



Actividad sísmica en el extremo Occidental de los Pirineos

Seismic activity in the Western Pyrenean edge

M. Ruiz⁽¹⁾, J. Gallart⁽¹⁾, J. Díaz⁽¹⁾, C. Olivera⁽²⁾, C. López⁽³⁾, J.M. González⁽³⁾ y J.A. Pulgar⁽³⁾

⁽¹⁾Dpto. Geofísica, Institut de Ciències de la Terra 'Jaume Almera' IJA-CSIC, Solé Sabaris s/n 08028 Barcelona, mruiz@ija.csic.es

⁽²⁾Institut Cartogràfic de Catalunya, Parc de Montjuïc s/n, 08038 Barcelona

⁽³⁾Dpto. Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo

SUMMARY

The moderate magnitude seismicity on the westernmost Pyrenean domain is poorly constrained from the present-day permanent networks monitoring the area because of low station coverage. New seismic data collected from a portable network deployed there for 17 months provide an enhanced image of the seismic activity, revealing clear tectonic implications. Results delineate the westward continuity of the E-W band of seismicity associated to the North Pyrenean Fault, through the Basque Massifs along the Nappe des Marbres, ending up at the Hendaye fault. This seismicity belt is distributed on a crustal scale, dipping northward to almost 30 km depth. Other groups of seismic events located in the area can be related to the southern segment of the Pamplona fault, and to different E-W thrust structures. Portable seismic networks hence appear as valuable tools to constrain tectonic and seismic hazard features in mountainous areas.

1. INTRODUCCIÓN

Los mapas de sismicidad constituyen una herramienta de gran interés tanto a nivel científico, para entender la tectónica y evolución de una determinada región, como por sus implicaciones socio-económicas en relación con el riesgo sísmico. Por ejemplo, en la planificación de obras de ingeniería civil en regiones montañosas debe tenerse muy en cuenta su nivel de sismicidad, a menudo significativo pero mal controlado. La resolución de los mapas de sismicidad instrumental depende claramente de la distribución de las redes sísmicas, limitada muchas veces por la orografía. En ocasiones, caso de los Pirineos, estas cadenas montañosas constituyen además límites fronterizos entre países, lo que puede comportar problemas adicionales para utilizar datos de las diferentes redes nacionales y disponer de catálogos homogéneos.

El presente trabajo analiza la sismicidad en el extremo Occidental de los Pirineos, a partir de datos obtenidos por una red sísmica temporal instalada en el marco de un Proyecto de investigación financiado por el Plan Nacional de Medio Ambiente y Recursos Naturales (proyecto GASPI).

La finalidad de dicho proyecto era el estudio de la actividad sismotectónica en el NO de la Península Ibérica en relación con la estructura litosférica y los modelos de deformación varisca y alpina. Se planteó en un contexto de caracterización de riesgo sísmico y zonificación sismotectónica, temática poco desarrollada en el norte peninsular. Con este objetivo, a partir de estaciones sísmicas portátiles dispuestas en tres sub-redes localizadas en Galicia, Asturias y Navarra, se ha llevado a cabo un estudio de la distribución regional de terremotos, y de su relación con las diferentes familias de estructuras y dominios corticales.

Este trabajo se centra en el análisis de los datos de sismicidad local registrados por la red de Navarra. El experimento se dividió en dos fases: Marzo 1999-Agosto 1999 y Septiembre 2000-Julio 2001. La red se ubicó en el extremo occidental de los Pirineos, una zona tradicionalmente mal controlada por la baja densidad de instrumentos permanentes en la misma, sobretudo en la parte española. En esa región existen tan solo dos estaciones cercanas de la red española gestionada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), junto con las estaciones más occidentales de la red francesa Renass de Pirineos (Figura 1).

2. MARCO ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN.

Nuestra zona de estudio engloba la parte más occidental de la cadena Pirenaica y el inicio de la transición estructural hacia la cordillera Cantábrica. Las principales estructuras Pirenaicas, de orientación E-O son: Zona Axial Paleozoica (ZAP) en su parte central, limitada al norte y al sur por los terrenos Mesozoicos y Cenozoicos de la Zona Nor-Pirenaica (ZNP) y la Zona Sur-Pirenaica

(ZSP) respectivamente, que a su vez cabalgan sobre las cuencas terciarias de antepaís (Cuenca de Aquitania y Cuenca del Ebro).

Separando la ZAP de la ZNP se sitúa la Falla Nor-Pirenaica (FNP), la mayor zona de sutura que recorre el sistema Pirenaico de Este a Oeste, considerada como la expresión en superficie del límite entre las placas Ibérica y Europea (Choukroune, 1992) y a la que se asocia la mayor parte de la sismicidad de la cadena (Souriau and Pauchet, 1998). La transición entre ambos dominios comporta unas variaciones estructurales de gran importancia a escala litosférica, según atestiguan multitud de estudios geofísicos efectuados desde los años 80 (entre otros, Gallart et al., 1981; ECORS-Pyrenees Team 1988; Daignières et al., 1994; Souriau and Granet, 1995; Pous et al., 1995).

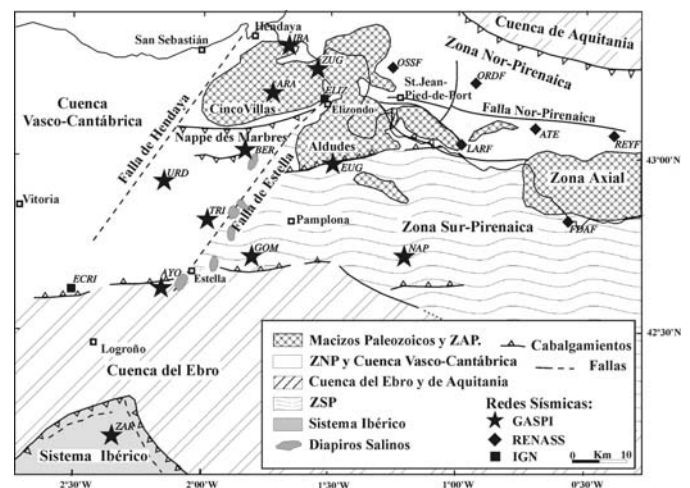


Figura 1. Esquema geotectónico con la situación de las estaciones del proyecto GASPI, junto a las estaciones permanentes de la red Renass y IGN. (Geotectonic diagram with the situation of GASPI project seismic array and permanent stations of Renass and IGN)

Hacia los Pirineos occidentales se pierde la identificación de la FNP, enmascarada por el predominio de sedimentos Mesozoicos de la Cuenca de Mauléon que dan paso a diversos macizos Paleozoicos individualizados (macizos Vascos de Igouctce, Mendibelza, Labourd, Aldudes-Quinto Real y Cinco Villas). A partir de datos relativamente puntuales de paleomagnetismo (Van der Voo and Boessenkool, 1973) y de perfiles sísmicos (Gallart et al, 1981) se sugirió la prolongación del límite estructural asociado a la FNP a nivel de la Nappe des Marbres, o falla de Leiza, cinturón de rocas metamórficas y ultrabásicas que separa los macizos vascos de Cinco Villas y Aldudes-Quinto Real. Su importancia en términos de

sismicidad no está bien establecida, debido al insuficiente control instrumental de la región.

Otra de las estructuras a destacar en la zona de estudio es la falla de Pamplona, también conocida como de Estella. Dicha falla tiene una orientación NE-SO, desde los macizos Vascos hasta la cuenca del Ebro (Turner, 1996), marcada en superficie por alineaciones de diapiros salinos y considerada como un accidente profundo que limita dos zonas estructuralmente distintas. Al oeste, la cuenca Vasco-Cantábrica, donde se ha producido interacción con la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya, y la mayoría de estructuras tienen vergencia Norte. Al este, la cuenca de Pamplona que está asociada a procesos de colisión continental, y donde predominan las estructuras con vergencia Sur (Martinez-Torres, 1991). Más al oeste se sitúa otra falla de la misma orientación NE-SO, la falla de Hendaya, que marca el límite occidental de los macizos Vascos y puede haber jugado también un papel importante en la compresión alpina, produciendo un desgarramiento senestro que arquea las trazas cartográficas. Su traza se pierde en superficie bajo los sedimentos cretácicos de la cuenca Vasco-Cantábrica.

3. RESULTADOS EXISTENTES DE SISMICIDAD.

La sismicidad histórica de la región más occidental de los Pirineos puede calificarse de escasa y mal documentada (Olivera y Gallart, 1987), ya que no se dispone de valores de intensidad para la mayoría de terremotos. Aún así, se observan dos núcleos de actividad sísmica: una en la zona fronteriza, al norte de la población de Elizondo, y un segundo núcleo en el área de Pamplona.

Los catálogos instrumentales muestran una sismicidad más bien moderada y difusa, en la que cabe destacar en todo caso la actividad en torno a la zona de Pamplona. Entre mayo y junio de 1982 se produjo una crisis sísmica, con unos 28 terremotos de magnitudes comprendidas entre 2.7 y 4.9 (Olivera y Gallart, 1987). En 1996 y 1998 se produjeron en la zona dos eventos de magnitud 4.8.

No obstante, la mayor parte de la sismicidad catalogada en el occidente pirenaico se concentra en la parte francesa de la cordillera, en una franja de orientación E-O, de unos 80 Km de largo y entre 5 y 15 Km de ancho, acotada entre las longitudes 0.1°O y 1.3°O (Souriau y Pauchet, 1998). Esta actividad se ha asociado tradicionalmente a la FNP (Gagnepain et al., 1980; Gallart et al.; 1985; Souriau and Pauchet, 1998). Los terremotos asociados a esta zona, desde Lourdes hasta Saint Jean Pied de Port, pueden tener profundidades de hasta 20 Km. Los eventos de más importancia se produjeron en 1967 en Arette, M=5.5, en 1980 en Arudy, M=5.1 y en 1982 en el macizo de Arbailles, M=4.8.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE DATOS.

Tradicionalmente, las redes sísmicas temporales han operado en modo de disparo, a partir de algoritmos de detección. En cambio, en este experimento, en el que se han ocupado hasta 11 emplazamientos y con 14 estaciones sísmicas funcionando al mismo tiempo, se ha empleado el método de registro continuo. Este hecho ha comportado que el volumen de datos a procesar sea muy elevado (del orden de 9 Gb mensuales), obligando a desarrollar una serie de herramientas de software y una metodología de tratamiento de la información, a fin de optimizar el análisis de los registros disponibles.

Se ha trabajado básicamente con dos modelos de estaciones, *Reftek* y *Hathor*, equipadas con geófonos de periodo propio de 5 y de 20 segundos. La autonomía de funcionamiento en registro continuo ha sido de 35-40 días, almacenándose los datos en discos duros con capacidades entre 1 y 4 Gb. Consecuentemente, se han efectuado las visitas periódicas necesarias para el mantenimiento instrumental y la recuperación de los datos registrados in situ.

Con el fin de uniformizar los distintos formatos internos de las estaciones, en el proceso de extracción de las trazas se ha trabajado con el formato estándar SEGY.

La identificación de los eventos acaecidos durante el periodo de funcionamiento de la red sísmica se ha abordado por dos vías distintas y complementarias: se han utilizado los catálogos de los servicios sismológicos presentes en la región (IGN y Renass), y se

han aplicado, vía software y estación por estación, algoritmos de detección (STA/LTA) al continuo de datos en bruto. A fin de evitar falsas detecciones debidas a ruido no sísmico, se ha filtrado el listado final de las mismas imponiendo la coincidencia en un mínimo de tres estaciones distintas.

Del conjunto de eventos locales obtenidos por las dos vías, se han seleccionado aquellos sismos más cercanos a la zona de estudio cuyo análisis permita construir un catálogo final de sismicidad que contenga:

a) las determinaciones hipocentrales de eventos ya catalogados, relocalizados utilizando conjuntamente los datos de las estaciones permanentes de la zona y los registros obtenidos por la red temporal.

b) las localizaciones de eventos locales no catalogados por ninguno de los organismos competentes en la zona.

Para la lectura de las fases sísmicas se ha utilizado el programa SAC (*Seismic Analysis Code, University of California*), y las determinaciones hipocentrales se han efectuado con el programa *Hypo71* (Lee y Lahr, 1975). Las magnitudes de los eventos se han calculado a partir de la duración del terremoto, aplicando la fórmula propuesta para sismos locales por Lee y Lahr (1975):

$$FMAG = -0.87 + 2 \log(T) + 0.0035 D$$

siendo T la duración de la señal sísmica en segundos y D la distancia epicentral en Km.

El modelo de velocidades utilizado en la inversión hipocentral (Tabla 1) se ha establecido considerando toda la información disponible de la región, básicamente de perfiles sísmicos a lo largo de los Pirineos (Gallart et al., 1981) y de la cuenca Vasco-Cantábrica (Gallart et al., 2000).

Tabla 1 - Modelo de velocidades utilizado en la inversión hipocentral. (*velocity model used for hypocentre inversion*)

Profundidad Z (Km)	V _p (Km/s)
0.0	5.5
3.0	6.0
12.5	6.2
22.0	6.7
38.0	8.0

En una primera fase, se ha retenido un total de 249 eventos. De ellos se han eliminado diversos eventos de origen claramente artificial (según su forma y contenido frecuencial, repetición horaria y de ubicación, etc.), así como algunos sismos con errores elevados o inestabilidades de localización (lecturas insuficientes, alejamiento de la zona de óptima cobertura de la red, etc.). En el catálogo definitivo se han conservado 189 terremotos, registrados en los dos periodos de funcionamiento de la red, 97 de los cuales son eventos no catalogados anteriormente por ninguna red permanente.

Se ha abordado también el cálculo de mecanismos focales, a partir de las polaridades de la onda P, para los sismos con mejor cobertura azimutal ('gaps' menores de 100° y un mínimo de 8 lecturas), obteniéndose un total de 10 soluciones focales.

5. RESULTADOS OBTENIDOS E IMPLICACIONES SISMOTECTONICAS

La red portátil instalada durante 17 meses en el extremo Occidental de los Pirineos ha permitido constatar la ocurrencia de un número considerable de eventos sísmicos locales (en total 189 sismos, a un promedio de 10 terremotos por mes), de magnitudes comprendidas entre 1.6 y 3.6. Cabe destacar que prácticamente la mitad de los eventos retenidos y localizados no habían sido detectados por las redes permanentes disponibles en la zona. En el caso de los eventos ya catalogados anteriormente, con la relocalización efectuada se ha mejorado significativamente su ubicación, permitiendo una asociación más fiable con las estructuras geotectónicas de la zona.

La Figura 2 muestra la repartición de la sismicidad obtenida. Hay que indicar que en la parte más oriental de la zona de estudio se



han incluido únicamente los sismos relocados con datos de la red temporal y de las estaciones permanentes.

Los resultados obtenidos tienen implicaciones sismotectónicas muy claras en diversos aspectos:

a) *Prolongación E-O de la sismicidad Pirenaica*: se ha detectado una actividad muy significativa en la zona de los macizos Vascos (56 eventos registrados con magnitudes entre 1.5 y 3.6) que aparece claramente dispuesta en sentido E-O a lo largo del cinturón metamórfico de la Nappe des Marbres. La sismicidad de esta zona quedaba patente de forma mucho más difusa en estudios anteriores que contaban con pocas estaciones cercanas (Grandjean et al., 1994; Souriau y Pauchet, 1998). Los resultados actuales ponen de relieve una continuidad en la actividad sísmica E-O característica de Pirineos y asociada a la FNP, que se prolonga hacia el oeste según la falla de Leiza. Las determinaciones hipocentrales muestran que la sismicidad en esa zona se distribuye desde la superficie hasta casi 30 km de profundidad, con un buzamiento bien definido hacia el Norte (Figura 3, corte B-B'). La dimensión cortical de la sismicidad y su buzamiento asociados a este contacto parecen tener una relación directa con los resultados recientes de perfiles sísmicos (Gallart et al., 2000). Dichos resultados indican que la imbricación alpina entre las cortezas ibérica y europea, evidenciada en las partes más centrales de la cadena Pirenaica desde los perfiles ECORS (Muñoz, 1992; Daignières et al., 1994) se mantiene en los Pirineos occidentales y a lo largo de la transición a la cordillera Cantábrica. Los dos mecanismos focales calculados en esta zona muestran soluciones de falla normal, con una ligera componente de cizalla y uno de los planos nodales de orientación E-O.

b) *Terminación occidental de la sismicidad*: En la Figura 2 se observa que la franja E-O de sismicidad antes descrita no sobrepasa la falla de Hendaya, la cual marca también el final de los afloramientos metamórficos de la Nappe des Marbres. Desde la costa Cantábrica y hasta unos 40 km al SO a lo largo de la falla de Hendaya se distribuyen unos 14 eventos de magnitudes entre 2.4 y 2.8. Tal alineación sísmica no se había podido observar hasta ahora

con los datos disponibles, y su estudio más preciso requeriría de la implantación de estaciones sísmicas en la cuenca Vasco-Cantábrica.

c) *Falla de Pamplona y actividad sísmica*: en la Figura 2 se observa un conjunto de sismos concentrados al O de Pamplona. Se trata de un total de 26 eventos de magnitudes comprendidas entre 1.9 y 3.1, con una distribución vertical en profundidad entre los 5 y 20 Km (Figura 3, sección A-A'), y que pueden asociarse con el segmento sur de la falla de Pamplona. Los mecanismos focales muestran soluciones de falla normal a subvertical con fuerte componente de cizalla. La orientación de uno de los planos nodales es consistente con la de la Falla de Estella. El segmento central de dicha falla no parece presentar actividad sísmica (Figura 2), mientras que resulta difícil evaluar la sismicidad de su extremo norte, ya que enlaza prácticamente con la falla de Leiza y la sismicidad observada en esa zona parece tener una distribución predominante E-O. También cabría asociar ese extremo de la falla de Pamplona con la actividad observada entorno a la población de Elizondo, ya sobre el macizo de Aldudes-Quinto Real, con sismos de profundidades comprendidas entre 0 y 20 km (Figura 3, corte C-C'). No obstante, la distribución geográfica y en profundidad de la sismicidad parecen favorecer una relación con el sistema E-O de cabalgamientos que separan el macizo de la cuenca de Pamplona.

d) *Alineación E-O de la sismicidad Pirenaica*: en la parte más oriental de la zona de estudio se han relocado unos 40 sismos entre las ciudades francesas de St. Etienne de Baigorri y Arette, asociados a la FNP. Estos eventos tienen magnitudes entre 1.9 y 3.4, y confirman la clara tendencia E-O (Figura 3, corte D-D') de la distribución de la sismicidad en esa zona, ya evidenciada por la red permanente francesa (Souriau and Pauchet, 1998). También se ha constatado un aumento de la profundidad hipocentral hacia el oeste, ya que entre 1°O y 2°O los eventos se distribuyen entre 5 y 30 km de profundidad, mientras que entre 0.5°O y 0°O las profundidades no suelen sobrepasar los 5 km. Los mecanismos focales calculados en esta zona muestran soluciones de cizalla con uno de los planos nodales subvertical y de orientación E-O.

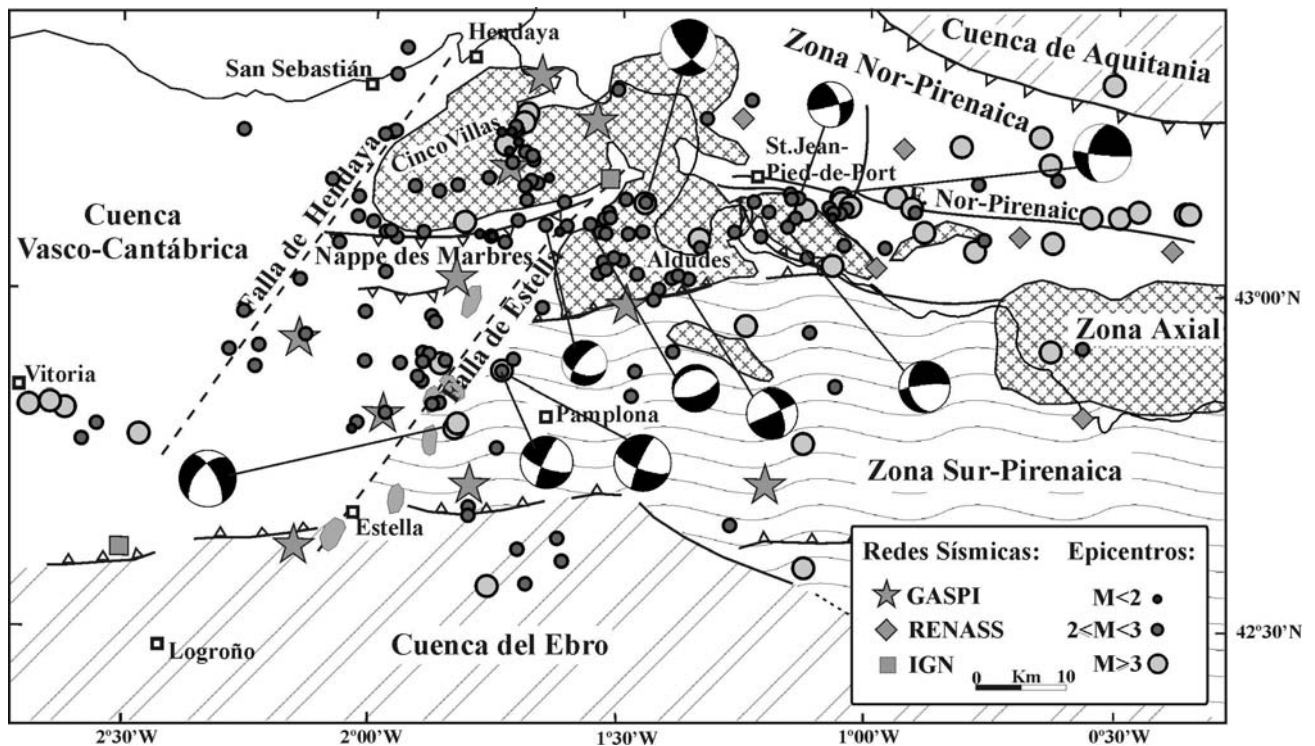


Figura 2. Sismos localizados durante los dos periodos de funcionamiento de la red y mecanismos focales obtenidos. (Seismic events located during the two operation periods of the array and calculated focal mechanisms)

e) *Actividad sísmica en otras zonas sur-Pirenaicas y Vasco-Cantábricas:* a unos 15 km al sur de Pamplona se observa (Figura 2) un área de cierta sismicidad, con 10 eventos de magnitudes entre 1.5 y 2.5, que pueden asociarse al sistema de cabalgamientos y fallas que recorren la región en dirección prácticamente E-O, delineando el contacto entre la cuenca de Pamplona y la cuenca del Ebro. Por otra parte, al sureste de Vitoria, se han registrado 7 eventos de magnitudes entre 2.8 y 3.3 y profundidades entre 0 y 10 km, que pueden asociarse con una alineación de diapiros salinos alaveses. Esta alineación, paralela a las grandes estructuras de la Cuenca Vasco-Cantábrica, es la expresión en superficie de una falla cubierta por sedimentos del Cretácico Superior y Terciario, pero visible en perfiles sísmicos de explotación petrolera. Los focos sísmicos pueden deberse a movimientos de la propia falla o al empuje por ascenso de los diapiros.

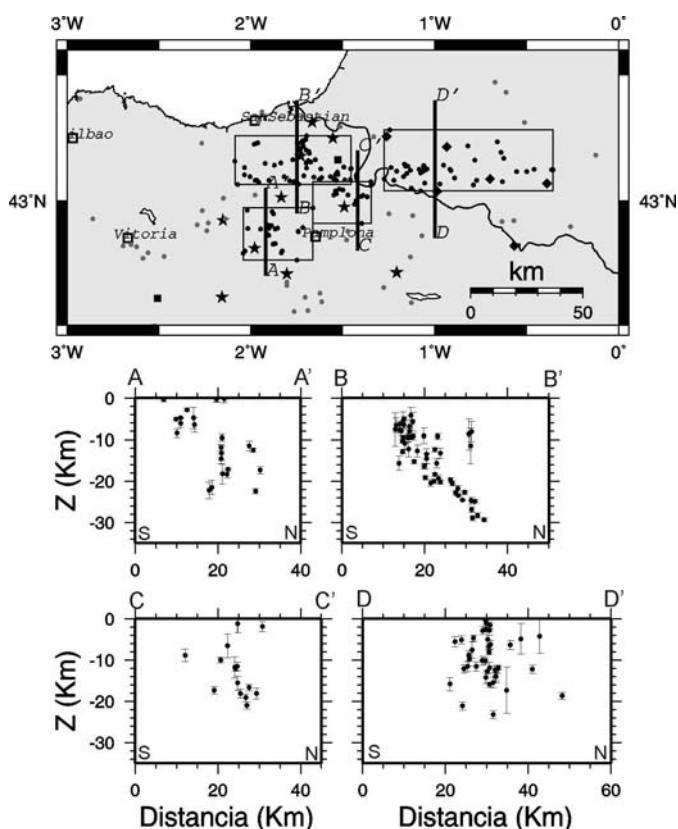


Figura 3. Distribución de la sismicidad en profundidad, según cortes N-S sobre las principales estructuras. (Seismicity distribution along different N-S cross-sections over the main structures)

6. CONCLUSIONES.

La adquisición de nuevos datos sísmicos en el extremo occidental de los Pirineos, mediante la implantación de una red temporal en funcionamiento durante 17 meses, ha proporcionado una imagen actualizada de la sismicidad de la zona, permitiendo constatar la existencia de una actividad remarcable en cuanto a número de eventos (unos 10 por mes), generalmente de magnitud moderada a baja. Esta imagen sísmica tiene un grado de 'nitidez' o precisión que contrasta claramente con las obtenidas a partir de datos de redes permanentes que, al no disponer de un número suficiente de instrumentos cercanos, muestran una distribución más bien escasa y difusa de la sismicidad que no permite analizar cualquier posible implicación sismotectónica.

La comparación entre los eventos localizados por la red temporal con los catalogados por las redes permanentes operativas en la zona muestra que aproximadamente la mitad de los eventos acaecidos en ese periodo (de magnitudes comprendidas entre 1.5 y 2.5) no pudieron ser detectados correctamente por dichas redes.

Los resultados obtenidos en nuestro estudio no solamente confirman la importante actividad sísmica según una estrecha franja E-O asociada a la FNP, sino que permiten establecer también la continuidad de dicha actividad hacia el oeste, a través de los macizos Vascos, a lo largo de la Nappe des Marbres y hasta la falla de Hendaya. La Nappe des Marbres se configura como una estructura a escala cortical, marcada por una sismicidad que se distribuye con continuidad hasta cerca de 30 km de profundidad, con un buzamiento bien marcado hacia el norte. Por su parte, la falla de Hendaya delimita la terminación occidental de la franja E-O de sismicidad Pirenaica, y su importancia en la compresión alpina parece realizarse con su imagen sismotectónica actual.

Se ha detectado también una sismicidad remarcable asociada al segmento sur de la falla de Pamplona, cuya distribución no parece circunscribirse al emplazamiento de domos salinos visibles en superficie. Asimismo, se han observado algunos focos de actividad en relación con estructuras E-O en las cuencas de Pamplona y de Vitoria.

En definitiva, el nivel de sismicidad observado en el extremo occidental de los Pirineos, actualmente con eventos de magnitud moderada a baja, pero con ocurrencia en un pasado reciente de sismos de magnitud próxima a 5, y sus notables implicaciones sismotectónicas justifican la necesidad de disponer de un control sísmico más apropiado de la región. La repetición de experimentos temporales con gran densidad de instrumentos, junto con la implantación de estaciones sísmicas permanentes en los Pirineos Occidentales y en la Cuenca Vasco-Cantábrica aparecen como acciones indispensables de cara a evaluar correctamente el riesgo sísmico y precisar la zonificación sismotectónica del norte peninsular.

8. REFERENCIAS.

- Choukroune, P. (1992): "Tectonic Evolution of the Pyrenees". *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 20, 143-158.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M., ECORS team (1994) "The Arzacq-Western Pyrenees ECORS deep seismic profile". *Publ. Eur. Assoc. Pet. Geol.* 4, 199-208.
- ECORS Pyrenees Team (1988) "The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees". *Nature* 331, 508-511.
- Gagnepain, J., Mediano, T., Cisternas, A., Ruegg, J.C., Vadell, M., Hatzfeld, D. and Mezcuca, J. (1980): "Sismicité de la région d'Arette (Pyrénées-Atlantiques) et mécanismes au foyer". *Ann. Gefis.*, 36, 499-508.
- Gallart, J., Banda, E. and Daignières, M. (1981): "Crustal structure of the Paleozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean Zone". *Annales Geophysicae*, 37, 3, 457-480.
- Gallart, J., Daignières, M., Gagnepain-Beyneix, J. and Hirn, A. (1985): "Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees". *Annales Geophysicae*, 3, 2, 239-248.
- Gallart, J., Pulgar, J.A., Pedreira, D., Gallastegui, J., Díaz, J. and Carbonell, R. (2000): "Wide-angle seismic measurements from the Pyrenees to the Cantabrian Mountains and the North Iberian margin: evidence for the lateral extent of an Alpine crustal thickening". In: *Proceedings of the 1999 CCSS Workshop*, Dublin, Ireland., A.W.B. Jacob, C.J. Bean, and S.T.F. Jacob Eds., pp. 77-80.
- Grandjean, J., Daignières, M., Gallart, J. and Hirn, A. (1994): "Répartition de la sismicité dans la partie occidentale des Pyrénées". *C.R. Acad. Sci. Paris Ser. II* 319, 527-533.
- Lee, W.H. and Lahr, J.C. (1975): "HYPO71 (revised): A computer program for determining hypocenters, magnitudes and first motion pattern of local earthquakes". *U.S. Geol. Surv. Open File report* 75-311, 116 pp.
- Martínez-Torres, L.M. (1991): "El Manto de los Mármoles: geología estructural y evolución geodinámica". Ed. Univ. País Vasco, 294 pp.
- Muñoz, J.A. (1992): "Evolution of a continental collision belt: ECORS- Pyrenees crustal balanced cross-section". McClay, K.R. (Editor) *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, London, 235-246.
- Oliviera, C. y Gallart, J. (1987): "Sismicidad de la región de Navarra (Pirineos Occidentales)". *Rev. de Geofísica*, 43, 221-234.
- Pous, J., Ledo, J., Marcuello, A. and Daignières, M. (1995) "Electrical resistivity model of the crust and the upper mantle from a magnetotelluric survey through the central Pyrenees". *Geophys. J. Int.* 121, 750-762.
- Souriau, A. and Granet, M. (1995). "A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data". *J. Geophys. Res.* Vol.100, No. B9, 18.117-18.134.
- Souriau, A. and Pauchet, H. (1998): "A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications". *Tectonophysics*, 290, 221-244.
- Turner, J.P. (1996): "Switches in subduction direction and the lateral termination of mountain belts: Pyrenees-Cantabrian transition, Spain". *Journal of the Geological Society*. Vol. 153. 563-571.
- Van der Voo, R. and Boessenkool, A. (1973) "Permian paleomagnetic result from the Western Pyrenees delineating the plate boundary between the Iberian peninsula and stable Europe". *J. Geophys. Res.* Vol.78 No 23 5118-5127.