

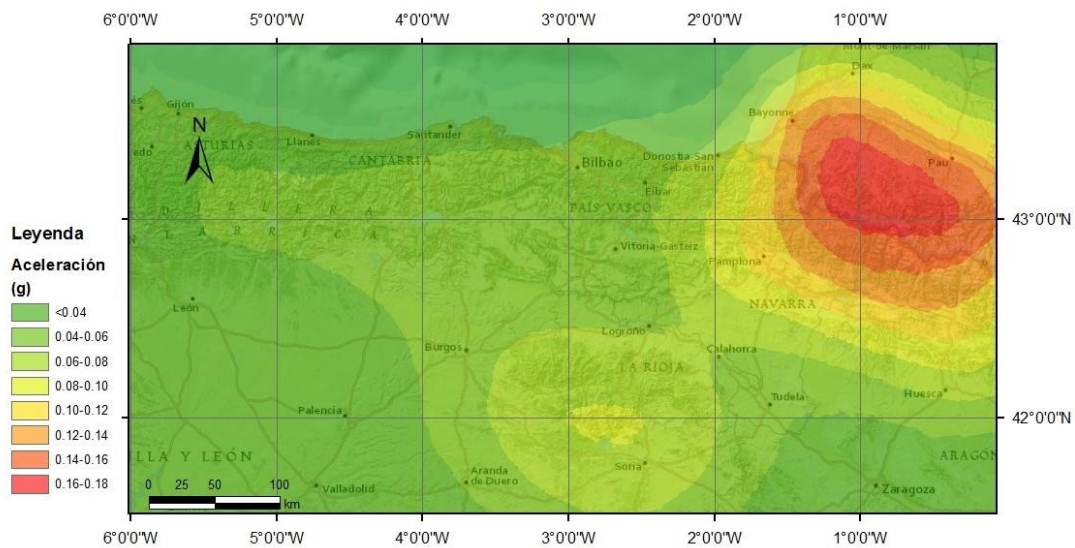
UNIVERSIDAD DE OVIEDO

FACULTAD DE GEOLOGÍA

MÁSTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERIA GEOLÓGICA

TRABAJO FIN DE MÁSTER

# ZONACIÓN SISMOTECTÓNICA Y PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA REGIÓN CANTÁBRICA (NORTE DE ESPAÑA)



**ALBA DÍAZ GONZÁLEZ**

JULIO 2015



D. Alba Díaz González, autor del Trabajo Fin de Máster titulado “ZONACIÓN SISMOTECTÓNICA Y PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA REGIÓN CANTÁBRICA (NORTE DE ESPAÑA)”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 15 de Julio de 2015



Fdo. Alba Díaz González

El Dr. Javier Álvarez Pulgar, Catedrático de Universidad, Profesor Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, confirma que ha tutelado el trabajo “ZONACIÓN SISMOTECTÓNICA Y PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA REGIÓN CANTÁBRICA (NORTE DE ESPAÑA)”, realizado por D. Alba Díaz González, y autoriza su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 15 de Julio de 2015



Fdo. Javier Álvarez Pulgar

## ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN .....	7
2. CONTEXTO SISMOTECTÓNICO .....	9
<b>2.1. Marco geológico</b> .....	9
2.1.1. La orogenia Varisca .....	9
2.1.2. La extensión mesozoica .....	12
2.1.3. Orogenia Alpina.....	13
2.1.4. Cuencas Cenozoicas.....	18
<b>2.2. Marco geodinámico</b> .....	19
<b>2.3. Marco Sismotectónico</b> .....	20
3. SISMOTECTÓNICA .....	23
<b>3.1. Sismicidad histórica</b> .....	23
<b>3.2. Sismicidad instrumental</b> .....	25
<b>3.3. Zonación sismotectónica</b> .....	36
4. PELIGROSIDAD SÍSMICA.....	70
<b>4.1. Metodología</b> .....	70
4.1.1. Recopilación de datos sísmicos y definición de las fuentes sismogénicas .....	71
4.1.2. Caracterización de las zonas sismogénicas .....	73
4.1.3. Determinación de la ley de atenuación .....	77
4.1.4. Cálculo de la peligrosidad sísmica.....	79
<b>4.2. Resultados</b> .....	82
<b>4.3. Discusión</b> .....	88
5. CONCLUSIONES .....	94
REFERENCIAS .....	97
ANEXOS.....	106

## RESUMEN

Este documento presenta una valoración probabilística de la peligrosidad sísmica (PSHA) en términos de aceleración pico (PGA) y de aceleraciones espectrales [SA(T)] en la región Cantábrica (Norte de España).

Se llevó a cabo una revisión de la geología y tectónica de la región Cantábrica, así como del catálogo sísmico histórico e instrumental del Instituto Geográfico Nacional de España (IGN). A partir de estos datos, se realizó una zonación sismotectónica, y se calcularon los parámetros sísmicos para cada una de ellas. Se ha considerado la ley de atenuación de Abrahamson y Silva (1997).

El cálculo de la peligrosidad sísmica se llevó a cabo mediante el programa CRISIS2007 de Ordaz *et al.* (2007). Se obtuvieron mapas de peligrosidad sísmica en términos de PGA y de SA(T) con  $T = 0.1, 0.3, 0.5, 1$  y  $2s$  para un periodo de retorno de 475 años, en condiciones de suelo de roca.

Los valores más altos de peligrosidad sísmica se dan en la región del Pirineo (0.16-0.18g) y en la Sierra de la Demanda-Cameros (0.06-0.10g), y los valores más bajos corresponden a la Zona Cantábrica (0.02g) y a la Cuenca del Duero (0.015g). Finalmente se comparan los resultados con la peligrosidad sísmica calculada por la NCSE-02, por el plan SISNA (2011) y por el proyecto ISARD (2007).

## ABSTRACT

This paper presents a probabilistic seismic hazard assessment in terms of Peak Ground Acceleration (PGA) and Spectral Accelerations [SA(T)] of the Cantabrian Region (North Spain).

A review of the geology and tectonics has been carried out, as well as the historical and instrumental catalog of the Spanish National Geographic Institute (IGN). From these data, a seismic zonation is proposed, and seismic parameters have been calculated for each zone. In this work, the attenuation law of Abrahamson and Silva (1997) has been considered.

Seismic hazard calculations have been carried out using the software CRISIS2007 (Ordaz *et al.* 2007). Hazard maps in terms of PGA and SA (0.1, 0.3, 0.5, 1 y 2s) for the 475-year return period have been obtained in rock sites.

The highest values correspond to the Pyrenean Region (0.16-0.18g), and to the Demanda-Cameros Range (0.06-0.10g), and the lowest values are expected in the Cantabrian Zone (0.02g) and in the Duero basin (0.015g). Finally the results have been compared with those obtained by the NCSE-02, by the SISNA (2011) and by the ISARD project (2007).

## 1. INTRODUCCIÓN

El riesgo sísmico en España se considera moderado, aunque en los últimos 600 años se tiene constancia de varios terremotos importantes. La región Cantábrica es una zona de sismicidad baja a moderada, pero su continuación por los Pirineos es una de las zonas más activas de la Península Ibérica, con terremotos históricos que alcanzaron una intensidad IX, en Bagnères-de-Bigorre, en el año 1660, o una intensidad VIII en Lourdes, en 1750. También se alcanzaron intensidades de VIII en otras regiones, como es el caso de un sismo en la Sierra de la Demanda en 1817.

En España, la vigilancia sísmica se realiza a través de la Red Sísmica Nacional cuya gestión es responsabilidad del Instituto Geográfico Nacional (IGN) cuya base de datos ha sido utilizada para este estudio. Hay otras instituciones a nivel regional, como es la Red Sísmica de Cataluña, o la Red Sísmica de Andalucía, e incluso a nivel provincial.

La instrumentación sísmica en España comenzó en el siglo XIX con la instalación del primer sismógrafo en el Observatorio de la Armada de San Fernando, Cádiz, en el año 1898. La vigilancia de la sismicidad del Pirineo comenzó en 1905 con el Observatorio del Ebro, pero no es hasta el año 1985 cuando en España se instala una red sísmica homogénea, momento a partir del cual la cantidad de sismos y su precisión en la localización aumentan. Cabe destacar que en el año 2000 comienzan a instalarse en España estaciones sísmicas de banda ancha, con bastante retraso en el área de estudio.

En cuanto al estudio de la peligrosidad sísmica, ha habido varios estudios previos a escala de Europa, como el ESC-SESAME (2003), un modelo unificado de peligrosidad sísmica de la región Europea-Mediterránea (Jiménez *et al.*, 2003), y a nivel nacional, como es la evaluación de la peligrosidad sísmica contenida en la Norma Sismorresistente Española (NCSE-02), o el estudio de peligrosidad sísmica de España de Mezcua *et al.* (2011). También hay estudios previos a escala regional, como el Plan de Emergencia ante el Riesgo Sísmico de la Comunidad Autónoma del País Vasco (2007), o el Plan Especial de Riesgo Sísmico de Navarra (2011) (SISNA). Además, se han realizado varios trabajos sobre la peligrosidad sísmica de la región Pirenaica, como es el caso del proyecto Interreg IIIa ISARD (2003-2007) (Información Sísmica Automática Regional de Daños), cuyo objetivo era integrar los datos de España, Francia y Andorra para el cálculo de la peligrosidad sísmica, ya que los estudios previos a este proyecto presentan valores muy diversos de la peligrosidad máxima esperada (PGA). Un ejemplo de esta disparidad de datos es la comparación del PGA calculado por la Norma Sismorresistente Española vigente (NCSE-02, 2002), con un valor del PGA de 0.04 a 0.12g para un periodo de retorno de 475 años, con estudios franceses como el de Martín *et al.* (2002) en el que para la misma región el PGA tiene valores de 0.15-0.25g, o Marin *et al.* (2004) que proporciona valores del PGA de 0.067g.

El objetivo principal de este estudio es hacer una evaluación de la peligrosidad sísmica de la región Cantábrica y del Pirineo occidental a partir de los datos de sismicidad del IGN y su relación

con las estructuras geológicas de la zona. El área de estudio está comprendida entre las longitudes  $-6^{\circ}$  y  $0^{\circ}$  y las latitudes  $41.5^{\circ}$  y  $43.5^{\circ}$ , abarcando desde la mitad de Asturias hasta el Pirineo occidental al este, limitando al norte con el mar Cantábrico e incluyendo al sur las cuencas del Duero y del Ebro, y el extremo noroccidental de la Cadena Ibérica, la Sierra de la Demanda. Los objetivos más específicos son:

- Revisión del catálogo sísmico del IGN para hacer un análisis detallado de la sismicidad de la zona.
- Precisión de la zonación sismotectónica, a partir de los datos de geología y de la distribución de la sismicidad.
- Correlación de la actividad sísmica con las estructuras geológicas de cada zona sismotectónica.
- Cálculo de la peligrosidad sísmica, con el fin de estimar la probabilidad de excedencia de un movimiento del terreno generado por un terremoto en el emplazamiento determinado.

El contenido de esta memoria ha sido estructurado en 6 capítulos:

En este primer capítulo introductorio se describen los objetivos del trabajo y algunos de los estudios previos relevantes de la zona, así como la evolución en el estudio de la sismicidad en España.

El segundo capítulo alberga una síntesis del marco geológico, geodinámico y sismotectónico de la región estudiada, con una descripción de las estructuras características de la zona.

En el capítulo 3 se hace un análisis somero de la evolución de las redes sísmicas en la Península, y más detallado en la zona de estudio. Además, se lleva a cabo la nueva zonación sismotectónica, así como el estudio minucioso de la actividad sísmica en relación con las estructuras geológicas para cada una de las zonas.

En el cuarto capítulo se realiza una descripción del método probabilístico zonificado llevado a cabo para la estimación de la peligrosidad sísmica, con una breve explicación previa de los distintos métodos existentes.

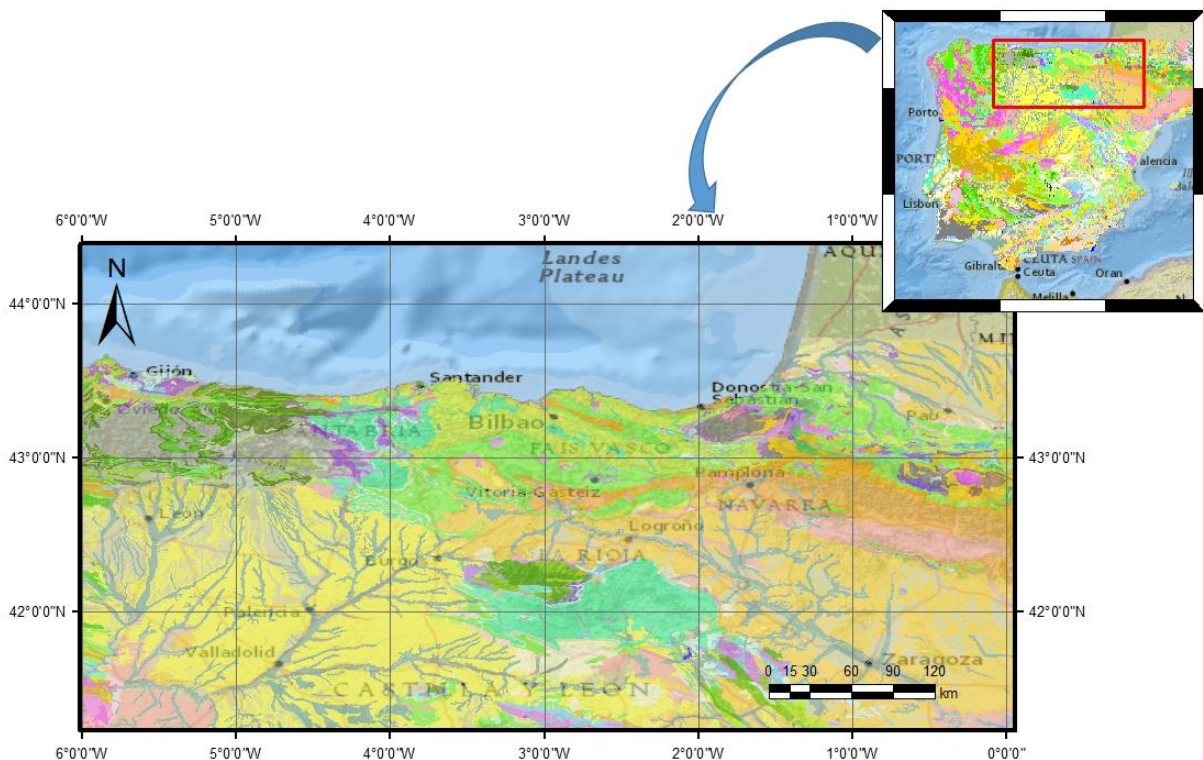
El capítulo 5 recoge los resultados obtenidos en el análisis de la peligrosidad sísmica a partir del análisis de la geología y de la actividad sísmica registrada por el IGN.

Por último, en el capítulo 6 se presentan las conclusiones y aportaciones finales de este trabajo.



## 2. CONTEXTO SISMOTECTÓNICO

El área de estudio se extiende entre las longitudes 6° oeste y 0°, y las latitudes 41.5°N y 43.5° (Fig. 2.1.). Abarca desde la mitad de Asturias al oeste hasta el Pirineo occidental al este, y limita al norte con el mar Cantábrico. La zona incluye al sur las cuencas del Duero y del Ebro, y el extremo noroccidental de la cadena Ibérica, la Sierra de la Demanda.



**Figura 2.1.-** Situación del área de estudio. Mapa geológico 1:1.000.000 del IGME (2015).

### **2.1. Marco geológico**

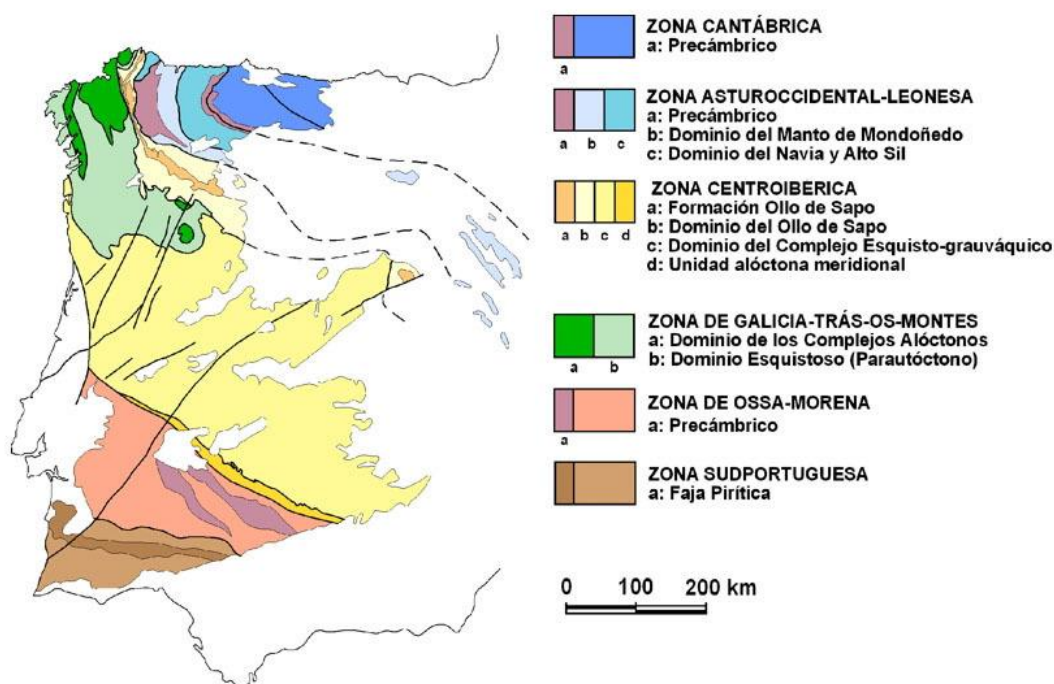
La estructura del área de estudio es el resultado de la superposición de dos episodios orogénicos, Varisco y Alpino, separados por un episodio extensional mesozoico.

#### **2.1.1. La orogenia Varisca**

La orogenia Varisca tuvo su origen en el Paleozoico, hace 500 Ma, como consecuencia de la colisión de dos grandes continentes, Laurentia-Báltica contra Gondwana, dando lugar al

supercontinente Pangea. En la zona de colisión se formó una gran cadena orogénica de aproximadamente 8000 km de largo y 1000 de ancho. Este orógeno Varisco aflora en varios macizos, y dentro del área de estudio aflora en el Macizo Varisco Ibérico en la zona occidental, en la Zona Axial Paleozoica del Pirineo en la parte oriental, en la Sierra de la Demanda, en el noroeste de la cadena Ibérica, y en los macizos Vascos (Matte, 1991; Pedreira, 2004).

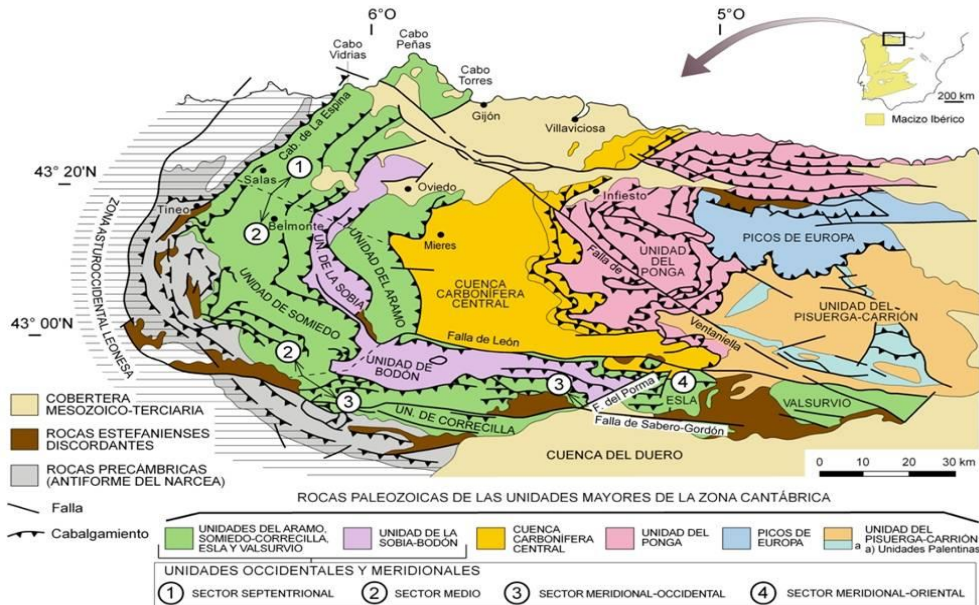
El Macizo Ibérico constituye la rama sur de la Cadena Varisca Europea (arco Ibero-Armoricano). Ha sido dividido en zonas (Fig. 2.2), en primer lugar por Lotze (1945), posteriormente modificado por Julivert *et al.* (1972), y finalmente por Farias *et al.* (1987) (Fig. 2.2).



**Figura 2.2.-** Zonación del Macizo Ibérico. Basada en Lotze (1945), Julivert *et al.* (1972) y Farias *et al.* (1997)

La única zona del Macizo Ibérico que se encuentra dentro de la zona de estudio es la Zona Cantábrica (ZC). Esta zona es la más externa del orógeno, y representa la cuenca de antepaís del mismo (Pérez-Estaún *et al.*, 1991). Se trata de una zona cuyas estructuras principales son pliegues y cabalgamientos con orientaciones de N-S a E-O que definen la curva del Arco Asturiano. La ZC no presenta prácticamente ni metamorfismo ni clivaje (Julivert, 1971). Los cabalgamientos tienen en general el nivel de despegue en la Formación Láncara, de edad Cámbrico Inferior-Medio. La ZC se divide en varias unidades (Fig. 2.3): Somiedo-Correcilla, La Sobía-Bodón, Aramo, Cuenca Carbonífera Central, Ponga y Picos de Europa (Julivert, 1971). También se divide en unidades pre- y sinorogénica. La unidad preorogénica está formada por alternancia de materiales carbonatados

y siliciclásticos de aguas someras, y la unidad sinorogénica presenta materiales carboníferos siliciclásticos principalmente, estando el límite entre ambas en el Devónico-Carbónífero (Marcos y Pulgar, 1982; Pérez-Estaún *et al.*, 1988).



**Figura 2.3.-** Mapa geológico de la Zona Cantábrica. Tomada de Bastida (2004), basada en Julivert (1971).

En el norte de la Península, además de en la Zona Cantábrica, afloran también materiales deformados por la orogenia Varisca en la Zona Axial Paleozoica de la cordillera Pirenaica y en los Macizos Vascos. La Zona Axial Paleozoica está formada por materiales de esta edad que afloran en dirección E-O, formando el eje de la cadena Pirenaica. Esta zona separa dos zonas de vergencias opuestas en la cadena, al norte la Zona Norpirenaica, y al sur la Zona Surpirenaica. Al este de Navarra, las rocas paleozoicas están cubiertas por materiales mesozoicos y terciarios, volviendo a aflorar de nuevo al oeste en los Macizos Vascos, que comprenden los macizos de Cinco Villas, Labourd, Aldudes, Oroz-Beletu, Mendibeltza e Igountze (Choukorune, 1992; Pedreira, 2004; Ruiz, 2007).

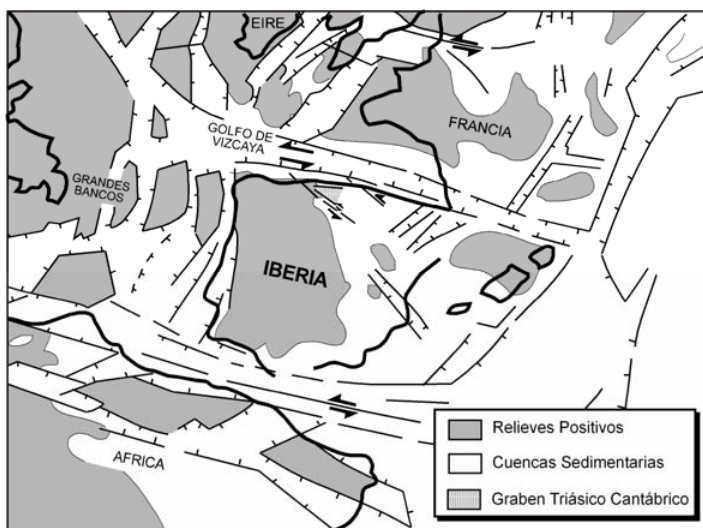
Por último, dentro de la zona de estudio, afloran materiales de la orogenia Varisca en el extremo noroccidental de la Cadena Ibérica, en la Sierra de la Demanda. Esta Sierra está formada por materiales paleozoicos deformados por cabalgamientos variscos E-O que formaron anticlinales y sinclinales en la misma dirección y misma vergencia norte (Casas-Sainz 1990; Pedreira, 2004).

### 2.1.2. La extensión mesozoica

Tras la orogenia Varisca, 50-60 Ma después de su estabilización, el supercontinente Pangea comenzó a sufrir una etapa extensional que provocó su ruptura, la formación del océano Atlántico, y la apertura del Golfo de Vizcaya (Coward, 1995).

En primer lugar, entre el Carbonífero Superior (Westfaliense) y el Pérmico Inferior, tuvo lugar una fuerte fragmentación que generó importantes desgarres, dentro de los cuales destacan tres familias (Arthaud y Matte, 1975; Pedreira, 2004). La más importante de ellas tuvo un sentido sinestro, de dirección NE-SO a NNE-SSO, y una de las estructuras más destacada de la zona de estudio perteneciente a esta familia de desgarres es la falla de Pamplona, falla de orientación NE-SO que no tiene expresión en superficie y cuya traza se puede seguir por la alineación de diapiros salinos del Triásico. La segunda familia en orden de importancia tiene un movimiento dextro y su dirección es NO-SE a NNO-SSE. Dentro de este grupo y de la zona de estudio cabe destacar la falla de Bilbao y la falla de Ventaniella. Por último, el grupo de desgarres menos frecuente presenta una dirección ENE-OSO y un sentido sinestro (Pedreira, 2004).

A continuación, en el Pérmico Medio, se produce un cambio en el régimen tectónico, pasando de compresivo a distensivo, de rift continental, y dando lugar a fallas normales y grabens, características de este tipo de régimen (Capote, 1983). En el Pérmico Superior da comienzo la extensión mesozoica, que duró hasta el Cretácico Superior. Entre el Pérmico Superior y el Jurásico Medio tuvo lugar una primera etapa distensiva en la que, durante el Triásico, se generaron cuencas alargadas en las direcciones NE-SO a E-O (Fig. 2.4). Los rifts sufrieron subsidencia, quedando anegados por el mar (Jabaloy, 2002).



**Figura 2.4.-** Disposición de los rifts triásicos de Europa. Tomada de García-Mondéjar (1989)

En el Jurásico Superior y Cretácico se generaron fallas que ejercieron un control sobre la sedimentación, como es el caso de la falla Norpirenaica (FNP), falla de dirección E-O y límite entre las placas Iberia y Eurasia, con movimiento de desgarre sinestro (Arthaud y Matte, 1975; Rat, 1988). En toda esta etapa la deformación es muy intensa, especialmente en el Aptiense-Albiense, momento de culminación del rift. Es entonces cuando se produce la individualización de la Placa Ibérica, con una rotación antihoraria de Iberia con respecto a Europa. Existe controversia en cuanto a la rotación de Iberia, aunque la mayoría de los autores cifran la rotación entre 30-35°. Este movimiento generó la apertura del Golfo de Vizcaya, que finalizó en el Cretácico Superior, al concluir el periodo extensional (García-Mondéjar, 1996; Malod y Mauffret, 1990; Pedreira, 2004). En el Cretácico Inferior se formó la Cuenca Vasco Cantábrica. La máxima extensión y los sedimentos sin-rift son de esta edad. Durante el Cretácico Superior, esta zona formaba un margen pasivo. Aquí tuvo lugar una gran subsidencia, ya que el espesor del material mesozoico, y sobre todo del Cretácico, está estimado en más de 10.000 m. La zona de mayor subsidencia y extensión de la cuenca es el Arco Vasco. Este Arco Vasco es considerado la expresión en superficie de la separación de las placas Ibérica y Europea, ya que es reconocido como la prolongación oeste de la Zona Norpirenaica al presentar la misma disposición de las estructuras y muestran continuidad de los materiales (Feuillé y Rat, 1971). Al oeste de la cuenca, en la zona de Santander, hay una falla extensional de orientación E-O, la falla de Cabuérniga, que afecta al basamento (Espina *et al.*, 1996). El límite este de la cuenca Vasco-Cantábrica es la falla de Pamplona. Se trata de una falla de transferencia que condicionó notablemente la sedimentación del mesozoico, momento en que tenía un movimiento vertical y que separaba una zona subsidente al oeste de una zona estable al este, por lo que hubo una diferencia de miles de metros en el espesor de los sedimentos a ambos lados de la falla. También separa dos zonas de vergencias opuestas, al oeste la Cuenca Vasco Cantábrica de vergencia en general norte, de la Zona Surpirenaica, donde la vergencia de las estructuras es sur (Pedreira, 2004; Rat, 1988; Ruiz *et al.*, 2006a).

### **2.1.3. Orogenia Alpina**

Al final del Cretácico Superior-Cenozoico, se produjo un cambio en el régimen tectónico que duró hasta el Mioceno Medio (desde hace 80 Ma hasta hace 15 Ma), la orogenia alpina, tercer estadio de la evolución de Iberia. La Placa Africana, debido a la apertura del Océano Índico, comenzó a desplazarse hacia el norte, haciendo que la placa Ibérica chocase contra la placa Euroasiática. Esta convergencia de África contra Europa provocó en el área de estudio el cierre de las cuencas mesozoicas y el levantamiento de la cadena Pirenaico-Cantábrica, subduciendo Iberia bajo Europa, así como el cierre parcial del Golfo de Vizcaya (Choukroune y ECORS Team (1989); Savostin *et al.*, 1986). De la cordillera Pirenaico-Cantábrica se incluye dentro del área de estudio la zona occidental de los Pirineos y la parte centro-oriental del sistema Cantábrico o Pirineos Vasco-Cantábricos, separados por la falla de Pamplona. Esta falla, de longitud superior a 120 km, tiene una orientación NE-SO cuyo sector norte comienza entre los Macizos Paleozoicos Vascos



de Cinco Villas y Alduides, hasta su sector sur en la cuenca del Ebro, donde corta materiales cretácicos. Durante el Eoceno Superior, esta falla se ve involucrada en la compresión terciaria y a partir de entonces la subsidencia tiene lugar en el lado este de la falla, al contrario que en el Mesozoico (Faci *et al.*, 1997; Larrasoña *et al.*, 2003;). La cordillera Pirenaico-Cantábrica está limitada tanto al norte como al sur por cabalgamientos que hacen que los materiales mesozoico-terciarios cabalguen sobre las cuencas terciarias adyacentes, las cuencas del Duero, Ebro, Aquitania y el Golfo de Vizcaya (Alonso *et al.*, 1996; Ruiz, 2007).

### 2.1.3.1 Pirineos

La cordillera Pirenaica es el resultado de la colisión entre las placas Ibérica y Euroasiática. Esta cadena tiene una tendencia E-O generada por la convergencia N-S, y se encuentra cercada por la cuenca de antepaís de Aquitania al norte, y por la cuenca del Ebro al sur. Esta colisión involucró a los materiales paleozoicos y mesozoicos que habían sido previamente afectados por la orogenia Varisca y la extensión mesozoica (Lacan y Ortuño, 2012; Ruiz M., 2007; Teixell, 1998).

La cordillera pirenaica se encuentra estructuralmente dividida en tres zonas, las zonas externas del orógeno, Zona Norpirenaica (ZNP) y Zona Surpirenaica (ZSP), zonas de materiales mesozoicos y cenozoicos que cabalgan sobre las cuencas de antepaís de Aquitania y del Ebro respectivamente, y la Zona Axial Paleozoica (ZAP), zócalo varisco que separa las zonas anteriores (Fig. 2.5) (Choukroune, 1992).

La Zona Norpirenaica es una franja estrecha que se sitúa en la parte norte del orógeno. Está formada por una sucesión mesozoica de gran espesor, y deformada por cabalgamientos alpinos vergentes al norte, resultado de la inversión tectónica de estructuras extensionales mesozoicas. Tiene una tectónica thick-skinned, ya que las estructuras afectan al basamento paleozoico y a la cobertera mesozoica (Muñoz, 1992; Teixell, 1998). El límite norte de esta zona es el Cabalgamiento Frontal Norpirenaico, y el límite sur la falla Norpirenaica (FNP). Esta última estructura que separa la ZNP de la ZSP, es la sutura más importante del orógeno pirenaico, y sufrió una inversión tectónica, haciendo aflorar materiales de la corteza inferior y del manto (Choukroune, 1992). En la ZNP, los cabalgamientos son más verticales a medida que se aproximan a la FNP. Se observa una banda metamórfica asociada a esta falla, además de una alta deformación, y se encuentra dividida en varios segmentos de falla E-O separados por otras fallas menores (Choukroune, 1992; Pedreira, 2004).

La Zona Axial Paleozoica está formada por materiales paleozoicos y metamórficos alzados desde la corteza. Presenta también pequeños afloramientos mesozoicos y cenozoicos (Teixell, 1998).

La ZSP es la parte meridional del orógeno pirenaico, donde los cabalgamientos alpinos vergen al sur. En esta zona los cabalgamientos despegan en niveles triásicos (Keuper), y afectan a la cobertera mesozoico-terciaria, por lo que se trata de una tectónica thin-skinned, aunque algunos autores afirman que en la parte occidental de esta zona los cabalgamientos afectan también al

basamento (Teixell, 1998). El límite norte de esta zona es la FNP, y el límite sur el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico, donde los materiales de la ZSP cabalgan sobre la cuenca del Ebro. En esta zona cabe destacar la importancia de la Cuenca de Jaca-Pamplona, situada en la parte occidental de la ZSP. Esta cuenca está formada por materiales terciarios y tiene una forma alargada en la dirección E-O, viéndose afectada por anticlinales y sinclinales de la misma orientación. En un primer momento era una cuenca de antepaís pirenaica que posteriormente fue incorporada al edificio orogénico (Teixell y García Sansegundo, 1995).

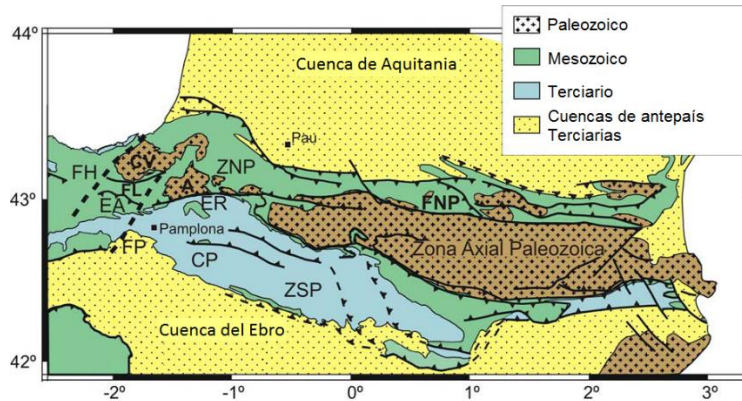


Figura 2.5.- Mapa geológico de los Pirineos. Según Ruiz (2007).

### 2.1.3.2. Cuenca Vasco-Cantábrica

El origen de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Fig. 2.6) fue mencionado previamente en la etapa extensional. En el Paleógeno esta cuenca fue invertida debido a la compresión N-S alpina entre las placas Iberia y Eurasia (Pulgar *et al.*, 1996).

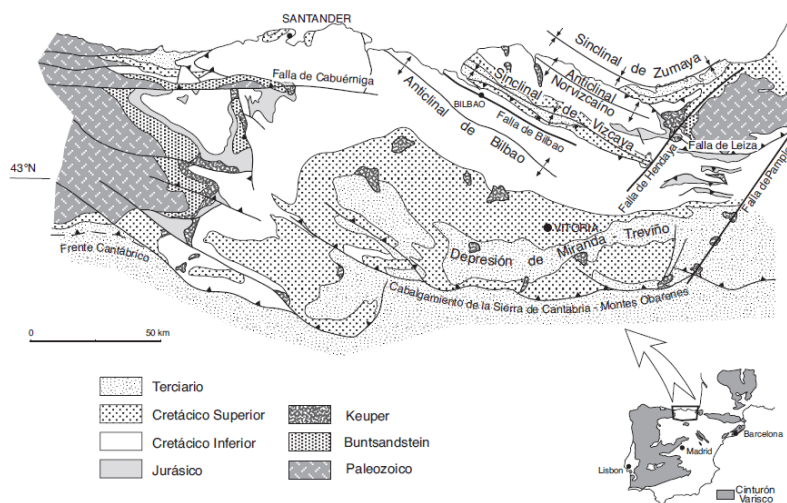


Figura 2.6.- Esquema geológico de la cuenca Vasco-Cantábrica. Figura tomada de Pedreira (2004).

El límite este de la Cuenca Vasco-Cantábrica es la falla de Pamplona, explicada anteriormente. Al oeste de esta falla las estructuras llevan una orientación E-O, como es el caso de la falla de Ollín, la falla de Leiza, y de las láminas cabalgantes de Aralar, hasta la falla de Hendaya, límite oeste de los Macizos Vascos. Inmediatamente al sur del macizo vasco Cinco Villas y separándolo del macizo de Alduides, se encuentra la falla de Ollín, y al sur de la misma, la falla de Leiza. Esta última, durante el Mesozoico era una falla normal que posteriormente fue reactivada como falla inversa durante la orogenia alpina, aunque la actividad sísmica actual muestra un movimiento normal explicado por el reajuste cortical tras el periodo orogénico. Asociada a esta falla hay una franja de materiales metamórficos llamada Manto de los Mármoles. Este afloramiento metamórfico asociado a la falla de Leiza es muy similar al de la falla Norpirenaica, por lo que varios autores creen que la falla de Leiza es la continuación occidental de la falla Norpirenaica (Rat, 1988; Ruiz *et al.*, 2006b). Al sur de esta falla se encuentran las láminas cabalgantes de Aralar, también de orientación E-O e igualmente comprendidas entre las fallas de Pamplona al este y de Hendaya al oeste. Esta unidad está formada por materiales del Jurásico al Cretácico inferior que se ven afectados por cabalgamientos de vergencia norte (Ruiz *et al.*, 2006a).

La falla de Hendaya fue activa durante la etapa compresiva alpina. Es paralela a la falla de Pamplona, con orientación NE-SO, y al igual que ésta, se encuentra cubierta por materiales mesozoico-terciarios. Probablemente generó desplazamientos laterales sinestros (Pedreira, 2004; Ruiz, 2007). A partir de esta falla, las estructuras pasan de tener orientación E-O al este de la falla, a estar orientadas NO-SE, al oeste. Las estructuras de dirección NO-SE situadas al oeste de la falla de Hendaya se sur a norte son: el anticlinal de Bilbao, la falla de Bilbao, el Anticlinal Norvizcaíno y el sinclinal de Zumaya (Fig. 2.5), este último en su parte este tiene una orientación ligeramente NE-SO. La falla de Bilbao, estructura extensional durante el mesozoico, sufrió una inversión tectónica durante la etapa compresiva alpina, actuando como falla inversa (Arthur y Matte, 1975).

Dentro de la cuenca Vasco-Cantábrica se diferencian tres zonas con distintas características geológicas. Por un lado está el Arco Vasco, en la parte oriental, que como se ha explicado en el periodo extensional, presenta la mayor potencia mesozoica. En la parte occidental, el bloque Santanderino y el bloque Alavés, el espesor mesozoico también es importante, pero menor que en el Arco Vasco (Rat, 1988). En el bloque Alavés, separado del Santanderino por una alineación de diapiros salinos, hay un sinclinorio en cuyo núcleo se encuentra la depresión de Miranda-Treviño de materiales eocenos. El bloque Santanderino está muy afectado por fallas en dirección N-S y E-O, como es el caso de la falla de Cabuérniga que fue reactivada como falla inversa (Espina *et al.*, 1996; Pedreira, 2004).

### 2.1.3.3. Macizo Asturiano

La orogenia alpina provocó durante el Cenozoico el levantamiento de los materiales del basamento varisco de la Zona Cantábrica y de la Zona Asturoccidental Leonesa del Macizo Ibérico, así como de la cobertera mesozoica, dando lugar a las Montañas Cantábricas. (Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1996). Este levantamiento desencadenó una importante erosión de la



cobertera mesozoica, que en este sector tenía un espesor menor que en la cuenca Vasco-Cantábrica, por lo que afloran en superficie las rocas del basamento paleozoico. Afloran también algunos materiales tardivariscos que no se vieron afectados por la erosión. Los materiales del Pérmico y del Triásico afloran en la zona este, en el límite con la cuenca Vasco-Cantábrica, y en la zona costera de Asturias, donde también afloran materiales Jurásicos y Cretácicos. Estos últimos lo hacen también al sur de las Montañas Cantábricas.

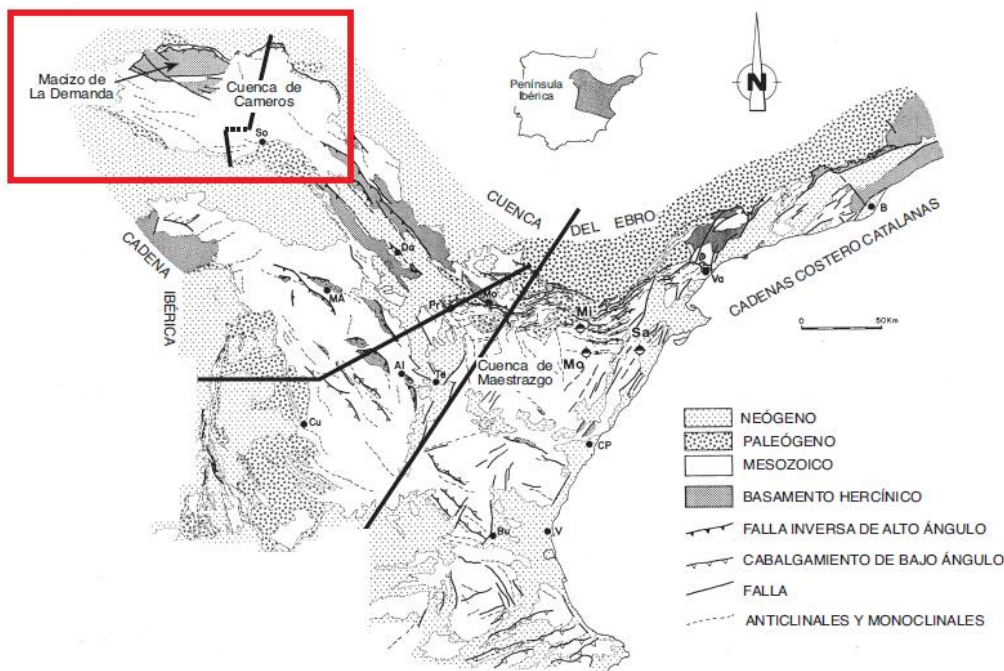
La estructura alpina más importante del Sistema Cantábrico es la falla de Ventaniella, falla de orientación NO-SE que corta toda la Zona Cantábrica, continuando mar adentro por el cañón de Avilés. Esta estructura muestra un desplazamiento inverso, oblicuo y dextrógiro (Julivert, 1960; Julivert *et al.*, 1971). Otras dos estructuras importantes son la falla de León y la falla de Sabero-Gordón. Estas fallas, localizadas al sur del Sistema Cantábrico y de edad Carbonífero Medio-Superior, eran fallas de strike-slip levóginas, que durante la orogenia Alpina fueron reactivadas como fallas inversas dirigidas al sur y de orientación E-O (Bastida *et al.*, 1976; Marcos, 1968; Pérez-Estaún *et al.*, 1988).

#### 2.1.3.4. Cordillera Ibérica

La Cadena Ibérica es el resultado de la reactivación e inversión de cuencas sedimentarias mesozoicas durante la orogenia Alpina, localizadas en el interior de la placa Ibérica (Casas-Sainz y Faccena, 2005; Guimerà *et al.*, 2004). Se trata de un cinturón orogénico formado por pliegues y cabalgamientos, cuyas orientaciones han sido condicionadas por estructuras preexistentes de la orogenia Varisca, estructuras tardivariscas y estructuras de la etapa extensional mesozoica (Casas-Sainz *et al.*, 2000).

El extremo noroccidental de la cordillera Ibérica, la Sierra de la Demanda, se incluye en el área de estudio (Fig. 2.7).

La Sierra de la Demanda cabalga al norte sobre la Cuenca del Ebro y al sur sobre la Cuenca de Almazán. Esta zona está formada por pliegues y cabalgamientos, donde las estructuras más importantes llevan orientación de NO-SE a E-O (Casas-Sainz, 1990).



**Figura 2.7.-** Mapa de la Cordillera Ibérica. El cuadro rojo señala la Sierra de la Demanda. Figura tomada de Pedreira (2004), basada en Guimerà y Álvaro (1990).

#### 2.1.4. Cuencas Cenozoicas

En la región centro-septentrional de la Península Ibérica destacan las cuencas cenozoicas del Duero y del Ebro, cuencas de antepaís de la Cordillera Cantábrica y con la Cordillera Pirenaica respectivamente. Ambas cuencas están unidas por el corredor de la Bureba.

- Cuenca del Ebro:

Se trata de una cuenca terciaria encuadrada entre los Pirineos al norte, la Cordillera Ibérica al sur, y las Cadenas Costero Catalanas al este. Recibe sedimentos de las tres cadenas, pero sobretodo de los Pirineos y simboliza el episodio final de la evolución de la cuenca de antepaís. Los primeros depósitos provenientes de la cadena Pirenaica datan del Cretácico Superior y Paleoceno. La configuración final de la cuenca tuvo lugar entre el Oligoceno superior y el Mioceno Inferior, momento en que finalizó el levantamiento de los Pirineos, y los cabalgamientos frontales del límite sur se emplazaron totalmente (Pardo *et al.*, 2004; Pedreira, 2004).

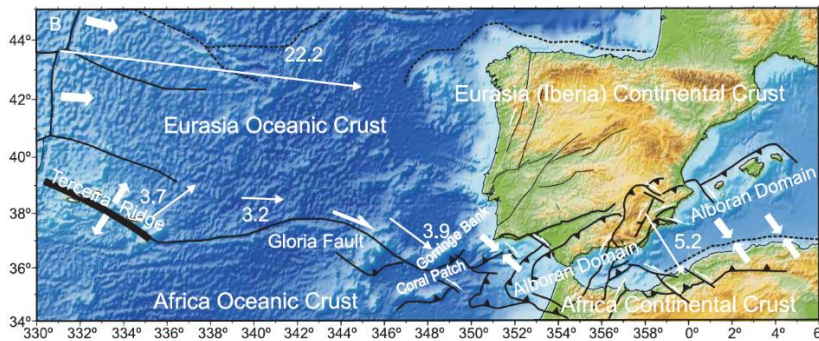
- Cuenca del Duero:

Esta cuenca es la mayor cuenca cenozoica de la Península Ibérica, con una superficie de 50.000 km<sup>2</sup>. Su relleno ha estado condicionado por las tres cadenas que limitan la cuenca, la Cordillera Cantábrica al norte, el Sistema Ibérico al este y el Sistema Central al sur. En la parte norte de la cuenca, los sedimentos terciarios, cuyo espesor máximo es de 2000 m, se encuentran discordantes sobre los materiales mesozoicos (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; López-Fernández, 2008). Esta zona

norte comenzó a funcionar como cuenca de antepaís en relación con el levantamiento de la Cordillera Cantábrica durante el Eoceno (Alonso *et al.*, 1996). En la parte oriental se dio esta misma relación con el Sistema Ibérico a partir del Paleógeno. Sin embargo, en la parte occidental, tuvo lugar una tectónica extensional, formando horst y grabens también durante el Paleógeno (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004).

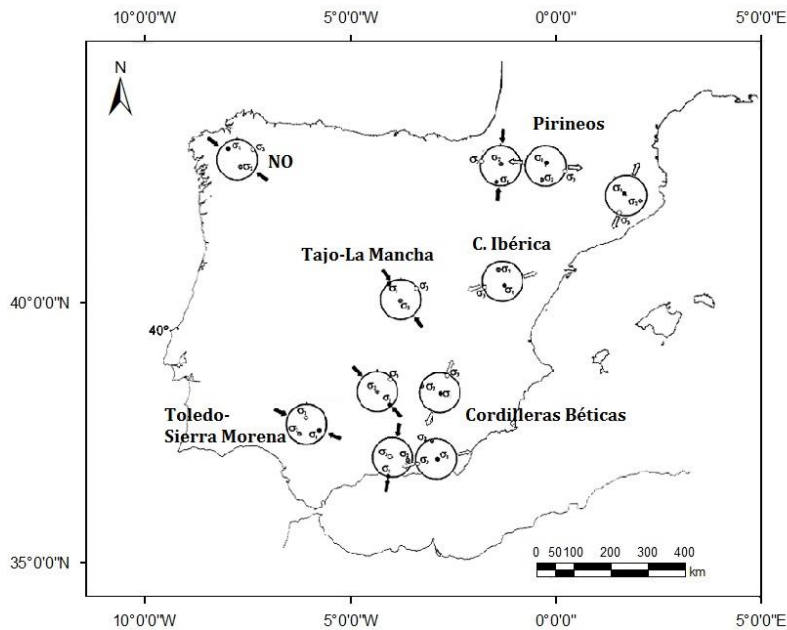
## 2.2. Marco geodinámico

La Península Ibérica comprende la parte continental del contacto entre las placas Africana y Euroasiática, junto con la zona Noroccidental de África (Fig. 2.8). Se trata además de la zona de contacto de estas placas donde la geometría es más compleja (Mezcua y Rueda, 2006). La Península Ibérica presenta un campo de esfuerzos compresivo NO-SE, resultado de la compresión entre estas placas, que comenzó con la orogenia alpina y provocó la subducción de África bajo Europa. Este campo de esfuerzos, refleja también el empuje E-O de la dorsal del Océano Atlántico (Jabaloy *et al.*, 2002; Ruiz, 2006).



**Figura 2.8.-** Mapa tectónico de la parte oeste del límite entre las placas Africana y Euroasiática. Figura tomada de De Vicente *et al.* (2008).

Además de este campo de esfuerzos principal NO-SE, existen otros campos regionales en la Península que pueden deberse a tectónicas y características geológicas particulares, como es el caso de los Pirineos, la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro dentro del área de estudio, donde la dirección de compresión es N-S a NE-SO (Herraiz *et al.*, 2000) (Fig. 2.9).



**Figura 2.9.-** Campo de esfuerzos actual calculado en la Península Ibérica. Figura modificada de Herraiz *et al.* (2000).

La compresión N-S del Pirineo es consistente con la convergencia entre las placas Iberia y Eurasia. Existen diferencias también en la velocidad de convergencia, por un lado entre África y Eurasia, cuya velocidad es de 2-4 mm/año (López-Fernández, 2008), y entre Iberia y Eurasia, con una convergencia de 1mm/año, o incluso menor según Nocquet y Calais (2003).

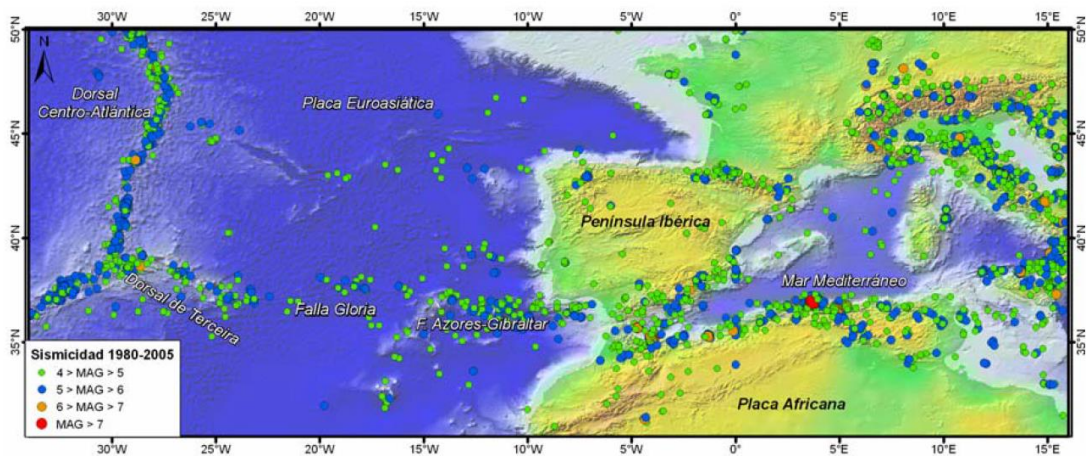
El estado de esfuerzos de la Cadena Pirenaica es complejo. Herraiz *et al.* (2000) sugieren que la cadena globalmente presenta un régimen compresivo N-S, mientras que en la parte oeste se da predominantemente un régimen de strike-slip y en la parte este extensional. Estudios más recientes sugieren a partir del estudio de mecanismos focales que los Pirineos tienen un régimen extensional perpendicular a la traza de las fallas activas y a la alineación E-O formada por los epicentros. Estos esfuerzos se dan también en la Cadena Ibérica (De Vicente *et al.*, 2008; Lacan y Ortuño, 2012).

### **2.3. Marco Sismotectónico**

La zona de Península Ibérica y del Norte de África, también llamada área Ibero-Magrebí, es la zona más oeste del límite entre las placas Africana y Euroasiática. La actividad sísmica no se encuentra concentrada en una franja estrecha, sino que se encuentra dispersa desde el norte de la Península hasta el Sahara (Buforn *et al.*, 1994; López-Fernández, 2008). En esta zona se tiene

constancia de varios terremotos grandes, como es el caso del terremoto de Lisboa en el año 1755 de magnitud 8.5, el terremoto de Andalucía de 1884 de magnitud entre 6.2 y 6.5, o el de magnitud 5.7 de Agadir en 1960 (Jiménez y García Fernández, 1999). La región Ibero-Magrebí se caracteriza por presentar una actividad sísmica moderada y continua en el tiempo, mientras que los sismos fuertes ocurren de forma más separada en el tiempo.

Hacia el oeste, en la zona de Azores-Gibraltar, la sismicidad forma una franja E-O siguiendo el límite de placas. Desde el punto triple de Azores, la profundidad hipocentral aumenta hacia el este. Esta misma alineación E-O de la actividad sísmica se observa en el sur de Portugal, en el Golfo de Cádiz. Hacia el este, en el mar de Alborán, los terremotos siguen una alineación NE-SO, aumentando esta actividad en los bordes continentales de la Península y Marruecos (Fig. 2.10).



**Figura 2.10.-** Mapa de sismicidad de la Dorsal Centro-Atlántica al Mar Mediterráneo. Figura tomada de López-Fernández, 2008.

Al oeste de Lisboa, mar adentro, se advierte una tendencia de la sismicidad NO-SE, que penetra en la Península modificando su trayectoria a NE-SO hasta alcanzar Zamora. Al norte de África, la mayor actividad sísmica se registra en la línea de costa, formando una alineación de Marruecos a Túnez. El segundo foco más importante de esta zona es la alineación de sismos sobre la cordillera de Atlas, siguiendo el sistema de fallas que va del Océano Atlántico al Mar Mediterráneo (López-Fernández, 2008; Buforn *et al.*, 1994).

En la Península Ibérica, la mayor actividad sísmica se localiza en el sur, en la Cordillera Bética (Fig. 2.11) y en menor medida en la región norte, al este en los Pirineos, y al oeste en Galicia.

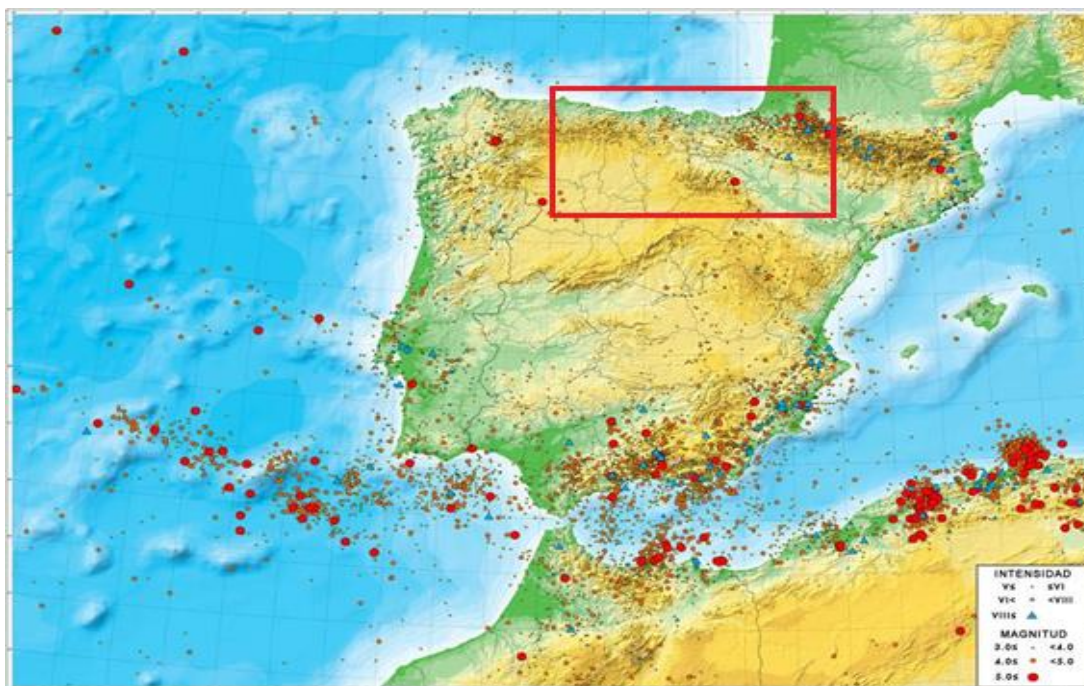
En la Cordillera Bética la sismicidad es moderada, formando una alineación NE-SO que se prolonga mar adentro. Históricamente hay documentados sismos destructivos, como es el caso del terremoto de 1884 sentido en Arenas del Rey, de intensidad máxima IX-X, o en el Golfo de Almería en 1522, que alcanzó una intensidad de IX (Benito *et al.*, 2010). En el mapa de sismicidad de la Península Ibérica (Fig. 2.11), se observan varios terremotos de magnitud mayor que 5.



En la zona NO de la Península, la sismicidad se concentra en el sur de Galicia y norte de Portugal, prolongándose hacia el océano Atlántico, que se puede asociar a las fallas N-S, NNE-SSO y NO-SE, y al SO de Becerrá, Lugo, donde hubo un terremoto de magnitud  $m_b$  5.3 en 1997, el mayor sismo de la zona hasta el momento (López-Fernández, 2008).

En el NE de la Península Ibérica, la sismicidad se concentra en una franja E-O, que coincide con la cadena Pirenaica, y más al este, siguiendo la línea de costa, se advierte otra alineación de terremotos, relacionada con la Cordillera Costero-Catalana. En Cataluña, los sismos más importantes ocurrieron en 1923 en el Valle de Arán, con intensidad máxima de VIII, y en Sant Celoni, en 1927, con una intensidad máxima de VII.

Dentro del área de estudio, la actividad sísmica más importante se da en el Pirineo, con una sismicidad moderada-baja, donde se dieron algunos eventos de magnitud superior a 5. Esta sismicidad forma una estrecha franja en dirección E-O. La actividad es mayor en la parte centro-occidental de los Pirineos, donde los terremotos se ubican sobre la traza de la falla Norpirenaica. La misma tendencia continúa hacia el oeste a través del Manto de los Mármoles, siendo también importante en el segmento sur de la falla de Pamplona y en la cuenca del mismo nombre. (Mezcua y Rueda, 2006; Ruiz *et al.*, 2006b; Souriau *et al.*, 2005) (Fig. 2.11).



**Figura 2.11.-** Mapa de sismicidad de la Península Ibérica. Sismicidad histórica: 1048-1919. Sismicidad instrumental: 1920-2003. El recuadro rojo señala la zona de estudio. Figura tomada del IGN.

### 3. SISMOTECTÓNICA

En este apartado se hace un análisis de la evolución de las redes sísmicas en el tiempo en la zona de estudio y de su importancia a la hora de determinar las características sismotectónicas de los terremotos. A lo largo del tiempo, la instrumentación utilizada y la cobertura territorial se ve mejorada y aumentada, por lo que la resolución de las redes sísmicas mejora. A partir de las diferencias en el tiempo de estas redes sísmicas se han diferenciado distintos periodos. En primer lugar se distingue el periodo histórico del instrumental, teniendo en cuenta que en el primero sólo se cuentan con datos recogidos en distintos catálogos históricos derivados de observaciones de intensidad, en general, muy limitadas. A partir del año 1900 aparecen en España los primeros Observatorios Sísmicos. La instrumentación sísmica en España comenzó en el siglo XIX con la instalación del primer sismógrafo en el Observatorio de la Armada de San Fernando, Cádiz, en el año 1898.

Los datos recogidos en este capítulo pertenecen a la base de datos digital del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Además, se han añadido los datos de las redes temporales instaladas en el Proyecto GASPI (López-Fernández *et al.*, 2004) y en el estudio de la sismicidad inducida por la presa de Itoiz (Ruiz *et al.*, 2006c).

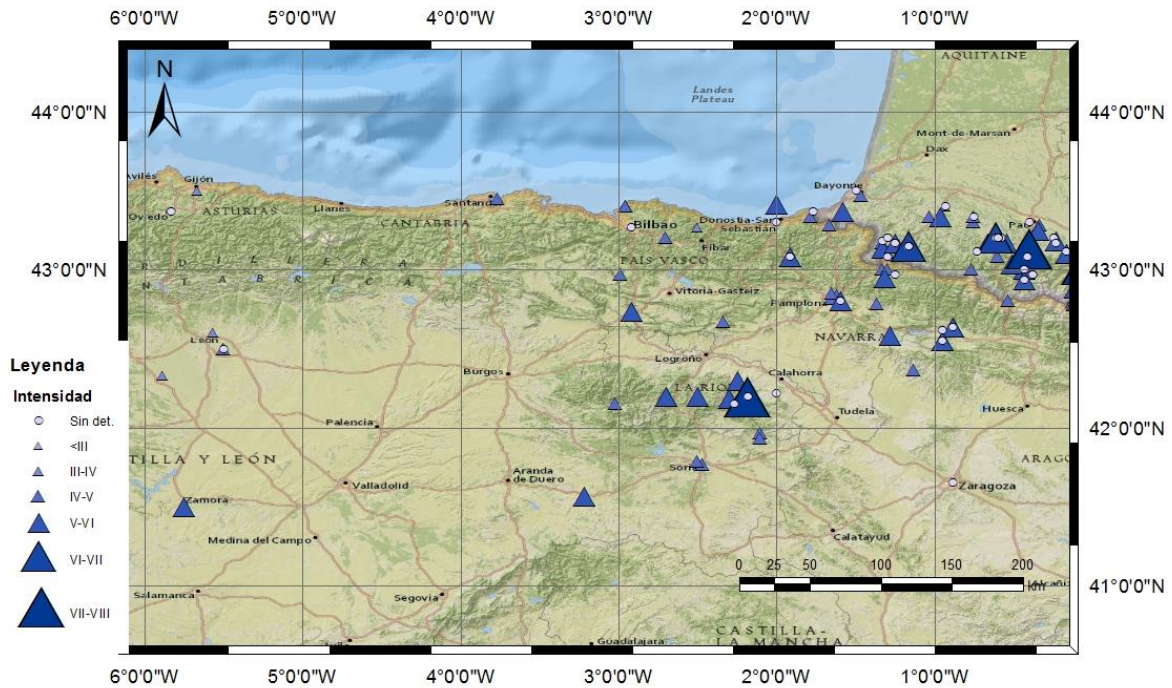
#### **3.1. Sismicidad histórica**

El estudio de la sismicidad histórica es de gran importancia para evaluar la peligrosidad sísmica, ya que amplía el rango del tiempo de estudio con respecto al periodo instrumental, útil para concluir la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en una zona en un periodo determinado. Además, la sismicidad histórica incluye terremotos muy destructivos, por lo que no sería posible una buena evaluación del riesgo sísmico sin ellos.

Para hacer este estudio se han utilizado los datos disponibles del IGN, en cuya base de datos se pueden obtener los terremotos ocurridos a partir del año 1370. Para la obtención de los terremotos ocurridos en los años anteriores se procedió a la consulta del catálogo sísmico del IGN (Martínez-Solares y Mezcua, 2002) para los terremotos ocurridos entre los años 880 a.C. hasta el año 1900.

Entre los años 1370 y 1900, en la base de datos del IGN hay documentados un total de 139 terremotos, de los que 58 no tienen dato de intensidad (Fig. 3.1) (ver Anexo 1). Hay constancia de 30 terremotos de intensidad máxima superior a V. Los tres mayores sismos catalogados alcanzaron intensidades comprendidas entre VII y VIII. El primero de estos terremotos tuvo lugar el Arudy, Francia, el 22 de mayo de 1814. Este terremoto parece coincidir con la Zona Norpirenaica, área de mayor actividad sísmica de la zona de estudio. El segundo, en Préjano, La Rioja, el 18/03/1817, se sintió en la parte este de la Sierra de la Demanda, pudiendo estar relacionado con el

cabalgamiento frontal de la misma que cabalga sobre la cuenca del Ebro; y el tercero, también en Francia, el 20 de julio de 1854, en Argelès-Gazost. Hay un total de 15 terremotos históricos sentidos en estas tres ciudades. En la localidad donde más sismos históricos hay documentados es el Oloron Ste. Marie, en Francia, con 17 terremotos entre los años 1618 y 1867, cuatro de ellos en el mes de octubre de 1773, entre los días 17 y 22, de los que tan sólo uno cuenta con dato de intensidad máxima, comprendida entre VI y VII.



**Figura 3.1.-** Mapa de sismicidad histórica entre 1370-1900. Datos extraídos de la base de datos del IGN.

A estos 139 sismos hay que añadir los encontrados en el catálogo sísmico del IGN que comprende terremotos desde el año 880 a.C hasta el año 1900, año en que se empiezan a instalar las primeras estaciones sísmicas en España. Son cinco los nuevos terremotos añadidos a este trabajo. Sólo uno de ellos cuenta con dato de intensidad. Este es el caso del terremoto del año 580 en los Pirineos Centrales, con una intensidad máxima de V-VI. Tres sismos más tuvieron lugar en los Pirineos, el primero en el año 880 a.C, un segundo en el año 500 a.C., y un tercero en el año 1378. A pesar de que este último se produjo después del año 1370, no aparece dentro de la base de datos del IGN. Por último, hay un sismo registrado en Asturias en el año 718.

La mayoría de la sismicidad histórica está concentrada en la zona del Pirineo. Aquí ocurrieron también los terremotos que más intensidad alcanzaron (VII-VIII), además de en la zona de la Sierra de la Demanda, Logroño, donde también hay registrado un terremoto de esta intensidad máxima. La mayor parte de la sismicidad histórica del Pirineo se sintió sobre la Zona Norpirenaica, aunque



también hay sismos que parecen estar asociados al frente sur de los Pirineos que alcanzaron intensidades de VI. Hacia el oeste, hay documentada sismicidad que se podría asociar a los Macizos Vascos, con intensidad máxima de VI, y yendo aún más al oeste, se observan sismos catalogados que parecen ubicarse al sur del País Vasco, sobre el Cabalgamiento de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenses.

La mayoría de esta sismicidad coincide aproximadamente con la sismicidad instrumental que se explicará a continuación.

### **3.2. Sismicidad instrumental**

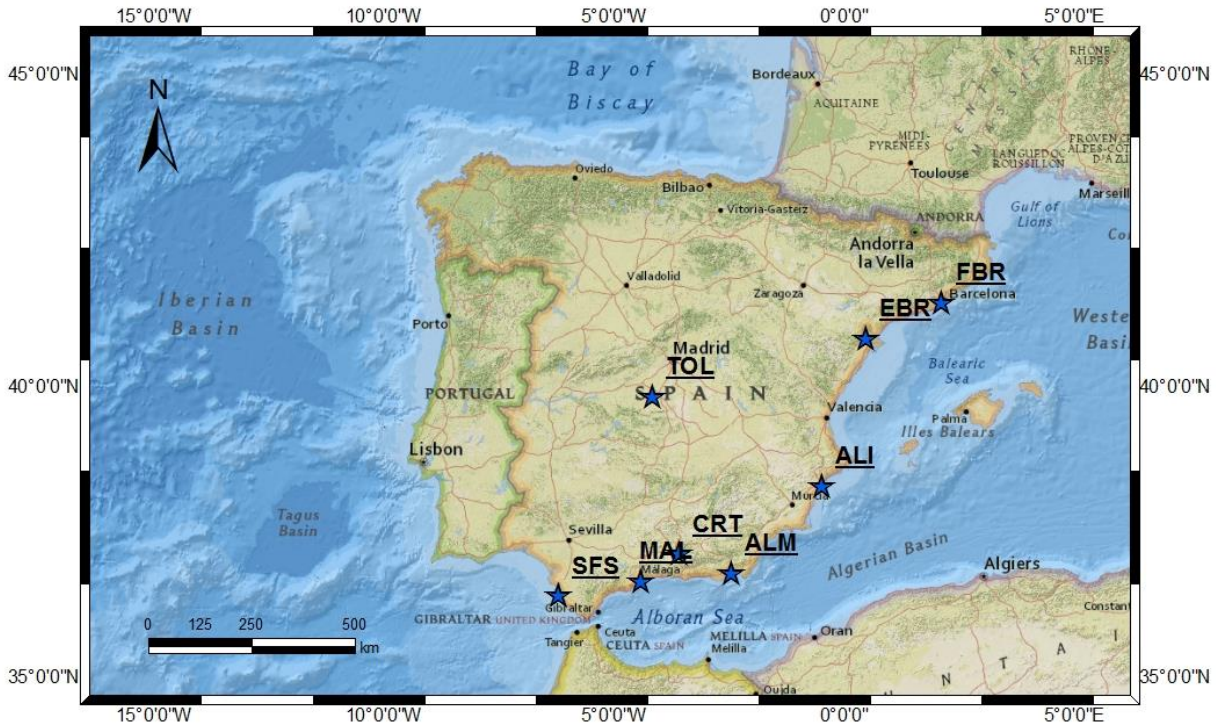
En base al tipo y número de estaciones sísmicas, se han diferenciado cuatro periodos instrumentales, ya que la calidad de detección de terremotos ha ido aumentando a lo largo del tiempo. El primero de ellos va del año 1900 al 1954. Aunque en la zona de estudio no hay estaciones sísmicas, en este periodo comienza la vigilancia de la sismicidad de la Península Ibérica mediante la instalación de sismógrafos, los primeros en el Observatorio de la Armada de San Fernando (SFS), Cádiz, en 1898. El IGN tiene registrados varios sismos con dato de magnitud en este periodo, el primero de ellos en el año 1929, en La Rioja. El siguiente periodo comprende desde 1955 a 1985. En el año 1955 se lleva a cabo una relocalización de terremotos registrados por estaciones sísmicas del IGN y por estaciones de Portugal, Marruecos, Argelia y Francia, la primera relocalización completa de la sismicidad del área Ibero-Mogrebí llevada a cabo por el IGN (Mezcua y Martínez-Solares, 1983). El tercer periodo diferenciado va del año 1986 al 2000. En esta etapa el IGN instala la primera verdadera red sísmica con estaciones analógicas, tres de ellas en el área de estudio, en Álava (ECRI), Navarra (ELIZ) y Zaragoza (ESAC). Por último, se ha diferenciado un periodo que abarca desde el año 2001 hasta el 2014. Este último límite temporal se debe a la modificación de la red sísmica del IGN por una red de transmisión digital, que mejoró notablemente la calidad de los datos, y además, por la instalación de la primera estación sísmica en la zona oeste del área de estudio, en Arriondas, Asturias (EARI), en ese mismo año 2001.

#### *Sismicidad de 1900 a 1954*

A pesar de que no es hasta mitad del siglo XX cuando aparece instrumentación sísmica en el norte de la península, los primeros 55 años del siglo se incluyen dentro del periodo instrumental ya que es a partir del año 1900 cuando en España se ubican los primeros Observatorios Sísmicos.

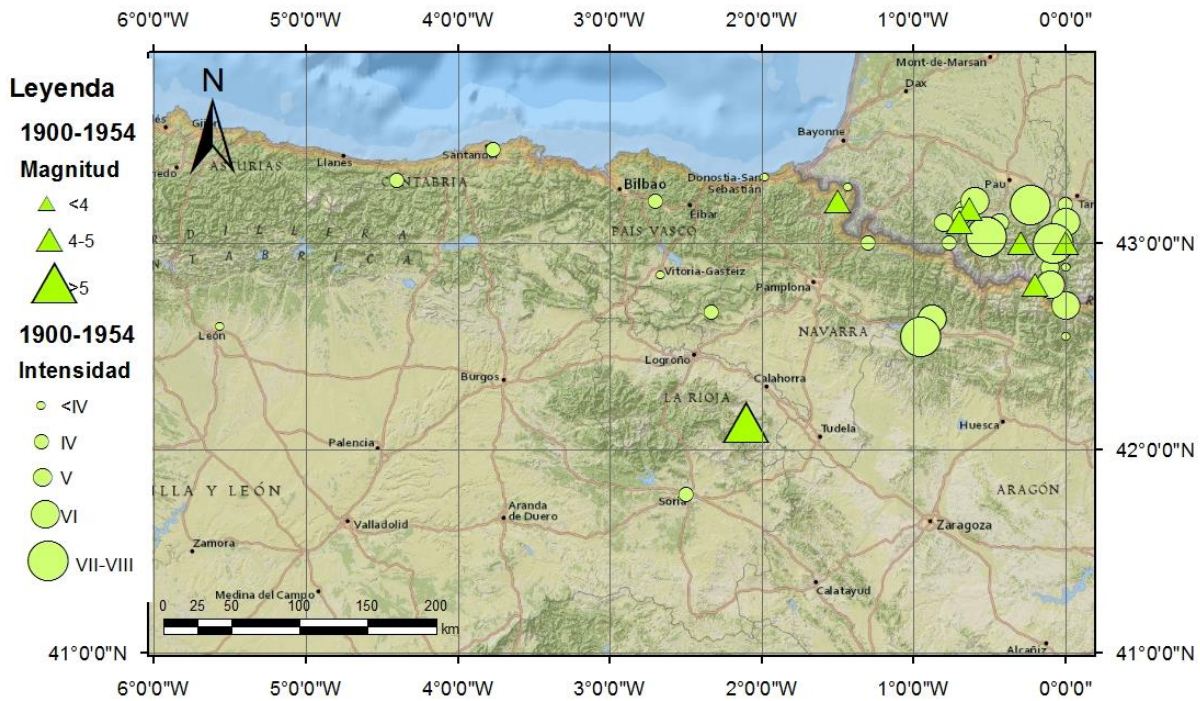
Los primeros sismógrafos de la Península Ibérica se instalaron en el Observatorio de la Armada de San Fernando (SFS), Cádiz, en el año 1898 (CNIG, 2004) y en el año 1902, en Observatorio de Cartuja (CRT), en Granada (Fig. 3.2). La vigilancia del Pirineo comenzó con el Observatorio del Ebro (EBR) en el año 1905, y en 1907 con el Observatorio de Fabra (FBR), de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona (Fig. 3.2). A partir de entonces comienza el primer proyecto de red de estaciones en el año 1909 con el Observatorio Geofísico de Toledo (TOL), Málaga (MAL)

(1912), Almería (ALM) (1915) y Alicante (ALI) (1917), todos ellos dependientes del Instituto Geográfico y Catastral (IGC), que es el actual IGN. Todos los Observatorios citados ubicados en la Península Ibérica en este periodo instrumental han sido representados en la figura 3.2



**Figura 3.2.-** Localización geográfica de los Observatorios Sísmicos de la Península Ibérica en el periodo 1900-1955. Datos tomados del CNIG (2004).

En este periodo, en la base de datos del IGN figuran un total de 112 terremotos (Fig. 3.3) (ver Anexo 2). El mayor terremoto ocurrió el 18 de febrero de 1929 en Turruncún, La Rioja, con una magnitud de 5.1  $M_D$  y alcanzó una intensidad máxima de VI-VII en la misma localidad. La capacidad de detección es baja, y los instrumentos están muy alejados de la zona de estudio, por lo que las localizaciones epicentrales pueden tener muchos kilómetros de error.



**Figura 3.3.-** Mapa de sismicidad del periodo 1900-1954. Datos extraídos de la base de datos del IGN.

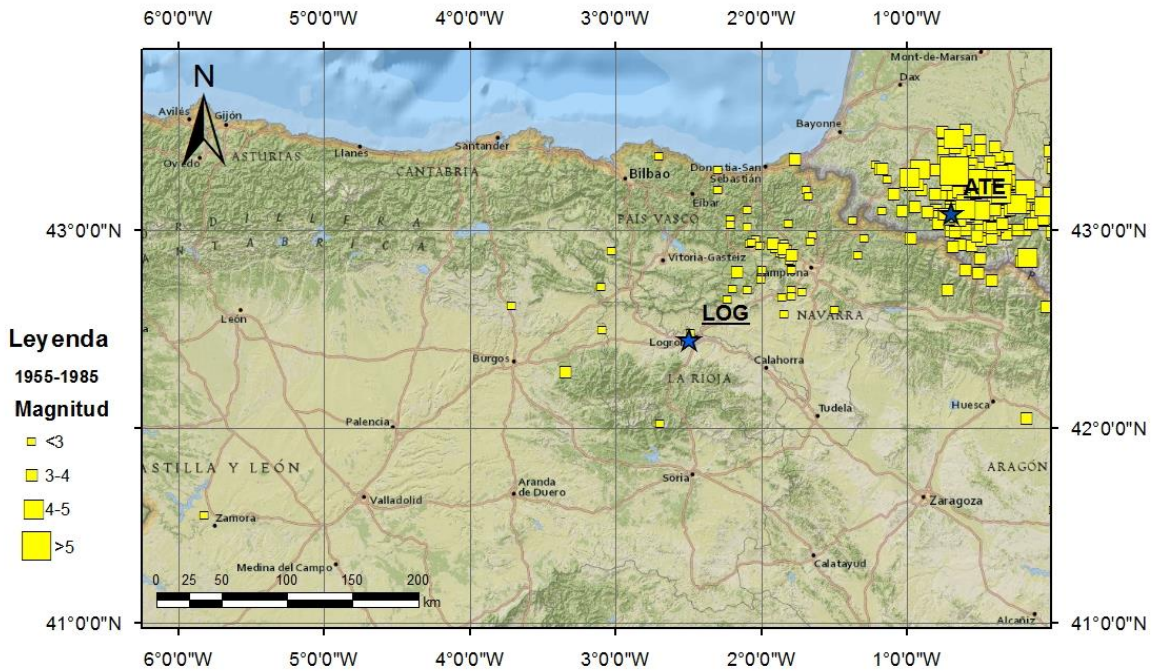
### *Sismicidad de 1955 a 1985*

Desde 1955, según Mezcua y Martínez-Solares (1983), a partir de los datos de los observatorios del IGN y además de datos de estaciones sísmicas de Portugal, Marruecos, Argelia y Francia, se llevó a cabo una relocalización de estos epicentros mediante el programa HYPO 71, y se recogieron datos macrosísmicos de estaciones por primera vez. Es la primera relocalización de la sismicidad completa llevada a cabo por el IGN. En este periodo se instalan los observatorios de Tenerife (1959), Logroño (1963) y por último el de Santiago de Compostela (1971).

Además del IGN, l'Observatoire Midi-Pyrénées (OMP), instaló una estación dentro del área de estudio (ATE), localizada en la región de Arette, donde tras un terremoto destructivo en el año 1967 se colocó una red sísmica en la zona (SisPyr, 2013). Esta estación se instaló en el año 1978 y se retiró en 1984. Tras este terremoto destructivo, el Institut de Physique du Globe (IPG) de París, el de Estrasburgo, y la Universidad de Grenoble, instalaron una red sísmica a finales de los 70 para monitorizar esta zona, en un primer momento de carácter temporal, que terminó siendo una red permanente (Ruiz, 2007). Muy cerca del límite este de la zona de estudio, en Bagnères de Bigorre, a una latitud de 0.1489, el OMP instaló una estación cuyo código es PYBB. La estación de ATE aparece en el mapa de la sismicidad de 1955 a 1985 (Fig. 3.4), junto con la localización del Observatorio Geofísico de Logroño.



En el mapa se puede observar una gran diferencia entre el número de sismos entre el este y el oeste del mapa, en este caso debido en gran parte a la mejor cobertura hacia la zona de los Pirineos. El que no haya ningún sismo en la zona oeste se debe a que no hay instalada de momento ninguna estación sísmica. El sismo de mayor magnitud ocurrido en este periodo tuvo lugar al SE de Navarrenx, en Francia, con una magnitud de 5.3, y alcanzó una intensidad de VIII (ver Anexo 3).



**Figura 3.4.-** Mapa de sismicidad del periodo 1955-1985. Datos extraídos de la base de datos del IGN.

#### *Sismicidad de 1986 a 2000*

A partir de 1985 se instala en España la primera verdadera red sísmica con estaciones analógicas (Carreño y Valero, 2011), alcanzando en este periodo un total de 35 estaciones de adquisición analógica en la Península Ibérica (Fig. 3.5). La instalación de estas estaciones supone un cambio significativo en la adquisición de los datos sísmicos, aumentando el número de terremotos registrados y su precisión.

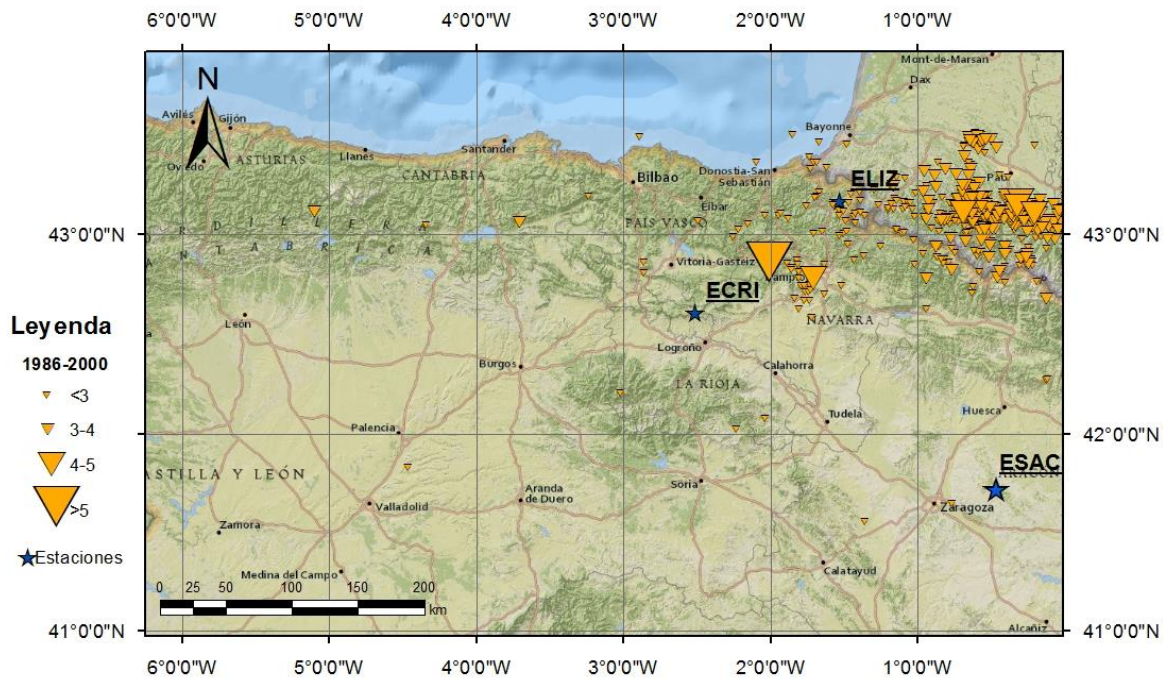


**Figura 3.5.-** Localización de las estaciones sísmicas analógicas de la Península Ibérica en el periodo de 1986-1998. Datos tomados de Carreño *et al.* (2003).

No sólo el IGN aumenta su red sísmica, en el entorno de los Pirineos lo hacen también el Servicio Geológico de Cataluña (SGC), ahora IGC, El Institut d'Estudis Catalans, la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, y en Francia el CEA y el OMP (SisPyr, 2013). Según este estudio llegó a haber en el año 1996 un total de 50 estaciones sísmicas. Gracias a la red sísmica desplegada en la zona de Arette y descrita en el apartado anterior, se pudo monitorizar bien la crisis sísmica de Arudy del año 1980 (SisPyr, 2013). A lo largo de este periodo se implantaron redes temporales en la parte occidental del Pirineo, sobre todo en Francia y por organismos franceses (Ruiz, 2007). En noviembre de 1978 se instaló una red sísmica temporal en la región de Arette que duró tres semanas, en la que 20 instrumentos fueron colocados por organismos franceses, y 4 por el IGN. Gracias a este estudio se observó que en esta zona hay una actividad sísmica importante, pero cambiante en el tiempo. El IPG, en ocasiones con la colaboración de otros organismos franceses, llevó a cabo varias redes temporales a raíz de terremotos importantes para controlar sus réplicas, y mejorar el conocimiento de la actividad sísmica. Tras el sismo de febrero de 1980 en Arudy colocaron una red temporal entre los meses posteriores de marzo y abril. En

enero de 1984, se instaló una red cuya duración fue de un mes, con la que se recogieron 40 réplicas tras el terremoto principal. A raíz del perfil sísmico de reflexión ECORS, en 1990 organismos franceses instalaron 40 estaciones en las inmediaciones del perfil (Ruiz, 2007).

En esta época analógica, dentro del área de estudio, el IGN colocó tres estaciones sísmicas, ECRI, en Álava, el 15 de octubre de 1986; ELIZ, Navarra, el 3 de diciembre de 1992 y por último ESAC, en San Caprasio, Zaragoza, en octubre del año 2000. También en el Pirineo, pero fuera del área de estudio, instalaron la estación de EGRA, en Huesca, en 1990, y ETER, en el año 1988, en Terrades, Gerona. La estación de Logroño, instalada en el periodo anterior, funcionó hasta el año 1989. En este periodo se registran según el IGN el doble de sismos que en el anterior (Fig. 3.6) (ver Anexo 4). Esto se explica por la mejor cobertura sísmica.



**Figura 3.6.-** Mapa de sismicidad del periodo 1986-2000. Datos extraídos de la base de datos del IGN.

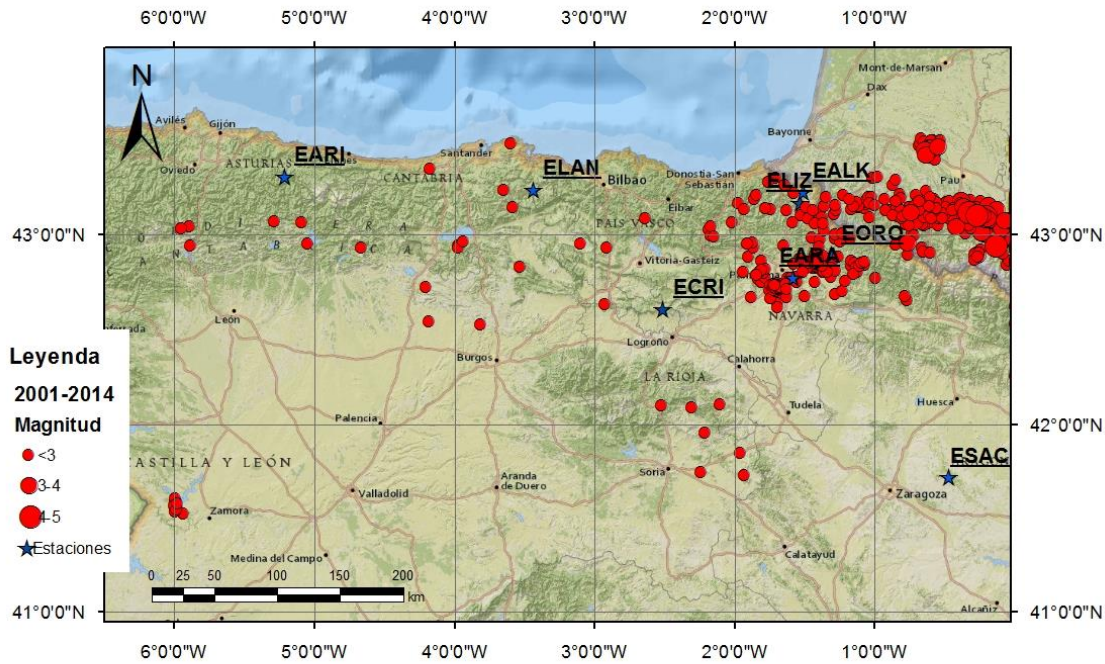
El terremoto de mayor magnitud registrado en este periodo es el terremoto ocurrido al SE de Lizarraga, en Navarra, el 27 de octubre de 1998, de magnitud 5.2. Los siguientes sismos de mayor magnitud se dan al este de la zona de estudio, en Arudy, Oloron Ste. Marie, Pau y en Lourdes, en Francia. Como se puede advertir en el mapa, el principal foco sísmico, al igual que en el periodo anterior, se da en la parte este del mapa, en los Pirineos. La mejor cobertura sísmica permite reconocer un foco sísmico en la zona de Pamplona, sobre todo al oeste de la localidad, asociada al segmento central de la falla de Pamplona. De nuevo al oeste del mapa no aparecen registrados sismos debido en parte a que no hay instalados instrumentos sísmicos.



### *Sismicidad 2001-2014*

A partir del año 1999 comienzan a instalarse en España estaciones sísmicas con sensores de banda ancha, comenzando en este momento la etapa de adquisición digital (Carreño y Valero, 2011). En el área de estudio se instalan cinco nuevas estaciones. La primera se instala en el año 2001 en Arriendas, Asturias (Fig. 3.7). La ubicación de esta primera estación sísmica (EARI) en la zona oeste del área de estudio es el motivo del límite temporal establecido ese mismo año. En la zona del Pirineo en el año 2003 se instala la estación denominada EALK, en Alkurruntz, Navarra. En el País Vasco se establece ese mismo año una estación en Lanestosa, Vizcaya, llamada ELAN (Fig. 3.7). En el año 2005 el Instituto Geográfico Nacional instala una nueva estación en el área de estudio, EARA, ubicada en Aranguren, Navarra. En Abril de 2007 colocan otra estación sísmica en Oroz Betelu (EORO), también en Navarra. Además de esta nueva red, sigue en funcionamiento la red analógica. Hasta el 2002 se colocan en Francia 20 estaciones sísmicas por medio de l'Observatoire Midi-Pyrénées (OMP) y Le Réseau National de Surveillance Sismique (RèNaSS). Esta red adquiere el nombre de Red de Vigilancia Sísmica de los Pirineos (RSSP) (SisPyr, 2013).

En este periodo de tiempo se han registrado en el IGN cerca de cien terremotos de magnitud superior a tres (Fig. 3.7), y 40 sismos de magnitud  $\geq 3.5$  (ver Anexo 5). Este aumento de la sismicidad se debe a la instalación de nuevas estaciones sísmicas en el área de estudio citadas anteriormente. Gracias a esta ampliación de la red sísmica se advierten nuevos focos sísmicos, como es el caso de la alineación de la sismicidad NO-SE en Asturias, siguiendo la falla de Ventaniella. También se observa sismicidad en la zona de la Sierra de la Demanda-Cameros. De nuevo la mayor actividad sísmica se da en la zona del Pirineo, y aunque siga teniendo mayor cobertura sísmica, la diferencia entre la sismicidad del este y del oeste ya no puede deberse exclusivamente a la instrumentación, sino que se puede afirmar que la actividad sísmica es mucho más importante en la zona del Pirineo, en la zona de Pamplona y al sur de los Macizos Vascos, donde se registran la mayoría de los terremotos, y además los de mayor magnitud. Aparece también un pequeño foco sísmico al oeste de Zamora. Las cuencas del Duero y del Ebro son prácticamente asísmicas, donde la mayoría de su actividad se registra en los bordes de ambas cuencas.



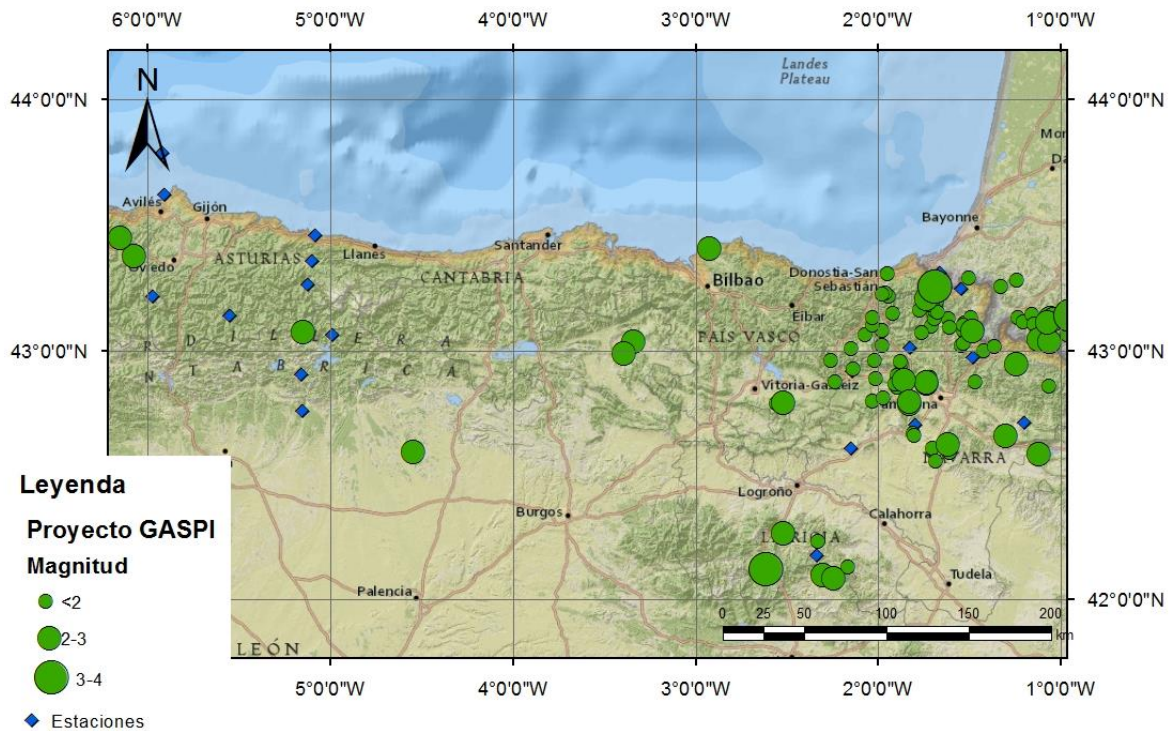
**Figura 3.7.-** Mapa de sismicidad del periodo 2001-2014. Datos obtenidos del IGN.

Este periodo instrumental destaca por la cantidad de redes temporales que permitieron mejorar el conocimiento del origen de la sismicidad del área de estudio.

El OMP colocó estaciones temporales en la zona de la Falla Norpirenaica y en la falla de Adour, con el fin de esclarecer la sismogenética. La actividad sísmica obtenida se distribuía en grupos, y mostraba no estar asociada a la Falla Norpirenaica. Este estudio se hizo en las merindades de Arudy, Lourdes y Bagnères de Bigorre. Esta red temporal sirvió también para estudiar las réplicas del terremoto del 16 de Mayo de 2002 de la localidad de Lourdes (Ruiz, 2007).

Entre los años 1999 y 2002, se llevó a cabo el Proyecto GASPI (López-Fernández *et al.*, 2004). Este proyecto tenía la finalidad de actualizar y mejorar la precisión de los datos del norte de la Península Ibérica. En el área que comprende la zona de estudio se instalaron 18 estaciones, una parte de ellas en la Zona Cantábrica, otra en el Pirineo Occidental-Navarra, y una estación en la Sierra de la Demanda-Cameros (Figura 3.8).

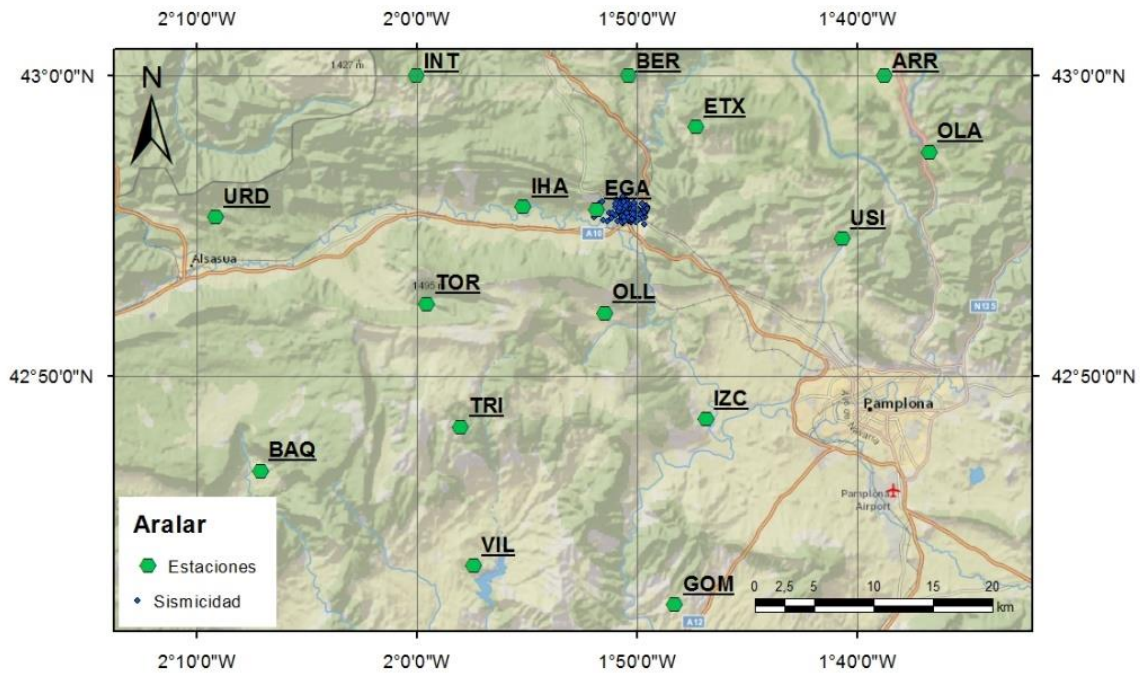




**Figura 3.8.-** Mapa de sismicidad del Proyecto GASPI (1999-2002). Datos obtenidos de Ruiz *et al.* (2006b).

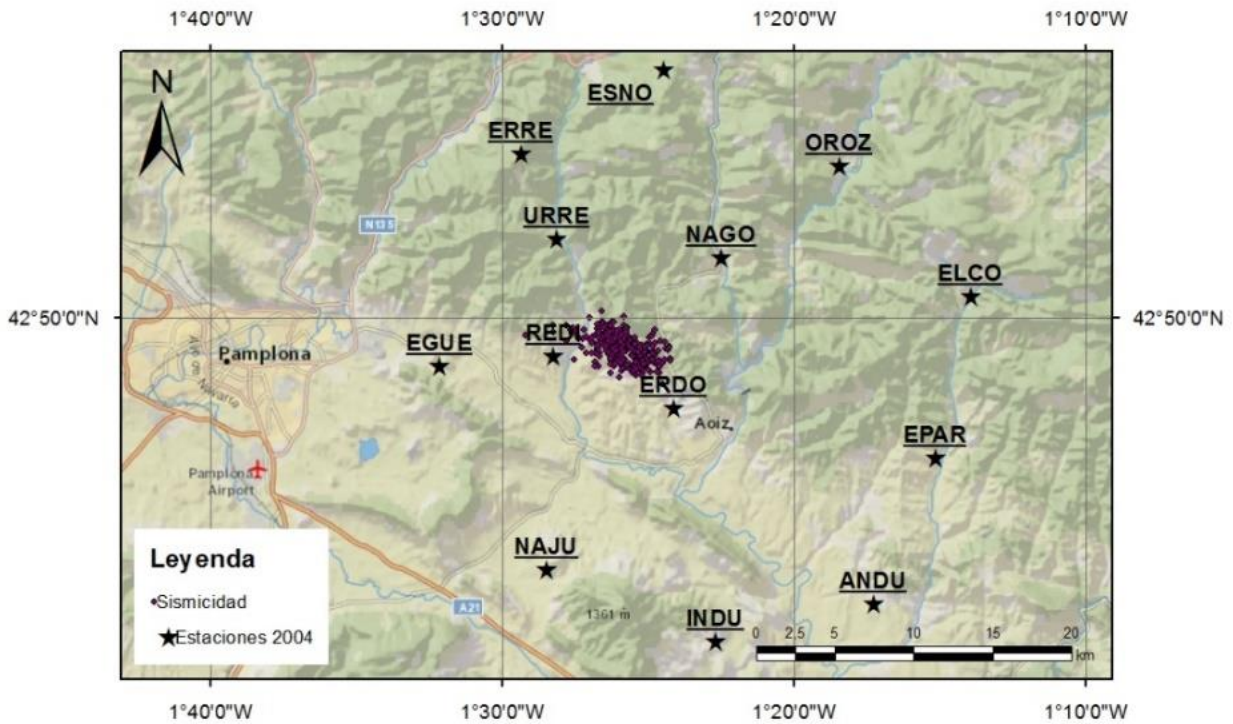
En este mapa se puede observar la sismicidad del segmento central de la falla de Pamplona, que se explica por los movimientos relativos de las fallas cercanas (láminas cabalgantes de Aralar, Zona de falla de Andia) (López-Fernández, 2008). Estas estaciones recogieron 113 terremotos, de magnitud máxima comprendida entre 3 y 4, estos últimos situados en el Pirineo y en la Sierra de la Demanda-Cameros.

En el año 2002, después del terremoto del día 21 de febrero de 2002 con magnitud de 4.1 en Irutzun, al NO de Pamplona, desplegaron una red sísmica entre el 22 de febrero y el 29 de marzo del mismo año para hacer un estudio de las réplicas del terremoto principal (López-Fernández *et al.*, 2004). Esta red constó de 16 estaciones (Fig. 3.9). Este estudio permitió determinar que existe actividad sísmica relacionada con las láminas cabalgantes de Aralar.



**Figura 3.9.-** Mapa de sismicidad del estudio del año 2002 en la Sierra de Aralar. Datos obtenidos de Ruiz (2007).

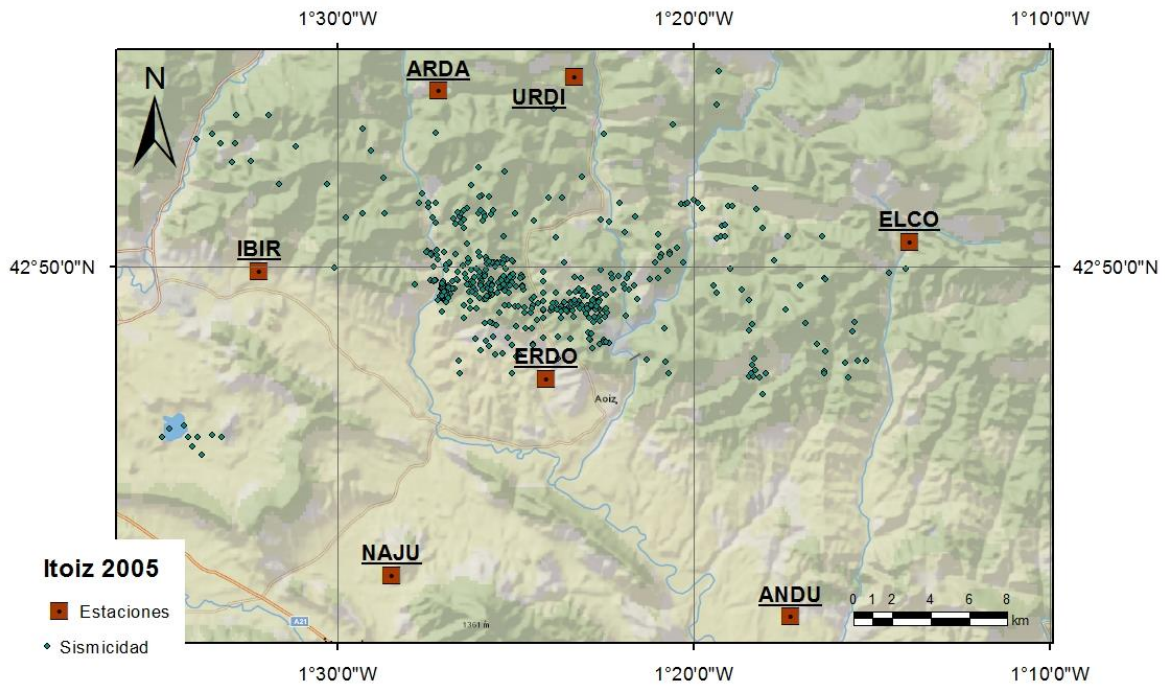
Hasta la fecha, la mayor parte de la sismicidad registrada cerca de la localidad de Pamplona, se había localizado al oeste de la misma, mientras que en el mapa de sismicidad de este periodo (Fig. 3.7) se observa una mayor actividad sísmica al este de Pamplona. Esto se debe a la crisis sísmica ocurrida en septiembre de 2004 relacionada con el llenado de la presa de Itoiz. Entre el 22 de septiembre y el 21 de octubre de 2004, los investigadores del Proyecto GASPI colocaron un total de 13 estaciones para estudiar las réplicas del terremoto del 18 de septiembre de magnitud 4.6 que tuvo lugar en esta zona (Ruiz *et al.*, 2006c). En este trabajo localizaron 326 réplicas, que estos autores han interpretado como un caso de sismicidad inducida y que han sido representadas junto con las 13 estaciones temporales en la figura 3.10.



**Figura 3.10.-** Mapa de sismicidad del estudio realizado en 2004 en la presa de Itoiz. Datos tomados de Ruiz (2007).

En el año 2005, los mismos autores volvieron a hacer un estudio temporal en la presa de Itoiz para evaluar la evolución de la sismicidad con la variación del nivel del agua de la presa (Ruiz *et al.*, 2006c). Se instalaron 7 estaciones, y durante seis meses se registraron más de 900 terremotos de intensidad inferior a 2.5 (Fig. 3.11).





**Figura 3.11.-** Mapa de sismicidad del estudio de la presa de Itoiz del año 2005. Datos tomados de Ruiz (2007).

### **3.3. Zonación sismotectónica**

Para la evaluación de la peligrosidad sísmica se utilizará un método probabilístico zonificado, por lo que, en primer lugar, se deberá utilizar una zonación sismotectónica asumiendo que las zonas obtenidas tienen una sismicidad homogénea.

La división de la zona de estudio en dominios sismotectónicos ha sido llevada a cabo basándose en dos criterios fundamentalmente. Por un lado el criterio geológico, distinguiendo los materiales y la edad de los mismos, la tectónica que los afecta, y las estructuras, diferenciando el tipo de estructura y sus características, como orientación, profundidad, etc. Además de esto se ha tenido en cuenta la sismicidad, donde se han considerado las diferencias de actividad sísmica a lo largo de la zona de estudio, la magnitud de los eventos, la posible orientación relacionada con estructuras, etc. La zonación obtenida se muestra en la figura 3.12.

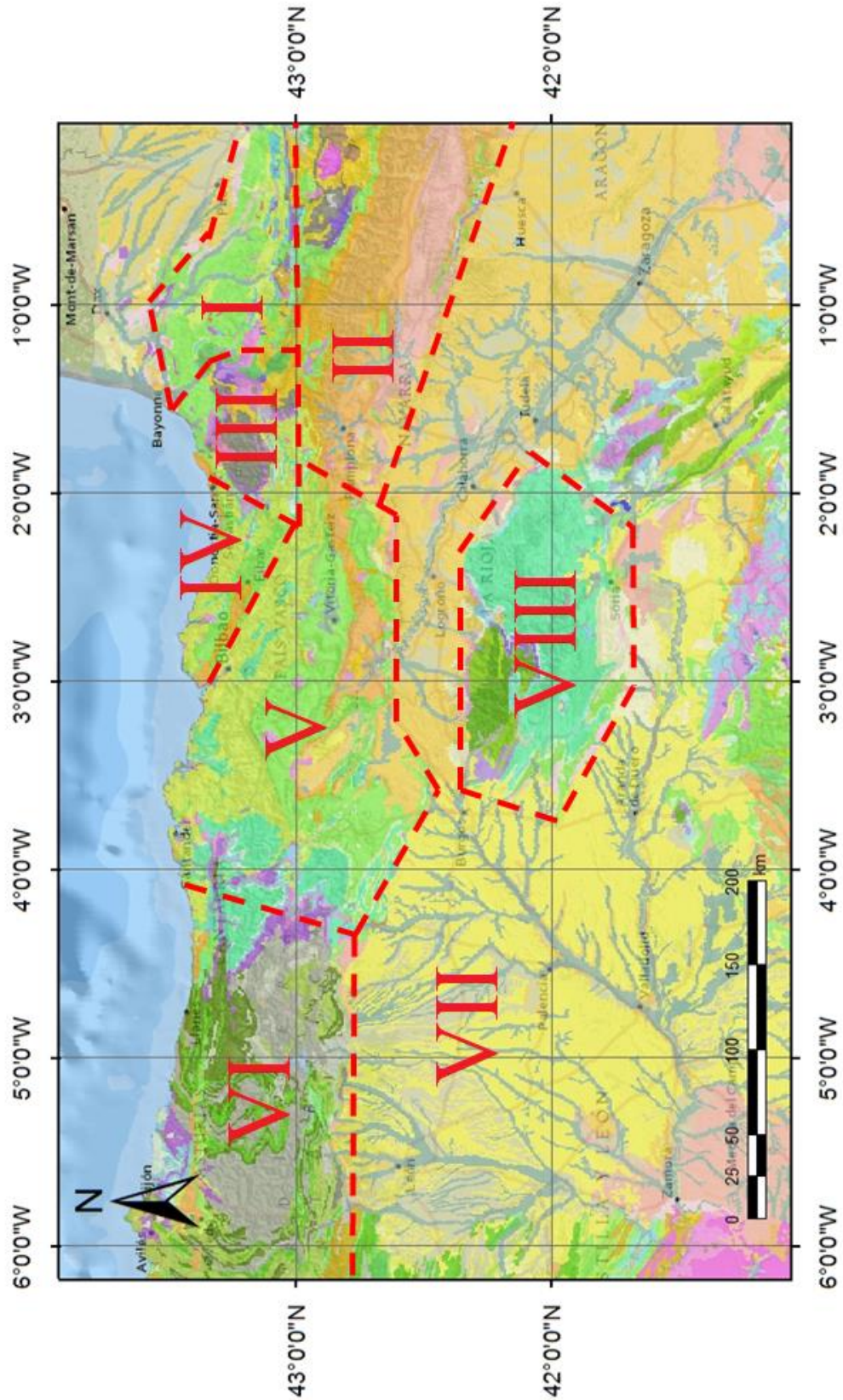


Figura 3.12.- Mapa de dominios sismotectónicos. Mapa Geológico de España 1:1.000.000 del IGME (2015).

Los límites de estos dominios son generalmente grandes estructuras que separan zonas en las que la actividad sísmica es uniforme y la geología presenta características homogéneas. Se han diferenciado ocho dominios sismotectónicos: (I) Zona Norpirenaica, (II) Zona Surpirenaica y Zona Axial Paleozoica, (III) Macizos Vascos, (IV) Arco Vasco, (V) Región Vasco-Cantábrica, (VI) Zona Cantábrica, (VII) Cuencas del Duero y del Ebro, (VIII) Unidad Demanda-Cameros.

A continuación se describen las características geológicas y la actividad sísmica de estos ocho dominios, describiendo: estructura cortical, estructuras principales, sismicidad histórica, sismicidad instrumental, mecanismos focales y análisis de la sismicidad de cada uno de ellos.

#### Dominio I: Zona Norpirenaica

Este dominio está limitado al oeste por los macizos Vascos, al norte por el cabalgamiento Norpirenaico Frontal, al Sur por la Falla Norpirenaica (FNP) y al este queda abierto, ya que se cerraría fuera del área de estudio.

En la estructura cortical de la Zona Norpirenaica (ZNP) se advierte que la corteza ibérica subduce bajo la corteza europea, por lo que, bajo la ZNP, la corteza se encuentra duplicada (Teixell, 1998). La base de la corteza europea se encuentra a 28-29 km, mientras que el moho ibérico aumenta su profundidad hacia el norte, apareciendo bajo la ZNP a una profundidad superior a 40 km.

Estructuralmente, la ZNP es una unidad estrecha en la que principalmente hay estructuras alpinas de vergencia norte de tectónica “thick-skinned”, ya que afectan a la cobertera mesozoico-terciaria y las rocas del basamento paleozoico (Fischer, 1984). Además de esta estructura interna, las estructuras más importantes son las que conforman los límites del dominio. La FNP es una falla vertical de orientación E-O que limita la Zona Axial Paleozoica de la Zona Norpirenaica. Algunos trabajos citan esta falla como tardivarisca (Arthaud y Matte, 1975; Capote, 1983), aunque las dataciones realizadas sobre la misma la fechan en el Cretácico Medio (Albarède y Michard-Vitrac, 1978). Esta datación está reflejada en la formación de cuencas pull-apart en la ZNP, generadas por el movimiento de strike-slip de la falla. El Cabalgamiento Frontal Norpirenaico es el límite norte del dominio y el límite sur de la cuenca de Aquitania. Va desde el norte del macizo de Aldudes hasta las proximidades de Lourdes, llevando por tanto una orientación NO-SE.

Dentro de este dominio hay recogidos un total de 80 terremotos históricos según el catálogo del IGN. Estos sismos se encuentran en el periodo comprendido entre los años 1370 y 1900. El sismo histórico que mayor intensidad alcanzó tuvo lugar el 24 de mayo de 1750 en Juncalas, Francia, con una intensidad máxima de VIII. Hay otros dos sismos cuya intensidad máxima está comprendida entre VII y VIII, ambos en Francia. En primer lugar ocurrió un sismo en Arudy, en el año 1814, y en segundo lugar en Argeles-Gazost, en julio de 1854. Además, el trabajo de Rigo *et al.* (2005) recoge dos sismos históricos de gran importancia en el Pirineo central, con intensidades máximas de VIII y IX, en los años 1750 y 1660 respectivamente. Ambos sismos

tuvieron lugar en el límite este de la zona de estudio, el de 1750 cerca de Lourdes y el de 1660 cerca de Bagnères-de-Bigorre.

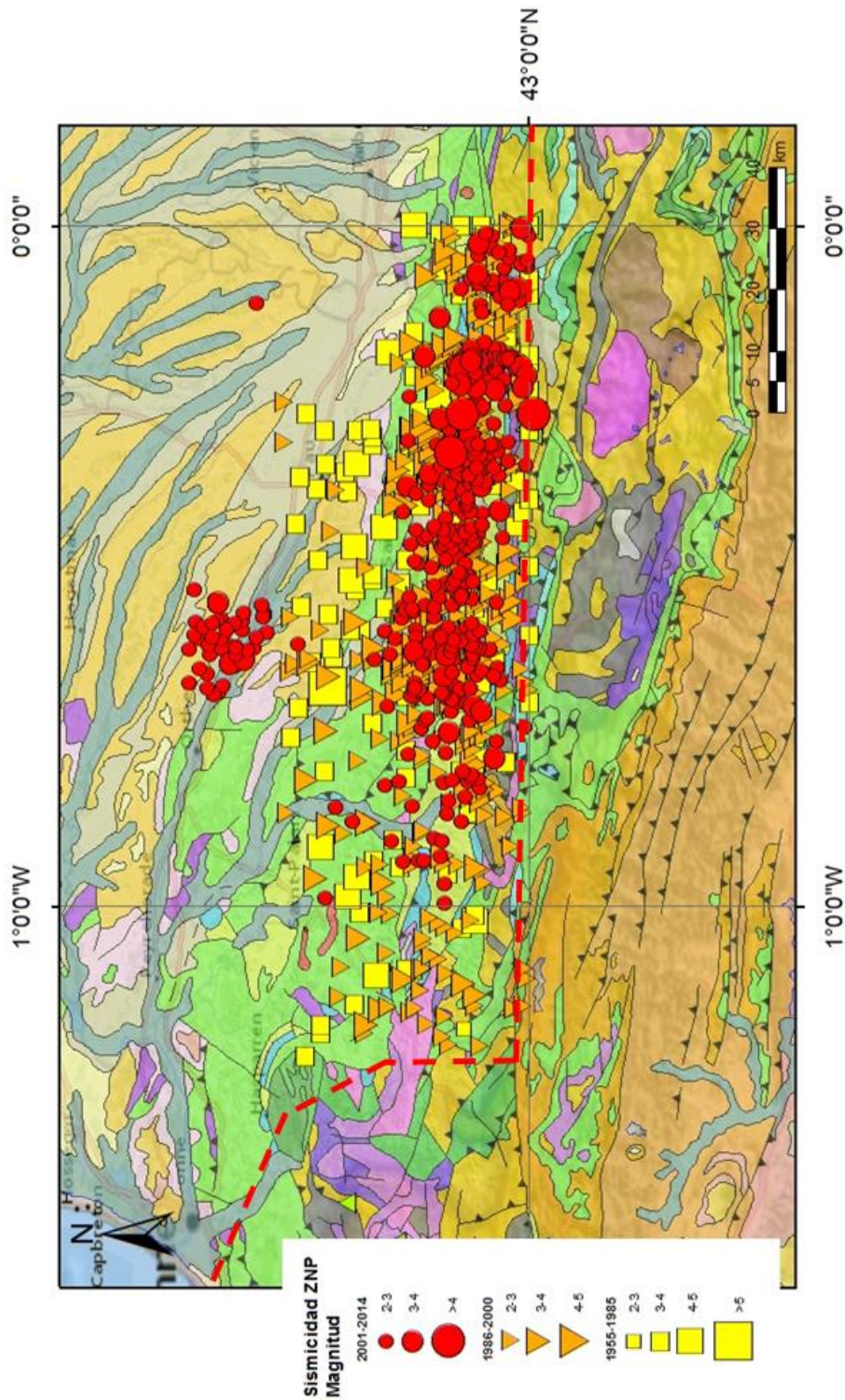
Este dominio presenta una banda de sismicidad E-O, banda de unos 200 km de largo en esa dirección y de 50 km de ancho (N-S) (Fig. 3.13). En rasgos generales se puede advertir que hacia el este aumenta la magnitud de los sismos. Asimismo, la profundidad de los terremotos también aumenta hacia el este, al igual que lo hace la profundidad del Moho, existiendo por tanto una relación entre ambas profundidades (Rigo *et al.*, 2005). Esta sismicidad está asociada a las diferentes estructuras del dominio.

La orientación E-O de la actividad sísmica se advierte sobre todo en la parte sur del dominio, a unos 43° de latitud. Sin embargo, aunque la FNP presente esta misma orientación, según Rigo *et al.* (2005) esta falla es inactiva, por lo que la sismicidad que presenta su misma orientación está asociada a otras estructuras de la corteza que atraviesan el dominio, y no a la FNP. A lo largo de la banda de sismicidad E-O se observan distintos focos sísmicos que serán descritos a continuación, de oeste a este:

- Región de Arette

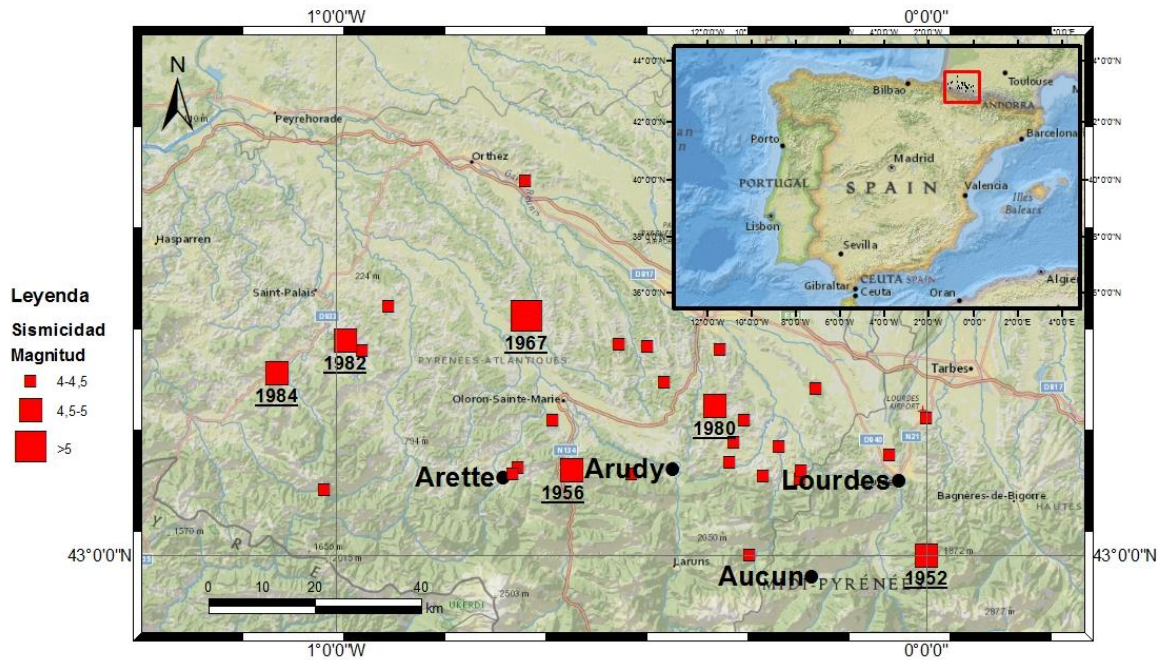
Este primer foco sísmico se localiza en la región de Arette, donde el 13 de agosto de 1967 tuvo lugar un terremoto destructivo de magnitud 5.3 MbLg según el IGN (Fig. 3.14). A partir de este terremoto, en los años 1976 y 1977, se procedió a la instalación de redes sísmicas que mejoraron la localización de los epicentros. Estas redes eran de carácter temporal, aunque finalmente fueron permanentes. Se realizó una tercera campaña sísmica en noviembre de 1978, donde se registraron aproximadamente 130 sismos. En esta región se observa una orientación de la sismicidad formando una banda E-O, al igual que la orientación general del dominio. Esta banda presenta una longitud aproximada de 10 km, y la profundidad de los sismos está comprendida entre 0 y 20 km. Para la obtención de los mecanismos focales se estudiaron 14 terremotos pertenecientes a la tercera campaña sísmica. En los mecanismos focales obtenidos se concluye que para los terremotos superficiales el eje de presión máximo tiene una orientación NO-SE, mientras que los sismos de mayor profundidad (aproximadamente 10 km) tienen un eje de presión orientado NE-SO (Gagnepain, 1980).





**Figura 3.13.-** Mapa de sismicidad del Dominio I, Zona Norpirenaica, entre los años 1955-2014. Datos extraídos de la base de datos del IGN. La línea roja discontinua marca el límite del dominio. Mapa Geológico de España 1:1.000.000 del IGME (2015)





**Figura 3.14.-** Mapa de sismicidad de magnitud  $\geq 4$  de la Zona Norpirenaica. Datos extraídos de la base de datos del IGN.

- Foco de Arudy

Es uno de los focos de mayor actividad sísmica. En la base de datos del IGN hay registrados un total de 300 sismos pertenecientes a este foco. La mayor crisis sísmica de esta zona tuvo lugar el 29 de febrero de 1980, con un sismo de magnitud 4.9 MbLg según el IGN (Fig. 3.14), y de magnitud MI 5.1 según Rigo *et al.* (2005). La máxima intensidad se sintió al sur de Gan, Francia, con una intensidad de VII. En los datos de sismicidad histórica hay registrado un sismo de intensidad máxima VI el 24 de marzo de 1929. Esta actividad sísmica tiene una orientación E-O.

Según Gagnepain *et al.* (1982), el mecanismo focal del evento principal de Arudy en 1980 es un mecanismo de strike-slip dextro, mientras que para De Vicente *et al.* (2008), se trata de un mecanismo focal de falla normal. En el trabajo de Rigo *et al.* (2005), en los mecanismos focales obtenidos en las redes temporales de 2000 y 2002, se observan mecanismos focales de falla normal. La profundidad hipocentral varía entre 1 y 25 km, aunque más de la mitad de los sismos se originaron a menos de 10 km de profundidad.

- Foco de Aucun

Los datos sísmicos recogidos en las redes temporales de 2000 y 2002 de Rigo *et al.* (2005), muestran un foco sísmico al norte de la localidad de Aucun. Esta actividad sísmica presenta una orientación NO-SE, donde sólo un sismo superó la magnitud 3. Los sismos de mayor magnitud se localizan al SE de Aucun, entre esta localidad y Cauterets, con magnitudes superiores a 4. En el registro sísmico del IGN hay datados una veintena de sismos entre las localidades de Aucun y Cauterets, con una magnitud máxima de 4.2 mbLg en un sismo que tuvo lugar el 16 de mayo de 2002 al norte de Cauterets (Fig. 3.14). En cuanto a las profundidades hipocentrales, la inmensa mayoría de los terremotos son superficiales, no superando la profundidad de 5 km, y tan sólo 2 de ellos son profundos, cuyas profundidades hipocentrales son de 21 y de 22 km.

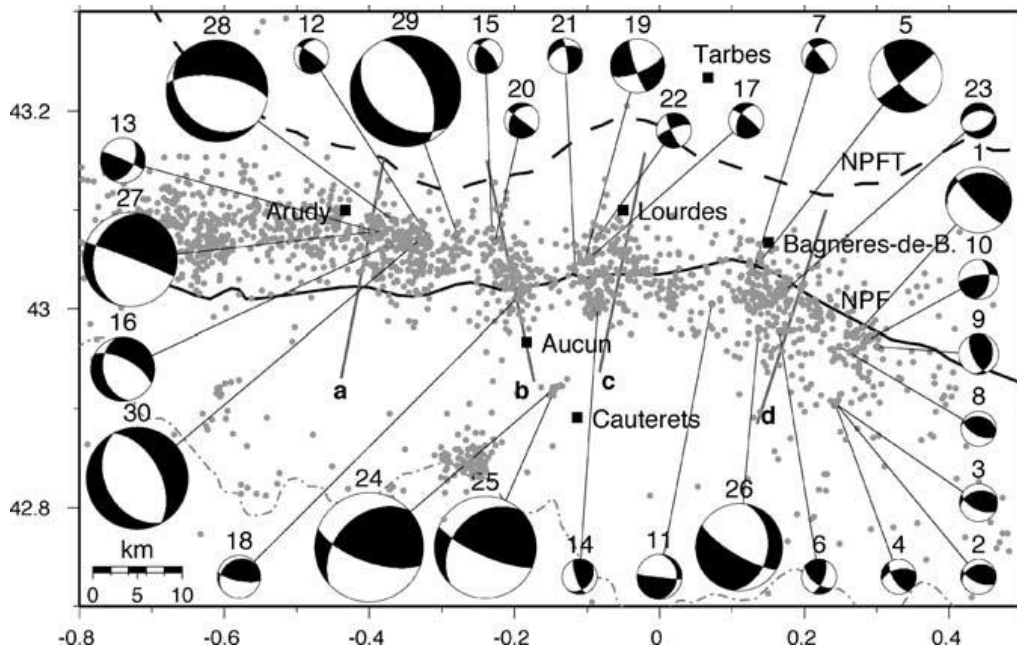
A partir de sismos registrados en el trabajo de Rigo *et al.* (2005), se obtuvieron 30 mecanismos focales, siendo en el caso del foco de Aucun, un mecanismo focal de solución normal con plano nodal NO-SE, y con componente dextra.

- Zona de Lourdes/Bagnère-de-Bigorre

Como se ha visto al hablar de la sismicidad histórica, es en este foco donde han ocurrido los terremotos que han alcanzado una intensidad de VIII y IX, en los años 1750 y 1660 respectivamente (Rigo *et al.*, 2005). En el registro sísmico del IGN hay anotados aproximadamente 130 sismos en las inmediaciones de la localidad francesa de Lourdes. El 16 de mayo de 2002 tuvieron lugar dos terremotos de magnitud 4.6 y 4.3 mbLg (Fig. 3.14). La sismicidad de esta zona presenta también una disposición E-O, que como se dijo anteriormente, no está asociada a la FNP, sino a los segmentos de falla que atraviesan el dominio (Rigo *et al.*, 2005; Ruiz *et al.*, 2006b). En el límite este del dominio las estructuras pasan a estar orientadas NO-SE, en la zona de Bagnère-de-Bigorre, y la orientación de la actividad sísmica sufre la misma inflexión.

Entre los años 1999-2000 y 2001-2002, se llevaron a cabo dos campañas sísmicas por Rigo *et al.* (2005) en esta región. A partir de los terremotos localizados en estas campañas se calcularon 30 mecanismos focales. Para la zona de Lourdes el mecanismo focal calculado tiene solución de strike-slip siniestra con componente normal e inversa. La profundidad hipocentral de los sismos varía desde 5 hasta 40 km de profundidad, en dos sismos ocurridos marzo de 1980.

Teniendo en cuenta la actividad sísmica y la magnitud que alcanzan los terremotos, este dominio es el más activo, donde la actividad sísmica se concentra principalmente en la dirección E-O, siguiendo la orientación de las estructuras limítrofes al norte y al sur del dominio. Los mecanismos focales pasan de oeste a este de tener una solución normal (Aucun y Arudy), a strike-slip (Lourdes) y finalmente a solución inversa al este (Bagnère-de-Bigorre) (Fig. 3.15).

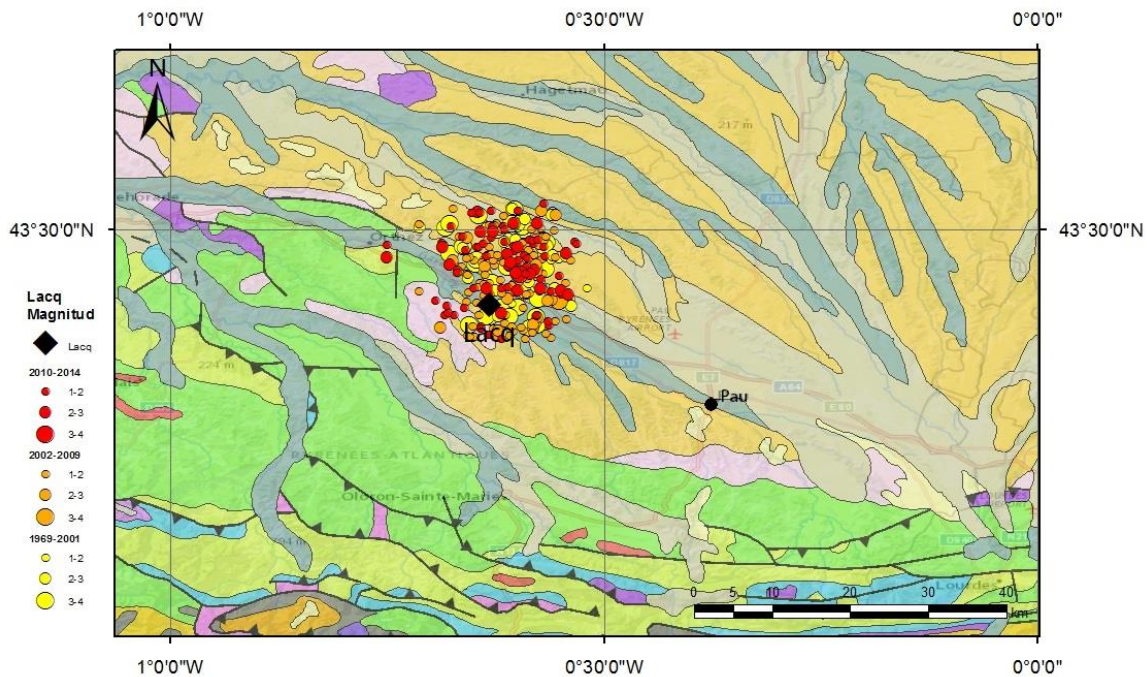


**Figura 3.15.-** Mecanismos focales de la zona oriental del dominio sismotectónico I. Figura tomada de Rigo *et al.* (2005).

- Sismicidad inducida en Pau

Al norte se advierte un foco sísmico situado al NO de la localidad de Pau (Fig. 3.16) que no está asociado a ninguna estructura, sino que se ha interpretado como sismicidad inducida (Grasso y Wittlinger, 1990; Segall, 1989). Esta sismicidad inducida se diferencia en dos periodos, en función de la actividad realizada en la zona. Se trata del campo de gas de Lacq, en el cual, en primer lugar, se produjo la extracción de petróleo y de gas, y a partir del año 2010 se llevó a cabo en el mismo yacimiento agotado el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub>.

En la época instrumental del IGN aparecen registrados un total de 326 terremotos, de los que 32 tienen magnitud inferior a 2 y no han sido representados en el mapa (Fig. 3.17). El primer terremoto ocurrido en esta zona tuvo lugar el 1 de junio de 1989 con una magnitud de 4. Hasta el año 2001 se registraron 80 terremotos. A partir de entonces y hasta 2014 hay registrados 246 terremotos. Antes del año 2001 no se registraron terremotos de magnitud menor que 2 por el IGN. La causa de esto debió ser la peor cobertura sísmica antes de este año, por lo que la sensibilidad era peor y los terremotos de menor magnitud no fueron recogidos.



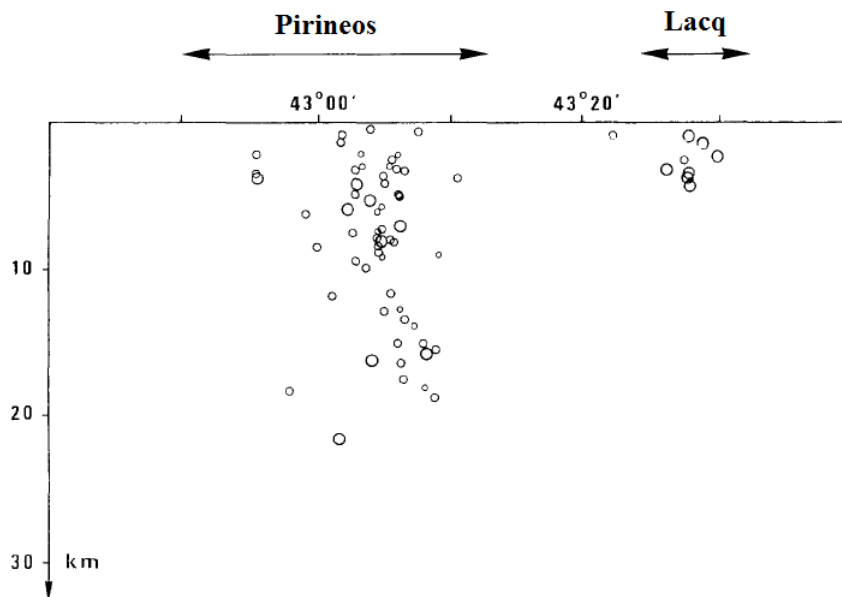
**Figura 3.16.-** Mapa de sismicidad inducida en Lacq. Datos extraídos de la base de datos del IGN. Mapa Geológico de España 1:1.000.000 del IGME (2015)

#### *Sismicidad asociada a la extracción de fluido*

El campo de gas Lacq se encuentra sobre la cuenca de antepaís norte de la cadena Pirenaica, la cuenca de Aquitania. Se trata de un reservorio anticlinal formado por materiales carbonatados del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, que va de 3.2 a 5 km de profundidad, y se encuentra sellado por un nivel margoso cretácico. Este campo comenzó a ser explotado en 1957. Sobre este yacimiento, a 495 metros de profundidad, hay un yacimiento de petróleo cuya producción empezó en 1950 (Grasso y Wittlinger, 1990).

Aproximadamente diez años después del inicio de la extracción de gas, en el año 1969, comenzó a registrarse actividad sísmica, algo que hasta entonces no había ocurrido, ya que esta zona había sido asísmica durante siglos. El primer sismo ocurrió en noviembre de ese año, con una magnitud superior a 3, y desde entonces cada año se registró un evento de esta magnitud. Grasso y Wittlinger (1990) llevaron a cabo un estudio entre abril de 1974 y Diciembre de 1983, en el que se registraron más de 800 terremotos de magnitud comprendida entre 1 y 4.2 cerca del campo de gas, 28 de los cuales tuvieron una magnitud superior a 3. Para estudiar el periodo comprendido entre 1969 y 1974 se utilizaron los datos del ReNaSS. Todos los eventos fueron superficiales, entre 1.5 y 5 km de profundidad, mientras que la sismicidad producida por la tectónica del Pirineo se encuentra a 25 km de distancia y tiene profundidades hipocentrales mayores (Fig. 3.17). Estos son los principales

motivos, junto con que la zona anteriormente era asísmica, de que la sismicidad sea considerada inducida y no natural.



**Figura 3.17.-** Proyección hipocentral de los terremotos bajo la cadena Pirenaica y en el campo de gas de Lacq ocurridos de septiembre a diciembre de 1982. Según Grasso y Wittlinger (1990).

Bardaine *et al.* (2008) realizaron otro estudio desde 1974 hasta 1997, en el que obtuvo la localización de 1428 terremotos de los que el 70% ocurrieron por debajo del reservorio. Desde el año de comienzo de la explotación hasta el primer evento sísmico, la presión de poro del campo de gas disminuyó en 31 MPa. Esta disminución provocó un aumento de la presión intersticial, lo que a su vez generó la compactación del reservorio. Estos procesos se vieron reflejados en superficie por la formación de fallas normales y la subsidencia de hasta 6 cm desde que comenzó la explotación hasta 1989, en la zona bajo la que el reservorio está más somero (Bardaine *et al.*, 2008; Grasso y Wittlinger, 1990; Segall, 1989). Además de los cambios en el régimen de esfuerzos, Bardaine *et al.* (2008) señalan también como causa de la sismicidad la existencia de fallas preexistentes a la explotación y de litologías frágiles de las rocas pertenecientes al yacimiento e inmediatamente por encima del mismo. Ya Grasso y Wittlinger (1990) subrayaban la existencia de planos de debilidad previos a la explotación que controlaban la sismicidad inducida, como es el caso de un foco sísmico al sur del yacimiento, donde se interpretó una posible falla normal preexistente.

#### *Sismicidad asociada al almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub>*

En enero de 2010 comenzó a inyectarse CO<sub>2</sub> en el antiguo yacimiento de gas agotado. La inyección se estuvo produciendo durante tres años (Total, 2013). Con la inyección ocurre lo contrario que en el caso anterior, la presión de poro aumenta, con lo que la presión efectiva disminuye, permitiendo el deslizamiento en planos de debilidad existentes.

En el catálogo del IGN, a partir del año 2010, se registraron 86 terremotos en cuatro años (Fig. 3.16). Los 10 años anteriores se habían recogido 127 terremotos. Este aumento de la actividad sísmica puede deberse al almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub>.

#### Dominio II: Zona Axial y Zona Surpirenaica

El dominio II se sitúa al sur del dominio anterior. Está limitado al oeste por la falla de Pamplona, al norte por la falla Norpirenaica, y al sur por el cabalgamiento frontal surpirenaico. Hacia el este el dominio queda abierto, ya que su límite estaría fuera de la zona de estudio.

La profundidad del Moho de la Zona Axial Pirenaica (ZAP) aumenta en un primer momento de oeste a este, pasando de estar a 40 km a estar a 50 km (Gallart *et al.*, 1981). Más hacia el este se mantiene a 50 km. Este es el máximo espesor cortical, que se da en la parte central de la Zona Axial. Al este de esta zona, fuera de la zona de estudio, el espesor cortical disminuye notablemente, hasta los 20 km. Desde el límite sur del dominio hacia el norte, el Moho de la placa ibérica se va profundizando hasta la falla Norpirenaica (ECORS Pyrenees, 1988).

El límite oeste del dominio se corresponde con el segmento sur de la falla de Pamplona. Esta falla, de orientación NE-SO, separa en este segmento dos zonas de vergencias opuestas, la Cuenca Vasco-Cantábrica al oeste, y la Zona Surpirenaica al este. En este tramo, la traza de la falla de Pamplona se puede seguir gracias a la alineación de diapiros salinos del Triásico, ya que no tiene expresión en superficie. Asociada a la falla de Pamplona, al oeste de la misma, aparece una zona de alta densidad de fallas, la zona de falla de Andia, una red de fallas normales someras, cuya orientación principal es N-S (Larrasoña *et al.*, 2003). Al sur este dominio está limitado por el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico, de vergencia meridional, que hace que las Sierras Exteriores del Pirineo cabalguen sobre la cuenca del Ebro (Barnolas y Pujalte, 2004). Este cabalgamiento no emerge en superficie, y su geometría está condicionada por una falla extensional mesozoica previa (Larrasoña *et al.*, 2003). La falla Norpirenaica, falla vertical orientada E-O, separa la Zona Norpirenaica de la Zona Surpirenaica y hacia el este del dominio de la Zona Axial.

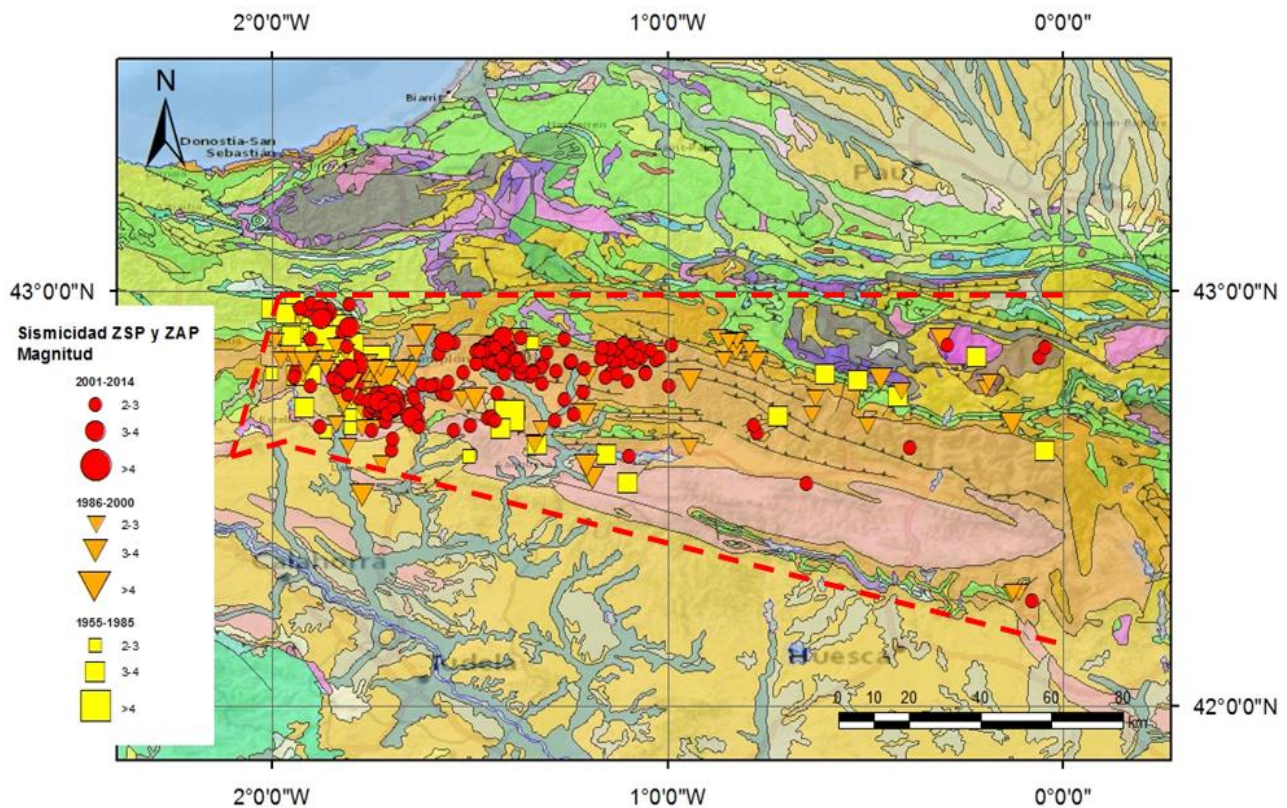
La Zona Surpirenaica está formada por materiales del Mesozoico y del Cenozoico, afectados por un sistema de cabalgamientos alpinos hacia el sur, con dirección de transporte N-S, y con un estilo thin-skinned, ya que estos cabalgamientos no afectan al basamento paleozoico, estando su nivel de despegue en el Triásico (Choukroune, 1982; Muñoz, 1992; Teixell, 1998). La Zona Axial de los Pirineos está formada por rocas hercínicas afectadas por cabalgamientos alpinos que hacen que estas rocas afloren en superficie. Estos cabalgamientos son de escala cortical (Choukroune,



1982; Chorukroune y ECORS Pyrenees, 1988). Otra estructura que cabe destacar dentro del dominio y que no forma parte de los límites del mismo es la falla de Leyre. Se trata de una falla inversa de dirección E-O y longitud aproximada de 30 km, con vergencia sur (Lacan y Ortuño, 2012).

Los datos de sismicidad histórica son escasos. En el catálogo histórico sísmico del IGN, hay registrados 6 terremotos entre los años 1370 y 1900. La intensidad máxima alcanzada está comprendida entre IV y VI. El mayor de ellos tuvo lugar el 15 de noviembre de 1755, en Sangüesa, Navarra. El 10 de marzo de 1993, en Pamplona, fue sentido un sismo con una intensidad máxima de VI. Ruiz (2007) recoge datos pre-instrumentales con los que se puede distinguir una zona de mayor actividad, en la parte central de la falla de Pamplona. En esta zona, concretamente entre la falla de Leiza y la de Roncesvalles, en los alrededores de Elizondo, Navarra, se sintieron varios sismos entre los años 1853 y 1934 que alcanzaron una intensidad superior a IV.

En el periodo instrumental, desde el año 1900 hasta la actualidad, se han incluido en el catálogo del IGN más de 400 terremotos de magnitud superior a 2 (Fig. 3.18), de los que una centena de sismos se registraron antes del año 2001. Entre esta última fecha y el año 2014, se registraron más del doble de sismos. Esto se explica por la mejor cobertura de redes sísmicas en la zona.



**Figura 3.18.-** Mapa de sismicidad del dominio II: Zona Surpirenaica y Zona Axial Pirenaica. Datos extraídos de la base de datos del IGN. La línea roja delimita el dominio.

Los mayores sismos registrados son de magnitud 4.5, el primero de ellos en Legarda, Navarra, tuvo lugar el 22 de mayo de 1982, y el siguiente ocurrió en Lizoáin, Navarra, el 18 de septiembre de 2004. La actividad sísmica es mayor al oeste del dominio. Hacia el este se advierte que la sismicidad es más dispersa y de menor magnitud, donde la sismicidad sigue la dirección E-O de las estructuras y de los límites norte y sur del dominio.

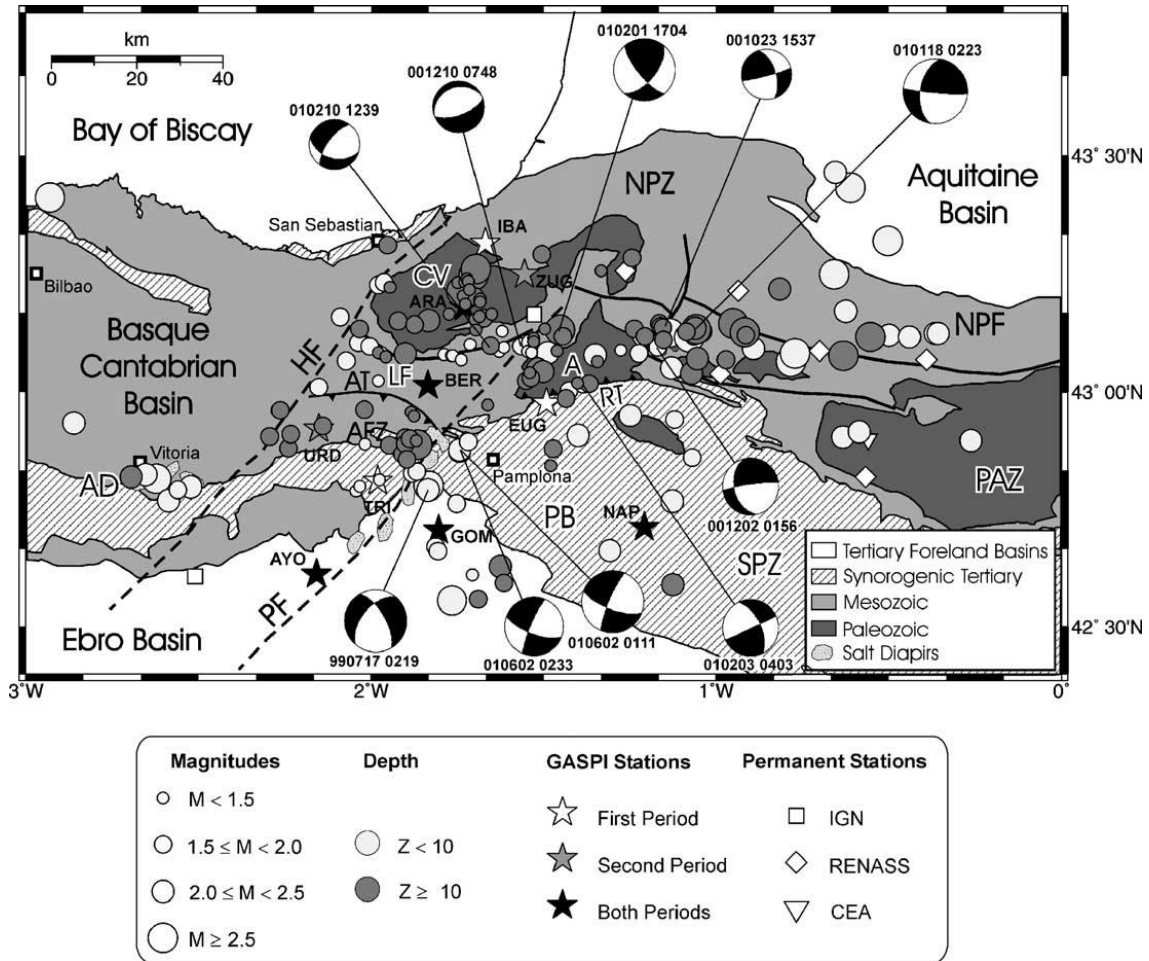
En esta zona tuvieron lugar varias crisis sísmicas. La primera de ella ocurrió el 10 de julio de 1923 en Martes, localidad de Huesca, con un terremoto que alcanzó una intensidad de VIII. El siguiente enjambre sísmico se produjo en septiembre de 2004. Entre los días 17 y 20 de septiembre de 2004 hay registrados un total de 30 sismos de magnitud superior a 2 en las proximidades de Nagore, Navarra. Finalmente, en los últimos 10 días del mes de marzo de 2013, se registraron un total de 26 sismos de magnitud superior a 2 en la zona de Uterga, Etxauri y Salinas de Pamplona, en Navarra. El mayor terremoto se dio al norte de Etxauri, el día 23, con una magnitud de 4. Existe otro foco sísmico relacionado con la falla de Leyre, donde hay registrados una decena de sismos que muestran una alineación E-O, al igual que la falla. Cuatro de estos sismos tienen una magnitud superior a 3, y el mayor de ellos, de magnitud 4.1, ocurrió en Aoiz, Navarra, el 2 de septiembre de 1956.

#### *Falla de Pamplona*

La actividad sísmica es mayor en la parte oeste del dominio. Esta actividad está asociada al sector centro y sur de la falla de Pamplona, donde hay registrados más de 30 sismos de magnitudes comprendidas entre 2 y 4, y un sismo de magnitud 4.4 que tuvo lugar en junio del año 1982 al NO de Olo, Navarra. El proyecto GASPI registró 24 sismos en las inmediaciones de la ciudad de Pamplona, en los que las profundidades hipocentrales varían de 0 a 20 km. La mayor actividad sísmica asociada a esta falla se da en la parte central de la misma, en la zona de afloramiento de los diapiros salinos, y en la zona de fallas de Andía. En el proyecto GASPI se calcularon mecanismos focales también para sismos de esta zona, cuyas soluciones focales son de falla normal a subvertical con una fuerte componente de desgarre (Ruiz *et al.*, 2006b) (Fig. 3.19). La zona de fallas de Andía, es una zona de gran densidad de fallas normales de poca profundidad, donde la orientación principal es aproximadamente N-S. Asociadas a las mismas cuentan con un sistema de fallas E-O que las interconecta (Larrasoña *et al.*, 2003).

Se cuenta con un total de 157 datos hipocentrales, de los que tan sólo dos tienen una profundidad superior a 15 km, alcanzando un máximo de 21 km en el terremoto ocurrido el 10 de febrero de 1996 en Ansó, Aragón, sismo de magnitud 3.1.





**Figura 3.19.-** Sismicidad y mecanismos focales calculados por el Proyecto GASPI. PF: Falla de Pamplona. Figura tomada de Ruiz *et al.*, 2006b.

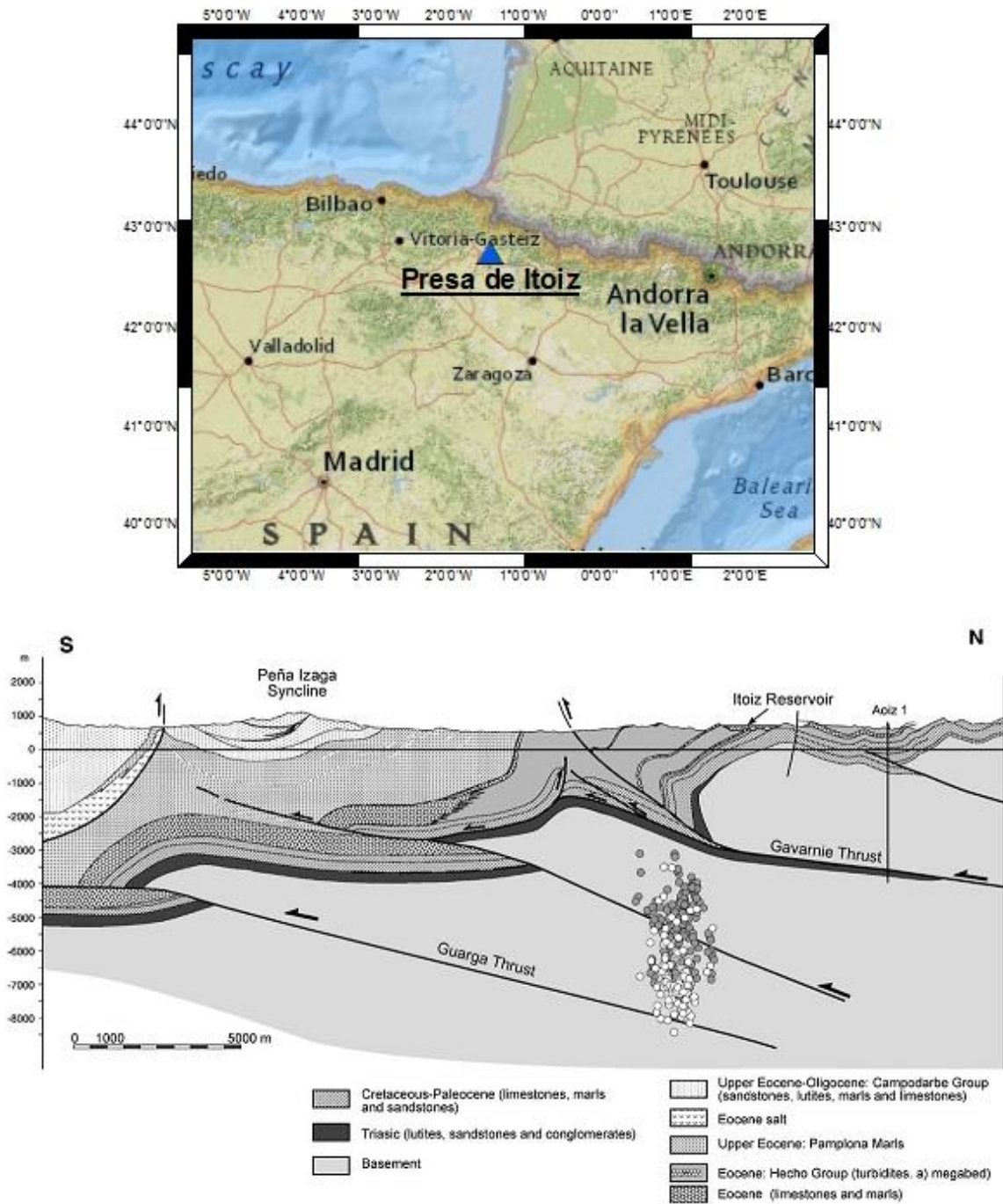
- Sismicidad inducida por la presa de Itoiz

No toda la sismicidad es natural. El sismo de mayor magnitud ocurrido en este dominio se registró en Lizoáin, el día 18, de magnitud 4.6 mbLg e intensidad máxima V. Esta crisis sísmica coincidió con el primer llenado de la presa de Itoiz, localizada 20 km al este de Pamplona (García-Mayordomo e Isua-Arévalo, 2011).

Ruiz *et al.* (2006c) instalaron una red temporal para el estudio del terremoto principal de este dominio, el terremoto del 18 de septiembre de 2004 de magnitud 4.6 mbLg. Colocaron 13 estaciones entre el 22 de septiembre y el 21 de octubre, tras el evento principal. Con los datos recogidos, se calcularon mecanismos focales para un total de 12 sismos, incluyendo el evento principal y 11 réplicas. Las soluciones obtenidas son de falla normal con ligera componente de desgarre, y orientación de los planos nodales NO-SE, variando esta orientación entre el terremoto máximo (orientación E-O) y el siguiente sismo en orden de magnitud, con magnitud de 3.8 y orientación del plano nodal NNO-SSE. El trabajo de Souriau *et al.* (2001) recoge 3 mecanismos focales para esta zona, donde también se observan soluciones de falla normal con componente de

desgarre. El IGN también afirma que la solución focal del terremoto del día 18 es de falla normal con componente de strike-slip sinestro.

Ruiz *et al.* (2006c) señalan que esta sismicidad puede ser debida a la modificación del estado de esfuerzos en una zona de falla de esfuerzo crítico. Roeloffs (1988) afirma que según el tipo de falla sobre el que se ubique una presa, los terremotos tienden a ocurrir o no. Así, según este autor, habrá actividad sísmica si se trata de fallas normales muy inclinadas, en fallas de strike-slip verticales, y en el hanginwall de cabalgamientos de bajo ángulo, como es el caso de la presa de Itoiz, que se encuentra sobre el hanginwall de un cabalgamiento vergente al sur de este tipo (Fig. 3.20).



**Figura 3.20.-** Localización hipocentral de las réplicas de la crisis sísmica inducida asociada a la presa de Itoiz en 2004. Según Ruiz *et al.*, 2006c.

El dominio II presenta por tanto una actividad sísmica moderada, menor que en el dominio I, pero mayor que en el resto de dominios, con una orientación E-O siguiendo las estructuras principales, y con una disminución del número de sismos y de su magnitud hacia el este. La

sismicidad es destacadamente superficial. El foco principal se sitúa al oeste del dominio, coincidiendo con el segmento sur de la falla de Pamplona, donde hubo sismicidad natural, como es el caso del terremoto de intensidad máxima VIII de 1923, y sismicidad inducida, debida al llenado de la presa de Itoiz el 18 de septiembre de 2004.

#### Dominio sismotectónico III: Macizos Vascos

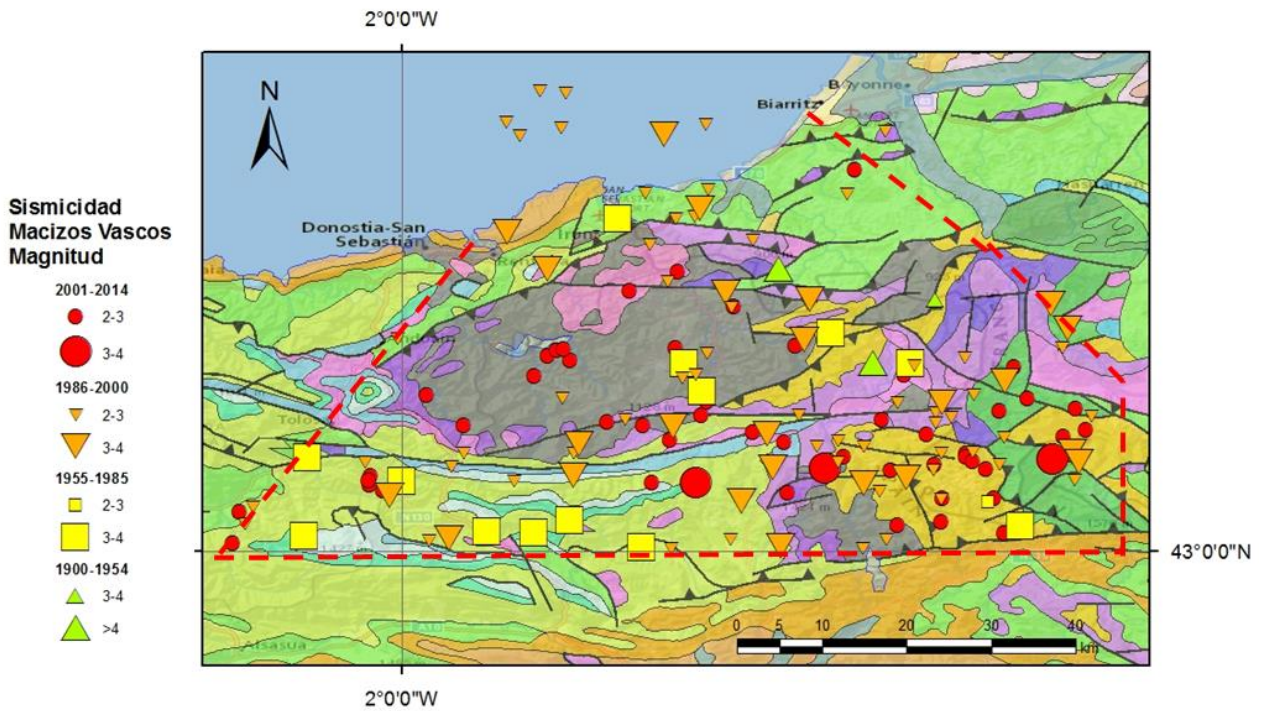
El límite oeste de este dominio es la falla de Hendaya, y al este limita con el dominio I, Zona Norpirenaica. Al sur tiene dos límites. En su parte oeste el límite son las láminas cabalgantes de Aralar, y en la parte este es la falla de Roncesvalles. Los macizos Vascos incluidos en este dominio son el de Cinco Villas y el de Aldudes.

La profundidad del Moho del macizo Cinco Villas se encuentra a 30 km aproximadamente, mientras que la profundidad del Moho bajo el macizo de Aldudes está a 50 km. Lo mismo pasa con el techo de la corteza inferior, estando bajo Cinco Villas a unos 20-22 km, y bajo Aldudes a 40 km aproximadamente (Pedreira, 2004). Esto se debe a que bajo el macizo de Aldudes la corteza se encuentra duplicada por la subducción de Iberia bajo Eurasia.

Las estructuras de este dominio presentan dos patrones. Por un lado, la falla de Hendaya y el sector norte de la falla de Pamplona, con dirección NE-SO, y por otro lado las estructuras de dirección E-O, como la falla de Ollín, la falla de Leiza, las láminas cabalgantes de Aralar y la falla de Roncesvalles. La falla de Hendaya, límite occidental de los macizos Vascos, no tiene traza en superficie, ya que se encuentra cubierta por materiales cretácicos y mesozoicos de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En esta falla las estructuras sufren una inflexión, ya que al este de la misma las estructuras llevan una orientación E-O, mientras que al oeste están orientadas NO-SE. Esta inflexión se denomina Arco Vasco. (Ruiz *et al.*, 2006b; Pedreira, 2004).

En este dominio el IGN ha documentado 14 terremotos históricos, todos ellos en el siglo XIX. Las intensidades máximas alcanzadas son de IV y de V. En Leiza, Navarra, en diciembre de 1885, hay documentados tres sismos con una intensidad máxima de V.

En el periodo instrumental el IGN registró 620 terremotos, de los cuales más de 400 fueron de magnitud inferior a 2. En el mapa de sismicidad instrumental (Fig. 3.21), sólo aparecen representados los sismos de magnitud superior a 2.



**Figura 3.21.-** Mapa de sismicidad instrumental del dominio III: Macizos Vascos. La línea roja discontinua marca el límite del dominio.

Existe una gran diferencia de datos registrados en función del periodo de tiempo en que se hayan recogido. En el periodo que va de 1955 a 1985 se registraron 16 terremotos, mientras que en la siguiente etapa se recogieron 90, debido a la instalación de las nuevas estaciones del IGN ECRI y ELIZ. En el siguiente periodo, que va del 2001 a la actualidad, se registraron 500 sismos. Este aumento de la actividad sísmica se debe a la instalación de una nueva estación en la zona, EALK, en el año 2003, con un aumento del número de sismos registrados y una mejora en la ubicación de los mismos.

La actividad sísmica observada en el periodo instrumental se puede asociar a las distintas estructuras descritas anteriormente.

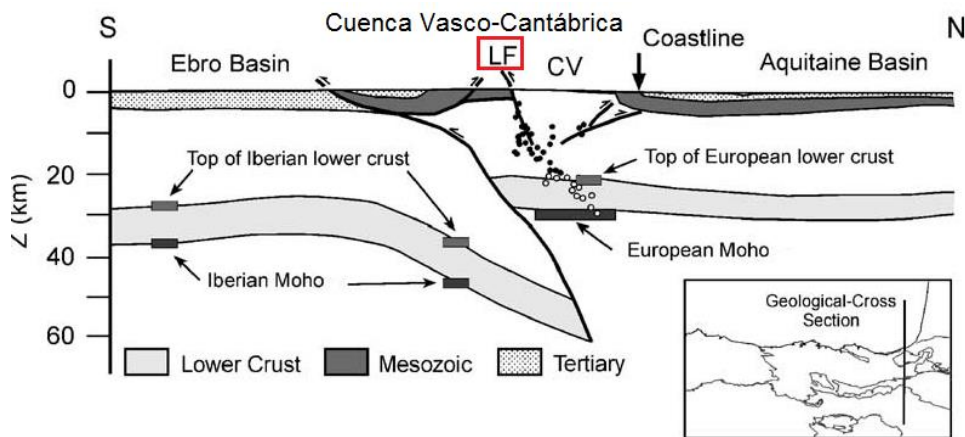
#### *Falla de Hendaya*

La falla de Hendaya muestra sismicidad asociada, sobre todo el su segmento sur, donde confluye con las fallas de Ollín y de Leiza y con las láminas cabalgantes de Aralar.

#### *Fallas de Ollín y de Leiza*

Ambas fallas tienen una orientación E-O. La falla de Ollín coincide con límite sur del macizo Cinco Villas, y la falla de Leiza se encuentra inmediatamente al sur. Esta última muestra una sismicidad asociada distribuida en profundidad a escala cortical, dándose profundidades hipocentrales desde la superficie hasta los 30 km de profundidad, buzando hacia el norte (Fig.

3.22). La red temporal GASPI (Ruiz *et al.*, 2006b) llevada a cabo en dos fases, la primera entre Marzo y Agosto de 1999 y la segunda entre Septiembre y Junio de 2001, detectó 54 sismos de magnitud comprendida entre 0.5 y 3 en la zona de los Macizos Vascos que muestran la orientación E-O de la falla de Leiza. En este mismo proyecto, se calcularon dos mecanismos focales para sismos asociados a la falla de Leiza que muestran una solución de falla normal con una ligera componente de desgarre. Hay que tener en cuenta que este registro tiene mayor precisión en la localización de los sismos ya que la cobertura sísmica es mucho mayor que la del IGN. Parte de la sismicidad registrada en esta zona podría estar asociada a la falla de Ollín.

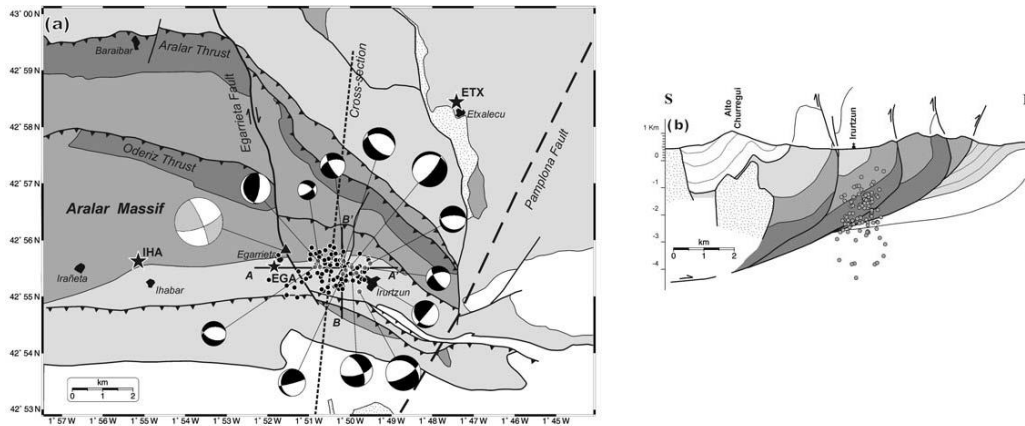


**Figura 3.22.-** Sismicidad asociada a la falla de Leiza (LF). Figura modificada de Ruiz *et al.* (2006b).

### *Región de Aralar*

En la zona de Aralar tuvo lugar una crisis sísmica con un terremoto principal el día 21 de febrero de 2002, en Egiarreta, Navarra. Según el IGN este terremoto fue de magnitud 3.8, mientras que Ruiz *et al.* (2006a) le asignaron una magnitud de 4.1 Lg. En el catálogo del IGN hay registrados ese mismo mes 7 terremotos de magnitud superior a 2. Ruiz *et al.* (2006a) instalaron una red sísmica temporal tras el evento principal entre el 22 de febrero y el 19 de marzo, con la que se registraron 319 réplicas que no estaban catalogadas. La actividad sísmica de esta crisis se puede asociar a la zona SE del sistema de Aralar, concretamente al extremo SE del cabalgamiento de Aralar. En esta zona las láminas cabalgantes han pasado de tener una orientación E-O a ser NO-SE. En este mismo trabajo se calcularon mecanismos focales (Fig. 3.23). El terremoto principal muestra una solución de cizalla dextra. Las réplicas, de forma general, muestran solución de falla normal con componente de cizalla. Los planos nodales modifican su orientación, en el caso del sismo principal tiene orientación NNO-SSE, y los mecanismos de las réplicas presentan planos nodales con orientación ENE-OSO.





**Figura 3.23.-** (a) Localización de las réplicas del terremoto del 21 de Febrero de 2002 en la región de Aralar y mecanismos focales calculados. (b) Corte geológico con las localizaciones hipocentrales de las réplicas. Figura tomada de Ruiz *et al.* (2006a).

#### *Falla de Pamplona y falla de Roncesvalles*

Este dominio incluye únicamente el segmento norte de la falla de Pamplona. Al norte de la falla, en la frontera entre España y Francia se observa un foco sísmico, en las proximidades de la localidad de Elizondo. En el registro instrumental se incluyen 23 sismos en los alrededores de Elizondo, alcanzando una magnitud máxima de 4 en un sismo que tuvo lugar el 25 de julio de 1952. En el sur del macizo Cinco Villas y el norte del macizo de Aldudes, se observa una alineación de la sismicidad E-O, que se puede relacionar con el cabalgamiento de Roncesvalles, falla que separa Aldudes de la cuenca de Pamplona. Esta actividad se produce en las cercanías de la falla de Pamplona, en la parte más oeste de la falla de Roncesvalles (Ruiz *et al.*, 2006b; Ruiz 2007). La magnitud máxima registrada asociada a esta falla fue una magnitud de 4.

En el catálogo del IGN hay registrados 136 terremotos con datos hipocentrales, de los que 100 tienen una profundidad inferior a 15 km. La máxima profundidad hipocentral se dio en un terremoto de diciembre de 2006 en Ustaritz, Francia, con una profundidad de 40 km.

En resumen, este dominio presenta una actividad sísmica más dispersa que en los dominios I y II, concentrada en estructuras E-O (fallas de Ollín y de Leiza y láminas cabalgantes de Aralar) y en estructuras NE-SO (falla de Hendaya y falla de Pamplona). La sismicidad es más profunda que en los dominios anteriores.

#### Dominio sismotectónico IV: Arco Vasco

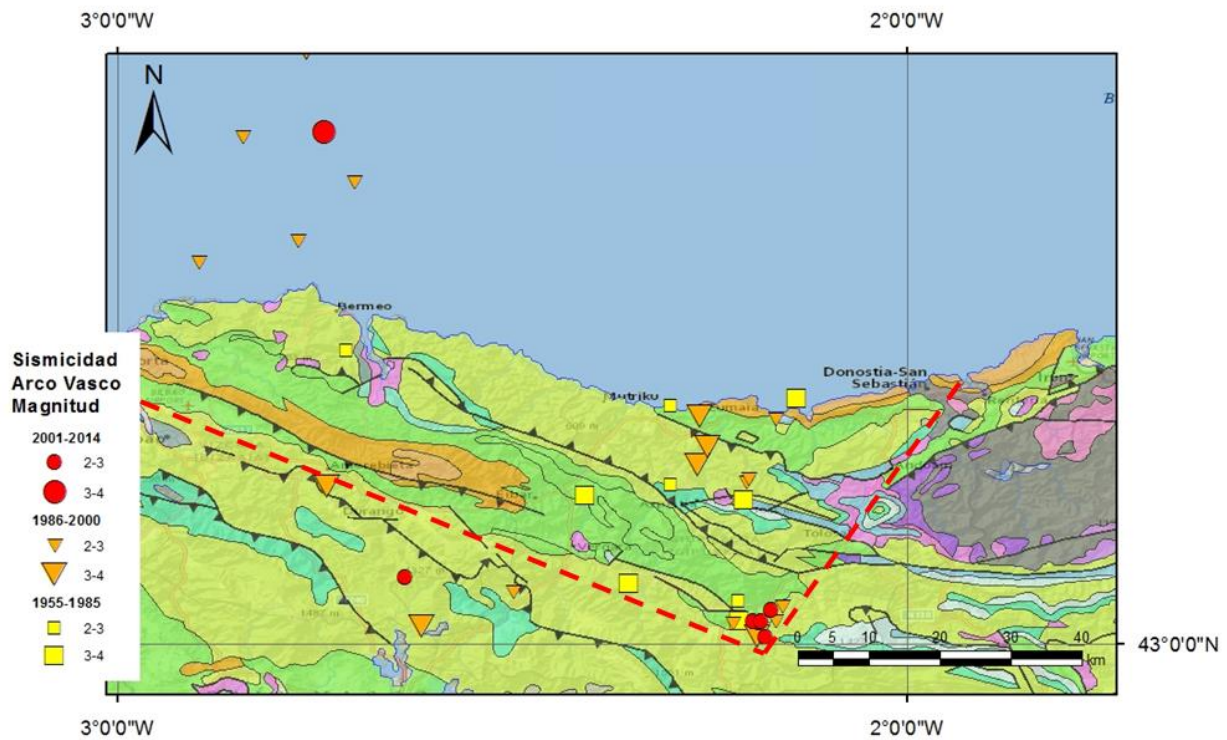
Este dominio se encuentra limitado al sur y oeste por la falla de Bilbao, y al este por la falla de Hendaya.

La profundidad de techo y de muro de la corteza inferior ibérica bajo el anticlinal de Bilbao es de 34 y 46.3 km respectivamente. Esta corteza subduce bajo la corteza inferior europea, en la que estas profundidades se encuentran a 15.75 y 21 km. Bajo el anticlinal Norvizcaíno, situado más al NE, la profundidad del Moho europeo se encuentra a 32 km aproximadamente (Pedreira, 2004). Se puede observar que de sur a norte los materiales mesozoicos disminuyen su espesor. Según Pedreira (2004), esto se puede deber a la presencia de un bloque elevado del basamento bajo el anticlinal de Bilbao, donde el techo de la corteza inferior se encuentra a 9 km. Más hacia el norte, el espesor del mesozoico sigue disminuyendo, encontrándose la corteza inferior a la altura del sinclinal de Vizcaya a 6 km de profundidad.

Estructuralmente este dominio presenta grandes anticlinales y sinclinales con una dirección NO-SE, el anticlinal Norvizcaíno al norte y el sinclinal de Vizcaya al sur. La falla de Bilbao, límite oeste del dominio, presenta esta misma disposición. Al este, la falla de Hendaya, es el límite de este dominio, a partir de la cual la orientación de las estructuras pasa a ser E-O.

En el catálogo del IGN hay documentados tres terremotos históricos, dos de ellos en Plencia, en la provincia de Vizcaya, que tuvieron lugar en agosto de 1885 y que alcanzaron una intensidad de IV.

En cuanto a la sismicidad instrumental del este dominio, en el catálogo del IGN, desde el año 1900 al 2014 se han registrado un total de 40 terremotos de magnitud superior a 2 (Fig. 3.24). El mayor sismo registrado en la zona ocurrió el 23 de septiembre de 1978 al SE de Antziola, País Vasco, con una magnitud de 3.6. El segundo sismo de mayor magnitud registrado en la zona tuvo lugar al SO de Zestoa, País Vasco, con una magnitud de 3.5, en agosto de 1997.



**Figura 3.24.-** Mapa de sismicidad instrumental del dominio IV: Arco Vasco. La línea roja discontinua marca el límite del dominio. Datos extraídos de la base de datos del IGN.

La actividad sísmica de este dominio es escasa y dispersa, y, por tanto, es difícil asociarla a estructuras concretas. Esta actividad sísmica aumenta hacia el este del dominio, donde las estructuras confluyen con la falla de Hendaya. Existe un foco sísmico al sureste del dominio, en el segmento sur de esta falla.

Se conocen los datos hipocentrales de 27 terremotos, de los que 23 tienen una profundidad inferior a 15 km. La mayor profundidad hipocentral se dio en el terremoto ocurrido el 20 de marzo de 1996 al NE de Legutiano, País Vasco, con una profundidad de 43 km.

Resumiendo, este dominio tiene una actividad sísmica escasa y dispersa, de baja magnitud y en general superficial. Esta actividad aumenta hacia el este del dominio, en las proximidades de la falla de Hendaya.

#### Dominio sismotectónico V: Región Vasco-Cantábrica

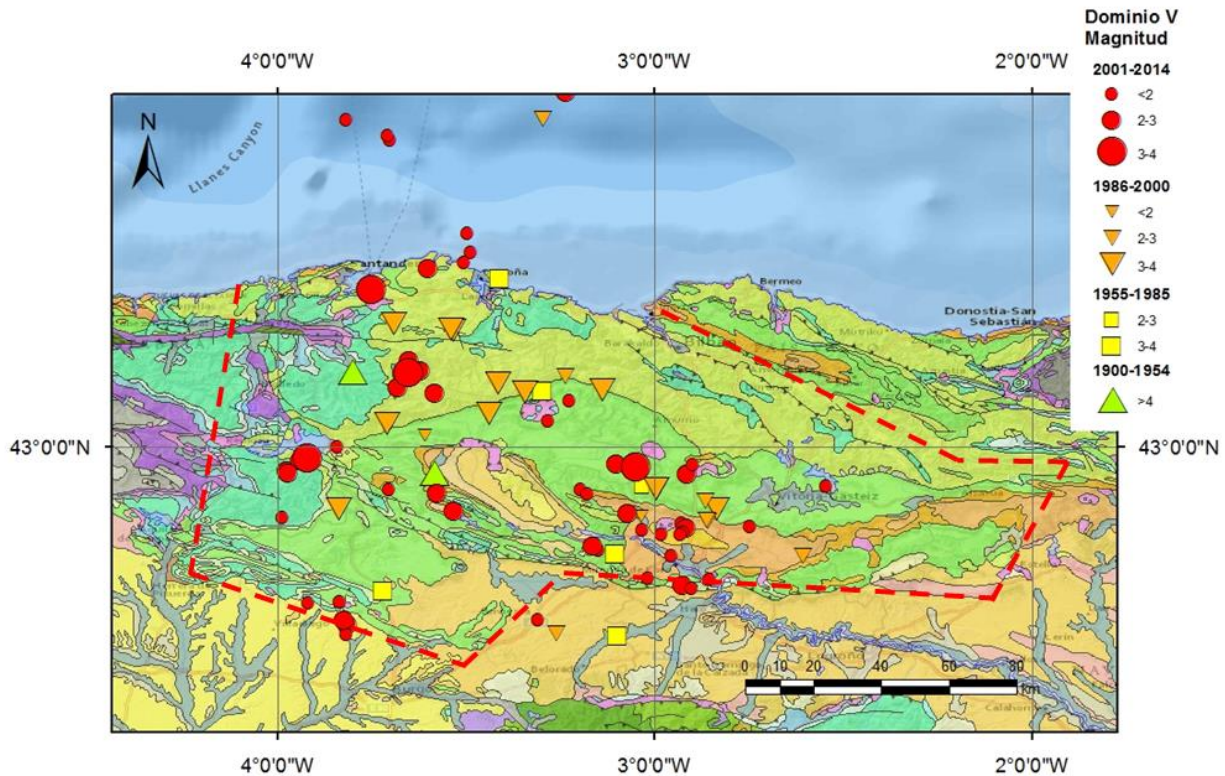
El dominio V está limitado al oeste por las montañas asturianas, al norte por el mar Cantábrico, al noreste por la falla de Bilbao y por la falla de Pamplona y al sur por el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenses.

Este dominio pertenece a la Cuenca Vasco Cantábrica, salvo la zona del Arco Vasco, incluida en el dominio anterior. Como se vio en el dominio previo, bajo el anticlinal de Bilbao, la corteza inferior se encuentra a 9 km de profundidad, ascendiendo esta lámina hacia el norte. El basamento en esta zona tiene más de 5 km de grosor, y la raíz cortical llega a tener 60 km de profundidad (Pedreira, 2004).

Se distinguen dos zonas dentro del dominio. Al oeste se encuentra el bloque Santanderino, dentro del cual aparecen una gran densidad de fallas N-S y E-O, siendo la más importante la falla de Cabuérniga, falla inversa de orientación E-O. En la parte sur del dominio está el segundo bloque, el bloque Alavés y plataforma burgalesa, que cabalga sobre la depresión del Ebro (Ruiz, 2007). El límite entre ambos bloques lo forma la alineación de diapiros salinos del Keuper. Este nivel funciona de despegue en el bloque Alavés, por lo que el basamento paleozoico está prácticamente indeformado (Pedreira, 2004). Al SO del bloque Alavés hay estructuras con orientación NO-SE, como son la falla de Ubierna y la falla de Carrales, continuación del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenses.

En el periodo histórico, entre los años 1370 y 1900, el catálogo del IGN tiene documentados tres terremotos. El de mayor intensidad, que alcanzó un valor de V, se localiza en el mar Cantábrico, en Santander, y ocurrió el 16 de enero de 1885. El 27 de diciembre de 1847 tuvo lugar un sismo de intensidad máxima IV en Delika, País Vasco, que parece estar asociado a un diapiro salino del bloque Alavés.

El catálogo del IGN tiene registrados un total de 101 terremotos (Fig. 3.25) entre los años 1900 y 2014, de los cuales 51 son superficiales, con profundidades inferiores a 15 km. Un tercio del total de terremotos registrados es de magnitud inferior a 2, mientras que sólo superaron el valor de 4, en los años 1938 y 1939, de magnitud 4.9 y 4.3 respectivamente. Hay que destacar que el aumento significativo de actividad sísmica registrada en el último periodo se debe a la instalación en el año 2003 de la estación sísmica ELAN, en Laneosta, Vizcaya, por el IGN. Además de aumentar el número de sismos registrados, aumentó la precisión de los mismos. Las localizaciones epicentrales de la primera mitad del siglo XX no son fiables, ya que no existía instrumentación sísmica en la zona que permitiese precisar esta ubicación.



**Figura 3.25.-** Mapa de sismicidad del dominio sismotectónico V. La línea roja discontinua marca el límite del dominio. Datos extraídos de la base de datos del IGN.

En cuanto a la disposición de la sismicidad cabe distinguir el bloque Santanderino del bloque Alavés. Estos dos bloques se separan por la alineación de diapiros salinos de orientación SO-NE en la parte oeste, a NO-SE en la parte este. Al noreste del dominio está el anticlinal de Bilbao, que no forma parte del bloque Santanderino, pero no ha sido diferenciado al no presentar sismicidad asociada.

### *Bloque Santanderino*

En esta zona se han dado un total de 30 terremotos desde el año 1900 hasta la actualidad, según el catálogo del IGN (Fig. 3.25). En Cabezón de la Sal se han catalogado cinco sismos en los meses de abril y mayo de 1932. El 27 y el 28 de abril se registraron dos sismos de intensidad máxima IV y III respectivamente. El 3 y 4 de mayo dos sismos alcanzaron una intensidad III, y el 6 de mayo ocurrió un sismo de intensidad máxima V. El sismo de mayor magnitud del dominio se dio en este bloque, el 16 de octubre de 1938, con una magnitud de 4.9 e intensidad máxima VI en el Valle de Carriedo, Cantabria. Hay una cantidad proporcionada de sismos de magnitud menor de 2, entre 2 y 3 y entre 3 y 4. En cuanto a la profundidad hipocentral no supera los 27 km.



En la zona se encuentra el embalse del Ebro, donde se han registrado cuatro terremotos entre los años 2010 y 2014, alcanzando una magnitud máxima de 3 el día 27 de enero de 2014.

En la parte norte de este bloque se encuentra el cabalgamiento de la Sierra de Cabuérniga, que cabalga hacia el sur y está muy afectado por una fracturación que presenta un rango de orientación muy heterogéneo, aunque las fracturas principales son N-S. Existe una actividad sísmica asociada a este cabalgamiento E-O, y a sus fracturas asociadas, formando principalmente alineaciones N-S.

#### *Bloque Alavés-Plataforma Burgalesa*

En el catálogo del IGN en esta zona hay registrados 71 terremotos (Fig. 3.25), de los cuales 27 tienen una magnitud inferior a 2. El sismo máximo registrado en este bloque presenta una intensidad máxima de V y una magnitud de 4.3. Se dio en Villarcayo, Norte de Burgos, el 2 de octubre de 1939. El segundo sismo de mayor magnitud tuvo lugar al noreste de Pedrosa Orres, Burgos, el 7 de noviembre de 1987, con una magnitud de 3.9 y una intensidad máxima de IV.

En cuanto a la profundidad hipocentral todos los sismos son bastante superficiales, alcanzando un máximo de 21 km de profundidad en un sismo de magnitud 2 en Huérmeces, Burgos, el 13 de septiembre del 2008, en el límite SO del dominio.

La sismicidad parece estar asociada sobre todo a dos tipos de estructuras. Por un lado, a la alineación de diapiros salinos del Keuper citada anteriormente, y por otro al cabalgamiento de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenses, límite sur, y a los cabalgamientos de dirección NO-SE del suroeste del dominio. Los diapiros salinos forman dos alineaciones en este bloque. La primera forma el límite entre los dos bloques del dominio, viéndose modificada su trayectoria de SO-NE a NO-SE. Más al sur aparece otra alineación de diapiros, en la depresión de Miranda-Treviño, que sigue una trayectoria E-O. Los sismos de mayor magnitud se ven asociados a estas estructuras salinas del Triásico. Los sismos asociados al cabalgamiento de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenses son de menor magnitud y presentan la misma orientación que esta estructura, E-O. En el margen suroeste del dominio, se da actividad sísmica asociada a estructuras de orientación NO-SE, la falla de Ubierna y la falla de Carrales. Se trata de fallas inversas producto de la reactivación de fallas extensionales mesozoica durante las primeras etapas de la compresión terciaria (Casas-Sainz 1990). Actualmente la geometría de la falla de Ubierna es explicada por un movimiento de desgarre dextral durante los últimos momentos de la compresión (Hernaiz, 1994).

Se calculó un mecanismo focal para esta zona (Herraiz *et al.*, 2010) que indica un movimiento de falla normal de dirección NO-SE.

Resumiendo, la actividad sísmica del dominio V es baja y dispersa en todo el dominio, y está asociada en la parte occidental a las fracturas N-S ligadas al cabalgamiento de Cabuérniga, en la parte central la actividad está asociada a los diapiros salinos, y en el sur al límite del dominio, el cabalgamiento de la sierra de Cantabria-Montes Obarenses y a las fallas de Ubierna y de Carrales.

### Dominio VI: Zona Cantábrica

Este dominio limita al norte con el mar Cantábrico, al este con los materiales mesozoicos de la zona de Cantabria y norte de Burgos, al sur con la cuenca del Duero, y al oeste el dominio queda abierto porque el límite estaría fuera de la zona de estudio.

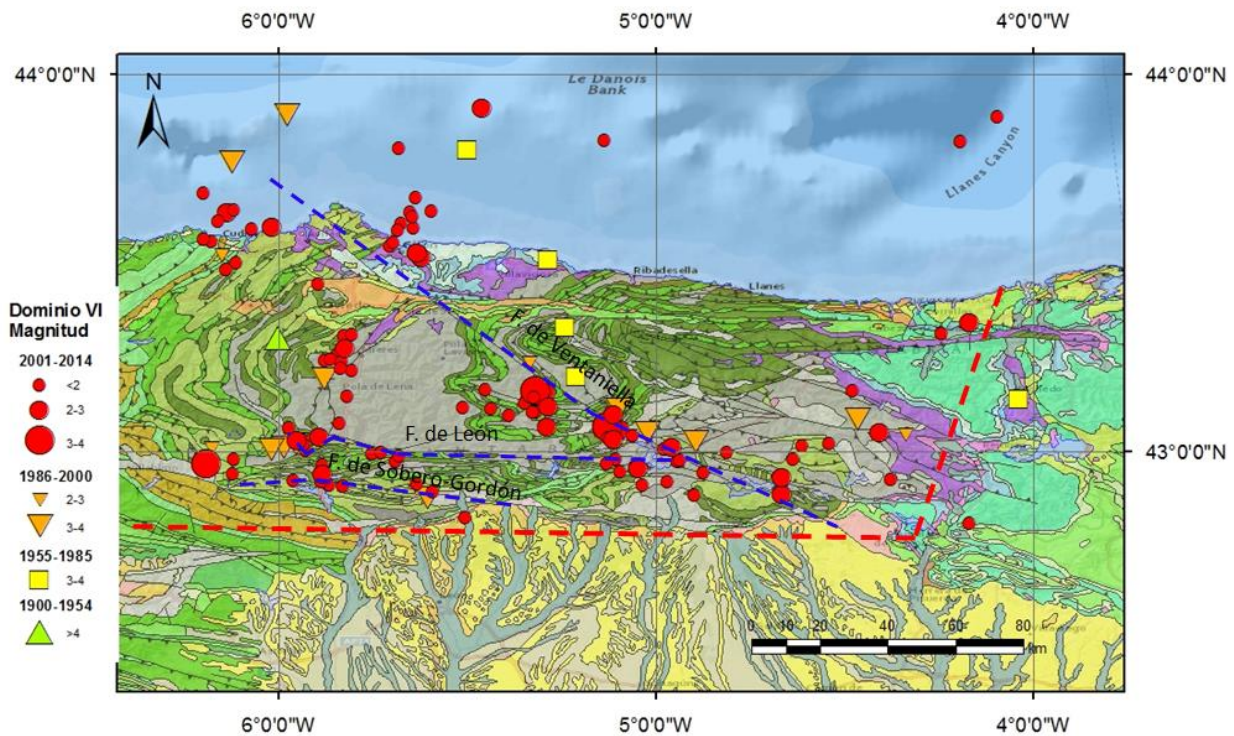
La estructura de este dominio es consecuencia de la subducción de la corteza ibérica bajo el margen continental durante la orogenia alpina (Gallastegui, 2000). Esta superposición generó un aumento de la profundidad del Moho de la corteza Ibérica de sur a norte, pasando de una profundidad de 32 km en el límite de la cuenca del Duero con la cordillera, hasta una profundidad de 55 km bajo la línea de costa, donde la corteza se encuentra duplicada. Esta profundidad máxima coincide con la raíz cortical generada por la subducción de la corteza ibérica. En esta misma zona, bajo la línea de costa, el Moho del margen Cantábrico se encuentra a 30 km (Gallastegui, 2000). El Moho de esta corteza llega a estar a 15 km de profundidad bajo la llanura abisal del Golfo de Vizcaya (Pulgar *et al.*, 1996). Hacia el norte, las cortezas superior y media del margen Cantábrico sufren un adelgazamiento importante, llegando a encontrarse los sedimentos terciarios directamente sobre la corteza inferior en la llanura abisal.

Estructuralmente este dominio consta de materiales del basamento de la Cordillera Cantábrica deformados por pliegues y fallas, siendo la mayoría un rejuego de estructuras anteriores como la reactivación de fallas y cabalgamientos variscos o la inversión de fallas extensionales (Pulgar *et al.*, 1999). Las estructuras terciarias están dispuestas principalmente NO-SE (Gallastegui, 2000). En el frente sur de la Cordillera Cantábrica las estructuras vergen al sur, habiendo un cabalgamiento frontal principal inclinado entre 15 y 18° que acomoda un desplazamiento de unos 25 km (Alonso *et al.*, 1996). Existen otras estructuras de vergencia sur que también afectan a toda la corteza superior. Al norte de la cordillera aparece un sistema de láminas cabalgantes de vergencia norte, y en la parte central las estructuras presentan una orientación subvertical (Gallastegui, 2000). En este dominio hay un importante número de cabalgamientos y fallas, de las que destacan tres: la falla de Ventaniella, de orientación NO-SE, que atraviesa toda la Zona Cantábrica, y las fallas de León y de Sabero-Gordon, fallas de orientación E-O ubicadas en la parte sur.

En el catálogo sísmico del IGN se hayan recogidos cuatro sismos históricos de este dominio. Esta sismicidad histórica está comprendida entre el año 1370 y el año 1900. El mayor de estos terremotos se sintió en Cudillero, con intensidad máxima IV que tuvo lugar el 10 de septiembre de 1877. Este sismo posiblemente esté relacionado con el cañón de Avilés. En esta localidad hubo un sismo en 1861 del que no consta dato de intensidad. En Gijón hubo un terremoto cuya intensidad máxima está comprendida entre III y IV el día 12 de noviembre de 1843. Por último, en el año 1522 hay catalogado un sismo en la localidad de Oviedo del que no existe dato de intensidad.

Entre el año 1900 y la actualidad, el IGN ha registrado un total de 125 terremotos, de los cuales 78 tienen magnitud inferior a 2 (Fig. 3.26). El mayor sismo hasta la fecha tuvo lugar el 4 de abril

de 1950 en Teverga, con una magnitud de 4.6 y una intensidad máxima de VI. En el año 1983 tuvo lugar un sismo al NO de Colunga de magnitud 3.9, a una profundidad de 16 km. Existen datos hipocentrales de 66 sismos, de los que aproximadamente la mitad son inferiores a los 10 km, y la otra mitad superan los 10 km, alcanzando una profundidad máxima de 27 km en un sismo en Gijón de intensidad 2.2 el 8 de Julio de 2011.



**Figura 3.26.-** Mapa de sismicidad del dominio VI. Línea roja: límite del dominio. Datos extraídos de la base de datos del IGN.

En este dominio se cuentan con 69 terremotos registrados con datos hipocentrales, de los que 56 tienen una profundidad inferior a 15 km. La mayor profundidad hipocentral se dio en un terremoto de magnitud 2.2 ocurrido al SE de Gijón el 8 de julio del 2011, con una profundidad de 27 km.

En cuanto a la asociación de la sismicidad con estructuras geológicas cabe destacar la sismicidad asociada a la falla de Ventaniella y la asociada a las fallas de León y de Sobero-Gordón.

#### *Falla de Ventaniella*

Se han registrado aproximadamente 35 sismos asociados a esta falla de orientación NO-SE, por lo que se observa una alineación de los terremotos siguiendo esta misma orientación, 7 de ellos con magnitud comprendida entre 3 y 4. El sismo de mayor magnitud asociado a la falla de Ventaniella tuvo lugar el 20 de febrero de 1989, al SO de Oseja de Sajambre (León), con una

magnitud de 3.7 y una intensidad máxima comprendida entre III y IV. Dentro de la sismicidad asociada a esta falla se distinguen tres focos sísmicos, coincidiendo los dos más importantes con la ubicación de dos embalses.

El foco de mayor importancia es el foco sísmico del embalse de Riaño, León. El sismo de mayor magnitud de este dominio pertenece a este foco sísmico. En él hay más de una decena de sismos, donde cuatro de ellos alcanzan una magnitud comprendida entre 3 y 4.

El segundo foco en orden de densidad y magnitud de terremotos es el foco de Tarna, cerca del embalse de Tanes. En él se han dado un número menor de sismos, donde tan solo dos alcanzan magnitudes de entre 3 y 4. El mayor sismo de este foco se dio al oeste de Beleño, Asturias, el 1 de agosto de 1975, con una magnitud de 3.5.

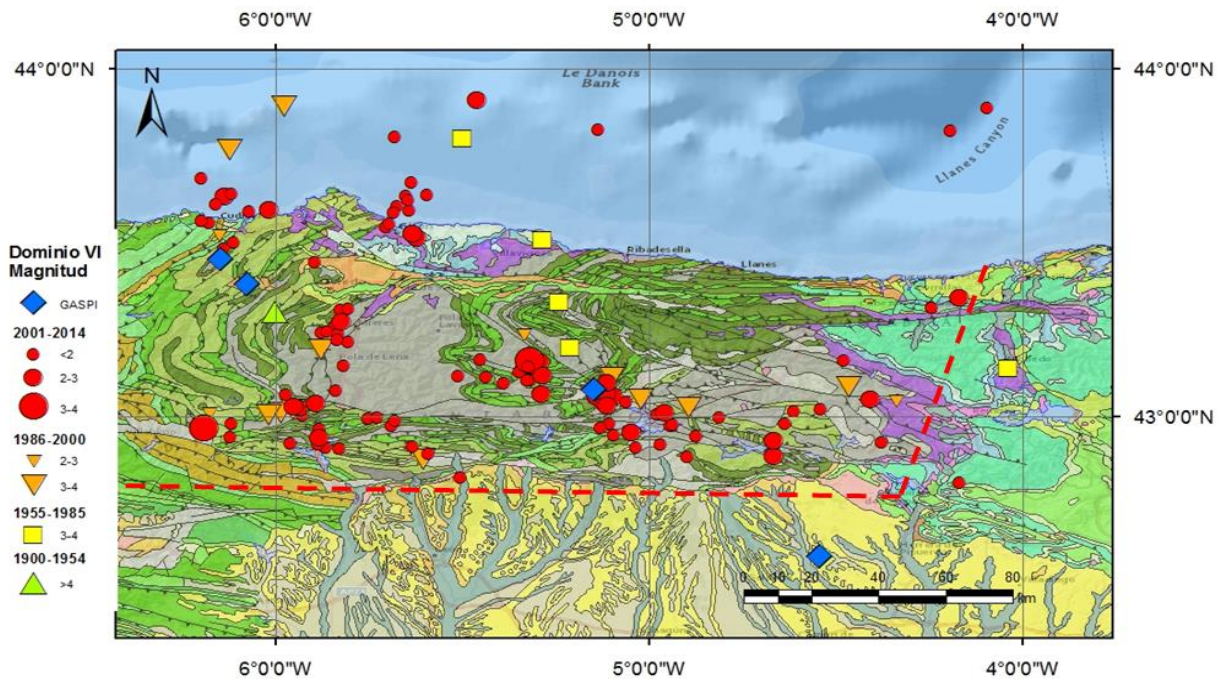
En último lugar, el foco de menor envergadura sísmica se da al oeste y NO de Avilés, donde todos los sismos registrados tienen una magnitud menor de 3, salvo mar adentro, en el cañón de Avilés, donde se observan dos sismos de magnitudes entre 3 y 4.

#### *Falla de León y falla de Sobero-Gordón*

En el frente sur de la cordillera se observa un foco sísmico formando una alineación E-O, la misma dirección que las fallas que limitan al sur el dominio. Esta sismicidad aparece asociada a las fallas de León y de Sobero-Gordón. Hay aproximadamente una veintena de sismos relacionados con estas fallas, que alcanzan una magnitud máxima de 4. Esta sismicidad podría estar también asociada al cabalgamiento frontal de la cordillera situado al sur. La actividad sísmica asociada a estas estructuras es menor que la de la falla de Ventaniella.

Por último, dentro del dominio de la Zona Cantábrica se observa un foco sísmico en Gijón y sus alrededores, donde hay registrados un total de 11 sismos, de los cuales 9 son de magnitud inferior a 2, y dos sismos de magnitud entre 2 y 3. El mayor de ellos, de magnitud 2.2, tuvo lugar en el año 2011.

Además de la sismicidad registrada por el IGN, se han añadido los sismos recogidos por las estaciones temporales del Proyecto GASPI (1999-2002), cuyo grado de precisión es mayor debido a la mejor cobertura sísmica. Hay tres terremotos registrados en el Proyecto GASPI que se encuentran dentro de este dominio (Fig. 3.27). Todos ellos tienen una magnitud comprendida entre 2 y 3, siendo el mayor de magnitud 2.4 y localizado en las coordenadas de longitud -6.14 O y latitud 43.45 N (López-Fernández, 2008).



**Figura 3.27.-** Mapa de sismicidad del dominio VI, zona Cantábrica. Datos extraídos de la base de datos del IGN y de López-Fernández, 2008.

Herraiz *et al.* (2000) calcularon un mecanismo focal para un sismo asociado a la falla de Ventaniella, a partir del terremoto del 20 de febrero de 1989 de magnitud 3.7 de Riaño. Este mecanismo tiene solución de falla de desgarre dextrógira cuyo plano de falla se orienta NO-SE. Posteriormente, López-Fernández (2008) calculó cuatro mecanismos focales a partir de los nuevos datos sísmicos recogidos por la red temporal del Proyecto GASPI. Estos mecanismos fueron calculados en sismos pertenecientes a los tres focos la falla de Ventaniella descritos. Los dos mecanismos calculados para los focos más activos de esta falla presentan orientación NO-SE, al igual que la falla. Además, en ambos casos, el eje de presión se orienta perpendicularmente al plano de falla, es decir, NE-SO. El primero fue calculado a partir del terremoto de Riaño del 24 de septiembre de 1999 de magnitud 2.1. Este mecanismo presenta solución de falla normal. En el foco sísmico de la zona de Tarna, se calculó un mecanismo focal de solución de falla de desgarre con componente inversa. En la zona NO de Avilés se calcularon dos mecanismos focales. El primero con movimiento inverso, cuyos planos nodales están orientados NNE-SSO, a partir de un sismo de magnitud 2.3, y el segundo con solución de falla normal con componente de desgarre. En este caso la orientación de un plano nodal es NNO-SSE.

Con todo esto se puede concluir que el dominio de la Zona Cantábrica tiene una sismicidad baja concentrada en dos familias de estructuras: la falla de Ventaniella de orientación NO-SE y las fallas del frente sur de dirección E-O, falla de León y falla de Sobero-Gordón.



### Dominio VII: Cuencas del Duero y del Ebro

Este dominio engloba ambas cuencas, ya que las dos están formadas por materiales de relleno continental Oligo-Miocénico, y su comportamiento sísmico es muy similar, siendo prácticamente asísmico excepto en los bordes de las mismas. Con respecto a la localización geográfica, los límites este y oeste se encuentran abiertos, estando localizados fuera de la zona de estudio. El límite norte es, de este a oeste el cabalgamiento Frontal Surpirenaico, que se continúa con el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenses. Este dominio limita al sur con la Cordillera Ibérica, concretamente con el Cabalgamiento de Cameros. Al este y al oeste de la Unidad Demanda-Cameros el límite sur se ve también abierto, encontrándose de nuevo fuera del área de estudio.

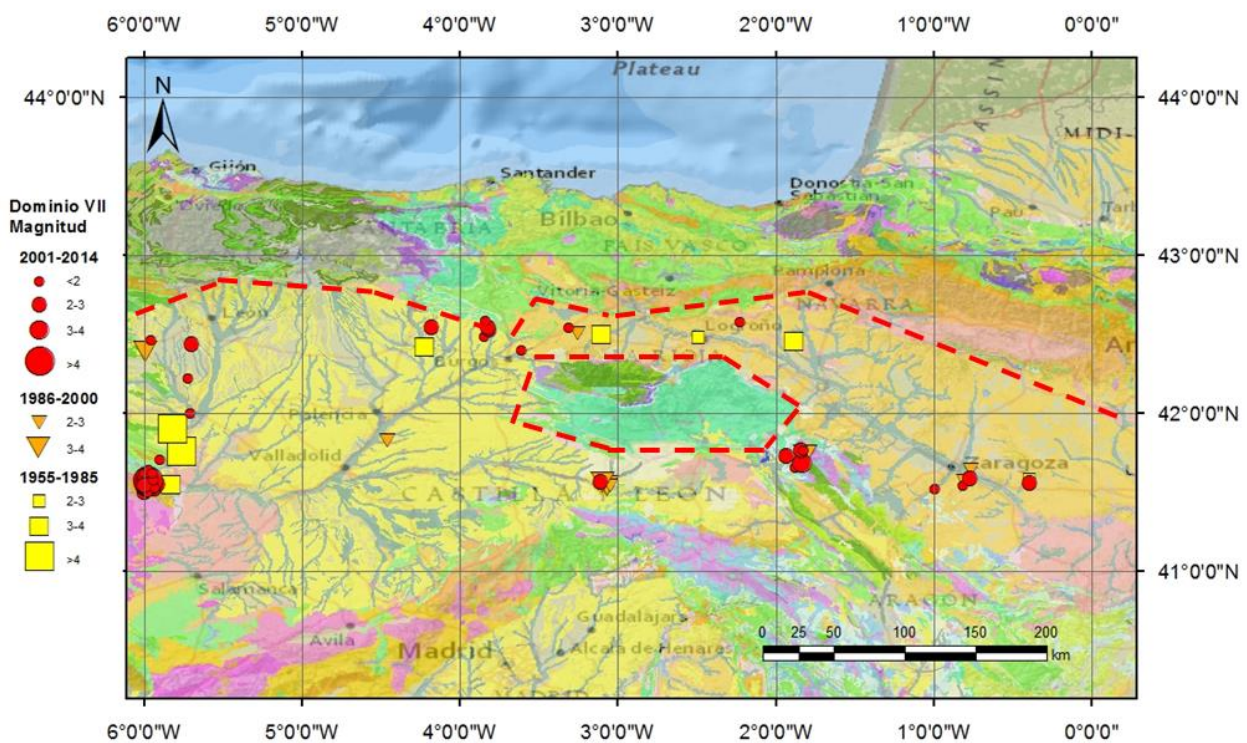
La estructura cortical es muy similar en ambas cuencas. En el caso de la cuenca del Duero, la corteza superior aparece hasta los 13 km, la corteza media tiene su base a los 24 km, y la corteza inferior aparece hasta unos 30-32 km (López-Fernández, 2008). Los límites de la corteza media e inferior bajo la cuenca del Ebro se pueden observar en la transecta propuesta por Pedreira (2004). La zona representada de la cuenca del Ebro es la parte noroccidental de la misma, el Corredor de la Bureba, donde el límite de la corteza media llega hasta unos 26-28km, y la corteza inferior va desde 28 hasta 35-37 km de profundidad.

Las cuencas del Ebro y del Duero son cuencas de antepaís de las cadenas montañosas de los Pirineos y de la Cordillera Cantábrica respectivamente. En ellas se acumularon sedimentos cenozoicos que proceden del material erosionado de ambas cordilleras (Pedreira, 2004). Estas cuencas se encuentran muy poco deformadas, salvo en los bordes cabalgantes. Por tanto, las estructuras más importantes de este dominio son las que conforman los bordes del mismo. El límite norte del dominio está formado de oeste a este por las estructuras del frente sur de la Cordillera Cantábrica, el Cabalgamiento de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenses y finalmente por el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico (CFS).

El Cabalgamiento de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenses presenta una orientación E-O, donde las Sierras del Cretácico Superior cabalgan sobre los materiales terciarios de la cuenca del Ebro. La unidad de despegue de este cabalgamiento son las facies del Keuper (Casas-Sainz 1990). El Cabalgamiento Frontal Surpirenaico, de vergencia meridional, hace que las Sierras Exteriores del Pirineo cabalguen sobre la cuenca del Ebro (Barnolas y Pujalte, 2004). Este cabalgamiento no emerge en superficie, y su geometría está condicionada por una falla extensional mesozoica previa (Larrasoña *et al.*, 2003). El Cabalgamiento de Cameros-Demanda, límite sur del dominio, está orientado E-O, y ve modificada su orientación a NO-SE. Presenta una continuidad lateral de aproximadamente 150 km (Casas-Sainz 1990). En la parte Oeste, en la Sierra de la Demanda, este cabalgamiento hace que el Paleozoico cabalgue sobre el Mesozoico, y que el Mesozoico cabalgue sobre los materiales terciarios de las cuencas del Ebro y del Duero; mientras que en su parte este, son únicamente los materiales mesozoicos los que cabalgan sobre la cuenca del Ebro (Pedreira, 2004).

Hay cuatro terremotos históricos catalogados por el IGN en este dominio, del año 1370 al año 1900. El sismo que mayor intensidad alcanzó tiene una intensidad máxima comprendida entre V-VI, y se sintió en Zamora el 29 de agosto de 1853. En León en 1605, y en Zaragoza en el año 1854, hay fechados otros dos sismos pero sin dato de intensidad. Dentro de este periodo cabe incluir los sismos de la primera mitad del siglo XX, ya que no cuentan con datos de magnitud. El IGN tiene catalogados dos sismos en este periodo, el mayor de ellos de intensidad máxima VI en San Esteban de Gormaz, Soria.

En el catálogo sísmico instrumental del IGN hay un total de 23 terremotos registrados (Fig. 3.28). En la localidad de Zamora se registró una crisis sísmica en el año 1961, donde se dieron los terremotos de mayor magnitud del dominio. El terremoto principal, de magnitud 4.5, tuvo lugar el 22 de diciembre en Manganeses de la Lampreana, Zamora. A los cuatro minutos hay registrada una réplica de magnitud 4.1 en Frierade Valverde, a unos 30 km del anterior epicentro. En el año 2003 volvió a ocurrir una crisis sísmica en la misma zona. El 12 de enero de ese año hay catalogados 6 sismos, de los cuales el mayor tiene una magnitud de 4.2 mbLg y está ubicado en Muelas del Pan, localidad situada a 1.8 km de la presa de Ricobayo. Dada esta proximidad, y ya que se trata de una zona generalmente asísmica, esta actividad podría explicarse como sismicidad inducida por la presa. A lo largo del mes de enero del 2003 hay registrados un total de 19 sismos.



**Figura 3.28.-** Mapa de sismicidad del dominio VII, Cuencas del Duero y del Ebro, desde 1955 hasta la actualidad. La línea roja marca los límites de los dominios. Datos extraídos de la base de datos del IGN.

Hay datos de profundidad de 60 terremotos, de los que tan sólo 6 se dieron a una profundidad superior a 15 km, con una profundidad máxima de 23 km en el sismo de mayor magnitud del dominio de diciembre de 1961 en Manganeses de la Lampreana, Zamora.

Como se puede advertir en la figura 3.26, tanto la cuenca del Ebro como la del Duero son prácticamente asísmicas. Se advierte un foco sísmico localizado al oeste del dominio, correspondiéndose a la zona donde tuvieron lugar las crisis sísmicas de 1961 y de 2003, en Zamora. Esta actividad sísmica puede estar relacionada al embalse del río Esla, el embalse de Ricobayo.

En el trabajo de Herraiz *et al.* (2000) calcularon el tensor de esfuerzo reciente de la cuenca del Duero, pero sólo se representa la parte de la Cuenca de Almazán, en el extremo oriental de la depresión del Duero, al sur de la Sierra Demanda-Cameros, porque no hay más zonas de la cuenca con afloramientos apropiados. La solución para la cuenca del Duero es principalmente de tensores de esfuerzo extensional. Herraiz *et al.* (2000) no incluyen datos de la cuenca del Ebro porque no los considera bien limitados.

Por tanto, este dominio presenta una sismicidad baja concentrada en los bordes del mismo, siendo prácticamente asísmico en el interior de las cuencas y con una actividad bastante superficial.

#### Dominio VIII: Unidad Demanda-Cameros

Esta unidad pertenece al extremo noroccidental del Sistema Ibérico. Comprende la Sierra de la Demanda (al noroeste del dominio) y la cuenca de Cameros (al sudeste) (Pedreira, 2004). Ambas están separadas por una fosa tectónica de orientación E-O que está definida por fallas normales (Casas-Sainz 1990). Al norte este dominio está limitado por el cabalgamiento Cameros-Demanda, límite a su vez inferior del dominio de las cuencas del Ebro y Duero. Al sur del dominio se encuentra la cuenca de Almazán.

La estructura cortical de este dominio está caracterizada por una corteza superior que sufre un adelgazamiento de sur a norte, estando el límite inferior de ésta a unos 10 km bajo la cuenca de Cameros, y a unos 6 km en el límite norte de la Sierra de la Demanda (Pedreira *et al.*, 2003). Ocurre lo contrario con la corteza media, que sufre un engrosamiento importante, ya que como acabamos de ver la profundidad del techo disminuye, y la profundidad de la base aumenta, pasando de estar a 26 km bajo la cuenca de Cameros a estar a 35 km a la altura del cabalgamiento de Cameros, alcanzando un espesor de 27.5 km (Pedreira, 2004). El espesor de la corteza inferior es bastante constante, aunque la profundidad del Moho también se ve modificada de sur a norte, aumentando desde una profundidad de 35 km bajo la cuenca de Cameros, hasta una profundidad de 41.3 km bajo el Macizo de la Demanda.

Atendiendo a los materiales que forman esta unidad, se diferencian dos subunidades. Por un lado la Sierra de la Demanda, formada por materiales paleozoicos, y por otro, la Cuenca de Cameros, formada por materiales jurásico-cretácicos.

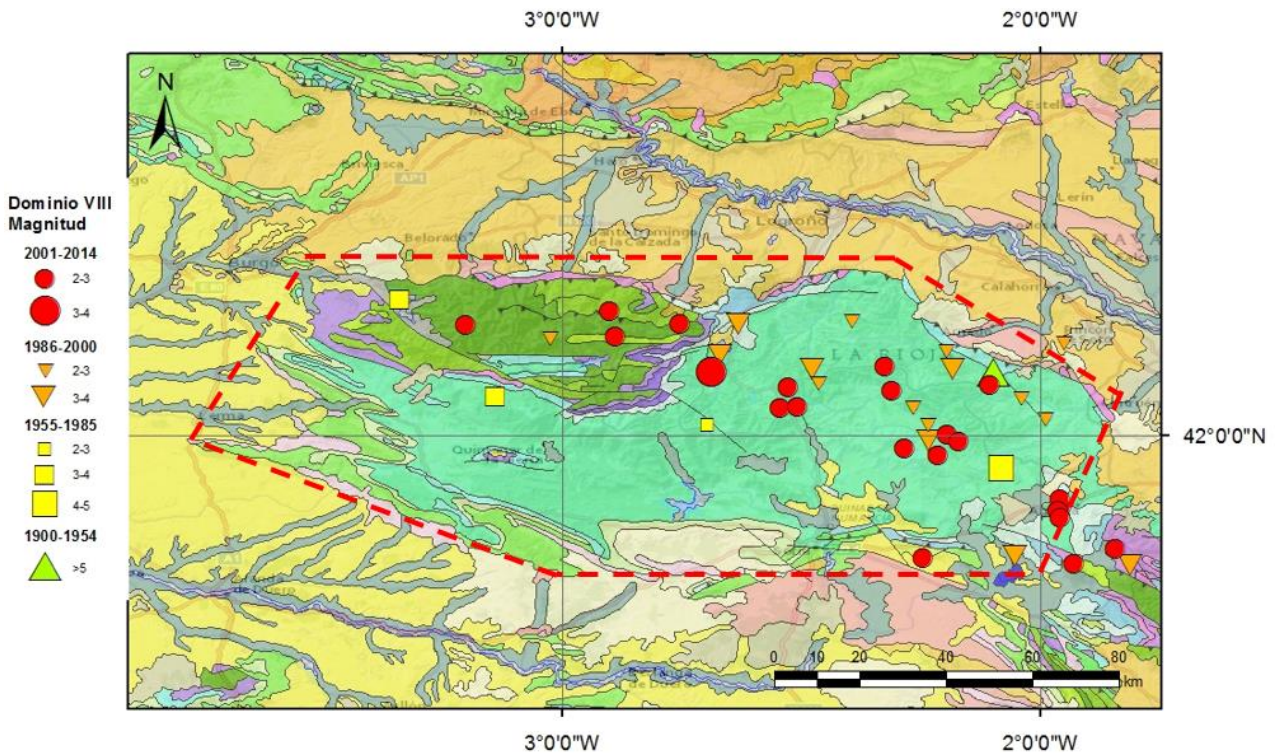
La Sierra de la Demanda está limitada al norte por un cabalgamiento de decenas de kilómetros de orientación E-O en la parte oeste, y NO-SE en su parte este. Al sur está limitado por una serie de fallas normales subverticales que forman una fosa tectónica E-O (Casas-Sainz 1990). Esta subunidad está afectada por cabalgamientos de dirección E-O y vergencia norte, y se caracteriza por una sucesión de pliegues (anticlinales y sinclinales) de esta misma vergencia y dirección (Casas-Sainz 1990; Pedreira, 2004).

La Cuenca de Cameros es una cuenca mesozoica invertida durante el terciario cuya estructura principal es su límite norte. Este límite es el mismo que en el caso anterior, un cabalgamiento E-O a NO-SE y vergencia norte que hace que la Sierra cabalgue sobre la cuenca del Ebro, de decenas de kilómetros de continuidad lateral (Casas-Sainz 1990).

Teniendo en cuenta las dos subunidades juntas, el límite norte del dominio, el cabalgamiento de Cameros-Demanda, tiene una continuidad lateral de aproximadamente 150 km y una orientación general E-O, presentando algunos cambios de orientación (Casas-Sainz 1990).

En el registro histórico del IGN, entre los años 1370 y 1900 aparecen catalogados 14 terremotos. El mayor de estos sismos fue sentido en Préjano, La Rioja, el 18 de marzo de 1817, con una intensidad máxima comprendida entre VII-VIII. Hay registrados otros tres sismos el mismo día en la misma localización geográfica con intensidad indeterminada. 4 días después hay registrado un sismo de intensidad máxima entre IV-V en Arnedillo, La Rioja. El resto son sismos que alcanzaron intensidades entre IV y V. La mayoría de los terremotos están asociados a la Cuenca de Cameros, concretamente parecen estar asociados al cabalgamiento frontal norte del dominio. Tan solo un sismo aparece en la Sierra de la Demanda, al sur de la misma, concretamente en Canales de La Sierra, La Rioja, un sismo ocurrido el 19 de Junio de 1869 con intensidad máximas entre IV y V.

A partir del año 1900 y hasta el 2014, el IGN tiene registrados 89 terremotos. El mayor de estos sismos ocurrió en Turruncún, en La Rioja, el 18 de febrero de 1929 con una magnitud de 5.1  $M_D$  y alcanzó una intensidad comprendida entre VI-VII. El siguiente sismo de mayor magnitud tuvo lugar el 3 de septiembre de 1961 al SE de El Rasillo de Cameros, también en La Rioja, con una magnitud de 4. (Fig. 3.29). En el catálogo del IGN, entre 1966 y 2014 hay disponibles 46 datos hipocentrales, de los que 40 tienen una profundidad inferior a 15 km. La mayor profundidad hipocentral se dio en un sismo de magnitud 1.7 ocurrido en febrero de 2013 al NE de Valtajeros, Soria, con una profundidad de 24 km.



**Figura 3.29.-** Mapa de sismicidad del dominio VIII, Unidad Demanda-Cameros. Línea roja discontinua: límite del dominio. Datos extraídos de la base de datos del IGN.

La actividad sísmica del dominio sigue la orientación E-O a NO-SE del dominio y del cabalgamiento frontal norte que limita el mismo. Además, esta actividad aumenta en densidad y magnitud hacia el este. Dado que el cabalgamiento tiene vergencia norte, éste aumenta su profundidad hacia el sur del dominio, por lo que los terremotos que parecen no estar ligados al cabalgamiento según el mapa, lo hacen en profundidad. Así, de los sismos que se encuentran alejados del límite norte en el mapa y que cuentan con datos hipocentrales, una quincena tienen una profundidad hipocentral superior a 10 km, alcanzando una profundidad de 80 km al suroeste de Laguna de Cameros, La Rioja, un sismo ocurrido el día 12 de octubre de 1980 de magnitud 2.5.

Según un estudio realizado por Casas-Sainzy Gisbert en el año 2005 para evaluar el riesgo sísmico de la zona inducido por el embalse de Enciso, el régimen de esfuerzos actuales de esta zona es de desgarre con la máxima compresión en dirección NNE-SSO en la horizontal (Casas-Sainzy Gisbert, 2005).

En resumen, se trata de un dominio de baja actividad sísmica, con terremotos muy dispersos en el tiempo, alguno de importancia, como es el caso del terremoto de intensidad VII-VIII del año 1817, y el terremoto de magnitud 5.1 del año 1929. La actividad sísmica está relacionada con el cabalgamiento de Cameros-Demanda que forma el límite norte del dominio. Esta actividad de orientación aproximada E-O a NO-SE, al igual que el cabalgamiento, aumenta su densidad y magnitud hacia el este.



## 4. PELIGROSIDAD SÍSMICA

Generalmente, la peligrosidad sísmica se expresa en términos de PGA, aceleración máxima que alcanza el suelo, pero esta aceleración no tiene en cuenta la frecuencia del movimiento ni la duración del terremoto, por lo que también se tiende a calcular los mapas expresados en ordenadas espectrales de aceleración (SA (T)). La aceleración espectral (SA) es la aceleración experimentada por un edificio para cada periodo (T). Cada edificio tiene un periodo natural (T), que es la duración de un ciclo de oscilación de la estructura ante un movimiento del suelo. En este trabajo se han utilizado periodos T= 0.1, 0.3, 0.5, 1 y 2s. Este cálculo de aceleraciones espectrales permite obtener los espectros de probabilidad uniforme (UHS), útiles para estimar las formas espectrales en una normativa sismorresistente.

### 4.1. Metodología

Según la UNDR0 (1980), la peligrosidad sísmica se define como la probabilidad de que en un emplazamiento determinado y durante un periodo de tiempo de referencia, se supere un valor de intensidad de movimiento del suelo producido por terremotos, quedando la peligrosidad (hazard, H), definida por la función:

$$H = P [x(s) > x_0; t] \quad (1)$$

Donde P es la probabilidad de que el valor del parámetro escogido  $x_0$  sea superado durante un tiempo  $t$ , en un emplazamiento  $s$ .

Existen dos métodos de evaluación de la peligrosidad sísmica: determinista y probabilista. Ambos métodos asumen que la sismicidad futura será análoga a la pasada.

#### Método determinista

El modelo determinista se basa en que el máximo terremoto ocurrido en el pasado es el máximo terremoto creíble.

Para llevar a cabo este método, en primer lugar se determina la fuente que genera el terremoto máximo. A continuación se calcula este máximo terremoto, pudiendo hacerse mediante los registros históricos e instrumentales, o a partir de los parámetros físicos de las fuentes sismogénicas lineales, fallas, como es el caso de su longitud, área de ruptura y desplazamiento máximo. Posteriormente se determina la ley de atenuación, es decir, el valor del movimiento del suelo dentro del emplazamiento, teniendo en cuenta la distancia más corta al punto de interés. Por último, la peligrosidad sísmica será el máximo movimiento del suelo obtenido.

### Método probabilista

Este método asume que a partir de la sismicidad ocurrida en el pasado es posible obtener las leyes estadísticas que determinan la sismicidad de una zona. Mientras que en el método determinista se calcula el desplazamiento, velocidad y aceleración esperados, el método probabilista calcula la probabilidad de excedencia de estos parámetros. Los métodos probabilistas se diferencian en no paramétricos y paramétricos (Benito y Jiménez, 1999). En el primero se determina la peligrosidad a partir de funciones de distribución de valores máximos y mínimos del parámetro de movimiento elegido. El segundo modelo, el método probabilista paramétrico, es el utilizado en este trabajo. Fue desarrollado por Cornell (1968), y se basa en la división del emplazamiento en zonas sismogénicas y la posterior caracterización sísmica de cada una de ellas, ajustándolas a un modelo de recurrencia. La metodología de este método consiste en:

1. Recopilación de datos de catálogos sísmicos.
2. Definición de las fuentes sismogénicas, zonas sismotectónicas en el caso de este estudio.
3. Caracterización de cada zona sismogénica, definiendo el modelo de recurrencia mediante la ley de Gutenberg-Richter (1944).
4. Determinación de la ley de atenuación.
5. Cálculo de la peligrosidad sísmica.

Como se ha dicho anteriormente, el método empleado en este estudio es el modelo probabilista paramétrico desarrollado por Cornell (1968). Para el cálculo de la peligrosidad se usa la relación de Poisson. Se trata de un modelo probabilístico que asume que la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en un emplazamiento dado es independiente del tiempo transcurrido desde el sismo anterior, y viene expresado por la siguiente función:

$$P[y > Y \text{ en } t] = 1 - \exp(-\lambda \cdot t) \quad (2)$$

La ecuación 2 establece la probabilidad de excedencia de un movimiento del suelo  $Y$  en un periodo de tiempo  $t$ , donde  $\lambda$  es la tasa de excedencia del movimiento del suelo producido por la ocurrencia de terremotos. Para esta evaluación de la peligrosidad sísmica se ha utilizado el software *CRISIS 2007* (Ordaz *et al.*, 2007).

#### **4.1.1. Recopilación de datos sísmicos y definición de las fuentes sismogénicas**

Para establecer la peligrosidad sísmica es importante conocer los terremotos ocurridos en el pasado. Para ello se ha llevado a cabo la recopilación de datos del catálogo sísmico del IGN. En la base de datos de este Instituto se pueden obtener los sismos registrados desde el año 1370 hasta la

actualidad. Los datos anteriores a esta fecha, desde el año 880 a.C. han sido recogidos del catálogo sísmico de la Península Ibérica (Martínez-Solares y Mezcua, 2002).

Cabe destacar la diferencia entre los datos sísmicos del periodo histórico y del periodo instrumental, ya que en el primero se mide la intensidad sentida por las poblaciones, determinada por los efectos producidos por un terremoto, y en el segundo los sismos se miden mediante la escala de magnitud, que determina la fuerza de los terremotos. Sin embargo, varios autores proponen relaciones entre ambas escalas. En este trabajo se ha utilizado una relación entre la Magnitud momento ( $M_w$ ) y la Intensidad ( $I_0$ ) mediante la ecuación:

$$M_w = \beta_1 + \beta_2 \cdot I_0 + \beta_3 \cdot I_0^2 \quad (3)$$

$\beta_1, \beta_2, \beta_3$ , son coeficientes que para la Península Ibérica son:  $\beta_1 = 3.6506$ ;  $\beta_2 = -0.1043$  y  $\beta_3 = 0.0445$  (Benito *et al.*, 2010).

De los 80 terremotos del periodo histórico, todos tienen asignado un valor de magnitud mayor o igual a 3.7. Una decena de sismos superó la magnitud de 5, con magnitudes comprendidas entre 5.1 y 5.7, y casi 50 habrían superado la magnitud de 4. En el periodo instrumental, tres terremotos superaron la magnitud de 5, con valores entre 5.1 y 5.3, algo inferiores al periodo histórico, y también 50 sismos superaron la magnitud de 4.

Esta combinación de datos de intensidad y de magnitud ha sido utilizada para estimar el terremoto máximo posible en cada zona. Así, partiendo de la magnitud máxima observada, se ha calculado una desviación estándar de la misma. La desviación estándar mide el grado de dispersión de los datos de magnitud con respecto a su valor medio. Este valor de desviación obtenido, se suma y se resta al valor de la magnitud máxima observada para cada zona, calculando así el límite superior e inferior esperado de magnitud máxima respectivamente. Esta magnitud máxima ha sido calculada de dos formas, por un lado teniendo en cuenta la sismicidad histórica y la instrumental, y por otro lado teniendo en cuenta únicamente la sismicidad instrumental. Los resultados obtenidos de peligrosidad sísmica no varían, ya que se obtiene una diferencia de centésimas de Gales.

En algunas zonas, como es el caso del área de estudio, existe una carencia de datos de los parámetros de fallas activas para tenerlas en cuenta como fuentes de sismos, y por ello se han interpretado como fuentes sismogénicas las zonas sismotectónicas en que se ha dividido el área de estudio. Con esta zonación se asume que cada zona tiene un comportamiento sísmico homogéneo. La descripción detallada de las zonas sismotectónicas se encuentra en el apartado 3.2.

- Zona I: Zona Norpirenaica. Es la zona con mayor actividad sísmica, que forma una banda E-O. Sus límites han sido establecidos fundamentalmente en base a la distribución y las características de la sismicidad, ya que destaca notablemente el aumento de la misma con respecto al resto del área de estudio.

- Zona II: Zona Surpirenaica y Zona Axial. La actividad sísmica de esta zona presenta también una orientación E-O, pero es más dispersa que en la Zona I. La actividad se concentra

principalmente en la parte oeste, coincidiendo con el segmento sur de la falla de Pamplona y la cuenca del mismo nombre.

- Zona III: Macizos Vascos. En esta zona la sismicidad aparece asociada a estructuras E-O igual que en los casos anteriores, como es el caso de la falla de Leiza, falla de Ollín y las láminas cabalgantes de Aralar, y en el límite oeste a la falla de Hendaya, de orientación NE-SO.

- Zona IV: Arco Vasco. La sismicidad de esta zona es menor que en las anteriores y aparece de modo más disperso. Sus límites han sido establecidos por diferencias geológicas con las zonas adyacentes y la diferencia notable del aumento de la sismicidad al este de la falla de Hendaya.

- Zona V: Región Vasco-Cantábrica. En esta zona se registra mayor sismicidad que en la Zona IV y, aunque también aparece de forma dispersa, puede relacionarse con los diapiros salinos del Bloque Alavés, con los límites sur del dominio y con las estructuras N-S del Bloque Santanderino.

- Zona VI: Zona Cantábrica. La actividad principal de esta zona se concentra en la falla de Ventaniella, estructura NO-SE que atraviesa todo el dominio, y en el frente sur de la cordillera.

- Zona VII: Cuencas del Duero y del Ebro. Son zonas prácticamente asísmicas. Presentan diferencias muy notables tanto en la geología como en la sismicidad, concentrándose ésta en los límites de las cuencas.

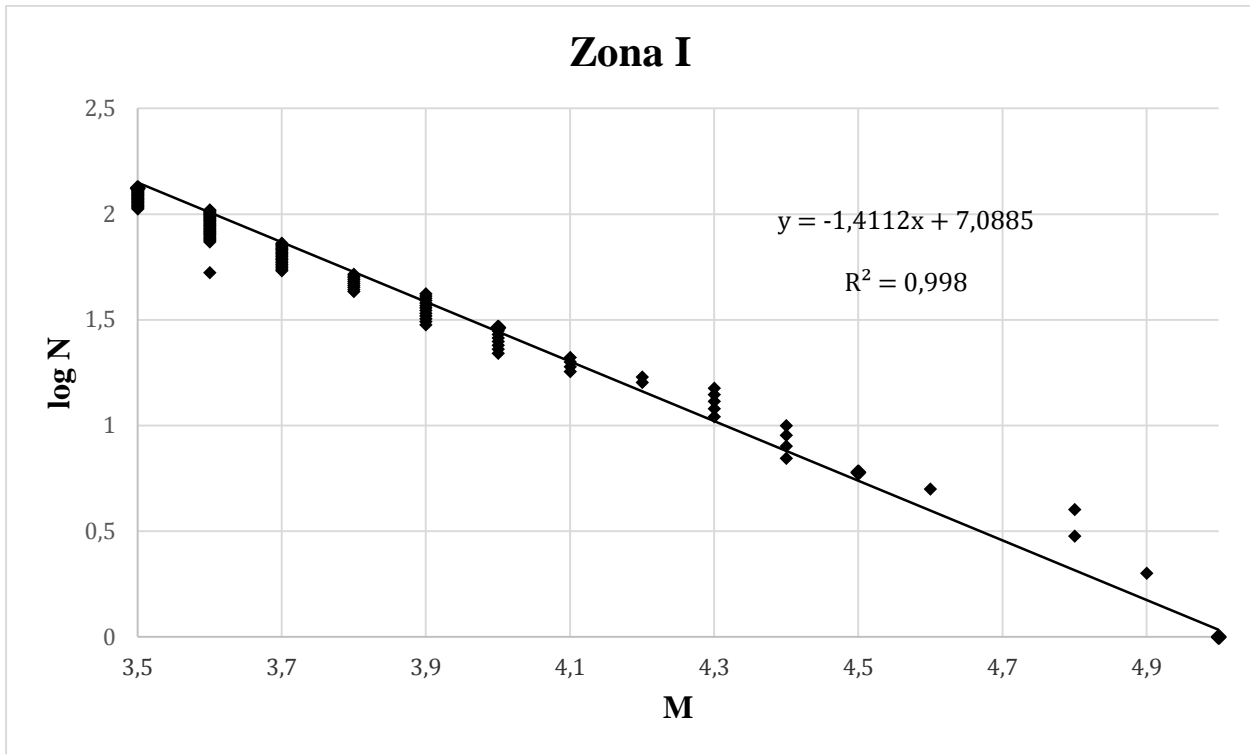
- Zona VIII: Sierra de la Demanda-Cameros. Presenta una actividad sísmica moderada, con una orientación NO-SE que aumenta hacia el este, en la Cuenca de Cameros.

#### 4.1.2. Caracterización de las zonas sismogénicas

Para calcular los parámetros de sismicidad de cada zona se ha utilizado la ley de Gutenberg-Richter (1944), que establece una relación entre la frecuencia y la magnitud de los sismos. Esta ley afirma que los terremotos de baja magnitud son más frecuentes que los terremotos de gran magnitud. Esta relación viene expresada por la función:

$$\text{Log } N = a - bM \quad (4)$$

Para obtener esta relación, se representa el logaritmo del número de sismos de magnitud superior a  $M$ , ( $\log N$ ), en el eje de ordenadas, frente a dicha magnitud  $M$ , en el eje de abscisas (Fig. 4.1).



**Figura 4.1.-** Gráfico de la relación Gutenberg-Richter de la Zona Sismotectónica I: Zona Norpirenaica.

Como se muestra en la figura 4.1, a partir de la representación de estos datos sísmicos, se obtiene la ecuación de la recta para dicho gráfico. En el caso de la Zona I, la ecuación de la recta obtenida es:

$$y = -1.4112x + 7.0885 \quad (5)$$

Por tanto, comparando los valores de las ecuaciones (4) y (5) se obtienen los parámetros sísmicos  $a$  y  $b$ . En el caso de la Zona I, el parámetro  $a$  es 7.0885, y representa la actividad sísmica general, esto es, el logaritmo del número de sismos de magnitud mayor o igual a la magnitud mínima considerada. El parámetro  $b$ , pendiente de la recta, que expresa la relación entre los eventos grandes y pequeños, es de -1.4112.

A partir de  $b$ , se puede obtener el valor de  $\beta$  (5), que es el parámetro de ajuste de la pendiente de la ley de Gutenberg-Richter en escala logarítmica neperiana.

$$\beta = b \cdot \ln(10) \quad (6)$$

También a partir del parámetro  $b$ , y mediante la herramienta del Excel de “Estimación Lineal”, se calcula el error de este parámetro, que, igual que en la ecuación (5), si se multiplica este valor de error de  $b$  por el  $\ln(10)$ , se obtiene el coeficiente de  $\beta$ , parámetro necesario para el cálculo de la peligrosidad. Así, en el ejemplo de la Zona I, para  $b$  igual a -1.4112, se obtuvo un error de 0.46, y por tanto un coeficiente de  $\beta$  de 1.06.



El siguiente parámetro necesario para el cálculo probabilístico de la peligrosidad sísmica es la “magnitud máxima” ( $M_{\text{máx}}$ ), cuya obtención ha sido explicada en el subapartado anterior 4.1.1.

Otro parámetro de magnitud importante es la “magnitud mínima relevante” ( $M_0$ ). Se tiene en cuenta el mismo valor de magnitud mínima para todas las zonas sismogénicas. Es frecuente usar de valor mínimo la magnitud de 4. Ha sido utilizado este valor para todas las zonas definidas excepto para la Zona IV, donde la magnitud máxima observada es de 3.6 y por tanto la  $M_0$  que no puede ser mayor que ésta, se ha establecido en 3.5.

Para cada fuente sísmica ha sido establecido un parámetro de profundidad, para el que se realiza un promedio de las profundidades focales.

Por último, se calcula la tasa de excedencia anual de magnitud  $M_0$  ( $\lambda_M$ ). Para calcular este parámetro es necesario normalizar temporalmente el número de eventos, es decir, dividirlos entre el número de años en que se tiene el registro, y a continuación la tasa de excedencia se obtiene mediante la ecuación:

$$\text{Log } \lambda_{M_0} = a - bM_0 \quad (6)$$

Este procedimiento se llevó a cabo para todas las zonas sismotectónicas, obteniendo los gráficos de la figura 4.2 y los parámetros representados en la Tabla 1. En los gráficos de la ley Gutenberg-Richter se advierte la relación entre la frecuencia y la magnitud de los terremotos de cada zona sismotectónica. El coeficiente de correlación ( $R^2$ ) de casi todas las zonas es cercano a 1, lo que se traduce en una buena distribución de esta relación y una buena representación por la línea de tendencia dibujada. En el caso de la Zona VIII, este coeficiente de correlación es menor, por lo que la distribución de la relación es peor, ya que los sismos de mayor magnitud son muy escasos. Los parámetros,  $b$ ,  $\beta$  y *Coef. de  $\beta$* , se calculan igual que en el ejemplo citado anteriormente.

#### 4. Peligrosidad Sísmica

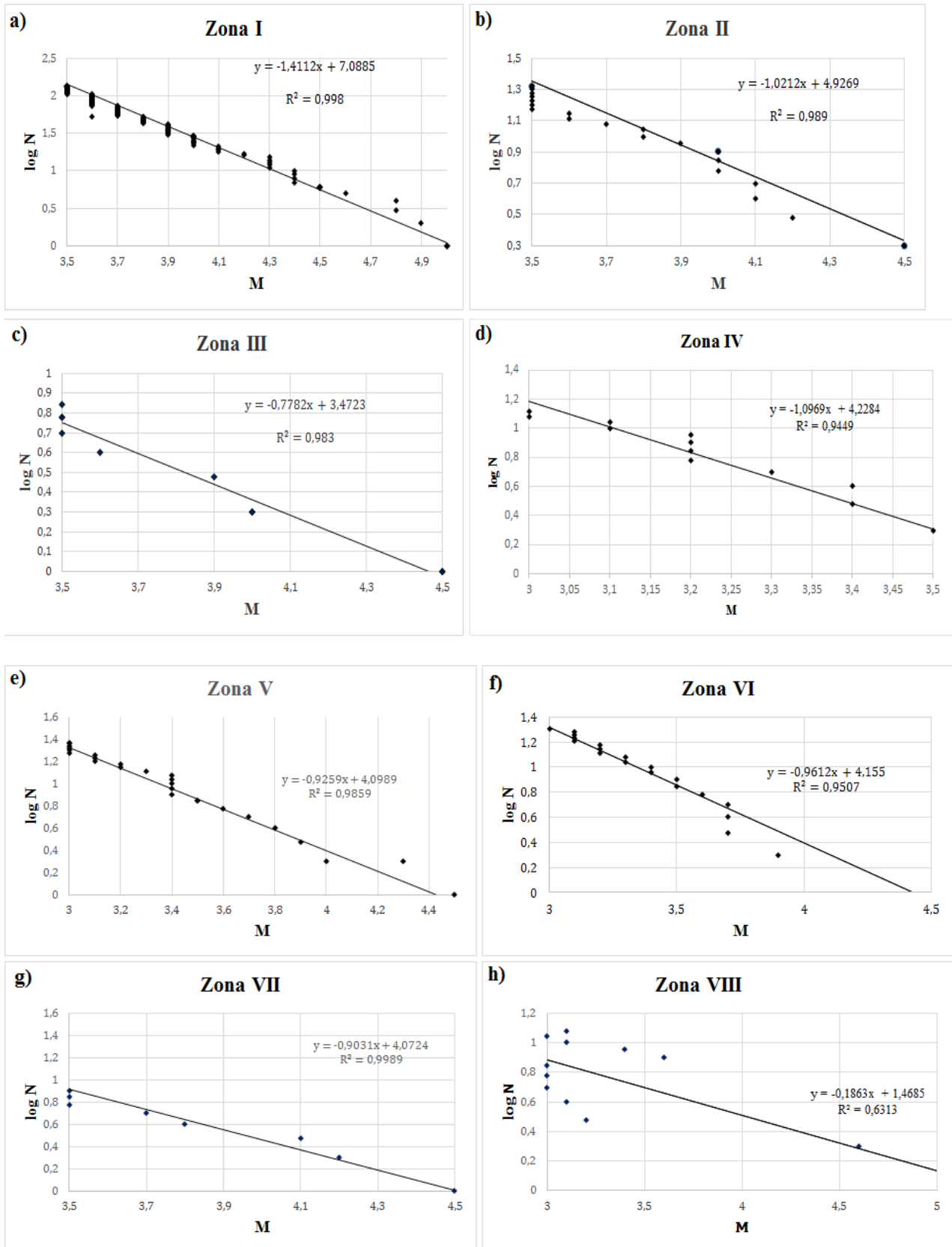


Figura 4.2.- Gráficos de la relación Gutenberg-Richter para cada una de las zonas sísmogénicas.

**Tabla 1.** Parámetros Sísmicos

Zona	a	b	$M_0$	$\lambda_M$	$\beta$	Coef. $\beta$	Prof. (km)	$M_{m\acute{a}x}$
I	7.088	1.41	4	0.377	3.25	1.06	5	4.5-6.1
II	4.93	1.02	4	0.116	2.35	0.24	5	4.1-4.9
III	3.47	0.78	4	0.030	1.95	0.32	10	4.1-4.9
IV	5.99	1.636	3.5	0.050	3.74	0	10	3.2-4
V	4.1	0.92	4	0.033	2.13	0.18	10	4.4-5.4
VI	4.16	0.96	4	0.029	2.21	0.54	10	4.1-5.1
VII	4.07	0.90	4	0.052	2.08	0.067	5	4.1-4.9
VIII	1.49	0.28	4	0.026	0.66	1.796	5	5.3-5.5

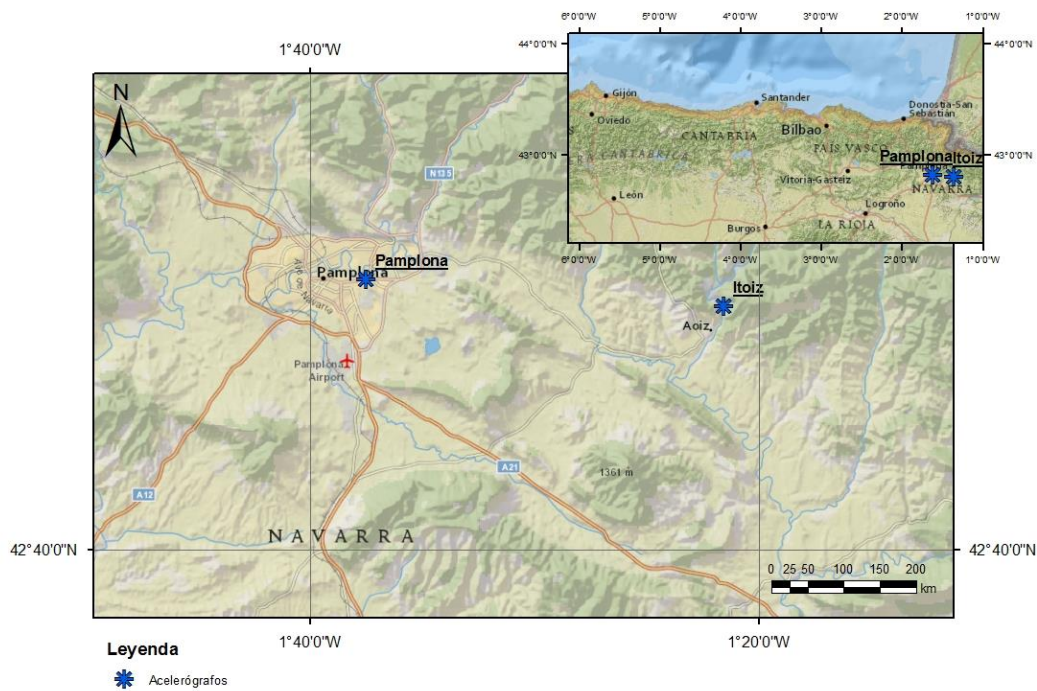
#### 4.1.3. Determinación de la ley de atenuación

Tras establecer los parámetros sísmicos de las zonas se procede a determinar una *ley de atenuación*. Con esta ley se define el movimiento de la superficie de la tierra generado por un sismo, teniendo en cuenta la atenuación de las ondas sísmicas, que disminuyen su tamaño y amplitud al alejarse de la fuente del terremoto. Generalmente el movimiento del terreno se define por algún parámetro como la aceleración o la velocidad, y se relaciona con el tamaño del sismo, determinado en este caso por la magnitud del mismo, la distancia a la fuente sísmica y una medida de dispersión del modelo. Para el cálculo de las curvas de atenuación se necesitaría un número representativo de datos de aceleración. Sin embargo, en la zona de estudio, tan sólo hay ubicados dos acelerógrafos por el IGN en Navarra (Tabla 2) (Fig. 4.3) que cuenta con dos registros acelerométricos (Tabla 3).

#### 4. Peligrosidad Sísmica

**Tabla 2.** Acelerógrafos del IGN ubicados en la zona de estudio.

Estación	Latitud	Longitud	Altitud	Equipo	Rango dinámico (g)	Provincia
Itoiz	42.79970	-1.3601	521	GSR-18+GPS	0.5	Navarra
Pamplona	42.8143	-1.6254	478	GSR-18+GPS	0.5	Navarra



**Figura 4.3.-** Localización de los acelerógrafos del IGN ubicados en el área de estudio.

**Tabla 3.** Acelerogramas del Catálogo del IGN del año 2013 del área de estudio.

Día	Lat.	Long.	Mag.	Int.	Epic.	Estac.	Dist. Epic.	Ac. N-S	Ac. V	Ac. E-O
20/04/2013	42.71	-1.71	4.0	IV	Euterga (Na)	Pamplona	13.3	3.82	1.97	4.36
30/06/2013	42.77	-1.59	2.1	III	Noain (Na)	Pamplona	5.3	2.49	0.58	5.17

Estos datos son insuficientes para obtener una ley de atenuación representativa, por lo que se ha procedido a utilizar relaciones de atenuación determinadas por otros autores.

En el software utilizado para el cálculo de la peligrosidad sísmica se puede escoger entre cuatro leyes de atenuación, de las cuales se ha optado por el modelo de Abrahamson y Silva (1997). Según Mezcua (2008) las relaciones establecidas por estos autores pueden aplicarse al caso de la Península Ibérica, ya que los estudios realizados se llevaron a cabo en condiciones tectónicas similares. Para establecer esta ley de atenuación, Abrahamson y Silva (1997) utilizaron datos de terremotos superficiales ocurridos en la corteza en regiones tectónicas activas.

En este apartado hay que definir el tipo de suelo para el que se está realizando el cálculo. En suelos blandos, el movimiento sísmico se amplifica en comparación con el producido en roca o suelo duro. Esta amplificación del movimiento del suelo en función de las características geológicas se conoce como “efecto local”. Por tanto, si se tiene en cuenta este efecto local del suelo, los valores de aceleración son mayores que en caso de considerar un suelo firme o roca. Dado que para el cálculo del efecto local es necesario realizar una clasificación sismo-geotécnica, atendiendo a la geología superficial, el comportamiento del suelo, etc., resulta un procedimiento muy complejo para un trabajo de gran escala como es el presente, por consiguiente, en el cálculo de peligrosidad sísmica de este trabajo se han considerado únicamente las fuentes sismogénicas y la propagación (ley de atenuación), por lo que el movimiento se caracteriza en roca o suelo firme.

#### **4.1.4. Cálculo de la peligrosidad sísmica**

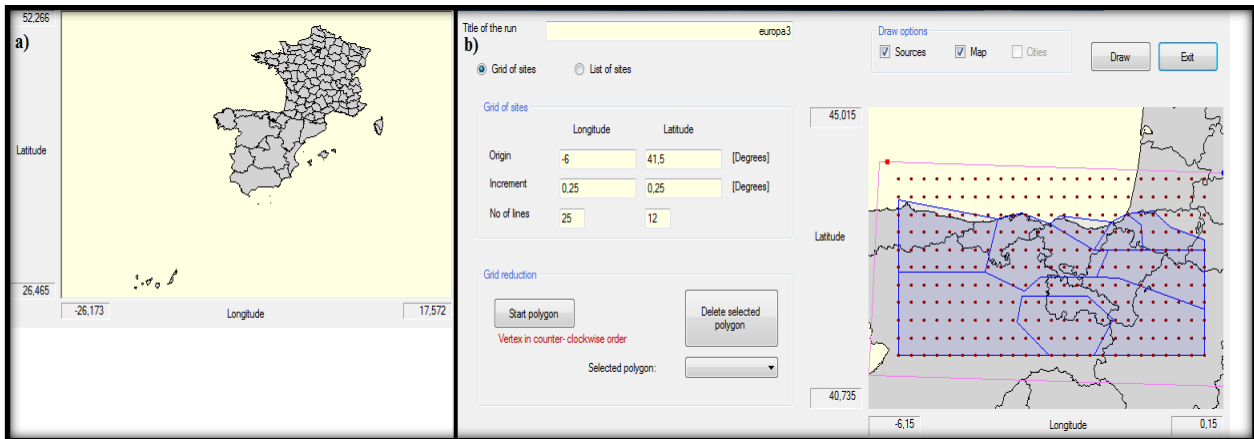
La evaluación de la peligrosidad sísmica se ha llevado a cabo mediante un método probabilista paramétrico, zonificado. Para hacer este cálculo se ha utilizado el programa CRISIS 2007 (Ordaz *et al.*, 2007), generando un modelo probabilístico de Poisson, por lo que se considera que los eventos discretos se producen de forma independiente y aleatoria en el tiempo.

A continuación se describen brevemente los pasos seguidos con el programa CRISIS 2007 para la obtención de la peligrosidad sísmica.

En primer lugar se introduce un *shapefile* de la zona de estudio (Fig. 4 4a), y se define la malla de puntos sobre la que el programa realizará el cálculo de la peligrosidad (Fig. 4.4b). Se ha definido una malla de puntos de 0.25° de latitud por 0.25° de longitud, abarcando todo el área de estudio.

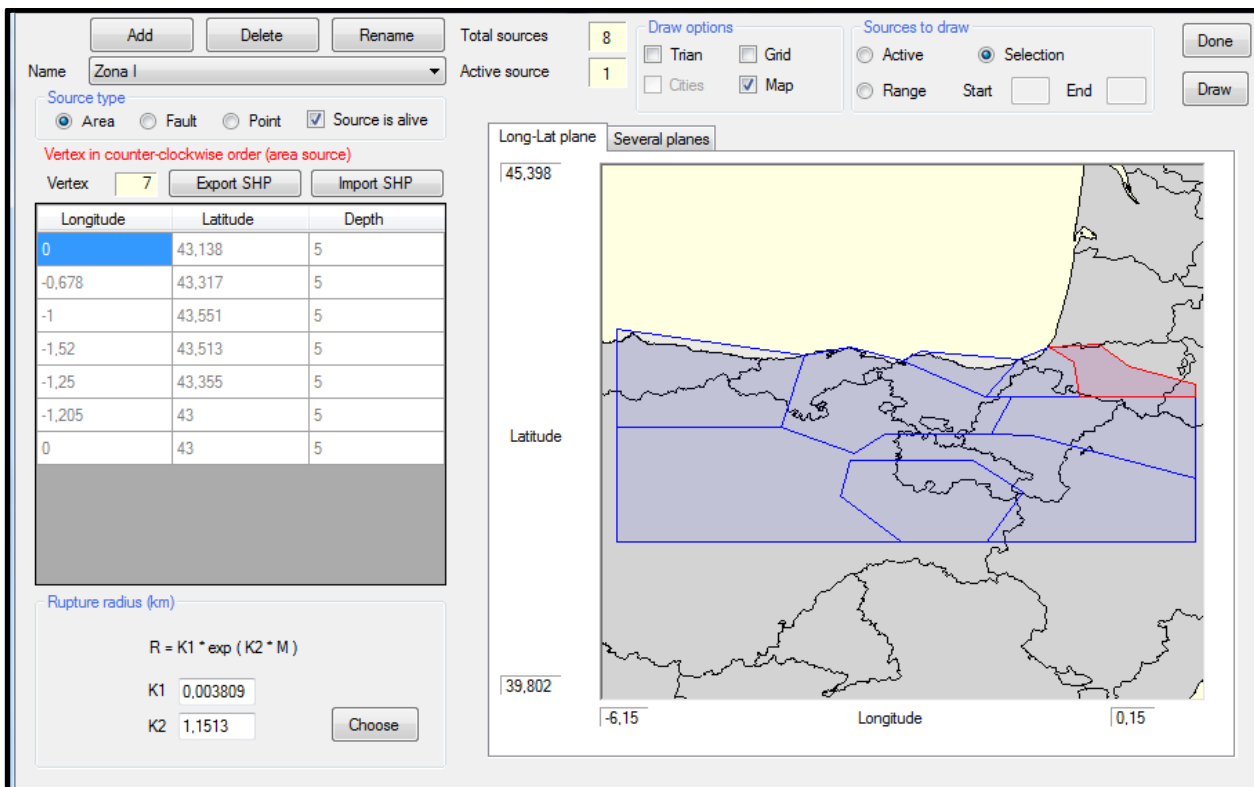


## 4. Peligrosidad Sísmica



**Figura 4.4.-** a) Shapefile de España y Francia. b) Grid  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  sobre las zonas sismogénicas. CRISIS2007

A continuación se define la geometría de las fuentes sísmicas. Estas fuentes pueden ser áreas, líneas o puntos. En este caso, se han tenido en cuenta las fuentes como zonas sismogénicas, con lo que el programa CRISIS2007 supondrá que la sismicidad se distribuye de forma uniforme por unidad de área, y considerará que todos los puntos de una zona tienen la misma probabilidad de ser el foco de un terremoto. Se introdujeron ocho fuentes, definidas por sus vértices, y por la profundidad media hipocentral de cada zona (Fig. 4.5).



**Figura 4.5.-** Geometría de las fuentes sísmicas. CRISIS 2007.

El siguiente paso en el cálculo de la peligrosidad es la introducción de los parámetros sísmicos calculados en el apartado 4.1.2, cuyos resultados se muestran en la Tabla 1. En primer lugar se selecciona el modelo de Gutenberg-Richter como modelo de ocurrencia, y se introducen los datos que muestra la figura 4.6. Los parámetros a introducir son:

- $M_0$ : Magnitud umbral. Los sismos por debajo de esta magnitud no se considerarán.
- $\lambda_{(M_0)}$ : Tasa de excedencia anual de  $M \geq M_0$ .
- Valor esperado de  $\beta$ .
- Coeficiente de variación de  $\beta$ .
- Magnitud máxima observada.
- Desviación estándar de la magnitud.
- M1: Límite inferior de la magnitud máxima.
- M2: Límite superior de la magnitud máxima.

Source number 1 of 8 total sources

Source name Zona I

Occurrence model:  G-R,  Characteristic

Draw options:  Active,  Map,  All

Longitude -1,32368 Latitude 42,541606

G-R Characteristic

Threshold magnitude ( $M_0$ )	4
Lambda( $M_0$ )	0,377
Expected value of Beta	3,25
Coefficient of variation of Beta	1,06
Parameters defining $\mu$ :	
Untruncated expected value	5,3
Untruncated standard deviation	0,8
Lower limit (M1)	4,5
Upper limit (M2)	6,1

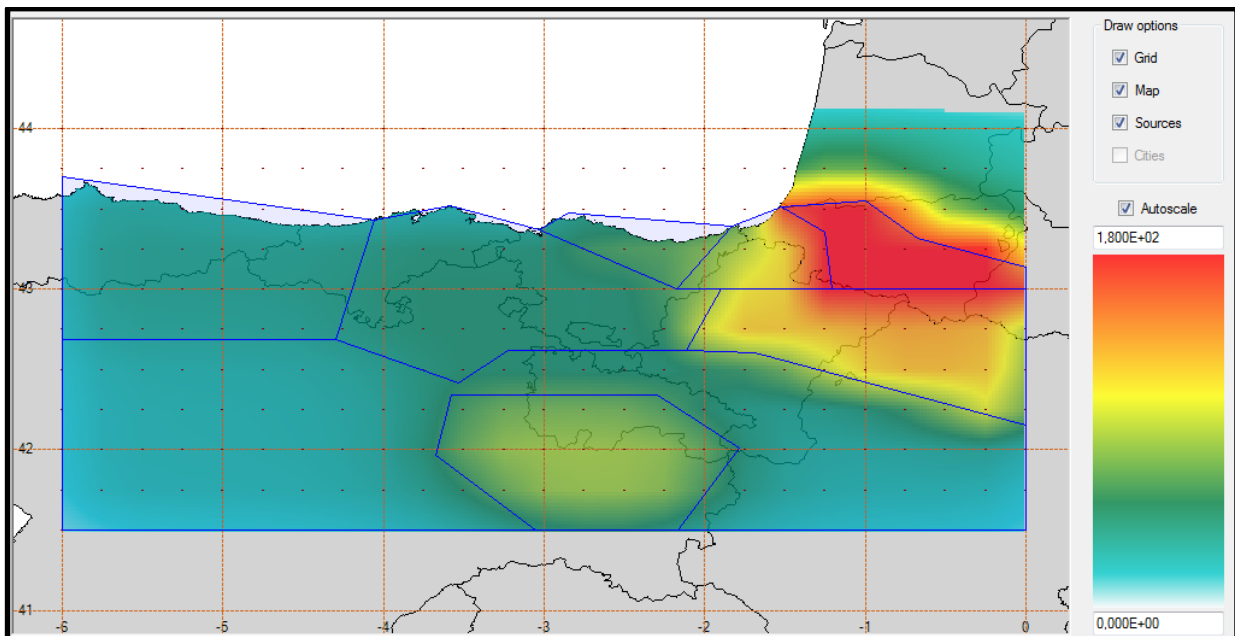
**Figura 4.6.-** Parámetros sísmicos de la Zona I. CRISIS2007.

Tras este paso se definen las ordenadas espectrales, es decir, se definen los distintos periodos estructurales para los que se quiere hacer el cálculo de la peligrosidad. Estos periodos han sido: 0, 0.1, 0.3, 0.5, 1 y 2 s, donde  $T=0$  corresponde a las características del terreno, y el resto, a distintos periodos estructurales. Esto se hace, como se ha explicado al inicio del apartado 4, para calcular la aceleración espectral ( $SA(T)$ ) que experimentaría un edificio en caso de terremoto en función

de su periodo natural ( $T$ ). El programa calculará, a partir de magnitud y distancia epicentral, las intensidades en términos de respuesta espectral.

Por último, se establece la ley de atenuación, que como se ha explicado anteriormente se han escogido las relaciones de Abrahamson y Silva (1997) para todas las zonas sismotectónicas. Seguidamente se definen los parámetros globales, donde se escogen los periodos de retorno para los que se realizará el cálculo. Los periodos de retorno elegidos van desde 50 hasta 1000 años. Según la NCSE-02, el periodo de retorno de 475 años es el que se usa generalmente para el diseño sismorresistente de edificios comunes (Benito *et al.*, 2010).

Con todo esto ya puede comenzar el proceso de cálculo y se obtienen los mapas de peligrosidad sísmica en términos de aceleración en gales (Fig. 4.7), para todos los periodos de retorno y periodos estructurales seleccionados.



**Figura 4.7.-** Mapa de peligrosidad sísmica para  $T=0$  y periodo de retorno de 475 años obtenido con el programa CRISIS2007.

## 4.2. Resultados

Mediante el programa CRISIS 2007 se obtuvieron mapas de peligrosidad sísmica para una malla de  $0.25^\circ$  de latitud x  $0.25^\circ$  de longitud. La peligrosidad sísmica ha sido calculada para varios periodos de retorno, comprendidos entre 50 y 1000 años. Los mapas de las figuras 4.8 y 4.9 están calculados para un periodo de retorno de 475 años, que se traduce en una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años, y que es el periodo de retorno más utilizado en la edificación convencional.

En los mapas se advierten dos zonas activas. La más activa se encuentra en el NE del mapa, en la región Pirenaica. Los límites de las isoaceleraciones siguen el eje de la cadena. El PGA (Fig. 4.8) ( $T=0$ ) tiene un valor máximo comprendido entre 0.16-0.18g para un periodo de retorno de 475 años en la zona del Pirineo Francés, en la región que comprende las localidades francesas de Arette, Arudy, Aucun y Lourdes, donde la actividad sísmica es más importante, como se describió en el apartado de zonación sismotectónica 3.3. En la frontera entre España y Francia, el valor máximo es de 0.16g, superior al recogido por la NCSE-02, donde alcanza un máximo de 0.08g. En la mitad septentrional de Navarra y en el norte de Aragón, los valores de aceleración máxima están comprendidos entre 0.09 y 0.16 g. El otro máximo se observa en la Sierra de la Demanda-Cameros, con aceleraciones de 0.06 a 0.10 g para el mismo periodo de retorno.

Los valores decrecen hacia el oeste, llegando a alcanzar un mínimo de 0.015g en la parte occidental de la cuenca del Duero, y 0.02 en Asturias central. Cabe señalar que en Asturias tan sólo se ha tenido en cuenta la sismicidad de la parte oriental, por lo que faltaría añadir la peligrosidad producida por el oeste de Asturias y por Galicia.

En los mapas de aceleraciones espectrales (Fig. 4.9) se puede advertir un mismo patrón, cambiando la amplitud de la aceleración, que es mayor a periodos cortos. Los valores máximos de aceleración siguen apareciendo en la zona este de los mapas, en el Pirineo Francés. De estos mapas obtenidos se puede afirmar que los movimientos de tierra máximos esperados se alcanzan para periodos cortos de vibración (0.1s), obteniendo un máximo de 0.16 a 0.18 g en la zona roja de la figura 4.9.a. Para este periodo estructural aumenta la aceleración de todo el mapa, donde el mínimo está entre 0.04-0.06g. Para periodos largos (2s) (Fig. 4.9.e) los valores de aceleración esperada se encuentran entre 0.002 y 0.016. Esto se debe a que los terremotos de magnitud baja-moderada generan mayores amplitudes de la aceleración espectral a periodos cortos que a periodos largos.

#### 4. Peligrosidad Sísmica

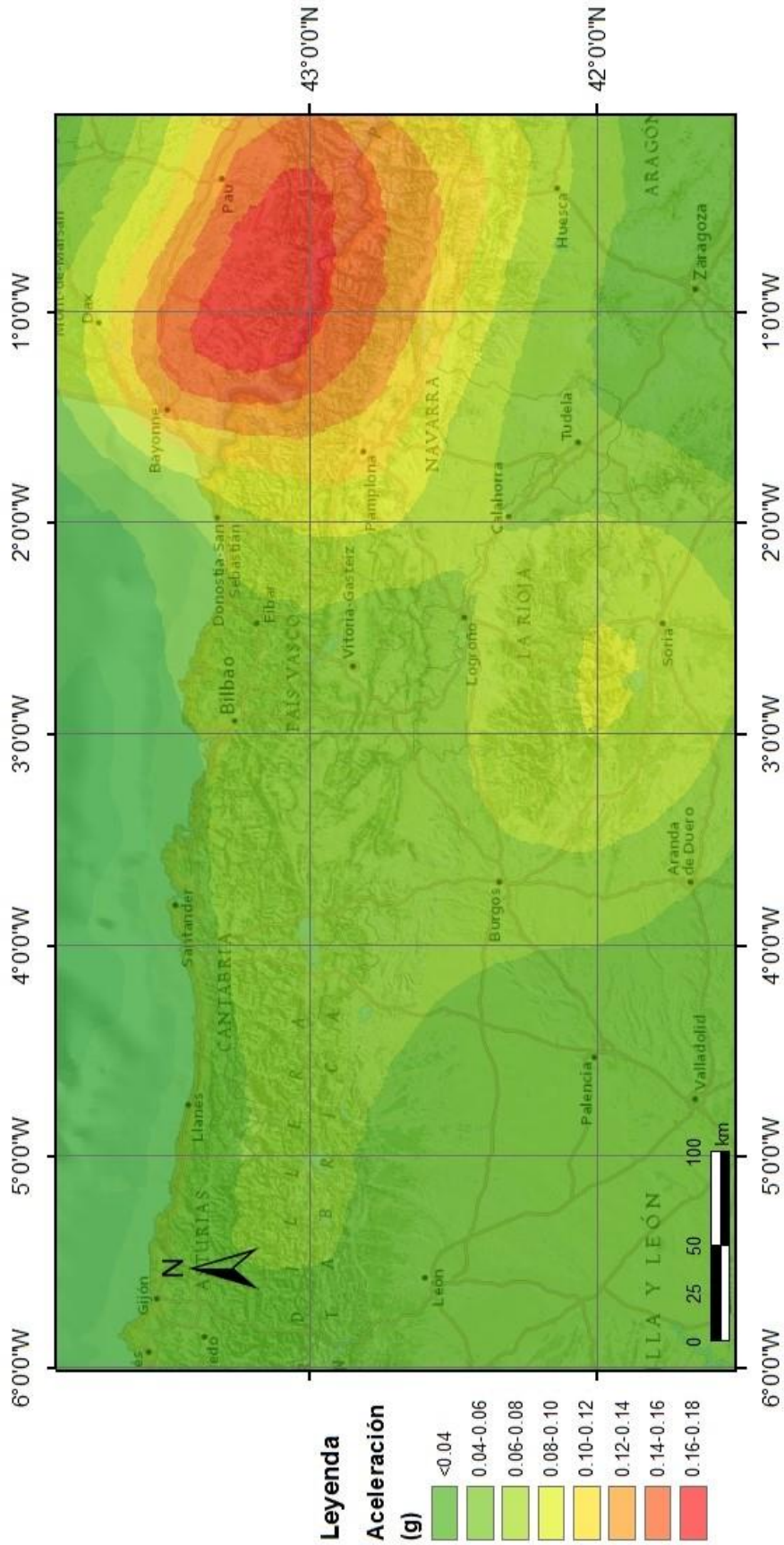
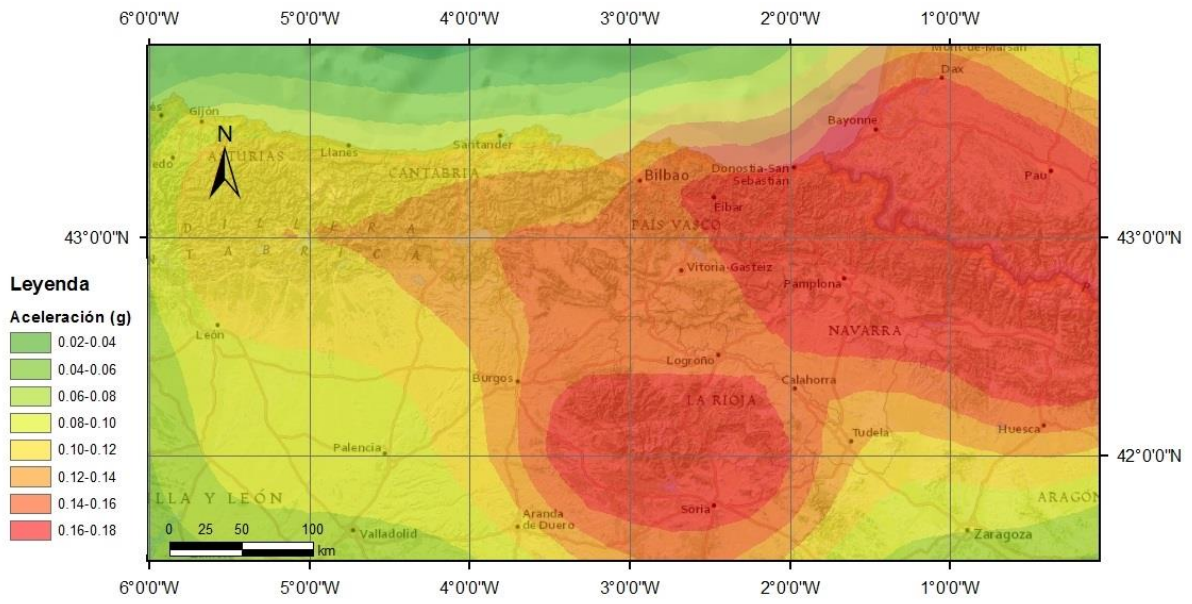


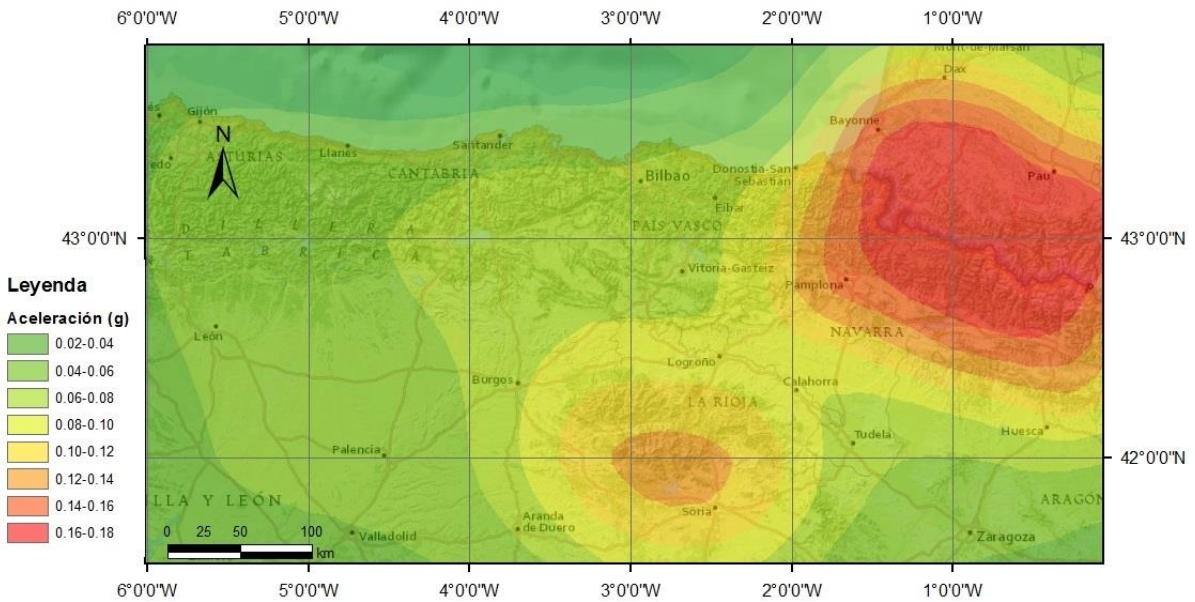
Figura 4.8.- Mapa de peligrosidad sísmica para PGA y un periodo de retorno de 475 años.



a)

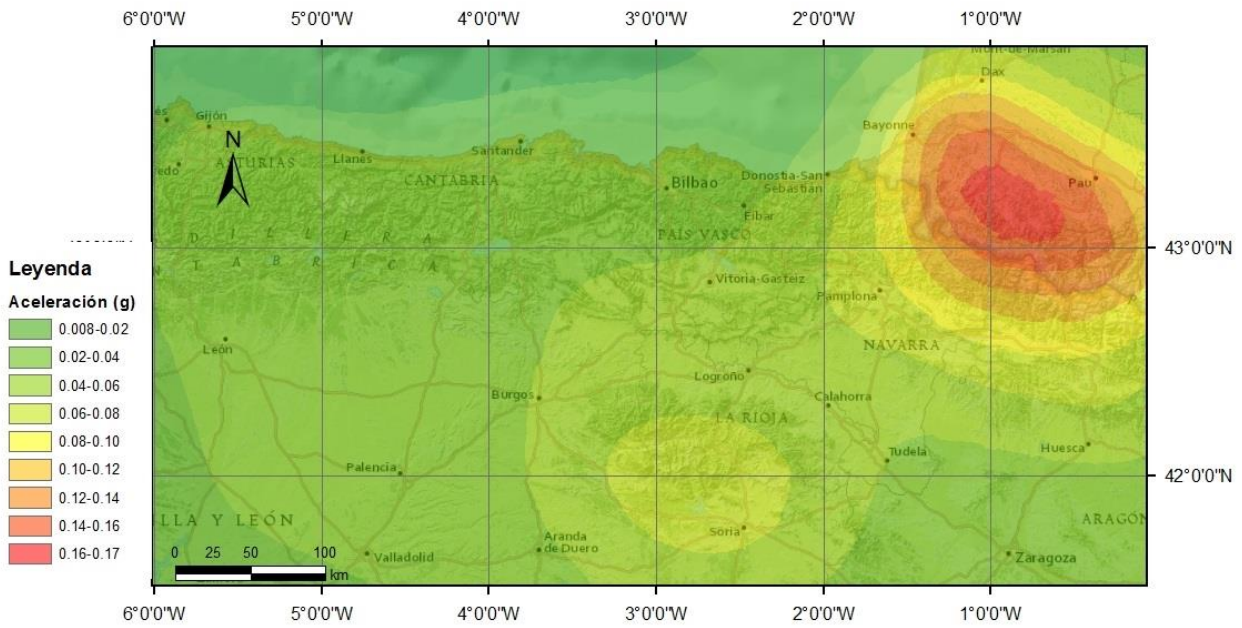


b)

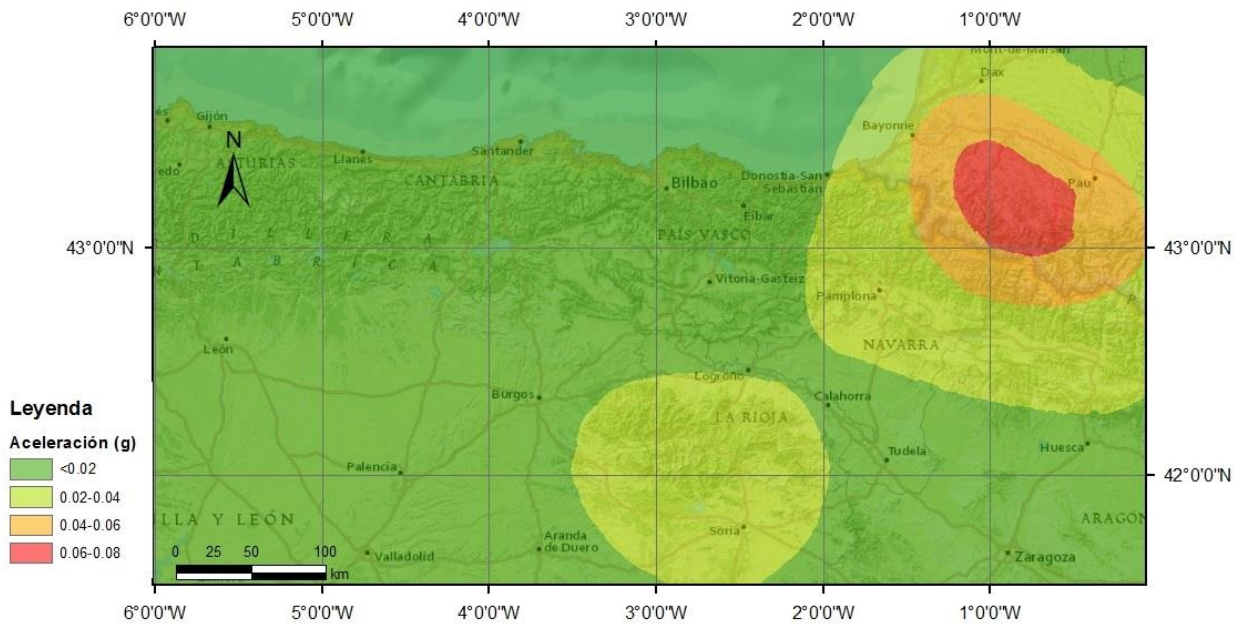


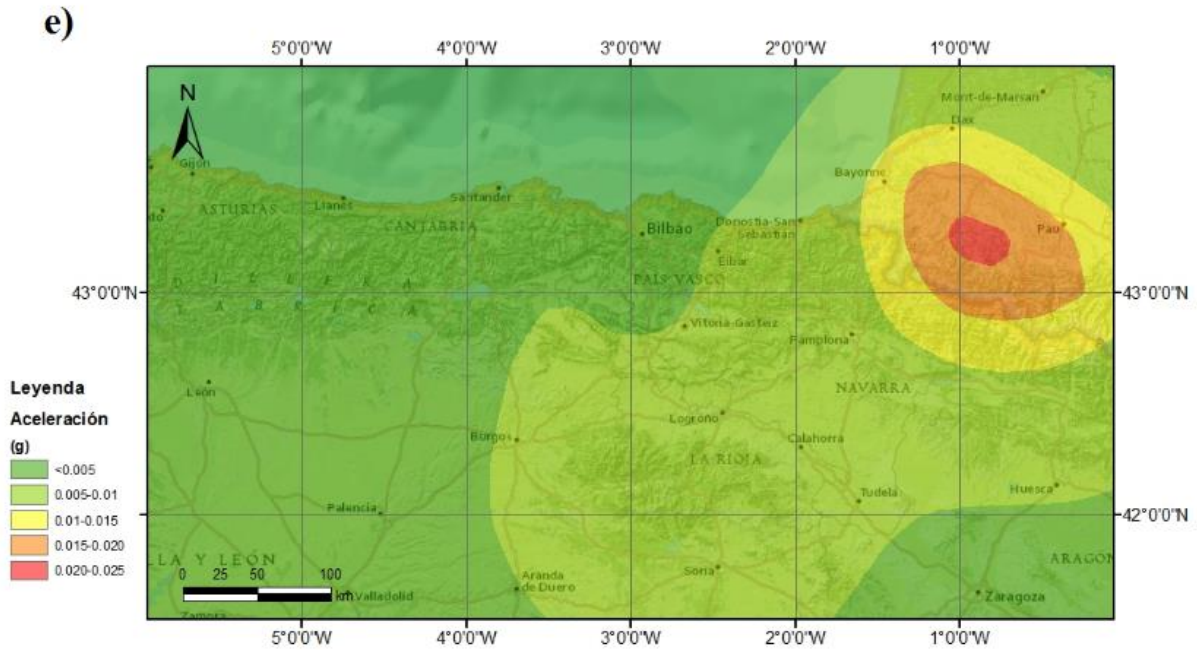
## 4. Peligrosidad Sísmica

c)



d)

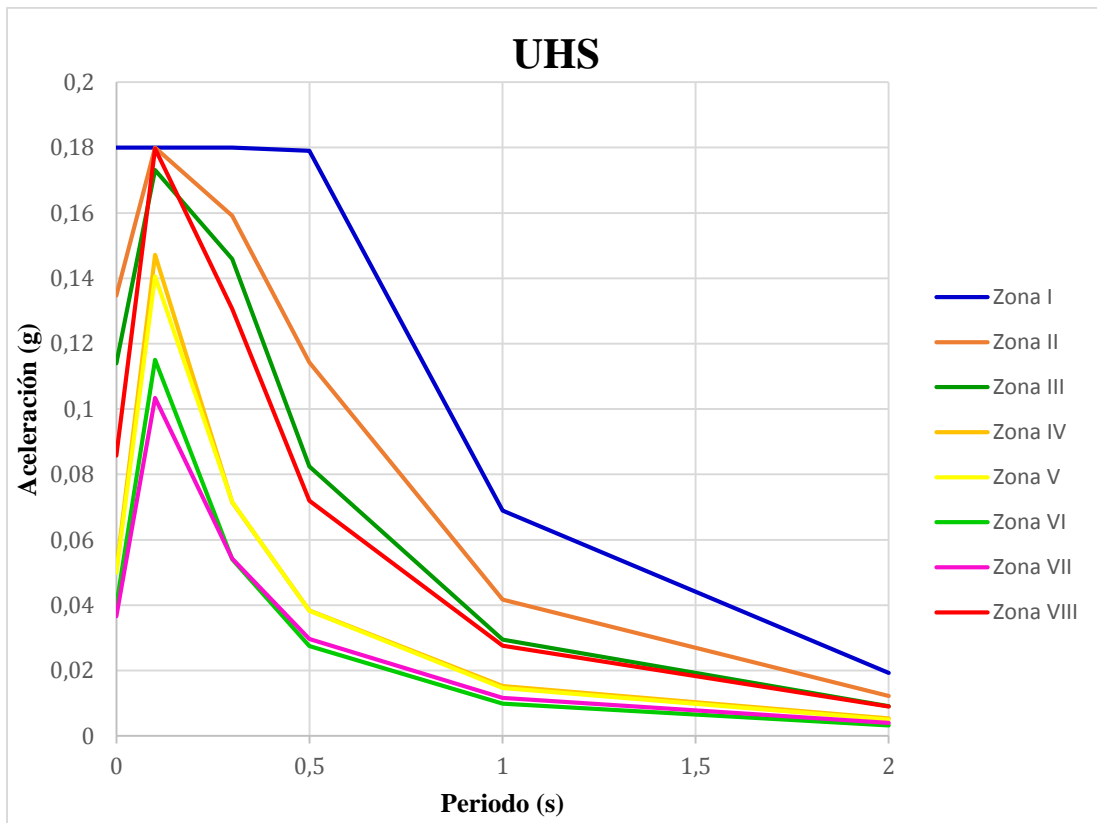




**Figura 4.9.-** Mapas de peligrosidad sísmica para periodos de retorno de 475 años: **a)** SA (0.1s), **b)** SA (0.3s), **c)** SA (0.5s), **d)** SA (1s) y **e)** SA (2s).

Por último, el programa CRISIS 2007 permite además calcular los espectros de peligro uniforme (UHS). Estos espectros miden la respuesta de una estructura ante la vibración del suelo generada por un terremoto. Se han obtenido los UHS de cada zona sismogénica para un periodo de retorno de 475 años (Fig. 4.10). La respuesta espectral es uniforme para todas las zonas sismogénicas, dándose la máxima aceleración espectral a periodos de vibración de 0.1s. Se advierte al igual que en los mapas de la figura 4.9, que la amplitud de la aceleración espectral es mayor a periodos cortos. En la zona I, la máxima aceleración se da desde periodos de 0s (PGA) hasta periodos de 0.5s. La morfología obtenida de los espectros de respuesta es típica de una zona cercana al epicentro y sobre suelo firme o roca, que es el tipo de suelo que se ha utilizado en el cálculo de la peligrosidad.





**Figura 4.10.-** UHS de todas las zonas sísmogénicas para un periodo de retorno de 475 años.

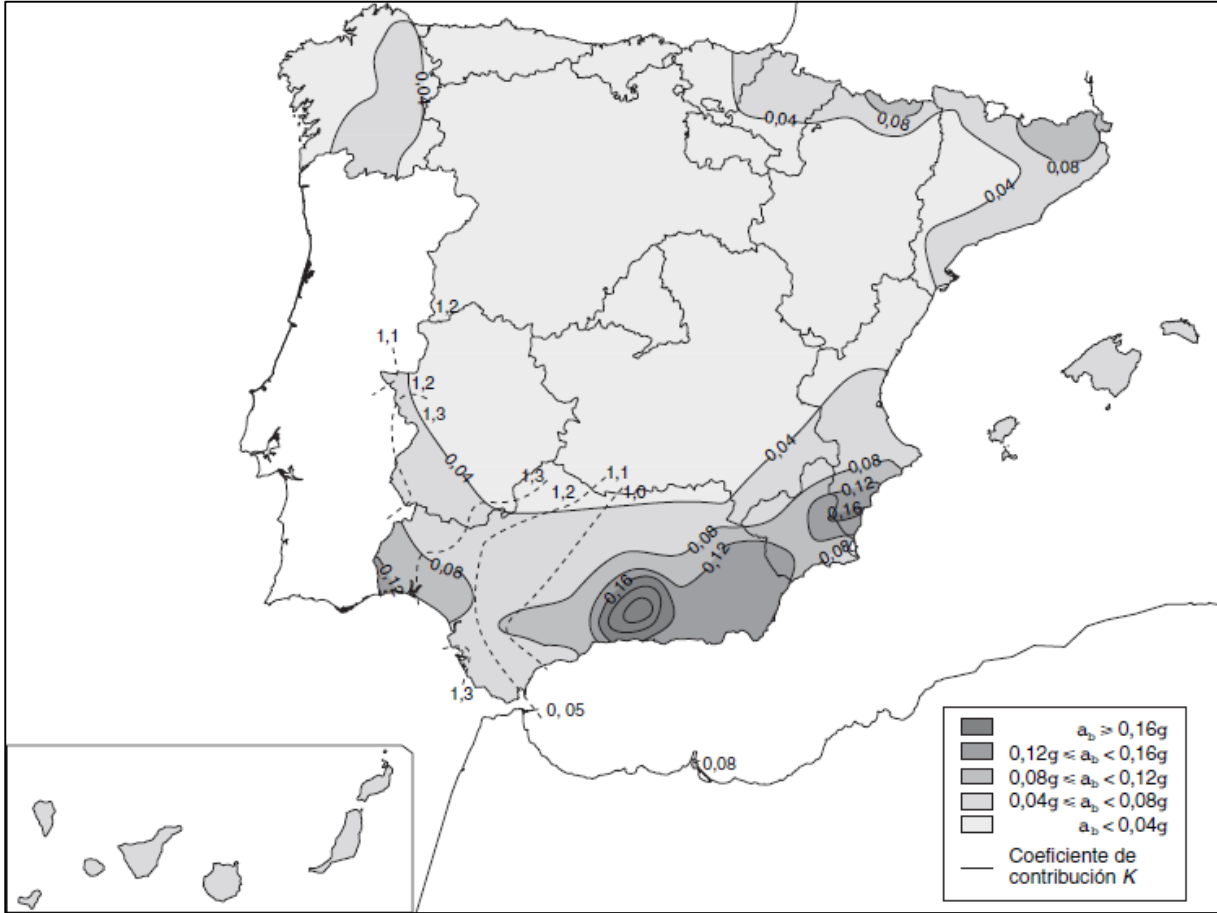
### **4.3. Discusión**

La Norma Sismorresistente vigente en España (NCSE-02) fue publicada en el BOE el 11 de octubre de 2002, sustituyendo a la NCSE-94. Esta normativa regula los criterios a seguir para la consideración de la acción sísmica en fases de proyecto, construcción, reforma y conservación de las edificaciones y obras a las que sea aplicable, con el fin de evitar pérdidas humanas y reducir los daños provocados por la actividad sísmica. La norma se divide en cuatro capítulos.

El primer capítulo recoge las generalidades, describiendo los objetivos y la aplicación de la norma. En cuanto a la importancia de las edificaciones, las divide en tres categorías, de importancia moderada, de importancia normal y de importancia especial, ordenadas de menor a mayor relevancia. En función del tipo de construcción y del valor de peligrosidad obtenido, la NCSE-02 establece que la norma es de obligatorio cumplimiento salvo para:

- a) Edificaciones de importancia moderada.
- b) Edificaciones de importancia normal, cuando el valor de aceleración sísmica básica,  $a_b$ , sea menor que 0,04g.
- c) Edificaciones de importancia especial, cuando  $a_b$  sea inferior a 0,08g.

El capítulo 2 corresponde a la información sísmica. La NCSE-02 define la peligrosidad sísmica por medio del mapa de peligrosidad sísmica en términos de aceleración básica, para un periodo de retorno aproximado de 500 años (Fig. 4.11)



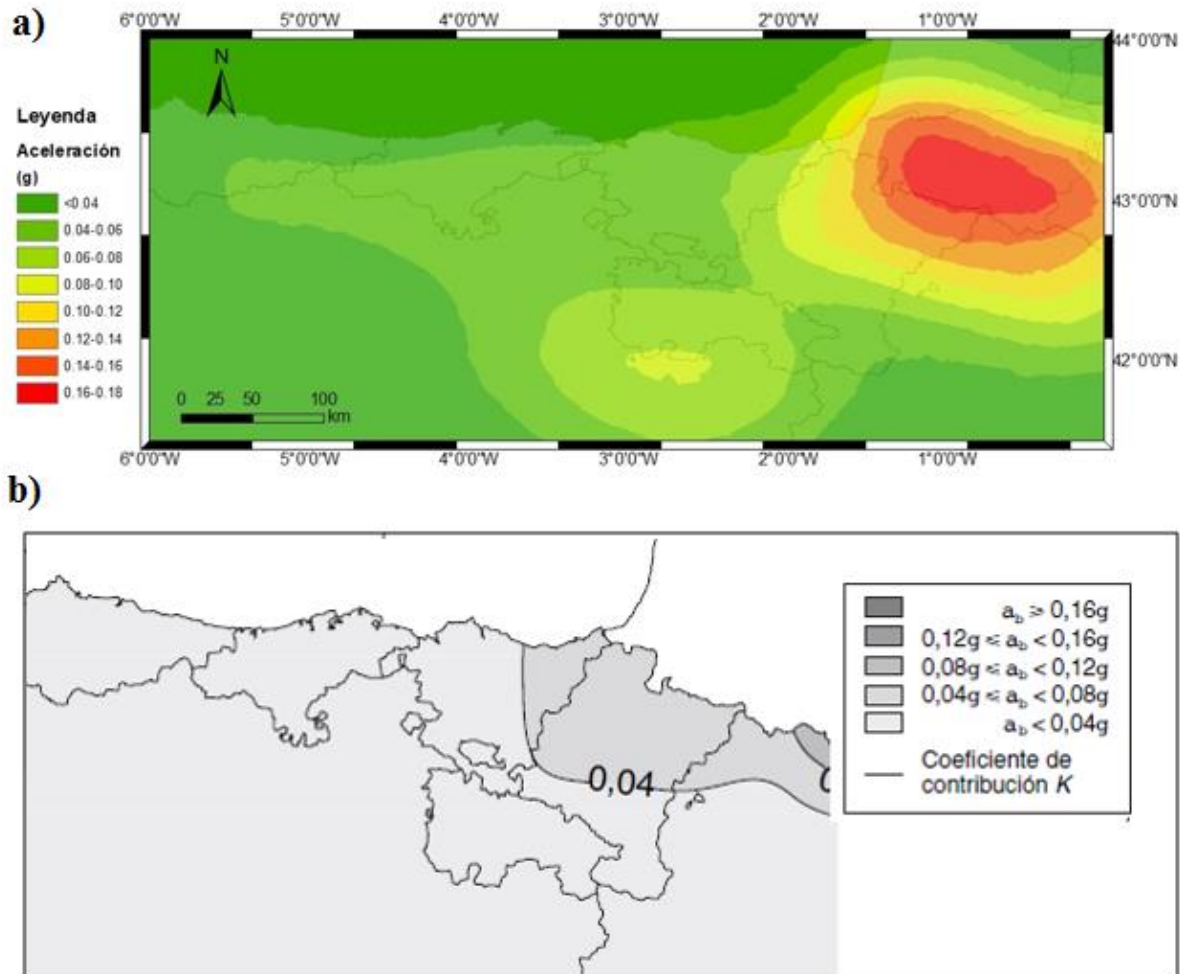
**Figura 4.11.-** Mapa de peligrosidad sísmica de la Norma Sismorresistente Española. (NCSE-02, 2002).

A continuación, el tercer capítulo recoge el cálculo, cuyo objetivo es la verificación de la seguridad de las edificaciones ante la sismicidad que pueda actuar sobre ellas. A partir del cálculo de la sismicidad, la NCSE-02 contiene un cuarto capítulo donde se establecen las reglas de proyecto y prescripciones constructivas, definiendo cómo diseñar y ejecutar la estructura para que resista mejor la sismicidad.

Comparando el mapa de peligrosidad sísmica de la NCSE-02 con el mapa de peligrosidad obtenido en el presente trabajo, se observan grandes diferencias (Fig. 4.12).



#### 4. Peligrosidad Sísmica



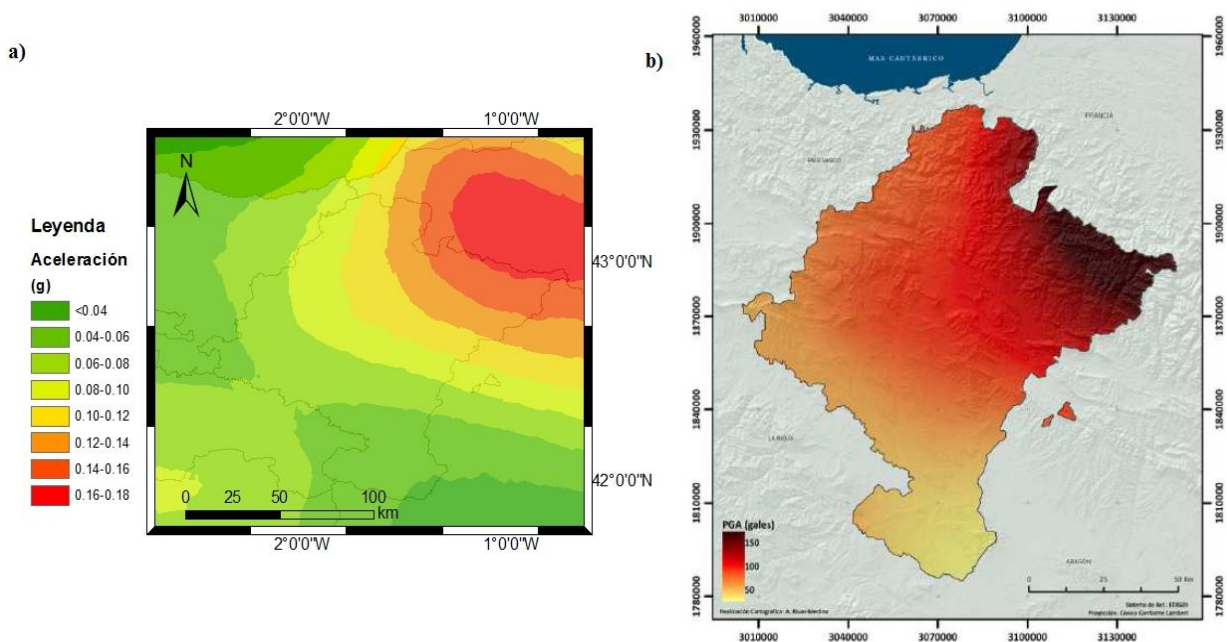
**Figura 4.12.- a)** Mapa de peligrosidad sísmica calculado en este estudio y **b)** Mapa de peligrosidad sísmica del área de estudio de la NCSE-02 (2002).

En la mitad septentrional de Navarra, la Norma Sismorresistente ha calculado un valor de aceleración de 0.04g, y en la mitad sur, valores inferiores a 0.04g, mientras que, la peligrosidad sísmica obtenida en este trabajo en Navarra es superior a 0.04g en toda la comunidad, aumentando significativamente hacia el NE, y llegando a alcanzar en la frontera con Francia valores de 0.16g. Teniendo en cuenta que al SO de Francia, en su frontera con Navarra y Aragón, hay registrados varios sismos de magnitud superior a 4.5 y uno de magnitud 5.3 en el año 1967, y en comparación con los valores de aceleración obtenidos en este estudio, parece que la peligrosidad sísmica determinada por la NCSE-02 está subestimada. Cabe destacar también la diferencia existente en la peligrosidad sísmica calculada para la Comunidad de La Rioja, donde la NCSE-02 muestra valores inferiores a 0.04g, mientras que los valores obtenidos en este estudio señalan una peligrosidad sísmica comprendida entre 0.06 y 0.10g. En La Rioja hubo dos sismos importantes, se sintió un sismo de intensidad VIII en marzo de 1817, y hay registrado un terremoto de magnitud 5.1 por el IGN en febrero de 1929, por lo que la peligrosidad sísmica de la NCSE-02 debe estar

igualmente infravalorada para esta comunidad. Hacia el oeste, los valores de aceleración de este estudio también son menores que en el caso de la NCSE-02, pero las diferencias son menores.

Como se ha mencionado en la introducción, hay estudios previos a nivel regional, como es el Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico en la Comunidad Foral de Navarra, “SISNA”, presentado en Febrero de 2011. Este Plan se incluye en el marco del Plan Territorial de Protección Civil de Navarra, “PLATENA”, aprobado el 3 de junio de 1996 y actualizado el 18 de noviembre de 2008. El objetivo del SISNA es desarrollar un plan de respuesta rápida y eficaz en caso de terremoto en Navarra, para reducir los daños en personas, bienes y medio ambiente, y que permita restablecer los servicios mínimos de la forma más rápida en caso de que sean afectados. Este documento incluye el cálculo de la peligrosidad sísmica de Navarra para un periodo de retorno de 475 años, la estimación de la vulnerabilidad y por último del riesgo sísmico. También expone las distintas fases de emergencia en caso de terremoto y elabora un plan de Protección Civil.

Si se comparan los valores de peligrosidad obtenidos por el SISNA con los del presente documento, se observa que los resultados son muy similares (Fig. 4.13).

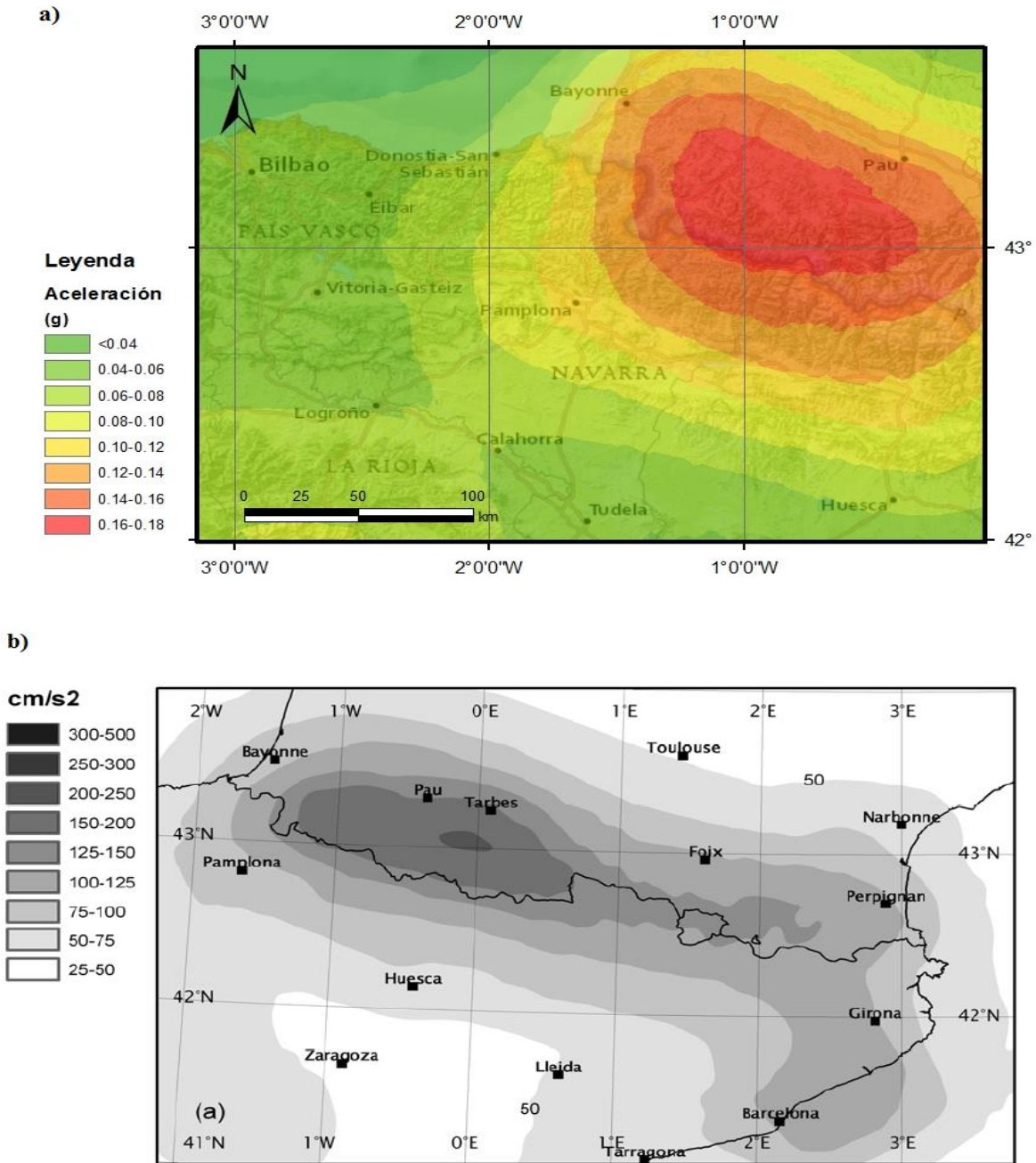


**Figura 4.13.- a)** Mapa de peligrosidad sísmica de Navarra calculado en este estudio. **b)** Mapa de peligrosidad sísmica del SISNA (2011).

El mapa de peligrosidad sísmica del Plan SISNA (2011) está expresado en términos de aceleración máxima del terreno en Gales, para un periodo de retorno de 475 años. Según el SISNA (2011), los valores de aceleración alcanzados al NE de Navarra en la frontera con Francia son de 150 gales (0.15g) o superior, mismo valor que el obtenido en este trabajo, y señalan que la curvatura formada por las isoceleraciones se debe a la influencia de la zona sísmicamente activa

de Arudy a Lourdes. Los valores mínimos de aceleración calculados para Navarra en ambos trabajos se dan al sur de la comunidad, con valores comprendidos entre 0.04 y 0.06g.

Entre los años 2003 y 2007 se llevó a cabo el proyecto Interreg IIIa ISARD, con el objetivo de obtener información para la prevención y operación sobre el Riesgo Sísmico en la región Pirenaica, mediante la integración de datos de España, Francia y Andorra. Si en esta ocasión se comparan los resultados obtenidos con los valores de peligrosidad del proyecto ISARD se advierte que los valores de este último son mayores (Fig. 4.14).



**Figura 4.14.- a)** Mapa de peligrosidad sísmica de este estudio y **b)** Mapa de peligrosidad sísmica del proyecto ISARD (2007) para un periodo de retorno de 475 años.

El proyecto ISARD (2007), proporciona valores de peligrosidad sísmica de 0.15g para la frontera entre Navarra y Francia, valores muy aproximados a los resultados de este trabajo, donde en esa misma zona los valores obtenidos son de 0.16g. En la zona de Pamplona, la aceleración calculada en el proyecto ISARD es ligeramente inferior que la obtenida en este estudio, estando la primera comprendida entre 0.075-0.10g y la segunda entre 0.10-0.12g.

Aunque existan estas diferencias, tanto el Plan SISNA como el proyecto ISARD, al igual que este estudio, calcularon una peligrosidad sísmica superior al de la Norma Sismorresistente Española. Esto significa que la peligrosidad sísmica recogida en la NCSE-02 puede estar infravalorada, por lo que sería necesaria una futura revisión de los cálculos de la peligrosidad, efectuando una revisión detallada del catálogo sísmico, una nueva zonación sismotectónica en base a la misma, el cálculo de los parámetros sísmicos de cada zona, una determinación de las leyes de atenuación propias de la zona de estudio, para lo que serían necesarios más datos acelerométricos, y por último, un nuevo cálculo de la peligrosidad sísmica.

## 5. CONCLUSIONES

En este trabajo se presenta un modelo de peligrosidad sísmica para la región Cantábrica y Pirineos Occidentales, a partir del análisis de la actividad sísmica de la zona y de la relación de ésta con las estructuras geológicas. Para ello se analizaron los datos registrados por el IGN, se obtuvo una zonación sismotectónica y se estimó la peligrosidad sísmica a través de un método probabilístico zonificado.

Las principales conclusiones y aportaciones de este trabajo son:

- La sismicidad de la región Cantábrica es dispersa y moderada, aumentando notablemente hacia el este, hasta llegar a los Pirineos Occidentales, donde se da la mayor concentración de la sismicidad.

- La magnitud máxima registrada por el IGN se da en la Zona Norpirenaica, alcanzando una magnitud de 5.3. El segundo sismo en orden de magnitud registrado tuvo lugar en la Cuenca de Cameros, con una magnitud de 5.1.

- En total en la zona de estudio hay registrados 2257 terremotos de magnitud mayor a 2, de los que la mitad se ubican en la Zona Norpirenaica.

- En cuanto a las profundidades hipocentrales, la actividad sísmica es bastante superficial, ya que el IGN recoge 1500 datos hipocentrales de los que casi 1400 son de profundidad  $\leq 15$ km.

- Mediante el análisis de la geología de la zona y de la actividad sísmica, atendiendo a su concentración, magnitud y disposición en relación con las estructuras, se obtuvo una zonación sismotectónica, cuyas características principales son:

- Dominio I. Este dominio comprende la Zona Norpirenaica, zona de mayor actividad sísmica. La profundidad del Moho europeo e ibérico se encuentran a 30 y a 40 km respectivamente. En 1660 se sintió un sismo de intensidad máxima IX en Bagnères-de-Bigorre, y un sismo que alcanzó una intensidad de VIII en Lourdes en 1750. Esta sismicidad se agrupa en cuatro focos sísmicos: Arette, Arudy, Aucun y Lourdes/Bagnères-de-Bigorre. El mayor sismo registrado en el periodo instrumental fue de magnitud 5.3 en Arette. Los mecanismos focales calculados son de falla normal en Arudy y Aucun, de strike-slip en Lourdes y de falla inversa en Bagnères-de-Bigorre. En esta zona se registra también sismicidad inducida al oeste de la localidad de Pau en Francia, debido a la extracción de gas en el campo de Lacq.

- Dominio II. Abarca la Zona Axial y Sur del Pirineo. La estructura cortical en esta zona tiene un espesor de 40 a 50km. El terremoto máximo registrado en este dominio es de magnitud 4.5. El



foco sísmico principal es la falla de Pamplona, cuyo mecanismo focal muestra una solución normal con componente fuerte de desgarre. Más hacia el este, la sismicidad sigue la orientación E-O de las estructuras. Además de la sismicidad natural, destaca la sismicidad inducida por el llenado de la presa de Itoiz en el año 2004.

➤ Dominio III. Este dominio incluye los Macizos Vascos de Cinco Villas y Alduides, donde la profundidad del Moho se encuentra a 30 km bajo el primero y a 50 km bajo el segundo. Hay dos patrones de deformación que marcan también dos patrones de orientación de la actividad sísmica, NE-SO, y E-O. La sismicidad es algo más profunda que en los dominios anteriores. El sismo máximo del periodo instrumental ocurrió en Ustarizt, Francia, en 1952, con una magnitud de 4.5.

➤ Dominio IV. Comprende el Arco Vasco. La estructura cortical alcanza aproximadamente 45 km bajo el anticlinal de Bilbao. Estructuralmente está formado por una serie de anticlinales y sinclinales de dirección NO-SE. La sismicidad de este dominio es escasa y dispersa, dándose tan solo 40 sismos de magnitud superior a 2, con una magnitud máxima de 3.6 en 1978. La actividad sísmica en general es somera.

➤ Dominio V. Se extiende en la región Vasco-Cantábrica. La raíz cortical en esta zona alcanza los 60 km de profundidad. La sismicidad aparece asociada a los diapiros salinos y a fallas N-S y E-O, como la falla de Cabuérniga. La mayor magnitud registrada es de 4. La actividad sísmica es bastante superficial, alcanzando una profundidad hipocentral de 21 km.

➤ Dominio VI. Comprende la Zona Cantábrica. La profundidad del Moho aumenta hacia el norte, estando al sur del dominio a 32 km y a 55 km en la línea de costa. La estructura más importante es la falla de Ventaniella, de orientación NO-SE que atraviesa todo el dominio y cuya sismicidad se agrupa en tres focos: el embalse de Riaño, Tarna y el cañón de Avilés. El mayor sismo registrado tuvo lugar en Teverga, de magnitud 4.6 en 1956. La profundidad hipocentral es mayor que en el dominio anterior.

➤ Dominio VII. Abarca las cuencas del Duero y del Ebro. La profundidad del Moho es prácticamente igual en ambas cuencas, siendo de 30-32 km bajo la cuenca del Duero, y de 35-37 km bajo la del Ebro. Este dominio es prácticamente asísmico, dándose la mayor parte de la sismicidad en los bordes de las cuencas.

➤ Dominio VIII. Este dominio incluye la zona noroccidental de la Cadena Ibérica, la Unidad Demanda-Cameros. El espesor cortical aumenta de sur a norte, de 35 km a 41.3 km al norte del dominio. Destaca un sismo del periodo histórico de intensidad máxima VIII en el año 1817. En el periodo instrumental hubo un sismo de magnitud 5.1 en Turruncún, La Rioja. La actividad sísmica

se concentra en la parte NE del dominio. La sismicidad es de baja a moderada magnitud y dispersa en el tiempo.

- Se llevó a cabo el cálculo de la peligrosidad sísmica del área de estudio mediante el programa CRISIS 2007, en términos de aceleración máxima del suelo (PGA) y de aceleración espectral (SA) para periodos de  $T=0.1, 0.3, 0.5, 1$  y  $2s$ . Este cálculo se hizo para un periodo de retorno de 475 años, que equivale a un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años. La zona de mayor aceleración del suelo se da en el Pirineo, donde la aceleración está comprendida entre  $0.16-0.18g$ . El otro máximo de aceleración se da en la Sierra de la Demanda-Cameros, con aceleraciones de  $0.06-0.10g$ . La peligrosidad disminuye notablemente hacia el oeste, alcanzando un valor mínimo de  $0.015g$  en la cuenca del Duero y de  $0.02g$  en Asturias, donde cabe recordar que no se ha tenido en cuenta la peligrosidad sísmica de Galicia y del occidente de Asturias.

- El cálculo de peligrosidad cuenta con una serie de incertidumbres, como es el caso del catálogo sísmico, que varía su cantidad y calidad en función del número de estaciones sísmicas instaladas. También existe incertidumbre en la zonificación sismotectónica, que podría tener más interpretaciones, y en la ley de atenuación, al no haber podido calcular una ley de atenuación a partir de datos de acelerogramas propios de la zona de estudio.

- La peligrosidad sísmica obtenida supera en  $0.10g$  la calculada por la NCSE-02 (2002), mientras que en comparación con el proyecto SISNA (2011), y con el proyecto ISARD (2007), los valores obtenidos son muy similares, por lo que la peligrosidad sísmica estimada por la Norma Sismorresistente Española (NCSE-02, 2002) puede estar subestimada.

## REFERENCIAS

- Abrahamson, N. A., y W. J. Silva (1997). Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes, *Seism. Res. Lett.* 68, 94–127.
- Albarède, F. y Michard-Vitrac, A. (1978). Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  et  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$ . Ses relations avec les péridotites associées. *Bull. Soc. Géol. France*, Serie 7, 20 (5): 681-687.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian mountains (NW Spain). A: *Tertiary basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. (Eds. Friend, P.F y Dabrio, C.J) pp. 214-227, Cambridge University Press, Cambridge.
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I, Carballeira, J, Corrochano, A, Huerta, P y Rodríguez J. M. (2004) La Cuenca del Duero. A: *Geología de España*. (Ed. Princ.: J.A. Vera). Sociedad geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. 550-556.
- Arthaud, F. and Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*. 25: 139-171.
- Bardaine, T., Dubos-Sallée, N., Sénéchal, G., Gaillot, P. y Perroud, H. (2008). Analysis of the induced seismicity of the Lacq gas field (Southwestern France) and model of deformation. *Geophys. J. Int.* 172: 1151-1162.
- Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004). La cordillera Pirenaica: definición, límites y división. A: *Geología de España*. (Ed. Princ.: J.A. Vera). Sociedad geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. 233-241.
- Bastida, F. (2004) Zona Cantábrica. (Coordinador). A: *Geología de España*. (Ed. Princ.: J.A. Vera). Sociedad geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. 25-49.
- Bastida, F., Marcos, A., Arboleya, M. L. y Méndez, I. (1976). La Unidad de Peña Corada y su relación con el Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). *Brev. Geol. Asturica*. 4: 49-55.

- Benito, M. B., Navarro, M., Vidal, F., Gaspar-Escribano, J., García-Rodríguez, M. J. y Martínez-Solares, J. M. (2010). A new seismic hazard assesment in the region of Andalusia (Southern Spain). *Bull Earthwquake Eng.* 8: 739-766.
- Benito, B. y Jiménez, M.E. (1999). Peligrosidad Sísmica. *Física de la Tierra*, 11, 13-47.
- Buform, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A. (1994). Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*. 248: 247-261.
- Capote, R. (1983). La fracturación subsecuente a la orogenia hercínica. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España, Tomo II*, Inst. Geol. Min. España, Madrid: 17-25.
- Carreño, E., López-Fernández, C., Bravo, B., Expósito, P., Gurría, E. y García, O. (2003). Sismicidad en la Península Ibérica en la época Instrumental: 1985-2002. *Física de la Tierra*, 15, 73-91.
- Carreño, E. y Valero J.F. (2011). Sismicidad de la Península Ibérica en el period instrumental: 1985-2011. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. (19.3): 289-295
- Casas-Sainz, A. M. (1990). El frente norte de las Sierras de Cameros: Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Tesis Doctoral*. Universidad de Zaragoza, 384 pp.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-Gracia, L. y Maestro-González, A. (2000). Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: origin and evolution of the Almazan basin. *Tectonics*, 19(2): 258–289.
- Casas-Sainz, A.M. y Faccenna, C. (2001). Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*. 13: 281–288
- Choukroune, P. (1992). Tectonic Evolution of the Pyrenees. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 20, 143-158.
- Choukroune, P. y Etude Continentale et Océanique par Reflexion et Refracción Sísmique (ECORS) Team, (1989). The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.
- CNIG (2004). Catálogo Inventario de Sismógrafos Antiguos Españoles. *Centro Internacional de Información Geográfica*. 415 pp.

- Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin Seismological Society of America*, 58: 1583-1606.
- Coward, M.P. (1995). Structural and tectonics setting of the Permo-Triassic basins of northwest Europe. *Geol. Soc., London. Special publications*. 91, 7-39.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas R., Galindo-Zaldívar, J. y Fernández-Lozano, J. (2008). Inversion of momento tensor focal mechanism for active stresses around and microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*. 27: 1-22.
- Dubos, N., Sylvander, M., Souriau, A., Ponsolles, C., Chevrot, S., Fels, J.F. y Benahmed, S. (2004) Analysis of the 2002 May earthquake sequence in the central Pyrenees, consequences for the evaluation of the seismic risk at Lourdes, France. *Geophys. J., Int.* 156: 527-540.
- ECORS Pyrenees Team (1988). The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature* 331: 508-511.
- Espina, R. G., J. L. Alonso y J. A. Pulgar (1996). Growth and propagation of bucle folds determined from syntectonic sediments (the Ubierna Fol. Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). *Journal of Structural Geology*, 18: 431-441.
- Faci, E., Castiella, J., del Valle, J., García, A., Díaz, A., Salvany, J. M., Cabra, P., Ramírez del Pozo, J. y Meléndez, A. (1997): Mapa geológico de Navarra 1:200.000, Gobierno de Navarra, 142.
- Farias, P., Gallastegui, G., González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo-Maciá, J. G. y Rodríguez-Fernández, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Ann. Fac. Cienc. Univ. Porto*, 1: 411-431.
- Feuillé, P. y Rat, P. (1971). Estructures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Ed: Technip.: p. VI-V. 1.48. París.
- Fischer, M. W. (1984). Thrust Tectonics in the North Pyrenees. *Journal of Structural Geology*. 6 (6): 721-726.
- Gagnepain-Beyneix, J., Haessler, H., y Modiano, T. (1982). The Pyrenean earthquake of 29 February, 1980: an example of complex faulting. *Tectonophysics*. 85: 273-290.



- Gagnepain, J., Mediano, T., Cisternas, A., Ruegg, J.C., Vadell, M., Hatzfeld, D. y Mezcua, J. (1980). Sismicité de la région d'Arette (Pyrénées-Atlantiques) et mécanismes au foyer. *Ann. Geofis.*, 36, 499-508.
- Gallart, J., Banda, E. y 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.
- Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22: 9-234.
- García-Mayordomo, J. e Insua-Arévalo, J. M. (2011). Seismic hazard assessment for the Itoiz dam site (Western Pyrenees, Spain). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 31: 1051-1063.
- García-Mondéjar, J. (1989). Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay. En: *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins* (A. J. Tankard y H. R. Balkwill, Eds.), AAPG Mem. 395-409.
- García-Mondéjar, J. (1996). Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology*, 24: 635-638.
- González-Clavijo, E., Álvarez, F. y Díez-Balda, M.A. (1991). La cizalla de Villalcampo (Zamora), geometría, cinemática y condiciones de la deformación asociada. *Cuaderno Lab. Xeol. De Laxe*. Coruña. 16: 203-219.
- Grasso, J.-R. y Wittlinger, G., 1990. Ten years of seismic monitoring over a gas field, *Bull. seism. Soc. Am.*, 80: 450-473.
- Guimerà, J., Mas, R. y Alonso, A. (2004). Interplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extensión and Tertiary contractional inversión. *Journal of the Geological Society, London*. 161: 291-303.
- Guimerà, J. y Álvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. géol. France*. 6(2): 339-348.
- Gutenberg, B.; C. F. Richter (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 34: 185-188.

- Hernaiz, P.P. (1994). La falla de Ubierna (margen SO de la cuenca Cantábrica). *Geogaceta*. 16: 39-42.
- Herraiz, M., De Vicente., G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.I., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas-Sainz A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, v. 19: 762-786.
- I.G.M.E. (2015). Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, 1:1.000.000. *Instituto Geológico y Minero de España*.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (2002). Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). *Tectonophysics*, 357: 159-186.
- Jiménez, M. J., García-Fernández, M. (1999). Seismic hazard assessment in the Ibero-Maghreb region. *Annali di Geofisica*. 42: 1057-1065.
- Jiménez, M. J., Giadrini, D. y Grunthal, G. (2003). The ESC-SESAME Unified Hazard Model for the European-Mediterranean region. *CSEM/EMSC Newsletter*. 19: 2-4.
- Julivert, M. (1960). Estudio geológico de la Cuenca de Beleño (Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 71: 1-346.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y L. Conde (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E; 1:1.000.000. *Instituto Geológico y Minero de España*, 113.
- Julivert, M., Rámirez del Pozo, J. y J. Truyols (1971). Le réseau de failles et la couverture posthercynienne dans les Asturies, en *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Ed. Technip, París. V3.
- Lacan, P. y Ortuño, M. (2012). Active Tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal of Iberian Geology*. 38, 9-30.
- Larrasoña, J.C., Parés, J.M., Millán, H., Del Valle, J. y Pueyo, E.L. (2003). Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). *Tectonics*, Vol. 22, No. 6, 1071.
- López-Fernández, C. (2008). Actividad sísmica, zonación sismotectónica y riesgo sísmico en el NO de la península Ibérica. *Tesis Doctoral*, Univ. Oviedo. 304 pp.

- López-Fernández, C., Pulgar, J.A., González-Cortina, J.M., Gallart, J., Díaz J. y Ruiz, M. (2004). Actividad Sísmica en el NO de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto GASPI (1999-2002). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo. 24: 91-106.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Variszden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch*, 6: 78-92.
- Malod, J. A. y Mauffret, A. (1990). Iberian plate motions during the Mesozoic, *Tectonophysics*, 184: 261-278.
- Marin, S., Avouac, J.P., Nicolas, M. y Schlupp, A. (2004). A Probabilistic approach to seismic hazard in metropolitan France. *Bull. Seism. Soc. Am.* 94 (6): 2137-2163.
- Martin, Ch., Combes, P., Secanell, R., Lignon, G., Firavanti, A., Carbon, D., Monge, O. y Grellet B. (2002), Revision du zonage sismique de la France. Etude probabiliste". Rapport GEOTER GTR/MATE/0701-150.
- Marcos, A. (1968). Nota sobre el significado de la "León Line". *Brev. Geol. Asturica*, 12: 1-15.
- Marcos, A. y J.A. Pulgar (1982). An approach to the Tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. J. Geol. Palläontol. Abh.*, 163(2): 256-260.
- Martínez-Solares, J.M. y Mezcuca, J. (2002). Catálogo sísmico de la península Ibérica (880 ac 1900). *Instituto Geográfico Nacional*. Monografía N. 18, 23-108.
- Matte, Ph. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in the western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309-337.
- Mezcua, J., García-Blanco, B.M. y Rueda, J. (2008). On the strong Ground Motion Attenuation in Spain. *Bulletin of the Geological Society of America*. 98, 3, 1343-1353.
- Mezcua, J., Rueda, J. y García-Blanco, B. M. (2011). A new probabilistic seismic hazard study of Spain. *Nat. Hazards*. 59: 1087-1108.
- Mezcua, J. y Rueda, J. (2006). Sismicidad, sismotectónica y evolución geodinámica de la Península Ibérica. *Física de la Tierra*. 18: 137-155.

- Mezcua, J. y Martínez-Solares, J. M. (1983). Sismicidad del área Ibero-Mogrebí, *Publicación 203*. Instituto Geográfico Nacional. 299 pp.
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Thrust Tectonics*. Ed: K. R. McClay. Chapman & Hall. 235-246.
- Muñoz, J.A. (2002). Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera: The Pyrenees. A: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.), *Geological Society, London*: 370-385.
- NCSE-02 (2002), "Norma de construcción sismoresistente". BOE num. 244. Viernes 11 octubre 2002.
- Nocquet, J.M. y Calais, E. (2003). Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophys. J. Int.* 154: 72-88.
- Ordaz, M., Auilar, A., Arboleda, J. (2007). Program for computing seismic hazard: CRISIS 2007 V7.6. México. Institute of Engineering, UNAM.
- Pardo, G. (2004). La Cuenca del Ebro. (Coordinador). A: *Geología de España*. (Ed. Princ.: J.A. Vera). Sociedad geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. 533-543.
- Pedreira, D. (2004). Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica. *Tesis Doctoral*, Univ. Oviedo. España. 343 pp.
- Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J. y Díaz. J. (2003). Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the Western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (North Iberia). *J. Geophys. Res.* 108, N. B4, 2204, doi 10.1029/2001JB001667.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*. 7 (3): 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Martínez-Catalán, J. R. y F. Bastida (1991). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan Belt of northern Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253.
- Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G. y Marín, J. A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de geología*. Universidad de Oviedo. 21: 283-294.

- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. y ESCIN Group. (1996). Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264: 1-19.
- Rat, P. (1988). The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European Plates: Some facts but still many problems. *Rev. Soc. Geol. España*, 1(3-4), 327-348.
- Rigo, A., Souriau, A., Dubos, N., Sylvander, M. y Ponsolles, C. (2005). Analysis of the seismicity in the central part of the Pyrenees (France), and tectonic implications. *Journal of Seismology*. 9: 211-222.
- Ruiz, M., Díaz, J., Gallart, J., Pulgar, J.A., González-Cortina, J.M. y López-Fernández, C. (2006a). Seismotectonic constraints at the western edge of the Pyrenees: aftershock series monitoring of the 2002 February 21, 4.1Lg earthquake. *Geophys. J. Int.*, V. 166 (1): 238-252.
- Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., López-Fernández, C., González-Cortina, J.M. y Pulgar, J.A. (2006b). Seismic activity at the Western Pyrenean edge. *Tectonophysics*, 412, 3-4: 217-235.
- Ruiz, M., Gaspá, O., Gallart, J., Díaz, J., Pulgar, J. A., García-Sansegundo, J., López-Fernández, C. y González-Cortina, J. M. (2006c). Aftershocks series monitoring of the September 18, 2004 M=4.6 earthquake at the western Pyrenees: A case of reservoir-triggered seismicity? *Tectonophysics*. 223-243.
- Savostin, L. A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L. P., Le Pichon, X. y Roulet, M. J. (1986). Kinematic evolution of the Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Secanell, R., Martín, Ch., Goula, X., Susagna, T., Tapia, M., Bertil, D., Dominique, P., Carbon, D. y Fleta, J. (2007). Evaluación Probabilística de la Peligrosidad Sísmica de la Región Pirenaica. *Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Gerona, 8-11 mayo 2007*.
- Segall, P., (1989). Earthquakes triggered by fluid extraction, *Geology*, 17: 942-946.
- SisPyr (2013). Enrichissement du réseau d'observation sismique des Pyrénées en temp-réel. *Système d'Information Sismique des Pyrénées*. 25 pp.

- Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J.F., Douchain, J.M. y Ponsolles, C. (2001). Sismotectonique des Pyrénées: Principales contraintes sismologiques. *Bull. Soc. Géol. France*. 172 (1): 25-39.
- Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17 (3): 395-406.
- Teixell, A y García-Sansegundo, J. (1995). Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). *Rev. Soc. Geol. España*. 8 (3): 215-228.
- Total (2013). Carbon Capture and Storage. The Lacq Pilot. 14 pp.
- UNDRO (1980). Natural disasters and vulnerability analysis. *Report Expert Group Meeting*, Geneva, 49 pp.



## ANEXOS

### **ANEXO 1. Catálogo de sismicidad histórica de la zona de estudio del IGN**

Fecha	Latitud	Longitud	Intensidad	Localización
01/01/1886	41,77	-2,47	IV	Soria
01/05/1845	42,18	-2,30	IV	Munilla,LO
01/06/1522	43,37	-5,83		Oviedo
01/06/1819	43,33	-0,75	IV	Navarrenx,FRA
01/06/1820	42,15	-2,27		Enciso,LO
01/06/1891	42,82	-1,65	IV	Pamplona
01/09/1773	42,93	-0,43	IV	Les Eaux-Chaudes,FRA
01/09/1877	42,87	-0,08		Cauterets,FRA
01/10/1885	42,18	-2,30	IV	Munilla,LO
01/12/1850	43,08	-0,03		Lourdes,FRA
02/02/1773	43,17	-1,25		St, Jean-Pied-de-Port,FRA
02/02/1853	42,97	-1,25		Orbaiceta,NA
02/09/1852	43,17	-0,23		Coarraze,FRA
03/01/1852	43,33	-0,75		Navarrenx,FRA
03/04/1768	43,28	-0,33	IV-V	Pau,FRA
03/05/1847	41,93	-2,10	IV-V	Valdeprado,SO
03/07/1618	43,20	-0,62	VI-VII	Oloron-Ste,-Marie,FRA
03/08/1821	43,00	-0,10		Argeles-Gazost,FRA
05/02/1819	43,00	-0,42	IV-V	Laruns,FRA
05/03/1859	43,15	-1,17	V	St, Jean-le-Vieux,FRA
06/01/1863	43,30	-0,40		Pau,FRA
06/10/1853	43,20	-0,60		Oloron-Ste, Marie,FRA
06/10/1876	42,87	0,00		Luz-St,-Sauveur,FRA
07/06/1778	43,10	-0,17	VII	St, Pe-de-Bigorre,FRA
08/03/1849	42,33	-5,88	III-IV	Soto de la Vega,LE
08/07/1791	43,08	-0,60	IV-V	Escot,FRA
08/12/1854	41,65	-0,88		Zaragoza
08/12/1868	43,50	-1,50		Bayonne,FRA
09/05/1843	43,08	-0,42		Louvie-Juzon,FRA
10/04/1856	43,10	-0,03		Lourdes,FRA
10/08/1784	43,17	-0,55	VI	Oloron-Ste, Marie,FRA
11/03/1828	43,33	-1,78	IV	Irun,SS
11/04/1844	42,82	-1,65	IV	Pamplona
11/07/1853	43,37	-1,58	V	St, Jean de Luz,FRA
11/07/1887	43,28	-1,67	IV	Lesaca,NA
11/08/1806	43,40	-0,93		Ogenne,FRA
11/12/1844	43,00	-0,43	V	Laruns,FRA
11/12/1866	43,10	-0,17	IV	St, Pe-de-Bigorre,FRA
12/03/1793	42,37	-1,13	IV	Uncastillo,Z

Zonación Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica en la Región Cantábrica (Norte de España)

12/03/1887	42,78	-1,37	IV	Aoiz,NA
12/11/1843	43,50	-5,67	III-IV	Gijón,O
13/03/1763	43,28	-0,33	IV	Pau,FRA
13/04/1897	43,10	-0,05	IV-V	Lourdes,FRA
13/05/1807	43,20	-0,60		Oloron-Ste, Marie,FRA
13/12/1885	43,08	-1,92	V	Leiza,NA
14/01/1807	43,20	-0,60		Oloron-Ste, Marie,FRA
14/02/1866	43,17	-1,25		St, Jean-Pied-de-Port,FRA
14/03/1855	43,03	-0,05		Argeles-Gazost,FRA
14/12/1858	43,15	-1,17		St, Jean-le-Vieux,FRA
15/01/1807	43,20	-0,60	VI	Oloron-Ste, Marie,FRA
15/02/1888	43,00	-1,33	IV	Burguete,NA
15/06/1750	43,05	0,00	VII	Tarbes,FRA
15/09/1782	43,20	-0,60		Oloron-Ste, Marie,FRA
15/11/1755	42,58	-1,28	V-VI	Sangüesa,NA
16/01/1869	43,33	-1,03	IV	St, Palais,FRA
16/06/1897	43,10	-0,05	V	Lourdes,FRA
16/12/1858	43,15	-1,17		St, Jean-le-Vieux,FRA
17/08/1802	43,40	-0,93	III-IV	Ogenne,FRA
17/10/1773	43,20	-0,62	VI-VII	Oloron-S, Marie,FRA
17/10/1800	42,93	-0,43	IV-V	Les Eaux-Chaudes,FRA
17/11/1816	43,00	-0,43	IV	Laruns,FRA
17/11/1850	43,10	-0,17	IV-V	St, Pe-de-Bigorre,FRA
17/11/1850	43,10	-0,17	VII	St, Pe-de-Bigorre,FRA
18/02/1605	42,50	-5,50	IV-V	León
18/03/1817	42,20	-2,18		PRÉJANO,LO
18/03/1817	42,20	-2,18		PRÉJANO,LO
18/03/1817	42,20	-2,18		PRÉJANO,LO
18/03/1817	42,20	-2,18	VII-VIII	PRÉJANO,LO
18/03/1847	42,97	-0,38		Eaux-Bonnes,FRA
18/10/1773	43,20	-0,62		Oloron-S, Marie,FRA
18/10/1800	42,93	-0,43		Les Eaux-Chaudes,FRA
19/03/1854	43,42	-2,00	V	Mar Cantábrico
19/05/1897	43,10	-0,05	V	Lourdes,FRA
19/06/1869	42,15	-3,02	IV-V	Canales de la Sierra,LO
19/07/1818	43,03	-0,43	V	Arudy,FRA
19/07/1844	43,08	-0,03		Lourdes,FRA
19/07/1868	42,88	-0,12	V-VI	Cauterets,FRA
19/08/1858	43,17	-1,25	VI	St, Jean-Pied-de-Port,FRA
19/08/1885	43,40	-2,95	IV	Plencia,BI
19/10/1773	43,20	-0,62		Oloron-S, Marie,FRA
20/01/1859	43,17	-1,25		St, Jean-Pied-de-Port,FRA
20/04/1844	42,82	-1,65	IV-V	Pamplona
20/07/1854	43,03	-0,05	IV-V	Argeles-Gazost,FRA
20/07/1854	43,03	-0,05		Argeles-Gazost,FRA
20/07/1854	43,03	-0,05		Argeles-Gazost,FRA

## Anexos

---

20/07/1854	43,03	-0,05	VII-VIII	Argeles-Gazost,FRA
20/11/1841	43,47	-1,47	IV	Biarritz,FRA
20/12/1858	43,15	-1,17		St, Jean-le-Vieux,FRA
20/12/1885	43,08	-1,92		Leiza,NA
21/09/1778	42,80	-0,53	IV-V	Peyrenere,FRA
21/10/1864	43,20	-0,58	IV	Oloron-Ste, Marie,FRA
22/01/1855	42,87	-0,08		Cauterets,FRA
22/03/1817	42,30	-2,25	V	Arnedillo,LO
22/05/1814	43,13	-0,40	VII-VIII	Arudy,FRA
22/05/1897	43,20	-0,60	III	Oloron-Ste, Marie,FRA
22/08/1885	43,40	-2,95	IV	Plencia,BI
22/10/1773	43,20	-0,62		Oloron-S, Marie,FRA
22/10/1851	43,25	-0,35	V	Gan,FRA
22/12/1779	43,20	-0,25		Nay,FRA
23/01/1844	43,00	-0,43	IV	Laruns,FRA
23/03/1847	42,97	-0,38		Eaux-Bonnes,FRA
24/05/1750	43,07	-0,03	VIII	Juncalas,FRA
24/11/1858	43,27	-2,50	III-IV	Marquina,BI
24/12/1885	43,08	-1,92		Leiza,NA
24/12/1887	42,83	-1,62	IV	Burlada,NA
25/09/1811	43,30	-0,75	IV	Navarrenx,FRA
25/12/1808	43,18	-1,33		St, Etienne-de-Baigorry,F
26/03/1884	42,18	-2,30	V	Munilla,LO
26/08/1784	43,17	-0,55	III	Oloron-Ste, Marie,FRA
26/10/1862	43,10	-0,05	VI	Lourdes,FRA
26/12/1782	43,20	-0,60		Oloron-Ste, Marie,FRA
26/12/1858	43,15	-1,17		St, Jean-le-Vieux,FRA
27/01/1880	43,17	-1,33	IV-V	St,-Etienne-de-Baigorry,F
27/12/1847	42,97	-2,98	IV-V	Delika,VI
27/12/1858	43,15	-1,17		St, Jean-le-Vieux,FRA
27/12/1883	43,37	-1,77		Hendaye,FRA
28/05/1861	43,10	-0,05	III	Lourdes,FRA
28/06/1843	43,33	-0,97	V	Domezain-Berraute,FRA
28/06/1891	42,93	-0,43	V	Les-Eaux-Chaudes,FRA
28/12/1779	43,20	-0,25		Nay,FRA
29/01/1865	43,18	-0,12		Pau,FRA
29/05/1850	43,08	-0,03		Lourdes,FRA
29/07/1867	43,20	-0,58		Oloron-Ste,-Marie,FRA
29/08/1853	41,50	-5,75	V-VI	Zamora
29/09/1853	43,20	-0,60		Oloron-Ste, Marie,FRA
29/11/1858	43,15	-1,17	VI-VII	St, Jean-le-Vieux,FRA
30/01/1860	43,13	-1,33	V	St, Jean-Pied-de-Port,FRA
30/05/1605	42,50	-5,50		León
30/07/1846	41,97	-2,10	IV	Navajun,LO
30/08/1864	43,17	-1,25	IV	St, Jean-Pied-de-Port,FRA
30/10/1887	42,85	-2,10	IV-V	Oricain,NA

## Zonación Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica en la Región Cantábrica (Norte de España)

---

30/11/1858	43,15	-1,17		St, Jean-le-Vieux,FRA
30/12/1844	43,00	-0,43		Laruns,FRA
30/12/1858	43,15	-1,17		St, Jean-le-Vieux,FRA
30/12/1883	43,00	-0,10		Argeles-Gazost,FRA
30/12/1883	43,00	-0,10		Argeles-Gazost,FRA
31/01/1893	42,18	-2,30	IV-V	Munilla,LO
31/10/1813	43,10	-0,38	IV	Arudy,FRA
31/12/1858	43,15	-1,17		St, Jean-le-Vieux,FRA

---

**ANEXO 2. Catálogo de sismicidad del IGN del periodo 1900-1954**

Fecha	Latitud	Longitud	Intensidad	Magnitud	Localización
09/06/19	42,60	-5,57	III		León
02/01/19	43,00	0,00			LARUNS.FRA
06/05/19	43,00	0,00	VII		ARGELES-GAZOST.FRA
15/05/19	43,12	0,00			ARAMITS.FRA
19/05/19	43,20	0,00	V		OLORON.FRA
22/05/19	43,20	0,00			OLORON.FRA
17/06/19	43,20	0,00			OLORON.FRA
02/07/19	43,20	-1,30			ASPE.FRA
10/03/19	42,80	-1,60	VI		PAMPLONA.NA
23/05/19	43,10	0,00			LOURDES.FRA
31/05/19	43,10	0,00			LOURDES.FRA
14/06/19	41,57	-3,22	VI		SAN ESTEBAN GORMAZ.SO
22/07/19	42,70	0,00	VI		MONTE PERDIDO.HU
07/10/19	43,12	0,00			ST.PE-DE-BIGORRE.FRA
10/07/19	43,00	0,00			ARGELES.FRA
19/10/19	43,00	0,00			ARGELES.FRA
13/11/19	43,00	0,00			ARGELES.FRA
13/12/19	43,00	0,00			ARGELES.FRA
28/12/19	43,20	0,00			OLORON.FRA
03/08/19	43,45	-3,77	IV		SANTANDER
04/07/19	42,22	-2,00			AUTOLLO
24/07/19	43,18	0,00	VII		NAY.FRA
20/08/19	42,20	-2,70	V		ALDEANUEVA CAMEROS.LO
31/12/19	43,10	0,00			LOURDES.FRA
15/09/19	42,80	0,00	VI		CAUTERETS.FRA
26/03/19	41,78	-2,50	IV		SORIA
18/05/19	43,20	0,00	VI		OLORON.FRA
22/05/19	43,20	0,00			OLORON.FRA
05/01/19	43,20	-2,70	IV		DURANGO.BI
15/06/19	42,20	-2,50	VI		CARDENAS.LO
18/06/19	42,67	-2,33	IV		STA.CRUIZ DE CAMPEZO.VI
27/02/19	42,73	-2,92	V		VILLABEZANA.VI
05/12/19	42,95	-1,32	V		GARRALDA.NA
02/03/19	43,00	0,00	III		ARGELES.FRA
05/03/19	43,00	0,00	IV		ARGELES.FRA
01/08/19	43,18	0,00	IV		OLORON-STE.MARIE.FRA
28/05/19	42,80	-1,60			PAMPLONA
10/07/19	42,55	-0,95	III		MARTES.HU
10/07/19	42,55	-0,95	IV		MARTES.HU
10/07/19	42,55	-0,95	V		MARTES.HU
10/07/19	42,55	-0,95	VIII		MARTES.HU
10/07/19	42,55	-0,95			MARTES.HU

Zonación Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica en la Región Cantábrica (Norte de España)

14/07/19	42,55	-0,95	IV		MARTES.HU
02/10/19	43,00	-0,08	IV		ARGELES.FRA
08/10/19	42,62	-0,95			MARTES.HU
25/10/19	42,63	-0,88	IV		VILLARREAL CANAL.HU
29/10/19	42,20	-2,70	V		PRADILLO.LO
08/11/19	42,55	-0,95	IV		MARTES.HU
14/11/19	43,00	-1,30	IV		RONCESVALLES.NA
15/11/19	42,63	-0,88	IV		VILLARREAL CANAL.HU
30/11/19	42,63	-0,88	VI		VILLARREAL CANAL.HU
22/02/19	43,03	-0,52	VIII		LARUNS.FRA
06/03/19	42,63	-0,88	IV		VILLARREAL CANAL.HU
19/07/19	42,63	-0,88	IV		VILLARREAL CANAL.HU
19/07/19	42,63	-0,88	VI		VILLARREAL CANAL.HU
27/08/19	43,00	-0,10	III		ARGELES.FRA
23/10/19	43,08	-0,05	IV		LOURDES.FRA
03/01/19	42,63	-0,88			VILLARREAL CANAL.HU
15/06/19	43,00	-0,10	III		ARGELES.FRA
25/07/19	42,88	-0,10	III		CAUTERETS.FRA
10/01/19	43,00	-0,10	II		ARGELES.FRA
12/04/19	43,27	-2,91			BILBAO
15/04/19	43,00	-0,10	II		ARGELES.FRA
30/12/19	43,08	-1,30			VALCARLOS.NA
07/01/19	43,00	-0,10	IV		ARGELES.FRA
15/01/19	43,20	-0,60	III		OLORON.FRA
23/02/19	43,00	-0,10	III		ARGELES.FRA
16/01/19	43,17	-0,67	V		OLORON.FRA
29/01/19	43,30	-2,00			SAN SEBASTIAN
07/05/19	43,20	-0,60	III		OLORON.FRA
30/08/19	43,10	0,00			MONTGAILLARD.FRA
13/02/19	42,85	-2,38	V		SALVATIERRA.VI
18/02/19	42,13	-2,10	VI-VII	5.1	TURRUNCUN.LO
19/03/19	42,85	-2,67	III		VITORIA
24/03/19	43,10	0,00	VI		ARUDY.FRA
01/12/19	43,07	-0,07	IV		OSSEN.FRA
02/12/19	42,97	-0,20	IV		AUCUN.FRA
22/02/19	43,00	-0,10	IV		FERRIERES.FRA
28/06/19	43,00	-0,10	V		ARGELES.FRA
21/08/19	43,25	-2,97			BILBAO
26/09/19	42,88	-0,10	II		CAUTERETS.FRA
02/10/19	43,10	-0,10	III		LOURDES.FRA
04/10/19	42,88	-0,10	V		CAUTERETS.FRA
15/04/19	43,00	-0,10	III		ARGELES.FRA
27/04/19	43,30	-4,40	IV		CABEZON DE LA SAL.S
28/04/19	43,30	-4,40	III		CABEZON DE LA SAL.S
03/05/19	43,30	-4,40	III		CABEZON DE LA SAL.S
04/05/19	43,30	-4,40	V		CABEZON DE LA SAL.S



## Anexos

---

06/05/19	43,30	-4,08			CALDAS DE BESAYA.S
05/02/19	43,00	-0,10	IV		ARGELES.FRA
01/01/19	43,27	-1,43	V	3.9	ELIZONDO.NA
16/01/19	43,27	-1,43	III		ELIZONDO.NA
09/05/19	43,32	-1,98	III		SAN SEBASTIAN
19/10/19	43,10	-0,43	V		ARUDY.FRA
28/08/19	42,80	-0,20		4.5	CAUTERETS.FRA
16/10/19	43,20	-3,80	VI	4.9	VALLE DE CARRIEDO.S
02/10/19	42,93	-3,58	V	4.3	VILLARCAYO.BU
12/03/19	43,08	-0,50	V		ARUDY.FRA
16/04/19	43,00	-0,30	V	4.4	ARGELES-GAZOST.FRA
17/01/19	43,17	-0,63	VI	4.4	OLORON.FRA
29/05/19	43,13	-0,68	V		ARAMITS.FRA
04/04/19	43,30	-6,00	VI	4.6	TEVERGA.O
13/01/19	43,10	-0,80	V		ARETTE.FRA
07/02/19	43,10	-0,70	VII	4.3	ARETTE.FRA
08/02/19	43,10	-0,70	IV		ARETTE.FRA
26/02/19	43,10	0,00	V		ARRENS.FRA
05/04/19	43,00	0,00	VII	4.5	ARRAS.FRA
09/04/19	43,10	-0,70	III		ARETTE.FRA
23/04/19	43,20	-0,60	IV		OLORON STE.MARIE.FRA
03/05/19	43,10	0,00	IV		LOURDES.FRA
25/07/19	43,20	-1,50	IV	4.0	ELIZONDO.NA
30/07/19	43,30	-1,60	VI	4.5	USTARITZ.FRA

---

**ANEXO 3. Catálogo de sismicidad del IGN del periodo 1955-1985 de  $M \geq 3.5$**

Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof. (km)	Magnitud	Localización
15/02/1956	17:39:35	43,11	-0,60		4.6	ASAPS.FRA
02/09/1956	0:59:17	42,70	-1,40		4.1	AOIZ.NA
03/09/1961	23:33:13	41,93	-2,08		4.6	AGUILAR RIO ALHA
22/12/1961	12:00:40	41,90	-5,82	5	4.1	SE FRIERA DE VAL
22/12/1961	12:04:06	41,76	-5,77	23	4.5	W MANGANESES DE
04/06/1964	16:54:21	43,00	-0,24		3.6	E LARUNS.FRA
29/08/1964	2:45:24	43,12	-0,06	5	4.4	NW LOURDES.FRA
08/11/1964	17:22:39	42,67	-1,42		3.7	SE IDOCIN.NA
09/05/1965	12:57:29	43,14	-4,04		3.6	NE BÁRCENA DE PI
31/07/1965	8:59:37	42,87	-2,46		3.8	NE AZILU/ACILU.V
13/08/1965	14:39:03	42,05	-0,18		3.7	SE BLECUA.HU
20/05/1966	0:53:00	42,86	-0,18	5	4.4	W CAUTERETS.FRA
18/12/1966	13:51:36	43,15	-3,30		3.8	NW VILLASANA DE
13/08/1967	22:07:47	43,30	-0,68	5	5.3	SE NAVARRENX.FRA
14/08/1967	6:23:40	43,09	-0,86		3.6	S MAULÉON LICHAR
15/08/1967	14:45:37	42,86	-0,50		3.6	SW LARUNS.FRA
20/08/1967	19:34:07	43,08	-0,75		3.5	SE MAULÉON LICHA
23/08/1967	20:48:08	43,29	-0,63	5	3.8	SW MONEIN.FRA
26/08/1967	9:02:10	43,30	-0,57	5	3.6	SW MONEIN.FRA
22/10/1967	20:42:32	43,16	-0,57		3.5	SE OLORON STE MA
01/06/1969	7:04:10	43,46	-0,68		4.0	SE ORTHEZ.FRA
07/06/1969	22:34:00	43,10	-0,70		3.6	ISSOR.FRA
24/11/1969	10:51:59	43,08	-0,75	5	3.6	SE MAULÉON LICHA
22/01/1970	10:38:09	43,39	-0,63		3.5	NW MONEIN.FRA
14/12/1971	22:21:25	43,26	-0,52		4.0	NE OLORON STE MA
15/12/1971	19:40:26	43,29	-0,62		3.5	SW MONEIN.FRA
15/12/1971	19:40:24	43,09	-0,48		3.7	SW ARUDY.FRA
17/01/1972	19:37:19	43,08	-0,37		3.7	SE ARUDY.FRA
06/03/1972	3:31:48	42,96	-0,42		3.6	SW LARUNS.FRA
16/03/1972	21:32:45	42,63	-1,33		3.8	SW LUMBIER.NA
27/11/1972	8:01:27	43,23	-0,51		3.6	E OLORON STE MAR
15/12/1972	9:04:41	43,16	-0,41		3.7	N ARUDY.FRA
19/09/1973	23:29:03	43,10	-0,33	5	3.7	SE ARUDY.FRA
09/12/1973	21:48:15	42,61	-1,16	5	3.5	NE UNDUÉS DE LER
13/12/1973	8:08:43	43,13	-0,25		4.2	NAY.FRA
12/01/1974	7:27:23	43,18	-0,32		3.7	W NAY.FRA
13/08/1974	12:52:20	42,46	-1,88	5	3.8	SW MIRANDA DE AR
31/10/1974	7:15:43	43,25	-0,96	20	4.2	NW MAULÉON LICHA
30/12/1974	4:21:19	43,05	-0,64		3.7	SW OLORON STE MA
09/01/1975	16:30:12	43,01	-0,42		3.6	W LARUNS.FRA
01/08/1975	2:49:46	43,20	-5,21	5	3.5	W BELEÑO.O
08/12/1975	18:44:41	43,17	-1,09		3.8	E ST JEAN PIED D

## Anexos

---

27/06/1976	7:45:18	43,02	-1,86		3.5	NE MUGIRO.NA
09/01/1977	19:16:03	43,10	-0,40	15	3.7	ARUDY.FRA
07/09/1977	22:50:35	43,30	-0,30		3.6	SE PAU.FRA
12/09/1977	22:20:29	43,08	-1,02		4.3	SW MAULÉON LICHA
16/10/1977	19:34:59	42,80	-0,60	10	3.5	URDOS.FRA
17/02/1978	4:33:41	43,20	-0,90		3.6	SW MAULÉON LICHA
17/02/1978	2:34:17	43,31	-0,91	10	4.3	SE ST PALAIS.FRA
11/06/1978	8:28:09	43,15	-0,62		3.9	SW OLORON STE MA
19/08/1978	4:20:37	43,41	-0,67	5	3.6	NE NAVARRENX.FRA
18/09/1978	18:14:35	43,42	-0,40	14	3.5	N LESCAR.FRA
23/09/1978	4:51:31	43,08	-2,35	5	3.6	SE ANTZUOLA.SS
19/11/1978	11:32:07	42,79	-0,52	5	3.5	N CANFRANC-ESTAC
05/01/1979	17:20:12	43,08	-0,50	5	3.6	SW ARUDY.FRA
08/05/1979	1:51:51	43,37	-1,10	20	3.6	NW ST PALAIS.FRA
06/07/1979	11:59:51	43,34	-0,44	20	3.8	W LESCAR.FRA
17/12/1979	17:37:15	43,45	-0,50	10	3.5	NE MONEIN.FRA
29/02/1980	21:01:57	43,00	-0,40		3.5	SW LARUNS.FRA
29/02/1980	20:40:50	43,19	-0,36	5	4.9	S GAN.FRA
01/03/1980	15:03:41	43,16	-0,27	5	3.9	SW NAY.FRA
02/03/1980	22:46:14	43,10	-0,40	5	3.6	SE ARUDY.FRA
02/03/1980	2:22:34	43,06	-0,06	40	3.9	SW LOURDES.FRA
03/03/1980	16:38:36	43,00	-0,40		3.5	SW LARUNS.FRA
03/03/1980	0:39:34	43,10	-0,40		3.6	SE ARUDY.FRA
03/03/1980	0:33:14	43,07	-0,12	20	3.7	SW LOURDES.FRA
03/03/1980	13:21:32	43,03	-0,14	20	3.7	SW LOURDES.FRA
04/03/1980	4:39:27	43,17	-0,31	5	3.7	W NAY.FRA
04/03/1980	15:09:41	43,10	-0,40	5	3.7	SE ARUDY.FRA
05/03/1980	8:07:40	43,10	-0,50		4.0	W ARUDY.FRA
07/03/1980	15:23:51	42,99	-0,01	40	3.6	N LUZ ST. SAUVEU
07/03/1980	15:05:58	43,10	-0,30	5	3.8	E ARUDY.FRA
10/03/1980	9:24:37	43,25	-0,30	5	3.7	E GAN.FRA
12/03/1980	10:29:53	43,00	-0,40	5	3.5	SW LARUNS.FRA
16/04/1980	13:10:17	43,25	-0,35	5	4.3	N GAN.FRA
27/07/1980	7:14:33	43,23	-0,32	5	3.9	SE GAN.FRA
28/08/1980	8:40:46	43,27	-0,39	5	3.8	NW GAN.FRA
20/10/1980	0:30:23	43,30	-0,35	5	3.8	SW PAU.FRA
14/04/1981	21:59:52	43,40	-0,50	10	3.6	NE MONEIN.FRA
11/05/1981	1:52:58	43,17	-0,22	5	3.7	SE NAY.FRA
12/05/1981	17:42:52	43,25	-0,59	5	3.5	N OLORON STE MAR
29/06/1981	13:27:42	43,10	-0,40	5	3.9	SE ARUDY.FRA
28/09/1981	1:41:51	43,17	0,00	20	4.1	NE LOURDES.FRA
06/01/1982	17:22:12	43,23	-0,93	27	3.9	W MAULÉON LICHA
06/01/1982	16:32:50	43,27	-0,98	24	4.8	S ST PALAIS.FRA
11/03/1982	14:49:37	42,89	-1,95	10	3.8	SE UHARTE-ARAKIL
12/03/1982	6:52:33	43,03	-0,35	5	3.9	NE LARUNS.FRA
24/04/1982	17:05:29	43,19	-0,53	5	3.9	SE OLORON STE MA

Zonación Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica en la Región Cantábrica (Norte de España)

---

22/05/1982	5:59:23	42,92	-2,04	13	3.9	NW ARBIZU.NA
22/05/1982	4:37:51	42,83	-1,74	7	4.2	SW ERICE.NA
22/05/1982	4:03:02	42,73	-1,78	9	4.5	N LEGARDA.NA
24/05/1982	21:09:36	42,72	-1,92	8	3.7	W ECHARREN DE GU
24/05/1982	1:58:00	42,81	-1,72	8	3.9	N GAZÓLAZ.NA
09/06/1982	10:09:23	43,10	-0,10		3.7	W LOURDES.FRA
11/06/1982	19:48:48	43,03	-0,16	30	3.5	SW LOURDES.FRA
12/06/1982	17:23:52	43,26	-0,47	5	4.0	SE MONEIN.FRA
12/06/1982	9:59:14	43,21	-0,44	5	4.4	SW GAN.FRA
22/06/1982	19:50:23	42,88	-1,87	8	4.4	NW OLLO.NA
23/06/1982	8:35:43	42,89	-1,89	6	3.5	NW OLLO.NA
23/06/1982	1:22:18	43,01	-1,75	5	3.5	E JAUNSARATS.NA
23/06/1982	22:14:40	42,76	-1,71	5	3.8	W SALINAS DE PAM
25/08/1982	20:59:02	43,21	-0,19	5	4.1	NE NAY.FRA
31/12/1982	20:42:04	42,95	-1,96	6	3.5	N UHARTE-ARAKIL.
24/01/1983	20:38:51	43,17	-0,16	12	3.5	SW PONTACQ.FRA
06/06/1983	1:29:50	43,27	-0,36	5	3.7	NW GAN.FRA
25/02/1984	2:03:18	43,23	-1,14	10	4.8	NE ST JEAN PIED
03/04/1984	13:43:02	42,84	-0,22	5	3.5	W CAUTERETS.FRA
03/04/1984	5:40:26	43,11	-0,44	5	3.6	SW ARUDY.FRA
29/08/1984	23:30:11	43,25	-1,01	11	3.8	SW ST PALAIS.FRA

---

**ANEXO 4. Catálogo sísmico del IGN del periodo 1986-2000 de  $M \geq 3.5$** 

Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof (km)	Magnitud	Localización
07/01/1986	4:32:56	43,12	0,00	5	3.5	E ARUDY.FRA
23/01/1986	5:21:05	43,24	-1,16	5		NE ST JEAN PIED DE PORT.FRA
06/02/1986	18:43:26	43,24	-1,17	7	3.8	NE ST JEAN PIED DE PORT.FRA
09/03/1986	3:58:52	42,98	0,00	7	3.6	SE MAULÉON LICHARRE.FRA
19/04/1986	9:01:52	43,20	0,00	8	3.9	SW GAN.FRA
02/06/1986	22:04:59	43,47	0,00	5	3.7	N MONEIN.FRA
16/06/1986	0:58:49	42,98	0,00	4		SW LARUNS.FRA
03/12/1986	2:14:25	43,19	0,00	5	3.6	S OLORON STE MARIE.FRA
03/03/1987	10:42:50	43,10	0,00	5	3.6	SW OLORON STE MARIE.FRA
03/03/1987	10:41:53	43,14	0,00	6	3.9	S OLORON STE MARIE.FRA
13/04/1987	20:38:19	43,03	0,00	5	3.6	SW LOURDES.FRA
26/05/1987	16:32:58	43,19	0,00	5	3.8	S GAN.FRA
26/06/1987	17:13:42	43,07	0,00	7	3.9	NE LARUNS.FRA
20/09/1987	23:09:37	42,14	-2,48	5	3.6	SE AJAMILLO
05/11/1987	22:43:59	42,97	0,00	8	3.8	W LARUNS.FRA
07/11/1987	11:07:51	43,06	-3,71	13	3.9	NE PEDROSA DE VALDEPORRES.BU
11/11/1987	7:15:23	43,11	0,00	5	3.9	SE NAY.FRA
12/11/1987	1:33:13	43,17	0,00	5	3.6	E NAY.FRA
15/12/1987	7:35:26	43,43	0,00	5	3.6	NW LESCAR.FRA
13/07/1988	12:47:15	42,70	-1,72	5	3.5	NE ADIÓS.NA
19/12/1988	6:05:32	43,24	0,00	9	3.6	NW OLORON STE MARIE.FRA
20/02/1988	20:52:28	43,11	-5,10	9	3.7	SW OSEJA DE SAJAMBRE.LE
10/03/1988	13:52:24	43,47	0,00		3.5	SE ORTHEZ.FRA
28/04/1988	15:49:20	43,18	0,00		3.5	N ARUDY.FRA
30/05/1988	6:28:08	43,14	0,00		4.0	E ARUDY.FRA
28/02/1990	13:23:43	42,93	-1,04	7	3.6	NE IZALZU/ITZALTZU.NA
13/03/1990	14:58:22	43,12	0,00	2	3.7	N LOURDES.FRA
12/06/1990	18:48:57	43,17	0,00	2	4.0	W NAY.FRA
22/07/1990	3:24:36	43,14	0,00	2	3.5	NE ARUDY.FRA
26/07/1990	16:29:35	42,58	-1,20	6	3.6	SE JAVIER.NA
13/08/1990	19:12:46	43,15	0,00	2	3.5	SE OLORON STE MARIE.FRA
02/11/1990	21:25:27	43,13	0,00	2	3.7	W ARUDY.FRA
08/02/1991	18:35:56	43,30	0,00	7	3.5	SE NAVARRENX.FRA
01/04/1991	23:47:47	43,13	0,00	9	3.6	SW MAULÉON LICHARRE.FRA
13/06/1991	4:03:32	42,98	0,00	2	3.6	NW LUZ ST. SAUVEUR.FRA
10/05/1991	7:09:37	43,16	0,00	2	3.5	W NAY.FRA
27/07/1991	3:18:03	42,97	0,00	8	3.6	W LARUNS.FRA
30/07/1991	0:15:05	43,47	0,00	2	3.6	N MONEIN.FRA
26/01/1991	12:57:06	42,90	-2,09	6	3.5	NE BAKAIKU.NA
08/07/1991	2:26:11	43,07	-1,51	11	3.5	S ELIZONDO.NA
13/02/1991	10:28:11	43,11	-0,69	1	4.0	SW OLORON STE MARIE.FRA
03/03/1991	4:02:08	43,02	-0,05	2	3.5	S LOURDES.FRA

Zonación Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica en la Región Cantábrica (Norte de España)

---

13/04/1990	3:33:03	41,56	-3,10	8	3.7	SW BURGO DE OSMASO
19/06/1990	19:37:52	43,33	-3,69	27	3.6	SE CAVADA, LA.S
17/08/1990	14:40:10	42,90	-0,27	1	3.6	NW CAUTERETS.FRA
17/08/1990	15:15:20	42,89	-0,27	1	3.9	W CAUTERETS.FRA
18/08/1990	5:59:21	43,18	-0,64	4	3.7	SW OLORON STE MARIE.FRA
12/02/1990	15:31:08	43,01	-0,26	1	3.6	E LARUNS.FRA
27/06/1990	1:43:20	43,13	-0,20	2	3.5	SE NAY.FRA
31/12/1990	16:23:34	43,15	-0,31	1	3.7	SW NAY.FRA
06/01/1990	2:36:52	43,16	-0,32	2	3.6	W NAY.FRA
02/02/1990	4:16:39	43,24	-0,68	12	3.5	NW OLORON STE MARIE.FRA
25/02/1990	10:10:52	42,78	-1,72	1	4.0	S GAZÓLAZ.NA
21/06/1990	10:46:22	43,06	-0,63	2	3.5	S OLORON STE MARIE.FRA
24/08/1990	14:33:21	43,36	-1,68	33	3.6	E HENDAYE.FRA
03/10/1990	6:06:20	43,10	-0,21	3	4.3	SE NAY.FRA
07/10/1990	3:53:21	43,10	-0,21		3.5	SE NAY.FRA
12/10/1990	23:26:35	43,01	-5,99	17	3.7	NE SAN EMILIANO.LE
13/11/1990	8:53:41	42,98	-0,13	2	3.7	N CAUTERETS.FRA
18/02/1990	0:47:05	43,21	-0,97	5	3.5	W MAULÉON LICHARRE.FRA
15/07/1990	20:35:42	43,14	-0,30	2	3.5	SW NAY.FRA
30/07/1990	3:20:53	43,13	-0,59	3	3.6	S OLORON STE MARIE.FRA
19/08/1990	16:27:34	43,15	-3,14	3	3.5	NW ARTZINIEGA.VI
30/08/1990	4:01:10	43,23	-2,27	18	3.5	SW ZESTOA.SS
27/10/1990	23:23:06	42,86	-2,01	10	5.2	SE LIZARRAGA.NA

---



**ANEXO 5. Catálogo sísmico del IGN del periodo 2001-2014 de  $M \geq 3.5$** 

Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof (km)	Magnitud	Localización
21/02/2002	10:21:50	42,93	-1,88		3.8	W EGIARRETA.NA
21/02/2002	10:21:50	42,93	-1,88		3.8	W EGIARRETA.NA
16/05/2002	15:14:46	42,94	-0,14	4	3.7	N CAUTERETS.FRA
16/05/2002	15:14:46	42,94	-0,14	4	3.7	N CAUTERETS.FRA
16/05/2002	14:56:34	42,94	-0,14	6	4.2	N CAUTERETS.FRA
16/05/2002	14:56:34	42,94	-0,14	6	4.2	N CAUTERETS.FRA
05/09/2002	20:42:16	43,04	-0,42	3	3.6	NW LARUNS.FRA
05/09/2002	20:42:16	43,04	-0,42	3	3.6	NW LARUNS.FRA
11/12/2002	20:09:51	43,15	-0,37		3.6	NE ARUDY.FRA
11/12/2002	20:09:51	43,15	-0,37		3.6	NE ARUDY.FRA
12/12/2002	17:59:50	43,10	-0,28		4.1	SW NAY.FRA
12/12/2002	17:59:50	43,10	-0,28		4.1	SW NAY.FRA
12/01/2003	15:56:35	41,57	-5,98	6	4.2	N MUELAS DEL PAN.ZA
12/01/2003	15:56:35	41,57	-5,98	6	4.2	N MUELAS DEL PAN.ZA
12/01/2003	16:25:22	41,57	-5,98	7	3.5	SW ALMENDRA.ZA
12/01/2003	16:25:22	41,57	-5,98	7	3.5	SW ALMENDRA.ZA
21/01/2003	18:01:00	43,11	-0,33	2	4.0	E ARUDY.FRA
21/01/2003	18:01:00	43,11	-0,33	2	4.0	E ARUDY.FRA
27/07/2003	20:46:18	41,57	-5,99	8	3.5	NW MUELAS DEL PAN.ZA
27/07/2003	20:46:18	41,57	-5,99	8	3.5	NW MUELAS DEL PAN.ZA
18/09/2004	12:52:18	42,85	-1,45	7	4.5	NE LIZOÁIN.NA
18/09/2004	12:52:18	42,85	-1,45	7	4.5	NE LIZOÁIN.NA
30/09/2004	13:09:07	42,84	-1,44	6	4.0	W NAGORE.NA
30/09/2004	13:09:07	42,84	-1,44	6	4.0	W NAGORE.NA
18/05/2008	1:57:21	43,13	-0,13		3.9	SW PONTACQ.FRA
16/07/2008	20:33:33	43,18	-0,38		3.6	NE ARUDY.FRA
11/08/2009	0:18:10	43,42	-3,75	20	3.7	SW RUBAYOS
07/05/2010	19:14:00	42,89	-1,42		3.5	NW NAGORE.NA
14/11/2010	22:13:54	43,08	-0,20		3.6	SE NAY.FRA
17/12/2012	22:50:50	43,15	-0,19	9	3.5	SE NAY.FRA
30/12/2012	23:35:01	43,09	-0,21	2	4.1	SE NAY.FRA
05/01/2013	23:26:13	43,01	-0,24		3.5	E LARUNS.FRA
18/03/2013	19:08:47	42,73	-1,74		3.5	NE UTERGA.NA
21/03/2013	14:31:35	42,81	-1,81		3.6	NE CIRIZA.NA
23/03/2013	2:57:39	42,82	-1,80		4.0	N ETXAURI.NA
20/04/2013	15:18:21	42,73	-1,71		4.1	SW SALINAS DE PAMPLONA.NA
07/06/2013	10:07:19	43,13	-0,66	6	3.6	SW OLORON STE MARIE.FRA
02/09/2013	12:36:36	43,45	-0,61		3.5	SE ORTHEZ.FRA
29/04/2014	7:07:16	42,98	-0,01		3.5	N LUZ ST. SAUVEUR.FRA