UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

(Geofísica y Meteorología)

DETERMINACIÓN DE LA FUENTE SÍSMICA A DISTANCIAS REGIONALES: APLICACIÓN A LA SERIE DE EL HIERRO 2011

Memoria para optar al grado de Doctor presentada por

Carmen del Fresno Rodríguez-Portugal

Bajo la dirección de los doctores:

Elisa Buforn Peiró

Simone Cesca

Madrid, 2015

AGRADECIMIENTOS

He querido dedicar esta primera página de la tesis a todas las personas que han contribuído, de una forma u otra, a que este trabajo llegue a su fin.

En primer lugar muchas gracias a la Dra. Elisa Buforn, directora de esta tesis, por todo su esfuerzo y tiempo dedicado en estos años, por haber confiado en mi y haber sabido guiarme en el comienzo de mi formación investigadora. Sin sus valiosos consejos este trabajo no habría sido posible.

Muchas gracias también al Dr. Simone Cesca, codirector de la tesis, que desde que éramos compañeros de laboratorio siempre ha estado dispuesto a resolver mis dudas. En especial quiero agradecer su disponibilidad en los últimos dos años en los que, a pesar de la distancia, ha sido capaz de introducirme en el mundo de las *Kiwi Tools* que ha sido fundamental en esta tesis.

Quiero agradecer a todos los profesores y personal del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, que siempre han estado dispuestos a ayudarme y a colaborar en todo lo que he necesitado. En especial quiero mencionar al profesor Dr. Agustín Udías, que dirigió mi trabajo de investigación y que ha seguido de cerca la realización de esta tesis aportando valiosos comentarios.

Me gustaría expresar mi gratitud al Dr. Raúl Madariaga, que tuteló mi estancia en el Laboratoire de Geologie de la Ecole Normale Superieure de París, de la que guardo tan buen recuerdo por lo mucho que aprendí.

Este trabajo tampoco podría haber salido adelante sin la colaboración de todo el personal del Instituto Geográfico Nacional, tanto de la Red Sísmica Nacional como del Observatorio Geofísico Central y del Centro Geofísico de Canarias, ellos son quienes han trabajado en la instalación y mantenimiento de las estaciones sísmicas cuyos datos he utilizado. Asimismo, quiero agradecer especialmente a Carmen López y a Maria José Blanco todo el apoyo y las facilidades prestadas que han sido indispensables para la finalización de este trabajo.

Gracias también a todos mis compañeros y amigos que me han ayudado a hacer más fácil y provechoso mi trabajo: los amigos del colegio, de la carrera, de mis años de beca en la facultad y, por supuesto, mis actuales compañeros del Instituto, con los que he compartido y disfrutado todas las emociones y experiencias de la reactivación de El Hierro.

Por último, y no por ello menos importante, muchísimas gracias a Juan Pablo y a mis padres, por su paciencia, su apoyo incondicional y su confianza en mi trabajo. A ellos es a quien más tiempo he robado para la realización de esta tesis.

Muchas gracias a todos,

Carmen

Este trabajo ha sido posible gracias a una beca de Formación de Profesorado Universitario concedida por el Ministerio de Educación, Cultura y Deporte a través del programa FPU (AP2002-0985). Asimismo, ha sido en parte financiado por el proyecto CGL2013-45724-C3-1-R del Ministerio de Economía y Competitividad. Todos los datos utilizados en este trabajo han sido recogidos en estaciones sísmicas del Instituto Geográfico Nacional (Ministerio de Fomento).

Índice general

Resumen / Summary **1**

Resumen 1

Summary 3

Introducción **7**

Objetivo y motivación 7

La isla de El Hierro: situación geográfica y contexto geológico 11

1. Sismicidad en la isla de El Hierro **19**

1.1. Red sísmica en Canarias (I.G.N.) 21

1.2. Sismicidad histórica 26

1.3. Sismicidad instrumental (1979-2010) 27

1.4. Crisis sismovolcánica 2011-2015 29

1.4.1. Reactivación sísmica: julio - 10 octubre 2011 29

1.4.2. La erupción submarina: 10 octubre 2011 - 5 marzo 2012 34

1.4.3. Actividad posteruptiva: a partir del 5 marzo 2012 41

2. Fundamentos teóricos y metodología **45**

2.1. El teorema de representación 47

2.1.1. Función de Green 49

2.1.2. Tensor momento sísmico 51

2.2. Metodologías utilizadas para la determinación del mecanismo focal. 58

2.2.1. Patrón de radiación de las ondas P 60
2.2.2. Inversión del tensor momento sísmico 64
2.2.3. Funciones de Green Empíricas 69

3. Datos **73**
3.1. Registros sísmicos: formato y respuesta instrumental 74
3.2. Modelo de tierra 78

4. Mecanismo conjunto **81**
4.1. Programas y algoritmos 83
4.1.1. Programa *aztoff* 83
4.1.2. Programa *mecsta* 84
4.2. Aplicación a la serie sísmica de El Hierro (17 julio 2011 - 10 octubre 2011) . . . 86
4.2.1. Selección y procesado de datos 87
4.2.2. Resultados 94
4.2.3. Interpretación 106

5. Inversión del tensor momento sísmico a distancias regionales **113**
5.1. Programas y algoritmos 115
5.1.1. Generación de funciones de Green: programa *qSeis* 115
5.1.2. Inversión del tensor momento sísmico: programa *rapidinv* 117
5.2. Aplicación a casos teóricos 124
5.2.1. Influencia del tipo de mecanismo y la geometría de la red de estaciones . 125
5.2.2. Influencia de una mala localización de los sismos 142
5.2.3. Influencia de ruido sísmico en los registros 147
5.3. Aplicación a los terremotos de la serie de El Hierro 152
5.3.1. Selección y procesado de datos 152
5.3.2. Resultados 156
5.4. Discusión e interpretación 165

6. El terremoto del 8-Octubre-2011 (Mw=4.0) y sus precursores **173**

6.1. Inversión del tensor momento sísmico del terremoto principal y mecanismo conjunto de la familia de precursores 176
6.2. Determinación de la función temporal de la fuente sísmica 178
6.2.1. Algoritmo *iterdecon* 179
6.2.2. Datos y procesado 181
6.2.3. Resultados 188
6.3. Discusión e interpretación 193

7. Conclusiones / Conclusions **201**
Conclusiones 201
Conclusions 206

Referencias **211**

Anexos **229**

A. Mapa de El Hierro **A. 1**

B. Respuestas instrumentales de las estaciones sísmicas **B. 1**

C. Códigos en python utilizando las herramientas *Kiwi* **C. 1**

D. Listado de familias de terremotos (capítulo 4) **D. 1**

E. Test teóricos de inversión de tensor momento sísmico adicionales **E. 1**

F. Soluciones y ajustes de las inversiones TMS (capítulo 5) **F. 1**

G. Soluciones y ajustes de las inversiones TMS (capítulo 6) **G. 1**

H. Contribuciones científicas **H. 1**

Resumen / Summary

Resumen

La determinación del mecanismo focal de los terremotos permite obtener los parámetros del modelo que representa su fuente sísmica. En el caso de terremotos ocurridos en islas volcánicas activas, el análisis de la fuente sísmica es de gran utilidad para entender el proceso de ruptura de la corteza terrestre provocado por la intrusión de los diques de magma e interpretar los cambios en el campo local de esfuerzos de la isla.

El objetivo de esta tesis doctoral es la determinación del mecanismo focal de los terremotos de la serie sísmica de El Hierro 2011 (17 julio - 10 octubre). Esta serie precedió la primera erupción bien documentada en la isla de El Hierro y la primera erupción completamente monitorizada en el Archipiélago Canario.

Debido a la baja magnitud de la sismicidad ($M_W \leq 4.0$), la heterogeneidad de la instrumentación y la escasa cobertura azimutal, se ha resuelto el problema del mecanismo focal aplicando distintas metodologías para obtener la mayor cantidad de información posible.

En primer lugar se ha calculado el mecanismo conjunto de las familias de sismos más numerosas de la reactivación utilizando la metodología de la polaridad de las ondas P, que considera una fuente sísmica formada por un doble par de fuerzas. Pese a su sencillez, la aplicación de esta metodología a los datos de El Hierro 2011 ha permitido obtener la evolución temporal de las orientaciones de los planos de falla y los ejes de esfuerzos a lo largo de toda

la serie, incluyendo los terremotos de los dos primeros meses de reactivación, que no se pueden estudiar con otras técnicas debido a su baja magnitud ($m_b(Lg) \leq 2.5$).

En segundo lugar, se ha estudiado el mecanismo focal de los terremotos de mayor magnitud de la serie, ($m_b(Lg) \geq 3.5$) aplicando la metodología de inversión de tensor momento sísmico a los registros de la red de estaciones de periodo corto en la isla ($\Delta < 20km$). Este método es más completo que el anterior puesto que permite representar fuentes con cambios de volumen en la región focal propios de zonas volcánicas. Debido a las condiciones específicas del problema de inversión en El Hierro, antes de aplicar la metodología a los datos observados, se han realizado diferentes test con datos teóricos para comprobar la estabilidad de la inversión y la fiabilidad de las soluciones.

Finalmente, se ha realizado un estudio detallado del terremoto de mayor magnitud de la serie ($M_W = 4.0$). En este caso, la inversión de tensor momento sísmico con registros de periodo corto se ha completado con los datos de la red de estaciones de banda ancha del Archipiélago Canario. Se ha completado el estudio con el cálculo de la función temporal de la fuente sísmica de este terremoto mediante la metodología de las funciones de Green empíricas, utilizando los sismogramas de 34 precursores para representar la propagación de las ondas sísmicas a través del medio.

A partir de los resultados de mecanismo focal obtenidos en este trabajo, la reactivación volcánica se puede separar en dos periodos diferentes. Durante el primer periodo (del 20 julio al 3 de octubre) los resultados corresponden a mecanismos de falla inversa o mecanismos de falla vertical si se considera un modelo de doble par de fuerzas. Si durante estas mismas fechas se considera un modelo general de fuente sísmica, las soluciones del tensor momento sísmico indican aumentos de volumen significativos y dipolos de tensión dominantes en la región focal. Los ejes de tensión durante este periodo son verticales o con un ángulo de inclinación inferior a 45º respecto a la vertical. El segundo periodo (3 - 10 de octubre) corresponde a los terremotos ocurridos durante la semana previa al comienzo de la erupción submarina. Los resultados de mecanismo focal son sustancialmente diferentes, corresponden a mecanismos con mayor com-

ponente de falla de desgarre y no es posible discernir si existe un cambio de volumen en la región focal puesto que el valor de este parámetro es muy cercano al umbral de resolución de la metodología. Los ejes de presión de los terremotos ocurridos durante esta última semana coinciden con las direcciones del máximo esfuerzo regional en las Islas Canarias.

A partir de los resultados obtenidos se propone un modelo para explicar el proceso de ruptura que ha dado lugar a esta serie sísmica. Según este modelo, en un primer periodo (anterior al 3 de octubre de 2011), la sismicidad sería debida a una intrusión de un dique de magma que avanzó horizontalmente desde el centro de la isla en dirección Sur. El día 3 de octubre de 2011 la intrusión habría llegado a una zona más fracturada y, el movimiento de fluídos (gases/magma) habría reactivado un sistema de fallas preexistente, en consecuencia, la actividad sísmica ocurrida desde esa fecha hasta el comienzo de la erupción, responde a la tectónica local.

Los resultados de esta tesis han mostrado que, pese al pequeño tamaño de los sismos, la heterogeneidad de la instrumentación y la escasa cobertura azimutal, el estudio del mecanismo focal de los terremotos que constituyeron esta serie sísmica ha permitido obtener información que no había sido observada en estudios anteriores y contribuye a entender mejor el proceso de ruptura que precedió la erupción submarina de El Hierro 2011-2012.

Summary

The determination of the earthquakes focal mechanisms allows to obtain the model parameters that represent the seismic sources. In the case of active volcanic islands, these analysis can help to understand the physical processes of magma migration and the changes of the local stress field.

The aim of this work is to study the focal mechanism of El Hierro 2011 series (17th July - 10th October). This seismic swarm preceded the first documented volcanic eruption in the

island of El Hierro which is also the first fully monitorized eruption in the Canarian Archipelago.

Different methodologies have been applied in order to obtain as much information as possible from the scarce data available and in order to deal with the low magnitude of the earthquakes ($M_W \leq 4.0$), the strong network asymmetry and the high azimuthal gap.

Firstly, a joint source mechanism methodology based on first motion polarities was applied. Considering a double couple source model, joint mechanism solutions of the most populated families of the unrest were calculated and time evolution of fault planes and principal axes orientation were retrieved. Despite its simplicity, the application of this methodology to El Hierro series, brought insights on the stress orientation during the first two months of the reactivation, when it was not possible to apply any other technique due to the scarcity of the data and the low magnitude of the earthquakes ($m_b(Lg) \leq 2.5$).

Secondly, a point source moment tensor inversion was performed to study the focal mechanisms of the largest earthquakes of the series ($m_b(Lg) \geq 3.5$). Amplitude spectra was fit at local distances ($\Delta < 20km$) using short period data. The use of this methodology allows to determine the possible volume changes that are often related to volcanic earthquakes. Due to the specific characteristics of the problem studied in this work, different tests using synthetic data were carried out in order to corroborate the stability of the inversion solution before applying the algorithm to El Hierro series.

Finally, a detailed study of the largest earthquake of the series (8th October 2011, $M_W = 4.0$) was performed. Focal mechanism has been retrieved using a moment tensor inversion with short period and broad band data at regional distances. Furthermore, the source time function of this shock has been obtained using 34 of its foreshocks as empirical Green functions.

Results of the focal mechanisms obtained in this work showed two different periods within the volcanic unrest. During the first period (20th July - 3rd October) results correspond to thrust or vertical mechanisms when considering a double couple model, and solutions indicate

significant volume changes and dominant tension dipoles in the focal region when considering a general moment tensor model. Almost vertical T axes were obtained during this first period ($\Theta_T < 45^o$). The second period comprises the week before the eruption onset (3rd - 10th October), and results obtained showed a different pattern, indicating mechanisms with larger strike-slip components. It is not possible to determine whether volume changes occur in the focal regions of these latest shocks as the value obtained for this parameter is close to the methodology threshold. The stress pattern of the second period corresponds to horizontal compression in a NNW-SSE direction which matches well with the regional maximum compression in the archipelago.

According to these results, a model has been proposed to explain the rupture process of this seismic series. During the first period, seismicity can be explained due to a horizontal dyke intrusion of magma which propagated from the center of the island to the South. The 3rd of October the tip of the dyke would have reached a more fractured region where it reactivated a preexisting system of faults. From that day until the eruption onset, seismicity would be a consequence of the regional stress field that could have been triggered by the dyke intrusion and the fluid movements (gas/magma) throughout the fractured medium.

The results of this work showed that, in spite of the low magnitude of the earthquakes, the instrumental heterogeneity and the low azimuthal coverage, the study of the focal mechanism of El Hierro 2011 series has provided valuable information that has not been observed in previous works and helps to a better understanding of the rupture process that preceded El Hierro submarine eruption 2011-2012.

Introducción

Objetivo y motivación

La erupción submarina ocurrida al Sur de la Isla de El Hierro entre los meses de octubre de 2011 y marzo de 2012, es la primera erupción bien documentada en la Isla de El Hierro. Se trata, también, de la primera erupción en el Archipiélago Canario que ha sido monitorizada con instrumentación científica desde los primeros días de la reactivación, en julio de 2011.

La erupción fue precedida por tres meses de intensa actividad sísmica durante los cuales cerca de 10.000 terremotos fueron localizados por el Instituto Geográfico Nacional. La serie sísmica comenzó con terremotos de muy baja magnitud ($m_b(Lg) < 2.0$) en el centro de la isla pero, a partir del mes de septiembre, la actividad migró en dirección Sur a la vez que aumentaban progresivamente las magnitudes de los sismos. El día 8 de octubre de 2011 ocurrió el terremoto de mayor magnitud de la serie ($m_b(Lg) = 4.3$) situado a 12km de profundidad y con epicentro a 1.5km de la costa SW de la isla. Tan sólo 32h después de este terremoto, comenzó la erupción submarina.

El objetivo de esta tesis doctoral es estudiar el mecanismo focal de los terremotos de esta crisis sísmica y así contribuir a entender mejor el proceso de ruptura que dió lugar a la erupción submarina de El Hierro 2011-2012.

La baja magnitud de los terremotos, las sucesivas modificaciones de la red de estaciones,

la inhomogeneidad de la instrumentación y la escasa cobertura azimutal son las mayores limitaciones que han condicionado este estudio. Con la intención de utilizar toda la información sísmica disponible, se ha decidido utilizar tres técnicas diferentes para el estudio del mecanismo focal:

En primer lugar se estudia la serie sísmica de manera global, se agrupan los sismos en familias con un mecanismo focal común y se obtienen los mecanismos conjuntos de las familias con mayor número de sismos. La metodología aplicada es sencilla, basada en el patrón de radiación de las ondas y únicamente utiliza como dato las polaridades de las primeras llegadas de las ondas P. Esta primera técnica presenta la ventaja de ser aplicable a toda la serie símica desde su comienzo en el mes de julio de 2011. Durante los dos primeros meses, la escasez de estaciones y la baja magnitud de los sismos hacen imposible la aplicación de cualquier otro tipo de estudio. Los resultados obtenidos mediante esta metodología permiten conocer la orientación de los esfuerzos predominantes que dieron origen a la sismicidad, asi como observar si existe variación en la orientación de estos esfuerzos durante la migración de la sismicidad hacia la zona Sur de la isla en el mes anterior al comienzo de la erupción.

En segundo lugar se ha estudiado el mecanismo focal de los sismos de mayor magnitud de esta serie ($m_b(Lg) \geq 3.5$ según el catálogo del Instituto Geográfico Nacional) realizando una inversión del tensor momento sísmico a partir de los espectros de amplitud a distancias locales ($\Delta < 20km$). Esta segunda metodología sólo puede ser aplicada a los terremotos de mayor magnitud, pero tiene la ventaja de no restringir la solución a un modelo de doble par de fuerzas, como es el caso del mecanismo conjunto, además, esta técnica permite determinar otros parámetros focales importantes como son la profundidad y el momento sísmico escalar. La inversión se realiza en el dominio frecuencial, utilizando los registros sísmicos en las tres componentes (vertical, norte-sur, este-oeste). Antes de aplicar la metodología a las observaciones, se ha estudiado una serie de casos teóricos con la finalidad de validar el método y comprobar las limitaciones inherentes a la distribución de la red de estaciones y del ruido sísmico de las mismas.

Por último, se ha aplicado el método de las funciones de Green empíricas para determinar de la función temporal de la fuente del sismo de mayor magnitud (8 de octubre de 2011, $M_w = 4.0$). Con esta técnica ha sido posible estimar la caída de esfuerzos y el tamaño de la fuente de este terremoto que ocurrió tan sólo 48h antes del comienzo de la erupción submarina.

Esta tesis doctoral es el segundo estudio de mecanismo focal que se ha realizado en la zona del Archipiélago Canario y el primero que se ha aplicado a una crisis sismovolcánica. Asimismo, esta tesis abre una nueva línea de trabajo, ya que se han adaptado distintas metodologías para poder ser aplicadas a zonas con gran inhomogeneidad en la instrumentación y escasa cobertura azimutal como es el caso de El Hierro. Sin embargo, la principal aportación de la tesis es la aplicación y análisis de los resultados de la serie de El Hierro 2011 y en la interpretación de los mismos dentro del contexto geológico y geofísico de la reactivación. Los resultados obtenidos son de gran importancia puesto que permiten entender mejor el proceso que precedió la erupción submarina de El Hierro de 2011.

Por otro lado, las metodologías desarrolladas en este trabajo son de gran importancia para el sistema de vigilancia volcánica del Instituto Geográfico Nacional. Tanto el análisis de mecanismo conjunto como la inversión del tensor momento sísmico pueden ser automatizadas fácilmente para funcionar en tiempo real y serán de gran ayuda para la monitorización de próximas reactivaciones en el Archipiélago Canario.

Esta memoria se ha estructurado en siete capítulos:

- En el primer capítulo se expone la sismicidad registrada en la isla de El Hierro, desde la sismicidad histórica hasta las recientes crisis sísmicas ocurridas en los últimos años (2011-2015). Se trata de una revisión bibliográfica basada en las publicaciones científicas y en la información publicada por el Instituto Geográfico Nacional y el Gobierno de Canarias durante los últimos años.
- En el segundo capítulo se definen los fundamentos teóricos de mecanismo focal utilizando la formulación general del tensor momento sísmico y se introducen las tres metodologías

que se han aplicado a la serie de El Hierro 2011.

- El tercer capítulo está dedicado a explicar los primeros pasos del procesado de los registros sísmicos e introducir el modelo de corteza que se ha considerado para la aplicación de las metodologías. Esta información es común a los tres métodos de análisis que se van a presentar en los capítulos 4, 5 y 6.

- El capítulo cuatro está dedicado a la metodología de mecanismo conjunto, en primer lugar se presentan los algoritmos utilizados. A continuación, se describe el procesado de los datos, que permite la clasificación de los sismos en familias que responden a un mismo patrón de radiación y el cálculo de los mecanismos conjuntos de las familias más numerosas. Tras la exposición de los resultados, en el último apartado del capítulo se analiza y se interpreta la variación de los esfuerzos predominantes en la zona antes de la erupción.

- El capítulo quinto está dedicado a la técnica de inversión del tensor momento sísmico. En el primer apartado se explica la adaptación del algoritmo que se ha utilizado en este estudio. Posteriormente se realizan distintas pruebas teóricas del problema de inversión en El Hierro para conocer la validez de la aplicación de esta metodología y por último se presentan los resultados de la aplicación de la inversión a los sismos de la serie con magnitudes $3.5 \leq m_b(Lg) \leq 3.9$. Al igual que en el capítulo anterior, el último apartado se dedica a la discusión y análisis de los resultados obtenidos.

- El capítulo sexto está dedicado al estudio del sismo de mayor magnitud de la serie, ocurrido el 8-oct-2011 (Mw=4.0) y el análsis de sus precursores. En primer lugar se presenta el artículo sobre su mecanismo focal publicado en el "*Bulletin of the Seismological Society of America*", en el que están recogidos los resultados de la inversión del tensor momento sísmico del terremoto principal y el mecanismo conjunto de su familia de precursores. A continuación se muestra el estudio de la fuente sísmica de dicho terremoto por deconvolución de formas de onda y se calcula la caída de esfuerzos de este conjunto de sismos que tuvieron lugar un par de días antes del comienzo de la erupción submarina.

- En el último capítulo se presenta una síntesis de las conclusiones principales de este trabajo y las recomendaciones para continuar las lineas de investigación abiertas en esta tesis doctoral.

Al final del documento se incluye un conjunto de anexos con un mapa detallado la isla así como los códigos, listados, tablas y gráficos de resultados complementarios al texto del trabajo.

La isla de El Hierro: situación geográfica y contexto geológico

El Archipiélago Canario está formado por siete islas principales (Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife; La Palma, La Gomera, El Hierro) y los territorios insulares de las Islas Chinijo (al norte de Lanzarote) y la Isla de Lobos (al norte de Fuerteventura) (Figura 1). Este archipiélago es de origen volcánico y está situado al oeste de África, frente a la costa de Marruecos, entre las coordenadas 27ºN y 30ºN de latitud y entre 18.5ºW y 13.0ºW de longitud. Asimismo, el archipiélago forma parte de la Macaronesia, junto con los archipiélagos atlánticos de Azores, Madeira, Islas Salvajes y Cabo Verde (Figura 2).

En términos tectónicos, el archipiélago se encuentra situado en el interior de la placa africana sobre una corteza de tipo oceánico pero muy cerca de la transición a corteza continental. El espesor de la corteza varía entre 8km al oeste de las islas más occidentales y 18km bajo las más orientales. Una de las características más singulares del volcanismo de la zona es su prolongada actividad en el tiempo (más de 50 millones de años) y su gran volumen (unos $150.000 km^3$), que no concuerdan con lo esperado para un volcanismo intraplaca. Existen distintas teorías e interpretaciones sobre el origen del Archipiélago Canario que varían desde un modelo simple de punto caliente de tipo hawaiano (Carracedo, 1999) hasta modelos más complejos basados en el comportamiento tectónico de la zona (Anguita & Hernán, 2000).

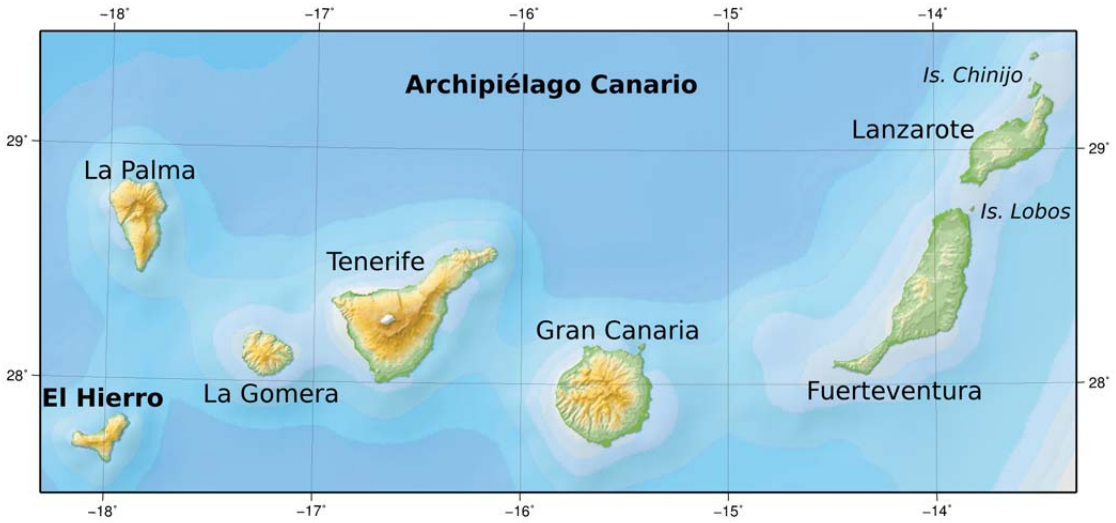


Figura 1: *Situación geofráfica de la Isla de El Hierro dentro del Archipiélago Canario.*

La isla de El Hierro es la más pequeña de las islas Canarias y está situada en el extremo suroccidental del Archipiélago. En términos de edad geológica, El Hierro es la isla más joven del Archipiélago. La edad más antigua obtenida en las formaciones emergidas de la isla es de 1.12 millones de años (Ma) (Guillou *et al.*, 1996).

El edificio insular de El Hierro se asienta sobre un fondo oceánico de $3800 - 4000m$ de profundidad y alcanza una altura de $1500m$ sobre el nivel del mar en la zona central de la isla. Los rasgos geológicos más importantes de la isla se muestran en la figura 3. La superficie emergida de la isla tiene una extensión de $280km^2$ y presenta una forma en estrella de tres puntas común a muchas otras islas oceánicas de origen volcánico. Está formada por tres rifts que convergen en el centro de la isla y que están separados 120º entre ellos. Los grandes deslizamientos masivos sucedidos durante la formación de esta isla (Masson, 1996; Gee *et al.*, 2001; Masson *et al.*, 2002; Watt *et al.*, 2014) han acentuado su escarpada topografía y han contribuído a que el volumen emergido actual de la isla sea probablemente menor de un tercio del producto total de las erupciones de sus volcanes (Carracedo *et al.*, 2001).

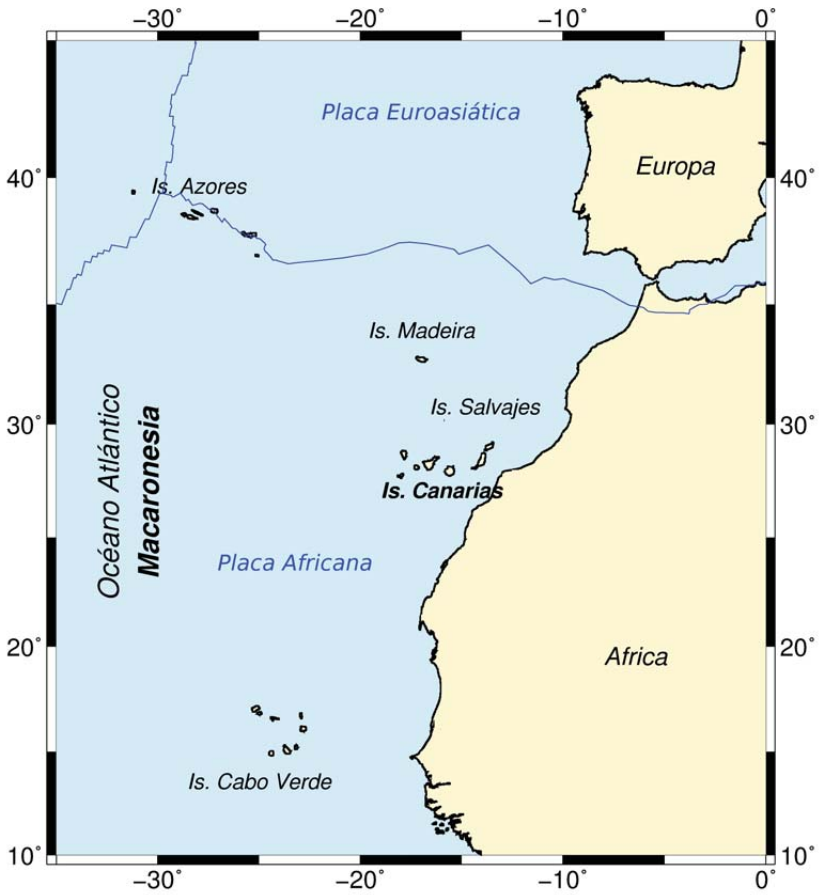


Figura 2: *Situación del Archipiélago Canario dentro de la Macaronesia.*

La batimetría de la zona fue registrada por primera vez en 1997 en la campaña del buque oceanográfico inglés Charles Darwin y puso de manifiesto que los tres rift que forman la parte emergida de la isla no tienen una prolongación simple en batimetría sino que se observan anchas áreas de morfología irregular en los rift noreste y oeste. El Rift Sur sí presenta una prolongación submarina y se extiende unos $38km$ de longitud desde la costa: los primeros $13km$ en la misma dirección que el rift aéreo y los restantes formando una alineación curvada hacia el Suroeste (Gee *et al.*, 2001) (Figura 4).

Las dataciones de las distintas formaciones volcánicas de la isla han permitido establecer a grandes lineas la evolución temporal, las etapas y las características del volcanismo en la isla (Guillou *et al.*, 1996; Carracedo *et al.*, 2001) y que pueden resumirse así:

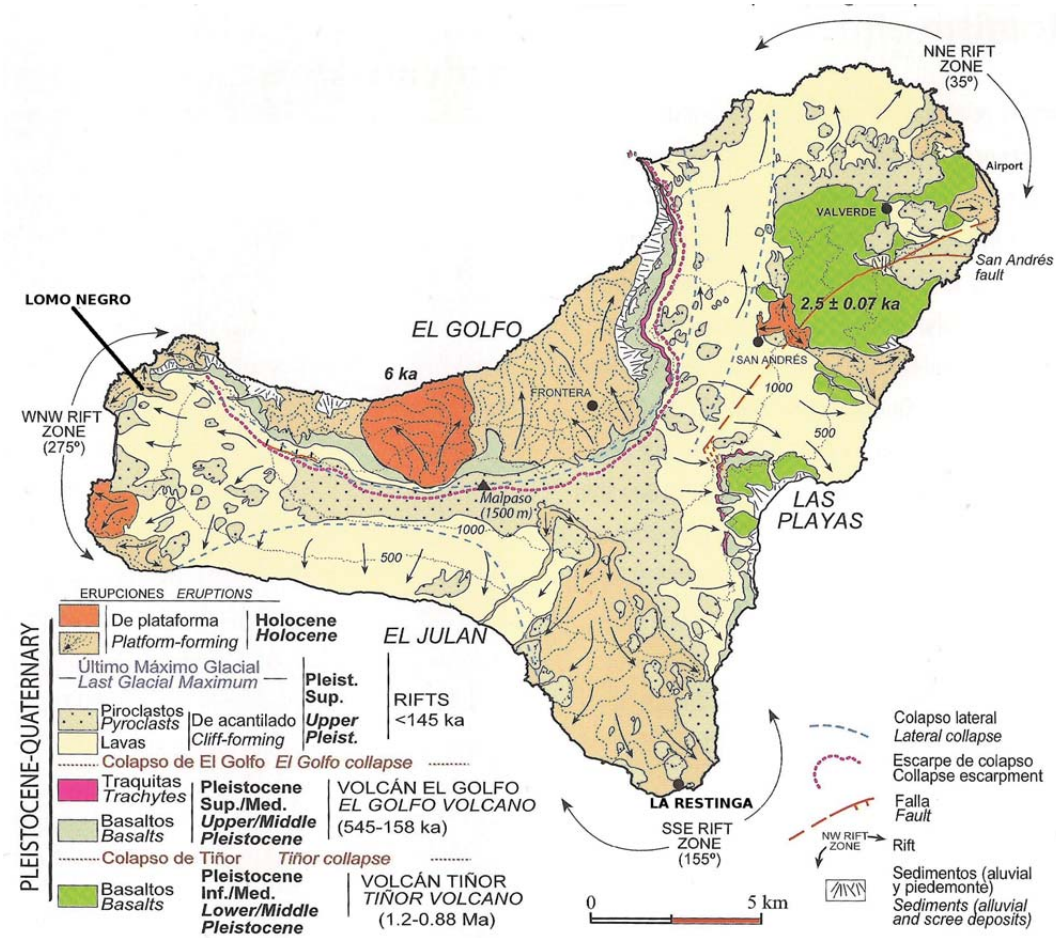


Figura 3: *Mapa geológico de la isla de El Hierro (modificado de Carracedo (2008)).*

- **1200 ka a 800 ka** - Volcán Tiñor (figura 3): fue el primer edificio volcánico en formarse, es el núcleo emergido más antiguo de la isla y ocupa la zona noreste de El Hierro. Durante esta primera fase la máxima actividad tuvo lugar en la rama NE del triple rift. La actividad terminó con erupciones explosivas e inmediatamente después un colapso lateral masivo del flanco noroeste del edificio.

- **550 ka a 176 ka** - Volcán El Golfo (figura 3): este nuevo edificio volcánico creció junto a la cuenca de deslizamiento del anterior. Durante esta fase la mayor actividad volcánica de la isla tuvo lugar en las ramas noreste y noroeste de los rift, extendiendo la parte emergida de la isla hacia el oeste. De esta etapa quedan pocos vestigios visibles, bien

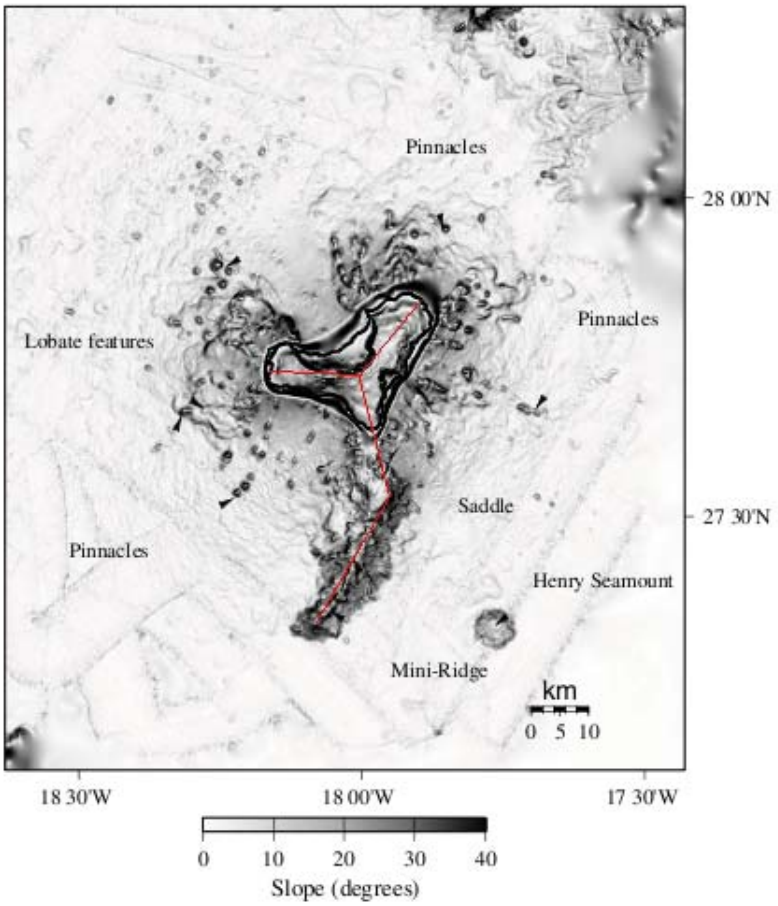


Figura 4: *Batimetría en la zona de El Hierro (Gee et al., 2001). En rojo se han señalado los tres rift de la isla.*

porque la mayor parte se precipitó al océano en posteriores colapsos y deslizamientos, o bien porque están recubiertos por erupciones más recientes en los rifts.

- **176 ka hasta la actualidad** - Volcanismo de los Rifts (figura 3): durante este periodo se han formado la mayoría de los conos volcánicos que se observan en la en la isla. Esta etapa se caracteriza por volcanismo localizado simultaneamente en los tres rits, generando erupciones fisurales que recubren casi toda la isla. Durante esta fase, el edificio se vuelve muy inestable y se producen varios colapsos laterales: dos de ellos culminaron formando las depresiones de El Julan (al suroeste) y El Golfo (al norte) y otro quedó inclompleto generando el sistema de fallas escalonadas de San Andrés y el colapso menor de Las Playas

(al sureste).

A pesar de ser la isla más joven del archipiélago, llama la atención que no hay constancia, en los últimos 500 años, de erupciones subaéreas mientras que sí que se han dado en algunas de las otras islas: La Palma (en 1585, 1646, 1667-1678, 1712, 1949 y 1971), Tenerife (en 1704-1705, 1706, 1798 y 1909) y Lanzarote (en 1730-1736 y 1824), según C. Romero (2007) (http://www.ign.es/ign/layoutIn/actividadVolcanica.do).

De lo que si hay registro histórico en la isla, es de una serie sísmica de considerable magnitud ocurrida entre finales de marzo y julio de 1793 (Darias y Padrón, 1980; Sánchez Sanz, 2014). Según los relatos de la época, poco a poco los sismos fueron desapareciendo y la isla volvió a la normalidad sin que se hayan encontrado noticias ni descripción de ninguna erupción. Algunos autores asociaron la colada de Lomo Negro (figura 3), en la zona NW de la isla, a esta serie (Hernández-Pacheco, 1982), aunque esta hipótesis ha sido descartada recientemente mediante el análisis de muestras de lava de dicha colada por técnicas paleomagnéticas (Villasante-Marcos & Pavon-Carrasco, 2014). Otros autores han sugerido que la crisis sísmica pudo haber dado lugar a una erupción submarina profunda en la zona de El Golfo sin efectos observables (Bravo, 1968; Carracedo *et al.*, 2001; Pérez-Torrado *et al.*, 2012). En la actualidad queda abierto el debate de si se trató de una erupción submarina o una intrusión magmática abortada que no culminó en erupción.

A mediados del mes de julio de 2011 comenzó en la isla un periodo de reactivaciones sismovolcánicas dentro del cual ocurrió la erupción submarina al sur de La Restinga. Esta erupción se mantuvo activa desde el 10 de octubre de 2011 hasta principios de marzo de 2012, convirtiéndose con esto en la segunda erupción de mayor duración del Archipiélago Canario después de la de Timamfaya en Lanzarote (1730-1736).

La erupción de El Hierro se enmarca claramente dentro del contexto geológico de la isla: se trata de una erupción basáltica submarina, en consonancia con el mayor volumen submarino de las islas, y además el cono volcánico está localizado en el rift sur, estructura que concentra un

volumen importante de las erupciones más recientes de la isla en la fase actual de su formación (Pérez-Torrado *et al.*, 2012).

Tras la finalización de la erupción 2011-2012, han ocurrido sucesivas reactivaciones en la isla (González *et al.*, 2013; Prates *et al.*, 2013; García *et al.*, 2014; García-Yeguas *et al.*, 2014). Las más relevantes ocurrieron en junio 2012, marzo de 2013 y diciembre de 2014, que incluyeron sismos de magnitud mayor a los de la reactivación de 2011 y con medidas de deformación vertical del terreno también superiores a las registradas en 2011. Aunque los resultados de algunas publicaciones parecen apuntar a la posibilidad de otra erupción submarina al oeste de la isla en julio de 2012 (García-Yeguas *et al.*, 2014; Pérez *et al.*, 2014), tras una revisión minuciosa de las pruebas aportadas, Blanco *et al.* (2015) demostraron que dichas pruebas no son suficientes para confirmar una erupción.

Capítulo 1

Sismicidad en la isla de El Hierro

En muchas ocasiones la sismicidad en las islas volcánicas aparece asociada a reactivaciones volcánicas que pueden acabar o no en erupción. Este tipo de sismicidad suele empezar con terremotos de baja magnitud e ir aumentando en frecuencia y magnitud hasta ser ampliamente sentidos. La sismicidad está relacionada con la dinámica de la intrusión de magma y son frecuentes las migraciones de los focos sísmicos y otros efectos observables, como deformaciones del terreno o emanaciones de gases en la zona. Algunos ejemplos de este tipo de actividad sísmica son los estudiados por Umakoshi *et al.* (2001) en Japón, Battaglia *et al.* (2005) en Piton de la Fournaise, Roman *et al.* (2006) en Montserrat y Sigmundsson *et al.* (2014) en Islandia.

Por otro lado, puede existir también actividad sísmica no relacionada con la actividad volcánica, sino debida a la tectónica regional de la isla. Este segundo tipo de actividad ocurre, por lo general, en forma de series más cortas pero también puede dar lugar a terremotos gran magnitud. En las Islas Canarias un ejemplo claro de este tipo de sismicidad es el sismo de magnitud $m_b = 5.2$ ocurrido entre Tenerife y Gran Canaria el 9 de mayo de 1989 (Mézcua *et al.*, 1992; Jiménez & García-Fernández, 1996).

En este capítulo se hace una revisión de la sismicidad en la isla de El Hierro desde época

histórica hasta la actualidad.

El primer apartado, describe la instrumentación sísmica del Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) en la isla, puesto que es en esta instrumentación en la que está basado el catálogo sísmico que se utiliza para revisar la actividad sísmica de la isla. Las estaciones que componen la red se han clasificado en dos grupos: las estaciones permanentes y las estaciones temporales instaladas durante la reactivación de 2011 para la monitorización de la crisis volcánica.

A continuación se presenta la sismicidad histórica en la zona y el nivel de sismicidad desde la instalación de los primeros instrumentos en 1975 hasta el comienzo de la reactivación de 2011, a mediados del mes de julio de dicho año.

Por último, se incluye una revisión bibliográfica de las crisis sismovolcánicas ocrridas en la isla en los últimos años, desde la reactivación en julio de 2011 hasta la actualidad. Todo el contenido de este apartado se ha extraído de los numerosos artículos científicos publicados sobre el tema, la información del I.G.N. en tiempo real (http://www.ign.es/ign/resources/volcanologia/HIERRO.html) y en los informes públicos emitidos durante la crisis por parte de la Dirección del Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico en la Comunidad Autónoma de Canarias (PEVOLCA) (http://www.gobiernodecanarias.org/dgse/alertas/sismoElHierro/noticias_sismo_hierro.html). Se describen los hechos de manera cronológica y aunque se describe con mayor detalle la parte sísmica del fenómeno, se han incluído también referencias los avances y resultados obtenidos en los estudios científicos relativos a otras ramas de la volcanología (geodesia, petrología, etc) para una mejor comprensión del fenómeno completo de las sucesivas reactivaciones.

Como apoyo adicional al texto, se ha incluído en el anexo A un mapa de la isla con las poblaciones y accidentes geográficos más importantes.

1.1. Red sísmica en Canarias (I.G.N.)

El Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) dispone de una red permanente de estaciones sísmicas en el Archipiélago Canario para la monitorización de la actividad sísmica y volcánica de esta región. Esta red de estaciones se ha ido ampliando y mejorando a lo largo de los años con el objetivo de homogeneizar y mejorar el catálogo sísmico en esta zona. Ocasionalmente, ante aumentos bruscos de la actividad sísmica, se densifica esta red añadiendo estaciones temporales que permiten registrar y analizar con mayor detalle el fenómeno.

En los apartados siguientes se describe la red sísmica del Instituto, desde la instalación de las primeras estaciones en las islas hasta el comienzo de la erupción submarina de El Hierro (10 de octubre de 2011), fecha en la que finaliza la serie sísmica que se estudia en este trabajo.

Estaciones permanentes

En 1952 se instaló en el Cabildo Insular de Tenerife la primera estación de la Red Sísmica Nacional del I.G.N. en el Archipiélago Canario (TEN). A partir de ese momento el Centro Geofísico de Canarias (CGC) comenzó a ofrecer boletines sísmicos de la actividad sísmica de las islas localizados instrumentalmente. La red se amplió en las siguientes dos décadas, con la instalación de estaciones en La Palma, El Hierro, Gran Canaria y Fuerteventura. Entre 1993 y 1996 la estación sísmica de TBT (Taburiente, La Palma) formó parte de la red internacional *Global Seismic Network* (G.S.N. - IRIS/USGS). Posteriormente, la instrumentación se fue actualizando y renovando según necesidades pasando la mayor parte de los sismómetros de periodo corto y componente vertical a sismómetros de banda ancha y tres componentes, mayoritariamente con transmisión digital mediante satélite (Mézcua, 1995; Blanco *et al.*, 2000). En la actualidad, la red de estaciones permanentes en las islas combina distintos tipos de sensores y digitalizadores con distintos métodos de transmisión de los datos (http://www.ign.es/ign/layout/sismologiaEstacionesSismicas.do).

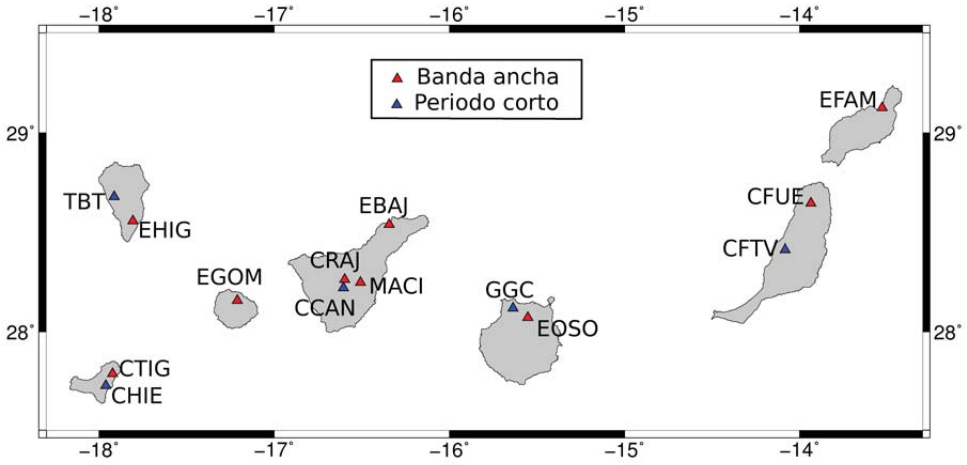


Figura 1.1: *Red de estaciones permanentes del I.G.N. en el Archipiélago Canario durante el periodo julio-octubre 2011*

Tabla 1.1: *Estaciones sísmicas permanentes y características instrumentales (julio-octubre 2011)*

Estación	Latitud	Longitud	Instalación	Componentes	Sensor	Comunicación
TBT	28.681	-17.916	1976	Z	SP	Telefónica
GGC	28.121	-15.637	11/1984	Z	SP	Telefónica
CFTV	28.418	-14.086	12/1985	Z	SP	Telefónica
CHIE	27.728	-17.962	06/1989	Z	SP	Telefónica
CCAN	28.224	-16.067	07/1990	Z	SP	Telefónica
EBAJ	28.540	-16.343	02/2001	Z,N,E	BB	Satélite
EOSO	28.072	-15.552	12/2001	Z,N,E	BB	Satélite
EHIG	28.557	-17.806	03/2002	Z,N,E	BB	Satélite
EFAM	29.127	-13.529	06/2002	Z,N,E	BB	Satélite
EGOM	28.159	-17.210	09/2002	Z,N,E	BB	Satélite
CRAJ	28.155	-16.355	07/2004	Z,N,E	BB	Satélite
CFUE	28.647	-13.934	11/2004	Z,N,E	BB	Satélite
MACI	28.250	-16.508	05/2008	Z,N,E	BB	Satélite
CTIG	27.788	-17.922	08/2009	Z,N,E	BB	Satélite

En la Figura 1.1 y tabla 1.1 se muestran las estaciones que componían la red sísmica permanente entre los meses julio-octubre de 2011, que es el periodo que se va a estudiar en esta tesis doctoral. Por esas fechas, la red contaba de un total de 14 estaciones en las Islas Canarias, de las cuales 9 disponían de un sensor de banda ancha (*Broad Band, BB*), mientras que las otras 5 disponían de un sensor de periodo corto (*Short Period, SP*).

Centrándonos en El Hierro (figura 1.2), la primera estación instalada en esta isla fue VVD, en 1973, que se mantuvo operativa hasta 1991. En 1989 se instaló la estación de CHIE en la zona de Las Playas, al Este de la isla. Esta estación analógica se conserva en la actualidad como parte de la red permanente y cuenta con un sensor de periodo corto y componente vertical con transmisión de datos vía telefónica. A partir del año 2001 se comenzaron a instalar estaciones de banda ancha y tres componentes, con transmisión de datos vía satélite, en las distintas islas, la primera estación de este tipo en El Hierro, EHRO, fue instalada en 2001 en una galería en la zona de Sabinosa, al noroeste de la isla. Tras un derrumbamiento de ladera la estación desaparece en 2005. En 2009 se instala en la isla la estación CTIG, de características instrumentales similares, pero situada en otra galería al noreste de la isla. Esta estación se mantiene en la actualidad y ha resultado de gran importancia en los últimos años, pues se trata de la estación permanente de banda ancha que más cerca ha registrado las sucesivas reactivaciones.

Estaciones temporales

Al comenzar la reactivación sísmica en julio de 2011, la red sísmica de vigilancia se completó con estaciones temporales de periodo corto repartidas por la isla (Figura 1.3 y tabla 1.2).

El primer paso de este despliegue se realizó entre el 20 y 22 de julio, en los cuatro primeros días tras el incremento de actividad, se instalaron cuatro estaciones (CTAB, CCUM, CTAM y CFAR), de las cuales sólo CTAB y CTAM transmitían los datos al centro de análisis del I.G.N. y por tanto contribuían a la localización de los terremotos en el boletín sísmico que se elaboraba

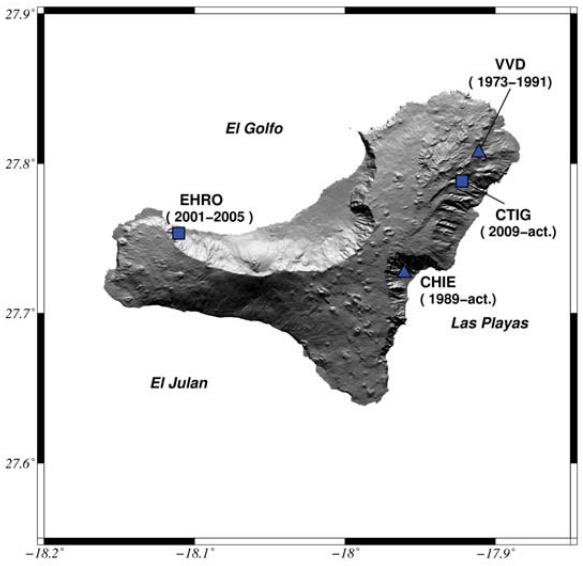


Figura 1.2: *Estaciones permanentes de la Red I.G.N. en El Hierro y sus fechas de operación*

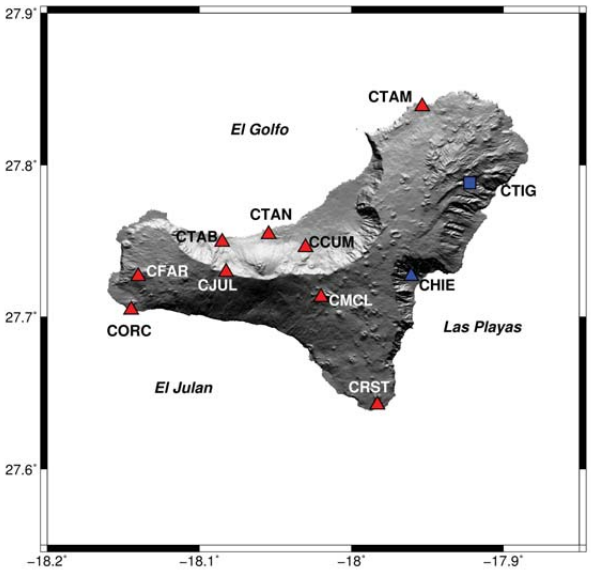


Figura 1.3: *Densificación de la Red I.G.N. en El Hierro entre los meses de julio y octubre de 2011*

en tiempo real. Los datos de las otras dos estaciones se recogían periódicamente en campo y aunque no contribuyeron al boletin, han sido utilizadas en estudios posteriores a la crisis para mejorar la localización de los sismos de esos primeros días (Domínguez Cerdeña *et al.*, 2014a). Debido a elevado ruido sísmico en el emplazamiento inicial de CTAM, esta instrumentación se trasladó a la zona de El Golfo a principios de agosto constituyendo la estación de CTAN.

La transmisión de datos en tiempo real es una de las prioridades en un sistema de vigilancia, pues es indispensable para poder detectar y reaccionar a tiempo ante cualquier cambio de actividad. Una de las mayores dificultades que surgieron durante la densificación de la red en la isla de El Hierro, fue lograr la transmisión de datos en la zona oeste, centro y sur de la isla, pues son zonas con gran relieve vertical y prácticamente despobladas. A mediados de agosto, se consiguió la transmisión en tiempo real de dos estaciones en el centro de la isla (CCUM y CJUL), coincidiendo con la migración de la sismicidad hacia esa zona lo que permitió una mayor precisión en las localizaciones del boletín sísmico. El 1 de septiembre se traslada la

instrumentación de CFAR a CMCL, otro emplazamiento con comunicación en tiempo real. Finalmente, se completa la red de vigilancia con la instalación de las estaciones CRST, a finales de septiembre, y CORC, durante los primeros días de octubre, en los extremos sur y oeste de la isla respectivamente.

La tabla 1.2 resume las estaciones temporales instaladas en El Hierro, el periodo durante el cual estuvo operativa cada una de ellas y algunas características como el número de componentes, el tipo de sensor y el tipo de transmisión de los datos. Detalles más específicos sobre su respuesta instrumental se encuentran en el capítulo 3 de esta memoria y en el anexo B.

Tabla 1.2: *Características de las estaciones sísmicas de la Red de Vigilancia en El Hierro*

Estación	Latitud	Longitud	Per. operación	Comp.	Sensor	Comunicación
CTAB	27.749	-18.085	20/07/2011 - actualidad	Z,N,E	SP	Internet
CCUM	27.746	-18.030	20/07/2011 - 09/08/2011	Z,N,E	SP	—
			10/08/2011 - actualidad	Z,N,E	SP	Internet
CTAM	27.838	-17.953	21/07/2011 - 05/08/2011	Z,N,E	SP	GPRS
CFAR	27.727	-18.140	22/07/2011 - 30/08/2011	Z	SP	—
CTAN	27.754	-18.054	06/08/2011 - actualidad	Z,N,E	SP	Internet
CJUL	27.730	-18.082	12/08/2011 - actualidad	Z,N,E	SP	Internet
CMCL	27.713	-18.020	01/09/2011 - actualidad	Z	SP	Internet
CRST	27.642	-17.9823	29/09/2011 - actualidad	Z,N,E	SP	Internet
CORC	27.705	-18.145	03/10/2011 - actualidad	Z,N,E	SP	Internet

Además de la red de sismómetros se añadieron tres acelerómetros en la zona noreste de la isla. Tras el comienzo de la erupción submarina el 10 de ocubre de 2011. Asimismo, gracias a la colaboración del Instituto Geográfico Nacional con la Universidad de Granada fue posible la instalación de un array sísmico al sur de la isla para una mejor monitorización de la señal de tremor volcánico. La información recogida por este tipo de instrumentación (acelerómetros y arrays) no se utiliza en esta tesis doctoral por haberse instalado después del periodo de estudio.

La densificación de la Red de Vigilancia del I.G.N. en la isla de El Hierro se ha seguido manteniendo tras la finalización de la erupción submarina y recientemente se están acondicionando los emplazamientos para convertir algunas de ellas en estaciones permanentes. Esta densificación ha permitido monitorizar las sucesivas reactivaciones que han tenido lugar tras el fin de la erupción en marzo de 2012.

1.2. Sismicidad histórica

El registro de sismicidad histórica en El Hierro se limita a una importante crisis sísmica en 1793 (Darias y Padrón, 1980) en la que llama la atención su similitud con los efectos macrosísmicos asociados a la serie que precedió la erupción submarina al sur de la isla en 2011-2012. La serie de 1793 comenzó con una fase inicial en la que los terremotos eran sentidos con fuerza en las zonas de El Golfo y Sabinosa (Anexo A) y sentidos ligeramente en la zona de Valverde. En otra fase posterior, aumenta la frecuencia de los sismos, que pasan a ser sentidos por igual en toda la isla. Los terremotos provocaron gran temor entre la población, desprendimientos en las paredes verticales del deslizamiento de El Golfo y derribos en algunas casas de campo en El Golfo y Valverde. El trabajo de Sánchez Sanz (2014) figuran los expedientes del Archivo Histórico Nacional sobre esta serie sísmica mediante la transcripción de la correspondencia entre el gobernador de las armas de la isla de El Hierro al comandante general de la colonia, en Tenerife y entre el Alcalde Mayor de El Hierro y el Regente. Estas fuentes muestran la gran preocupación de la población de la isla e incluso se llega a plantear la posibilidad de una erupción inminente en la zona de El Golfo y Sabinosa. Tal y como se ha comentado en la introducción, esta crisis sísmica se fue reduciendo sin que aparezca en ningún momento referencia a ninguna erupción.

1.3. Sismicidad instrumental (1979-2010)

El boletín de sismos del I.G.N. registra únicamente 72 sismos en el entorno de la isla de El Hierro entre 1979 y el 30 de junio de 2011. Su localización es muy dispersa, tal y como se muestra en la figura 1.4. Únicamente uno de los sismos tiene magnitud local $m_b(Lg) > 4.5$. Se trata de un terremoto ocurrido el 6 de mayo de 2003 en la zona de El Golfo, a 22km de profundidad, aunque la localización es bastante imprecisa debido al escaso número de estaciones sísmicas existentes en esa fecha. El terremoto fue sentido con una intensidad máxima de $I_{max} = IV$ (EMS-98) en la localidad de Tigaday. Tras la revisión de las bandas de datos de la estación más cercana al sismo (EHRO), se ha comprobado que se trató de un sismo aislado, sin réplicas ni precursores.

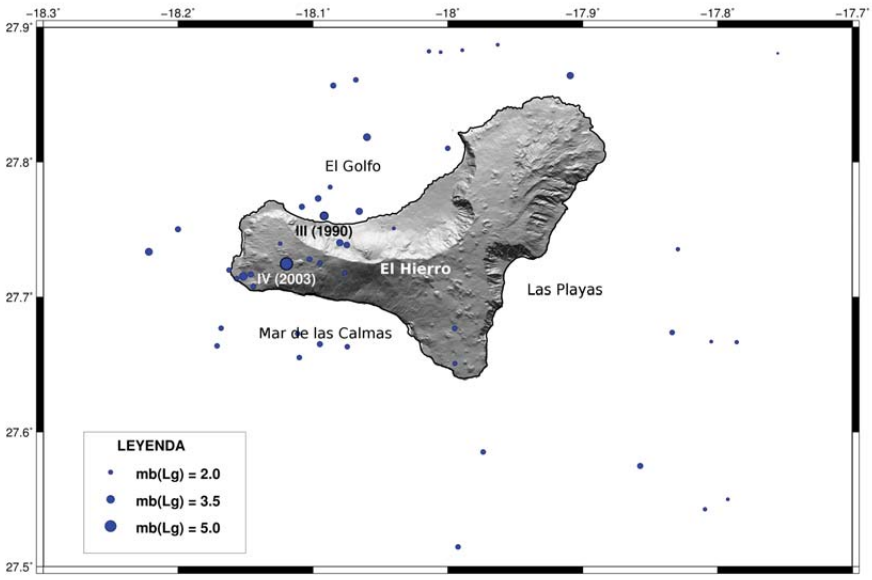


Figura 1.4: *Sismicidad en la Isla de El Hierro desde 1979 hasta el 30 de junio de 2011. El tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud del sismo. Las fechas corresponden a los dos sismos sentidos (Base de datos: catálogo del I.G.N.)*

Uno de los principales problemas para estudiar el nivel de base de actividad sísmica previo a la reactivación de 2011 en la isla, es que el catálogo de sismos no está completo para

bajas magnitudes. Para que un sismo sea localizado e incluído en el catálogo, es necesario que esté registrado en al menos tres estaciones sísmicas, pero al no haber coexistido tres estaciones en la isla, sólo son incluídos en el catálogo los sismos de mayor magnitud que se registran en las estaciones de La Palma o La Gomera. Por ello, con vistas a conocer mejor el nivel de base sísmico, Domínguez Cerdeña *et al.* (2014b) han realizado una revisión manual del registro de la estación de CHIE desde 1997 hasta el comienzo de la crisis de 2011 y así establecer un conteo del número de sismos diario durante esos años. Según los resultados obtenidos, se han detectado 772 terremotos en los 14 años de registro, lo que equivale a una media de un terremoto por semana. Según este mismo estudio, el número medio de sismos parece aumentar a partir de 2005 y más significativamente en el primer semestre de 2011. (Figura 1.5)

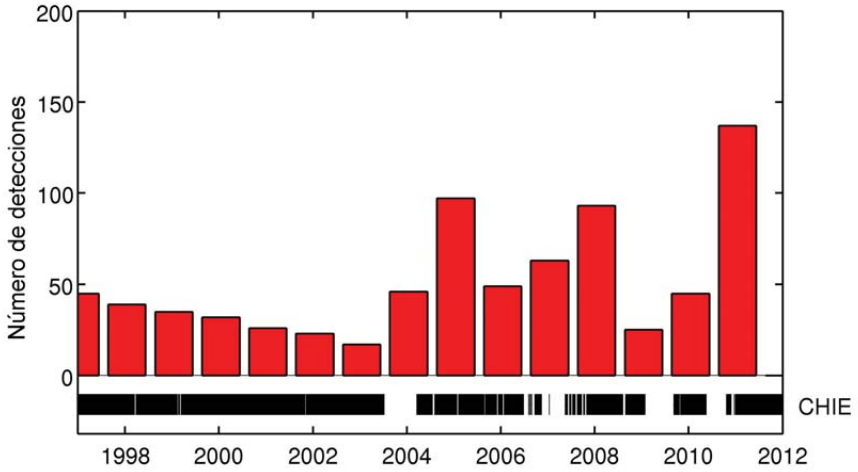


Figura 1.5: *Número de terremotos detectados manualmente en las bandas de la estación de CHIE (enero 1997 - julio de 2011) (rojo) y tiempo en que la estación estuvo operativa (negro) (figura modificada de Domínguez Cerdeña et al. (2014b))*

1.4. Crisis sismovolcánica 2011-2015

A mediados del mes de julio de 2011 comenzó la primera de una serie de reactivaciones sismovolcánicas que se han sucedido en la Isla de El Hierro durante los últimos años. Para la descripción de la actividad sísmica se ha dividido este periodo en tres partes: la reactivación anterior al comienzo de la erupción submarina de 2011, la sismicidad durante la erupción y, por último, las crisis sísmicas posteriores a la finalización de la erupción.

1.4.1. Reactivación sísmica: julio - 10 octubre 2011

El 16 de julio de 2011, las estaciones de la Red Sísmica del I.G.N. situadas en la Isla de El Hierro registraron unas decenas de terremotos locales, un valor superior al valor medio diario durante los años anteriores. El número de sismos se redujo considerablemente en los dos días siguientes pero el día 19 de julio de 2011 la actividad sísmica volvió a aumentar hasta registrar cientos de terremotos al día. De esta manera daba comienzo una densa crisis sísmica con más de 10000 sismos localizados en menos de tres meses según el catálogo provisional del I.G.N. de octubre de 2011. Sin embargo esta actividad sísmica no fue el único precursor de la erupción submarina sino que estuvo acompañada de una deformación máxima del terreno de más de 5cm en la componente vertical y de anomalías geoquímicas y magnéticas en la isla (López *et al.*, 2012).

Existen distintas publicaciones que describen y analizan el fenómeno de la reactivación abarcando las distintas técnicas geofísicas como Carracedo *et al.* (2012b), López *et al.* (2012), Pérez-Torrado *et al.* (2012), Martí *et al.* (2013b) y Sáinz-Maza Aparicio *et al.* (2014). Y otros que enfocan con más detalle la parte sísmica de este periodo: Ibáñez *et al.* (2012), Domínguez Cerdeña *et al.* (2014a), López *et al.* (2014). El trabajo de Ibáñez *et al.* (2012) es un estudio estadístico de la actividad sísmica a partir de la evolución del parámetro b de la Ley de Gutenberg-Richter. Domínguez Cerdeña *et al.* (2014a) mejoran las localizaciones hipocentrales

de la serie utilizando una técnica de localización relativa. Por último, López *et al.* (2014) hace un estudio de la dimensión fractal de las series sísmicas para analizar los cambios de esfuerzos desde quince días antes del comienzo de la erupción hasta 15 días después.

Atendiendo a la descripción de la actividad, los resultados de los trabajos citados anteriormente, la información a través de la web del I.G.N. y los informes de la Dirección del Plan especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico en la Comunidad Autónoma de Canarias (PEVOLCA), en esta tesis se ha dividido la reactivación en distintas fases según el nivel de actividad y la localización de los terremotos. En las figuras 1.6 y 1.7 se muestra la evolución de la sismicidad y otros parámetros en el tiempo durante la reactivación.

- **16 Julio - 20 Julio**: La localización de los terremotos de estas fechas (en blanco en la figura 1.6) no está bien determinada por el escaso número de estaciones en la isla y la baja magnitud de los sismos ($m_b(Lg) < 2.5$). Durante este periodo la actividad sísmica estuvo acompañada por un ligero desplazamiento hacia el NE de las componentes horizontales de la estación GPS de Frontera (FRON) que se había iniciado el 7 de julio.

- **21 Julio - 2 Agosto**: la mayor parte de los sismos se localizan en el centro y en la costa Sur de la isla en torno a 27.70ºN y 18.08ºW y profundidad en torno a 12km (color amarillo en la figura 1.6). La magnitud de los sismos se mantiene similar a fechas anteriores ($m_b(Lg) < 2.5$). El número de detecciones diarias es muy variable, con un mínimo de 15 sismos localizados el día 2 de agosto y un máximo de 202 sismos localizados el día 22 de julio.

- **3 Agosto - 3 Septiembre**: los sismos correspondientes a este periodo se muestran en color azul en la figura 1.6. La actividad sísmica migra 3km hacia el norte de la isla respecto al periodo anterior, manteniendo la profundidad. Aparecen dos focos de sismicidad separados unos 2km en dirección E-W y la actividad sísmica se presenta de forma alterna en ambos focos con una separación de unos pocos días de muy baja actividad. La máxima magnitud en este período es $m_b(Lg) = 2.7$ y únicamente uno de los terremotos fue

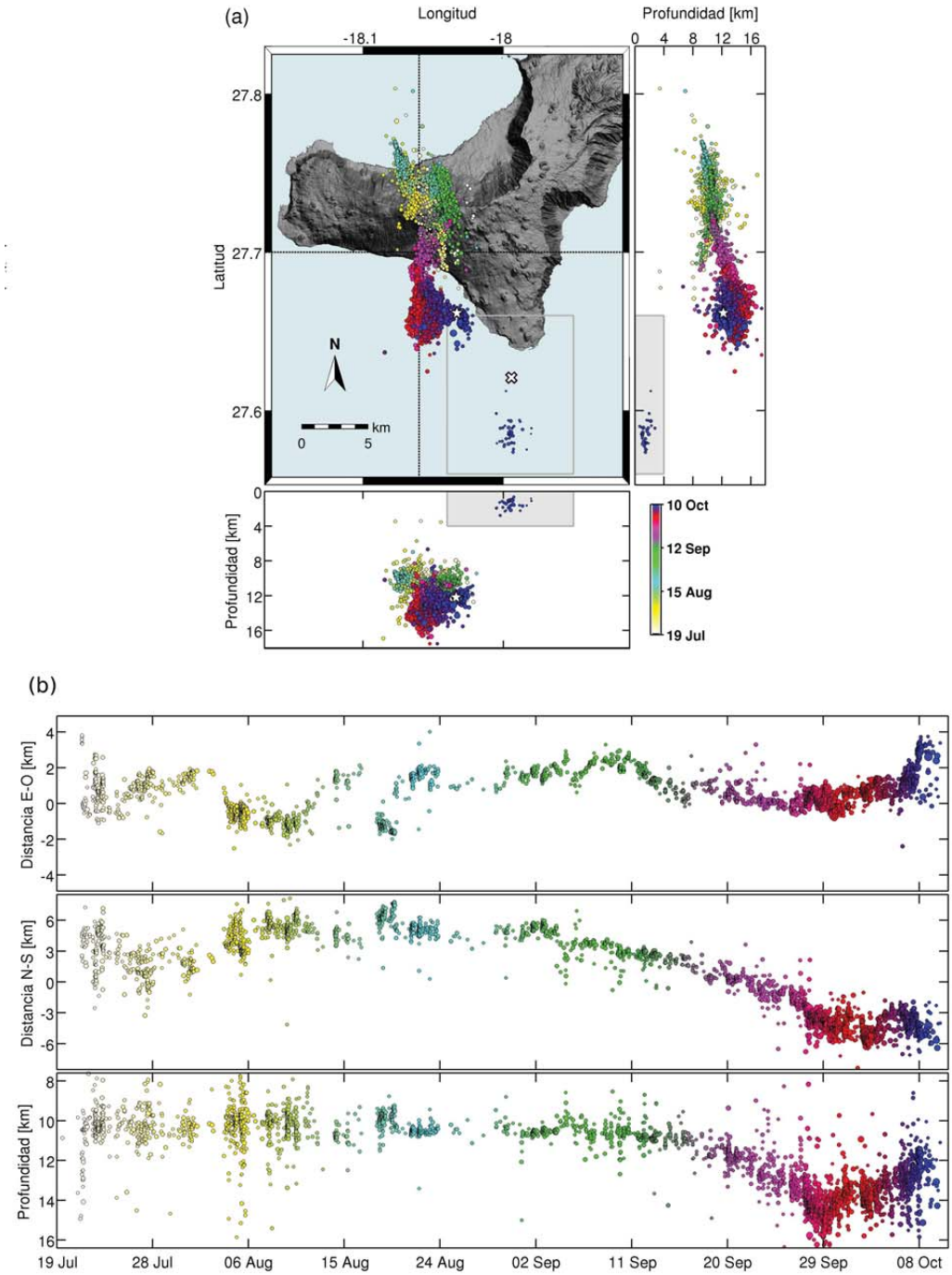


Figura 1.6: *(a) Evolución espacial de la sismicidad. Lineas discontinuas: referencia para medir distancias horizontales. Aspa: foco eruptivo. Estrella: sismo* $m_b(Lg) = 4.3$ *(b) Evolución temporal de la distancia E-W, N-S y profundidad. (Figura modificada de Domínguez Cerdeña et al. (2014a)).*

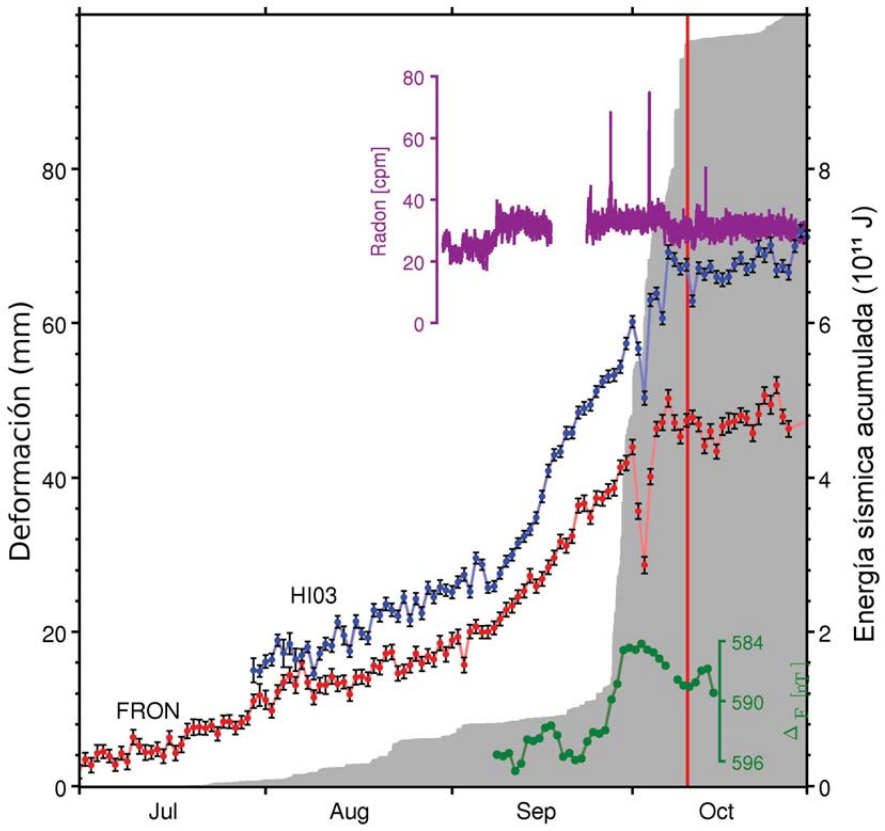


Figura 1.7: *(a) Evolución temporal de distintos parámetros monitorizados por la Red de Vigilancia (julio-octubre 2011). La sombra gris representa la energía sísmica acumulada. En rojo y azul se muestra la componente norte del desplazamiento en dos estaciones GPS (FRON y HI03). En verde, las diferencias de campo magnético total en dos de las estaciones magnéticas (MLLA y MARB) y en magenta, la variación de la concentración de* ^{222}Rn *en la estación de RSIM. (Figura modificada de López et al. (2012))*

sentido por la población con una intensidad máxima II (EMS-98). Los registros obtenidos en la campaña de medidas de CO_2 difuso durante la primera quincena de agosto dan una marcada anomalía de flujo en la zona de El Golfo coincidente con el foco W de la sismicidad. La deformación horizontal en las estaciones GPS hasta esta fecha sigue la misma tendencia que en los primeros días.

- **4 Septiembre - 26 Septiembre**: el día 4 de septiembre comienza una migración clara de la actividad hacia el sur de la isla y a partir del día 18, la serie incrementa paulatinamente su profundidad hasta 14km a la vez que sigue migrando en dirección sur (color verde y rosa en la figura 1.6). Durante este período, ocho terremotos fueron sentidos por la población y la máxima magnitud registrada fue $m_b(Lg) = 3.3$, que correspondió con el sismo de mayor intensidad máxima, IV (EMS-98).

  En estas cuatro semanas, los datos de las estaciones GPS muestran un claro incremento en la deformación horizontal, que se orienta en dirección norte en todas las estaciones de la isla. Durante los días 22-24 de Septiembre se repite la campaña de CO_2 difuso sin observarse ninguna anomalía. Sin embargo, sí que se observa un cambio en el nivel de base de la concentración de ^{222}Rn en aire en una estación geoquímica situada en la zona de El Golfo.

- **27 Septiembre - 6 Octubre**: el 27 de septiembre se produce una aceleración drástica de la sismicidad (color rojo en la figura 1.6). La migración hacia el sur continúa y las produndidades de los sismos alcanzan los valores máximos de la crisis preeruptiva, en torno a los 16-17km el día 29 de septiembre. A partir de ese día, la actividad comienza a ascender a profundidades menores (12km) y cambia de rumbo migrando en dirección E. Durante estos once días, 135 sismos fueron sentidos por la población.

  Durante los primeros dias de este periodo la deformación horizontal mostró una aceleración en la tasa de deformación hacia el norte, pero lo más destacable de este periodo fue un cambio brusco en la dirección de la deformación, apuntando hacia el Sur y otro cambio de nuevo hacia el norte entre los días 1-6 octubre. En este periodo se observa también un aumento del campo magnético total entre dos estaciones de la isla (MLLA y MARB) y

dos picos en la concentración de ^{222}Rn, el primero coincidiendo con la aceleración de la sismicidad y el segundo justo después del cambio de signo de la deformación en la componente norte, a continuación del cual el nivel de base decrece hasta aproximadamente el valor a principios de Septiembre.

- **7 Octubre - 10 Octubre**: Los sismos de este periodo se muestran en color azul en la figura 1.6. El 7 de octubre a las 22:14h comienza el ascenso de los hipocentros coincidiendo con la liberación máxima de energía sísmica y alcanzando la tasa máxima de esfuerzo de el periodo preeruptivo, todo ello acompañado de la observación de cambios en la gravedad. El día 8 de Octubre, a las 20:34h (GMT) ocurre un terremoto de magnitud $m_b(Lg) = 4.3$ a 12km de profundidad y situado a 1.5km de la costa SW de la isla. Se trata del sismo de mayor magnitud de toda la serie sísmica que precedió la erupción. Durante la noche de ese mismo día y durante el día siguiente tiene lugar un enjambre de una treintena de sismos superficiales ($3km < h < 1km$) de baja magnitud ($m_b(Lg) < 1.8$) situados a unos 5km de la costa S de la isla. A partir del 7 de octubre la deformación superficial deja de aumentar y se estabiliza.

- **10 de Octubre a las 4:15h (GMT)**: comienza a registrarse una señal clara de tremor volcánico en todas las estaciones de la isla, con mayor amplitud en la estación situada en La Restinga. A partir de ese momento todos los datos parecen indicar una erupción submarina en curso. Hubo que esperar dos días más hasta que esta erupción fue visible en la superficie del mar.

1.4.2. La erupción submarina: 10 octubre 2011 - 5 marzo 2012

La erupción submarina de El Hierro 2011-2012 ha sido objeto de numerosas publicaciones que describen la actividad durante la erupción así como la relación de los efectos observables, resultados de estudios batimétricos y petrología de los productos emitidos por el volcán (Carracedo *et al.*, 2012a,b; Meletlidis *et al.*, 2012; Pérez-Torrado *et al.*, 2012; Sigmarsson *et al.*, 2012;

Martí *et al.*, 2013a,b; Rivera *et al.*, 2013; Longpré *et al.*, 2014; Rodríguez-Losada *et al.*, 2014). En los registros sísmicos el tremor volcánico que comenzó el día 10 de octubre, se mantiene durante todo el proceso eruptivo, dificultando en gran medida el análisis de la sismicidad durante ese período. Esto ha hecho que el catálogo del I.G.N. en estos meses sea menos completo y sólo incluye los sismos de mayor magnitud, que pueden ser localizados a pesar de la superposición de la fuerte señal de tremor volcánico. Por este mismo motivo, las publicaciones basadas en el análisis de señales sísmicas durante este periodo se han centrado en el análisis de la señal continua (López *et al.*, 2014; Tárraga *et al.*, 2014; Telesca *et al.*, 2014, 2015). Tomando como base estas publicaciones, el catálogo de sismos del I.G.N. y los comunicados del PEVOLCA, y, al igual que se ha realizado con el periodo previo a la erupción, se ha dividido ésta en las siguientes fases:

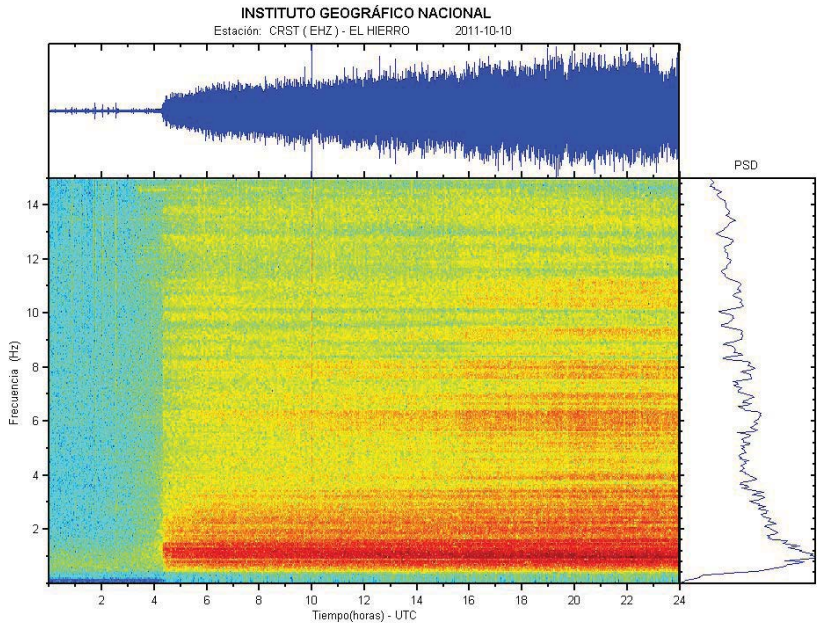


Figura 1.8: *Espectrograma de la estación de CHIE correspondiente al día 10 de octubre de 2011 en el que se observa el comienzo del tremor volcánico (Fuente www.ign.es)*

- **10 octubre - 12 octubre**: en la madrugada del 10 de octubre comienza el registro del tremor volcánico y se convierte en la señal más relevante de estos días (figura 1.8). En

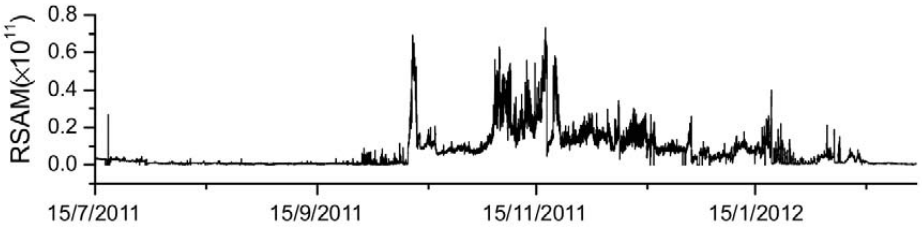


Figura 1.9: *Amplitud del tremor en la estación de CHIE durante la erupción (Fuente Telesca et al. (2014))*

la tarde del día 10, aparecen bancos de peces muertos flotando en la superficie del mar a 5km de la costa de La Restinga, lo que hizo pensar que el foco volcánico inicial estaba situado en esa zona. Con estos datos, la noche del día 10 de octubre de 2011, la Dirección del PEVOLCA confirma el inicio del proceso eruptivo submarino (Gobierno de Canarias, 2011. Comunicado de prensa 10 de octubre de 2011).

Al día siguiente, la amplitud del tremor volcánico se había intensificado tanto que llegaba a ser sentido por la población de La Restinga causando nerviosismo entre la población. Este hecho hizo que las autoridades decidiesen desalojar la zona. La amplitud del tremor se fue incrementando paulatinamente y la frecuencia de máxima amplitud también, pasando de 0.75Hz el día 11 de octubre a 0.9Hz el día 12.

El día 12 la amplitud de tremor alcanzó uno de los valores máximos de toda la erupción (Figura 1.9). La poca sismicidad que se puede analizar durante estos días es muy dispersa y de baja magnitud. Toda ella está localizada en el mar de Las Calmas a profundidades de entre 10-15km (Figura 1.10). La deformación medida en las estaciones GPS se mantuvo estable en las componentes horizontales y en la vertical decreció ligeramente.

- **12 octubre - 15 octubre**: El día 12 de octubre, a las 14:30h, la amplitud de tremor disminuye de forma muy brusca y continúa con una frecuencia caracterísitica menor (0.4Hz). A continuación aparece sobre la superficie del mar la primera evidencia visual de la erupción: una clara mancha verdosa a unos 2km al SW de La Restinga (Figura 1.11).

  A partir del día 15 se empezaron a observar los primeros fragmentos emitidos por el

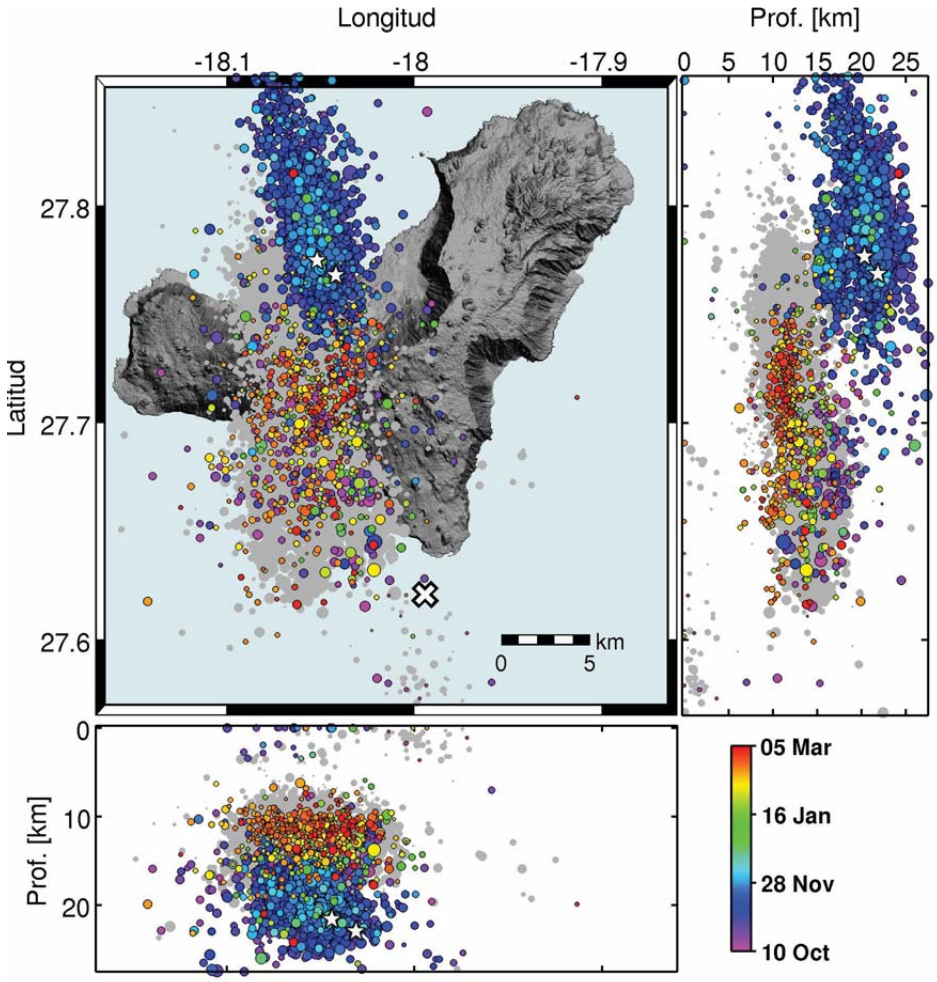


Figura 1.10: *Sismicidad durante la erupción. Estrellas: epicentros de los sismos con* $m_b(Lg) = 4.4$ *y 4.6. Aspa: foco eruptivo. Sombra gris: sismicidad anterior a la erupción (Fuente: boletín IGN).*

volcán, pequeñas rocas piroclásticas de baja densidad que flotaban en la superficie del mar y a las que la población dió el nombre de "restingolitas" por la población más cercana al lugar de la erupción (Figura 1.12). Quizá lo más característico de estas rocas era su llamativa composición un núcleo blanco interior envuelto en una cobertura negra basanítica. Los resultados de los estudios petrológicos sugieren distintos orígenes sobre la formación de estos fragmentos de lava, pero la mayoría de los estudios concuerdan en que se han formado a profundidades en torno a 15km. La sismicidad sigue dispersa y de

baja magnitud esto días y no se observan tampoco cambios en deformación respecto al periodo anterior.

- **15 octubre - finales de noviembre**: a partir del momento en el que empieza a salir material por la boca eruptiva, comienza un repunte de la actividad con una nueva región sismogenética situada en la zona de El Golfo a unos 20km de profundidad (Figura 1.10). Este nuevo foco sísmico comienza con sismos de baja magnitud, pero se intensifica en el mes de noviembre con sismos ampliamente sentidos que causaron alarma entre la población. Destacan por su magnitud dos terremotos; el primero tuvo lugar el día 04/11/2011 a las 20:36h, con una magnitud $mb(Lg) = 4.4$ e intensidad máxima $I_{max} = V$ en las localidades de Valverde y Frontera; el segundo terremoto el 11/11/2011 a las 00:20h con magnitud $mb(Lg) = 4.6$ e intensidad máxima de $I_{max} = IV - V$ en las mismas localidades. Las profundidades de los sismos se concentran inicialmente entre 19 y 25km y poco después surge otro agrupamiento entre 15 y 18km, que algunos autores (Longpré *et al.*, 2014) asocian a dos cámaras magmáticas distintas y otros autores (Martí *et al.*, 2013a) justifican como el colapso de una cámara intermedia.

  Desde finales de octubre y hasta finales de noviembre el tremor volcánico se mantiene muy estable en amplitud y frecuencia, independientemente de la actividad sísmica en el norte de la isla y de los grandes fenómenos visibles en superficie que tuvieron lugar en estas fechas. Las figuras 1.13 y 1.14 muestran algunos de los fenómenos más llamativos en la superficie del mar que tuvieron lugar en estas fechas.

  El día 25 de octubre se consiguió la localización exacta del foco eruptivo con la pimera batimetría del buque oceanográfico (B/O) Ramón Margalef, del Instituto Español de Oceanografía (IEO). Las observaciones de dicha campaña mostraron un cono eruptivo localizado en 27º 37.12' N y 17º 59.48' W, cuya cima estaba oculta tras una clara pluma de material eruptivo. El punto más alto del cono estaba situado a 205m bajo la superficie del mar. Este cono se emplazaba en la cabecera de un valle submarino del flanco oeste del rift S de la isla, que encauzaba el flujo de lava en dirección SE hacia profundidades de más de 1000m. Las sucesivas batimetrías realizadas por el mismo B/O hasta finales de

Figura 1.11: *Mancha sobre la superficie del mar (13-oct-2011). Foto: IGN.*

Figura 1.12: *Emisión de bombas volcánicas "restingolitas" (15-oct-2011). Foto: IGN.*

febrero de 2012 han permitido estudiar el crecimiento y cambios en la morfología del cono durante la erupción, obsevándose varios derrumbamientos y apertura de nuevas bocas dentro del mismo cono.

Durante todo este periodo, el volcán emitía grandes fragmentos huecos de lava formados por una corteza negra delgada de entre 30 y 200cm de diámetro. Una vez alcanzada la superficie del mar, las rocas estallaban y se fragmentaban rápidamente desgasificándose. La entrada de agua marina en su interior hacía que se hundiesen en poco tiempo. Este fenómeno también había sido observado en la erupción de La Serreta (Azores, 1998-2001) y a este tipo de material se les denominó "globos de lava".

- **Diciembre 2011 - Enero 2012** : A principios del mes de diciembre la actividad sísmica en la zona de El Golfo se reduce drásticamente y la amplitud del tremor se reduce mucho. En la superficie del mar sin embargo, siguen observándose periodos de gran salida de material y gases (Figura 1.15). Los estudios petrológicos y geoquímicos de los globos de lava muestran un cambio muy claro en la composición de las muestras recogidas a partir de principios de diciembre, que Martí *et al.* (2013a) interpretan como material que viene directamente del manto terrestre sin parar en la corteza. Desde mediados de enero de 2012 hasta finales del mismo mes el tremor volcánico experimenta pulsos periódicos de gran

Figura 1.13: *Mancha sobre la superficie del mar (4-nov-2011). Foto: IGN.*

Figura 1.14: *Emisión de grandes burbujas (7-nov-2011)*

Figura 1.15: *Emisión de globos de lava (18-ene-2012). Foto: IGN.*

amplitud que han sido interpretados como cambios en la tasa de emisión de material.

- **Mes de febrero 2012**: Durante la primera quincena de febrero la amplitud del tremor volcánico se va reduciendo paulatinamente y a partir de mediados de febrero la señal de tremor volcánico se hace imperceptible sobre el ruido de fondo de las estaciones sísmicas de la isla.

Tras varias semanas sin tremor volcánico perceptible en las estaciones sísmicas y sin deformación en las estaciones GPS, se dió por finalizada la erupción con fecha de 5 de marzo de 2012 (Gobierno de Canarias, 2012. Comunicado de prensa de 5 de marzo de 2012).

1.4.3. Actividad posteruptiva: a partir del 5 marzo 2012

Desde el final de la erupción submarina se han registrado en El Hierro nuevas crisis sismo-volcánicas caracterizadas por gran actividad sísmica y deformación del terreno (González *et al.*, 2013; Prates *et al.*, 2013; García *et al.*, 2014; García-Yeguas *et al.*, 2014; Pérez *et al.*, 2014). Las figuras 1.16 y 1.17 resumen la actividad sísmica desde el mes de julio de 2011 hasta marzo de 2015 y la evolución de la energía sísmica acumulada en el mismo periodo en las que se pueden ver claramente las distintas reactivaciones de los últimos años.

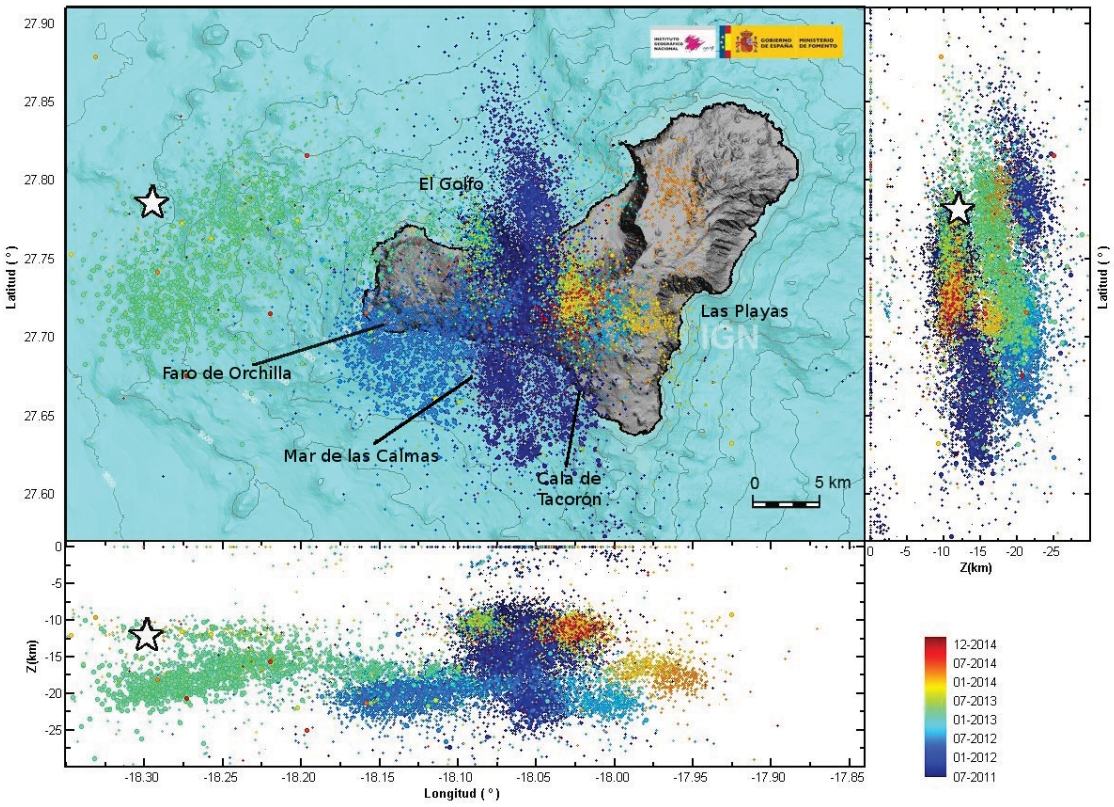


Figura 1.16: *Sismicidad en la Isla de El Hierro (julio 2011 - marzo 2015).*

A continuación se describen brevemente las tres reactivaciones más sigmificativas:

- **Junio - Julio 2012**: El 24 de junio de 2012, cuatro meses después del fin de la erupción submarina en el sur de El Hierro, comenzó una nueva reactivación sísmica en el centro de

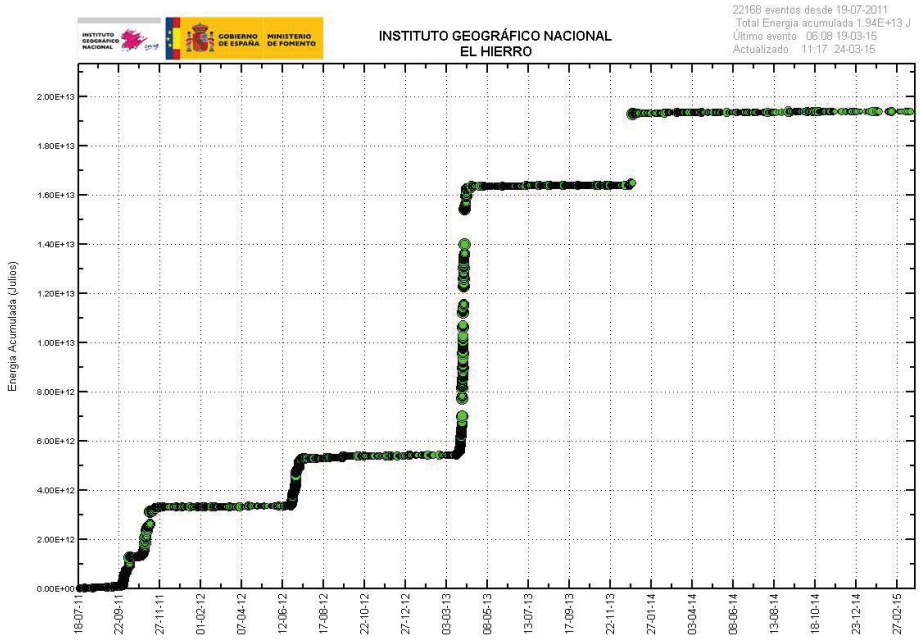


Figura 1.17: *Evolución temporal de la energía sísmica acumulada (julio 2011 - marzo 2015) calculada a partir del boletín sísmico del IGN*

la isla. Al igual que la reactivación previa a la erupción, la sismicidad migró alejándose del centro de la isla, esta vez hacia la zona Sur de Orchilla (ver color azul claro en la figura 1.16), pero a diferencia de la crisis de julio de 2011, la migración fue mucho más rápida, en apenas 20 días, y los sismos estaban localizados a mayor profundidad, en torno a 20km. Tal y como se puede observar en la figura 1.17, la energía liberada en este periodo es ligeramente superior a la energía liberada en el periodo previo a la erupción.

Según los datos del catálogo del I.G.N. se localizaron durante estos 20 días un total de 27 sismos de magnitud superior a 3.5, y cuatro de ellos con magnitud superior a $m_b(Lg) = 4.0$. La intensidad máxima de IV (EMS-98) correspondió al terremoto ocurrido el día 03-07-2012 a las 02:31h, con magnitud $m_b(Lg) = 4.2$. En cuanto a las deformaciones del terreno en esta reactivación, la estación GPS de Orchilla mostró un desplazamiento acumulado total de 9.5cm en las componentes horizontales en dirección este y unos 10cm de deformación máxima en la componente vertical.

- **Marzo 2013**: El día 18 de marzo de 2013 se produce un brusco incremento en el nivel de actividad sísmica respecto al nivel de base de los meses anteriores, con más de 260 sismos en los días 18 y 19 de marzo según el catálogo del I.G.N. El día 20 la actividad disminuye mucho, pero resurge con fuerza a partir del día 21 de marzo y se mantiene durante 17 días en total. Los epicentros inicialmente estaban situados en la zona de El Golfo, al noroeste de la isla (color verde claro en la figura 1.16). En esta reactivación también se produce una migración en los epicentros de los sismos que pasasaron por la punta noroeste de la isla y siguieron en dirección oeste hasta situarse a unos 10km de la costa.

  La profundidad de los hipocentros de esta serie está en torno a los 20km, aunque tiene mayor dispersión que en las reactivaciones previas, posiblemente debido a la mayor distancia epicentral y menor cobertura azimutal de las estaciones para esa localización.

  A partir del día 27 de marzo, la sismicidad cambia el rumbo de su migración y se orienta en dirección SW y comienzan a ocurrir terremotos de mayores magnitudes que los de reactivaciones previas. Durante esta reactivación se registraron 116 sismos con magnitud superior a 3.5 y nueve de ellos con magnitud superior a $m_b(Lg) = 4.5$ e intensidades máximas de IV (EMS-98) en la isla según datos del catálogo del I.G.N..

  Tal y como puede observarse en la figura 1.17, la energía liberada durante esta reactivación fue muy superior a todas las reactivaciones anteriores y a su vez estuvo acompañada por las máximas deformaciones de terreno en las estaciones GPS. Los valores de deformación más altos se observaron en la estación GPS situada en Orchilla y con un valor máximo de 10cm en la componente este-oeste y 13cm en la componente vertical.

- **Diciembre 2013**: El 21 de diciembre de 2013 se produce un nuevo incremento brusco en el número de sismos y comienza una reactivación que dura apenas 7 días. En este caso, la actividad se centra a 15km de profundidad en la zona centro de la isla y se desplaza horizontalmente en dirección E hacia la zona de Las Playas (color amarillo-anaranjado en la figura 1.16). Los sismos de esta reactivación no fueron de gran magnitud ($m_b(Lg) < 3.2$). La deformación máxima en estos días fue de 10cm en la componente vertical y 4cm en la componente horizontal de la estación situada en la zona de Tacorón.

El día 27 de diciembre, cuando la actividad ya parecía haber cesado, ocurre un sismo de $m_b(Lg) = 5.1$ a 12km de la punta NW de la isla y a 12km de profundidad (ver estrella en la figura 1.16). De acuerdo al catálogo sísmico del I.G.N. se trata del sismo de mayor magnitud en el Archipiélago Canario en los últimos 24 años. El terremoto fue ampliamente sentido en toda la isla, con una intensidad máxima de V(EMS-98) en las poblaciones de Sabinosa, Tigaday and Valverde. Asimismo, fue también sentido en otras islas del archipiélago, llegando a notarse con intensidad I-II en la población de Gáldar (Gran Canaria) a más de 250km de distancia del epicentro. Este sismo tuvo una corta secuencia de dos días de réplicas con magnitudes de hasta $m_b(Lg) < 3.8$. Aunque no forma parte de este trabajo, se está llevando a cabo el estudio del mecanismo focal de este terremoto mediante las metodologías expuestas en esta tesis doctoral.

Aparte de estas tres reactivaciones que se han descrito, han tenido lugar en la isla otras menores (septiembre 2012, diciembre 2012, agosto-noviembre 2013 y marzo 2014), todas caracterizadas por un aumento en el número de terremotos y con observación de deformación de terreno en las estaciones GPS de la isla.

Estas reactivaciones sucesivas ponen de manifiesto que el fenómeno volcánico que comenzó en julio de 2011 no terminó con el final de la erupción submarina en marzo de 2012, sino que ha seguido activo en estos últimos años y ha liberado una tasa de energía sísmica mucho mayor que la correspondiente a la fase previa a la erupción.

Capítulo 2

Fundamentos teóricos y metodología

A partir de los sismogramas generados por un terremoto, es posible determinar su mecanismo focal y obtener los parámetros que describen el modelo que representa su fuente sísmica. El número de parámetros a obtener depende de la complejidad del modelo y el grado de detalle con el que se quiera describir la fuente. En el caso de los sismos ocurridos en las islas volcánicas activas, el análisis del mecanismo focal puede ser de gran ayuda para entender el proceso físico provocado por la intrusión de los diques de magma y los cambios en el campo de esfuerzos local de la isla (Roman & Cashman, 2006; Umakoshi *et al.*, 2011; Silva *et al.*, 2012).

El objetivo de este capítulo es realizar una breve descripción de los fundamentos teóricos del mecanismo focal utilizando la formulación general de tensor momento sísmico y describir las metodologías utilizadas en esta tesis para el estudio de la serie sísmica previa al comienzo de la erupción submarina en El Hierro en octubre de 2011.

En el primer apartado de este capítulo se enuncia el Teorema de Representación, que permite expresar los desplazamientos producidos por las ondas sísmicas en función de los parámetros de representación del medio por el que se propagan las ondas (funciones de Green) y la fuente que origina el terremoto (tensor densidad de momento sísmico). A continuación se describe el

procedimiento para obtener las funciones de Green y un resumen de los conceptos fundamentales del tensor momento. En la última parte de este apartado se muestra la forma que adopta este tensor para ciertos modelos sencillos de fuente como son una explosión, una fractura de cizalla, una fractura tensional y un término de *Compensated Linear Vector Dipole* puro. En todo momento, se ha enfocado el problema de mecanismo focal desde el punto de vista cinemático y bajo la aproximación de foco puntual.

En el segundo apartado se aborda el problema de la determinación de los parámetros focales del mecanismo y se exponen brevemente las tres metodologías que se han utilizado en este trabajo, detallando las ventajas y desventajas de cada uno de los métodos y resumiendo los resultados de su aplicación en otras zonas volcánicas o semejantes a nuestra zona de estudio.

2.1. El teorema de representación

En este apartado se exponen los fundamentos teóricos siguiendo Aki & Richards (1980); Udías (1999) y Udías *et al.* (2014).

El teorema de representación permite expresar los desplazamientos u_n producidos por un modelo general de fuente sísmica en el que la suma de momentos es nula, según la siguiente ecuación:

$$u_n(x_s,t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_V m_{ij}(\xi_s,\tau) G_{ni,j}(x_s,t;\xi_s,\tau) dV \tag{2.1}$$

donde:

m_{ij} representa el tensor de densidad de momento sísmico por unidad de volumen. Este tensor está relacionado con el cambio en la situación de esfuerzos en la región focal antes y después de producirse el terremoto y representa la caída de esfuerzos debida a la deformación anelástica que tiene lugar en la región focal.

G_{ni} se denomina función de Green de elastodinámica. Este tensor está relacionado con la estructura y características del medio por el que se propagan las ondas sísmicas. En concreto, se define como la respuesta de un medio elástico en un determinado punto de coordenadas x_s y en un instante t, a una fuerza impulsiva, g_n, que actúa en otro punto ξ_s y en un instante τ, en la dirección del índice n. ($g_n = \delta(t-\tau)\delta(x-\xi)\varepsilon_n$)

Teniendo en cuenta la ecuación 2.1, el proceso a seguir para calcular los desplazamientos producidos por el terremoto en un determinado punto, consiste en obtener la función de Green del medio y posteriormente utilizar dicha función para propagar de los esfuerzos fuera de la región focal. La gran ventaja del teorema de epresentación es que sólo es necesario resolver la ecuación del movimiento una vez para cada medio de propagación, independientemente de la fuente sísmica que origine el terremoto.

Algunas aproximaciones permiten simplificar la expresión 2.1: por un lado, se suele suponer

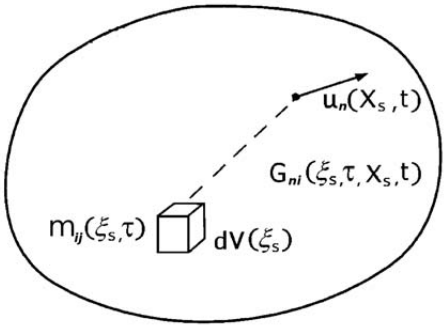


Figura 2.1: *Desplazamientos producidos por un tensor densidad de momento sísmico m_{ij}*

que todas las componentes del tensor densidad de momento sísmico tienen la misma dependencia temporal (fuente sincrónica). Por otro lado, si la distancia epicentral, R, es mucho mayor que las dimensiones de la fuente, L, y a su vez consideramos longitudes de onda, λ, mucho mayores que la distancia entre la fuente sísmica y la estación ($R\lambda >> L^2$), la fuente se puede considerar puntual. Con todo esto, la ecuación 2.1 se reduce a:

$$u_n(x_s, t) = M_{ij}(\xi_s, \tau) * G_{ni,j}(x_s, t; \xi_s, \tau) \tag{2.2}$$

donde M_{ij} :

$$M_{ij}(\xi_s, \tau) = \int_V m_{ij}(\xi_s, \tau) dV \tag{2.3}$$

M_{ij} se denomina tensor momento sísmico, que es un tensor simétrico de segundo orden y con seis componentes independientes.

Esta formulación permite representar de manera sencilla un sistema de fuerzas que origina gran cantidad de fuentes sísmicas: desde los sismos con un mecanismo simple como resultado de un doble par de fuerzas (fractura de cizalla), que suele ser una buena representación de sismos de origen tectónico, hasta otros tipos de sismos con fuentes más complejas propias de entornos mineros, regiones volcánicas o regiones con actividad geotermal. Algunos ejemplos de estas fuentes más complejas son aquellas que implican un cambio rápido de volumen debido

a transiciones de fase del material, colapsos en galerías o explosiones, sismos ocasionados por caída de rocas, apertura de diques por intrusión y movimiento de fluídos o magma, etc.

Quedan fuera de esta representación de fuente sísmica aquellos fenómenos en los que hay un intercambio de momento entre la región focal y el resto de la tierra como por ejemplo las erupciones volcánicas o los deslizamientos de laderas. Este tipo de procesos no va a poder ser estudiado con la metodología presentada en este trabajo ya que, en esos casos, es necesario generalizar el teorema de representación añadiendo la contribución de esas fuerzas (Aki & Richards, 1980; Chouet, 1996; Zobin, 2012) y la ecuación 2.2 se reescribiría como:

$$u_n(x,t) = M_{ij} * G_{ni,j} + F_i * G_{ni} \tag{2.4}$$

donde F_i representa una fuerza aplicada en la dirección de la componente i. Algunos ejemplos de resolución del problema directo considerando este tipo de fuerzas direccionales se pueden ver en Kanamori & Given (1982) y Nishimura (1995).

2.1.1. Función de Green

Para la determinación de las funciones de Green del medio es necesario resolver la ecuación del movimiento, lo cual no es un problema sencillo y depende de las características del medio por el que se transmiten las ondas sísmicas.

El caso más simple corresponde a un medio elástico infinito, homogéneo e isótropo con valores constantes de las velocidades de las ondas sísmicas P y S (α y β respectivamente) y con un valor de densidad ρ. La solución de la ecuación del movimiento en este caso viene dada por la siguiente ecuación:

$$G_{ij}(x_s,t;\xi_s,\tau) = \frac{1}{4\pi\rho r^3}(3\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij})\int_{r/\alpha}^{r/\beta}\tau\delta(t-\tau)d\tau + \\ + \frac{1}{4\pi\rho r}\left[\frac{1}{\alpha^2}\gamma_i\gamma_j\delta(t-\frac{r}{\alpha}) - \frac{1}{\beta^2}(\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij})\delta(t-\frac{r}{\beta})\right] \tag{2.5}$$

donde r es la distancia de cada punto al de aplicación de la fuerza y γ_i son los cosenos directores desde el punto en que se aplica la fuerza hasta el punto x_i.

La expresión 2.5 se puede separar en dos partes según su dependencia con r:

- El primer término depende de $1/r^3$ y en él los desplazamientos debidos a las ondas P y S aparecen superpuestos. Se denomina campo próximo puesto que decrece muy rápidamente con la distancia al foco del terremoto y sólo influye en una zona muy próxima a él.
- El segundo término depende de $1/r$ y tiene la forma de dos impulsos separados en el tiempo que se propagan con velocidades α y β que se corresponden con las ondas P y S. Este término se denomina campo lejano ya que es predominante a distancias grandes.

Normalmente y en función de la distancia entre el foco sísmico y el punto de observación, se considera solo la contribución del campo cercano o del campo lejano en la resolución de las ecuaciones que describen los desplazamientos.

La consideración de un medio infinito es útil como primera aproximación, pero no es adecuado para representar la estructura de la Tierra. Para construir un modelo de medio más realista, el primer detalle necesario es introducir una superficie libre en reprentación de la superficie terrestre y así convertir el medio infinito en un semiespacio. Este problema fue resuelto por primera vez por Lamb (1904) y por Lapwood (1949) (Udías, 1999) y permite generar los efectos no sólo de las ondas P y S sino también las ondas superficiales de Rayleigh.

Una representación de la estructura terrestre un poco más realista aún y muy utilizada en sismología es la consideración de un medio estratificado sobre el semiespacio con la fuente

sísmica situada en el interior de una de las capas. Cualquier simetría del medio facilita la resolución del problema. En general, se suelen considerar capas planas horizontales homogéneas para estudios a distancias regionales ($\Delta < 500 - 1000km$), y capas esféricas homogéneas en el caso de distancias telesísmicas ($\Delta > 1000km$). En ambos casos, cada capa se caracteriza por su espesor y sus parámetros elásticos (densidad y velocidades de las ondas P y S).

Existen numerosos métodos numéricos y algoritmos que permiten obtener los desplazamientos en la superficie libre, entre los que destaca el método de reflectividades (Müller, 1985) y que el que se utilizará en esta tesis. Con este método, el cálculo de los desplazamientos de las ondas internas y superficiales se realiza en el dominio de frecuencias mediante integración. En primer lugar se determinan los coeficientes de reflexión y transmisión en cada interfaz a partir de los valores conocidos los parámetros elásticos de cada capa. A continuación se obtienen los desplazamientos debidos a una fuente impulsiva sumando sobre los números de onda o lentitudes las contribuciones de todas las ondas P y S transmitidas y reflejadas en cada una de las interfases así como la contribución de las ondas superficiales Rayleigh y Love. Cuanto mayor es el número de capas, mayor es el número de ondas reflejadas y refractadas y mayor dispersión en los trenes de ondas superficiales, lo que da lugar a desplazamientos teóricos más complejos.

2.1.2. Tensor momento sísmico

Como se ha definido anteriormente, el tensor momento sísmico (T.M.S.) es un tensor simétrico de segundo orden y cada uno de sus componentes, M_{ij}, representa un par de fuerzas o dipolo lineal en la dirección i y cuyo brazo del par se encuentra en la dirección j. De esta manera, las componentes M_{11}, M_{22} y M_{33} corresponden a dipolos lineales en los que el brazo del par está en la misma dirección que la fuerza (figura 2.2).

$$M_{ij} = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} \tag{2.6}$$

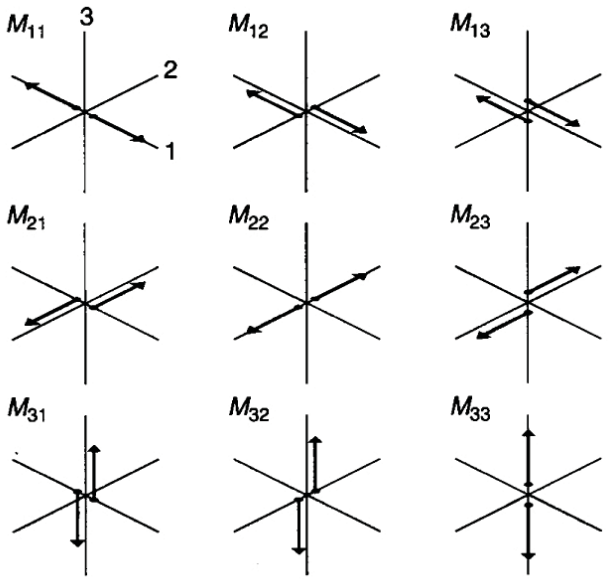


Figura 2.2: *Pares de fuerzas asociados a las componentes del tensor momento sísmico (modificado de Aki & Richards (1980))*

Puesto que el T.M.S. representa los esfuerzos no elásticos que tienen lugar en la fuente sísmica, sus autovectores corresponden a los ejes principales de estos esfuerzos. Respecto a estos ejes el tensor adopta la forma:

$$M_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} \tag{2.7}$$

Por tanto, el T.M.S. corresponde a tres dipolos lineales en la dirección de estos ejes principales de esfuerzos. Si ordenamos lo autovalores de tal manera que $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, tendremos que el autovector correspondiente a σ_1 es el eje en el que el esfuerzo es mayor y el autovector correspondiente a σ_3 es el eje en el que el esfuerzo en la región focal es menor.

La suma de los elementos de la diagonal del tensor está relacionada con los cambios de

volumen en la región focal y tiene el mismo valor en todos los sistemas de referencia:

$$tr(M_{ij}) = M_{11} + M_{22} + M_{33} = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 \tag{2.8}$$

Si $tr(M_{ij})$ es positivo el tensor momento representa un aumento de volumen en la región focal (explosión), mientras que si es negativo corresponde a una implosión. Si su valor es nulo, no hay variación de volumen.

La medida del tamaño del terremoto correspondiente a un determinado tensor, M_T, se puede calcular a partir de las componentes del mismo mediante la expresión:

$$M_T = \left(\frac{\sum_{i=1}^{3} \sum_{j=1}^{3} M_{ij}^2}{2} \right)^{1/2} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{3} \sigma_i^2}{2} \right)^{1/2} \tag{2.9}$$

que en el caso de una fractura o dislocación de cizalla (todo el movimiento se produce a lo largo del plano de fractura), el valor de este parámetro coincide con el momento sísmico escalar definido como $M_0 = \mu \overline{\Delta u} S$ donde μ es el módulo de cizalla, $\overline{\Delta u}$ es el valor medio del desplazamiento sobre el plano de falla y S es el área del plano de falla.

Una descomposición muy utilizada en sismología es dividir el T.M.S. en dos términos, el primero de ellos relacionado con la variación de volumen en la región focal (parte isotrópica) y el segundo incluyendo el resto de la contribución del tensor (parte desviatoria):

$$M_{ij} = \underbrace{\sigma_0 \delta_{ij}}_{P.\ isotropica} + \underbrace{M'_{ij}}_{P.\ desviatoria} \tag{2.10}$$

donde

$$\sigma_0 = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) \tag{2.11}$$

Esta descomposición es única. El término isotrópico se anula en las fuentes sin variación de volumen como es el caso de terremotos de origen tectónico. El término desviatorio del tensor puede a su vez ser descompuesto en la suma de más elementos (Jost & Herrmann, 1989) por ejemplo como suma de tres dipolos vectoriales, suma de tres dobles pares de fuerzas, suma de

un par mayor y un par menor, etc. De todas ellas, la forma más común es dividir el tensor en un término que haga máxima la componente de un doble par fuerzas (*Double Couple* o DC) y otro término con el resto del tensor que se denomina *Compensated Linear Vector Dipole* (CLVD) o *componente de no doble par*:

$$M'_{ij} = M_{ij}^{DC} + M_{ij}^{CLVD} \tag{2.12}$$

Considerando un tensor momento puramente desviatorio, M'_{ij}, con autovalores $\sigma'_1 > \sigma'_2 > \sigma'_3$, la descomposición en dos términos puede expresarse como (Knopoff & Randall, 1970):

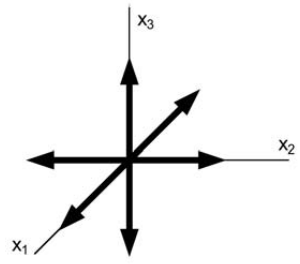
$$\begin{pmatrix} \sigma'_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma'_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma'_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{1}{2}(\sigma'_1 - \sigma'_3) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{1}{2}(\sigma'_1 - \sigma'_3) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} -\frac{1}{2}\sigma'_2 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma'_2 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{1}{2}\sigma'_2 \end{pmatrix} \tag{2.13}$$

El primer término corresponde a una fuente DC cuya intensidad del tensor momento coincide con el momento sísmico escalar $M_o = \frac{1}{2}(\sigma'_1 - \sigma'_3)$. El segundo término es la contribución de CLVD de la fuente, introducido por Knopoff & Randall (1970) como el modelo de fuente de terremotos profundos ocasionados por cambios de fase del material en superficies planas. El significado físico del término de CLVD es un cambio rápido en el módulo de cizalla en la dirección normal al plano de falla, sin cambios en el volumen y se puede representar como la suma de un dipolo lineal más un término isotrópico de signo contrario. Para estimar la desviación del tensor desviatorio completo respecto a un modelo de puro doble par, se define el porcentaje de CLVD como $\delta = 100|\sigma'_2|/|\sigma'_1|$

A continuación resumimos la forma del tensor momento sísmico para cuatro fuentes simples: una explosión con cambio de volumen, una fractura tensional, una dislocación o fractura de cizalla y una fuente pura de CLVD.

2.1.2.1. Explosión con cambio de volumen ΔV

Una fuente explosiva se puede considerar como una expansión rápida a lo largo de los tres ejes de coordenadas y puede representarse por tres dipolos lineales, cada uno de ellos en la dirección de un eje. En este caso la forma del tensor momento corresponde a la de un tensor puramente isotrópico y el tamaño del terremoto está relacionado con el cambio de volumen en la región focal ΔV y con el coeficiente de rigidez del medio, K $(K = \lambda + 2/3\mu)$



$$M_{EXP} = \Delta V(\lambda + 2\mu) \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

$$tr(M_{EXP}) = 9K\Delta V$$

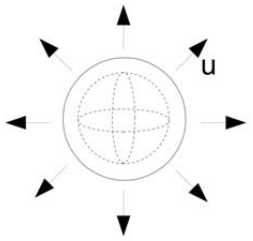
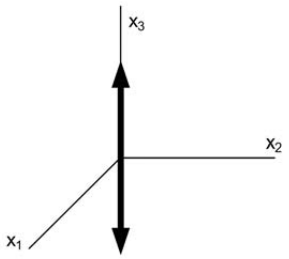


Figura 2.3: *Sistema de fuerzas, tensor momento y desplazamiento correspondiente a una fuente explosiva*

Este tipo de fuente sísmica es propia de entornos mineros, en explosiones artificiales. La fuente opuesta correspondería a una implosión ($\Delta V < 0$) y puede observarse también en los mismos entornos, cuando se produce el colapso de galerías. Análogamente, en entornos volcánicos este tipo de fuentes correspondería a colapsos de cámaras magmáticas o calderas.

2.1.2.2. Fractura tensional

Se trata de una fractura en la que la dirección del movimiento es perpendicular al plano de falla. Se puede representar por un dipolo lineal. Si consideramos una falla de área S el plano x_1x_2 y la dislocación Δu en el eje x_3, tendremos un tensor momento de la forma:



$$M_{FT} = \Delta u S \begin{pmatrix} \lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda & 0 \\ 0 & 0 & \lambda + 2\mu \end{pmatrix}$$

$$tr(M_{FT}) = 3K\Delta u S$$

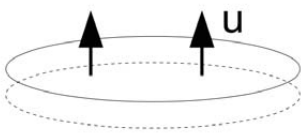
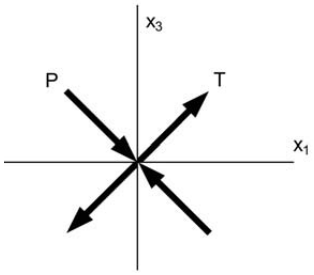


Figura 2.4: *Sistema de fuerzas, tensor momento y desplazamiento correspondiente a una fractura tensional*

Este tipo de fuente sísmica se da, bajo ciertas condiciones en el tamaño de los autovectores del tensor momento, en zonas de actividad volcánica o geotermal en lugar de la fractura de cizalla típica Julian *et al.* (1998). Los sismos de este tipo son originados por la sobrepresión del magma o fluídos en la zona.

2.1.2.3. Dislocación o fractura de cizalla (DC)

En las fracturas de cizalla el movimiento se produce en el plano de falla y, por tanto, no hay cambio de volumen en la región focal. Este tipo de fuente se puede representar por un doble par de fuerzas sin momento resultante o bien por dos dipolos de igual magnitud y perpendiculares entre sí, estos dipolos se corresponden con los ejes de tensión y presión del sistema y forman un ángulo de 45^o respecto a las direcciones de las fuerzas del doble par. Suponiendo el caso particular en el que el desplazamiento Δu está orientado en la dirección del eje x_1, tenemos:



$$M_{DC} = \mu \Delta u S \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$$

$$tr(M_{DC}) = 0$$

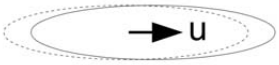
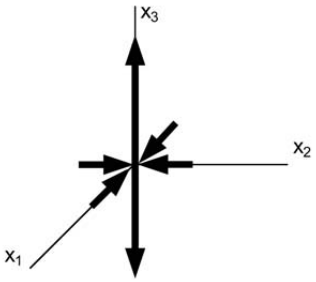


Figura 2.5: *Sistema de fuerzas, tensor momento y desplazamiento correspondiente a una fractura de cizalla.*

Este tipo de mecanismo es la más común en zonas de sismicidad tectónica.

2.1.2.4. Puro CLVD

Este tipo de fuente se puede representar por un dipolo lineal similar al de la fractura tensional, pero se contrarresta con otro término de tal manera que no hay cambios en volumen en la región focal. Suponiendo la misma orientación que en el caso de la fractura tensional, con el dipolo mayor orientado en el eje x_3, tendremos un tensor momento:



$$M_{CLVD} = M_0 \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix}$$

$$tr(M_{CLVD}) = 0$$

Figura 2.6: *Sistema de fuerzas y tensor momento correspondiente a una fuente de puro CLVD*

El estudio de este tipo de modelo de fuente sísmica es especialmente interesante en el caso de

sismos en regiones volcánicas activas, donde han sido observados numerosos terremotos con alta componente CLVD (Foulger & Julian, 1993; Miller *et al.*, 1998a,b; Foulger *et al.*, 2004). Por otro lado, en problemas con poca resolución, a veces es necesario imponer que el término isotrópico sea nulo para reducir el número de incógnitas, en estos casos, el término de componente CLVD puede ser indicador de una fractura tensional.

2.2. Metodologías utilizadas para la determinación del mecanismo focal.

La determinación del mecanismo focal de un terremoto consiste en utilizar los sismogramas generados por dicho sismo para obtener los parámetros que describen el modelo que representa la fuente. El número de parámetros a obtener depende de la complejidad del modelo utilizado.

Los parámetros físicos del medio que recorren las ondas desde su origen en el foco sísmico hasta la recepción en las estaciones también se consideran conocidos a la hora de resolver el problema del mecanismo focal. Debido a la naturaleza heterogénea y no perfectamente elástica de la Tierra, los modelos elegidos para describir el medio nunca van a representar perfectamente la realidad, lo que impone una limitación en la investigación de la fuente sísmica. Así por ejemplo, el caso de terremotos a distancias regionales, los modelos más utilizados son los formados por una sucesión de capas planas de velocidad constante por lo que la presencia de inhomogeneidades laterales en la Tierra dan lugar a errores en los valores de los parámetros focales obtenidos.

En general, la localización espacio-temporal del punto donde se inicia la ruptura se considera conocida a la hora de resolver el mecanismo focal. Esta localización viene determinada por el hipocentro (latitud λ_0, longitud ϕ_0 y profundidad h) y la hora origen del terremoto (t_0) que se obtienen a partir de los tiempos de llegada de las primeras ondas sísmicas a las distintas estaciones. En ciertas metodologías, se incluyen algunos parámetros de la localización (gene-

ralmente la profundidad y/o epicentro) a la vez que el mecanismo focal. En el caso de sismos de magnitudes moderadas, se suele suponer que la fuente sísmica está situada en el hipocentro, aunque a veces se incluye la profundidad en la inversión del mecanismo focal para estudiar la estabilidad de la solución y descartar falsos mínimos relativos en el proceso de inversión. En el caso de terremotos de grandes magnitudes, con longitudes de falla considerables, el punto de actuación del tensor momento se denomina centroide y puede no corresponder con el punto de inicio de la ruptura. En el estudio de estos sismos, los métodos de localización y determinación del mecanismo focal que están basados en las primeras llegadas de las ondas sísmicas aportan información sobre la nucleación del terremoto (hipocentro, mecanismo focal inicial), mientras que la inversión del tensor momento utilizando los sismogramas completos, aportan información sobre el centroide.

En muchos casos el tamaño del terremoto es obtenido durante el proceso de inversión a partir de las componentes del tensor momento, aunque también se puede obtener de manera independiente a partir de los espectros de los registros sísmicos. Asimismo, en el caso de fuentes sincrónicas, la dependencia temporal de la fuente viene dada por su función temporal (STF), $f(t)$, y dependiendo de la metodología se puede considerar conocida o invertirse durante la determinación del mecanismo focal. El resto de parámetros necesarios para describir el mecanismo focal determinan la orientación de los esfuerzos en el foco sísmico.

Si consideramos una fuente puntual representada por un tensor momento símétrico de primer orden, M_{ij}, el número de parámetros a determinar para describir la fuente sísmica completa son:

- Localización hipocentral y hora origen (λ_0, ϕ_0, h, t_0)
- Seis componentes del tensor momento (M_{11}, M_{12}, M_{13}, M_{22}, M_{23}, M_{33}),
- Función temporal de la fuente ($f(t)$)

En el caso de modelos de fuente más sencillos el número de parámetros disminuye al imponer

condiciones en las componentes del tensor momento sísmico. Así por ejemplo, para fuentes puramente desviatorias (sin cambios en volumen), sólo hay cinco componentes independientes y en el caso de una dislocación, sólo hay cuatro componentes independientes, tres de ellas relacionadas con los ejes de tensión y presión del doble par de fuerzas que genera la dislocación o la orientación del plano de fractura y la última relacionada con el tamaño del terremoto.

A partir del análisis espectral de las formas de onda se puede obtener el área de la fractura (S) considerando una fractura circular (modelo de Brune). Con el valor de área y el momento sísmico escalar del terremoto se puede determinar la caída de esfuerzos utilizando la siguiente relación (Kanamori & Anderson, 1975):

$$\log M_o = \frac{3}{2} \log S + \log \left(\frac{16 \Delta \sigma}{7 \pi^{3/2}} \right) \tag{2.14}$$

A continuación se describen los tres métodos que se han utilizado para el estudio del mecanismo focal de los terremotos que precedieron la erupción submarina de El Hierro 2011-2012.

2.2.1. Patrón de radiación de las ondas P

El tipo de mecanismo focal de un terremoto determina la polaridad (positiva o negativa) y la amplitud de las ondas sísmicas generadas por dicho terremoto en cada una de las estaciones. La distribución de estas polaridades y amplitudes constituye el patrón de radiación de las ondas sísmicas y su estudio aporta gran información sobre el tipo de fuente.

Para facilitar el estudio del patrón de radiación corrigiendo las heterogeneidades de la estructura terrestre, surge el concepto de esfera focal, una esfera de radio unidad y material homogéneo situada en el foco sísmico. Las observaciones de las ondas sísmicas sobre cualquier punto de la superficie terrestre pueden proyectarse sobre la esfera focal trazando el recorrido del rayo en sentido inverso y queda determinada por dos ángulos: el azimut de la estación, ϕ, (ángulo entre el Norte terrestre y la dirección de la estación, medido desde el epicentro) y el ángulo de incidencia en el foco del rayo que llega a la estación, i_h (figura 2.7)

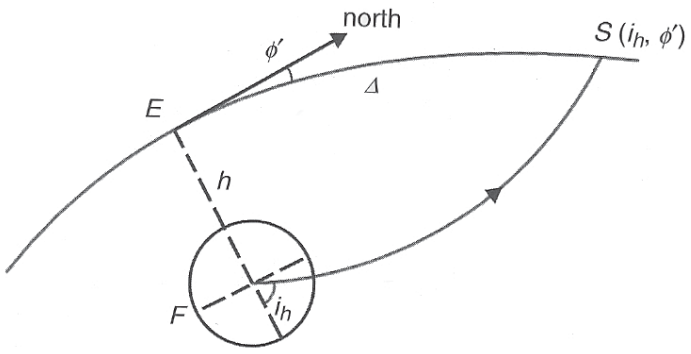


Figura 2.7: *Concepto de esfera focal y ángulos que determinan la posición de las estaciones sobre la esfera focal (Udías et al., 2014)*

La manera más sencilla de estudiar el patrón de radiación consiste en utilizar la polaridad del primer impulso de la onda P. Para su descripción, utilizaremos el criterio de colores más utilizado, representando en blanco las dilataciones (polaridad negativa de la primera llegada en la estación) y en negro las compresiones (polaridad positiva en la estación).

Si se considera un modelo de doble par de fuerzas (100 % DC), el patrón de radiación está compuesto por dos lóbulos de signo positivo en dirección del eje de tensión y otros dos lóbulos de signo negativo en dirección del eje de presión. La proyección de las polaridades de las ondas P sobre la esfera focal está compuesto por cuatro cuadrantes de signos alternos y separados entre sí por dos planos nodales. Uno de estos planos coincide con el plano de fractura y el otro es perpendicular a él. Aprovechando la simplicidad de este patrón de radiación surgieron los primeros métodos para la determinación del mecanismo focal considerando fuentes de puro doble par.

Por tanto, si se cuenta con observaciones de la polaridad de la onda P en numerosas estaciones y una buena distribución de las mismas sobre la esfera focal y se considera una fuente constituída por un doble par de fuerzas (DC), es posible determinar los planos de fractura y la orientación de los ejes principales de esfuerzos.

Los primeros métodos de análisis de mecanismo focal a partir de polaridades de ondas P se resolvían de manera gráfica, dibujando sobre la esfera focal las compresiones y dilataciones y separando los cuadrantes de distinto signo por dos planos perpendiculares. Posteriormente se sustituyeron por métodos numéricos (Udías, 1989) que buscan los planos ortogonales que reproducen las observaciones, por ejemplo el programa FPFIT (http://earthquake.usgs.gov/research/software/index.php). Existen también otros algoritmos que permiten incluir como dato de entrada el cociente de amplitudes P/SV y las polaridades de las ondas SV y SH, aparte de las polaridades de las ondas P, entre ellos están los programas FOCMEC (Snoke *et al.*, 1984) y HASH (http://earthquake.usgs.gov/research/software/index.php). Por otro lado, existen otros métodos numéricos que resuelven el problema de manera diferente, utilizando una formulación probabilística para obtener la solución que mejor reproduce las observaciones y sus errores estadísticos como es el caso del programa MECSTA (Brillinger *et al.*, 1980; Udías & Buforn, 1988).

Cuando existen pocas observaciones de polaridad o la cobertura azimutal es escasa, es preferible utilizar para la resolución del mecanismo focal técnicas de **soluciones conjuntas**, esto es, considerar las observaciones de varios sismos para determinar el mecanismo conjunto de una región. Esta opción es muy útil en el caso de series de réplicas o enjambres de sismos. En aquellos casos en los que en el grupo de sismos hay más de un mecanismo, las polaridades aparecen mezcladas sobre la esfera focal y es difícil obtener un buen mecanismo conjunto. En estos casos, es necesario un procedimiento estadístico que permita separar los terremotos en familias atendiendo a la distribución de sus polaridades para calcular por separado las soluciones conjuntas de las distintas familias de sismos.

Las principales ventajas del análisis de mecanismo a partir de polaridades de las ondas P, tanto para el caso de terremotos individuales (solución simple) como para de series de sismos (solución compuesta) son las siguientes:

- Es un método rápido y de fácil aplicación que en muchos casos se utiliza como una solución preliminar de mecanismo para luego refinar la solución con otras técnicas.

- Es ampliamente aplicable, siempre que las polaridades de las primeras llegadas sean claras, permite utilizar de manera conjunta la información de distintos tipos de sensores (periodo corto y banda ancha) dando mayor cobertura azimutal al problema.
- Las incertidumbres en el modelo de corteza, aunque tienen influencia, no son tan críticas en este caso como en otras metodologías que tratan de reproducir la forma de onda.

Por el contrario, existen también algunas limitaciones con esta metodología:

- Debido a la simetría del patrón de radiación de una fuente puntual, no hay manera de distinguir cuál de los dos planos obtenidos con esta metodología corresponde al plano de fractura y cual es el plano perpendicular.
- En el caso de estudiar un terremoto con una fuente compuesta por distintos procesos de ruptura diferentes, esta metodología sólo permitirá obtener la orientación de la fractura inicial del terremoto.
- En la aplicación de esta metodología a terremotos de baja magnitud, es necesario tener especial cuidado con el filtrado de los datos ya que los filtros pueden afectar a la señal y sugerir lecturas erróneas de las polaridades.
- Sólo resuelve bien un tipo de mecanismo muy concreto (puro DC), lo cual puede parecer una forma demasiado simple de representar la fuente sísmica para estudiar los terremotos que ocurren en ámbitos volcánicos o zonas con actividad geotermal, donde es posible la existencia de fuentes más complejas que incluyan cambios en volumen (Julian *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 1998a)

Teniendo en cuenta estas últimas salvedades, la aplicación de esta metodología a crisis volcánicas permite evaluar la distribución de los esfuerzos y la posibilidad de detectar cambios de orientación de los ejes de tensión y presión en momentos previos a las erupciones. Algunos ejemplos de su aplicación son la erupción “Crater Peak” del volcán del Mount Spurr (Alaska) en

1992 (Roman *et al.*, 2004), el volcán Soufrière Hills (Montserrat) en noviembre de 1999 (Roman *et al.*, 2006) y la erupción fisural de 1975 del volcán Tolbachik (Kamchatka, Rusia) (Zobin, 1979).

En otras ocasiones, el hecho de no lograr encontrar un buen ajuste con esta metodología, ha sido considerado por algunos autores como un buen indicador de la existencia de una componente importante de no doble par, como en el caso de sismicidad en el Piton Fournaise en 2007 (Massin *et al.*, 2011), lo cual es también un resultado importante a pesar de no resolver completamente el mecanismo de los sismos.

2.2.2. Inversión del tensor momento sísmico

La inversión de tensor momento es posiblemente la técnica más utilizada en la actualidad para estudiar la fuente sísmica. Según la ecuación 2.2 los desplazamientos de las ondas sísmicas se pueden expresar en el dominio temporal como la convolución de las componentes del tensor momento con las derivadas de las funciones de Green del medio.

Esta relación se puede expresar en el dominio temporal, en términos matriciales, como:

$$\mathbf{u=G*m} \tag{2.15}$$

y en el dominio de frecuencias como:

$$\mathbf{u=Gm} \tag{2.16}$$

La ecuación 2.16 es la ecuación básica para la inversión de T.M.S.

Si consideramos una hipotética inversión de k ventanas temporales para N estaciones sísmicas, la ecuación se puede escribir en función de las componentes de los desplazamientos y las derivadas del tensor de funciones de Green como:

$$\begin{pmatrix} u_1^{Sta1} \\ u_2^{Sta1} \\ \vdots \\ u_k^{Sta1} \\ \vdots \\ u_k^{StaN} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{11}^{Sta1} & G_{12}^{Sta1} & G_{13}^{Sta1} & G_{14}^{Sta1} & G_{15}^{Sta1} & G_{16}^{Sta1} \\ G_{21}^{Sta1} & G_{22}^{Sta1} & G_{23}^{Sta1} & G_{24}^{Sta1} & G_{25}^{Sta1} & G_{26}^{Sta1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ G_{k1}^{Sta1} & G_{k2}^{Sta1} & G_{k3}^{Sta1} & G_{k4}^{Sta1} & G_{k5}^{Sta1} & G_{k6}^{Sta1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ G_{k1}^{StaN} & G_{k2}^{StaN} & G_{k3}^{StaN} & G_{k4}^{StaN} & G_{k5}^{StaN} & G_{k6}^{StaN} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} M_1 \\ M_2 \\ M_3 \\ M_4 \\ M_5 \\ M_6 \end{pmatrix} \tag{2.17}$$

En este sistema de ecuaciones, las incógnitas son los valores de las 6 componentes del TMS evaluado en el los valores de tiempo t_i con i=*1...P* donde P debe ser menor que k. Por lo tanto, en un caso general el número total de incógnitas del problema será *6P*. Sin embargo, en la mayoría de los casos, se suele considerar una fuente sincrónica, en la que todas las componentes del tensor momento tiene la misma dependencia temporal, y por ello el número de incógnitas se reduce a *6+P* o incluso se fija la función temporal de la fuente sísmica durante la inversión con lo que sólo son 6 los parámetros a determinar. Puesto que el número de observaciones del problema (*Nk*) es mayor que el número de incógnitas, se trata de un problema sobredeterminado.

En algunas ocasiones es conveniente imponer ciertas condiciones a las componentes del tensor momento, que acoten el número de soluciones del problema. Una de las condiciones más utilizadas es la de no permitir variaciones de volumen en la fuente, esto es, fijar la traza del tensor a cero y sólo calcular la parte desviatoria del tensor. Bajo estas condiciones, el número de incógnitas se reduce a *5+P* (5 si se fija la dependencia temporal) y el problema de inversión sigue siendo un problema lineal. Otras condiciones posibles serían imponer una fractura de doble par de fuerzas, o una fractura tensional pura, etc. Este tipo de condiciones convertirían el problema en una inversión no lineal.

La inversión se suele resolver mediante un proceso iterativo, minimizando los residuos entre el sismograma observado y un sismograma teórico. Si el problema es lineal, existen otros métodos para resolverlo como pueden ser el método de mínimos cuadrados o la inversa generalizada de Lanczos (Menke, 2012), pero si problema es no lineal, el método iterativo es la única manera

de resolución. El procedimiento iterativo se puede resumir en los siguientes pasos:

- El primer paso consiste en la adquisición de los sismogramas y su tratamiento. La situación ideal sería contar con numerosos datos con un valor alto de la relación señal/ruido, registros que no estén no saturados y estaciones uniformemente repartidas sobre la esfera focal. El tratamiento depende mucho de la técnica y algoritmo que se vaya a utilizar en la inversión, pero generalmente es necesario interpolar y remuestrear los datos a un intervalo de muestreo común y aplicar un filtro paso bajas para eliminar de las trazas el ruido de alta frecuencia. En algunas ocasiones también se incluye en este paso la deconvolución de la respuesta instrumental (si luego se van a comparar los datos con los sismogramas teóricos en desplazamiento) y la rotación de las componentes horizontales a radial y transversal (si los sismogramas teóricos se calculan en esas componentes).
- En segundo lugar, se calcula la función de Green teórica a partir del modelo de tierra, la localización de la fuente y la situación de la estación. Posteriormente, se obtiene el sismograma teórico a partir de esa función de Green y una primera orientación del tensor momento.
- A continuación, se calcula el residuo entre los datos procesados y los sismogramas teóricos.
- Finalmente, se repiten de manera iterativa los dos pasos anteriores variando las componentes del tensor momento y finalmente se considera como solución la configuración del tensor que hace mínimo el valor del residuo.

Hay ocasiones en las que resulta más interesante calcular el tensor momento sísmico a partir de la inversión de la amplitud espectral del desplazamiento $|u(\omega)|$, en lugar de resolver la inversión utilizando el directamente el sismograma. En este caso, la ecuación a resolver en la inversión es la siguiente:

$$|u(\omega)| = \sqrt{(G^{real}(\omega)m)^2 + (G^{imag}(\omega)m)^2} \tag{2.18}$$

donde $G(\omega)$ es el tensor de funciones de Green en el dominio de frecuencias y m es el tensor momento sísmico que se quiere calcular.

Este planteamiento tiene la ventaja de no ser sensible a pequeños problemas de alineación temporal entre los desplazamientos observados y las funciones de Green, que suele ser una de las mayores contribuciones de error e inestabilidad de la inversión. Por el contrario, esta opción también presenta algunos inconvenientes, el primero es que no resuelve el signo del mecanismo focal, puesto que trabaja sólo con la amplitud del desplazamiento pero no incluye la información de la fase. Esta ambigüedad se suele resolver añadiendo al resultado de la inversión los datos observados de las polaridades. Otro de los inconvenientes es que, por tratarse de un problema no lineal, la solución está influenciada por las condiciones iniciales y podría converger a mínimos locales. Para asegurarse de que esto no ocurre es necesario resolver el problema con un conjunto de soluciones iniciales que muestreen bien el espacio de soluciones.

La gran ventaja de utilizar la metodología del tensor momento sísmico para el estudio de la fuente sísmica es que permite extraer toda la información posible de la forma de onda, no sólo la polaridad de las distintas fases sino también la amplitud y el contenido espectral. Se puede utilizar para la inversión tanto ondas internas, superficiales o el sismograma completo. Con todo ello, si existe suficiente cobertura azimutal, la técnica de inversión de tensor momento permite calcular el tensor momento completo, no sólo su componente de doble par, como ocurre con la metodología de las polaridades de las ondas P explicada en el apartado anterior.

Como inconveniente, la aplicación de esta metodología es sólo posible para terremotos de magnitudes moderadas o grandes puesto que los registros de los sismos pequeños tienen mucha influencia del ruido y la inversión se hace muy inestable. Por otro lado, los resultados de la inversión de tensor momento son muy sensibles a errores en el modelo de tierra y distribución de estaciones, especialmente en el caso de distancias regionales, en los que errores en el modelo de tierra pueden dar lugar a error en la estimación de la profundidad de los sismos y su mecanismo focal. Por ello es conveniente analizar previamente los resultados de la inversión utilizando sismogramas teóricos para conocer la resolución de la solución en cada caso.

La primera inversión del tensor momento sísmico fue realizada por Gilbert (1973). Los primeros estudios trataban de estudiar la fuente de sismos de gran magnitud a partir de los registros de ondas internas en estaciones a distancias telesísmicas (Gilbert & Dziewonski, 1975; Dziewonski *et al.*, 1981; Dziewonski & Woodhouse, 1983). En la última década del siglo XX, la densificación de las redes sísmicas y la aparición de las estaciones de banda ancha, hicieron posible la aplicación de esta metodología a terremotos de magnitud moderada mediante la inversión de formas de onda registradas a distancias regionales ($\Delta < 500km$) (Dreger & Helmberger (1993); Nabelek & Xia (1995); Randall *et al.* (1995); Thio & Kanamori (1995), etc). También por estas fechas surgieron los primeros estudios de inversión del tensor momento a partir del espectro de amplitud Dahm *et al.* (1999) y Cesca *et al.* (2006).

Desde principios del siglo XXI, numerosas instituciones y proyectos ofrecen soluciones del tensor momento sísmico de los terremotos de mayor magnitud, entre ellos destacan el catálogo del ETHZ de Suiza (Braunmiller *et al.*, 2002) y el catálogo del proyecto *Global Centroid Moment Tensor*, CMT (Dziewonski *et al.*, 1981; Ekström *et al.*, 2012). En 2002, también el IGN comenzó a aplicar la técnica de Dreger & Helmberger (1993) en tiempo casi real y de manera automática para estimar el tensor momento de los sismos más importantes del territorio nacional (Rueda & Mézcua, 2005), pero su aplicación en el Archipiélago Canario es muy limitada por la mala cobertura azimutal y sólo existe solución de tensor momento para un par de sismos entre 2002 y enero de 2015.

La inversión de tensor momento sísmico a sismos en zonas volcánicas es de gran importancia puesto que es, posiblemente, la única metodología capaz de determinar la contribución de no doble par de la fuente sísmica. Miller *et al.* (1998b) hicieron una revisión de sismos con una componente significativa de no doble par a escala mundial y gran parte de ellos ocurrieron en zonas de actividad volcánica. Algunos ejemplos de inversión de tensor momento sísmico en zonas volcánicas son los estudios de Legrand *et al.* (2000); Lokmer *et al.* (2007) y Saraò *et al.* (2010). Los trabajos de Panza & Sarao (2000) y Pesicek *et al.* (2010) son buenos ejemplos del estudio de la resolución de esta metodología en regiones volcánicas.

2.2.3. Funciones de Green Empíricas

El estudio de la función temporal de la fuente sísmica a través de la metodología de inversión de T.M.S. no es sencillo, puesto que es necesario disponer de un modelo de tierra para poder generar las funciones de Green y los errores en este modelo de tierra se transmiten a la solución del tensor momento resultante. Una posible solución a este problema es el uso del método de las Funciones de Green Empíricas. Esta técnica se basa en la utilización de terremotos de magnitud pequeña como funciones de Green a la hora de modelizar las formas de onda de un terremoto mayor. De esta manera, esta técnica permite estudiar la función temporal de la fuente sísmica del terremoto de mayor magnitud separando correctamente sus efectos de los efectos de trayectoria y sitio (Frankel & Kanamori, 1983; Mueller, 1985; Frankel *et al.*, 1986; Mori & Frankel, 1990)

La idea del método es la siguiente: si en una estación sísmica se registran dos terremotos de distinta magnitud pero con hipocentros muy próximos entre sí, sus sismogramas observados, $s_1(t)$ y $s_2(t)$, se pueden expresar como:

$$\begin{aligned} s_1(t) &= I(t) * Q(t) * u_1(t) \\ s_2(t) &= I(t) * Q(t) * u_2(t) \end{aligned} \tag{2.19}$$

donde $u_1(t)$ y $u_2(t)$ son los campos de desplazamientos creados por cada uno de los terremotos. I(t) y Q(t) representan la respuesta instrumental y la propagación en el medio respectivamente. Ambos términos son prácticamente comunes a los dos terremotos puesto que están registrados por el mismo instrumento y el recorrido del rayo es prácticamente el mismo en los dos casos.

Si aplicamos la transformada de Fourier y dividimos ambos registros, llegamos a la siguiente expresión

$$\frac{s_1(\omega)}{s_2(\omega)} = \frac{u_1(\omega)}{u_2(\omega)} \tag{2.20}$$

Por otro lado, si se suponen los dos terremotos con el mismo mecanismo focal, el patrón de radiación también será idéntico en ambos casos. Por lo tanto, la diferencia entre los dos

sismogramas se debería únicamente a la función temporal de la fuente sísimca y al momento sísmico de cada terremoto:

$$\frac{s_1(\omega)}{s_2(\omega)} = \frac{f_1(\omega)M_0^1}{f_2(\omega)M_0^2} \tag{2.21}$$

Ahora bien, cuando la frecuencia de esquina del terremoto de menor magnitud es mayor que el rango de frecuencias que nos interesa, podemos considerar su función temporal $f_2(t)$ como una función delta de Dirac. Y dado que la transformada de Fourier de una delta es igual a la función unidad, el cociente de los espectros de los sismogramas se puede expresar como la función $f_1(\omega)$ multiplicada por la relación entre los momentos sísmicos de ambos terremotos:

$$\frac{s_1(\omega)}{s_2(\omega)} = \frac{M_0^1}{M_0^2} f_1(\omega) \tag{2.22}$$

La transformada de Fourier inversa de la expresión anterior permite obtener la función denominada *Apparent Source Time Function* (ASTF), una función con la misma dependencia temporal que la fuente del sismo de mayor magnitud y cuya área encerrada bajo la curva es el cociente de los momentos sísmicos de ambos terremotos. Finalmente, las dimensiones de la fractura también se pueden obtener a partir de la duración de la función temporal de la fuente (Mori & Frankel, 1990).

Si despejamos en la ecuación 2.22 y comparamos el resultado con la expresión 2.19 se puede deducir que el sismograma del terremoto de menor magnitud reproduce los efectos del instrumento y la propagación en el medio, es decir, representa la función de Green del medio obtenida de manera empírica. Por ello, la forma de onda del terremoto principal se puede modelar mediante la convolución de la ASTF con las funciones de Green empíricas:

$$s_1(\omega) = \underbrace{\frac{M_0^1}{M_0^2} \; s_2(\omega)}_{\textit{F. Green empirica}} \quad f_1(\omega) \tag{2.23}$$

La resolución de la obtención de la ASTF se puede plantear de dos maneras:

- Por un lado se puede obtener como el cociente de los dos sismogramas en el dominio

frecuencial y posteriormente aplicando un filtro paso bajas con la frecuencia de esquina de la función de Green. El problema de la deconvolución de dos sismogramas es un proceso matemáticamente inestable, pero se suelen utilizar distintos filtros matemáticos para la estabilicazión del resultado. Algunos ejemplos son los filtros tipo "water-level" que eliminan huecos en el numerador (Velasco *et al.*, 1994; Ichinose *et al.*, 1997), otros son los filtros causales paso bajas aplicados al numerador (Mueller, 1985; Deichmann, 1999) e incluso se han llegado a utilizar también filtros más complejos diseñados específicamente para este problema matemático (Kraeva, 2004).

- Como alternativa, se puede formular la deconvolución como un problema inverso en el dominio temporal. Estos métodos se basan en la búsqueda iterativa de una función que convolucionada con el denominador perita obtener un sismograma sintético similar al numerador (Courboulex *et al.*, 1996; Ligorría & Ammon, 1999; Velasco *et al.*, 2000). La ventaja principal de este tipo de algoritmos es la posibilidad de introducir restricciones en el cociente buscado, como la condición de positividad, que estabilizan la solución final en el caso de una mala convergencia.

Independientemente de la técnica utilizada para la deconvolución de formas de onda, como ya se ha mencionado, la gran ventaja del método de las funciones de Green empíricas es que permite estudiar la fuente sísmica separando los efectos de la trayectoria, cosa que suele ser un problema en la mayoría de los métodos de modelización de formas de onda (Buforn *et al.*, 1994). Además, es aplicable a cualquier par de sismos, independientemente del origen de su fuente sísmica, siempre que el mecanismo sea igual para ambos.

Como desventaja, su aplicación a distancias regionales está limitada a sismos de magnitud moderada ya que para terremotos grandes puede ser necesario considerar diferentes funciones de Green Empíricas para las diferentes partes de la ruptura (Hartzell, 1978; Irikura, 1983; Mueller, 1985).

Algunos ejemplos de aplicación de esta metodología a terremotos del mismo orden de mag-

nitud que el que vamos a estudiar en esta tesis doctoral son: el trabajo de Courboulex *et al.* (1996) que estudia la fuente de un sismo de magnitud $M = 3$ en el Golfo de Corinto; Lanza *et al.* (1999) en el estudio de sismos en la zona de los Alpes con magnitudes $1.4 \leq M_L \leq 4.3$ y Viegas *et al.* (2010) que estudia terremotos intraplaca en un rango de magnitud $1.0 \leq M_W \leq 5.0$.

Un ejemplo de aplicación de esta técnica a regiones volcánicas es el trabajo de Harrington & Brodsky (2007) que estudia la fuente sísmica y caída de esfuerzos de sismos de tipo híbrido ocurridos en el entorno del volcán Monte Santa Helena (Estados Unidos) durante 2005.

Capítulo 3

Datos

El mecanismo focal de un terremoto se estudia a partir de los sismogramas registrados en las estaciones sísmicas, que representan el movimiento del suelo debido al proceso de ruptura. Por tanto es necesario conocer las características de los instrumentos que han registrado el sismo así como el medio por el que se han propagado las ondas, modelo de tierra, antes de llegar a la estación. Este capítulo está dedicado a describir la instrumentación sísmica y los detalles del modelo de tierra que se va a utilizar para el estudio de la serie sísmica ocurrida en la isla de El Hierro de 2011.

El primer apartado presenta las características instrumentales de los sensores, las particularidades de cada estación, el formato de los datos y las conversiones de datos que han sido necesarias antes de la aplicación de las distintas metodologías.

En el segundo apartado de este capítulo se expone el modelo de corteza que se ha utilizado para el estudio del mecanismo focal. Se trata de un modelo muy sencillo de capas horizontales sobre un medio semiinfinito que está basado en los resultados de un estudio de perfiles sísmicos profundos en la zona (Dañobeitia, 1980) y ha sido utilizado por Domínguez Cerdeña *et al.* (2014a) para la relocalización de la misma serie sísmica que estamos estudiando.

3.1. Registros sísmicos: formato y respuesta instrumental

Los datos utilizados corresponden a las estaciones de la red sísmica permanente del I.G.N. en las Islas Canarias y a la red temporal instalada en la isla de El Hierro por la misma institución en 2011 (tablas 1.1 y 1.2). Aunque en el capítulo 1 se ha descrito la red de estaciones completa, no todas se van a utilizar en este trabajo, puesto que ninguno de los sismos de la serie fue detectado con suficiente calidad en las estaciones de las islas más lejanas (Lanzarote y Fuerteventura) y porque el estudio con datos de periodo corto se ha limitado a las estaciones en la isla de El Hierro, a distancias locales ($\Delta < 30km$).

Atendiendo al tipo de sensor de cada estación, la instrumentación se puede dividir en dos grupos: las estaciones de banda ancha, instaladas en las distintas islas del archipiélago, y las estaciones de periodo corto, todas ellas en la isla de El Hierro. La distribución geográfica se muestra en las figuras 3.1 y 3.2 respectivamente.

En la figura 3.3 se muestran las respuestas instrumentales de las distintas estaciones. Como se puede observar, las estaciones se pueden separar en dos grupos en base a su ancho de banda: en primer lugar tendremos las estaciones de banda ancha (BB en la figura) que tienen una amplitud máxima constante de respuesta a partir de los 0.02Hz, en este grupo se encuentran las estaciones CTIG, EHIG, EGOM, MACI, EBAJ, CRAJ y EOSO. Por otro lado están los instrumentos correspondientes a las estaciones de periodo corto (SP), dos de estas estaciones, CTAN y CTAB, tienen un sensor de 5s y por tanto respuesta plana entre 0.2Hz y 20Hz, el resto de instrumentos de periodo corto (CHIE, CMCL, CRST, CCUM, CJUL y CORC) cuentan con una banda plana más estrecha, entre 1Hz y 10Hz. Las respuestas instrumentales de cada una de las estaciones en forma de polos y ceros se incluyen en el anexo B. Todas las estaciones tienen una frecuencia de muestreo de 100Hz a excepción de CHIE, que tiene una frecuencia de 50Hz.

Los registros sísmicos brutos de las estaciones que se han utilizado, se almacenan en las bases

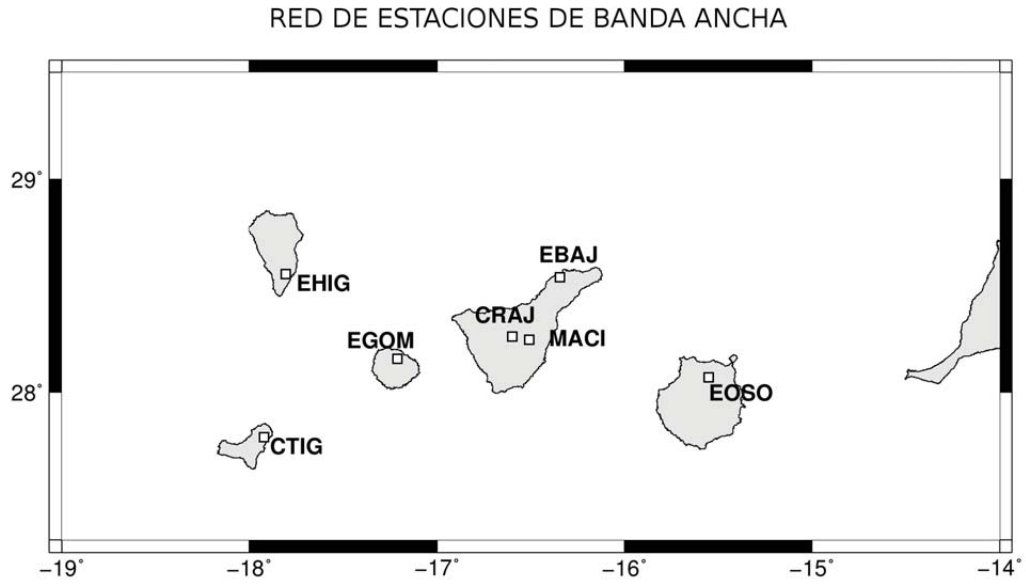


Figura 3.1: *Distribución de estaciones de banda ancha que se han utilizado en este trabajo*

de datos de la Red Sísmica Nacional y del Grupo de Vigilancia Volcánica. Por ello, para poder trabajar con los datos de cada terremoto, el primer paso necesario es segmentar los registros continuos almacenadas en las bases de datos y a continuación convertir estos sismogramas a un formato manejable y apto para la aplicación de los algoritmos correspondientes a las tres metodologías. En este estudio se ha elegido el formato *Seismic Analysis Code* (*SAC*) (Goldstein *et al.*, 2003).

La extracción de los datos y conversión a formato *SAC* depende del tipo de estaciones y de su forma de almacenamiento en las bases de datos. El método seguido para cada tipo de estaciones es el siguiente:

- Estaciones de la red permanente y datos temporales recibidos en tiempo real: los datos son almacenados en una base de datos *Oracle* en formato *CSS* (*Center for Seismic Studies*). Para poder trabajar con ellos se han extraído los registros mediante una consulta a dicha base de datos y se han transformado a formato *SAC* utilizando el software CSS2SAC

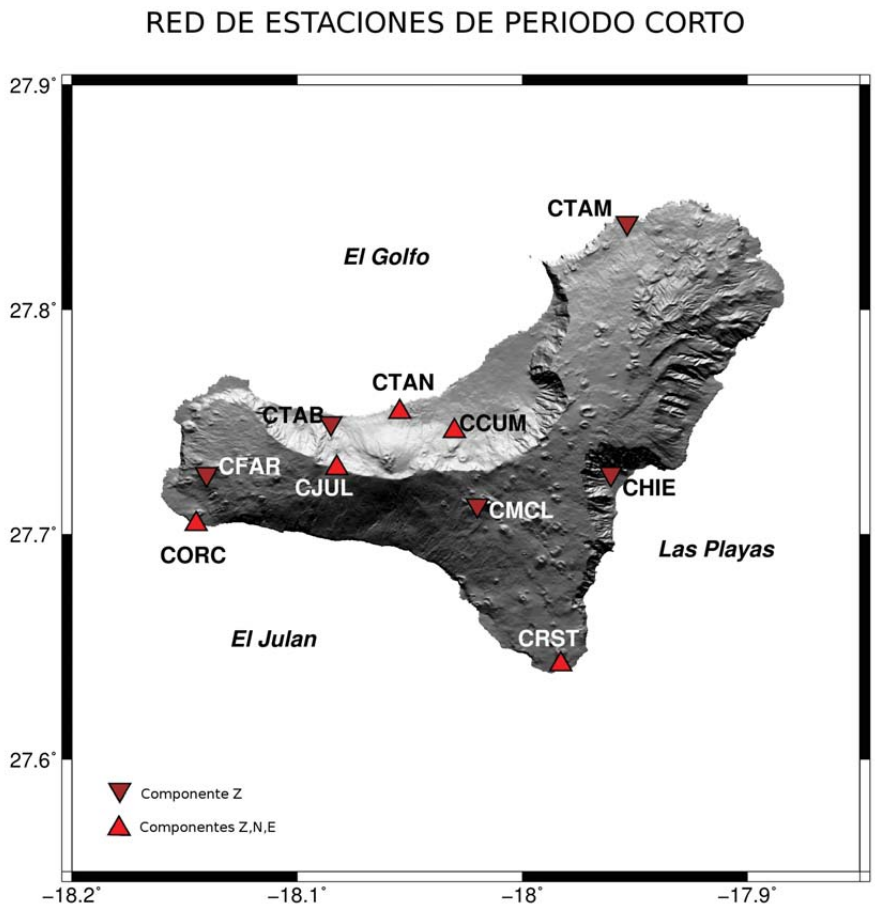


Figura 3.2: *Distribución de las estaciones de corto periodo que se han utilizado en este trabajo.*

(https://seiscode.iris.washington.edu/projects/css2sac). A este grupo pertenecen la mayoría de las estaciones: CHIE, CTIG, EHIG, EGOM, CRAJ, EBAJ, EOSO, CTAB, CTAM, CTAN, CJUL, CMCL, CORC, CRST y CCUM (esta última a partir del 10 de agosto de 2011).

- Estaciones temporales no recibidas en tiempo real: los datos correspondientes a estas estaciones se almacenan en ficheros tal y como han sido recogidos en las estaciones en campo, se trata de ficheros diarios en formato *miniseed*. La conversión a *SAC* se ha realizado con el software RDSEED (http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/manuals/rdseed/). En este

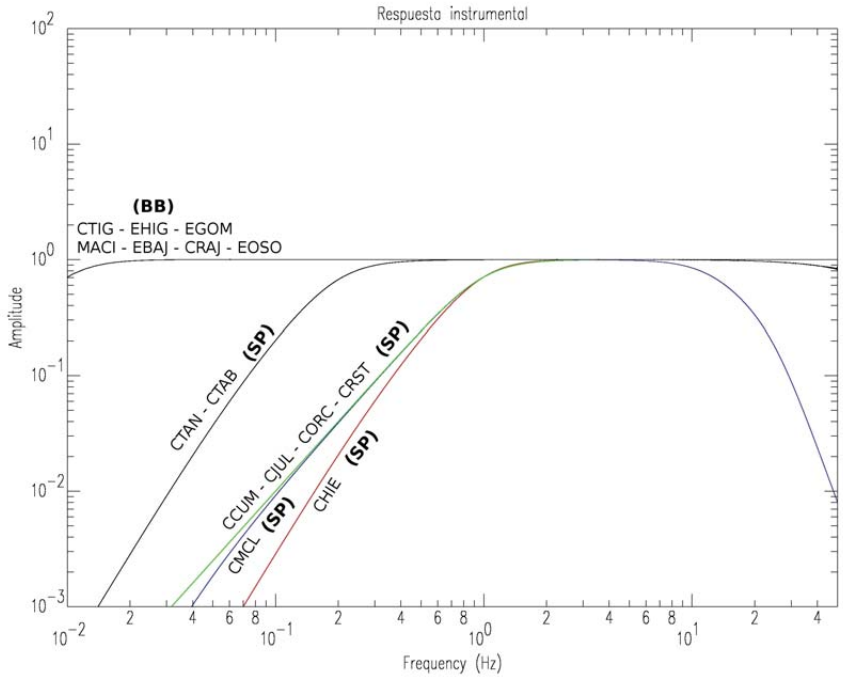


Figura 3.3: *Respuesta instrumental (en amplitud) de las estaciones utilizadas en este trabajo.*

grupo están las estaciones de CFAR y CCUM (desde el 20 de julio al 9 de agosto de 2011)

- Datos de la estación MACI: para el periodo de fechas que vamos a analizar, esta estación no estaba incluída en el software de recepción y análisis de sismos regionales sino que únicamente se utilizaba para el análisis de telesismos. Sus datos fueron almacenados en una base de datos *Seiscomp3* en formato *miniseed*. Para poder trabajar con ellos, se ha extraído sus datos en *miniseed* y se han convertido a *SAC* igual que los datos de las estaciones temporales, con el software RDSEED.

Una vez convertidos los datos a formato SAC, el procesado difiere según la metodología a aplicar y se describe en los capítulos correspondientes. Sin embargo, al trabajar con los datos de esta red, se pusieron de manifiesto ciertas limitaciones que son críticas para el procesado de

los datos en todos los casos y que se resumen a continuación:

- En las crisis sísmicas recientes se han observado cambios en la amplitud de la señal registrada en la estación de CHIE que parecen estar relacionados con la conexión telefónica a través de la que se transmiten los datos. Puesto que la causa y el grado de variación de la amplitud de la señal no está bien determinada, no se ha utilizado su forma de onda en ninguna metodología. Por el contrario, sí se ha utilizado la información de su polaridad, puesto que los pulsos diarios de control de la estación se han registrado bien durante todo el periodo de análisis.

- En el despliegue e instalación de las estaciones temporales no se prestó suficiente atención a la orientación de las componentes horizontales de las estaciones. Este problema se pudo minimizar con una campaña posterior (marzo 2012) en el que se midieron los ángulos de estas componentes respecto al norte geográfico en todas las estaciones, utilizando un sistema de posicionamiento global (GNSS). Por ello, antes de utilizar las componentes horizontales de estas estaciones es necesario hacer una conrrección girando las componentes para orientarlas respecto al norte geográfico.

- Los sensores de las estaciones de CTAM y CTAB fueron manipulados entre la primera instalación y la campaña de orientación, por lo que no hay control sobre la orientación de las componentes horizontales en dichas estaciones y no las vamos utilizar para la inversión de forma de ondas.

3.2. Modelo de tierra

Para estudiar el mecanismo focal de los terremotos es generalmente necesario considerar un modelo de tierra que describa los parámetros físicos del medio que recorren las ondas desde su origen en el foco sísmico hasta la recepción en las estaciones. El modelo es necesario en los métodos más simples de análisis de mecanismo mediante polaridades de las ondas P ya que

interviene en el cálculo del ángulo de incidencia que determina la posición de las observaciones sobre la esfera focal. Asimismo, el modelo de tierra es determinante en los métodos de modelización e inversión de formas de onda para la obtención de las funciones de Green.

En este trabajo se ha considerado siempre el mismo modelo de tierra independientemente de la metodología utilizada para el estudio del mecanismo focal (Figura 3.4). Este modelo se ha construído superponiendo un modelo de velocidades regional basado en los estudios realizados por Dañobeitia (1980) sobre otro modelo de manto superior tipo AK135. El coeficiente de Poisson se considera constante con valor $\rho = 1/4$. Los valores de atenuación de ondas S en la corteza, $Q_S = 120$, se han aproximado como el valor medio de la atenuación de ondas de coda obtenida en los estudios de Canas *et al.* (1995) y Canas *et al.* (1998) en el Archipiélago Canario.

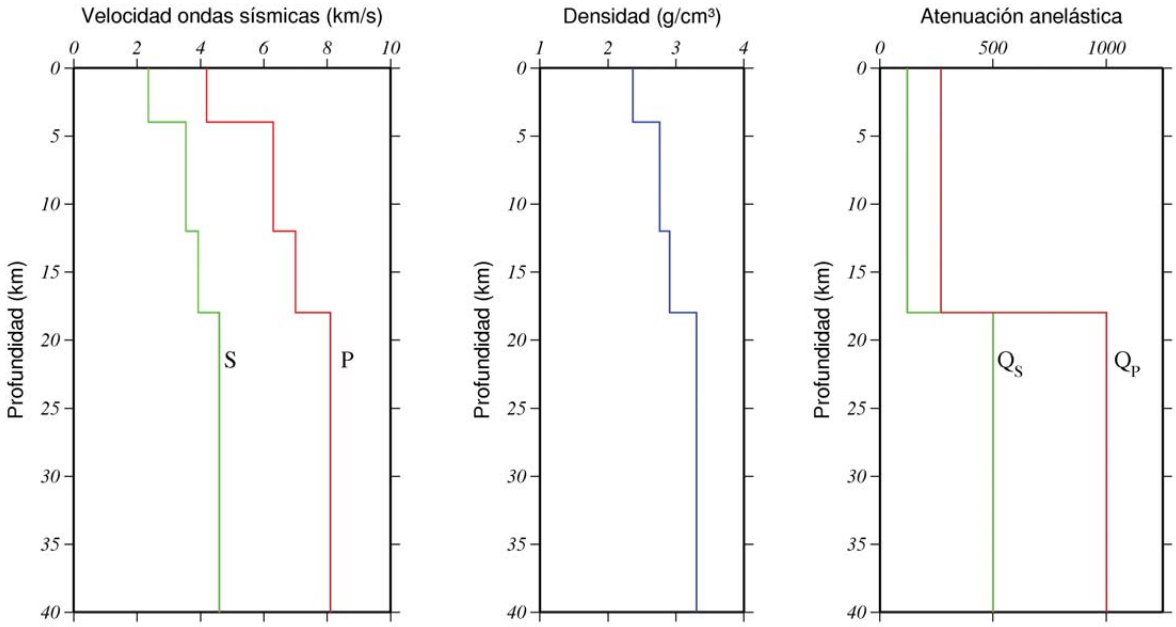


Figura 3.4: *Modelo de velocidades de las ondas sísmicas (izquierda), densidad (centro) y atenuación anelástica (derecha)*

Según se puede observar en la figura, se trata de un modelo bastante simplificado, formado por capas horizontales con las primeras discontinuidades a 4 km, 12 km y 18 km. Tanto el espesor de la corteza como los bajos valores del coeficiente de atenuación de las ondas sísmicas

presentan unos valores característicos de corteza oceánica.

Se ha elegido este modelo de velocidades porque es el utilizado en el trabajo de Domínguez Cerdeña *et al.* (2014a) para la relocalización relativa de la sismicidad de El Hierro y cuyos resultados se van considerar para calcular el mecanismo focal en los capítulos siguientes.

Es cierto que existe un modelo de corteza tridimensional reciente de esta zona publicado por García-Yeguas *et al.* (2014), sin embargo se ha descartado su aplicación por dos motivos: en primer lugar está obtenido utilizando datos de primeras llegadas de terremotos antes, durante y después de la erupción y es posible que la intrusión de magma haya podido alterar las velocidades de las ondas en esas fechas respecto al periodo preeruptivo; en segundo lugar, un modelo tridimensional, pese a ser posiblemente más realista que un modelo unidimensional, complica el problema del mecanismo focal y añade mayor incertidumbre en un problema que, ya de por sí, tiene poca resolución como es nuestro caso, debido al escaso número de estaciones sísmicas y la baja cobertura azimutal.

Con la finalidad de facilitar la comparación de los resultados entre sí se ha decidido utilizar el mismo modelo de tierra para todas las metodologías.

Capítulo 4

Mecanismo conjunto

Para resolver el mecanismo focal de un terremoto utilizando el método del primer impulso de las ondas P (capítulo 2, apartado 2.2.1) es necesario disponer de numerosos registros sísmicos y con una buena distribución de estaciones sobre la esfera focal. Esto suele ser un problema en el caso de estudiar zonas en las que la densidad de estaciones es baja y la magnitud de los terremotos es pequeña, como ocurre con la crisis sismovolcánica de El Hierro. Una posible solución a esta limitación consiste en realizar un análisis estadístico de la distribución de las polaridades observadas, agrupar los terremotos en conjuntos de sismos con un mismo mecanismo y determinar el mecanismo conjunto de cada grupo de terremotos. Esta técnica permite estudiar la serie de manera global y obtener las orientaciones de los planos de falla y ejes principales de la sismicidad.

En este capítulo se aplica el método de mecanismo conjunto a la serie sísmica de El Hierro desde su reactivación en el centro de la isla, en julio de 2011, hasta el comienzo de la erupción submarina, el 10 de octubre de 2011. La aplicación de esta metodología ha permitido estudiar la evolución de los esfuerzos principales en la zona durante los meses previos a la erupción.

En general, la aplicación de esta técnica es relativamente sencilla, la única información

necesaria del sismograma es la polaridad de la primera llegada en cada estación. En el caso de la aplicación a la serie de El Hierro de 2011 la mayor dificultad ha residido en encontrar una buena organización del procesado de los datos para gestionar bien la información de un número tan elevado de terremotos ya que se parte de un conjunto inicial de 3344 sismos.

En el primer apartado del capítulo se introducen los algoritmos que se ha utilizado para el cálculo de los ángulos sobre la esfera focal (*aztoff*) y para la clasificación en familias y obtención del mecanismo conjunto (*mecsta*). En el segundo apartado se explica el procesado de datos, que es distinto en los primeros dos meses de reactivación que en la última fase de la crisis. Tras la exposición de los resultados obtenidos, en el último apartado se hace una interpretación de la evolución de las soluciones obtenidas y la distribución de los ejes de esfuerzos durante toda la reactivación.

4.1. Programas y algoritmos

El programa utilizado para calcular el mecanismo conjunto de los terremotos es el programa *mecsta* .Para la aplicación de este programa es necesario introducir como datos los azimut y los ángulos de incidencia en el foco de las ondas P correspondientes a las distintas estaciones, por ello, se ha desarrollado el programa *aztoff* que permite obtener estos ángulos. Las características de ambos programas se describen a continuación:

4.1.1. Programa *aztoff*

Este programa (Anexo C) permite calcular el azimut y el ángulo de incidencia en el foco correspondientes a las primeras llegadas de las ondas sísmicas a las estaciones. Para ello toma como valores de entrada los hipocentros de los sismos y las coordenadas de las estaciones, así como el modelo de tierra en forma de una sucesión de capas planas de velocidad constante, que en este trabajo será el modelo descrito en el capítulo 3. Este programa se ha desarrollado específicamente para la realización de esta tesis doctoral en sustitución del programa *cassol* (Udías & Buforn, 1988) que tiene la misma finalidad pero que responde a un modelo de tierra expresado en forma de dos gradientes lineales de velocidad y que no podrá aplicarse al estudio de los terremotos de El Hierro.

En el código del programa está escrito en python y se muestra en el anexo C. Para el cálculo de los ángulos, hace uso de las librerías del paquete *pyrocko* (http://emolch.github.io/pyrocko/) y de las herramientas *Kiwi Tools* (http://kinherd.org/kiwitools/index.html) desarrolladas por Heimann (2011) dentro del proyecto de investigación KINHERD. Tanto las librerías *pyrocko* como las *Kiwi Tools* son códigos de acceso libre especialmente diseñados para el manejo de datos sísmicos, modelización de sismogramas sintéticos e inversión de formas de onda (Cesca *et al.*, 2010, 2011).

Los ejemplos de los ficheros de entrada necesarios para la ejecución del programa se mues-

tran en el anexo C y son los siguientes::

- Un archivo *boletin.txt*, con los hipocentros de los sismos que se quieren estudiar.
- Un archivo *estaciones.dat*, con las coordenadas de las estaciones.
- Un archivo *canary.nd*, con la información del modelo de tierra.
- Los archivos *evento.txt* (uno para cada sismo) con la información de la polaridad de la fase P, necesaria para preparar el fichero de entrada del programa *mecsta*.

Tras su ejecución, el programa genera un fichero de texto con el código de la estación, azimut, ángulo de incidencia y polaridad observada, con el formato apropiado para ser utilizado como entrada en el programa *mecsta* que es con el que se ha obtenido la clasificación en familias y los mecanismo conjuntos. En este fichero de salida sólo se incluyen aquellos sismos que cumplan con un número mínimo de estaciones.

4.1.2. Programa *mecsta*

Este programa permite obtener soluciones de la orientación de los planos de falla, ejes de tensión y presión y estimaciones de los errores correspondientes tanto para terremotos individuales como para conjuntos de varios terremotos en la misma región. La decisión de seleccionar este algoritmo en lugar de otros diferentes, se tomó en base a que permite realizar una clasificación de los sismos en familias o grupos además de la obtención del mecanismo conjunto.

El código del programa está basado en el modelo probabilístico desarrollado en 1980 por Brillinger, Udías y Bolt (Brillinger *et al.*, 1980). Está programado en fortran y es de acceso libre (`http://pendientedemigracion.ucm.es/info/Geofis/g-sismolo/G-Sismolo.html`).

La única información del sismograma que es necesaria para utilizar este algoritmo es el signo del primer impulso de la onda P (compresión o dilatación). El programa estima los parámetros

correspondientes al modelo de doble par (ejes T y P y orientación de los planos de falla) que mejor reproduce las observaciones, haciendo uso de la función de verosimilitud, L, que se define como:

$$L = \sum_{i=1}^{N} log\frac{1}{2}|1 - (2\pi_i - 1)Y_i| \tag{4.1}$$

donde Y_i son las polaridades observadas en la estación i, N es el número de observaciones y π_i son las probabilidades de observar una compresión en la estación i y que a su vez depende de la orientación de los ejes T y P de la fuente sísmica.

La función L es continua y derivable respecto a los parámetros que definen la orientación de la fuente y su valor máximo se corresponde con la orientación de la fuente sísmica que mejor representa las observaciones. En el caso de soluciones simples, el programa parte de una orientación inicial y llega a la solución mediante un proceso iterativo por minimización de la función de máxima verosimilitud, L y calculando a su vez los errores de los parámetros focales. En el caso de soluciones conjuntas para un número de terremotos M, (k=1,2...M), se asigna un peso inicial común a todos los sismos ρ_k, tras cada iteración en el proceso de minimización de L, el valor de este peso se va modificando y su valor final está relacionado con el ajuste (*score*) de cada terremoto en la solución general p_k. De esta manera, los sismos se pueden clasificar en familias con el mismo mecanismo en función del valor de este parámetro ρ_k, que toma un valor mayor cuanto más se ajustan los sismos a la solución conjunta. (Udías & Buforn, 1988)

El proceso de obtención del mecanismo conjunto con este algoritmo es el siguiente: se fija un valor umbral de p_k y se procede a calcular el mecanismo conjunto de M terremotos. Inicialmente se les da el mismo peso ρ_k a todos ellos y se toma una orientación inicial de los ejes arbitraria. Una vez calculado el primer resultado de mecanismo conjunto, aquellos J terremotos con un valor final de p_k mayor o igual que el umbral fijado, se separan formando una primera familia y se vuelve a calcular el mecanismo conjunto de esta a fin de obtener una solución más refinada. Con los M-J sismos restantes se resuelve de nuevo el mecanismo conjunto, asignandoles el

mismo peso inicial ρ_k y una orientación preliminar cualquiera. El proceso iterativo converge hacia una segunda solución que permite separar de nuevo otra familia de terremotos a partir del segundo grupo. Tras repetir este proceso todas las veces que sea necesario, puede ocurrir que haya algunos sismos que no pertenezcan a ninguna familia y cuya única solución es calcular el mecanismo de forma individual si hay un número suficiente de observaciones. El valor de p_k tomado como umbral depende de la calidad de los datos.

Una de las limitaciones que ha surgido al utilizar el algoritmo *mecsta* es que el tamaño de las matrices utilizadas en el proceso de minimización de la función de máxima verosimilitud, L, aumenta considerablemente al aumentar el número de terremotos utilizado. La limitación de memoria de los ordenadores donde se han realizado los cálculos, hacían que no fuese posible aplicar el programa a un volumen de datos superior a 50 sismos con 10 polaridades por sismo (500 polaridades). La manera de abordar esta limitación se explica en el apartado siguiente, 4.2.1, puesto que es diferente para los sismos ocurridos antes y después del 13 de septiembre de 2011.

4.2. Aplicación a la serie sísmica de El Hierro (17 julio 2011 - 10 octubre 2011)

Se ha aplicado la metodología de mecanismo conjunto a la serie sísmica de El Hierro (julio - octubre de 2011). En los siguientes apartados se describe la selección y procesado de datos, los resultados y la interpretación de los mismos.

4.2.1. Selección y procesado de datos

Se han seleccionado para la aplicación de esta técnica todos los sismos relocalizados en el trabajo de Domínguez Cerdeña *et al.* (2014a). La decisión de tomar los sismos relocalizados en lugar del catálogo original del I.G.N. es debida a que estamos trabajando a distancias epicentrales muy pequeñas ($\Delta < 20km$) en las que una buena localización de los sismos es indispensable para calcular correctamente las posiciones de las estaciones sobre la esfera focal y, en consecuencia, obtener un resultado coherente del mecanismo conjunto. Debido a sus mayores incertidumbres en su localización, se han descartado los terremotos superficiales ocurridos al sur de la isla en las horas previas a la erupción. Asimismo se han descartado los sismos con profundidad menor de 7km por estar aislados de la zona de estudio y no aportar información relevante. Con todas estas condiciones, se parte de un conjunto inicial de 3344 terremotos ocurridos entre los días 16 de julio y 9 de octubre de 2011 y localizados en su mayoría entre los 10 y 14km de profundidad. Por lo general, se trata de sismos de baja magnitud, un 98 % de ellos tienen magnitud $m_b(Lg) < 3.0$ en el catálogo del I.G.N..

En cuanto a las estaciones sísmicas, se han utilizado todas las estaciones situadas en la Isla de El Hierro (banda ancha y periodo corto). Dada la profundidad de los sismos y las distancias epicentrales de las estaciones la primera llegada (onda P) corresponde a rayos directos con ángulos de salida del foco entre 5º y 78º. No se han incluído en el estudio datos de estaciones de otras islas puesto que la primera llegada en estas estaciones corresponde a fases emergentes y por tanto es difícil definir la polaridad de las mismas. Finalmente, es importante también comentar que se ha revisado la polaridad de todas las estaciones utilizando un par de telesismos para asegurar que ninguna de ellas estaba invertida durante el periodo de estudio.

Cada polaridad se ha comprobado manualmente y el procesado de datos que se ha seguido se resume en la figura 4.1.

En primer lugar se han tomado los datos de las polaridades de las estaciones temporales que no se transmitieron en tiempo real (CFAR, CTAM y primeras semanas de CCUM). Poste-

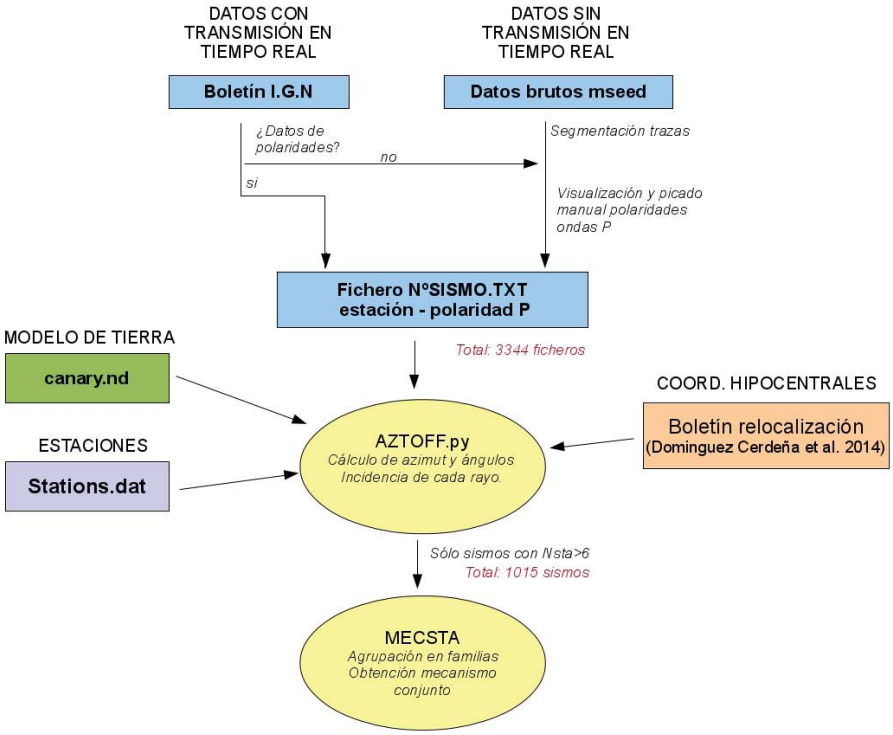


Figura 4.1: *Esquema del procesado de datos para definir las polaridades y cálcular los azimut y los ángulos de incidencia de los rayos*

riormente, se han revisado y completado las polaridades del catálogo de sismos del IGN. Para todo ello, se ha segmentado la forma de onda de todos los terremotos siguiendo los pasos explicados en el capítulo anterior y se han visualizado los datos con el software SAC, construyendo finalmente un fichero de texto para cada sismo con la información de las polaridades en cada una de las estaciones. Hay que destacar que sólo se han considerado las fases con polaridades claras e impulsivas y se eliminado las llegadas emergentes o señales ruidosas.

El cálculo del azimut ángulo de incidencia de cada rayo se ha obtenido con el script *aztoff* y su fichero de salida se ha introducido en el programa *mecsta* para la agrupación en familias y obtención del mecanismo conjunto de cada una de ellas.

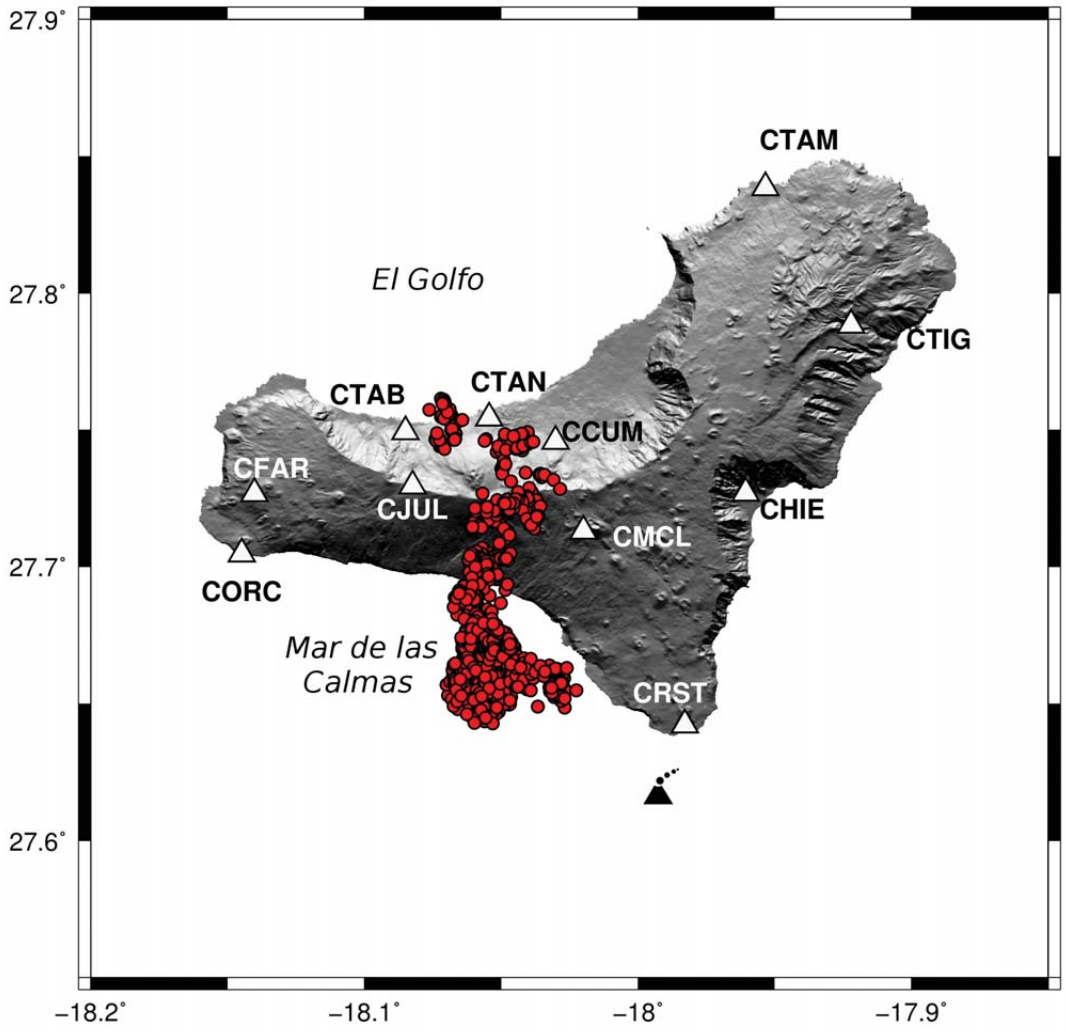


Figura 4.2: *Distribución de epicentros de los 1015 terremotos seleccionados para el estudio de mecanismo conjunto. Los triángulos representan las estaciones sísmicas utilizadas.*

Para el cálculo del mecanismo conjunto se han considerado sólo los sismos con un mínimo de 6 observaciones de polaridad bien definida, lo cual supone 2/3 del número máximo de estaciones operativas simultáneamente en la isla. Con esta condición, el volumen de datos inicial se reduce a 1015 terremotos (figura 4.2), ocurridos desde el 22 de julio de 2011 (tres días después del comienzo de la serie) hasta el día 9 de octubre por la noche (cuatro horas antes del comienzo de la erupción). Las magnitudes varían entre 1.5 y 4.3 según el catálogo del I.G.N., aunque en

su mayoría siguen siendo de baja magnitud, el 94 % tiene $m_b(Lg) <= 3.0$.

En la Figura 4.3 se muestra el periodo de funcionamiento de cada una de las estaciones de El Hierro y el histograma de los terremotos seleccionados (color rojo) en comparación con los datos de los catálogos previos: catálogo del IGN (gris) y el catálogo de Domínguez Cerdeña *et al.* (2014a) (azul). Como se puede observar, desde el comienzo de la serie y hasta mediados de septiembre, el número de terremotos que se pueden estudiar con la técnica de mecanismo conjunto es muy inferior al número de terremotos de los catálogos. Esto es debido a la baja magnitud de los sismos, que dificulta la correcta observación de las primeras llegadas a las estaciones. A partir de mediados de septiembre, la magnitud de los sismos se incrementa por lo que la proporción de los terremotos que se han considerado en este estudio es mayor.

Para el análisis, se ha dividido la serie en cuatro periodos atendiendo a los cambios relevantes en la red de estaciones y la localización de la sismicidad. La clasificación en familias se hace por separado en cada uno de estos periodos, puesto que la distribución azimutal puede contribuir a la solución final del mecanismo. Por ello, para analizar los resultados habrá que tener en cuenta que algunas familias de sismos pueden ser realmente continuación de otra familia del periodo anterior.

Los periodos en los que se ha dividido la serie son:

- Periodo I: Del 22 de julio de 2011 (18:08h) al 13 de Septiembre de 2011 (01:45h) (134 terremotos) (figura 4.4). La sismicidad está situada en el centro y norte de la isla, a una profundidad en torno a los 12km. El número de estaciones varía entre 6 y 7, todas ellas en la parte norte y centro de El Hierro y el gap azimutal en el peor de los casos es ligeramente superior a 180º. Según se ha descrito en el capítulo 1 (apartado 1.4.1), la sismicidad en este periodo se localiza en forma de grupos concentrados y en el mes de agosto alterna por dos veces la actividad de la zona noreste y noroeste intermitentemente.
- Periodo II: Del 13 de Septiembre de 2011 (13:08h) al 29 de Septiembre de 2011 (13:45h) (389 terremotos) (figura 4.6). Se ha tomado como comienzo de este periodo la fecha y

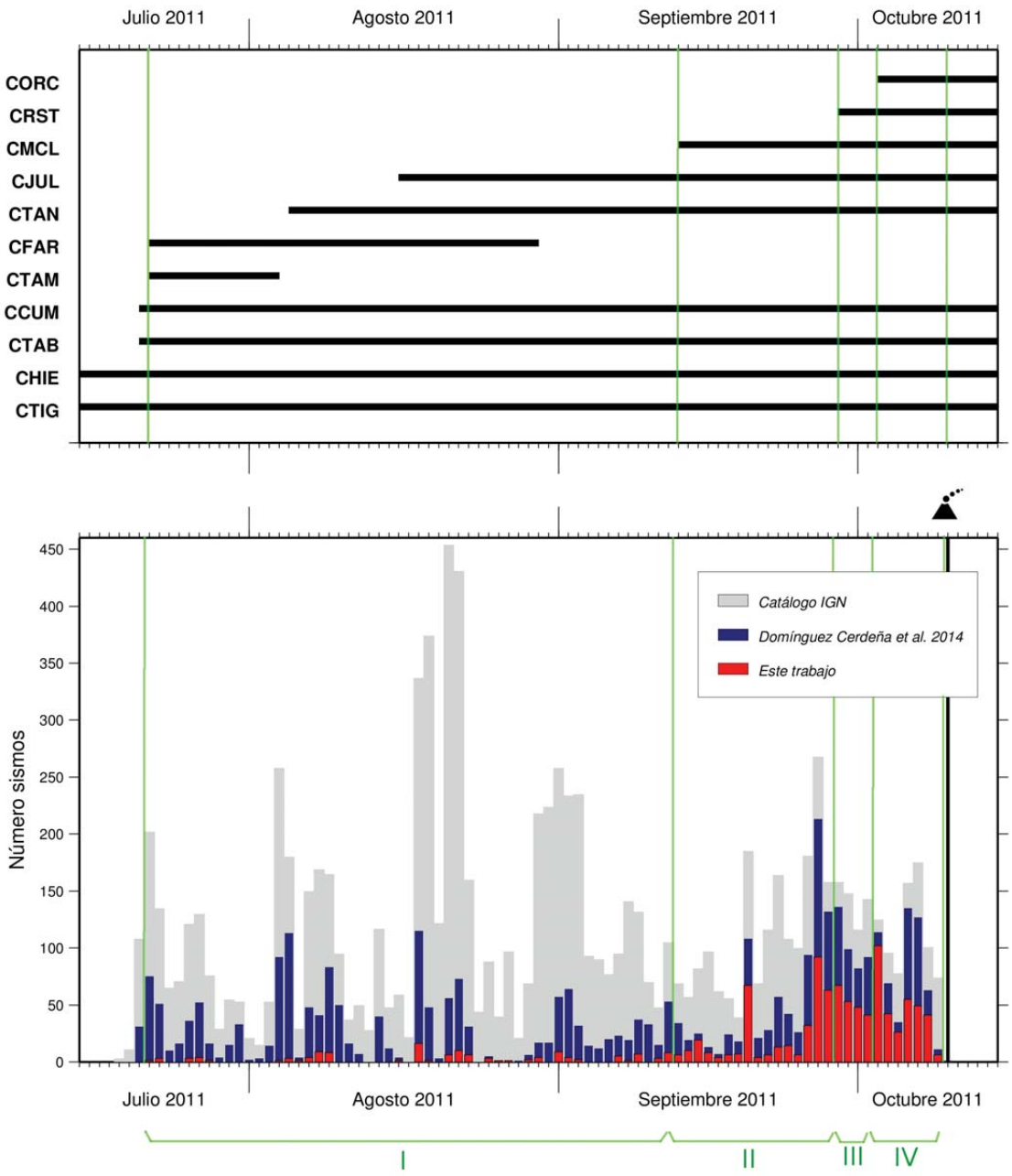


Figura 4.3: *En la parte superior se muestra el periodo de funcionamiento de las estaciones sísmicas y en la parte inferior el histograma de sismos entre el 15 de julio y el 10 de octubre de 2011. Las líneas verdes separan los cuatro periodos en los que se ha dividido el análisis.*

hora con la primera información de polaridades de la estación de CMCL en el centro de la isla. Aunque la configuración de la red de estaciones no difiere mucho del periodo anterior, en estas fechas la sismicidad comienza una migración gradual hacia la parte sur de la isla a la vez que va aumentando su profundidad.

- Periodo III: Del 29 de Septiembre de 2011 (14:06h) al 3 de Octubre de 2011 (07:37h) (227 terremotos) (figura 4.8). Con la instalación de la estación de CRST, se aumenta la cobertura azimutal de la red hacia el Sur. La sismicidad correspondiente a este periodo se encuentra situada en el Mar de Las Calmas y se trata de la sismicidad más profunda de la serie, en torno a los 14-15km.

- Periodo IV: Del 3 de Octubre de 2011 (08:12h) al 9 de Octubre de 2011 (23:11h) (265 terremotos) (figura 4.10) Este último periodo comienza con la instalación de la estación de CORC, en la punta suroeste de la isla. La sismicidad de este periodo experimenta una ligera migración hacia el este a la vez que se localiza a profundidades más someras, comenzando a 14km el 3 de octubre y terminando con los sismos de mayor magnitud del final de la serie situados a 12.5km de profundidad.

En este estudio se ha establecido un valor umbral de proporción de aciertos (*score*) $p_k = 0.8$, esto es, se denominará **familia de sismos** a un conjunto de terremotos con todas las polaridades correctas o con sólo una polaridad errónea respecto al mecanismo conjunto. Además, es importante señalar también que se ha dado el mismo peso inicial a todos los sismos, independientemente de sus magnitudes, esto es, tiene tanta influencia en el mecanismo conjunto un sismo de magnitud 1,5 que uno de magnitud 4,3.

El proceso seguido para la clasificación se ha realizado de manera diferente en el primer periodo que en el resto, debido a la diferencia en el número de sismos así como en las características de la sismicidad (en grupos espacialmente definidos los primeros meses, frente a un sólo grupo que migra el último mes):

Para el Periodo I, formado por un total de 134 terremotos, se ha seguido el método ex-

plicado en el apartado anterior, tras sucesivas aplicaciones del programa *mecsta*, los datos se van separando las familias desde las más numerosas hasta las que tienen menor número de sismos. En este periodo no se han estudiado familias con menos de 9 sismos. Para solucionar el problema de la limitación de memoria de le los ordenadores, se dividieron los 133 sismos de este periodo en dos grupos, se calcularon por separado las familias y finalmente se unieron las familias coincidentes de ambos grupos.

Para los Periodos II, II y IV, el número de sismos es mucho mayor (389, 227 y 265 respectivamete). En este caso interesa estudiar las variaciones de los esfuerzos predominantes que dieron lugar a la mayor parte de los sismos de la serie. Por ello, el análisis se ha centrado en el estudio de las familias más numerosas de cada periodo que representan la mayor parte de la actividad. La manera de clasificar y calcular el mecanismo conjunto de las familias difiere al caso anterior, se utilizó una ventana móvil como se suele usar para ver la evolución temporal del parámentro b de Gutenberg-Richter (Domínguez Cerdeña *et al.*, 2011; Ibáñez *et al.*, 2012), se fueron calculando los ajustes promedio cada 50 sismos, solapando cada ventanas en 25 sismos con los ajustes anterior y posterior en tiempo. Únicamente se solapó un mayor número de eventos en el último ajuste para tener siempre el mismo número total de 50 sismos en los ajustes. De esta manera, para cada familia se han obtenido los ajustes sucesivos en el tiempo de los mecanismos conjuntos que pueden evolucionar en el tiempo de manera gradual modificando la orientación de sus ejes principales. La decisión de utilizar una ventana móvil, aparte de ser útil para detectar cambios en la evolución temporal de cada familia, permitió sortear la limitación de memoria del ordenador que se ha comentado en el apartado 4.1.2.

La energía radiada por cada sismo se calculó a partir de su magnitud local utilizando la expresión de Gutenberg & Richter (1956), Kanamori & Anderson (1975):

$$logE = 1.5 * m_b(Lg) + 4.8 \tag{4.2}$$

Y con ello se estimó la energía correspondiente a cada una de las familias analizadas en la serie.

4.2.2. Resultados

Los resultados de las distintas familias y mecanismos conjuntos se presentan por separado para cada periodo. Los listados de los terremotos que integran cada familia se encuentran en el anexo D.

4.2.2.1. Periodo I: 22 de julio de 2011 - 13 de septiembre de 2011

Durante este primer mes y medio de reactivación los sismos se pueden clasificar en las cuatro familias mostradas en la tabla 4.1 y representadas en la figura 4.4:

Tabla 4.1: *Mecanismos conjuntos correspondientes al periodo I*

Refencia	**Sismos**	**Observ.**	**Eje T**		**Eje P**		**Score**	**Energía**
			θ	ϕ	θ	ϕ		
Familia I.1	72	432	11 ± 2	104 ± 24	81 ± 3	323 ± 6	0.94	62 %
Familia I.2	31	186	13 ± 8	66 ± 156	76 ± 16	135 ± 38	0.96	12 %
Familia I.3	10	60	68 ± 11	297 ± 32	26 ± 14	152 ± 47	0.93	6 %
Familia I.4	9	54	19 ± 16	244 ± 180	74 ± 26	29 ± 26	0.98	12 %

Como se puede observar, la familia más numerosa, I.1 (color rojo), está formada por 72 terremotos localizados en el centro de la isla y suponen el 62 % de la energía liberada en este periodo. El mecanismo conjunto de esta familia se ha realizado considerando 432 polaridades y representa un mecanismo de falla inversa con planos de falla orientados en dirección NE-SW. Los ejes de tensión y presión presentan errores muy bajos y el score total del ajuste es de 0.94.

Las familias I.2 (verde oscuro) e I.4 (verde claro) están compuestas por 31 y 9 sismos respectivamente y la energía liberada en los dos casos representa el 12 % del total de este periodo. Los epicentros forman un pequeño enjambre en la costa de El Golfo al W del resto de la sismicidad. Ambos mecanismos corresponden a movimientos de fallas inversas orientadas en

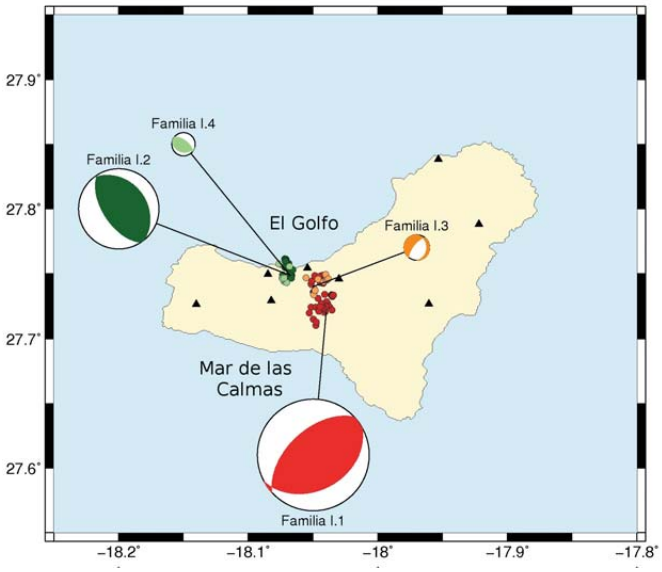


Figura 4.4: *Proyección horizontal de los mecanismos conjuntos de las familias del periodo I. El tamaño de la esfera focal es proporcional al número de sismos de cada familia. Los triángulos negros representan las estaciones utilizadas en el análisis.*

dirección NW-SE, los ejes de tensión casi verticales, con errores menores de 20º en el ángulo θ; los ejes de presión son casi horizontales y, aunque presentan errores ligeramente mayores, son coherentes entre sí y ajustan las polaridades con un score de 0.96 y 0.98 respectivamente.

Por último, la familia I.3 (color naranja) es la más peculiar de este periodo, puesto que su mecanismo es opuesto a todos los anteriores, presenta un mecanismo de falla normal orientada en dirección NE-SW y la energía liberada por esta familia es únicamente del 6 %. Los terremotos están situados en la zona central de la isla, junto a los de la familia I.1.

La figura 4.5 permite analizar la evolución temporal de los mecanismos focales. Se puede observar que el mecanismo predominante es de falla inversa durante toda la serie (familias I.1, I.2 e I.4). La familia con mecanismo de falla normal (I.3) coexiste con las de falla inversa desde mediados de agosto hasta el final del periodo si bien con una liberación de energía mínima.

Hay que tener en cuenta que todas estas observaciones están muy condicionadas por el

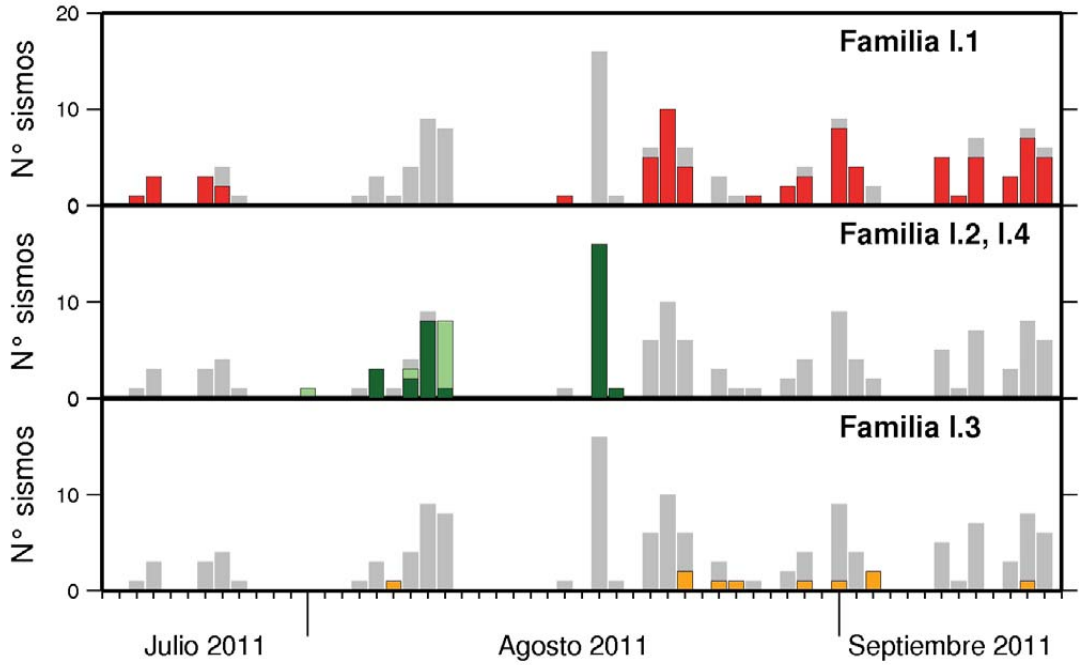


Figura 4.5: *Evolución del número de sismos en el tiempo para las familias del Periodo I. Los colores se corresponden con los de la figura 4.4 y en gris se presenta el número de sismos total estudiado en este periodo, incluyendo aquellos que no pertenecen a ninguna familia.*

escaso número de sismos considerados en este estudio respecto al número de sismos total de la crisis.

4.2.2.2. Periodo II: 13 de Septiembre de 2011 - 29 de Septiembre de 2011

La sismicidad de este periodo que se ha analizado está formada por un total de 389 terremotos y destacan en ella dos grandes familias que, entre las dos, representan el 75 % del número total de sismos. En la tabla 4.2 y figura 4.6 se resulmen los resultados del mecanismo conjunto de los distintos grupos de terremotos que se ha calculado siguiendo el método de ventana móvil descrita en el apartado 4.2.1. Las familias están ordenadas en función del número de sismos:

Tabla 4.2: *Resultados de la clasificación en familias de terremotos del periodo II*

Refencia	**Nºsismos**	**Nºpol**	**Eje T**		**Eje P**		**Score**	**Energía**
			θ	ϕ	θ	ϕ		
Familia II.1	149	324	43 ± 3	55 ± 7	73 ± 3	164 ± 2	0.94	64 %
		331	27 ± 8	19 ± 53	66 ± 6	174 ± 22	0.96	
		333	47 ± 24	305 ± 14	75 ± 16	201 ± 16	0.97	
		331	40 ± 19	52 ± 51	61 ± 17	183 ± 16	0.95	
		330	37 ± 15	54 ± 33	64 ± 9	184 ± 12	0.93	
Familia II.2	144	307	7 ± 16	70 ± 121	90 ± 13	340 ± 34	0.98	7 %
		316	25 ± 6	53 ± 36	89 ± 13	146 ± 10	0.97	
		322	26 ± 2	68 ± 22	86 ± 7	329 ± 8	0.94	
		315	27 ± 6	70 ± 24	85 ± 7	329 ± 11	0.94	
		312	14 ± 16	52 ± 28	86 ± 5	308 ± 20	0.95	

Tal y como se puede observar en la tabla 4.2, en todos los ajustes se cuenta con un número de polaridades de ondas P superior a 300. Según se muestra en la tabla, la familia más numerosa de este periodo, II.1 (color azul), está formada por 149 sismos que liberan el 64 % de la energía correspondiente a estas fechas. Los mecanismos conjuntos obtenidos para los distintos grupos de sismos de esta familia varían ligeramente en unos casos y en otros, pero todos ellos presentan en común una gran componente de falla vertical con un plano en dirección E-W. Los ejes de esfuerzos estan, en general, bien determinados, con errores menores de 25º. Los epicentros de

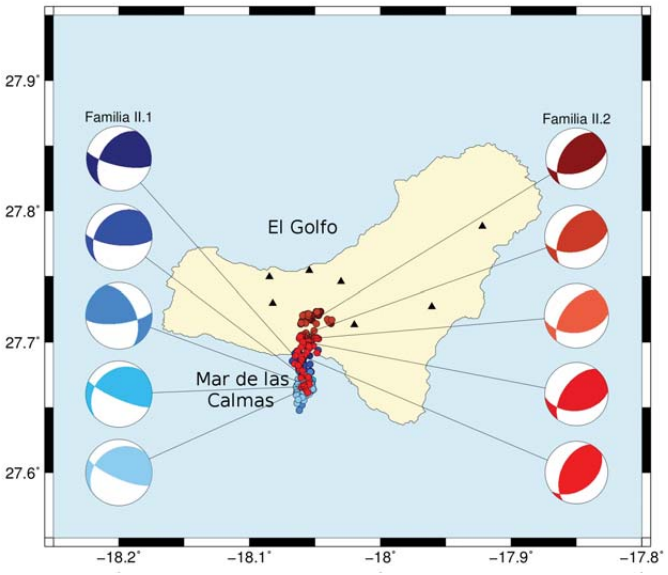


Figura 4.6: *Proyección horizontal de los mecanismos conjuntos de las familias del periodo II. Los triángulos negros corresponden a las estaciones utilizadas en el estudio.*

los sismos de esta familia migraron desde la costa Sur de El Hierro hacia el interior del Mar de Las Calmas en dirección NS.

La segunda familia, II.2 (color rojo), con un número muy similar de sismos (144) sólo representa el 7 % de la energía total liberada en este periodo. Esta segunda familia está formada por mecanismo de falla inversa con planos de falla orientados en dirección NE-SW y compresión horizontal en dirección NW-SE. Los epicentros de los sismos de esta familia están también alineados en dirección NS y migraron desde el centro de la isla hasta una latitud de 27.6º, a partir de la cual no hay más sismicidad de este tipo.

Analizando la evolución temporal de ambas familias (figura 4.7), se observa que la primera parte de este periodo está dominada por los mecanismos de falla inversa (familia II.2), con menores magnitudes, y que comenzaron en el centro de la isla y migraron en dirección Sur. El día 20 de septiembre se produce un máximo de actividad y justo en ese momento comienzan a aparecer los mecanismos de falla vertical (familia II.1), de mayor magnitud y alcanzando las mayores profundidades de la serie sísmica (15km), comienzan en la costa Sur y migran hacia

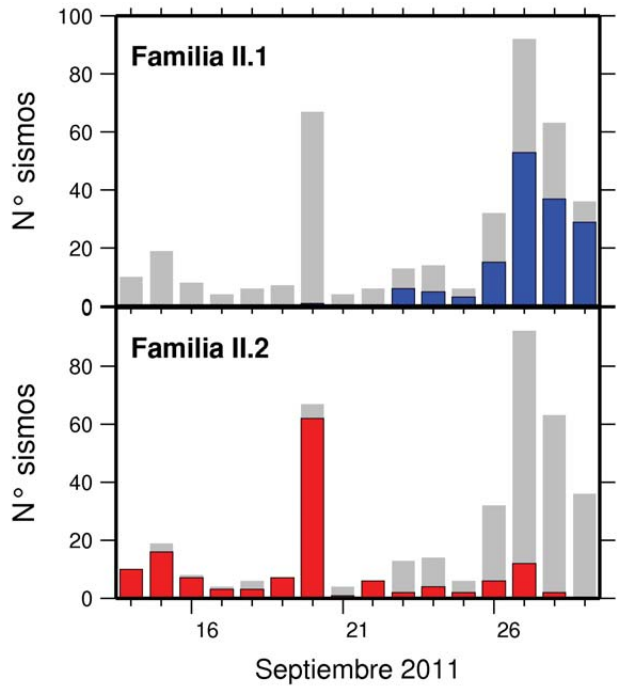


Figura 4.7: *Evolución del número de sismos en el tiempo para las familias del periodo II. Los colores se corresponden con los de la figura 4.6 y en gris se presenta el número de sismos total estudiado en este periodo, incluyendo aquellos que no pertenecen a ninguna familia.*

el interior del Mar de Las Calmas. A partir del día 28 de septiembre los mecanismos de falla inversa desaparecen y sólo quedan sismos con mecanismo de falla vertical.

4.2.2.3. Periodo III: 29 de Septiembre de 2011 - 3 de Octubre de 2011

En estos cuatro días de gran actividad sísmica, los terremotos están localizados en el Mar de Las Calmas a una profundidad de 14km. Los epicentros no experimentan migración NS como en el mes anterior sino que migran muy ligeramente en dirección Este. De los 227 terremotos estudiados en este periodo, destaca una familia mayoritaria formada por 132 sismos y una familia secundaria formada por 28 sismos, tal y como se muestra en la tabla 4.3 y figura 4.8. Entre ambas familias agrupan el 70 % de los sismos analizados, quedando un 30 % de los sismos sin formar ningún otro grupo significativo.

Tabla 4.3: *Resultados de la clasificación en familias de terremotos del periodo III*

Refencia	**Nºsismos**	**Nºpol**	**Eje T**		**Eje P**		**Score**	**Energía**
			θ	ϕ	θ	ϕ		
Familia III.1	132	340	33 ± 7	50 ± 23	68 ± 9	178 ± 10	0.95	55 %
		342	34 ± 6	45 ± 19	68 ± 8	171 ± 7	0.93	
		358	43 ± 3	64 ± 6	83 ± 2	162 ± 5	0.95	
		361	19 ± 10	52 ± 31	78 ± 4	179 ± 11	0.94	
		364	26 ± 8	66 ± 10	81 ± 4	175 ± 7	0.93	
Familia III.2	28	188	42 ± 21	145 ± 21	67 ± 6	28 ± 34	0.96	5 %

A raiz de los resultados obtenidos se observa que, durante estas fechas, el 55 % de la energía fue liberado por los sismos de la familia mayoritaria (III.1 color azul). En esta familia están incluídos la mayoría de los sismos de mayor magnitud de este periodo. Los resultados del mecanismo conjunto de esta familia comienza con un movimiento de falla vertical con el plano de falla en dirección E-W y posteriormente evoluciona a falla inversa con planos orintados en dirección E-W y ejes de presión horizontales en dirección prácticamente N-S. El número de polaridades en los distintos ajustes oscila entre 340 y 364 y el score mínimo es de 0.93. Los ejes de esfuerzos están bastante bien determinados, prácticamente todos ellos con errores menores de 25º.

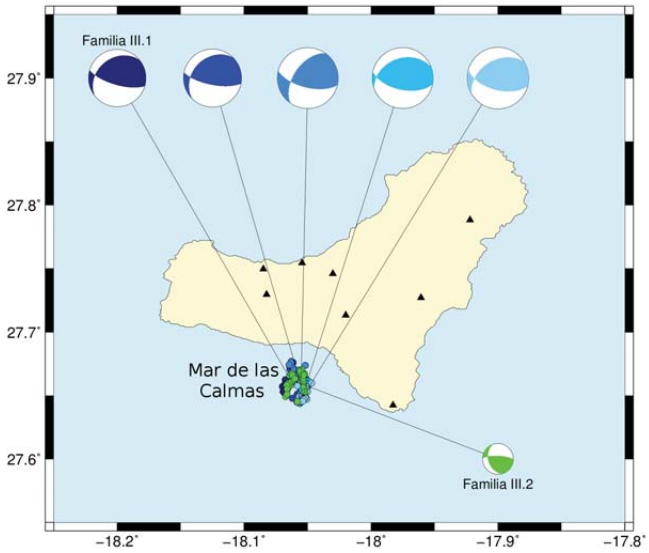


Figura 4.8: *Proyección horizontal de los mecanismos conjuntos de las distintas familias del periodo III. Los triángulos negros corresponden a las estaciones utilizadas en el estudio.*

Se ha obtenido también una segunda familia, (III.2 y color verde) de menor energía (5 %) formada por 28 sismos. Esta familia también tiene un mecanismo vertical con plano el falla en dirección E-W, pero el eje de presión está orientado en dirección NE-SW y por tanto girado respecto al de la familia III.1.

Las dos familias, III.1 e III.2 están localizadas en la misma zona epicentral y a la misma profundidad, sin embargo la principal diferencia entre ellas, aparte del número de sismos y la energía liberada, es que la familia III.1 es continuación de la familia II.1 del periodo anterior, mientras que la familia III.2 sólo toma fuerza en este periodo y tiene un número máximo de 9 terremotos ocurridos el día 30 de septiembre (figura 4.8).

Por último, hay que destacar que, aunque la familia III.2 no es especialmente numerosa, sí que contiene parte de los sismos de mayor magnitud de este periodo (11 de sus 28 terremotos tienen magnitudes $m_b(Lg) \geq 2.5$) y esto hace que libere un 5 % de la energía total de este periodo.

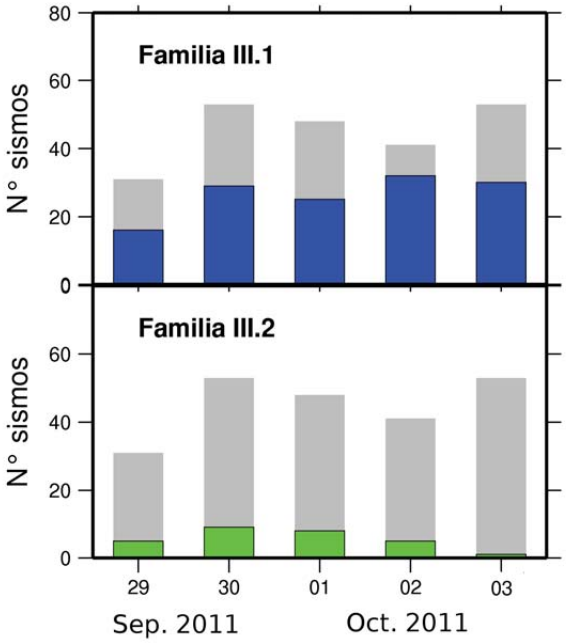


Figura 4.9: *Evolución del número de sismos en el tiempo para las familias del periodo III. Los colores se corresponden con los de la figura 4.8 y en gris se presenta el número de sismos total estudiado en este periodo, incluyendo aquellos que no pertenecen a ninguna familia.*

4.2.2.4. Periodo IV: 3 de Octubre de 2011 - 10 de Octubre de 2011

Este periodo recoge la actividad sísmica ocurrida la semana anterior al comienzo de la erupción submarina, en la que se observa una migración de los epicentros hacia el este (figura 4.10) a la vez que ascienden los hipocentros ligeramente. Tras la clasificación en familias se observa una familia dominante, formada por el 57 % de los sismos de estas fechas y que libera el 60 % de la energía correspondiente a este periodo. El otro 43 % de los sismos ocurridos durante esta semana y que no pertenece a la familia IV.1 tienen más de una polaridad errónea respecto a la solución compuesta y no se ha encontrado dentro de ellos ninguna otra agrupación con un número de sismos relevante.

Tabla 4.4: *Resultados de la clasificación en familias de terremotos del periodo IV*

Refencia	**Nºsismos**	**Nºpol**	**Eje T**		**Eje P**		**Score**	**Energía**
			θ	ϕ	θ	ϕ		
Familia IV.1	152	394	41 ± 2	23 ± 25	54 ± 10	167 ± 7	0.96	60 %
		374	28 ± 4	17 ± 17	65 ± 2	170 ± 9	0.95	
		357	32 ± 4	30 ± 8	67 ± 4	161 ± 6	0.93	
		345	45 ± 4	25 ± 21	51 ± 10	167 ± 8	0.94	
		352	43 ± 4	18 ± 18	66 ± 10	136 ± 7	0.93	

Según se muestra en la tabla 4.4 y la figura 4.10 el ajuste del mecanismo conjunto de esta familia da como resultado un mecanismo de falla vertical en dirección EW con componente de falla inversa en los cuatro primeros ajustes, que corresponden a los días 3-7 de octubre. Los ejes T, con buzamiento entre los 25º y 45º están orientados en dirección NNE-SSW (25ºN) y los ejes P , con un buzamiento entre los 50º y 65º están orientados en dirección NNW-SSE (165ºN).

En la parte final de este periodo, entre los días 8 y 10 de octubre, el patrón de polaridades sobre la esfera focal experimenta un giro y da lugar a una solución de mecanismo inverso (señalado con un asterisco en la figura 4.10) con eje de tensión en dirección 18ºN y eje de

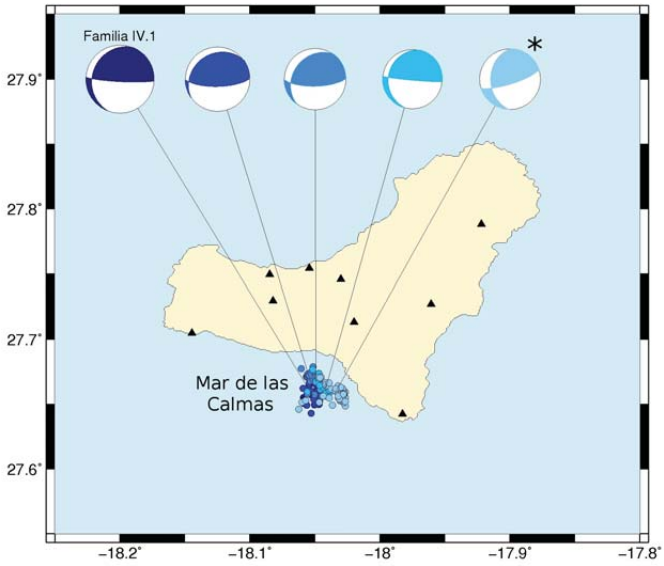


Figura 4.10: *Proyección horizontal de los mecanismos conjuntos de las distintas familias del periodo IV. Los triángulos negros corresponden a las estaciones utilizadas en el estudio.*

presión en dirección 136ºN. Los buzamientos de estos ejes son de 43º y 66º respectivamente. Dentro de esta última parte de la familia se encuentra el sismo de mayor magnitud de la serie, ocurrido el día 8 de octubre a las 20:34:48h UTC , de magnitud $m_b(Lg) = 4.3$.

Al igual que en los dos periodos anteriores, los ejes de esfuerzos están bastante bien determinados, la mayoría de ellos menores de 15º.

La figura 4.11 muestra el histograma de eventos diarios de esta familia, en ella se puede ver que sólo un poco más de la mitad de los sismos analizados pertenecen a la familia mayoritaria. También se puede ver que el número de sismos se redujo considerablemente a partir del día 8 de octubre a partir del terremoto de magnitud $m_b(Lg) = 4.3$.

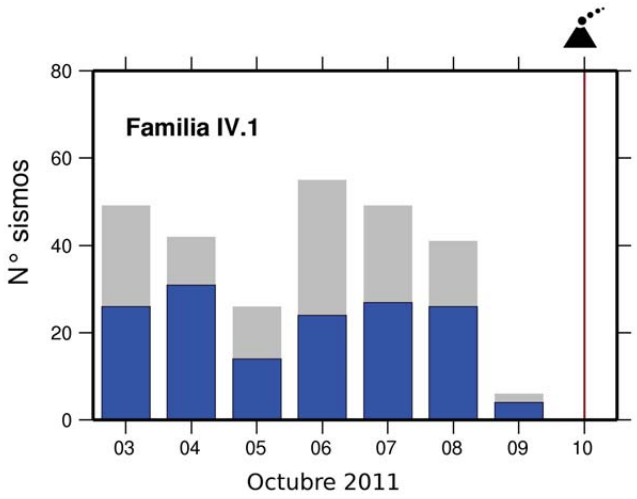


Figura 4.11: *Evolución del número de sismos en el tiempo para las familias del periodo IV. Los colores se corresponden con los de la figura 4.10 y en gris se presenta el número de sismos total estudiado en este periodo, incluyendo aquellos que no pertenecen a ninguna familia. La línea vertical y el símbolo del volcán corresponde al comienzo de la erupción submarina.*

4.2.3. Interpretación

Los resultados mostrados en el apartado anterior proporcionan gran información información sobre la evolución espacio-temporal del régimen de esfuerzos en la reactivación sísmica de El Hierro entre julio y octubre de 2011 y pueden resumirse de la siguiente forma:

Durante el primer periodo de la reactivación (22 julio al 13 septiembre) los sismos tuvieron lugar en el interior de la isla. Debido a la baja magnitud de los sismos, sólo ha sido posible estudiar un porcentaje mínimo de ellos, cuyos resultados se han mostrado en la figura 4.4. Se pueden diferenciar tres grupos de sismos atendiendo a su mecanismo y localización:

- El primer grupo está formado por los sismos de la familia I.1, situados en la zona central de la isla, muy cerca del punto donde confluyen los tres rift. Se trata del grupo con el que comienza la reactivación y presenta un mecanismo conjunto de falla inversa. El eje de tensión, con orientación vertical, correspondiente a este tipo de mecanismo es coherente con la deformación vertical registrada en las estaciones GPS de la Red de Vigilancia del I.G.N. a partir del 7 de julio de 2011 (García-Cañada *et al.*, 2012; López *et al.*, 2012).

- El segundo grupo comprende los sismos de las familias I.2 e I.4, situadas en la costa Norte de la isla, en la zona de El Golfo y al NW del resto de la sismicidad. La actividad en esta zona tuvo lugar entre el 1 y el 19 de agosto y también presenta un mecanismo conjunto de falla inversa, aunque la orientación de los planos de falla en este caso está girada aproximadamente 90º respecto al grupo anterior. Estos sismos corresponderían a la "zona sismogénica oeste" del trabajo de relocalización de Domínguez Cerdeña *et al.* (2014a) y el tipo de mecanismo también es coherente con la inflación vertical de las estaciones GPS durante estas fechas.

- El tercer grupo está formado por los sismos de la familia I.3, que presenta una solución de mecanismo conjunto correspondiente a una falla normal. A pesar de la baja energía sísmica asociada a estos sismos, destacan por ser el único grupo localizado con este tipo

de mecanismo durante toda la reactivación. La explicación de de la presencia de este tipo de mecanismo focal, en una zona en la que predominan los mecanismos inversos, es, posiblemente, reflejo de la gran complejidad de la estructura cortical en la base de la pared del deslizamiento de El Golfo.

Los resultados más relevantes son los obtenidos para los periodos siguientes (13 de septiembre al 10 de octubre), en los que ha sido posible realizar el estudio de familias y mecanismo conjunto para un mayor número de terremotos. Durante estas fechas la actividad experimenta una migración de epicentros hacia el Sur, desde el centro de la isla hacia el Mar de las Calmas (figura 4.6) donde se detiene en una latitud de 27.63ºN el día 2 de octubre de 2011. Finalmente la sismicidad migra ligeramente en dirección Este. La profundidad máxima de los terremotos fue de unos 15km el día 28 de septiembre de 2011. En las figuras 4.6, 4.8 y 4.10 se ha mostrado el mecanismo conjunto de las familias más numerosas. A partir los resultados de las familias mayoritarias durante estas fechas, destacan dos grupos de terremotos:

- El primer grupo está formado por la familia II.2 (color rojo en las figuras 4.4, 4.6, 4.8 y 4.10). A partir de la orientación de su mecanismo conjunto, se puede deducir que es continuación de la familia I.1 que comenzó la crisis en el centro de la isla. Presenta un mecanismo de falla inversa con un eje de tensión vertical muy bien determinado. El mecanismo conjunto permanece constante en esta familia a pesar de la migración de epicentros hacia el Sur. Los últimos sismos de esta familia ocurren el día 28 de septiembre.
- El segundo grupo está formado por las familias II.1, III.1 y IV.1 (color azul en las figuras 4.4, 4.6, 4.8 y 4.10). Los sismos de este grupo comienzan el día 20 de septiembre y duran hasta el final de la reactivación, justo el día anterior al comienzo del tremor volcánico. Este grupo de familias da lugar a los sismos de mayor magnitud de la serie, por lo que está asociada a la mayor liberación de energía. En este caso, el mecanismo conjunto de los sismos experimenta variaciones de orientación durante la migración, especialmente en la fase final, pero en general presenta un plano de falla bastante vertical en dirección E-W.

El análisis espacial de la orientación de los ejes principales de esfuerzos permiten relacionarlos con el régimen de esfuerzos local de la zona y con la presión provocada por la intrusión del magma que dió lugar a la erupción. Para ello, se han representado las proyecciones horizontales de los ejes de presión (máximo esfuerzo) junto con la distribución de epicentros (figura 4.12), siendo el tamaño de la flecha proporcional al buzamiento del eje, es decir, los ejes horizontales ($\theta = 90^{o}$) tienen una longitud unidad (ver escala en la parte superior derecha de la figura). En la misma figura se presentan con unas grandes flechas grises la dirección del máximo esfuerzo de compresión en el Archipiélago Canario (Mézcua *et al.*, 1992) que coincide con el esfuerzo máximo obtenido a partir de modelización neotectónica por Jiménez-Munt *et al.* (2001) en esta zona.

La primera conclusión que se deduce de esta figura es que prácticamente todos los ejes de presión tienen una gran componente horizontal durante toda la serie sísmica. La orientación de los mismos varía según la situación espacial de los sismos. Al comienzo de la reactivación, en la zona central de la isla, los ejes se orientan prácticamente paralelos al régimen de esfuerzos regional (dirección NNW-SSE) mientras que los sismos en la zona sismogénica al NW del resto de la sismicidad y cercana a la costa de El Golfo no obedecen a ese patrón y están orientados en dirección NE-SW. Posteriormente, durante el periodo en el cual la sismicidad está localizada en el Mar de las Calmas, los ejes de esfuerzo máximo se orientan, mayoritariamente, en dirección NS, paralelos a la dirección de migración de la sismicidad. Esto hace pensar que, durante ese periodo, la sismicidad es debida a la sobrepresión del magma en su migración hacia el foco eruptivo. Finalmente, cuando los sismos se acercan a la costa SW de la isla, la orientación de los ejes rota y vuelve a orientarse en dirección casi paralela al esfuerzo regional.

Para estudiar con mayor detalle en qué momento se producen las rotaciones en la orientación de los ejes de presión, se ha representado la evolución temporal de los ejes de presión (proyección horizontal) en la figura 4.13. El eje Y de la figura representa la latitud: el primer dato representado son los sismos en la zona norte a 27.72^{o}N el día 16 de septiembre de 2011 y el último es la erupción volcánica el día 10 de octubre a una latitud de 27.62^{o}N. Las proyecciones

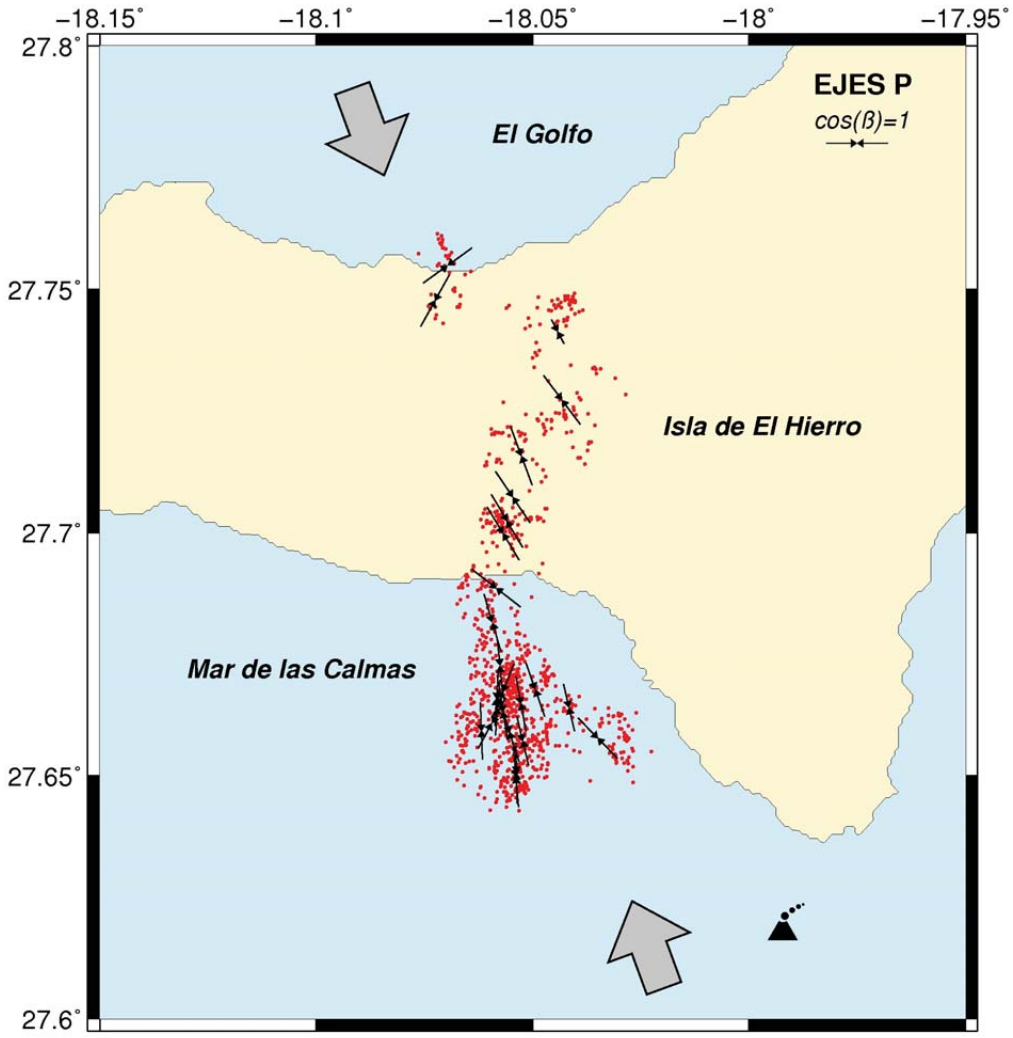


Figura 4.12: *Proyección horizontal de los ejes de presión y distribución de los epicentros de los sismos analizados (puntos rojos)*

de los ejes de presión están situados en el valor medio temporal de los sismos considerados para el mecanismo conjunto, por ello, aunque la primera solución aparece como el día 16 de septiembre, incluye sismos desde el día 13 de julio hasta el 20 de julio.

En esta figura se puede observar que los ejes presentan orientación NW-SE desde el comienzo de la migración el 13 de septiembre hasta el 26 de septiembre aproximadamente, coincidiendo con la aparición de la familia II.1.

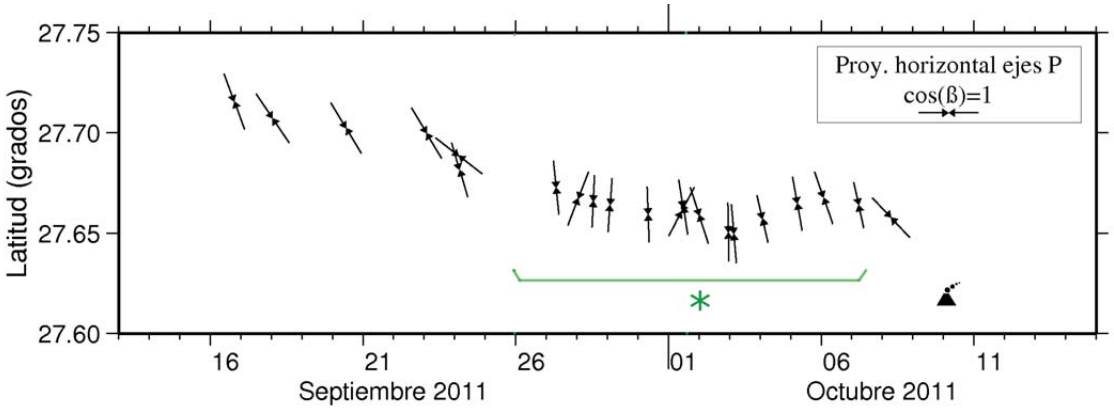


Figura 4.13: *Evolución temporal de la proyección horizontal de los ejes P. Se ha señalado en verde el periodo con ejes predominantemente en dirección N-S.*

Entre el 26 de septiembre hasta el 1 de octubre los ejes de presión son fundamentalmente en dirección NS e incluso en dirección NNE-SSW en algún caso. Entre el 1 y el 7 de octubre se observa un giro en los ejes hasta orientarse en dirección regional. El valor mínimo de latitud se alcanza el día 2 de octubre. Las fechas del último giro de los ejes de presión, coinciden con un proceso rápido de deflación e inflación observado en la componente norte de todas las estaciones de la red GPS del I.G.N. ocurrido el día 1 de octubre y que duró 5 días según García-Cañada *et al.* (2012) y López *et al.* (2012).

Los ejes de tensión representan la dirección del mínimo esfuerzo en la región focal. Para estudiar su evolución a lo largo de la serie sísmica se han representado sus proyecciones en un plano vertical con orientación N-S, puesto que es la dirección en la que se produce la mayormente la migración de epicentros (Figura 4.14). Los resultados obtenidos muestran ejes de tensión verticales al comienzo de la serie (zona norte) que es coherente con la inflación vertical registrada en las estaciones GPS del I.G.N., como ya se ha comentado. A medida que se produce la migración al sur se observa un giro progresivo en la tendencia general de los ejes de tensión, desde la vertical hasta presentar un buzamiento de 45º en dirección norte dos días antes de la erupción. El aumento progresivo de la componente horizontal de los ejes de tensión es compatible con la aceleración de la deformación en la componente norte registrado en las

estaciones GPS (figura 1.7) (López *et al.*, 2012).

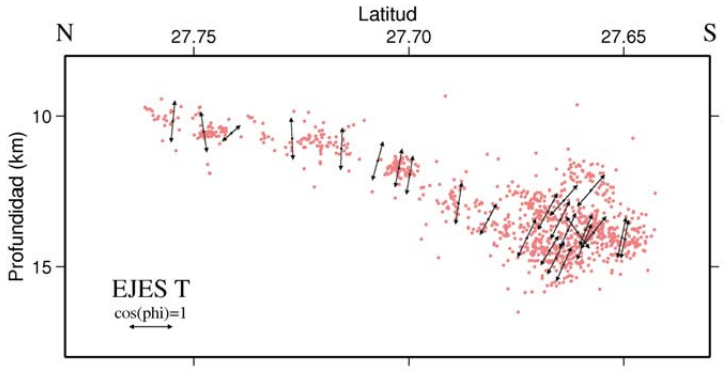


Figura 4.14: *Proyección de los ejes T en un plano vertical con orientación NS*

Según el modelo publicado por Passarelli *et al.* (2015) los mecanismos focales de terremotos asociados a la intrusión de un dique de magma presentan ejes de tensión perpendiculares a la propagación del dique y van marcando el avance del mismo. Teniendo en cuenta este modelo, los resultados obtenidos son coherentes con la propagación de un dique horizontal o sill desde el centro de la isla en dirección Sur (*Comunicación personal E. Rivalta*).

En conclusión, en este capítulo se ha aplicado un procedimiento estadístico para separar en familias los terremotos de la serie ocurrida en El Hierro los meses previos a la erupción submarina de 2011-2012 y se ha obtenido el mecanismo conjunto de cada familia de sismos.

A pesar de la inhomogeneidad del catálogo, la baja magnitud de los terremotos, la limitación en el número de estaciones y la escasa cobertura azimutal condicionada por la geometría de la isla, ha sido posible obtener mucha información sobre la fuente del enjambre sísmico y la evolución de los ejes principales durante la migración de los terremotos los tres meses anteriores a la erupción submarina en el Sur de El Hierro (2011-2012).

Capítulo 5

Inversión del tensor momento sísmico a distancias regionales

El uso del primer impulso de la onda P para determinar el mecanismo de los terremotos, bien de forma individual o bien a través de la técnica del mecanismo conjunto, proporciona información sobre la orientación de los planos de falla y los ejes principales de esfuerzos, pero es insuficiente para obtener información más detallada sobre el proceso de ruptura. Para ello es necesario recurrir a otras metodologías más completas, como la inversión del tensor momento sísmico según se ha descrito en el capítulo 2, apartado 2.2.2.

La inversión de tensor momento permite extraer más información de la forma de ondas y determinar otros parámetros focales importantes como son el momento sísmico escalar y la profundidad del terremoto. Pero, la mayor ventaja de aplicar esta técnica al estudio de sismicidad en zonas volcánicas, es la posibilidad de estudiar si existe componente isotrópica en el mecanismo y por tanto si hay cambios en volumen en la región focal.

Para poder aplicar con éxito esta metodología es necesario disponer de una buena distribución de estaciones y registros digitales de tres componentes, a ser posible, de banda ancha.

Dado que en el caso de El Hierro la instrumentación sísmica es heterogénea y que la cobertura azimutal está condicionada por la forma de la propia isla, se ha planteado resolver en primer lugar el problema inverso con datos teóricos para conocer la estabilidad y fiabilidad de las soluciones antes de aplicar la metodología a los sismogramas observados.

En este capítulo, se han utilizado los sismogramas de las ondas internas (P y S) registrados en las estaciones de periodo corto situadas en la misma isla de El Hierro ($\Delta < 25km$), tanto en las pruebas teóricas como con los datos observados. El ajuste se ha llevado a cabo en el dominio de frecuencias, resolviendo la ambigüedad del signo del mecanismo con la información de las polaridades de las ondas P. La misma metodología que se ha desarrollado, hubiese sido aplicable a los registros de la red de banda ancha en el caso de haber contado con sismos de mayor magnitud, como se puede ver en el capítulo 6 con el terremoto del 8 de octubre de 2011 ($M_W = 4.0$).

El capítulo está estructurado en tres apartados:

- En primer lugar se presentan las etapas seguidas para la inversión y los programas que se han utilizado.
- El segundo apartado está dedicado a los resultados de esta metodología con sismogramas teoricos para evaluar las posibles inestabilidades del método de inversión en su aplicación a El Hierro y así poder controlar, en lo posible, la influencia de las distintas fuentes de error.
- En el tercer apartado se presenta la aplicación de la inversión a los 21 terremotos con magnitud $m_b(Lg)$ superior a 3.5 que ocurrieron en el Mar de las Calmas antes de la erupción de 2011, describiendo el procesado de los datos y los resultados obtenidos.
- Finalmente se cierra el capítulo con una discusión de los resultados obtenidos, su comparación con las soluciones de los ejes principales de esfuerzos obtenidas en el capítulo 4 y con los resultados de otros estudios geofísicos de la misma reactivación.

5.1. Programas y algoritmos

El proceso de inversión de tensor momento sísmico se ha separado dos fases que se detallan en los siguientes apartados: la generación de funciones de Green y la propia inversión del tensor.

5.1.1. Generación de funciones de Green: programa *qSeis*

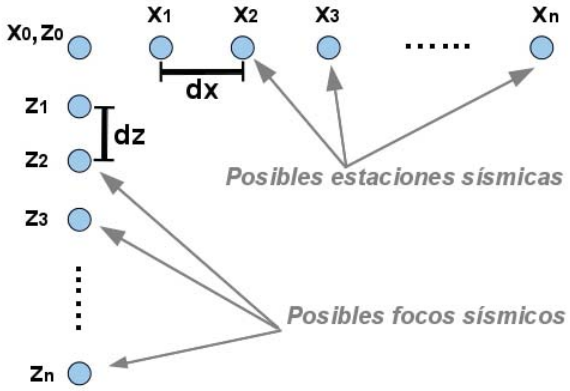
El cálculo de las funciones de Green es la tarea más lenta en el proceso de inversión. Los algoritmos son laboriosos y el tiempo de ejecución aumenta en función del número de sismogramas a obtener, la longitud de los mismos y su frecuencia de muestreo. Además, durante el proceso de inversión, es necesario consultar distintas funciones de Green para estimar la profundidad de la fuente. Dado que se está realizando el estudio sistemático de terremotos en una región concreta, utilizando siempre un mismo modelo de tierra, se ha decidido seguir en este trabajo la metodología propuesta por Cesca (2005) que consiste en disponer las funciones de Green en una base de datos que se calcula antes de realizar la inversión. Cada vez que sea necesario obtener las funciones de Green durante el proceso de inversión, se toman unas funciones aproximadas de la base de datos interpolando linealmente entre dos de los nodos. Si la base de datos es suficientemente densa, esta sustitución de las funciones de Green no debe afectar a los resultados de la inversión.

Con esta intención se han creado dos bases de funciones de Green considerando el modelo de tierra descrito en el capítulo 3. La primera base de datos, denominada *CANARIASLOC*, cuenta con una alta densidad de puntos y frecuencia de muestreo (0.02s) y es apropiada para realizar las inversiones utilizando los datos de estaciones instaladas en la isla de El Hierro. Esta base de funciones de Green será la utilizada en este capítulo para la realización de las pruebas teóricas y la aplicación a los terremotos de El Hierro. Por otro lado, la segunda base de datos, denominada a su vez *CANARIASREG*, tiene menor densidad de puntos y frecuencia de muestreo (0.2s), pero abarca un rango de distancias mayor, para poder utilizar datos de estaciones de otras islas

del Archipiélago Canario e incluso de Madeira si fuese necesario (tabla 5.1, figura 5.1). Esta segunda base de funciones de Green será utilizada en el próximo capítulo para estudiar el sismo de mayor magnitud de la serie, ocurrido el 8 de octubre de 2011 ($M_W = 4.0$).

Tabla 5.1: *Parámetros de las bases de Funciones de Green*

	CANARIASLOC	**CANARIASREG**
dt	0.02 s	0.2 s
dx	100 m	1 km
dz	100 m	1 km
nx	201	600
nz	301	31



dt: intervalo de muestreo

dx: dist. horizontal entre dos receptores consecutivos

dz: dist. vertical entre dos focos sísmicos

nx: nº total de posibles receptores

nz: nº total de posibles focos sísmicos

Figura 5.1: *Esquema y parámetros que definen la base de funciones de Green*

El tamaño y la densidad de cada base de funciones de Green (figura 5.1) se debe elegir teniendo en cuenta la frecuencia de muestreo de las estaciones, las frecuencias de las ondas sísmicas que se van a estudiar, las distancias epicentrales y las profundidades de los sismos. La densidad de nodos debe ser suficientemente alta como para garantizar que no haya problemas de *aliasing* al hacer la interpolación de las funciones de Green durante la inversión.

Tal y como se puede deducir, utilizando la base CANARIASLOC es posible realizar la inversión de sismos localizados entre 0 y 30km de profundidad utilizando los datos de estaciones

a distancias epicentrales entre 0 y 20 km. El periodo de muestreo de los sismogramas teóricos se ha fijado en 50 muestras/s. Puesto que la distancia entre nodos en horizontal, dx, es 100m, la inversión no presenta problemas de *aliasing* para rangos de frecuencias inferiores a 4Hz, que es el límite superior que utilizamos en este trabajo.

De la misma manera, la base de funciones de Green CANARIASREG permite realizar la inversión de sismos localizados en el mismo rango de profundidades a través de sismogramas correspondientes a distancias epicentrales menores de 600km. En este caso el periodo de muestreo de las funciones de Green se ha tomado como 0.2s, por lo que los sismogramas observados deben ser remuestreados a este valor antes de realizar la inversión. Teniendo en cuenta la distancia horizontal entre los nodos, $dx = 1km$, se puede concluir que la inversión no presenta problemas de *aliasing* para rangos de frecuencias inferiores a 0.6Hz, que es el límite superior que utilizamos en este trabajo.

Para automatizar la creación y estructura de las bases de funciones de Green, se han creado dos programas de python que se incluyen en los anexos C y C. Estos códigos organizan los ficheros de entrada del programa *qSeis* que es con el que se obtiene cada una de las funciones de Green. El programa *qSeis* fue creado por Wang (1999), está escrito en fortran y se puede descargar de la página http://www.gfz-potsdam.de/en/section/physics-of-earthquakes-and-volcanoes/services/downloads-software/.

La obtención de las dos bases de datos completas se realizó en un ordenador de sobremesa con 4 procesadores y 4Gb de RAM y se tardó aproximadamente dos semanas en completar cada base.

5.1.2. Inversión del tensor momento sísmico: programa *rapidinv*

Las inversiones del tensor momento se han llevado a cabo utilizando la versión 12 del programa *rapidinv* (Cesca *et al.*, 2010; Cesca & Heimann, 2013) (http://kinherd.org/rapidinv/),

está programado en python y resuelve el problema inverso utilizando herramientas del software *Kiwi* (http://kinherd.org/kiwitools/index.html).

Una de las ventajas principales de este programa es su gran flexibilidad, pudiendo ser configurado para realizar inversiones tanto en el dominio temporal como en el dominio frecuencial; considerar distintos tipos de ondas sísmicas por separado o utilizar el sismograma completo. Es posible también elegir el intervalo de frecuencias del ajuste, los parámetros a invertir y los posibles rangos de variación de las soluciones. A pesar de la gran variabilidad de datos a configurar, el manejo del programa es bastante sencillo para el usuario, puesto que toda la configuración del problema inverso se introduce a través de un único fichero de texto al inicio del programa.

El algoritmo ya ha sido utilizado en trabajos previos Cesca *et al.* (2011, 2014b), incluyendo entre las aplicaciones estudios de sismos de muy baja magnitud en ambientes mineros (Sen *et al.*, 2013). Por otro lado, con vistas a una futura implementación automática de la metodología desarrollada en esta tesis, resulta interesante destacar que este algoritmo es apropiado para su aplicación en tiempo real (Cesca *et al.*, 2010).

En general, la aproximación a la solución del tensor momento utilizando *rapidinv* se suele resolver en dos pasos: en primer lugar se realiza una inversión considerando una fuente puntual y, posteriormente, en un segundo paso, se realiza otra inversión introduciendo la hipótesis de fuente extensa. Sin embargo, dada la baja magnitud de los sismos que se van a analizar en este trabajo ($M_W < 4.0$), se ha supuesto una fuente sísmica puntual y se ha limitado el estudio al primer paso.

Debido a las importantes diferencias en términos de instrumentación, se deben realizar por separado las inversiones con datos de estaciones de periodo corto y las inversiones con datos de banda ancha, aunque el proceso seguido en ambos casos es muy similar y se esquematiza en la figura 5.2. Según se puede ver, antes de introducir los datos en el programa *rapidinv*, es necesario procesar las señales observadas quitando la respuesta instrumental y convirtiéndolos a desplazamiento del suelo.

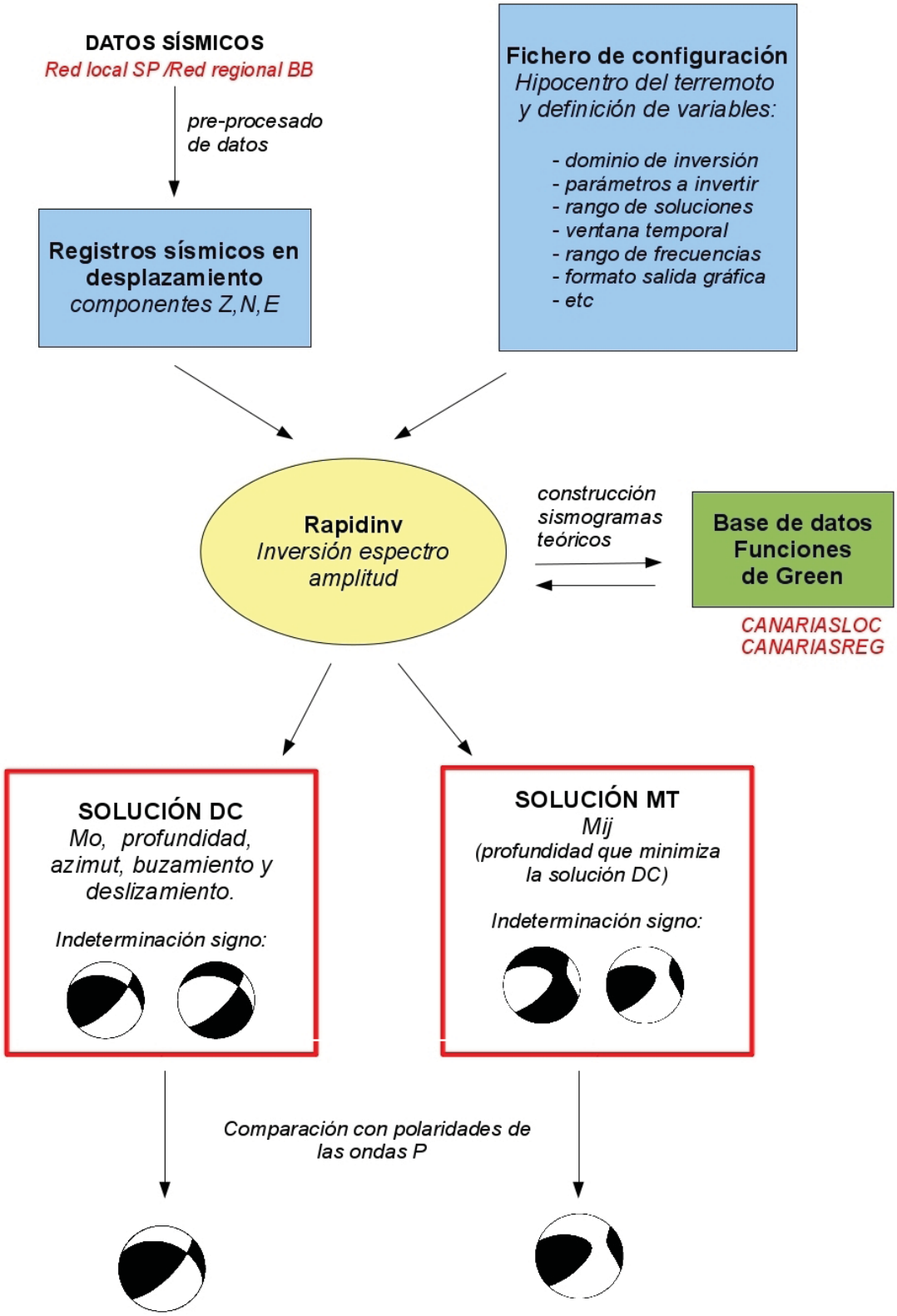


Figura 5.2: *Esquema del procesado con el programa rapidinv*

Se ha configurado el proceso de manera que el programa *rapidinv* consulta las bases de funciones de Green CANARIASLOC y CANARIASREG para la creación de los sismogramas teóricos. La inversión se resuelve en el dominio de frecuencias, tratando de ajustar la amplitud espectral de los desplazamientos observados con la amplitud espectral de unos desplazamientos teóricos y minimizando el *misfit* entre ellos evaluado punto a punto según la expresión:

$$misfit = \frac{1}{N}\sqrt{\sum_{n=1}^{N}(d-s)^2} \tag{5.1}$$

donde N es el número de puntos de la ventana (en el dominio de frecuencias), d es el valor observado y s el valor teórico.

Se ha escogido este tipo de aproximación, en lugar del ajuste típico de forma de ondas, puesto que la escasa distancia epicentral de las estaciones y la baja magnitud de los terremotos obliga a realizar las inversiones llegando a unos valores de frecuencia relativamente altos (4Hz) para los cuales el ajuste de la amplitud espectral presenta mayor estabilidad frente al ajuste de formas de onda (Cesca, 2005).

Para cada conjunto de datos de entrada, el programa rapidinv genera dos tipos de solución:

- La primera solución (*Double Couple* o DC) corresponde a un modelo de doble par de fuerzas. Los parámetros que se obtienen tras la inversión son el momento sísmico escalar, los ángulos de azimut, buzamiento y deslizamiento de los dos planos de falla y la profundidad de la fuente sísmica. Puesto que la inversión se ha realizado en el dominio frecuencial, la solución consta de cuatro combinaciones posibles de movimiento (dos planos de falla y dos sentidos distintos del movimiento en cada plano).
- La segunda solución (*Moment Tensor* o MT) corresponde a un modelo general del tensor momento. En esta inversión se fija la profundidad con el valor que ha minimizado la inversión anterior. Los parámetros que se obtienen para este tipo de inversión son las seis componentes del tensor momento. Debido a la resolución el dominio de frecuencias,

queda indeterminado el signo de la solución del tensor por lo que el resultado final de la inversión son dos combinaciones de las seis componentes del tensor momento con signos opuestos.

Para resolver la ambigüedad de signo de ambas soluciones se ha utilizado la información de las polaridades de las ondas P. Se ha hecho uso del programa *aztof* (apartado 4.1.1 del capítulo anterior y anexo C) para situar las observaciones sobre la esfera focal y finalmente se ha considerado la solución que presenta mayor número de polaridades correctas. En caso de duda se ha recurrido también a la comparación de los sismogramas observados con los sismogramas teóricos resultantes de la inversión y se ha escogido como solución aquella que mejor representa la forma de onda observada.

5.1.2.1. Adaptación del algoritmo *rapidinv* al Archipiélago Canario

En la versión utilizada del programa *rapidinv*, la selección de las ventanas de datos se establece a través de los valores de distintas variables en el fichero de configuración. En el caso de querer referir las ventanas a las llegadas de las ondas P, las variables a definir son (figura 5.3):

- PHASES_2_USE_ST1: indica la fase a utilizar como referencia. En este caso ondas P.
- WIN_LENGTH_P_ST1: es la longitud de la ventana de datos en segundos (11s).
- WIN_START_P_ST1: es la denominada "ventana de pre-evento", esto es, el tramo de datos anterior al tiempo de llegada de la onda P teórica. El valor indica la proporción de la longitud total de la ventana. En el ejemplo, el valor de 0.4 indica que el 40 % de la longitud total de la ventana es anterior a la llegada de la onda P.
- WIN_TAPER_P_ST1: esta variable controla la longitud del suavizado de la ventana. Al igual que la anterior, su valor corresponde a la proporción de la longitud total de la ventana, en el ejemplo el suavizado tiene una longitud de un 10 % de la ventana.

La etiqueta "ST1" de todas las variables corresponde al primer paso (*step 1*) del proceso de inversión, que es el correspondiente a fuente puntual, el único que se ha usado en este trabajo.

- PHASES_2_USE_ST1=p
- WIN_LENGTH_P_ST1=11 **(1)**
- WIN_START_P_ST1=0.4 **(2)**
- WIN_TAPER_P_ST1=0.1 **(3)**

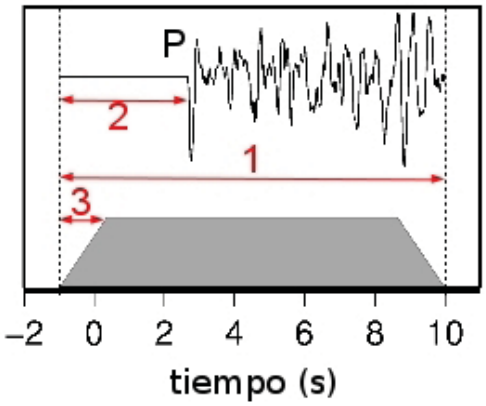


Figura 5.3: *Izquierda: variables de configuración relativas a la selección de las ventanas temporales de los datos. Derecha: representación del sismograma y definición de la ventana temporal en la versión 12 del programa rapidinv: en gris el taper*

En este punto ha surgido un problema al tratar de aplicar el programa a los datos de Canarias, dado que el algoritmo calcula el tiempo de llegada de la onda P teórica utilizando un modelo de corteza continental que no es apropiado para la zona de las Islas Canarias. Este problema se pone de manifiesto cuando se trabaja con rangos de distancias epicentrales amplios (datos de distintas islas) puesto que las velocidades de las ondas sísmicas viajan por el medio más rápido de lo que predice el modelo teórico y no hay manera de centrar la forma de onda en las ventanas de las estaciones más cercanas y más alejadas simultáneamente.

Para solucionarlo, se ha decidido modificar el código del programa estableciendo que la variable PHASES_2_USE_ST1 pueda ser configurada con la opción "m (manual)" y que los valores que determinan la longitud de la ventana temporal, el suavizado de la señal (*taper*) y el peso de dicha ventana de datos en la inversión, se puedan especificar de manera independiente para cada componente utilizando un fichero de texto como el mostrado en la figura 5.4. En este ejemplo se ha decidido dar un peso unidad a las componentes verticales de las dos estaciones

y menor peso a las componentes horizontales (0.5 y 0.4 en el caso de la estación de CCUM y 0.5 y 0.6 en el caso de la estación de CJUL), asimismo se puede ver que la ventana temporal de las componentes verticales es más corta (de 0 a 7s) que la de las componentes horizontales (de 0 a 8-9s).

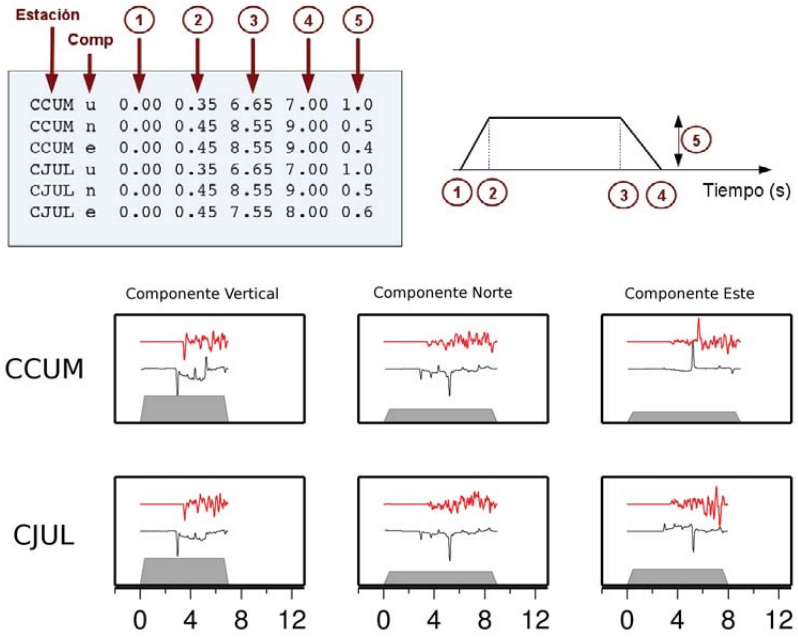


Figura 5.4: *Izquierda: ejemplo de fichero de texto con la información de las ventanas temporales para cada componente. Derecha: gráfica del peso de los datos de la ventana temporal y explicación de cada unao de los parámetros del fichero de ejemplo. Debajo: los sismogramas observados (rojo), sismogramas teóricos (negro) y taper (gris) correspondientes al fichero de ejemplo.*

Esta modificación del programa, además de mejorar su aplicación al Archipiélago Canario, aporta mayor flexibilidad al código ya que permite acortar, alargar o dar distinto peso a ciertas componentes. Por ejemplo puede ser interesante para tratar con datos con mayor ruido sísmico dándoles menor peso en la inversión y evitando tener que descartarlos totalmente.

5.2. Aplicación a casos teóricos

La aplicación de la inversión con sismogramas teóricos y una red de estaciones determinada permite estudiar la estabilidad de ese problema de inversión en concreto y la fiabilidad de las soluciones ante ciertas variaciones en los parámetros de entrada. De esta manera se puede determinar qué parámetros son los que generan las mayores fuentes de error y el grado en el que se ve afectada la solución.

Puesto que en esta tesis se pretende estudiar la serie ocurrida al Sur de la isla de El Hierro, se han generado los datos teóricos correspondientes a ese escenario. El proceso seguido es el siguiente: primero se han generado unos sismogramas teóricos en la red de estaciones del I.G.N. (capítulo 3, apartado 3.1) considerando el modelo de tierra descrito en el capítulo 3 (apartado 3.2) y unos terremotos en el Mar de Las Calmas y, a continuación, se han invertido esos sismogramas para comprobar la estabilidad y convergencia de la metodología en el caso de El Hierro. Los datos teóricos se han generado directamente en desplazamiento, por lo que no hay necesidad de deconvolucionar con respuesta instrumental ni procesado previo de las señales antes de introducir los datos *rapidinv*, como ocurre con los datos observados.

A continuación se presentan los resultados de distintos test teóricos, los cuatro primeros están enfocados a comprobar la convergencia del problema inversión con distintos tipos de mecanismo focal y redes de estaciones. Los test 5 y 6 tratan de estudiar cómo influyen los errores de localización de los sismos en la solución final de la inversión. Finalmente en los test 7 y 8 se estudia como afecta a la inversión la presencia de ruido sísmico en las señales. Es importante señalar que las incertidumbres en el modelo de tierra, bien por considerar un modelo demasiado diferente a la realidad o bien por estar trabajando en áreas de gran anisotropía, pueden dar lugar a errores en la solución de la inversión del tensor e inestabilidades en el proceso de inversión. Los estudios con sismogramas teóricos de Cesca (2005) y Silený *et al.* (2014) han mostrado que un modelo de tierra inapropiado puede dar lugar a componentes muy altas de no doble par en la solución. Además, el estudio de modelización de formas de onda de Vavryčuk (2005) muestra

que la presencia de material con valores de anisotropía similares a los de la corteza y manto terrestre, puede dar lugar a falsas componentes de hasta el 30 % de *Compensated Linear Vector Dipole* (CLVD) y hasta un 15 % de componente isotrópica (ISO). Aunque no se va a estudiar en las pruebas teóricas de esta tesis la contribución del modelo de tierra, toda esta información se debe tener presente a la hora de interpretar los resultados de la inversión.

Para la realización de los distintos test, salvo que se especifique lo contrario, se ha considerado un terremoto teórico con $M_o = 1.3\text{x}10^{15} Nm$ ($M_W = 4.0$), a 13km de profundidad y con epicentro en las coordenadas 27.66ºN y 18.04ºW, en la misma zona donde se produjo la sismicidad de finales de septiembre y principios de octubre de 2011.

5.2.1. Influencia del tipo de mecanismo y la geometría de la red de estaciones. Test 1-4.

En este apartado se va a estudiar el resultado de la inversión del tensor momento con distintos tipos de mecanismo focal y con diferente cobertura en la red de estaciones. Para ello, se van a exponer los resultados con los cuatro mecanismos focales mostrados en la figura 5.5. Los dos primeros corresponden a un modelo de doble par de fuerzas, un mecanismo de falla inversa (R1,*Reverse 1*) y un mecanismo de falla de desgarre (SS, *Strike Slip*). Los otros dos mecanismos (R1+ISO y SS+ISO) están compuestos en un 50 % por la componente desviatoria de los mecanismos de doble par a los que se ha añadido una componente isotrópica positiva para representar el otro 50 % del mecanismo y que podría representar el aumento de volumen en la región focal debido a la intrusión de magma.

En el anexo E se incluyen los resultados correspondientes a otros dos mecanismos de doble par de fuerzas, una falla inversa pero con orientación distinta a R1, y un mecanismo vertical con un plano de falla orientado en dirección EW. Todos ellos ofrecen resultados similares a los mostrados aquí. No se han realizado test con mecanismo de falla normal puesto que, debido a la indeterminación de signo de la inversión, la resolución del problema sería equivalente al

de falla inversa, ya que la única diferencia en la metodología entre ambos es la selección de la solución final según el número de polaridades acertadas.

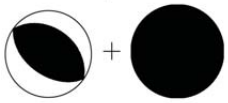
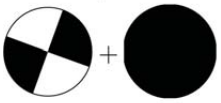
Mecanismo DC		Mecanismo MT	
R1	**SS**	**R1+ISO**	**SS+ISO**
			
$\phi, \delta, \lambda, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, M_o{}^*$	$M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*, M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$	$M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*, M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$
125, 50, 90, 1.3	200, 90, 0, 1.3	0.22, 0.44, 1.29, -0.30, 0.09, 0.06	0.23, 1.07, 0.65, 0.50, 0.00, 0.00

Figura 5.5: *Tipos de mecanismo utilizados en las pruebas teóricas. ϕ, δ y λ corresponden al azimut, buzamiento y deslizamiento (rake) de la falla y M_{ij} son las componentes del tensor momento sísmico. Los parámetros señalados con * están expresados en $10^{15} Nm$*

Asimismo, para comprobar la importancia de la cobertura azimutal en estas pruebas teóricas y aprovechando la distinta configuración de la red del I.G.N. durante la crisis de El Hierro 2011 se han considerado para las pruebas teóricas las tres redes que se muestran en la figura 5.6 y que se describen a continuación:

- RED-1: esta configuración de red es la que se dispone para el estudio del tensor momento sísmico de los terremotos de finales del mes de septiembre de 2011. Consta de cinco estaciones de periodo corto en el centro de la isla, dos de ellas sólo con componente vertical (círculos blancos), mientras que las otras tres cuentan con tres componentes cada una; sumando un total de 11 componentes para realizar la inversión. La cobertura azimutal de la red es muy escasa, con un gap superior a 270º en la esfera focal.

- RED-2: esta configuración de red es la que existía en la isla de El Hierro durante la primera semana de octubre de 2011. Está compuesta por las cinco estaciones sísmicas de la red anterior a las que se han añadido dos estaciones de tres componentes en los extremos sur y oeste de la isla, resultado un total de 17 componentes para realizar la inversión. Con

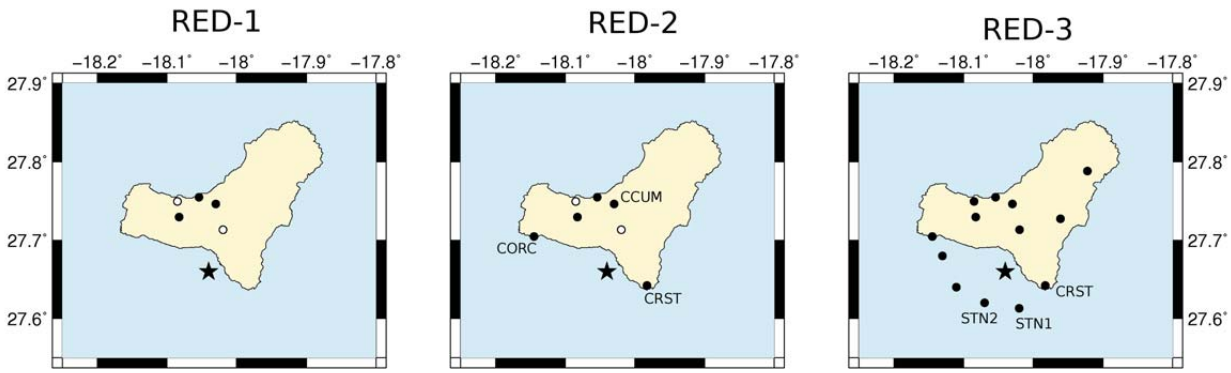


Figura 5.6: *Configuración de las tres redes sísmicas utilizadas para las pruebas teóricas de inversión del tensor momento. La estrella representa el epicentro del terremoto teórico. Los círculos negros las estaciones de periodo corto con tres componentes y los puntos blancos las estaciones con una sola componente vertical. Por claridad sólo se han etiquetado las estaciones referenciadas en este apartado.*

este conjunto de estaciones se tiene mayor cobertura que en el caso anterior, aunque el gap azimutal sigue siendo bastante elevado, casi 180º.

- RED-3: Por último, se ha considerado una tercera configuración de red óptima, constituída por todas las estaciones existentes en la isla (tanto periodo corto como banda ancha) a la que se han añadido otras cuatro estaciones de fondo oceánico (*OBS*) en el Mar de las Calmas. Se ha considerado que todas las estaciones sísmicas constan de sensores de tres componentes. La finalidad de realizar pruebas con esta red tan densa es comprobar la importancia de la cobertura azimutal en la inversión.

Se ha resuelto la inversión con el programa *rapidinv* según lo explicado en el apartado anterior, considerando ventanas de 8 segundos de duración en las tres componentes que incluyen las ondas P y S, dando el doble de peso a la componente vertical que a las horizontales. En todos los casos se ha resuelto la inversión en un rango de frecuencias entre 1-3Hz y se ha utilizado un valor *taper* del 10 % de la longitud de la ventana de datos. Todos estos valores son similares a

los que se utilizan posteriormente con los datos observados. Para cada tipo de mecanismo focal y de red de estaciones se ha obtenido una solución de la inversión DC y otra solución de la inversión MT.

Puesto que en este primer test no se ha considerado ninguna fuente de error, los resultados de las inversiones (DC y MT) deben converger al mecanismo teórico con el que se han generado los sismogramas. Si esto no ocurriese, sería debido a que el número de estaciones es escaso o la distribución de la red es insuficiente para resolver dicho mecanismo focal.

La figura 5.7 muestra los resultados del primer test, correspondiente a un mecanismo de doble par y falla inversa (R1) con cada una de las redes.

En color gris se presenta el mecanismo focal con el que se han generado los sismogramas teóricos y en color rojo la solución obtenida tras la inversión. Se puede observar que, en este test, se reconstruye perfectamente la solución teórica tras la inversión con un modelo de fuente de doble par de fuerzas, incluso en el caso de disponer de una red de estaciones muy limitada (RED-1). Las soluciones de la inversión considerando un tensor general también consiguen reconstruir un 99 % de mecanismo teórico. El 1 % de componente de CLVD no es significativa y es debida, posiblemente, a redondeo numérico en el proceso de inversión.

En la figura 5.8 se ha representado el valor del *misfit* (ecuación 5.1) frente a la profundidad y frente a los distintos ángulos que determinan la orientación de los planos de falla (azimut, buzamiento y deslizamiento). Todas las gráficas presentan un valor mínimo muy bien definido que coincide con los valores con los que se han generado los sismogramas teóricos, lo cual muestra la buena resolución del test. En esta misma figura se puede observar que el buzamiento es el ángulo que queda mejor determinado tras la inversión para este tipo de mecanismo.

Como ejemplo de los ajustes realizados en la inversión de este primer test, en la figura 5.9 se muestra la amplitud espectral correspondiente a los datos teóricos (color gris) y la amplitud espectral obtenida tras la inversión (color rojo) en las tres componentes de tres estaciones

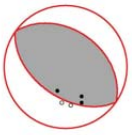
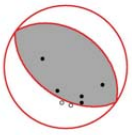
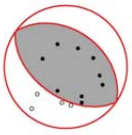
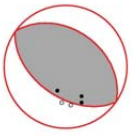
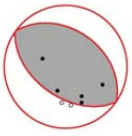
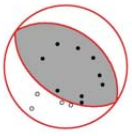
TEST-1		
Mecanismo: R1		
$\phi = 125^o$, $\delta = 50^o$, $\lambda = 90^o$, $M_o = 1.3^*$		
Profundidad: 13km		
Solución inversión DC		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.00	misfit=0.00	misfit=0.00
		
$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$
125°, 50°, 90°, 13.0km, 1.29	125°, 50°, 90°, 13.0km, 1.30	125°, 50°, 90°, 13.0km, 1.29
Solución inversión MT		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.00	misfit=0.00	misfit=0.00
		
$M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*$ $M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$ -0.86, -0.42, 1.28, -0.60, 0.18, 0.13 ϕ, δ, λ 125°, 50°, 90° DC=99 % CLVD=1 % ISO=0 %	$M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*$ $M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$ -0.86, -0.42, 1.28, -0.60, 0.18, 0.13 ϕ, δ, λ 125°, 50°, 90° DC=99 % CLVD=1 % ISO=0 %	$M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*$ $M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$ -0.86, -0.42, 1.28, -0.60, 0.18, 0.13 ϕ, δ, λ 125°, 50°, 90° DC=99 % CLVD=1 % ISO=0 %

Figura 5.7: *Resultados del test-1. Los parámetros señalados con * están expresados en* $10^{15} Nm$

utilizadas en la inversión. Se han elegido para esta figura tres estaciones de la configuración RED-2 (figura 5.6) con valores de azimut muy diferentes y con distintas distancias epicentrales.

El siguiente test corresponde al segundo mecanismo, de falla de desgarre y doble par de

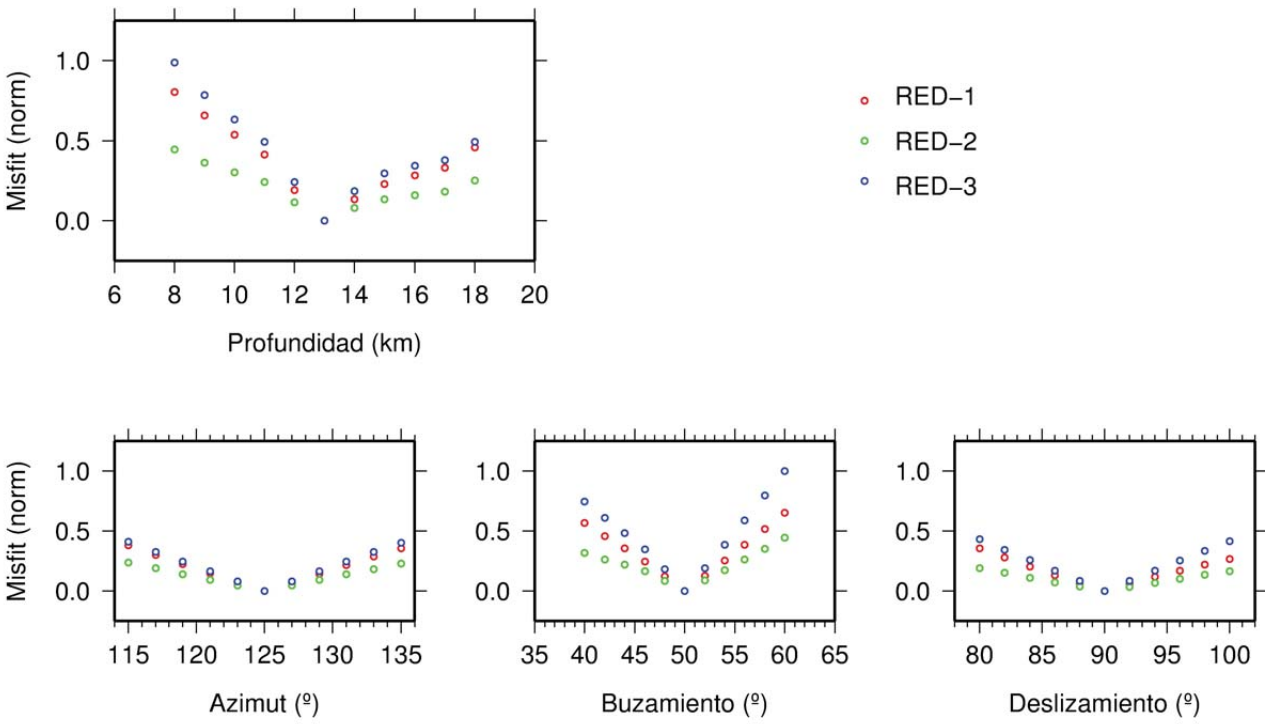


Figura 5.8: *Valor del misfit frente a la profundidad y a los ángulos que definen la orientación de la falla: azimut, buzamiento y deslizamiento (rake) (Mecanismo: R1. Inversión DC). Los colores corresponden a cada una de las tres configuraciones de red.*

fuerzas (SS). Los resultados obtenidos se muestran en la figura 5.10 y son muy similares a los del test anterior. En todos los casos se ha conseguido obtener el valor nulo del misfit tras la inversión y reconstruir el mecanismo teórico a pesar de la escasa cobertura azimutal de alguna de la primera configuración de red (RED-1). Al igual que en el caso anterior, como resultado de la inversión del tensor completo se obtiene un 1 % de componente CLVD posiblemente consecuencia de redondeo numérico. En este segundo test el ángulo mejor determinado es el azimut del plano de falla (figura 5.11).

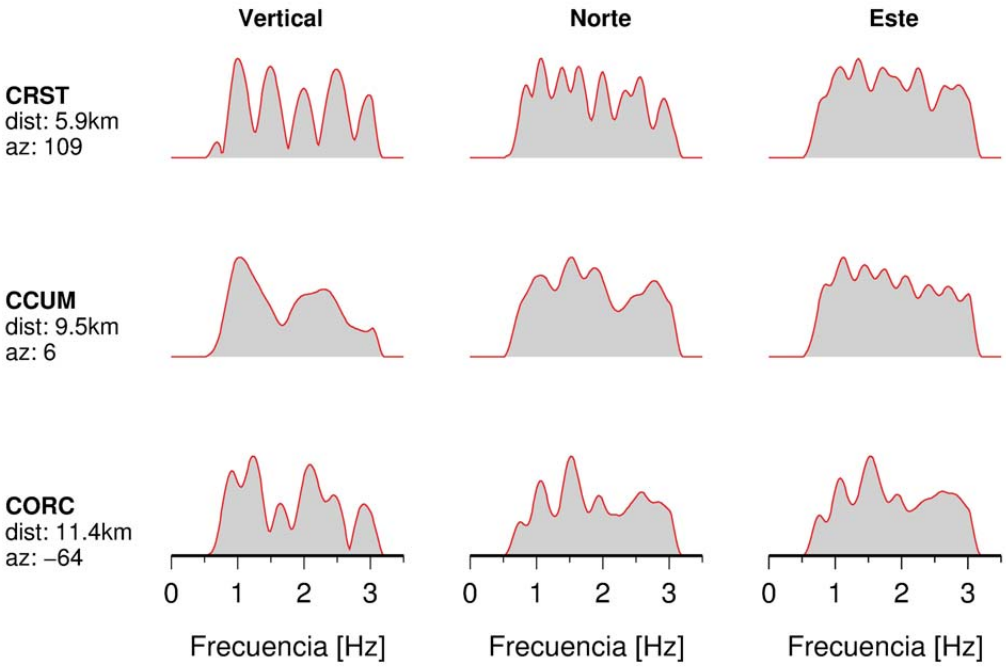


Figura 5.9: *Amplitud espectral de los datos teóricos (gris) y de los resultados de la inversión (rojo) en tres de las estaciones consideradas en el test-1 y con la configuración de estaciones RED-2.*

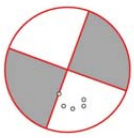
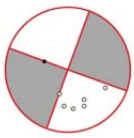
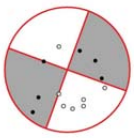
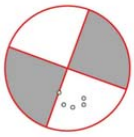
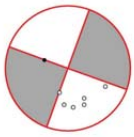
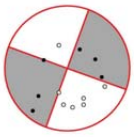
TEST-2		
Mecanismo: SS		
$\phi = 200^o$, $\delta = 90^o$, $\lambda = 0^o$, $M_o = 1.3^*$		
Profundidad: 13km		
Solución inversión DC		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.00	misfit=0.00	misfit=0.00
		
$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$
200º, 90º, 0º, 13.0km, 1.29	200º, 90º, 0º, 13.0km, 1.30	200º, 90º, 0º, 13.0km, 1.30
Solución inversión MT		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.00	misfit=0.00	misfit=0.00
		
$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$
$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$
-0.84, 0.84, 0.00	-0.84, 0.84, 0.00	-0.84, 0.84, 0.00
1.00, 0.00, 0.00	1.00, 0.00, 0.00	1.00, 0.00, 0.00
ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ
200º, 90º, 0º	200º, 90º, 0º	200º, 90º, 0º
DC=99 % CLVD=1 %	DC=99 % CLVD=1 %	DC=99 % CLVD=1 %
ISO=0 %	ISO=0 %	ISO=0 %

Figura 5.10: *Resultados del test-2. Los parámetros señalados con * están expresados en* $10^{15} Nm$

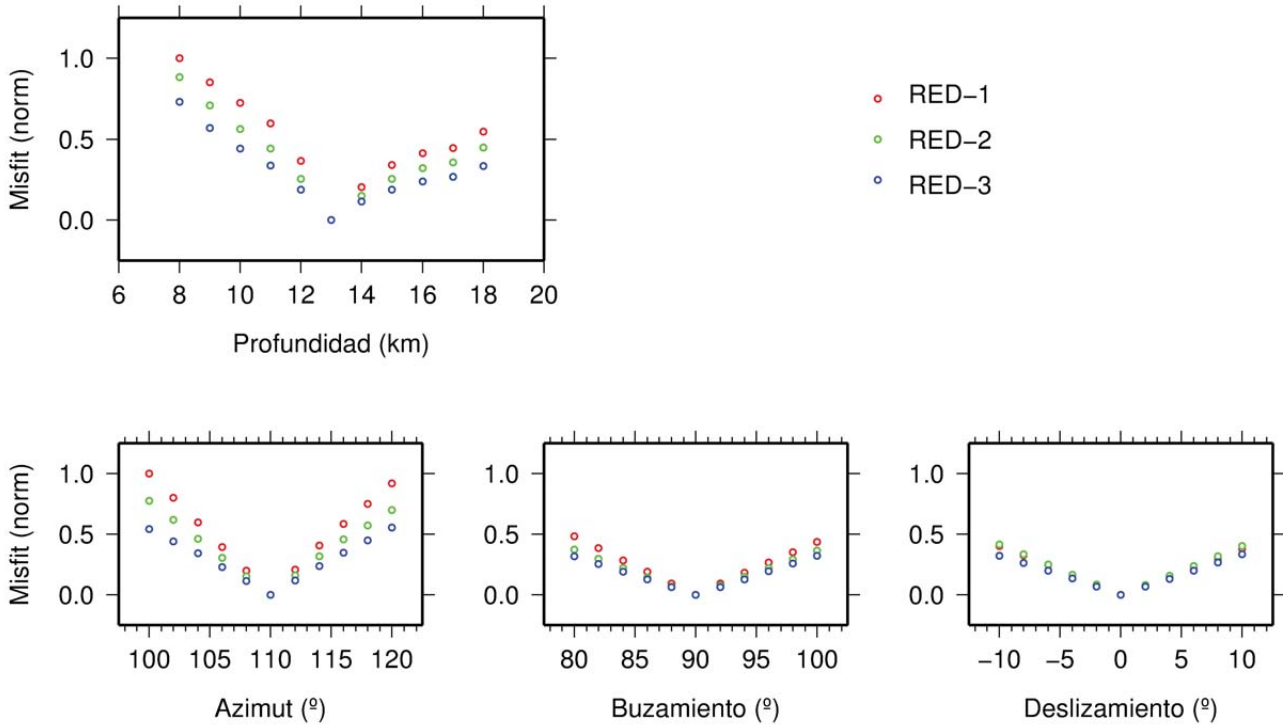


Figura 5.11: *Valor del misfit frente a la profundidad y a los ángulos que definen la orientación de la falla: azimut, buzamiento y deslizamiento (rake) (Mecanismo: SS. Inversión DC). Los colores corresponden a cada una de las tres configuraciones de red*

A continuación se han generado los sismogramas teóricos y resuelto las inversiones correspondientes a los mecanismos que incluyen componente isotrópica (figura 5.5). En estos mecanismos, el patrón de radiación del mecanismo de doble par es diferente del patrón de radiación del mecanismo total y por ello la componente de DC no ajusta todas las polaridades de las ondas P. Debido a que se ha escogido un porcentaje del 50 % de componente isotrópica, las polaridades de las ondas P de los sismogramas teóricos son todas positivas o nulas.

Puesto que antes de realizar la inversión no se dispone de ninguna información acerca del tipo de mecanismo focal (DC o total) se resuelven estos test teóricos de forma análoga a los anteriores, en primer lugar se analiza la solución DC y posteriormente la solución MT. En este test, la solución MT, si el problema está bien determinado, debe corresponder al mecanismo con el que se han generado los sismogramas teóricos puesto que no hay ninguna otra fuente de error. La figura 5.12 muestra la orientación de la solución DC (color rojo) junto con la orientación teórica de la componente de doble par (gris) y las polaridades observadas en las distintas estaciones.

Se puede observar que para la RED-1 y RED-2 la solución que minimiza el misfit se desvía ligeramente de la componente de doble par teórica considerada para generar los datos. Aún así, la soluciones de la inversión ajustarían todas las polaridades de las ondas P en en ambos casos, lo cual puede inducir a pensar que se trata de una buena solución, cuando en realidad le falta un 50 % de componente isotrópica. Cuando la cobertura azimutal de la red de estaciones es mayor (RED-3), la inversión sí que converge bien a la componente de doble par del mecanismo teórico, aunque en este caso no es posible explicar el signo positivo en todas las estaciones. Este hecho induciría a pensar en la necesidad de una componente isotrópica para justificar la polaridad de dichas observaciones.

Lógicamente, ninguna de las inversiones considerando fuente de doble par, consigue alcanzar el valor nulo del misfit. En general se ha comprobado que su valor siempre aumenta a medida que se considera un mayor número de estaciones en la inversión. En cuanto al momento sísmico escalar, los valores obtenidos varían entre un 57 % y un 68 % del valor teórico con el que se han

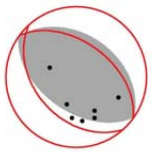
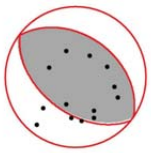
TEST-3		
Mecanismo: R1+ISO $M_{11} = 0.22^*$, $M_{22} = 0.44^*$, $M_{33} = 1.29^*$ $M_{12} = -0.30^*$, $M_{13} = 0.09^*$, $M_{23} = 0.06^*$ $\phi = 125^o$, $\delta = 50^o$, $\lambda = 90^o$, $M_o = 1.3^*$ **Profundidad: 13km**		
Solución inversión DC		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.17	misfit=0.22	misfit=0.26
		
$\phi, \delta, \lambda, h, M_o^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o^*$
148°, 43°, 99°, 13.0km, 0.88	138°, 41°, 99°, 13.0km, 0.81	128°, 49°, 92°, 13.0km, 0.74

Figura 5.12: *Resultados del test-3 (solución DC). Los parámetros señalados con * están expresados en* $10^{15} Nm$

generado los datos.

En la figura 5.13 se ha representado el valor del misfit frente a la profundidad y a los ángulos que determinan la orientación de los planos de falla. Se observa que la profundidad del terremoto está bien determinada en todos los casos ya que se obtiene el resultado de 13km que es el valor con el que se han generado los sismogramas teóricos, pero los ángulos ϕ, δ y λ, pese a presentar mínimos en todas las soluciones, sólo convergen al valor correcto para el caso de la configuración de estaciones óptima (RED-3). Al igual que en el test-1, el buzamiento es el ángulo que presenta un mínimo más claro y por tanto es el ángulo que queda mejor determinado tras la inversión.

La figura 5.14 permite comparar los ajustes de la amplitud espectral (gris) con las soluciones de la inversión (rojo) en las tres estaciones de la configuración RED-3 que se han señalado en la figura 5.6. Se han escogido esta vez las estaciones más cercanas al epicentro, en las que la

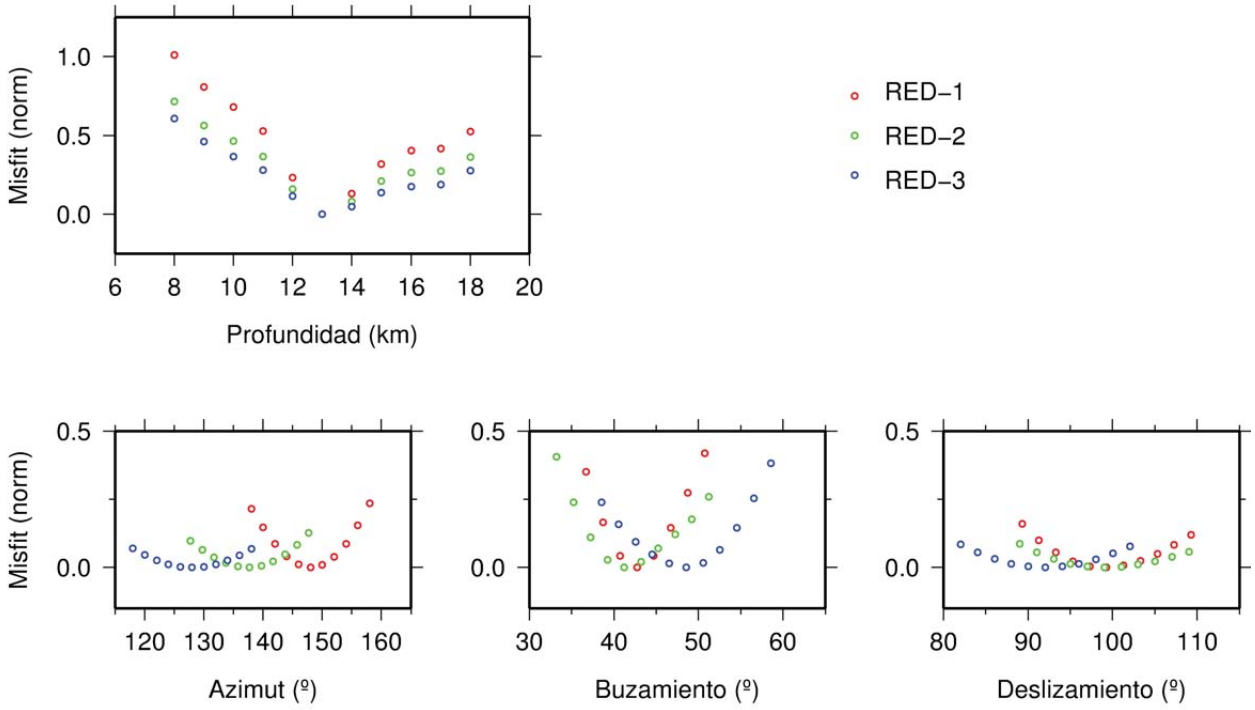


Figura 5.13: *Valor del misfit frente a la profundidad, azimut, buzamiento y deslizamiento (rake) (Test-3. Inversión DC). Los colores corresponden a cada una de las tres configuraciones de red.*

amplitud de la señal es mayor. En ellas se puede observar que, a pesar de presentar un buen ajuste de la parte de doble par, existen discrepancias en la amplitud de la forma de ondas y en la amplitud espectral debidas a que la parte isotrópica no se ha tenido en cuenta en la inversión.

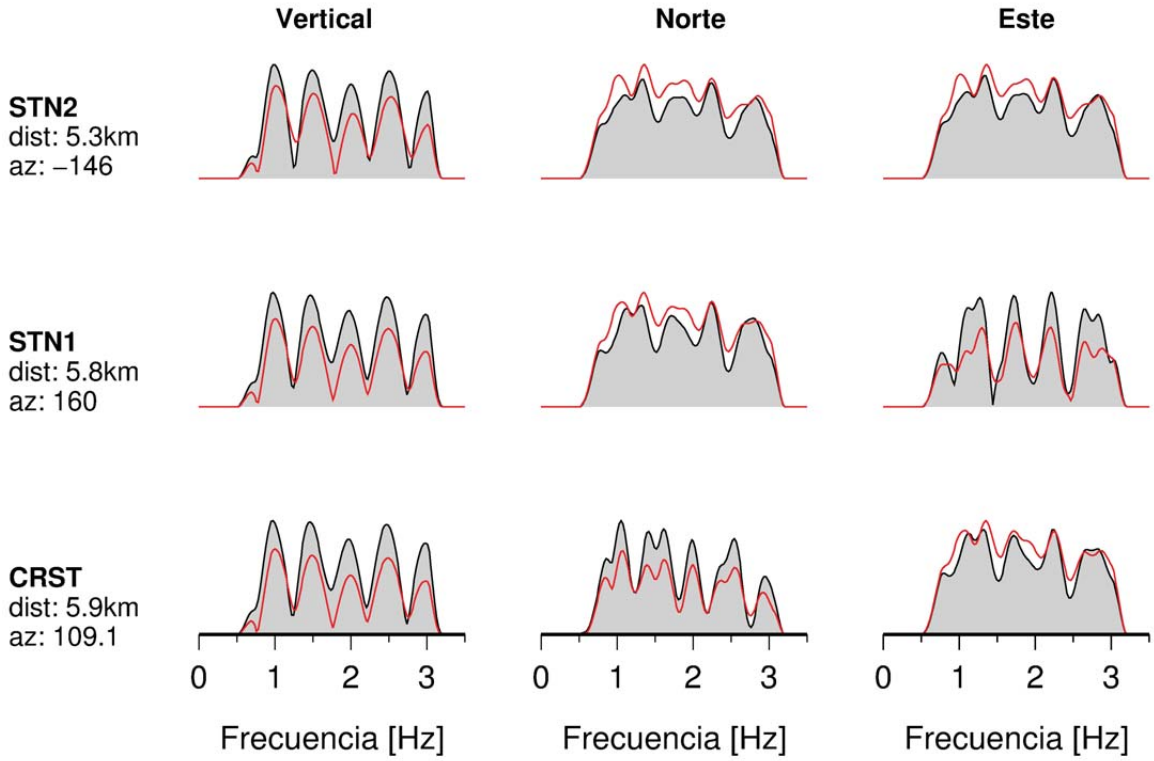


Figura 5.14: *Amplitud espectral de los sismogramas teóricos (negro) y solución de la inversión DC (rojo) (Test-3). Se muestran las tres estaciones más cercanas a la fuente (figura 5.6).*

En la figura 5.15 se muestran los sismogramas teóricos (mecanismo R1+ISO) y los sismogramas correspondientes a la solución de la inversión en el dominio de frecuencias y considerando un modelo de doble par (test-3, inversión DC). Aunque en promedio el ajuste es bueno, se observan diferencias en la amplitud de las fases.

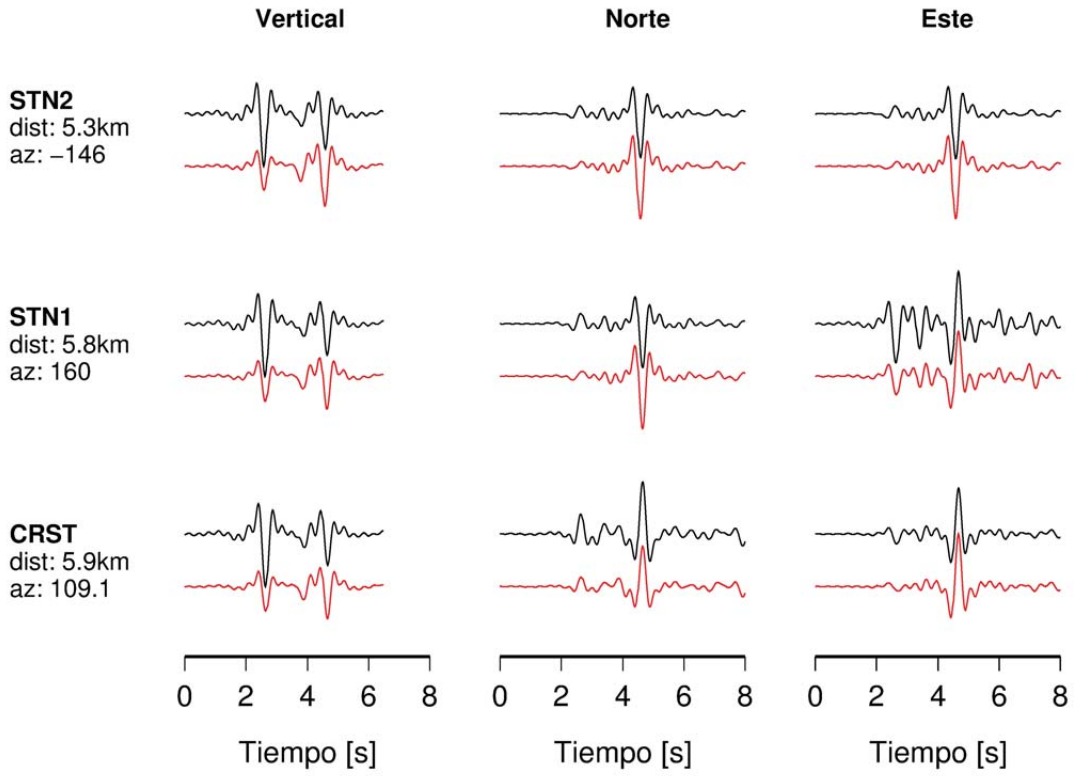


Figura 5.15: *Sismogramas correspondientes a las estaciones cuyas amplitudes espectrales mostrados en la figura 5.15 (test-3, inversión DC)*

Si se resuelven estos mismos datos teóricos considerando un tensor momento sísmico completo (solución MT) y se fija la profundidad del terremoto al valor obtenido en la solución DC, es posible obtener tanto la componente isotrópica como la componente de doble par (figura 5.16) y alcanzar la solución teórica correspondiente al valor nulo del *misfit*.

Para facilitar la comparación de los resultados con el mecanismo teórico, se ha representado en la figura únicamente la proyección estereográfica de la parte de doble par de la solución. Independientemente de la red de estaciones utilizada, en todos los casos se consigue alcanzar en

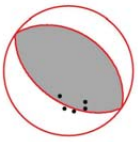
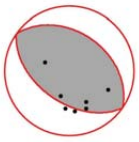
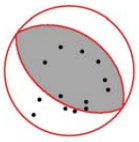
TEST-3		
Mecanismo: R1+ISO $M_{11} = 0.22^*, M_{22} = 0.44^*, M_{33} = 1.29^*$ $M_{12} = -0.30^*, M_{13} = 0.09^*, M_{23} = 0.06^*$ DC=50 %, CLVD=0 %, ISO=50 % **Profundidad: 13km**		
TEST-3: Solución inversión MT		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.00	misfit=0.00	misfit=0.00
		
$M_{11}^*, M_{22}^*, M_{33}^*$ $M_{12}^*, M_{13}^*, M_{23}^*$ 0.21, 0.43, 1.29, -0.31, 0.08, 0.06 DC=49 % CLVD=1 % ISO=50 %	$M_{11}^*, M_{22}^*, M_{33}^*$ $M_{12}^*, M_{13}^*, M_{23}^*$ 0.21, 0.44, 1.29, -0.31, 0.09, 0.06 DC=49 % CLVD=1 % ISO=50 %	$M_{11}^*, M_{22}^*, M_{33}^*$ $M_{12}^*, M_{13}^*, M_{23}^*$ 0.22, 0.44, 1.29, -0.30, 0.09, 0.07 DC=49 % CLVD=1 % ISO=50 %

Figura 5.16: *Resultados del test-3 (solución MT). Los parámetros señalados con * están expresados en* $10^{15} Nm$

la inversión el misfit nulo con la solución teórica con la que se han generado las observaciones. Además, la solución MT explica el valor positivo de las polaridades de las ondas P que no es posible explicar con la solución DC ya que es debida a la presencia de un 50 % de componente isotrópica.

Al aplicar el test al mecanismo SS+ISO (test-4), se obtiene un resultado parecido aunque aún más llamativo (figura 5.17):

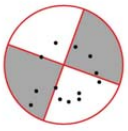
TEST-4		
Fuente: SS+ISO		
$M_{11} = 0.23^*$, $M_{22} = 1.07^*$, $M_{33} = 0.65^*$		
$M_{12} = 0.50^*$, $M_{13} = 0.00^*$, $M_{23} = 0.00^*$		
DC=50 %, CLVD=0 %, ISO=50 %		
$\phi = 200^o$, $\delta = 90^o$, $\lambda = 0^o$, $M_o = 1.3^*$		
Profundidad: 13km		
Solución inversión DC		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.21	misfit=0.36	misfit=0.42
$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$
180°, 68°, 90°, 13.4km, 0.70	170°, 41° -26°, 13.4km, 0.72	17°, 87°, -7°, 12.0km, 0.57
Solución inversión MT		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.10	misfit=0.08	misfit=0.23
		
$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$
$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$
0.23, 1.10, 0.67,	0.23, 1.10, 0.66,	0.16, 0.82, 0.51,
0.52, 0.00, 0.01	0.52, 0.00, 0.00	0.40, 0.00, 0.01
DC=50 % CLVD=1 %	DC=49 % CLVD=1 %	DC=49 % CLVD=3 %
ISO=49 %	ISO=50 %	ISO=48 %

Figura 5.17: *Resultados del test-4. Los parámetros señalados con * están expresados en* $10^{15} Nm$

Se observa que para la configuración de estaciones RED-1 y RED-2, los resultados de la inversión DC ajustan correctamente el signo de todas las polaridades de las ondas P observadas en las estaciones, pero el mecanismo obtenido es muy diferente a la componente de doble par

con el que se han generado los sismogramas teóricos. Además, el valor de la profundidad queda peor ajustado que en los tests anteriores ya que oscila entre 12km y 13.4km cuando el valor con el que se generaron los sismogramas era de 13km. La inversión con la red de estaciones RED-3 da un mejor resultado de la componente de doble par teórica pero no ajusta las polaridades observadas en las estaciones ni resuelve bien la profundidad (12km frente a 13km teóricos).

Al igual que en el test anterior, todos los momentos sísmicos obtenidos en la inversión oscilan entre 0.52x10^{15}Nm y 0.72x10^{15}Nm y son menores que el valor teórico correspondiente al mecanismo teórico (1.30x10^{15}Nm). El misfit aumenta con el número de estaciones consideradas en la inversión. Es destacable que en este test, el misfit en el caso de la RED-3 presenta un valor considerablemente mayor que en el test anterior (0.42 frente a 0.26).

En cuanto a la solución de la inversión completa (MT), en este test también se observa que, tras la inversión, se reconstruyen prácticamente en su totalidad las orientaciones de los mecanismos teóricos con las tres configuraciones de estaciones (figura 5.6). Al igual que con la fuente R1+ISO, se ha representado en la figura únicamente la componente de doble par de la solución. Puesto que el resultado de la inversión contiene un 50 % de componente isotrópica, esta solución ajusta las polaridades positivas (compresiones) de las ondas P observadas en todas las estaciones. El valor no nulo del misfit en este test es debido a que, por converger las soluciones DC a unos valores de profundidad (13.4km, 13.4km y 12km para las configuraciones de estaciones RED-1,2 y 3 respectivamente) que son distintos al valor teórico (13km), las inversiones MT se han realizado fijando esas profundidades obtenidas. Pese a eso, se puede observar que los valores del misfit de las soluciones MT son bastante menores que las soluciones DC correspondientes, indicando que se trata de una mejor solución del mecanismo focal.

Como conclusión, a partir de estos primeros test teóricos en la zona Sur de El Hierro se puede concluir que, en ausencia de ruido sísmico, con un modelo de tierra apropiado y partiendo de una buena localización de los terremotos, es posible determinar la fuente sísmica de los mismos con las distintas configuraciones de red de estaciones que se disponía en la isla en 2011 siempre que se trate de fuentes sísmicas de puro doble par de fuerzas (DC).

En el caso de fuentes con cambios en volumen, la escasa cobertura azimutal puede dar lugar a soluciones de doble par de fuerzas de la inversión con valores de misfit aceptables y que satisfagan las observaciones de polaridad de las ondas P, sin tratarse de una buena solución. Para poder analizar con más detalle este tipo de sismos sería necesario contar con una red de estaciones con mayor cobertura azimutal de tal manera que la distribución de datos sobre la esfera focal fuese más homogénea. Se ha comprobado en estos test que para una interpretación correcta del mecanismo focal y con la red de estaciones disponible para analizar la sismicidad de la serie de El Hierro 2011, es necesario analizar de manera conjunta los valores de misfit de las dos soluciones (DC y MT) y las polaridades de las ondas P. El ajuste de polaridades por sí solo puede ser problemático y puede dar lugar a interpretaciones erróneas del modelo de fuente.

5.2.2. Influencia de una mala localización de los sismos. Test 5 y 6

La siguiente prueba teórica que se ha realizado está orientada a comprobar la estabilidad de la inversión ante ligeras variaciones en las coordenadas epicentrales de los terremotos. Es cierto que la inversión en el dominio frecuencial que se ha utilizado ha demostrado ser menos sensible a desfases entre sismogramas teóricos y observados que la inversión en el dominio temporal, sin embargo, por estar trabajando a distancias epicentrales muy pequeñas, cualquier incertidumbre en la localización de los sismos afecta también al contenido espectral de la forma de ondas. La finalidad de estas pruebas es comprobar si esas incertidumbres en la localización pueden dar lugar a resultados erróneos en la solución de la inversión.

Para realizar las pruebas se han considerado los sismogramas teóricos correspondientes a las fuentes R1 y R1+ISO generadas en el apartado anterior y se han resuelto como si estuviesen situadas en otros puntos con coordenadas epicentrales a 0.01º (aproximadamente 1km) de distancia del epicentro teórico, en las cuatro direcciones geográficas (figura 5.18). Se ha elegido este valor por ser del orden de magnitud del error de localización de los sismos en esa zona en el

catálogo del IGN. En todas las pruebas se ha utilizado la RED-2, puesto que es la configuración de estaciones con la que se van a analizar la mayoría de los terremotos de la serie de El Hierro en el apartado siguiente (5.3).

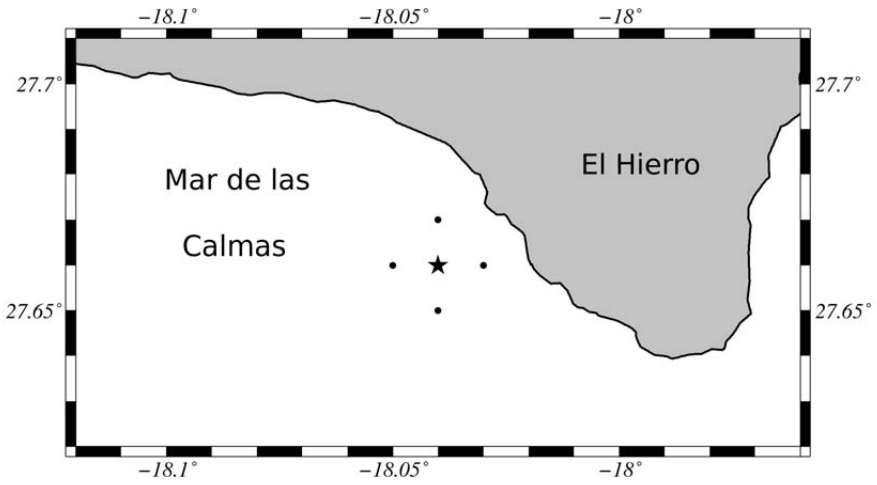


Figura 5.18: *Epicentros considerados para estudiar la influencia de la localización en la inversión. La estrella corresponde al epicentro con el que se han generado los sismogramas teóricos y los puntos son los epicentros con los que se resuelve la inversión.*

Las figuras 5.19 y 5.20 muestran los resultados de la inversión correspondiente al mecanismo R1. Se puede observar que en todos los casos, tanto la solución DC como la solución MT dan buenas aproximaciones a la solución teórica y consiguen alcanzar valores del misfit menores de 0.2. La profundidad del terremoto también está bastante bien determinada en todos los casos, con valores que oscilan entre 12.9km y 13.2km de profundidad frente a los 13.0km con los que se generaron los sismogramas teóricos. La orientación de los planos de falla está en todos los casos bien determinada.

En cuanto al porcentaje de no doble par de la solución MT, los errores en la posición del epicentro en la dirección Sur son los que dan lugar a mayor error en la solución final, mostrando un 12 % de componente isotrópica y un 4 % de componente CLVD, sin embargo, al ser estas contribuciones menores de un 15 % se pueden considerar aceptables.

TEST-5a		
Mecanismo: R1 $\phi = 125^o$, $\delta = 50^o$, $\lambda = 90^o$, $M_o = 1.3^*$ **Profundidad: 13km** **Lat: 27.66°N Lon: 18.04°W**		
Epicentro	**Inversión DC**	**Inversión MT**
27.67°N 18.04°W	misfit=0.117 $\phi, \delta, \lambda, h, M_o^*$ 123°, 54°, 84°, 13.1km, 1.32	misfit= 0.116 $M_{11}^*, M_{22}^*, M_{33}^*, M_{12}^*, M_{13}^*, M_{23}^*$ -0.71, -0.41, 1.28, -0.58, 0.41, 0.16 DC=92 % CLVD=4 % ISO=4 % ϕ, δ, λ 122°, 55°, 84°
27.65°N 18.04°W	misfit= 0.117 $\phi, \delta, \lambda, h, M_o^*$ 126°, 46°, 94°, 13.1km, 1.34	misfit=0.106 $M_{11}^*, M_{22}^*, M_{33}^*, M_{12}^*, M_{13}^*, M_{23}^*$ -1.12, -0.60, 1.14, -0.65, -0.02, 0.07 DC=84 % CLVD=4 % ISO=12 % ϕ, δ, λ 127°, 46°, 94°

Figura 5.19: *Resultados del test-5. Los parámetros señalados con * están expresados en* $10^{15} Nm$

Por último, la figura 5.21 corresponde a los resultados con la fuente R1+ISO. En este caso los mayores valores de misfit se obtienen al tratar de resolver la fuente sísmica con un modelo de doble par de fuerzas: la profundidad de la fuente se ve ligeramente más afectada que en el caso anterior, variando la solución de la profundidad entre 12.8km y 13.6km y tampoco se resuelve bien el valor del momento sísmico escalar, que queda en todos los casos subestimado respecto al valor teórico.

Las inversiones realizadas con un modelo de fuente general (MT) si que describen prácti-

TEST-5b		
Mecanismo: R1 $\phi = 125^o$, $\delta = 50^o$, $\lambda = 90^o$, $M_o = 1.3^*$ **Profundidad: 13km** **Lat: 27.66°N Lon: 18.04°W**		
Epicentro	**Inversión DC**	**Inversión MT**
27.66°N 18.03°W	misfit=0.090 ϕ, δ, λ, h, $M_o{}^*$ 124°, 52°, 90°, 13.2km, 1.39	misfit=0.089 $M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$, $M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$ -0.97, -0.50, 1.30, -0.60, 0.27, 0.19 DC=92 % CLVD=5 % ISO=3 % ϕ, δ, λ 124°, 52°, 90°
27.66°N 18.05°W	misfit=0.088 ϕ, δ, λ, h, $M_o{}^*$ 125°, 48°, 87°, 12.9km, 1.24	misfit= 0.087 $M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$, $M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$ -0.87, -0.50, 1.17, -0.62, 0.11, 0.04 DC=92 % CLVD=4 % ISO=4 % ϕ, δ, λ 125°, 48°, 88°

Figura 5.20: *Resultados del test-5 (continuación). Los parámetros señalados con * están expresados en* $10^{15} Nm$

camente bien la orientación de la componente de doble par del mecanismo teórico, aunque presentan ligeras variaciones en los porcentajes de las componentes isotrópica y desviatoria respecto al modelo original. Se observa que puede aparecer hasta un 9 % de componente CLVD en el caso de un error en las coordenadas epicentrales del sismo 0.01° en dirección E respecto a la localización teórica. La parte isotrópica es del 40 % en lugar del 50 % correcto en el caso de un error en las coordenadas del sismo de 0.01° en dirección S.

Lo más relevante de este último test y que daría la clave para decantarse por la solución

TEST-6		
Fuente: R1+ISO $M_{11} = 0.22^*$, $M_{22} = 0.44^*$, $M_{33} = 1.29^*$, $M_{12} = -0.30^*$, $M_{13} = 0.09^*$, $M_{23} = 0.06^*$ DC=50 %, CLVD=0 %, ISO=50 % $\phi = 125^o$, $\delta = 50^o$, $\lambda = 90^o$ **Profundidad: 13km** **Lat: 27.66°N Lon: 18.04°W**		
Epicentro	**Inversión DC**	**Inversión MT**
27.67°N 18.04°W	misfit=0.262 $\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$ 133°, 45°, 92°, 13.6km, 0.83	misfit= 0.149 $M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*, M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$ 0.30, 0.46, 1.31, -0.32, 0.21, 0.08 DC=48 % CLVD=2 % ISO=50 %
27.65°N 18.04°W	misfit= 0.245 $\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$ 134°, 39°, 100°, 12.8km, 0.78	misfit=0.196 $M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*, M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$ -0.01, 0.27, 1.17, -0.33, -0.02, 0.01 DC=58 % CLVD=2 % ISO=40 %
27.66°N 18.03°W	misfit=0.238 $\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$ 136°, 44°, 97°, 13.2km, 0.86	misfit=0.156 $M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*, M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$ 0.16, 0.41, 1.28,-0.30, 0.11, 0.11 DC=44 % CLVD=9 % ISO=47 %
27.66°N 18.05°W	misfit=0.232 $\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$ 132°, 39°, 93°, 13.0km, 0.78	misfit= 0.131 $M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*, M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$ 0.18, 0.39, 1.23, -0.35, 0.06, -0.02 DC=47 % CLVD=6 % ISO=47 %

Figura 5.21: *Resultados del test-6. Los parámetros señalados con * están expresados en* $10^{15} Nm$

MT frente a la solución de DC si la cobertura azimutal no es muy completa, sería que el misfit queda reducido en un 20-30 % en la mayoría de los casos.

5.2.3. Influencia de ruido sísmico en los registros. Test 7 y 8

Hasta ahora se ha estudiado la estabilidad de la inversión con sismogramas teóricos sin ruido sísmico, sin embargo, en este apartado se quiere comprobar cómo afecta la presencia de ruido a los resultados de la inversión. Para realizar las pruebas se ha escogido la distribución de estaciones RED-2, que es la que corresponde al máximo número de estaciones en la isla durante la crisis previa a la erupción de 2011. Los mecanismos focales utilizados son SS y SS+ISO de la figura 5.5. Puesto que los resultados van a depender de la magnitud de los sismos, se ha variado el momento sísmico escalar para poder representar tres terremotos de magnitudes M_W 3.0, 3.5 y 4.0 respectivamente.

Para que la prueba fuese lo más realista posible, se decidió convolucionar cada sismograma teórico con un registro de ruido similar al que se observa la estación y componente correspondiente. La primera idea que se barajó fue utilizar directamente tramos de registro en los que no se hubiese detectado ningún terremoto para simular el ruido de cada estación. Sin embargo, esta opción tuvo que ser descartada debido a la dificultad de encontrar tramos de señal apropiados que fuesen suficientemente largos. Por ello, se decidió optar por generar registros de velocidad sintéticos formados por una señal aleatoria de ruido blanco a los cuales se les dió una amplitud media igual a la que presenta la señal de velocidad en los registros observados de las estaciones y componentes correspondientes.

En la figura 5.22 se presenta el ruido aleatorio sintético en las componentes verticales de las estaciones, todos los registros estan representados con la misma escala vertical para facilitar la comparación de sus amplitudes.

Como se puede observar, las estaciones situadas en el interior de la isla (CCUM, CJUL y

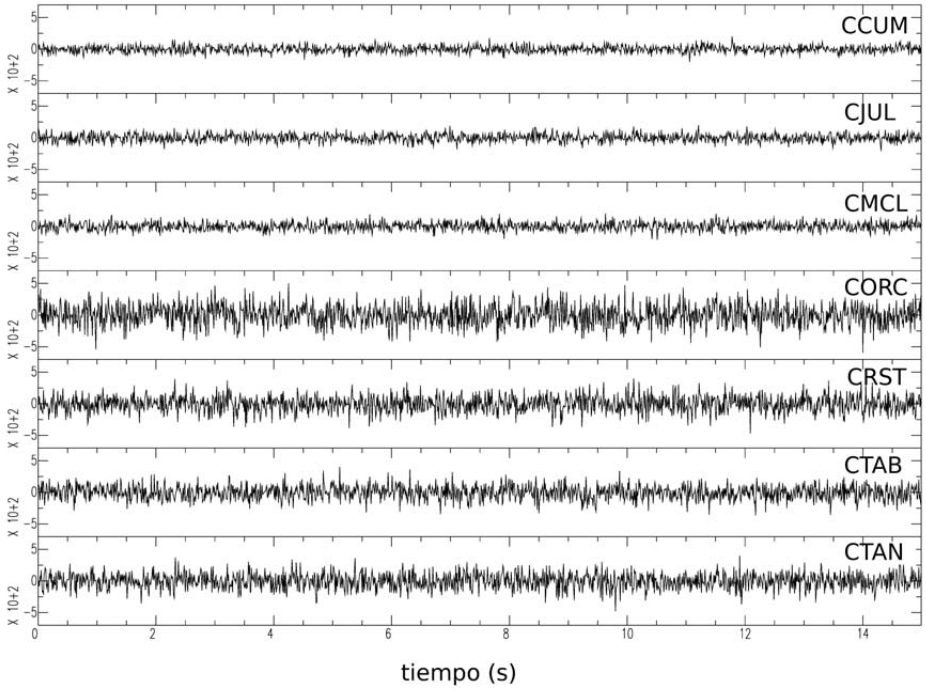


Figura 5.22: *Registro de ruido sísmico sintético en las componentes verticales de las estaciones utilizadas*

CMCL) presentan menor ruido sísmico que las estaciones situadas cerca de la costa (CORC, CRST, CTAB y CTAN). La distribución de las estaciones se puede ver en la figura 3.2 del capítulo 3.

Dado que los registros de ruido se han generado en velocidad, ha sido necesario deconvolucionar cada uno de ellos con la respuesta instrumental correspondiente y convertir la señal a desplazamiento del suelo antes de hacer la convolución con los sismogramas teóricos de los terremotos. Para la generación del ruido, deconvolución de la respuesta y convolución con los sismogramas teóricos, se utilizó el software SAC (*Seismic Analysis Code*).

Una vez añadido el ruido sísmico a los sismogramas teóricos, se ha realizado la inversión de tensor momento al igual que en las pruebas anteriores:

En primer lugar analizamos los resultados tras invertir los sismogramas generados con una

fuente SS (figura 5.23). De las pruebas realizadas con una fuente SS se puede concluir que, a pesar del ruido en los registros, la orientación de la falla, la profundidad del sismo (13km) y su magnitud quedan bastante bien determinados tras la inversión del tensor con esta red de estaciones si se impone la condición de DC en la solución. Lógicamente, los errores mayores se obtienen para el terremoto de menor magnitud, $M_W = 3.0$, en el que se obtiene un misfit de 0.27, aún así, los errores de los ángulos de azimut, buzamiento y deslizamiento son todos menores de 10º. El error en profundidad es muy pequeño (100m) y la magnitud queda ligeramente subestimada tras la inversión (2.9 frente al valor correcto 3.0).

Las soluciones con un tensor general no consiguen apenas reducir el valor del misfit respecto a la solución DC independientemente de la magnitud de los sismos. Lo que si se observa es que para las magnitudes $M_W \geq 3.5$ si que se consiguen reconstruir los porcentajes correctos de las componentes DC, CLVD e ISO, mientras que en el caso de los sismos de menor magnitud aparecen componentes espúreas de hasta un 7 % CLVD y un 16 % ISO debido al ruido en las señales.

El test con una fuente SS+ISO (figura 5.24) conlleva a unos resultados más relevantes: independientemente del valor de la magnitud de los sismos, en ningún caso es posible reconstruir la orientación de la parte DC del mecanismo teórico si se realiza la inversión considerando un mecanismo de puro doble par. Todos los resultados obtenidos presentan mayores errores en la profundidad de los sismos que en el test anterior (400m) y el momento sísmico escalar queda infraestimado en todos los casos.

En este caso, la inversión MT si da una mejor aproximación a la solución, reduciendo el valor del misfit entre un 15-73 % respecto a la solución DC correspondiente. Eso si, a consecuencia del ruido añadido a la señal, para el terremoto de menor magnitud ($M_W = 3.0$) la parte DC del mecanismo queda infraestimada (39 %), aparece una componente falsa de CLVD (9 %) y se obtiene un 52 % de componente ISO en lugar del 50 % con el que se generaron los sismogramas teóricos.

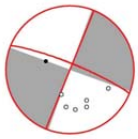
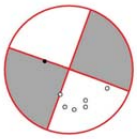
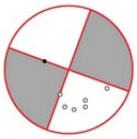
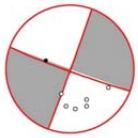
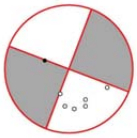
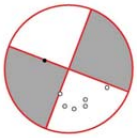
TEST-7		
Mecanismo: SS		
$\phi = 200^o$, $\delta = 90^o$, $\lambda = 0^o$		
Profundidad: 13km		
$M_W = 3.0$	$M_W = 3.5$	$M_W = 4.0$
Solución inversión DC		
misfit=0.272	misfit=0.045	misfit=0.007
		
ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ
202º, 90º, -8º	200º, 90º, -1º	200º, 90º, 0º
h, $M_o{}^*(M_W)$	h, $M_o{}^*(M_W)$	h, $M_o{}^*(M_W)$
12.9km, 0.039 (2.9)	12.9km, 0.23 (3.5)	12.9km, 1.3 (4.0)
Solución inversión MT		
misfit=0.268	misfit=0.045	misfit=0.007
		
$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$
$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$
-0.034, 0.018, -0.010,	-0.15, 0.15, 0.00,	-0.84, 0.83, 0.00,
0.032, -0.001, 0.002	0.17, 0.00, 0.00	1.00, 0.00, 0.00
ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ
20º, 89º, -3º,	21º, 90º, 0º	20º, 90º, 0º
DC=77 % CLVD=7 %	DC=99 % CLVD=1 %	DC=99 % CLVD=1 %
ISO=16 %	ISO=0 %	ISO=0 %

Figura 5.23: *Resultados del test-7. Los parámetros señalados con * están expresados en* $10^{15} Nm$

Por tanto, teniendo en cuenta los resultados de los test teóricos realizados se puede concluir que pese a la inhomogeneidad de la instrumentación y pobre cobertura azimutal, la inversión de

TEST-8		
Fuente: SS+ISO		
$M_{11} = 0.23^*$; $M_{22} = 1.07^*$; $M_{33} = 0.65^*$; $M_{12} = 0.50^*$; $M_{13} = 0.00^*$; $M_{23} = 0.00^*$		
DC=50 %, CLVD=0 %, ISO=50 %		
$\phi = 200^o$, $\delta = 90^o$, $\lambda = 0^o$		
Profundidad: 13km		
$M_W = 3.0$	$M_W = 3.5$	$M_W = 4.0$
Solución inversión DC		
misfit=0.467	misfit=0.349	misfit=0.345
ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ
176º, 43º, -144º	169º, 41º, -29º	167º, 40º, -27º
h, $M_o{}^*(M_W)$	h, $M_o{}^*(M_W)$	h, $M_o{}^*(M_W)$
13.3km ,0.026 (2.9)	13.4km, 0.14 (3.3)	13.4km, 0.76 (3.8)
Solución inversión MT		
misfit=0.394	misfit=0.131	misfit=0.093
$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$
$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$
0.011, 0.044, 0.024,	0.40, 1.99, 1.19,	0.22, 1.10, 0.66,
0.017, 0.001, 0.000	0.90, 0.00, 0.00	0.52, 0.00, 0.00
DC=39 % CLVD=9 %	DC=50 % CLVD=1 %	DC=50 % CLVD=1 %
ISO=52 %	ISO=49 %	ISO=49 %

Figura 5.24: *Resultados del test-8. Los parámetros señalados con * están expresados en* $10^{15} Nm$

T.M.S. con los datos de periodo corto de la red temporal de El Hierro 2011, presenta resultados fiables para terremotos de magnitud M_W superior a 3.5.

5.3. Aplicación a los terremotos de la serie de El Hierro

Una vez comprobada la estabilidad del algoritmo con los datos teóricos, se ha procedido a estudiar los 22 terremotos de la serie de El Hierro 2011 con magnitudes $m_b(Lg)$ superiores a 3.5 en el catálogo del I.G.N. En este capítulo se presentan los resultados de los 21 sismos con magnitudes ($3.5 \leq m_b(Lg) \leq 3.9$). Al terremoto de mayor magnitud de la serie ($m_b(Lg) = 4.3$), se le dedica un capítulo completo, el capítulo 6.

5.3.1. Selección y procesado de datos

El criterio que se ha tenido en cuenta para la selección de los terremotos que se han estudiado es que superasen el valor umbral de magnitud local $m_b(Lg) = 3.5$, en base al resultado teórico del apartado anterior. La tabla 5.2 muestra las coordenadas hipocentrales de los terremotos seleccionados y la figura 5.25 presenta la distribución espacial de sus epicentros según las relocalizaciones de Domínguez Cerdeña *et al.* (2014a). Todos ellos tuvieron lugar en el Mar de las Calmas durante los 15 días anteriores al comienzo de la erupción, coincidiendo con el incremento brusco de la energía acumulada de la serie. Las profundidades varían entre los 15km de los terremotos de finales de septiembre y los 12km de los que están localizados al Este, más cerca de la costa, y que ocurrieron en los tres días previos a la erupción (sismos 17, 18, 19 y 21).

El número de estaciones disponible para realizar las inversiones varía entre unos terremotos y otros. Para el estudio de los nueve primeros se dispone de los registros de cinco estaciones con la distribución de la RED-1 de las pruebas teóricas. En el caso de los terremotos con número de referencia entre el 10 y 14, es posible utilizar también las tres componentes de la estación CRST, muy cercana a la sismicidad, con distancias epicentrales entre los 6 y los 8km. A partir del terremoto nº15 ya está instalada la estación CORC y la distribución de estaciones es la denominada RED-2 en las pruebas teóricas del apartado anterior.

Tabla 5.2: *Localización y magnitud de los terremotos estudiados mediante inversión de tensor momento sísmico.*

Ref	Fecha	Hora	Lat(º)	Lon(º)	Prof (km)	$m_b(Lg)$
1	2011/09/27	14:38:49	27.675	-18.056	14.7	3.5
2	2011/09/27	15:44:14	27.671	-18.053	14.6	3.7
3	2011/09/27	17:10:35	27.677	-18.053	15.7	3.5
4	2011/09/28	07:10:35	27.669	-18.056	15.3	3.5
5	2011/09/28	22:52:59	27.670	-18.064	14.8	3.5
6	2011/09/29	00:35:18	27.661	-18.064	14.8	3.6
7	2011/09/29	04:43:09	27.660	-18.055	14.9	3.5
8	2011/09/29	09:12:04	27.662	-18.059	15.3	3.8
9	2011/09/29	14:42:53	27.651	-18.063	12.9	3.5
10	2011/09/29	19:30:12	27.653	-18.066	13.7	3.7
11	2011/10/01	00:25:07	27.658	-18.054	13.7	3.5
12	2011/10/01	00:47:31	27.657	-18.054	13.6	3.6
13	2011/10/02	19:39:49	27.653	-18.055	13.7	3.7
14	2011/10/03	02:11:54	27.651	-18.053	14.2	3.5
15	2011/10/03	12:48:00	27.653	-18.048	13.9	3.7
16	2011/10/04	02:10:50	27.649	-18.056	14.5	3.6
17	2011/10/07	22:25:56	27.661	-18.032	12.0	3.8
18	2011/10/07	22:27:45	27.654	-18.031	12.8	3.7
19	2011/10/07	22:52:58	27.660	-18.030	11.8	3.6
20	2011/10/08	08:00:28	27.653	-18.057	15.1	3.5
21	2011/10/09	14:35:01	27.649	-18.037	13.1	3.6

Los registros de las estaciones sísmicas corresponden a velocidad y con distintas respuestas instrumentales, según se ha visto en el capítulo 3, por ello, antes de la inversión, se ha realizado un tratamiento de las señales en *SAC* que consta de las siguientes etapas:

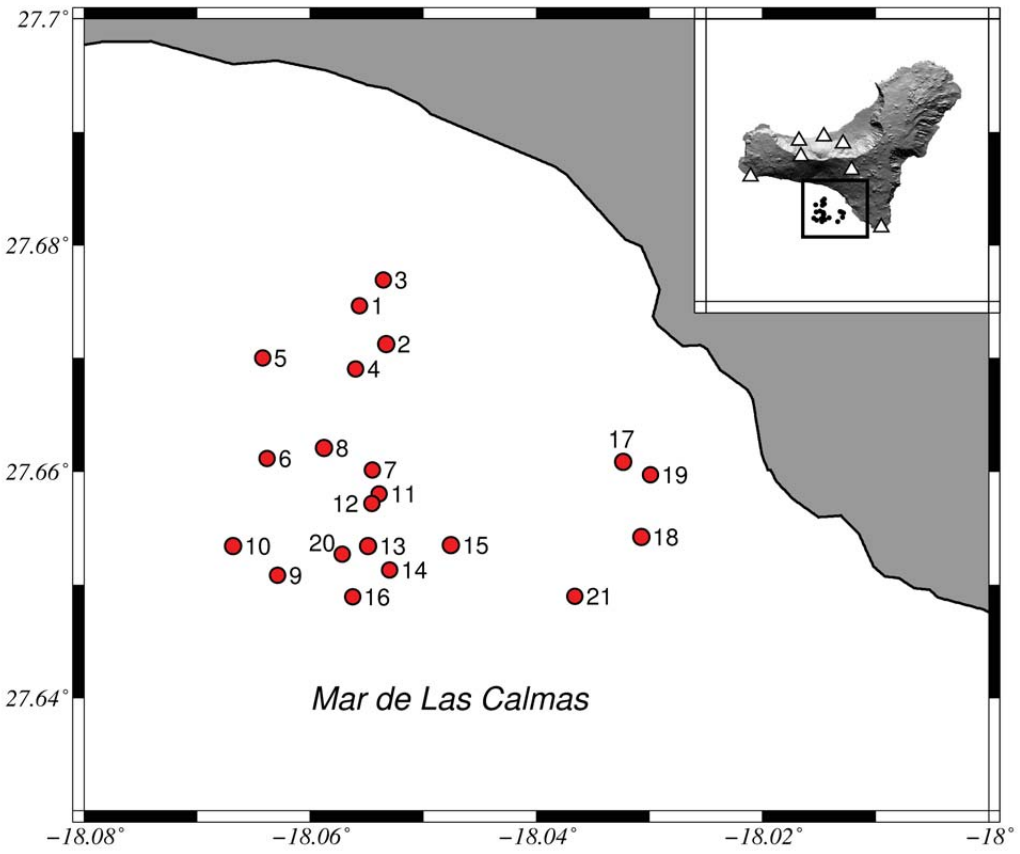


Figura 5.25: *Epicentros de los terremotos de la tabla 5.2. En la esquina superior derecha se muestra la distribución de estaciones (triángulos)*

1. En primer lugar se ha centrado la señal restando a cada punto el valor medio, se ha eliminado la tendencia de la serie y se han suavizado los extremos de las ventanas de datos para no dar lugar a efectos de borde en los siguientes pasos.

2. Puesto que las componentes horizontales de las estaciones temporales de El Hierro no estaban bien orientadas, se han corregido los registros para trabajar con los datos en las componentes NS y EW. En el anexo B se pueden consultar los azimut de cada componente.

3. Se ha deconvolucionado la respuesta instrumental de cada estación y se ha integrado la señal para obtener las series temporales de desplazamiento del suelo.

4. Al integrar los sismogramas, se introducen bajas frecuencias que conviene filtrar para poder identificar en las distintas trazas las fases a invertir. Puesto que el algoritmo de inversión aplicará posteriormente otro filtro a los mismos datos, se ha elegido para este paso un rango de frecuencias amplio para evitar excesivas manipulaciones de los datos que llevarían a la pérdida de información. Se ha elegido un filtro tipo Butterworth de orden 3, dejando pasar las frecuencias superiores a 0.1Hz. Dada la magnitud de los terremotos (3.5 - 4.0), este filtro no elimina contenido de la señal sísmica.

5. Se han remuestreado las series con la frecuencia de muestreo con la que se va a realizar la inversión: 50 *muestras/s* ($\Delta t = 0.02s$).

6. Finalmente, se han transformado los datos de formato *SAC* al formato adecuado para realizar las inversiones, en *ASCII*

La configuración de la inversión con el programa *rapidinv* ha sido muy similar a la utilizada en las pruebas teóricas:

Se han considerado ventanas temporales de 8s, que incluyen las llegadas de las ondas directas P y S a las estaciones. Se ha asignado a las componentes horizontales la mitad de peso que a la componente vertical, para que no dominen la inversión debido a su mayor amplitud.

Los límites de la banda plana de frecuencias que se ha considerado en cada ajuste varía muy ligeramente en función del ruido de las trazas. Los límites inferiores oscilan entre 0.7Hz y 1.3Hz, mientras que los límites superiores se han establecido en todos os casos en 3Hz. Se ha intentado ampliar el límite superior para tener una mayor longitud de ajuste, pero la inversión se hacía bastante más inestable.

En ciertos terremotos, ha sido necesario eliminar de la inversión alguna componente horizontal por su alto nivel de ruido. En este aspecto destaca la componente EW de la estación de CJUL, que presentaba un pico de amplitud centrado en 2-3Hz en todos los registros y que interfiere en los resultados de la mayoría de las inversiones.

Por último, también se han realizado pruebas ponderando las trazas en función de la distancia epicentral. Sin embargo, dado que las distancias a las estaciones son en su mayoría bastante parecidas ($6 - 10km$) y que una de las estaciones más cercanas, CRST, es una de las más ruidosas, se ha decidido finalmente no hacer diferencia entre las distintas estaciones en función de la distancia epicentral.

5.3.2. Resultados

La tabla 5.3 resume los resultados de la inversión de tensor momento sísmico de los 21 terremotos analizados. En ella se muestra el número de componentes utilizadas en cada caso y los valores de los parámetros más importantes de las soluciones DC y MT. Para facilitar la comparación de ambas soluciones, se presentan, de la solución DC, los valores de M_o y los ángulos azimut ϕ, buzamiento δ y deslizamiento (*rake*) λ del plano de falla y, de la solución MT, los valores de M_T (expresión 2.9, capítulo 2), los ángulos de orientación del plano de falla correspondientes a la componente de doble par, los porcentajes de las contribuciones de DC y CLVD de la parte desviatoria del tensor (%DC+ %CLVD=100 %) y el porcentaje de la parte isotrópica del tensor (ISO). El número de referencia corresponde al asignado a cada terremoto en la tabla 5.2.

Los resultados de cada inversión por separado se adjuntan en el anexo F que incluye tres figuras para cada sismo. La primera de ellas corresponde a la solución DC, los ajustes de los espectros de amplitud de todas las estaciones y las gráficas de la variación del misfit con la profundidad y los ángulos que determinan la orientación de la falla. En una segunda figura se muestran los detalles de la solución MT, es importante señalar que la inversión, al igual que en la invesión DC, se ha realizado en el dominio de frecuencias pero en las figuras se ha decidido mostrar los sismogramas teórico y observado. Por último, en la tercera figura se representan las polaridades de todas las estaciones (banda ancha y periodo corto) sobre la esfera focal, junto con las dos soluciones anteriores.

Tabla 5.3: *Resultados de la inversión TMS con instrumentos de periodo corto. Los valores señalados con * corresponden a componentes negativas*

		Solución DC							**Solución MT**							
Ref	Nº comp	Misfit	Prof (km)	M_W	M_o ($10^{14}Nm$)	ϕ	δ	λ	Misfit	M_T ($10^{14}Nm$)	ϕ	δ	λ	DC	CLVD	ISO
1	10	0.525	15	3.7	4.5	111	76	89	0.478	7.8	121	86	92	16	84	19
2	10	0.527	16	3.4	1.5	81	74	108	0.490	2.7	103	78	124	18	82	21
3	10	0.521	15	3.4	1.9	107	78	91	0.494	4.1	108	86	86	37	63	25
4	9	0.525	15	3.6	3.2	88	70	116	0.493	6.9	107	84	104	63	37	34
5	9	0.491	15	3.7	4.8	60	61	108	0.479	8.8	96	73	115	53	47*	38
6	9	0.576	14	3.4	1.4	76	62	102	0.536	2.8	102	80	124	89	11	43
7	9	0.469	16	3.1	0.6	105	57	84	0.461	1.0	78	68	69	32	68	18
8	9	0.501	15	3.6	2.7	80	58	95	0.485	4.8	107	70	106	60	40	27
9	14	0.551	13	3.9	8.8	32	86	149	0.519	16.0	210	88	-148	63	37*	26*
10	10	0.484	15	3.8	5.7	60	59	41	0.457	11.0	62	38	81	39	61*	28*
11	13	0.566	16	3.4	1.6	118	58	87	0.534	3.4	116	77	118	37	63	26
12	13	0.544	14	3.3	1.3	115	60	83	0.515	2.6	115	74	103	47	53	28
13	13	0.548	17	3.4	1.4	129	60	92	0.494	2.4	51	40	135	16	84	15
14	12	0.549	15	3.4	1.8	127	54	83	0.518	2.3	146	63	77	24	76	3*
15	16	0.519	15	3.7	5.3	132	82	179	0.488	7.3	126	87	173	86	14	29
16	16	0.484	13	3.8	6.5	135	84	174	0.435	9.6	311	90	154	73	27	17

Tabla 5.3: *Resultados de la inversión TMS con instrumentos de periodo corto (continuación). Los valores señalados con * corresponden a componentes negativas*

		Solución DC							**Solución MT**							
Ref	Nº comp	Misfit	Prof (km)	M_W	M_o $(10^{14}Nm)$	ϕ	δ	λ	Misfit	M_T $(10^{14}Nm)$	ϕ'	δ'	λ'	DC	CLVD	ISO
17	17	0.501	14	3.7	4.1	196	59	-42	0.480	5.3	200	64	-41	77	23	2
18	15	0.548	13	3.7	4.0	222	86	-37	0.491	4.4	198	-56	-27	47	53*	9
19	17	0.567	13	3.5	2.2	198	62	-40	0.566	4.2	85	61	10	74	26	28*
20	16	0.510	15	3.7	4.2	132	81	172	0.488	4.9	221	66	-1	80	20	12
21	17	0.545	12	3.2	0.9	209	70	-33	0.528	1.1	211	73	-36	82	18	7*

5.3.2.1. Análisis de las soluciones DC

Los valores de misfit correspondientes a la solución DC son del mismo orden en todos los casos y oscilan entre 0.47 (terremoto 7) y 0.58 (terremoto 6). A diferencia de lo observado en las pruebas teóricas, al aplicar la metodología a datos observados no se aprecia relación directa entre el número de trazas utilizadas en la inversión y el valor del misfit.

Las profundidades obtenidas tras la inversión DC varían entre los 12km del terremoto 21 y los 17km del terremoto 13. Salvo en el caso de los sismos 11 y 13, estos resultados no difieren en más de 2km respecto a la solución hipocentral de la relocalización de Domínguez Cerdeña *et al.* (2014a). La convergencia a la solución de profundidad es, en general, bastante clara, aunque en ciertos casos existe un mínimo plano que abarca varios km. Como ejemplo, se muestran en la figura 5.26 la convergencia de la profundidad para los terremotos 13 y 3, en el primer caso con se observa un mínimo muy claro en 17km, mientras que en el segundo caso se obtienen valores muy similares de misfit para profundidades entre 12 y 16km.

En cuanto al momento sísmico escalar, los resultados obtenidos varían entre 6x$10^{13} Nm$ ($M_w = 3.1$, terremoto 7) y 8.8x$10^{14} Nm$ ($M_w = 3.9$, terremoto 14).

La convergencia de los ángulos que determinan la orientación de la falla es bastante peor que la convergencia con la profundidad. Las gráficas correspondientes presentan mínimos muy amplios o son prácticamente planas en gran cantidad de terremotos. El ángulo mejor determinado en cada inversión depende del tipo de mecanismo, al igual que ocurría en las pruebas teóricas, los sismos con mecanismo vertical o inverso presentan mejor convergencia para el buzamiento (sismos 2, 3 y 4 entre otros) mientras que los sismos con componente de cizalla resuelven mejor el valor del azimut y del deslizamiento (sismo 15). Se puede destacar que, en general, los ajustes de los ángulos son mejores a partir del terremoto nº15, posiblemente debido a la mejor cobertura azimutal de la red.

Como ejemplo, en la figura 5.27 se muestran los ajustes de los ángulos para los terremotos

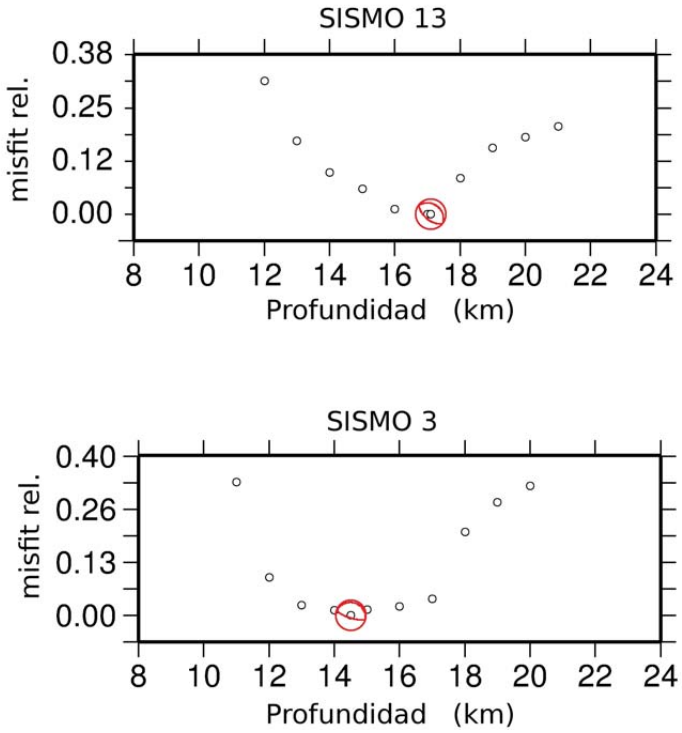


Figura 5.26: *Variación del misfit relativo con la profundidad para los terremotos 13 y 3. En el valor mínimo se ha dibujado la solución DC obtenida en la inversión.*

2 y 15. En el primer caso se observa que, aunque el buzamiento está bien determinado en la inversión, los ángulos de azimut y deslizamiento del plano de falla presentan una gráfica prácticamente plana y por tanto no están bien determinados en la inversión. En el caso del terremoto 15, los tres ángulos quedan bastante bien determinados considerando un modelo de doble par.

Atendiendo al tipo de mecanismo obtenido mediante la inversión del tensor momento sísmico imponiendo la condición de un mecanismo de doble par de fuerzas, los terremotos estudiados se pueden clasificar en distintos grupos (figura 5.28) :

- El primer grupo está formado por los terremotos 1, 2, 3 y 4, que presentan un mecanismo de falla vertical con el plano vertical en dirección EW. En sus soluciones el buzamiento

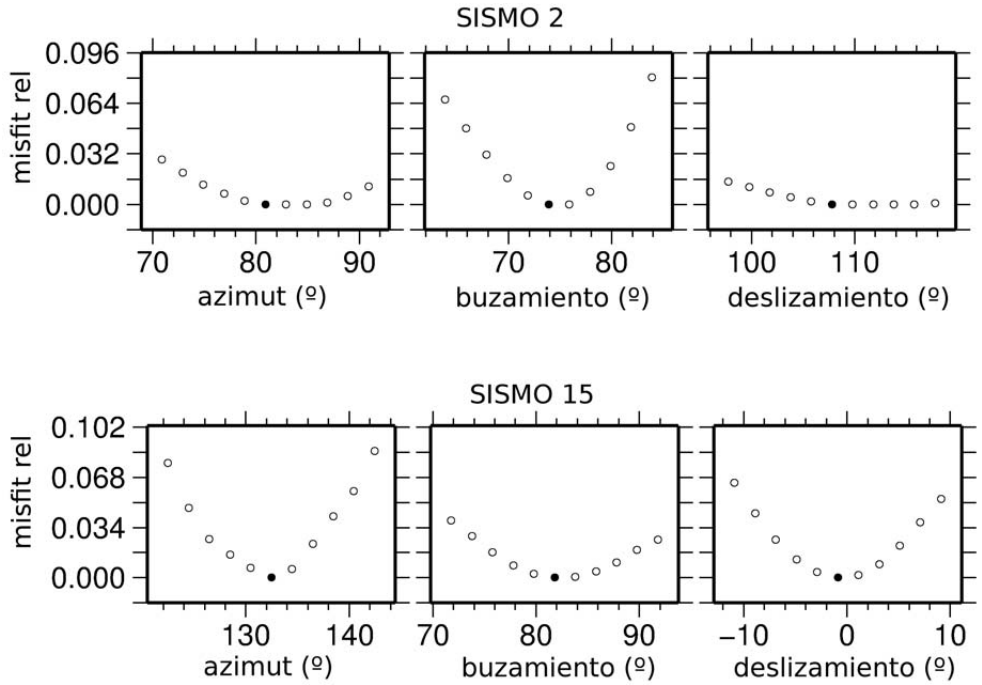


Figura 5.27: *Variación del misfit relativo con los ángulos que definen el plano de falla para los terremotos 2 y 15.*

del plano vertical está, en general, bien determinado y oscila entre los 70º-78º. Estos terremotos son los primeros que se han estudiado con esta metodología y ocurrieron entre los días 27 y 28 de septiembre. Sus epicentros están situados al norte del resto de sismos.

- El grupo más numeroso es el que forman los sismos 5, 6, 7, 8, 11, 12, 13 y 14, todos ellos con un mecanismo de falla inversa. El ajuste de los ángulos de estos terremotos es, en general, peor que para los del primer grupo, aunque el buzamiento sigue siendo el ángulo mejor determinado y sus valores varían entre 54º y 62º. Los ejes de presión son prácticamente horizontales y parece que existe cierta relación entre la orientación de estos ejes y la posición de los epicentros ya que los terremotos situados más al oeste presentan ejes de presión en dirección NW-SE (sismos 5, 6 y 8) mientras que en el resto de los sismos los ejes están orientados en dirección NE-SW (sismos 7, 11, 12, 13 y 14)

- El sismo nº10, aunque presenta también cierta componente de falla inversa como el grupo

anterior, se asemeja más a los sismos nº 15, 16 y 20, todos ellos con un mecanismo claro de desgarre y ejes de presión horizontales en dirección NS. El ángulo mejor determinado en todos ellos es el azimut del plano de falla, al igual que los resultados de las pruebas teóricas del apartado anterior.

- El último grupo está formado por los sismos 17, 18, 19 y 21 ocurridos los tres días anteriores al comienzo de la erupción y situados más cerca de la costa de la isla, con epicentros al Este del resto de sismos. Estos terremotos presentan un cambio en el mecanismo con componente de falla normal con una extensión horizontal en dirección E-W.

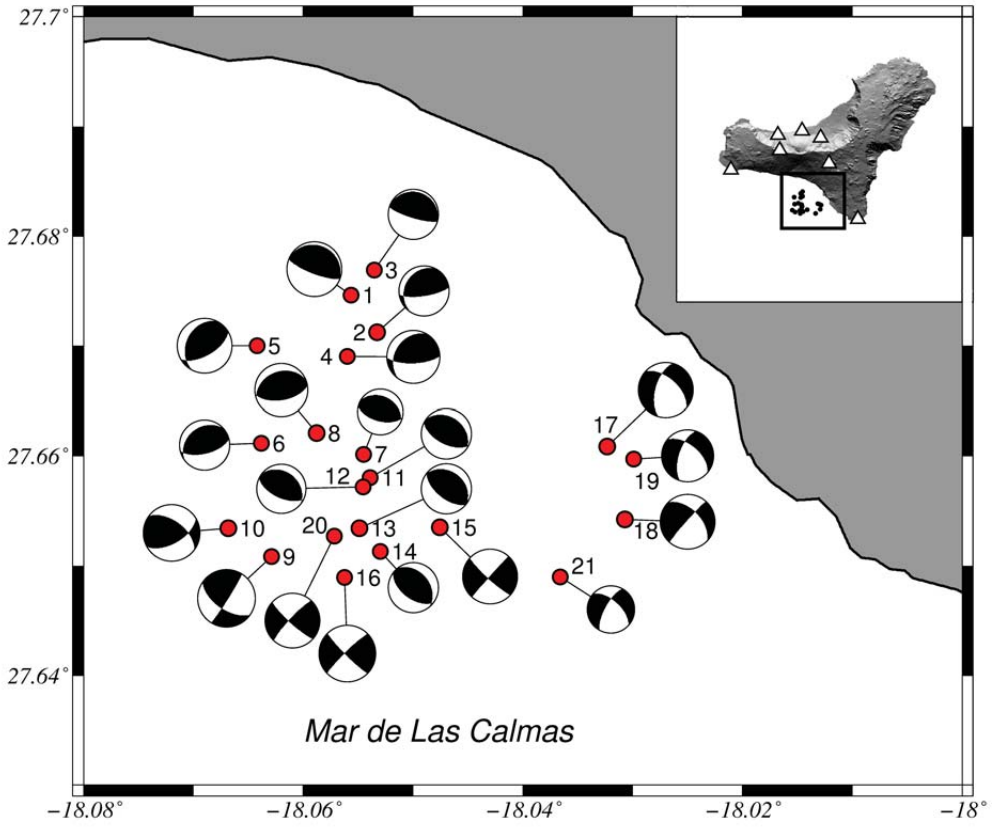


Figura 5.28: *Solución DC de los terremotos de la tabla 5.3*

Por último, el terremoto 9 es el de mayor magnitud de los terremotos estudiados ($M_W = 3.9$) y la solución de la inversión corresponde a un mecanismo de falla inversa pero con gran compo-

nente de desgarre. Los ejes de presión, horizontales, están orientados en dirección prácticamente E-W, distinto al resto de los sismos con componente de desgarre.

5.3.2.2. Análisis de las soluciones MT

Las soluciones de las inversiones considerando un tensor momento sísmico general reducen el valor del misfit entre un 0.1 % y un 10 % respecto al valor de la solución DC correspondiente. Las mayores reducciones se obtienen para los sismos 13, 16 y 18 (tabla 5.3).

Se puede observar que gran parte de los terremotos estudiados presenta un alto porcentaje de componente isotrópica que está relacionada con los cambios de volumen en la región focal. Considerando que hasta un 25 % de dicha componente puede ser debida a ruido en las señales, incertidumbres en el modelo de tierra y anisotropía o mala localización de los sismos, gran parte de los terremotos estudiados superan dicho límite (terremotos 3, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 15 y 19), la mayoría de ellos ocurridos entre los días 27 de septiembre y 3 de octubre. A partir de esa fecha, los porcentajes de componente isotrópica son menores y sólo el terremoto 19 supera el umbral (28 %). La solución MT de este terremoto no mejora prácticamente nada la solución DC y las orientaciones de los planos de falla de ambas soluciones son muy diferentes, ya que incluso cambia el tipo de falla de normal a inversa, lo que hace dudar de la fiabilidad de ambas soluciones.

En cuanto al signo de la componente isotrópica, en la mayoría de los casos se han obtenido componentes isotrópicas positivas (terremotos 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 11, 12, 13, 15, 16, 17, 18 y 20) que indican aumento de volumen en la región focal. Los terremotos con componente isotrópica negativa y significativa son los terremotos 9 (26 %), 10 (28 %) y 19 (28 %). Los sismos 14 y 21, aunque presentan componente isotrópica negativa, su porcentaje es despreciable (3 % y 7 % respectivamente).

Respecto al porcentaje de componente CLVD, quince de los terremotos estudiados superan

el 30 % (terremotos 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 y 18). El signo de esta componente es positivo en la mayor parte de los casos (excepto los terremotos 5, 9, 10 y 18), que corresponden a fuentes con un dipolo lineal de tensión dominante, contrarrestado por dos dipolos menores de presión perpendiculares.

Los valores de M_T obtenidos son bastante superiores a los valores del momento sísmico escalar de la inversión de doble par correspondiente, como consecuencia de los altos porcentajes de componente de no doble par de las soluciones.

Analizando los valores de los ángulos del plano de falla de las componentes DC de la solución MT, se puede distinguir un grupo numeroso de sismos que presentan un plano nodal cerca de la vertical ($\delta > 70^o$, tabla 5.3) orientado en dirección EW (sismos n^o 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 11 y 12). La orientación de este plano es semejante al obtenido en la solución DC para los terremotos (1, 2, 3 y 4).

La figura 5.29 muestra las proyecciones horizontales de la soluciones MT de la inversión (parte desviatoria del tensor), distinguiendo los sismos con un porcentaje de componente isotrópica menor del 30 % (círculos rojos) de los que presentan soluciones con mayores cambios de volumen (estrellas verdes). Es difícil establecer grupos de terremotos a partir de estas representaciones, sin embargo sí se puede observar en la figura algunas características importantes:

- En la mayoría de los casos, los sismos que ocurrieron antes del 3 de octubre de 2011 (terremotos 1 al 13) presentan un mecanismo MT similar, con una componente CLVD elevada (50-80 %) y una componente isotrópica mayor del 30 %. Los terremotos que ocurren en los días posteriores corresponden a mecanismos con mayor componente de doble par y con extensión en dirección EW.
- El resultado obtenido para el sismo 9 es diferente al resto, presenta gran componente de doble par y un mecanismo de desgarre con un eje de presión horizontal en dirección EW que no se ha observado en ningún otro terremoto estudiado.

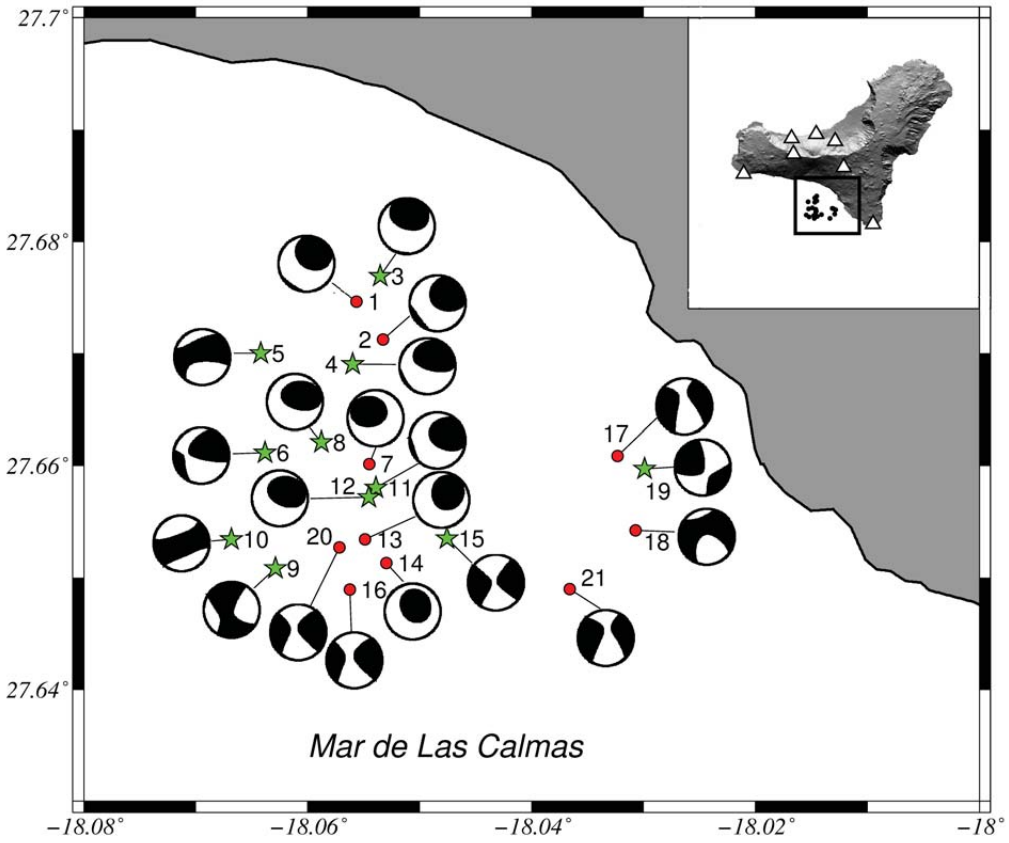


Figura 5.29: *Solución MT de los terremotos de la tabla 5.3 (proyección de la parte desviatoria). Estrellas verdes: epicentros de los sismos con componente isotrópica superior al 30 %. Círculos rojos: epicentros de los sismos con componente isotrópica menor al 30 %.*

5.4. Discusión e interpretación

En este capítulo se ha desarrollado una metodología de inversión de T.M.S. para el estudio de terremotos situados al Sur de la Isla de El Hierro, utilizando los datos de la red de estaciones del IGN en esa isla ($\Delta < 20km$). Las inversiones se realizan en el dominio de frecuencias y se resuelve la ambigüedad de signo con la información de las polaridades de las ondas P. Se realizan dos inversiones para cada sismo: la primera considerando una fuente sísmica formada por un doble par de fuerzas (solución DC) y la segunda correspondiente a un tensor momento

sísmico general (solución MT).

La aplicación de esta metodología a datos teóricos ha permitido analizar el problema de inversión en esta zona y extraer las siguientes conclusiones:

- Para terremotos con fuentes sísmicas de puro doble par de fuerzas y en ausencia de ruido sísmico, el problema de inversión converge bien a la solución teórica con las tres redes sísmicas utilizadas e independientemente de la orientación de la fractura. La geometría de la red de estaciones y el tipo de mecanismo focal determinan cuáles de los ángulos que definen la falla presentan mayor resolución en la inversión. Según las pruebas realizadas, en los mecanismos de falla inversa y normal el buzamiento es el ángulo que presenta mayor resolución, mientras que en los mecanismos de desgarre es el azimut el ángulo mejor determinado.

- Los test realizados con datos teóricos correspondientes a fuentes de puro doble par y teniendo en cuenta el ruido sísmico característico de cada una de las estciones de El Hierro, han mostrado que todas las inversiones convergen a la solución correcta para terremotos de magnitud superior a 3.5.

- En el caso de terremotos con fuentes que incluyen cambios en volumen, la resolución de la inversión con un modelo de doble par de fuerzas (solución DC) puede converger a soluciones con un valor bajo de *misfit* y que, aparentemente, reproduzcan bien las observaciones, pero que no correspondan a la orientación teórica del plano de falla. Esto ocurre cuando no hay buena cobertura azimutal y distribución homogénea de estaciones, como es el caso de la red sísmica del IGN en El Hierro en 2011. Por ello, para analizar este tipo de sismos, es necesario completar la inversión con un modelo de tensor momento sísmico general (solución MT) y comparar los resultados de ambas inversiones y los valores de *misfit* correspondientes.

- Por estar trabajando a distancias epicentrales muy pequeñas ($\Delta < 20km$), cualquier incerticumbre en la localización de los sismos afecta al contenido espectral de la forma de

ondas y en consecuencia, al resultado de la inversión. Se ha comprobado que incertidumbres de 1km en la localización del epicentro no afecta en gran medida a la determinación de la profundidad del sismo, pero puede dar lugar a componentes anómalas de hasta un 12 % de componente isotrópica y un 10 % de CLVD.

- Los test realizados con sismogramas teóricos correspondientes a un 50 % de mecanismo de desgarre y un 50 % de componente isotrópica, en presencia de ruido sísmico, han mostrado que la red de estaciones de El Hierro en 2011 no es suficientemente densa como para obtener la orientación de la ruptura de la parte de doble par con la inversión DC. La resolución de la inversión con un modelo de tensor momento completo (solución MT) en estos casos muestra buena convergencia para terremotos con magnitudes superiores a 3.5 en todas las pruebas realizadas.

Una vez conocidos los resultados de las pruebas teóricas, se ha aplicado la misma metodología a los datos de 21 terremotos de la serie sísmica previa a la erupción de El Hierro con magnitudes entre 3.5 y 3.9.

En primer lugar, los resultados de la profundidad de los sismos a través de la inversión de tensor momento son muy similares a los resultados del estudio de de Domínguez Cerdeña *et al.* (2014a). Todos los terremotos están localizados entre 12 y 17km de profundidad, valores que coinciden con los análisis petrológicos de las muestras obtenidas los primeros días de la erupción (Meletlidis *et al.*, 2012).

Aunque los resultados pueden estar influídos por las incertidumbres estudiadas anteriormente, así como posibles errores en el modelo de corteza utilizado, la aplicación de la inversión ha permitido extraer algunos aspectos generales de estos sismos que son relevantes para la interpretación de sus fuentes sísmicas.

En la figura 5.30 se han representado los resultados de las inversiones DC y MT de cada uno de los sismos y la inclinación del eje de máxima tensión respecto a la vertical (eje T). Se puede observar que la evolución de estos ángulos en el tiempo presenta un patrón característico

que es común a ambas soluciones (DC y MT): los ángulos correspondientes a los sismos 1-14 toman valores menores de 60º (excepto el sismo 9) mientras que a partir del sismo 15, estos ángulos pasan a tomar valores entre 50º y 90º.

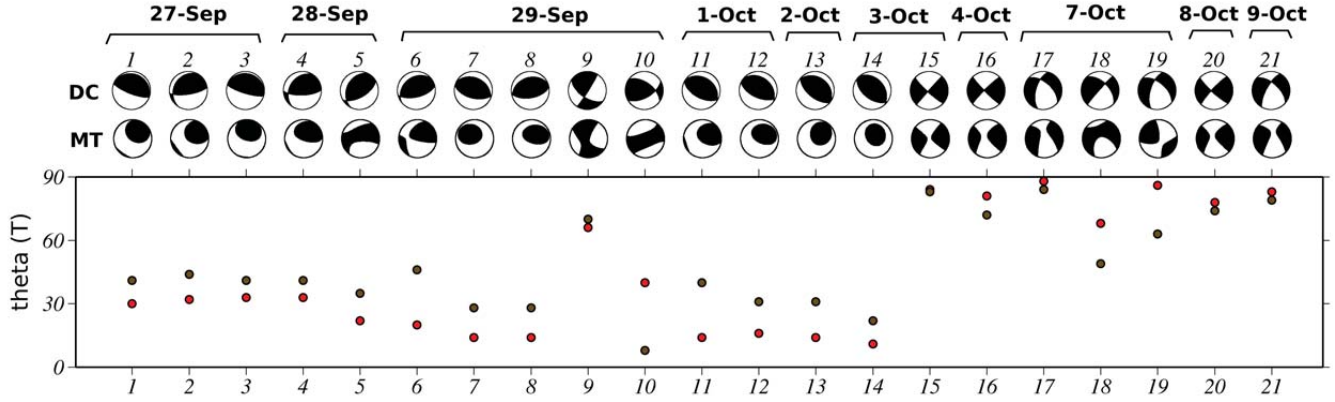


Figura 5.30: *Resultados de las inversiones DC y MT de los terremotos estudiados y representación gráfica de los ángulos θ_T . Rojo: solución DC. Marrón: solución MT*

En téminos de tipo de mecanismo focal (solución DC), esto se traduce en predominio de mecanismos verticales o mecanismos de falla inversa antes del día 3 de octubre, que coinciden con los mecanismos conjuntos de las familias más numerosas obtenidas en el capítulo 4 (familias II.1, III.1 y IV.I). A partir del día 3, los terremotos presentan mayor componente de desgarre o de falla normal con extensión en dirección EW.

Los últimos sismos de la serie que están situados más cerca de la costa de la isla (17, 18, 19 y 21), presentan mayor componente de doble par que los sismos anteriores y las soluciones MT, en general, muestran una componente isotrópica despreciable que se puede explicar como resultado de las incertidumbres en la localización de los epicentros, el ruido de las trazas sísmicas o bien el resultado de utilizar un modelo de tierra demasiado sencillo. La solución DC de estos sismos corresponde a un mecanismo con componente normal y de desgarre, con los ejes de presión orientados según la dirección del campo de esfuerzos local de la zona, NNW-SSE y los ejes de tensión en dirección EW, perpendicular al Rift Sur de la isla.

El día 3 de octubre se modificó la red de estaciones incluyendo la estación de CORC, los

registros de esta estación muestran un ruido sísmico superior al resto (figura 5.22), pero cuando se incluye esta estación en las inversiones, ni la solución ni el *misfit* se ven afectados y se logra una mejor convergencia a la solución, posiblemente relacionada con la mayor cobertura azimutal.

Para analizar con mayor detalle este posible cambio en el tipo de mecanismo focal, se ha comparado la distribución de polaridades de las ondas P sobre la esfera focal correspondientes a los terremotos ocurridos entre los días 2 y 9 de octubre (figura 5.31). Esta información es complementaria a la de la inversión, puesto que incluye estaciones que no se han considerado en ella (CTIG y CHIE) y porque se trata de información de polaridad de las primeras llegadas mientras que en la inversión se ajusta el espectro de amplitud del sismograma completo.

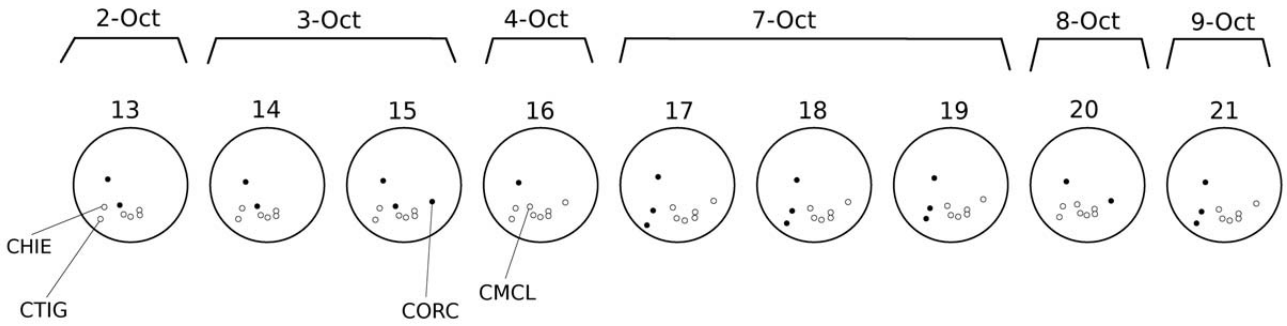


Figura 5.31: *Distribución de polaridades de las ondas P sobre el hemisferio inferior de la esfera focal correspondiente a los terremotos 13-21 (el número de cada terremoto está indicado sobre la esfera focal)*

Según se puede observar en la figura 5.31, los terremotos 13 y 14 presentan la misma distribución de polaridades sobre la esfera focal, que es bastante distinta a la distribución de polaridades de los terremotos 17, 18, 19 y 21. Estos úlitmos sismos están situados al E del resto de la sismicidad analizada y más cercanos a la costa (figura 5.25). Las polaridades de las ondas P correspondientes al terremoto 15 son iguales que las de los sismos 13 y 14, con la única diferencia de la nueva estación añadida ese día (CORC); sin embargo, los sismos 16 y 20 presentan polaridad negativa en la estación de CMCL, distinta a la de los sismos 13 y 14. Los registros de la estación CORC muestran polaridad positiva en el caso de los sismos 15 y 20

pero negativa en el sismo 16.

Por tanto, pese a que no queda claro el patrón de los terremotos 15, 16 y 20, la distribución de polaridades de las ondas P sobre la esfera focal también muestran un cambio en el tipo de mecanismo focal de los terremotos anteriores al 3 de octubre (13, 14) y la sismicidad a partir del 7 de octubre que estaba localizada más cerca de la costa.

Es importante señalar que este cambio en el tipo de mecanismo focal de la serie símica, coincide temporalmente con otros cambios importantes en las observaciones de la red de vigilancia: entre los días 1 y 5 de octubre se observa un cambio de dirección brusco en las medidas de deformación que afecta principalmente a las componentes Norte-Sur de todas las estaciones GPS y también un pico en la concentración de ^{222}Rn en la estación geoquímica RSIM seguido de un cambio en el nivel de base de dicha concentración (López *et al.*, 2012) (figura 1.7, capítulo 1).

Analizando las soluciones de la inversión MT correspondientes a los terremotos entre los días 27 de septiembre y 3 de octubre, se observa una componente isotrópica importante (superior al 30 %) en la mayoría de los casos. Este resultado indica cambios de volumen en la región focal que pueden estar relacionados con la intrusión de magma. En general, se ha obtenido una componente isotrópica positiva, lo cual indica un aumento de volumen en la región focal.

Asimismo, la mayoría de los terremotos anteriores al día 3 de octubre presentan una alta componente de CLVD. Aunque parte de esta componente puede ser consecuencia de las incertidumbres en el modelo de tierra, puesto que se ha considerado un modelo bastante sencillo para representar una zona volcánica compleja, los altos porcentajes positivos obtenidos para esta componente sugieren un modelo de fuente sísmica en el que domina un dipolo lineal en la dirección del eje de tensión.

Es de destacar que mecanismos focales con alta componente de CLVD han sido observadas por otros autores en estudios de mecanismo focal en otras zonas volcánicas activas (Foulger &

Julian, 1993; Miller *et al.*, 1998a,b; Foulger *et al.*, 2004) y han sido relacionadas con zonas en los que existe un sistema de fallas con una geometría compleja, en forma de anillo (Nettles & Ekström, 1998) y con la despresurización del magma mientras intruye en la corteza terrestre y con movimiento de fluídos Panza & Sarao (2000); Saraò *et al.* (2001).

El mecanismo focal MT obtenido para los terremotos (1, 2, 3, 4, 7, 8, 11, 12, 13 y 14) presenta un patrón similar, con un eje de tensión con una inclinación media de unos 25-30º respecto a la vertical. Estos sismos cumplen las condiciones de los sismos tipo *Vertical-T* que establecen los autores Shuler *et al.* (2013) y que conocidos coloquialmente como mecanismos de *"huevo frito"* (Dahlen & Tromp, 1998; Stein & Wysession, 2003). Según el estudio realizado por Shuler *et al.* (2013), este tipo de mecanismo predomina antes del comienzo de las erupciones, al contrario que los mecanismos opuestos (*vertical-P*) que suelen ocurrir durante o posteriores a la erupción volcánica. Además este tipo de mecanismo suele estar asociado a volcanes con magmas de baja viscosidad y poco contenido en sílice, lo que concuerda con las observaciones de los productos volcánicos de la erupción de El Hierro (Martí *et al.*, 2013b; Meletlidis *et al.*, 2012).

Comparando los resultados obtenidos en este capítulo con los resultados del capítulo anterior, se puede decir que, los terremotos de mayor magnitud de la serie ($m_b(Lg) \geq 3.5$) ocurridos antes del día 3 de octubre de 2011, presentan, por lo general, mecanismos focales de falla inversa o falla vertical coherentes con los resultados de las familias mayoritarias analizadas en el capítulo 4. En cuanto a las soluciones correspondientes a los terremotos más cercanos a la costa (7-9 octubre) con componente normal y componente de desgarre en la solución DC, no se ha observado en el estudio de mecanismo conjunto del capítulo anterior, lo que podría ser debido a dos causas:

- Que, pese a ser de los mayores sismos de la serie ($3.1 \geq M_W \geq 3.9$), el número de terremotos con este mecanismo no es suficientemente elevado como para formar una familia y por tanto no se ha estudiado utilizando la técnica de mecanismo conjunto en el capítulo anterior.

- Que, debido al escaso número de estaciones y la inhomogeneidad de la distribución de las mismas, con el criterio de selección de familias que se ha considerado en el estudio del capítulo anterior ($score \geq 0.8$) sea imposible de distinguir este tipo de mecanismo de otro mecanismo con mayor componente inversa.

Al igual que ocurría con las soluciones del capítulo 4 (apartado 4.2.3), los ejes de tensión verticales o con un ligero buzamiento que se han obtenido en la inversión de T.M.S., podrían explicarse por la intrusión de un dique horizontal o sill que avanza desde el centro de la isla en dirección Sur considerando el modelo de Passarelli *et al.* (2015).

En conclusión, en este capítulo se ha aplicado la metodología de inversión de tensor momento sísmico para estudiar los terremotos de mayor magnitud de la serie de El Hierro, $m_b(Lg) \geq 3.5$, utilizando la red de estaciones de periodo corto instaladas en la isla ($\Delta \leq 20km$). Con esta metodología ha sido posible comparar los resultados de la inversión considerando dos tipos de fuente sísmica: una fuente simple de doble par de fuerzas (DC) y otra fuente que incluye cambios de volumen en la región focal y componente CLVD. Los resultados obtenidos muestran que, durante la migración de los epicentros en dirección Sur, gran parte de los terremotos presentan una componente isotrópica positiva y significativa que representa un aumento de volumen en la región focal. Estos terremotos son de origen volcánico y para estudiar su fuente sísmica es necesario considerar modelos de fuente que incluyan cambios de volumen.

Capítulo 6

El terremoto del 8-Octubre-2011 (Mw=4.0) y sus precursores

De la crisis sismovolcánica que precedió la erupción submarina de El Hierro 2011-2012, que se ha estudiado en los capítulos 4 y 5, destaca el terremoto que tuvo lugar el 8 de octubre de 2011 a las 20:34h por ser el sismo de mayor magnitud de la serie ($M_W = 4.0$) y ocurrir tan solo 32h antes del comienzo de la erupción. El estudio del mecanismo focal de este terremoto contribuye a entender el proceso que dió lugar a este sismo en la fase final de la reactivación. Puesto que el estudio puede abordarse utilizando diferentes métodos debido al tamaño del terremoto, se ha decidido dedicarle un capítulo específico en esta tesis.

El foco de este sismo ha sido localizado a 1.5km al SW de la costa de la isla y a 12km de profundidad (señalado con una estrella en la figura 1.6), en una región de alta magnetización que había sido considerada como posible zona de realimentación magmática de la dorsal Sur de la isla en estudios anteriores (Blanco-Montenegro *et al.*, 2008). El terremoto fue sentido ampliamente en toda la isla y alcanzó una intensidad máxima de V (EMS-98) en la población costera de La Restinga (I.G.N).

A partir de la ocurrencia de este terremoto se comenzaron a observar cambios en el patrón de la reactivación. Por un lado, la deformación superficial medida en estaciones GPS que se había acelerado en las semanas anteriores, deja de aumentar indicando el comienzo de la estabilización del sistema. Por otro lado, durante esa misma noche y a lo largo del día siguiente, se registra por primera vez en esta reactivación un enjambre de sismos superficiales ($1km < h < 3km$). de baja magnitud ($m_b(Lg) < 1.8$) a unos 5km de la costa S de la isla. Por último, treinta horas después de este sismo comienza el registro de tremor volcánico en todas las estaciones sísmicas de la isla. Esta cadena de observaciones ha motivado que en distintos artículos científicos se haya debatido si pudo ser este sismo el desencadenante del ascenso del magma hacia la superficie (López *et al.*, 2012; Pérez-Torrado *et al.*, 2012; Martí *et al.*, 2013b; Domínguez Cerdeña *et al.*, 2014a; López *et al.*, 2014; Sáinz-Maza Aparicio *et al.*, 2014).

Este capítulo 6 está dividido en tres apartados:

En el primer apartado se realiza la inversión de TMS para el estudio del mecanismo focal del terremoto principal y se calcula el mecanismo conjunto de 34 precursores. Se han seguido las metodologías descritas en los capítulos 4 y 5, con la principal diferencia que, en este caso, ya ha sido posible incluir en el estudio los datos de las estaciones de banda ancha.

En el segundo apartado se estudia la forma y duración de la función temporal de la fuente del terremotos principal utilizando algunos de sus precursores como funciones de Green empíricas. También se incluyen en este apartado los resultados de los valores de caída de esfuerzos correspondientes a estos sismos.

En el último apartado se discuten los resultados obtenidos y se comparan con los resultados de otros trabajos geofísicos que estudian el mismo periodo de la reactivación.

En la redacción de este capítulo se ha utilizado el término "*terremoto principal*" en referencia al sismo de mayor magnitud y "*precursores*" para denominar al resto de sismos que presentan un factor de correlación alto (mayor de 0.7) con el terremoto principal y que se han

considerado como "*su familia*". Los detalles específicos de la identificación de estos precursores se explican en el apartado 6.1.

Si se considera la secuencia de la reactivación completa entre julio y octubre de 2011, sería más apropiado utilizar la terminología de *enjambre sísmico*, puesto que tanto el número de sismos como sus magnitudes van en aumento y la diferencia de magnitud entre el terremoto mayor y algunos otros de la serie es sólo de 0.1 grados. Sin embargo, teniendo en cuenta únicamente los 35 sismos que componen esta "*familia*", los sismos se van espaciando temporalmente, lo cual es típico de secuencias precursor/principal/réplicas.

Para definir exactamente el tipo de actividad se ha recurrido a calcular el coeficiente de variación de la distribución del tiempo entre eventos, $CV = \delta/\mu$ (Maghsoudi *et al.*, 2013), donde δ representa la desviación estándar del tiempo entre eventos y μ representa el valor medio. Los valores mayores que 1 para este coeficiente son propios de sismicidad agrupada en la forma de precursor/principal/réplicas, mientras que los valores menores de 1 son típicos de enjambres sísmicos sin distinción de un sismo principal (Kagan & Jackson, 1991; Zoeller *et al.*, 2006; Cesca *et al.*, 2014a).

Considerando los 35 sismos que se van a estudiar en este capítulo, se obtiene un valor del coeficiente CV=2.7 lo que indica que los sismos se pueden considerar agrupados en tiempo. Por ello, y para facilitar las explicaciones, se ha decidido utilizar la terminología de precursores y terremoto principal en este capítulo.

6.1. Inversión del tensor momento sísmico del terremoto principal y mecanismo conjunto de la familia de precursores

Esta parte del estudio ha sido publicada recientemente en la revista "Bulletin of the Seismological Society of America" del *SCI* (*Science Citation Index*) y su referencia completa es:

C. del Fresno, I. Domínguez Cerdeña, S. Cesca, E. Buforn (2015). The 8 October 2011 Earthquake at El Hierro (Mw 4.0): Focal Mechanisms of the Mainshock and Its Foreshocks. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 105, 330-340, doi:10.1785/0120140151.

La publicación completa se puede descargar de la página oficial de la revista: http://www.bssaonline.org/content/105/1/330.abstract?sid=67ff40ac-4b42-47f0-953b-32a8f332c64d.

En este apartado se exponen las metodologías empleadas en el artículo y los resultados obtenidos correspondites a la inversión de TMS y mecanismo conjunto de la familia de precursores, relacionándolos con el contenido de los capítulos 4 y 5 de esta tesis.

En primer lugar, se ha realizado la inversión de TMS para el estudio del mecanismo del terremoto principal. Para ello, se han utilizando las ondas internas registradas en la red de estaciones de periodo corto y se han seguido los pasos descritos en el capítulo 5. Además, dada la magnitud de este terremoto ($M_W = 4.0$) ha sido posible utilizar también los registros de la red de estaciones de banda ancha para realizar una segunda inversión con datos a distancias epicentrales mayores ($20km < \Delta < 250km$).

En la inversión con datos de banda ancha se han considerado ventanas de 180s de duración que incluyen la forma de onda completa y se ha utilizado un rango de frecuencias entre 0.033Hz y 0.1Hz. Las funciones de Green en este caso se han obtenido de la base de datos CANARYREG (capítulo 5, apartado 5.1.1). Los detalles de todas las inversiones del artículo para un modelo

DC y MT se incluyen en el anexo G.

Los porcentajes de componente isotrópica de las soluciones no son demasiado elevados (19 % en la inversión con datos de corto periodo y 28 % para la inversión con datos de banda ancha) y pueden ser explicadas como consecuencia del ruido de las señales, incertidumbres en el modelo de tierra y anisotropía. Además, las soluciones MT no permiten mejorar significativamente el valor del misfit, menos de un 10 % en el caso de estaciones de periodo corto y menos de un 5 % en el caso de la inversión con estaciones de banda ancha. Por todo ello, y teniendo en cuenta que en la inversión a distancias regionales no se cuenta con mucha resolución, se ha preferido reducir el número de parámetros a calcular en la inversión, y se ha considerado un modelo de fuente de doble par de fuerzas (DC).

Los resultados de las inversiones DC con datos de periodo corto y con datos de banda ancha corresponden a valores similares de profundidad (12-13km) y de magnitud momento ($M_W = 4.0$), pero en cambio, la orientación del mecanismo focal es diferente en ambos casos.

Tal y como se ha demostrado con las pruebas teóricas del capítulo anterior, estas diferencias podrían ser consecuencia de la asimetría de las redes sísmicas y del elevado gap azimutal. Para poder interpretar los resultados de forma conjunta se ha explorado el espacio completo de soluciones y se ha calculado el valor medio del misfit para cada orientación del plano de falla. De esta manera se ha considerado como solución final aquella que minimiza el misfit en el plano de soluciones (azimut=295º, buzamiento=40º y deslizamiento-*rake*=164º) (Anexo G).

Al igual que en el capítulo anterior, se han comparado con los datos de polaridad para resolver la ambigüedad de signo. En esta ocasión, se ha utilizado el software *focmec* (Snoke *et al.*, 1984) en lugar de los programas *aztoff* y *mecsta* (apartado 4.1.2, capítulo 4), para poder añadir también la polaridad de las ondas SH.

El resultado final de la inversión consiste en un mecanismo de falla de desgarre con ligera componente inversa, con ejes de presión en dirección NNW-SSE y ejes de tensión en dirección

EW. Este resultado presenta un buen ajuste en el dominio de frecuencias y unas soluciones estables en el espacio de soluciones.

En la segunda parte del artículo, se han identificado, entre todos los terremotos de la reactivación de 2011, aquellos que presentan un factor de correlación alto con el terremoto principal (factor mayor de 0.7 evaluado en las tres componentes de cinco estaciones de la isla) y se han obtenido un total de 34 sismos, todos ellos ocurridos en las 23h antes del terremoto principal. Los tres terremotos de mayor magnitud de estos 34 "precursores" corresponden a los terremotos 17, 18 y 19 del capítulo 5.

Mediante análisis espectral de las formas de onda se han obtenido los valores del momento sísmico escalar de los 34 precursores y la relocalización relativa de toda la familia con el algoritmo HypoDD (Waldhauser & Ellsworth, 2000) ha permitido observar una alineación de los epicentros en dirección NW-SE, paralela a la costa, que corresponde a uno de los planos de falla obtenidos en la inversión.

Por último, se ha determinado la magnitud momento de cada precursor y se ha calculado el mecanismo conjunto de todos ellos con la misma metodología y algoritmos que se han descrito en el capítulo 4. El resultado obtenido muestra una orientación de los ejes T y P similar al resultado de la inversión de T.M.S. y muy parecida a los resultados de la inversión DC en el capítulo 5 para de los terremotos 17, 18, 19 y 21.

6.2. Determinación de la función temporal de la fuente sísmica. Método de las funciones de Green empíricas

Hasta este momento, el estudio del mecanismo focal ha consistido en determinar la orientación de los planos de falla considerando un modelo de doble par de fuerzas o bien determinar

las componentes del tensor momento sísmico en el caso de un modelo más general. Todos estos parámetros están relacionados con la geometría de la fuente sísmica, pero, en ningún momento se ha analizado la evolución temporal de dicha fuente *f(t)*.

La función temporal utilizada por el programa *rapidinv* en las inversiones consiste en un pulso simple, cuya anchura debe ser especificada por el usuario a través la variable *RISE_TIME* en el fichero de configuración. Se han realizado inversiones variando la duración de la fuente del terremoto principal entre 0.1s y 0.3s y se ha comprobado que la inversión no es sensible a este parámetro pues no se observa diferencia en los valores de *misfit*.

Por ello, y para obtener mayor información de la función temporal de este terremoto, se ha aplicado la técnica de las funciones de Green empíricas utilizando los registros de algunos de sus precursores como representación del medio y cuya metodología se ha descrito en el capítulo 2, apartado 2.2.3. En las secciones siguientes se describen los algoritmos utilizados, el procesado de los datos y los resultados obtenidos con esta metodología.

6.2.1. Algoritmo *iterdecon*

El algoritmo *iterdecon* calcula el cociente de dos sismogramas de manera iterativa resolviendo el problema como una inversión en el dominio temporal. La decisión de utilizar un algoritmo de este tipo se ha debido fundamentalmente a que esta técnica no requiere la aplicación de filtros para la estabilización del resultado como ocurre si se resuelve la deconvolución en el dominio de frecuencias.

Este algoritmo fue desarrollado por C. Ammon para la estimación de funciones receptoras (Ligorría & Ammon, 1999) y está disponible en http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/thecodes01.html.

La técnica de deconvolución es una adaptación del método que utilizaron Kikuchi & Kana-

mori (1982) y se basa en la minimización de los residuos entre un sismograma observado y un sismograma teórico. En el problema que se plantea en este apartado, el sismograma observado es el registro temporal del terremoto de mayor magnitud, que constituye el numerador del problema. El sismograma teórico se construye como la convolución del registro de la función de Green (denominador) con una función temporal *Apparent Source Time Function*, ASTF(t), que va variando en cada iteración para minimizar los residuos.

La ASTF(t) se construye, tras las sucesivas iteraciones, como un sumatorio de pulsos gaussianos. En cada iteración se determina la posición y amplitud de un pulso a partir de la correlación cruzada entre el numerador y el denominador, este pulso se añade a la ASTF(t) y se resta del numerador para calcular el siguiente pulso en la siguiente iteración. El programa deja de iterar cuando se alcanza un número máximo de iteraciones y/o un residuo mínimo, ambos fijados por el usuario.

El algoritmo aplica a las señales un filtro Gaussiano para eliminar las altas frecuencias de las señales antes de la deconvolución. En el dominio de frecuencias, este filtro se puede definir como:

$$G(\omega) = e^{-\omega^2/4\alpha^2} \tag{6.1}$$

donde α es el ancho del filtro y ω es la frecuencia angular ($2\pi f$).

El valor de α es otro parámetro a fijar por el usuario y que debe ser elegido de tal manera que las frecuencias superiores a la frecuencia de esquina de las funciones de Green sean eliminadas en el proceso de deconvolución.

Por último, el programa también permite elegir entre imponer la condición de positividad a la solución o no imponerla.

Algunos ejemplos de la aplicación de este algoritmo para obtener la ASTF utilizando el método de las funciones de Green empíricas son Velasco *et al.* (2000); Singh *et al.* (2000); Stich *et al.* (2005) y Carreño *et al.* (2008).

6.2.2. Datos y procesado

Uno de los puntos críticos para la aplicación esta metodología es la elección de los sismos de menor magnitud que van a representar las funciones de Green. Los requisitos necesarios que deben cumplir estos sismos son los siguientes (Velasco *et al.*, 1994; Kraeva, 2004):

- Estar registradas en la misma estación sísmica y con el mismo instrumento que el terremoto principal.
- Tener hipocentros muy cercanos al hipocentro del sismo principal.
- Tener un tamaño suficientemente menor que el del sismo principal para satisfacer la condición de fuente puntual. En particular, se sugiere que las magnitudes de las funciones de Green deben ser al menos 1 grado menor que la magnitud del terremoto a estudiar. Asimismo, se recominenda que esta diferencia de magnitudes no supere los 2.5 grados.
- Su formas de onda deben ser lo más parecidas posible al sismo principal como para garantizar que el mecanismo de los dos es similar y el recorrido de los rayos es prácticamente el mismo.

Teniendo en cuenta estas condiciones, se ha decidido escoger, entre los registros de los sismos de la familia del terremoto principal, aquellos con magnitud M_W menor a 3.0 (figura 6.1). Se cuenta con un total de 26 sismos, todos ellos han sido registrados en la misma red de estaciones que el terremoto principal y, dado su alta correlación con este, sus mecanismos deben ser similares y sus hipocentros cercanos.

En cuanto a las estaciones sísmicas, se han utilizado para este estudio los datos de seis estaciones situadas en la isla de El Hierro (figura 6.1 y figura 1.3), una de ellas (CTIG) con un sensor de banda ancha y las otras cinco con sensores de periodo corto (CCUM, CTAN, CTAB, CJUL, CORC). No se han incluído en este estudio los datos de las dos estaciones más cercanas a los epicentros (CMCL y CRST) ya que se observaron diferencias entre los tiempos de

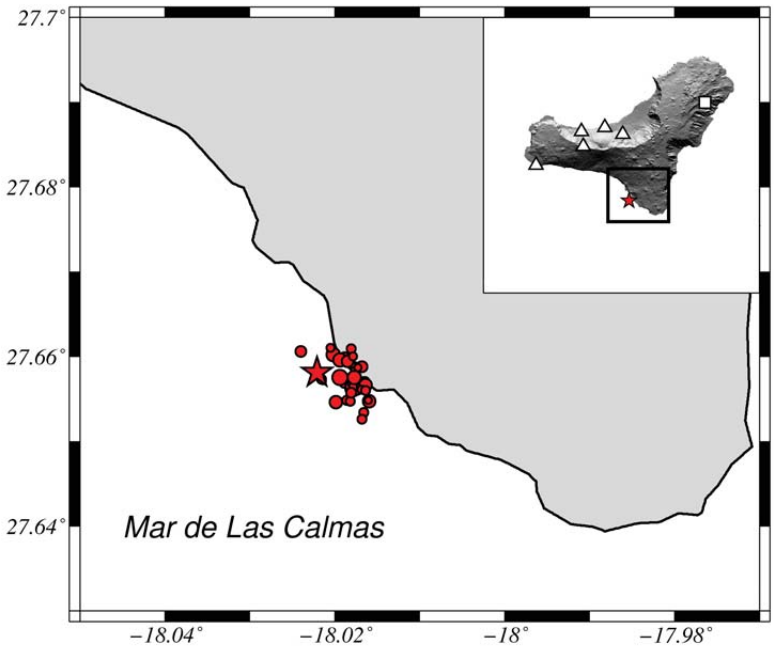


Figura 6.1: *Epicentros del terremotos principal (estrella) y de los utilizados como funciones de Green (círculos). En el recuadro superior distribución de las estaciones sísmicas de periodo corto (triángulos) y banda ancha (cuadrado). Los nombres de cada estación se pueden consultar en la figura 1.3*

llegada de las ondas sísmicas de los distintos sismos que evidenciaban las diferentes trayectorias seguidas por sus rayos. Tampoco ha sido posible utilizar los registros de la estación de CHIE, por presentar saturación en el sismo principal.

La figura 6.2 permite comparar los registros del terremoto principal (MS) y de tres de las funciones de Green utilizadas en este estudio (EQ32, EQ29 y EQ7) en las componentes horizontales de la estación de banda ancha (CTIG) y en una de las estaciones de periodo corto (CCUM). Como se puede observar, la principal diferencia entre ambos tipos de registros es el mayor contenido en altas y bajas frecuencias presente en los registros de CTIG. Sin embargo, estas diferencias no plantean problemas en la metodología ya que el filtro instrumental es el mismo para el sismo principal y las réplicas y se elimina en la deconvolución de formas de onda.

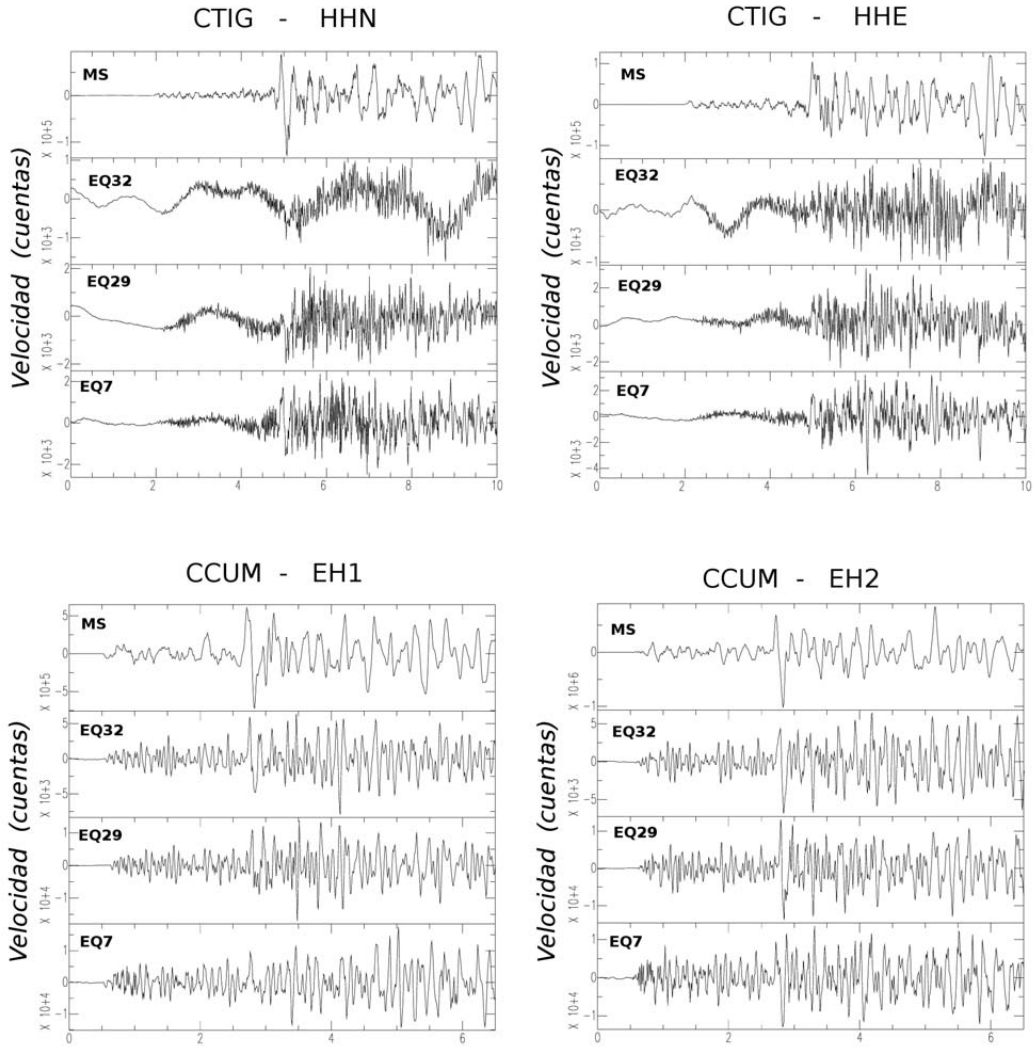


Figura 6.2: *Registros del terremoto principal (MS) y tres de las funciones de Green (EQ32, EQ29 y EQ7) en las componentes horizontales de la estación de CTIG (banda ancha) y CCUM (periodo corto). Las componentes horizontales EH1 y EH2 de la estación de CCUM estan orientados con un azimut de 31.4º y 121.4º respectivamente*

Las deconvoluciones se han realizado utilizando las componentes horizontales de los registros del terremoto principal con cada una de las funciones de Green. Se ha seleccionado una ventana temporal de *5s* de duración en la que se incluyen las ondas S y ondas superficiales que son las que presentan mayor amplitud en los sismogramas y por tanto son más fáciles de modelar. No se han incluído en la ventana las llegadas de las ondas P porque la baja relación señal/ruido en los sismos pequeños impedía la convergencia de la deconvolución a una solución estable. Aunque ya se ha comentado que algunas componentes no están bien orientadas en direcciones N-S y E-W (capítulo 3), no ha sido necesario girar los registros puesto que la "desorientación" es la misma para el terremoto principal y para las réplicas, y no influye en el resultado de la deconvolución.

Todo el procesado de datos se ha realizado en *SAC*. Con las dos componentes horizontales y para cada par de sismos (terremoto principal-función de Green), se han realizado los siguientes pasos:

1. En primer lugar se ha restado a cada punto del registro el valor medio del mismo para centrar los datos, se ha eliminado la tendencia de las series y se han suavizado los extremos de las ventanas para no dar lugar a efectos de borde en los siguientes pasos del procesado.

2. A continuación se ha realizado una correlación cruzada de las funciones de Green con el terremoto principal y se desplazan sus registros en el eje temporal hasta alinear completamente las señales. Este paso es necesario puesto que la deconvolución en el dominio temporal es sensible a la alineación de las señales.

3. El siguiente paso ha sido comprobar que los registros de la función de Green y del terremoto principal tienen exactamente el mismo número de puntos, si no fuese así, se recortan los bordes de las ventanas ligeramente hasta que coincidan.

4. Los datos tratados se han introducido en el programa *iterdecon* que, tras la iteración, devuelve la solución de la ASTF y el resultado del ajuste correspondiente.

Se ha establecido en la deconvolución un número máximo de 200 iteraciones y se ha truncado el proceso si el ajuste entre una iteración y la siguiente no mejora en más de un 0.001 %. Se han realizado las deconvoluciones imponiendo la condición de positividad, ya que era necesario para la buena convergencia del algoritmo en los casos de los sismos de menor magnitud.

Se ha utilizado un filtro gaussiano (ecuación 6.1) con un valor $\alpha = 23$, para eliminar todas las frecuencias mayores de 12Hz (frecuencia de esquina observada en los espectros de las funciones de Green de mayor magnitud). Las dimensiones del pulso gaussiano asociado a este filtro establecen la resolución de la deconvolución. En este caso, la resolución será de *0.07s* (anchura a media altura).

La figura 6.3 muestra un ejemplo de los resultados de las deconvoluciones de las componentes horizontales de CTIG con una de las funciones de Green (EQ24). A la izquierda se muestran, en negro, los sismogramas observados y, en rojo, los sismogramas teóricos obtenidos convolucionando la ASTF resultante con la función de Green empírica. A la derecha se presentan las ASTF obtenidas en la deconvolución. En el centro de la figura se han representado los espectros del sismograma observado (negro), el teórico (rojo) y la función de Green (azul), en ellos se puede observar que los ajustes reconstruyen bien la forma espectral de los datos hasta una frecuencia de 12Hz establecida por el filtro gaussiano.

5. Con los resultados obtenidos en las dos componentes horizontales, se ha calculado la ASTF como el *stack* de ambos. Esta técnica, acentúa las características comunes entre las soluciones de las dos componentes y disminuye la amplitud del ruido de la señal, ayudando a identificar mejor la fuente sísmica.

Este procedimiento se ha repetido con todas las funciones de Green disponibles en las seis estaciones utilizadas.

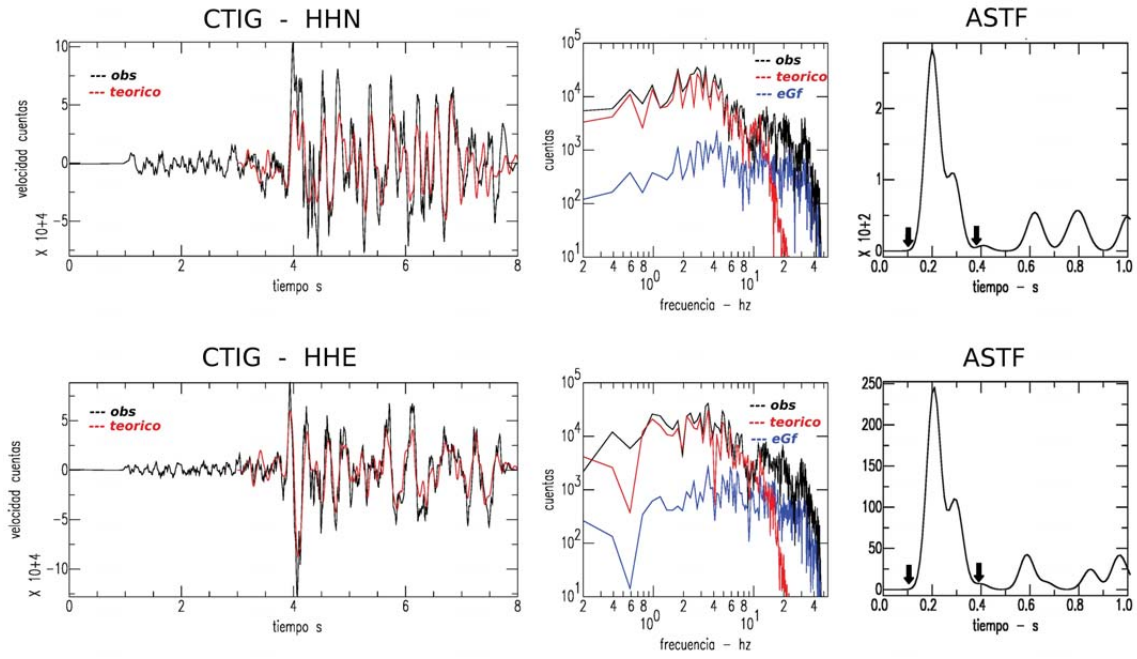


Figura 6.3: *Izquierda: componentes horizontales de los sismogramas observados (negro) y teóricos (rojo) en la estación de CTIG utilizando la función de Green EQ24. Centro: espectros del sismo principal (negro), teóricos (rojo) y EQ24 (azul). Derecha: ASTF obtenida tras la deconvolución de cada componente.*

En la mayor parte de las deconvoluciones, se obtienen ASTF similares a las mostradas en la figura 6.3, formadas por un pulso simple con una anchura de unos 0.3s y un inicio claramente impulsivo, este pulso representa la historia temporal de la fuente sísmica observada desde cada estación. El resto de la función es consecuencia del ruido de las señales y tiene un comportamiento aleatorio.

El área encerrada bajo la curva de la ASTF corresponde al cociente entre el momento sísmico escalar del terremoto principal y el momento sísmico del terremoto que se ha considerado como función de Green (ecuación 2.22).

Los resultados de todas las deconvoluciones se han pasado a unidades de Nm/s utilizando los valores de los momentos sísmicos obtenidos por análisis espectral (tabla 6.1), de esta manera

ha sido posible calcular una función promedio de la fuente sísmica f(t) para cada estación. Con objeto de obtener una solucion fiable, sólo se han tenido en cuenta en la función promedio aquellas ASTF que presentan un primer pulso claro con una amplitud mínima del doble de la amplitud del ruido del resto de la traza.

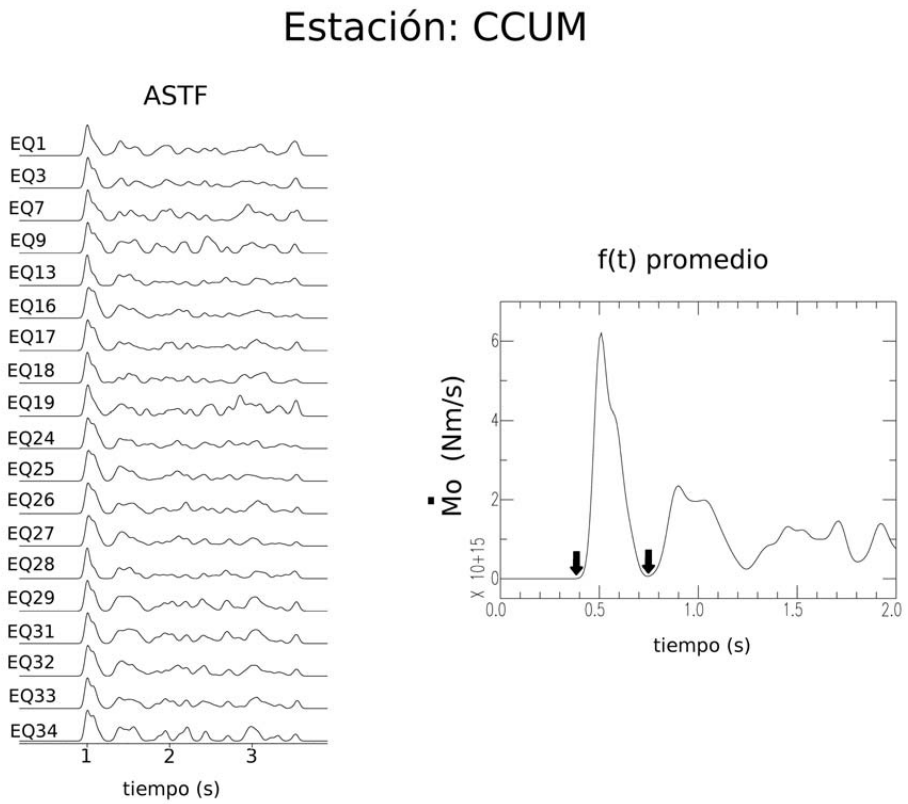


Figura 6.4: *Izquierda: ASTF obtenidas en la estación de CCUM utilizando las distintas funciones de Green. Derecha: función temporal promedio en esa estación. Las flechas indican el comienzo y final del pulso correspondiente a la fuente sísmica.*

El número de deconvoluciones utilizadas para calcular las funciones f(t) varía de unas estaciones a otras. La estación con menor número de trazas es CTAB (4 trazas) y la de mayor número de trazas, CORC, donde se han utilizado los datos de 24 deconvoluciones. En la figura 6.4 se muestran un ejemplo. A la izquierda, las ASTF obtenidas con las distintas funciones de Green en la estación de CCUM y a la derecha la función temporal promediada correspondiente.

6.2.3. Resultados

Los resultados finales de la función temporal de la fuente en las seis estaciones se muestran en la figura 6.5.

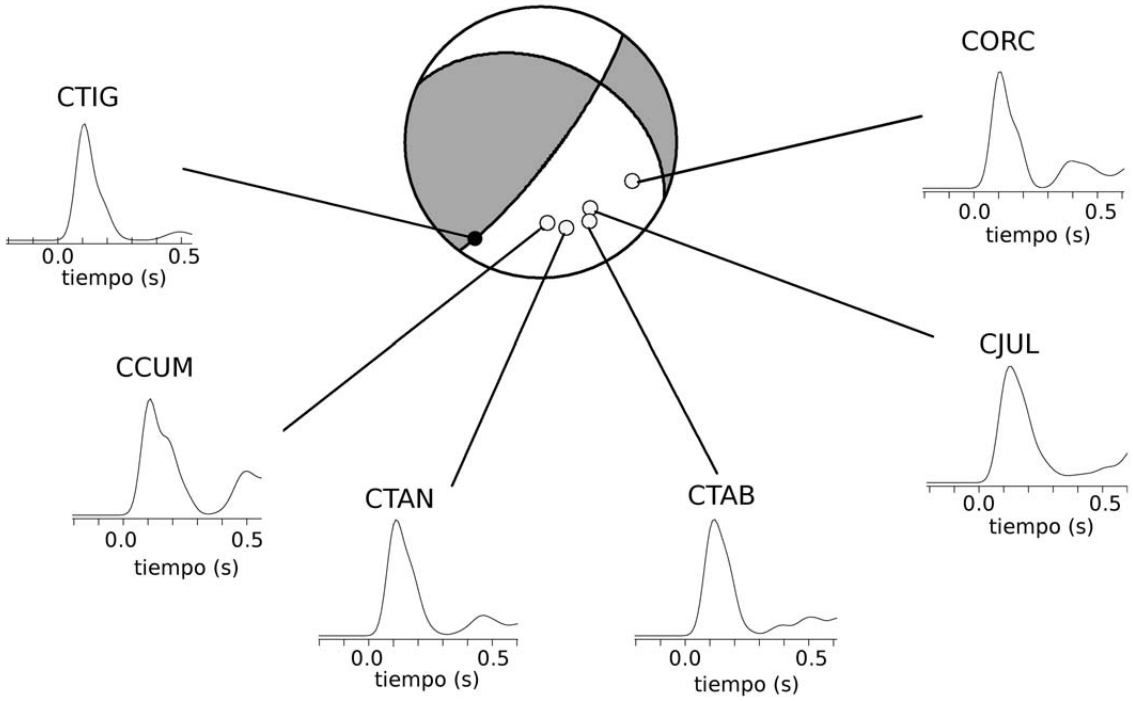


Figura 6.5: *Resultados de la función temporal de la fuente sísmica del terremoto del 8-Octubre de 2011 en las distintas estaciones estudiadas*

Se puede observar que en todos los casos se trata de una fuente simple, impulsiva y de forma triangular con una duración de $0.3s$. A partir de estos resultados, y teniendo en cuenta la resolución de la solución debida al filtro utilizado en el procesado ($\pm 0.07s$) y considerando que todas las estaciones están situadas en el mismo cuadrante de la esfera focal, salvo CTIG que es casi nodal, no es posible apreciar efectos de directividad en la fuente. Lo cual, debido a la magnitud del sismo, $M_W = 4.0$, es lógico.

Se ha recalculado el momento sísmico del terremoto principal como el área bajo la curva de la función temporal promedio de todas las estaciones, obteniendo un valor de $1.1 \pm 10^{15} Nm$,

este resultado es similar a los obtenidos mediante análisis espectral ($1.2\text{x}10^{15}Nm$) y mediante la inversión TMS con estaciones de periodo corto y banda ancha ($1.8\text{x}10^{15}Nm$ y $1.2\text{x}10^{15}Nm$ respectivamente).

Considerando un modelo de Brune de falla circular, se ha obtenido el área de fractura del terremoto principal y sus precursores a partir de las frecuencias de esquina del análisis espectral (tabla 6.1). En esta tabla, el error del momento sísmico escalar se ha obtenido como la desviación típica de los resultados en las distintas estaciones y los errores de área de la fractura se han calculado por propagación de errores de las desviaciones típicas de la frecuencia de esquina.

Por último, representando en una gráfica bilogarítmica los resultados del área de fractura de cada uno de los sismos frente al momento sísmico escalar (expresión 2.14 del capítulo 2), ha sido posible estimar las caídas de esfuerzos ($\Delta\sigma$) de estos terremotos. Los resultados obtenidos se muestran en la figura 6.6 .

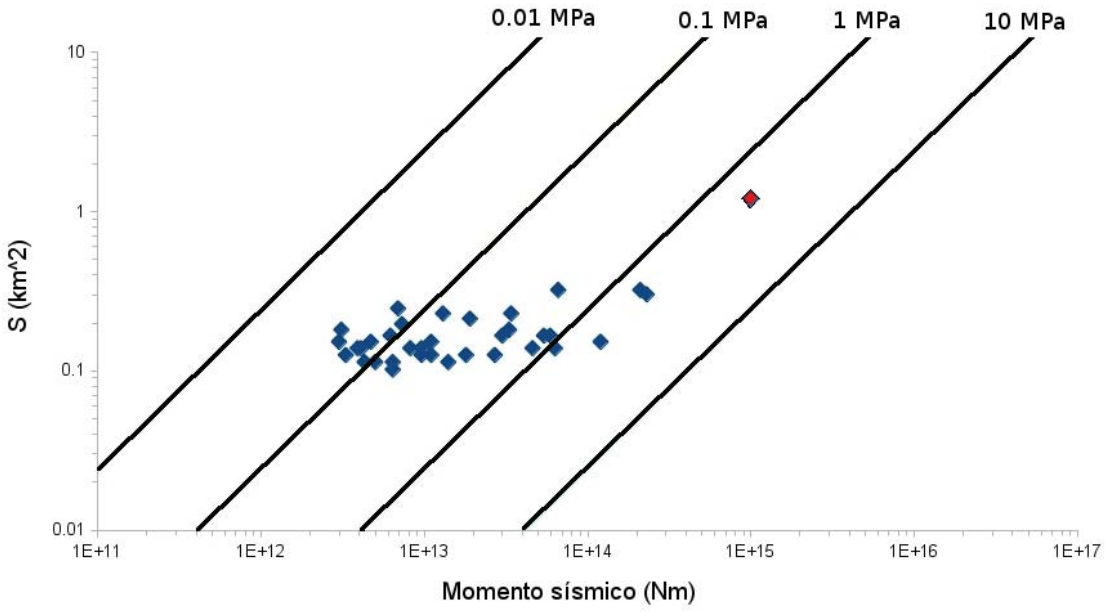


Figura 6.6: *Área de la fractura frente al M_o del terremoto principal (rojo) y los premonitores (azul). Las líneas corresponden a valores de caídas de esfuerzos constantes.*

Según se puede observar, el terremoto principal y los cuatro sismos de mayor magnitud presentan caídas de esfuerzos mayores (1-10MPa) mientras que el resto de los precursores parece responder a una caída de esfuerzos menor (0.01-1MPa). En el caso de los precursores de menor magnitud, se observa que terremotos con un momento sísmico escalar distinto corresponden con areas de fractura prácticamente iguales, lo que hace dudar si este resultado pudiera ser consecuencia de la acumulación de errores durante el procesado de datos ya que determinar la frecuencia de esquina de terremotos pequeños con técnicas espectrales es difícil y las limitaciones del ancho de banda del instrumento pueden introducir una falsa frecuencias de esquina a altas frecuencias que hacen subestimar el resultado (Ide *et al.*, 2003; Viegas *et al.*, 2010).

Tabla 6.1: *Resultados de los terremotos estudiados en este capítulo*

Ref	Fecha	Hora	Lat(°)	Lon(°)	Prof (km)	Mo (Nm)	Mw	Área (km^2)
EQ1	07/10/2011	22:14:08	27.657	-18.021	13	(3 ± 2) x 10^{12}	2.3 ± 0.1	0.13 ± 0.04
EQ2	07/10/2011	22:20:48	27.657	-18.019	13	(7 ± 6) x 10^{12}	2.5 ± 0.2	0.20 ± 0.09
EQ3	07/10/2011	22:24:21	27.655	-18.019	13	(6 ± 3) x 10^{12}	2.5 ± 0.1	0.23 ± 0.09
EQ4	07/10/2011	22:25:56	27.658	-18.019	13	(2 ± 1) x 10^{14}	3.5 ± 0.2	0.30 ± 0.09
EQ5	07/10/2011	22:27:45	27.656	-18.018	13	(2 ± 1) x 10^{14}	3.5 ± 0.2	0.32 ± 0.06
EQ6	07/10/2011	22:30:05	27.655	-18.018	13	(5 ± 3) x 10^{12}	2.4 ± 0.2	0.11 ± 0.06
EQ7	07/10/2011	22:32:50	27.657	-18.022	13	(1.1 ± 0.9) x 10^{13}	2.6 ± 0.2	0.13 ± 0.08
EQ8	07/10/2011	22:35:13	27.657	-18.018	13	(5 ± 4) x 10^{12}	2.4 ± 0.2	0.15 ± 0.08
EQ9	07/10/2011	22:41:33	27.657	-18.018	13	(7 ± 3) x 10^{12}	2.5 ± 0.1	0.25 ± 0.09
EQ10	07/10/2011	22:52:25	27.660	-18.020	13	(6 ± 3) x 10^{13}	3.1 ± 0.2	0.17 ± 0.07
EQ11	07/10/2011	22:52:58	27.656	-18.018	13	(1.2 ± 0.7) x 10^{14}	3.3 ± 0.2	0.15 ± 0.07
EQ12	07/10/2011	22:56:15	27.658	-18.018	13	(6 ± 4) x 10^{13}	3.1 ± 0.1	0.14 ± 0.09
EQ13	07/10/2011	23:01:06	27.660	-18.019	13	(1.4 ± 0.9) x 10^{13}	2.7 ± 0.2	0.11 ± 0.06
EQ14	07/10/2011	23:04:59	27.661	-18.021	13	(4 ± 3) x 10^{12}	2.3 ± 0.2	0.11 ± 0.08
EQ15	07/10/2011	23:12:08	27.659	-18.018	13	(6 ± 3) x 10^{12}	2.5 ± 0.1	0.10 ± 0.06
EQ16	07/10/2011	23:12:30	27.657	-18.017	13	(1.1 ± 0.6) x 10^{13}	2.6 ± 0.1	0.15 ± 0.09
EQ17	07/10/2011	23:17:04	27.659	-18.018	13	(1.0 ± 0.7) x 10^{13}	2.6 ± 0.2	0.13 ± 0.08
EQ18	07/10/2011	23:30:35	27.661	-18.024	13	(3 ± 2) x 10^{13}	2.9 ± 0.2	0.18 ± 0.08
EQ19	07/10/2011	23:37:46	27.656	-18.018	13	(1.3 ± 0.8) x 10^{13}	2.7 ± 0.2	0.23 ± 0.09

Tabla 6.1: *Resultados de los terremotos estudiados en este capítulo (continuación).*

Ref	Fecha	Hora	Lat(°)	Lon(°)	Prof (km)	Mo (Nm)	Mw	Área (km^2)
EQ20	07/10/2011	23:47:06	27.653	-18.017	13	(3 ± 2) x 10^{13}	2.9 ± 0.2	0.17 ± 0.09
EQ21	07/10/2011	23:52:43	27.660	-18.019	13	(5 ± 4) x 10^{13}	3.1 ± 0.2	0.17 ± 0.08
EQ22	07/10/2011	23:59:41	27.655	-18.020	13	(7 ± 4) x 10^{13}	3.2 ± 0.2	0.3 ± 0.1
EQ23	08/10/2011	00:01:47	27.653	-18.017	13	(2 ± 1) x 10^{13}	2.8 ± 0.2	0.13 ± 0.08
EQ24	08/10/2011	00:46:21	27.655	-18.016	13	(3 ± 2) x 10^{13}	2.9 ± 0.2	0.23 ± 0.08
EQ25	08/10/2011	00:51:21	27.655	-18.016	13	(5 ± 3) x 10^{12}	2.4 ± 0.1	0.11 ± 0.07
EQ26	08/10/2011	01:08:03	27.659	-18.017	13	(2 ± 1) x 10^{13}	2.8 ± 0.2	0.21 ± 0.09
EQ27	08/10/2011	02:05:27	27.656	-18.017	13	(5 ± 3) x 10^{12}	2.4 ± 0.2	0.14 ± 0.07
EQ28	08/10/2011	02:24:26	27.657	-18.016	13	(3 ± 2) x 10^{13}	2.9 ± 0.2	0.13 ± 0.07
EQ29	08/10/2011	02:50:21	27.661	-18.018	13	(8 ± 5) x 10^{12}	2.5 ± 0.2	0.14 ± 0.05
EQ30	08/10/2011	02:50:53	27.659	-18.019	13	(5 ± 3) x 10^{13}	3.1 ± 0.2	0.14 ± 0.07
EQ31	08/10/2011	03:22:15	27.659	-18.017	13	(3 ± 2) x 10^{12}	2.3 ± 0.2	0.18 ± 0.04
EQ32	08/10/2011	05:03:19	27.656	-18.017	13	(3 ± 2) x 10^{12}	2.3 ± 0.1	0.15 ± 0.06
EQ33	08/10/2011	05:47:35	27.660	-18.018	13	(4 ± 2) x 10^{12}	2.3 ± 0.1	0.14 ± 0.06
EQ34	08/10/2011	14:19:13	27.656	-18.016	13	(4 ± 2) x 10^{12}	2.3 ± 0.1	0.14 ± 0.08
MS	08/10/2011	20:34:48	27.658	-18.022	13	(1.2 ± 0.9) x 10^{15}	4.0 ± 0.2	1.2 ± 0.4

6.3. Discusión e interpretación

Los resultados obtenidos en este capítulo revelan detalles importantes sobre el mecanismo focal del terremoto de mayor magnitud de la serie de El Hierro, ocurrido al Sur de la Isla de El Hierro dos días antes del comienzo de la erupción y de 34 precursores:

En primer lugar, a partir de la inversión de T.M.S., se ha obtenido un valor de 12-13km para la profundidad del sismo principal. Estos valores corresponden con la base de la corteza en esta región (Watts, 1994; Ranero *et al.*, 1995) y son compatibles con las profundidades que sugieren Stroncik *et al.* (2009) para la localización de las bolsas de magma en esta zona. Asimismo, los estudios de texturas, petrografía y composición química de los productos emitidos durante las primeras fases de la erupción de 2011 también indican un ascenso rápido del magma desde un reservorio localizado a 12-14km de produndidad (Meletlidis *et al.*, 2012).

Los resultados de la relocalización relativa de este terremoto con el conjunto de precursores, han mostrado un grupo de hipocentros muy próximos, todos ellos a la misma profundidad (13km) y sin migración aparente en el tiempo.

La estimación del momento sísmico escalar del terremoto principal se ha efectuado a partir de tres técnicas diferentes: inversión de T.M.S. y análisis espectral de formas de onda (apartado 6.1) y a partir de la función temporal de la fuente sísmica (apartado 6.2). En todos los casos se obtiene un valor similar, que corresponde a un valor de magnitud $M_W = 4.0$.

El mecanismo focal obtenido para el terremoto principal corresponde a un mecanismo de desgarre con una ligera componente de falla inversa y planos orientados en direcciones NE-SW y WNW-ESE, con un eje de tensión buzando hacia el W y el eje de presión orientado en dirección NNW-SSE (Figura 6.7). Es difícil decidir cual de estos dos es el plano de falla, pero los resultados de la relocalización relativa muestran una alineación de los epicentros de los precursores en dirección WNW-ESE, lo que induce a pensar que el plano de falla es el que presenta esa orientación.

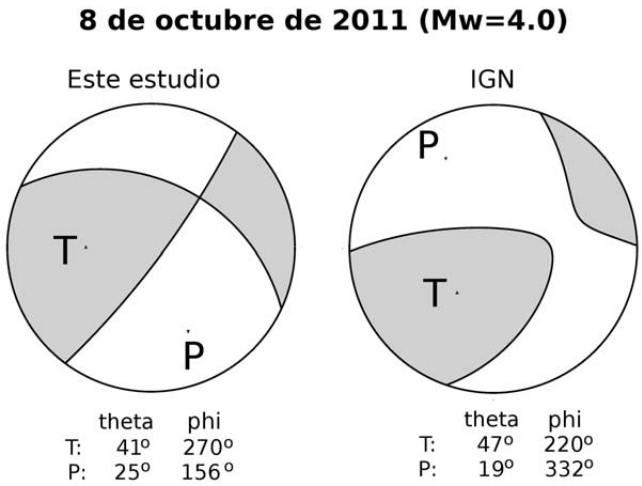


Figura 6.7: *Comparación de la solución obtenida en este estudio (izquierda) con la solución del catálogo TMS del IGN (derecha). Figura modificada de del Fresno et al. (2015).*

Los terremotos 17, 18 y 19 estudiados en el capítulo 5 son tres de los sismos seleccionados en este capítulo como parte de la familia del terremoto principal.Las soluciones de la inversión DC con registros de periodo corto correspondientes a estos precursores muestran un mecanismo focal muy parecido al del terremoto de mayor magnitud; este resultado es coherente y lógico puesto que todos estos sismos tienen formas de onda muy parecidas. Por otro lado, el terremoto 21 del capítulo 5 ocurrió al día siguiente del terremoto principal y, aunque también presenta una solución DC similar, el factor de correlación entre sus sismogramas y los sismogramas del sismo principal no supera el umbral establecido en este estudio para ser considerado como parte de la familia del terremoto principal.

Aunque ciertos procesos en las regiones volcánicas, como la migración de magma y de fluídos hidrotermales, pueden dar lugar a terremotos con componente significativa de no doble par de fuerzas (Shuler *et al.*, 2013), los resultados obtenidos en este capítulo para el terremoto principal muestran que las observaciones sísmicas se pueden explicar con un modelo simple de puro doble par de fuerzas y una dislocación de cizalla. Tanto a distancias locales (red de estaciones de periodo corto en la Isla de El Hierro) como a distancias regionales (red de banda

ancha de otras islas del Archipiélago) se han obtenido buenos ajustes de amplitud espectral y formas de onda teóricas similares a las observaciones con un modelo de este tipo.

Existe una solución automática del mecanismo del terremoto principal calculada en tiempo real por el IGN como parte del catálogo regional de tensor momento sísmico (http://www.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioTensor.do). Las soluciones archivadas en este catálogo se obtienen mediante una inversión de ondas superficiales en el dominio temporal (Rueda & Mézcua, 2005). La solución del catálogo correspondiente a este terremoto también presenta un mecanismo de desgarre pero con mayor componente de falla inversa y con un 12 % de componente CLVD (Figura 6.7). Aunque esta solución presenta una reducción importante de la varianza (más del 75 %), sólo se ha considerado una estación sísmica en el análisis y la solución final no satisface parte de las polaridades de las ondas P registradas en las estaciones más cercanas. Si se comparan los ejes principales de esta solución con los ejes que se han obtenido en este capítulo, se observa que el eje de tensión buza hacia el SW en la solución del catálogo (azimut=220º), mientras que en la solución de la inversión T.M.S. de este trabajo buza hacia el W (azimut=270º)

Aprovechando la mayor magnitud de este terremoto y utilizando los registros de los precursores como funciones de Green, ha sido posible estimar detalles de la función temporal de su fuente sísmica. Los resultados obtenidos en las distintas estaciones muestran en todas ellas una fuente simple, impulsiva y de cerca de $0.3s$ de duración. Esta duración es del mismo orden de magnitud que la obtenida en estudios de terremotos tectónicos del mismo tamaño en otras regiones como Grecia (Courboulex *et al.*, 1996) o el Sur de la Península Ibérica (Buforn *et al.*, 1997). Debido a la escasa cobertura azimutal no es posible apreciar efectos de directividad en este estudio.

El valor obtenido para la caída de esfuerzos del terremoto principal y de los cuatro precursores de mayor magnitud ($1 - 10MPa$) es superior a la caída de esfuerzos de los sismos de la familia de menor magnitud ($0.01 - 1MPa$), reflejando una alta heterogeneidad en la región focal. Las caídas de esfuerzos de los sismos de menor magnitud, aunque los resultados pueden

estar ligeramente subestimados debido a las limitaciones instrumentales, parecen ser del mismo orden que las caídas de esfuerzos obtenidas en otras regiones volcánicas como son el volcán St. Helens (Harrington & Brodsky, 2007) y en el Rift Norte de Islandia (Martens & White, 2013).

Otro resultado importante que se ha obtenido con este estudio, es que el terremoto de mayor magnitud de la familia estudiada fue la última fase de un proceso que comenzó el día anterior (7 de octubre a las 22:14h UTC). La presencia de precursores están normalmente asociadas con la presencia de heterogeneidades en la fuente sísmica (Udías, 1999). La fecha y la hora en que comienzan los sismos coincide con el momento en el que comienza la migración vertical de hipocentros, la máxima liberación de energía sísmica y se alcanza la tasa máxima de deformación (López *et al.*, 2014) de toda la serie. Según el estudio de Sáinz-Maza Aparicio *et al.* (2014), esa misma noche también se observaron variaciones en los valores de gravedad.

Martí *et al.* (2013b) proponían este sismo como el desencadenante del ascenso de magma hacia la superficie, sin embargo, los resultados de este capítulo indican una componente isotrópica despreciable, que descarta cambios de volumen en la región focal, que sería lo esperable en el caso de intrusión de magma en esa zona. El resultado obtenido corresponde a un mecanismo con gran componente de desgarre una compresión horizontal en dirección NNW-SSE, una orientación coherente con los resultados de estudios de modelización neotectónica en la zona (Jiménez-Munt *et al.*, 2001) (flechas grises, figura 6.8) y prácticamente paralela al Rift Sur de El Hierro (lineas discontinuas, figura 6.8).

El mecanismo focal de los terremotos de los últimos días de esta crisis sísmica, justo antes del comienzo de la erupción submarina que coincide con la dirección con la tectónica local de la zona, contrasta con las soluciones de los sismos durante la migración (13 septiembre 2011 - 3 octubre 2011) obtenidas en los capítulos 4 y 5, y que presenta mecanismos de falla inversa o vertical en los que la solución de la inversión MT muestra altas componentes isotrópica y de CLVD.

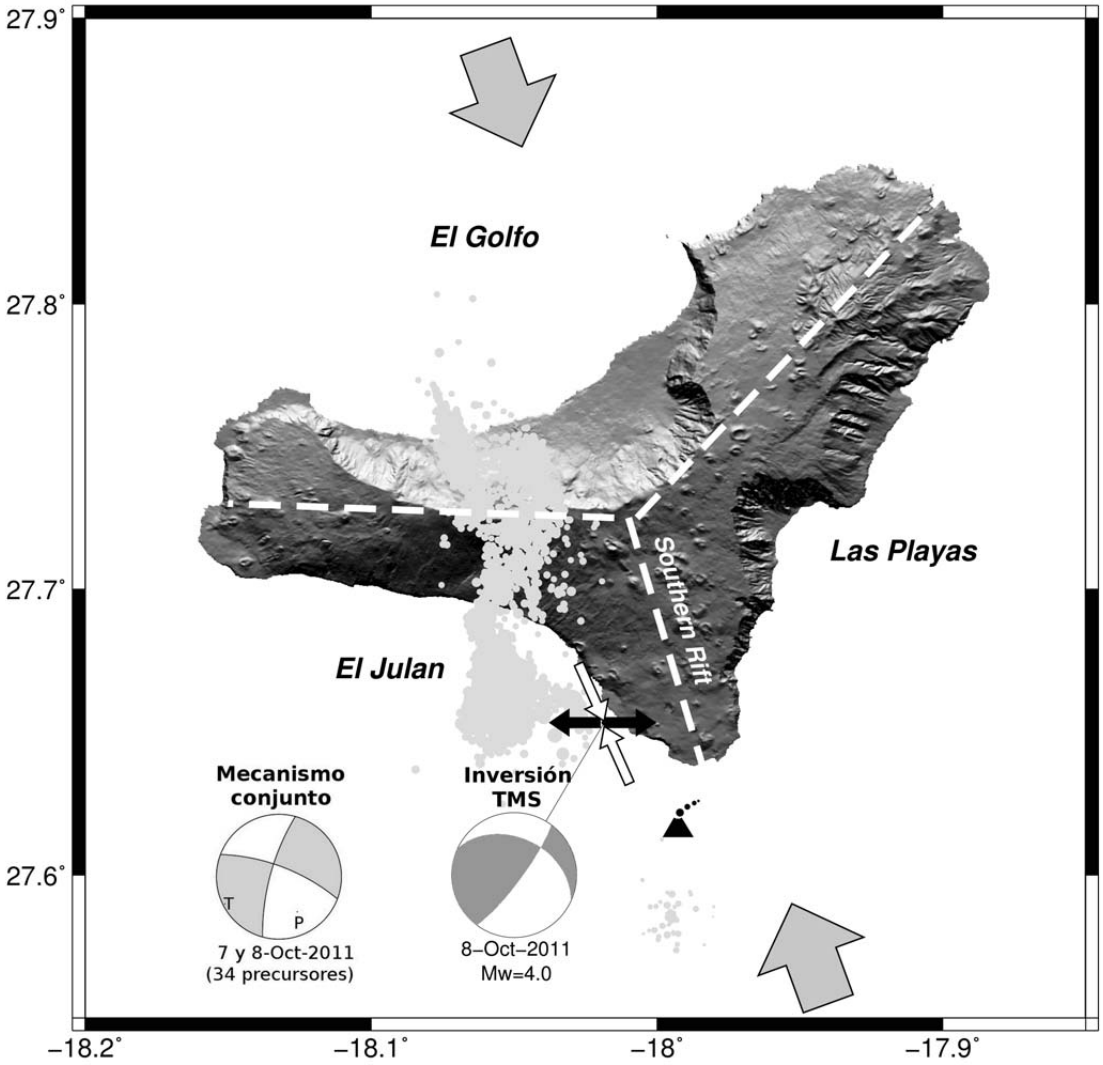


Figura 6.8: *Proyección horizontal de los ejes de tensión (flechas negras) y preión (flechas blancas) del terremoto del 8 de octubre de 2011 ($M_W = 4.0$) junto con el régimen de esfuerzos regional (flechas grises) y los tres rift de El Hierro (linea discontinua blanca). Comparación con el resultado obtenido de mecanismo conjunto de los terremotos precursores. Figura modificada de del Fresno et al. (2015).*

Un posible modelo que permite explicar los dos tipos de mecanismos focales obtenidos en esta tesis sería el siguiente:

- Una primera etapa incluye el comienzo de la serie y la migración de la sismicidad desde el centro de la isla en dirección Sur y que finaliza el día 3 de octubre cuando la serie deja de migrar en esa dirección. En esta etapa, la serie sísmica, considerando un modelo de doble par de fuerzas, presenta soluciones de mecanismo focal de falla inversa o vertical, con ejes de tensión perpendiculares a la migración. Este resultado se ha obtenido tanto a través del estudio de mecanismo conjunto de las familias más numerosas como a partir de la inversión de T.M.S. con datos de periodo corto de los sismos de mayor magnitud ($m_b(Lg) \geq 3.5$). Si se supone un modelo de fuente general, se obtienen mecanismos con cambios de volumen significativos y formados por un dipolo de tensión dominante con la misma orientación que los ejes de tensión de la solución de doble par. La distribución de la sismicidad, acotada en una banda estrecha entre los 12-15km de profundidad, junto con los resultados de mecanismo focal se pueden interpretar por el avance hacia el Sur de un dique horizontal de magma desde el centro de la isla (representado en marrón en la figura 6.9).

- A partir del día 3 de octubre, los hipocentros dejan de migrar en dirección Sur y empiezan a migrar en dirección Este. En esta fase, los resultados de la inversión de T.M.S. de los terremotos ($m_b(Lg) \geq 3.5$) empiezan a mostrar un patrón diferente mostrando un mayor componente de desgarre y, en los sismos situados más cerca de la costa, cierta componente de falla normal. Entre el 3 y el 6 de octubre el cambio sólo se observa en las soluciones de la inversión de T.M.S., pero a partir del día 7 de octubre se hace patente también en el patrón de polaridades sobre la esfera focal. La orientación de los ejes de presión de los terremotos en estas fechas coincide con el régimen de esfuezos regional y local de la zona. A su vez, los resultados del análisis del terremoto de mayor magnitud de la serie ($M_W = 4.0$) utilizando mayor cantidad de datos, incluyendo otra inversión T.M.S. en un rango de frecuencias menor con datos de estaciones de banda ancha de otras islas y estudiando el mecanismo conjunto de sus precursores, reafirman estos resultados de

alta componente de desgarre coincidente con la tectónica local (figura 6.9) Durante este periodo, el dique horizontal habría llegado a una zona más fracturada (en amarillo en la figura 6.9) y habría reactivado un sistema de fallas preexistente (coherente con la tectónica local). La sismicidad en estas fechas estaría controlada por la tectónica local aunque la actividad habría sido disparada por el movimiento de fluídos (gases/magma) en este medio fracturado. Además, la presencia de un medio con estas características habría permitido al magma encontrar camino para ascender de manera asísmica hasta la supercie dando lugar a la erupción.

Como conclusión de este capítulo, se puede decir que, a pesar de las limitaciones de los datos sísmicos con los que se registró el terremoto del 8 de octubre de 2011 ($M_W = 4.0$), ha sido posible determinar su proceso de ruptura obteniendo la orientación de la misma y sus dimensiones, profundidad del foco, función temporal de la fuente sísmica y caída de esfuerzos. Además, los resultados de este capítulo complementan a los de los capítulos 4 y 5 y permiten interpretar de manera conjunta la sismicidad de la reactivación hasta el comienzo de la erupción submarina.

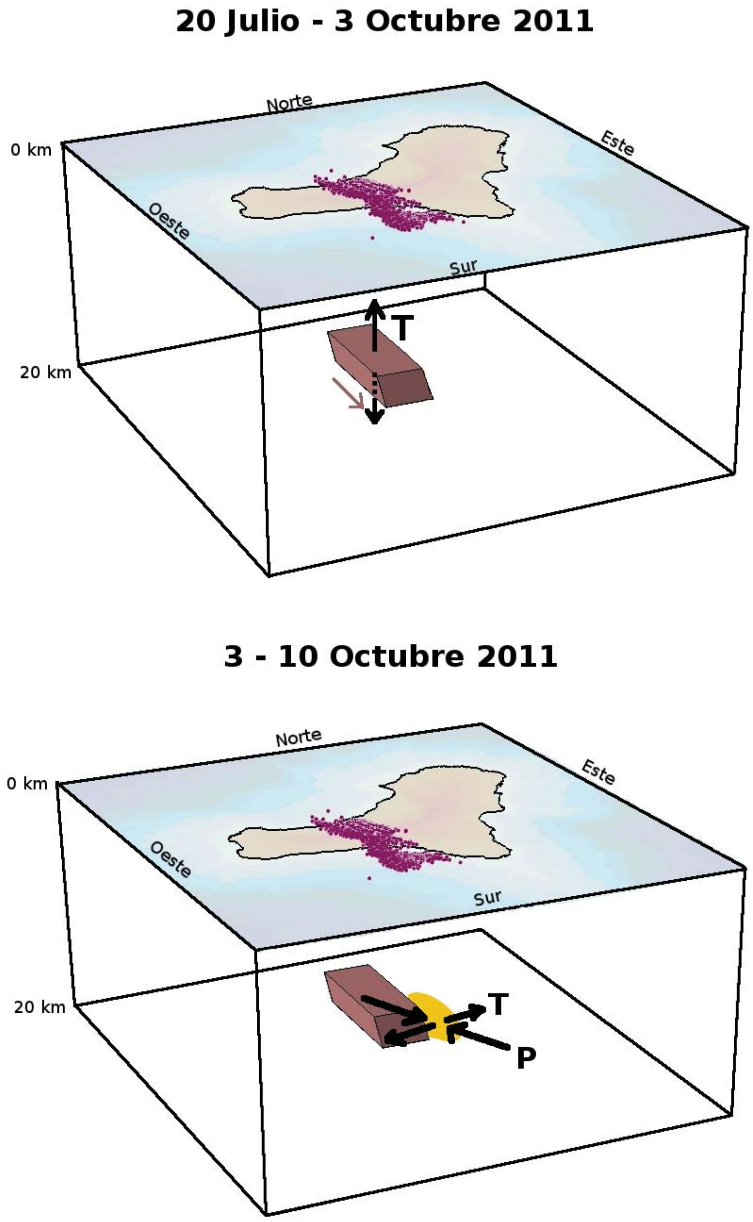


Figura 6.9: *Esquema del modelo propuesto. (a) Primer periodo: el dique horizontal de magma (marrón) avanza desde el centro de la isla en dirección Sur (flecha marrón). (b) Segundo periodo: se activa la zona fracturada señalada en amarillo. Los ejes de esfuerzos correspondientes a las fuentes sísmicas de cada periodo se han representado en negro.*

Capítulo 7

Conclusiones / Conclusions

Conclusiones

Del estudio de la fuente sísmica de la serie de El Hierro 2011, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- La **determinación del mecanismo focal** de los terremotos de la serie sísmica de El Hierro en 2011 (julio - octubre de 2011) es un tema de gran interés puesto que permite realizar un análisis espacio-temporal del proceso de ruptura de la corteza terrestre que precedió la primera erupción submarina monitorizada en el Archipiélago Canario. Sin embargo, el estudio de esta serie sísmica presenta varias dificultades: únicamente existen registros de dos estaciones al comienzo de la reactivación y, aunque la red se densificó considerablemente en los primeros días de la serie, la instrumentación es muy heterogénea. Además, se trata de sismos de baja magnitud ($m_b(Lg) \leq 4.0$) y la cobertura azimutal es escasa debido a la geometría de la propia isla y la ausencia de instrumentación sísmica de fondo marino (OBS). Todos estos factores condicionan las metodologías a aplicar para la determinación del mecanismo focal ya que influyen considerablemente en la fiabilidad

de los resultados. Para poder abordar el problema utilizando la mayor cantidad de información disponible, es necesario combinar diferentes técnicas e interpretar los resultados de manera conjunta. En esta tesis se ha optado por utilizar la metodología de polaridad de ondas P para analizar el mecanismo conjunto de las familias de sismos más numerosas de la reactivación y aplicar la metodología de inversión del tensor momento sísmico para estudiar los terremotos de mayor magnitud de la serie ($m_b(Lg) \geq 3.5$). Además, en el caso del sismo de mayor magnitud de la serie, $M_W = 4.0$, ha sido posible utilizar también la metodología de las funciones de Green empíricas para determinar detalles de la función temporal de la fuente sísmica.

- La aplicación de la metodología del **mecanismo conjunto** ha permitido estudiar toda serie sísmica (20 de julio - 10 octubre de 2011) de manera global. Se ha calculado el mecanismo conjunto de las familias más numerosas de la reactivación y se ha obtenido la evolución temporal de las orientaciones de los planos de falla y ejes principles de la serie considerando un modelo de doble par de fuerzas. Una de las ventajas de la aplicación de esta metodología a la serie de El Hierro, es que ha permitido obtener las direcciones de los esfuerzos de los dos primeros meses de la reactivación, fechas en las que la magnitud de los terremotos no excedía los 2.5 grados y por tanto resulta imposible aplicar cualquier otra técnica. De los resultados obtenidos en el estudio se deduce que los mecanismos focales predominantes corresponden a mecanismos de falla inversa y mecanismos de falla vertical. Los ejes de presión son prácticamente horizontales durante todo el periodo, su orientación se corresponde con el esfuerzo regional de la zona (NNW-SSE) durante los primeros meses de la serie sísmica (20 julio - 26 septiembre) y al final de la misma (7-10 de octubre). Entre el 26 de septiembre y 6 de octubre los ejes P muestran, en general, una orientación N-S, paralela a la migración de epicentros. Los ejes T, que inicialmente son verticales, giran hasta un valor máximo del buzamiento de 45º.

- La **inversión de tensor momento sísmico** es una metodología más completa que el mecanismo conjunto y permite estudiar si existen cambios de volumen en la región focal. Debido a las condiciones específicas del problema que se estudia en este trabajo

(instrumentación heterogénea y escasa cobertura azimutal) se ha comenzado resolviendo el problema inverso con **datos teóricos** para conocer la estabilidad y fiabilidad de las soluciones antes de aplicar la metodología a datos observados. Se ha resuelto la inversión en el dominio de frecuencias, ajustando la amplitud espectral de la forma de onda en las tres componentes, utilizando una ventana que incluye las llegadas de las ondas P y S. Se ha comprobado la influencia de la geometría de la red en los resultados y se ha estudiado la convergencia del algoritmo ante errores en la localización epicentral y el ruido sísmico característico en las estaciones de El Hierro. Todos los test teóricos se han realizado considerando dos tipos de tensor momento: un tensor correspondiente a un modelo de doble par de fuerzas (DC) y otro tensor general formado por seis componentes independientes, lo que incluye componente isotrópica (MT). A partir de los resultados de los test teóricos se puede decir que la aplicación del algoritmo a la zona de estudio proporciona soluciones fiables cuando la magnitud de los terremotos es superior a 3.5.

- Utilizando la misma metodología de inversión de tensor momento sísmico que con los casos teóricos, se ha resuelto la inversión con los **datos de periodo corto** correspondientes a los sismos de mayor magnitud de la serie ($m_b(Lg) \geq 3.5$). Los resultados de la inversión considerando un modelo DC muestran, en su mayoría, mecanismos de falla inversa o mecanismos verticales entre los días 27 de septiembre y 3 de octubre, en concordancia con los resultados del análisis del mecanismo conjunto. La mayor parte de las soluciones de la inversión con un modelo MT, durante estas fechas, muestran importantes componentes isotrópica y CLVD positivas, lo que indican aumento de volumen en la región focal y dipolos de tensión dominantes en las fuentes sísmicas. La dirección de los ejes de tensión es coherente en ambas soluciones (DC y MT) y, en su mayoría, corresponden a ejes de tensión verticales o con valores de buzamiento inferiores a 45º. A partir del día 3 de octubre, tanto las soluciones DC como MT cambian sustancialmente: corresponden a sismos con mayor componente de doble par en la solución MT y los mecanismos DC obtenidos son mecanismos de falla de desgarre o falla normal.

- El terremoto de mayor magnitud de esta serie sísmica (8 de octubre de 2011, 20:34h,

$M_W = 4.0$) se ha estudiado a partir de la inversión de tensor momento sísmico incluyendo, también, los datos de las estaciones de **banda ancha** de otras islas del archipiélago. Además, se ha estudiado la **función temporal de la fuente sísmica** de este terremoto con la técnica de las funciones de Green empíricas. Las formas de onda este terremoto son coherentes con un tensor con gran componente de doble par. La solución obtenida corresponde a un mecanismo de desgarre, con compresión horizontal en dirección NNW-SSE. Estos resultados son muy similares a los resultados de la inversión de tensor momento sísmico del resto de terremotos en la misma zona analizados mediante inversión de tensor momento. Los ejes de presión (ejes P) son coherentes con la dirección del máximo esfuerzo regional en las Islas Canarias y con la dirección de los ejes P obtenida con la metodología del mecanismo conjunto para esas fechas. Los resultados de duración de la fuente sísmica ($0.3s$) es coherente con el tamaño del terremoto.

- A partir de los resultados obtenidos ha sido posible proponer un **modelo** que explique el proceso de ruptura que ha dado lugar a esta serie sísmica. El modelo propuesto consiste en un primer periodo (20 de julio - 3 octubre de 2011) en la que la sismicidad se puede explicar por la intrusión de un dique horizontal desde el centro de la isla avanzando hacia el Sur. El 3 de octubre el dique habría llegado a una zona más fracturada y habría reactivado un sistema de fallas ya existente. A partir de esa fecha y hasta el comienzo de la erupción (3 octubre - 10 de octubre 2011) la sismicidad respondería al patrón de esfuerzos tectónico aunque la actividad habría sido desencadenada por el movimiento de fluídos (gases/magma) en un sistema fracturado. Estos dos diferentes mecanismos en la generación de los terremotos (avance del dique en una primera etapa y esfuerzos tectónicos en la segunda) explican el cambio observado en los mecanismos focales. La presencia de esta zona tan fracturada explicaría también ascenso asísmico del magma desde los 12km de profundidad hasta la superficie.

- Los resultados de esta tesis doctoral han mostrado que, pese al pequeño tamaño de los sismos, la heterogeneidad de la instrumentación y escasa cobertura azimutal, ha sido posible adaptar tanto la metodología de mecanismo conjunto como la metodología de inversión

del tensor momento sísmico para estudiar con éxito el mecanismo focal de los terremotos de esta reactivación volcánica, obteniendo información de la serie sísmica que no había sido observada en estudios anteriores. Este trabajo avala el uso de esta combinación de técnicas para realizar estudios futuros en la zona.

Por último, teniendo en cuenta los resultados obtenidos en este estudio, se proponen algunas recomendaciones para futuras líneas de investigación que pueden ser de gran utilidad, tanto para profundizar en el conocimiento del proceso físico provocado por la intrusión de los diques de magma como para la monitorización de la actividad sismovolcánica de las Islas Canarias:

- Completar el estudio teórico de la metodología de inversión de tensor momento sísmico para determinar la influencia de errores en el modelo de corteza.
- Densificar la red de estaciones de banda ancha en el Archipiélago Canario con instrumentación tanto en tierra como en mar (OBS).
- Estudiar con las mismas metodologías utilizadas en este trabajo, la sismicidad de las distintas reactivaciones posteriores a la erupción de El Hierro que no han dado lugar a ninguna erupción. Puesto que cada una de las reactivaciones ha migrado en una dirección diferente, el análisis de los mecanismos de sus terremotos sería de gran utilidad para comprobar si siguen el mismo patrón que los del periodo pre-eruptivo.
- Aplicar la metodología de inversión de tensor momento sísmico al estudio de los sismos de origen tectónico de mayor magnitud del Archipiélago Canario ($M_W \geq 4.0$).
- Automatizar las metodología de determinación del mecanismo conjunto y la inversión de tensor momento sísmico para funcionar en tiempo real y formar parte del sistema de vigilancia volcánica del Instituto Geográfico Nacional.

Conclusions

The study of the seismic sources of El Hierro 2011 series led to the following conclusions:

- The earthquake focal mechanisms of El Hierro seismic series (July - October 2011) is an interesting subject of study in order to understand the spatial and time evolution of the crust's rupture process which preceded the submarine eruption of El Hierro 2011-2012. This eruption was the first one fully monitored in the Canarian Archipelago. However, there are some constrains that limit the application of the methodologies and directly affect on the reliability of the results. The first constraint is the sparse seismic network at the begining of the unrest, though this network was densified during the first days of the series, the seismic instrumentation is heterogeneous. The second constraint is the low magnitude of the earthquakes ($m_b(Lg) \leq 4.0$). The last constraint is the low azimuthal coverage due to the island geometry and the absence of ocean bottom seismometers (OBS). Under these conditions, it is necessary to combine different techniques to infer the focal mechanisms from all the available information. Moreover, the results obtained with the different methodologies need to be jointly interpreted. Two methodologies have been used in this work: on one hand, the first motion P polarities methodology was used to obtain the joint fault-plane solutions of the most populated families of the unrest. On the other hand, point source moment tensor inversions were performed in order to study the seismic sources of the 22 largest earthquakes of the series ($m_b(Lg) \geq 3.5$). To complete the study of the largest earthquake, $M_W = 4.0$, the source time function of this shock was retrieved using the Green function methodology.

- The use of the first motion P polarities methodology was applied to the whole seismic series (20th July - 10th October 2011) in order to retrieve its global pattern. Considering a double couple source model, joint mechanism solutions of the most populated families of the unrest were calculated and time evolution of fault-planes and principle axes orientation were obtained. One of the advantages on the application of this methodology was to bring

insight on the stress orientation during the first two months of the reactivation, when the low magnitude of the earthquakes (not greater than 2.5) made it impossible to apply any other technique. The focal fault-plane solutions mostly correspond to thrust and vertical mechanisms. Pressure axes are mainly horizontal throughout the series and their direction agrees with the maximum regional compression on the Archipelago during the first months of the unrest (20th July - 26th September) and during the last days of the series (7th - 10th October). From the 26th September to the 6th October, they show N-S orientation parallel to the epicenter migration. Tension axes are vertical at the begining of the unrest and rotate up to a maximum dip of 45º at the end of the series.

- The moment tensor inversion is a more complete methodology than the first motion polarities, as it can determine volume changes in the focal region. Due to the specific characteristics of the problem studied in this work (heterogeneous instrumentation and limited azimuthal coverage), different tests using synthetic data were carried out in order to corroborate the stability of the inversion solution before applying the algorithm to El Hierro series. The inversion was performed in the frequency domain and the three components of the amplitude spectra were fitted. The time window used includes the arrivals of P and S waves. The influence of the network distribution in the inversion results was tested and the algorithm convergence was analyzed assuming possible small deviations in the earthquake epicentral parameters and adding to the synthetic seismograms the characteristic noise of El Hierro stations. The inversions were performed using two different types of moment tensor: the first one corresponding to a double couple model (DC) and the second one corresponding to a full moment tensor formed by six independent components (MT). This latest model includes isotropic component related to volume changes. The results obtained using synthetic data show reliable solutions of the moment tensor inversion applied to El Hierro data for earthquakes with magnitudes larger than 3.5.

- The same moment tensor inversion methodology used in the synthetic tests was applied to study the largest earthquakes of the swarm ($m_b(Lg) \geq 3.5$) using short period data of El Hierro temporary network. The results obtained for the earthquakes occurred between

27th of September and 3rd of October 2011 correspond to thrust or vertical mechanism when considering a DC model. These results are consistent with the joint solutions obtained using the first motion polarities. During the same period, the solutions obtained considering a MT model, indicate significant isotropic and CLVD components which can be interpreted as volume increases in the focal region due to the magma intrusion and a dipole of tension axes in the seismic source. The orientation of the tension axes is similar for both solutions (DC and MT) and it is vertical or with $\Theta_T < 45^o$ for most of the shocks. The solutions obtained for the earthquakes occurred after the 3rd of October, show a different pattern: a larger double couple component is obtained using the full MT model and the DC solutions correspond to strike-slip or normal fault mechanisms.

- The focal mechanism of the largest earthquake of the series (8th October 2011, 20:34h, $M_W = 4.0$) was obtained using the moment tensor inversion methodology and two different datasets: the first one takes into account the short-period instruments of the temporary network of El Hierro and the second one relies on broadband data from the permanent network of the whole Canarian archipelago. Furthermore, the source time function of this earthquake has been retrieved using the empirical Green Function methodology. Seismic waveforms of the earthquake are consistent with a pure double couple mechanism with an important component of strike-slip fault and a maximum horizontal compression in NNW-SSE direction. The results for this earthquake are similar to the inversion results of other earthquakes in the same area between the 7th-9th of October. Pressure axes are parallel to the regional maximum compression in the Canarian archipelago and agrees with the P axes direction derived from the joint fault-plane solutions during that days. A source time function duration of $0.3s$ was obtained which is consistent with the earthquake size.

- Considering the results obtained in this work, a model has been proposed in order to explain the rupture process of this seismic series. The model comprises two different periods: in the first one (from the 20th of July to the 3rd of October 2011) seismicity can be explained due to a horizontal magmatic intrusion which started at the center

of the island and propagated in the southern direction. This period ends on the 3rd of October, when the dyke would have arrived to a more fractured area and reactivated some preexisting faults. The second period comprises from that time until the day of the eruption onset, when the seismicity would be a consequence of the regional stresses and had been triggered by the dyke intrusion and the fluid movements (gas/magma) through a fractured medium. This two diferent mechamisms of the origin of the earthquakes (dyke propagation during the first period and regional stresses in the second one) explain the change observed in the focal mechanisms. The existence of this fractured area would also explain the aseismic ascent of the magma to the surface from 12km depth.

- The results of this work showed that, though the low magnitude of the earthquakes, the instrumentation heterogeneity and the low azimuthal coverage in the area, it was possible to apply two different methodologies in order to study the focal mechanisms of the earthquakes of this series. The results obtained have brought up new information that had not been observed before and supports the use of the combination of the two methodologies for future works in volcanic islands.

Finally, considering the results obtained in this work, some recommendation for future possible investigation are proposed. This proposals would be very interesting to a better knowledgment about magma intrusions as well as for the seismic monitoring in the Canary Islands:

- To test the crust mismodelling influence in the inversion results using synthetic data.
- To densify the broad band network of the Canarian Archipelago adding some new seismic stations on land and some ocean bottom seismometers.
- To apply the methodologies used in this work to the other series occurred in the island during the following years (2012-2015). As every series has migrated in different direction, it would be interesting to check if all the focal mechanisms of the earthauqkes follow the same pattern.

- To apply the moment tensor inversion methodology to the largest tectonic earthquakes occurred in the Archipelago.
- To automate the methodologies for the computation of the joint fault-plane solutions and the moment tensor inversion to be applied in real time as part of the volcanic monitoring system of the Instituto Geográfico Nacional.

Referencias

Aki, K. & Richards, P. G., 1980. *Quantitive Seismology. Theory and Methods.* W. H. Freeman, San Francisco (EEUU). 2 volúmenes. 932 páginas.

Anguita, F. & Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 1–26. doi:10.1016/S0377-0273(00)00195-5.

Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K. & Cheminee, J. L., 2005. Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *Geophysical Journal International*, 161(2), 549–558. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02606.x.

Blanco, M. J., Casas, B. & Moreno, M. J., 2000. Red de Vigilancia Volcanica del Centro Geofísico de Canarias del Instituto Geográfico Nacional. En: Astiz, M. & García, A., eds., *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*. Servicio de Publicaciones. Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote.

Blanco, M. J., Fraile-Nuez, E., Felpeto, A., Santana-Casiano, J. M., Abella, R., Fernández-Salas, L. M., Almendros, J., Díaz-del Río, V., Domínguez Cerdeña, I., García-Cañada, L., González-Dávila, M., López, C., López-González, N., Meletlidis, S. & Vázquez, J., 2015. Comment on "Evidence from acoustic imaging for submarine volcanic activity in 2012 off the west coast of El Hierro (Canary Islands, Spain)" by Pérez NM, Somoza L, Hernández PA, González de Vallejo L, León R, Sagiya T, Biain A, González FJ, Medialdea T, Barrancos J, Ibáñez J, Sumino H, Nogami K and Romero C [Bull Volcanol (2014) 76:882-896]. *Bulletin of Volcanology*, 77(7):62. doi:10.1007/s00445-015-0947-6.

Blanco-Montenegro, I., Nicolosi, I., Pignatelli, A. & Chiappini, M., 2008. Magnetic imaging of the feeding system of oceanic volcanic islands: El Hierro (Canary Islands). *Geophysical Journal International*, 173(1), 339–350. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03723.x.

Braunmiller, J., Kradolfer, U., Baer, M. & Giardini, D., 2002. Regional moment tensor determination in the European-Mediterranean area - initial results. *Tectonophysics*, 356(1-3), PII S0040–1951(02)00374–8. doi:10.1016/S0040-1951(02)00374-8.

Bravo, T., 1968. Hidrogeología de la isla de El Hierro. *Estudios Canarios*, 11, 12, 13, 88–90.

Brillinger, D. R., Udías, A. & Bolt, B. A., 1980. A Probability Model for Regional Focal Mechanism Solutions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70, 149–170.

Buforn, E., Coca, P., Udías, A. & Lasa, C., 1997. Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain. *Journal of Seismology*, 1(2), 113–130.

Buforn, E., Udías, A. & Madariaga, R., 1994. *Mecanismo focal de los terremotos*, tomo 6. Editorial Complutense.

Canas, J. A., Pujades, L. G., Blanco, M. J., Soler, V. & Carracedo, J. C., 1995. Coda-Q distribution In the Canary-Islands. *Tectonophysics*, 246(4), 245–261. doi:10.1016/0040-1951(94)00258-B.

Canas, J. A., Ugalde, A., Pujades, L. G., Carracedo, J. C., Soler, V. & Blanco, M. J., 1998. Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-solid Earth*, 103(B7), 15037–15050. doi:10.1029/98JB00769.

Carracedo, J. C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 1–19. doi:10.1016/S0377-0273(99)00095-5.

Carracedo, J. C., 2008. *Los Volcanes de las Islas Canarias. Tomo IV: La Palma, La Gomera y El Hierro*. Editorial Rueda S. L., Madrid (España).

Carracedo, J. C., Pérez-Torrado, F., Rodríguez, A., Fernández Turiel, J. L., Klügell, A., Troll, V. R. & Wiesmaier, S., 2012a. The ongoing volcanic eruption of El Hierro, Canary Islands. *Eos, Transactions*, 93 (9)(9), 89–90. doi:10.1029/2012EO090002.

Carracedo, J. C., Pérez-Torrado, F., Rodríguez, A., Soler, V., Fernández Turiel, J. L., Troll, V. R. & Wiesmaier, S., 2012b. The 2011 submarine volcanic eruption in El Hierro (Canary Islands). *Geology Today*, 28(2), 53–58. doi:10.1111/j.1365-2451.2012.00827.x.

Carracedo, J. C., Rodríguez-Badiola, E., Guillou, H., de la Nuez, J. & Pérez-Torrado, F., 2001. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geoloógicos*, 57, 171–295.

Carreño, E., Benito, B., Martínez Solares, J. M., Cabañas, L., Giner, J., Murphy, P., López, C., del Fresno, C., Alcalde, J. M., Gaspar-Escribano, J. M., Antón, R., Martínez-Diaz, J., Cesca, S., Izquierdo, A., Sánchez Cabañero, J. G. & Expósito, P., 2008. The 7 June 2007 mb(Lg) 4.2 Escopete earthquake: an event with significant ground motion in a stable zone (Central Iberian Peninsula). *Seismological Research Letters*, 79(6), 820–829. doi:10.1785/gssrl.79.6.820.

Cesca, S., 2005. *Inversión del tensor momento sísmico de terremotos superficiales a distancias regionales*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid (España). 289 páginas.

Cesca, S., Buforn, E. & Dahm, T., 2006. Amplitude spectra moment tensor inversion of shallow earthquakes in Spain. *Geophysical Journal International*, 166(2), 839–854. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03073.x.

Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., González, A., Buforn, E., Maghsoudi, S., Blanch, E. & Dahm, T., 2014a. The 2013 September–October seismic sequence offshore Spain: a case of seismicity triggered by gas injection? *Geophysical Journal International*, 198(2), 941–953. doi:10.1093/gji/ggu172.

Cesca, S. & Heimann, S., 2013. A practical on moment tensor inversion using the Kiwi tools. En: Bormann, P., ed., *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, págs. 1–24.

Cesca, S., Heimann, S. & Dahm, T., 2011. Rapid directivity detection by azimuthal amplitude spectra inversion. *Journal of Seismology*, 15(1), 147–164. doi:10.1007/s10950-010-9217-4.

Cesca, S., Heimann, S., Stammler, K. & Dahm, T., 2010. Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances. *Journal of Geophysical Research-solid Earth*, 115, B06304. doi:10.1029/2009JB006450.

Cesca, S., Şen, A. T. & Dahm, T., 2014b. Seismicity monitoring by cluster analysis of moment tensors. *Geophysical Journal International*, 196(3), 1813–1826. doi:10.1093/gji/ggt492.

Chouet, B., 1996. New methods and future trends in seismological volcano monitoring. En: Scarpa, R. & Tilling, R., eds., *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, págs. 23–98. Springen-Verlag, Berlin.

Courboulex, F., Virieux, J., Deschamps, A., Gilbert, D. & Zollo, A., 1996. Source Investigation of a Small Event Using Empirical Green Functions and Simulated Annealing. *Geophysical Journal International*, 125, 768–780.

Dahlen, F. A. & Tromp, J., 1998. *Theoretical Global Seismology*. Princeton University Press, New Jersey (Estados Unidos).

Dahm, T., Manthei, G. & Eisenblätter, J., 1999. Automated moment tensor inversion to estimate source mechanisms of hydraulically induced micro-seismicity in salt rock. *Tectonophysics*, 306, 1–17.

Darias y Padrón, D. V., 1980. *Noticias generales históricas sobre la Isla de El Hierro, una de las Canarias*. Ed Goya, Santa Cruz de Tenerife, 2 edición.

Dañobeitia, J. J., 1980. *Interpretación de la estructura de la corteza en el Archipiélago Canario*

a partir de perfiles sísmicos profundos de refracción. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, Madrid (España). 91 páginas.

Deichmann, N., 1999. Empirical green's functions: A comparison between pulse width measurements and deconvolution by spectral division. *Bulletion Seismological Society of America*, 89, 178–189.

Domínguez Cerdeña, I., del Fresno, C. & Gomis Moreno, A., 2014a. Seismicity Patterns Prior to the 2011 El Hierro Eruption. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1), 567–575. doi:10.1785/0120130200.

Domínguez Cerdeña, I., del Fresno, C., Gomis Moreno, A., Hernández Yanes, P., Meletlidis, S. & López, C., 2014b. Characterization of the seismicity prior to the 2011 El Hierro eruption. En: *European Geosciences Union. General Assembly.* Vienna. Austria.

Domínguez Cerdeña, I., del Fresno, C. & Rivera, L., 2011. New insight on the increasing seismicity during Tenerife's 2004 volcanic reactivation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206(1-2), 15–29. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.06.005.

Dreger, D. & Helmberger, V., 1993. Determination of source parameters at regional distances with three component sparse network data. *Journal of Geophysical Research*, 98, 8107–8125.

Dziewonski, A. M., Chou, T. A. & Woodhouse, J. H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 86, 2825–2852.

Dziewonski, A. M. & Woodhouse, J. H., 1983. An experiment in the systematic study of global seismicity: Centroid moment-tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *Journal of Geophysical Research*, 88, 3247–3271.

Ekström, G., Nettles, M. & Dziewoński, A., 2012. The global CMT project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200–201(0), 1 – 9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.

Foulger, G. R. & Julian, B. R., 1993. Non-double-couple Earthquakes at the Hengill-Grensdalur Volcanic Complex, Iceland: Are They Artifacts of Crustal Heterogeneity? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(1), 38–52.

Foulger, G. R., Julian, B. R., Hill, D. P., Pitt, A. M., Malin, P. E. & Shalev, E., 2004. Non-double-couple microearthquakes at Long Valley caldera, California, provide evidence for hydraulic fracturing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132, 45–71. doi: 10.1016/S0377-0273(03)00420-7.

Frankel, A., Fletcher, J., Vernon, F., Haar, L., Berger, J., Hanks, T. & Brune, J., 1986. Rupture Characteristics and Tomography Source Imaging of ML=3 Earthquakes Near Anza, Southern California. *Journal of Geophysical Research*, 91, 12633–12650.

Frankel, A. & Kanamori, H., 1983. Determination of Rupture Duration and Stress Drop from Earthquakes in Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 1527–1551.

del Fresno, C., Domínguez Cerdeña, I., Cesca, S. & Buforn, E., 2015. The 8 October 2011 Earthquake at El Hierro (Mw 4.0): Focal Mechanisms of the Mainshock and Its Foreshocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(1), 330–340. doi:10.1785/0120140151.

García, A., Fernández-Ros, A., Berrocoso, M., Marrero, J. M., Prates, G., De la Cruz-Reyna, S. & Ortiz, R., 2014. Magma displacemen under insular volcanic fields, applications to eruption forecasting: El Hierro, Canary Islands, 2011-2013. *Geophysical Journal International*. doi: 10.1093/gji/ggt505.

García-Cañada, L., Cano, M. A., García-Arias, M., Pereda, J., González-Alonso, E. & Valdés, M., 2012. Control de deformaciones en la reactivación y erupción de El Hierro (islas canarias, españa) 2011-2012 deformation monitoring of the volcano unrest and eruption of El Hierro (canary island, Spain) 2011-2012. En: *7ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, págs. 2011–2012.

García-Yeguas, A., Ibáñez, J. M., Koulakov, I., Jakovlev, A., Romero-Ruiz, M. C. & Prudencio, J., 2014. Seismic tomography model reveals mantle magma sources of recent volcanic activity at El Hierro island (Canary Islands, Spain). *Geophysical Journal International*, 199(3), 1739–1750. doi:10.1093/gji/ggu339.

Gee, M. J. R., Masson, D. G., Watts, A. B. & Mitchell, N. C., 2001. Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105(1-2), 107–119. doi:10.1016/S0377-0273(00)00241-9.

Gilbert, F., 1973. Derivation of source parameters from low-frecuency spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Serie A*, 274, 369–371.

Gilbert, F. & Dziewonski, A., 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Serie A*, 278, 187–269.

Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M. & Minner, L., 2003. SAC2000: signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. En: Lee, W. H. K., Kanamori, H., Jennings, P. & Kisslinger, C., eds., *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. London Academic Press.

González, P., Samsonov, S. V., Pepe, S., Tiampo, K. F., Tizzani, P., Casu, F., Fernandez, J., Camacho, A. G. & Sansosti, E., 2013. Magma dynamics at 2011-2012 el hierro eruption. *Journal of Geophysical Research*. doi:2013JB010184.

Guillou, H., Carracedo, J. C., Torrado, F. P. & Badiola, E. R., 1996. K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73(1-2), 141–155. doi:10.1016/0377-0273(96)00021-2.

Gutenberg, B. & Richter, C. F., 1956. Magnitude and energy of earthquakes. *Annals of Geophysics*, 9, 1–15.

Harrington, R. M. & Brodsky, E. E., 2007. Volcanic hybrid earthquakes that are brittle-failure events. *Geophysical Research Letters*, 34(6), L06308. doi:10.1029/2006GL028714.

Hartzell, S., 1978. Earthquake Aftershocks as Green's Functions. *Geophysical Research Letters*, 5, 1–5.

Heimann, S., 2011. *A robust method to estimate kinematic earthquake source parameters*. Tesis Doctoral, University of Hamburg. Germany.

Hernández-Pacheco, A., 1982. Sobre una posible erupción en 1793 en la isla de El Hierro (canarias). *Estudios Geológicos*, 38, 15–25.

Ibáñez, J. M., De Angelis, S., Diaz-Moreno, A., Hernandez, P., Alguacil, G., Posadas, A. & Perez, N., 2012. Insights into the 2011-2012 submarine eruption off the coast of El Hierro (Canary Islands, Spain) from statistical analyses of earthquake activity. *Geophysical Journal International*, 191(2), 659–670. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05629.x.

Ichinose, G. A., Smith, K. D. & Anderson, J. G., 1997. Source Parameters of the 15 November 1995 Border Town, Nevada, Earthquake Sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(3), 652–667.

Ide, S., Beroza, G. C., Prejean, S. G. & Ellsworth, W. L., 2003. Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings. *Journal of Geophysical Research-solid Earth*, 108(B5), 2271. doi:10.1029/2001JB001617.

Irikura, K., 1983. Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes. *Bulletin Disaster Prevention Research Institute*, 33, 63–104.

Jiménez, M. J. & García-Fernández, M., 1996. Aftershock sequence of the 9 may 1989 Canary Islands earthquake. *Tectonophysics*, 255(1-2), 157–162.

Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Torne, M. & Bird, P., 2001. The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region: results from a thin-sheet model. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 175–189.

Jost, M. L. & Herrmann, R. B., 1989. A student's guide to and review of moment tensor. *Seismological Research Letters*, 60, 37–57.

Julian, B. R., Pitt, A. M. & Foulger, G. R., 1998. Seismic image of a CO2 reservoir beneath a seismically active volcano. *Geophysical Journal International*, 133(1), F7–F10. doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.1331540.x.

Kagan, Y. Y. & Jackson, D. D., 1991. Long-term earthquake clustering. *Geophysical Journal International*, 104(1), 117–133. doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb02498.x.

Kanamori, H. & Anderson, D. L., 1975. Theoretical Basis of Some Empirical Relations In Seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5), 1073–1095.

Kanamori, H. & Given, J. W., 1982. Analysis of long-period seismic waves excited by the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens—A terrestrial monopole? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B7), 5422–5432. doi:10.1029/JB087iB07p05422.

Kikuchi, M. & Kanamori, H., 1982. Inversion of Complex Body Waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 491–506.

Knopoff, L. & Randall, M. J., 1970. The compensated linear-vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75(26), 4957–4963. doi: 10.1029/JB075i026p04957.

Kraeva, N., 2004. Tikhonov's Regularization for Deconvolution in the Empirical Green Function Method and Vertical Directivity Effect. *Tectonophysics*, 383, 29–44.

Lanza, V., Spallarossa, D., Cattaneo, M., Bindi, D. & Augliera, P., 1999. Source parameters of small events using constrained deconvolution with empirical Green's functions. *Geophysical Journal International*, 137(3), 651–662. doi:10.1046/j.1365-246x.1999.00809.x.

Legrand, D., Kaneshima, S. & Kawakatsu, H., 2000. Moment tensor analysis of near-field broadband waveforms observed at Aso Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101, 155–169.

Ligorría, C. P. & Ammon, C., 1999. Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 1395–1400.

Lokmer, I., Bean, C. J., Saccorotti, G. & Patanè, D., 2007. Moment-tensor inversion of LP events recorded on Etna in 2004 using constraints obtained from wave simulation tests. *Geophysical Research Letters*, 34(22). doi:10.1029/2007GL031902. L22316.

Longpré, M.-A., Klügel, A., Diehl, A. & Stix, J., 2014. Mixing in mantle magma reservoirs prior to and during the 2011-2012 eruption at El Hierro, Canary Islands. *Geology*. doi: 10.1130/G35165.1.

López, C., Blanco, M. J., Abella, R., Brenes, B., Cabrera Rodríguez, V. M., Casas, B., Domínguez Cerdeña, I., Felpeto, A., Fernandez de Villalta, M., del Fresno, C., García, O., García-Arias, M. J., García-Canada, L., Gómis Moreno, A., González-Alonso, E., Guzman Perez, J., Iribarren, I., López-Diaz, R., Luengo-Oroz, N., Meletlidis, S., Moreno, M., Moure, D., Pereda de Pablo, J., Rodero, C., Romero, E., Sáinz-Maza, S., Sentre Domingo, M. A., Torres, P. A., Trigo, P. & Villasante-Marcos, V., 2012. Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011-2012 submarine eruption. *Geophysical Research Letters*, 39, L13303. doi:10.1029/2012GL051846.

López, C., Martí, J., Abella, R. & Tarraga, M., 2014. Applying fractal dimensions and energy-budget analysis to characterize fracturing processes during magma migration and eruption: 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *Surveys in Geophysics*, págs. 1–22. doi:10.1007/s10712-014-9290-2.

Maghsoudi, S., Hainzl, S., Cesca, S., Dahm, T. & Kaiser, D., 2013. Identification and characterization of growing large-scale en-echelon fractures in a salt mine. *Geophysical Journal International*. doi:10.1093/gji/ggt443.

Martens, H. R. & White, R. S., 2013. Triggering of microearthquakes in Iceland by volatiles released from a dyke intrusion. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1738–1754. doi: 10.1093/gji/ggt184.

Martí, J., Castro, a., Rodriguez, C., Costa, F., Carrasquilla, S., Pedreira, R. & Bolos, X., 2013a. Correlation of Magma Evolution and Geophysical Monitoring during the 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) Submarine Eruption. *Journal of Petrology*, 54(7), 1349–1373. doi:10.1093/petrology/egt014.

Martí, J., Pinel, V., López, C., Geyer, A., Abella, R., Tárraga, M., Blanco, M. J., Castro, A. & Rodríguez, C., 2013b. Causes and mechanisms of the 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 1–17. doi: 10.1002/jgrb.50087.

Massin, F., Ferrazzini, V., Bachelery, P., Nercessian, A., Duputel, Z. & Staudacher, T., 2011. Structures and evolution of the plumbing system of Piton de la Fournaise volcano inferred from clustering of 2007 eruptive cycle seismicity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 202(1-2), 96–106. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.01.008.

Masson, D. G., 1996. Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology*, 24(3), 231–234. doi:10.1130/0091-7613(1996)024⟨0231:CCOTVI⟩2.3.CO;2.

Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., Urgeles, R., Mitchell, N. C., Le Bas, T. P. & Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-science Reviews*, 57(1-2), 1–35. doi:10.1016/S0012-8252(01)00069-1.

Meletlidis, S., Roberto, A. D., Pompilio, M., Bertagnini, A., Iribarren, I., Felpeto, A., Torres, P. A. & Oriano, C. D., 2012. Xenopumices from the 2011-2012 submarine eruption of El Hierro (Canary Islands, Spain): Constraints on the plumbing system and magma ascent. *Geophysical Research Letters*, 39, 1–6. doi:10.1029/2012GL052675.

Menke, W., 2012. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory (Third Edition)*. Academic Press, Elsevier, Waltham, Massachusetts, EEUU, 3ª edición. doi:10.1016/B978-0-12-397160-9.00019-9.

Mézcua, J., 1995. Redes sísmicas regionales. Inf. téc., Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Monografía nº 11.

Mézcua, J., Buforn, E., Udías, A. & Rueda, J., 1992. Seismotectonics of the Canary Islands. *Tectonophysics*, 208, 447–452.

Miller, A. D., Foulger, G. R. & Julian, B. R., 1998a. Non-double-couple earthquakes 2. observations. *Reviews of Geophysics*, 36(4), 551–568. doi:10.1029/98RG00717.

Miller, A. D., Julian, B. R. & Foulger, G. R., 1998b. Three-dimensional seismic structure and moment tensors of non-double-couple earthquakes at the Hengill-Grensdalur volcanic complex, Iceland. *Geophysical Journal International*, 133(2), 309–325.

Mori, J. & Frankel, A., 1990. Source Parameters for Small Events Associated with the 1986 North Palm Springs, California, Earthquake Determined Using Empirical Green Functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80, 278–295.

Mueller, C., 1985. Source Pulse Enhancement by Deconvolurion of an Empirical Green's Function. *Geophysical Research Letters*, 12, 33–36.

Müller, G., 1985. The reflectivity method: A tutorial. *Journal of Geophysics*, 58, 153–174.

Nabelek, J. & Xia, G., 1995. Moment-Tensor Analysis Using Regional Data: Application to the 25 March 1993, Scotts Mills, Oregon Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 22, 13–16.

Nettles, M. & Ekström, G., 1998. Faulting mechanism of anomalous earthquakes near Bárdarbunga Volcano, Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B8), 17973–17983. doi:10.1029/98JB01392.

Nishimura, T., 1995. Source parameters of the volcanic eruption earthquakes at Mount Tokachi, Hokkaido, Japan, and a magma ascending model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12465–12473. doi:10.1029/95JB00867.

Panza, G. F. & Sarao, A., 2000. Monitoring volcanic and geothermal areas by full seismic moment tensor inversion: are non double couple components always artefacts of modelling? *Geophysical Journal International*, 143(2), 353–364. doi:10.1046/j.1365-246X.2000.01250.x.

Passarelli, L., Rivalta, E., Cesca, S. & Aoki, Y., 2015. Stress changes, focal mechanisms, and earthquake scaling laws for the 2000 dike at Miyakejima (Japan). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, págs. n/a–n/a. doi:10.1002/2014JB011504. 2014JB011504.

Pérez, N. M., Somoza, L., Hernández, P. A., de Vallejo, L. G., León, R., Sagiya, T., Biain, A., González, F. J., Medialdea, T., Barrancos, J., Ibáñez, J., Sumino, H., Nogami, K. & Romero, C., 2014. Evidence from acoustic imaging for submarine volcanic activity in 2012 off the west coast of El Hierro (Canary Islands, Spain). *Bulletin of Volcanology*, 76. doi: 10.1007/s00445-014-0882-y.

Pérez-Torrado, F. J., Carracedo, J. C., Rodríguez-González, A., Soler, V., Troll, V. R. & Wiesmaier, S., 2012. The submarine eruption of La Restinga (El Hierro, Canary Islands): October 2011-March 2012. *Estudios Geológicos, Madrid*, 68(1), 5–27. doi:10.3989/egeol.40918.179.

Pesicek, J. D., Sileny, J., Prejean, S. G. & Thurber, C. H., 2010. Determination and Uncertainty of Moment Tensors for Microearthquakes at Okmok Caldera, Alaska.

Prates, G., García, A., Fernández-Ros, A., Marrero, J. M., Ortiz, R. & Berrocoso, M., 2013. Enhancement of sub-daily positioning solutions for surface deformation surveillance at El Hierro volcano (Canary Islands, Spain). *Bulletin of Volcanology*, 75(6), 724. doi:10.1007/s00445-013-0724-3.

Randall, G. R., Ammon, C. J. & Owens, T. J., 1995. Moment Tensor Estimation Using Regional Seismograms from Tibetan Portable Network Deployment. *Geophysical Research Letters*, 22, 1665–1668.

Ranero, C. R., Torne, M. & Banda, E., 1995. Gravity and multichannel seismic reflection constraints on the lithospheric structure of the Canary Swell. *Marine Geophysical Researches*, 17(6), 519–534. doi:10.1007/BF01204342.

Rivera, J., Lastras, G., Canals, M., Acosta, J., Arrese, B., Hermida, N., Micallef, a., Tello, O. & Amblas, D., 2013. Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011-2012 submarine volcanic eruption. *Geology*, (January). doi:10.1130/G33863.1.

Rodríguez-Losada, J. A., Eff-Darwich, A., Hernandez, L. E., Viñas, R., Pérez, N., Hernandez, P., Melián, G., Martinez-Frías, J., Carmen Romero-Ruiz, M. & Coello-Bravo, J. J., 2014. Petrological and geochemical highlights in the floating fragments of the October 2011 submarine eruption offshore El Hierro (Canary Islands): Relevance of submarine hydrothermal processes. *Journal of African Earth Sciences*, 102, 41–49. doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.11.005.

Roman, D. C. & Cashman, K. V., 2006. The origin of volcano-tectonic earthquake swarms. *Geology*, 34(6), 457–460. doi:10.1130/G22269.1.

Roman, D. C., Moran, S. C., Power, J. A. & Cashman, K. V., 2004. Temporal and spatial variation of local stress fields before and after the 1992 eruptions of Crater Peak vent, Mount Spurr volcano, Alaska. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6), 2366–2379. doi:10.1785/0120030259.

Roman, D. C., Neuberg, J. & Luckett, R. R., 2006. Assessing the likelihood of volcanic eruption through analysis of volcanotectonic earthquake fault-plane solutions. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1-2), 244–252. doi:10.1016/j.epsl.2006.05.029.

Rueda, J. & Mézcua, J., 2005. Near-real-time seismic moment-tensor determination in Spain. *Seismological Research Letters*, 76(4), 455–465.

Sáinz-Maza Aparicio, S., Arnoso Sampedro, J., González Montesinos, F. & Martí Molist, J., 2014. Volcanic signatures in time gravity variations during the volcanic unrest on El Hierro (Canary Islands). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6), 5033–5051. doi: 10.1002/2013JB010795.

Sánchez Sanz, C., 2014. *Revisión del catálogo sísmico de las Islas Canarias*. Proyecto Fin de Carrera, Universidad Politécnica de Madrid. Escuela técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía.

Saraò, A., Cocina, O., Privitera, E. & Panza, G. F., 2010. The dynamics of the 2001 Etna eruption as seen by full moment tensor analysis. *Geophysical Journal International*, 181(2), 951–965. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04547.x.

Saraò, A., Panza, G. F., Privitera, E. & Cocina, O., 2001. Non-double-couple mechanisms in the seismicity preceding the 1991–1993 Etna volcano eruption. *Geophysical Journal International*, 145(2), 319–335. doi:10.1046/j.1365-246x.2001.01375.x.

Sen, A. T., Cesca, S., Bischoff, M., Meier, T. & Dahm, T., 2013. Automated full moment tensor inversion of coal mining-induced seismicity. *Geophysical Journal International*, 195(2), 1267–1281. doi:10.1093/gji/ggt300.

Shuler, A., Nettles, M. & Ekström, G., 2013. Global observation of vertical-CLVD earthquakes at active volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(1), 138–164. doi:10.1029/2012JB009721.

Sigmarsson, O., Laporte, D., Carpentier, M., Devouard, B., Devidal, J.-L. & Marti, J., 2012. Formation of U-depleted rhyolite from a basanite at El Hierro, Canary Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(3), 601–622. doi:10.1007/s00410-012-0826-5.

Sigmundsson, F., Hooper, A., Hreinsdóttir, S., Vogfjörd, K. S., Ófeigsson, B. G., Heimisson, E. R., Dumont, S., Parks, M., Spaans, K., Gudmundsson, G. B., Drouin, V., Árnadóttir, T., Jónsdóttir, K., Gudmundsson, M. T., Högnadóttir, T., Fridriksdóttir, H. M., Hensch, M., Einarsson, P., Magnússon, E., Samsonov, S., Brandsdóttir, B., White, R. S., Ágústsdóttir, T., Greenfield, T., Green, R. G., Hjartardóttir, A. R., Pedersen, R., Bennett, R. a., Geirsson, H., La Femina, P. C., Björnsson, H., Pálsson, F., Sturkell, E., Bean, C. J., Möllhoff, M., Braiden, A. K. & Eibl, E. P. S., 2014. Segmented lateral dyke growth in a rifting event at Bárdarbunga volcanic system, Iceland. *Nature*. doi:10.1038/nature14111.

Silený, J., Jechumtálová, Z. & Dorbath, C., 2014. Small Scale Earthquake Mechanisms Induced by Fluid Injection at the Enhanced Geothermal System Reservoir Soultz (Alsace) in 2003 using Alternative Source Models. *Pure and Applied Geophysics*, 171(10), 2783–2804. doi:10.1007/s00024-013-0750-2.

Silva, R., Havskov, J., Bean, C. & Wallenstein, N., 2012. Seismic swarms, fault plane solutions, and stress tensors for Sao Miguel Island central region (Azores). *Journal of Seismology*, 16(3), 389–407. doi:10.1007/s10950-012-9275-x.

Singh, S. K., Pacheco, J., Ordaz, M. & Kostoglodov, V., 2000. Source Time Function and Duration of Mexican Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(2), 468–482.

Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. C. & Bollinger, G. A., 1984. A program for focal mechanism determination by Combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earthquake Notes*, 55(3), 15.

Stein, S. & Wysession, M., 2003. *An introduction to Seismology Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publising, Estados Unidos.

Stich, D., Mancilla, F. & Morales, J., 2005. Crust-Mantle Coupling in the Gulf of Cadiz (SW-Iberia). *Geophysical Research Letters*, 32.

Stroncik, N. A., Kluegel, A. & Hansteen, T. H., 2009. The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. *Contributions To Mineralogy and Petrology*, 157(5), 593–607. doi:10.1007/s00410-008-0354-5.

Tárraga, M., Martí, J., Abella, R., Carniel, R. & López, C., 2014. Volcanic tremors: Good indicators of change in plumbing systems during volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 273, 33 – 40. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.01.003.

Telesca, L., Lovallo, M., Martì Molist, J., López Moreno, C. & Abella Meléndez, R., 2014. Using the Fisher-Shannon method to characterize continuous seismic signal during volcanic eruptions: application to 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) eruption. *Terra Nova*, 26(6), 425–429. doi:10.1111/ter.12114.

Telesca, L., Lovallo, M., Martì Molist, J., López Moreno, C. & Abella Meléndez, R., 2015. Multifractal investigation of continuous seismic signal recorded at El Hierro volcano (Canary

Islands) during the 2011-2012 pre- and eruptive phases. *Tectonophysics*, 642, 71–77. doi: 10.1016/j.tecto.2014.12.019.

Thio, H. K. & Kanamori, H., 1995. Moment-Tensor Inversions for Local Earthquakes Using Surface Waves Recorded at TERRAscope. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(4), 1021–1038.

Udías, A., 1989. Development of fault plane studies for the mechanism of earthquakes. En: Litehisser, J. J., ed., *Observatory Seismology*, págs. 243–256. University of California Press, Berkeley.

Udías, A., 1999. *Principles of Seismology*. Cambridge University Press, Cambridge (Reino Unido). 475 páginas.

Udías, A. & Buforn, E., 1988. Single and joint fault-plane solutions from first data. En: *Seismological Algorithms*, págs. 443–453. Ed. Doornbos, London Academic Press.

Udías, A., Madariaga, R. & Buforn, E., 2014. *Source Mechanisms of Earthquakes. Theory and Practice*. Cambridge University Press.

Umakoshi, K., Itasaka, N. & Shimizu, H., 2011. High-frequency earthquake swarm associated with the May 1991 dome extrusion at Unzen Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206(3-4), 70–79. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.07.004.

Umakoshi, K., Shimizu, H. & Matsuwo, N., 2001. Volcano-tectonic seismicity at Unzen Volcano, Japan, 1985-1999. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 112(1-4), 117–131. doi: 10.1016/S0377-0273(01)00238-4.

Vavryčuk, V., 2005. Focal mechanisms in anisotropic media. *Geophysical Journal International*, 161(2), 334–346. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02585.x.

Velasco, A., Ammon, C. J. & Beck, S., 2000. Broadband Source Modeling of the November 8, 1997, Tibet (Mw=7.5) Earthquake and its Tectonic Implications. *Journal of Geophysical Research*, 105(B12), 28065–28080.

Velasco, A., Ammon, C. J. & Lay, T., 1994. Recent Large Earthquakes Near Cape Mendocino and the Gorda Plate: Broadband Source Time Functions, Fault Orientatios, and Rupture Complexities. *Journal Geophysical Research*, 99, 711–728.

Viegas, G. M., Baise, L. G. & Abercrombie, R. E., 2010. Regional Wave Propagation in New England and New York. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), 2196–2218. doi:10.1785/0120090223.

Villasante-Marcos, V. & Pavon-Carrasco, F. J., 2014. Palaeomagnetic constraints on the age of Lomo Negro volcanic eruption (El Hierro, Canary Islands). *Geophysical Journal International*, 199(3), 1497–1514. doi:10.1093/gji/ggu346.

Waldhauser, F. & Ellsworth, W. L., 2000. A Double-difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353–1368.

Wang, R., 1999. A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of Green's functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(3), 733–741.

Watt, S., Talling, P. J. & Hunt, J. E., 2014. New insights into the emplacement dynamics of volcanic island landslides. *Oceanography*, 27(2), 46–57. doi:10.5670/oceanog.2014.39.

Watts, A. B., 1994. Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands. *Geophysical Journal International*, 119, 648–666.

Zobin, 2012. *Introduction to Volcanic Seismology*. Elsevier, 2ª edición.

Zobin, V. M., 1979. Variations of volcanic earthquake source parameters before volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 279–293.

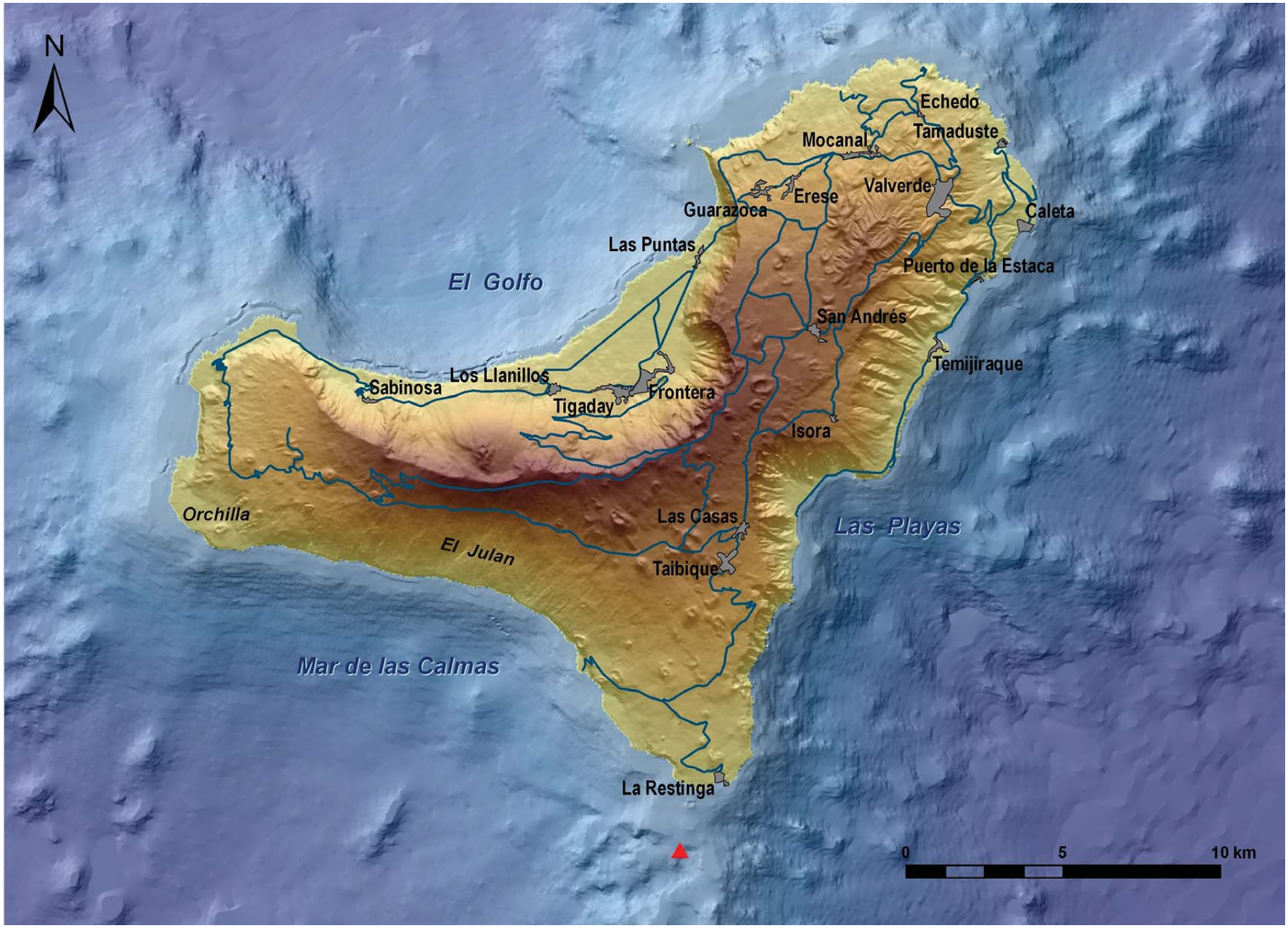
Zoeller, G., Hainzl, S., Ben-Zion, Y. & Holschneider, M., 2006. Earthquake activity related to seismic cycles in a model for a heterogeneous strike-slip fault. *Tectonophysics*, 423, 137–145. doi:10.1016/j.tecto.2006.03.007.

Anexos

Anexo A

Mapa de El Hierro

Mapa de la Isla de El Hierro con las principales carreteras, poblaciones y accidentes gegráficos mencionados en el texto. El triángulo rojo representa el centro de emisión de la erupción 2011-2012.


N
Echedo
Tamaduste
Mocanal
Valverde
Erese
Guarazoca
Caleta
Las Puntas
Puerto de la Estaca
El Golfo
San Andrés
Temijiraque
Los Llanillos
Sabinosa
Frontera
Tigaday
Isora
Orchilla
Las Casas
Las Playas
El Julan
Taibique
Mar de las Calmas
La Restinga
0
5
10 km

Anexo B

Respuestas instrumentales de las estaciones sísmicas

Listado de las respuestas instrumentales de las estaciones sísmicas utilizadas en este trabajo expresadas en forma de polos y ceros. La deconvolución de los sismogramas en formato *SAC* con estos ficheros de respuesta transforma la señal a desplazamiento expresado metros.

Estación CCUM

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CCUM
* Component (KCMPNM): EHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,201,00:00:00
* End : 2222,222,00:00:00
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.745900
* Longitude : -18.030100
* Elevation : 464.0
* Depth : 464.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 121.4
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CCUM
* Component (KCMPNM): EHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,201,00:00:00
* End : 2222,222,00:00:00
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.745900
* Longitude : -18.030100
* Elevation : 464.0
* Depth : 464.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 31.4
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CCUM
* Component (KCMPNM): EHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,201,00:00:00
* End : 2222,222,00:00:00
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.745900
* Longitude : -18.030100
* Elevation : 464.0
* Depth : 464.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

Estación CJUL

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CJUL
* Component (KCMPNM): EHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,224,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.729600
* Longitude : -18.082300
* Elevation : 1282.0
* Depth : 1282.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 89.4
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CJUL
* Component (KCMPNM): EHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,224,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.729600
* Longitude : -18.082300
* Elevation : 1282.0
* Depth : 1282.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 359.4
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CJUL
* Component (KCMPNM): EHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,224,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.729600
* Longitude : -18.082300
* Elevation : 1282.0
* Depth : 1282.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

Estación CMCL

* **********
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CMCL
* Component (KCMPNM): EHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,224,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.713000
* Longitude : -18.019860
* Elevation : 1105.0
* Depth : 1105.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********
ZEROS 3
POLES 3
-4.4429 4.4429
-4.4429 -4.4429
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 1.833220e+13

Estación CORC

* **********
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CORC
* Component (KCMPNM): EHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,276,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.704700
* Longitude : -18.144800
* Elevation : 97.0
* Depth : 97.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 132.6
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13

* **********
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CORC
* Component (KCMPNM): EHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,276,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.704700
* Longitude : -18.144800
* Elevation : 97.0
* Depth : 97.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 42.6
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13

* **********
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CORC
* Component (KCMPNM): EHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,276,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.704700
* Longitude : -18.144800
* Elevation : 97.0
* Depth : 97.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13

Estación CRAJ

```
* **********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CRAJ
* Component (KCMPNM): HHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2008,108,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.264900
* Longitude : -16.596900
* Elevation : 2474.0
* Depth : 2474.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 90.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ********************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 7
-0.0370 0.0370
-0.0370 -0.0370
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13159.5000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 4.512315e+21
```

```
* **********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CRAJ
* Component (KCMPNM): HHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2008,108,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.264900
* Longitude : -16.596900
* Elevation : 2474.0
* Depth : 2474.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 7
-0.0370 0.0370
-0.0370 -0.0370
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13159.5000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 4.530365e+21
```

```
* **********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CRAJ
* Component (KCMPNM): HHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2008,108,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.264900
* Longitude : -16.596900
* Elevation : 2474.0
* Depth : 2474.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 7
-0.0370 0.0370
-0.0370 -0.0370
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13159.5000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 4.452151e+21
```

Estación CRST

```
* **********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CRST
* Component (KCMPNM): EHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,272,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.642400
* Longitude : -17.982800
* Elevation : 3.0
* Depth : 3.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 103.2
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

```
* **********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CRST
* Component (KCMPNM): EHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,272,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.642400
* Longitude : -17.982800
* Elevation : 3.0
* Depth : 3.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 23.2
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

```
* **********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CRST
* Component (KCMPNM): EHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,272,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.642400
* Longitude : -17.982800
* Elevation : 3.0
* Depth : 3.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 4
POLES 4
-4.4400 4.4400
-4.4400 -4.4400
-1.0830 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

Estación CTAB

```
* *************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CTAB
* Component (KCMPNM): EHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,201,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.749400
* Longitude : -18.085000
* Elevation : 147.0
* Depth : 147.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* *************************
ZEROS 4
POLES 4
-0.8880 0.8880
-0.8880 -0.8880
-0.2900 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

Estación CTAN

```
* ***********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CTAN
* Component (KCMPNM): EHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,218,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.754380
* Longitude : -18.054300
* Elevation : 18.0
* Depth : 18.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 81.2
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ***********************
ZEROS 4
POLES 4
-0.8880 0.8880
-0.8880 -0.8880
-0.2900 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

```
* ***********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CTAN
* Component (KCMPNM): EHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,218,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.754380
* Longitude : -18.054300
* Elevation : 18.0
* Depth : 18.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 351.2
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ***********************
ZEROS 4
POLES 4
-0.8880 0.8880
-0.8880 -0.8880
-0.2900 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

```
* ***********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CTAN
* Component (KCMPNM): EHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2011,218,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.754380
* Longitude : -18.054300
* Elevation : 18.0
* Depth : 18.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ***********************
ZEROS 4
POLES 4
-0.8880 0.8880
-0.8880 -0.8880
-0.2900 0.0000
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 2.142864e+13
```

Estación CTIG

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CTIG
* Component (KCMPNM): HHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2010,258,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.788200
* Longitude : -17.922100
* Elevation : 530.0
* Depth : 530.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 90.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 7
-0.0370 0.0370
-0.0370 -0.0370
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13159.5000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 4.488250e+21
```

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CTIG
* Component (KCMPNM): HHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2010,258,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.788200
* Longitude : -17.922100
* Elevation : 530.0
* Depth : 530.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 7
-0.0370 0.0370
-0.0370 -0.0370
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13159.5000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 4.500282e+21
```

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : CTIG
* Component (KCMPNM): HHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2010,258,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 27.788200
* Longitude : -17.922100
* Elevation : 530.0
* Depth : 530.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 7
-0.0370 0.0370
-0.0370 -0.0370
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13159.5000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 4.476217e+21
```

Estación EBAJ

```
* **********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EBAJ
* Component (KCMPNM): HHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2009,070,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.539900
* Longitude : -16.343400
* Elevation : 239.0
* Depth : 239.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 90.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0444 0.0444
-0.0444 -0.0444
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 3.051330e+38
```

```
* **********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EBAJ
* Component (KCMPNM): HHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2009,070,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.539900
* Longitude : -16.343400
* Elevation : 239.0
* Depth : 239.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0444 0.0444
-0.0444 -0.0444
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 3.043182e+38
```

```
* **********************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EBAJ
* Component (KCMPNM): HHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2009,070,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.539900
* Longitude : -16.343400
* Elevation : 239.0
* Depth : 239.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0444 0.0444
-0.0444 -0.0444
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 3.007504e+38
```

Estación EGOM

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EGOM
* Component (KCMPNM): HHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2008,232,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.159400
* Longitude : -17.209600
* Elevation : 782.0
* Depth : 782.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 90.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0444 0.0444
-0.0444 -0.0444
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 2.919447e+38
```

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EGOM
* Component (KCMPNM): HHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2008,232,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.159400
* Longitude : -17.209600
* Elevation : 782.0
* Depth : 782.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0444 0.0444
-0.0444 -0.0444
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 2.921866e+38
```

```
* ************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EGOM
* Component (KCMPNM): HHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2008,232,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.159400
* Longitude : -17.209600
* Elevation : 782.0
* Depth : 782.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0444 0.0444
-0.0444 -0.0444
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 3.010891e+38
```

Estación EHIG

```
* **************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EHIG
* Component (KCMPNM): HHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2009,072,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.556700
* Longitude : -17.806200
* Elevation : 845.0
* Depth : 845.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 90.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ******************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0444 0.0444
-0.0444 -0.0444
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 3.075187e+38
```

```
* **************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EHIG
* Component (KCMPNM): HHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2009,072,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.556700
* Longitude : -17.806200
* Elevation : 845.0
* Depth : 845.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ******************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0444 0.0444
-0.0444 -0.0444
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 3.103065e+38
```

```
* **********************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EHIG
* Component (KCMPNM): HHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2009,072,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.556700
* Longitude : -17.806200
* Elevation : 845.0
* Depth : 845.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* ******************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0444 0.0444
-0.0444 -0.0444
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 3.063856e+38
```

Estación EOSO

```
* **************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EOSO
* Component (KCMPNM): HHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2009,065,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.071800
* Longitude : -15.552500
* Elevation : 760.0
* Depth : 760.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 90.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0370 0.0370
-0.0370 -0.0370
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 3.049922e+38
```

```
* **************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EOSO
* Component (KCMPNM): HHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2009,065,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.071800
* Longitude : -15.552500
* Elevation : 760.0
* Depth : 760.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0370 0.0370
-0.0370 -0.0370
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 3.019721e+38
```

```
* **************************
* Network (KNETWK): ES
* Station (KSTNM) : EOSO
* Component (KCMPNM): HHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2009,065,00:00:00.0000
* End : 2222,222,00:00:00.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.071800
* Longitude : -15.552500
* Elevation : 760.0
* Depth : 760.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **************************
ZEROS 4
1.0000 0.0000
POLES 11
-0.0370 0.0370
-0.0370 -0.0370
-1130.9700 0.0000
-1005.3100 0.0000
-502.6550 0.0000
-13054.3000 6786.7800
-13054.3000 -6786.7800
-9053.4400 13907.2000
-9053.4400 -13907.2000
-14202.2000 0.0000
0.9999 0.0000
CONSTANT 3.030201e+38
```

Estación MACI

```
* **********************
* Network (KNETWK): IU
* Station (KSTNM) : MACI
* Component (KCMPNM): HHE
* Location (KHOLE) :
* Start : 2008,214,00:00:00.0000
* End : 2599,365,23:59:59.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.250200
* Longitude : -16.508200
* Elevation : 1674.0
* Depth : 1674.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 90.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 7
-461.8140 -429.0790
-461.8140 -429.0790
-194.5270 0.0000
-15.1488 0.0000
POLES 12
-10239.7000 -2725.0200
-10239.7000 2725.0200
-9512.7400 -11470.0000
-9512.7400 11470.0000
-454.5260 0.0000
-426.5030 0.0000
-95.0018 -391.5050
-95.0018 391.5050
-15.4754 0.0000
-0.0369 0.0369
-0.0369 -0.0369
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 4.751001e+32
```

```
* **********************
* Network (KNETWK): IU
* Station (KSTNM) : MACI
* Component (KCMPNM): HHN
* Location (KHOLE) :
* Start : 2008,214,00:00:00.0000
* End : 2599,365,23:59:59.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.250200
* Longitude : -16.508200
* Elevation : 1674.0
* Depth : 1674.0
* Dip : 0.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 7
-461.8140 -429.0790
-461.8140 -429.0790
-194.5270 0.0000
-15.1488 0.0000
POLES 12
-10239.7000 -2725.0200
-10239.7000 2725.0200
-9512.7400 -11470.0000
-9512.7400 11470.0000
-454.5260 0.0000
-426.5030 0.0000
-95.0018 -391.5050
-95.0018 391.5050
-15.4754 0.0000
-0.0369 0.0369
-0.0369 -0.0369
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 4.678880e+32
```

```
* **********************
* Network (KNETWK): IU
* Station (KSTNM) : MACI
* Component (KCMPNM): HHZ
* Location (KHOLE) :
* Start : 2008,214,00:00:00.0000
* End : 2599,365,23:59:59.0000
* Input Units : METERS
* Output Units : COUNTS
* Latitude : 28.250200
* Longitude : -16.508200
* Elevation : 1674.0
* Depth : 1674.0
* Dip : -90.0
* Azimuth : 0.0
* Instrument Comment: 0
* Channel Flag : N/A
* **********************
ZEROS 7
-461.8140 -429.0790
-461.8140 -429.0790
-194.5270 0.0000
-15.1488 0.0000
POLES 12
-10239.7000 -2725.0200
-10239.7000 2725.0200
-9512.7400 -11470.0000
-9512.7400 11470.0000
-454.5260 0.0000
-426.5030 0.0000
-95.0018 -391.5050
-95.0018 391.5050
-15.4754 0.0000
-0.0369 0.0369
-0.0369 -0.0369
-13392.9000 0.0000
CONSTANT 4.719448e+32
```

Anexo C

Códigos en python utilizando las herramientas *Kiwi*

Listado de instrucciones en lenguaje python que se han desarrollado para la realización de esta tesis doctoral utilizando las herramientas *Kiwi* (http://kinherd.org/kiwitools/index.html)

Script *aztoff*

Código del script

```
#!/usr/bin/python
#
#   SCRIPT AZTOFF.PY
#
#  Carmen del Fresno - Noviembre 2014
#
#  Utiliza las herramientas Kiwi para obtener los angulos de incidencia
#  en el foco y el azimut de las ondas P. Salida adaptada para utilizar
#  a continuacion el programa mecsta.
#
#  Ficheros de entrada:
#   num_evento.txt (fases)
#   estaciones.dat (coordenadas estaciones)
#   Bol_DominguezCerdena2014.txt (boletin de sismos)
#   canary.nd (modelo de tierra)
#
#  Ejecucion: python aztoff.py>ficherosalida.dat
#
#################################################################

from pyrocko import orthodrome, model, cake
import numpy as num
km = 1000.
modelo = cake.load_model(fn='./canary.nd', format='nd')

# Lectura del boletin relcalizado
fhip=open("Bol_DominguezCerdena2014.txt","r")
lines=fhip.readlines()
# Numero los eventos a partir de 1000
num=1000
for line in lines:
  spl=line.split()
  event=spl[1]
  latev=float(spl[9])
  lonev=float(spl[8])
  depev=float(spl[10])
  # print '\n X ', event,latev,lonev,depev
  # Lectura fichero de fases de cada sismo del boletin
  try:
  a=0
  staall=[]
  azall=[]
  toffall=[]
  polall=[]
  festac1=open(str(event)+'.txt',"r")
  # print "Existe fichero de estaciones del evento ", event
```

```
estaciones=festac1.readlines()
for stac in estaciones:
  lin=stac.split()
  sta=lin[0]
  pol=lin[1]
  festac=open("./stations.dat","r")
  lines1=festac.readlines()
  for line1 in lines1:
    distances=[]
    spl=line1.split()
    station=spl[1]
    # print sta,station, "buscando"
    if station == sta :
      latsta=float(spl[2])
      lonsta=float(spl[3])
      e = model.Event(lat=latev, lon=lonev)
      s = model.Station(lat=latsta, lon=lonsta)
      az1 = orthodrome.azimuth(e,s)
      az = az1
      dist = orthodrome.distance_accurate50m(e,s)/1000.
      distd = dist * cake.m2d * 1000.
      distances.append(distd)
      # Fases directas: P y p
      Phase = cake.PhaseDef('P')
      Phase2 = cake.PhaseDef('p')
      profte = depev*1000.
      tiempo=[]
      # Para cada distancia tengo rayos P y p. Calculo tiempos
      for arrival in modelo.arrivals(distances, phases=Phase, zstart=profte,
          refine=True):
        tiempo.append(arrival.t)
      for arrival in modelo.arrivals(distances, phases=Phase2, zstart=profte,
          refine=True):
        tiempo.append(arrival.t)

      # Para el rayo mas rapido. Calculo take off y convierto al criterio
          signo segun programa mecsta.
      for arrival in modelo.arrivals(distances, phases=Phase, zstart=profte,
          refine=True):
        if arrival.t == min(tiempo):
          toff = arrival.takeoff_angle()
          fase = arrival.path
        if az < 0 :
          az = 360 + az
          width = 4
          a=a+1
          staall.append(sta)
          azall.append(az)
          toffall.append(toff)
          polall.append(pol)
```

```
        for arrival in modelo.arrivals(distances, phases=Phase2, zstart=profte,
            refine=True):
          if arrival.t == min(tiempo):
            toff = arrival.takeoff_angle()
            fase = arrival.path
            if toff > 90 : #cambio criterio signo al del programa mecsta
              toff = 180 - toff
              az = 180 + az1
            a=a+1
            staall.append(sta)
            azall.append(az)
            toffall.append(toff)
            polall.append(pol)

    festac.flush()
    festac.close()
  festac1.close()
  if len(staall)==len(azall):
    if len(azall)==len(toffall):
      if len(toffall)==len(polall):
        # Impongo condicion solo sismos con mas de 6 observaciones en
        # el fichero de salida
        if a>=6:
          num=num+1
          print '%5s'%num,'%5s'%a
          for i in range(len(staall)):
            print '%6s'%staall[i],'%7s'%str('%3.2f' %azall[i]),'%7s'%str('%2.2f'
                %toffall[i]),'%3s'%polall[i]
  except:
  pass
fhip.flush()
fhip.close()
```

Ficheros de entrada (ejemplos)

- Fichero con la información de las polaridades del terremoto con número de evento 1103959 del catálogo IGN: 1103959.txt

  Formato: estación-polaridad

CRST	1.
CMCL	−1.
CHIE	1.
CCUM	−1.
CJUL	−1.
CTAN	−1.
CTAB	−1.
CORC	−1.
CTIG	1.
EGOM	1.

- Fichero con las coordenadas de las estaciones sísmicas: stations.dat

  Formato: número-estación-latitud-longitud

```
1 CHIE 27.7270 −17.9607
2 CTIG 27.7882 −17.9221
3 CTAB 27.7494 −18.085
4 CTAN 27.7544 −18.0543
5 CRST 27.6422 −17.9828
6 CJUL 27.7296 −18.0823
7 CMCL 27.713  −18.0199
8 CCUM 27.7459 −18.0301
....
```

- Listado de hipocentros: Bol_DominguezCerdena2014.txt

  Formato: 0 - nº sismo - año - mes - día - hora - minuto - segundo - longitud - latitud - profundidad - $m_b(Lg)$

```
....
 0    1074547 2011 07 21 08 46 54.58  −18.02339  27.73734 12.19  1.80
 0    1074546 2011 07 21 09 02 52.87  −18.02732  27.73351 12.27  1.80
 0    1074549 2011 07 21 09 10 22.44  −18.02106  27.72154 12.27  1.60
 0    1074551 2011 07 21 09 19 40.56  −18.02071  27.72260 12.88  1.70
 0    1074552 2011 07 21 09 29 12.57  −18.02577  27.72846 12.89  1.60
 0    1074565 2011 07 21 10 28 06.23  −18.05871  27.71416 12.58  1.80
 0    1074584 2011 07 21 10 45 28.53  −18.06218  27.75082 12.32  1.50
 0    1074592 2011 07 21 10 53 15.43  −18.05954  27.73487 12.14  1.80
....
```

- Modelo de corteza utilizado: canary.nd

  Formato: profundidad - velocidad P (km/s) - velocidad S (km/s) - densidad (g/cm^3)

```
0.0   4.2     2.359   2.363
4     4.2     2.359   2.363
4     6.3     3.539   2.754
12    6.3     3.539   2.754
12    7.0     3.933   2.902
18    7.0     3.933   2.902
18    8.1     4.6     3.3
82    8.1     4.6     3.30
82    8.1     4.4     3.35
182   8.2     4.4     3.35
182   8.2     4.7     3.40
400   8.2     4.7     3.40
```

Fichero de salida (ejemplo)

El fichero de salida del programa aztof.py cumple el formato de entrada del programa mecsta para el cálculo del mecanismo conjunto.
Formato: 1ª línea: nº sismo - nº estaciones. Resto de líneas: estación - azimut - take off - polaridad.

A continuación se muestra un fichero de ejemplo considerando únicamente dos terremotos:

```
2468      9
 CRST  278.05   27.44   1.
 CMCL  193.00   36.00  -1.
 CHIE  220.72   51.53   1.
 CJUL  153.37   46.62  -1.
 CCUM  183.40   49.27  -1.
 CTAN  171.56   52.74  -1.
 CTAB  156.91   53.68  -1.
 CORC  120.22   54.37  -1.
 CTIG  216.03   71.53   1.
2469      7
 CRST  279.00   31.49  -1.
 CJUL  158.12   43.51  -1.
 CCUM  188.82   47.94  -1.
 CHIE  225.11   52.23  -1.
 CTAN  176.28   50.71  -1.
 CTAB  160.97   50.91  -1.
 CORC  121.66   50.35  -1.
```

Script *qseis-canarias-loc.py*

```
#!/usr/bin/env python
#
#  QSEIS-CANARIAS-LOC.py
#
#  Creacion base de datos funciones Green CANARIASLOC
#
#  Carmen del Fresno - Noviembre 2014
#  Observatorio Geofisico Central
#  Instituto Geografico Nacional
#  Madrid
#
```

```
##########################################
import tunguska.qseis as qseis
import tunguska.forkmap as forkmap
from pyrocko import util
import gmtpy
import os, sys, logging
from os.path import join as pjoin
from tempfile import mkdtemp


tag = 'A'
# must be absolute path:
tmp = pjoin(os.getcwd(),'tmp')
km = 1000.
# number of processors
nworkers = 1

# set to true if you are not interested in qseis printed output
ignore_output = False
# number of distances to compute in each shot
block_nx = 100

length_factor = 2.0
# definition of the time windows to cut the traces
cutting =  None #(Phase('beginning'), Phase('ending'))

partial_db_path = pjoin(tmp, 'gfdb_partial/canarias-loc_z%(depth)i')
#output_db_path = 'gfdb/db'
output_db_path = '/home/ogc/ELHIERRO/GFDB/CANARIASLOC/db'
extra_traces_dir = 'extra_%s' % tag

gfdb_config = {
    'nchunks': 5,
    'nx': 501,
    'nz': 301,
    'ng': 10,
    'dt': 0.02,
    'dx': 0.10*km,
    'dz': 0.10*km,
    'firstx': 0.*km,
    'firstz': 0.1*km
}

# depth    vp vs rho     qp qs homogenous model
model_string = '''
    0.     4.2       2.359     2.363      270.      120.
    4.     4.2       2.359     2.363      270.      120.
    4.     6.3       3.539     2.754      270.      120.
   12.     6.3       3.539     2.754      270.      120.
   12.     7.0       3.933     2.902      270.      120.
   18.     7.0       3.933     2.902      270.      120.
   18.     8.1       4.6       3.3       1000.      500.
```

```
   82.     8.1       4.6       3.30      1000.      500.
   82.     8.1       4.4       3.35      1000.      500.
  182.     8.2       4.4       3.35      1340.      600.
  182.     8.2       4.7       3.40      1340.      600.
  400.     8.2       4.7       3.40      1340.      600.


class LinRLogPlot(gmtpy.LinLogPlot):
    def setup_defaults(self):
        self.set_defaults( ymode='min-max' )
    def setup_projection(self, widget, scaler, conf):
        widget['J'] = '-JX%(width)gp/-%(height)gpl'
        scaler['B'] = '-B%(xinc)g:%(xlabel)s:/2:%(ylabel)s:WseN'


def usage():
    sys.exit(('''usage: %s  command [ arguments ... ]

Available commands:
  config-check
    Run autoconfiguration and give some debugging output.
  work [ depth_in_m ]
    Create partial databases for each (or a specific) depth. Depth should be
    given in meters.
  combine
    Combine partial databases into one complete database.
  plot-model outputfile.pdf
    Create a plot of the model.
  submit-snow
    Submit jobs to create per-depth partial databases to the queueing system on
    'snow'.
  submit-check
    Show the job files which would be submitted with the 'submit-snow' command.


''') % sys.argv[0] )


logging.basicConfig( level    = logging.INFO,
                     format   = '[%(asctime)s] %(levelname)-8s %(message)s',
                     datefmt  = '%Y-%m-%d %H:%M:%S' )



if len(sys.argv) < 2:
    usage()


util.ensuredirs(partial_db_path)
util.ensuredirs(output_db_path)

qseis_config = qseis.QSeisConfig()
```

```
qseis_config.layered_model.set_model_from_string(model_string, units='ugly')

qseis_config.autoconf_modelling(gfdb_config,length_factor=length_factor,
    slowness_window_factors=(0.005,0.01, 2.,4.))

# manually override some variables:
#qseis_config.receiver_depth_km=2.030
# qseis_config.sw_flat_earth_transform = 1


builder = qseis.QSeisGFDBBuilder(partial_db_path, output_db_path, gfdb_config,
    block_nx,
                                 qseis_config, cutting=cutting,
                                 extra_traces_dir=extra_traces_dir,
                                 tag=tag, tmp=tmp)

command = sys.argv[1]
args = sys.argv[2:]

if command == 'config-check':
    pass

elif command in ('submit-snow', 'submit-check'):
    name = 'gfdb-builder'

    if command == 'submit-snow':
        jobdir = mkdtemp(prefix='jobs-qseis-%s-' %name, dir=tmp)
    else:
        jobdir = None

    for iz, z in enumerate(builder.all_depths()):

        job = ''''#!/bin/sh
#-----------------------------------------
# SGE directives
#$ -N %(name)s
#$ -S /bin/sh
#$ -cwd
#$ -q %(queue)s
#$ -e %(output)s/$JOB_NAME.e$JOB_ID
#$ -o %(output)s/$JOB_NAME.o$JOB_ID
#-----------------------------------------
# user command section
source "/scratch/clisap/gfdb/bonus/etc/bashrc_bonus"
cd "%(wd)s"
python %(prog)s work %(z)g
        '''' % dict(
                wd = os.getcwd(),
                prog = sys.argv[0],
                z = z,
                queue = 'snow',
                name = name,
```

```
                output = tmp)


        if command == 'submit-snow':
            jobfn = pjoin(jobdir, '%i.job' % iz)

            f = open(jobfn, 'w')
            f.write(job)
            f.close()

            subprocess.call(['qsub', jobfn])
        else:
            print job


elif command == 'combine':
    builder.combine()

elif command == 'plot-model':

    if len(args) != 1:
        usage()

    plotter = LinRLogPlot(
        xscaled_unit_factor=0.001,
        yscaled_unit_factor=0.001,
        width=15*gmtpy.cm,
        height=15*gmtpy.cm,
        xmode='0-max',
        ylimits=(100.,None),
        xspace=0.05,
        xlabel = ''v@-S@-, v@-P@-'',
        xscaled_unit = 'km/s',
        ylabel = 'Depth',
        yscaled_unit = 'km')

    mod = qseis_config.layered_model
    plotter.plot((mod.get_vp(), mod.get_depth()+1.), '-W1p,%s' % gmtpy.color('
        scarletred3'))
    plotter.plot((mod.get_vs(), mod.get_depth()+1.), '-W1p,%s' % gmtpy.color('
        skyblue3'))

    plotter.save(args[0])

elif command == 'work':

    if len(args) == 1:
        z = float(args[0])

        builder.work_depth(z)

    elif len(args) == 0:
```

```
        zs = builder.all_depths()

        @forkmap.parallelizable(nworkers)
        def work_depth(z):
            builder.work_depth(z)

        forkmap.map(work_depth, zs)

    else:
        usage()
else:
    usage()
```

Script *qseis-canarias-reg.py*

```
#!/usr/bin/env python
#
#  QSEIS-CANARIAS-REG.py
#
#  Creacion base de datos funciones Green CANARIASREG
#
#  Carmen del Fresno - Noviembre 2014
#  Observatorio Geofisico Central
#  Instituto Geografico Nacional
#  Madrid
#
###########################################


import tunguska.qseis as qseis
import tunguska.forkmap as forkmap
from pyrocko import util
import gmtpy
import os, sys, logging
from os.path import join as pjoin
from tempfile import mkdtemp

tag = 'B'

# must be absolute path:
tmp = pjoin(os.getcwd(),'tmp')
km = 1000.
# number of processors
nworkers = 1

# set to true if you are not interested in qseis printed output
ignore_output = False

# number of distances to compute in each shot
```

```
block_nx = 100

length_factor = 2.0

# definition of the time windows to cut the traces
cutting =  None #(Phase('beginning'), Phase('ending'))

partial_db_path = pjoin(tmp, 'reg_ext_gfdb_partial/canarias-reg_z%(depth)i')
#output_db_path = 'gfdb/db'
output_db_path = '/home/ogc/ELHIERRO/GFDB/CANARIASREG_ext2/db'
extra_traces_dir = 'extra_%s' % tag

gfdb_config = {
    'nchunks': 5,
    'nx': 600,
    'nz': 31,
    'ng': 10,
    'dt': 0.2,
    'dx': 1.0*km,
    'dz': 1.0*km,
    'firstx': 0.0*km,
    'firstz': 1.0*km
}

# depth   vp  vs  rho    qp  qs  homogenous model
model_string = ''''
    0.    4.2      2.359    2.363     270.     120.
    4.    4.2      2.359    2.363     270.     120.
    4.    6.3      3.539    2.754     270.     120.
   12.    6.3      3.539    2.754     270.     120.
   12.    7.0      3.933    2.902     270.     120.
   18.    7.0      3.933    2.902     270.     120.
   18.    8.1      4.6      3.3      1000.     500.
   82.    8.1      4.6      3.30     1000.     500.
   82.    8.1      4.4      3.35     1000.     500.
  182.    8.2      4.4      3.35     1340.     600.
  182.    8.2      4.7      3.40     1340.     600.
  400.    8.2      4.7      3.40     1340.     600.
 ''''

class LinRLogPlot(gmtpy.LinLogPlot):

    def setup_defaults(self):
        self.set_defaults( ymode='min-max' )

    def setup_projection(self, widget, scaler, conf):
        widget['J'] = '-JX%(width)gp/-%(height)gpl'
        scaler['B'] = '-B%(xinc)g:%(xlabel)s:/2:%(ylabel)s:WseN'


def usage():
    sys.exit(('''usage: %s  command [ arguments ... ]
```

```
Available commands:

  config-check
    Run autoconfiguration and give some debugging output.
  work [ depth_in_m ]
    Create partial databases for each (or a specific) depth. Depth should be
    given in meters.
  combine
    Combine partial databases into one complete database.
  plot-model outputfile.pdf
    Create a plot of the model.
  submit-snow
    Submit jobs to create per-depth partial databases to the queueing system on
    'snow'.
  submit-check
    Show the job files which would be submitted with the 'submit-snow' command.


''') % sys.argv[0] )


logging.basicConfig( level    = logging.INFO,
                     format   = ''[%(asctime)s] %(levelname)-8s %(message)s'',
                     datefmt  = ''%Y-%m-%d %H:%M:%S'' )



if len(sys.argv) < 2:
    usage()


util.ensuredirs(partial_db_path)
util.ensuredirs(output_db_path)

qseis_config = qseis.QSeisConfig()
qseis_config.layered_model.set_model_from_string(model_string, units='ugly')

qseis_config.autoconf_modelling(gfdb_config, length_factor=length_factor,
    slowness_window_factors=(0.005,0.01, 2.,4.))

# manually override some variables:
#qseis_config.receiver_depth_km=2.030
# qseis_config.sw_flat_earth_transform = 1


builder = qseis.QSeisGFDBBuilder(partial_db_path, output_db_path, gfdb_config,
    block_nx,
                            qseis_config, cutting=cutting,
                            extra_traces_dir=extra_traces_dir,
                            tag=tag, tmp=tmp)
```

```
command = sys.argv[1]
args = sys.argv[2:]

if command == 'config-check':
    pass

elif command in ('submit-snow', 'submit-check'):
    name = 'gfdb-builder'

    if command == 'submit-snow':
        jobdir = mkdtemp(prefix='jobs-qseis-%s-' %name, dir=tmp)
    else:
        jobdir = None

    for iz, z in enumerate(builder.all_depths()):

        job = ''''#!/bin/sh
#-----------------------------------
# SGE directives
#$ -N %(name)s
#$ -S /bin/sh
#$ -cwd
#$ -q %(queue)s
#$ -e %(output)s/$JOB_NAME.e$JOB_ID
#$ -o %(output)s/$JOB_NAME.o$JOB_ID
#-----------------------------------
# user command section
source "/scratch/clisap/gfdb/bonus/etc/bashrc_bonus"
cd "%(wd)s"
python %(prog)s work %(z)g
        ''''% dict(
                wd = os.getcwd(),
                prog = sys.argv[0],
                z = z,
                queue = 'snow',
                name = name,
                output = tmp)


        if command == 'submit-snow':
            jobfn = pjoin(jobdir, '%i.job' %iz)

            f = open(jobfn, 'w')
            f.write(job)
            f.close()

            subprocess.call(['qsub', jobfn])
        else:
            print job


elif command == 'combine':
```

```
    builder.combine()

elif command == 'plot-model':

    if len(args) != 1:
        usage()

    plotter = LinRLogPlot(
        xscaled_unit_factor=0.001,
        yscaled_unit_factor=0.001,
        width=15*gmtpy.cm,
        height=15*gmtpy.cm,
        xmode='0-max',
        ylimits=(100.,None),
        xspace=0.05,
        xlabel = ''v@-S@-, v@-P@-'',
        xscaled_unit = 'km/s',
        ylabel = 'Depth',
        yscaled_unit = 'km')

    mod = qseis_config.layered_model
    plotter.plot((mod.get_vp(), mod.get_depth()+1.), '-W1p,%s' %gmtpy.color('
        scarletred3'))
    plotter.plot((mod.get_vs(), mod.get_depth()+1.), '-W1p,%s' %gmtpy.color('
        skyblue3'))

    plotter.save(args[0])

elif command == 'work':

    if len(args) == 1:
        z = float(args[0])

        builder.work_depth(z)

    elif len(args) == 0:
        zs = builder.all_depths()

        @forkmap.parallelizable(nworkers)
        def work_depth(z):
            builder.work_depth(z)

        forkmap.map(work_depth, zs)

    else:
        usage()
else:
    usage()
```

Anexo D

Listado de familias de terremotos (capítulo 4)

Relación de los sismos de cada una de las familias analizadas en el capítulo 4 de esta tesis.

Familia I.1

Fecha - Hora - Longitud - Latitud - Prof(km) - $m_b(Lg)$
2011-07-22 18:08:12.45 -18.05168 27.74189 10.11 1.60
2011-07-23 07:07:44.25 -18.04997 27.73591 10.19 1.90
2011-07-23 08:05:24.21 -18.04939 27.73694 10.06 2.00
2011-07-23 08:17:56.35 -18.04898 27.73648 10.05 1.90
2011-07-26 00:35:27.84 -18.05149 27.72433 10.18 1.70
2011-07-26 05:01:47.54 -18.05292 27.71988 10.22 2.20
2011-07-26 14:48:40.36 -18.05002 27.71506 10.49 2.10
2011-07-27 15:53:55.08 -18.04797 27.71041 10.15 1.80
2011-07-27 16:42:00.09 -18.04761 27.71290 10.30 2.00
2011-08-16 14:44:19.52 -18.04111 27.73437 10.78 1.50
2011-08-21 07:27:28.43 -18.04558 27.74557 10.56 1.70
2011-08-21 10:06:58.13 -18.04888 27.74622 10.52 2.10
2011-08-21 11:32:55.90 -18.04469 27.74612 10.57 1.50
2011-08-21 11:45:22.15 -18.04500 27.74676 10.56 1.90
2011-08-21 12:23:17.02 -18.04338 27.74626 10.53 2.10
2011-08-22 00:59:48.59 -18.04252 27.74844 10.60 1.80
2011-08-22 01:31:17.92 -18.04141 27.74682 10.60 2.10
2011-08-22 01:39:13.05 -18.04416 27.74800 10.49 1.60
2011-08-22 01:45:06.40 -18.04150 27.74696 10.67 1.70
2011-08-22 01:48:55.33 -18.04106 27.74589 10.68 1.60
2011-08-22 02:21:42.86 -18.04398 27.74664 10.51 1.70
2011-08-22 05:47:37.32 -18.04406 27.74674 10.59 2.30
2011-08-22 15:43:05.20 -18.04141 27.74770 10.62 1.70
2011-08-22 15:55:06.31 -18.04169 27.74863 10.57 1.50
2011-08-22 18:14:35.89 -18.04101 27.74785 10.64 1.70
2011-08-23 10:23:40.21 -18.04086 27.74744 10.60 1.70
2011-08-23 18:37:17.22 -18.04870 27.74843 10.32 1.80
2011-08-23 19:03:58.87 -18.04226 27.74248 10.42 1.70
2011-08-23 19:50:19.46 -18.04273 27.74344 10.42 1.80
2011-08-27 00:19:05.36 -18.04637 27.73120 11.15 1.70
2011-08-29 06:52:29.41 -18.05100 27.74406 10.39 1.80
2011-08-30 05:04:21.98 -18.04451 27.74310 10.42 1.60
2011-08-30 05:10:46.60 -18.04275 27.74379 10.36 1.60
2011-08-30 06:06:37.92 -18.04421 27.74340 10.45 1.70
2011-09-01 17:50:49.82 -18.04019 27.74730 10.68 2.10
2011-09-01 17:58:05.03 -18.04062 27.74824 10.67 2.10
2011-09-01 17:58:33.87 -18.04065 27.74844 10.67 2.70
2011-09-01 18:07:12.98 -18.04017 27.74760 10.74 2.20
2011-09-01 18:08:34.70 -18.04077 27.74781 10.65 2.00
2011-09-01 19:05:07.72 -18.04253 27.74777 10.63 1.90
2011-09-01 21:18:17.14 -18.04191 27.74807 10.65 1.80
2011-09-01 23:26:23.52 -18.04211 27.74815 10.60 1.80
2011-09-02 01:09:49.57 -18.04340 27.74726 10.54 1.50
2011-09-02 04:38:42.09 -18.04246 27.74860 10.69 1.80
2011-09-02 22:17:27.11 -18.04192 27.74419 10.67 2.30
2011-09-02 23:48:28.57 -18.04550 27.74760 10.60 1.60
2011-09-07 04:18:24.55 -18.03602 27.73373 10.89 2.40
2011-09-07 10:08:55.16 -18.03568 27.73398 10.57 2.30
2011-09-07 10:40:40.03 -18.03517 27.73266 10.70 1.90
2011-09-07 10:56:57.69 -18.03550 27.73362 10.74 1.70
2011-09-07 11:15:45.61 -18.03535 27.73353 10.72 2.20
2011-09-08 12:42:33.95 -18.03427 27.73366 10.63 1.80
2011-09-09 20:50:16.08 -18.03883 27.72727 11.15 2.10
2011-09-09 21:09:02.26 -18.03714 27.72440 11.76 2.00
2011-09-09 21:29:49.38 -18.03562 27.72203 12.36 2.00
2011-09-09 21:38:26.94 -18.03975 27.72869 11.05 2.00
2011-09-09 22:35:39.48 -18.04098 27.72068 11.53 1.60

2011-09-11 14:41:29.54 -18.03993 27.72416 11.05 1.60
2011-09-11 14:43:57.42 -18.04053 27.72578 10.86 2.00
2011-09-11 14:53:18.80 -18.04037 27.72511 10.93 1.80
2011-09-12 04:00:13.12 -18.04241 27.72414 10.75 2.60
2011-09-12 04:05:29.42 -18.04275 27.72509 10.80 2.30
2011-09-12 04:23:40.82 -18.04271 27.72434 10.74 2.20
2011-09-12 04:38:01.06 -18.04232 27.72335 10.78 1.90
2011-09-12 04:44:49.74 -18.04373 27.72724 11.04 2.60
2011-09-12 04:54:42.30 -18.04267 27.72386 10.77 2.00
2011-09-12 04:59:40.23 -18.04222 27.72361 10.79 2.10
2011-09-13 00:33:43.80 -18.04790 27.72444 11.04 2.00
2011-09-13 00:39:38.78 -18.04557 27.72286 10.90 2.40
2011-09-13 00:59:19.54 -18.04375 27.72448 10.76 2.00
2011-09-13 01:34:58.74 -18.04557 27.72134 10.78 1.80
2011-09-13 01:41:50.30 -18.04466 27.72462 10.76 2.40

Familia I.2

Fecha - Hora - Longitud - Latitud - Prof(km) - $m_b(Lg)$
2011-08-05 06:30:31.86 -18.06667 27.74860 9.70 1.70
2011-08-05 06:44:22.42 -18.06671 27.74874 9.73 1.70
2011-08-05 07:27:02.36 -18.06801 27.74959 9.97 1.50
2011-08-07 19:22:40.05 -18.06563 27.75297 9.69 1.60
2011-08-07 23:23:01.47 -18.06841 27.75547 10.28 1.70
2011-08-08 00:41:32.12 -18.06918 27.75345 10.47 1.50
2011-08-08 00:41:58.39 -18.06912 27.75526 10.25 1.50
2011-08-08 00:51:08.84 -18.07033 27.75479 10.14 1.80
2011-08-08 01:47:14.81 -18.07195 27.75479 9.86 1.60
2011-08-08 14:42:51.68 -18.06796 27.75025 10.08 1.90
2011-08-08 17:51:13.69 -18.06673 27.74684 11.61 2.10
2011-08-08 20:28:30.57 -18.06741 27.74633 11.92 1.50
2011-08-08 22:46:02.88 -18.06692 27.74639 11.91 1.50
2011-08-09 20:57:25.46 -18.07349 27.74887 9.91 2.10
2011-08-18 07:44:25.37 -18.06946 27.75662 10.01 1.70
2011-08-18 11:16:58.50 -18.07157 27.75529 9.82 1.60
2011-08-18 14:03:54.10 -18.07002 27.75684 10.32 1.90
2011-08-18 14:23:34.03 -18.07008 27.75825 10.02 2.00
2011-08-18 14:33:33.49 -18.06919 27.75698 10.10 1.80
2011-08-18 14:41:47.77 -18.07107 27.75913 10.12 1.70
2011-08-18 14:47:10.04 -18.07078 27.75845 10.09 1.70
2011-08-18 14:49:46.65 -18.07169 27.76035 9.77 1.60
2011-08-18 14:56:08.05 -18.07196 27.76139 9.72 1.50
2011-08-18 15:00:16.45 -18.07098 27.76098 9.78 1.50
2011-08-18 15:33:19.54 -18.07081 27.75419 11.16 1.80
2011-08-18 15:36:10.61 -18.07077 27.76019 9.78 2.00
2011-08-18 15:36:37.54 -18.06877 27.75758 9.44 1.80
2011-08-18 15:40:52.91 -18.07088 27.75967 9.84 1.60
2011-08-18 15:48:27.32 -18.07059 27.75853 10.10 2.10
2011-08-18 15:54:40.54 -18.06960 27.75640 10.16 2.40
2011-08-19 21:46:42.13 -18.07134 27.75947 9.98 1.70

Familia I.3

Fecha - Hora - Longitud - Latitud - Prof(km) - $m_b(Lg)$
2011/08/06 21:37:52.10 -18.05542 27.74664 10.37 1.60
2011/08/23 05:13:30.25 -18.04623 27.74570 10.41 2.30
2011/08/23 16:36:48.07 -18.04195 27.74370 10.54 1.60
2011/08/25 00:36:06.99 -18.04965 27.73395 10.25 2.10
2011/08/26 13:56:39.61 -18.04838 27.73741 10.00 1.60
2011/08/30 08:16:14.16 -18.04015 27.74489 10.54 1.60
2011/09/01 18:59:14.47 -18.04031 27.74911 10.74 2.20
2011/09/03 21:15:44.32 -18.03923 27.74539 10.62 1.70
2011/09/03 21:27:15.56 -18.03833 27.74573 10.63 2.20
2011/09/12 16:08:09.50 -18.04211 27.72055 11.59 1.70

Familia I.4

Fecha - Hora - Longitud - Latitud - Prof(km) - $m_b(Lg)$
2011-08-07 06:53:55.25 -18.07242 27.74401 10.93 1.90
2011-08-07 23:21:00.67 -18.06816 27.75534 9.89 1.90
2011-08-09 15:52:14.84 -18.07633 27.75731 10.83 2.50
2011-08-09 16:42:45.00 -18.07228 27.74474 10.68 2.20
2011-08-09 17:00:01.43 -18.07062 27.74300 10.53 2.40
2011-08-09 17:21:53.78 -18.07242 27.74631 10.36 2.10
2011-08-09 17:57:31.57 -18.07401 27.74656 10.69 2.00
2011-08-09 18:02:45.58 -18.07369 27.74593 10.53 2.20
2011-08-09 18:05:46.76 -18.07247 27.74630 10.33 2.00

Familia II.1

Fecha - Hora - Longitud - Latitud - Prof(km) - $m_b(Lg)$
2011/09/20 15:11:34.97 -18.05421 27.68945 12.12 1.50
2011/09/23 02:07:05.82 -18.06040 27.68459 12.87 2.80
2011/09/23 04:28:46.62 -18.06048 27.68319 12.86 1.60
2011/09/23 07:35:03.41 -18.05885 27.68710 12.40 2.50
2011/09/23 07:50:18.83 -18.06054 27.68903 13.39 2.10
2011/09/23 08:05:08.53 -18.06193 27.69144 12.83 2.50
2011/09/23 13:15:27.19 -18.05927 27.68428 12.79 3.00
2011/09/24 18:17:11.20 -18.05935 27.68607 13.08 2.20
2011/09/24 18:20:40.04 -18.06071 27.67718 12.65 2.00
2011/09/24 21:57:55.11 -18.06158 27.68905 13.22 2.40
2011/09/24 22:55:11.39 -18.06196 27.68848 13.26 2.10
2011/09/24 23:52:18.43 -18.06122 27.68997 12.67 3.20
2011/09/25 05:58:44.65 -18.06369 27.69314 12.90 1.90
2011/09/25 06:17:41.99 -18.06390 27.69206 12.90 2.10
2011/09/25 07:53:41.52 -18.06403 27.69221 13.18 1.60
2011/09/26 01:26:40.28 -18.05930 27.68070 13.62 2.40
2011/09/26 01:30:42.34 -18.06148 27.68294 13.79 2.60
2011/09/26 01:33:09.77 -18.06220 27.68410 13.81 2.80
2011/09/26 04:13:26.82 -18.05948 27.68051 12.91 1.50
2011/09/26 04:46:18.48 -18.06666 27.68615 13.37 1.80

2011/09/26 05:49:58.83 -18.06522 27.69084 13.06 2.50
2011/09/26 09:46:41.70 -18.05870 27.67950 13.60 1.80
2011/09/26 09:47:17.93 -18.05882 27.67989 13.56 2.50
2011/09/26 15:39:28.96 -18.06173 27.67714 13.70 2.40
2011/09/26 16:00:53.26 -18.05744 27.66915 13.45 1.70
2011/09/26 16:44:41.96 -18.05723 27.67557 13.89 1.70
2011/09/26 20:48:26.81 -18.06494 27.68680 12.97 2.30
2011/09/26 20:52:35.52 -18.05866 27.68175 11.28 1.70
2011/09/26 21:31:15.48 -18.04769 27.69358 11.52 2.00
2011/09/26 23:22:45.24 -18.06523 27.69133 13.50 2.10
2011/09/27 04:14:21.10 -18.06543 27.69107 13.04 1.50
2011/09/27 05:16:30.83 -18.05397 27.68298 12.89 1.60
2011/09/27 05:35:37.83 -18.05356 27.67692 13.36 2.30
2011/09/27 06:08:12.06 -18.05371 27.67766 13.43 1.60
2011/09/27 06:19:21.12 -18.05311 27.67690 13.27 2.40
2011/09/27 06:26:56.43 -18.06735 27.68532 13.88 1.90
2011/09/27 06:46:05.82 -18.05592 27.67669 13.51 2.10
2011/09/27 06:53:30.52 -18.05543 27.67731 13.88 2.30
2011/09/27 07:58:22.19 -18.05930 27.68022 14.22 2.60
2011/09/27 09:53:21.03 -18.06134 27.67876 14.06 2.50
2011/09/27 12:52:29.20 -18.06251 27.68020 14.28 1.90
2011/09/27 14:18:48.94 -18.05975 27.67536 14.06 2.70
2011/09/27 14:38:48.68 -18.05564 27.67464 14.70 3.50
2011/09/27 14:50:33.76 -18.05479 27.67064 14.20 2.00
2011/09/27 14:59:19.95 -18.05650 27.67073 14.38 2.50
2011/09/27 15:09:39.56 -18.05539 27.67092 14.58 2.10
2011/09/27 15:36:20.84 -18.05899 27.66996 14.11 2.20
2011/09/27 15:39:31.58 -18.05996 27.65160 13.69 2.70
2011/09/27 15:44:14.10 -18.05330 27.67123 14.62 3.70
2011/09/27 15:52:13.15 -18.05577 27.66510 14.54 2.10
2011/09/27 16:24:14.58 -18.06203 27.64756 13.73 2.20
2011/09/27 16:26:28.86 -18.05654 27.66412 14.49 2.20
2011/09/27 16:27:22.67 -18.05730 27.66375 14.48 2.00
2011/09/27 16:43:10.02 -18.06012 27.66155 14.48 2.00
2011/09/27 16:59:59.22 -18.05533 27.66740 14.21 1.70
2011/09/27 17:05:27.59 -18.06221 27.67789 13.96 2.80
2011/09/27 17:08:35.79 -18.05470 27.66917 14.08 1.80
2011/09/27 17:10:34.97 -18.05355 27.67692 15.74 3.50
2011/09/27 17:14:37.27 -18.05973 27.66293 14.44 2.10
2011/09/27 17:30:28.63 -18.05444 27.66774 14.14 1.90
2011/09/27 17:42:59.09 -18.05778 27.66861 14.49 2.50
2011/09/27 17:49:00.40 -18.05628 27.66853 14.75 2.40
2011/09/27 17:54:56.52 -18.05824 27.66588 14.77 2.90
2011/09/27 18:15:52.22 -18.05329 27.67045 14.06 2.20
2011/09/27 19:18:49.20 -18.05604 27.67290 14.34 2.60
2011/09/27 19:20:03.94 -18.05377 27.66760 14.07 1.80
2011/09/27 19:24:00.09 -18.05742 27.67166 14.56 3.20
2011/09/27 19:27:22.19 -18.05482 27.66849 14.61 1.70
2011/09/27 19:41:05.41 -18.05794 27.67046 14.12 2.80
2011/09/27 19:44:41.65 -18.05707 27.67131 14.79 2.50
2011/09/27 19:56:44.31 -18.05853 27.66804 14.46 2.40
2011/09/27 19:59:52.73 -18.05924 27.66926 14.20 2.40
2011/09/27 21:46:41.58 -18.06060 27.66895 14.35 2.30
2011/09/27 22:16:36.43 -18.05979 27.66848 14.38 2.10
2011/09/27 22:23:56.98 -18.05504 27.66853 14.54 2.90
2011/09/27 22:46:42.42 -18.05641 27.66583 14.56 2.50
2011/09/27 22:49:04.05 -18.05632 27.66546 14.67 2.80
2011/09/27 22:57:20.62 -18.05573 27.66547 14.78 3.10
2011/09/27 23:05:18.87 -18.05517 27.66718 14.54 2.80
2011/09/27 23:08:51.19 -18.05483 27.66880 14.54 2.40
2011/09/27 23:21:29.62 -18.05439 27.66795 13.84 1.70
2011/09/27 23:28:33.53 -18.05463 27.67200 14.80 2.20

2011/09/27 23:50:19.84 -18.05549 27.66757 15.11 2.00
2011/09/28 02:01:18.19 -18.05195 27.67074 14.16 2.70
2011/09/28 02:49:59.54 -18.05441 27.66905 14.52 1.60
2011/09/28 03:54:57.52 -18.05254 27.66800 14.38 2.40
2011/09/28 03:59:26.20 -18.05380 27.66715 14.03 2.40
2011/09/28 04:07:14.49 -18.05245 27.66615 14.38 3.00
2011/09/28 06:21:21.97 -18.05443 27.66477 14.88 2.70
2011/09/28 06:44:42.86 -18.05458 27.66729 14.81 2.30
2011/09/28 07:10:34.73 -18.05600 27.66904 15.30 3.50
2011/09/28 07:42:18.34 -18.05845 27.66295 14.75 2.90
2011/09/28 08:37:04.66 -18.05864 27.65723 14.57 2.10
2011/09/28 09:06:51.62 -18.05211 27.66415 14.36 2.40
2011/09/28 09:36:07.72 -18.06106 27.66618 14.28 2.80
2011/09/28 09:47:39.45 -18.05964 27.67000 14.40 3.30
2011/09/28 09:50:21.58 -18.05951 27.67243 14.37 2.70
2011/09/28 10:06:07.85 -18.06101 27.67113 14.34 2.60
2011/09/28 10:22:55.46 -18.05745 27.65997 14.66 2.40
2011/09/28 10:28:42.64 -18.06142 27.67058 14.49 2.70
2011/09/28 10:36:23.86 -18.05902 27.66927 14.34 2.50
2011/09/28 14:17:24.76 -18.05919 27.67081 14.50 1.90
2011/09/28 15:01:31.20 -18.05638 27.66238 15.02 2.90
2011/09/28 16:47:31.46 -18.06369 27.65305 13.93 3.30
2011/09/28 17:17:42.92 -18.05407 27.67077 13.71 2.60
2011/09/28 19:11:38.76 -18.06288 27.67129 14.49 2.00
2011/09/28 19:50:30.88 -18.06330 27.65957 14.85 2.40
2011/09/28 20:07:01.98 -18.06407 27.66476 14.64 2.80
2011/09/28 20:07:26.40 -18.06390 27.66106 14.61 3.00
2011/09/28 20:09:13.35 -18.06332 27.66259 14.85 2.70
2011/09/28 20:10:12.53 -18.06375 27.66694 14.85 3.00
2011/09/28 20:14:17.41 -18.06360 27.66296 14.90 2.70
2011/09/28 21:33:06.79 -18.06421 27.66583 14.76 2.60
2011/09/28 22:34:49.97 -18.06290 27.66766 14.84 2.20
2011/09/28 22:48:00.59 -18.06220 27.66022 14.85 2.70
2011/09/28 23:34:50.11 -18.05560 27.66671 15.54 2.10
2011/09/28 23:41:26.53 -18.05526 27.66690 15.62 2.40
2011/09/28 23:51:54.23 -18.05780 27.66261 15.29 2.50
2011/09/28 23:53:05.74 -18.05592 27.66850 15.84 2.60
2011/09/28 23:54:42.88 -18.05546 27.66500 15.55 2.60
2011/09/29 00:35:17.96 -18.06381 27.66115 14.84 3.60
2011/09/29 01:02:35.15 -18.06418 27.65938 15.14 1.60
2011/09/29 02:29:14.40 -18.05744 27.65827 14.95 2.80
2011/09/29 02:36:19.84 -18.05834 27.66386 15.39 2.70
2011/09/29 03:09:19.65 -18.05501 27.66412 15.52 2.50
2011/09/29 03:32:44.91 -18.06147 27.66570 15.64 2.20
2011/09/29 04:14:05.55 -18.05272 27.66448 14.35 2.50
2011/09/29 04:17:07.73 -18.05517 27.66437 14.72 2.20
2011/09/29 04:21:46.30 -18.05647 27.66816 15.13 3.10
2011/09/29 04:26:59.70 -18.05409 27.66226 14.90 2.00
2011/09/29 04:27:57.55 -18.05493 27.66299 14.76 2.90
2011/09/29 04:28:46.57 -18.05336 27.66212 14.43 3.00
2011/09/29 04:33:10.05 -18.05287 27.66370 15.04 2.60
2011/09/29 04:39:03.14 -18.05222 27.66307 15.14 2.70
2011/09/29 04:56:25.12 -18.05594 27.66079 14.89 3.20
2011/09/29 05:07:01.09 -18.05122 27.66343 14.98 2.10
2011/09/29 05:13:46.30 -18.05212 27.66573 14.61 2.90
2011/09/29 05:15:43.54 -18.05194 27.66406 14.69 2.60
2011/09/29 05:26:33.22 -18.05472 27.66005 15.03 2.70
2011/09/29 07:58:29.57 -18.05329 27.66820 14.80 2.60
2011/09/29 08:51:44.35 -18.05518 27.67204 15.19 2.00
2011/09/29 08:55:52.29 -18.05872 27.65515 14.08 2.00
2011/09/29 09:12:04.46 -18.05878 27.66210 15.32 3.80
2011/09/29 12:18:22.16 -18.05581 27.66323 14.06 1.90

2011/09/29 13:09:23.93 -18.05710 27.66105 15.36 2.70
2011/09/29 13:13:11.63 -18.05847 27.67461 16.51 2.60
2011/09/29 13:16:15.34 -18.05966 27.65761 15.15 2.90
2011/09/29 13:18:31.39 -18.05897 27.66219 15.47 2.80
2011/09/29 13:45:49.96 -18.06279 27.65575 14.62 2.50

Familia II.2

Fecha - Hora - Longitud - Latitud - Prof(km) - $m_b(Lg)$
2011/09/13 13:08:06.12 -18.04559 27.72321 10.69 2.30
2011/09/14 03:41:38.47 -18.05287 27.71692 11.24 2.00
2011/09/14 04:04:44.60 -18.05227 27.71664 11.03 1.70
2011/09/14 09:55:55.83 -18.05825 27.69713 14.08 1.90
2011/09/14 10:41:15.33 -18.04737 27.72164 10.78 2.00
2011/09/14 11:59:51.04 -18.03789 27.71405 10.36 1.90
2011/09/14 14:31:23.80 -18.04758 27.72227 10.86 2.20
2011/09/14 14:41:38.51 -18.04736 27.72017 10.48 1.50
2011/09/14 14:44:48.06 -18.04700 27.72080 10.50 1.50
2011/09/14 14:44:57.48 -18.04557 27.72317 10.63 1.80
2011/09/14 14:45:54.03 -18.04670 27.72322 10.73 1.90
2011/09/15 03:29:22.79 -18.05392 27.71841 10.90 1.70
2011/09/15 03:32:02.89 -18.05459 27.71702 10.88 1.90
2011/09/15 04:14:57.13 -18.05714 27.72044 11.26 1.60
2011/09/15 05:27:15.36 -18.05684 27.72054 11.17 1.80
2011/09/15 15:01:57.51 -18.05582 27.72172 10.37 1.60
2011/09/15 18:03:49.65 -18.05999 27.71615 11.28 1.80
2011/09/15 18:46:19.50 -18.05823 27.71506 10.97 1.60
2011/09/15 19:32:47.53 -18.05324 27.72071 10.87 1.80
2011/09/15 19:45:56.12 -18.05183 27.72024 10.72 1.60
2011/09/15 19:53:01.44 -18.04894 27.72333 9.88 1.50
2011/09/15 20:01:43.18 -18.05248 27.72041 10.62 2.10
2011/09/15 22:41:13.57 -18.05894 27.72038 11.09 1.90
2011/09/15 22:47:34.49 -18.05788 27.72051 11.01 2.10
2011/09/15 23:21:26.86 -18.05884 27.72020 11.01 1.80
2011/09/15 23:30:38.84 -18.05860 27.72064 11.01 2.00
2011/09/15 23:37:00.33 -18.05946 27.72019 11.00 1.90
2011/09/16 01:13:44.99 -18.05536 27.71984 10.61 1.50
2011/09/16 03:10:19.15 -18.05827 27.71445 11.06 1.60
2011/09/16 06:13:46.58 -18.05768 27.71504 11.17 1.60
2011/09/16 07:23:46.22 -18.05511 27.72166 10.67 2.00
2011/09/16 07:46:00.06 -18.05724 27.71424 10.94 2.00
2011/09/16 19:34:59.03 -18.04895 27.71400 11.83 1.50
2011/09/16 21:58:38.79 -18.05071 27.70852 12.51 1.50
2011/09/17 14:16:25.51 -18.03947 27.71530 10.77 1.70
2011/09/17 14:17:07.94 -18.04863 27.72303 10.68 1.90
2011/09/17 23:34:37.71 -18.04887 27.70318 11.35 2.40
2011/09/18 07:04:57.73 -18.05233 27.70427 11.68 2.20
2011/09/18 11:59:45.45 -18.05334 27.70157 11.47 1.90
2011/09/18 12:00:41.56 -18.05301 27.70377 11.79 2.10
2011/09/19 06:58:29.67 -18.04065 27.71748 10.97 2.00
2011/09/19 11:45:51.60 -18.06094 27.71373 11.25 1.60
2011/09/19 11:53:25.40 -18.06063 27.71389 11.27 2.10
2011/09/19 12:11:14.91 -18.06058 27.71447 11.28 1.80
2011/09/19 17:38:33.48 -18.05720 27.70647 11.46 1.70
2011/09/19 17:49:26.00 -18.05694 27.70693 11.44 1.70
2011/09/19 21:39:39.29 -18.03729 27.71690 10.70 1.70

2011/09/20 00:16:09.24 -18.05516 27.70204 11.82 1.70
2011/09/20 00:17:54.53 -18.05574 27.70252 11.90 1.70
2011/09/20 00:39:17.65 -18.05633 27.70317 11.70 1.80
2011/09/20 00:40:57.53 -18.05601 27.70111 11.79 2.00
2011/09/20 00:48:24.72 -18.05308 27.69843 11.61 1.70
2011/09/20 01:07:46.37 -18.05420 27.69876 11.98 1.60
2011/09/20 01:12:53.49 -18.05741 27.70231 12.28 1.60
2011/09/20 01:20:26.68 -18.05621 27.70013 11.71 2.10
2011/09/20 01:29:29.41 -18.05641 27.70087 11.89 2.20
2011/09/20 01:34:15.37 -18.05357 27.69908 11.93 1.90
2011/09/20 01:50:38.03 -18.05402 27.70319 12.71 1.80
2011/09/20 01:56:48.26 -18.05691 27.70187 11.77 2.10
2011/09/20 01:57:32.34 -18.05726 27.70245 11.90 2.30
2011/09/20 01:59:11.64 -18.05728 27.70220 11.81 2.00
2011/09/20 02:02:09.76 -18.04854 27.69155 9.34 2.50
2011/09/20 02:03:25.50 -18.05689 27.70210 11.51 2.00
2011/09/20 02:04:16.24 -18.05714 27.70374 11.77 2.20
2011/09/20 02:04:28.25 -18.05584 27.70323 11.49 2.00
2011/09/20 02:05:26.71 -18.05586 27.70289 11.51 2.60
2011/09/20 02:06:36.98 -18.05704 27.70406 11.68 2.50
2011/09/20 02:13:56.22 -18.05691 27.70441 11.66 2.50
2011/09/20 02:18:02.85 -18.05703 27.70308 11.38 2.30
2011/09/20 02:20:52.51 -18.05718 27.70494 11.71 2.40
2011/09/20 02:26:00.97 -18.05712 27.70312 11.56 2.40
2011/09/20 02:31:51.20 -18.05770 27.70282 11.57 2.20
2011/09/20 02:33:08.07 -18.05791 27.70256 11.60 2.00
2011/09/20 02:34:59.47 -18.05787 27.70356 11.56 2.30
2011/09/20 02:36:06.95 -18.05715 27.70151 11.40 1.90
2011/09/20 02:36:56.86 -18.05790 27.70340 11.59 1.80
2011/09/20 02:42:31.92 -18.05748 27.70061 11.36 1.60
2011/09/20 02:43:33.96 -18.05779 27.70222 11.58 2.00
2011/09/20 03:11:48.31 -18.05824 27.70439 11.68 2.10
2011/09/20 03:16:31.12 -18.05873 27.70416 11.89 1.80
2011/09/20 03:22:20.14 -18.05904 27.70554 11.95 1.70
2011/09/20 03:23:03.08 -18.05807 27.70350 11.76 2.60
2011/09/20 03:27:15.19 -18.05780 27.70364 11.74 2.40
2011/09/20 03:28:36.91 -18.05831 27.70339 11.72 2.50
2011/09/20 04:25:16.07 -18.03897 27.71531 10.81 2.50
2011/09/20 04:56:23.79 -18.05163 27.70262 11.91 1.70
2011/09/20 06:05:20.42 -18.05063 27.70259 11.62 1.70
2011/09/20 06:07:51.28 -18.05032 27.70261 11.63 1.80
2011/09/20 06:13:38.59 -18.05071 27.70282 11.72 1.70
2011/09/20 06:26:27.96 -18.05047 27.70306 11.67 1.60
2011/09/20 06:35:14.46 -18.05029 27.70305 11.70 2.10
2011/09/20 09:33:21.70 -18.05345 27.69975 11.94 2.50
2011/09/20 16:16:52.88 -18.05474 27.69940 11.83 1.70
2011/09/20 17:26:14.68 -18.05872 27.70123 11.77 2.40
2011/09/20 17:39:54.17 -18.05751 27.70016 11.90 1.60
2011/09/20 18:13:50.09 -18.05519 27.70006 11.83 1.60
2011/09/20 18:58:13.76 -18.04745 27.70227 11.62 2.00
2011/09/20 19:26:38.25 -18.05901 27.70025 11.44 1.60
2011/09/20 19:37:43.07 -18.04882 27.70260 12.00 2.00
2011/09/20 19:49:15.13 -18.05952 27.70214 11.58 1.90
2011/09/20 19:55:45.88 -18.05982 27.70192 11.57 1.90
2011/09/20 20:26:30.49 -18.05978 27.70419 11.71 2.40
2011/09/20 20:30:12.41 -18.06041 27.70390 11.73 2.00
2011/09/20 20:34:58.75 -18.06094 27.70481 11.94 2.00
2011/09/20 20:52:53.94 -18.06045 27.70234 11.75 1.90
2011/09/20 21:02:42.91 -18.06059 27.70194 11.57 1.50
2011/09/20 21:03:05.95 -18.06048 27.70245 11.64 1.60
2011/09/20 21:05:55.58 -18.06065 27.70233 11.68 1.80
2011/09/20 22:20:56.57 -18.05532 27.70074 11.99 1.80

2011/09/21 20:41:41.51 -18.05137 27.69713 12.39 1.80
2011/09/22 03:59:26.72 -18.06192 27.70261 11.79 2.40
2011/09/22 05:06:31.64 -18.05439 27.69519 12.32 2.90
2011/09/22 05:10:16.46 -18.05480 27.69669 12.60 2.00
2011/09/22 05:12:46.37 -18.05490 27.69753 12.75 1.80
2011/09/22 06:00:48.78 -18.05459 27.69657 12.38 2.40
2011/09/22 07:51:41.91 -18.05911 27.69786 11.68 2.30
2011/09/23 02:59:33.24 -18.05638 27.69198 12.89 1.50
2011/09/23 06:28:47.16 -18.05844 27.68934 12.65 2.10
2011/09/24 06:49:21.30 -18.05936 27.69996 12.02 2.10
2011/09/24 10:10:49.49 -18.06089 27.68888 12.86 2.10
2011/09/24 13:09:29.83 -18.06059 27.69602 13.60 1.60
2011/09/24 18:09:49.02 -18.06024 27.68619 13.72 2.10
2011/09/25 10:45:53.05 -18.06135 27.70398 11.83 2.00
2011/09/25 23:01:29.71 -18.06358 27.69289 12.28 1.70
2011/09/26 01:10:20.72 -18.06159 27.68368 13.72 1.80
2011/09/26 02:55:32.31 -18.06280 27.68211 13.69 2.80
2011/09/26 02:57:46.22 -18.06320 27.68227 13.82 2.20
2011/09/26 05:54:33.05 -18.06503 27.68920 13.18 2.50
2011/09/26 20:28:30.52 -18.06180 27.67992 13.77 2.10
2011/09/26 21:04:56.52 -18.06560 27.68321 13.58 1.50
2011/09/27 03:30:06.81 -18.06162 27.67895 13.85 2.20
2011/09/27 11:14:21.10 -18.05811 27.66628 13.02 2.40
2011/09/27 11:23:54.07 -18.05952 27.67794 14.95 2.60
2011/09/27 11:46:25.51 -18.05918 27.67409 14.34 2.50
2011/09/27 12:46:08.22 -18.05453 27.66981 14.60 2.20
2011/09/27 14:06:58.10 -18.06026 27.66544 13.45 2.10
2011/09/27 14:41:17.93 -18.06073 27.67254 14.23 2.10
2011/09/27 16:35:14.48 -18.05523 27.67295 15.86 2.10
2011/09/27 22:34:31.26 -18.05813 27.66563 14.63 2.20
2011/09/27 22:36:35.87 -18.05785 27.66740 14.87 1.80
2011/09/27 22:37:06.82 -18.05702 27.66322 14.67 3.10
2011/09/27 22:56:40.93 -18.05451 27.66743 14.53 2.90
2011/09/28 00:12:40.01 -18.05825 27.66669 14.55 2.10
2011/09/28 04:33:08.70 -18.05554 27.66128 14.31 2.50

Familia III.1

Fecha - Hora - Longitud - Latitud - Prof(km) - $m_b(Lg)$
2011/09/29 14:06:04.87 -18.06589 27.65471 14.81 2.60
2011/09/29 14:32:48.94 -18.05559 27.65911 13.77 2.60
2011/09/29 14:33:27.61 -18.05423 27.65439 14.01 3.20
2011/09/29 16:02:24.22 -18.06545 27.65693 14.77 1.80
2011/09/29 16:13:29.81 -18.06531 27.65620 14.52 2.10
2011/09/29 16:53:17.29 -18.05594 27.65573 14.03 2.20
2011/09/29 17:31:12.13 -18.06621 27.65519 14.27 1.50
2011/09/29 18:46:55.21 -18.06556 27.65758 14.07 1.80
2011/09/29 18:52:33.17 -18.06714 27.65265 14.21 2.30
2011/09/29 19:01:18.54 -18.06747 27.65410 14.33 1.80
2011/09/29 19:19:05.80 -18.06499 27.66027 14.33 2.40
2011/09/29 19:26:05.30 -18.06704 27.65799 14.72 2.00
2011/09/29 19:28:57.00 -18.06882 27.65292 14.60 2.30
2011/09/29 20:02:29.43 -18.06195 27.64771 14.63 2.30
2011/09/29 20:21:05.54 -18.05817 27.65098 14.47 2.50
2011/09/29 22:12:19.78 -18.05447 27.66884 13.99 2.00
2011/09/30 00:12:23.11 -18.06934 27.65299 14.59 3.00

2011/09/30 00:41:59.93 -18.05459 27.66700 13.64 1.70
2011/09/30 01:18:05.52 -18.06410 27.66094 14.38 2.90
2011/09/30 01:20:09.99 -18.06508 27.65857 14.06 2.60
2011/09/30 01:22:06.20 -18.06489 27.66015 14.21 2.80
2011/09/30 01:23:06.28 -18.06360 27.66500 14.38 2.60
2011/09/30 01:25:32.51 -18.06515 27.66158 14.49 2.20
2011/09/30 01:29:37.52 -18.06493 27.66271 14.28 2.20
2011/09/30 01:30:54.88 -18.05859 27.64950 14.59 2.60
2011/09/30 01:33:59.00 -18.06747 27.66084 14.35 2.00
2011/09/30 01:39:22.91 -18.06650 27.66199 14.35 2.60
2011/09/30 02:01:52.12 -18.07001 27.65683 14.19 2.10
2011/09/30 02:05:53.76 -18.06863 27.65800 14.04 1.90
2011/09/30 02:13:52.53 -18.06766 27.66232 14.58 1.80
2011/09/30 03:00:41.89 -18.06670 27.65619 14.22 1.70
2011/09/30 03:08:57.97 -18.06814 27.65168 14.64 3.00
2011/09/30 03:21:05.58 -18.05664 27.64959 14.18 2.40
2011/09/30 05:39:47.63 -18.05559 27.66218 14.03 1.50
2011/09/30 06:12:48.05 -18.06719 27.65903 14.15 1.80
2011/09/30 06:49:33.57 -18.06413 27.67062 14.15 1.70
2011/09/30 06:56:18.65 -18.06158 27.66748 13.19 1.70
2011/09/30 07:34:47.04 -18.05516 27.65588 13.98 2.30
2011/09/30 07:41:12.46 -18.06332 27.67265 13.78 2.40
2011/09/30 07:57:17.71 -18.06148 27.67589 14.50 1.80
2011/09/30 09:19:59.44 -18.05375 27.65859 13.99 3.20
2011/09/30 12:38:33.00 -18.06443 27.67323 13.69 1.90
2011/09/30 16:10:48.74 -18.05174 27.65819 14.72 1.80
2011/09/30 23:48:42.35 -18.05549 27.66220 13.79 1.90
2011/09/30 23:49:50.35 -18.05671 27.65888 13.55 2.50
2011/10/01 00:06:09.91 -18.05446 27.65657 13.38 1.60
2011/10/01 00:25:07.23 -18.05392 27.65802 13.73 3.50
2011/10/01 00:28:20.68 -18.05573 27.66949 13.71 3.30
2011/10/01 00:37:06.41 -18.05538 27.65706 13.56 2.80
2011/10/01 01:44:21.45 -18.05402 27.65484 14.01 2.10
2011/10/01 01:55:54.83 -18.05325 27.65655 13.72 3.00
2011/10/01 02:30:13.59 -18.05440 27.66212 13.61 2.60
2011/10/01 02:32:40.88 -18.05267 27.65931 13.03 3.40
2011/10/01 02:40:34.31 -18.05664 27.66654 13.44 3.00
2011/10/01 02:58:45.73 -18.05745 27.66727 13.39 2.10
2011/10/01 03:19:49.87 -18.05467 27.66353 13.92 1.90
2011/10/01 04:26:19.19 -18.05750 27.66766 13.48 2.80
2011/10/01 05:30:39.85 -18.05393 27.66347 13.55 2.40
2011/10/01 06:45:21.19 -18.05175 27.67351 13.84 1.70
2011/10/01 06:46:10.17 -18.05672 27.66313 15.34 2.10
2011/10/01 07:47:08.68 -18.06103 27.67100 13.85 2.60
2011/10/01 08:00:10.71 -18.06377 27.67391 13.65 2.80
2011/10/01 08:07:16.77 -18.06283 27.67398 14.08 2.30
2011/10/01 08:11:57.12 -18.06282 27.67666 13.63 2.70
2011/10/01 08:15:47.26 -18.06306 27.67574 13.56 2.50
2011/10/01 08:20:40.40 -18.06453 27.67420 13.70 2.30
2011/10/01 09:54:05.99 -18.05543 27.65131 14.29 2.00
2011/10/01 13:34:46.91 -18.05673 27.66963 13.42 1.90
2011/10/01 14:19:26.66 -18.05694 27.66737 13.40 1.70
2011/10/01 21:11:52.51 -18.05331 27.65614 13.57 2.00
2011/10/02 03:39:49.92 -18.05676 27.66996 13.25 2.20
2011/10/02 13:53:51.66 -18.05206 27.66360 13.47 2.10
2011/10/02 14:49:55.86 -18.05354 27.65225 13.35 2.90
2011/10/02 15:20:54.07 -18.05172 27.66015 13.23 2.60
2011/10/02 16:04:54.16 -18.05021 27.66168 13.35 2.20
2011/10/02 16:07:33.00 -18.05172 27.65967 13.56 2.30
2011/10/02 16:49:41.79 -18.05527 27.65320 14.15 2.50
2011/10/02 17:03:56.54 -18.04974 27.66140 13.90 2.60
2011/10/02 17:52:57.19 -18.05550 27.65471 13.97 2.00

2011/10/02 18:01:46.04 -18.05127 27.65614 13.72 2.10
2011/10/02 18:26:07.94 -18.04961 27.65740 13.70 1.80
2011/10/02 18:31:18.28 -18.05125 27.65959 13.32 1.90
2011/10/02 19:33:11.66 -18.05336 27.65404 14.24 2.10
2011/10/02 19:39:49.33 -18.05488 27.65341 13.78 3.70
2011/10/02 19:44:55.87 -18.05459 27.65075 14.27 2.60
2011/10/02 19:46:28.85 -18.05476 27.65300 14.12 2.90
2011/10/02 20:10:03.89 -18.05068 27.65543 13.76 2.40
2011/10/02 20:14:20.76 -18.05578 27.65100 14.25 2.90
2011/10/02 20:22:03.62 -18.05357 27.65133 14.20 2.80
2011/10/02 20:31:48.10 -18.05306 27.65077 14.22 2.80
2011/10/02 20:45:40.36 -18.05448 27.65400 14.24 2.00
2011/10/02 20:49:12.18 -18.05291 27.65126 14.16 2.80
2011/10/02 20:59:52.50 -18.05276 27.65074 14.15 3.00
2011/10/02 21:45:21.36 -18.05613 27.64665 13.72 3.00
2011/10/02 21:50:12.28 -18.05572 27.64858 13.53 2.70
2011/10/02 21:52:52.26 -18.05661 27.64661 13.85 2.20
2011/10/02 21:55:46.88 -18.05574 27.64622 13.69 2.90
2011/10/02 22:04:57.25 -18.05602 27.64357 13.99 2.60
2011/10/02 22:24:00.68 -18.05819 27.64665 13.38 2.30
2011/10/02 22:26:04.68 -18.05644 27.64762 14.03 2.20
2011/10/02 22:36:10.48 -18.05498 27.64785 13.20 2.00
2011/10/02 22:59:47.71 -18.05681 27.64899 14.55 2.00
2011/10/03 00:04:41.10 -18.05841 27.64447 15.12 1.70
2011/10/03 00:18:09.34 -18.05618 27.65895 14.05 2.10
2011/10/03 00:58:15.64 -18.05301 27.65174 14.13 2.50
2011/10/03 01:15:18.99 -18.05364 27.65096 14.18 2.50
2011/10/03 02:04:21.05 -18.05467 27.64918 13.90 3.10
2011/10/03 02:11:54.04 -18.05299 27.65129 14.19 3.50
2011/10/03 02:20:48.58 -18.05436 27.64974 14.13 2.80
2011/10/03 02:31:11.74 -18.05319 27.64952 13.33 2.60
2011/10/03 02:33:15.74 -18.05393 27.64663 14.29 2.20
2011/10/03 02:36:09.60 -18.05182 27.64873 14.19 3.10
2011/10/03 03:46:11.86 -18.05223 27.64974 13.78 1.80
2011/10/03 03:57:33.07 -18.05027 27.65297 14.30 1.70
2011/10/03 04:19:38.70 -18.05125 27.64780 14.20 3.10
2011/10/03 04:41:08.03 -18.05519 27.64493 14.22 2.60
2011/10/03 04:44:29.56 -18.05320 27.64754 14.55 2.30
2011/10/03 04:57:57.92 -18.05551 27.64500 14.15 2.30
2011/10/03 05:00:56.74 -18.05225 27.64744 14.18 2.10
2011/10/03 05:01:30.57 -18.05173 27.64729 14.35 2.40
2011/10/03 05:04:36.58 -18.05257 27.64703 14.32 2.40
2011/10/03 05:06:14.54 -18.05089 27.64711 14.19 2.30
2011/10/03 05:13:29.58 -18.05186 27.64811 14.17 1.80
2011/10/03 05:17:37.01 -18.05247 27.64771 14.16 2.50
2011/10/03 05:19:19.09 -18.05174 27.64811 14.11 2.20
2011/10/03 05:25:02.49 -18.04677 27.65982 14.54 1.50
2011/10/03 05:27:29.36 -18.05308 27.64680 14.09 2.80
2011/10/03 05:54:08.42 -18.05296 27.65237 14.16 2.00
2011/10/03 06:16:57.79 -18.05381 27.64549 14.46 1.90
2011/10/03 06:39:57.53 -18.05225 27.65242 14.01 1.60
2011/10/03 06:52:03.11 -18.05103 27.65676 13.48 2.90
2011/10/03 07:37:07.56 -18.05800 27.65752 13.98 1.60

Familia III.2

Fecha - Hora - Longitud - Latitud - Prof(km) - $m_b(Lg)$
2011-09-29 15:36:05.14 -18.06427 27.66568 15.13 2.30
2011-09-29 18:33:14.92 -18.06278 27.65919 13.97 2.20
2011-09-29 19:35:39.39 -18.06517 27.65965 14.30 2.30
2011-09-29 20:51:34.64 -18.06333 27.65965 14.24 2.40
2011-09-29 21:57:03.17 -18.06322 27.65820 14.11 2.50
2011-09-30 00:44:04.96 -18.06241 27.66057 14.00 2.00
2011-09-30 01:26:28.12 -18.06290 27.66062 13.86 2.10
2011-09-30 01:31:49.23 -18.06519 27.65708 13.86 2.90
2011-09-30 08:09:24.19 -18.06219 27.66705 14.07 2.00
2011-09-30 10:45:37.84 -18.06170 27.66559 14.31 2.50
2011-09-30 15:44:36.63 -18.06646 27.65823 13.68 1.50
2011-09-30 19:04:45.03 -18.06003 27.66319 14.30 2.10
2011-09-30 21:26:53.40 -18.06634 27.65505 13.80 1.70
2011-09-30 21:41:07.91 -18.06742 27.64910 14.55 1.80
2011-10-01 00:16:47.88 -18.05364 27.66428 13.53 2.70
2011-10-01 02:19:22.95 -18.05451 27.66343 13.23 2.80
2011-10-01 13:44:41.59 -18.05575 27.66730 13.24 2.10
2011-10-01 13:52:22.31 -18.05250 27.66674 13.44 2.10
2011-10-01 13:57:06.84 -18.05474 27.67015 13.36 2.40
2011-10-01 15:05:23.34 -18.06614 27.65070 14.61 2.50
2011-10-01 15:56:11.93 -18.05234 27.66665 13.67 2.00
2011-10-01 23:35:04.11 -18.05351 27.66050 13.16 2.20
2011-10-02 14:17:09.78 -18.05577 27.66906 12.60 2.90
2011-10-02 14:54:29.73 -18.05381 27.66309 13.63 2.80
2011-10-02 15:28:49.12 -18.05326 27.66588 13.40 3.10
2011-10-02 16:17:44.54 -18.05300 27.65667 13.67 2.90
2011-10-02 23:26:00.25 -18.05220 27.65260 14.07 2.00
2011-10-03 04:49:04.61 -18.05823 27.64516 14.48 2.50

Familia IV.1

Fecha - Hora - Longitud - Latitud - Prof(km) - $m_b(Lg)$
2011/10/03 08:12:30.28 -18.05581 27.65999 14.06 1.70
2011/10/03 09:22:53.50 -18.05856 27.65511 14.29 1.80
2011/10/03 09:37:24.93 -18.05892 27.65494 14.24 1.70
2011/10/03 10:14:43.57 -18.05882 27.65187 14.56 3.00
2011/10/03 10:19:41.39 -18.05801 27.65200 14.38 1.90
2011/10/03 10:23:32.01 -18.05860 27.65286 14.26 1.50
2011/10/03 10:26:38.93 -18.05860 27.65254 14.61 2.10
2011/10/03 10:27:49.78 -18.05858 27.65053 14.82 2.70
2011/10/03 10:54:15.62 -18.05883 27.65122 14.63 2.40
2011/10/03 11:32:49.61 -18.05353 27.65742 13.63 1.70
2011/10/03 11:33:57.89 -18.05061 27.64940 14.66 2.50
2011/10/03 14:26:11.98 -18.05101 27.65679 13.44 2.30
2011/10/03 14:29:16.84 -18.05098 27.65737 13.25 1.90
2011/10/03 21:08:46.56 -18.05317 27.65738 13.85 1.80
2011/10/03 22:25:15.67 -18.05176 27.65874 13.71 1.60
2011/10/03 22:38:26.05 -18.04992 27.65771 13.68 2.00
2011/10/03 22:39:52.89 -18.04943 27.65792 13.66 2.30
2011/10/03 22:41:09.24 -18.04860 27.65848 13.54 2.70
2011/10/03 22:42:58.41 -18.04830 27.65655 13.72 2.40
2011/10/03 22:43:56.12 -18.04819 27.65612 13.80 3.00

2011/10/03 22:53:09.95 -18.04752 27.65732 13.38 2.30
2011/10/03 23:05:57.35 -18.04799 27.65568 13.77 2.40
2011/10/03 23:10:10.73 -18.04883 27.65709 13.90 2.20
2011/10/03 23:35:47.51 -18.04715 27.64959 14.28 2.90
2011/10/03 23:38:38.53 -18.04644 27.65220 13.92 2.90
2011/10/03 23:48:28.54 -18.04648 27.65259 13.74 2.40
2011/10/04 00:39:31.81 -18.04751 27.65891 13.47 1.60
2011/10/04 00:43:18.86 -18.04971 27.66005 13.35 1.60
2011/10/04 01:05:52.42 -18.04993 27.65506 14.41 1.70
2011/10/04 02:10:49.79 -18.05626 27.64892 14.49 3.60
2011/10/04 02:19:16.96 -18.05309 27.64273 12.56 1.50
2011/10/04 02:24:01.91 -18.05010 27.64974 14.10 2.20
2011/10/04 03:47:30.51 -18.04865 27.65396 14.32 2.00
2011/10/04 04:27:16.37 -18.04675 27.64977 14.35 3.20
2011/10/04 05:31:59.90 -18.05432 27.66496 13.08 2.20
2011/10/04 05:58:12.61 -18.04791 27.66172 13.15 3.30
2011/10/04 06:00:51.90 -18.04765 27.66347 13.34 2.50
2011/10/04 06:10:27.34 -18.04779 27.66442 13.37 2.70
2011/10/04 06:11:40.83 -18.05145 27.66568 11.77 2.10
2011/10/04 06:33:23.65 -18.05536 27.66293 14.20 2.30
2011/10/04 09:36:27.09 -18.05917 27.66215 14.73 1.90
2011/10/04 13:01:05.00 -18.05617 27.65826 13.90 2.20
2011/10/04 13:12:35.77 -18.04983 27.65169 14.80 1.80
2011/10/04 13:44:20.93 -18.05337 27.66009 14.28 1.60
2011/10/04 15:13:57.10 -18.05107 27.65366 14.72 2.10
2011/10/04 15:21:15.71 -18.05570 27.65812 13.96 1.60
2011/10/04 18:35:10.08 -18.05439 27.66603 13.33 2.70
2011/10/04 19:06:57.98 -18.05510 27.66993 13.65 2.30
2011/10/04 19:12:17.86 -18.05361 27.67152 12.76 2.80
2011/10/04 19:17:21.30 -18.05343 27.67184 13.03 2.00
2011/10/04 19:29:55.58 -18.05662 27.67104 12.74 2.50
2011/10/04 19:34:05.32 -18.05028 27.66837 12.67 2.30
2011/10/04 19:35:09.00 -18.05329 27.67194 13.00 3.00
2011/10/04 19:41:34.61 -18.05499 27.67209 12.97 2.20
2011/10/04 19:46:04.78 -18.05564 27.67197 12.94 2.40
2011/10/04 20:15:46.30 -18.05629 27.67088 13.25 2.60
2011/10/04 20:31:24.63 -18.05439 27.67281 12.88 2.80
2011/10/05 01:13:15.78 -18.05646 27.67131 13.05 1.90
2011/10/05 02:00:56.67 -18.05532 27.67180 12.82 1.60
2011/10/05 02:25:14.88 -18.04571 27.66153 13.27 2.80
2011/10/05 05:59:54.33 -18.05596 27.67215 13.65 1.60
2011/10/05 08:44:24.24 -18.05349 27.67414 13.39 2.00
2011/10/05 09:10:52.74 -18.05232 27.67403 13.61 1.80
2011/10/05 10:13:30.82 -18.06060 27.67726 13.98 2.30
2011/10/05 11:11:26.92 -18.05356 27.66782 15.63 2.30
2011/10/05 16:23:11.49 -18.05037 27.65722 12.97 2.90
2011/10/05 18:07:30.83 -18.05575 27.67299 12.68 2.40
2011/10/05 18:11:12.22 -18.04951 27.66740 13.01 2.60
2011/10/05 18:41:19.51 -18.05505 27.67208 13.05 2.70
2011/10/05 19:54:29.06 -18.05455 27.67332 12.48 3.10
2011/10/05 22:39:34.36 -18.05581 27.65785 13.95 2.40
2011/10/06 02:15:02.29 -18.05444 27.67189 12.87 2.20
2011/10/06 05:56:25.31 -18.05173 27.67870 12.76 2.00
2011/10/06 10:19:57.44 -18.05003 27.67031 12.75 3.00
2011/10/06 10:23:55.56 -18.04798 27.66948 12.81 2.10
2011/10/06 10:24:34.72 -18.04700 27.66991 13.56 2.50
2011/10/06 10:26:54.71 -18.04907 27.66794 13.22 2.20
2011/10/06 10:27:36.10 -18.04706 27.66929 12.71 2.50
2011/10/06 10:35:28.46 -18.04807 27.67112 13.41 2.50
2011/10/06 10:35:53.51 -18.04780 27.66766 13.20 2.70
2011/10/06 10:38:24.09 -18.04668 27.66850 12.81 2.60
2011/10/06 12:12:11.12 -18.04698 27.67048 12.79 2.20

2011/10/06 12:46:38.74 -18.04643 27.67213 13.00 1.60
2011/10/06 14:51:03.20 -18.04913 27.66833 13.03 2.40
2011/10/06 15:59:14.76 -18.04910 27.66783 13.36 1.50
2011/10/06 16:09:55.00 -18.04213 27.66319 12.92 1.90
2011/10/06 16:10:45.63 -18.04066 27.66450 12.48 1.90
2011/10/06 16:15:16.55 -18.04083 27.66199 13.03 1.90
2011/10/06 16:42:11.95 -18.04641 27.66947 12.54 2.90
2011/10/06 17:07:02.01 -18.04109 27.66559 12.61 2.40
2011/10/06 18:54:47.58 -18.04942 27.66709 13.23 1.70
2011/10/06 21:30:43.99 -18.04587 27.66108 13.65 2.20
2011/10/06 22:30:41.66 -18.04465 27.65613 13.13 1.90
2011/10/06 22:49:11.66 -18.05587 27.65963 13.99 2.20
2011/10/06 23:24:34.88 -18.04435 27.66299 12.89 2.30
2011/10/07 00:23:19.90 -18.04116 27.66365 13.11 2.20
2011/10/07 01:58:47.08 -18.04210 27.65610 14.37 2.70
2011/10/07 07:42:02.02 -18.04171 27.65872 13.49 2.40
2011/10/07 07:48:26.13 -18.03823 27.65928 13.52 2.10
2011/10/07 07:52:16.87 -18.03908 27.66072 12.77 2.00
2011/10/07 08:30:03.53 -18.04646 27.66440 13.27 1.80
2011/10/07 09:07:00.08 -18.04099 27.66385 12.96 2.90
2011/10/07 09:08:41.94 -18.04161 27.66651 12.65 2.80
2011/10/07 09:26:14.17 -18.04163 27.66486 12.66 1.70
2011/10/07 09:29:08.94 -18.04548 27.67072 12.58 3.10
2011/10/07 09:32:27.81 -18.04748 27.67047 11.99 2.00
2011/10/07 10:21:55.30 -18.04622 27.67021 12.53 2.50
2011/10/07 10:34:19.40 -18.04005 27.66439 12.27 2.00
2011/10/07 11:37:35.00 -18.04722 27.67369 12.91 2.00
2011/10/07 12:06:06.66 -18.05184 27.67656 12.48 2.70
2011/10/07 14:05:49.79 -18.03923 27.66626 12.81 2.00
2011/10/07 18:03:09.38 -18.04381 27.65615 11.60 1.60
2011/10/07 19:52:18.79 -18.03747 27.66158 11.93 2.30
2011/10/07 22:14:07.77 -18.02670 27.64861 14.25 1.60
2011/10/07 22:27:44.54 -18.03074 27.65420 12.79 3.70
2011/10/07 22:32:50.17 -18.03383 27.66088 12.21 2.20
2011/10/07 23:04:58.88 -18.03238 27.66393 11.95 2.00
2011/10/07 23:12:50.86 -18.02946 27.65952 11.84 2.40
2011/10/07 23:20:57.05 -18.02688 27.65936 11.50 2.00
2011/10/07 23:37:46.53 -18.02998 27.65786 12.14 2.50
2011/10/07 23:47:06.11 -18.02927 27.65351 12.85 2.30
2011/10/07 23:59:40.93 -18.03444 27.66051 11.63 3.00
2011/10/08 00:01:46.41 -18.02801 27.65091 13.24 2.30
2011/10/08 00:09:09.94 -18.03441 27.66014 12.19 2.30
2011/10/08 00:11:54.99 -18.03911 27.65484 11.90 1.90
2011/10/08 00:16:01.97 -18.03067 27.65253 12.81 1.90
2011/10/08 00:18:13.02 -18.03069 27.65334 12.73 2.50
2011/10/08 00:25:01.54 -18.02949 27.65473 12.59 2.40
2011/10/08 00:38:31.84 -18.03146 27.65537 12.30 2.20
2011/10/08 00:59:30.30 -18.02700 27.65558 11.91 1.50
2011/10/08 01:05:47.12 -18.02779 27.66017 11.67 2.40
2011/10/08 01:08:02.88 -18.02871 27.66163 11.56 2.60
2011/10/08 01:33:43.90 -18.02669 27.65505 12.19 2.50
2011/10/08 02:28:43.96 -18.05996 27.65140 14.66 2.30
2011/10/08 02:45:40.38 -18.03219 27.65458 12.26 3.20
2011/10/08 03:06:49.97 -18.02798 27.65735 12.18 1.50
2011/10/08 04:02:07.65 -18.03094 27.65445 12.56 2.50
2011/10/08 04:26:59.25 -18.02819 27.65804 11.93 2.00
2011/10/08 04:48:11.10 -18.02879 27.65253 12.55 2.60
2011/10/08 05:03:18.76 -18.02833 27.65788 12.02 2.00
2011/10/08 05:47:34.73 -18.03013 27.66281 11.77 2.00
2011/10/08 08:00:27.79 -18.05717 27.65271 15.12 3.50
2011/10/08 11:09:11.24 -18.02810 27.65311 12.38 2.10
2011/10/08 14:19:12.78 -18.02788 27.65749 12.01 2.20

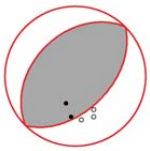
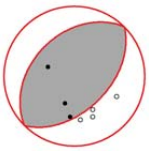
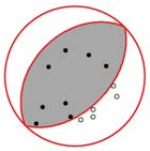
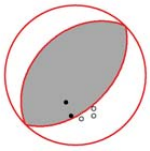
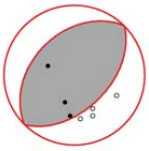
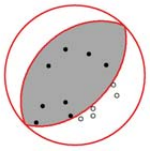
2011/10/08 15:07:25.56 -18.03138 27.65391 12.47 2.00
2011/10/08 20:12:55.51 -18.03226 27.65602 12.58 2.10
2011/10/08 20:34:48.37 -18.03398 27.66173 12.14 4.30
2011/10/08 22:55:01.95 -18.02675 27.65185 11.79 2.30
2011/10/09 04:10:13.97 -18.06250 27.64607 14.02 2.30
2011/10/09 06:42:13.47 -18.02805 27.65739 11.96 1.50
2011/10/09 14:35:00.85 -18.03661 27.64895 13.09 3.60
2011/10/09 15:25:17.93 -18.04671 27.65118 13.31 1.90

Anexo E

Test teóricos de inversión de tensor momento sísmico adicionales

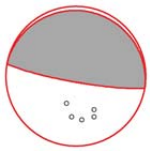
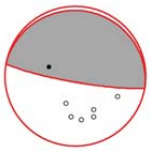
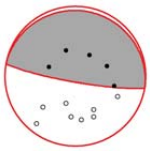
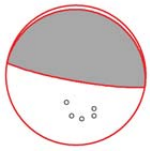
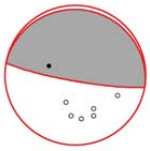
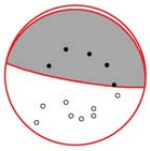
Resultado de test teóricos adicionales que no se han incluído en la memoria.

Tabla E.1: *Resultados test E1*

TEST-E1		
Mecanismo: R2		
$\phi = 45^o$, $\delta = 50^o$, $\lambda = 90^o$, $M_o = 1.29^*$		
Profundidad: 13km		
Solución inversión DC		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.00	misfit=0.00	misfit=0.00
		
$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$
45º, 50º, 90º, 13.0km, 1.29	45º, 50º, 90º, 13.0km, 1.29	45º, 50º, 90º, 13.0km, 1.29
Solución inversión MT		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.00	misfit=0.00	misfit=0.00
		
$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*$, $M_{22}{}^*$, $M_{33}{}^*$
$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*$, $M_{13}{}^*$, $M_{23}{}^*$
-0.64, -0.64, 1.28	-0.64, -0.64, 1.28	-0.64, -0.64, 1.28
0.64, 1.60, -1.60	0.64, 1.60, -1.60	0.64, 1.60, -1.60
ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ
45º, 50º, 90º	45º, 50º, 90º	45º, 50º, 90º
DC=99 % CLVD=1 %	DC=99 % CLVD=1 %	DC=99 % CLVD=1 %
ISO=0 %	ISO=0 %	ISO=0 %

* valores expresados en $10^{15} Nm$

Tabla E.2: *Resultados test E2*

TEST-E2		
Mecanismo: VE		
$\phi = 100^o$, $\delta = 83^o$, $\lambda = 90^o$, $M_o = 1.29^*$		
Profundidad: 13km		
Solución inversión DC		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.00	misfit=0.00	misfit=0.00
		
$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$	$\phi, \delta, \lambda, h, M_o{}^*$
100º, 83º, 90º, 13.0km, 1.29	100º, 83º, 90º, 13.0km, 1.29	100º, 83º, 90º, 13.0km, 1.29
Solución inversión MT		
RED-1	**RED-2**	**RED-3**
misfit=0.00	misfit=0.00	misfit=0.00
		
$M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*$	$M_{11}{}^*, M_{22}{}^*, M_{33}{}^*$
$M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$	$M_{12}{}^*, M_{13}{}^*, M_{23}{}^*$
-0.31, 0.00, 0.31	-0.31, 0.00, 0.31	-0.31, 0.00, 0.31
-0.05, 1.24, 0.22	-0.05, 1.24, 0.22	-0.05, 1.24, 0.22
ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ	ϕ, δ, λ
100º, 83º, 90º	100º, 83º, 90º	100º, 83º, 90º
DC=99 % CLVD=1 %	DC=99 % CLVD=1 %	DC=99 % CLVD=1 %
ISO=0 %	ISO=0 %	ISO=0 %

* valores expresados en $10^{15} Nm$

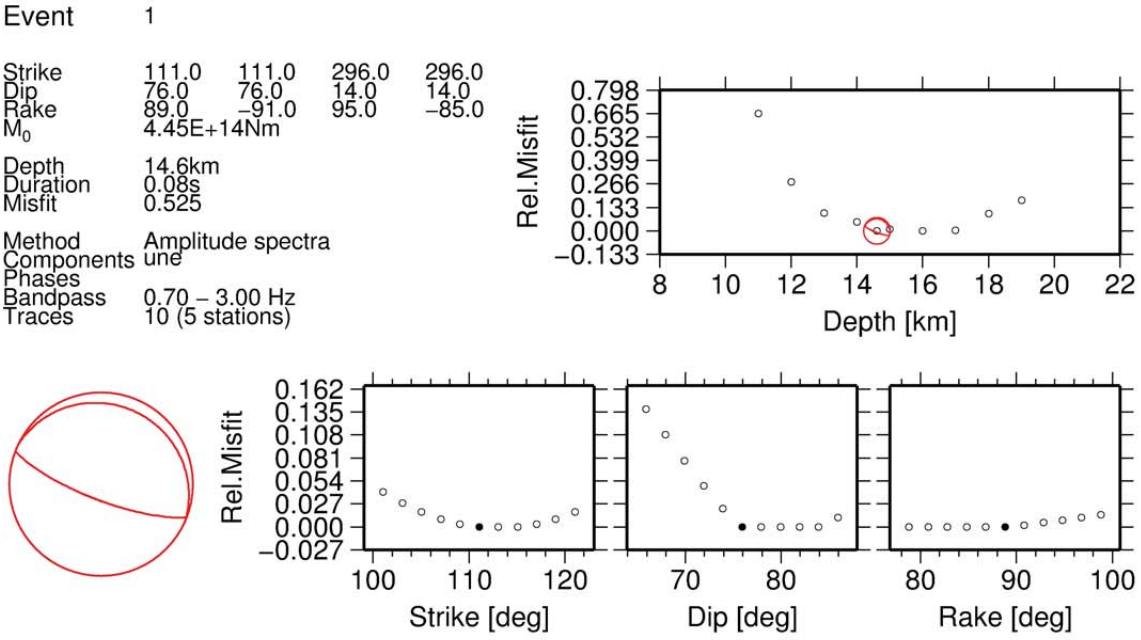
Anexo F

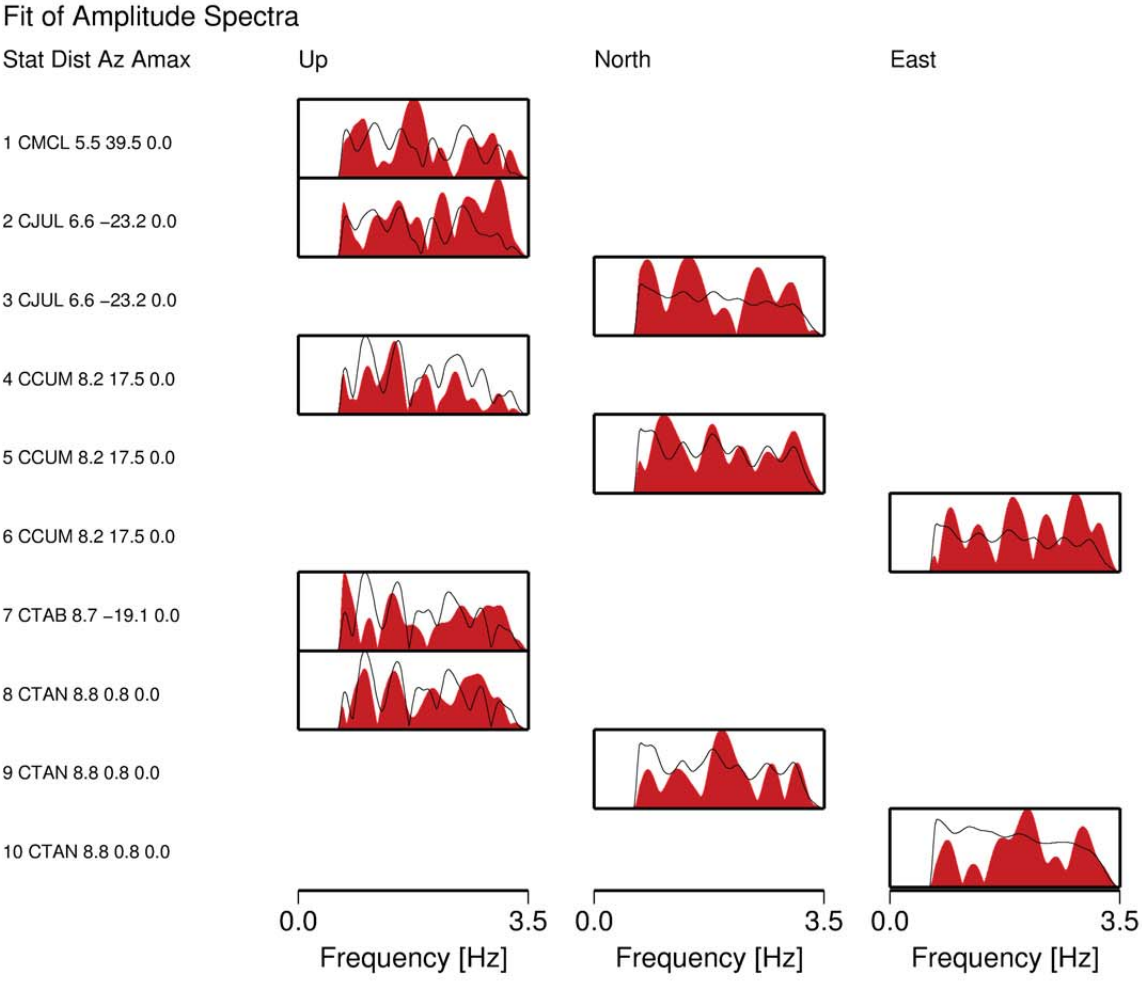
Soluciones y ajustes de las inversiones TMS (capítulo 5)

Resultados de la inversión de tensor momento sísmico de los terremotos de El Hierro con magnitud $3.5 \leq m_b(Lg) \leq 3.9$.

Para cada terremoto se incluyen los resultados numéricos de las soluciones DC y la proyección del mecanismo focal sobre el hemisferio inferior de la esfera focal, así como los ajustes de los espectros de amplitud, en rojo los datos observados y en negro los teóricos. Se presentan también las soluciones MT con la representación de la parte desviatoria del tensor en la esfera focal y las formas de onda observadas (rojo) y teóricas (negro) de las estaciones.

Al final del anexo se incluyen las proyecciones de las polaridades de las ondas P sobre el hemisferio inferior de la esfera focal, esta información se han utilizado para resolver la ambigüedad de signo en las inversiones.

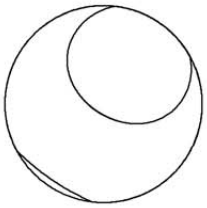

Event 1
Strike 111.0 111.0 296.0 296.0
Dip 76.0 76.0 14.0 14.0
Rake 89.0 −91.0 95.0 −85.0
M0 4.45E+14Nm
Depth 14.6km
Duration 0.08s
Misfit 0.525
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 10 (5 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 5.5 39.5 0.0
2 CJUL 6.6 −23.2 0.0
3 CJUL 6.6 −23.2 0.0
4 CCUM 8.2 17.5 0.0
5 CCUM 8.2 17.5 0.0
6 CCUM 8.2 17.5 0.0
7 CTAB 8.7 −19.1 0.0
8 CTAN 8.8 0.8 0.0
9 CTAN 8.8 0.8 0.0
10 CTAN 8.8 0.8 0.0
Frequency [Hz]

Event 1

Full MT =±

−0.264596	−0.344622	−0.933111
−0.344622	0.011862	−0.599009
−0.933111	−0.599009	−0.771824



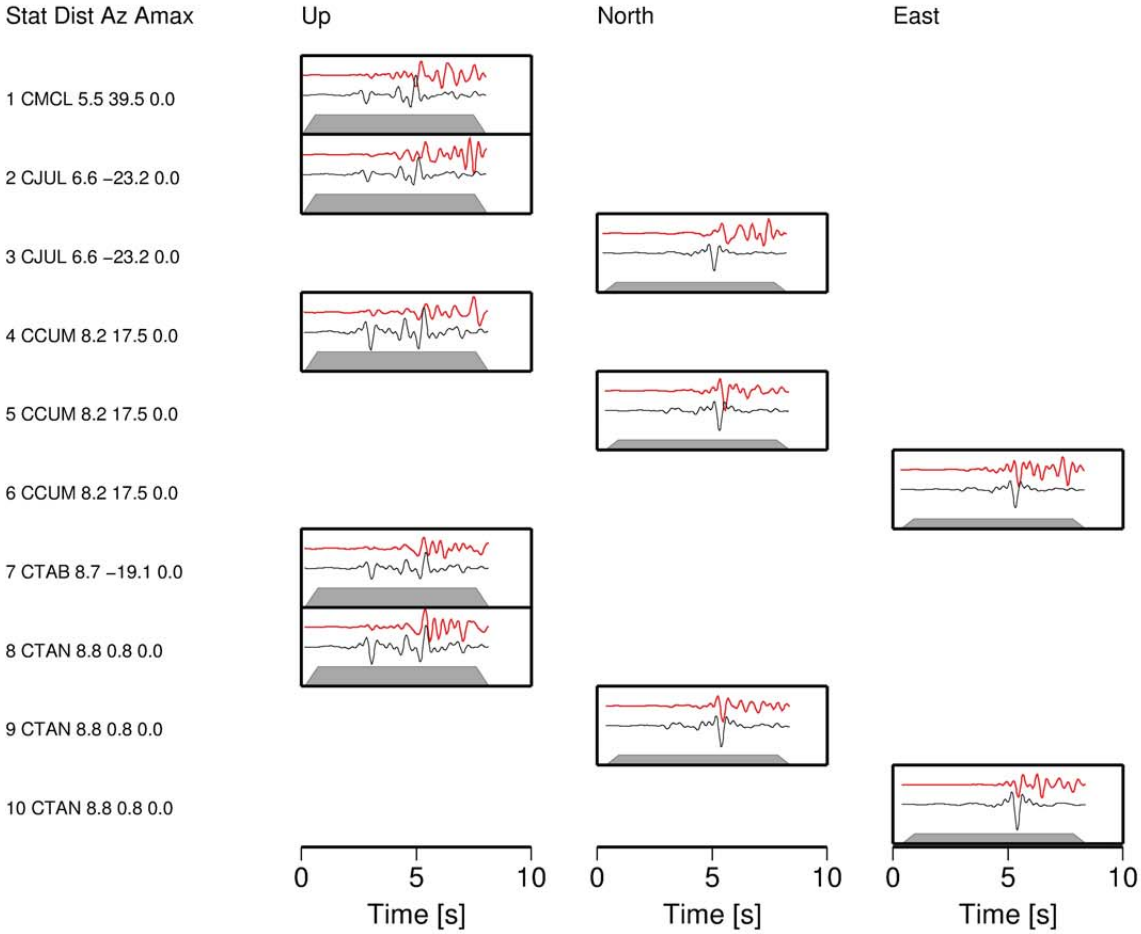
Misfit MT 0.478
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 10 (5 stations)

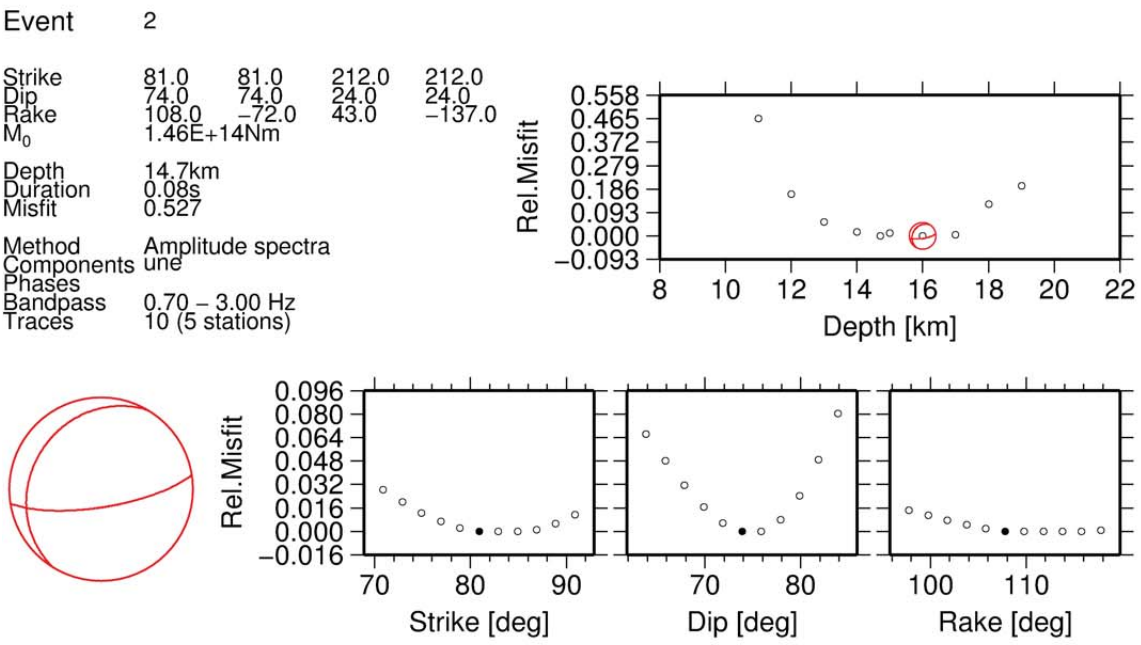
Decomposition:

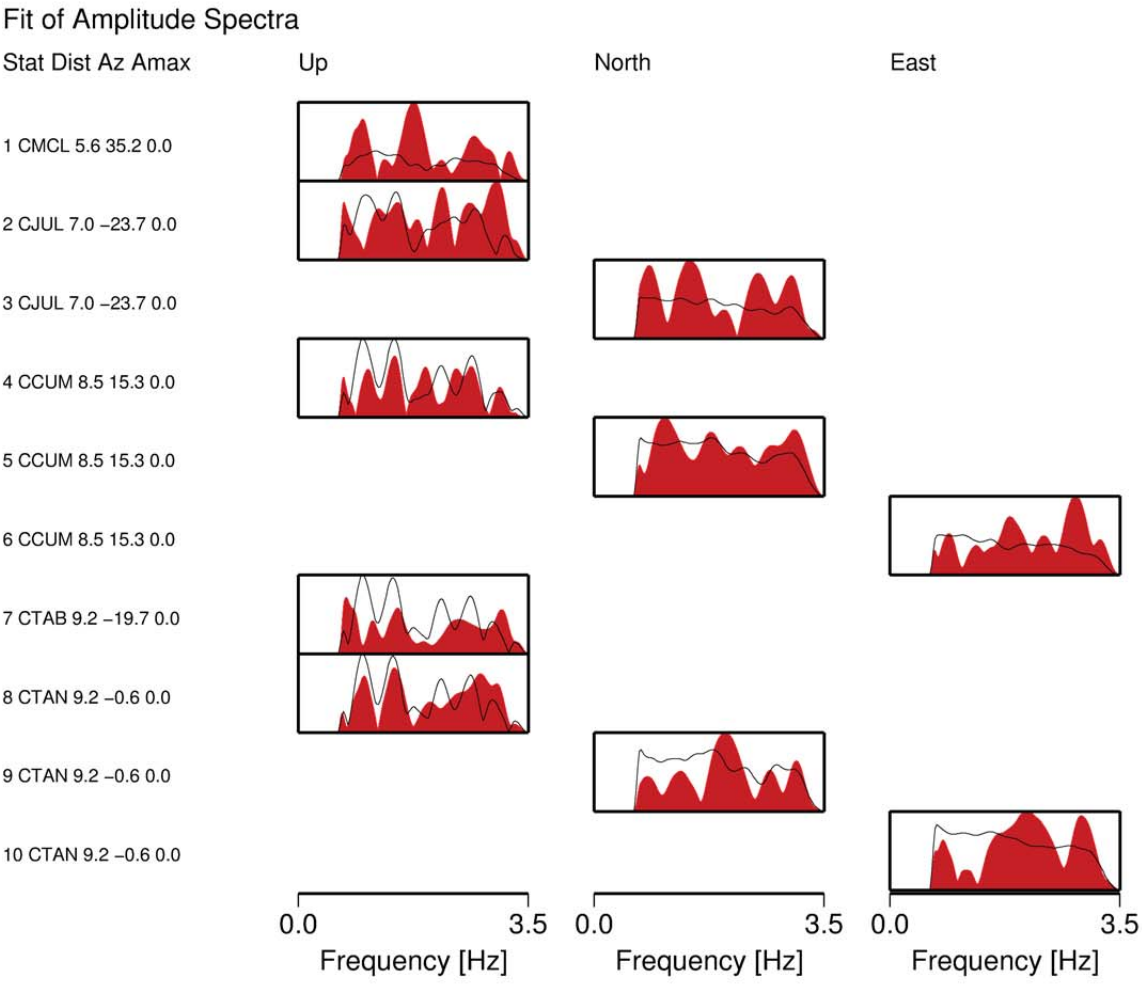
Deviatoric part:
DC = 16.0 %
CLVD = 84.0 %

Deviatoric part:
ISO = 19.0 %

Fit of Seismograms



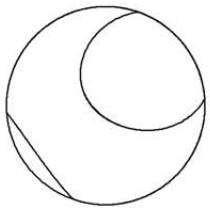

Event 2
Strike 81.0 81.0 212.0 212.0
Dip 74.0 74.0 24.0 24.0
Rake 108.0 −72.0 43.0 −137.0
M0 1.46E+14Nm
Depth 14.7km
Duration 0.08s
Misfit 0.527
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 10 (5 stations)
Rel.Misfit
0.558
0.465
0.372
0.279
0.186
0.093
0.000
−0.093
8 10 12 14 16 18 20 22
Depth [km]
Rel.Misfit
0.096
0.080
0.064
0.048
0.032
0.016
0.000
−0.016
70 80 90
Strike [deg]
70 80
Dip [deg]
100 110
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 5.6 35.2 0.0
2 CJUL 7.0 −23.7 0.0
3 CJUL 7.0 −23.7 0.0
4 CCUM 8.5 15.3 0.0
5 CCUM 8.5 15.3 0.0
6 CCUM 8.5 15.3 0.0
7 CTAB 9.2 −19.7 0.0
8 CTAN 9.2 −0.6 0.0
9 CTAN 9.2 −0.6 0.0
10 CTAN 9.2 −0.6 0.0
0.0 3.5
Frequency [Hz]
0.0 3.5
Frequency [Hz]
0.0 3.5
Frequency [Hz]

Event 2

Full MT =±

−0.046053	−0.538740	−0.796345
−0.538740	−0.339223	−0.740199
−0.796345	−0.740199	−0.848659



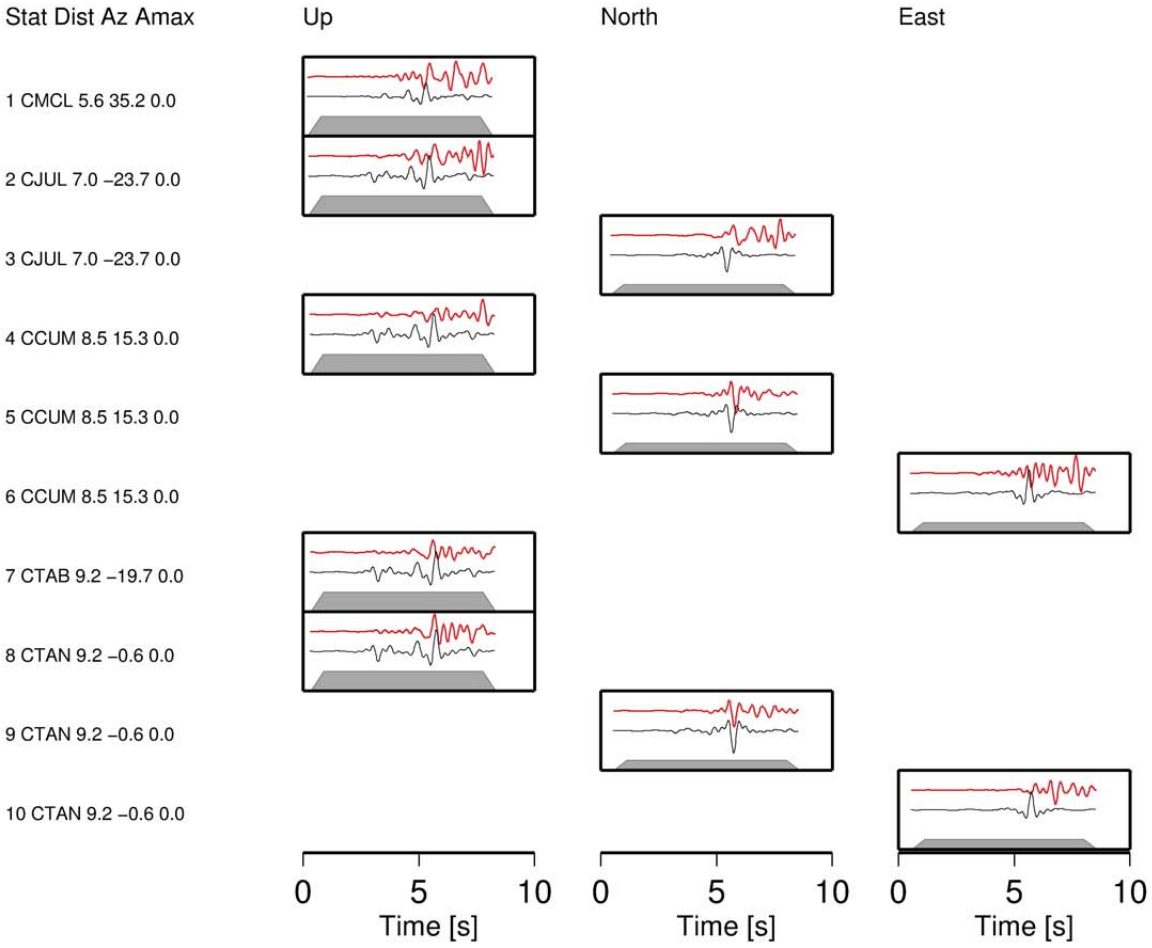
Misfit MT 0.490
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 10 (5 stations)

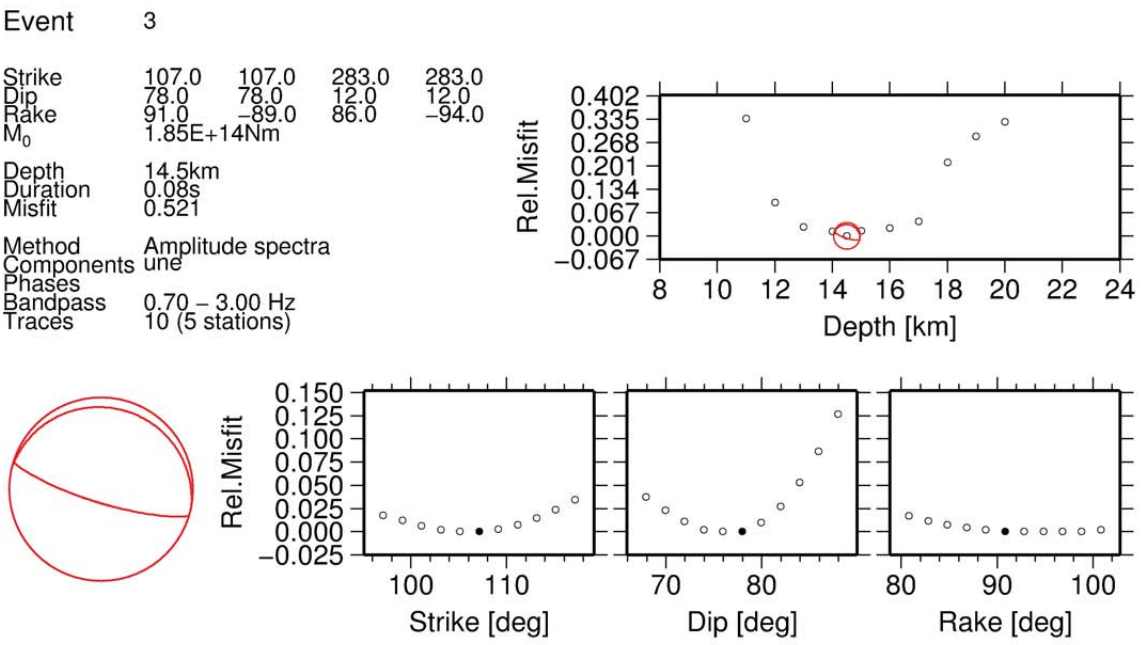
Decomposition:

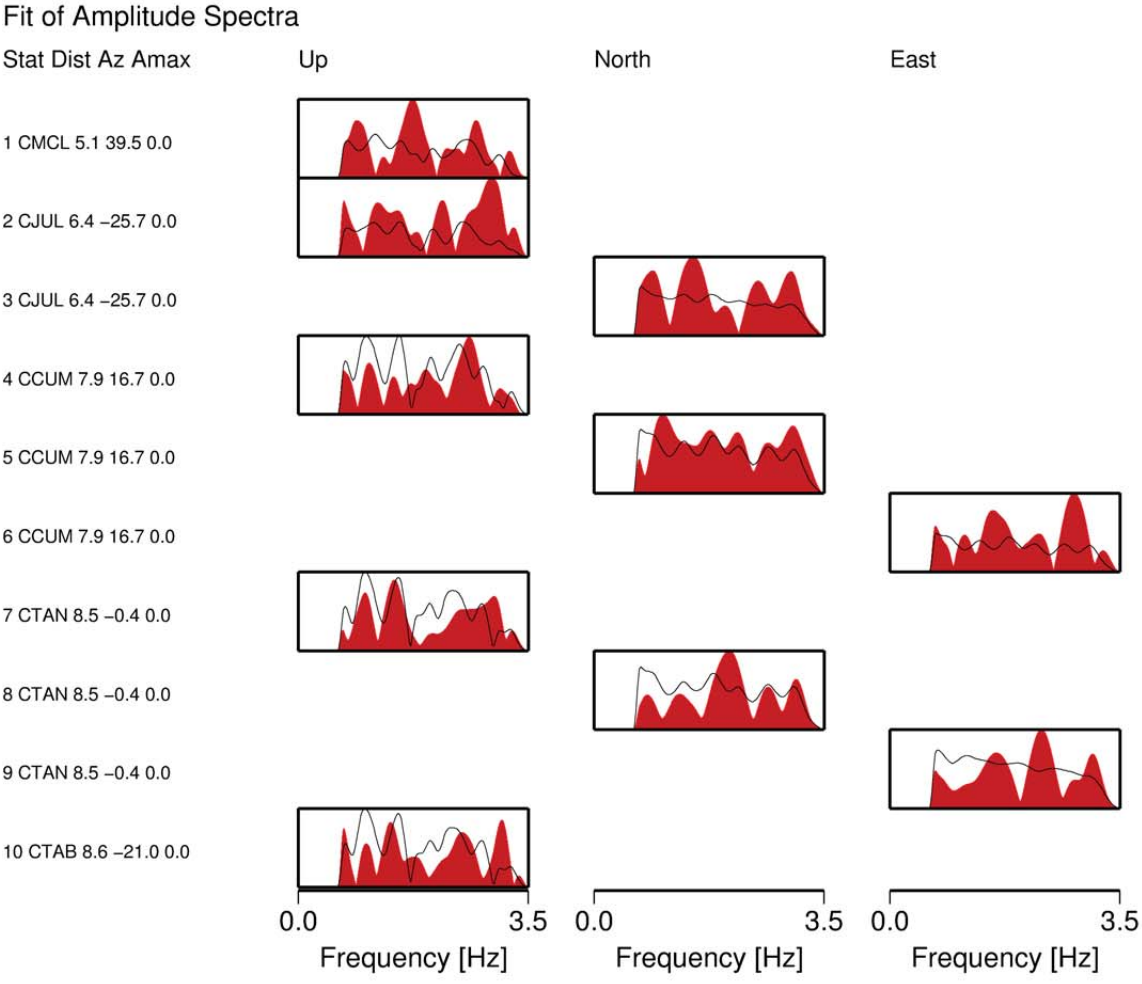
Deviatoric part:
DC = 18.0 %
CLVD = 82.0 %

Deviatoric part:
ISO = 21.0 %

Fit of Seismograms



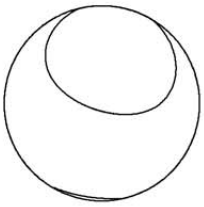

Event 3
Strike 107.0 107.0 283.0 283.0
Dip 78.0 78.0 12.0 12.0
Rake 91.0 −89.0 86.0 −94.0
M0 1.85E+14Nm
Depth 14.5km
Duration 0.08s
Misfit 0.521
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 10 (5 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 5.1 39.5 0.0
2 CJUL 6.4 −25.7 0.0
3 CJUL 6.4 −25.7 0.0
4 CCUM 7.9 16.7 0.0
5 CCUM 7.9 16.7 0.0
6 CCUM 7.9 16.7 0.0
7 CTAN 8.5 −0.4 0.0
8 CTAN 8.5 −0.4 0.0
9 CTAN 8.5 −0.4 0.0
10 CTAB 8.6 −21.0 0.0
Frequency [Hz]

Event 3

Full MT =±

−0.627538	−0.095453	−1.335683
−0.095453	−0.047529	−0.362824
−1.335683	−0.362824	−0.995721



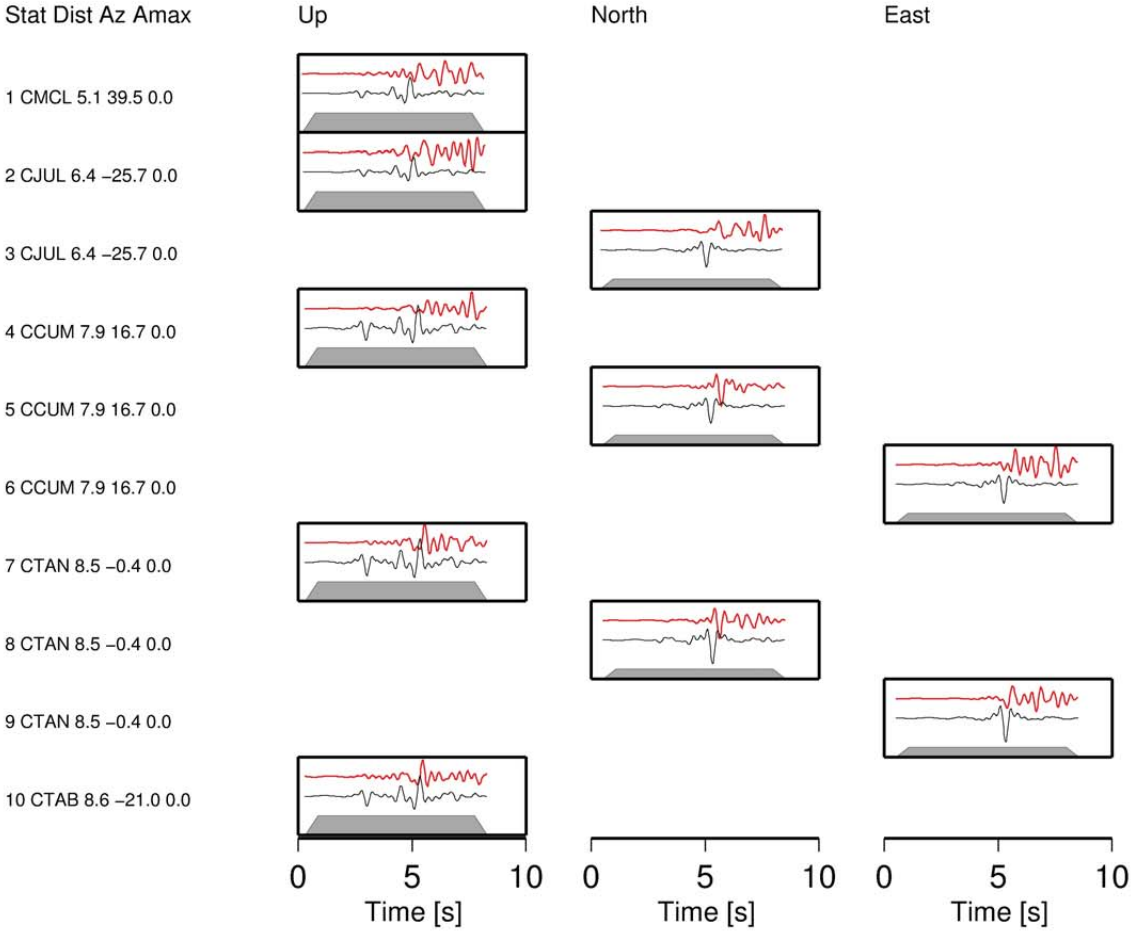
Misfit MT 0.494
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 10 (5 stations)

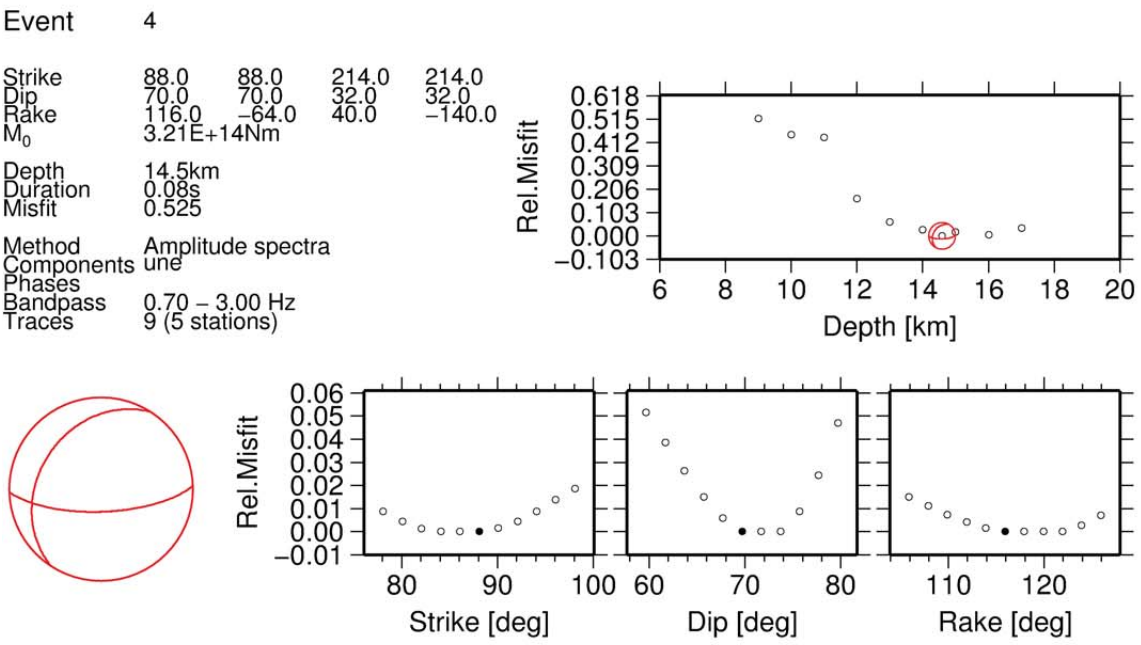
Decomposition:

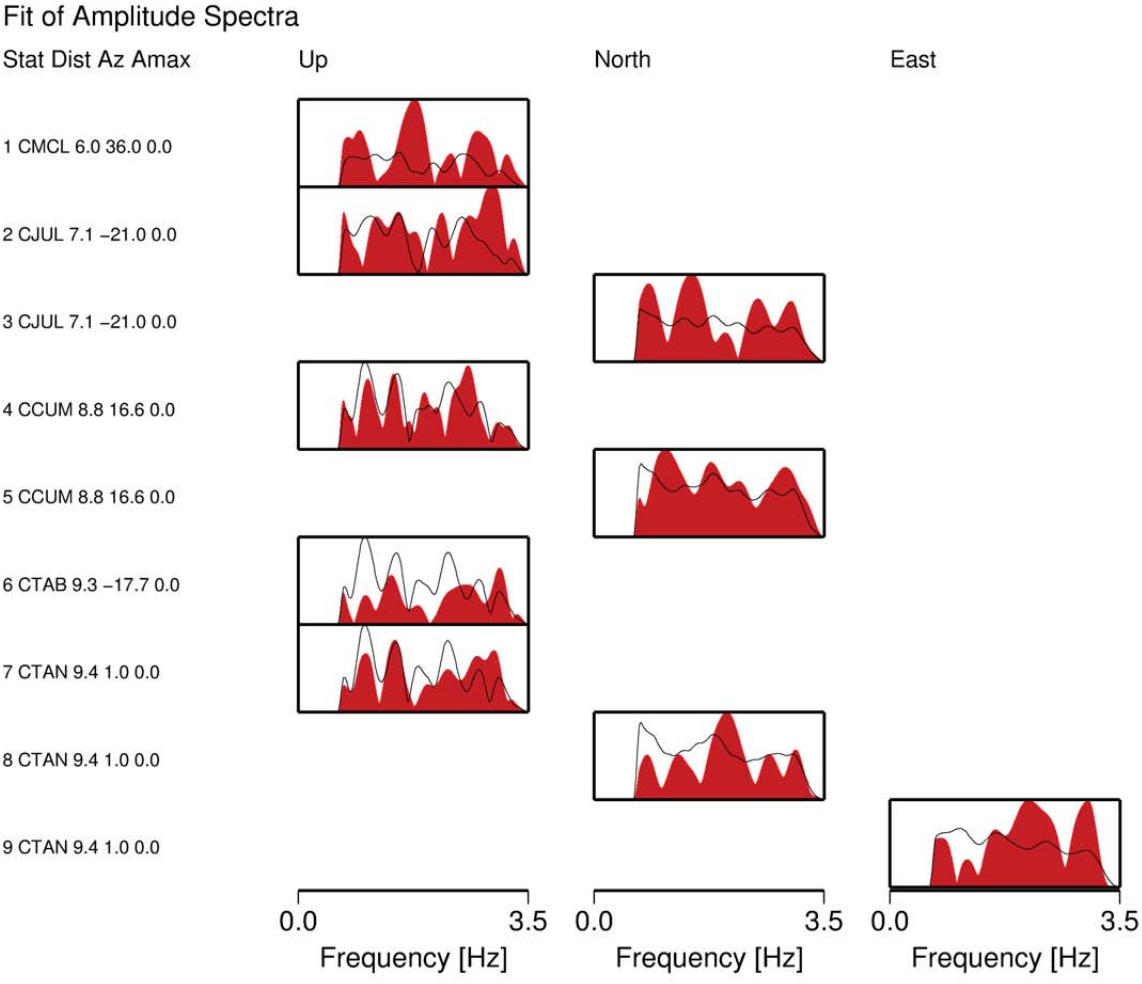
Deviatoric part:
DC = 37.0 %
CLVD = 63.0 %

Deviatoric part:
ISO = 25.0 %

Fit of Seismograms



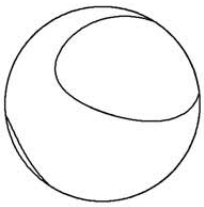

Event 4
Strike 88.0 88.0 214.0 214.0
Dip 70.0 70.0 32.0 32.0
Rake 116.0 −64.0 40.0 −140.0
M0 3.21E+14Nm
Depth 14.5km
Duration 0.08s
Misfit 0.525
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 9 (5 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 6.0 36.0 0.0
2 CJUL 7.1 −21.0 0.0
3 CJUL 7.1 −21.0 0.0
4 CCUM 8.8 16.6 0.0
5 CCUM 8.8 16.6 0.0
6 CTAB 9.3 −17.7 0.0
7 CTAN 9.4 1.0 0.0
8 CTAN 9.4 1.0 0.0
9 CTAN 9.4 1.0 0.0
Frequency [Hz]

Event 4

Full MT = ±

−0.430392	−0.274648	−1.129217
−0.274648	−0.696469	−0.471245
−1.129217	−0.471245	−1.140698



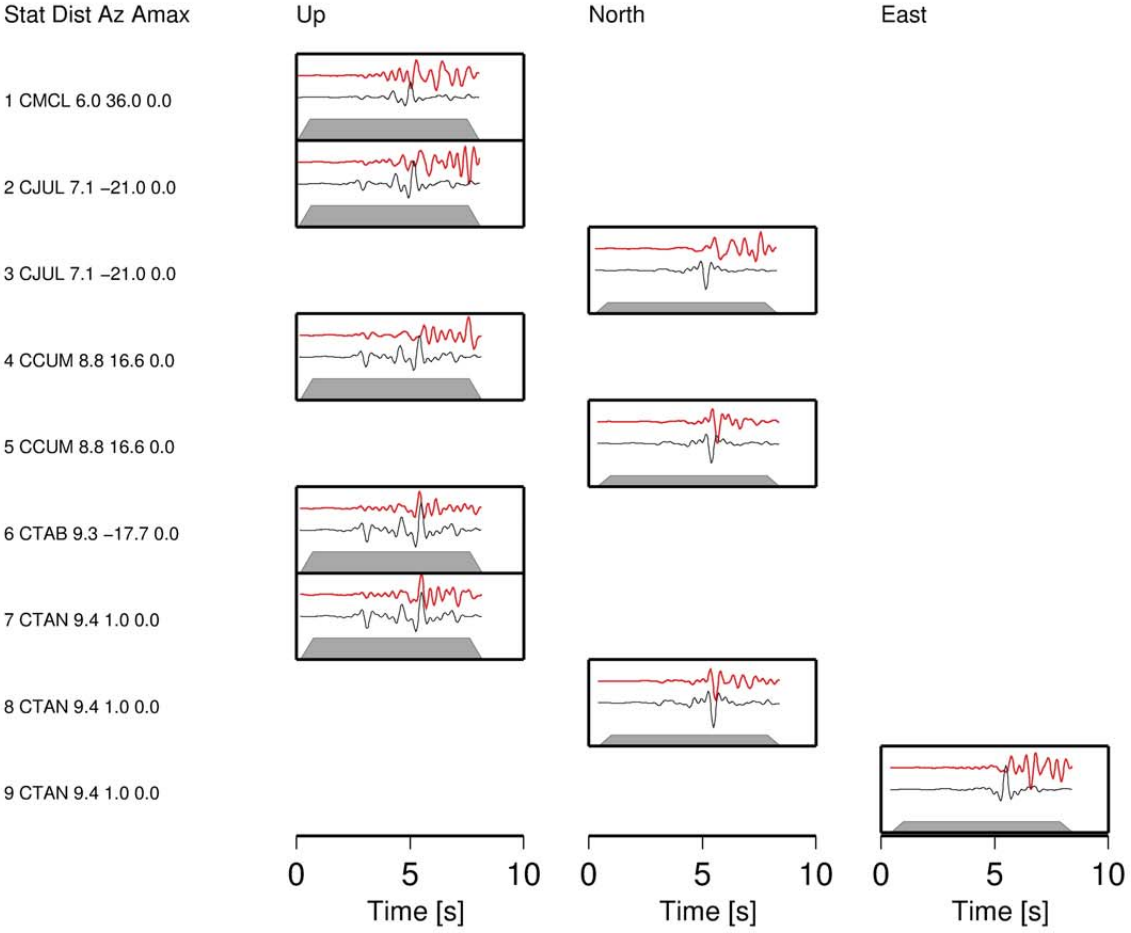
Misfit MT 0.493
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 9 (5 stations)

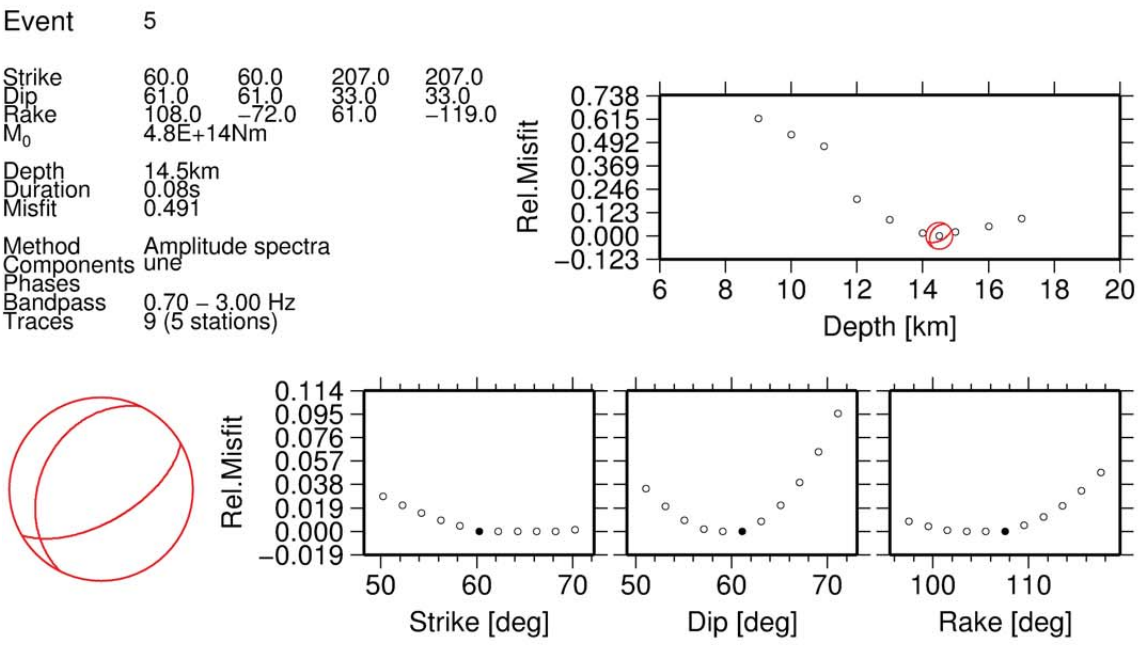
Decomposition:

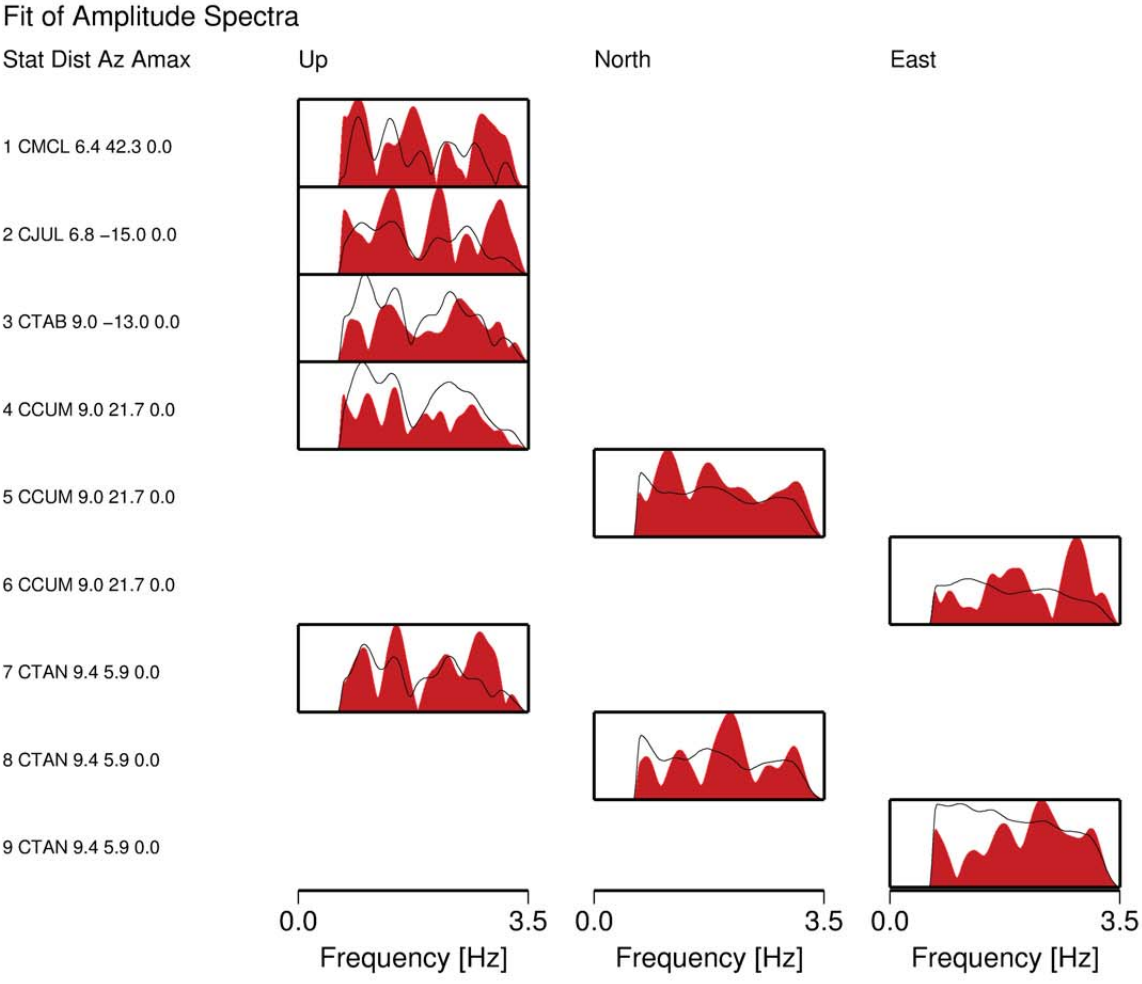
Deviatoric part:
DC = 63.0 %
CLVD = 37.0 %

Deviatoric part:
ISO = 34.0 %

Fit of Seismograms



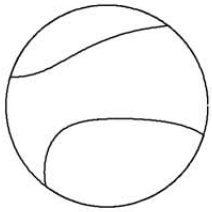

Event 5
Strike 60.0 60.0 207.0 207.0
Dip 61.0 61.0 33.0 33.0
Rake 108.0 −72.0 61.0 −119.0
M0 4.8E+14Nm
Depth 14.5km
Duration 0.08s
Misfit 0.491
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 9 (5 stations)
Rel.Misfit
0.738
0.615
0.492
0.369
0.246
0.123
0.000
−0.123
6 8 10 12 14 16 18 20
Depth [km]
Rel.Misfit
0.114
0.095
0.076
0.057
0.038
0.019
0.000
−0.019
50 60 70
Strike [deg]
50 60 70
Dip [deg]
100 110
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 6.4 42.3 0.0
2 CJUL 6.8 −15.0 0.0
3 CTAB 9.0 −13.0 0.0
4 CCUM 9.0 21.7 0.0
5 CCUM 9.0 21.7 0.0
6 CCUM 9.0 21.7 0.0
7 CTAN 9.4 5.9 0.0
8 CTAN 9.4 5.9 0.0
9 CTAN 9.4 5.9 0.0
0.0 3.5
Frequency [Hz]
0.0 3.5
Frequency [Hz]
0.0 3.5
Frequency [Hz]

Event 5

Full MT =±

−0.007479	0.360490	0.741058
0.360490	0.985416	0.053226
0.741058	0.053226	1.139942



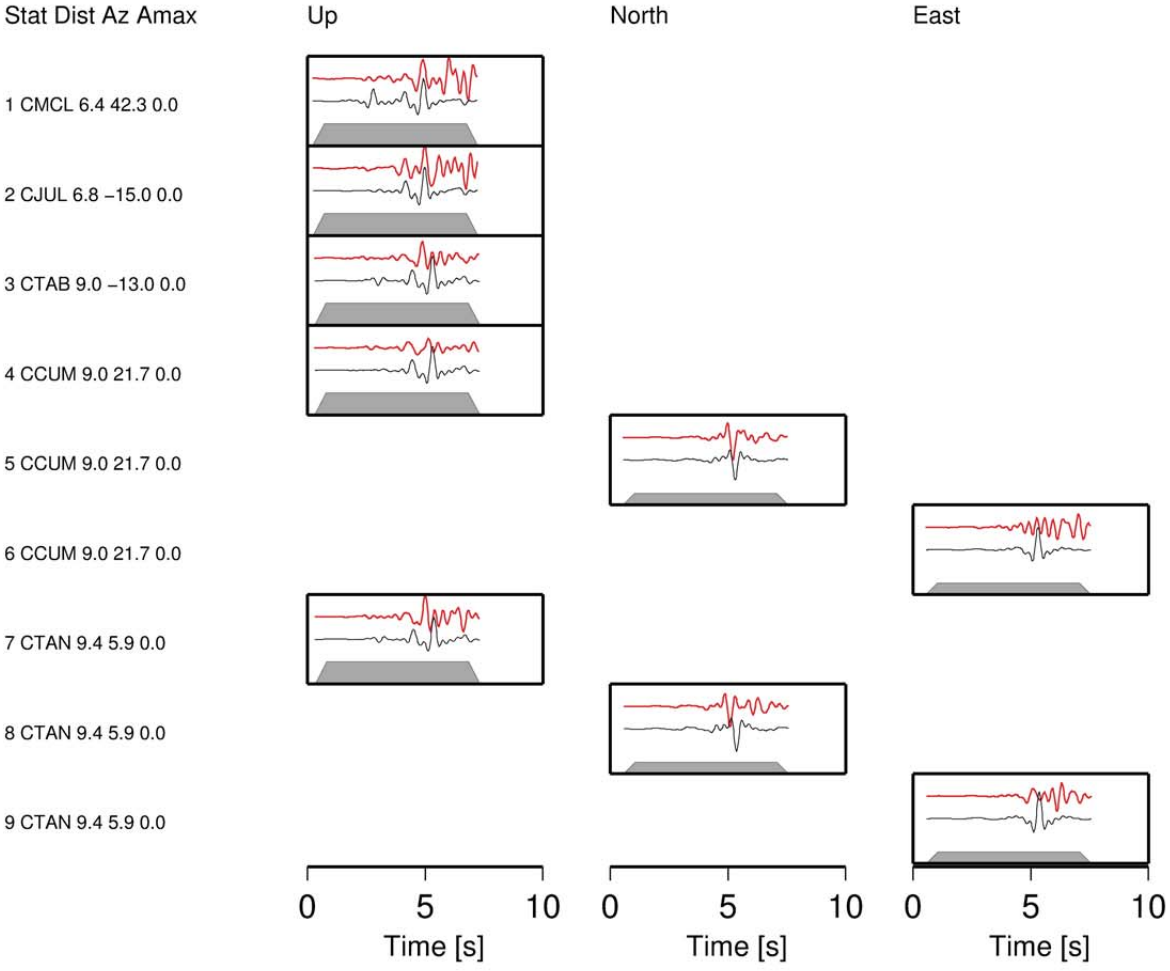
Misfit MT 0.479
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 9 (5 stations)

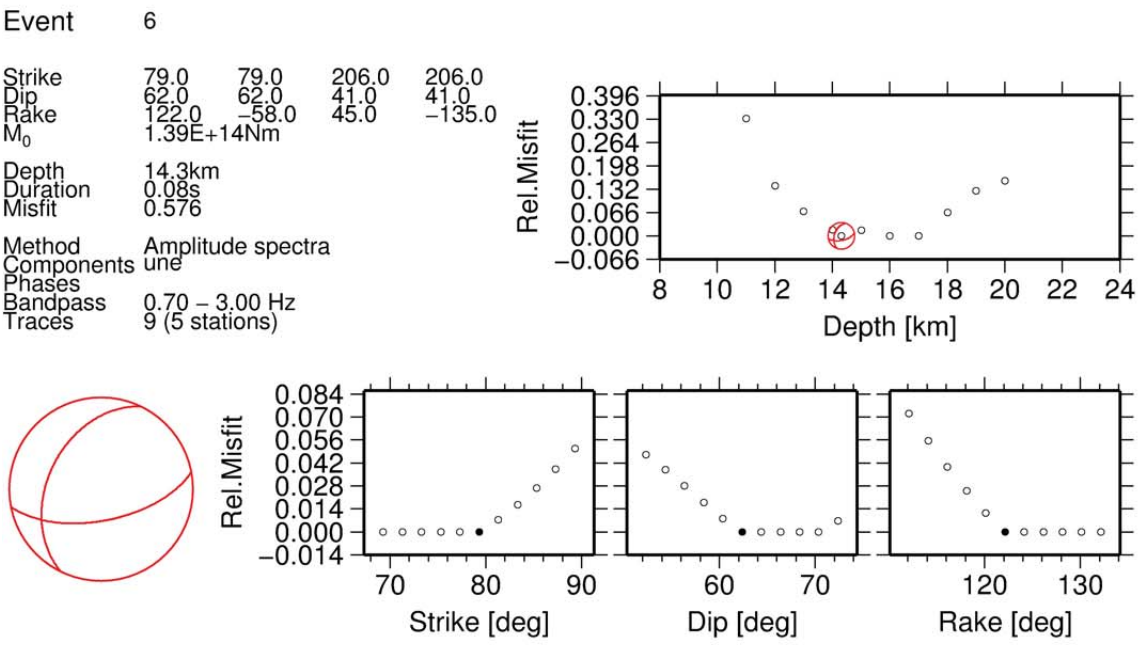
Decomposition:

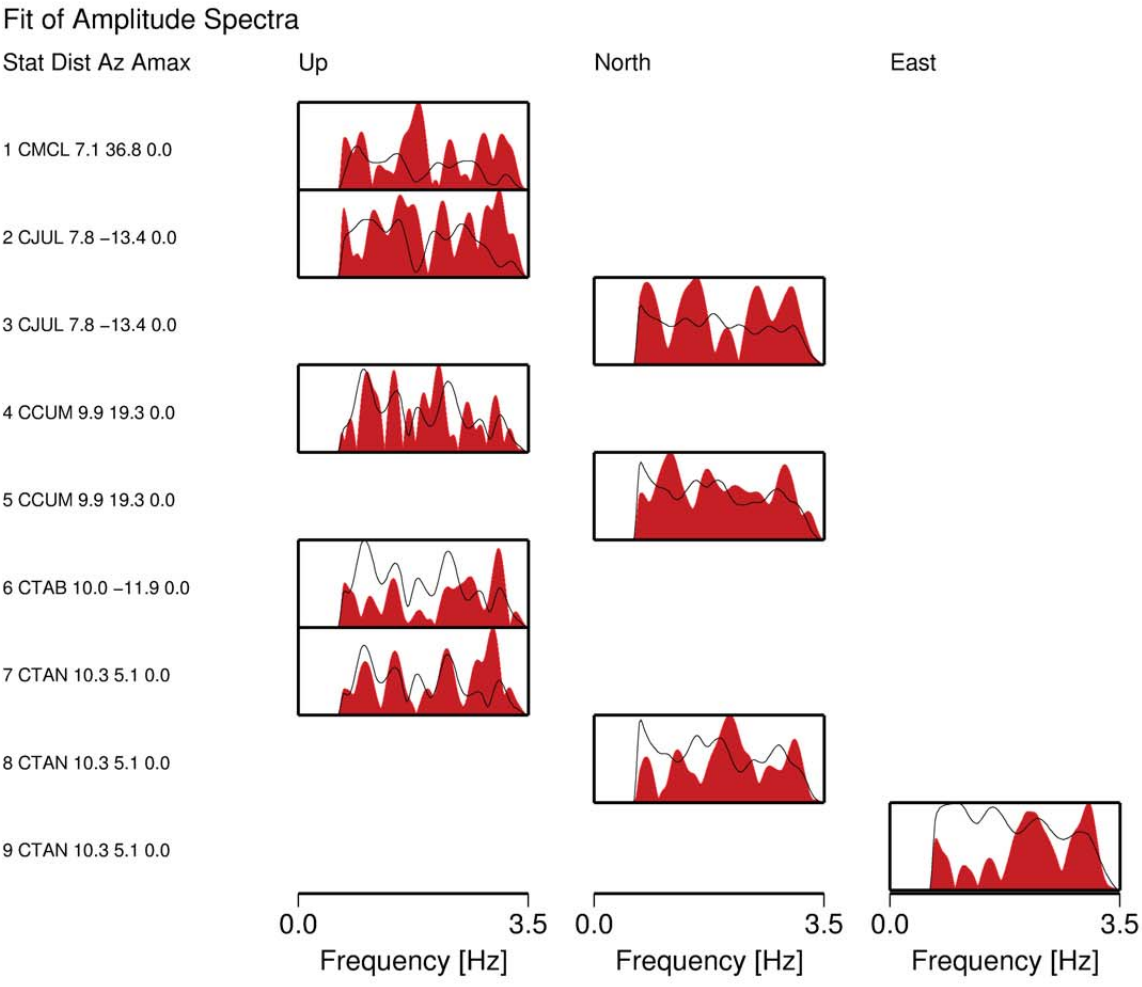
Deviatoric part:
DC = 53.0 %
CLVD = 47.0 %

Deviatoric part:
ISO = 38.0 %

Fit of Amplitude Spectra



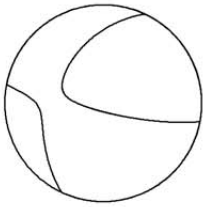

Event 6
Strike 79.0 79.0 206.0 206.0
Dip 62.0 62.0 41.0 41.0
Rake 122.0 −58.0 45.0 −135.0
M0 1.39E+14Nm
Depth 14.3km
Duration 0.08s
Misfit 0.576
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 9 (5 stations)
Rel.Misfit
0.396
0.330
0.264
0.198
0.132
0.066
0.000
−0.066
8 10 12 14 16 18 20 22 24
Depth [km]
Rel.Misfit
0.084
0.070
0.056
0.042
0.028
0.014
0.000
−0.014
70 80 90
Strike [deg]
60 70
Dip [deg]
120 130
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 7.1 36.8 0.0
2 CJUL 7.8 −13.4 0.0
3 CJUL 7.8 −13.4 0.0
4 CCUM 9.9 19.3 0.0
5 CCUM 9.9 19.3 0.0
6 CTAB 10.0 −11.9 0.0
7 CTAN 10.3 5.1 0.0
8 CTAN 10.3 5.1 0.0
9 CTAN 10.3 5.1 0.0
0.0 3.5
Frequency [Hz]
0.0 3.5
Frequency [Hz]
0.0 3.5
Frequency [Hz]

Event 6

Full MT =±

−0.358981	−0.518949	−0.842369
−0.518949	−1.107855	−0.337922
−0.842369	−0.337922	−1.203318



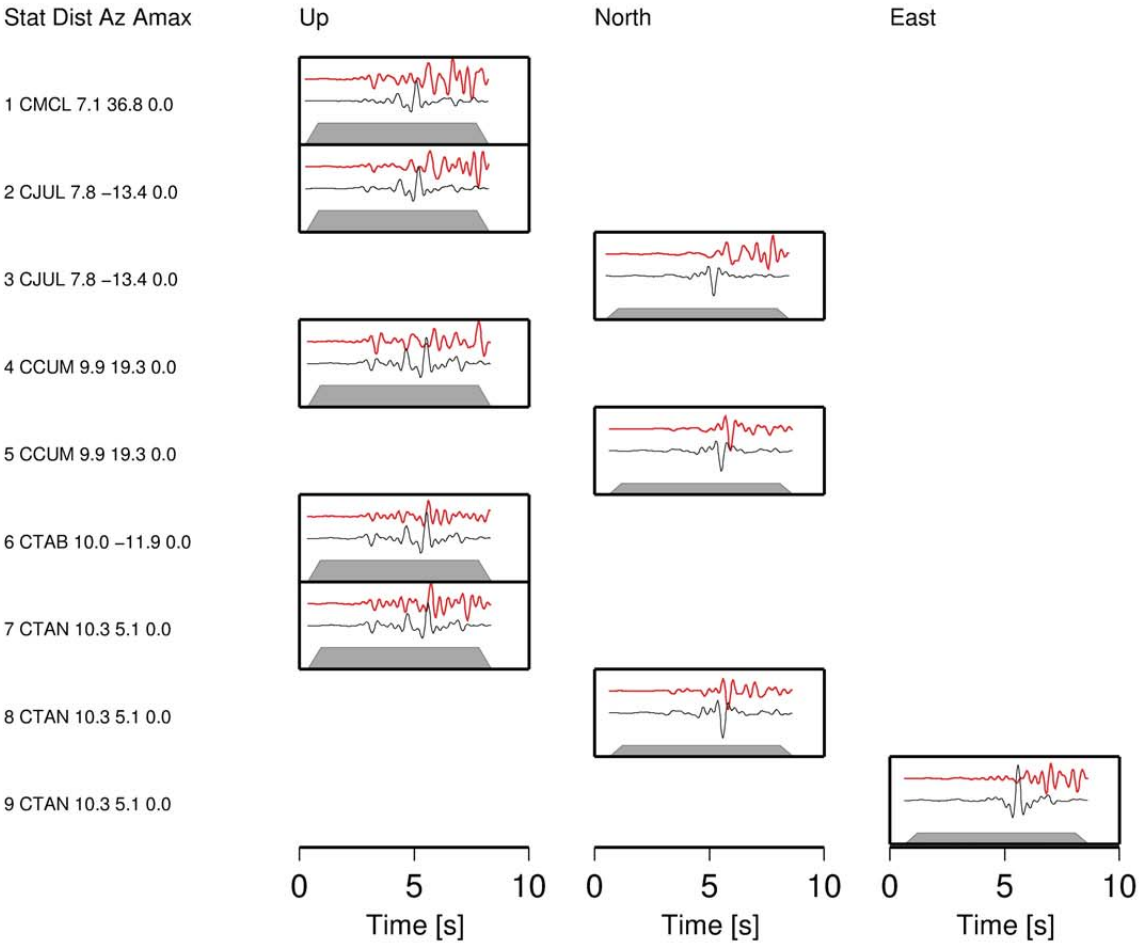
Misfit MT 0.536
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 9 (5 stations)

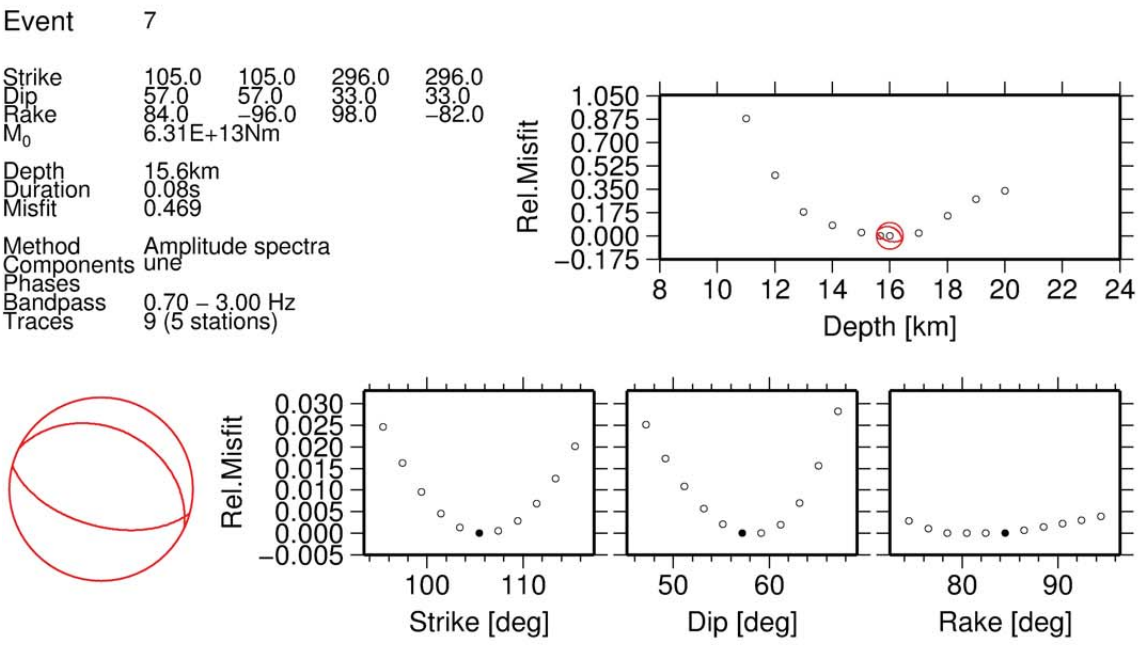
Decomposition:

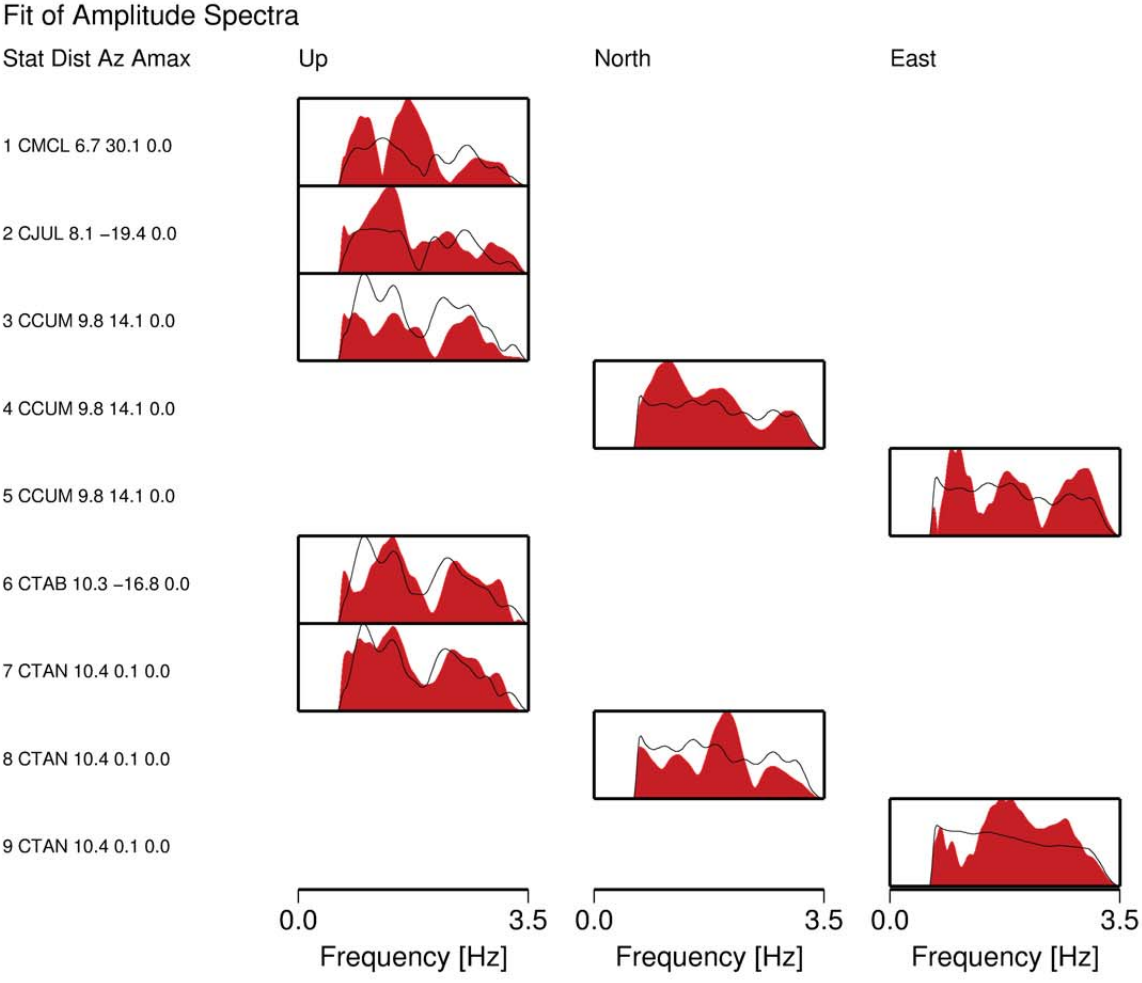
Deviatoric part:
DC = 89.0 %
CLVD = 11.0 %

Deviatoric part:
ISO = 43.0 %

Fit of Seismograms



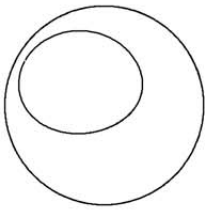

Event 7
Strike 105.0 105.0 296.0 296.0
Dip 57.0 57.0 33.0 33.0
Rake 84.0 −96.0 98.0 −82.0
M0 6.31E+13Nm
Depth 15.6km
Duration 0.08s
Misfit 0.469
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 9 (5 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 6.7 30.1 0.0
2 CJUL 8.1 −19.4 0.0
3 CCUM 9.8 14.1 0.0
4 CCUM 9.8 14.1 0.0
5 CCUM 9.8 14.1 0.0
6 CTAB 10.3 −16.8 0.0
7 CTAN 10.4 0.1 0.0
8 CTAN 10.4 0.1 0.0
9 CTAN 10.4 0.1 0.0
Frequency [Hz]

Event 7

Full MT =±

0.303283	0.226534	−0.688051
0.226534	−0.038512	0.500078
−0.688051	0.500078	−1.149963



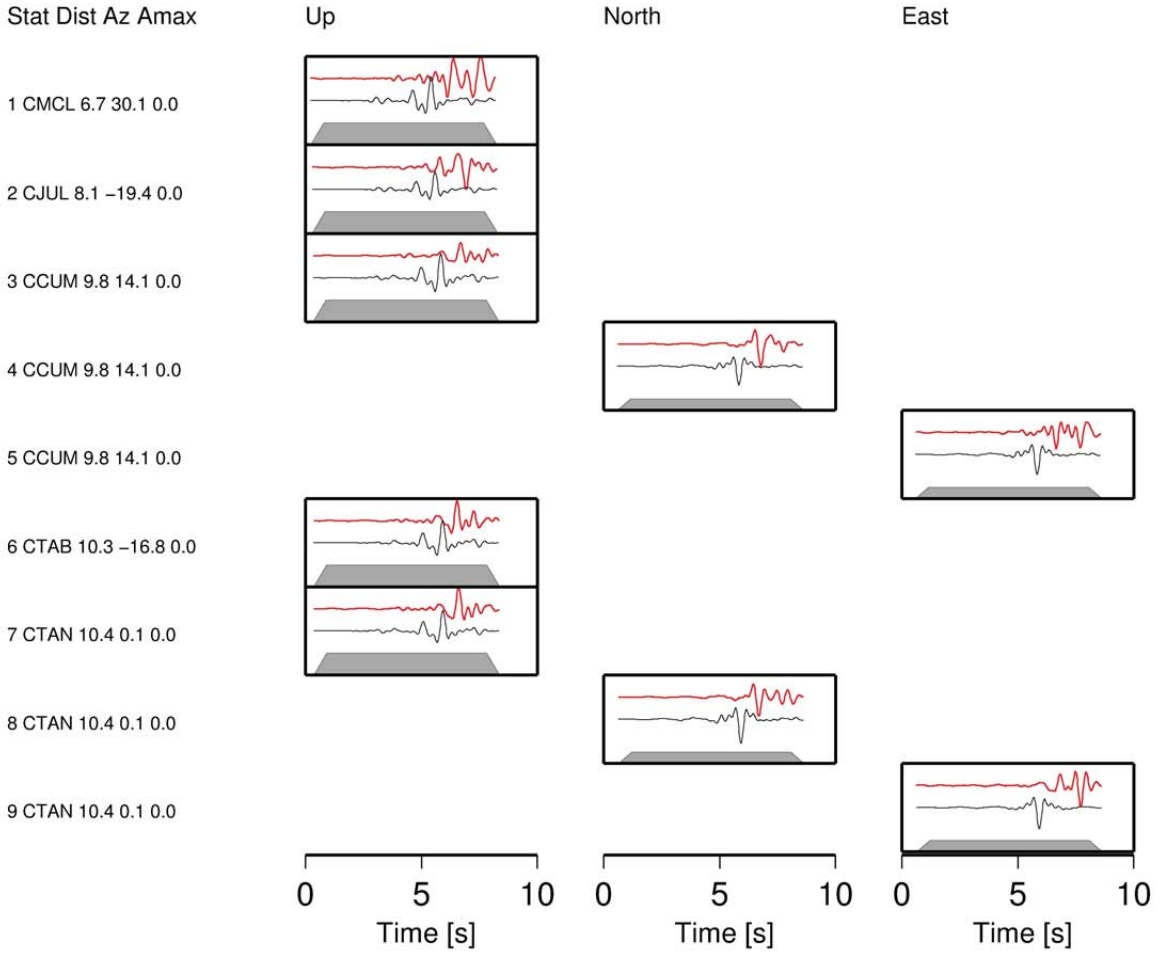
Misfit MT 0.461
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 9 (5 stations)

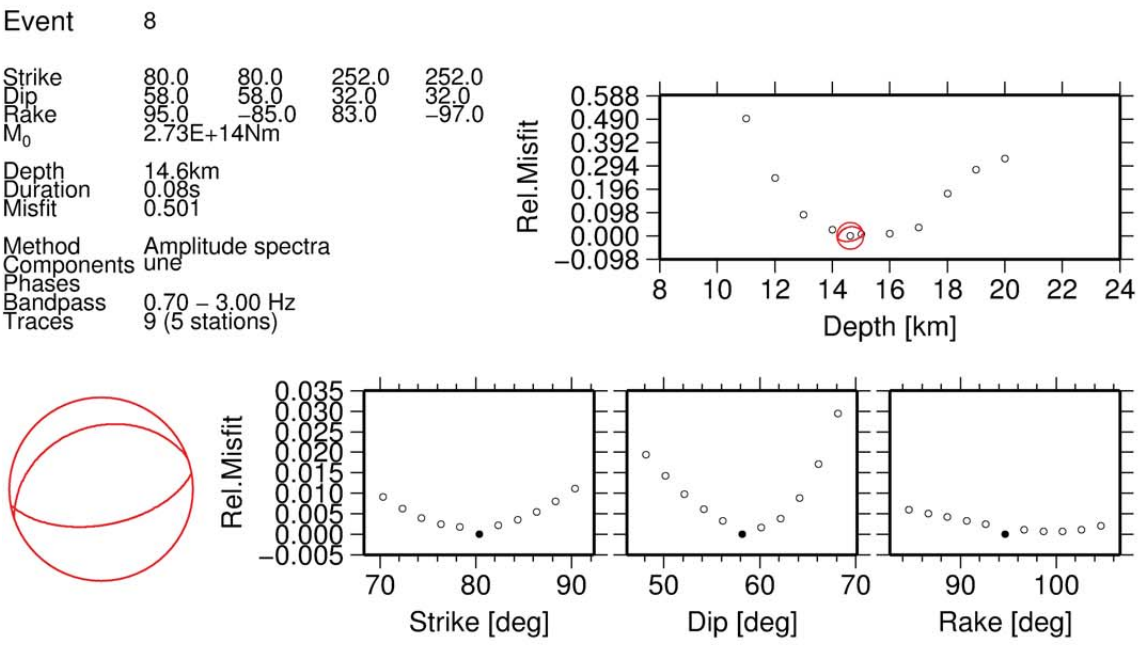
Decomposition:

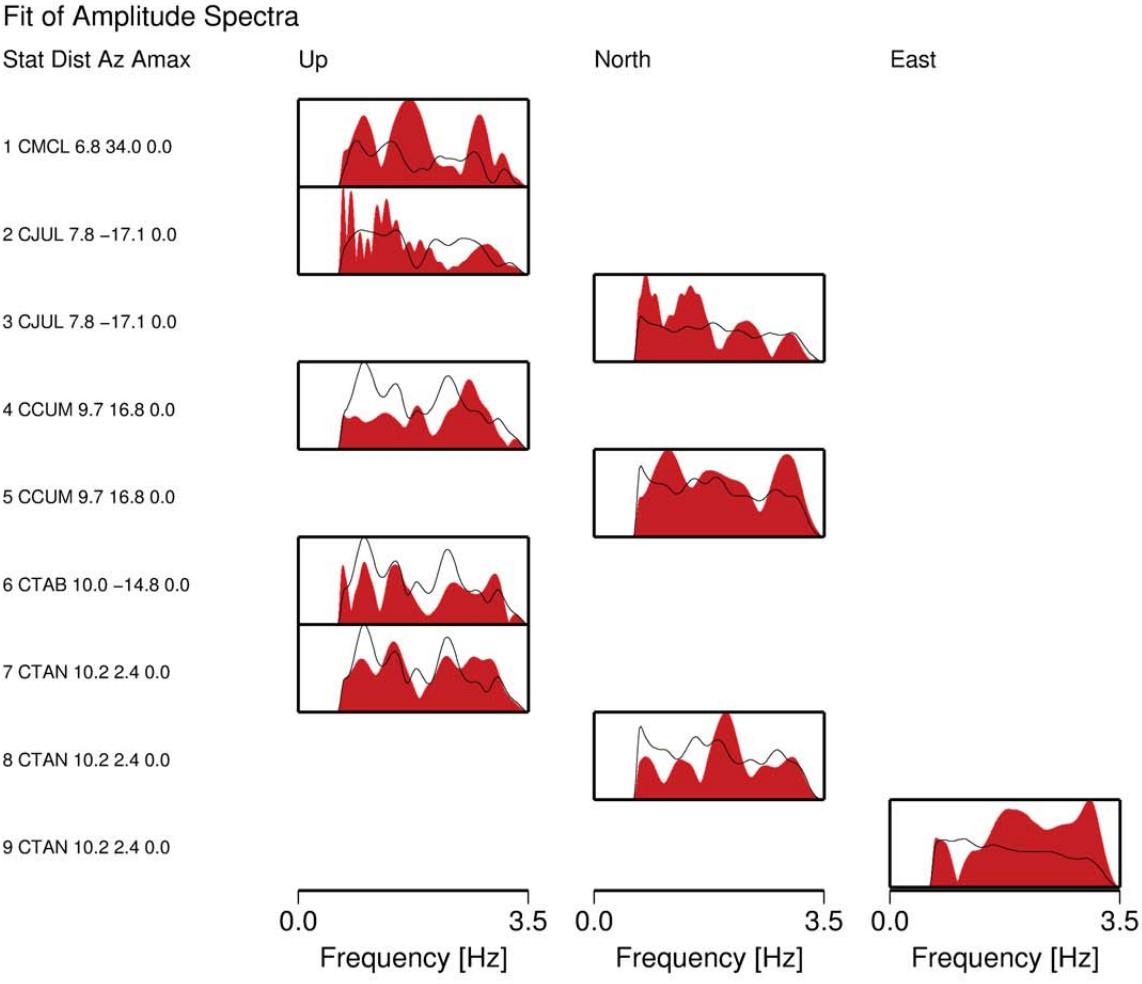
Deviatoric part:
DC = 32.0 %
CLVD = 68.0 %

Deviatoric part:
ISO = 18.0 %

Fit of Seismograms



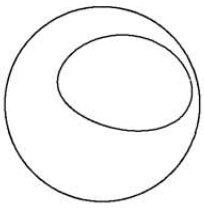

Event 8
Strike 80.0 80.0 252.0 252.0
Dip 58.0 58.0 32.0 32.0
Rake 95.0 −85.0 83.0 −97.0
M_0 2.73E+14Nm
Depth 14.6km
Duration 0.08s
Misfit 0.501
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 9 (5 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 6.8 34.0 0.0
2 CJUL 7.8 −17.1 0.0
3 CJUL 7.8 −17.1 0.0
4 CCUM 9.7 16.8 0.0
5 CCUM 9.7 16.8 0.0
6 CTAB 10.0 −14.8 0.0
7 CTAN 10.2 2.4 0.0
8 CTAN 10.2 2.4 0.0
9 CTAN 10.2 2.4 0.0
Frequency [Hz]

Event 8

Full MT =±

−0.211159	0.119904	0.740961
0.119904	0.381571	0.439222
0.740961	0.439222	1.289037



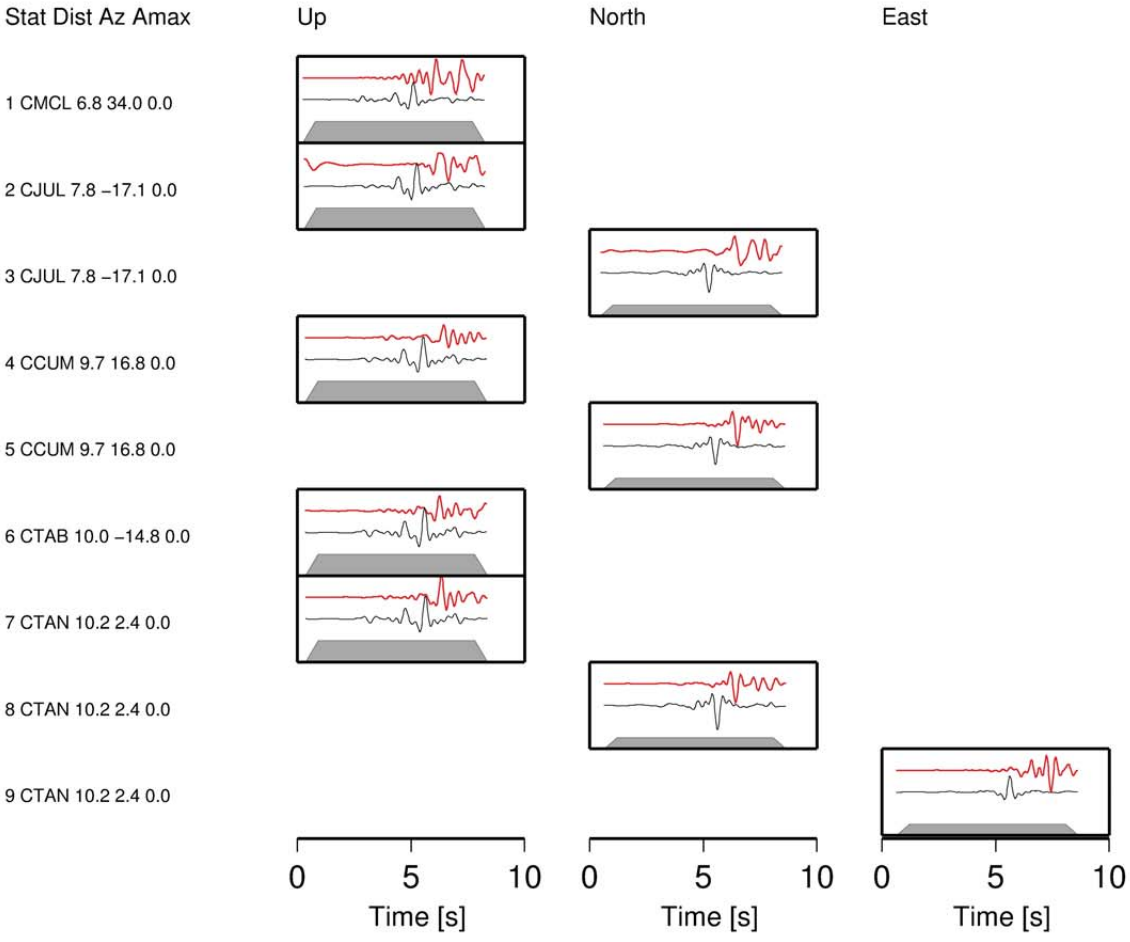
Misfit MT 0.485
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 9 (5 stations)

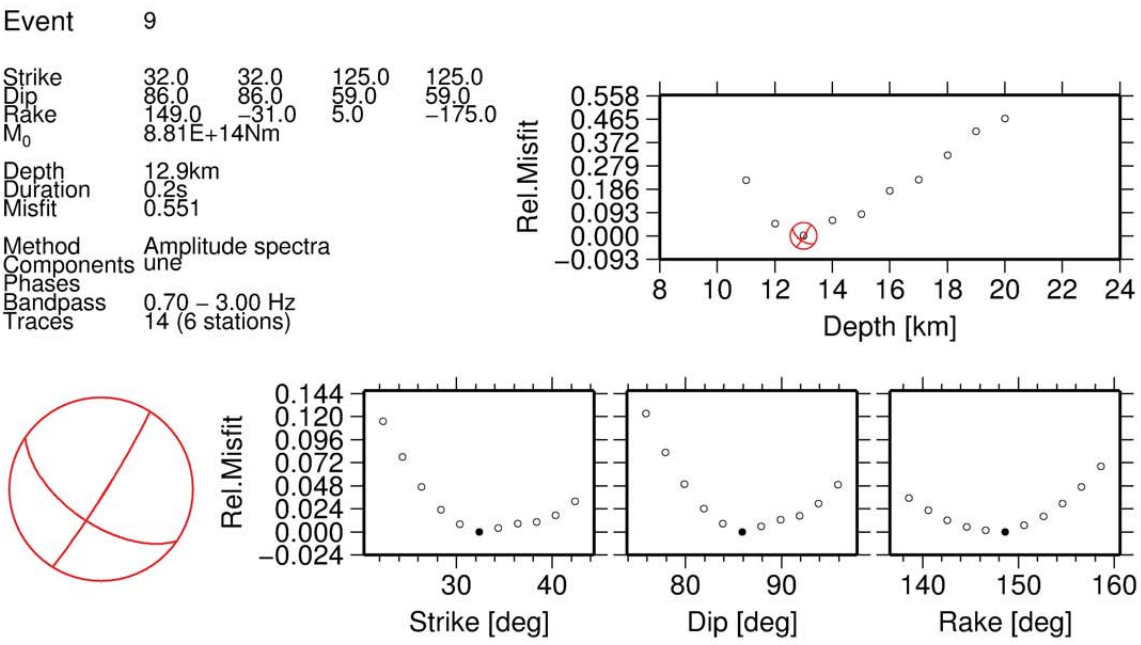
Decomposition:

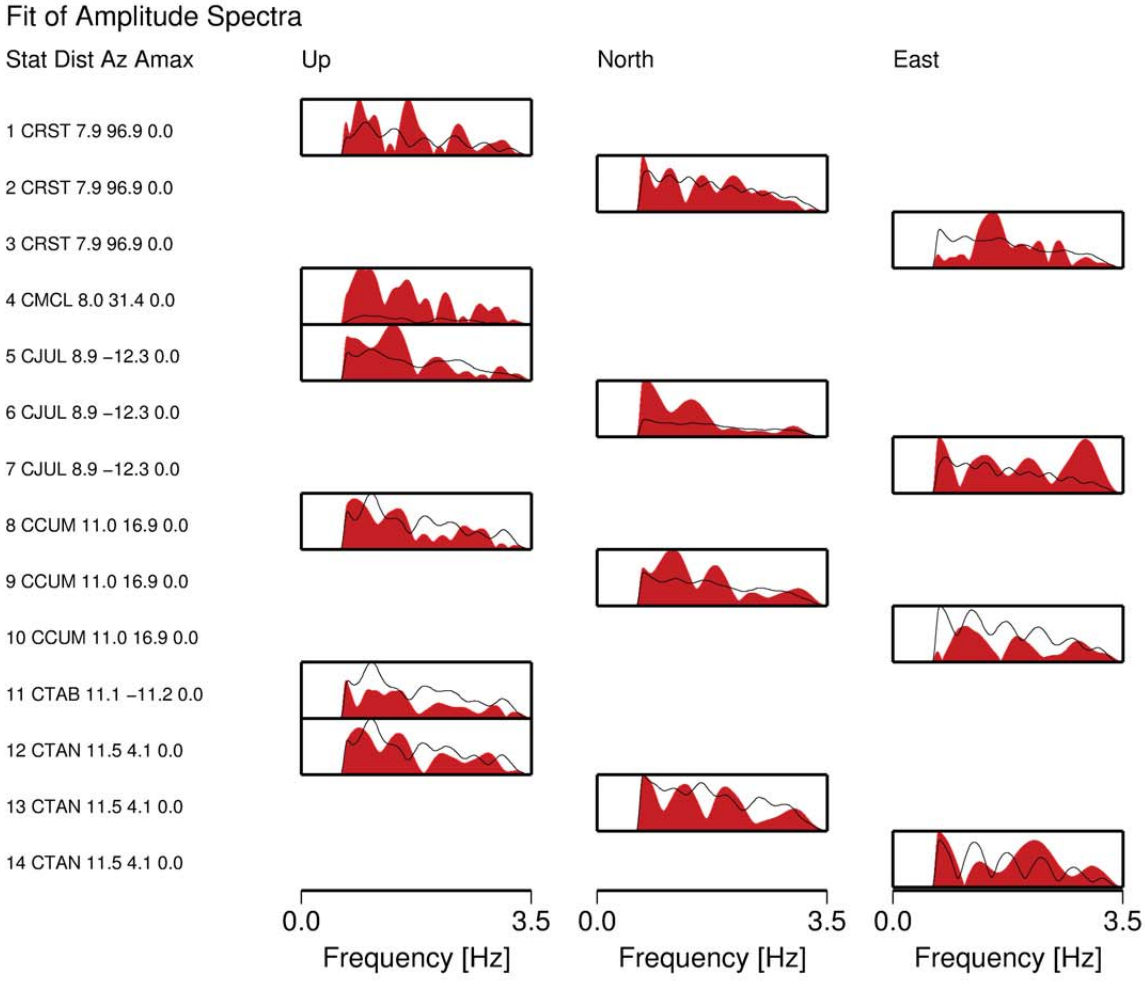
Deviatoric part:
DC = 60.0 %
CLVD = 40.0 %

Deviatoric part:
ISO = 27.0 %

Fit of Seismograms



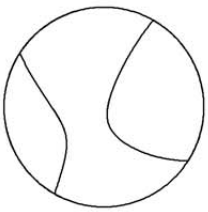

Event 9
Strike 32.0 32.0 125.0 125.0
Dip 86.0 86.0 59.0 59.0
Rake 149.0 −31.0 5.0 −175.0
M0 8.81E+14Nm
Depth 12.9km
Duration 0.2s
Misfit 0.551
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 14 (6 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CRST 7.9 96.9 0.0
2 CRST 7.9 96.9 0.0
3 CRST 7.9 96.9 0.0
4 CMCL 8.0 31.4 0.0
5 CJUL 8.9 −12.3 0.0
6 CJUL 8.9 −12.3 0.0
7 CJUL 8.9 −12.3 0.0
8 CCUM 11.0 16.9 0.0
9 CCUM 11.0 16.9 0.0
10 CCUM 11.0 16.9 0.0
11 CTAB 11.1 −11.2 0.0
12 CTAN 11.5 4.1 0.0
13 CTAN 11.5 4.1 0.0
14 CTAN 11.5 4.1 0.0
Frequency [Hz]

Event 9

Full MT =±

−0.370533	0.471560	−0.153563
0.471560	1.426688	0.645971
−0.153563	0.645971	0.371438



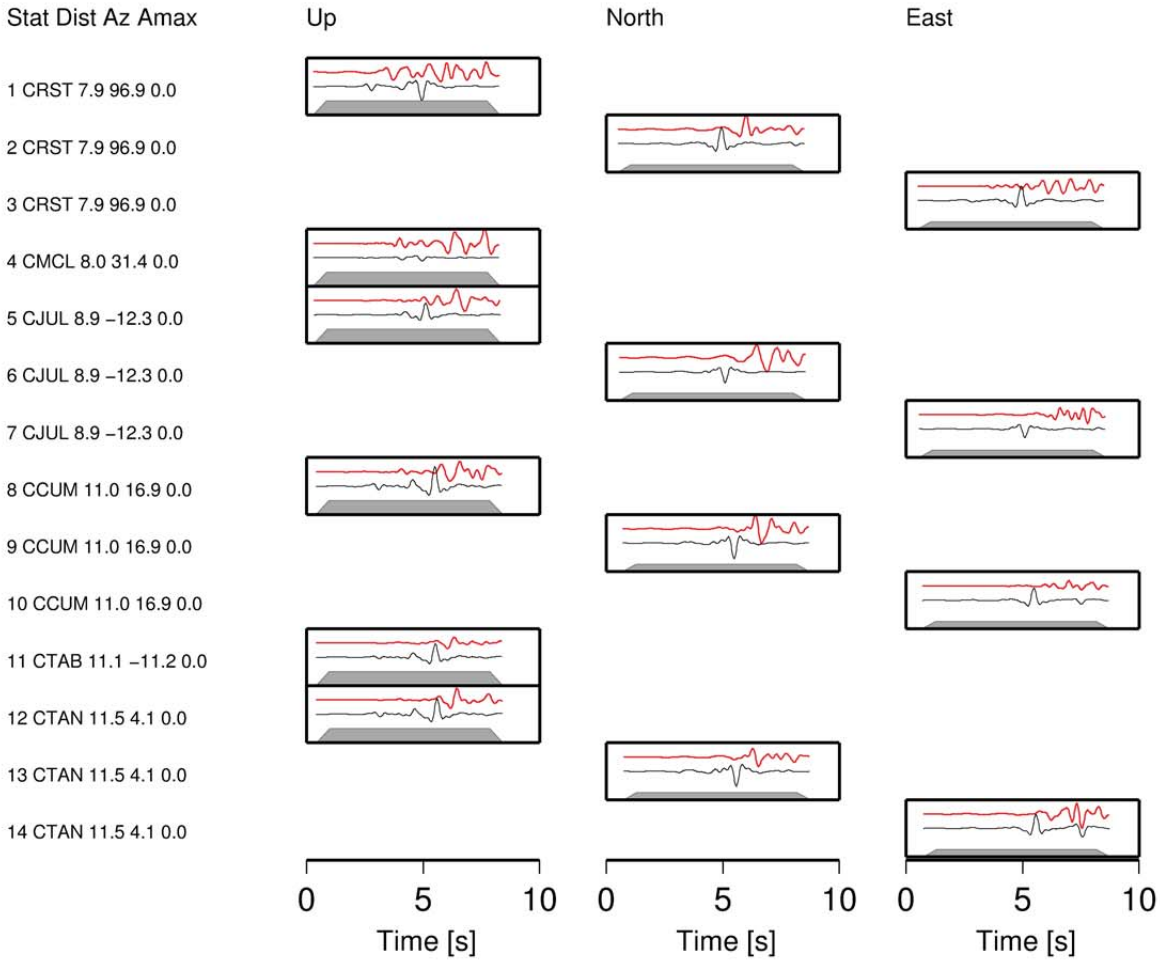
Misfit MT 0.519
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 14 (6 stations)

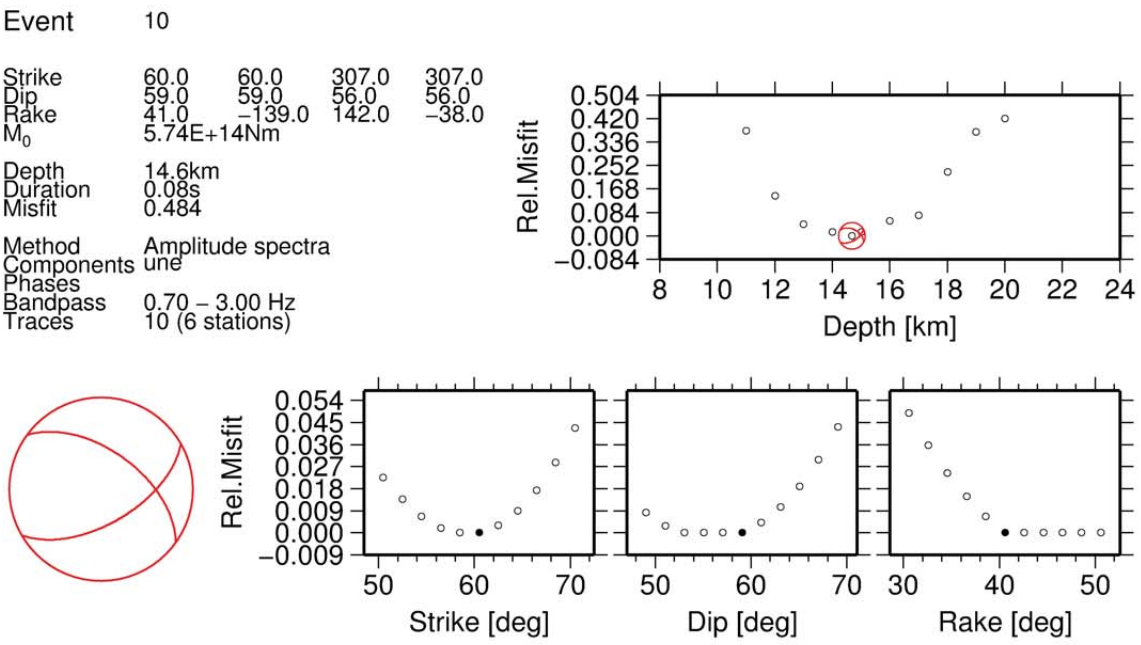
Decomposition:

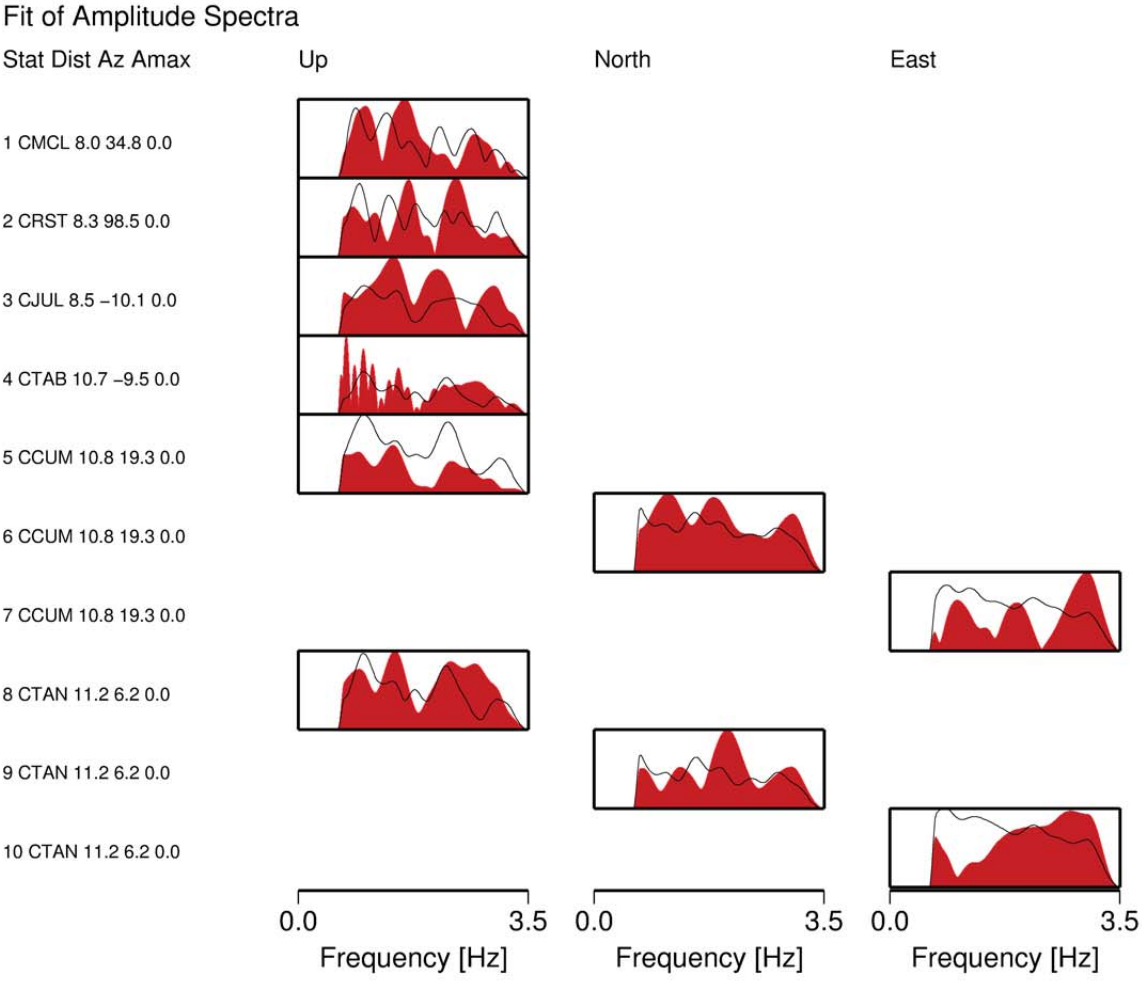
Deviatoric part:
DC = 63.0 %
CLVD = 37.0 %

Deviatoric part:
ISO = 26.0 %

Fit of Seismograms



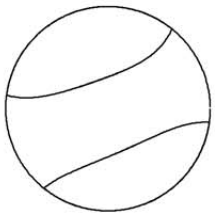

Event 10
Strike 60.0 60.0 307.0 307.0
Dip 59.0 59.0 56.0 56.0
Rake 41.0 −139.0 142.0 −38.0
M0 5.74E+14Nm
Depth 14.6km
Duration 0.08s
Misfit 0.484
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 10 (6 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 8.0 34.8 0.0
2 CRST 8.3 98.5 0.0
3 CJUL 8.5 −10.1 0.0
4 CTAB 10.7 −9.5 0.0
5 CCUM 10.8 19.3 0.0
6 CCUM 10.8 19.3 0.0
7 CCUM 10.8 19.3 0.0
8 CTAN 11.2 6.2 0.0
9 CTAN 11.2 6.2 0.0
10 CTAN 11.2 6.2 0.0
Frequency [Hz]

Event 10

Full MT =±

1.645166	−0.604471	0.286930
−0.604471	0.376708	−0.055216
0.286930	−0.055216	−0.358839



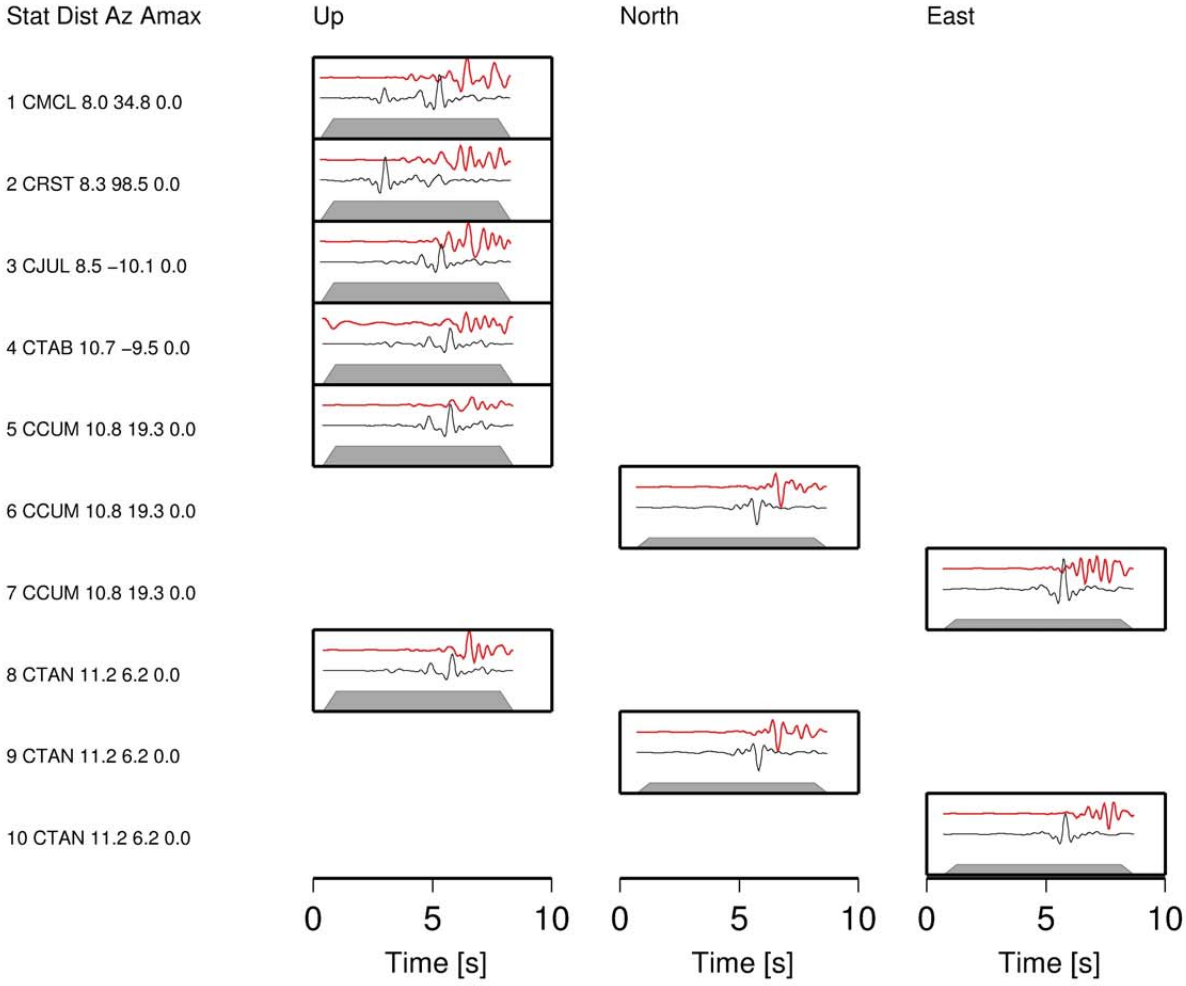
Misfit MT 0.457
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 10 (6 stations)

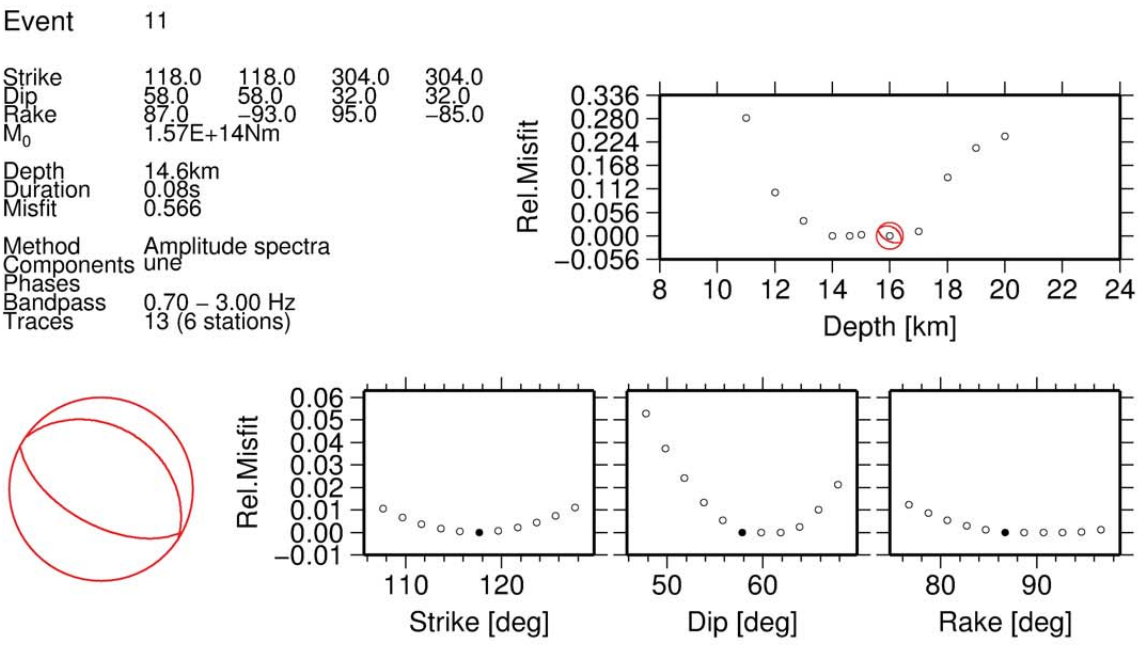
Decomposition:

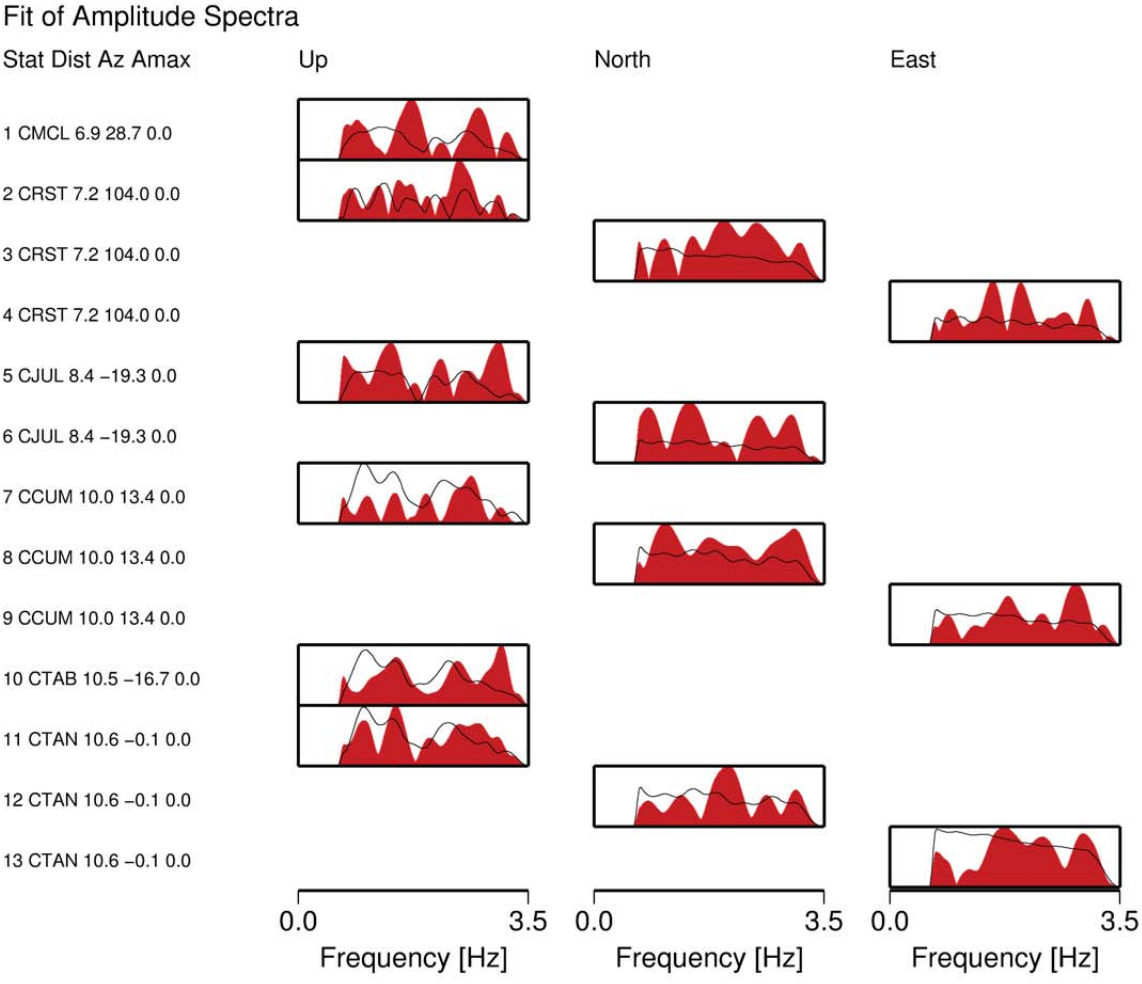
Deviatoric part:
DC = 39.0 %
CLVD = 61.0 %

Deviatoric part:
ISO = 28.0 %

Fit of Seismograms



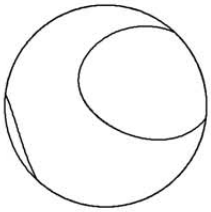

Event 11
Strike 118.0 118.0 304.0 304.0
Dip 58.0 58.0 32.0 32.0
Rake 87.0 −93.0 95.0 −85.0
M0 1.57E+14Nm
Depth 14.6km
Duration 0.08s
Misfit 0.566
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 13 (6 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 6.9 28.7 0.0
2 CRST 7.2 104.0 0.0
3 CRST 7.2 104.0 0.0
4 CRST 7.2 104.0 0.0
5 CJUL 8.4 −19.3 0.0
6 CJUL 8.4 −19.3 0.0
7 CCUM 10.0 13.4 0.0
8 CCUM 10.0 13.4 0.0
9 CCUM 10.0 13.4 0.0
10 CTAB 10.5 −16.7 0.0
11 CTAN 10.6 −0.1 0.0
12 CTAN 10.6 −0.1 0.0
13 CTAN 10.6 −0.1 0.0
Frequency [Hz]

Event 11

Full MT =±

0.161684	−0.349903	−0.797068
−0.349903	−0.663656	−0.881211
−0.797068	−0.881211	−1.206630



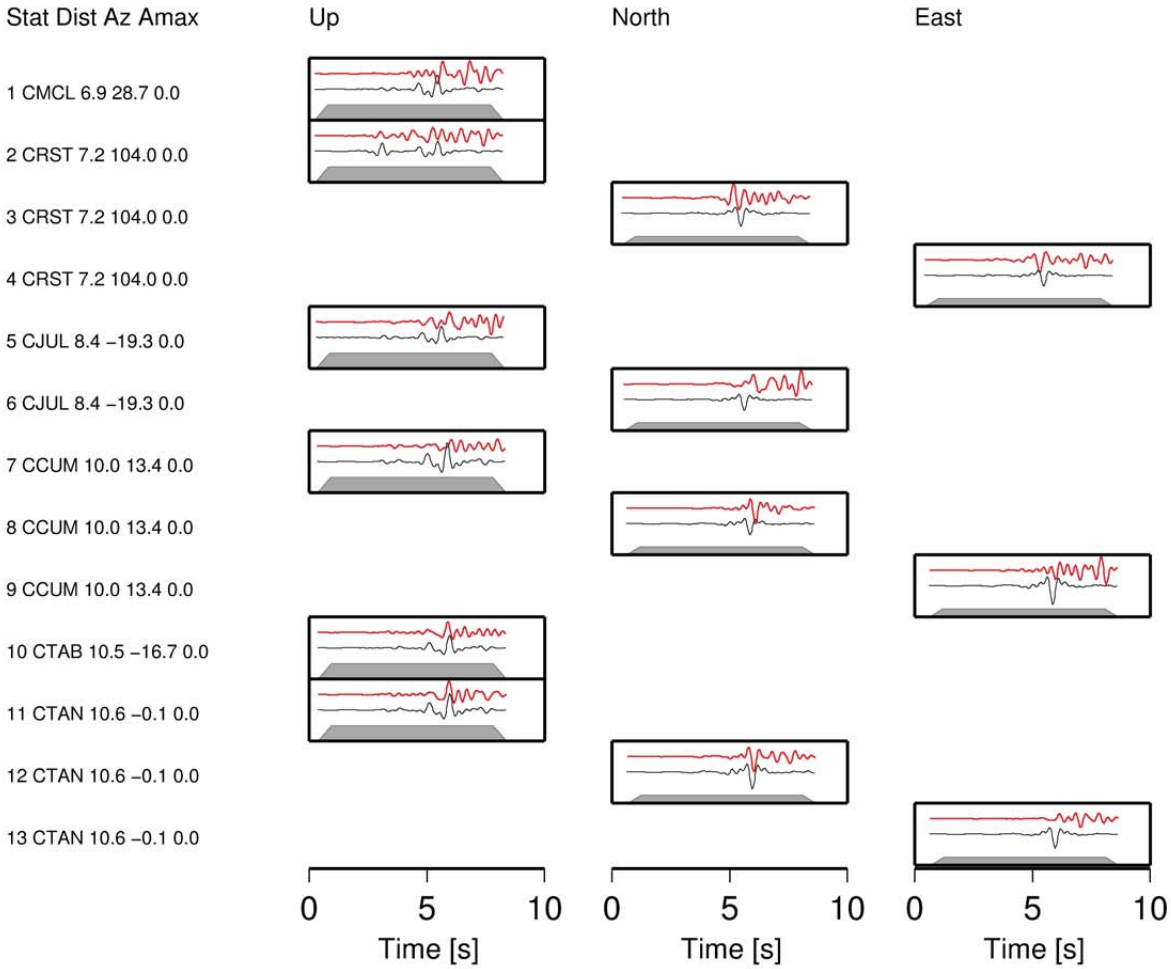
Misfit MT 0.534
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 13 (6 stations)

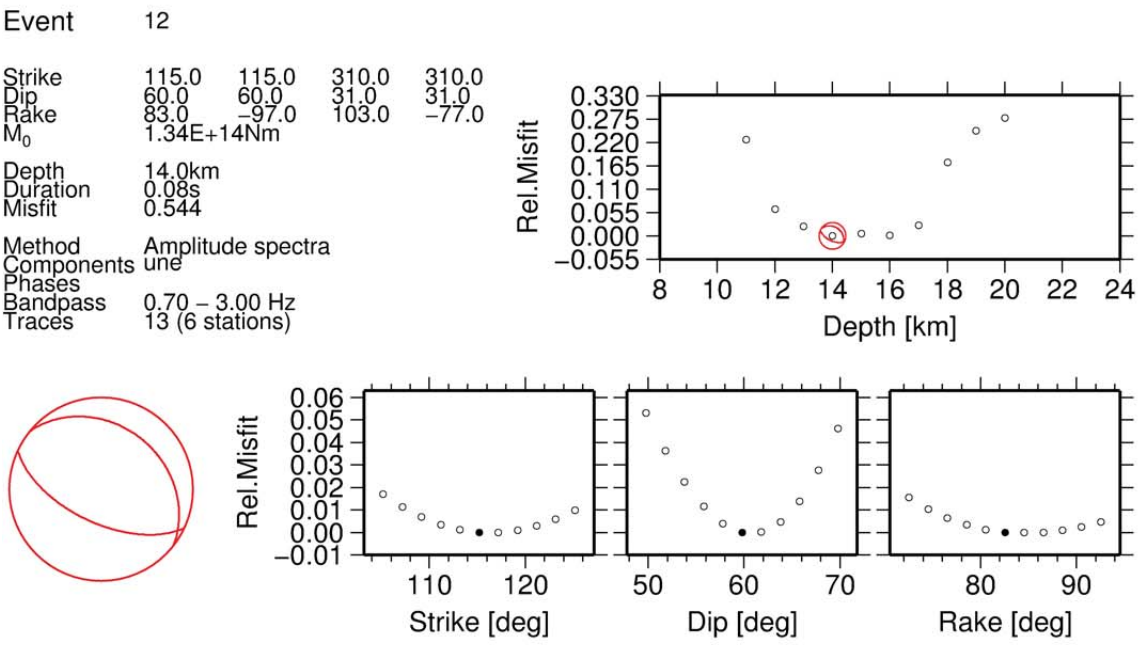
Decomposition:

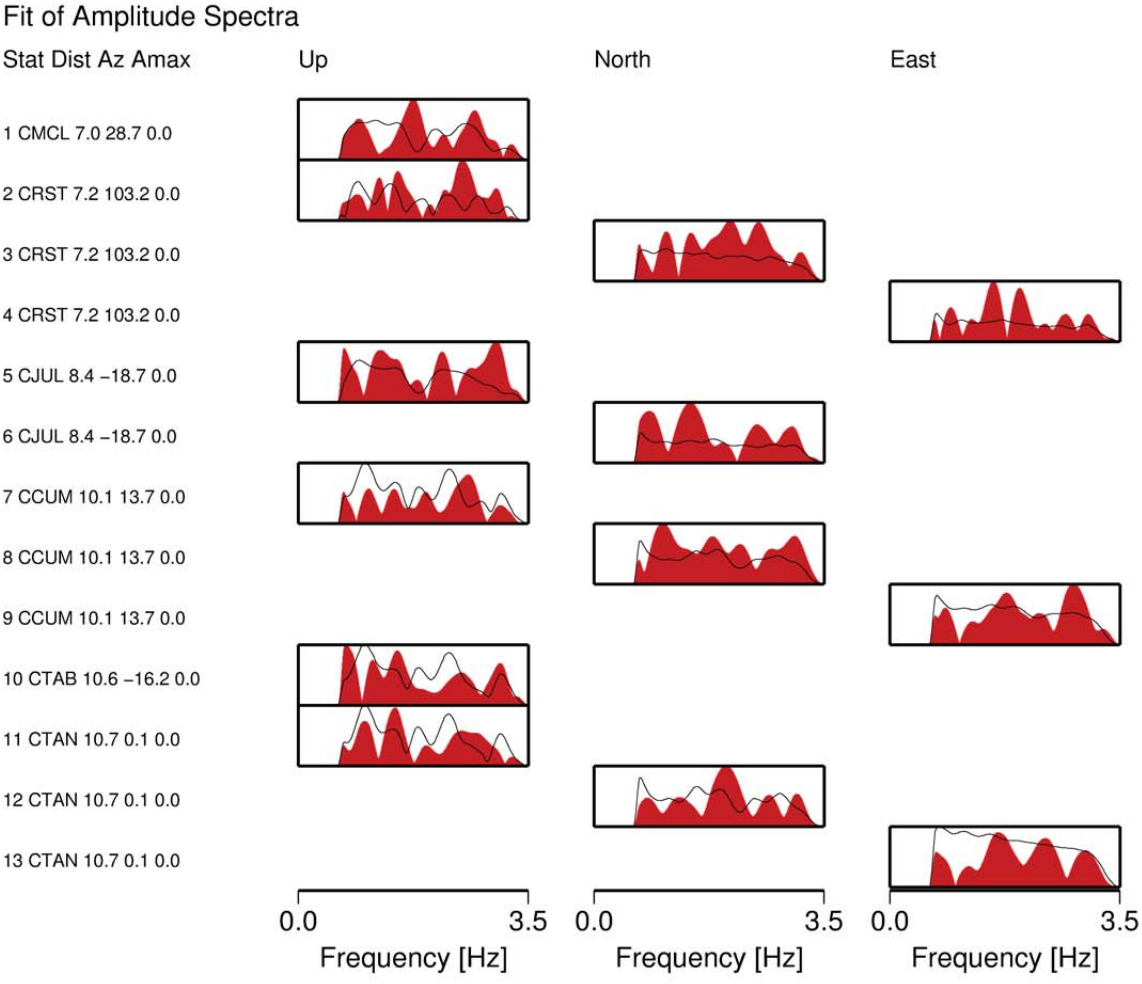
Deviatoric part:
DC = 37.0 %
CLVD = 63.0 %

Deviatoric part:
ISO = 26.0 %

Fit of Seismograms



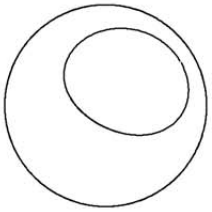

Event 12
Strike 115.0 115.0 310.0 310.0
Dip 60.0 60.0 31.0 31.0
Rake 83.0 −97.0 103.0 −77.0
M0 1.34E+14Nm
Depth 14.0km
Duration 0.08s
Misfit 0.544
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 13 (6 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 7.0 28.7 0.0
2 CRST 7.2 103.2 0.0
3 CRST 7.2 103.2 0.0
4 CRST 7.2 103.2 0.0
5 CJUL 8.4 −18.7 0.0
6 CJUL 8.4 −18.7 0.0
7 CCUM 10.1 13.7 0.0
8 CCUM 10.1 13.7 0.0
9 CCUM 10.1 13.7 0.0
10 CTAB 10.6 −16.2 0.0
11 CTAN 10.7 0.1 0.0
12 CTAN 10.7 0.1 0.0
13 CTAN 10.7 0.1 0.0
Frequency [Hz]

Event 12

Full MT =±

0.046522	−0.108999	−0.823270
−0.108999	−0.377404	−0.605374
−0.823270	−0.605374	−1.314292



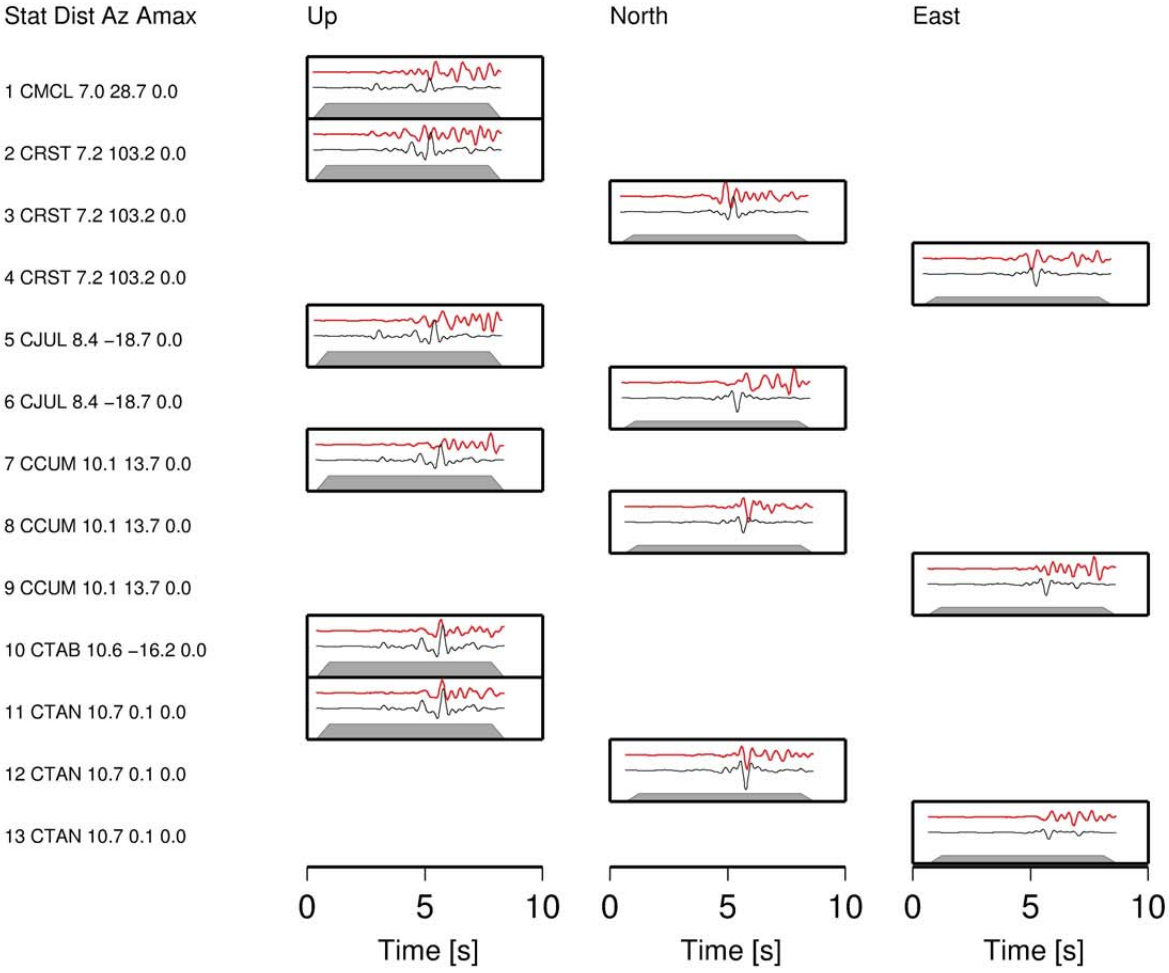
Misfit MT 0.515
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 13 (6 stations)

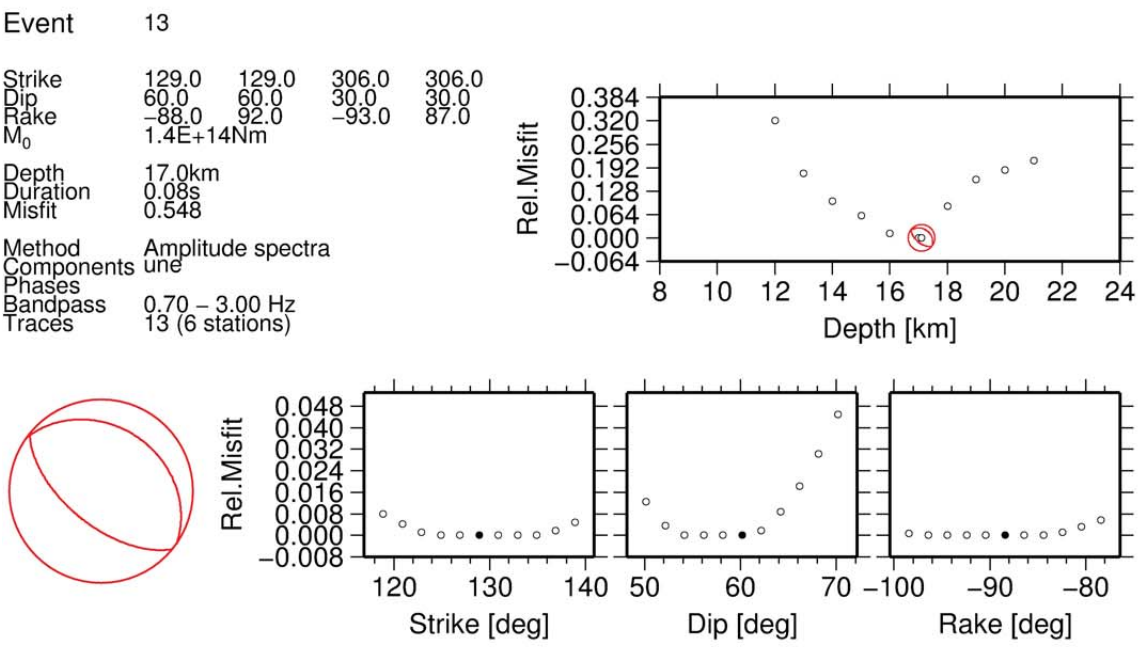
Decomposition:

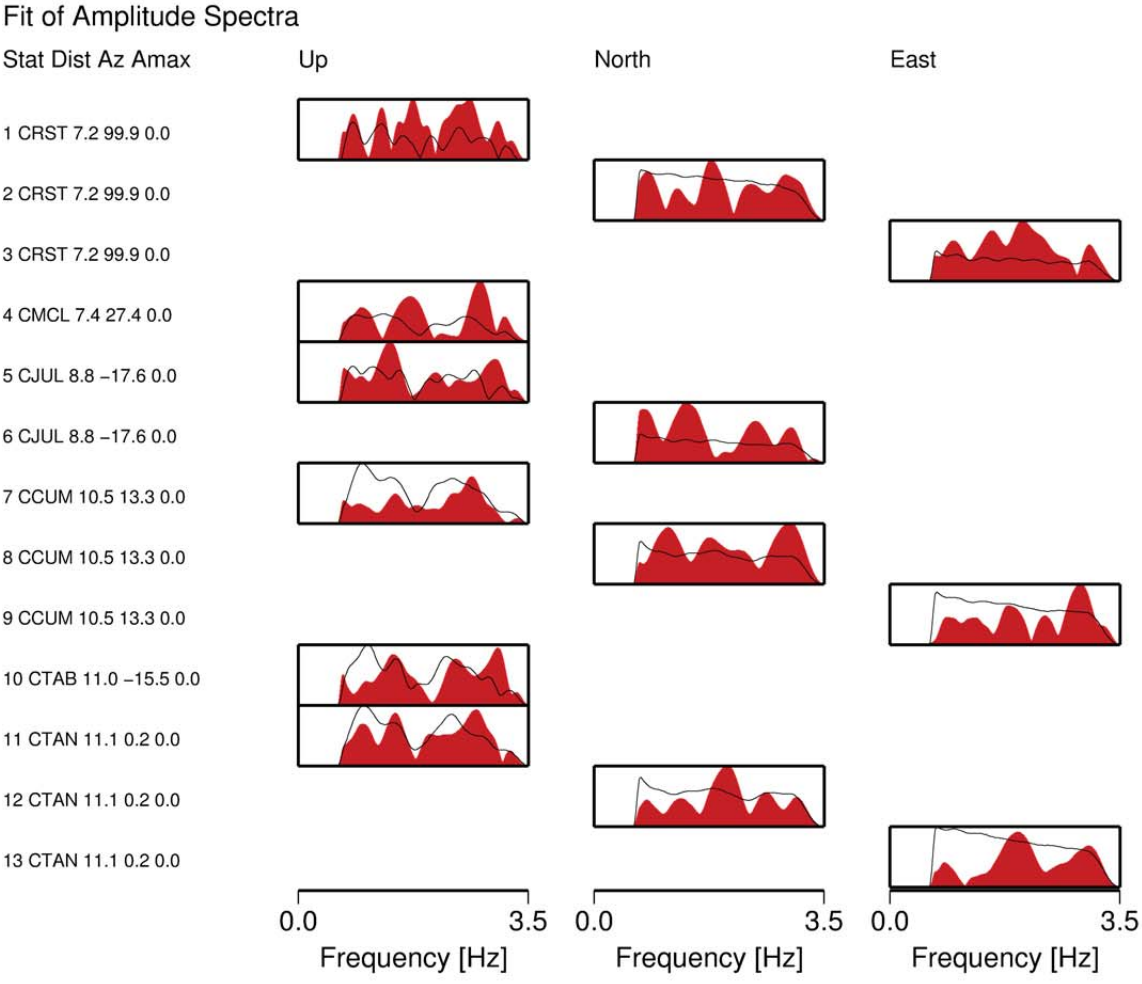
Deviatoric part:
DC = 47.0 %
CLVD = 53.0 %

Deviatoric part:
ISO = 28.0 %

Fit of Amplitude Spectra



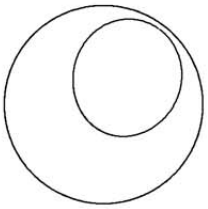

Event 13
Strike 129.0 129.0 306.0 306.0
Dip 60.0 60.0 30.0 30.0
Rake −88.0 92.0 −93.0 87.0
M0 1.4E+14Nm
Depth 17.0km
Duration 0.08s
Misfit 0.548
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 13 (6 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CRST 7.2 99.9 0.0
2 CRST 7.2 99.9 0.0
3 CRST 7.2 99.9 0.0
4 CMCL 7.4 27.4 0.0
5 CJUL 8.8 −17.6 0.0
6 CJUL 8.8 −17.6 0.0
7 CCUM 10.5 13.3 0.0
8 CCUM 10.5 13.3 0.0
9 CCUM 10.5 13.3 0.0
10 CTAB 11.0 −15.5 0.0
11 CTAN 11.1 0.2 0.0
12 CTAN 11.1 0.2 0.0
13 CTAN 11.1 0.2 0.0
Frequency [Hz]

Event 13

Full MT =±

−0.070232	0.334325	0.644971
0.334325	−0.287635	0.655910
0.644971	0.655910	1.186015



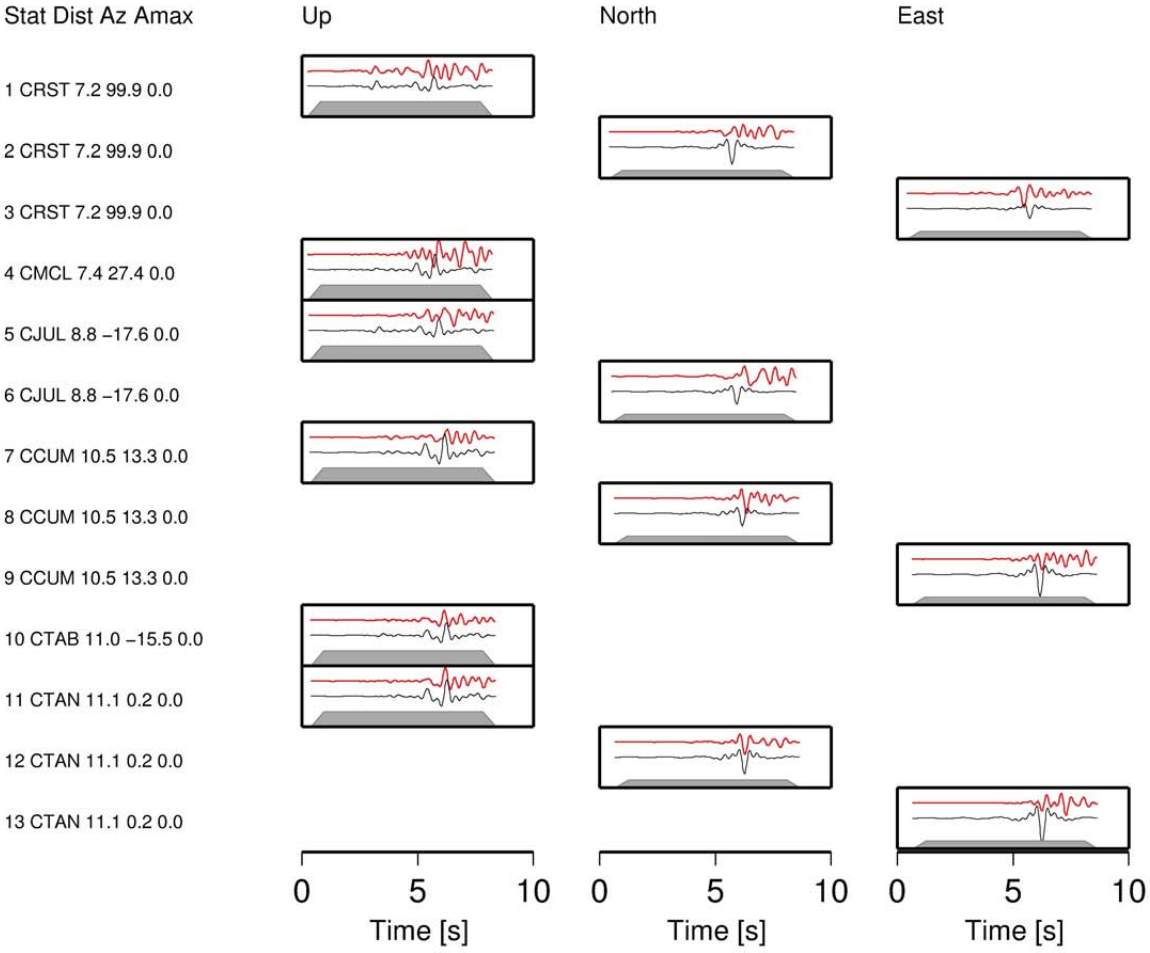
Misfit MT 0.494
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 13 (6 stations)

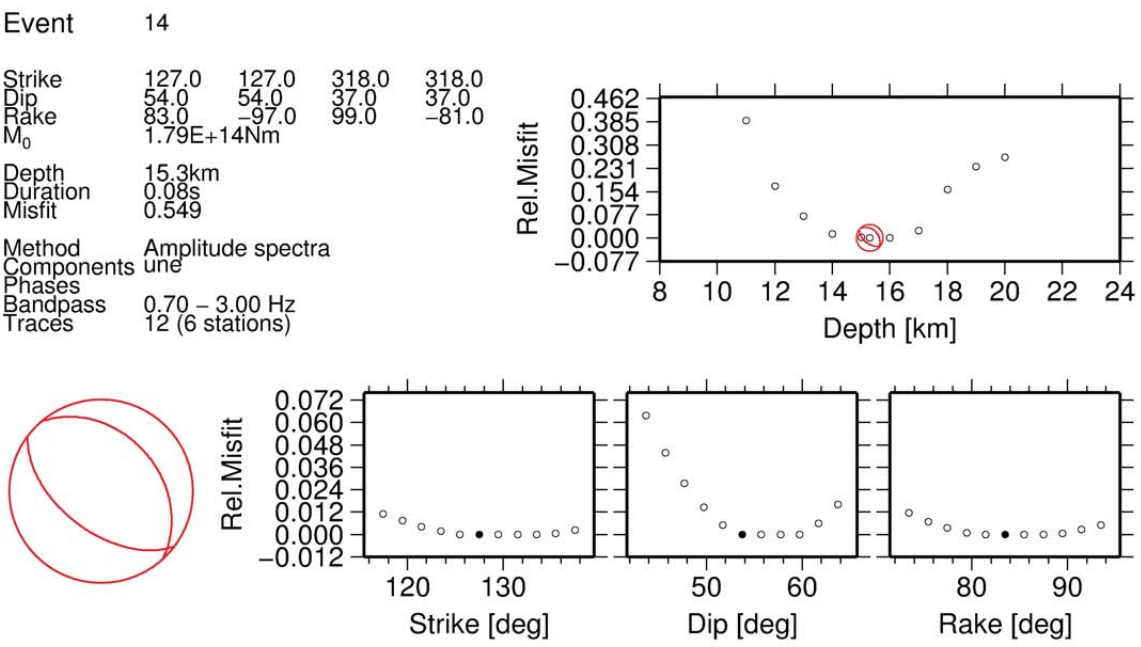
Decomposition:

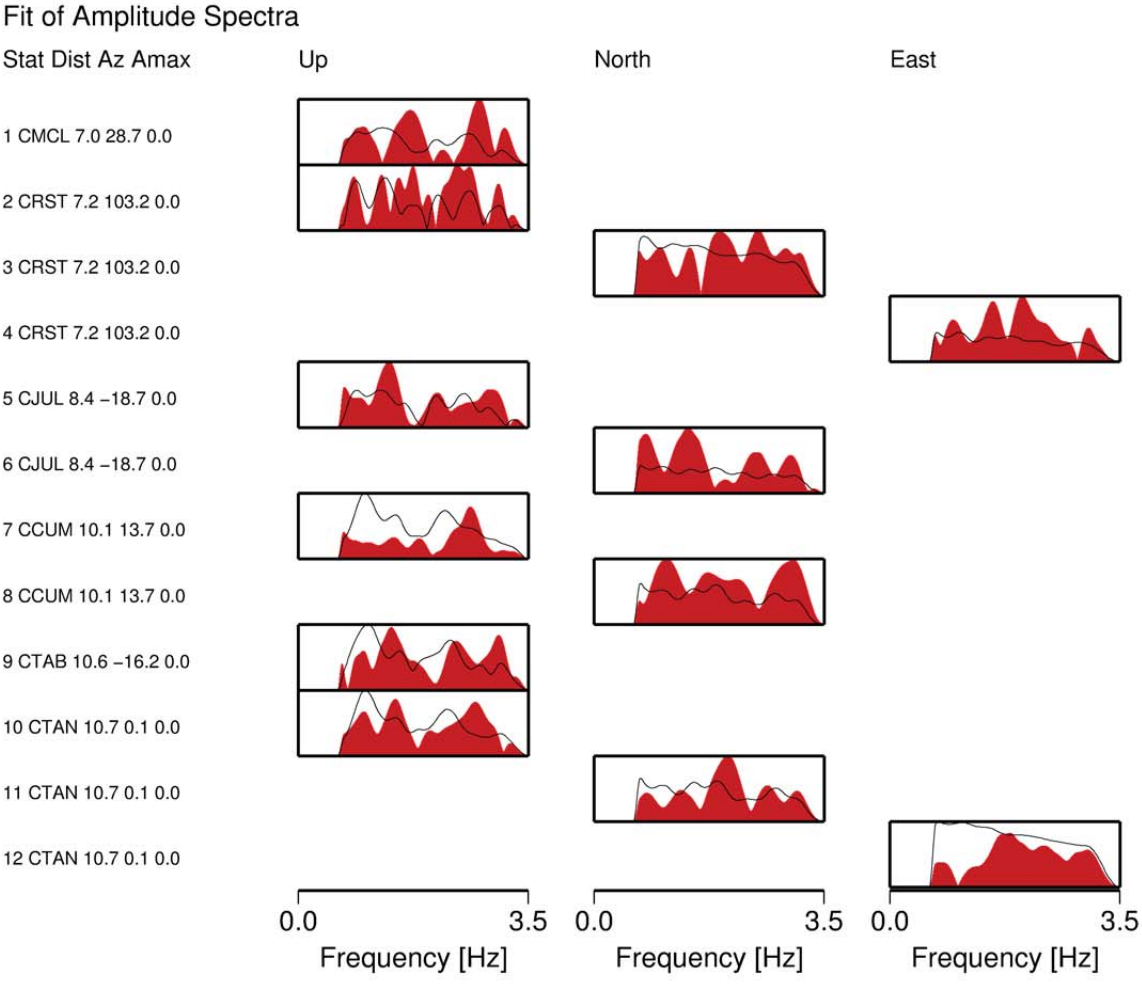
Deviatoric part:
DC = 16.0 %
CLVD = 84.0 %

Deviatoric part:
ISO = 15.0 %

Fit of Seismograms



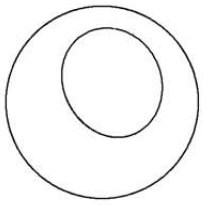

Event 14
Strike 127.0 127.0 318.0 318.0
Dip 54.0 54.0 37.0 37.0
Rake 83.0 −97.0 99.0 −81.0
M0 1.79E+14Nm
Depth 15.3km
Duration 0.08s
Misfit 0.549
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 12 (6 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CMCL 7.0 28.7 0.0
2 CRST 7.2 103.2 0.0
3 CRST 7.2 103.2 0.0
4 CRST 7.2 103.2 0.0
5 CJUL 8.4 −18.7 0.0
6 CJUL 8.4 −18.7 0.0
7 CCUM 10.1 13.7 0.0
8 CCUM 10.1 13.7 0.0
9 CTAB 10.6 −16.2 0.0
10 CTAN 10.7 0.1 0.0
11 CTAN 10.7 0.1 0.0
12 CTAN 10.7 0.1 0.0
Frequency [Hz]

Event 14

Full MT =±

0.401269	0.012702	−0.537869
0.012702	0.700408	−0.357734
−0.537869	−0.357734	−0.968870



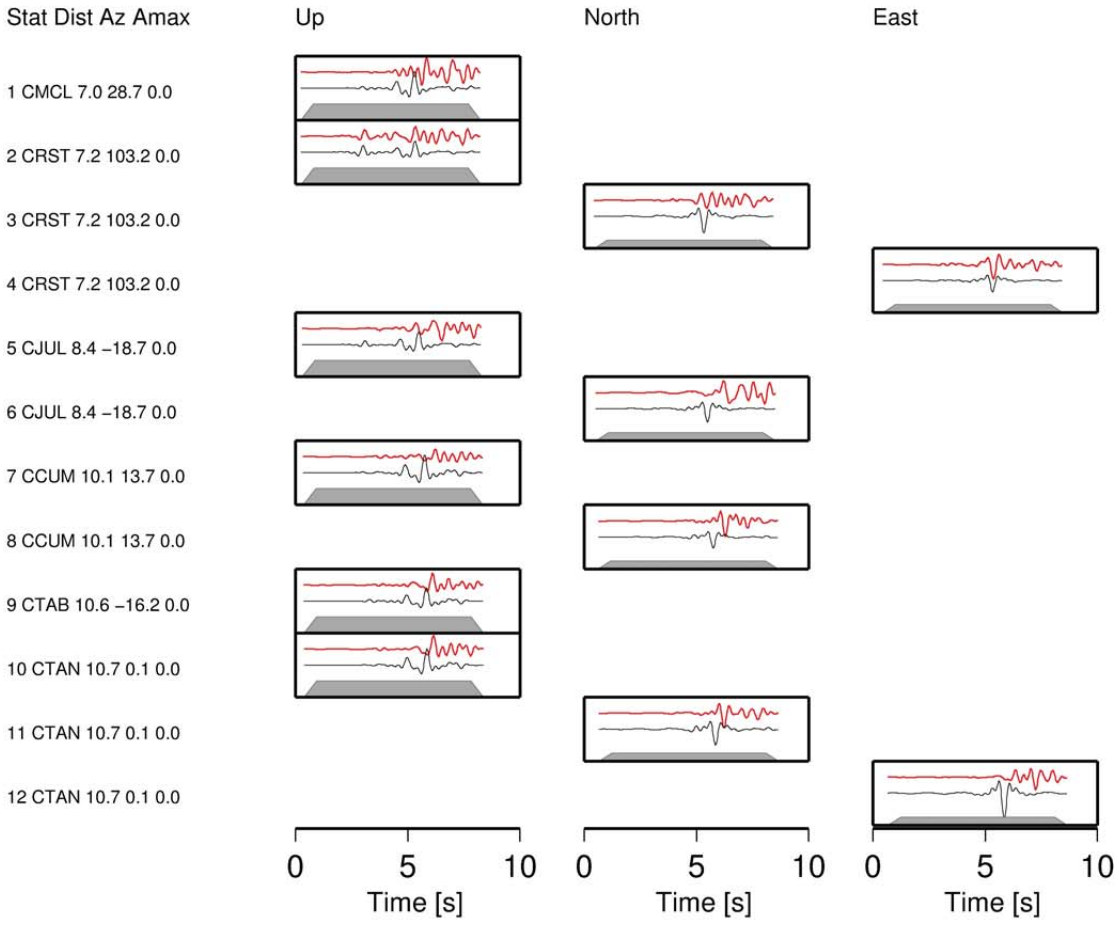
Misfit MT 0.518
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 0.70 – 3.00 Hz
Traces 12 (6 stations)

Decomposition:

Deviatoric part:
DC = 24.0 %
CLVD = 76.0 %

Deviatoric part:
ISO = 3.0 %

Fit of Seismograms

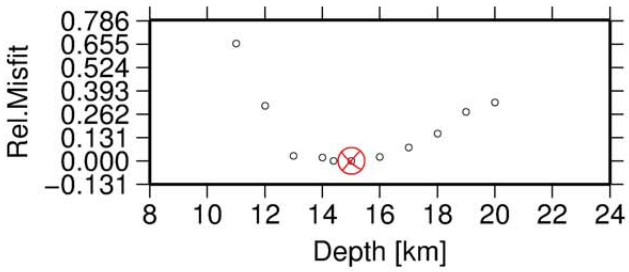


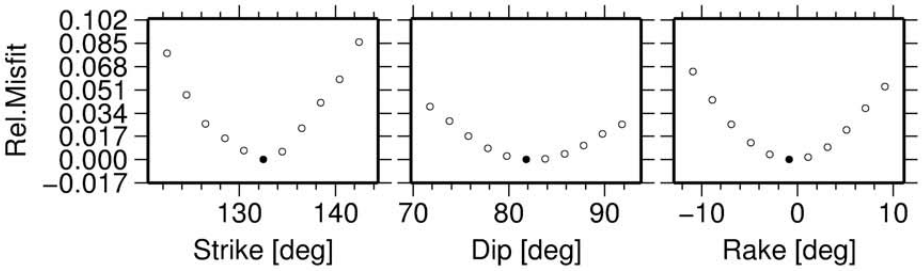
Event 15

Strike	132.0	132.0	223.0	223.0
Dip	82.0	82.0	89.0	89.0
Rake	−1.0	179.0	−172.0	8.0
M_0	5.3E+14Nm			

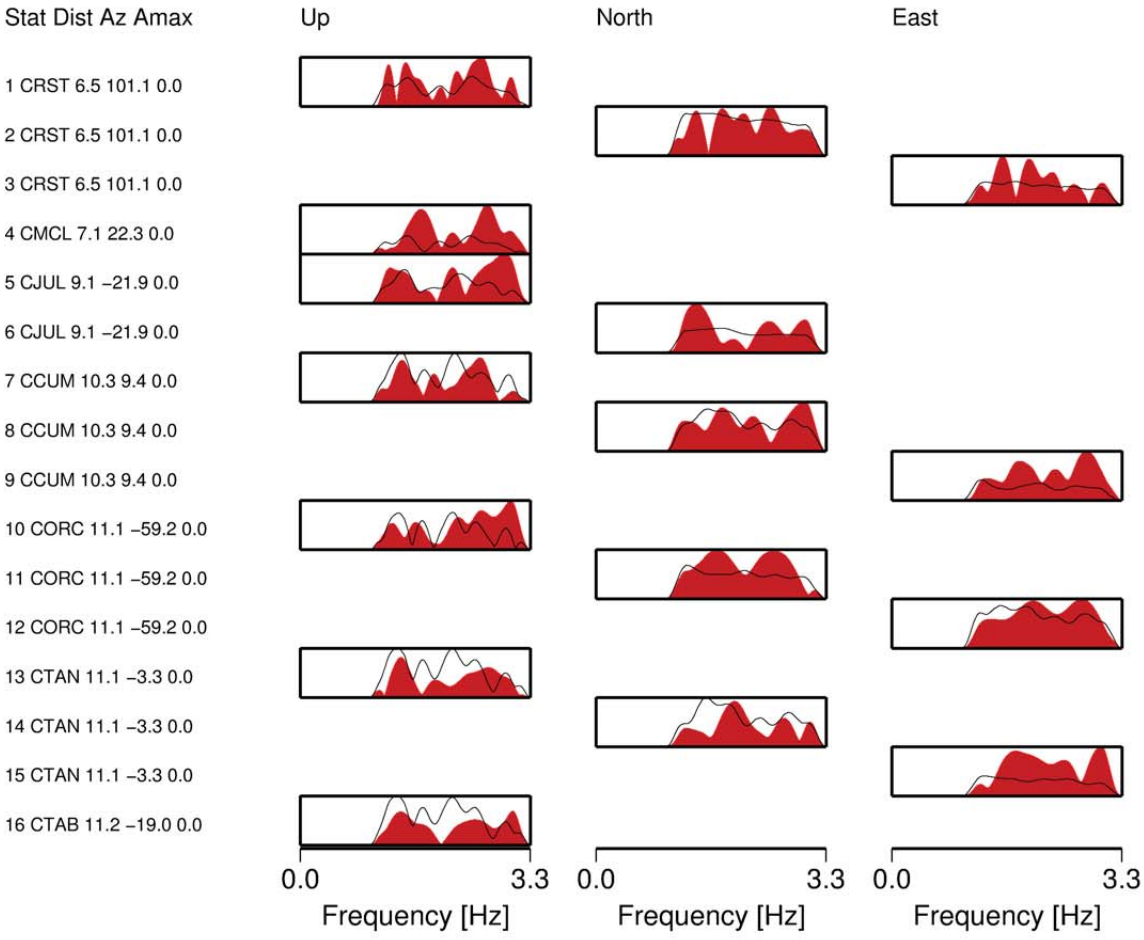
Depth 14.3km
Duration 0.08s
Misfit 0.519

Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.30 – 3.00 Hz
Traces 16 (7 stations)





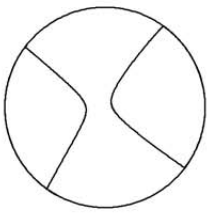
Fit of Amplitude Spectra



Event 15

Full MT =±

0.450307	−0.276444	−0.064535
−0.276444	−1.324710	−0.113080
−0.064535	−0.113080	−0.357296



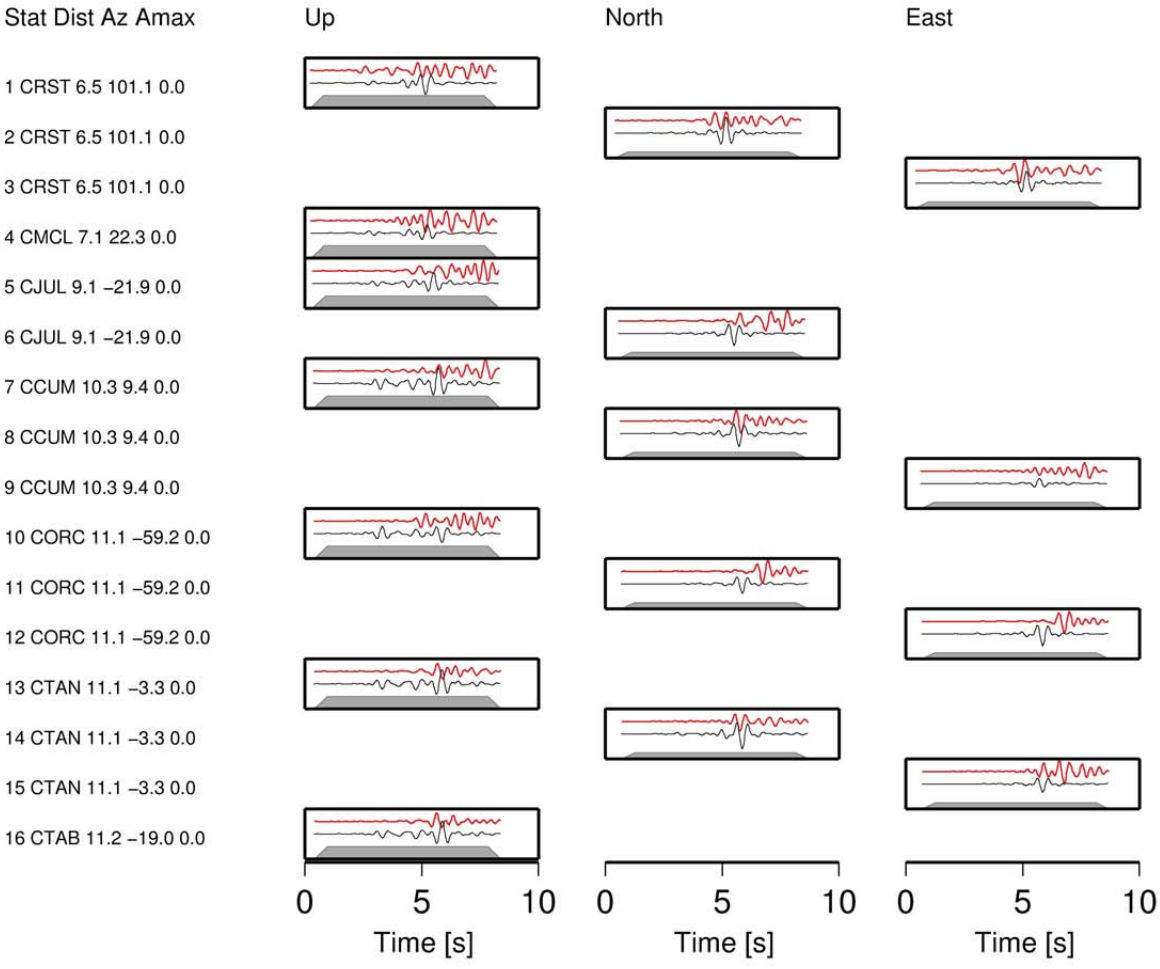
Misfit MT 0.488
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.30 – 3.00 Hz
Traces 16 (7 stations)

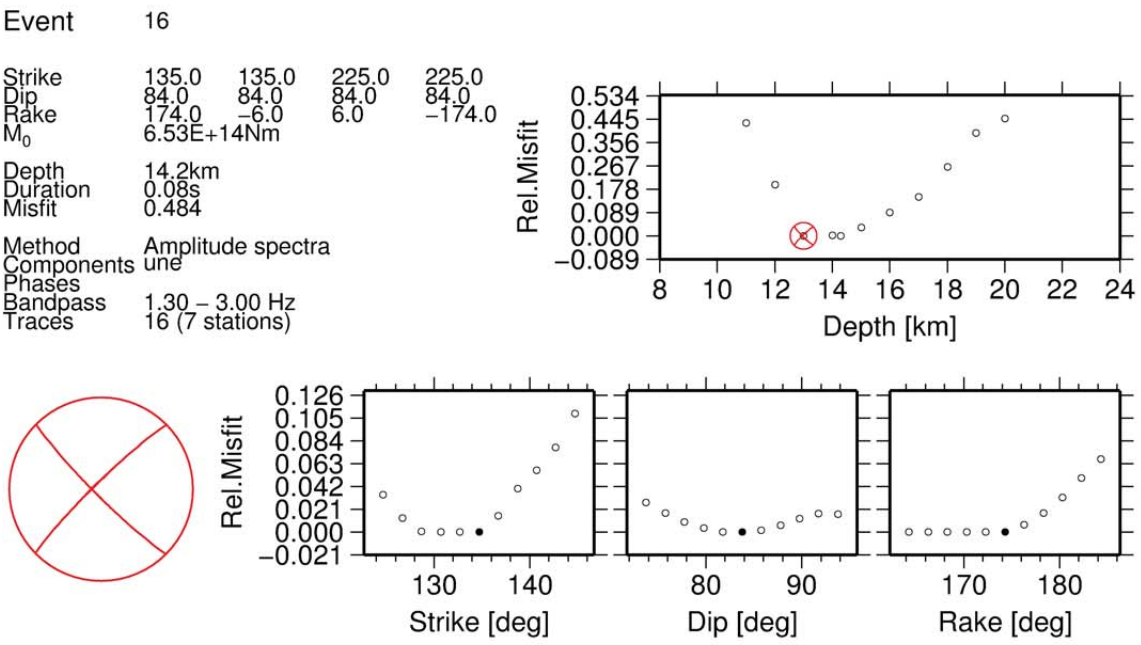
Decomposition:

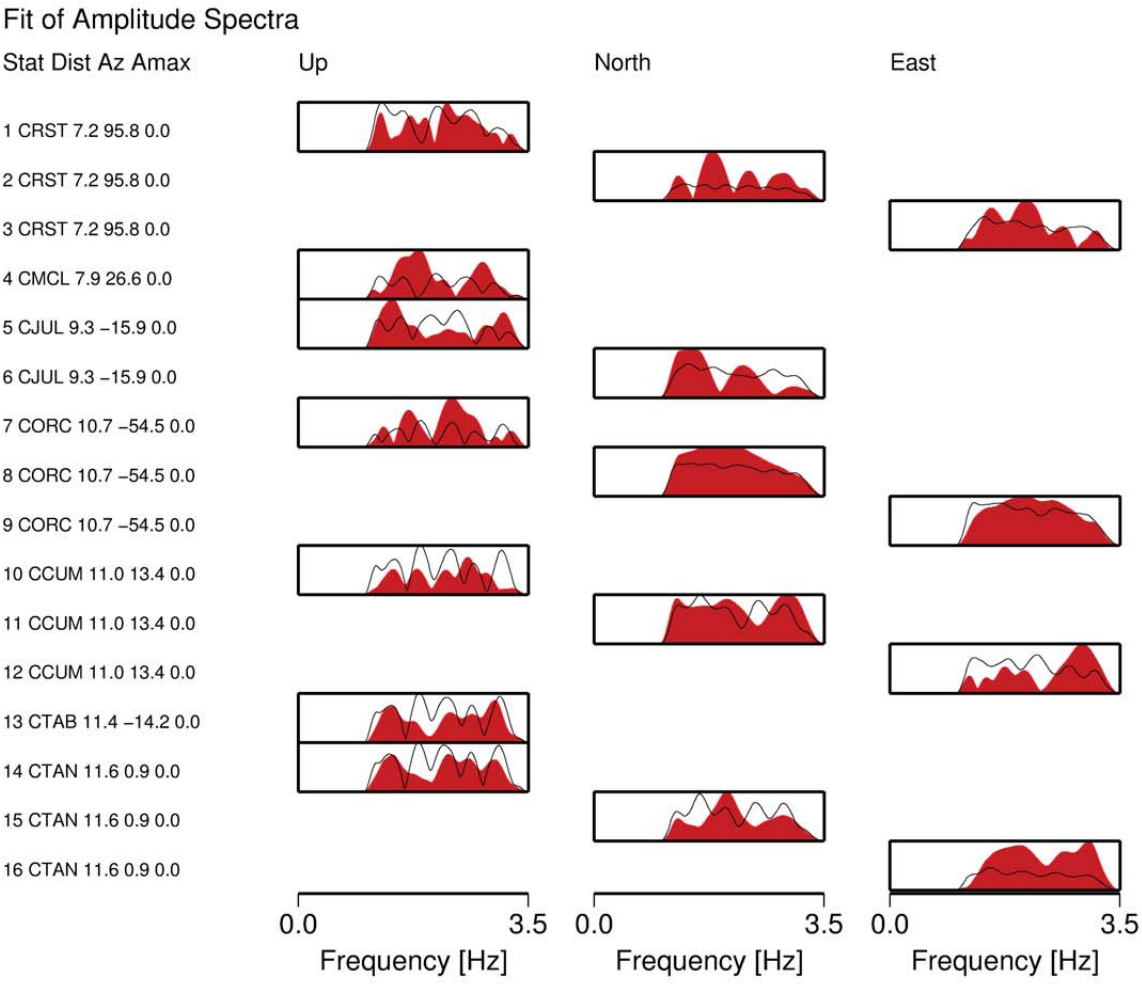
Deviatoric part:
DC = 86.0 %
CLVD = 14.0 %

Deviatoric part:
ISO = 29.0 %

Fit of Seismograms



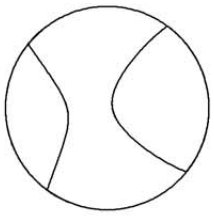

Event 16
Strike 135.0 135.0 225.0 225.0
Dip 84.0 84.0 84.0 84.0
Rake 174.0 −6.0 6.0 −174.0
M0 6.53E+14Nm
Depth 14.2km
Duration 0.08s
Misfit 0.484
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.30 – 3.00 Hz
Traces 16 (7 stations)
Rel.Misfit
0.534
0.445
0.356
0.267
0.178
0.089
0.000
−0.089
8 10 12 14 16 18 20 22 24
Depth [km]
Rel.Misfit
0.126
0.105
0.084
0.063
0.042
0.021
0.000
−0.021
130 140
Strike [deg]
80 90
Dip [deg]
170 180
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CRST 7.2 95.8 0.0
2 CRST 7.2 95.8 0.0
3 CRST 7.2 95.8 0.0
4 CMCL 7.9 26.6 0.0
5 CJUL 9.3 −15.9 0.0
6 CJUL 9.3 −15.9 0.0
7 CORC 10.7 −54.5 0.0
8 CORC 10.7 −54.5 0.0
9 CORC 10.7 −54.5 0.0
10 CCUM 11.0 13.4 0.0
11 CCUM 11.0 13.4 0.0
12 CCUM 11.0 13.4 0.0
13 CTAB 11.4 −14.2 0.0
14 CTAN 11.6 0.9 0.0
15 CTAN 11.6 0.9 0.0
16 CTAN 11.6 0.9 0.0
0.0 3.5
Frequency [Hz]
0.0 3.5
Frequency [Hz]
0.0 3.5
Frequency [Hz]

Event datafile ../RESULTS/1102222/LOC
Lat Lon 27.64 N –18.05 E

Full MT =±

0.698188	–0.161296	–0.313225
–0.161296	–1.326830	–0.387389
–0.313225	–0.387389	–0.133128



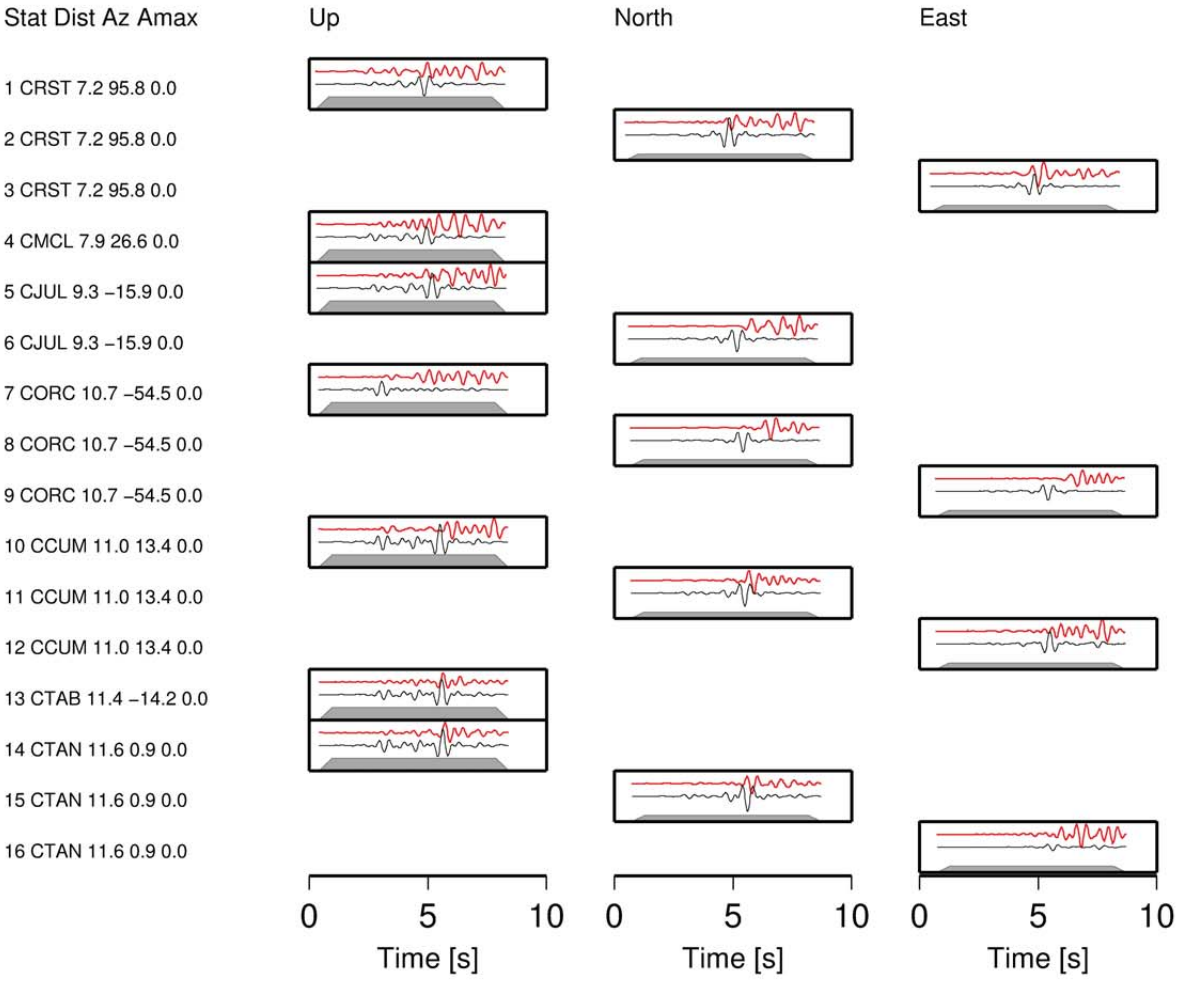
Misfit MT 0.435
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.30 – 3.00 Hz
Traces 16 (7 stations)

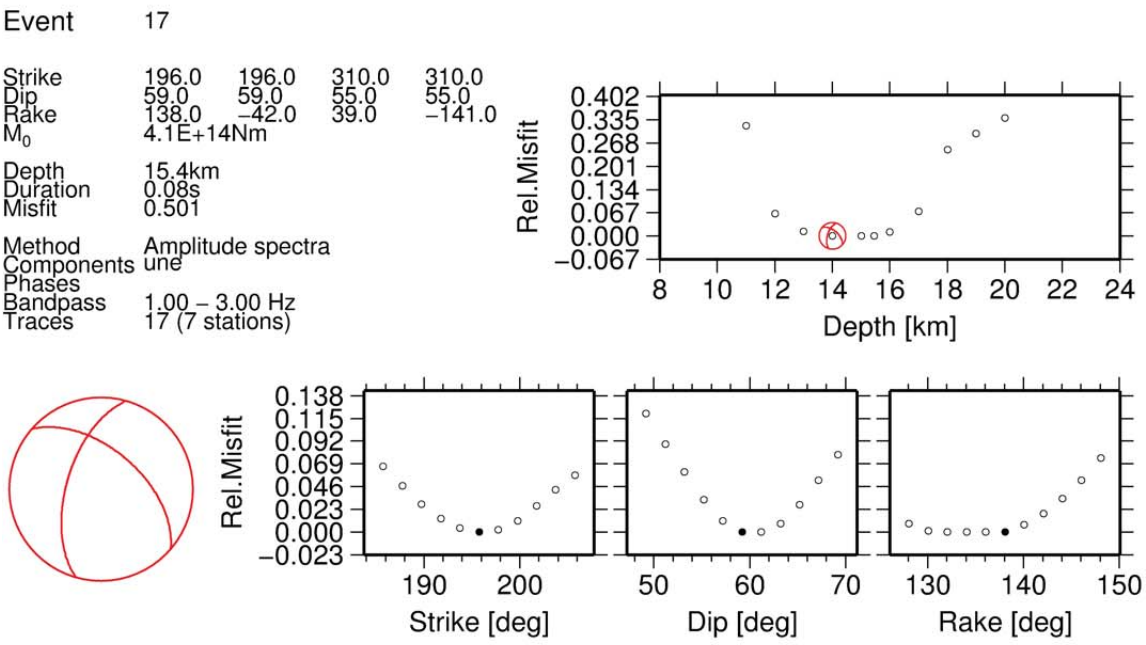
Decomposition:

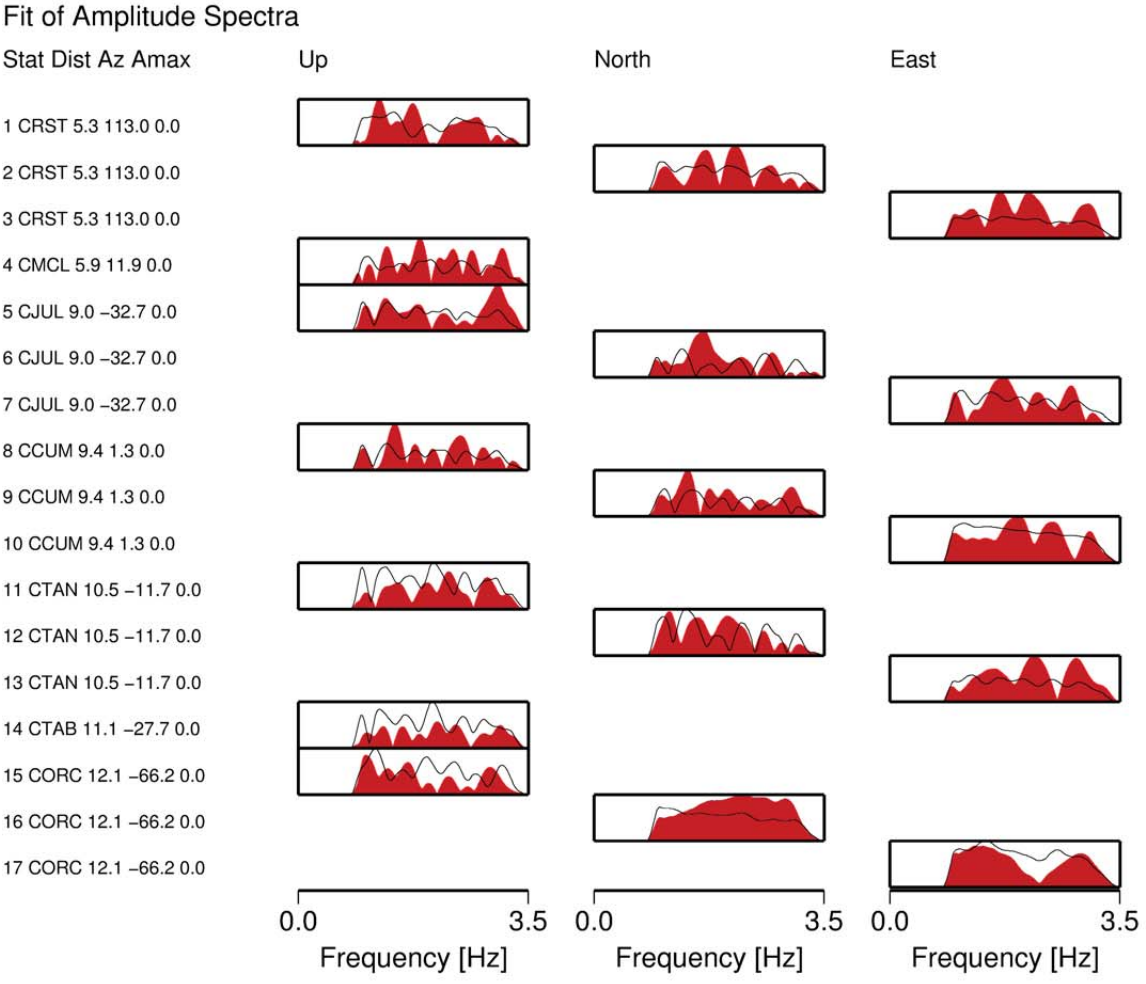
Deviatoric part:
DC = 73.0 %
CLVD = 27.0 %

Deviatoric part:
ISO = 17.0 %

Fit of Seismograms



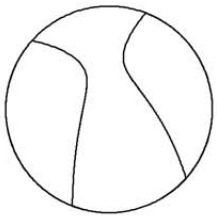

Event 17
Strike 196.0 196.0 310.0 310.0
Dip 59.0 59.0 55.0 55.0
Rake 138.0 −42.0 39.0 −141.0
M0 4.1E+14Nm
Depth 15.4km
Duration 0.08s
Misfit 0.501
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 17 (7 stations)
Rel.Misfit
0.402
0.335
0.268
0.201
0.134
0.067
0.000
−0.067
8 10 12 14 16 18 20 22 24
Depth [km]
Rel.Misfit
0.138
0.115
0.092
0.069
0.046
0.023
0.000
−0.023
190 200
Strike [deg]
50 60 70
Dip [deg]
130 140 150
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CRST 5.3 113.0 0.0
2 CRST 5.3 113.0 0.0
3 CRST 5.3 113.0 0.0
4 CMCL 5.9 11.9 0.0
5 CJUL 9.0 −32.7 0.0
6 CJUL 9.0 −32.7 0.0
7 CJUL 9.0 −32.7 0.0
8 CCUM 9.4 1.3 0.0
9 CCUM 9.4 1.3 0.0
10 CCUM 9.4 1.3 0.0
11 CTAN 10.5 −11.7 0.0
12 CTAN 10.5 −11.7 0.0
13 CTAN 10.5 −11.7 0.0
14 CTAB 11.1 −27.7 0.0
15 CORC 12.1 −66.2 0.0
16 CORC 12.1 −66.2 0.0
17 CORC 12.1 −66.2 0.0
0.0 3.5
Frequency [Hz]
0.0 3.5
Frequency [Hz]
0.0 3.5
Frequency [Hz]

Event 17

Full MT =±

−0.451864	0.420748	0.432683
0.420748	1.169573	−0.293441
0.432683	−0.293441	−0.616720



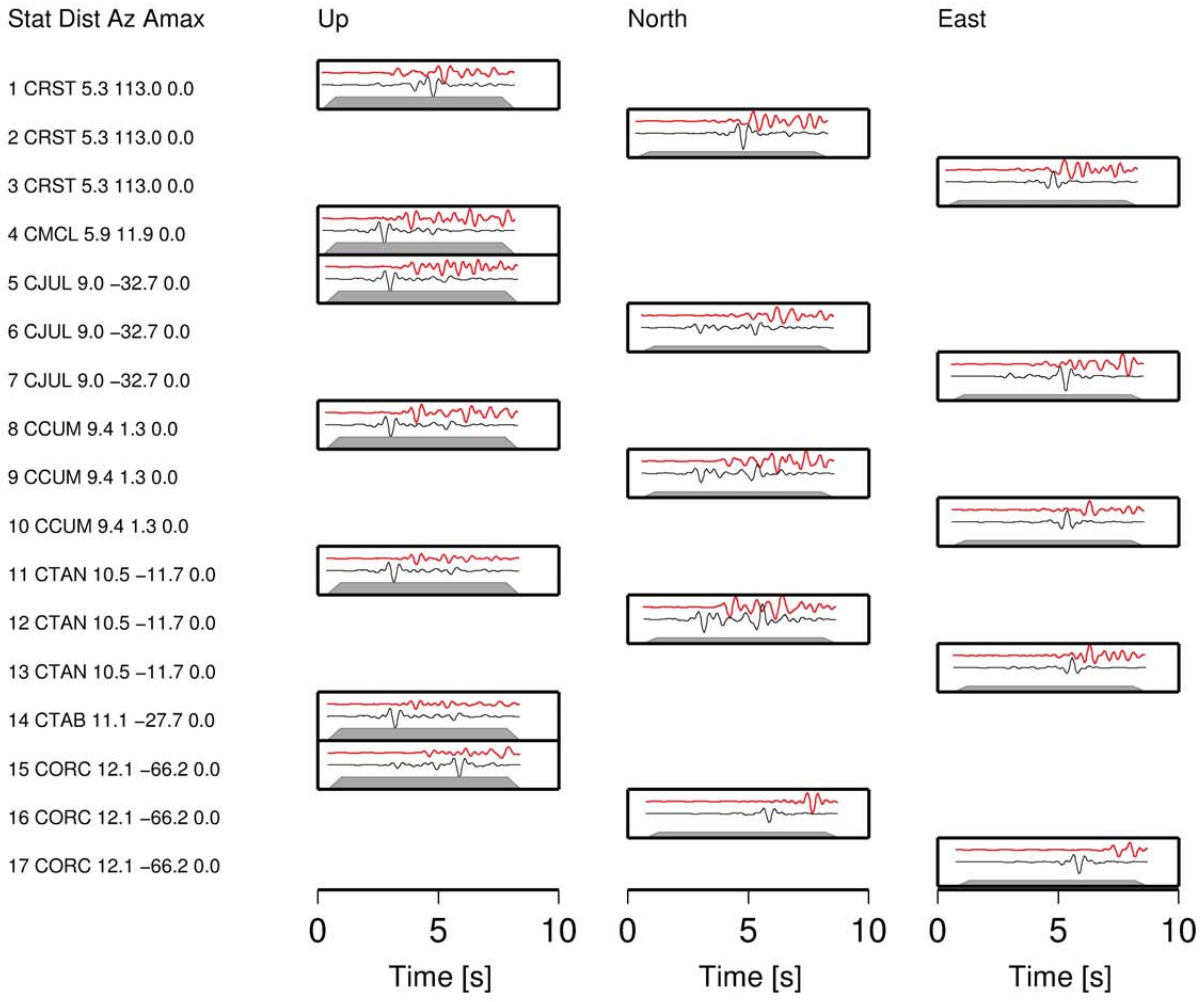
Misfit MT 0.480
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 17 (7 stations)

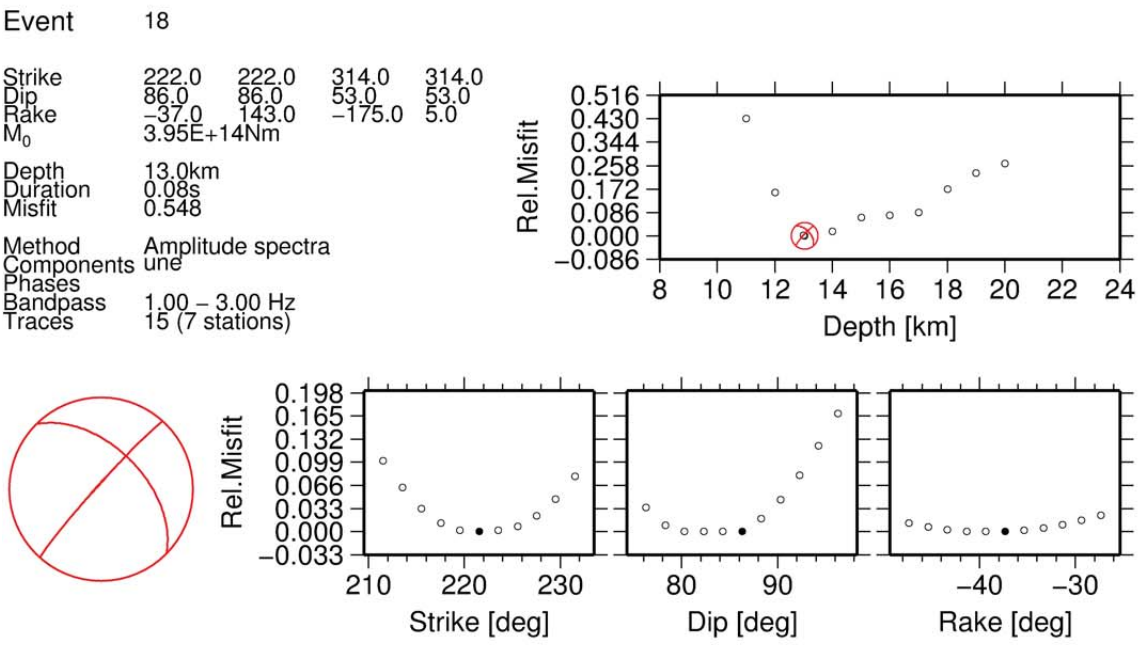
Decomposition:

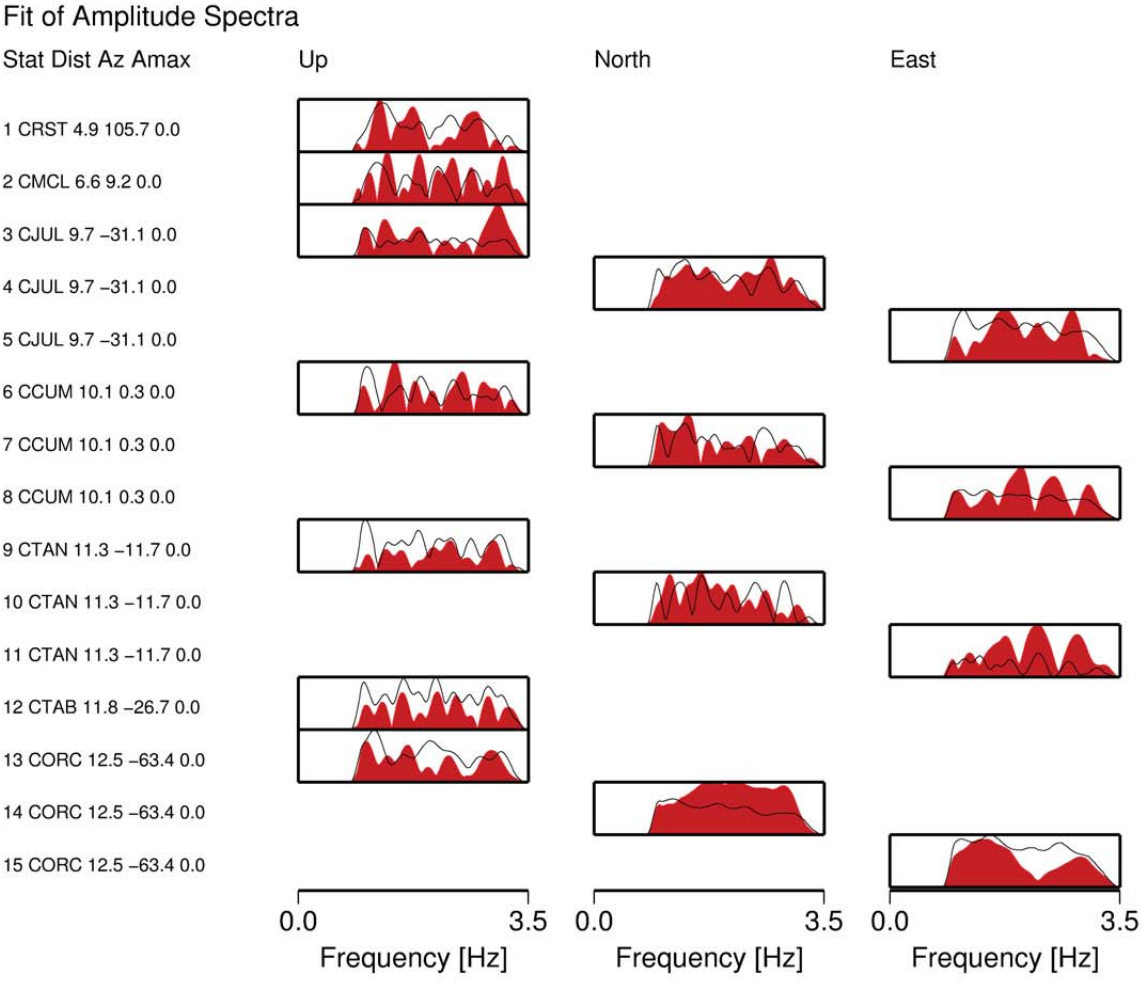
Deviatoric part:
DC = 77.0 %
CLVD = 23.0 %

Deviatoric part:
ISO = 2.0 %

Fit of Seismograms



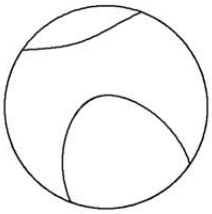

Event 18
Strike 222.0 222.0 314.0 314.0
Dip 86.0 86.0 53.0 53.0
Rake −37.0 143.0 −175.0 5.0
M0 3.95E+14Nm
Depth 13.0km
Duration 0.08s
Misfit 0.548
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 15 (7 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
1 CRST 4.9 105.7 0.0
2 CMCL 6.6 9.2 0.0
3 CJUL 9.7 −31.1 0.0
4 CJUL 9.7 −31.1 0.0
5 CJUL 9.7 −31.1 0.0
6 CCUM 10.1 0.3 0.0
7 CCUM 10.1 0.3 0.0
8 CCUM 10.1 0.3 0.0
9 CTAN 11.3 −11.7 0.0
10 CTAN 11.3 −11.7 0.0
11 CTAN 11.3 −11.7 0.0
12 CTAB 11.8 −26.7 0.0
13 CORC 12.5 −63.4 0.0
14 CORC 12.5 −63.4 0.0
15 CORC 12.5 −63.4 0.0
Up
North
East
Frequency [Hz]

Event 18

Full MT =±

0.228303	−0.346297	−0.646859
−0.346297	−0.743119	0.111560
−0.646859	0.111560	0.171870



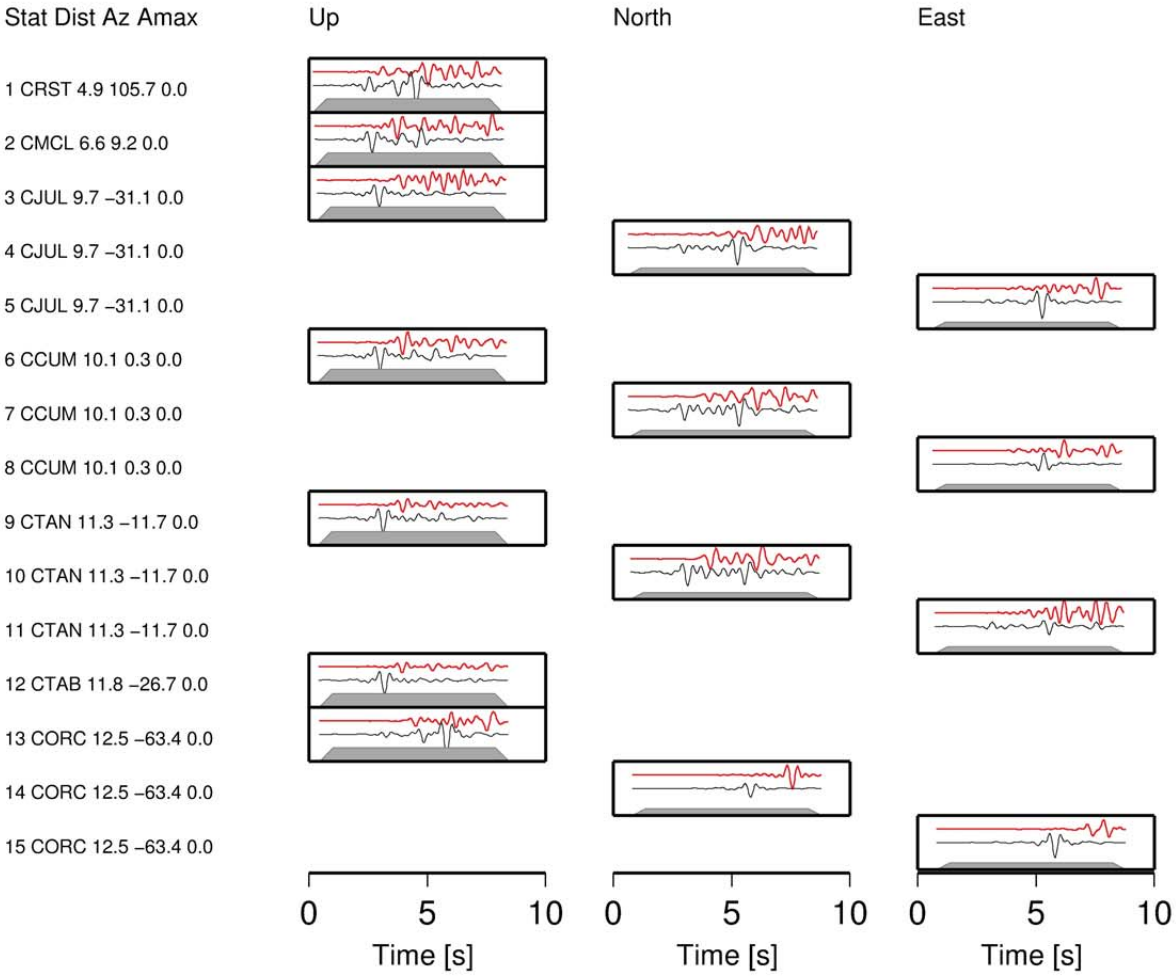
Misfit MT 0.491
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 15 (7 stations)

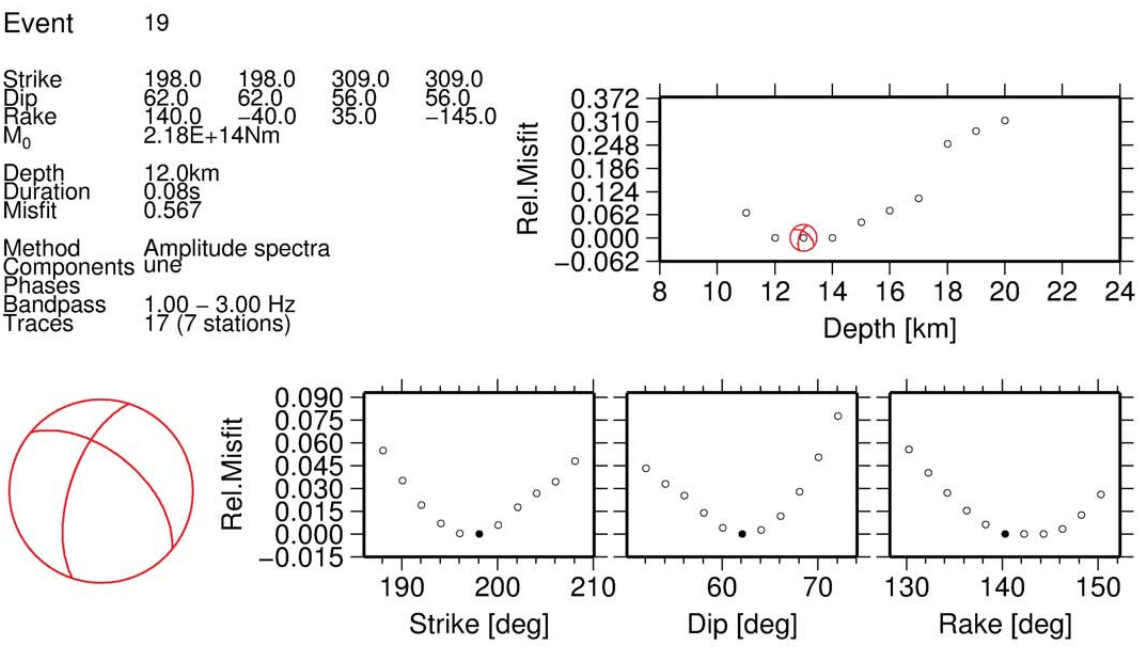
Decomposition:

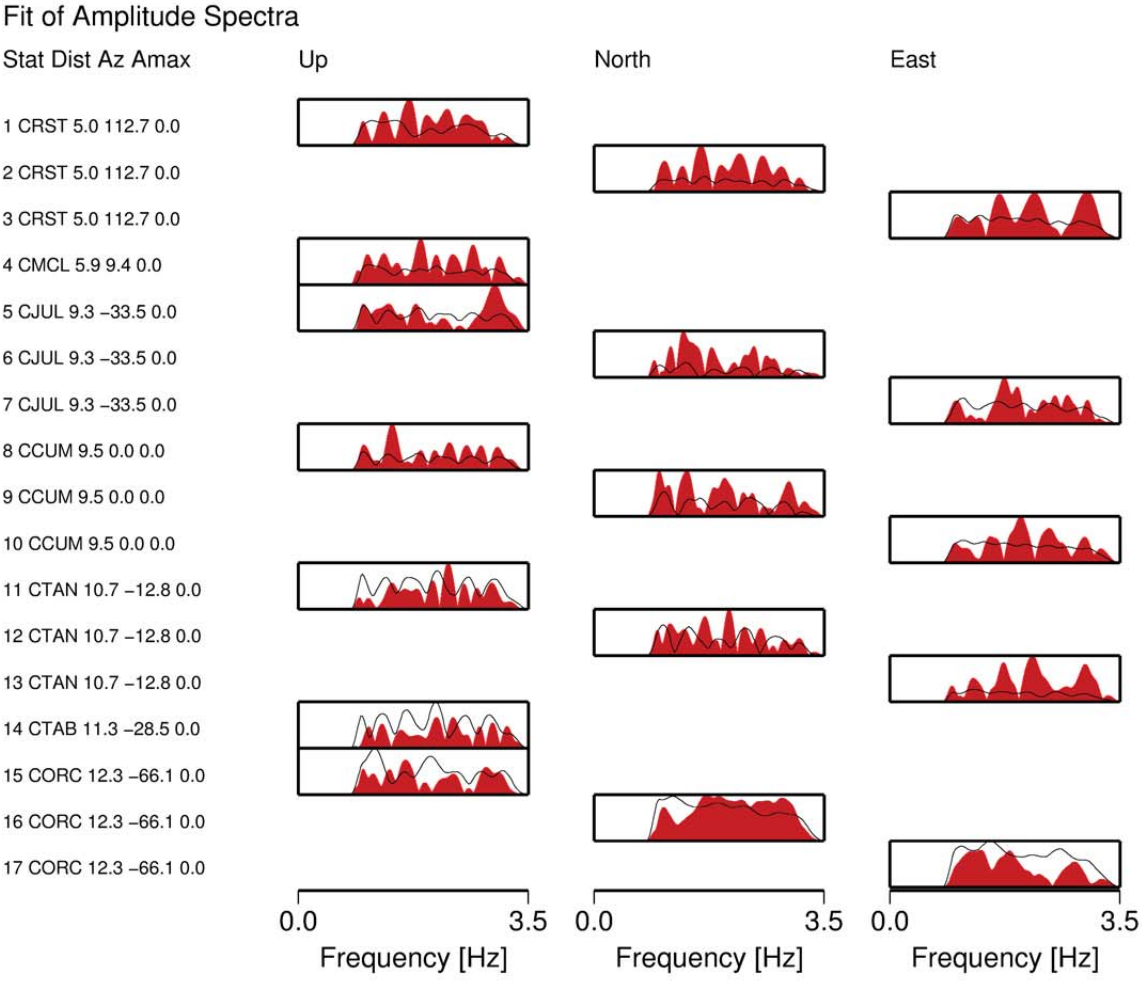
Deviatoric part:
DC = 46.0 %
CLVD = 54.0 %

Deviatoric part:
ISO = 10.0 %

Fit of Seismograms



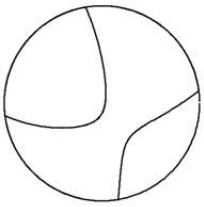

Event 19
Strike 198.0 198.0 309.0 309.0
Dip 62.0 62.0 56.0 56.0
Rake 140.0 −40.0 35.0 −145.0
M0 2.18E+14Nm
Depth 12.0km
Duration 0.08s
Misfit 0.567
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 17 (7 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CRST 5.0 112.7 0.0
2 CRST 5.0 112.7 0.0
3 CRST 5.0 112.7 0.0
4 CMCL 5.9 9.4 0.0
5 CJUL 9.3 −33.5 0.0
6 CJUL 9.3 −33.5 0.0
7 CJUL 9.3 −33.5 0.0
8 CCUM 9.5 0.0 0.0
9 CCUM 9.5 0.0 0.0
10 CCUM 9.5 0.0 0.0
11 CTAN 10.7 −12.8 0.0
12 CTAN 10.7 −12.8 0.0
13 CTAN 10.7 −12.8 0.0
14 CTAB 11.3 −28.5 0.0
15 CORC 12.3 −66.1 0.0
16 CORC 12.3 −66.1 0.0
17 CORC 12.3 −66.1 0.0
Frequency [Hz]

Event 19

Full MT =±

−0.798960	−0.902683	0.146488
−0.902683	−0.247654	−0.583436
0.146488	−0.583436	−0.410403



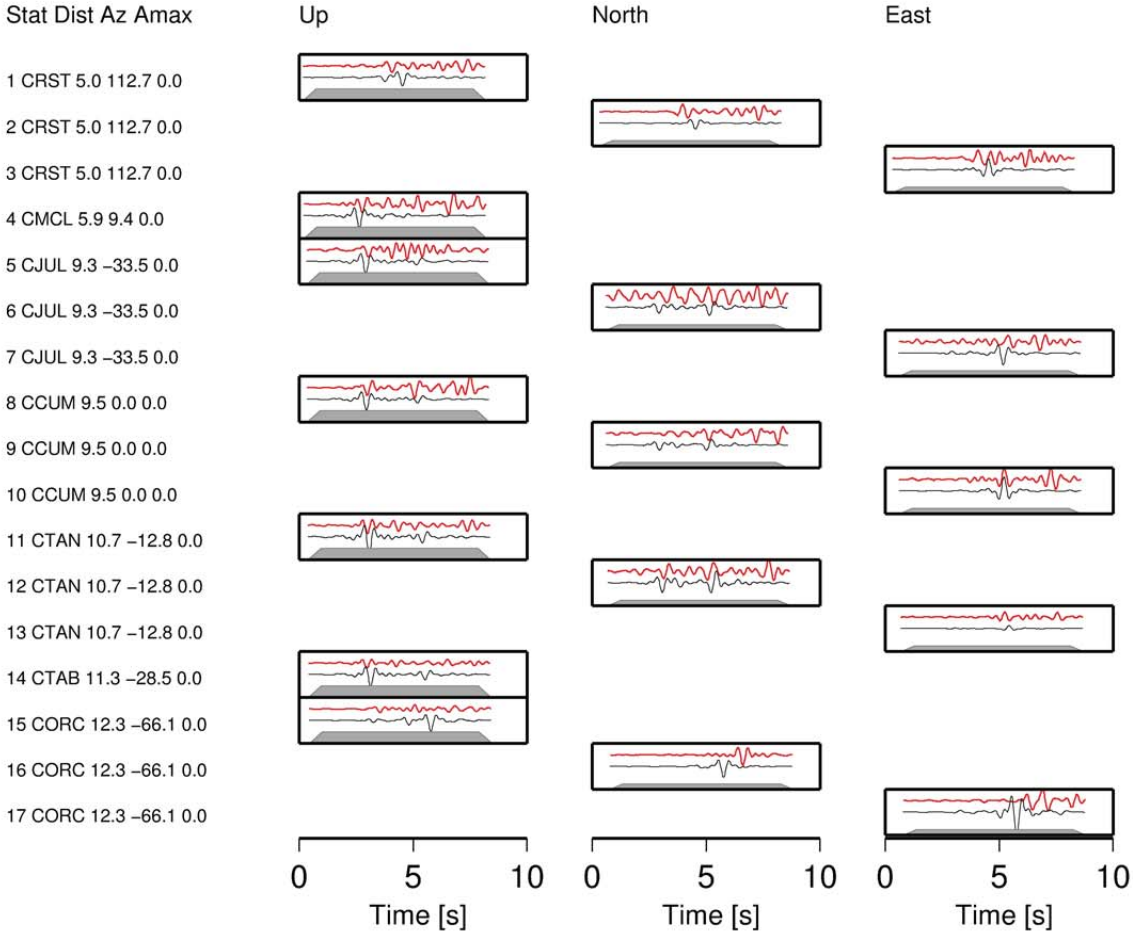
Misfit MT 0.566
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 17 (7 stations)

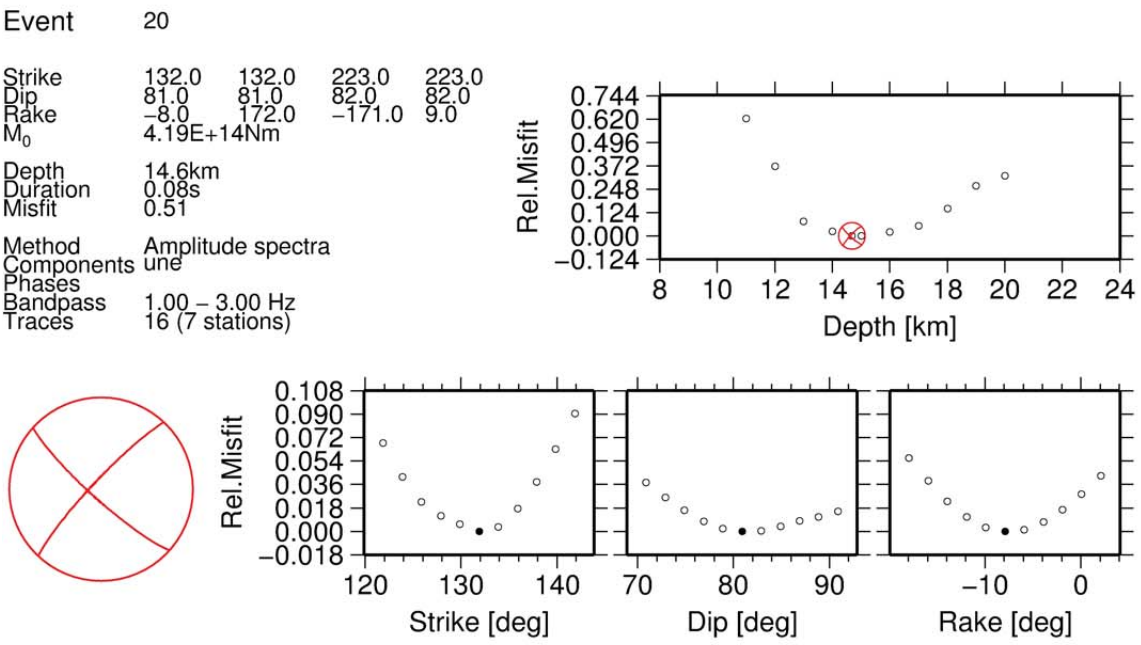
Decomposition:

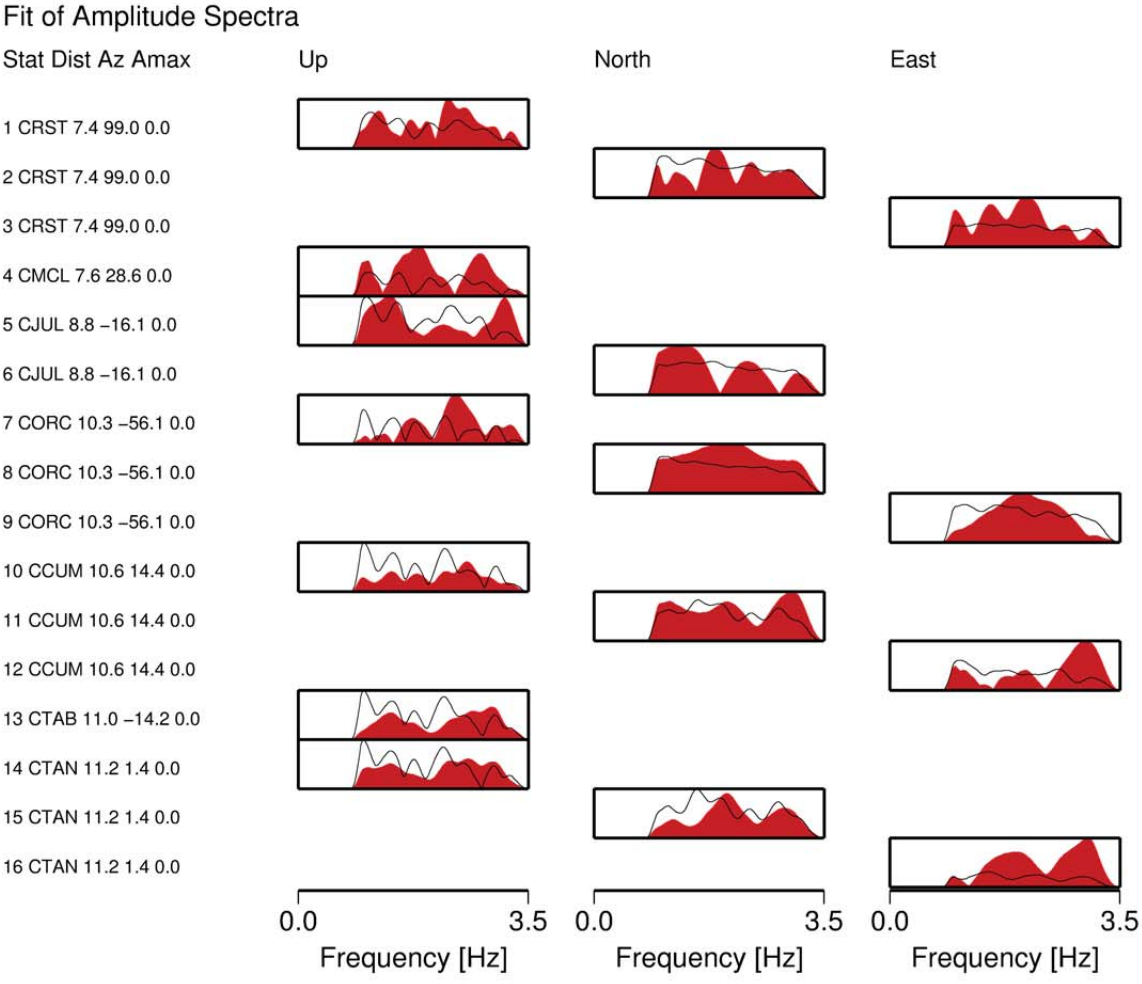
Deviatoric part:
DC = 74.0 %
CLVD = 26.0 %

Deviatoric part:
ISO = 28.0 %

Fit of Seismograms



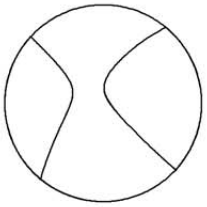

Event 20
Strike 132.0 132.0 223.0 223.0
Dip 81.0 81.0 82.0 82.0
Rake −8.0 172.0 −171.0 9.0
M0 4.19E+14Nm
Depth 14.6km
Duration 0.08s
Misfit 0.51
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 16 (7 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CRST 7.4 99.0 0.0
2 CRST 7.4 99.0 0.0
3 CRST 7.4 99.0 0.0
4 CMCL 7.6 28.6 0.0
5 CJUL 8.8 −16.1 0.0
6 CJUL 8.8 −16.1 0.0
7 CORC 10.3 −56.1 0.0
8 CORC 10.3 −56.1 0.0
9 CORC 10.3 −56.1 0.0
10 CCUM 10.6 14.4 0.0
11 CCUM 10.6 14.4 0.0
12 CCUM 10.6 14.4 0.0
13 CTAB 11.0 −14.2 0.0
14 CTAN 11.2 1.4 0.0
15 CTAN 11.2 1.4 0.0
16 CTAN 11.2 1.4 0.0
Frequency [Hz]

Event 20

Full MT =±

0.680516	−0.121908	−0.261883
−0.121908	−1.073076	−0.279332
−0.261883	−0.279332	−0.056796



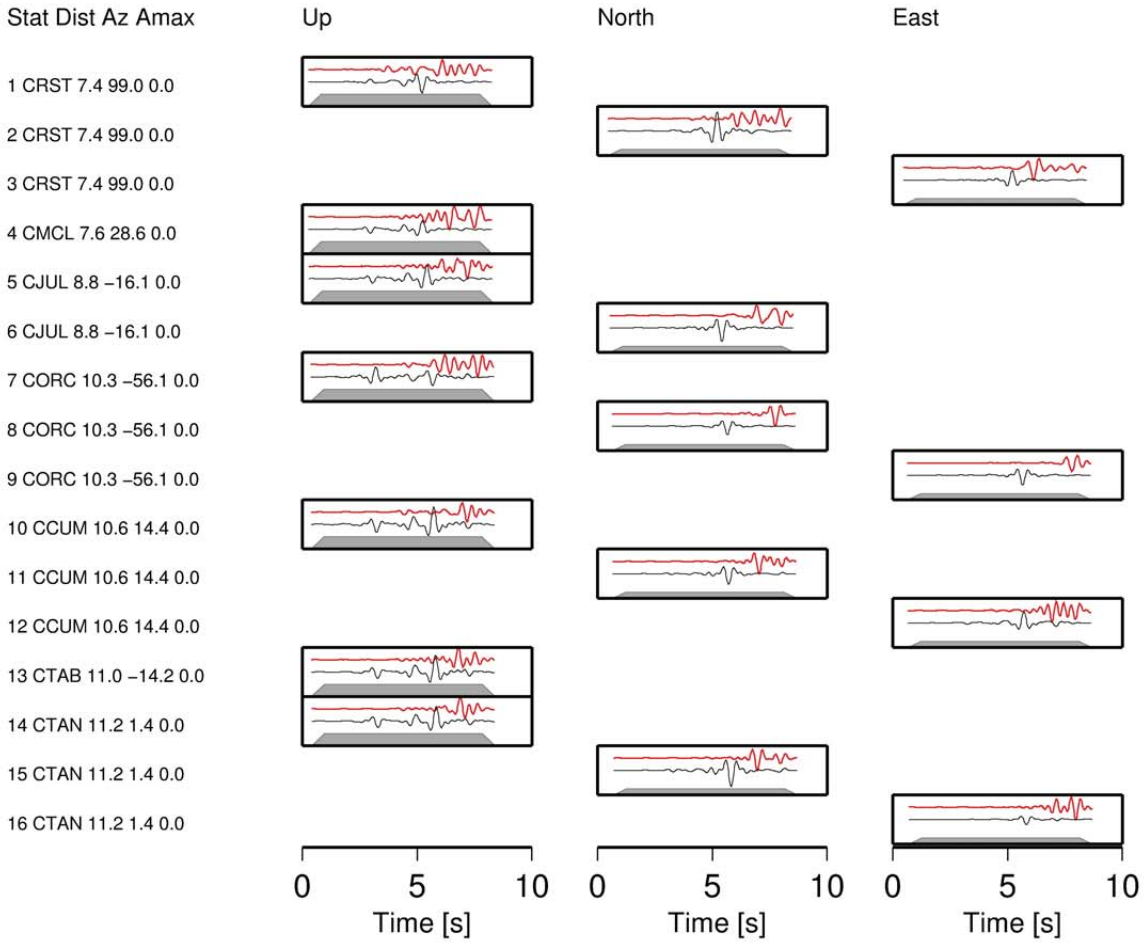
Misfit MT 0.488
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 16 (7 stations)

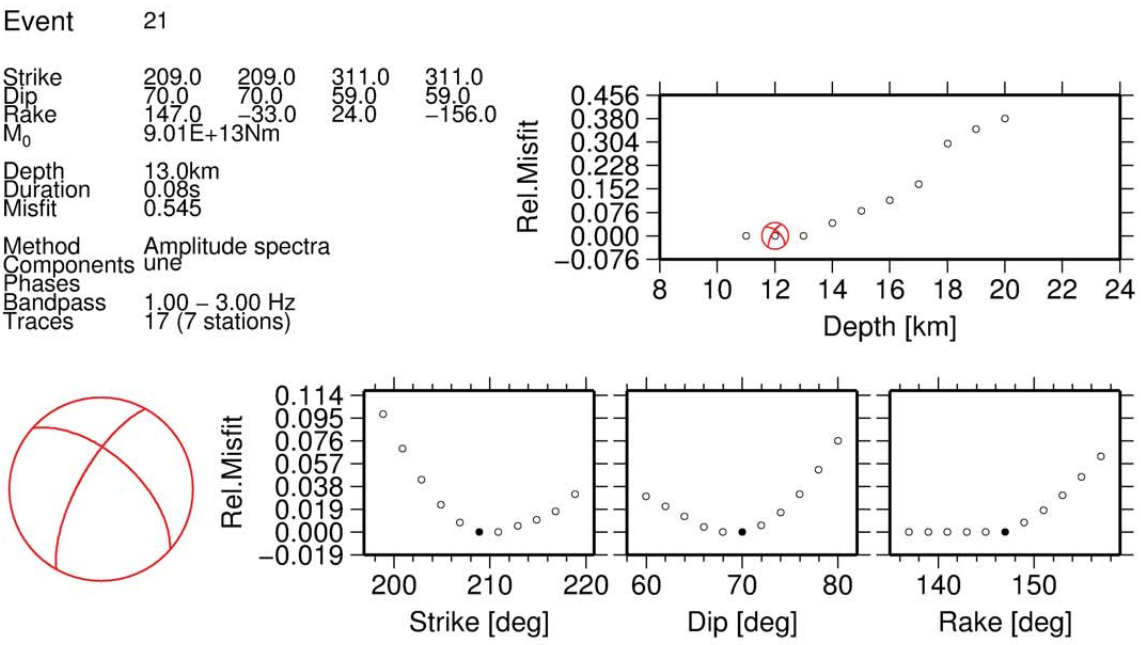
Decomposition:

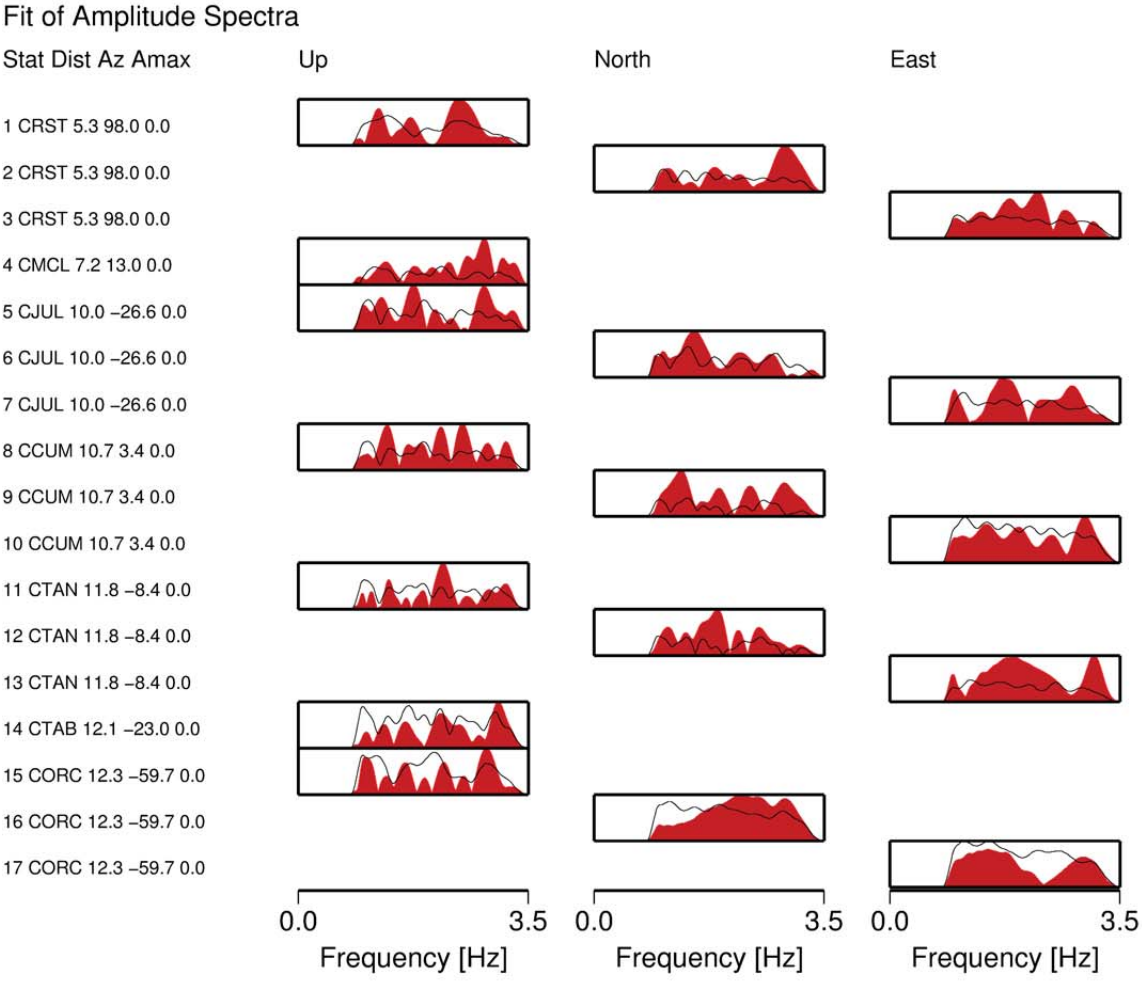
Deviatoric part:
DC = 80.0 %
CLVD = 20.0 %

Deviatoric part:
ISO = 12.0 %

Fit of Seismograms



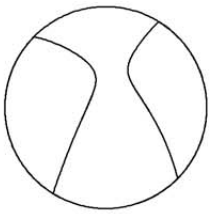

Event 21
Strike 209.0 209.0 311.0 311.0
Dip 70.0 70.0 59.0 59.0
Rake 147.0 −33.0 24.0 −156.0
M0 9.01E+13Nm
Depth 13.0km
Duration 0.08s
Misfit 0.545
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 17 (7 stations)
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
1 CRST 5.3 98.0 0.0
2 CRST 5.3 98.0 0.0
3 CRST 5.3 98.0 0.0
4 CMCL 7.2 13.0 0.0
5 CJUL 10.0 −26.6 0.0
6 CJUL 10.0 −26.6 0.0
7 CJUL 10.0 −26.6 0.0
8 CCUM 10.7 3.4 0.0
9 CCUM 10.7 3.4 0.0
10 CCUM 10.7 3.4 0.0
11 CTAN 11.8 −8.4 0.0
12 CTAN 11.8 −8.4 0.0
13 CTAN 11.8 −8.4 0.0
14 CTAB 12.1 −23.0 0.0
15 CORC 12.3 −59.7 0.0
16 CORC 12.3 −59.7 0.0
17 CORC 12.3 −59.7 0.0
Up
North
East
Frequency [Hz]

Event 21

Full MT =±

−0.777639	0.220163	0.441217
0.220163	1.009165	−0.326182
0.441217	−0.326182	−0.510954



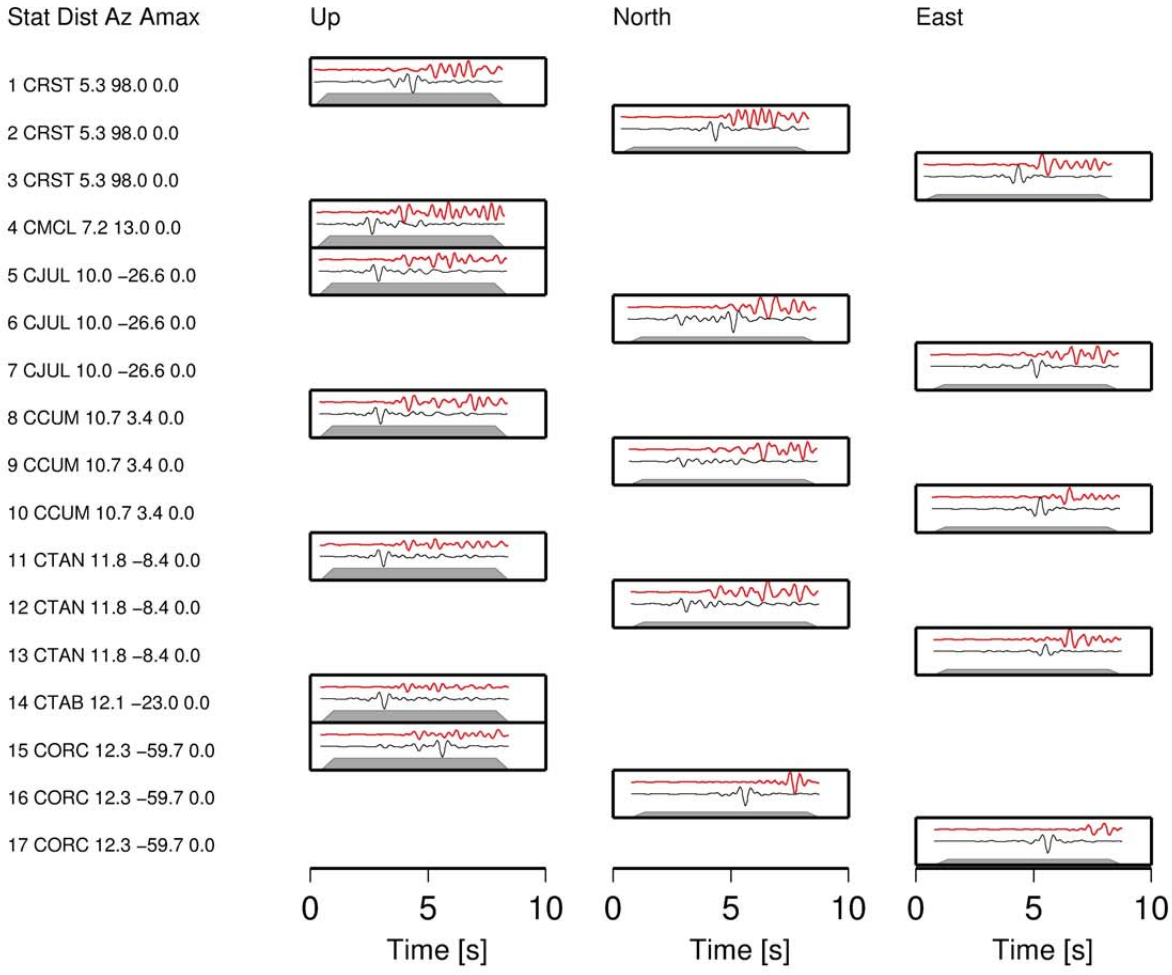
Misfit MT 0.528
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 17 (7 stations)

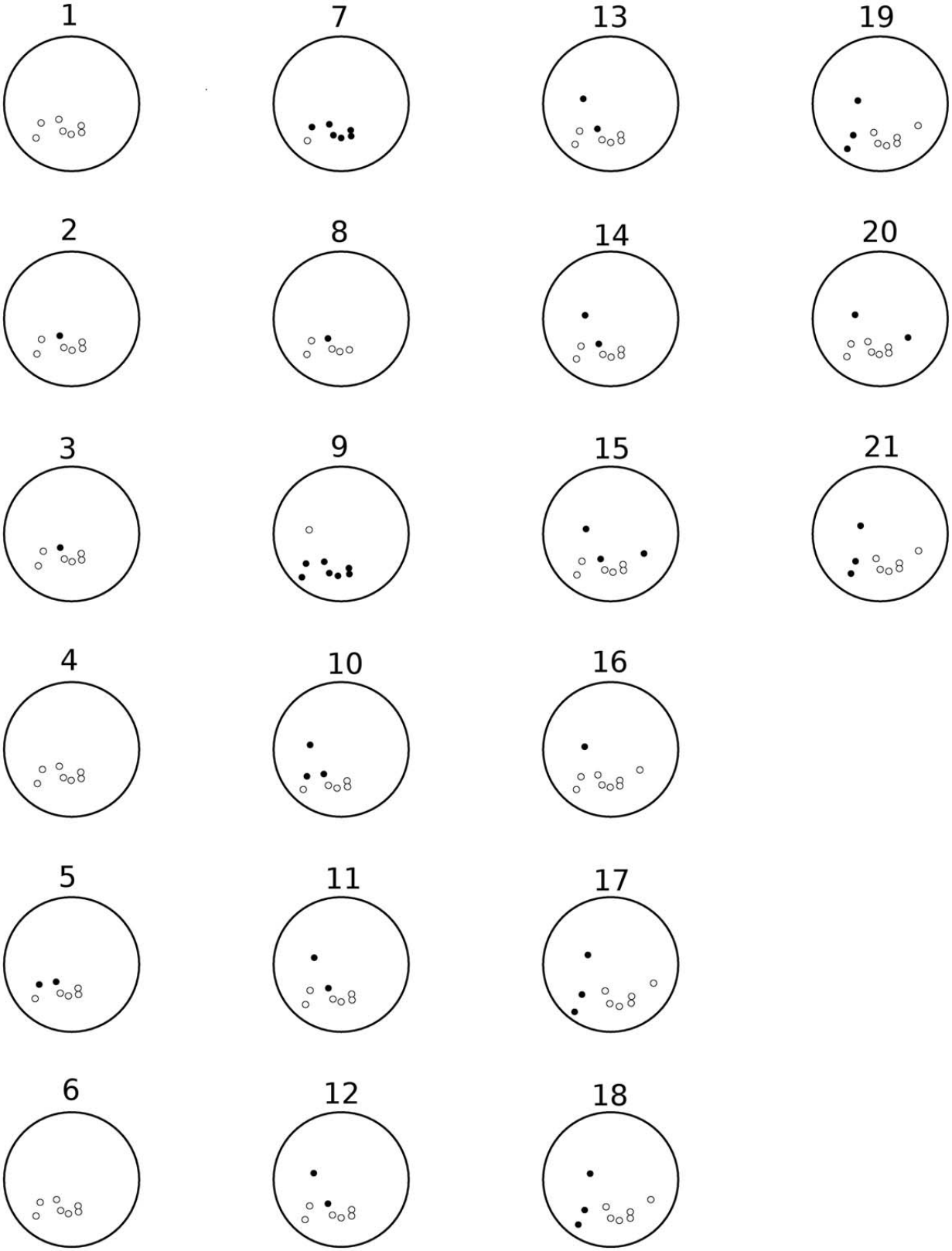
Decomposition:

Deviatoric part:
DC = 82.0 %
CLVD = 18.0 %

Deviatoric part:
ISO = 7.0 %

Fit of Seismograms




1
7
13
19
2
8
14
20
3
9
15
21
4
10
16
5
11
17
6
12
18

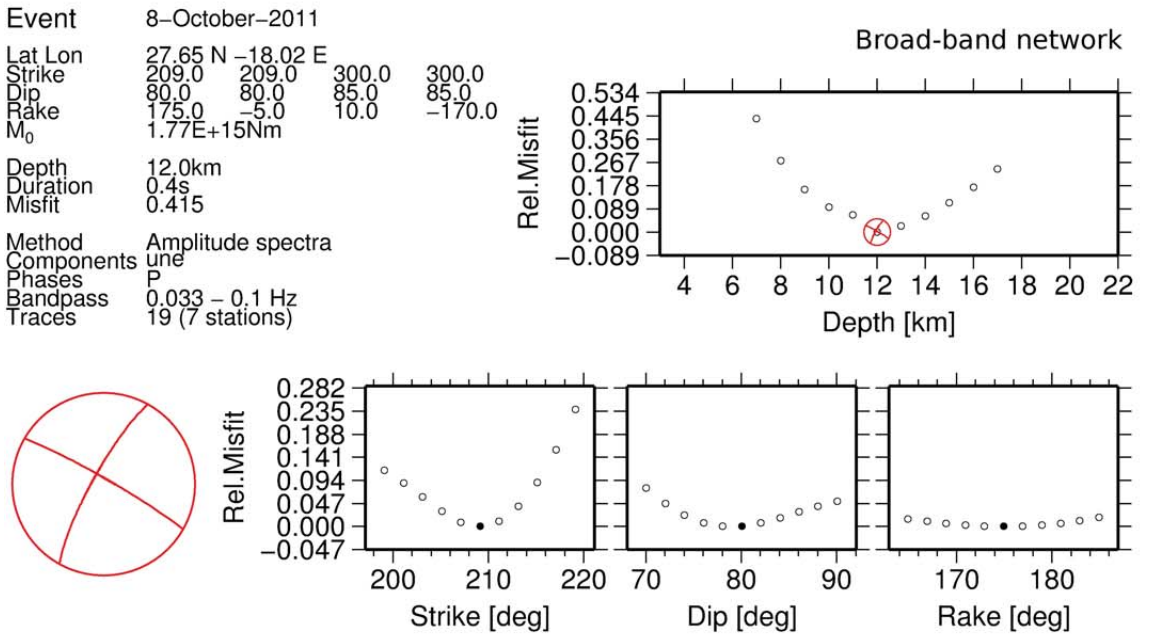
Anexo G

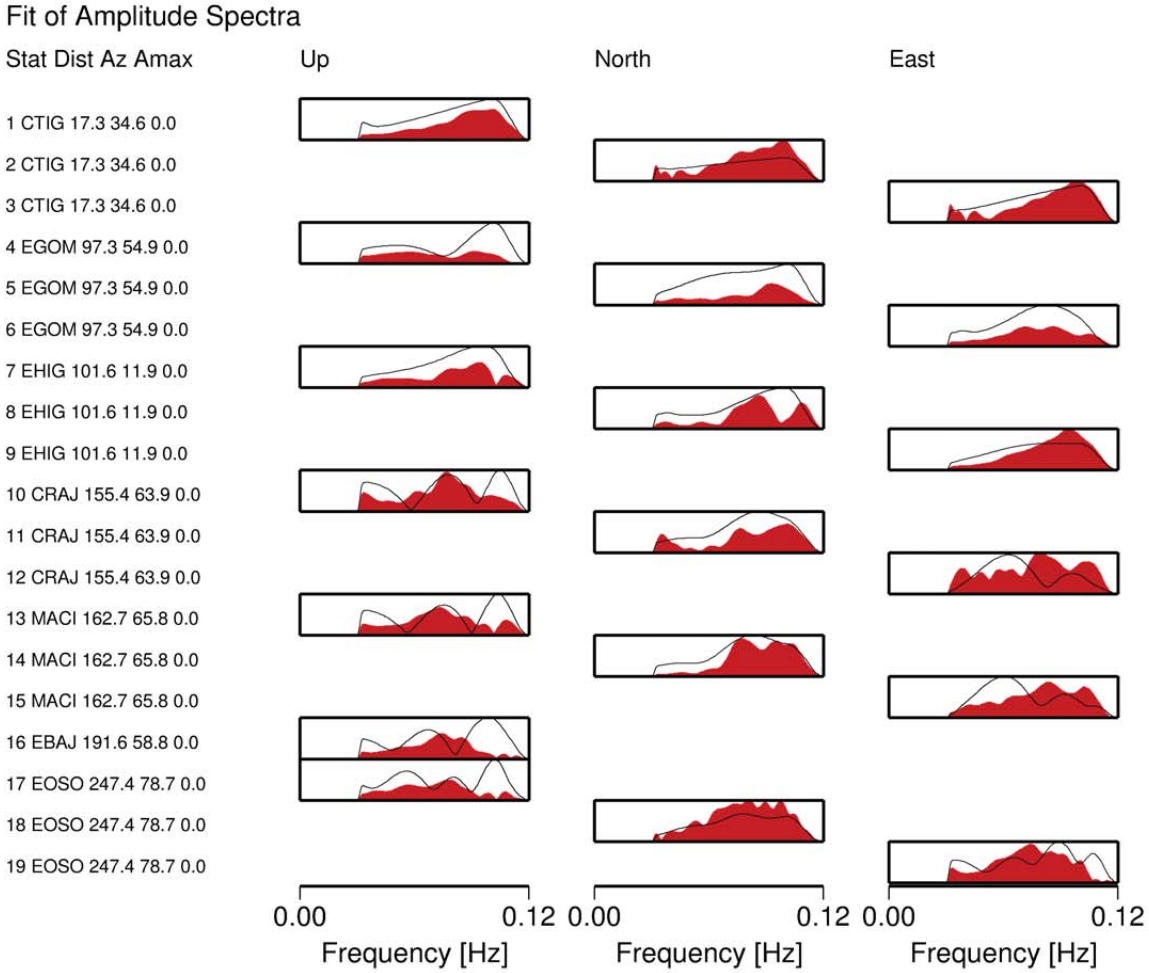
Soluciones y ajustes de las inversiones TMS (capítulo 6)

Se muestran los resultados de las inversiones DC y MT tanto para la red de estaciones de periodo corto como la red de banda ancha, junto con el ajuste de los espectros de amplitud, en rojo los datos observados y en negro los teóricos.

Se incluye también la distribución de los valores del misfit en un diagrama azimut-buzamiento *(strike-dip)* para las dos inversiones DC (periodo corto y banda ancha)

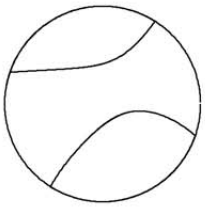
Por último se incluyen los resultados de la inversión combinada de los dos conjuntos de datos (banda ancha y periodo corto) sobre el espacio de soluciones *strike-dip-rake*, junto con las polaridades observadas y la solución obtenida del programa FOCMEC utilizando ondas P y SH.


Event 8–October–2011
Lat Lon 27.65 N –18.02 E
Strike 209.0 209.0 300.0 300.0
Dip 80.0 80.0 85.0 85.0
Rake 175.0 –5.0 10.0 –170.0
M0 1.77E+15Nm
Depth 12.0km
Duration 0.4s
Misfit 0.415
Method Amplitude spectra
Components une
Phases P
Bandpass 0.033 – 0.1 Hz
Traces 19 (7 stations)
Broad-band network
Rel.Misfit
0.534 0.445 0.356 0.267 0.178 0.089 0.000 –0.089
4 6 8 10 12 14 16 18 20 22
Depth [km]
Rel.Misfit
0.282 0.235 0.188 0.141 0.094 0.047 0.000 –0.047
200 210 220
Strike [deg]
70 80 90
Dip [deg]
170 180
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CTIG 17.3 34.6 0.0
2 CTIG 17.3 34.6 0.0
3 CTIG 17.3 34.6 0.0
4 EGOM 97.3 54.9 0.0
5 EGOM 97.3 54.9 0.0
6 EGOM 97.3 54.9 0.0
7 EHIG 101.6 11.9 0.0
8 EHIG 101.6 11.9 0.0
9 EHIG 101.6 11.9 0.0
10 CRAJ 155.4 63.9 0.0
11 CRAJ 155.4 63.9 0.0
12 CRAJ 155.4 63.9 0.0
13 MACI 162.7 65.8 0.0
14 MACI 162.7 65.8 0.0
15 MACI 162.7 65.8 0.0
16 EBAJ 191.6 58.8 0.0
17 EOSO 247.4 78.7 0.0
18 EOSO 247.4 78.7 0.0
19 EOSO 247.4 78.7 0.0
0.00 0.12
Frequency [Hz]
0.00 0.12
Frequency [Hz]
0.00 0.12
Frequency [Hz]

Event 8–October–2011
Lat Lon 27.65 N –18.02 E

Broad-band network



Full MT =±

–1.350340	0.556002	0.233902
0.556002	0.030923	–0.292296
0.233902	–0.292296	–0.046554

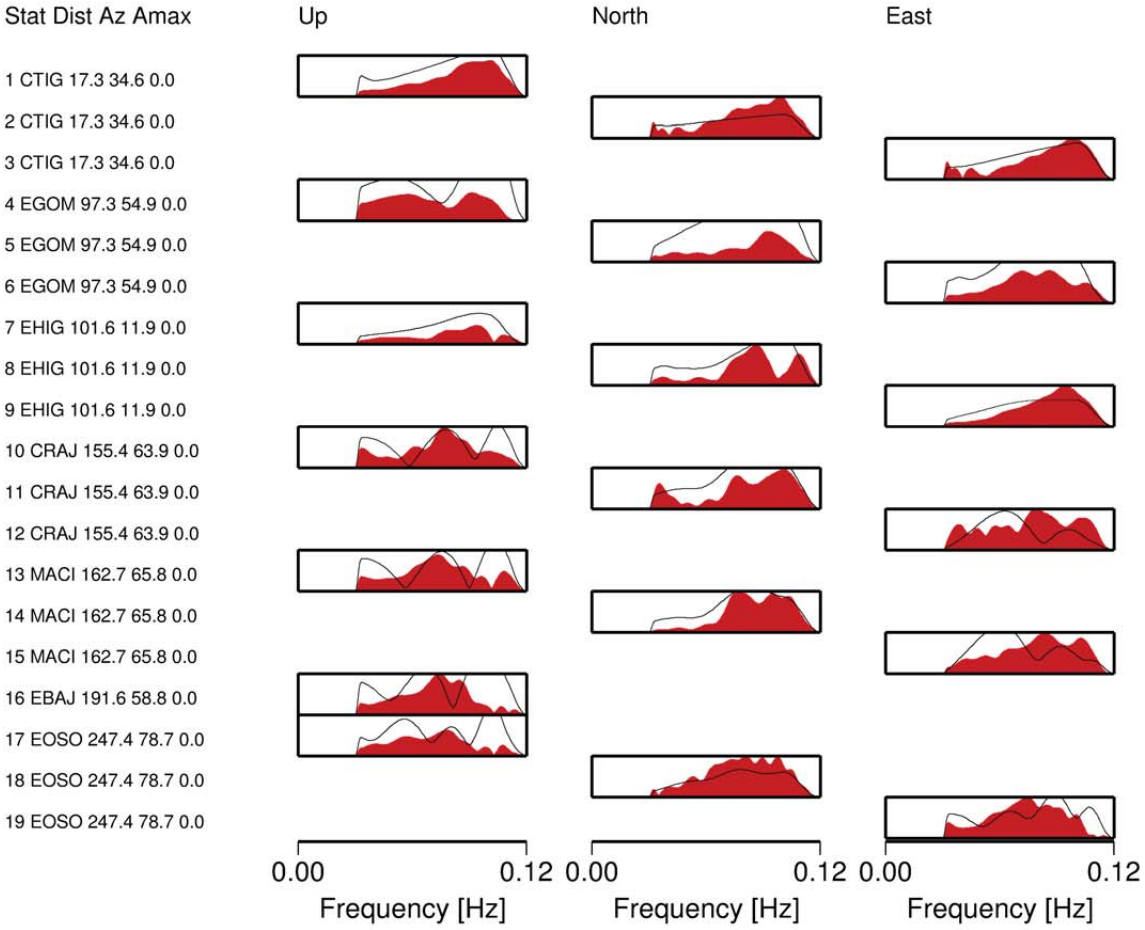
Misfit MT 0.396
Method Amplitude spectra
Components une
Phases P
Bandpass 0.033 – 0.1 Hz
Traces 19 (7 stations)

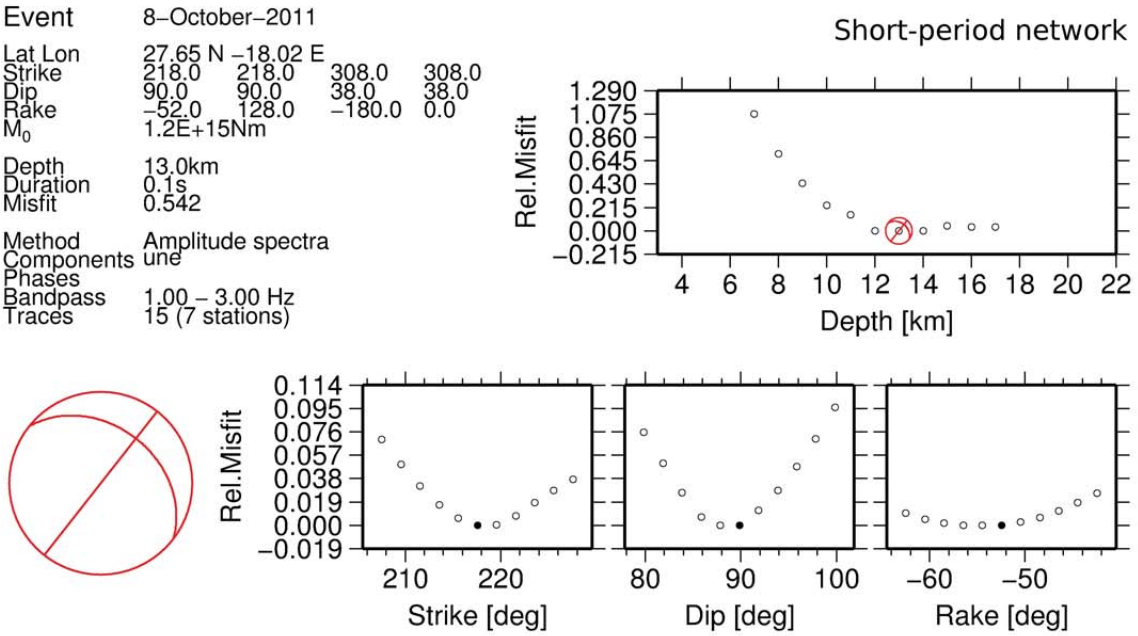
Decomposition:

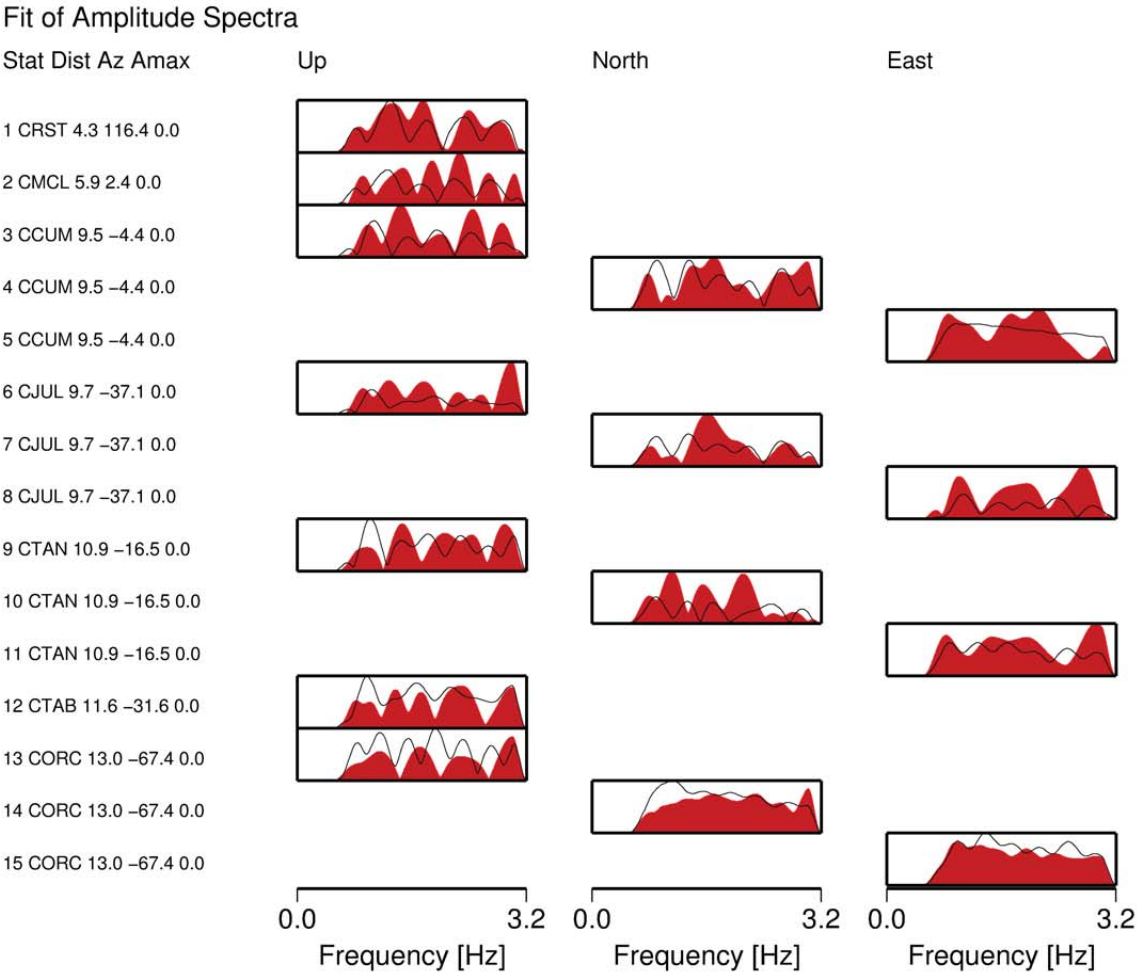
Deviatoric part:
DC = 38.0 %
CLVD = 62.0 %

Deviatoric part:
ISO = 28.0 %

Fit of Amplitude Spectra

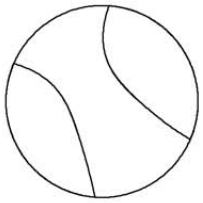



Event 8–October–2011
Lat Lon 27.65 N –18.02 E
Strike 218.0 218.0 308.0 308.0
Dip 90.0 90.0 38.0 38.0
Rake –52.0 128.0 –180.0 0.0
M_0 1.2E+15Nm
Depth 13.0km
Duration 0.1s
Misfit 0.542
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 15 (7 stations)
Short-period network
Rel.Misfit
Depth [km]
Strike [deg]
Dip [deg]
Rake [deg]


Fit of Amplitude Spectra
Stat Dist Az Amax
Up
North
East
1 CRST 4.3 116.4 0.0
2 CMCL 5.9 2.4 0.0
3 CCUM 9.5 –4.4 0.0
4 CCUM 9.5 –4.4 0.0
5 CCUM 9.5 –4.4 0.0
6 CJUL 9.7 –37.1 0.0
7 CJUL 9.7 –37.1 0.0
8 CJUL 9.7 –37.1 0.0
9 CTAN 10.9 –16.5 0.0
10 CTAN 10.9 –16.5 0.0
11 CTAN 10.9 –16.5 0.0
12 CTAB 11.6 –31.6 0.0
13 CORC 13.0 –67.4 0.0
14 CORC 13.0 –67.4 0.0
15 CORC 13.0 –67.4 0.0
Frequency [Hz]

Event 8–October–2011
Lat Lon 27.65 N –18.02 E

Short-period network



Full MT =±

0.599586	−0.894806	−0.230973
−0.894806	−0.604264	−0.217282
−0.230973	−0.217282	1.050672

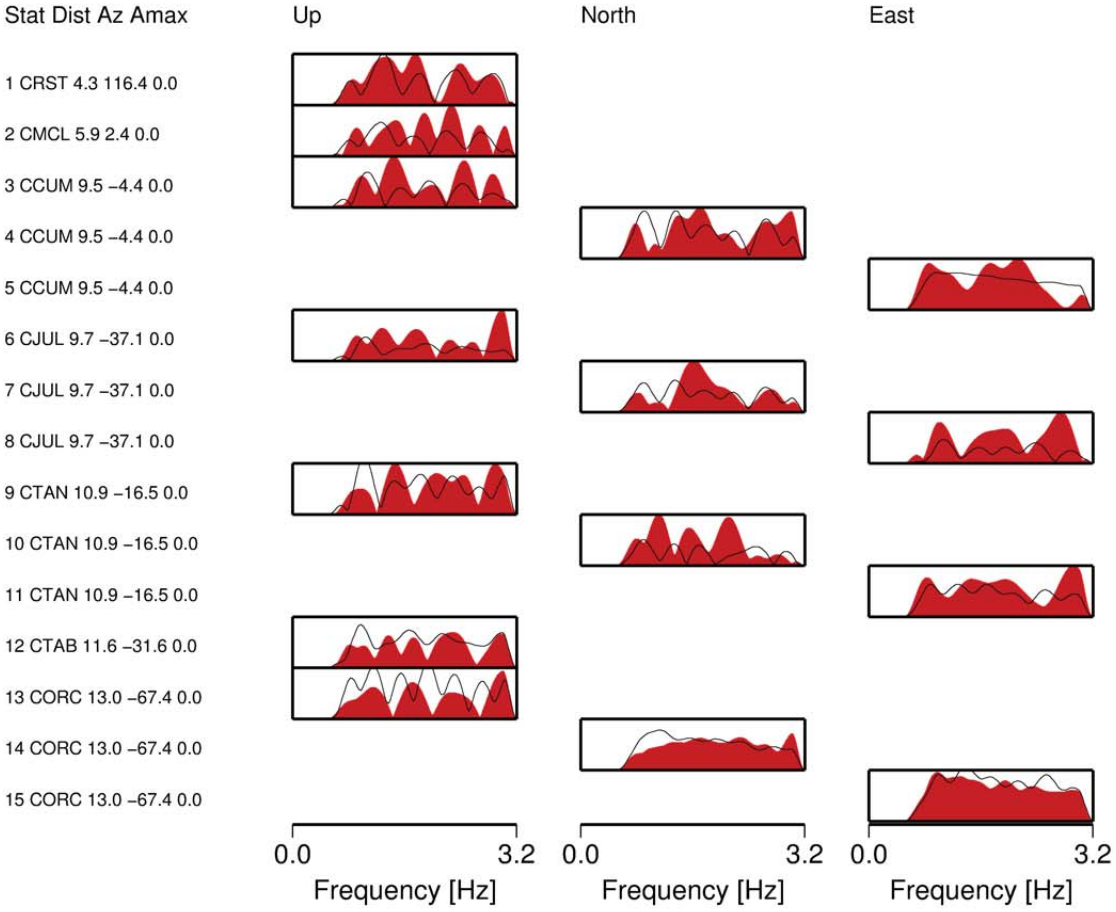
Misfit MT 0.493
Method Amplitude spectra
Components une
Phases
Bandpass 1.00 – 3.00 Hz
Traces 15 (7 stations)

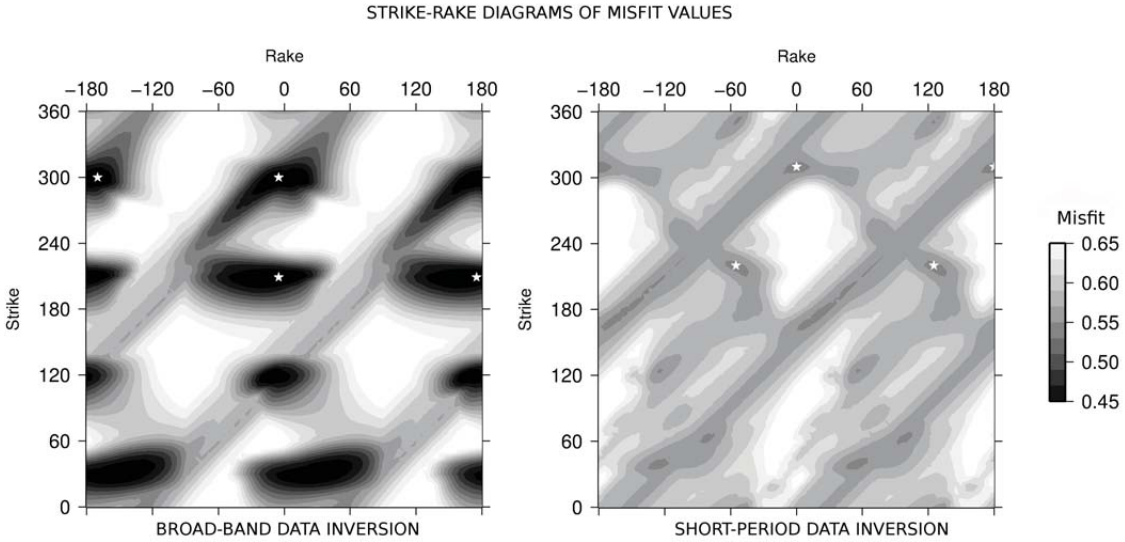
Decomposition:

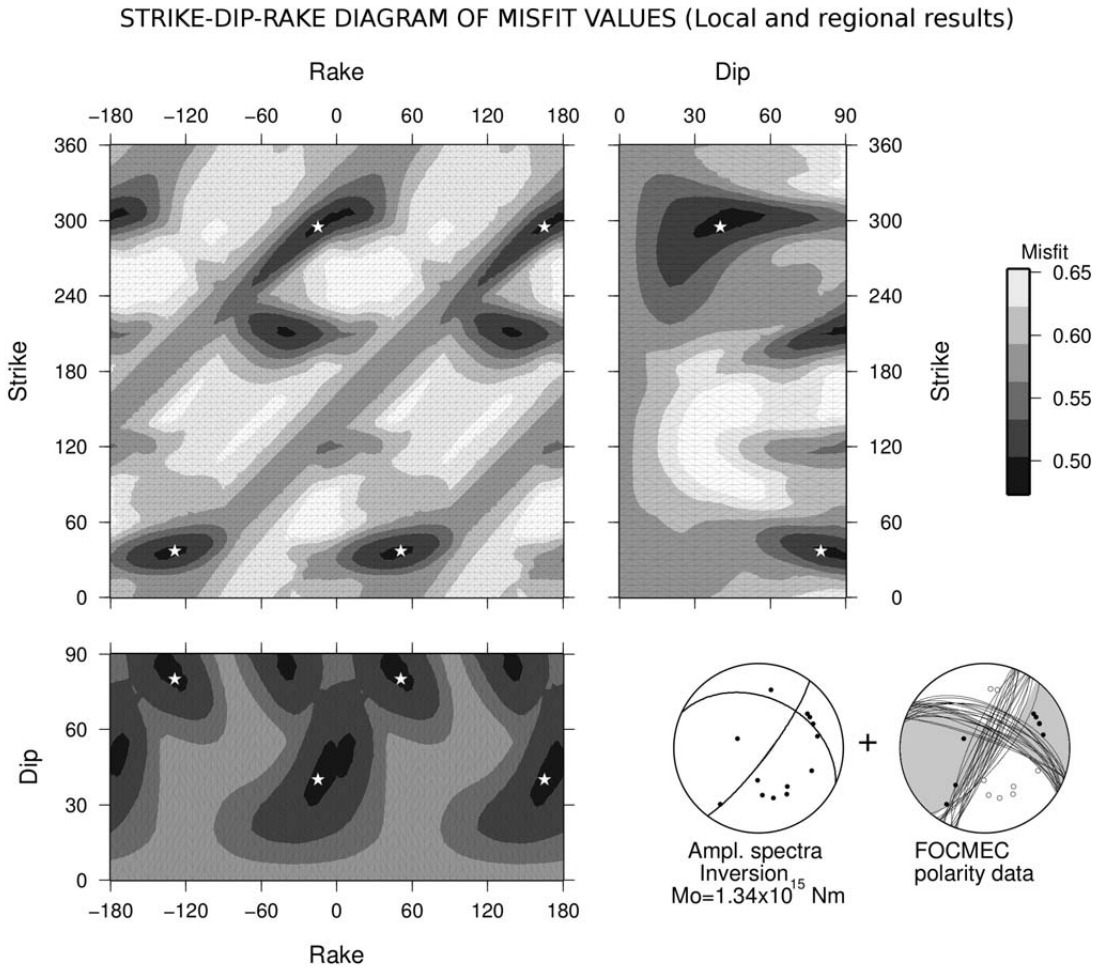
Deviatoric part:
DC = 13.0 %
CLVD = 87.0 %

Deviatoric part:
ISO = 19.0 %

Fit of Seismograms




STRIKE-RAKE DIAGRAMS OF MISFIT VALUES
Rake
−180 −120 −60 0 60 120 180
Strike
360 300 240 180 120 60 0
BROAD-BAND DATA INVERSION
SHORT-PERIOD DATA INVERSION
Misfit
0.65
0.60
0.55
0.50
0.45


STRIKE-DIP-RAKE DIAGRAM OF MISFIT VALUES (Local and regional results)
Rake
Dip
Strike
Misfit
0.65
0.60
0.55
0.50
0 30 60 90
90 60 30 0
Ampl. spectra
Inversion
Mo=1.34x10^15 Nm
FOCMEC
polarity data

Anexo H

Contribuciones científicas

Listado de publicaciones y contribuciones a congresos relacionados con el contenido de esta tesis doctoral.

a) **Contribuciones científicas que incluyen parte de los resultados obtenidos en esta tesis doctoral:**

Publicaciones:

- **Del Fresno, C.**, I. Domínguez Cerdeña, S. Cesca & E. Buforn (2015). The 8 October 2011 Earthquake at El Hierro (Mw 4.0): Focal Mechanisms of the Mainshock and Its Foreshocks. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 105, 330-340, doi:10.1785/0120140151.

Contribuciones a congresos:

- **Del Fresno, C.**; E. Buforn; S. Cesca & I. Domínguez Cerdeña (2015). Focal mechanism of the seismic series prior to the 2011 El Hierro eruption. *American Geophysical Union*. San Francisco (EEUU). 14-18 diciembre 2015.
- **Del Fresno, C.**; I. Domínguez Cerdeña; E. Buforn & C. López. Source Time Function of the Earthquake of the 8th October 2011 at El Hierro (Canary Islands). *ESC Working Group* "Earthquakes and Volcanoes Annual Workshop. El Hierro, Islas Canarias, España. 14-21 septiembre 2012.
- **Del Fresno, C.**; I. Domínguez Cerdeña; E. Buforn & C. López. Función temporal del terremoto del 8 de Octubre de 2011 (Mw 4.0) en El Hierro (Islas Canarias). *7ª Asamblea Hispano-Portuguesa Geodesia y Geofísica*. San Sebastián, País Vasco, España. 25-28 junio 2012.

b) **Selección de otras contribuciones relacionadas con la serie sísmica de El Hierro 2011:**

Publicaciones:

- Domínguez Cerdeña, I; **C. del Fresno** & A. Gomis Moreno (2014). Seismicity patterns prior to the 2011 El Hierro eruption. *Bull. Seism. Soc. Am.* 104 (1), pp. 567-575.
- López C.; M.J. Blanco; R. Abella; B. Brenes; V. M. Cabrera Rodríguez; B. Casas; I. Domínguez Cerdeña; A. Felpeto; M. Fernández de Villalta; **C. del Fresno**; O. García; M. J. García-Arias; L. García-Cañada; E. González-Alonso; A. Gomis Moreno; J. Guzmán Pérez; I. Iribarren; R. López-Díaz; N. Luengo-Oroz; S. Meletlidis; M. Moreno; D. Moure; J. Pereda de Pablo; C. Rodero; E. Romero; S. Sainz-Maza; M. A. Sentre Domingo; P. Trigo; P. Torres & V. Villasante-Marcos (2012). Monitoring

the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011-2012 submarine eruption. *Geophys. Res. Let.* 39, L13303.

Contribuciones a congresos:

- Domínguez Cerdeña, I; **C. del Fresno**; A. Gomis Moreno; P. Hernández-Yanes; S. Meletlidis & C. López. Characterization of the seismicity prior to the 2011 El Hierro eruption. *European Geosciences Union*. Viena, Austria. 27 abril a 2 mayo 2014.
- Villaseñor, A.; **C. del Fresno**; C. López; A. Geyer & J. Martí. Relationship between seismic structure and magma migration during the 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) eruption. *IAVCEI 2013 Cientific Assembly*. Kagoshima, Japón. 20-24 junio 2013.
- Blanco, M. J.; C. López; R. Abella; B. Brenes; V. M. Cabrera Rodríguez; B. Casas; I. Domínguez Cerdeña; A. Felpeto; M. Fernández de Villalta; **C. del Fresno**; M. J. García-Arias; L. García-Cañada; E. González-Alonso; A. Gomis Moreno; J. Guzmán Pérez; I. Iribarren; R. López-Díaz; N. Luengo-Oroz; S. Meletlidis; M. Moreno; D. Moure; J. Pereda de Pablo; C. Rodero; E. Romero; S. Sainz-Maza; M. A. Sentre Domingo; P. Trigo; P. Torres & V. Villasante-Marcos. Monitoring the 2011 submarine volcanic eruption of El Hierro Island and its activity up today (Canary Islands, Spain. *MAKAVOL 2012*. El Hierro, Islas Canarias, España. 10-15 octubre 2012.
- Domínguez Cerdeña, I. & **C. del Fresno**. Relocation of the seismicity prior the El Hierro submarine eruption of 2011. *ESC Working Group "Earthquakes and Volcanoes Annual Workshop*. El Hierro, Islas Canarias, España. 14-21 septiembre 2012.
- López C.; M.J. Blanco; R. Abella; B. Brenes; V. M. Cabrera Rodríguez; B. Casas; I. Domínguez Cerdeña; A. Felpeto; M. Fernández de Villalta; **C. del Fresno**; M. J. García-Arias; L. García-Cañada; E. González-Alonso; A. Gomis Moreno; J. Guzmán Pérez; I. Iribarren; R. López-Díaz; N. Luengo-Oroz; S. Meletlidis; M. Moreno; D. Moure; J. Pereda de Pablo; C. Rodero; E. Romero; S. Sainz-Maza; M. A. Sentre Domingo; P. Trigo; P. Torres & V. Villasante-Marcos. Monitoring the unrest of El Hierro Island before the onset of the 2011 submarine volcanic eruption. *European Geosciences Union*. Viena, Austria. 22-27 abril 2012.
- Blanco, M. J.; C. López; R. Abella; B. Brenes; V. M. Cabrera Rodríguez; B. Casas;

I. Domínguez Cerdeña; A. Felpeto; M. Fernández de Villalta; **C. del Fresno**; M. J. García-Arias; L. García-Cañada; E. González-Alonso; A. Gomis Moreno; J. Guzmán Pérez; I. Iribarren; R. López-Díaz; N. Luengo-Oroz; S. Meletlidis; M. Moreno; D. Moure; J. Pereda de Pablo; C. Rodero; E. Romero; S. Sainz-Maza; M. A. Sentre Domingo; P. Trigo; P. Torres & V. Villasante-Marcos. The submarine volcanic eruption of El Hierro (Canary Islands, Spain). *European Geosciences Union*. Viena, Austria. 22-27 abril 2012.

- García, A.; J. Martí; R. Abella; M. J. Blanco; B. Casas; I. Domínguez Cerdeña; A. Felpeto; **C. del Fresno**; L. García-Cañada; M. J. García-Arias; J. Guzmán- Pérez; C. López; N. Luengo-Oroz; D. Moure; R. Ortiz; J. Pereda de Pablo; E. Romero; S. Sainz-Maza; P. A. Torres & Villasante-Marcos. Design, development and implementation of the IGN's multidisciplinary volcano monitoring system at Spain. *2011 International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) General Assembly*. Melbourne, Australia. 27 junio a 8 julio 2011.