Universidad de Oviedo

UNIVERSIDAD DE OVIEDO

Facultad de Geología

MASTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERÍA GEOLÓGICA

INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO SÍSMICO PARA TERREMOTOS DE LA REGIÓN CANTÁBRICA: IMPLICACIONES GEODINÁMICAS

Laura del Pie Perales

Julio 2016

D. Laura del Pie Perales, autor del Trabajo Fin de Máster titulado "INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO SÍSMICO PARA TERREMOTOS DE LA REGIÓN CANTÁBRICA: IMPLICACIONES GEODINÁMICAS", 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 05 de Julio de 2016

Fdo. Laura del Pie Perales

El Dr. F. Javier Álvarez Pulgar, Catedrático de Universidad, del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, y el Dr. Juan Manuel González Cortina, investigador contratado del mismo departamento, confirman que han tutelado el trabajo "INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO SÍSMICO PARA TERREMOTOS DE LA REGIÓN CANTÁBRICA: IMPLICACIONES GEODINÁMICAS", realizado por D. Laura del Pie Perales, 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 05 de Julio de 2016

Fdo. Juan Manuel González Cortina

Fdo. F. Javier Álvarez Pulgar

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, debo decir que este trabajo de fin de máster no podría haberse realizado sin las orientaciones, sugerencias y estímulo de mi tutor, Javier Álvarez Pulgar, que me brindó la oportunidad de realizar este estudio de investigación, guiándome durante este tiempo con una disposición generosa y una inestimable ayuda, aclarándome las dudas que durante la realización del mismo me surgieron y aportando valiosas observaciones, por lo que le quiero manifestar mi más sincero agradecimiento por haber depositado en mí su confianza.

También deseo agradecer profundamente la ayuda incondicional y constante de Juan Manuel González Cortina, por compartir sus conocimientos en este campo y enseñarme a utilizar nuevos programas informáticos imprescindibles para el desarrollo de este trabajo.

A mis amigos y compañeros de despacho, Alba y Jorge, por las muestras de cariño y el apoyo recibido durante el tiempo que he compartido con ellos.

Por supuesto, no puedo olvidarme de agradecer a mi familia, a mis padres y hermana, que siempre se mostraron tan interesados en mis estudios, apoyándome en todas mis decisiones y animándome con sus consejos a que no perdiera la ilusión por llegar hasta aquí.

A todos ellos, gracias de corazón.

ÍNDICE

Pág.

RESUMEN……..8

ABSTRACT……9

1. INTRODUCCIÓN……..10

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO……..12

3. CONTEXTO GEOLÓGICO……..13

   3.1. Ciclo Varisco……13

   3.2. Extensión post-Varisca……16

   3.3. Ciclo Alpino……..18

   3.4. Cuencas cenozoicas……..21

4. CONTEXTO SIMOTECTÓNICO……23

   4.1. Estado actual de esfuerzos en la Península Ibérica……23

   4.2. Sismotectónica regional……24

5. METODOLOGÍA ……..26

   5.1. Adquisición de datos……..26

   5.2. Análisis de sismogramas……28

   5.3. Localización hipocentral de los eventos……31

   5.4. Tensor momento sísmico: Desarrollo teórico……32

   5.5. Tensor momento sísmico: desarrollo práctico……..37

6. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS……44

7. CONCLUSIONES……61

REFERENCIAS……..63

ANEXO

RESUMEN

Este trabajo presenta los resultados de la inversión completa del Tensor Momento Sísmico para cuatro eventos locales con 2.2, 2.5, 2.7 y 3,4 mbLg según el IGN en la región Vasco-Cantábrica (norte de España) en 2015 y 2016. Además se ha calculado la inversión del Tensor Momento para tres voladuras de la cantera Laminoria situada en el norte de Arraia-Maeztu (Álava). El método de inversión del Tensor Momento Sísmico está desarrollado principalmente para eventos de magnitud moderada (>4) a escala regional, aquí radica la dificultad de adaptarlo a terremotos locales de baja magnitud.

Mediante el análisis de las componentes del tensor se han podido describir las características de la fuente sísmica y el campo de esfuerzos relacionado con el origen de los eventos. Con la ayuda de información sismotectónica de la región, los resultados obtenidos han sido comparados con los mecanismos focales calculados por el proyecto SISCAN mediante el método clásico consistente en el análisis de las polaridades de las ondas P. Aunque los datos deben continuar siendo estudiados y ampliados, este trabajo prueba que el método es válido para identificar el contexto tectónico y determinar el origen del terremoto, que en algunos casos complejos puede implicar algo más que un simple movimiento de falla.

Palabras clave: región Vasco-Cantábrica; Tensor Momento Sísmico; inversión; terremoto.

ABSTRACT

This paper presents the results of a complete Seismic Moment Tensor inversion for four local events with 2.2, 2.5, 2.7 y 3,4 mbLg according to IGN in Basque-Cantabrian region (north of Spain) in 2015 and 2016. It has also been calculated the momento tensor inversion in three blasts from Laminoria quarry in northern Arraia-Maeztu (Álava). The method of Seismic Moment Tensor inversion is developed mainly for events of moderate magnitude (> 4) at regional level, here lies the difficulty of adapting to local earthquakes of low-magnitude.

By analyzing the tensor components have been able to describe the characteristics of the seismic source and the stress field related to the origin of the events. With the help of seismotectonics information in the región, the results have been compared with the focal mechanisms calculated by the SISCAN project using the classical method consisting of analyzing polarities of P waves. Although data should continue to be studied and expanded, this paper proves that the method is valid to identify the tectonic context and determine the origin of the earthquake, which in some complex cases may involve more than a simple fault movement.

Keywords: Basque-Cantabrian region; Seismic Moment Tensor; inversion; earthquake.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de la sismicidad en una región comprende el análisis y la determinación de las propiedades de la fuente sísmica de los terremotos producidos, con la finalidad de definir su marco sismotectónico y las estructuras activas presentes.

El análisis de la fuente sísmica parte de la observación del movimiento del suelo registrados en las estaciones sísmicas y representados en los sismogramas en forma de ondas sísmicas. Un sismograma es el resultado del efecto combinado de la fuente sísmica (características de las ondas P y S que se generan en la fuente), del medio de propagación, de las características del sismógrafo y del ruido ambiente. Eliminando el efecto instrumental y el ruido ambiente, el problema fundamental que se plantea es, por tanto, aislar los efectos de la fuente sísmica de los producidos por la propagación de las ondas, lo que requiere conocer la estructura de la Tierra. Para ello se toman modelos simplificados representativos de la región, estableciendo unas características propias del suelo y de la propagación de las ondas a través de él. Mediante la determinación en los sismogramas de los tiempos de llegadas de las ondas P y S a cada estación y la aplicación de un modelo de velocidades adecuado del medio, puede determinarse la localización hipocentral de cada uno de los eventos.

El Tensor Momento Sísmico (TMS) es seguramente la mejor representación de la fuente sísmica de un terremoto que se puede hacer hoy en día. Ofrece una descripción completa de las fuerzas equivalentes de una fuente sísmica general, de las cuales la fuente de tipo doble par de fuerzas, la representación clásica de la fuente sísmica, es solo un caso particular.

El objetivo principal de este trabajo es profundizar en el conocimiento del tipo de deformación que es responsable de la sismicidad en el área de estudio, tratando de discriminar entre los distintos tipos de fallas activas. También se han estudiado varios eventos sísmicos producidos por voladuras en una cantera para comparar con la sismicidad natural.

En el presente trabajo se ha llevado a cabo la inversión completa del Tensor Momento Sísmico para cuatro terremotos locales de baja magnitud seleccionados, que tuvieron lugar en la región Vasco-Cantábrica entre mayo del 2015 y marzo del 2016. También se ha calculado la solución del TMS para tres voladuras de una cantera situada en el municipio de Arraia-Maeztu (Álava). El procedimiento para calcular el TMS de los eventos estudiados se ha basado en el software denominado Computer Programs in Seismology (CPS), desarrollado por el

profesor Robert B. Herrmann (Herrmann, 2002). Se ha tratado de seguir el procedimiento descrito por Herrmann y Ammon (2004).

Las soluciones del TMS obtenidas han sido estudiadas y contrastadas con información geológica y sismotectónica de la zona. Además han sido comparadas con los mecanismos focales aportados por el grupo de investigación del proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016), mediante el método usado tradicionalmente, basado en el análisis de la polaridad de las ondas P, el cual está limitado a la interpretación de fuentes sísmicas relacionadas con un modelo de doble par de fuerzas únicamente, es decir, a terremotos asociados a fallas.

Este es el primer estudio de TMS realizado en la zona y con terremotos de baja magnitud, y ha sido posible por disponer de una red sísmica densa y con espaciado regular desplegada al amparo de los proyectos SISCAN (FUO-EM-253-13) y MISTERIOS (MINECO-13-CGL2013-48601-C2-2-R) cuyas características veremos más adelante.

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio, a lo largo de la cual se extiende la red SISCAN, se localiza al norte de la península ibérica y queda delimitada por las longitudes 5º y 2º oeste, y las latitudes 41,9º y 43,5º norte. Abarca las provincias de Cantabria, Vizcaya, Guipúzcoa, Álava, La Rioja, la mitad septentrional de Burgos y el norte de Palencia. (Fig. 1).

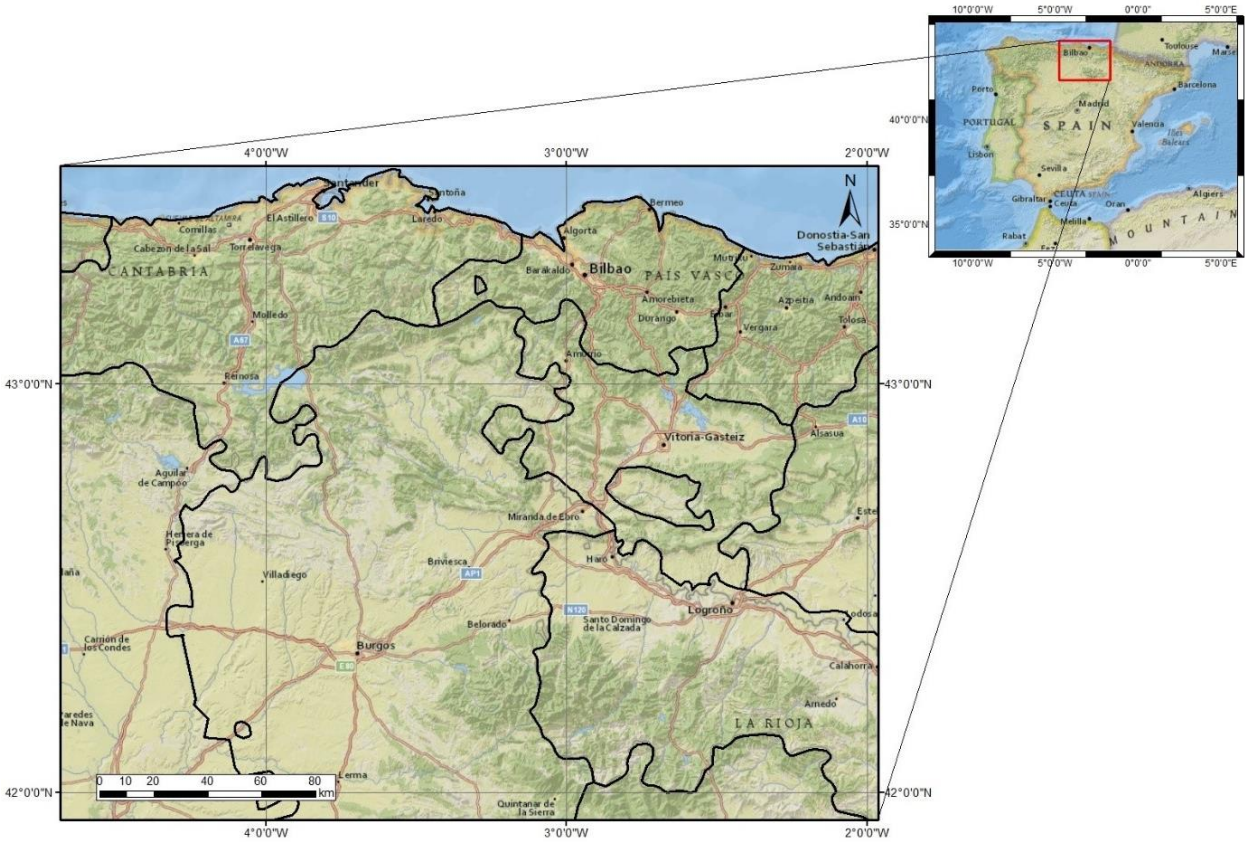


Figura 1. *Situación geográfica de la zona de estudio*

Orográficamente la zona es muy variada, destacando en la mitad norte la Cordillera Cantábrica, un relieve montañoso de más de 400 km de largo que se extiende desde Galicia hasta los Macizos Vascos, donde se enlaza con la Cordillera Pirenaica. La mitad sur está ocupada por los bajos relieves de las cuencas del Duero al suroeste y del Ebro, al noroeste separados por la sierra de la Demanda que corresponde al extremo noroccidental del sistema ibérico.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

La configuración geológica actual de la zona de estudio, integrada dentro del dominio pirenaico vasco-cantábrico, es el resultado de la superposición de dos ciclos orogénicos, el Ciclo Varisco y el Ciclo Alpino; separados por una etapa de extensión cortical durante el mesozoico.

3.1. Ciclo Varisco

A finales del Carbonífero, hace unos 500 Ma, tuvo lugar la colisión entre las grandes masas continentales de Gondwana y Laurentia-Báltica que dieron como resultado la formación del supercontinente conocido como Pangea. A las distintas fases que acompañaron a este evento geológico se las conoce como Orogenia Varisca. Asociado a la colisión se formó un gran orógeno que se extiende a lo largo de 8.000 km desde el noroeste de África hasta el noreste de Bohemia, con una anchura aproximada de unos 1.000 km (Matte, 1991).

El mayor afloramiento de este orógeno varisco lo constituye el Macizo Ibérico, que representa un afloramiento de materiales precámbricos y paleozoicos que ocupa la mayor parte de la mitad occidental de la Península Ibérica, y que ha sido dividido en seis zonas de más internas a más externas del orógeno que son: Zona Sudportuguesa, Zona de Ossa-Morena, Zona de Galicia-Tras-Os-Montes, Zona Centro-Ibérica, Zona Asturoccidental Leonesa y Zona Cantábrica (Fig. 2). Esta zonación del Macizo Ibérico fue propuesta en un principio por Lotze (1945) y posteriormente modificada por otros autores (Julivert et al., 1972; Farias et al., 1987 y Arenas et al., 1988) hasta establecerse la división actualmente considerada.

La única zona del Macizo Ibérico presente en el área de estudio es la Zona Cantábrica, que constituye la parte más externa del orógeno, caracterizada por una tectónica de piel fina con la presencia de cabalgamientos y pliegues asociados y ausencia metamorfismo (Pérez-Estaún et al., 1988). Situada en el núcleo del Arco Ibero-Armoricano, esta zona está limitada al este por la cobertera meso-cenozoica de la Cuenca Vasco-Cantábrica, al oeste por el antifome de Narcea y al sur por la cuenca cenozoica del Duero. La zona presenta un sistema principal de cabalgamientos con un nivel de despegue próximo a la base de la Fm. Láncara, de edad Cámbrico Inferior-Medio; con la existencia además de cabalgamientos basales que llegan a cortar rocas precámbricas (Pérez-Estaún et al. 1988).

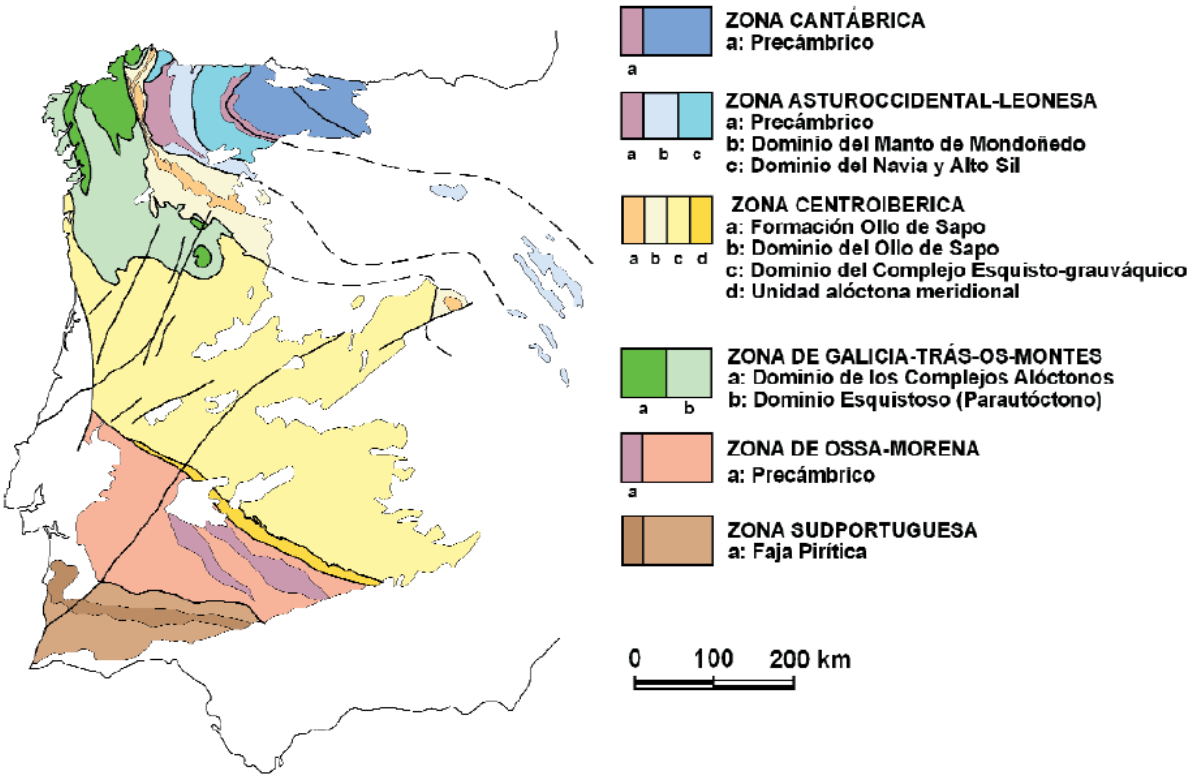


Figura 2. *Zonación del Macizo Ibérico (Pérez-Estaún et al., 2004).*

Se ha establecido una división de la Zona Cantábrica en una serie de unidades en función de las características estratigráficas y estructurales de las rocas paleozoicas (Julivert, 1971) (Fig. 3). De las cuales únicamente parte de la Unidad de Ponga, Picos de Europa y la Unidad del Pisuerga-Carrión están presentes en la zona de estudio, las cuales presentan importantes sistemas de cabalgamiento y complejas estructuras como pliegues imbricados y dúplex (Fig. 4).

En la Zona Cantábrica se han diferenciado dos secuencias estratigráficas: una secuencia preorogénica constituida por sedimentos marinos someros cambro-ordovícicos y una secuencia sinorogénica formada por materiales carboníferos resultantes del relleno de las cuencas frontales asociadas a los cabalgamientos (Marcos y Pulgar, 1982).

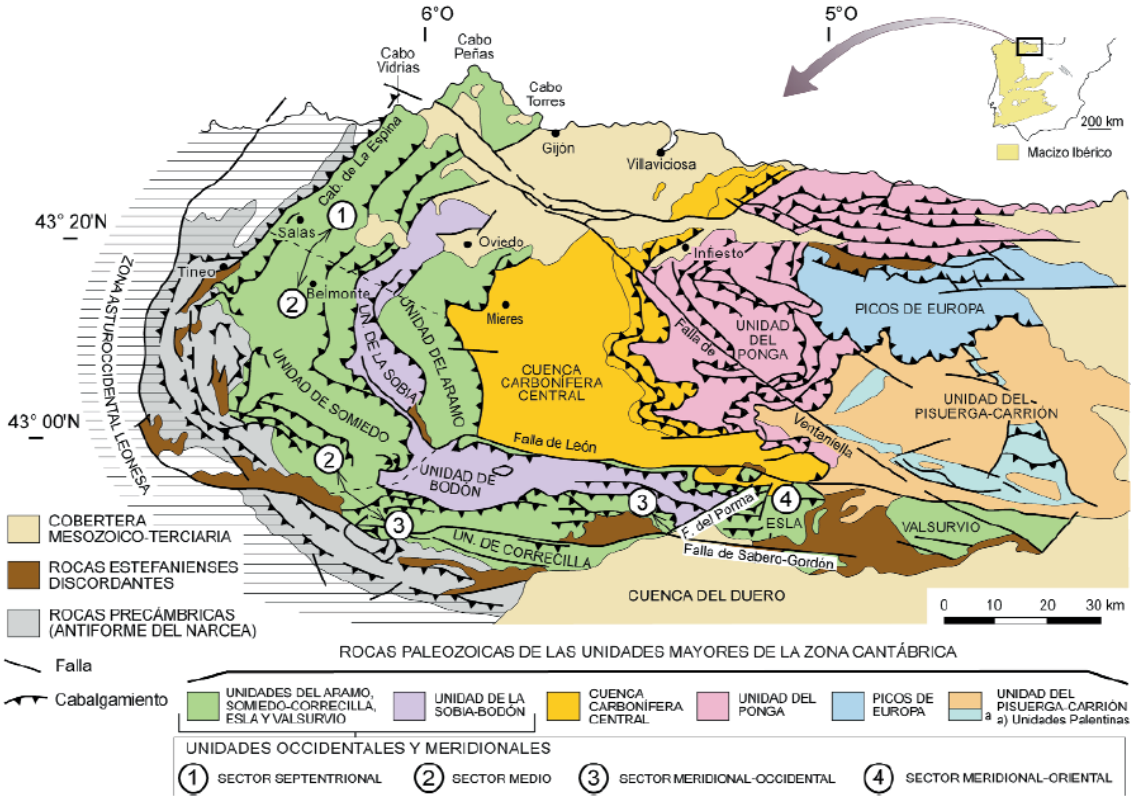


***Figura 3**. Mapa geológico de la Zona Cantábrica basado en Julivert, 1971 (Bastida, 2004).*

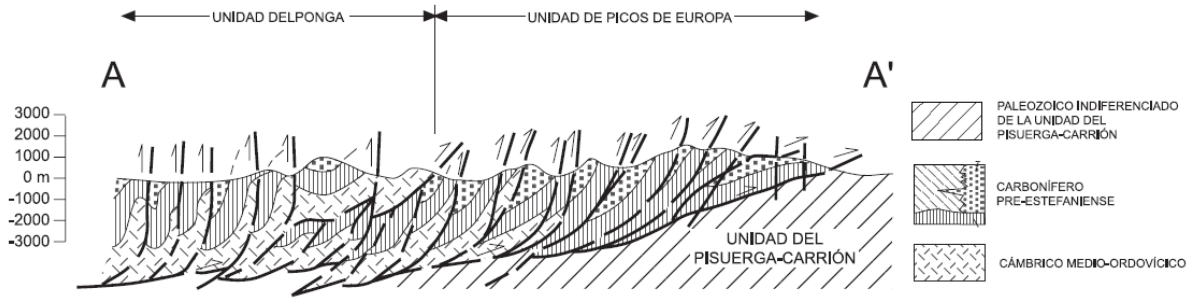


***Figura 4.** Corte de la Unidad de Ponga, Picos de Europa y la Unidad del Pisuerga-Carrión según Marquínez, 1989 (Aller et al., 2004).*

Además de en la Zona Cantábrica, existe otro punto en el área de estudio donde afloran los materiales precámbricos y paleozoicos deformados por la Orogenia Varisca, que corresponde a la Sierra de La Demanda. Este macizo está formado principalmente por una potente serie de materiales siliciclásticos de edad cambro-ordovícica que se apoya sobre los materiales precámbricos (Fig. 5).

Su estructura interna se caracteriza por una sucesión de anticlinales y sinclinales con una dirección general E-O vergentes hacia el norte de tamaño kilométrico, producidos durante la primer fase tectónica y deformados por cabalgamientos de menor tamaño, originados en la segunda fase y por pliegues rectos, localmente angulosos, de la tercera fase (Colchen, 1974).

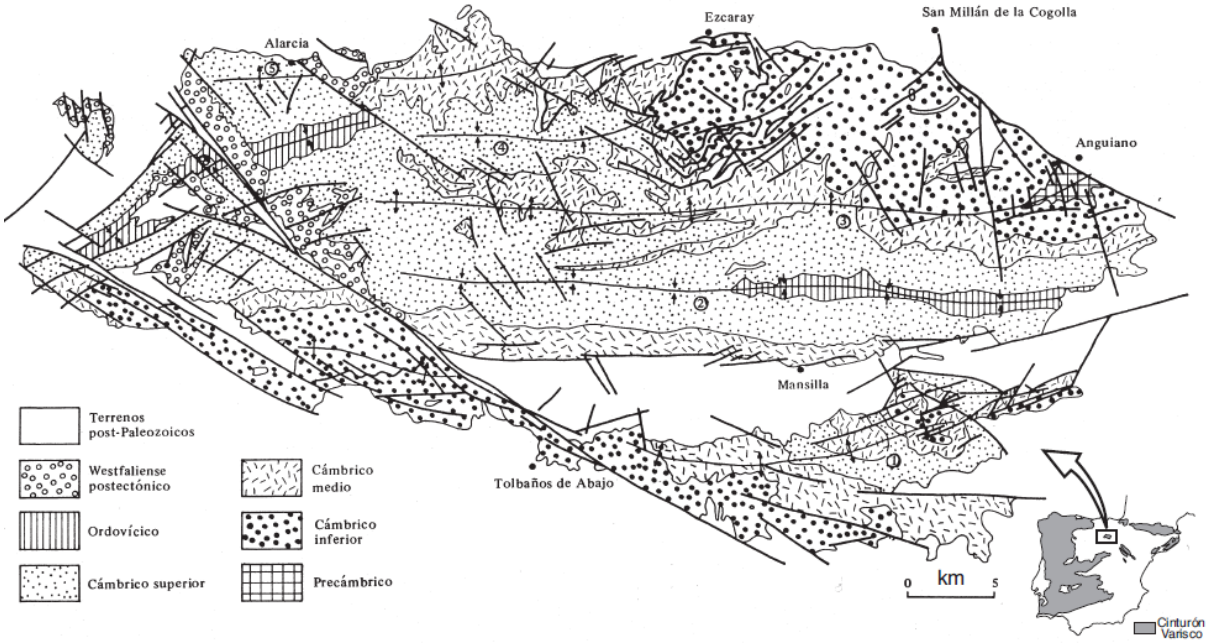


Figura 5. *Mapa geológico de la Sierra de La Demanda (Colchen, 1974).*

3.2. Extensión post-Varisca

Con el final de la Orogenia Varisca tiene lugar en toda Europa, durante el Carbonífero Superior (Westfaliense-Estefaniense) y el Pérmico Inferior, una etapa de desgarres tardi-variscos de gran repercusión en la evolución tectónica posterior. Se pueden distinguir tres familias principales de desgarres en la Península Ibérica (Arthaud y Matte, 1975): Una primera familia formada por desgarres de dirección NE-SO a NNE-SSO que presentan un movimiento de tipo senestro y un desplazamiento pequeño en comparación con su longitud. Esta familia constituye la más importante de las tres y en ella estaría incluida la falla de Pamplona. Una segunda familia de desgarres de dirección NO-SE a NNO-SSE con sentido dextro de menor longitud y desplazamiento, y menos frecuentes que los anteriores. Y una tercera familia de desgarres E-O a ENE-OSO con un movimiento general senestro y una longitud que varía de 20 a 100 km (Pedreira, 2004).

A mediados del Pérmico se produce un cambio a un régimen distensivo que dio lugar al desarrollo de fallas normales y grabens; y a finales del Pérmico-principios del Triásico se produce una importante etapa extensiva que lleva asociada un proceso de rifting. Este período de rifting continental actúa sobre las estructuras variscas dando origen a cuencas intraplaca alargadas en las direcciones NE-SO a E-O (Fig. 6) que se rellenan de sedimentos.

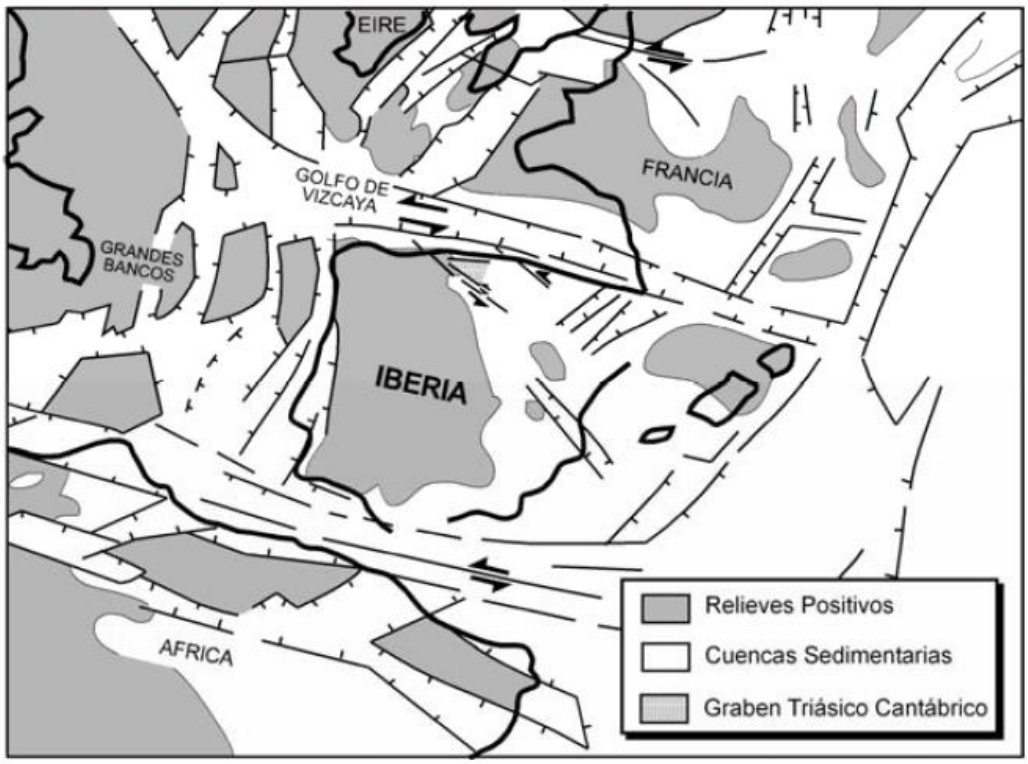


Figura 6. *Situación de los rifts triásicos en Europa según García-Mondéjar (1989).*

Durante el Jurásico Inferior tiene lugar la inundación de los rifts triásicos coetáneamente a un evento de transgresión marina en las cuencas ibéricas que origina extensas plataformas carbonatadas como la Cuenca Vasco-Cantábrica o la cuenca pirenaica, sobre las que actúa un régimen distensivo (Meléndez y Aurell, 2004).

Una nueva etapa de rifting tiene lugar durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior dando lugar a la formación de grabens donde se produce la sedimentación de las facies continentales del Weald. Más tarde, un fuerte régimen extensional en el Aptiense-Albiense, con el desarrollo de grandes fallas lístricas y la rotación de bloques, permite la sedimentación del Complejo Urgoniano en la Cuenca Vasco-Cantábrica (Rat, 1959).

Con la culminación del rift y la creación de corteza oceánica comienza la apertura del Atlántico Central, y tiene lugar la individualización de la Placa Ibérica, con una rotación estimada en unos 30-35º en sentido antihorario hacia el sudeste con respecto al resto de Europa, dando lugar a la apertura del Golfo de Vizcaya. Asociada a esta rotación se produjo una compresión en la parte oriental de los Pirineos; mientras que en su parte occidental y en la región vasca se comportó como un margen pasivo (Boillot y Malod, 1988). La extensión mesozoica finaliza con la unión de África e Iberia y su desplazamiento hacia el norte en el Cretácico Superior, y el cese de la apertura del Golfo de Vizcaya.

3.3. Orogenia Alpina

Durante el Cretácico Superior (hace unos 80 Ma) tiene lugar un importante cambio en el contexto geodinámico de Iberia, que da comienzo a la Orogenia Alpina: Como resultado de la apertura del Océano Índico, se produce el desplazamiento hacia el norte de la placa africana, ocasionando el empuje de la placa Ibérica contra la Europea. Esto se traduce en cierre de las cuencas formadas durante el Mesozoico y en el levantamiento del dominio cántabro-pirenaico. Asociado a la formación de las cordilleras Cantábrica y Pirenaica, se originan cuencas sinorogénicas como la Cuenca del Duero y la Cuenca del Ebro (Teixell, 2000).

Los Pirineos constituyen una cadena montañosa de tendencia E-O con una estructura interna dominada por cabalgamientos que se extiende a lo largo de 400 km desde el Cabo de Creus en el mar Mediterráneo hasta Golfo de Vizcaya en el Océano Atlántico, y queda delimitada por la cuenca de antepaís de Aquitana al norte y por la Cuenca del Ebro al sur. Se han diferenciado tres dominios dentro de los Pirineos: la Zona Norpirenaica, limitada al norte por el cabalgamiento frontal Norpirenaico y constituida principalmente por materiales mesozoicos con la presencia de pequeñas zonas donde aflora el basamento paleozoico; la Zona Axial, constituida por las rocas del basamento paleozoico; y la Zona Surpirenaica, constituida por materiales mesozoicos y cenozoicos, principalmente paleógenos con vergencia sur (Fig. 7) (Barnolas y Pujalte, 2004). En el área de estudio únicamente está presente la parte más occidental de la Cuenca de Jaca-Pamplona y la zona que corresponde a los Macizos Vascos.

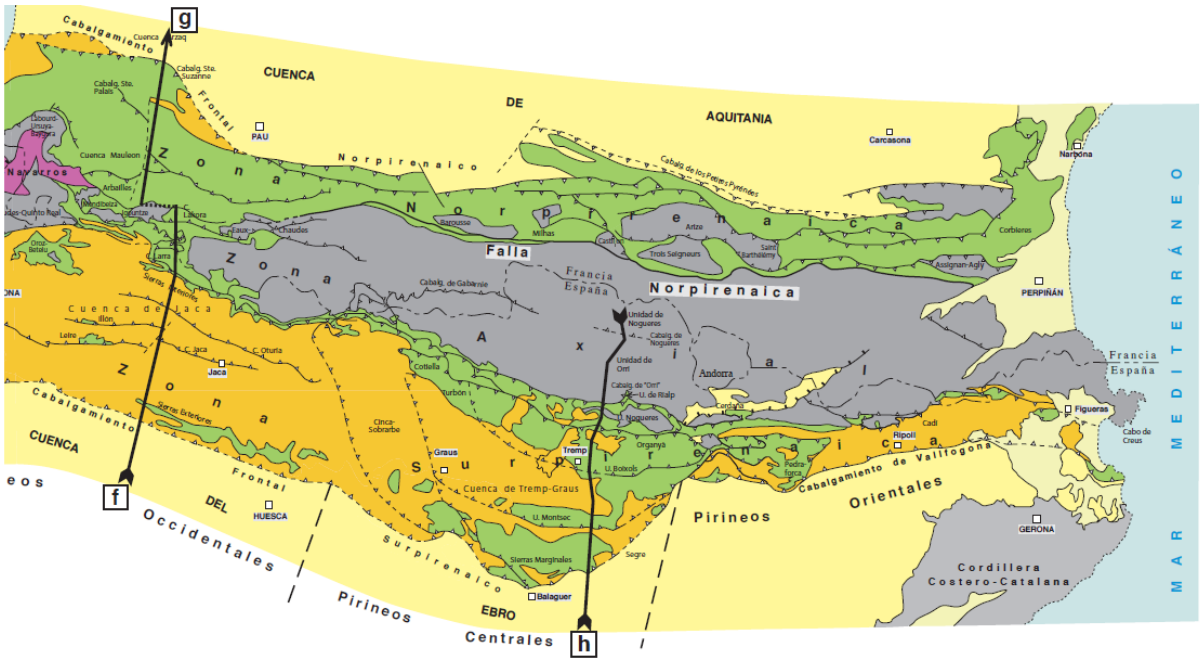


Figura 7. *Mapa sintético de los Pirineos compuesto a partir de las síntesis de Teixell (1996), Muñoz (2002) y Rodríguez-Fernández et al. (2004), tomada de Quintana (2012).*

La Cordillera Cantábrica representa la prolongación hacia el oeste de los Pirineos, cuya separación queda establecida por la falla de Pamplona. Concretamente la zona de estudio se extiende a lo largo de la Cuenca Vasco-Cantábrica, que constituye la parte oriental de la Cordillera Cantábrica y está caracterizada por una potente sucesión de materiales mesozoicos y terciarios. En la cuenca Vasco-Cantábrica se diferencian tres dominios en función de sus características estructurales y estratigráficas (Serrano y Martínez del Olmo, 1990): el primer dominio corresponde al Arco Vasco, que constituye la zona que sufrió mayor subsidencia tectónica y extensión cortical durante el Mesozoico. Este dominio está delimitado por las fallas de Bilbao-Alsasua, al oeste y al sur, y por la continuación del cabalgamiento Norpirenaico sobre el Macizo de las Landas, al norte. El segundo dominio es el Navarro-Cántabro, delimitado por las fallas de Bilbao-Alsasua, al noreste, y el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria-Montes Obares al sur. El tercer dominio corresponde a la plataforma Norcastellana, delimitada al sur por el cabalgamiento de los materiales mesozoicos sobre la cuenca del Duero (Fig. 8).

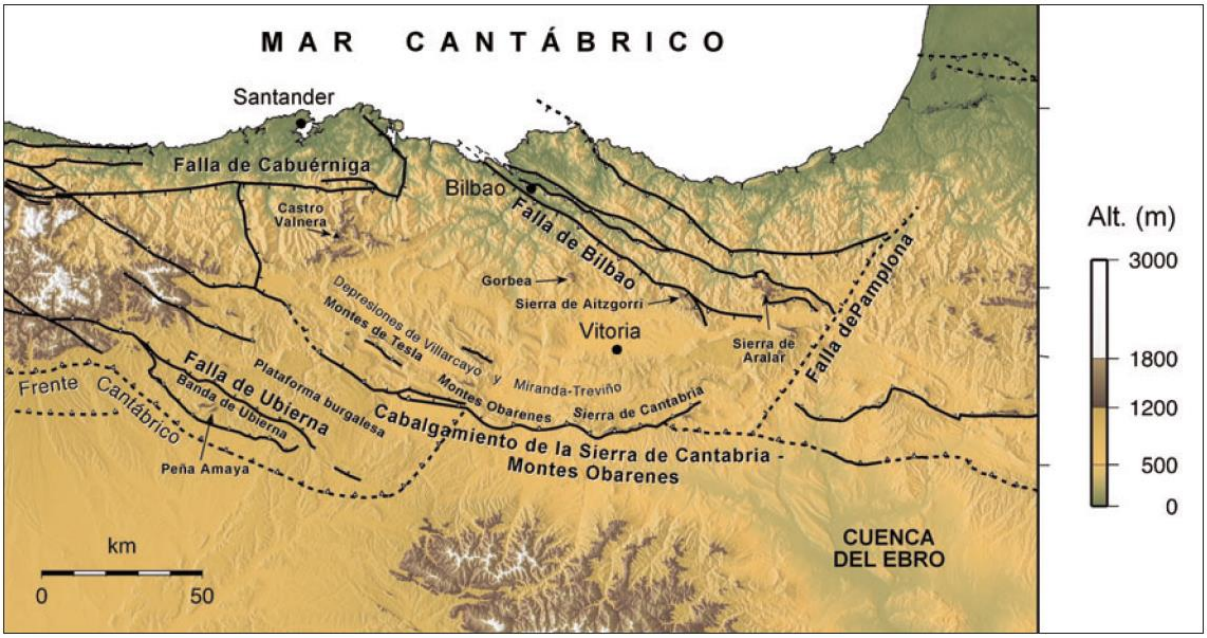


Figura 8. *Principales estructuras responsables del relieve en la región Vasco-Cantábrica (Alonso et al., 2007).*

La región Vasco-Cantábrica está caracterizada por la ausencia de afloramientos paleozoicos, debido a la gran potencia de los materiales mesozoicos y a su menor levantamiento con respecto al Macizo Asturiano. En el sector occidental presenta una estructura interna similar a la observada en el Macizo Asturiano, caracterizada por un cabalgamiento profundo con una cierta componente de desgarre, que dio lugar a un gran levantamiento tectónico en esta región (Fig. 9). Por otro lado, en el sector oriental presenta una estructura similar a la existente en los Pirineos; con una mitad norte formada por pliegues y cabalgamientos vergentes al norte, que puede considerarse la prolongación occidental de la Zona Norpirenaica, y una mitad sur ocupada por la cobertera mesozoica despegada a nivel de las evaporitas del Triásico (Alonso et al., 2007).

Asociado a la Orogenia Alpina, tuvo lugar durante el Cenozoico el levantamiento del basamento paleozoico y de los materiales mesozoicos suprayacentes en parte del Macizo Ibérico. Este levantamiento dio como resultado la formación de las Montañas Cantábricas (Alonso et al., 1996); y llevó asociado una importante etapa erosiva de la cobertera mesozoica en la zona, permitiendo que aflorasen las rocas del basamento.

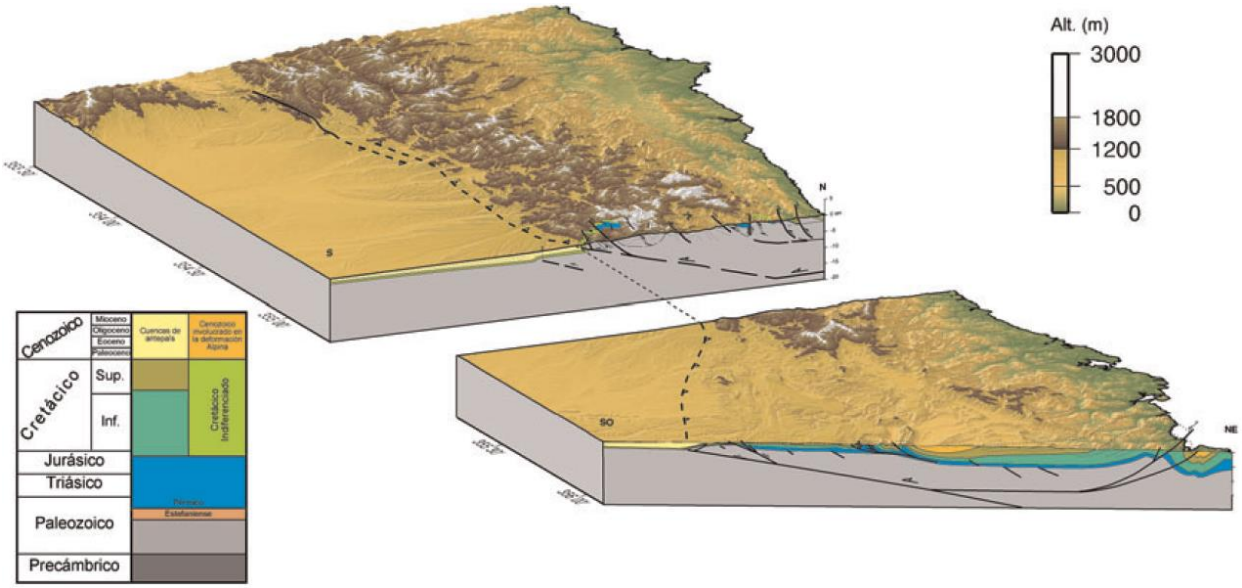


Figura 9. *Representación tridimensional del relieve y la estructura de la Cordillera Cantábrica y la región Vasco-Cantábrica (Alonso et al., 2007).*

A este periodo orogénico también debe atribuírsele la formación del Sistema Ibérico, que constituye una amplia cadena montañosa alpina de dirección general NO-SE formada en el interior de la Placa Ibérica, constituida por pliegues y cabalgamientos que presentan unas orientaciones condicionadas por las estructuras variscas y tardivariscas. Este sistema montañoso fue el resultado de la reactivación e inversión de cuencas mesozoica variscas (Casas-Sainz y Faccena, 2001). La Sierra de la Demanda, presente en la zona de estudio, constituye el extremo noroccidental del Sistema Ibérico y está formada por pliegues y cabalgamiento de materiales cambro-ordovícicos y Precámbricos que presentan una orientación de NO-SE a E-O.

3.4. Cuencas cenozoicas

Las cuencas cenozoicas constituyen grandes depósitos de materiales terciarios y cuaternarios que ocupan gran parte de la superficie de la Península Ibérica. En la zona de estudio están presentes la Cuenca del Duero al suroeste y la Cuenca del Ebro al sureste. Se trata de cuencas de antepaís cuyo origen y posterior evolución están asociados con el levantamiento de la Cordillera Cantábrica y los Pirineos.

La cuenca del Ebro representa una cuenca simétrica afectada por cabalgamientos y rellena por materiales terciarios procedentes principalmente de la erosión de los Pirineos, los cuales presentan pliegues monoclinales con vergencia hacia el norte y pliegues de despegue con vergencia hacia el sur. Con una morfología actual triangular establecida entre el Oligoceno Superior-Mioceno, con el cese del levantamiento de los Pirineos y el emplazamiento definitivo de los cabalgamientos frontales surpirenaicos (Pardo et al., 2004). En el área de estudio está presente únicamente su sector occidental, donde las estructuras tectónicas presentan una orientación E-O.

La cuenca del Duero constituye la cuenca de mayor extensión (unos 50000 km^2) de la Península Ibérica. Su dinámica, así como los sedimentos que la componen están condicionados por los relieves que la rodean: la Cordillera Cantábrica al norte, el Sistema Ibérico al este y el Sistema Central al sur. En el sector norte actuó como cuenca de antepaís, asociada al levantamiento de la Cordillera Cantábrica durante el Eoceno-Oligoceno, donde los materiales terciarios se apoyan discordantes sobre los mesozoicos (Alonso et al. 1996). Mientras que durante el Oligoceno-Mioceno, se comportó en su sector sur como una cuenca de antepaís del Sistema Ibérico; y en su sector occidental una tectónica extensional dio lugar a la formación de horsts y grabens (Alonso-Gavilán et al., 2004).

4. CONTEXTO SIMOTECTÓNICO

4.1. Estado actual de esfuerzos en la Península Ibérica

Como resultado de la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática, en la Península Ibérica domina un campo de esfuerzos compresivo de dirección NO-SE. Estas direcciones son también el reflejo del empuje de la dorsal del océano Atlántico en dirección E-O. Además de este campo de esfuerzos principal, existen otras direcciones de esfuerzo secundarias a nivel regional en la península relacionadas con las diferentes características geológicas y tectónicas: hacia la parte nororiental se produce un cambio en la dirección de esfuerzos compresivos a N-S y NE-SO en la zona de los Pirineos y la Cuenca del Ebro (Herraíz et al., 2000).

En este ambiente de esfuerzos compresivos, hay que destacar la existencia de campos de esfuerzos secundarios con un régimen extensional perpendicular a la traza de las fallas activas, en parte del Sistema Ibérico y el Surco de Valencia (De Vicente et al., 2008) (Fig. 10). El conocimiento del campo de esfuerzos en la Península Ibérica aporta información sobre las fallas potencialmente sismogénicas.

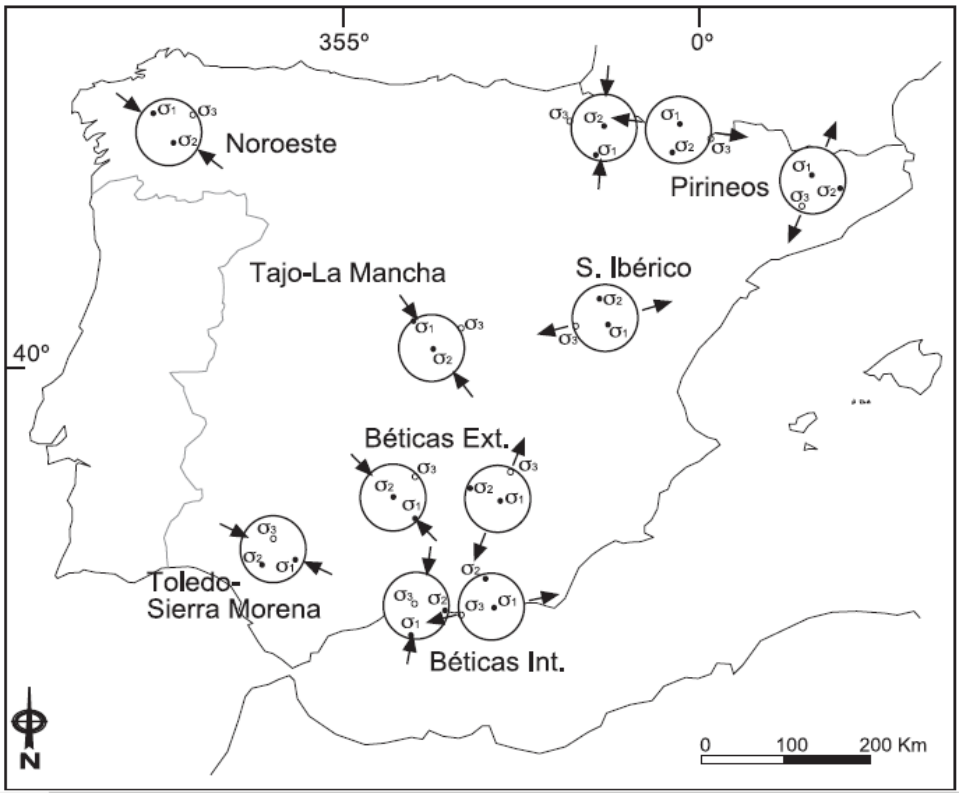


Figura 10. *Estado actual de esfuerzos en la Península Ibérica. Modificado de Herraiz et al. (2000). Tomada de López-Fernández et al. (2004).*

4.2. Sismotectónica regional

La sismicidad de la Península ibérica, situada en el límite entre las placas tectónicas Euroasiática y Africana, debe contemplarse junto con el resto de iberia y norte de África; lo que se conoce como la región Íbero-Magrebí. Incluyendo además el mar Mediterráneo y el océano Atlántico (Martínez-Solares, 2002).

La actividad sísmica en la Península Ibérica, considerada como moderada, se concentra principalmente en la Cordillera Bética al sur peninsular, y en menor medida en la parte nororiental en los Pirineos y noroccidental en Galicia (Fig. 11). En la zona de estudio la mayor actividad sísmica con una sismicidad moderada-baja se localiza en los Macizos Vascos, que constituyen la parte más oriental de la Cordillera Cantábrica enlazando con los Pirineos. La región Vasco-Cantábrica a lo largo de la cual se extiende la zona de estudio, presenta pequeños sismos dispersos de baja magnitud.

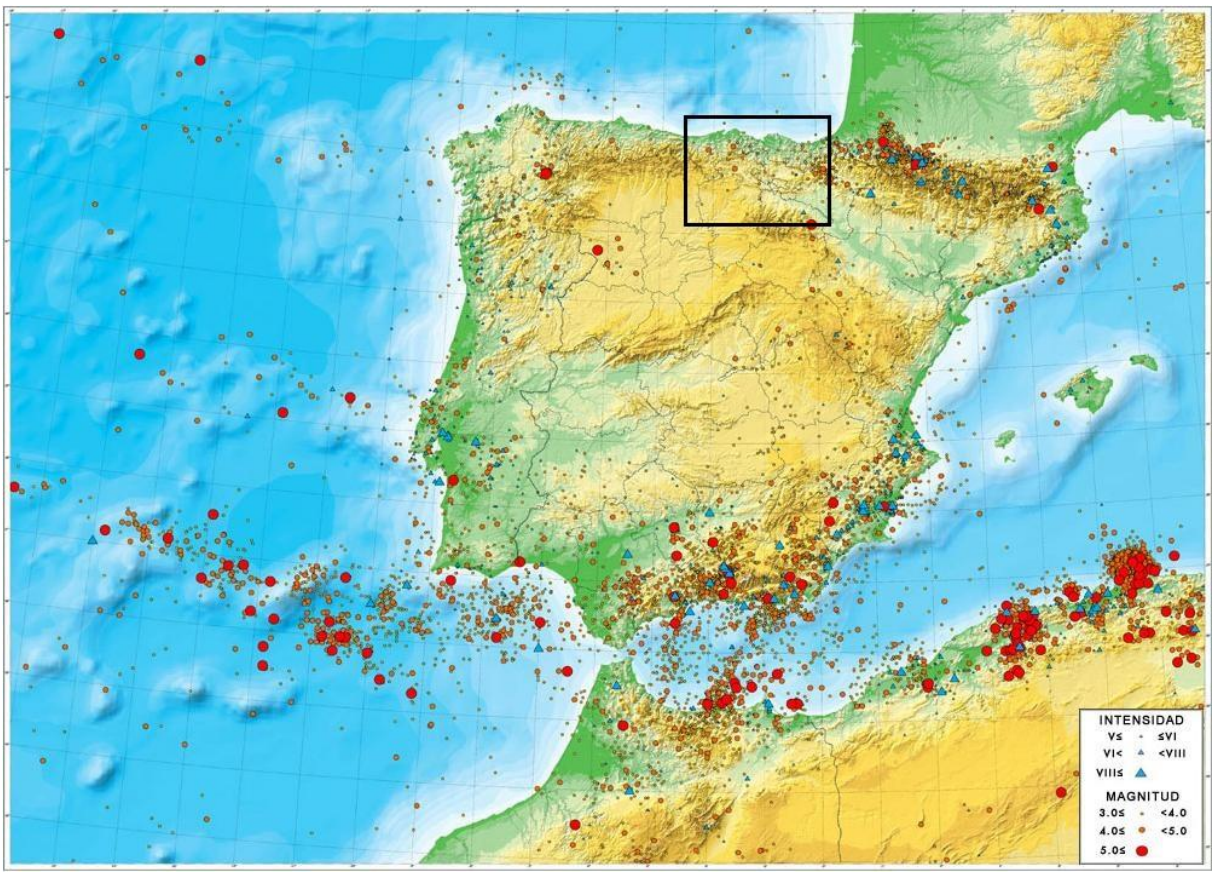


Figura 11. *Mapa de sismicidad de la Península Ibérica actualizado en 2003. Sismicidad histórica: 1048-1919 representados por valores de intensidad sísmica. Sismicidad instrumental: 1920-2003 representados por valores de magnitud. El recuadro corresponde a la zona de estudio. Figura tomada del IGN.*

Según Udías et al. (1983) pueden diferenciarse en la Península Ibérica cuatro grandes zonas sísmicas:

- **Golfo de Cádiz.** En esta zona los sismos aparecen alineados siguiendo la falla de las Azores. Destaca la presencia de un punto especialmente activo al que pueden asociarse importantes terremotos históricos como el de Lisboa en 1755.

- **Mar de Alborán y Béticas.** Zona caracterizada por sismos de magnitudes moderadas concentradas principalmente entre la isla de Alborán y el Estrecho de Gibraltar. En las Béticas los focos de los sismos aparecen alineados siguiendo fracturas que se prolongan hacia el mar.

- **Pirineos.** Esta zona presenta varias alineaciones de sismos con dirección E-O. Destaca el entorno de la falla de Pamplona, la parte al este del cabalgamiento frontal Norpirenaico y la Falla de Tet (Ruiz et al., 2006).

- **Cuenca del Duero.** A lo largo del límite suroeste de la Cuenca del Duero y en el litoral cantábrico la sismicidad se localiza de forma dispersa; con una mayor actividad en el litoral atlántico, en Portugal y en la región gallega (López-Fernández, 2008).

5. METODOLOGÍA

5.1. Adquisición de datos

Como parte del proyecto SISCAN, se llevó a cabo la instalación de una densa red de estaciones sísmicas en la región Vasco-Cantábrica (Fig. 12), cuyo objetivo es adquirir datos sísmicos de alta calidad en la zona. El proyecto se inició el mes de julio de 2014 y es desarrollado por un grupo de investigadores de la Universidad de Oviedo coordinado por el catedrático del Departamento de Geología Javier Álvarez Pulgar, con su sede ubicada en las instalaciones del Departamento de Geología.

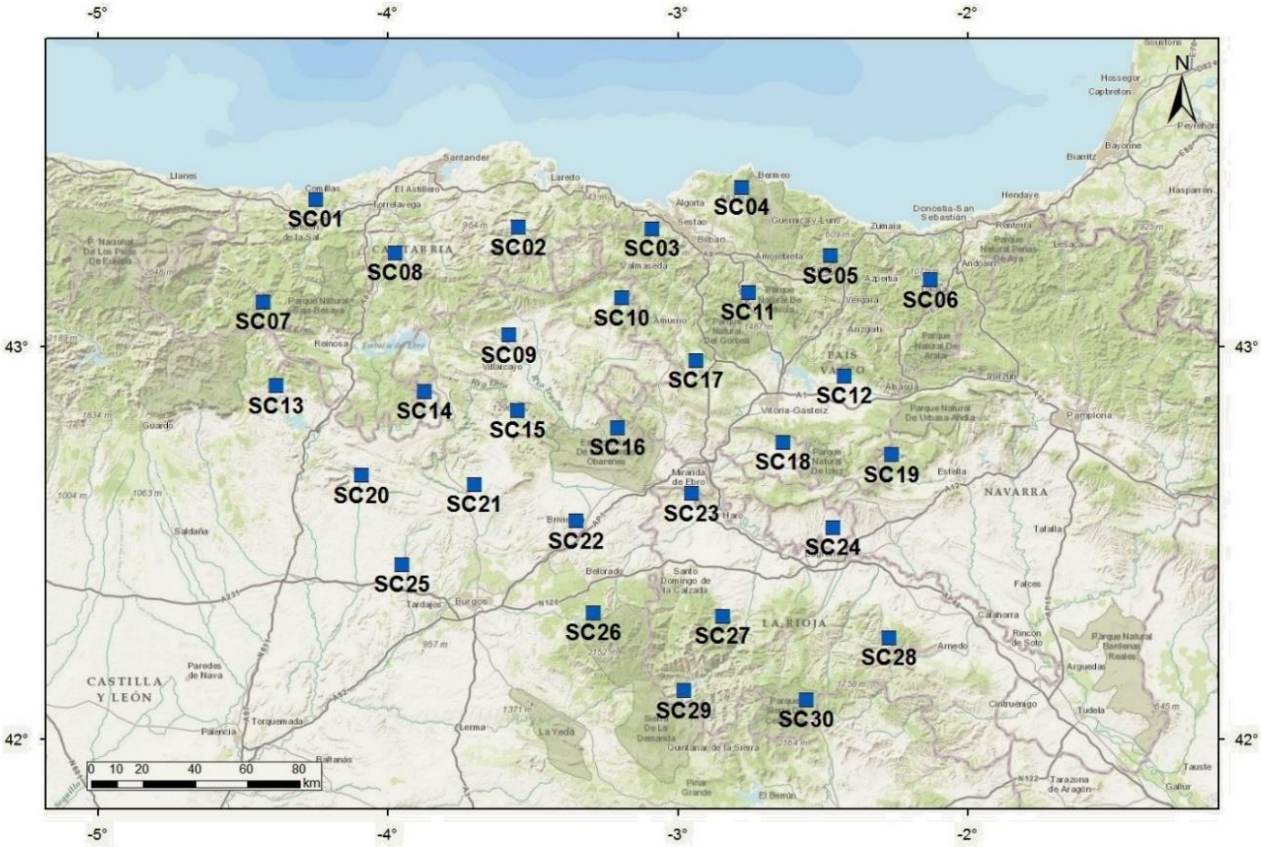


***Figura 12**. Localización de la red SISCAN*

La red SISCAN está integrada por una treintena de estaciones sísmicas equipadas con sismómetros de banda ancha que registran de modo continuo la actividad sísmica de la zona. Para el presente trabajo se han utilizado los datos registrados por treinta estaciones distribuidas formando una malla de 30x30 km:

- 15 unidades de registro Nanometrics Centaur con sensor Nanometrics Trillium Compact Posthole (Fig. 13a, 13c).

- 15 unidades de registro Nanometrics Taurus con sensor Nanometrics Trillium 120P (Fig. 13b, 13d).

Como suministro de energía las estaciones están conectadas a un panel solar (140W) y a una batería (12V 120Ah). Los datos sísmicos se registran de modo continuo con una frecuencia de muestreo de 100 Hz. Las estaciones disponen de módem para comunicaciones móviles y envían los datos al servidor central ubicado en la Universidad de Oviedo. Estos datos son procesados automáticamente en tiempo real mediante el sistema "Earthworm", desarrollado por el USGS (United States Geological Survey), generando una base de datos de eventos y almacenando las formas de onda correspondientes en formatos estándar (miniSEED, SAC,…).

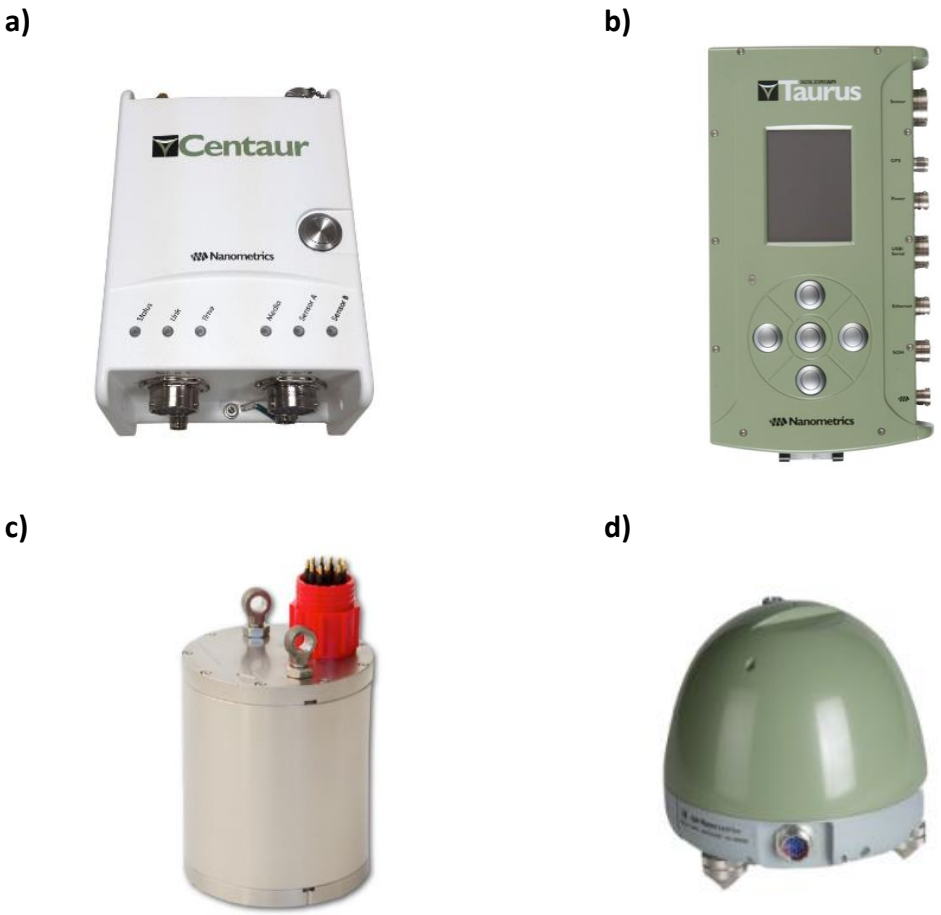


Figura 13. a) *Unidad de registro Nanometrics Centaur.* ***b)*** *Unidad de registro Nanometrics Taurus.* ***c)*** *Sensor Nanometrics Trillium Compact Posthole.* ***d)*** *Sensor Nanometrics Trillium120P.*

5.2. Análisis de sismogramas

El análisis de los datos sísmicos comienza con la visualización de las formas de onda de cada uno de los eventos en las distintas estaciones sísmicas. El software empleado para visualizar y analizar los sismogramas ha sido el Seismic Analysis Code, SAC (Goldstein y Minner, 1996; Goldstein et al., 2003) (Fig. 14). Mediante el empleo de ventanas temporales de distintos tamaños en las que se observan las formas de onda registradas en las tres componentes (vertical, N-S y E-O), se han ido identificando los tiempos de llegada de las ondas P y S a cada estación (Fig. 15). Esto permite calcular el tiempo de retardo, es decir, la diferencia de tiempo entre la llegada de las ondas P y S a cada estación, que irá aumentando con la distancia epicentral. Esta diferencia de tiempo resulta fundamental para la posterior localización del foco sísmico del terremoto.

El empleo de filtros para la identificación de los tiempos de llegada de las ondas se llevó a cabo únicamente en aquellos casos en que la señal estaba excesivamente perturbada por el ruido, dificultando su lectura. Es importante tener en cuenta que la aplicación de filtros puede modificar la señal de diferentes formas, alterando la amplitud y los tiempos de llegada, así como la polaridad reflejada en el primer pulso sísmico.

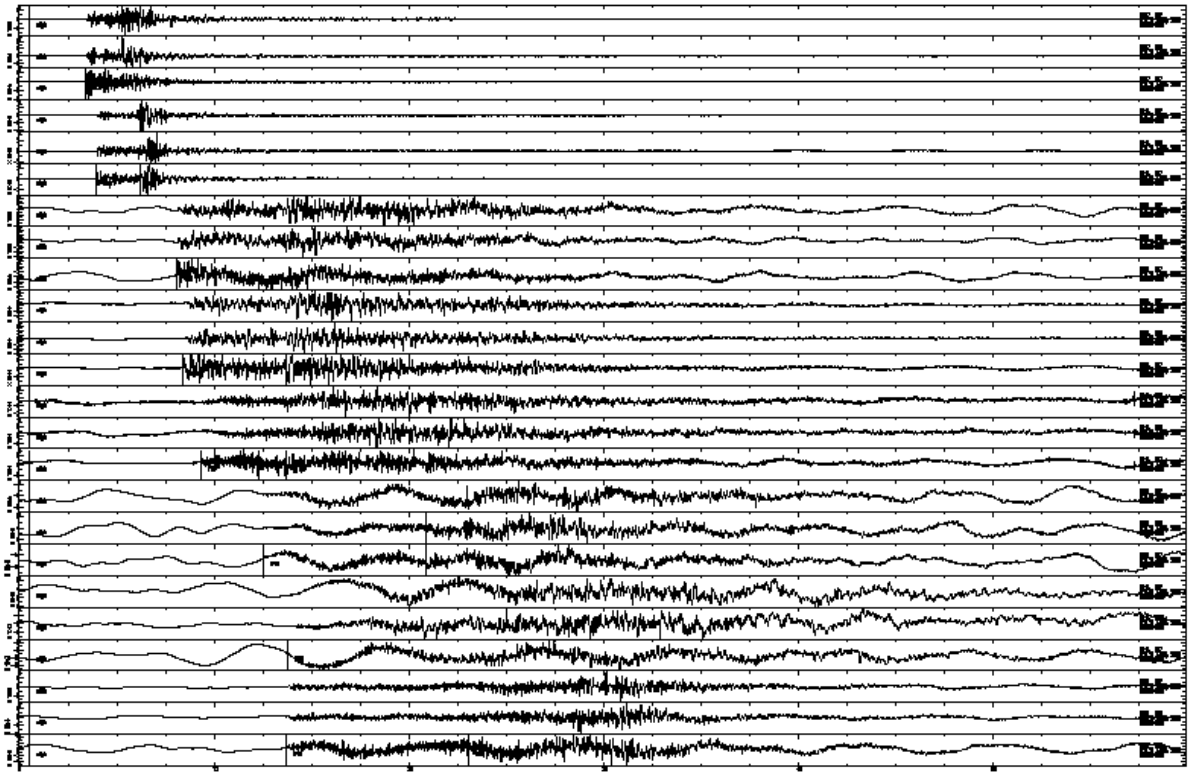


Figura 14. *Visualización mediante el programa SAC de los sismogramas de un terremoto al oeste de Reinosa (Cantabria). Aparecen representadas las ocho estaciones más cercanas al evento ordenadas de menor a mayor distancia epicentral, con sus tres componentes. Tamaño de ventana: 60s.*

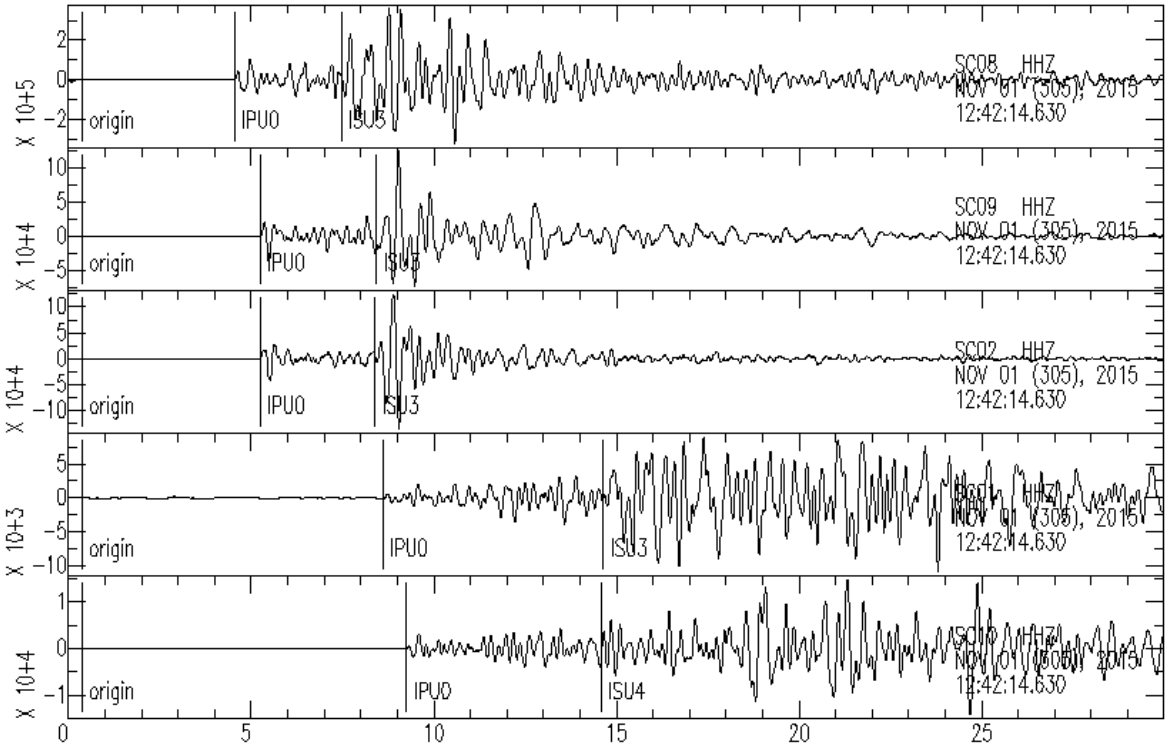


Figura 15. *Identificación de las ondas P y S, mostrando los pesos asignados, en los sismogramas de la componente vertical (HHZ) correspondiente a un terremoto local (que tuvo lugar el 1 de noviembre de 2015 a las 12:42 h.), con epicentro al N de Vega de Pas (Cantabria). Las cinco estaciones están ordenadas según su distancia epicentral. Tamaño de la ventana: 30s.*

Para la identificación de los tiempos de llegada de las ondas se han analizado las tres componentes, utilizando para las ondas P preferentemente el canal vertical (Z) y para las ondas S los canales horizontales (N-S y E-O). A cada tiempo de llegada señalado en los sismogramas se le asigna un peso, que corresponde a un valor numérico y que representa el grado de fiabilidad depositado en esa "picada" de la fase P-S, considerando el valor 0 cuando la fiabilidad es máxima y el 4 cuando la fiabilidad es mínima; este último valor no se considera (Fig. 15). Posteriormente, el programa utilizará los distintos pesos asignados para calcular la localización del foco del terremoto con una mayor precisión.

Mediante la observación de los sismogramas es posible clasificar cada evento según su origen natural o artificial. La mayoría de los terremotos de origen artificial registrados en la zona de estudio están relacionados con explosiones en canteras, y en el presente trabajo se han analizado tres de ellas. Una característica que permite diferenciar a un evento de origen artificial es la menor frecuencia de las formas de onda representadas en los sismogramas. Las

ondas P presentan una mayor amplitud en este tipo de eventos; mientras que la llegada de la fase S es difícil de determinar debido a la abundante presencia de ondas superficiales.

Otro criterio importante a la hora de diferenciar un terremoto asociado a una explosión de cantera es la polaridad observable en la llegada de la onda P. Al tratarse de un evento compresivo, la primera llegada en cada una de las estaciones debe corresponder a un pulso positivo (hacia arriba) en el sismograma, que indica compresión (Fig. 16). Por el contrario, en los terremotos de origen natural, asociados en la mayoría de los casos a una falla, es esperable observar polaridades positivas (compresión) y negativas (distensión), distribuidas según el campo de esfuerzos correspondiente.

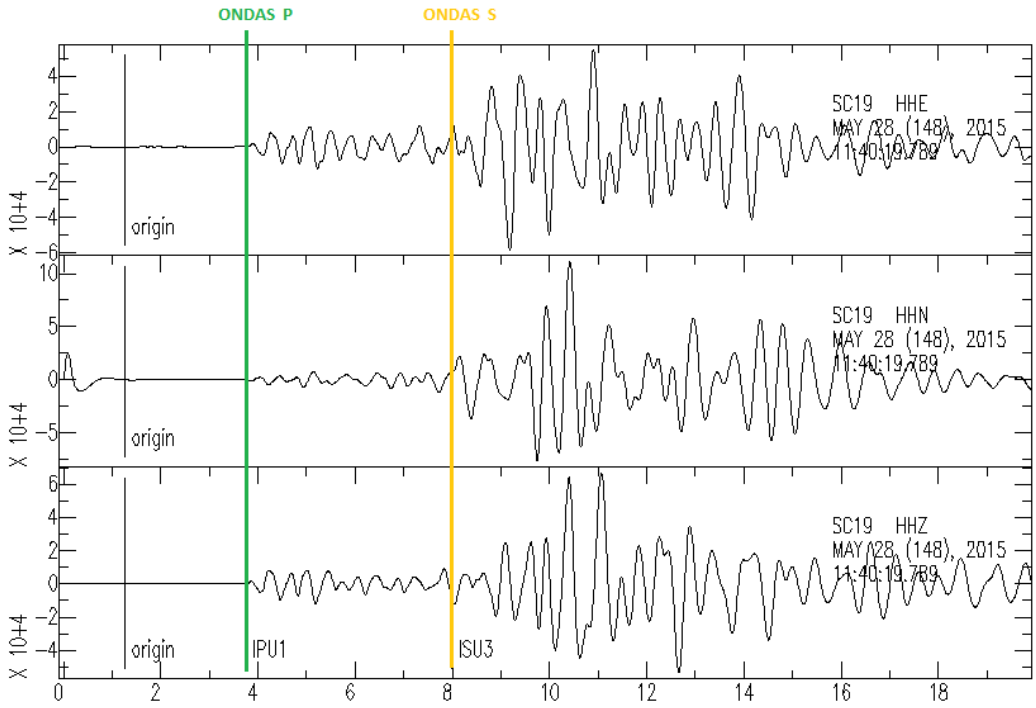


Figura 16. *Sismograma de un evento correspondiente a una voladura (28 de mayo de 2015 a las 11:40 h.) en la cantera de Maeztu, al SE de Vitoria (Álava). Tamaño de la ventana: 20s.*

Además cabe indicar que los eventos asociados a explosiones de canteras suelen tener lugar en un rango horario cercano al mediodía y que se trata de explosiones producidas cerca de la superficie.

5.3. Localización hipocentral de los eventos

Uno de los aspectos fundamentales en el estudio de terremotos es su localización espacio-temporal. El hipocentro o foco sísmico es el punto interior de la Tierra donde se origina un terremoto, es decir, el punto desde el que se propagan las ondas sísmicas.

Los parámetros que definen el foco de un terremoto son,

- Las coordenadas geográficas de latitud y longitud, relacionadas a un punto en la superficie que representa la proyección vertical del foco, llamado epicentro.

- La profundidad bajo la superficie terrestre a la que se encuentra el foco.

- La hora origen del terremoto, es decir, el tiempo de inicio de la propagación de las ondas sísmicas.

La localización hipocentral de los eventos se llevó a cabo mediante el programa Hypo71 (Lee y Lahr, 1995). Este programa, basado en el algoritmo de Geiger (Geiger, 1912), utiliza un método de inversión por mínimos cuadrados, y en su procedimiento considera la posición geográfica de las estaciones, los tiempos de llegada de las fases P y S a cada estación, y un modelo de velocidades de propagación de las ondas P y S.

Los sismogramas son el resultado de los procesos físicos en el foco del terremoto combinados con el efecto de propagación de las ondas sísmicas a través de un medio elástico como es la Tierra. Por ello es importante elegir un adecuado modelo de velocidades que se adapte a las características de la zona de estudio con el fin de obtener la mayor precisión posible en la localización de los focos de los eventos. El modelo de velocidades/profundidad que se ha empleado (Tabla 1) está compuesto por cinco capas horizontales, y se basa en el modelo utilizado en estudios previos en el noroeste de la Península Ibérica (López-Fernández et al., 2004; López-Fernández, 2008) pero integrando una capa más.

Prof. (km)	Vp (km/s)
0.0	5.5
3.0	6.0
12.5	6.2
22.0	6.7
38.0	8.0
68.0	8.1

Índice Vp/Vs = 1,74

Tabla 1. *Modelo cortical de velocidades empleado en la localización hipocentral.*

5.4. TENSOR MOMENTO SÍSMICO: Desarrollo teórico

La representación del Tensor Momento Sísmico (TMS) es ampliamente utilizada en sismología por ser considerada en la actualidad como la mejor forma de representación de una fuente sísmica. El concepto de TMS fue propuesto por primera vez por Gilbert para estudiar las oscilaciones libres de la Tierra, (Gilbert, 1970), y posteriormente fue desarrollado en otros estudios en los que se presentan diversos métodos que permiten determinar las componentes del tensor momento mediante el análisis y ajuste entre los datos observados y los datos teóricos. Estos métodos de inversión están basados en la relación lineal existente entre las componentes del tensor momento, y las derivadas de las funciones de Green (Gilbert, 1973).

Mediante el estudio del mecanismo focal de los terremotos, obtenidos a partir de los datos registrados en las estaciones sísmicas, es posible determinar los procesos físicos asociados a una fuente sísmica y deducir el estado de esfuerzos de la región focal. En general, los terremotos están asociados a fracturas en la corteza, por lo tanto, los modelos de representación de una fuente sísmica son modelos mecánicos, que describen el fenómeno físico de la fractura.

Una fuente sísmica es representada generalmente como un modelo de doble par de fuerzas; este modelo describe el caso particular de un terremoto asociado a una falla, el cual ha demostrado ser muy eficaz a la hora de explicar los patrones observados en las amplitudes y polaridades de las ondas (Bormann, 2000). Sin embargo, considerar el modelo de doble par de fuerzas como modelo de ruptura es simplificar la representación de las fuerzas que actúan sobre una fuente sísmica.

Las fuerzas existentes en la región de la fuente son fuerzas equivalentes, como resultado de diferencias entre el modelo de esfuerzos y el verdadero esfuerzo físico. La mejor forma de definir las fuerzas en la región de la fuente es mediante la utilización del TMS como representación de la fuente sísmica (Aki y Richards, 1980; Sipkin, 1982; Jost y Herrmann, 1989, Bormann, 2000).

El desplazamiento para un foco puntual de un terremoto puede definirse mediante la siguiente expresión (Jost y Herrmann, 1989):

$$u_s\,(x,t) = M_{kj}\,(\xi,t) * G_{sk,j}\,(x,\xi,t) \qquad (6.1)$$

Donde el desplazamiento (u_s), en un punto (x) e instante (t), queda determinado por la convolución de las componentes del TMS (M_{kj}), y la derivada de la función de Green ($G_{sk,j}$). Siendo "x" el vector posición de la estación y "ξ" el vector posición del foco sísmico. Las funciones de Green están relacionadas con los efectos que se producen en la señal sísmica en su propagación por el medio desde la fuente hasta el receptor.

Las componentes del TMS (M_{kj}) describen las fuerzas que actúan en la fuente sísmica en función del tiempo. Suponiendo que las componentes tienen la misma dependencia temporal s (t), la expresión anterior puede escribirse como:

$$u_s\,(x,t) = M_{kj}\,[G_{sk,j}\,(x,\xi,t) * s\,(t)] \qquad (6.\ 2)$$

Esta ecuación define la posibilidad de determinar las componentes del TMS (M_{kj}) mediante un proceso de inversión a partir del desplazamiento (u_s) observado en los sismogramas, basándose en la linealidad existente entre el TMS y la convolución entre la derivada de la función de Green y la función temporal en la fuente s (t).

Si se asume que la función temporal de la fuente, s (t), es una función delta; la expresión anterior se reduce al producto de "M_{kj}" y "$G_{sk,j}$" (Aki y Richards, 1980), quedando descritos los nueve pares de fuerza generalizados (Fig. 17).

Por tanto, el Tensor Momento (M) puede ser definido por sus nueve componentes mediante la siguiente expresión:

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \qquad (6.\ 3)$$

Sin embargo, la condición de conservación del momento angular en pares de fuerzas complementarias, requiere que M sea simétrico; y por tanto se cumplirá que: $M_{kj} = M_{jk}$. Dando lugar a que M tenga únicamente seis componentes independientes (Gilbert, 1970; Lay y Wallace, 1995).

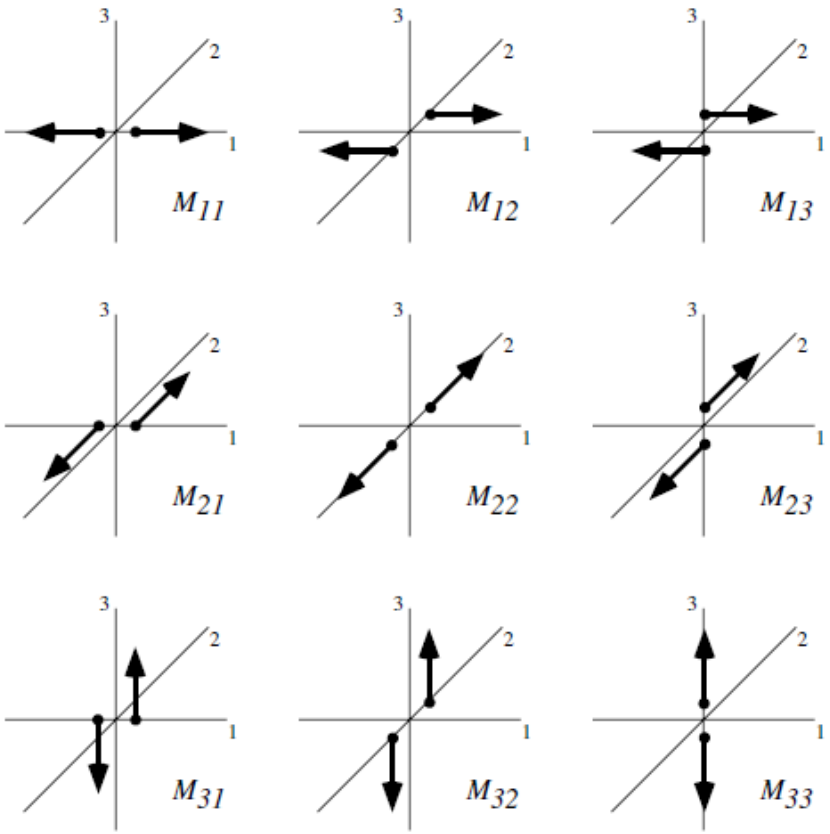


Figura 17. *Representación de los nueve diferentes pares de fuerzas que forman las componentes del Tensor Momento (Bormann, 2000).*

En términos generales, el TMS no siempre es representado por un modelo de doble par de fuerzas, como se ha puntualizado anteriormente. Es por ello que el tensor simétrico definido (Ec. 6. 3) puede ser diagonalizado mediante la combinación lineal de tres autovalores del tensor momento y sus autovectores asociados (Lay y Wallace, 1995).

$$M = \begin{bmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix} = \frac{1}{3}\begin{bmatrix} M_I & 0 & 0 \\ 0 & M_I & 0 \\ 0 & 0 & M_I \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} M_1^1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2^1 & 0 \\ 0 & 0 & M_3^1 \end{bmatrix} \qquad (6.\ 4)$$

Donde "M_I" ($M_I = M_1 + M_2 + M_3$) corresponde al término isotrópico, que representa las variaciones de volumen en la zona del foco sísmico, y "M_i^1" al término desviatorio; que puede descomponerse a su vez en tres componentes dobles par de la siguiente forma:

$$M = \begin{bmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix} = \frac{1}{3}\begin{bmatrix} M_I & 0 & 0 \\ 0 & M_I & 0 \\ 0 & 0 & M_I \end{bmatrix} + \frac{1}{3}\begin{bmatrix} M_1 - M_2 & 0 & 0 \\ 0 & -(M_1 - M_2) & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \qquad (6.\ 5)$$

$$+\frac{1}{3}\begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 - M_3 & 0 \\ 0 & 0 & -(M_2 - M_3) \end{bmatrix} + \frac{1}{3}\begin{bmatrix} M_1 - M_3 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -(M_1 - M_3) \end{bmatrix}$$

En el doble par de fuerzas, el determinante de M es cero,

$$M = \begin{bmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \qquad (6.6)$$

El tensor momento puede expresarse en función de sus componentes cartesianas, para un doble par de fuerzas.

$$\begin{aligned} MXX &= -M_0\,(\text{sen}\delta\,\cos\lambda\,\text{sen}2\Phi + \text{sen}2\delta\,\text{sen}\lambda\,\text{sen}2\,\Phi) \\ MXY &= M_0\,(\text{sen}\delta\,\cos\lambda\,\cos2\Phi + 0.5\,\text{sen}2\delta\,\text{sen}\lambda\,\text{sen}2\,\Phi) \\ MXY &= -M_0\,(\cos\delta\,\cos\lambda\,\cos\Phi + \cos2\delta\,\text{sen}\lambda\,\text{sen}2\,\Phi) \qquad (6.\ 7) \\ MYY &= M_0\,(\text{sen}\delta\,\cos\lambda\,\text{sen}2\Phi - \text{sen}2\delta\,\text{sen}\lambda\,\cos2\Phi) \\ MYZ &= -M_0\,(\cos\delta\,\cos\lambda\,\text{sen}\Phi + \cos2\delta\,\text{sen}\lambda\,\cos\Phi) \\ MZZ &= M_0\,\text{sen}\,2\delta\,\text{sen}\lambda \end{aligned}$$

Donde, δ es el buzamiento, λ el deslizamiento del plano de falla y Φ el rumbo. De esta forma podrá deducirse el momento sísmico escalar, M_0, que representa una medida de las dimensiones del terremoto, pues refleja la energía que es liberada desde la fuente sísmica (Aki y Richards, 1980).

$$M_0 = \mu A \Delta u \qquad (6.\ 8)$$

El M_0 es dependiente del coeficiente "μ", que representa el módulo de rigidez del área de ruptura (A) y del deslizamiento entre los bloques de falla (Δu). A partir de él puede definirse la magnitud momento, M_w, mediante la siguiente relación (Hanks y Kanamori, 1979):

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 10{,}7 \qquad (6.\ 9)$$

Por otro lado, el tensor M puede descomponerse en una componente isotrópica y dos componentes doble par, uno principal y otro secundario. Considerándose el doble par principal como la mejor aproximación a una fuente sísmica asociada a un modelo de doble par de fuerzas, debido a que los ejes principales del TMS son iguales (Lay y Wallace, 1995). Considerando en la anterior ecuación (6. 4) que $M_1^1 + M_2^1 + M_3^1 = 0$; y $|M_1^1| \geq |M_2^1| \geq |M_3^1|$, se define la siguiente expresión donde el término central corresponde al doble par principal:

$$M = \begin{bmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix} = \frac{1}{3}\begin{bmatrix} M_I & 0 & 0 \\ 0 & M_I & 0 \\ 0 & 0 & M_I \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} M_1^1 & 0 & 0 \\ 0 & -M_1^1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_3^1 & 0 \\ 0 & 0 & M_3^1 \end{bmatrix} \qquad (6.\ 10)$$

Otra forma de descomposición del tensor M es la considerada en este trabajo, en la que el TMS queda definido por la suma de una componente isotrópica (ISO), de carácter explosivo o implosivo, una componente de doble par de fuerzas (DC) y una componente de dipolo compensado (CLVD). La descomposición a partir de la ecuación previa (6. 4), suponiendo de nuevo $|M_1^1| \geq |M_2^1| \geq |M_3^1|$; y estimándose un valor de $\varepsilon = -M_2^1/M_3^1$, es la siguiente:

$$M = \begin{bmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix} = (1-2\varepsilon)\begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_3 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix} + \varepsilon \begin{bmatrix} -M_3 & 0 & 0 \\ 0 & -M_3 & 0 \\ 0 & 0 & 2M_3 \end{bmatrix} \qquad (6.\ 11)$$

En esta expresión el término "ε" representa la componente CLVD del tensor. La componente CLVD está relacionada con la apertura de grietas bajo tensión (Stein and Wysession, 2003).

Las componentes ISO y CLVD muestran la desviación del mecanismo de doble par puro asociado a un terremoto producido por el movimiento de una falla. Estas tres componentes (ISO, DC y CLVD) proporcionan una descripción completa del campo de esfuerzos en la región focal, siendo esta la descomposición del TMS más apropiada para la representación de una fuente sísmica.

5.5. TENSOR MOMENTO SÍSMICO: Desarrollo práctico

La técnica de inversión completa del Tensor Momento Sísmico (TMS) empleada en este trabajo está basada en el software *Computer Programs in Seismology (CPS)*; desarrollado por el profesor Robert B. Herrmann, en 2002, con la colaboración de Charles. J. Ammon (Herrmann y Ammon, 2004). Este software constituye un conjunto de programas que permiten ir analizando, modificando y adaptando la señal registrada por las estaciones sísmicas con el propósito de preparar los datos para finalmente llevar a cabo la inversión completa del TMS. Este software ha sido utilizado por González-Cortina (2015) para el estudio de terremotos locales en el centro de Asturias.

En este apartado se han desarrollado los pasos que se han seguido en el procedimiento de preparación de los datos, siendo cada uno de ellos automatizado mediante un *script*. Los pasos son los relacionados a continuación:

- Modificación de las cabeceras de los ficheros SAC
- Deconvolución de la respuesta instrumental
- Interpolación
- Ajuste de la longitud de las formas de onda
- Rotación de las trazas al plano de la onda
- Ordenación según la distancia epicentral
- Generación de un pulso para modelizar las funciones de Green

- Cálculo de las funciones de Green
- Modificación de las cabeceras de las funciones de Green
- Filtrado de formas de onda y funciones de Green

Modificación de las cabeceras de los ficheros SAC

El primer paso consiste en introducir la información requerida del evento en las cabeceras de los ficheros SAC, que contienen las formas de onda para cada estación. El *script* debe incluir: las tres coordenadas espaciales (latitud, longitud y elevación) y la fecha y hora origen del terremoto. Además, deben incluirse el nombre y las coordenadas espaciales de cada una de las estaciones. Con esta información, el programa podrá calcular la distancia y los azimuts de las estaciones con respecto al foco.

Deconvolución de la respuesta instrumental

En el proceso de registro de datos sísmicos, los instrumentos empleados condicionan las medidas del movimiento del suelo producido por las ondas sísmicas modificando, por ejemplo, su velocidad o su desplazamiento. Esta alteración de los datos registrados debe ser corregida para así poder definir correctamente las características del medio.

Para poder llevar a cabo esta corrección es necesario disponer de las respuestas instrumentales en cada estación, aportadas por los distintos fabricantes, con cuya información se generarán las funciones respuesta. Estas funciones serán usadas por el programa *evalresp* de IRIS, que creará dos tablas, una de amplitudes y otra de fases, en función de la frecuencia. Con estas tablas, el programa *sacevalr* (Herrmann y Ammon, 2004) realizará la deconvolución de la respuesta instrumental.

Interpolación

El software CPS está pensado para terremotos lejanos y regionales; por lo que para poder estudiar terremotos locales como los tratados en este trabajo era necesario generar un pulso más fino que resultase adecuado a las frecuencias de los eventos. Por ello, se llevó a cabo una interpolación digital para reducir el intervalo de muestreo hasta 3 ms, para así mejorar la representación del pulso generado.

Ajuste de la longitud de las formas de onda

Este paso es fundamental para lograr un buen ajuste entre las formas de onda observadas y las teóricas generadas por el software. Antes de proceder al ajuste de la longitud de onda se debe fijar el tiempo de la primera llegada de la onda P como tiempo de referencia en las cabeceras de las formas de onda. Las "picadas" de las ondas P se realizaron únicamente en el canal vertical; por lo que esta información debe ser copiada en las cabeceras de los dos canales horizontales para cada estación.

Una vez se ha completado la información en las cabeceras, se procede a cortar las formas de onda con una ventana que empieza 0,05 s antes de la primera llegada de las ondas y termina 0,30 s después. El tamaño de la ventana ha sido determinado de forma que contenga aproximadamente el primer pulso de la onda P, para facilitar la modelización realizada por el programa.

Rotación de las trazas

En este paso del proceso se lleva a cabo la rotación de las trazas al plano de la onda. Las formas de onda de los dos canales horizontales (N-S y E-O) de las distintas estaciones son rotadas en direcciones radiales y transversales a partir del ángulo backazimut presente en las cabeceras. El software utilizará estas dos formas de onda con una nueva orientación y la forma de onda del canal vertical para el proceso de modelización.

Ordenación según la distancia epicentral

Con el propósito de crear una organización que facilite el procedimiento, se ordenan las trazas en función de su distancia epicentral, de menor a mayor. El valor de la distancia epicentral para cada estación está gravado en las cabeceras.

Generación de un pulso para modelizar las funciones de Green

Como se ha indicado antes, el software CPS está diseñado para terremotos lejanos y regionales, en cuyos registros resultantes dominan las bajas frecuencias. Es por ello que el pulso más fino que pueden usar los programas de Herrmann para generar las funciones de Green es de 1Hz. Sin embargo, existe la posibilidad de modelizar pulsos más pequeños mediante la incorporación de un fichero con la representación del pulso que se quiere utilizar.

El tipo de pulso que se ha utilizado es un pulso parabólico (Herrmann, 2002), que corresponde a:

$$s\,(t) = \frac{1}{2\tau}\begin{cases} 0 & t \leq 0 \\ \frac{1}{2}\left(\frac{t}{\tau}\right)^2 & 0 < t \leq \tau \\ -\frac{1}{2}\left(\frac{t}{\tau}\right)^2 + 2\left(\frac{t}{\tau}\right) - 1 & \tau \leq t \leq 3\tau \\ \frac{1}{2}\left(\frac{t}{\tau}\right)^2 - 4\left(\frac{t}{\tau}\right) + 8 & 3\tau < t \leq 4\tau \\ 0 & t > 4\tau \end{cases}$$

Siendo el tiempo de duración de la fuente, T = 4τ

Cálculo de las funciones de Green

Como se ha indicado anteriormente, la inversión completa del TMS está basada en la relación lineal existente entre las componentes del tensor momento sísmico, y las derivadas de las funciones de Green (Gilbert, 1973). De aquí la importancia de la generación de las funciones de Green para concluir este procedimiento.

En primer lugar se debe establecer un modelo de velocidades sobre el que se apoyará el software para realizar los cálculos. El modelo que se ha elegido (Tabla 2) consta de cinco capas con unas densidades y velocidades de las ondas P dadas, con un índice Vp/Vs de 1,74 y unos factores de calidad Q_p de 450 y Q_s de 200.

ρ (g/cm³)	Vp (km/s)
2.7	5.5
2.8	6.0
2.8	6.2
2.9	6.7
3.0	8.0
3.0	8.1

Tabla 2. *Modelo de velocidades establecido para calcular las funciones de Green*

En segundo lugar se establece el número de puntos que serán utilizados para crear las funciones, que en nuestro caso han sido 4096 puntos; y una separación de puntos coincidente

con el intervalo de muestreo. Además se fijan unos periodos máximos y mínimos de frecuencias.

Y por último se generan las funciones de Green correspondientes al modelo de velocidades a partir de un fichero con un pulso de frecuencia mayor que 1 Hz. Las funciones de velocidad se presentan en unidades de cm/s, por lo que es necesario convertirlas a la unidad de las formas de onda tras haber sido corregidas por las funciones respuesta que son m/s. La duración del proceso de generación de las funciones dependerá de las frecuencias elegidas y del número de puntos establecido.

De esta forma se genera un conjunto de todas las funciones de Green para las distintas profundidades del evento y distancias epicentrales de las estaciones, que puede ser utilizada para disminuir el tiempo a la hora de realizar las diferentes pruebas del procesado para el mismo evento en busca del mejor resultado.

Modificación de las cabeceras de las funciones de Green

Una vez generadas las funciones es necesario modificar en sus cabeceras el origen de tiempos para que tomen como valor la primera llegada de fase correspondiente para así poder ser cortadas con una ventana del mismo tamaño que el utilizado para las formas de onda con las que se van a comparar.

Filtrado de formas de onda y funciones de Green

Antes de iniciar el proceso de inversión del TMS es conveniente filtrar la señal con el propósito de mejorar el ajuste entre las formas de onda observadas y las funciones de Green. En este caso se ha utilizado un filtro paso banda entre 1 y 5 Hz para ambas, que elimina las frecuencias por encima y por debajo de ese rango.

Concluyendo este último paso, finalmente los datos están listos para llevar a cabo la inversión completa del TMS mediante el programa **wvfmt96**, generándose así componentes desviatorios y volumétricos. Para ejecutar este programa es necesario disponer de un fichero de entrada que incluya el tipo de canal y asignarle un nombre al fichero de salida con la solución de la inversión. La generación de este fichero se puede automatizar con el resto del procedimiento y debe tener el formato siguiente:

```
1 'SC03HHZ.Sac' '0001010030' 2.000000
2 'SC03HHR.Sac' '0001010030' 1.000000
3 'SC03HHT.Sac' '0001010030' 1.000000
1 'SC10HHZ.Sac' '0002170030' 2.000000
2 'SC10HHR.Sac' '0002170030' 1.000000
3 'SC10HHT.Sac' '0002170030' 1.000000
```

Correspondiendo la primera columna al tipo de canal, la segunda columna a la forma de onda, la tercera columna a las funciones de Green correspondiente y la cuarta columna al peso de cada componente.

Tras ejecutar el programa se crea un fichero con el resumen de la solución que mejor se ajusta a los datos, y otro con toda la información detallada del procesado y las dos soluciones posibles encontradas. Además, se generan dos nuevas formas de onda por cada canal que ha sido ajustado que corresponden una a los datos observados y otra a los datos teóricos que el programa predice. Estas dos formas de onda pueden ser representadas con diferentes colores para que puedan ser comparadas visualmente y pueda observarse la calidad del ajuste (Fig. 18).

Una vez realizada la inversión del TMS se puede llevar a cabo la representación de cada una de las componentes del tensor mediante el programa *MoPaD, Moment tensor Plotting and Decomposition*, (Krieger y Heimann, 2012). Este programa permite crear representaciones estereográficas para cada una de las componentes (ISO, DC y CLVD) por separado y para el TMS completo, en función de los porcentajes resultantes de cada una de sus componentes (Fig. 19).

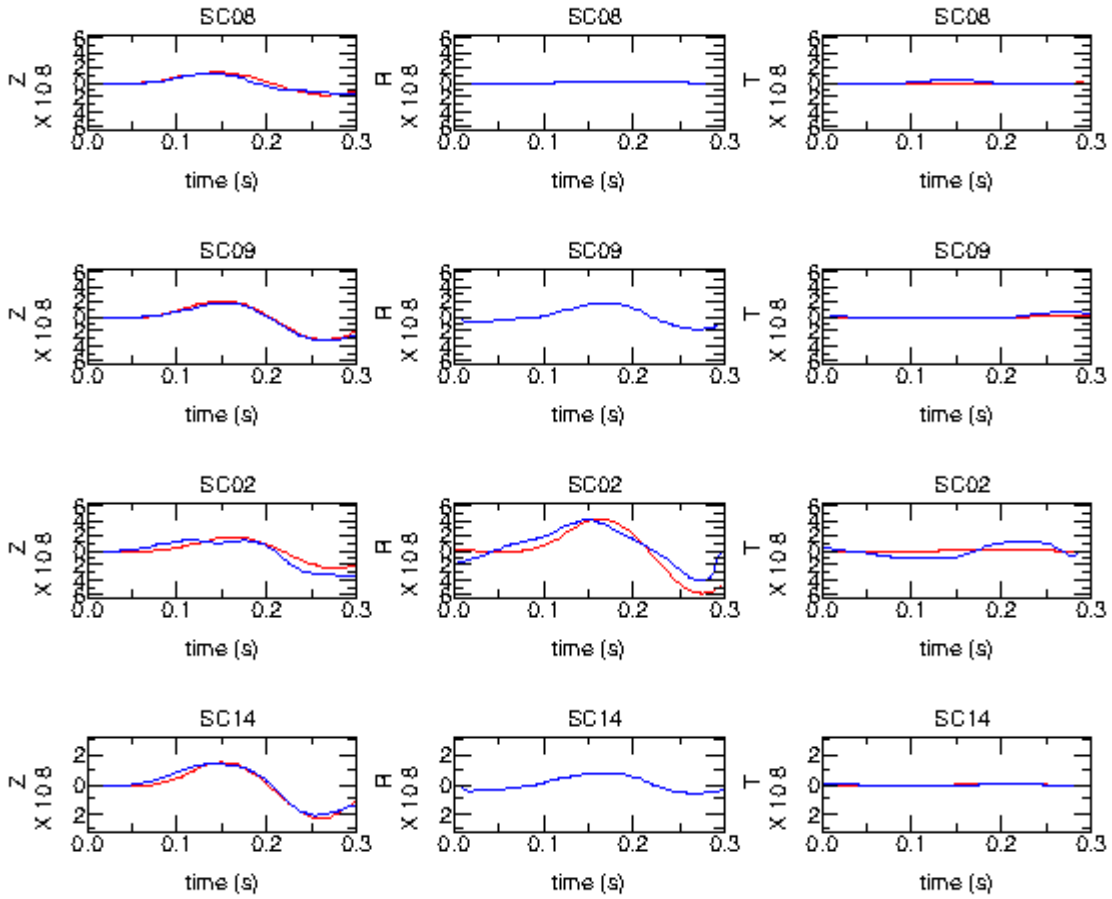


Figura 18. *Ejemplo del ajuste entre las formas de onda observadas (en azul) y las teóricas (en rojo) calculadas con los programas CPS.*

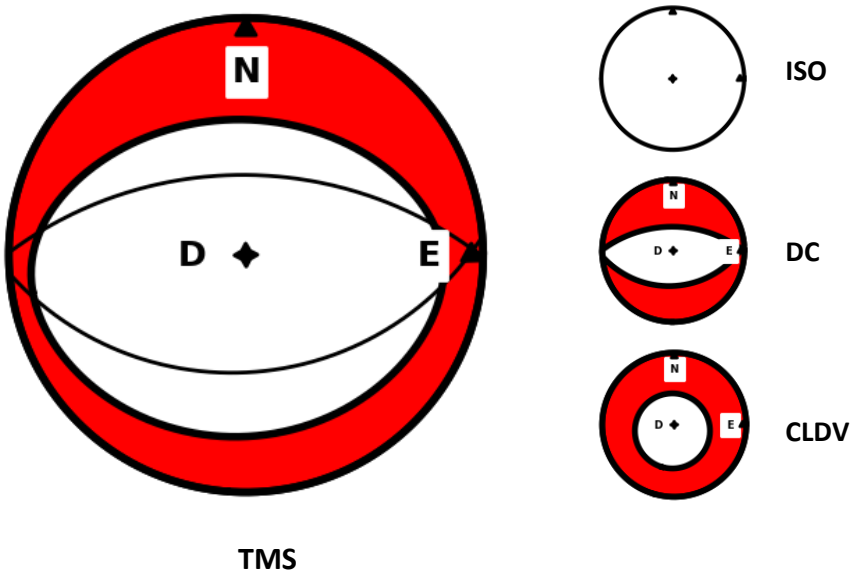


Figura 19. *Representaciones estereográficas del TMS y de sus componentes.*

6. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En este apartado se incluyen los resultados de la inversión completa del Tensor Momento Sísmico (TMS) para cuatro terremotos de baja magnitud seleccionados que se produjeron en la región Vasco-Cantábrica entre mayo del 2015 y marzo del 2016. También se ha calculado la solución del TMS para tres voladuras de una cantera situada en el municipio de Arraia-Maeztu (Álava). El método de inversión del Tensor Momento Sísmico está desarrollado principalmente para eventos de magnitud moderada (>4) a escala regional, aquí radica la dificultad de adaptarlo a terremotos locales de baja magnitud como los estudiados en este trabajo.

La interpretación del TMS proporciona información muy importante sobre la fuente del evento, permitiendo, en el caso de terremotos asociados a fallas, deducir la estructura activa responsable de su origen: la orientación del posible plano de falla y el sentido del movimiento. Además, las componentes del TMS ofrecen información única sobre el mecanismo de fracturación, permitiendo determinar el origen del terremoto, que en algunos casos complejos puede implicar algo más que un simple movimiento de falla. Para una buena interpretación de los resultados es necesario constatar la solución obtenida con información geológica y geodinámica de la zona.

Una vez calculada la localización del foco de cada uno de los eventos con el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1995) (Fig. 21), se continuará con la interpretación de los resultados obtenidos de la inversión completa del TMS. Mediante la descomposición del TMS en una componente isótropa (ISO), una componente de dipolo compensado (CLVD) y una componente de doble par de fuerzas (DC), y su posterior evaluación, es posible deducir las características de la fuente sísmica. Además, el método de inversión del TMS calcula el momento escalar (M_0) y un valor de magnitud momento (M_w).

Las soluciones del TMS obtenidas han sido comparadas con los mecanismos focales aportados por el grupo de investigación del proyecto SISCAN. Estos mecanismos se han calculado mediante el método tradicionalmente usado, basado en el análisis de la polaridad de las ondas P. La polaridad, observable en el primer pulso de onda representado en los sismogramas, puede ser positiva, que implica compresión o negativa, que implica distensión. Este método consiste en representar las distintas polaridades observadas para cada estación mediante proyección estereográfica, a partir del azimut y el ángulo de incidencia con que emerge cada rayo sísmico desde el foco. La distribución de las polaridades divide la proyección

estereográfica en zonas compresivas, con polaridades positivas, y zonas distensivas, con polaridades negativas, que pueden ser delimitadas mediante dos curvas denominadas planos nodales. Uno de estos planos representa el plano de falla asociado al origen del terremoto, mientras que el otro es un plano auxiliar sin significado aparente (Fig. 20). El mecanismo focal calculado mediante este método, sería el equivalente a la representación de la componente doble par del TMS.

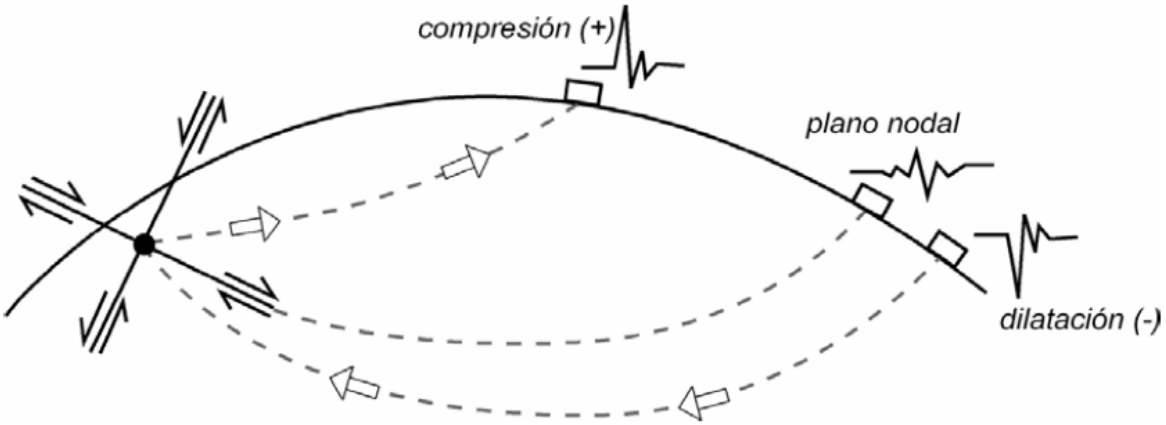


Figura 20. *Primeras llegadas compresivas (+), distensivas (-) y correspondientes a un plano nodal (no hay compresión ni dilatación). Modificada de Yeats et al., 1997 (Tomada de López-Fernández, 2008).*

La principal diferencia entre ambos métodos es que el cálculo del TMS permite representar las características de la fuente sísmica ofreciendo una mejor interpretación de las fuerzas implicadas en el origen del terremoto, el cuál no siempre está asociado a fallas. Por otro lado, el método clásico está limitado a la interpretación de fuentes sísmicas relacionadas con un modelo de doble par de fuerzas únicamente, es decir, a terremotos producidos por el movimiento de los bloques de falla.

De los cuatro eventos se han obtenido resultados de la inversión del TMS con un índice de error “Fnorm” comprendido entre 0,05-0,23 lo que se podría considerar como un ajuste aceptable. Todos los resultados obtenidos aparecen reunidos en el ANEXO.

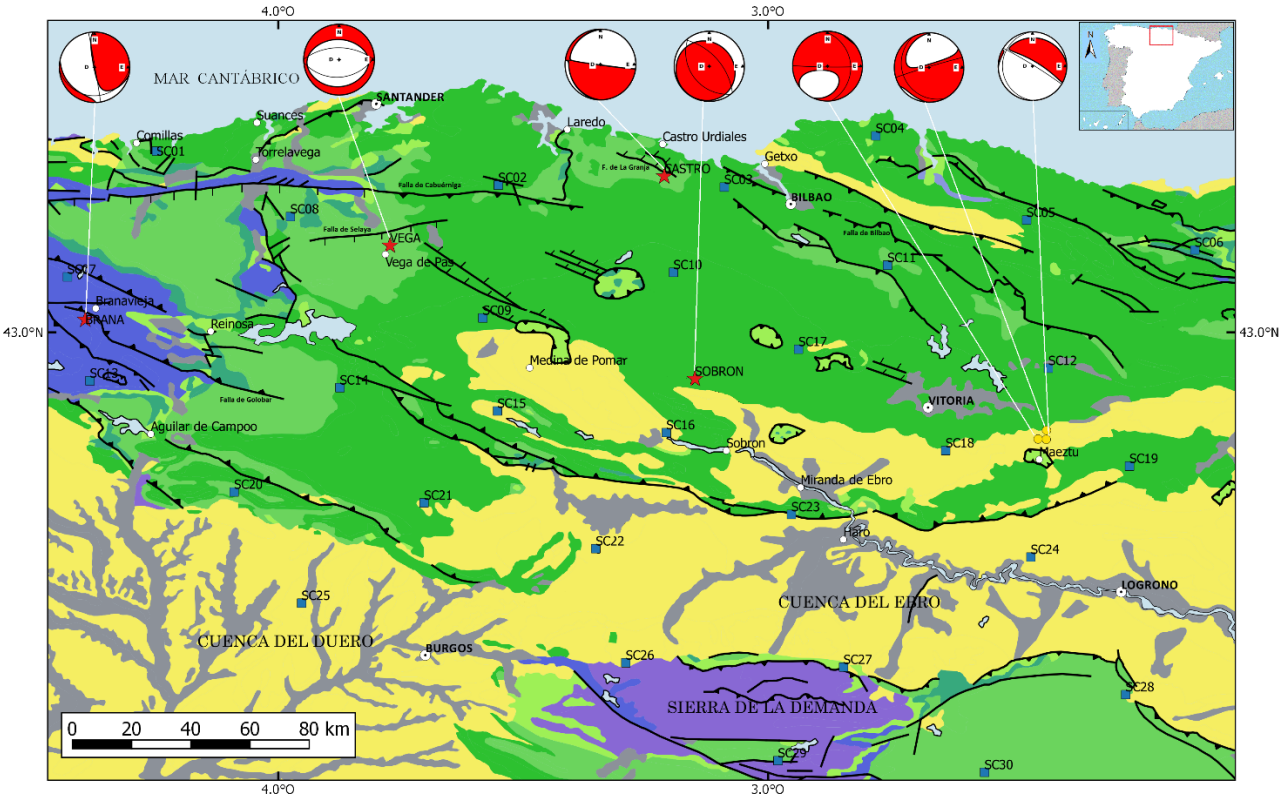


Figura 21. *Mapa sintético de la zona que muestra la localización epicentral de los eventos.*

Evento VEGA (01/11/2015 - 12:42:15)

Para este evento, con su foco localizado al norte del municipio de Vega de Pas (Cantabria), se han obtenido los siguientes resultados de la inversión del TMS con un Fnorm de 0,10:

43,18 N 3,77 O Prof.= 2 km Mw= 3,2 M_0: $7,35 \cdot 10^{+20}$ Nm

Componentes del TMS: 36,98% ISO + 21,92% DC + 41,10% CLVD

Los resultados muestran importantes componentes ISO y CLVD desviándose considerablemente de un modelo puro de doble par, siendo la componente ISO calculada negativa, es decir, de carácter implosivo (Fig. 22). En los terremotos de origen natural asociados a los movimientos de bloques de falla, la componente DC predomina sobre las demás, siendo la componente CLVD muy pequeña y la componente ISO despreciable en la mayoría de los casos (Cesca et al., 2013). Por tanto, los elevados porcentajes para las

componentes no-doble par obtenidos se alejan de los esperados para un terremoto producido por una falla.

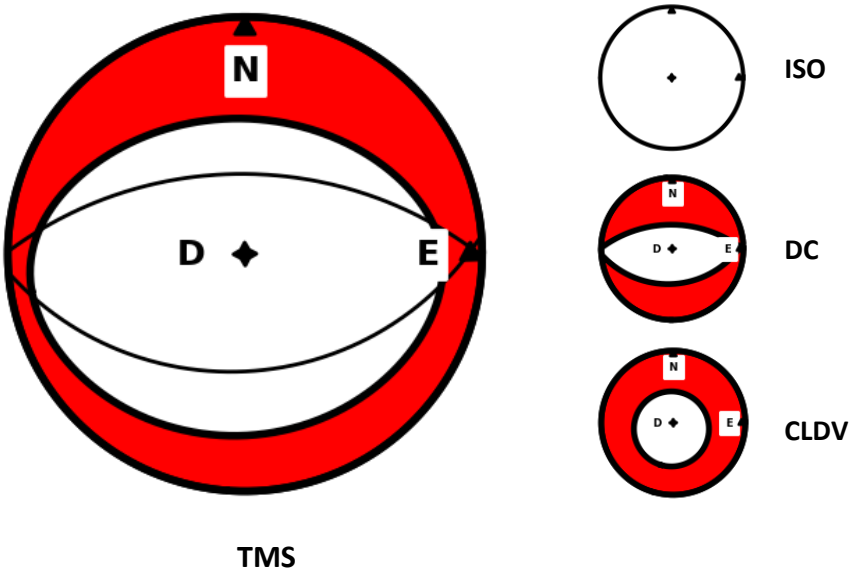


Figura 22. *Representaciones estereográficas del TMS y de sus componentes para el evento VEGA.*

La representación de la componente DC, considerada como la representación del mecanismo focal clásico, se interpreta como una falla normal casi pura con una mínima componente direccional senestra, con planos nodales orientados E-O que presentan un alto buzamiento (53º N y 37º S). Considerando la hipótesis de que el terremoto tuviese un origen asociado a una falla, la estructura más susceptible de constituir la fuente del evento es la falla de Selaya, situada al sur de la falla de Cabuérniga (Fig. 23). Ambas constituyen fallas normales de alto ángulo inclinadas hacia el sur que se unen en profundidad (Quintana, 2012).

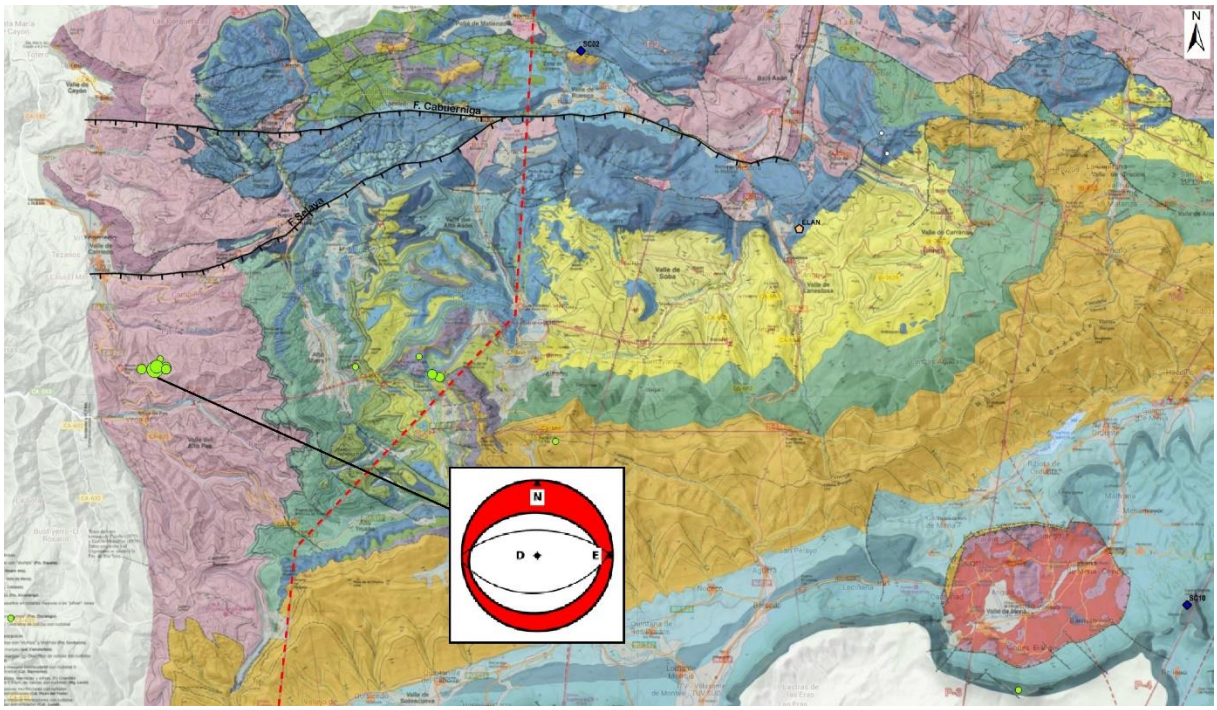


Figura 23. *Localización de los terremotos SISCAN (Pulgar et al., 2016) asociados a las fallas de Selaya y Cabuérniga sobre el mapa geológico (Quintana, 2012). El terremoto de VEGA corresponde al de mayor magnitud. La línea discontinua marca el corte geológico (Fig. 24) que se ha considerado.*

En el corte geológico de la figura 24 se han proyectado los focos de los terremotos que parecen estar asociados a las fallas de Selaya y Cabuérniga. Este corte es una representación aproximada de la proyección de los terremotos, pues como se observa en el mapa de esta zona (Fig. 23) los focos de los terremotos se encuentran a una cierta distancia del corte. Para el terremoto VEGA se ha calculado una profundidad del foco de 2 km mediante el programa HYPO71; esta profundidad difiere mucho con la presentada por el proyecto SISCAN calculada con el programa Hypocenter (Lienert, 1994), que es de 9,1 km; siendo esta última aparentemente más realista.

Los movimientos de estas fallas extensionales produjeron el hundimiento del Permo-Triásico y basamento, y de las calizas y margas del Júrascio marino; permitiendo el depósito del Complejo Purbeck y Weald durante el Jurásico Superior-Aptiense inferior, cuyo espesor, en la zona próxima a los focos de los terremotos, se reduce progresivamente en sentido norte-sur. Encima de estos materiales se depositó el Complejo Urgoniano durante el Aptiense-Albiense y el Complejo Supraurgoniano durante el Albiense superior-Cenomaniense inferior. En el corte la falla de Selaya, que aparece fosilizada por el Urgoniano, pone en contacto el Complejo Purbeck y Weald con el Permo-Triásico y basamento (Quintana, 2012).

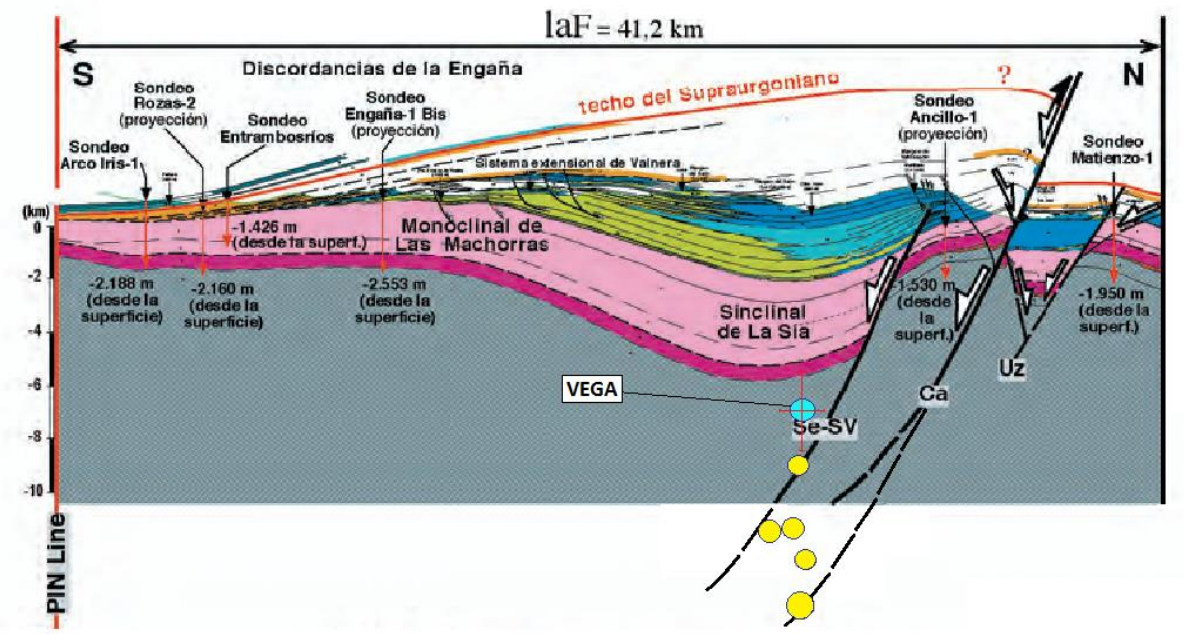


Figura 24. *Corte geológico (Quintana, 2012), donde aparece representado el foco del terremoto VEGA con su error focal y los demás terremotos asociados a las fallas calculados por en el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016).*

La solución calculada para este evento se aleja del comportamiento de un terremoto clásico, asociado a una falla, el cuál suele presentar una elevada componente DC. Esto podría ser indicativo de un mecanismo de ruptura diferente para este evento, sin embargo, la representación de la componente DC resultante se ajusta adecuadamente a la tectónica de la zona, llegando a considerar que su origen está asociado a una de las fallas mencionadas.

El mecanismo focal calculado por el proyecto SISCAN para este terremoto se asemeja al calculado mediante la inversión del TMS. Muestra asimismo una solución de falla normal con una pequeña componente de desgarre y uno de los planos nodales orientado aproximadamente E-O o ENE-OSO, de manera coherente con el trazado de la falla de Selaya (Fig. 25, Tabla 3).

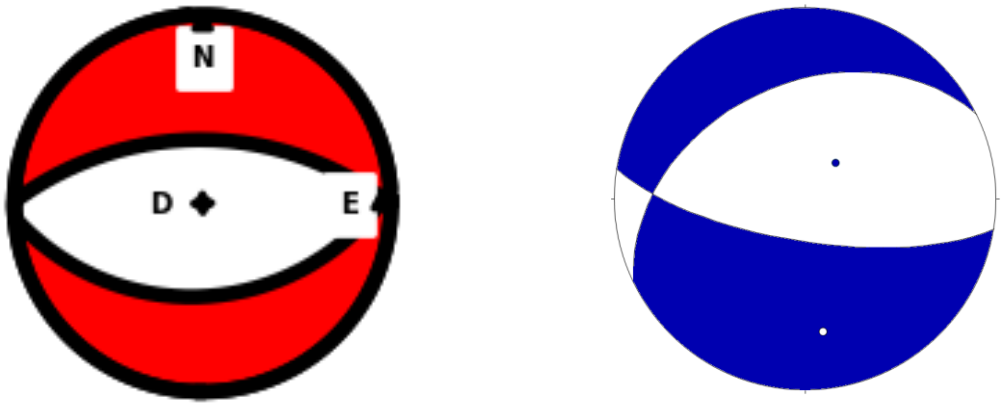


Figura 25. *A la izquierda la representación de la componente DC calculada mediante la inversión del TMS y a la derecha el mecanismo focal calculado por el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016) para el evento VEGA.*

	Plano 1		Plano 2	
	Dir	Buz	Dir	Buz
TMS	84º	37º	270º	53º
SISCAN	99º	72º	244º	40º

Tabla 3. *Orientación de los planos nodales calculados para el terremoto VEGA a partir de la inversión del TMS y los calculados por el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016).*

Evento CASTRO (2015/11/09 - 20:34:46)

Para este evento, con su foco localizado al sur del municipio de Castro Urdiales (Cantabria), se han obtenido los siguientes resultados de la inversión del TMS con un Fnorm de 0,05:

43,32 N 3,21 O Prof.= 3 km Mw= 2,6 M_0: 1,107 · 10+^{20} Nm

Componentes del TMS: 3,18% ISO + 93,47% DC + 3,35% CLVD

La solución muestra un elevado porcentaje de la componente DC, dominando con respecto a las componentes no doble-par. La representación del TMS se aproxima notablemente a un modelo puro de doble par de fuerzas, presentando la solución de la componente DC un plano nodal vertical orientado ONO-ESE, donde el bloque norte

corresponde al bloque hundido y el sur al levantado. Y otro plano orientado N-S de muy bajo buzamiento (7º O), que representaría un movimiento de desgarre (Fig. 26).

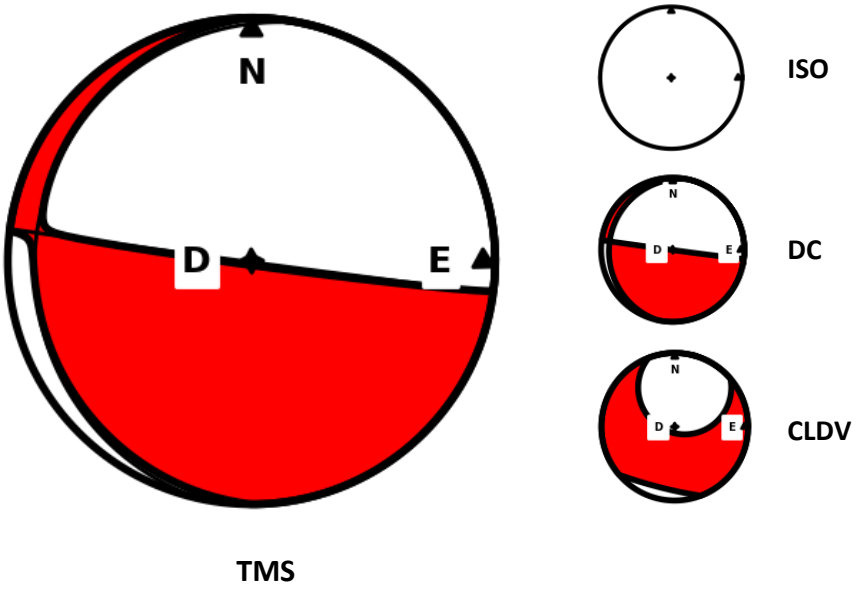


Figura 26. *Representaciones estereográficas del TMS y de sus componentes para el evento CASTRO.*

El primer plano descrito es el que mejor se ajusta a la tectónica de la zona, en la que se diferencia la falla de Agüera-Royal y la falla de La Granja, de orientación NO-SE, que se bifurca al sur en una serie de fallas menores y se une con la Falla de Sámano (Fig. 27). Ambas constituyen fallas normales inclinadas hacia el norte; en el caso de la falla de La Granja su buzamiento oscila entre 62º-70º N mostrando una ligera oblicuidad dextra o senestra (Quintana, 2012). La falla de La Granja está asociada al Anticlinal de Castro y desaparece hacia el noreste y sureste entre los materiales del Weald.

Para el evento de CASTRO se ha obtenido de su localización hipocentral un error focal muy alto en cuanto a su profundidad. En el corte geológico tomado de Quintana (2012) (Fig. 28) aparecen representados los focos de los tres terremotos calculados por el proyecto SISCAN, de los cuales el de mayor magnitud corresponde al estudiado. Estos terremotos parecen estar asociados con la falla Agüera-Royal.

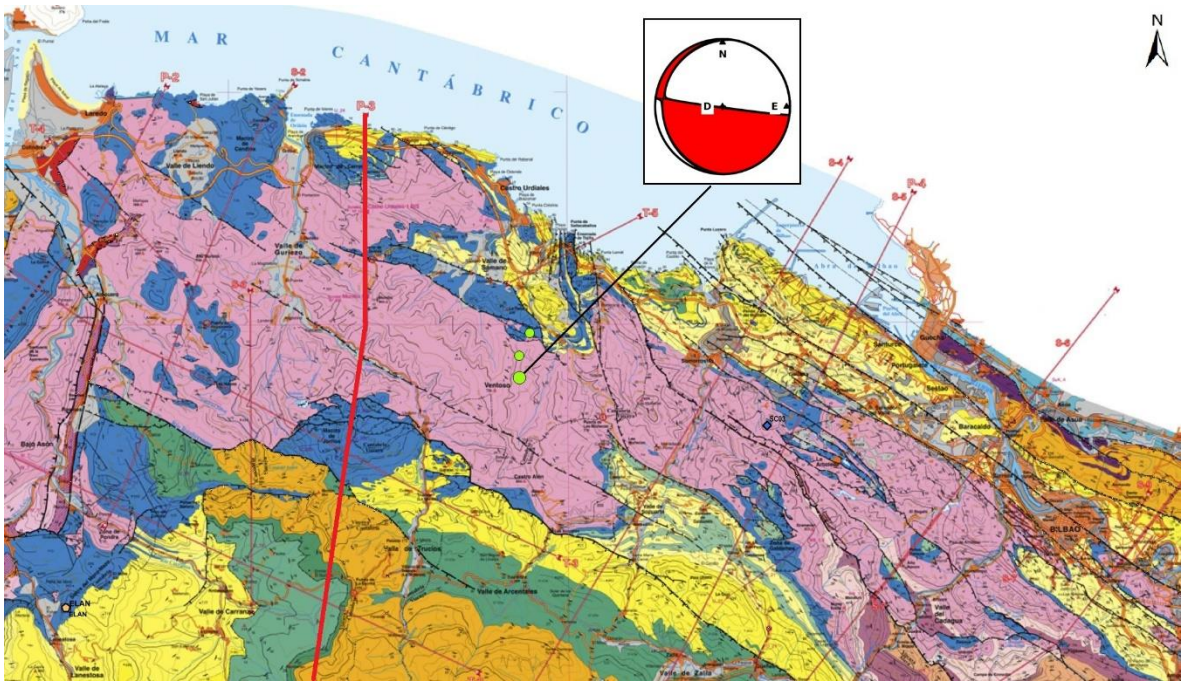


Figura 27. *Localización de los terremotos calculados por el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016), sobre el mapa geológico (Quintana, 2012). Aparece indicado el terremoto CASTRO con su solución del TMS.*

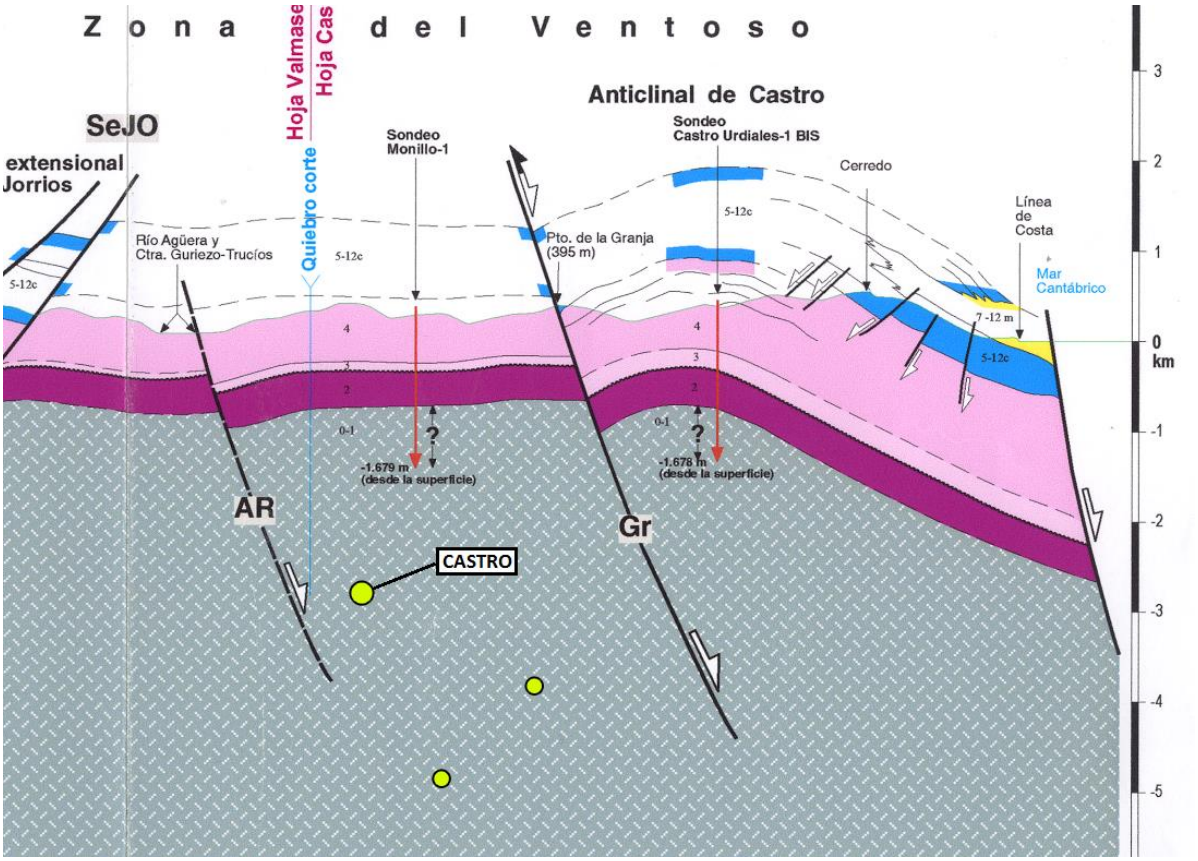


Figura 28*. Corte geológico (Quintana, 2012) del Anticlinal de Castro, la falla de La Granja y la falla de Agüera-Royal.*

El proyecto SISCAN ha calculado para este terremoto un mecanismo focal de falla normal con una fuerte componente de desgarre y uno de los planos nodales orientado NO-SE que presenta un gran buzamiento y es coherente con el trazado de la falla de Agüera-Royal (Fig. 29, Tabla 4).

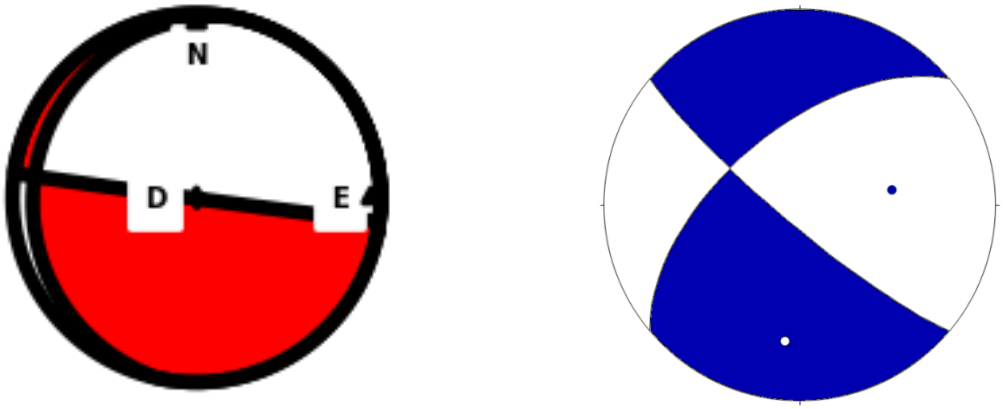


***Figura 29**. A la izquierda la representación de la componente DC calculada mediante la inversión del TMS y a la derecha el mecanismo focal calculado por el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016) para el evento CASTRO.*

	Plano 1		Plano 2	
	Dir	Buz	Dir	Buz
TMS	97º	90º	191º	7 º
SISCAN	130º	82º	230º	59º

***Tabla 4.** Orientación de los planos nodales calculados para el terremoto CASTRO a partir de la inversión del TMS y los calculados por el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016).*

Evento BRAÑA (2015/12/21 - 09:48:15)

Para este evento, con su foco localizado al SO del pueblo de Brañavieja, al oeste del municipio de Reinosa (Cantabria), se han obtenido los siguientes resultados de la inversión del TMS con un Fnorm de 0,23:

43,03 N 4,39 W Prof.= 7 km Mw= 2,9 M_0: 12,60 · 10+^{20} Nm

Componentes del TMS: 6,15% ISO + 80,77% DC + 13,08% CLVD

Al igual que en el evento anterior, los resultados muestran un elevado porcentaje de la componente DC, con una menor componente CLVD que no debe ser despreciada, y una baja componente ISO. La representación de la componente DC presenta un plano nodal prácticamente vertical orientado NNO-SSE y otro de bajo buzamiento orientado E-O (Fig. 30).

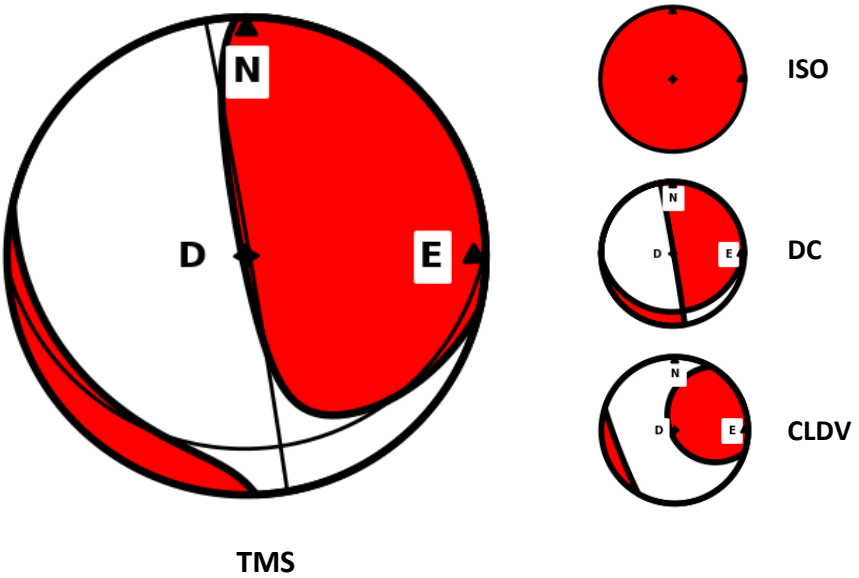


Figura 30. *Representaciones estereográficas del TMS y de sus componentes para el evento BRAÑA.*

La zona en la que se localiza el foco del terremoto contiene una serie de pliegues de traza axial E-O afectados por fracturas orientadas E-O y NO-SE que involucran al basamento (Espina, 1994) (Fig. 31). Entre estas fracturas está la falla de Golobar y la falla de Rumaceo, que corresponden a fallas inversas inclinadas hacia el NE; siendo la primera la más susceptible de ser la responsable del evento teniendo en cuenta la localización del foco y la orientación de la falla que en la zona del terremoto se acerca a una orientación N-S, coincidiendo con uno de los planos calculados. Las fallas de Rumaceo y Golobar constituyen fracturas hercinianas que fueron reactivadas durante de Jurásico superior, con las que está asociado el despegue extensional mesozoico-compresional alpino (Espina, 1996).

En el corte geológico de la figura 32 aparecen proyectados los tres terremotos calculados por el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016), indicándose el evento estudiado con su error focal y su solución del TMS. Aunque el foco del terremoto aparece situado al sur de la falla, su error focal permite asociarlo con la falla de Golobar.

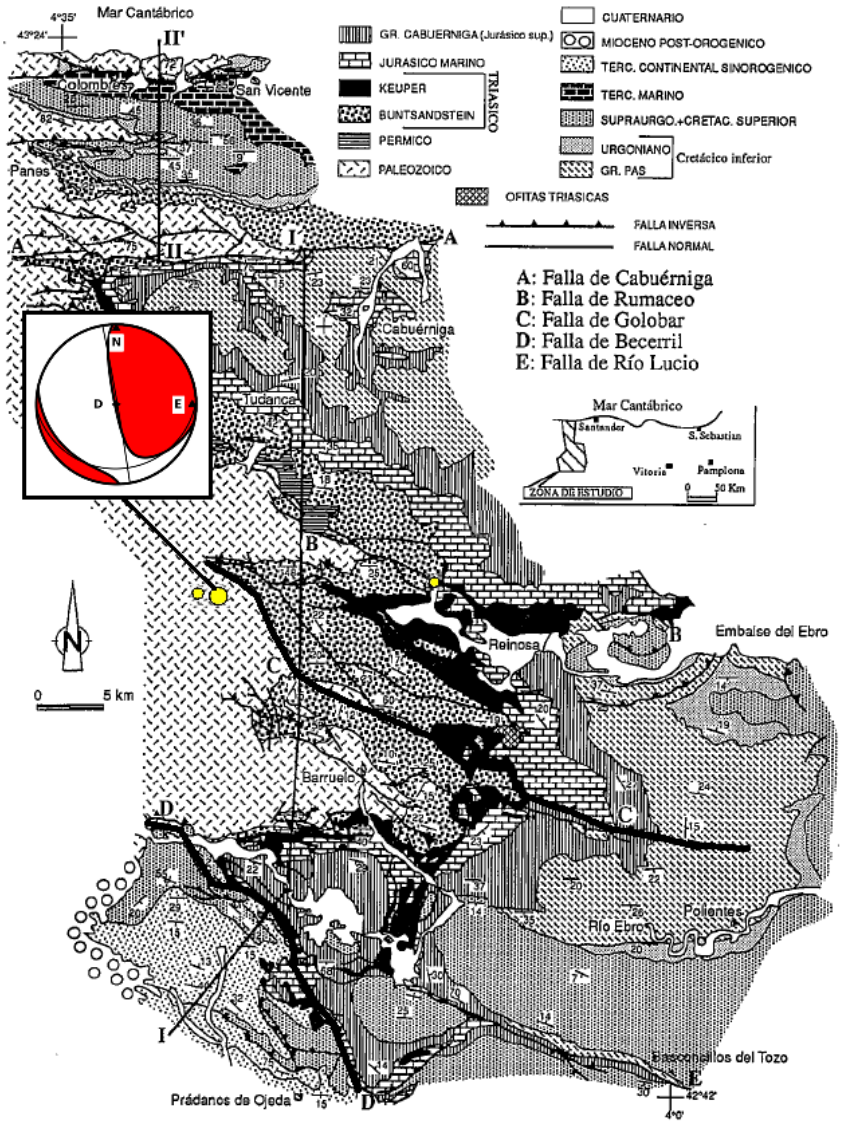


Figura 31. *Mapa geológico del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Espina, 1996).*

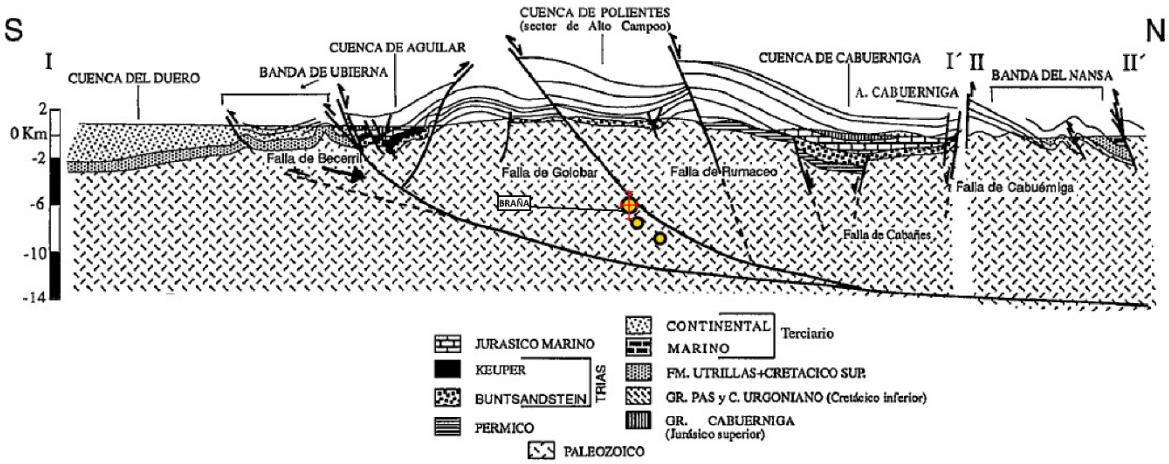


Figura 32. *Corte geológico del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Espina, 1996).*

El mecanismo focal calculado por el proyecto SISCAN para este terremoto muestra una solución de falla normal con una componente de desgarre con planos nodales orientados NO-SE y E-O. Este mecanismo difiere al calculado mediante la inversión de TMS, el cual se ajusta mejor a las fallas previamente indicadas, por lo que podría considerarse como una mejor solución (Fig. 33. Tabla 5).

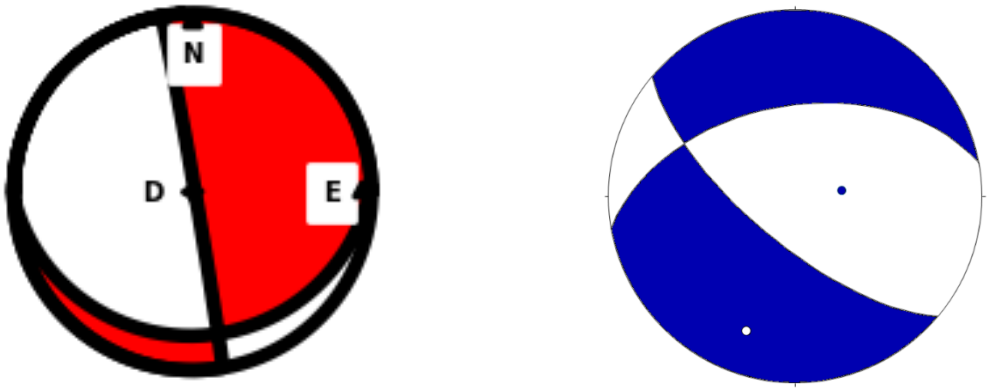


Figura 33. *A la izquierda la representación de la componente DC calculada mediante la inversión del TMS y a la derecha el mecanismo focal calculado por el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016) para el evento BRAÑA.*

	Plano 1		Plano 2	
	Dir	Buz	Dir	Buz
TMS	88º	12º	350º	88º
SISCAN	130º	70º	260º	50º

Tabla 5. *Orientación de los planos nodales calculados para el terremoto BRAÑA a partir de la inversión del TMS y los calculados por el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016).*

Evento SOBRÓN (2016/03/16 - 01:13:44)

Para este evento, con su foco localizado al NO del pueblo de Sobrón (Álava), se han obtenido los siguientes resultados de la inversión del TMS con un Fnorm de 0,18:

42,90 N 3,15 O Prof.= 1 km Mw= 2,2 M_0: 2,24 · 10+^{19} Nm

Componentes del TMS: 41,43% ISO + 28,57% DC + 30% CLVD

La solución muestra unos porcentajes variables para las componentes del tensor donde no domina ninguna componente. Los porcentajes de las componentes ISO y CLVD obtenidos implican una alta desviación de un modelo puro de doble par de fuerzas, lo que apunta a que el origen del evento no está asociado con una falla. Se ha obtenido un porcentaje considerablemente alto para la componente ISO, que es positiva lo que implica explosión (Fig. 34).

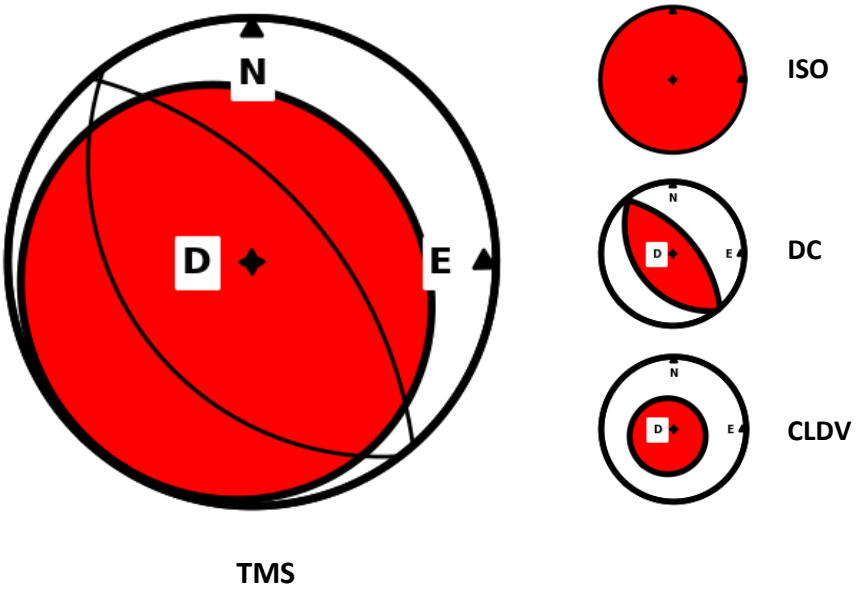


Figura 34. *Representaciones estereográficas del TMS y de sus componentes para el evento SOBRÓN*

La representación de la componente DC se interpreta como una falla inversa, con planos nodales orientados NO-SE. Es posible encontrar una explicación para esta desviación en la solución de un modelo doble par puro observando la tectónica de la zona, en la que se presenta una serie de diapiros alineados (al norte, los diapiros de Estella, Maeztu, Murguía, Orduña y Villasana de Mena; y al sur, los diapiros de Salinas de Añana y Treviño) (Fig. 35). La formación de los diapiros está asociada con la tectónica extensional de la zona y aparecen alineados siguiendo fallas presentes en el basamento no aflorantes (Espina, 1997). Por la localización de su foco y los porcentajes de las componentes resultantes de la inversión obtenidos, este evento puede estar asociado con los diapiros de la zona o con alguna estructura relacionada con ellos.

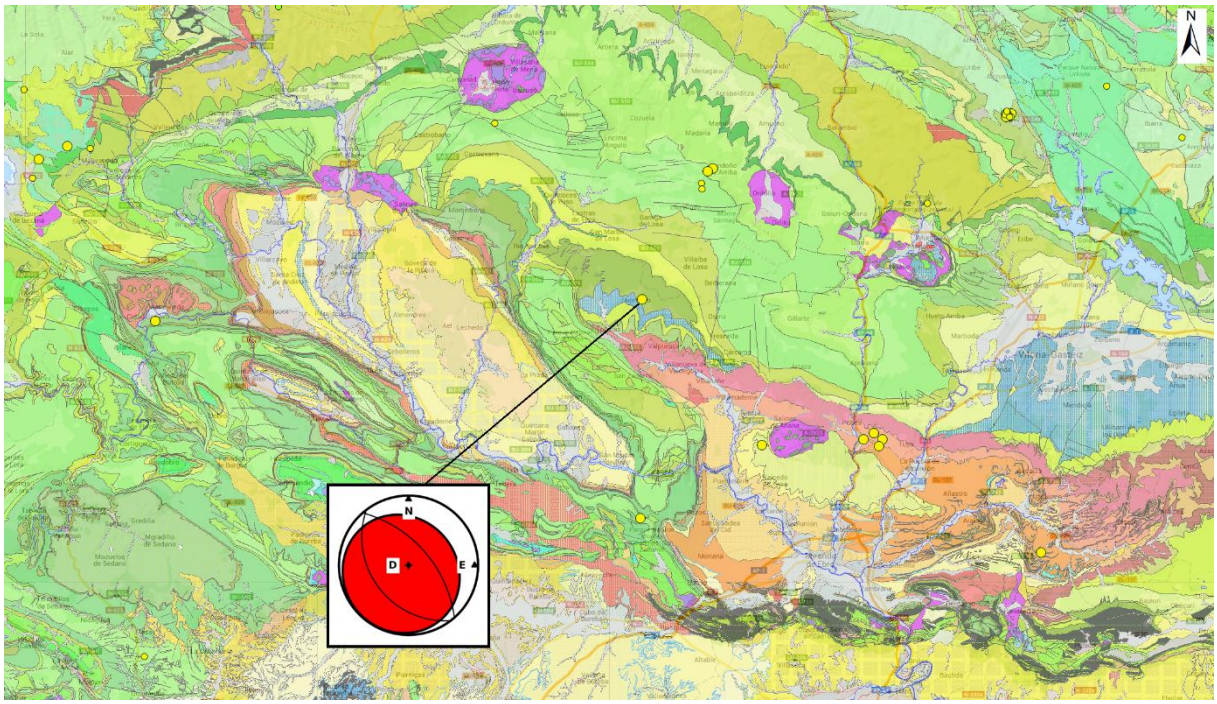


Figura 35. *Mapa geológico de la zona de las alineaciones de diapiros. Mapa Geológico de España 1:1.000.000 del IGME (2015). Aparece indicada la localización del evento SOBRÓN.*

El proyecto SISCAN ha calculado un mecanismo focal para este terremoto que muestra una solución de falla normal con una pequeña componente de desgarre con unos planos nodales orientados NE-SO. Este mecanismo es completamente diferente al calculado mediante la inversión del TMS, que presentaba una solución de falla inversa (Fig. 36. Tabla 6).

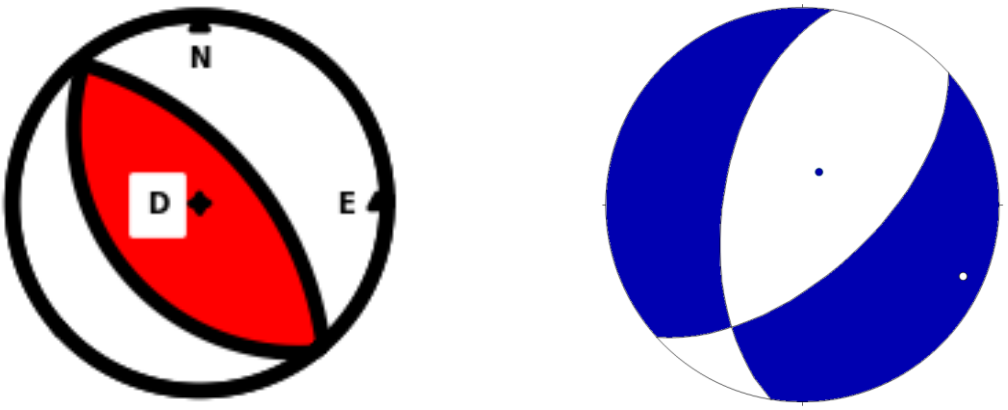


Figura 36. *A la izquierda la representación de la componente DC calculada mediante la inversión del TMS y a la derecha el mecanismo focal calculado por el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016) para el evento SOBRÓN.*

	Plano 1		Plano 2	
	Dir	Buz	Dir	Buz
TMS	320º	56º	145º	34º
SISCAN	48º	61º	189º	56º

Tabla 6.*Orientación de los planos nodales calculados para el terremoto SOBRÓN a partir de la inversión del TMS y los calculados por el proyecto SISCAN (Pulgar et al., 2016).*

Voladuras MAEZTU

Además de aplicar el método de inversión del TMS a los cuatro terremotos descritos previamente, este método también se ha llevado a cabo para tres voladuras producidas en la Cantera de Laminoria de arenas silíceas situada al norte del municipio de Arraia-Maeztu (Álava), que es la que realiza las mayores voladuras de la zona.

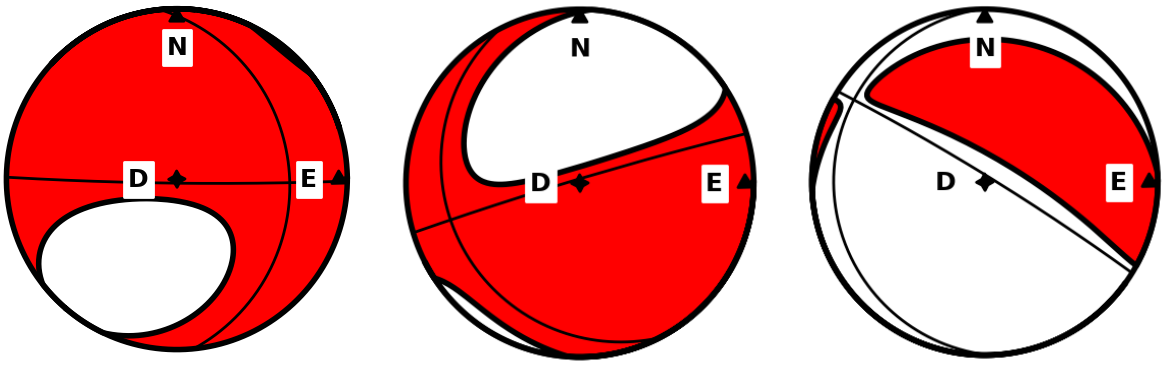
Estas voladuras están constituidas por varias explosiones separadas por microretardos. Se tratan de explosiones producidas cerca de la superficie, por ello su localización focal se ha fijado a una profundidad de 0,10 km en los tres casos para evitar errores del programa. Los resultados calculados del TMS, con un Fnorm de 0,12-0,26; muestran unos porcentajes variables de las componentes del tensor, con un valor de la componente isotrópica bastante alto y de carácter explosivo en dos de los casos (Tabla 7).

Voladura	**Coord.**	**Fecha/Hora**	**M_W**	**M_0**	**ISO (%)**	**DC (%)**	**CLVD (%)**
MAEZTU01	42,78 N 2,45 O	2015/05/28 11:40:21	1,8	$6{,}01 \cdot 10+^{18}$ Nm	45,1	42,23	12,68
MAEZTU02	42,80 N 2,43 O	2015/07/02 11:51:05	1,9	$8{,}60 \cdot 10+^{18}$ Nm	29,67	42,86	27,47
MAEZTU03	42,78 N 2,43 O	2015/09/15 11:57:29	1,9	$8{,}52 \cdot 10+^{18}$ Nm	28,16	44,66	27,18

Tabla 7. *Resultados del TMS obtenidos para las tres voladuras de la cantera de Laminoria (al norte de Maeztu).*

La solución de las voladuras podría decirse que presentan unos porcentajes de las componentes del TMS totalmente aleatorios. Comparando los resultados de las voladuras con los obtenidos en los terremotos, puede observarse la gran diferencia en los porcentajes de las tres componentes, presentado los terremotos unas componentes ISO y CLVD mucho menores.

La voladura de Maeztu03 presenta una solución algo anómala, pues muestra una ISO de carácter implosivo (compresivo), que no es congruente con una voladura que se trata de un evento explosivo. Dejando al margen la voladura Maeztu03, las otras dos voladuras muestran unas componentes totalmente diferentes (Fig. 37).



MAEZTU01 MAEZTU02 MAEZTU03

Figura 37. *Representación completa del TMS para las tres voladuras de la cantera de Laminoria (al norte de Maeztu).*

7. CONCLUSIONES

El Tensor Momento Sísmico constituye la mejor forma de representación de la fuente sísmica de un terremoto que se puede hacer hoy en día, aportando una descripción completa de las fuerzas equivalentes de una fuente sísmica general.

El método de inversión del Tensor Momento sísmico permite realizar su descomposición completa determinándose así sus componentes: Una componente isotrópica que representa las variaciones de volumen en la zona del foco sísmico, una componente desviatoria, relacionada con la apertura de grietas bajo tensión (Stein and Wysession, 2003) y una componente doble par. Las componentes ISO y CLVD muestran la desviación del mecanismo de doble par puro asociado a un terremoto producido por el movimiento de una falla. Estas tres componentes representan el campo de esfuerzos desviatorios asociado a la fuente sísmica. El análisis de cada una de las componentes por separado y conjuntamente, permite determinar las características de la fuente sísmica.

La representación clásica de la fuente sísmica, basado en el análisis de la polaridad de las ondas P, está limitada a la interpretación de fuentes sísmicas relacionadas con un modelo de doble par de fuerzas únicamente, que representa a terremotos producidos por el movimiento de los bloques de falla. Sin embargo, no todos los terremotos tienen un origen asociado a fallas, por ello esta representación no siempre es correctamente aplicable.

Mediante la inversión del Tensor Momento Sísmico puede determinarse además de sus componentes, el Momento Escalar (M_0) y la Magnitud Momento (Mw) del evento, que representa una medida de las dimensiones del terremoto, pues refleja la energía que es liberada desde la fuente sísmica

Los resultados obtenidos muestran un evento (VEGA) con un origen que podría estar asociado a una falla, sin embargo, presenta unas componentes no doble-par (ISO y CLVD) altas, alejándose considerablemente de un modelo doble par puro como el que representa al evento CASTRO. Esto podría ser indicativo de un mecanismo de ruptura diferente para este evento. Se ha determinado satisfactoriamente el mecanismo de ruptura de los terremotos estudiados, pudiendo asociarlos a las fallas presentes en la zona de estudio. También se presenta un evento con unos porcentajes de las tres componentes muy variables, en los que no predomina ninguna de ellas, que probablemente esté asociado con la formación de diapiros. Además, se

ha obtenido la solución de la inversión del TMS para tres voladuras, observándose unos resultados muy diferentes a los de los terremotos y unas componentes totalmente aleatorias.

A pesar de que el método de inversión del Tensor Momento Sísmico está desarrollado principalmente para eventos de magnitud moderada (>4) a escala regional, este trabajo prueba que es posible aplicar este método a eventos locales obteniendo resultados satisfactorios.

Gracias a la realización de este trabajo se han podido extraer conclusiones interesantes sobre la sismicidad de la región Vasco-Cantábrica, que pueden sumarse a la información aportada por otros estudios realizados en la zona. Sin embargo, este trabajo constituye únicamente una primera aproximación al cálculo del Tensor Momento Sísmico en terremotos de esta región, cuya información debe continuar siendo estudiada y ampliada.

REFERENCIAS

Aki, K. y Richards, P. G. (1980). Seismic Waves and Sources. Freeman, San Francisco.

Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Bastida, F., Bulnes, M., Heredia, N., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A. y Rodríguez-Fernández, L. R. (2004): Macizo Ibérico: Zona Cantábrica. *En*: *Geología de España*. *Sociedad Geológica de España*. Ed. J. A. Vera, 43.

Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I, Carballeira, J, Corrochano, A, Huerta, P y Rodríguez J. M. (2004) La Cuenca del Duero. *En: Geología de España*. (Ed. Princ.: J.A. Vera). Sociedad geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. 550-556.

Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996). Terciary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian mountains (NW Spain). *En*: *Tertiary basins of Spain: The Stratrigraphic Record of Crustal Kinematics*. (Eds. Friend, P.F y Dabrio, C.J) pp. 214-227, Cambridge University Press, Cambridge.

Alonso, J. L., Pulgar, J. A. y Pedreira, D. (2007). El relieve de la Cordillera Cantábrica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, Vol. 15 (2): 164-174. ISSN: 1132-9157.

Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J.I., González-Lodeiro, F. Klein, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Ortega, E., Pablo-Maciá, J. G., Peinado, M. y Rodríguez-Fernández, L. R. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la zona de Galicia-Tras-os-Montes. II Congr. Geol. España, Simposios, 74-84.

Barnolas, A., y Pujalte, V. (2004): La Cordillera Pirenaica. *En: Geología de España*. Sociedad Geológica de España. Ed. J. A. Vera, 233-241

Bastida, F. (2004): Macizo Ibérico: Zona Cantábrica. *En: Geología de España*. Sociedad Geológica de España. Ed. J. A. Vera, 25.

Boillot, G. y Malod, J. (1988): The north and north-west spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4): 295-316.

Bormann, P. (Ed.) (2000). New Manual of Seismology Observatory Practice (NMSOP). IASPEI, *GFZ German Research Center for Geosciences*.

Casas-*Sainz*, A.M. y Faccenna, C. (2001). Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*. 13: 281–288

Cesca, S., Rohr, A., y Dahm, T. (2013): Discrimination of induced seismicity by full moment tensor inversion and decomposition. *Journal of Seismology*, 17(1):147–163.

Colchen, M. (1974): Géologie de la Sierra de La Demanda, Burgos-Logroño (Espagne). *Mem. Inst. Geol. Min. España*. 85: 1-436.

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.

Espina, R. G. (1994): Extensión mesozoica y acortamiento alpino en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Cuaderno Lab. Xeoloxico de Laxe*, 19 137-150.

Espina, R. G. (1996): Tectónica extensional en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Codillera Cantábrica, NO de España). *Geogaceta*, 890-892.

Espina, R. G. (1997): La estructura y evolución tectonoestratigráfica del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo*, 230.

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.

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.

Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bulletin of St. Louis University*, 8(1): 56-71.

Gilbert, F. (1970). Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 22:223–226.

Gilbert, F. (1973). Derivation of source parameters from low-frequency spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 274:369–371.

Goldstein, P. y Minner, L. (1996): SAC2000: Seismic Signal Processing and Analysis Tools for the 21st Century. *Seismological Research Letters*, 67(39).

Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M., y Minner, L. (2003): SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. In Lee, W., Kanamori, H., Jennings, P., y Kisslinger, C., editors, *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, *pages 107–120. Academic Press, London*.

González-Cortina, J. (2015). Sismicidad inducida por minería en la cuenca carbonífera central de Asturias (noroeste de España). *Tesis doctoral. Universidad de Oviedo*. 284.

Hanks, T.C. y H. Kanamori (1979). A moment magnitude scale. *J. geophys*. Res. 84, 23480-23500.

Herraiz, M., De Vicente., G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.l., 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.

Herrmann, R. B. (2002). Computer Programs in Seismology: an overview of synthetic seismogram computation. Disponible online, ftp://ftp.eas.slu.edu/pub/rbh/TUTORIAL.330/cps330o.pdf.

Herrmann, R. B. y Ammon, C. J. (2004). Computer Programs in Seismology: source inversion. Disponible online, http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/CPS/CPS330/cps330s.pdf.

Jost, M. L. y Herrmann, R. B. (1989). A Student's Guide to and Review of Moment Tensors. *Seismological Research Letters*, 60:37–57, 1989.

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.

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.

Krieger, L. y Heimann, S. (2012). Moment Tensor plotting and decomposition: A tool for grafical and numerical analysis of Seismic Moment Tensors. *Seismol*. *Res. Lett*., 83:589–595.

Lay, T. and T. C. Wallace. (1995). Modern Global Seismology. *Academic Press*, 521.

Lee, W. H. y Lahr, J. C. (1995): HYPO71 (revised): A computer program for determining hypocenters, magnitudes and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geological Survey Open-File report* 75-311, 116.

Lienert, B. R. (1994): HYPOCENTER 3.2: A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally. Technical report, Hawaii Institute of Geophysics & Planetology (lienert@ soest.hawaii.edu), 70.

López-Fernández, C., Pulgar, J. A., Glez.-Cortina, J.M., Gallart, J., Díaz, J. y Ruiz, M. (2004): Actividad sísmica en el noreste de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto GASPI (1999-2002): *Trabajos de Geología*, 24: 91-106.

López-Fernández, C. (2008): Actividad sísmica, zonación sismotectónica y riesgo sísmico en el NO de la península Ibérica. *Tesis Doctoral, Univ. Oviedo*. 304.

Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Variszden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch*, 6: 78-92.

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 Mezcua, 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.

Meléndez, G. y Aurell, M. (2004): El Jurásico de la vertiente sur de los Pirineos. *En: Geología de España. Sociedad Geológica de España. Ed. J. A. Vera*, 277-279.

Pardo, G. (2004). La Cuenca del Ebro. (Coordinador). *En*: *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, Universidad de Oviedo. España*. 343.

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., Bea, F., Bastida, F., Marcos, Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J. F. y González, F. (2004): La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. *En*: *Geología de España*. (Ed. Princ.: J.A. Vera). *Sociedad Geológica de España*. Ed. J. A. Vera, 24.

Pulgar, J. A., González-Cortina, J., Sánchez, J. A., González, A. D., Perales, L. P. y Fernández, M. R. (2016). Sismicidad natural en la región Vasco-Cantábrica. *Informe final. Universidad de Oviedo*.

Quintana, L. (2012): Extensión e inversión tectónica en el sector central de la Región Vasco-Cantábrica (Cantabria-Vizcaya, N de España). *Tesis doctoral. Universidad de Oviedo*. 560.

Rat, P. (1959). Les Pays crétacés vasco-cantabriques. *Publ. Univ. Dijon, XVIII*, 525.

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.

Serrano, A., y Martínez del Olmo, W. (1990). Tectónica salina en el Dominio Cántabro-Navarro: evolución, edad y origen de las estructuras salinas. Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ehro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante (F. Ortí y J. M. Salvany, eds.), ENRESA-GPPG, 39-53.

Sipkin, S. A. (1982). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Synthetic waveforms. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 30:242–259.

Stein, S. y Wysession, M. (2003): An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure,245.

Teixell, A. (2000). Geotectónica de los Pirineos. *Investigación y Ciencia*, 288: 54-65.

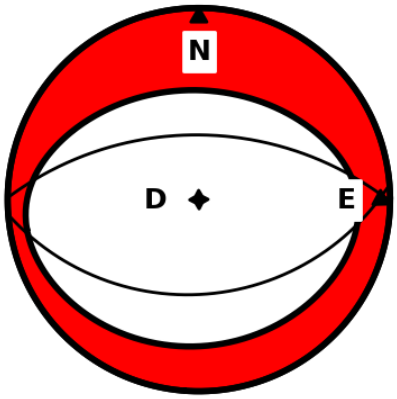
Udías, A., López-Arroyo, A. y J. Mezcua (1983). Sismicidad y sismotectónica de España. *En*: *Geología de España, Libro Jubilar J. M. Ríos. Instituto Geológico y Minero de España*, 613-624.

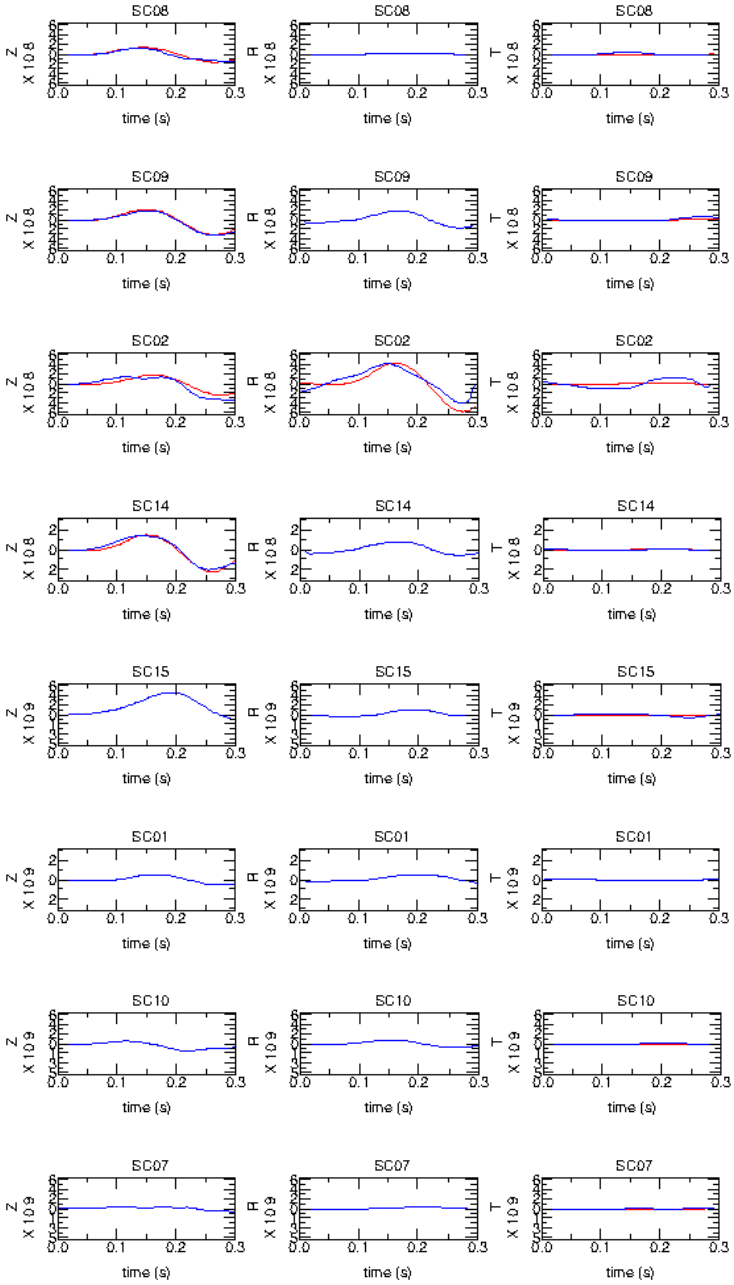
ANEXO

VEGA (2015/11/01) 12:42:15 43,18 N 3,77 O 2 km 113º GAP

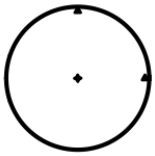
36,98% ISO + 21,92% DC + 41,10% CLVD

(0,10 Fnorm; 0,39 ε)

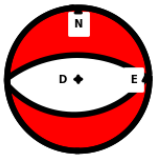




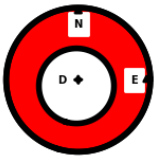
COMPONENTES



ISÓTROPA



DOBLE PAR



DIPOLO COMPENSADO

Momento:

Isótropo: -2,729 · 10^{+20} Nm

Doble Par: 1,589 · 10^{+20} Nm

Dipolo: 2,955 · 10^{+20} Nm

Escalar: 7,35 · 10^{+20} Nm

Mw = 3,2

$$\begin{pmatrix} 0{,}16 & -0{,}01 & 0{,}16 \\ -0{,}01 & 0{,}02 & 0{,}04 \\ 0{,}16 & 0{,}04 & -1{,}00 \end{pmatrix} \times 9{,}994 \cdot 10^{+12}$$

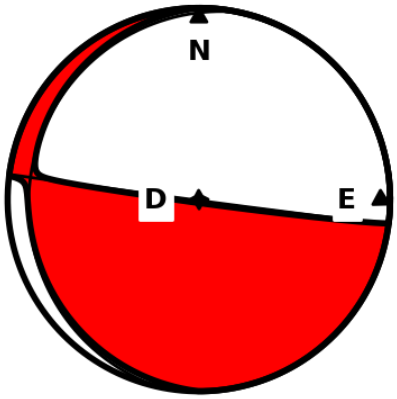
Plano focal 1: strike = 270º, dip = 53º, slip-rake = -86º

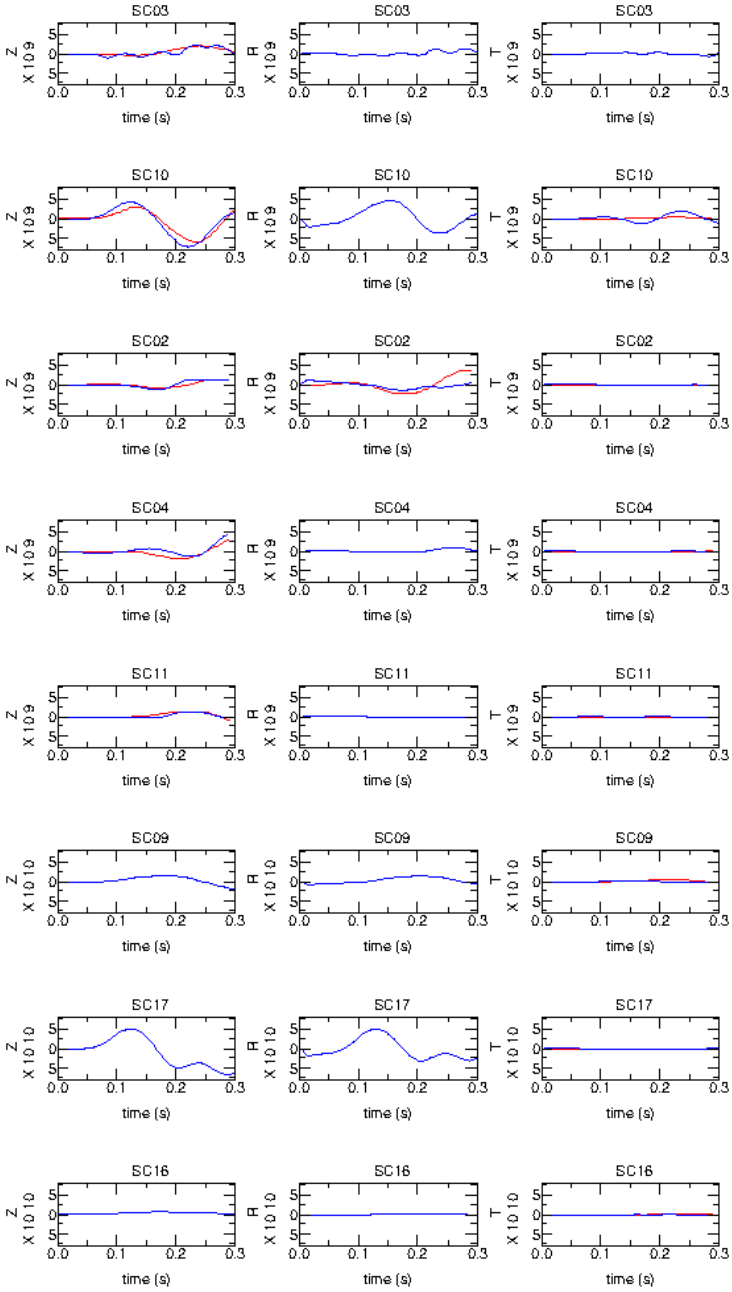
Plano focal 2: strike = 84º, dip = 37º, slip-rake = -95º

CASTRO (2015/11/09) 20:34:46 43,32 N 3,21 O 3 km 169º GAP

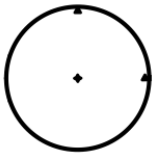
3,18% ISO + 93,47% DC + 3,35% CLVD

(0,05 Fnorm; 0,03 ε)

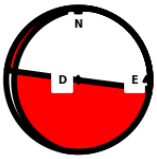




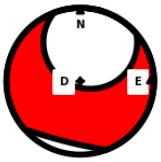
COMPONENTES



ISÓTROPA



DOBLE PAR



DIPOLO COMPENSADO

Momento:

Isótropo: -3,451 · 10+^{18} Nm

Doble Par: 1,015 · 10+^{20} Nm

Dipolo: 3,641 · 10+^{18} Nm

Escalar: 1,107 · 10+^{20} Nm

Mw = 2,6

$$\begin{pmatrix} -0{,}00 & -0{,}12 & 1{,}00 \\ -0{,}12 & 0{,}03 & 0{,}14 \\ 1{,}00 & 0{,}14 & -0{,}07 \end{pmatrix} \text{ X } 1{,}052 \cdot 10^{+13}$$

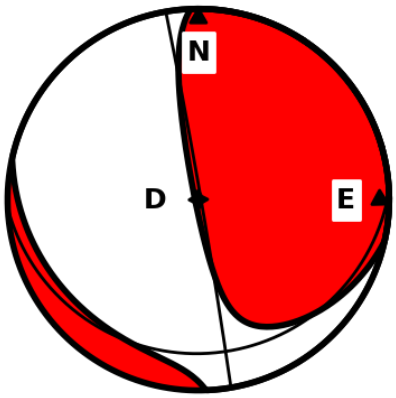
Plano focal 1: strike = 97º, dip = 90º, slip-rake = -83º

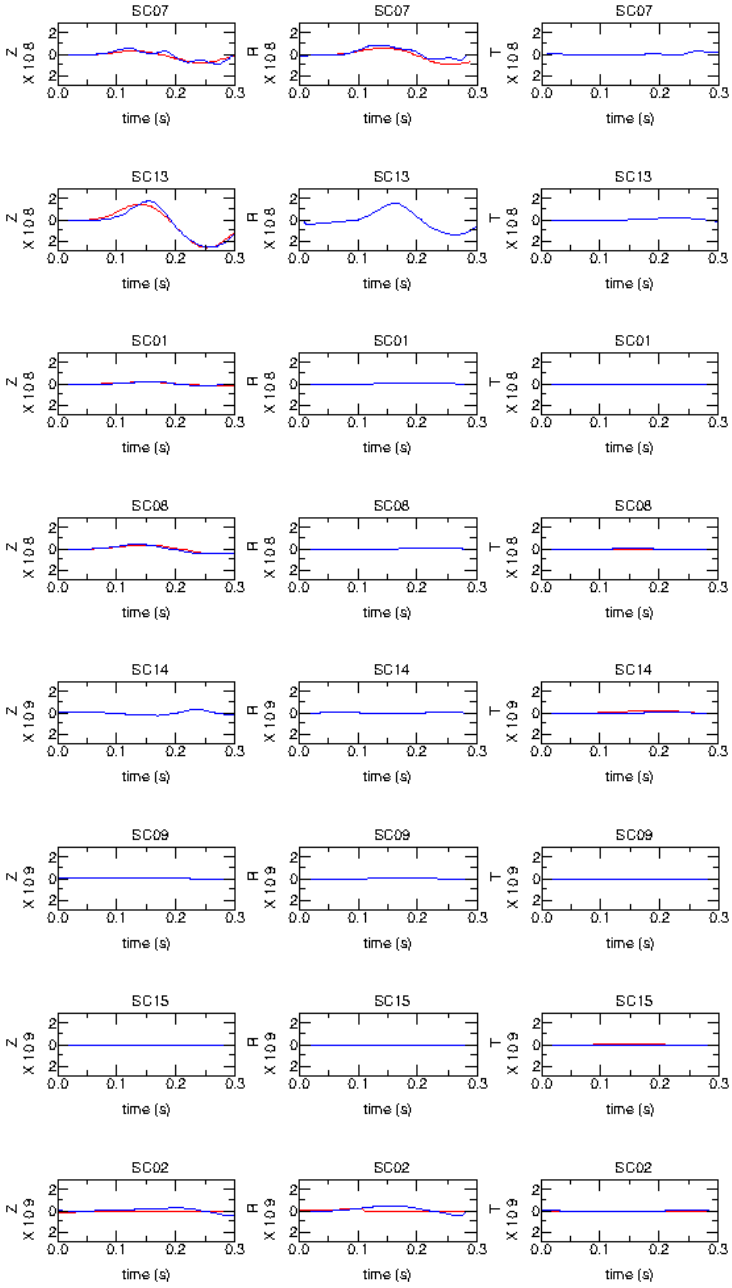
Plano focal 2: strike = 191º, dip = 7º, slip-rake = -176º

BRAÑA (2015/12/21) 09:48:15 43,03 N 4,39 W 7 km 166º GAP

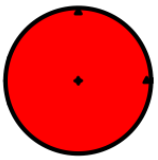
6,15% ISO + 80,77% DC + 13,08% CLVD

(0,23 Fnorm; 0,12 ε)

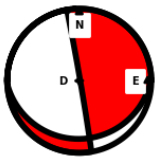




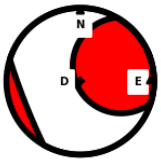
COMPONENTES



ISÓTROPA



DOBLE PAR



DIPOLO COMPENSADO

Momento:

Isótropo: 1,598 · 10+^{19} Nm

Doble Par: 2,056 · 10+^{20} Nm

Dipolo: 3,430 · 10+^{19} Nm

Escalar: 2,60 · 10+^{20} Nm

Mw = 2,9

$$\begin{pmatrix} 0{,}02 & 0{,}25 & 0{,}21 \\ 0{,}25 & 0{,}11 & 1{,}00 \\ 0{,}21 & 1{,}00 & 0{,}07 \end{pmatrix} \text{ X } 2{,}456 \cdot 10^{+13}$$

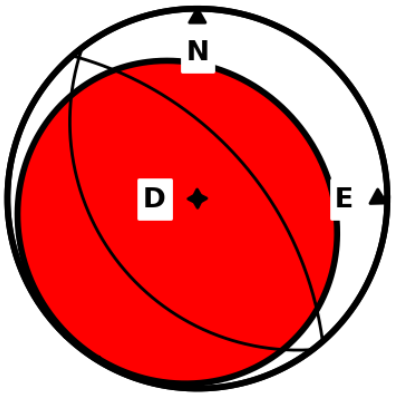
Plano focal 1: strike = 350º, dip = 88º, slip-rake = -78º

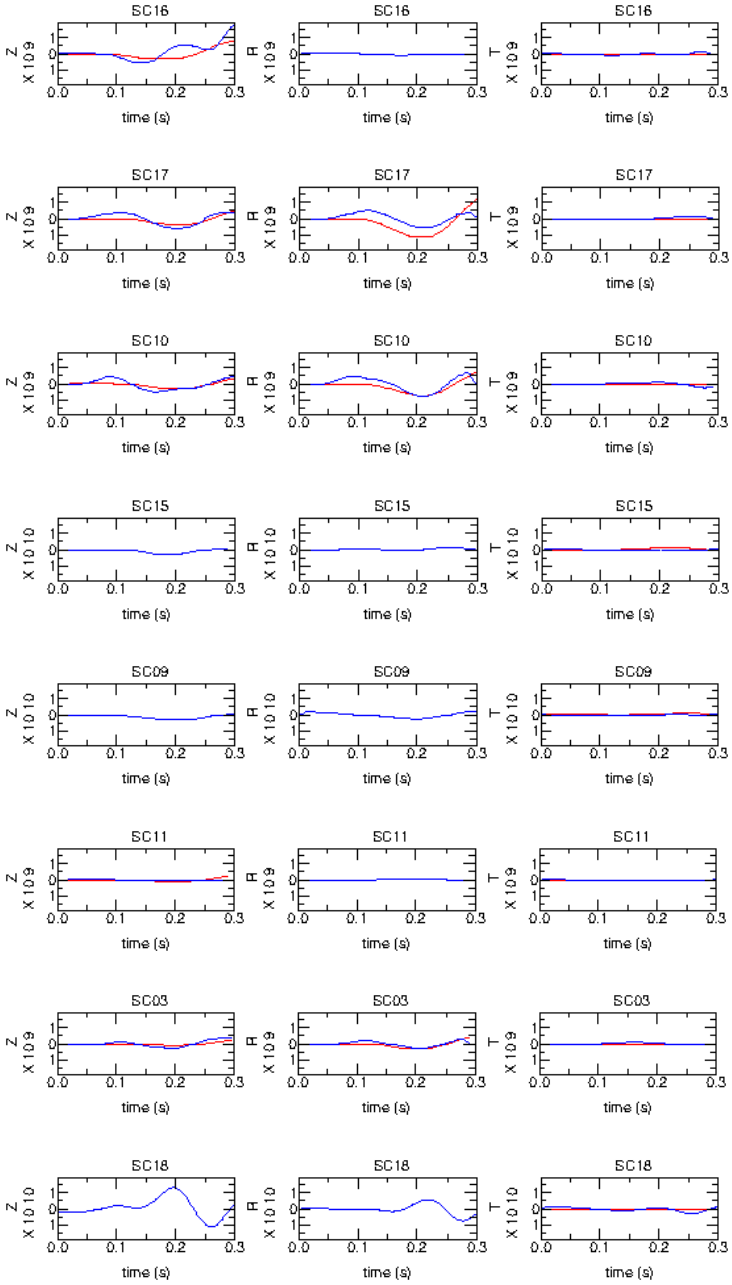
Plano focal 2: strike = 88º, dip = 12º, slip-rake = -172º

SOBRÓN (2016/03/16) 01:13:44 42,90 N 3,15 O 1 km 90º GAP

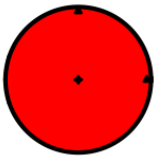
41,43% ISO + 28,57% DC + 30% CLVD

(0,18 Fnorm; 0,33 ε)



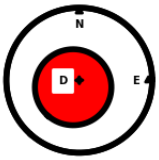


COMPONENTES



ISÓTROPA

DOBLE PAR



DIPOLO COMPENSADO

Momento:

Isótropo: 2,949 · 10+^{18} Nm

Doble Par: 2,005 · 10+^{18} Nm

Dipolo: 2,065 · 10+^{18} Nm

Escalar: 2,24 · 10+^{19} Nm

Mw = 2,2

$$\begin{pmatrix} -0{,}01 & 0{,}01 & 0{,}16 \\ 0{,}01 & -0{,}02 & -0{,}14 \\ -0{,}16 & -0{,}14 & 1{,}00 \end{pmatrix} \text{ X } 3{,}033 \cdot 10^{+12}$$

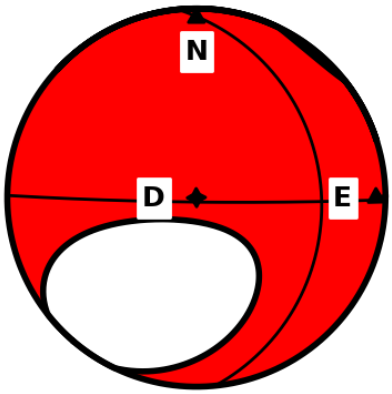
Plano focal 1: strike = 320º, dip = 56º, slip-rake = 87º

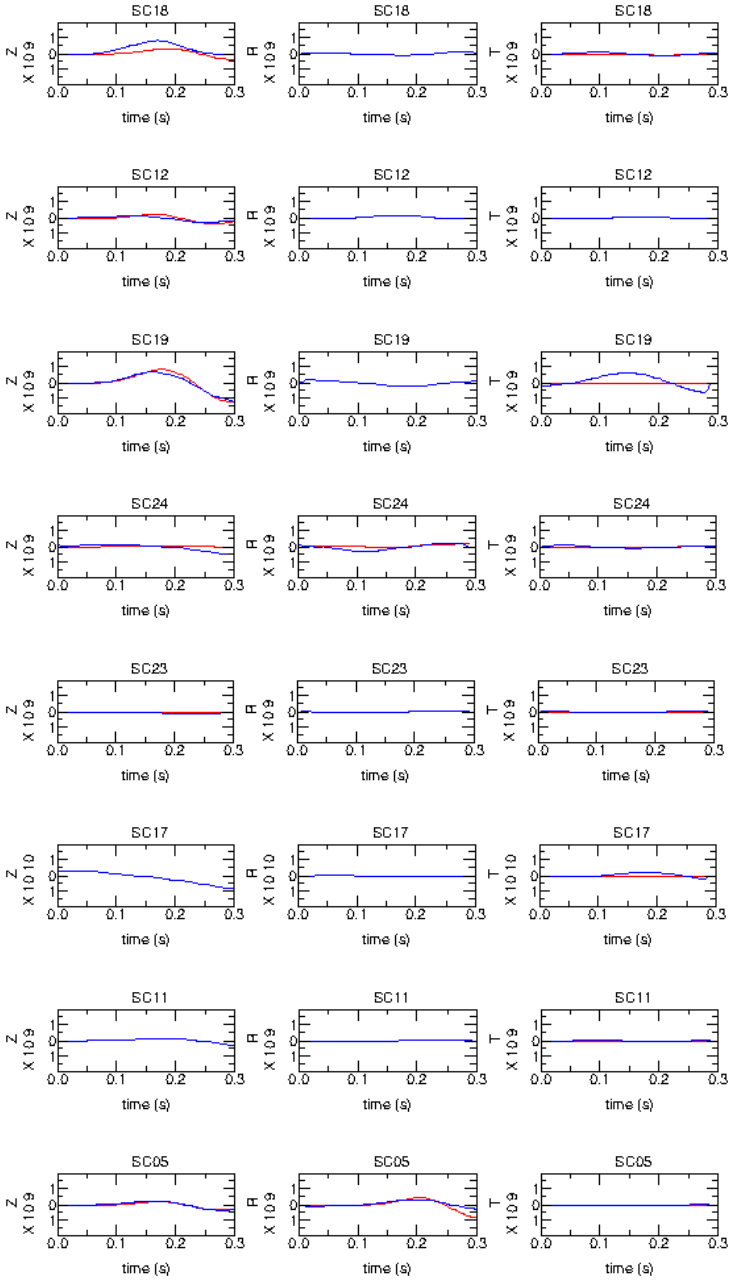
Plano focal 2: strike = 145º, dip = 34º, slip-rake = 94º

MAEZTU01 (2015/05/28) 11:40:21 42,78 N 2,45 O 0,10 km 106º GAP

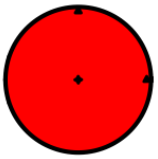
45,1% ISO + 42,23% DC + 12,68% CLVD

(0,22 Fnorm; 0,18 ε)



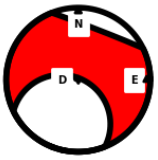


COMPONENTES



ISÓTROPA

DOBLE PAR



DIPOLO COMPENSADO

Momento:

Isótropo: 3,228 · 10+^{18} Nm

Doble Par: 3,042 · 10+^{18} Nm

Dipolo: 8,914 · 10+^{17} Nm

Escalar: 6,01 · 10+^{18} Nm

Mw = 1,8

$$\begin{pmatrix} 0{,}30 & -0{,}43 & 1{,}00 \\ -0{,}43 & 0{,}49 & 0{,}04 \\ 1{,}00 & 0{,}04 & 0{,}50 \end{pmatrix} \text{ X } 4{,}953 \cdot 10^{+11}$$

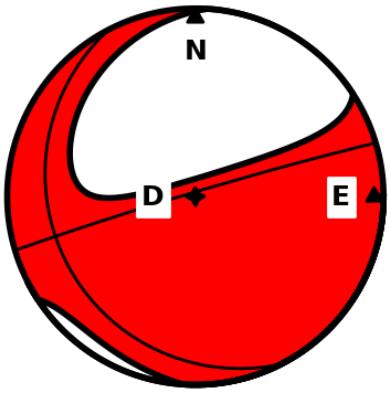
Plano focal 1: strike = 91º, dip = 87º, slip-rake = 67º

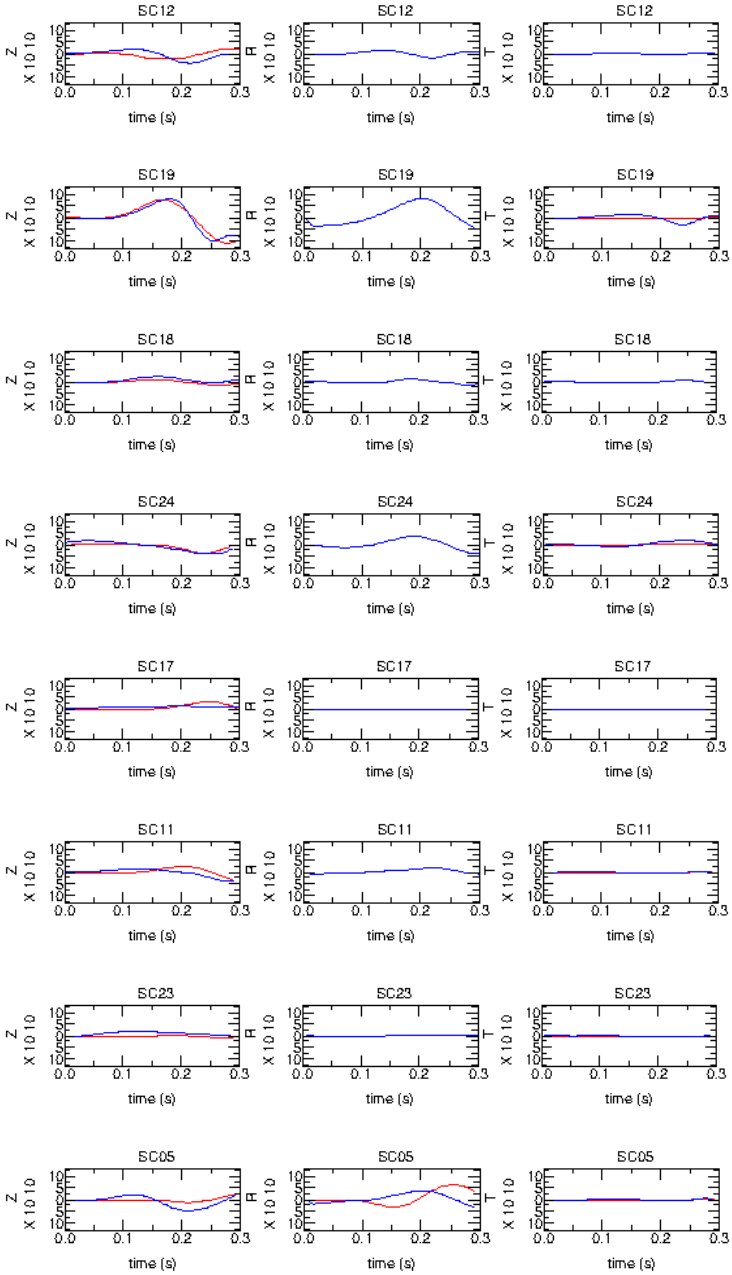
Plano focal 2: strike = 355º, dip = 23º, slip-rake = 173º

MAEZTU02 (2015/07/02) 11:51:05 42,80 N 2,43 O 0,10 km 119º GAP

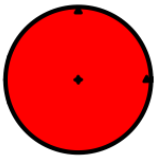
29,67% ISO + 42,86% DC + 27,47% CLVD

(0,12 Fnorm; 0,28 ε)

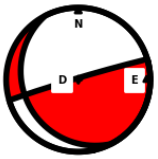




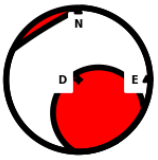
COMPONENTES



ISÓTROPA



DOBLE PAR



DIPOLO COMPENSADO

Momento:

Isótropo: 2,683 · 10+^{18} Nm

Doble Par: 3,857 · 10+^{18} Nm

Dipolo: 2,470 · 10+^{18} Nm

Escalar: 8,60 · 10+^{18} Nm

Mw = 1,9

$$\begin{pmatrix} 0{,}03 & -0{,}24 & -1{,}00 \\ -0{,}24 & 0{,}30 & 0{,}35 \\ -1{,}00 & 0{,}35 & 0{,}38 \end{pmatrix} \text{ X } 7{,}560 \cdot 10^{+11}$$

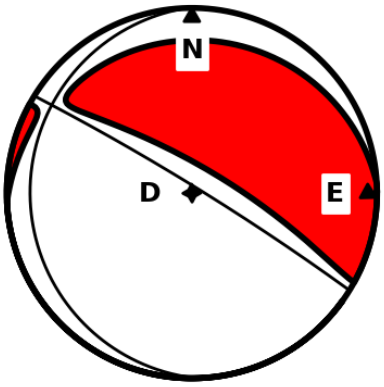
Plano focal 1: strike = 253º, dip = 87º, slip-rake = 75º

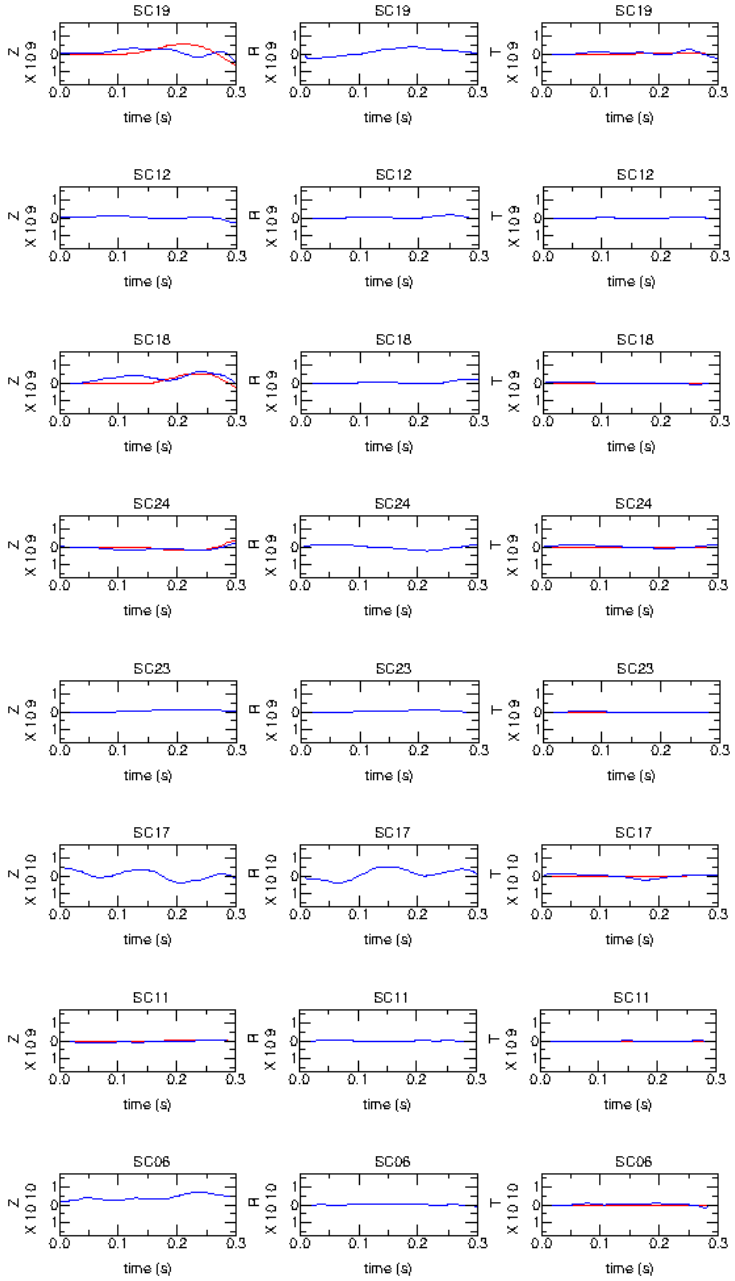
Plano focal 2: strike = 153º, dip = 15º, slip-rake = 169º

MAEZTU03 (2015/09/15) 11:57:29 42,78 N 2,43 O 0,10 km 84º GAP

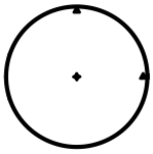
28,16% ISO + 44,66% DC + 27,18% CLVD

(0,26 Fnorm; 0,27 ε)

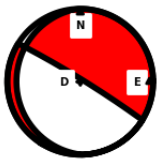




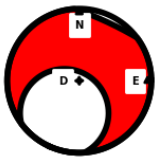
COMPONENTES



ISÓTROPA



DOBLE PAR



DIPOLO

COMPENSADO

Momento:

Isótropo: -2,864 · 10+^{18} Nm

Doble Par: 4,607 · 10+^{18} Nm

Dipolo: 2,807 · 10+^{18} Nm

Escalar: 8,52 · 10+^{18} Nm

Mw = 1,9

$$\begin{pmatrix} -0{,}36 & -0{,}09 & 1{,}00 \\ -0{,}09 & 0{,}01 & 0{,}54 \\ 1{,}00 & 0{,}54 & -0{,}67 \end{pmatrix} \text{ X } 6{,}767 \cdot 10^{+11}$$

Plano focal 1: strike = 301º, dip = 86º, slip-rake = -96º

Plano focal 2: strike = 178º, dip = 8º, slip-rake = -34º