; NPF. Falla Nordpirenaica; RF. Falla de Rosas; SM. Sierras Marginales; TF. Falla del Têt; VPF. Falla del Vallès-Penedès.

históricos; reevaluación de los cuestionarios macrosísmicos correspondientes a sismos del siglo XX; y creación de una base de datos digital que ha facilitado la comparación crítica de las distintas fuentes de información. El resultado de este proceso ha sido un catálogo paramétrico representativo de toda la información disponible de la región.

Estudio de los terremotos históricos

Algunos autores han detectado y señalado que los terremotos listados en los catálogos contenían una serie de repeticiones que hacía suponer la existencia de terremotos falsos y duplicación de sismos (Suriñach y Roca, 1982). Estos errores, que se han propagado a través de los distintos catálogos, solo pueden ser eliminados mediante una revisión sistemática de los datos y una búsqueda de las fuentes originales de información. Con este propósito, en 1985, se formó un grupo interdisciplinario de sismólogos del SGC e historiadores de la Universitat de Barcelona (UB), especializados en 3 períodos diferentes, siglos XIV y XV, siglos XVI y XVII, y el siglo XVIII.

La investigación histórica se ha basado en una revisión crítica de los datos proporcionados fundamentalmente en la recopilación de Fontserè e Iglésies (1971) y en una investigación archivística para obtener nuevas fuentes de información (Olivera et al., 1991).

La revisión crítica del período medieval, que engloba los sismos destructores de Catalunya (1373, 1427, 1428 y 1448) ha consistido en un estudio intensivo de la documentación entorno a las fechas de los terremotos. Los resultados de la revisión de los sismos medievales (Olivera et al., 1994; Olivera et al., 1998) se han incorporado en la elaboración del catálogo sísmico.

En cambio, los siglos XVI, XVII y XVIII fueron objeto de un estudio extensivo, ya que no constaban en los catálogos terremotos destructores, completado con estudios específicos de los sismos de más interés. La revisión crítica permitió identificar gran cantidad de duplicaciones e imprecisiones en los sismos catalogados en el siglo XVIII (Olivera y Roca, 1996) y confirmar la escasa actividad sísmica de los siglos XVI y XVII (Olivera y Roca, 1994); los resultados de la revisión fueron igualmente incorporados en el catálogo.

Catálogo sísmico

La metodología utilizada en la confección del catálogo ha sido básicamente la comparación crítica de los distintos catálogos existentes con la información de sismos de la región. La comparación de catálogos es de suma importancia

debido a que la sismicidad más importante se sitúa a ambos lados de la frontera entre España y Francia. De hecho se han constatado consideraciones erróneas de sismos históricos: duplicaciones, distintas localizaciones para un mismo evento, errores en asignación de intensidad, etc. Se han observado casos, como por ejemplo, de sismos con epicentro en Francia con una intensidad elevada, percibidos en Cataluña, mencionados de forma errónea en catálogos españoles con epicentro en España y una intensidad menor.

Se han seguido los criterios establecidos en la confección de un catálogo europeo (proyecto BEECD, *A Basic European Earthquake Catalogue and Database for evaluation of long term seismicity an seismic hazard*; Albini and Stucchi, 1997; <http://emidius.itim.mi.cnr.it>) que armonizan las informaciones de distintos países.

Se han considerado también estudios recientes, posteriores a la publicación de los catálogos. Se trata de estudios de sismicidad histórica mencionados en el apartado anterior.

Se han realizado bases de datos previas con toda la información para la obtención de un catálogo paramétrico final. En el proceso se ha trabajado con dos bases de datos, una anterior y otra posterior a 1900, principalmente debido al distinto origen de la información.

Las fuentes de información consideradas han sido las siguientes:

- El catálogo del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 1991), con la inclusión de revisiones y la versión completa del catálogo publicado por Mezcuca y Martínez Solares (1983).
- El catálogo de Suriñach y Roca (1982), catálogo paramétrico incluido en la base de datos.
- La recopilación de Fonterè e Iglésies (1971) de sismos anteriores a 1906. Esta publicación, que contiene descripciones de los sismos ha sido necesario convertirla en forma paramétrica para poder proceder a la comparación con los otros catálogos.
- La base de datos SIRENE (BRGM-CEA-EDF, 1994), catálogo paramétrico de sismos de la región pirenaica.
- Encuestas macrosísmicas originales del Observatorio Fabra correspondientes a sismos posteriores a 1913.
- Publicaciones e informes relativos a las investigaciones de los documentos históricos originales llevados a cabo en el SGC en colaboración con historiadores de la UB.

En la base de datos resultante, para cada sismo, se dispone de tantos registros como fuentes de información que lo mencionan y se añade un nuevo registro con los parámetros seleccionados de la comparación. Esta base de datos se actualiza periódicamente con nuevas informaciones.

Para la región de estudio, que corresponde principalmente a Cataluña, se han considerado los epicentros situados entre la longitud 0° 20'W a 3° 30' E y latitud 40°N a 43°30'N y se han realizado un total de 109 mapas con observaciones macrosísmicas. Se representan un total de 918 fichas, de las cuales 306 corresponden a eventos anteriores a 1900 y 612 posteriores a 1900. Del total de eventos, 58 han sido clasificados como falsos o dudosos. De 860 eventos, 258 no tienen intensidad asignada, debido a que la información es insuficiente.

El catálogo se publicó como Volumen 1 del Atlas Sísmico de Cataluña (Susagna y Goula, 1999). Un resumen de la información contenida en el catálogo puede encontrarse en la web del ICC (<http://www.icc.es>). En la publicación del Volumen 1 del Atlas Sísmico de Cataluña hay tres mapas, de los cuales solo uno está incluido en el presente trabajo. El primer mapa de epicentros, que se presenta en la figura 3, corresponde a los sismos conocidos que han causado daños a lo largo de la historia, es decir, con una intensidad igual o superior a VII (MSK); el segundo con los sismos del siglo XX con intensidad igual o superior a V y el tercero con todos los sismos recogidos en el catálogo con símbolos distintos según la cualidad de la localización y de la intensidad. La mayor parte de la publicación está formada por fichas individuales para cada sismo y cuando se dispone de información suficiente, se presentan mapas de intensidades puntuales indicando la percepción del sismo en distintas localidades.



Figura 3. Sismos de mayor intensidad ocurridos a lo largo de la historia y que han producido daños en Cataluña.

Breve descripción de la actividad sísmica

En el catálogo se contabilizan un total de 144 sismos de intensidad V (MSK), 46 de intensidad VI (MSK), 18 de intensidad VII (MSK), 8 de intensidad VIII (MSK) y 2 de intensidad IX (MSK).

Se presenta una breve descripción de los sismos de mayor intensidad correspondientes a los mostrados en la figura 3:

- Marzo de 1373 en el Pirineo Central, con una intensidad epicentral de VIII-IX (MSK) (Olivera et al., 1994).
- La crisis sísmica de 1427-1428, que afectó la Zona de Transferencia y el Pirineo Oriental, constituida por 3 episodios importantes: una secuencia de sismos durante el mes de Marzo de 1427 que asoló la zona de la Selva, el más importante de ellos alcanzó una intensidad epicentral de VIII (MSK) (Olivera et al., 1999), un terremoto el 15 de Mayo de 1427, situado en el extremo norte de dicha zona, de intensidad epicentral VIII-IX (MSK) (Olivera et al., 1999), y el terremoto del 2 de Febrero de 1428, en el Pirineo Oriental, con una intensidad epicentral IX (MSK) (Banda y Correig, 1984).
- Mayo de 1448 en el Vallès Oriental, con una intensidad epicentral de VIII (MSK) deducida de Salicrú (1995).
- Más recientemente, los sismos que han producido daños corresponden al sismo del 19 de Noviembre de 1923 de intensidad epicentral VIII (MSK) (Susagna et al, 1994) en el Pirineo Central, misma zona del ocurrido en 1373, y el 12 de Marzo de 1927, de intensidad epicentral VII (MSK), en el Vallès Oriental, al NE del epicentro del terremoto de 1448.

INFORMACIÓN INSTRUMENTAL

Evolución de las observaciones instrumentales

El registro sísmico en el NE de la Península Ibérica se inicia con la entrada en funcionamiento del sismógrafo del Observatorio del Ebro en el año 1905, en Roquetas, próximo a Tortosa, y del Observatorio Fabra, en Barcelona, en 1907. En 1976, el *Laboratoire de Detection et de Géophysique (LDG)* instala la primera estación en los Pirineos Centrales, cerca de Bagnères de Bigorre, haciendo posible un mejor control de la sismicidad de la región. En 1977, Hidroeléctrica de Catalunya pone en funcionamiento un sismógrafo, con la finalidad de estudiar la actividad sísmica de la zona cercana a la presa de Susqueda (Girona), contribuyendo así al conocimiento de la sismicidad regional. Así pues, hasta los años 70, gran parte de los terremotos ocurridos, debido a su pequeña magnitud y

al escaso número de estaciones sísmicas, no fueron registrados instrumentalmente. Las localizaciones epicentrales son muy imprecisas, y, por tanto, la información macrosísmica es todavía la fuente de datos más fiable para localizar movimientos sísmicos en el NE de la Península Ibérica.

Desde 1985, el SGC, gestiona una red sísmica regional y realiza el análisis de los registros con el objetivo de estudiar la sismicidad de Cataluña y regiones adyacentes. El número de sismógrafos de la red se incrementó progresivamente hasta un máximo de 12 sismógrafos de corto período y de componente vertical, inicialmente de registro analógico y con posterioridad digital, incorporando diferentes sistemas de transmisión de los datos por teléfono y satélite. Paralelamente, el *Observatoire Midi-Pyrénées de Toulouse (OMPT)*, a partir de 1988, pone en funcionamiento una red sísmica de características similares en la zona francesa de los Pirineos (Souriau y Pauchet, 1998). Los datos de las estaciones de campo de ambos lados de la frontera, transmitidos vía satélite, son recibidos simultáneamente en los centros de recepción de Barcelona y Toulouse. El análisis conjunto de los registros obtenidos en ambas redes permite un buen seguimiento de la actividad sísmica, tanto de la región pirenaica como de las zonas adyacentes. La década de los años 90, caracterizada por sensores de corto período y de componente vertical, representa la etapa instrumental en la que se mejora sustancialmente la precisión de las localizaciones hipocentrales y el conocimiento del proceso de ruptura en el foco.

Desde 1984, el SGC publica anualmente las características de la actividad sísmica en el *Butlletí Sismològic*, donde se recopilan los datos de las estaciones sísmicas de las distintas instituciones. Además de la red ya mencionada del OMPT (www.omp.obs-mip.fr/omp/rssp), se incorporan los datos del Observatorio del Ebro (www.readysoft.es/observebre), de las estaciones del Observatorio Fabra, que forma parte de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona (www.racab.es), de las estaciones del Institut d'Estudis Catalans (IEC) (www.iec.es), de la red del Instituto Geográfico Nacional (IGN) (www.geo.ign.es) y de la red francesa LDG, que han ido aumentando progresivamente el número de sus sismógrafos.

Sobre la base de los avances en el campo de la comunicación y de la instrumentación, el SGC, parte integrante del ICC desde 1995, diseña y planifica la renovación de la red sísmica (*Roca et al., 2000*), con dos objetivos principales:

- i) proporcionar información rápida a los servicios de Protección Civil y a la sociedad en general,
- ii) obtener sistemáticamente datos de calidad para la comunidad científica.

La nueva red, que entra en funcionamiento en junio de 1999, está formada por sensores de banda ancha de 3 componentes y estaciones basadas en plataformas VSAT (*Very Small Aperture Terminal*), las cuales transmiten la señal sísmica en tiempo casi real, vía satélite, al centro de procesamiento del ICC. Los datos se almacenan y procesan de forma continua mediante un sistema automático de localización. Después de un proceso de validación, las formas de onda y las localizaciones de los sismos registrados se divulgan diariamente en la web del ICC.

En el año 1995, por otra parte, se inició la instalación de los primeros equipos de la red de acelerógrafos de manera conjunta con el IGN. Los objetivos principales son registrar de forma adecuada (sin saturar) los movimientos intensos de la región que son percibidos por la población; permitir el estudio de leyes de atenuación de la aceleración con la distancia para todo el espectro útil en ingeniería sísmica, estudiar los efectos de amplificación de suelos en medios urbanos; y permitir estudios de la fuente sísmica para los sismos de fuerte magnitud. Estos datos se encuentran disponibles en la web del ICC.

En esta misma web se puede consultar la información concerniente a las redes de observación, donde se describen las principales características técnicas de cada tipo de equipo, nombre, código, ubicación geográfica, tipo de sustrato geológico del emplazamiento y período de funcionamiento. Actualmente el ICC tiene operativas 4 estaciones de corto período, 7 estaciones de banda ancha y 9 acelerógrafos. En el mapa de la figura 4 se representa la situación, en Cataluña y zonas adyacentes, de las diferentes estaciones sísmicas operadas por distintos organismos, diferenciando con distinto símbolo los sismógrafos de corto período, de banda ancha y los acelerógrafos.

Actividad sísmica reciente

De lo expuesto en los apartados anteriores se desprende que para el análisis de la sismicidad instrumental del NE de la Península Ibérica deben considerarse dos períodos. El primero, de 1977 a 1985, está caracterizado por un número escaso de estaciones sísmicas en funcionamiento y, por consiguiente, de una baja resolución en las determinaciones epicentrales (errores del orden de 10 km) y un control insuficiente de las profundidades. Para este período consideramos los datos recopilados en los boletines del SGC (1984-1985) y las observaciones de la agencia LDG (1977-1985). En el segundo período, de 1986 a 1999, se densifican las redes, en particular en la región pirenaica, alcanzando una distancia mínima entre estaciones de 30 km;

la localización de los terremotos dentro de la red alcanza una precisión de 2-3 km, para el epicentro y 5 km, para la profundidad. Los datos de este segundo período incluyen las localizaciones hipocentrales realizadas por el SGC



Figura 4. Situación de las estaciones sísmicas a finales del año 2002, en Cataluña y regiones adyacentes. Se indican con diferentes símbolos los diferentes tipos de estaciones y de vías de transmisión de los datos al centro de recepción. Las siglas que aparecen en el mapa corresponden a los otros organismos propietarios: IEC, Institut d’Estudis Catalans; IGN, Instituto Geográfico Nacional; LDG, Laboratoire de Détection et de Géophysique; OEBRE, Observatori de l’Ebre; OFABRA, Observatori Fabra; OMPT, Observatoire Midi-Pyrénées de Toulouse.

(*Butlletí Sismològic* 1986-1999), en particular las realizadas conjuntamente con el *OMPT*, recopiladas en los boletines denominados *Seismic Activity in the Pyrenees, Annual Bulletins* (SGC/OMPT, 1990-1996).

A partir del año 2000, la incorporación de sensores de 3 componentes, de banda ancha y registro digital continuo, permite una mejor identificación de las fases S y por tanto, obtener localizaciones hipocentrales más fiables. Permitirá también estudios vinculados con el conocimiento de la actividad sísmica de la región (estructura de la corteza, anisotropía, mecanismos focales, etc.).

Respecto a la magnitud, desde el año 1977 hasta el año 1985, se han considerado los valores facilitados por la agencia LDG. Entre el año 1986 y el año 1989, se ha calculado la magnitud de duración ajustada a la proporcionada por la agencia LDG. Durante el período 1990-1996 se adoptó la magnitud calculada por el *OMPT*, y a partir de 1997 la magnitud M_L a partir de los registros de la red del ICC.

Para los terremotos de magnitud del orden de 4 o superior, se obtiene el mecanismo focal individual a partir del sentido del primer movimiento de la onda P. Con la finalidad de aumentar la cobertura azimutal y el número de polaridades, se han recopilado y analizado registros de estaciones lejanas de diferentes organismos no usadas de forma habitual en las localizaciones, seleccionando los datos de buena calidad e incorporándolos en el cálculo.

La actividad sísmica recopilada en el *Butlletí Sismològic* corresponde a la zona de estudio delimitada por los paralelos $40^{\circ}10'$ - $43^{\circ}20'N$ y los meridianos $0^{\circ}20'W$ - $4^{\circ}0'E$, cuya superficie es de unos 170.000 km^2 , correspondiendo una cuarta parte a zona marítima. Desde 1986 hasta el año 2000, se han localizado en la zona de estudio un total de 2810 sismos, es decir una media de casi doscientos terremotos cada año (fig. 5A). En el histograma representado en la figura 5B se muestra la evolución temporal de la actividad sísmica para distintos intervalos de magnitud y se observa un aumento del número de sismos localizados de pequeña magnitud, debido principalmente a una mayor densidad de sismógrafos. En promedio se localiza anualmente un sismo de magnitud superior a 4.0. Si representamos el número de sismos, acumulado y no acumulado, en función de las clases de magnitudes (fig. 5C) observamos que para magnitudes inferiores a 2 el catálogo es incompleto por la dificultad en localizarlos, debido al insuficiente número de estaciones de registro disponibles en determinadas regiones de la zona de estudio.

A partir del análisis de los datos recopilados se elaboró un mapa de síntesis de la sismicidad de Cataluña de los años 1977-1997 (fig. 6), a Escala 1:400 000 (ICC, 1999). En el mapa se representan los epicentros y los mecanismos focales disponibles, sobre un fondo formado por la sombra del relieve, los principales

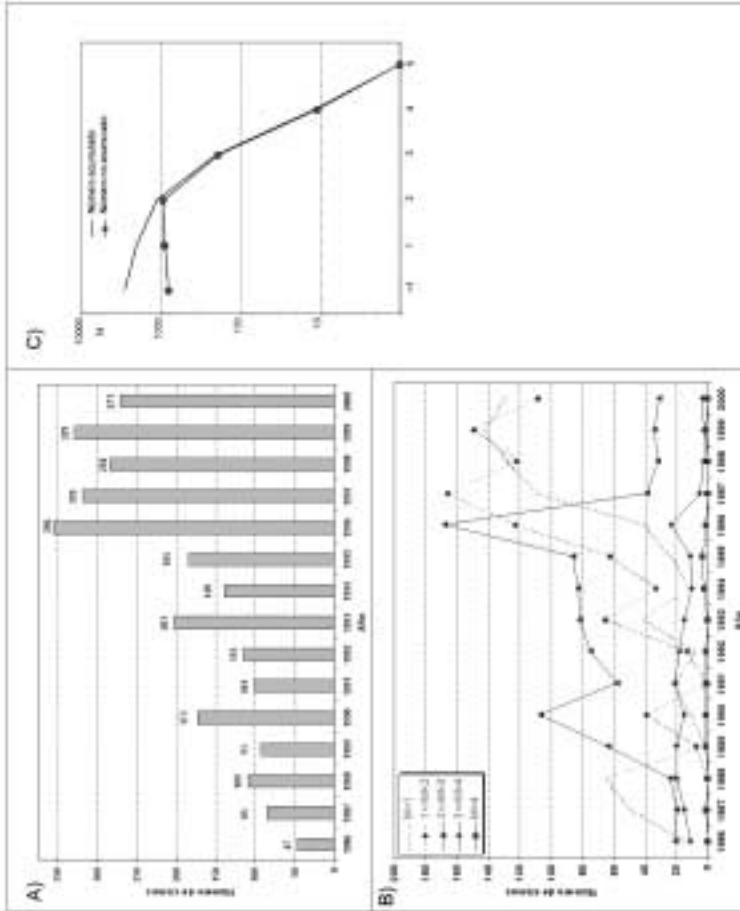


Figura 5. A) Histograma de ocurrencia de terremotos en Cataluña en el período 1986-2000; B) ocurrencia de terremotos para distintos intervalos de magnitud; C) número de sismos ocurridos, acumulado y no acumulado en función de las clases de magnitud.



Figura 6. Mapa de sismicidad de Cataluña 1977-1997 Escala 1:400 000 (ICC, 1999).

accidentes tectónicos (fallas antepliocuaternarias y pliocuaternarias), las unidades estructurales mayores y las fosas neógenas. En los años posteriores a la elaboración del mapa, 1998-2002, la actividad sísmica presenta características similares a los años anteriores, no habiéndose producido ningún terremoto de magnitud superior a 4.5 en la zona de estudio. Los aspectos más remarcables del mapa son los siguientes (Olivera et al., 2000):

- La sismicidad presenta características que se pueden relacionar con el contexto geológico y, en particular, con la intensidad de la deformación.
- La mayor actividad sísmica se concentra principalmente en la Zona Axial de los Pirineos y en el área Mediterránea, tanto en las Cordilleras Costero Catalanas, mayoritariamente en la depresión Neógena de la Selva, como en la Plataforma Continental. En la Depresión del Ebro el nivel de sismicidad es bajo, de acuerdo con la escasa deformación tectónica.

- Los sismos de los Pirineos se concentran en la Zona Axial, principalmente en la parte occidental, dónde se produjeron los terremotos de 1373 y 1923. La mayoría de los sismos ocurridos en la zona pirenaica se localizan dentro de los primeros 20 km de profundidad. Actualmente, la actividad sísmica en esta zona es frecuente aunque no se han registrado sismos de magnitud superior a 4 en el período considerado (Olivera y Fleta, 1996). El terremoto más importante, de magnitud 5.2, ocurrió en el año 1996 en los Pirineos Orientales franceses, al oeste de *Perpinyà*, a 8 km de profundidad y fue seguido de numerosas réplicas (Rigo et al., 1997). Este sismo, de intensidad VI (MSK), causó daños ligeros y fue percibido en poblaciones de gran parte de Cataluña.
- Para los sismos localizados en el Sistema Mediterráneo la cobertura azimutal de las estaciones es incompleta y las determinaciones epicentrales son menos precisas que para los terremotos localizados en los Pirineos; en particular, la profundidad es un parámetro mal controlado. Aunque el nivel de actividad en el Sistema Mediterráneo ha sido menor que en los Pirineos, 7 de los 11 sismos de magnitud superior a 4 han ocurrido en la Plataforma Continental, siendo percibidos por la población. Dichos sismos estarían asociados a la actividad del sistema de fallas de dirección NE-SW (Olivera et al., 1996).
- En el sistema de fallas de la Zona de Transferencia, durante los últimos 20 años, el nivel de actividad ha sido escaso excepto en el extremo S, en el margen meridional de la depresión de la Selva, donde se localizan numerosos sismos de pequeña magnitud, así como también en el extremo N, margen meridional de los Pirineos. Gran parte de los terremotos destructores de la serie sísmica de 1427-1428 tuvieron lugar en la Zona de Transferencia.
- Los terremotos de magnitud superior a 4.0, algunos ampliamente percibidos por la población, se muestran en la Tabla I.
- Los mecanismos focales obtenidos para los sismos de los Pirineos indican en su mayoría movimientos de fallas de dirección compatible con un eje principal de esfuerzos compresivos de dirección aproximada N-S. Los 3 mecanismos de los sismos localizados en la parte norte de la zona axial (1978, 1981 y 1996) presentan un eje de presión de dirección NE-SW, mientras que para el resto, la dirección es de NW-SE. Las soluciones focales de los sismos localizados en el mar indican también un régimen compresivo con una cierta variación de la dirección del eje de presión, entre NNW y NNE. En el siguiente apartado se presenta un análisis detallado del estado de esfuerzos actual.

Tabla I: Terremotos de $M > 4.0$ para el período 1977-1997.

| Fecha | Hora | Lat (°)N | Lon (°)E | Magnitud I_0 (MSK) | | Región |
|------------|-------|----------|----------|----------------------|------|---------------------------------|
| 03/11/1978 | 06:37 | 42.843 | 2.703 | 4.3 | V-VI | Estagell |
| 28/09/1979 | 05:28 | 43.142 | 0.510 | 4.0 | V | Lannemezan, Francia |
| 05/12/1979 | 23:02 | 42.443 | 2.441 | 4.2 | V | Prats de Molló, Francia |
| 23/04/1981 | 15:53 | 42.904 | 2.051 | 4.5 | - | Aude, Francia |
| 19/07/1981 | 19:58 | 43.044 | 0.103 | 4.6 | V | Ordizan, Francia |
| 28/09/1981 | 01:41 | 43.150 | -0.047 | 4.2 | V-VI | Bagnères de Bigorre, Francia |
| 23/12/1982 | 14:48 | 42.997 | 3.808 | 4.1 | V | Golfo de León |
| 24/12/1982 | 00:06 | 42.575 | 0.569 | 4.0 | - | Pirineo de Huesca |
| 23/02/1984 | 05:51 | 43.074 | 0.155 | 4.5 | V | Bagnères de Bigorre, Francia |
| 26/09/1984 | 04:54 | 42.318 | 2.169 | 4.4 | V | Ripollès |
| 08/02/1985 | 01:31 | 43.057 | 0.223 | 4.0 | V | Beaudean, Francia |
| 24/08/1987 | 18:43 | 40.940 | 1.570 | 4.2 | V | frente a la costa de Tarragona |
| 06/01/1989 | 19:33 | 43.039 | 0.166 | 4.4 | V | Bagnères de Bigorre, Francia |
| 12/06/1990 | 18:48 | 43.104 | -0.311 | 4.1 | IV | Bagnères de Bigorre, Francia |
| 15/12/1991 | 11:50 | 40.976 | 2.060 | 4.2 | V | frente al Delta del Llobregat |
| 19/03/1992 | 18:53 | 42.229 | 2.057 | 4.2 | V | Ripollès |
| 17/09/1994 | 22:48 | 41.386 | 2.591 | 4.0 | V | frente a la costa del Maresme |
| 26/09/1994 | 05:38 | 41.414 | 2.550 | 4.2 | V | frente a la costa del Maresme |
| 15/05/1995 | 15:37 | 40.839 | 1.517 | 4.6 | V | frente a la costa de Tarragona |
| 15/05/1995 | 15:41 | 40.880 | 1.514 | 4.1 | IV | frente a la costa de Tarragona |
| 23/05/1995 | 22:42 | 40.862 | 1.509 | 4.0 | IV | frente a la costa de Tarragona |
| 18/02/1996 | 01:45 | 42.790 | 2.538 | 5.2 | VI | Sant Pau de Fenolhet, Francia |

- Cabe destacar la presencia de concentraciones de sismos en coincidencia con indicadores neotectónicos, como por ejemplo en el margen meridional de la depresión neógena de la Selva; no obstante, de una manera general, no aparece una relación clara de la actividad sísmica con las fallas pliocuaternarias.

ESTADO DE ESFUERZOS RECIENTE Y ACTUAL

Para el estudio del estado regional de esfuerzos en el NE de la Península Ibérica se han utilizado dos tipos de datos, el análisis microtectónico de las estrías medidas en planos de fallas y el cálculo de mecanismos focales de los terremotos, realizando la inversión de los datos de forma independiente (Goula et al., 1999).

Análisis microtectónico

En el análisis microtectónico de sedimentos postmiocénicos se han usado datos de 23 estaciones microtectónicas. Los datos corresponden a las medidas de las estrías y al sentido del movimiento a lo largo de una población de planos de falla. Las estaciones microtectónicas medidas se concentran mayoritariamente a lo largo de las depresiones neógenas (fig. 7).

Para la determinación del tensor de esfuerzos a partir del análisis de las estrías, se ha usado el método de Etchecopar (Etchecopar et al., 1981; Etchecopar, 1984). En este método se genera un gran número de tensores

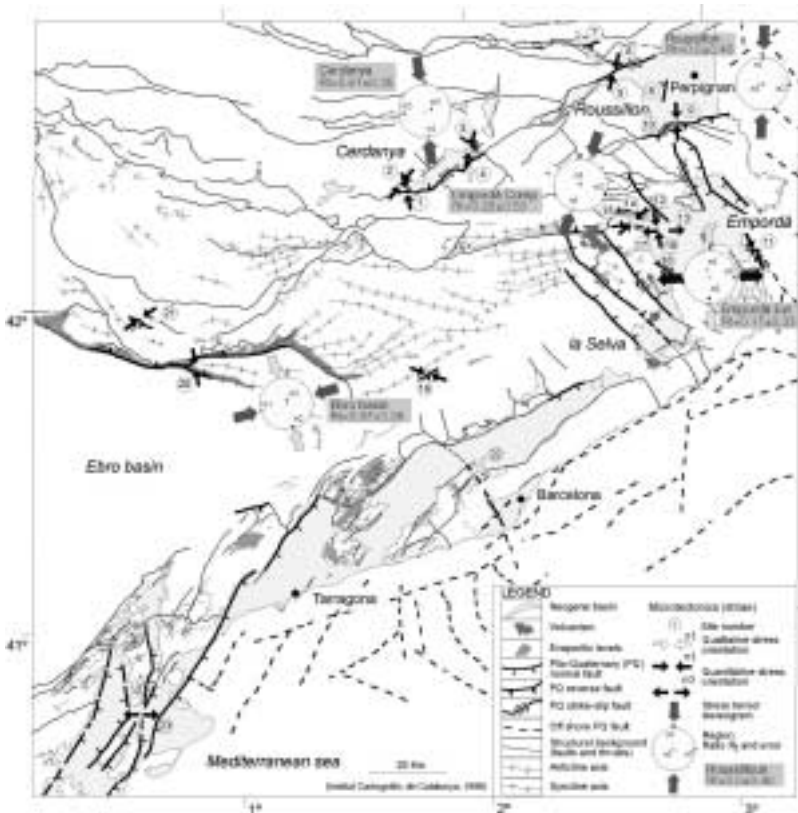


Figura 7. Tensores de esfuerzos obtenidos a partir del análisis microtectónico de estrías medidas en planos de fallas pliocuaternarias (Goula et al., 1999).

usando aleatoriamente la elección de los parámetros que son los ángulos de Euler (χ , ν , ϕ) y el factor de forma R_t , definido por $R_t = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, siendo σ_1 , σ_2 y σ_3 la orientación de los ejes principales de esfuerzo.

Los resultados obtenidos (fig. 7) muestran un campo de esfuerzos relativamente homogéneo, caracterizado por una orientación predominante N-S de σ_1 , que corresponde a un régimen compresivo o de desgarre, excepto para variaciones locales de R_t en la depresión del Ebro, y un régimen extensivo en la depresión neógena del Empordà.

La presencia de niveles superficiales evaporíticos puede inducir deformaciones no tectónicas en la depresión del Ebro, las cuales podrían alterar los resultados. Por otro lado, los dos estados de esfuerzos que resultan en el Empordà, podrían reflejar dos episodios tectónicos sucesivos: las deformaciones extensionales que afectan los conglomerados pliocénicos son más antiguas que las fallas inversas y de desgarre observadas en los depósitos lacustres del Cuaternario (Fleta et al., 1996).

Mecanismos focales

Para el cálculo de los mecanismos focales, se han recopilado datos de polaridades provenientes de distintas agencias sismológicas, leídos directamente a fin de minimizar posibles heterogeneidades. Después de un proceso de selección se aplicó el proceso de inversión a un conjunto de 431 polaridades, correspondientes a 18 terremotos, de magnitudes comprendidas entre 3.3 y 5.2 (Tabla II).

Se utilizó el método de inversión de Rivera y Cisternas (1990), para calcular el tensor de esfuerzos y los planos de falla de cada sismo, que mejor expliquen las polaridades observadas. Los parámetros de la inversión son la orientación de los ejes principales de esfuerzo (σ_x , σ_y , σ_z), el factor de forma definido por $R_s = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ y la orientación del plano de falla para cada sismo.

El resultado de la inversión sugiere 2 modelos con características similares (fig. 8), mostrando en ambos casos que el 86% de las polaridades están predichas correctamente, con una verosimilitud del 92%. La diferencia entre ambos modelos proviene de la proximidad a los planos nodales de las polaridades incorrectas. El primer modelo da un régimen intermedio de desgarre con un factor de forma $R_s = 0.4$, es decir, σ_1 orientado casi N-S, σ_3 orientado casi E-W y σ_2 vertical, mientras que el segundo modelo corresponde a una compresión triaxial con un factor de forma $R_s = 0.1$, con la misma orientación de σ_1 que en el caso anterior, pero con σ_2 y σ_3 intercambiados (fig. 9). Los mecanismos focales obtenidos de la inversión son bastante variados, con componente predominante de desgarre y, de forma más débil, normal o inversa. Los mecanismos son muy similares para ambos modelos, excepto para tres sismos; otros mecanismos intercambian los planos de falla.

| No | FECHA | HORA | MAG | Z | LAT | LON km | N (°) N | REFERENCIAS (°) E |
|----|----------|-------|-----|----|-------|-----------|------------|--|
| 1 | 03/11/78 | 6:38 | 4.3 | 8 | 42.84 | 2.70 | 22 | Datos LDG (com. pers.) |
| 2 | 28/09/79 | 5:28 | 4.1 | 16 | 43.15 | 0.54 | 21 | Nicolas et al., 1990 |
| 3 | 05/12/79 | 23:02 | 4.2 | 3 | 42.44 | 2.44 | 29 | Datos LDG (com. pers.) |
| 4 | 23/04/81 | 15:53 | 4.5 | 1 | 42.90 | 2.05 | 23 | Gallart et al., 1982 |
| 5 | 23/12/82 | 14:48 | 4.1 | 6 | 43.00 | 3.81 | 31 | Nicolas et al., 1990 |
| 6 | 20/07/83 | 19:08 | 3.9 | 2 | 42.38 | 2.25 | 17 | Gallart et al., 1985 |
| 7 | 26/09/84 | 4:54 | 4.4 | 5 | 42.32 | 2.17 | 22 | Olivera et al., 1986; SGC, 1985 |
| 8 | 24/08/87 | 18:43 | 4.2 | 7 | 40.95 | 1.57 | 18 | Susagna et al., 1990 ; SGC, 1988 |
| 9 | 20/02/88 | 16:38 | 3.6 | 1 | 42.36 | 1.46 | 26 | Datos LDG (com. pers.) |
| 10 | 16/03/88 | 4:33 | 3.8 | 8 | 42.34 | 2.20 | 41 | Datos LDG (com. pers.) |
| 11 | 06/01/89 | 19:33 | 4.9 | 11 | 42.99 | 0.17 | 44 | Datos LDG (com. pers.) |
| 12 | 05/08/90 | 21:32 | 3.7 | 0 | 42.27 | 1.09 | 18 | SGC, 1991 |
| 13 | 15/12/91 | 11:50 | 4.2 | 12 | 40.98 | 2.06 | 30 | Olivera et al., 1996; SGC, 1992 |
| 14 | 19/03/92 | 18:53 | 4.2 | 2 | 42.23 | 2.06 | 39 | Olivera et al., 1996; SGC, 1993 |
| 15 | 08/10/93 | 2:09 | 3.3 | 3 | 42.43 | 2.13 | 36 | SGC, 1994 (mecanismo compuesto) |
| 16 | 26/09/94 | 5:38 | 4.2 | 10 | 41.41 | 2.55 | 35 | Olivera et al., 1996; SGC, 1995 |
| 17 | 15/05/95 | 15:37 | 4.6 | 14 | 40.84 | 1.52 | 30 | Olivera et al., 1996; SGC, 1996 |
| 18 | 18/02/96 | 1:45 | 5.2 | 8 | 42.79 | 2.54 | 82 | Olivera et al., 1996; Rigo et al., 1997; SGC, 1997 |

De los 18 mecanismos focales representados en la figura 9, diez corresponden a sismos localizados en los Pirineos, cuatro se encuentran en el NE del área estudiada, y cuatro en el SE, en el Mar Mediterráneo. Dado que el número de sismos disponibles para cada región es pequeño, no ha sido posible calcular un tensor de esfuerzo local para cada una de ellas.

DEFORMACIONES TECTÓNICAS ACTUALES

Tal y como se ha visto en los capítulos anteriores, la actividad sísmica actual y la de épocas históricas se presenta de manera difusa en el NE de la Península

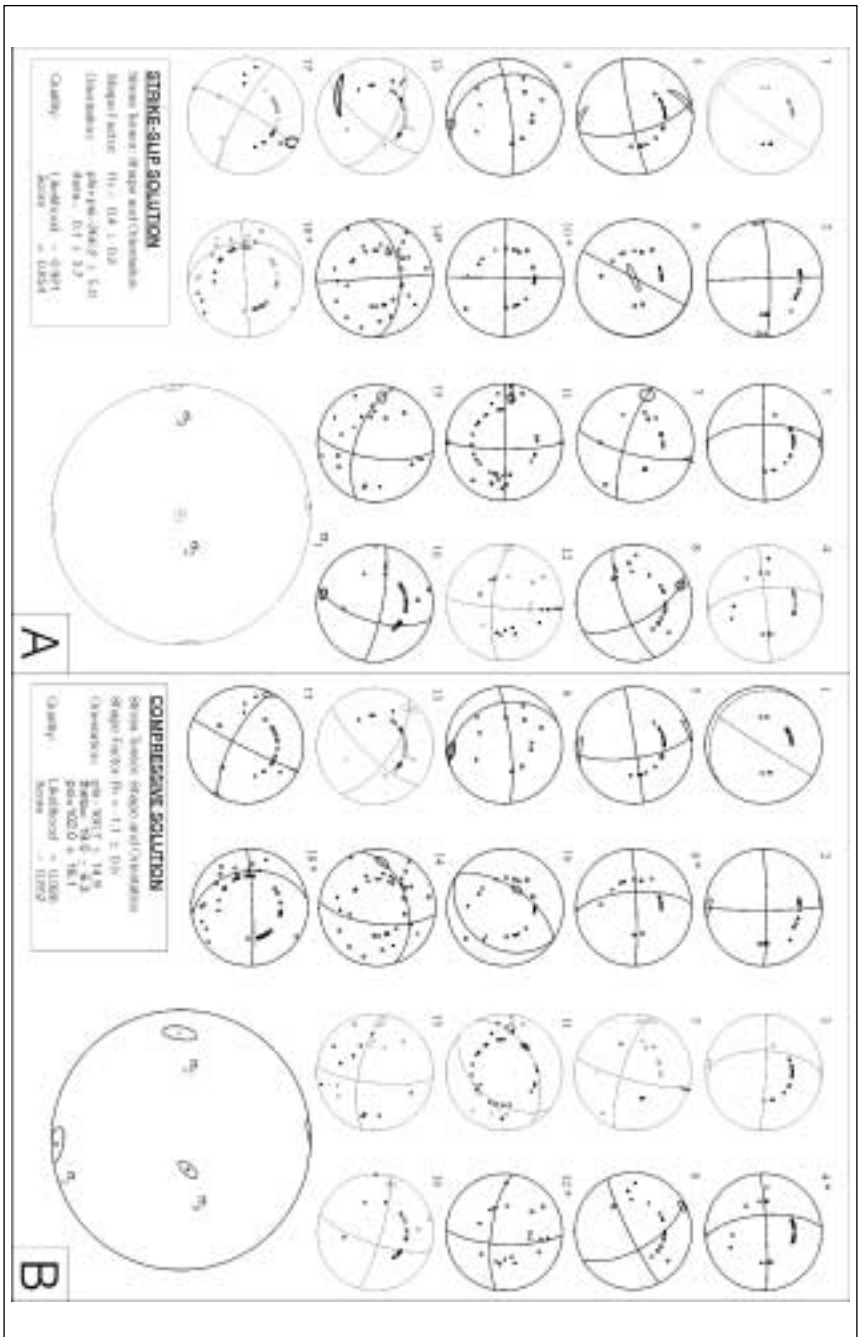


Figura 8. Mecanismos focales individuales con las posibles soluciones del tensor regional de esfuerzos. A) de desgarre; B) en compresión (Goula et al., 1999).

Ibérica con algunas concentraciones de epicentros mejor delimitadas en los Pirineos y en el Sistema Mediterráneo.

En cuanto a la evolución temporal de la sismicidad, se puede constatar que después de las crisis sísmicas importantes de la Edad Media se entró en un período de actividad moderada o baja que ha perdurado hasta nuestros días. Esta situación es indicativa de una deformación tectónica actual moderada, difícil de cuantificar con sólo el registro de la actividad sísmica histórica y reciente, ya que no conocemos otras crisis importantes como las de la Edad Media para darnos una idea de su período de recurrencia. Es por ello que es necesaria la consideración de datos de otras disciplinas para obtener información sobre el valor de las deformaciones tectónicas y en consecuencia de los períodos de recurrencia de sismos destructores.

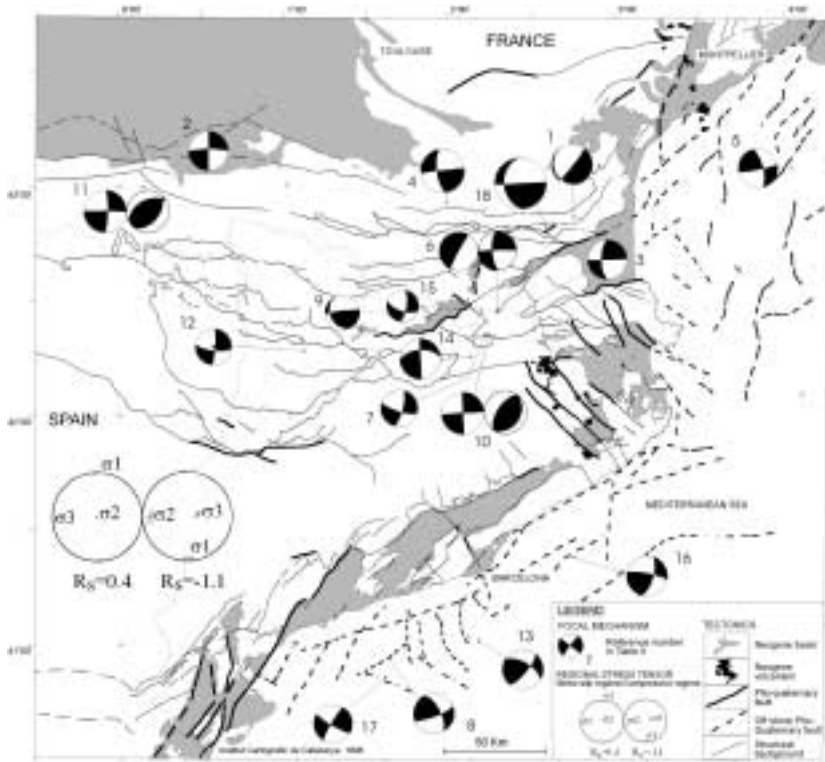


Figura 9. Localización de los mecanismos focales junto con los dos modelos del tensor regional de esfuerzos obtenidos por inversión (Goula et al., 1999).

A continuación se describen brevemente los estudios más significativos llevados a cabo en relación con la actividad actual de las fallas, usando además técnicas geodésicas, que si bien han dado lugar a resultados puntuales relevantes no han permitido obtener todavía un conocimiento suficiente de la distribución de las deformaciones en el territorio.

Fallas activas y sismicidad

Como se ha puesto de manifiesto anteriormente, la existencia de indicios pliocuaternarios ha permitido realizar la cartografía de posibles fallas con actividad reciente y hacer una estimación del estado de esfuerzos tectónicos presentes durante este período (Goula et al., 1999). Sin embargo, estos indicadores no han sido suficientes para permitir una evaluación cuantitativa de la deformación, es decir de la magnitud de posibles seísmos, y de su datación precisa, ya que las indicaciones se presentan en general de manera aislada y no permiten por tanto realizar una estimación del tamaño de posibles terremotos asociados, para lo cual es necesario una estimación de la longitud de la ruptura y de la dislocación (salto de falla).

Además de los indicadores mencionados, se han llevado a cabo recientemente algunos estudios detallados de fallas potencialmente activas:

Falla de Amer (Girona)

Una de las zonas donde se han realizado estudios de detalle ha sido la región comprendida entre las poblaciones de Amer y Olot, siguiendo la traza de la falla de Amer (fig. 10). Esta zona estuvo afectada por los terremotos ocurridos durante los meses de Marzo y Mayo de 1427, con sismos de magnitudes comprendidas entre 5.5 y 6 (intensidades comprendidas entre VIII y IX). La falla de Amer es una falla normal de unos 30 km de longitud con dos segmentos bien diferenciados. Su actividad reciente queda probada por distintas características geomorfológicas, como son la presencia de facetas triangulares, forma de las cuencas de drenaje, escarpes a lo largo del frente montañoso de la falla y presencia de conos aluviales (Ferrer et al., 1999). La realización de perfiles topográficos, prospección eléctrica, perfiles sísmicos de alta resolución y trincheras a lo largo del segmento N de la falla permitió llegar a una serie de conclusiones (Fleta et al., 2001):

- i) no se puso de manifiesto ninguna deformación superficial en terrenos recientes;
- ii) los escarpes de falla son visibles únicamente en conos de deyección pleistocenos, no más recientes;

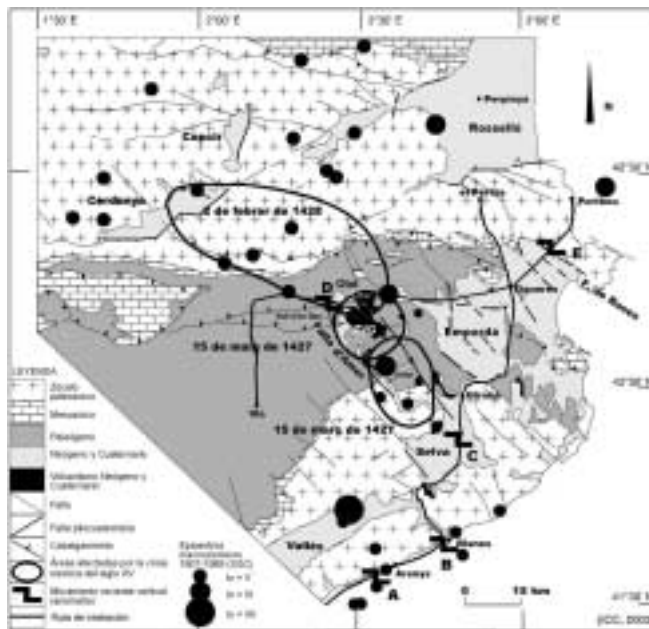


Figura 10. Esquema sismotectónico del Pirineo Oriental con la localización de la falla de Amer y las anomalías resultantes de las comparaciones de nivelaciones de precisión (modificada de Goula et al., 1996).

- iii) se ponen de manifiesto deformaciones que alcanzan niveles de edad Cuaternario Superior, pero no los niveles más superficiales.

La elevada tasa de sedimentación del antiguo lago de la Vall d'en Bas producido por los volcanes de la Garrotxa (ZVG) (fig. 10), probablemente de un grado de magnitud superior a la tasa de deformación de la falla, puede explicar la ausencia de deformación superficial de sedimentos de edad Holocena y por tanto, la dificultad en poner de manifiesto la presencia de rupturas asociadas con los terremotos de 1427 y de posibles sismos anteriores (Fleta et al., 2001).

Falla de El Camp (Tarragona)

La falla de El Camp forma parte del sistema de fallas normales de orientación NE-SW (fig. 11) que configura la depresión intermedia de la Cordillera Costero Catalana. Esta falla, de una longitud total de unos 40 km, inició su actividad como falla normal a principios del Neógeno. Presenta características geomorfológicas comparables con la falla de Amer desde el punto de vista de la

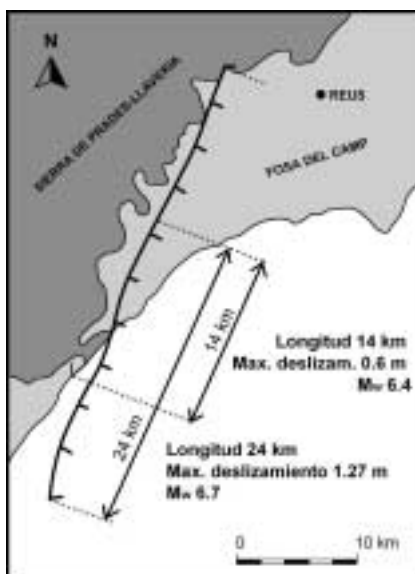


Figura 11. Segmento de la falla de El Camp que ha producido grandes sismos durante los últimos 125.000 años (Santanach, 2001).

actividad reciente (Santanach, 2001). Los conos aluviales que recubren la falla están afectados por la misma y presentan un escarpe de falla. A lo largo del escarpe de falla, en fracturas claramente relacionadas con la falla, se han observado diques clásticos relacionados con la inyección de niveles fluidificados que sugieren un comportamiento sísmico de la falla (Santanach, 2001).

Se puso de manifiesto la segmentación de la falla en dos segmentos, uno de ellos con actividad posterior a los 125.000 años. El análisis de los afloramientos abiertos en 7 trincheras de este segmento permitió interpretar la existencia de 3-4 paleosismos, en base a la presencia de cuñas coluviales y escarpes enterrados (Massana et al., 2001). La tasa de deslizamiento de la falla desde 125.000 años hasta la actualidad se estimó en 0.02 mm/a, y teniendo en cuenta una longitud de ruptura de 24 km (fig.11), la falla se considera capaz de generar terremotos de hasta una M_w de 6.7. El período de recurrencia medio se calculó en 30.000 años, habiéndose transcurrido desde el último terremoto unos 3000 años (Massana et al., 2001).

La falla de El Camp es un ejemplo de falla sísmogénica, caracterizada por técnicas paleosísmicas, sin sismicidad histórica ni instrumental asociada. La sismicidad registrada en la Plataforma Continental en el mismo sistema de fallas es mayor que en la falla de El Camp, tal como se puede observar en la figura 6.

Deformaciones verticales: datos de nivelación de alta precisión.

La explotación de datos históricos y modernos de nivelación de alta precisión del NE de la Península Ibérica analizados por Giménez et al. (1996) permiten obtener medidas de deformaciones verticales actuales. La comparación de medidas realizadas por el IGN entre 1871 y 1922, y posteriormente entre 1925 y 1974, permitió constatar la presencia de movimientos estadísticamente significativos a partir de los datos brutos originales. Se obtuvieron algunas anomalías con tasas de deformación considerables en los distintos perfiles estudiados. Como resultados más importantes se observaron las siguientes anomalías:

- i) Una anomalía de 1 mm/a en el cabalgamiento de la Sierra de Prades sobre la Depresión del Ebro y ninguna anomalía significativa en el contacto de la Cordillera Costero Catalana con la Depresión del Alt Camp (continuación de la falla de El Camp).
- ii) Una anomalía en la Costa Norte de Barcelona, de 4 mm/a entre las poblaciones de Arenys de Mar y Caldes d'Estrach (A y B en fig. 10).
- iii) Dos anomalías de 2.5 mm/a y 4 mm/a en las extremidades N y S de la falla de Amer (Zona de Transferencia) (D y C en fig. 10).
- iv) Una anomalía de 0.8 mm/a en el interior de la depresión del Alt Empordà (E en fig. 10).

Todas las anomalías detectadas en la parte Norte están asociadas con la Zona de Transferencia.

Las elevadas tasas de deformación observadas en las extremidades de la zona de transferencia, contrastan con la actividad sísmica escasa de este siglo. En este contexto, las deformaciones observadas indicarían una concentración de esfuerzos elásticos desde el siglo XV, cuando tuvo lugar la crisis sísmica de 1427-28 que no se habría relajado todavía (Giménez et al., 1996).

Deformaciones horizontales: comparación de medidas geodésicas (GPS)

Con el objetivo de cuantificar las deformaciones a escala local, se estableció en 1990 una red de 24 puntos fijos en el Pirineo oriental. Los vértices geodésicos habilitados para tal efecto se configuraron como pilares de hormigón armado provistos de un tornillo que permiten el centraje forzoso. La red cubre una superficie de 80 km x 100 km a ambos lados de la frontera franco-española; la distancia media entre dos puntos contiguos es de 17 km y la diferencia máxima de altitud es de 1280 m. Esta red GPS se estableció a ambos lados del Pirineo oriental como parte importante del proyecto PotSis que constituye una colaboración a largo plazo entre equipos

interdisciplinarios españoles y franceses para el estudio de las deformaciones actuales a través de medidas geodésicas, sísmicas y geológicas (Goula et al., 1996). La tasa de deformación esperable máxima en esta región es del orden de 1 mm/a/10 km. Para observar estos valores tan pequeños se necesita repetir periódicamente las observaciones. Se han realizado campañas de medida en 1992, 1994 y 1999. La descripción de las campañas de medida y del proceso de datos se pueden encontrar en Térmens et al. (2000). La comparación entre las medidas de PotSis'92 y PotSis'94 (Talaya et al., 1999) muestra que el nivel de ruido de las diferencias observadas entre dos campañas, separadas por 2 años es comparable al existente entre dos días consecutivos de medidas registradas por una estación permanente.

La comparación de las medidas obtenidas en las campañas PotSis'94 y PotSis'99 ha permitido establecer una distribución compleja de las deformaciones tectónicas compatible con el estado de esfuerzos deducido de los datos de microtectónica y de mecanismos focales, mostrados anteriormente (Goula et al., 2001). Sin embargo, los valores de la deformación tectónica calculados se encuentran todos por debajo de los residuos estadísticos, tomando como tales dos veces el valor de la desviación estándar. Habrá que esperar por tanto, la realización de nuevas campañas teniendo en cuenta las observaciones de las estaciones permanentes (Talaya and Bosch, 1999), para tener una estimación de los valores significativos de la deformación.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se ha presentado una síntesis del estado actual del conocimiento de la sismicidad y las deformaciones actuales en el NE de la Península Ibérica, mediante la recopilación de datos y estudios realizados por diversos grupos relativos a diferentes materias:

- información macrosísmica,
 - observaciones instrumentales,
 - estudio del estado de esfuerzos,
 - estudio de fallas activas,
 - deformaciones verticales y horizontales actuales por técnicas geodésicas.
- a) La información macrosísmica del NE de España y S de Francia ha sido recopilada en un catálogo paramétrico. Se puede considerar que se tiene actualmente un conocimiento exhaustivo de la sismicidad desde la Edad Media.

Dado el considerable esfuerzo realizado en la investigación de la sismicidad histórica es improbable que se ignore la existencia de sismos destructores que puedan haber ocurrido en tiempos históricos. Sin embargo, el análisis de nueva documentación permitirá una mejora en el conocimiento de su localización e importancia. Los sismos más importantes ocurrieron entre los años 1373 y 1448, con varias series de sismos destructores. Posteriormente, se pasa a un período de varios siglos sin actividad notable y puede decirse que fenómenos destructores como los ocurridos durante la Edad Media no se han repetido de nuevo.

- b) Las observaciones instrumentales empezaron a comienzos del siglo XX, pero en realidad, no es hasta los años 70 que el número de estaciones y la calidad de las observaciones permiten un mejor conocimiento de la sismicidad de todo el territorio, siendo la información macrosísmica la que ha permitido el mejor conocimiento de la sismicidad hasta estos años. Actualmente, se tiene una visión bastante precisa de la actividad sísmica de los últimos 25 años. Esta actividad se caracteriza por una repartición difusa y por una densidad superior en la zona pirenaica, compuesta por sismos de pequeña magnitud, que se rigen por una relación de tipo Gutenberg-Richter, es decir produciéndose con una frecuencia diez veces superior cuando se disminuye en un grado la magnitud del sismo.

Las zonas afectadas por los sismos históricos destructores, actualmente presentan una actividad caracterizada por sismos frecuentes de pequeña magnitud en el caso del Pirineo Central, donde tuvieron lugar los sismos de 1373 y 1923, y por la presencia de una actividad moderada, concentrada en las extremidades de la Zona de Transferencia, donde se produjeron los sismos de 1427. Igualmente, se puede constatar la presencia de algunos sismos de magnitud superior a 4 en la zona epicentral del terremoto destructor de 1428.

- c) Las estimaciones del estado actual de esfuerzos en la mitad oriental de los Pirineos a partir de datos de mecanismos focales, por una parte, y de estrías observadas en planos de falla afectando a depósitos pliocuaternarios, por otra, muestran una buena coherencia en la orientación aproximadamente N-S de la dirección del esfuerzo compresivo regional, válido para el conjunto de la región. Estos resultados son compatibles con una evolución del estado de esfuerzos regional desde el período Oligoceno-Mioceno, de tipo distensivo, hasta el Pliocuatrnario, de tipo compresivo o de cizalla, con una compresión horizontal máxima de dirección aproximada N-S.
- d) Los estudios llevados a cabo para la cuantificación de las deformaciones

actuales desde perspectivas distintas, como el estudio de paleoterremotos para indagar en la ocurrencia de sismos anteriores a épocas históricas, como el análisis de datos de nivelación de precisión, así como los recientemente obtenidos mediante medidas GPS, no permiten obtener por el momento una visión satisfactoria de la distribución cuantitativa de la deformación actual por distintos motivos:

- Los estudios de paleoterremotos permiten obtener informaciones asociadas a fallas localizadas, sólo en puntos determinados del territorio. En el caso de las fallas estudiadas se deducen unas tasas de deslizamiento muy lentas, inferiores a 0.1 mm/año. Los valores de la deformación así obtenidos son poco representativos de la deformación total de la región y sería por tanto necesario un conocimiento exhaustivo de todas las fallas sismogénicas para poder hacer el balance de la deformación existente. Es evidente que las fallas estudiadas pertenecen a familias de fallas que pueden ser también sismogénicas, de las cuales no conocemos su tasa de deformación. En este mismo sentido, la sismicidad de la Zona Axial del Pirineo puede asociarse a multitud de fallas caracterizadas de manera insuficiente y en muchos casos sin expresión en superficie. Por tanto los estudios paleosismológicos tienen un gran interés para conocer la actividad de fallas concretas, pero son difícilmente utilizables para realizar un balance regional de la deformación.
- Los estudios de deformaciones verticales a partir de nivelaciones de alta precisión permiten una cobertura aceptable de la región, en función de la existencia de trayectos de nivelación repetibles, pero los valores obtenidos son en general muy elevados en comparación con la información de tipo geológico (Megrahoui et al., 2001), quizás debido a otras causas no tectónicas y por tanto difícilmente utilizables para estimar la deformación tectónica real actual.
- El estudio de la deformación horizontal a partir de medidas GPS es probablemente el método más indicado, como se ha demostrado en zonas de fuerte deformación. No obstante, para regiones de deformación moderada o débil, como es la región considerada, se necesita una repetición de las medidas durante un tiempo considerable para poder obtener valores de la deformación que resulten estadísticamente significativos.

En conclusión, si bien los trabajos realizados a partir de la información macrosísmica e instrumental han permitido un avance importante en el conocimiento de la actividad sísmica del NE de la Península Ibérica desde

la Edad Media, los resultados obtenidos sobre la caracterización de fallas activas y la cuantificación de las deformaciones son todavía escasos. Es evidente la necesidad de obtener un mayor número de observaciones sismológicas, geológicas y geodésicas. Esto, por supuesto, requerirá tiempo y esfuerzo, dado el contexto de deformación tectónica débil a moderada de la región de estudio. Dichas observaciones contribuirán fundamentalmente a la mejora del conocimiento de los períodos de recurrencia de los terremotos destructores.

REFERENCIAS

- ALBINI, P. y STUCCHI, M. (1997). A Basic European Earthquake and a Catalogue for the evaluation of long term seismicity and seismic hazard (BEECD), En: Ghazi A. and M. Yeroyani (eds.), Seismic risk in the European Union, vol. I, Brussels-Luxembourg, 53-77.
- ARTHAUD, F., OGIER, M. y M. SEGURET (1981). Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bulletin BRGM*, (2), 1, 3, 175-193.
- BANDA, E. y A. CORREIG (1984). The catalan earthquake of February 2, 1428. *Engineering Geology*, 20: 89-97.
- BOIS, C. (1993). Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of Southwestern Europe: contribution of deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 226 : 227-252.
- BRGM-CEA-EDF (1994), "Fichier de Sismicité Historique de la France". Fichero informático.
- CORTÉS, A.L., LIESA, C.L., SIMÓN, J.L., CASAS, A.M., MAESTRO, A. y L. ARLEGUI (1996). El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica, *Geogaceta*, 20 (4): 806-809.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. y M. DAIGNIERES (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3 (1): 51-65.
- ETCHECOPAR, A. (1984). Étude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). *Thèse d'Etat*, Montpellier. 270 p.
- FERRER, P., MASANA, E. y P. SANTANACH (1999). Expresión geomorfológica de la actividad reciente de la falla de Amer (NE de la Península Ibérica). *Acta Geológica Hispánica*, 31 [1996] (4), 17-24.
- FLETA, J., GRELLET, B., PHILIP, H., ESCUER, J., GOULA, X. y J.C. BOUSQUET (1996). Les deformacions tectòniques en els materials plioquaternaris de la depressió de Tortellà-Besalú. in: *Geologia de la conca lacustre de Banyoles-Besalú* (Maroto, J. & Pallí, Ll., eds.), *Quaderns*, 17, C.E.C.B., Banyoles, 99-112.
- FLETA, J., SANTANACH, P., GOULA, X., MARTÍNEZ, P., GRELLET, B. y E. MASANA (2001). Preliminary geologic, geomorphologic and geophysical studies for the paleoseismological analysis of the Amer fault (NE Spain). *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw* 80 (3-4): 243-253.

- FONTSERÈ, E. e IGLÉSIES, J. (1971). Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906. *Fundació Salvador Vives Casajuana*. Barcelona. 547 pp.
- GIMÉNEZ, J., GOULA, X., SURIÑACH, E y J. FLETA (1996). Utilització d'anivellaments topogràfics de precisió per a la quantificació de les deformacions verticals a Catalunya. *TERRA, Revista Catalana de Geografia, Cartografia i Ciències de la Terra*, 28: 31-39.
- GOULA, X., TALAYA, J., TÉRMENS, A., COLOMINA, I., FLETA, J., GRELLET, B. y Th. GRANIER (1996). Avaluació de la potencialitat sísmica del Pirineu Oriental: primers resultats de les campanyes GPS, PotSis'92 i PotSis'94. *TERRA, Revista Catalana de Geografia, Cartografia i Ciències de la Terra*, 28: 41-48.
- GOULA, X., OLIVERA, C., FLETA, J., GRELLET, B., LINDO, R., RIVERA, L.A., CISTERNAS, A. y D. CARBON (1999). Present and recent stress regime in the Eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308: 487-502.
- GOULA, X., FLETA, J., CASTELLOTE, M. y A. TÉRMENS (2001). Present deformation and seismic potentiality in the Eastern Pyrenees. Workshop on the geodynamics of the western part of Eurasia-Africa plate boundary. (Azores-Tunisia). Extended abstract book. San Fernando, Spain. 4 p.
- GRELLET, B., MIO, O., CARBON, D., COLOMINA, I., CUSHING, M., FLETA, J., GOULA, X., GRANIER, T., MICHEL, C. y A. SOURIAU (1993). Étude des déformations actuelles en relation avec l'activité sismique des failles: réseau GPS (Global Positioning System) dans l'Est des Pyrénées. *3ème Colloque National AFPS*, Saint Rémy-lès-Chevreuse, France. Vol. I, ST 1, 1-10.
- GUIMERÀ J. (1984). Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian peninsula. *Geol. Mag.*, 5: 413-420.
- ICC (1999). Mapa de sismicitat de Catalunya 1977-1997 Escala 1:400 000. *Institut Cartogràfic de Catalunya*. Barcelona.
- IGN (1991). Catálogo sísmico nacional. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.
- JULIÀ, R. y P. SANTANACH (1980). Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán. En: Santanach, P., Sanz de Galdeano, C., Bousquet, J.C. (eds.), Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas), *Bol. Geol. y Minero*, XCI (II): 321-383.
- LDG (1977-1985). Base de datos de epicentros. Fichero informático.
- MASANA E., VILLAMARÍN, J.A. y P. SANTANACH (2001). Paleoseismic results from multiple trenching analysis along a silent fault: The El Camp fault (Tarragona, northeastern Iberian Peninsula). *Acta Geologica Hispànica*, 36 (3-4): 329-354.
- MAUFFRET, A., PASCAL, G., MAILLARD, A. y Ch. GORINI (1995). Tectonics and deep structure of North-western Mediterranean basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12 (6): 645-666.
- MEGRAHOUI, M., CALAIS, E. y T. CAMELBEECK (2001). Active deformation in intraplate Europe: faulting processes and implication on the seismic hazard assessment. *CE, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 18:105-108.
- MEZCUA, J. y J. M. MARTINEZ SOLARES (1983). Sismicidad del área Ibero-Magrebí. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, publi. nº 203, 299p.

- OLIVERA, C., BANDA, E. y ROCA, A. (1991). An outline of historical seismicity studies in Catalonia. *Tectonophysics*, 193: 231-235.
- OLIVERA, C., RIERA, A., LAMBERT, J., BANDA E. y P. ALEXANDRE (1994). Els terratrèmols de l'any 1373 al Pirineu: efectes a Espanya i França. Servei Geològic de Catalunya. Generalitat de Catalunya. *Monografies* núm. 3, 220 p.
- OLIVERA C. y A. ROCA (1994). Valoración sismològica dels resultats de la recerca documental sobre els moviments sísmics a Catalunya als segles XVI i XVII. Informes Servei Geològic de Catalunya GS-05494. Generalitat de Catalunya, 43 p.
- OLIVERA, C. y J. FLETA (1996). Analysis of microearthquakes (1986-1993) in Vielha area, axial zone of the Central Pyrenees. *Proceedings of the XXV General Assembly of European Seismological Commission*. Reykjavik. pp. 288-293.
- OLIVERA, C., SUSAGNA, T., FLETA, J., FIGUERAS, S., GOULA, X., ROCA, A., MARTEL, L., SOURIAU, A., VADELL, M. y B. GRELLET (1996). Tectonic implications of the $M > 4$ earthquakes occurred in Catalonia - Eastern Pyrenees area in the period 1990-1996. *Proceedings of the XXV General Assembly of European Seismological Commission*. Reykjavik. pp. 9-34.
- OLIVERA, C., REDONDO, E., RIERA, A., LAMBERT, J. y A. ROCA (1998). Problems in assessing focal parameters to earthquake sequence from historical investigation: The 1427 earthquakes in Catalonia. *Procs. IX Asamblea Española de Geodesia y Geofísica*. Almería. CDRM.
- OLIVERA, C., FLETA, J., GOULA, X., SUSAGNA, T., FIGUERAS, S., OLMEDILLAS, J.C. y A. ROCA (2000). Mapa de sismicidad de Catalunya 1977-1997. *2ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Portugal. pp. 159-160.
- OLIVET, J.L. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *BCREDP*, 20, Elf Aquitaine. pp. 131-195.
- PASCAL, J.P., MAUFFRET, A. y P. MARIAT (1993). The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophys. Journal Int.*, 113: 701-726.
- PHILIP, H., BOUSQUET, J.C., ESCUER, J., FLETA, J., GOULA, X. y B. GRELLET (1991). Presence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées: Implications sismotectoniques. *C.R.Acad.Sci.*, t. 314, Série II, 1239-1245. París.
- POUS, J., JULIÀ, R. y L. SOLÉ SUGRANYES (1986). Cerdanya basin geometry and its implication on the Neogene evolution of the eastern Pyrénées. *Tectonophysics*, 129, 355-365.
- RIGO, A., PAUCHET, H., SOURIAU, A., GRÉSILLAUD, A., NICOLAS, M., OLIVERA, C. y S. FIGUERAS (1997). The February 1996 earthquake sequence in the eastern Pyrenees: first results. *Journal of Seismology*, 1: 3-14.
- RIVERA, L. y A. CISTERNAS (1990). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80 (3): 600-614.
- ROCA A. y J. GUIMERÀ (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.

- ROCA, A. (1994). La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geol. Hispánica*, 29 (1): 3-25.
- ROCA, A., GOULA, X., OLMEDILLAS, J.C., OLIVERA, C., SUSAGNA, T., FIGUERAS, S. y J. FLETA (2000). Nueva red sísmica de Cataluña con sensores de banda ancha y comunicación vía satélite en tiempo real. *2ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Portugal*. pp. 207-208.
- SALICRÚ, R. (1995). The 1448 earthquake in Catalonia. Some effects and local reactions. *Annali di Geofisica*, XXX-VIII: 503-513.
- SANTANACH, P. (2001). Fallas activas en España: tasas de movimiento y recurrencia sísmica. *Consortio de compensación de seguros: El riesgo sísmico. Prevención y seguro*. Madrid. pp. 119-138.
- SGC (1984-2000). Butlletí Sismològic. Generalitat de Catalunya. Servei Geològic de Catalunya.
- SGC (1989). Mapa Geològic de Catalunya Escala 1:250 000. Servei Geològic de Catalunya. Generalitat de Catalunya.
- SGC/OMPT (1990-1996). Seismic activity in the Pyrenees. Annual bulletin. Servei Geològic de Catalunya and Observatoire Midi-Pyrénées de Toulouse.
- SIMÓN, J.L. (1984). Compresión y distensión alpinas en la cordillera ibérica. Instituto de Estudios Turolenses, 269 p.
- SOURIAU, A., y H. PAUCHET (1998). A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290: 221-244.
- SURIÑACH, E. y A. ROCA (1982). Catálogo de terremotos de Catalunya, Pirineos y zonas adyacentes. La sismicidad de la zona comprendida entre 40°N-44°N y 3°W-5°E, NE Península Ibérica, Cat. Geofísica, Univ. Complutense. Madrid, pub. 190: 0-160.
- SUSAGNA, T. y X. GOULA (1999). Atlas sísmic de Catalunya. Vol.1. Catàleg de Sismicitat. Institut Cartogràfic de Catalunya, 436 p.
- SUSAGNA, T., ROCA, A., GOULA, X. y J. BATLLÓ (1994). Analysis of macroseismic and instrumental data for the study of the November 19, 1923 earthquake in the Aran Valley (Central Pyrenees). *Natural Hazards*, 24 (10): 7-17.
- TALAYA, J. y E. BOSCH (1999). CATNET: A permanent GPS network with real time capabilities. ION GPS'99. Nashville, Tennessee, EUA.
- TALAYA, J., FEIGL, K., TÉRMENS, A. y I. COLOMINA (1999). Practical lessons from analysis of a GPS network designed to detect movements of ~1 mm/year in the Eastern Pyrenees. *Phys. and Chem. of the Earth*, 24 (4): 355-359.
- TÉRMENS A., CASTELLOTE, M., SORO, M., FLETA, J., GOULA, X. y J. TALAYA (2000). PotSis'92, Potsis94 and PotSis'94 GPS campaigns to improve the knowledge of seismic potentiality in the Eastern Pyrenees. *X General Assembly of the Wegener project*. Observatorio de San Fernando. 4 p.
- VILLEGGER, M. (1984). Evolution tectonique du panneau de couverture Nord-provençal (Mont Ventoux, Lubéron, moyenne Durance). *Thèse Doctorat 3ème cycle*, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay.