



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTOS SÍSMICOS ASOCIADO
A EVENTOS DE MAGNITUD INTERMEDIA EN MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

Félix Rodrigo Rodríguez Cardozo

TUTORA

Dra. Vala Hjörleifsdóttir (Instituto de Geofísica)

COMITÉ TUTOR

Dr. Ramón Zúñiga Dávila (Centro de Geociencias)
Dr. Jorge Aguirre González (Instituto de Ingeniería)
Dr. Arturo Iglesias Mendoza (Instituto de Geofísica)
Dr. Denis Legrand (Instituto de Geofísica)

México D.F., Enero de 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Resumen

Se creó un catálogo de tensores de momentos para sismos de magnitud intermedia (4.5-5.0) en México, a partir de la inversión del tensor de momentos sísmicos. La inversión se llevó a cabo a través de un método de mínimos cuadrados minimizando una función de discrepancia que mide la diferencia entre sismogramas observados y sintéticos. Para el cálculo de sismogramas sintéticos, se utilizó el programa SPECFEM3D-GLOBE con un modelo de velocidades para ondas P y S que se compone de un modelo de velocidad para ondas en el manto (S362ANI) y otro modelo de velocidad para la corteza (CRUST 2.0). Para el procesamiento tanto de los sismogramas sintéticos como observados previo a la inversión, se diseñó una interfaz gráfica de usuario (GUI, por sus siglas en inglés) en Python y la librería ObsPy. A través del GUI se puede de una forma rápida e iterativa filtrar los sismogramas, elegir la ventana de tiempo en la cual se quieren comparar los sismogramas sintéticos y observados, descartar trazas ruidosas, ejecutar el algoritmo de inversión y escribir un reporte en el cual a través de valores de correlación máxima cruzada (CCmax, por sus siglas en inglés), desajuste de la forma de onda (WM, por sus siglas en inglés) y longitud de la ventana (WL, por sus siglas en inglés) se evalúa la inversión obtenida. Se estudiaron 54 sismos en la región del Golfo de California, Chihuahua, la zona de subducción en México, Chiapas y Faja Volcánica Transmexicana; y se obtuvo una solución para el tensor de momentos aceptable para 38 de ellos. En este trabajo, se presenta la GUI desarrollada, los tensores de momentos obtenidos y un análisis tanto de la metodología del método de inversión, así como las posibles implicaciones tectónicas derivadas de los resultados obtenidos.

Abstract

A focal mechanism catalog for intermediate magnitude earthquakes (4.5 -5.0) was created based on seismic moment tensor inversion. The inversion was obtained through the least squares method by minimizing a misfit function who measures the difference between observed and synthetic seismograms. For the synthetic seismograms calculation it was used SPECFEM3D-GLOBE program with a velocity model for P and S waves which compounds of a model for the mantle (S362ANI) and another one for the crust (CRUST 2.0). The processing of the observed and synthetic seismograms was done through a graphic user interface (GUI) programmed in python using the ObsPy library. The GUI allows filtering the observed and synthetic seismograms, adjusts the time window in which the seismograms will be compared, discards noise seismograms, executes the inversion algorithm and writes a report where the quality of the inversion is shown through values of maximum cross-correlation (CCmax), waveform-misfit (WM) and length window (WL). 54 earthquakes in the California Gulf, Chiapas, Chihuahua, Subduction zone and Transmexican Volcanic Belt were studied. From all earthquakes studied, it was obtained an acceptable solution for 38 of them. In this work is presented the GUI developed, the moment tensors obtained and an analysis of the inversion method as well as the possible tectonic implications related to the results.

ÍNDICE

| | | |
|------------|---|-----------|
| 1. | INTRODUCCIÓN | 8 |
| 2. | MARCO TEÓRICO | 11 |
| 2.1 | Generalidades Tectónicas de México y su sismicidad..... | 11 |
| 2.1.1 | Zonas de Subducción | 12 |
| 2.1.2 | Centros de expansión..... | 13 |
| 2.1.3 | Zonas de límites transformantes..... | 14 |
| 2.1.4 | Sismicidad al interior del país | 16 |
| 2.2 | Sismogramas sintéticos y tensor de momentos sísmicos..... | 18 |
| 2.2.1 | Ecuación de movimiento para un medio elástico | 18 |
| 2.2.2 | Tensor de Green..... | 20 |
| 2.2.3 | Teorema de representación | 21 |
| 2.2.4 | Representación de la fuente sísmica..... | 23 |
| 2.2.5 | Tensor de momentos sísmicos..... | 26 |
| 2.3 | Inversión del tensor de momentos sísmicos..... | 30 |
| 3. | METODOLOGÍA | 33 |
| 3.1 | Adquisición de datos..... | 33 |
| 3.2 | Cálculo de las EMTR y de sismogramas sintéticos..... | 36 |
| 3.2.1 | SPECFEM3D_GLOBE..... | 36 |
| 3.2.2 | Modelos de velocidad..... | 38 |
| 3.4 | Inversión de datos..... | 43 |
| 3.4.1 | Selección de la ventana de tiempo..... | 43 |
| 3.4.3 | Inversión del tensor de momentos..... | 44 |
| 3.4 | Medición de la calidad de las inversiones | 46 |
| 4 | RESULTADOS | 48 |
| 5 | DISCUSIÓN | 58 |
| 5.1 | Tensores de momento en el Golfo de California..... | 58 |
| 5.2 | Tensores de momento en Chiapas..... | 63 |
| 5.3 | Tensores de momento en Chihuahua..... | 66 |
| 5.4 | Tensores de momento al interior de la Faja Volcánica Transmexicana | 68 |
| 5.5 | Tensores de momento en la fosa mesoamericana..... | 69 |
| 5.6 | Evaluación general de la calidad de las inversiones obtenidas..... | 70 |
| 6 | CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS..... | 72 |
| 7 | REFERENCIAS | 74 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1. Placas tectónicas en México y sismicidad reportada por el SSN. | 11 |
| Figura 2. a) Perfiles empleados por Pardo y Suárez para estimar la geometría de las placas de Rivera y Cocos. Perfil del arreglo MASE para estimar la geometría de la placa de Cocos..... | 13 |
| Figura 3. Límites divergentes en México: Componentes extensionales del Golfo de California, límite Rivera-Pacífico y límite Pacífico-Cocos..... | 14 |
| Figura 4. Límites transformantes en México: Componentes de corrimiento lateral en el Golfo de California, unión límites Pacífico-Rivera y Pacífico-Cocos y límite Norteamérica-Caribe. | 14 |
| Figura 5. a) Hipótesis de Hodges y Stockes de la apertura del Golfo de México e hipótesis de Gans y Fletcher de la apertura del Golfo de México.. | 16 |
| Figura 6. a) Estructuras relevantes en la FVTM. | 17 |
| Figura 7. Ubicación de la provincia de Sierras y Cuencas en relación con otros elementos tectónicos de la cordillera occidental de Norteamérica y localización hipocentral de los eventos del enjambre de Chihuahua.. | 18 |
| Figura 8. Desplazamiento elástico u_i , vector de fuerza F_i por unidad de volumen dV y vector de esfuerzo T_i en la unidad de superficie dS con vector normal v_j en un medio de volumen total V , densidad ρ , coeficientes elásticos C_{ijkl} y rodeado por una superficie S | 19 |
| Figura 9. Desplazamiento G_{ni} (tensor de Green) producido por una fuerza impulsiva en dirección e_i y en un punto ξ_k | 21 |
| Figura 10. Campos de desplazamientos u_i y w_i correspondientes a las fuerzas de cuerpo f_i y g_i que actúan en el volumen V y a los esfuerzos T_{iu} y T_{iw} que actúan en la superficie S | 23 |
| Figura 11. Representación de una fuente sísmica como una superficie Σ que encierran volumen V_0 y una sistema de fuerzas por unidad de volumen f_i .. | 25 |
| Figura 12. Tipos de fallas (columna izquierda) y esferas focales (columna derecha) asociadas | 25 |
| Figura 13. Tensor de momentos sísmicos y pares de fuerza que representa cada elemento. Tomado de Stein y Wysession (2002)..... | 27 |
| Figura 14. Mecanismos focal y tensor de momentos para sismo doble par..... | 29 |
| Figura 15. Mecanismos focal y tensor de momentos para evento Isótropo.. | 29 |
| Figura 16. Mecanismos focal y tensor de momentos para evento CLVD. | 29 |
| Figura 17. Proceso iterativo de inversión del tensor de momentos sísmicos. | 31 |
| Figura 18. Mapa de estaciones y sismos elegidos para este estudio de la red IG del SNN..... | 34 |
| Figura 19. Hexaedros y los nodos que conforman los elementos finitos de la malla. | 37 |
| Figura 20. Malla V4.0 usada por SPECFEM3D_GLOBE para simulaciones 3D ... | 38 |
| Figura 21. Anomalías de velocidad de onda de corte del modelo S362ANI respecto al modelo STW105..... | 39 |
| Figura 22. Tipos de corteza, espesores de la corteza y sedimentos; empleados por el modelo CRUST2.0 | 40 |
| Figura 23. Ventana de procesamiento de sismogramas sintéticos y observados | 42 |

| | |
|---|----|
| Figura 24. Selección de la ventana de tiempo en la cual se comparan los sismogramas sintéticos y observados previo a la inversión. | 43 |
| Figura 25. Ejemplo de búsqueda de mallado en tres iteraciones. | 44 |
| Figura 26. Construcción de sismogramas sintéticos y representación de una fuente sísmica a partir de la superposición de respuestas de tensor de momentos. | 45 |
| Figura 27. Reporte de resultados de la inversión y calidad de la misma. | 47 |
| Figura 28. Catálogo de mecanismos focales asociados a los tensores de momento calculados para algunos sismos de magnitud intermedia en México (4.5 - 4.9). | 55 |
| Figura 29. Sismos estudiados para la región de Baja California. Los círculos rojos están asociados a eventos para los cuales no se obtuvo solución. | 58 |
| Figura 30. Ajuste entre sismogramas sintéticos y observados para un evento del Golfo de California registrado en la estación LPIG (La Paz). | 58 |
| Figura 31. Fallas de corrimiento lateral y zonas extensionales en el Golfo de California. Modificado de Google maps. | 59 |
| Figura 32. Registros sísmicos en la estación La Paz (LPIG) y mecanismos focales para dos eventos en Baja California. | 60 |
| Figura 33. Mecanismos focales asociados a una zona de apertura (falla normal), a una región de corrimiento lateral o dextral y mecanismo combinado para una zona de apertura y corrimiento lateral. | 61 |
| Figura 34. Patrón de radiación de campo lejano para ondas P y ondas S originado por fractura de cizalla y Grieta de tracción. | 62 |
| Figura 35. a) Función temporal de la fuente asociada a registros emergentes; b) Función temporal de fuente asociada a registros impulsivos. | 62 |
| Figura 36. Sismos estudiados para la región de Chiapas. Los círculos rojos están asociados a eventos para los cuales no se obtuvo solución. | 63 |
| Figura 37. Ajuste entre sismogramas sintéticos y observados para un evento de Chiapas registrado en la estación CCIG (Comitán). Los registros en rojo son los sismogramas sintéticos y los negros, los observados. | 63 |
| Figura 38. Marco tectónico en la región de Chiapas. | 64 |
| Figura 39. Modelo tectónico propuesto por Guzman-Speziale y modelo propuesto por Authemayou. | 65 |
| Figura 40. Sismos estudiados para la región de Chihuahua. | 66 |
| Figura 41. Ajustes entre sismogramas sintéticos y observados para uno de los eventos de Chihuahua. | 66 |
| Figura 42. Regiones sísmicas en México. | 68 |
| Figura 43. Sismos estudiados para la zona de subducción mexicana. | 69 |
| Figura 44. Ajustes entre sismogramas sintéticos y observados para un evento asociado a la zona de subducción en México y registrado en la estación LVIG (Laguna Verde). | 69 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 1. Hipocentro y magnitud de los sismos a estudiar en este trabajo..... | 34 |
| Tabla 2. Soluciones de tensor de momentos encontradas en este estudio. | 48 |
| Tabla 3. Parámetros de calidad calculados para los sismos estudiados en este trabajo.. | 56 |

1. INTRODUCCIÓN

Los mecanismos focales son una representación de la fuente de un sismo y proveen información relevante para caracterizar tectónicamente una región. Entre más y mejores mecanismos focales se puedan obtener, se tendrá una mayor resolución de las fallas activas y los procesos tectónicos de una región (aunado a información geológica y geofísica preexistente). Por lo tanto, es importante estimar los parámetros de la fuente sísmica no solo para eventos de gran magnitud, sino para eventos de magnitud pequeña e intermedia. De los métodos clásicos para la determinación de los mecanismos focales se tiene el método gráfico, que usa la polaridad del primer impulso de la onda P registrada en sismogramas de varias estaciones. No obstante, este método está limitado por la cobertura de las estaciones alrededor de la fuente y la magnitud de los eventos (Havskov y Ottemöller, 2010). Alternativamente, en caso de eventos pequeños en regiones poco instrumentadas, se estiman mecanismos focales compuestos, en donde se emplean varios eventos sísmicos para obtener un solo mecanismo. En los mecanismos focales compuestos se asume que todos los eventos tienen una fuente en común y por lo tanto, suelen emplearse en el caso de los enjambres sísmicos, donde esta suposición podría ser aceptable.

La representación de la fuente sísmica a través del tensor de momentos sísmicos (Aki, 1972), ha permitido a través de métodos de inversión determinar de manera analítica y sistemática tanto los mecanismos focales, como la magnitud (magnitud de momento) asociada a los eventos. En la actualidad, existen métodos automatizados para la localización y estimación del tensor de momentos en tiempo casi real para eventos con magnitudes mayores a 5 a escala global y para magnitudes menores en algunas regiones a escala regional. A través de estos métodos, se han creado catálogos de tensores momento de acceso libre a la comunidad científica (Dziewonski et al, 1981; Ekström et al, 2012)

Para estimar el tensor de momentos, se minimiza una función de costo que mide la discrepancia entre los sismogramas observados y sintéticos tanto en el dominio del tiempo (Zhao & Helmberger 1994; Zhu & Helmberger 1996) como en el dominio de las frecuencias (Romanowicz et al. 1993; Thio & Kanamori 1995). Los elementos importantes en el cálculo de sismogramas sintéticos semejantes a los observados, además de un tensor de momentos que represente adecuadamente la fuente sísmica, es un modelo de velocidades y una herramienta para la propagación de ondas precisa y de preferencia eficiente. Conforme a los avances en el registro de sismogramas de alta calidad, con densidad espacial alta y con métodos novedosos de cálculo de sismogramas sintéticos, se han tenido modelos

de velocidad cada vez más realistas.

Los primeros trabajos de recuperación de los parámetros de la fuente a través de la estimación tensor de momentos, se llevaron a cabo invirtiendo formas de ondas superficiales (Kanamori 1971, McCowan 1976; Mendiguren 1977; Aki y Patton, 1978; Kanamori y Given, 1981), y de cuerpo (Stump y Johnson, 1977; Strelitz, 1980; Ward, 1980 a y b; Fitch et al, 1980; Dziewonski et al otros, 1981; Langston, 1981; Sipkin, 1982). En estas inversiones, se calculaban sismogramas sintéticos con métodos semi-analíticos, utilizando modelos 1-D de velocidad. Los modelos 1D funcionan para fases poco sensibles a heterogeneidades laterales de la corteza, como ondas de largo periodo (ondas superficiales), lo cual implica una restricción en la magnitud para eventos menores a Mw. 5.5 a escala global. Para eventos con menor magnitud, la relación señal ruido empieza a ser muy baja a periodos largos y es necesario usar periodos más cortos, los cuales introducen una nueva complicación ya que sus formas de onda de más alta frecuencia requieren considerar variaciones laterales en los modelos de velocidad.

Para lidiar con los efectos asociados los periodos cortos, se introducían pequeñas variaciones en las estructuras de la corteza o pequeños desfases en tiempo entre segmentos de sismogramas sintéticos y observados para disminuir los desajustes producto de errores en el modelo de velocidad (Zhao y Helmberger 1994; Zhu y Helmberger 1996). No obstante, los avances en la tecnología permitieron cálculos más rápidos, que permitieron cambiar métodos semianalíticos para el cálculo de sismogramas sintéticos por métodos numéricos (Olsen 1995; Graves 1996; Olsen et al 2003; Komatitsch et al. 2004). Dichos cambios abrieron las puertas para el uso de modelos de velocidad 3D mucho más detallados y realistas (Liu et al., 2004; Vallée et al., 2011; Lee et al., 2011; Lee et al., 2014) que en algunos casos pueden reducir hasta en un 50% los desajustes de la forma de onda con respecto a un modelo unidimensional (Ramos-Martínez y McMechan 2001).

Las ventajas de reproducir estructuras más detalladas, hacer cálculos más eficientes y de tener redes sísmicas más densas; han permitido extender las aplicaciones de la inversión del tensor de momentos sísmicos a otros tipos de sismicidad como la volcánica (Casarotti et al., 2008 ; Bean et al., 2008; Minson y Dreger 2008; De Barros et al., 2013, Eyre et al., 2013; O'Brien 2004;), e incluso para modelar las fuerzas involucradas en fenómenos naturales como deslaves (Kanamori et al, 1982 a y b ; Hasegawa y Kanamori, 1987; Brodsky et al, 2003; Ekström y Stark, 2013). Aunque ya previamente se había logrado invertir formas de ondas de sismos volcánicos de largo periodo usando modelos 1D (Legrand et al, 2000; Chouet et al, 2003; Tkalčić et al, 2009).

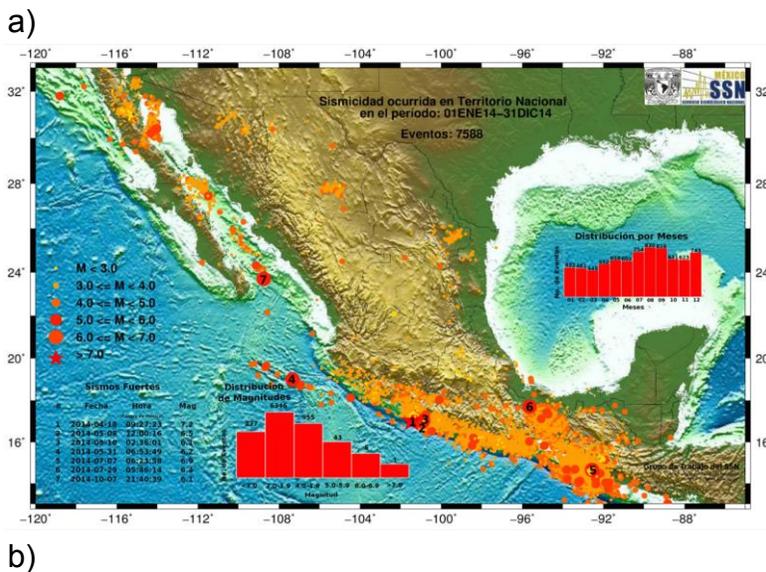
En México, dado su contexto tectónico, hay una cantidad considerable de eventos de gran magnitud. Por lo tanto, los sismos de México hacen parte de los primeros casos de estudio en la inversión del tensor de momentos (Ward 1979) y sus sismos más relevantes han sido incluidos en los primeros catálogos mundiales de tensores de momento (Dziewonsky et al, 1982; Pacheco y Sikes, 1992). En la actualidad, el Servicio Sismológico Nacional de México (SSN) ha desarrollado algoritmos como PICACMT (Franco et al., 2002; Nolasco-Carteño, 2006) que a partir del hipocentro y una magnitud aproximada, calcula tensores de momento para sismos en México. Posteriormente se implementó en México (De La Vega, 2013) una metodología para la inversión del tensor de momentos a partir del cálculo de sismogramas sintéticos para una Tierra 3D (Liu et al 2004) y se aplicó para obtener los tensores de momento de las réplicas del sismo de Ometepec del 20 de marzo de 2012.

Este trabajo, que es una continuación de la implementación del método de inversión del tensor de momentos con un modelo de velocidad 3D de ondas P y S en México (De La Vega, 2013), se reporta un catálogo de tensores de momento asociados a sismos de magnitud intermedia en México, obtenidos a través de la inversión del tensor de momentos sísmicos. El cálculo de sismogramas sintéticos, se llevó a cabo empleando el programa SPECFEM3D GLOBE con un modelo de velocidades que se compone de un modelo de velocidad para ondas del manto (S362ANI, Kustowski et al., 2008) y otro modelo de velocidad para la corteza (CRUST 2.0, Bassin et al., 2000). El procesamiento tanto los datos observados como sintéticos, se llevo a cabo a través de una Interfaz Gráfica de Usuario (GUI, por sus siglas en inglés) desarrollada como parte de este trabajo y en la inversión se aplicó un algoritmo de inversión desarrollado para sismos en California (Liu et al en 2004) e implementado para México (De La Vega en 2013). La interfaz gráfica diseñada en este trabajo, permite editar los datos y ejecutar los algoritmos de inversión de una forma iterativa y eficiente; agilizando y optimizando el proceso de inversión.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Generalidades Tectónicas de México y su sismicidad

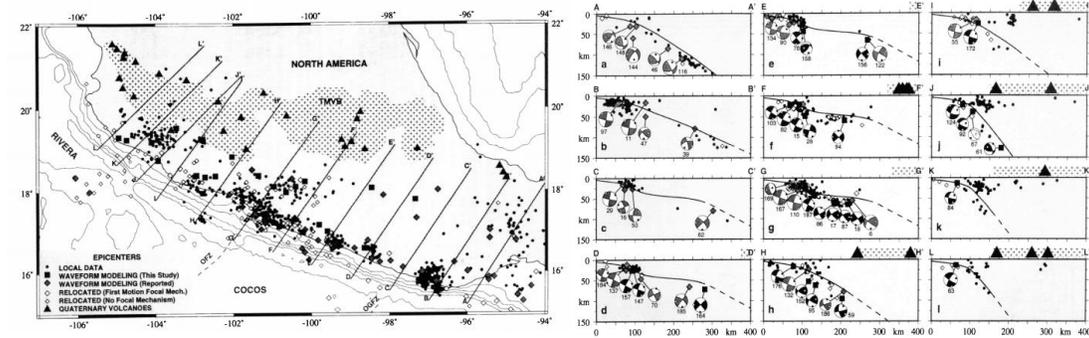
En términos generales, el territorio mexicano incluye 5 placas litosféricas: Norteamérica, Caribe, Cocos, Pacífico y Rivera; que permiten encontrar en México zonas de subducción, centros de expansión y zonas de fallas transformantes (Fig.1a). La mayoría de la sismicidad, está relacionada directamente con los procesos tectónicos en los límites de dichas placas (Fig.1b), sin embargo, también se ha reportado sismicidad relevante intraplaca, asociada a fallas regionales al interior del país o al volcanismo.



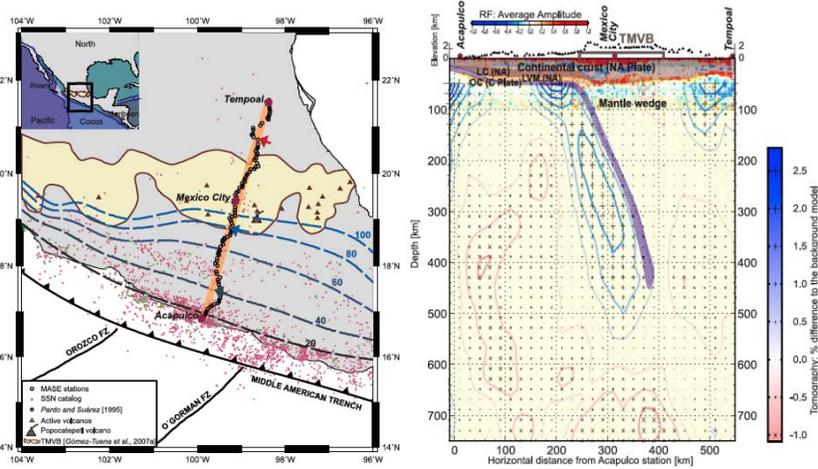
b)

Figura 1. a) Placas tectónicas en México y b) sismicidad reportada por el SSN. Tomado de Geo-Mexico.com y cortesía del SSN.

2.1.1 Zonas de Subducción : Las zonas de subducción en México conforman gran parte de la fosa Mesoamericana. Los límites de placas convergentes que crean esta zona en México son en dirección norte-sur: Rivera-Norteamérica, frente a las costas del Sinaloa, Nayarit, Jalisco y Colima; Cocos-Norteamérica, frente a las costas de Michoacán, Guerrero y Oaxaca; y Cocos-Caribe, frente a las costas de Chiapas. La geometría de estas placas resulta bastante compleja y se han propuesto modelos de la geometría de las placas de Rivera y Cocos bajo las placas continentales (Pardo y Suarez,1995) a partir de la localización de hipocentros de sismos (Fig. 2a). Más recientemente, se ha propuesto una geometría plana para la zona de acoplamiento de Cocos bajo México central (Pérez Campos et al., 2008), a través de datos recolectados por el arreglo MASE y el cálculo de funciones de receptor (Fig.2b). La variable geometría de la zona de subducción mexicana puede generar desde grandes eventos sísmicos como el de Guerrero-Oaxaca en 1787 con una magnitud estimada de Mw. 8.6 (Suárez y Albini 2009) y el de Michoacán en 1985 de Mw. 8.1 que devastó parte de la Ciudad de México, hasta eventos asísmicos o lentos (SSE, por las siglas en inglés) que a diferencia de los eventos sísmicos que liberan su energía de manera “instantánea”, lo hacen en horas e incluso meses (Kostoglodov et al. 2003). Finalmente, en las estructuras geológicas asociadas a los procesos de subducción en México, también se refleja la complejidad de este proceso. Por ejemplo, la Faja Volcánica Transmexicana, no solo se caracteriza por su diversidad magmática sino que a diferencia de la mayoría de arcos volcánicos en el mundo asociados a la subducción, no se encuentra alineado con la trinchera, sino que, se desvía aproximadamente 16° de ésta (Gómez-Tuena et al. 2005).



a)



b)

Figura 2. a) Perfiles empleados por Pardo y Suárez (izquierda) para estimar la geometría de las placas de Rivera y Cocos (derecha) . b) Perfil del arreglo MASE (izquierda) para estimar la geometría de la placa de Cocos (derecha). Tomado de Pardo y Suarez (1995) y de Pérez-Campos, et al.(2008)

2.1.2 Centros de expansión: Los límites Cocos-Pacífico, Pacífico-Rivera y Pacífico-Norteamérica (aunque este último tiene una componente transformante) (Fig. 3); son los límites divergentes de México. Excepto por el límite Pacífico-Norteamérica, estos límites no aportan mayor sismicidad en los eventos reportados por el SSN, puesto que el movimiento relativo en las placas propicia acumulación de esfuerzos muy inferiores comparados con zona de subducción, además, su ocurrencia lejos de la costas mexicanas donde son pocas las estaciones sísmicas, hace difícil su detección. No obstante, actualmente se están implementando metodologías para mejorar la detección y reportar este tipo de sismicidad (Solano et al. 2015).

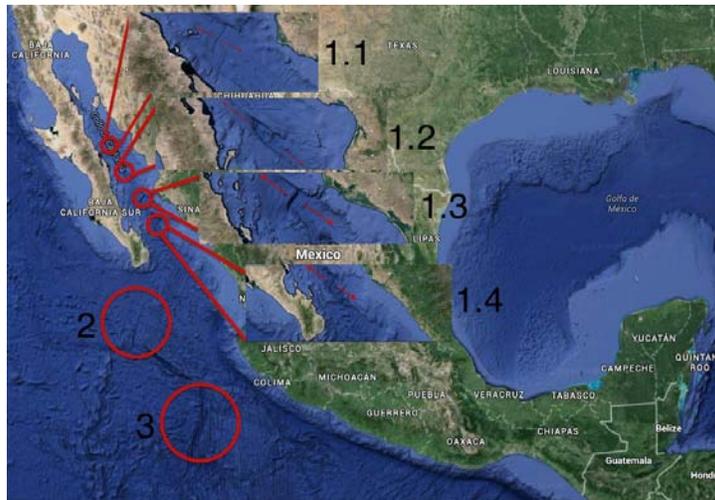


Figura 3. Límites divergentes en México: 1.1-1.4 Componentes extensionales del Golfo de California, 2. Límite Rivera-Pacífico y 3. Límite Pacífico-Cocos. Modificado de Google maps.

2.1.3 Zonas de límites transformantes: La unión entre las zonas de apertura de Pacífico-Rivera y Pacífico-Cocos y los límites de placa Norteamérica-Caribe y Pacífico-Norteamérica (con su componente extensional); corresponden a los límites transformantes en México (Fig. 4)

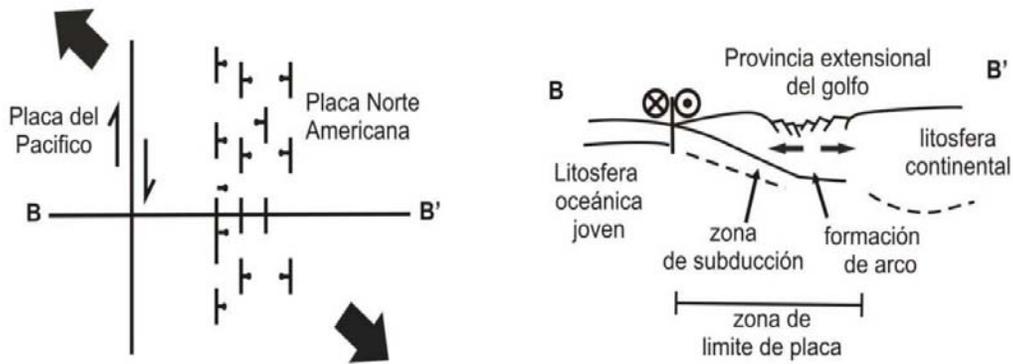


Figura 4. Límites transformantes en México: 1.1-1.4 Componentes de corrimiento lateral en el Golfo de California, 2. Unión límites Pacífico-Rivera y Pacífico-Cocos y 3. Límite Norteamérica-Caribe. Modificado de Google Maps.qstat

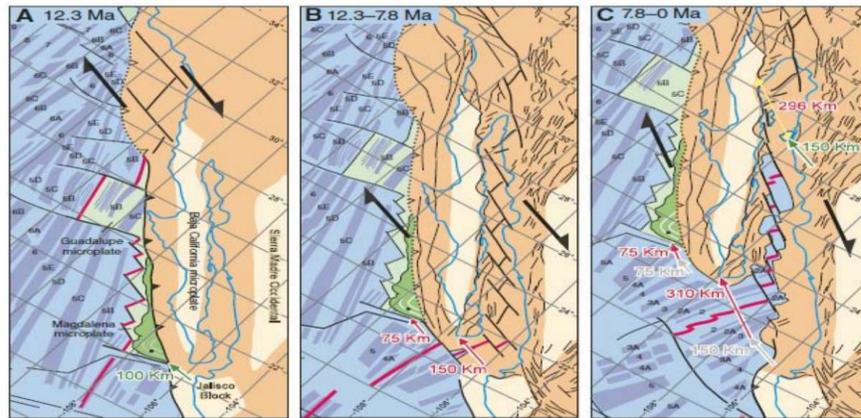
De los tres márgenes transformantes, la mayor sismicidad se concentra en Pacífico-Norteamérica y en Pacífico-Rivera. En el caso del límite de placas Pacífico-Rivera se han reportado varios eventos transformantes que, debido a la distancia epicentral del evento a la estación más cercana y/o al patrón de radiación de la fuente sísmica, no habían sido reportado antes. Estos eventos

sísmicos no reportados previamente, se denominan atípicos y en el caso de México, puede existir una cantidad considerable de eventos aún sin reportar (Solano, 2013).

En relación al límite de placas Pacífico-Norteamérica, es una región transtensional (esfuerzos extensionales y transformantes) y se tiene uno de los procesos tectónicos más interesantes de México, la apertura del Golfo de California. Sobre la apertura del Golfo recae un gran interés al ser uno de los pocos ejemplos en el mundo de un régimen extensional en etapa de oceanización; además, de reflejar el paso de un régimen convergente a uno extensional continental y este a su vez, a uno oceánico transtensional. Sin embargo, existe una amplia discusión e incertidumbre en la explicación de los procesos que dieron lugar a la apertura, siendo dos las explicaciones discutidas. Por un lado se tiene la propuesta de quienes plantean dos etapas en la generación del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989). Una primera etapa llamada —protogolfo” hace 12 Ma, donde lo que hoy se conoce como la península de Baja California actuó como un bloque independiente entre las placas de Norteamérica y Pacífico, originando que el movimiento fuera principalmente extensional. En la segunda etapa, hace 6 Ma, se sugiere que la península dejó de actuar como un bloque independiente y su movimiento empezó a verse influenciado por el de la placa de Pacífico y por tanto, se tiene la mayor parte movimiento transformante (Fig. 5a). Una segunda hipótesis, (Gans, 1997; Fletcher et al., 2007) propone una sola etapa de desplazamiento de 500 km a lo largo del sistema Golfo de California-San Andrés en los últimos 10 Ma (Fig. 5b). No obstante, esta última hipótesis presenta algunos inconvenientes en la reconstrucción de los desplazamientos, en donde quedan faltando 250 km para cerrar el Golfo. Los kilómetros faltantes para reconstruir la apertura del Golfo, han tratado de ser compensadas a través de deformaciones entre los 12 y los 6 Ma, lo cual implicaría tasas de deformación de alrededor de 41 mm/año (Ferrari, 2007) que resultan excesivas. Algunos de los sismos grandes más recientes en el Golfo de California son el sismo de Mexicali del 4 de abril de 2010 (Mw. 7.2) y el sismo de Guerrero Negro en Baja California Sur, el 12 de abril de 2012 (Mw. 6.8).



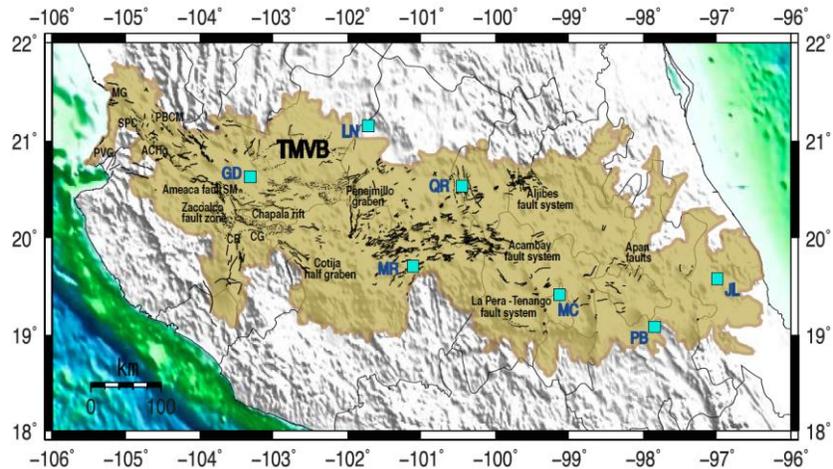
a)



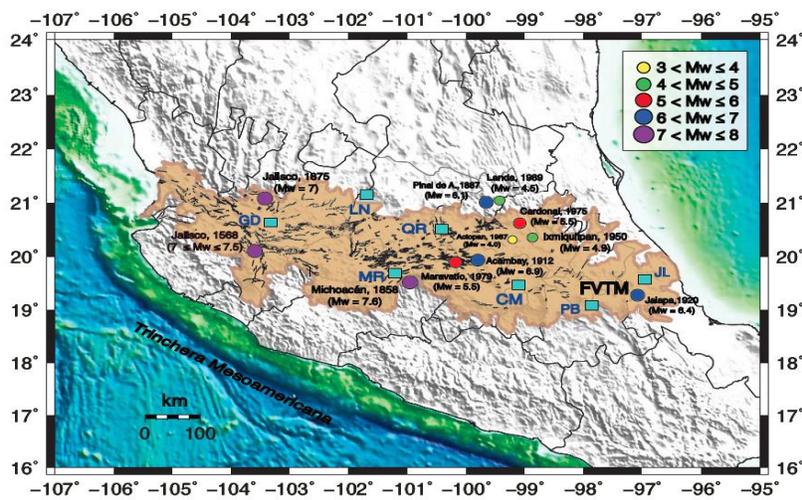
b)

Figura 5. a) Hipótesis de Hodges y Stockes de la apertura del Golfo de México; b) Hipótesis de Gans y Fletcher de la apertura del Golfo de México. Tomado de Portillo Pineda, 2012 y de Fletcher et al., 2012.

2.1.4 Sismicidad al interior del país : La mayoría de la sismicidad en México está relacionada directamente con los límites de placas. Sin embargo, existen diversos y complejos sistemas de fallas que pueden y han generado importantes sismos en México, no solo por su magnitud, sino también por las grandes poblaciones cercanas. El ejemplo más claro se tiene en los sistemas de fallas corticales de la faja volcánica transmexicana (FVTM) (Fig. 6 a y b), donde los eventos sísmicos podrían resultar catastróficos dada la densidad de población que allí se tiene.



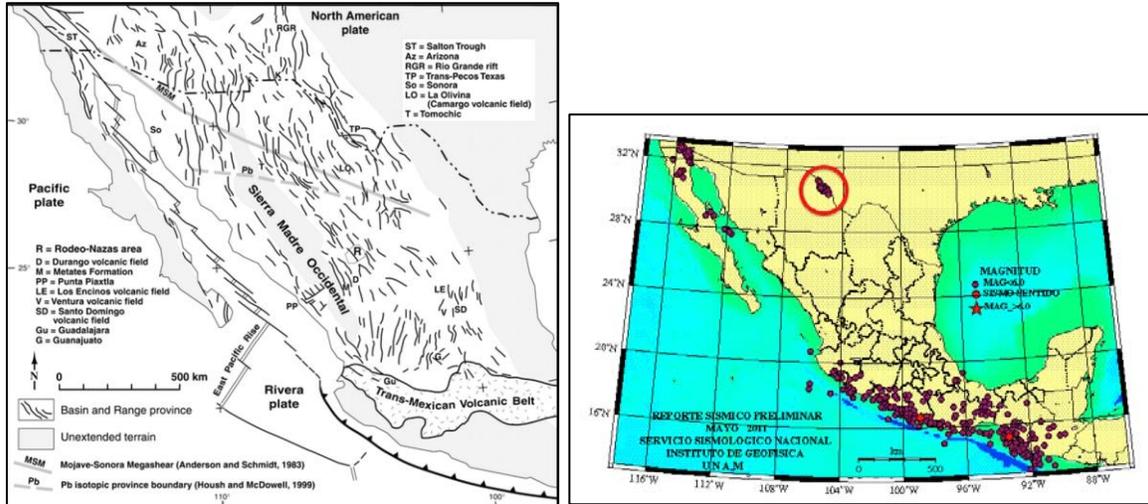
a)



b)

Figura 6. a) Estructuras relevantes (fallas, rifts y grabens) en la FVTM. PVA: Puerto Vallarta Graben, MG: Mecatán Graven, SPC: San Pedro-Ceboruco Graven, ACHg: Amatlán de Cañas Half-Graben, PBCM: Plan de Barrancas-Cinco Minas Graben, SM: Falla San Marco, CR: Colima rift, CG: Citlala graben, GD: Guadalajara, LN: León, MR: Morelia, QR: Querétaro, MC: Ciudad de México, PB: Puebla, JL: Jalapa y TMVB: Faja volcánica transmexicana . b) Sismos históricos reportados en la TMVB. Tomado de Ferrari et al., 2012 en Bayona 2015.

Otras estructuras importantes en donde se tiene sismicidad, es en el norte del país, en la parte mexicana de la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*, Fig.7) a las que se les ha asociado eventos recientes como el enjambre de Chihuahua entre abril y mayo de 2011 (36 eventos con magnitudes entre 3.6 y 4.5) .



a) En las regiones punteadas se muestra la ubicación de la provincia de Cuencas y Valles en relación con otros elementos tectónicos de la cordillera occidental de Norteamérica. b) localización hipocentral de los eventos del enjambre de Chihuahua entre abril y mayo de 2011.

En general, de 45833 sismos reportados por el SSN desde 1998 hasta la fecha (octubre 2015), el 25.8% (11829) corresponden a eventos de magnitudes entre 4.0 y 5.0. Por lo tanto, en los sismos de magnitud intermedia se tiene un gran potencial para el estudio de la tectónica en México a través de la estimación de los mecanismos focales asociados a estos eventos.

2.2 Sismogramas sintéticos y tensor de momentos sísmicos

2.2.1 Ecuación de movimiento para un medio elástico: El desplazamiento en un punto de un medio deformable está dado por el vector $u(x, t)$. La deformación al interior de dicho medio, puede ser expresada a través del tensor de deformación de Cauchy:

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) = \frac{1}{2} (u_{i,j} + u_{j,i}), \tag{2.1}$$

donde $u_{i,j}$ es la derivada parcial de u_k respecto a la coordenada i del espacio.

El desplazamiento de cada punto al interior de un cuerpo continuo con volumen V , densidad constante y delimitado por una superficie S está determinado por las fuerzas actuando al interior del cuerpo y los esfuerzos actuando en su superficie (Fig.8) ; de acuerdo a la segunda ley de Newton, el sistema de fuerzas actuando en el cuerpo puede describirse como :

$$\frac{\partial C_{ijkl}u_{k,l}}{\partial x_j} + F_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}, \quad (2.2)$$

donde C_{ijkl} es el tensor de coeficientes elásticos, el producto $C_{ijkl}u_{k,l}$ representan los esfuerzos (T_i) en la superficie del cuerpo y F_i las fuerzas que actúan al interior del cuerpo.

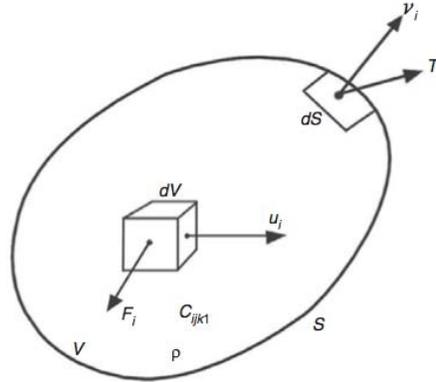


Figura 8. Desplazamiento elástico u_i , vector de fuerza F_i por unidad de volumen dV y vector de esfuerzo T_i en la unidad de superficie dS con vector normal v_j en un medio de volumen total V , densidad ρ , coeficientes elásticos C_{ijkl} y rodeado por una superficie S . Tomado de Udías et al. 2014.

El tensor de constantes elásticas tiene 81 elementos, sin embargo, para un medio isótropo, homogéneo y bajo condiciones de simetría, de las 81 componentes del tensor solo 2 son independientes. Los elementos independientes se denominan las constantes de Lamé (λ y μ) donde μ es el módulo de rigidez. Por lo tanto, para un material isótropo y homogéneo, se pueden expresar los esfuerzos en términos de la ley de Hooke para las constantes de Lamé ($\tau_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}$), donde e_{kk} es la dilatación (o la suma de la diagonal del tensor de deformación) y la ecuación diferencial de movimiento se expresa finalmente como:

$$\frac{\partial}{\partial x_j} [\lambda \delta_{ij} u_{k,k} + \mu (u_{i,j} + u_{j,i})] + F_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}, \quad (2.3)$$

que tanto en notación indicial y vectorial puede resumirse como,

$$(\lambda + \mu) u_{k,ki} + \mu u_{i,jj} + F_i = \rho \ddot{u}_i. \quad (2.4)$$

2.2.2 Tensor de Green: En (2.4) se ha expresado la ecuación diferencial cuya solución es el desplazamiento puntual en un cuerpo homogéneo deformable al que se la han definido algunas propiedades como la densidad y las constantes elásticas. No obstante, no se ha analizado en detalle las fuerzas que junto a los esfuerzos inducen el desplazamiento en el cuerpo. En general, estas fuerzas son funciones del espacio y del tiempo y están definidas dentro de un volumen o superficie y se conoce como fuente. El sistema de fuerzas más elemental se compone de una fuerza puntual impulsiva tanto en espacio como en tiempo en una dirección arbitraria. Matemáticamente, a través de la función delta de Dirac es posible representar una fuente puntual como,

$$F_i(x_k, t) = \delta(x_k - \xi_k)\delta(t - \tau)e_i , \quad (2.5)$$

donde ξ_k y τ son las coordenadas espaciales y temporales de la fuente.

La ecuación (2.5) describe una fuerza unitaria en la dirección e aplicada en un punto ξ_k en el tiempo τ y es nula fuera de estas coordenadas. Si se reemplaza (2.5) en (2.2), se tendría una ecuación diferencial cuya solución es el desplazamiento elástico en todos los puntos del volumen V delimitado por una superficie S . Dado que para cada orientación e de la fuerza hay una solución diferente, se puede escribir una solución general para el desplazamiento como un tensor de segundo orden:

$$G_{ni}(\xi_k, \tau, x_k, t) , \quad (2.6)$$

donde n es la dirección de la fuerza, i representa la dirección del desplazamiento para cada dirección de la fuerza n , (x_k, t) son las coordenadas en las que se evaluará el desplazamiento y (ξ_k, τ) son las coordenadas en las que se aplica la fuerza.

Reemplazando (2.6) y (2.5) en (2.2) y despejando para la fuerza, se llega a una ecuación diferencial de la forma:

$$\rho \ddot{G}_{ni} - C_{ijkl} \ddot{G}_{nk,lj} = \delta(x_s - \xi_s)\delta(t - \tau)\delta_{ni} . \quad (2.7)$$

La solución de la ecuación (2.7) representa el desplazamiento elástico producido por una fuerza impulsiva unitaria en espacio y tiempo. Por lo tanto, la función (2.6) que satisface (2.7) se define como el tensor de Green en elastodinámica (Morse y Feshback, 1953) y representa la respuesta de un medio elástico a un estímulo impulsivo. La forma de este tensor depende de las características del medio y en

el caso de medios finitos, también de la forma, el volumen y las condiciones de frontera del mismo. Para cada medio existe un tensor de Green diferente y dado que éste define cómo reacciona mecánicamente un medio ante un fuerza puntual y unidireccional, se puede considerar como una propiedad intrínseca del medio (Fig. 9).

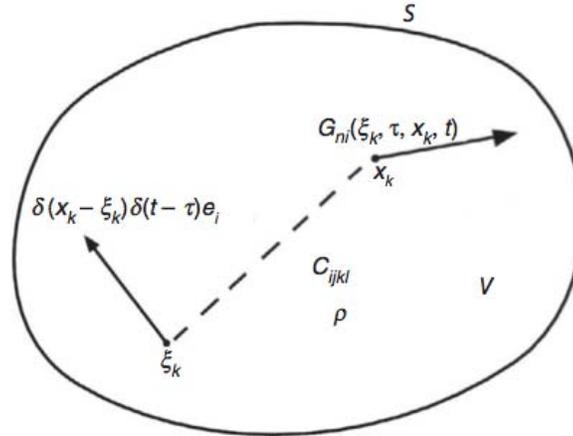


Figura 9. Desplazamiento G_{ni} (tensor de Green) producido por una fuerza impulsiva en dirección e_i y en un punto ξ_k . Tomado de Udías et al. 2014.

2.2.3 Teorema de representación: Dado que las observaciones en sismología son los desplazamientos en la superficie, resulta conveniente encontrar una ecuación que exprese dichos desplazamientos en términos de los parámetros de la fuente. Esto puede ser obtenido a través de un teorema de representación, el cual constituye una herramienta matemática fundamental en el estudio de la mecánica de los sismos.

El primer paso para determinar un teorema de representación es considerar dos fuerzas independientes f y g actuando en un mismo medio de volumen V y limitado por una superficie S . Los esfuerzos actuantes son T^u y T^w y los desplazamientos correspondientes u y w (Fig. 10). Reemplazando los desplazamientos, las tracciones y las fuerzas en (2.2) resulta en,

$$\int_S T_i^u dS + \int_V f_i dV = \int_V \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV, \quad (2.9)$$

$$\int_S T_i^w dS + \int_V g_i dV = \int_V \rho \frac{\partial^2 w_i}{\partial t^2} dV. \quad (2.10)$$

Multiplicando (2.11) y (2.12) por los desplazamientos w_i y u_i respectivamente, restando e integrando en el dominio del tiempo da como resultado,

$$\int_{-\infty}^{\infty} dt \int_V \rho \left(u_i \frac{\partial^2 w_i}{\partial t^2} - w_i \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \right) dV = \int_{-\infty}^{\infty} dt \int_S (u_i T_i^w - w_i T_i^u) dS + \int_{-\infty}^{\infty} dt \int_V (u_i g_i - w_i f_i) dV . \quad (2.10)$$

Esta ecuación relaciona las aceleraciones y los desplazamientos producidos por dos sistemas de fuerzas y esfuerzos en un mismo cuerpo. Un caso particular, en el cual todas las velocidades y desplazamientos son nulos previo a un tiempo determinado, es decir, que las fuerzas y esfuerzos comienzan a actuar en un tiempo determinado, se denomina el principio de causalidad y se satisface en el caso de los sismos. Si se asume el principio de causalidad, es decir, que el cuerpo está en reposo antes de que empiecen a actuar las fuerzas y los esfuerzos, la parte izquierda de la integral en (2.10) es cero y se tiene que,

$$\int_{-\infty}^{\infty} dt \int_S (u_i T_i^w - w_i T_i^u) dS + \int_{-\infty}^{\infty} dt \int_V (u_i g_i - w_i f_i) dV = 0 . \quad (2.11)$$

Esto es un resultado relevante, puesto que (2.11) implica que los desplazamientos asociados a un sistema de fuerzas pueden ser representados por los desplazamientos asociados a otro sistema, siempre que la condición de causalidad sea satisfecha (lo cual, lo hacen los desplazamientos asociados a eventos sísmicos). En conclusión, se pueden representar los desplazamientos producidos por un sistema complicado de fuerzas (Fuente sísmica que origina un sismograma) en términos de los producidos por una fuerza simple (fuente puntual que origina un Tensor de Green).

Si se quiere conocer el campo de desplazamiento (sismograma) producto de un sistema de fuerzas complicado (fuente sísmica) empleando el principio de causalidad, se puede reemplazar g_i en (2.11) por una fuente puntual (2.5), el campo de desplazamiento asociado w_i por el tensor de Green (2.6) y T_i^w por las derivadas del tensor de Green. Bajo estas consideraciones y recordando que por la definición de la función delta el término $u_i \delta(x_s - \xi_s) \delta(t - \tau) \delta_{in}$ es igual a $u_n(\xi, \tau)$, (2.11) se convierte en:

$$u_n(x_s, t) = \int_{-\infty}^{\infty} dt \int_V f_i(\xi_k, \tau) G_{ni}(\xi_k, \tau; x_s, t) dV(\xi_k) + \int_{-\infty}^{\infty} dt \int_S [G_{ni}(\xi_k, \tau; x_s, t) T_i(\xi_k, \tau) - C_{ijkl} u_j(\xi_k, \tau) G_{nk,l}(\xi_k, \tau; x_s, t) v_j(\xi_k)] dS(\xi_k) , \quad (2.12)$$

donde ξ_k y τ son las variables de integración. La ecuación (2.12) se denomina teorema de representación y permite determinar el campo de desplazamientos

$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ producidos por fuerzas \mathbf{f} actuando por unidad de volumen dV , esfuerzos $\mathbf{T}(\xi, \tau)$ actuando en la superficie S que encierra a V y por desplazamientos $\mathbf{u}(\xi, \tau)$ en la misma superficie si se conoce el tensor de Green del medio. Por lo tanto, solo es necesario resolver la ecuación de movimiento una vez para obtener el tensor de Green y luego a través de (2.12) se puede generalizar este resultado para obtener cualquier campo de desplazamiento.

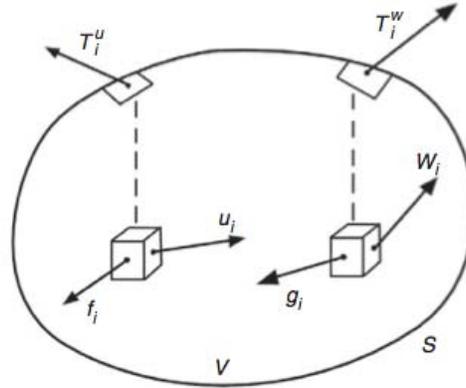


Figura 10. Campos de desplazamientos u_i y w_i correspondientes a las fuerzas de cuerpo f_i y g_i que actúan en el volumen V y a los esfuerzos T_i^u y T_i^w que actúan en la superficie S . Tomado de Udías et al. 2014.

2.2.4 Representación de la fuente sísmica: El proceso de ruptura que genera un sismo tiene lugar en una región particular denominada fuente o región focal, que puede ser representada por un volumen limitado al interior de la Tierra. Si se considera La Tierra como un volumen V limitado por una superficie S cuyo interior contiene la región focal también definida por un volumen V_0 y limitado por una superficie S' , los procesos de la fuente pueden ser representados por un sistema de fuerzas volumétricas \mathbf{F} definidas al interior del volumen V_0 y por los esfuerzos \mathbf{T} asociados que análogamente se encuentran definidos para la superficie S' (Fig. 11). Bajo estas consideraciones, se puede demostrar que la ecuación de movimiento puede escribirse como:

$$u_n(x_s, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{V_0} f_i G_{ni} dV + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{S'} (G_{ni} T_i - C_{ijkl} u_i G_{nk,l} n_j) dS' + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_S (G_{ni} T_i' - C_{ijkl} u_i G_{nk,l} v_j) dS, \quad (2.13)$$

donde n_j es la normal a S' y v_j la normal a S . Se puede demostrar que si las condiciones en la superficie externa S son homogéneas, entonces la integral $\int_S (G_{ni} T_i' - C_{ijkl} u_i G_{nk,l} v_j) dS$ es igual a cero. Estas condiciones de homogeneidad son satisfechas por un medio infinito y por tanto, los desplazamientos elásticos fuera de la región focal están determinados por las condiciones al interior de la

fuerza (f_i, T_i y u_i). Así mismo, dado que los sismos son causados por movimientos de fallas, es posible deformar el volumen focal V_0 hasta generar dos capas infinitamente cercanas (no hay volumen entre ellas) en la superficie S' . La discontinuidad en el campo de desplazamiento generado por las dos capas a ambos lados de S' puede expresarse como:

$$\Delta u_i = u_i^+ - u_i^- . \quad (2.14)$$

Por lo tanto, los desplazamientos elásticos en un medio infinito pueden expresarse a través de tres términos: la distribución de fuerzas f_i , la discontinuidad del campo de desplazamiento Δu_i y la distribución de esfuerzos T_i sobre la superficie S' , así:

$$u_n(x_s, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{V_0} f_i G_{ni} dV + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{S'} C_{ijkl} \Delta u_i G_{nk,l} n_j dS + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{S'} G_{ni} T_i dS . \quad (2.15)$$

Si bien el campo de desplazamiento viene dado por las tres integrales de (2.15), por cuestiones prácticas se suele emplear solo uno de los tres y por tanto, existen tres formas de representar la fuente sísmica. La primera es a través de fuerzas de volumen actuando en la falla S' y corresponde a la expresión $\int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{V_0} f_i G_{ni} dV$. Considerando que las fuerzas de volumen que actúan en S' no existen en realidad, se denominan fuerzas equivalentes, es decir, que son fuerzas que generan desplazamientos elásticos idénticos a aquellos generados por los procesos físicos reales que ocurren en la fuente de un sismo. Una segunda representación de la fuente, puede ser a través de la dislocación del desplazamiento o la discontinuidad del campo de desplazamiento y corresponde a la expresión $\int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{S'} C_{ijkl} \Delta u_i G_{nk,l} n_j dS$. En este caso, el campo de desplazamiento en el medio es dado por el desplazamiento inelástico de la fuente y no por los esfuerzos de la misma, por tal motivo, esta representación de la fuente se conoce como modelo cinemático. Finalmente, la tercera opción para representar la fuente es a través de los esfuerzos en la falla y corresponde a la expresión $\int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{S'} G_{ni} T_i dS$. En la representación de la fuente a través de los esfuerzos en la falla se tiene una discontinuidad en el campo de desplazamientos (Δu_i) generada por una caída de esfuerzos y se denomina modelo dinámico. Los modelos dinámicos son mucho más complejos de representar que los cinemáticos puesto que se debe conocer la distribución de esfuerzos a lo largo de la falla, sus cambios en el tiempo (caída de esfuerzos) y las propiedades mecánicas del material en la región focal (resistencia, fricción, etc.) ; es por ello, que la mayoría de los casos la solución de los modelos dinámicos solo puede encontrarse a través de métodos numéricos.

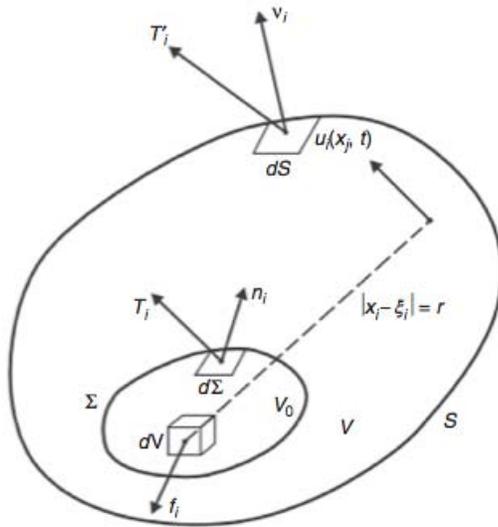


Figura 11. Representación de una fuente sísmica como una superficie Σ que encierran volumen V_0 y una sistema de fuerzas por unidad de volumen f_i . Tomado de Udías et al. 2014.

Existen diversas formas de describir fuentes sísmicas a partir de las representaciones de (2.15). Por ejemplo, las fuerzas equivalentes pueden ser sistemas de una única fuerza más un tensor de momentos sísmicos completo en el caso de sismos volcánicos o deslizamientos de tierra, o dobles pares de fuerza en el caso de fallas sísmicas. Así mismo, también es posible describir diversas fuentes sísmicas dependiendo de la orientación del deslizamiento de la falla. Para representar la geometría del deslizamiento de una falla se emplean representaciones estereográficas de los planos de falla y auxiliar a través de esferas focales, con las cuales también es posible representar una fuente sísmica (Fig. 12).

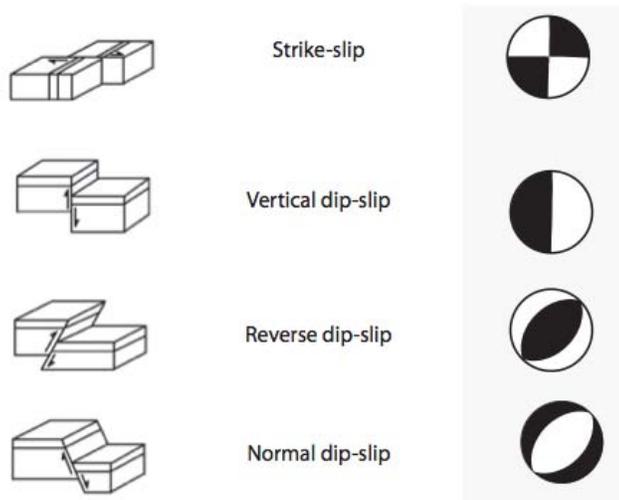


Figura 12. Tipos de fallas (columna izquierda) y esferas focales (columna derecha) asociadas. Tomado de Udías et al. 2014.

2.2.5 Tensor de momentos sísmicos: El tensor de momentos sísmicos (M_{ij}) (Gilbert, 1970) se define como,

$$M_{ij} = \mu \frac{1}{2} \int_S (d_i \hat{s}_j + \hat{s}_i d_j) dS, \quad (2.16)$$

donde μ es el módulo de rigidez del material que se rompe, d_i es el deslizamiento en la falla y \hat{s}_j es la normal a la superficie de la falla.

De igual manera, se puede demostrar que a partir de (2.16) se puede estimar el tamaño de un evento sísmico a partir del momento sísmico escalar (Aki, 1966)

$$M_o = \mu \Delta \bar{u} S ; \quad \Delta \bar{u} = \frac{1}{S} \int_S \Delta u(\xi_i) dS, \quad (2.17)$$

donde $\Delta \bar{u}$ es el deslizamiento promedio final de la falla y S es el área de la misma. Las unidades del momento sísmico escalar en el sistema internacional son Newton-Metros (Nm) y dado que relaciona las propiedades mecánicas, el deslizamiento y el área de ruptura de la falla; es una variable física que cuantifica adecuadamente el tamaño de un sismo.

Análogamente a como el tamaño de un sismo puede ser cuantificado adecuadamente por el momento sísmico escalar, el tensor de momentos es útil como una formulación genérica para describir distintos tipos de fuentes sísmicas. El tensor de momentos, es un tensor de segundo orden (9 elementos) y simétrico (6 elementos independientes). Cada elemento de la diagonal del tensor representa un par de fuerzas, que son colineales pero en sentidos opuestos y está asociado a cambios en el volumen del cuerpo; en tanto que los demás elementos representan momentos, que son fuerzas en un mismo plano y dirección pero no colineales, asociados a deformaciones sin cambios de volumen (Fig.13). El tensor de momentos también puede estar expresado como una integral sobre cierta fuente volumétrica o superficial, en cuyo caso se denominaría densidad superficial (m'_{ij}) o volumétrica (m_{ij}) del tensor de momentos sísmicos:

$$M_{ij} = \int_{V_o} m_{ij} dV_o = \int_{\Sigma} m'_{ij} d\Sigma. \quad (2.18)$$

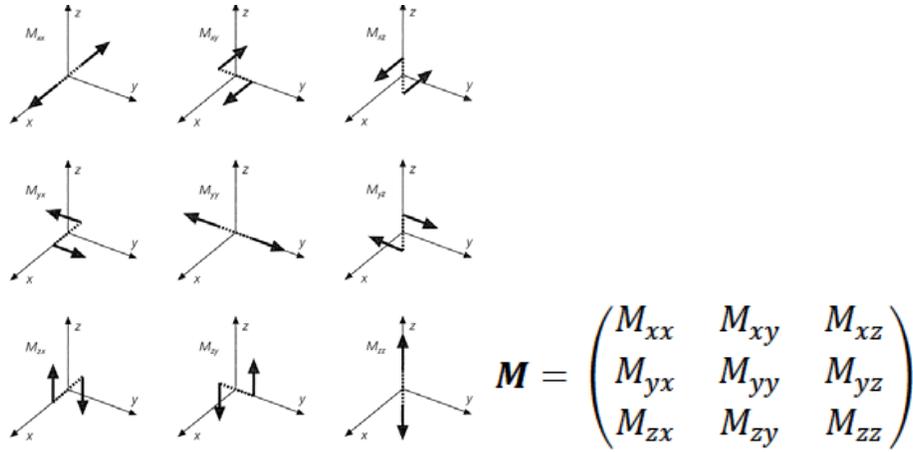


Figura 13. Tensor de momentos sísmicos, pares de fuerza y momentos que representa cada elemento. Tomado de Stein y Wysession (2002)

Otro aspecto útil del tensor de momentos, es que al representar un sistema de fuerzas de cuerpo,

$$F_i = -m_{ij,j}, \quad (2.19)$$

es posible expresar el campo de desplazamiento como un efecto del accionar de fuerzas de cuerpo (en este caso el tensor de momentos) empleando únicamente la primera integral de (2.15),

$$u_i(x_n, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{V_0} [-m_{kj,j}(\xi_n, \tau) G_{ik}(\xi_n, \tau, x_n, t)] dV_0. \quad (2.20)$$

A partir de (2.20) se puede demostrar que el campo de desplazamiento puede expresarse directamente como una convolución temporal del tensor de momentos y las derivadas espaciales de la función de Green, así:

$$u_i(x_n, t) = \int_{-\infty}^{\infty} M_{kj}(\tau) G_{ik,j}(x_n, t - \tau) d\tau. \quad (2.21)$$

La ecuación (2.21) es un resultado muy importante puesto que resume cómo es posible calcular sismogramas sintéticos a partir de la representación de la fuente sísmica y de las propiedades mecánicas del medio. La representación de la fuente sísmica se hace a través del tensor de momentos sísmicos y las propiedades mecánicas del medio que están implícitas en el tensor de Green. Para este trabajo, el tensor de momentos es independiente del tiempo y se hace una suma ponderada de los elementos de la derivada espacial del tensor de Green con respecto a la coordenada de la fuente.

$$u_i(x_n, t) = \sum_{j,k} M_{kj} G_{ik,j}(x_n, t), \quad (2.22)$$

donde $G_{ik,j}(x_n, t)$ es la derivada espacial del tensor de Green con respecto a la coordenada de la fuente. Adicionalmente, en este trabajo previo a la inversión y cálculo de sismogramas sintéticos, se calcula el campo de desplazamiento asociado a cada uno de los elementos independientes del tensor de momentos sísmicos, es decir, la respuesta a una fuente en la cual cada uno de los elementos independientes del tensor de momentos es igual a 1 y los demás son iguales a cero. Dado que el tensor de momentos sísmicos es simétrico, cuando $M_{kj} = 1$, también $M_{jk} = 1$ y el campo de desplazamientos asociado a cada uno de los elementos independientes (6 elementos) para una estación sísmica (3 componentes), se compone de un total de 18 registros, cada uno de los cuales se denomina como respuesta elemental del tensor de momentos (EMTR, por sus siglas en inglés) y se calcula así:

$$\text{EMTR}_i^{11} = \sum_{j,k} \begin{bmatrix} M_{11} = 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} G_{ik,j}(x_n, t) = M_{11} G_{i1,1}(x_n, t), \quad (2.23)$$

$$\text{EMTR}_i^{12} = \sum_{j,k} \begin{bmatrix} 0 & M_{12} = 0.5 & 0 \\ M_{21} = 0.5 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} G_{ik,j}(x_n, t) = M_{12} G_{i2,1}(x_n, t) + M_{21} G_{i1,2}(x_n, t),$$

etc.

Las 18 EMTR son la base sobre la cual se construyen los sismogramas sintéticos asociados al tensor de momento encontrado en la inversión, análogamente como se calculan en (2.22).

Dado que a través de las esferas focales es posible representar una fuente sísmica, a partir de los distintos valores de los elementos del tensor de momentos sísmicos también es posible representar esferas focales (Fig. 14-16), las cuales se pueden descomponer en tres componentes principalmente: Doble par puro, Isótropa y CLVD (del inglés *Compensated Linear-Vector Dipole*). Que es una pero no la única forma de descomposición del tensor de momentos sísmicos.

Componente doble par puro: En la mayoría de los sismos tectónicos, se pueden representar las fuentes aproximadamente a un doble par puro, es decir, a un deslizamiento “doble” en una falla plana sin separación alguna entre los bloques a cada lado de la falla y sin esfuerzos asociados a explosiones o implosiones, es decir, sin variaciones de volumen. En términos de la representación del tensor de momentos, esta componente se caracteriza porque la traza de la matriz es cero y además, existe una relación entre los pares de fuerza de la diagonal donde el

primer elemento de la diagonal es igual a menos otro elemento de la diagonal y el tercer elemento es igual a cero .

$$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad \left| \quad \begin{array}{c} \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \end{array} \right. \quad \left\| \quad \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad \left| \quad \begin{array}{c} \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \end{array} \right.$$

Figura 14. Mecanismos focal y tensor de momentos para sismo doble par. Tomado de Stein y Wyession (2002)

Componente Isótropa: A esta componente se asocian eventos como explosiones nucleares, impactos meteoríticos y/o eventos volcánicos (tránsito de fluidos asociados a procesos magmáticos). En este caso, ocurren cambios en el volumen asociados a cambios súbitos de presión producto de las explosiones ,implosiones o apertura de fallas consecuencia de intrusiones de gases o magma en el caso de ambientes volcánicos (Stein y Wyession, 2002). Matemáticamente, el cambio del volumen se ve representado en la traza del tensor de momentos, que no solo es diferente de cero sino que también los elementos de la diagonal son iguales.

$$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad \left| \quad \begin{array}{c} \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \end{array} \right. \quad \left\| \quad -\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad \left| \quad \begin{array}{c} \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \end{array} \right.$$

Figura 15. Mecanismos focal y tensor de momentos para evento Isótropo. Tomado de Stein y Wyession (2002).

Componente CLVD: En este tipo de eventos no hay componente isotrópa, sin embargo, hay una relación en los pares de fuerza de la diagonal del tensor en la cual, un par de fuerza es igual a menos dos veces la magnitud de los otros. En términos de la fuente, representan ambientes tectónicos complejos. Una hipótesis, asocia esta componente a sismos simultáneos cercanos, producto de fallas de distinta geometría (Aki y Richards, 1980).

$$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad \left| \quad \begin{array}{c} \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \end{array} \right. \quad \left\| \quad \frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad \left| \quad \begin{array}{c} \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \\ \text{Nudo} \end{array} \right.$$

Figura 16. Mecanismos focal y tensor de momentos para evento CLVD. Tomado de Stein y Wyession (2002).

Es importante resaltar que todas estas configuraciones del tensor de momentos son abstracciones teóricas de la forma como se puede representar una fuente sísmica y por lo tanto, los eventos sísmicos suelen ser una combinación de las tres, en donde bajo ciertas condiciones predomina una representación sobre la otra.

2.3 Inversión del tensor de momentos sísmicos

Si se tienen observaciones asociadas a un fenómeno dado (datos observados) y un modelo teórico que intenta predecir su comportamiento (datos sintéticos), el procedimiento matemático a través del cual se busca encontrar el conjunto de parámetros del modelo teórico tal que, los datos sintéticos y observados se asemejen tanto como sea posible, es lo que se conoce como un problema de inversión.

En el caso de la inversión del tensor de momentos sísmicos, los datos observados corresponden a los sismogramas registrados por los sismómetros en campo; los datos calculados con el modelo teórico a los sismogramas sintéticos (Ec. 2.22); el conjunto de parámetros a través de los cuales se hacen los cálculos teóricos, son los elementos del tensor de momentos sísmicos. Al final de la inversión, se considera como solución aquellos parámetros a través de los cuales los datos sintéticos son más próximos a los observados; en el caso del tensor de momentos, correspondería a los elementos del tensor de momentos con los cuales se calculan los sismogramas sintéticos más semejantes a los observados. Así mismo, el mecanismo focal y la magnitud del evento serían los asociados al tensor de momentos. Sin embargo, esta definición implica que las discrepancias entre los sismogramas sintéticos y observados dependen exclusivamente del tensor de momentos, es decir, de la fuente sísmica. Por lo tanto, se asume que el modelo de velocidad para las ondas sísmicas es perfecto, lo cual es estrictamente incorrecto. No obstante, si se cuenta con un modelo de velocidad lo suficientemente próximo a la realidad y se emplean longitudes de onda de los sismogramas, cuya interacción con las estructuras no incluidas en los modelos de velocidad sea mínima, esta suposición se vuelve válida.

Otro aspecto relevante en el proceso de inversión del tensor de momentos, es la forma cómo se mide la discrepancia entre los sismogramas sintéticos y observados. Para este trabajo empleamos una función de discrepancia de la forma de onda (Liu et al., 2004),

$$E_1(\mathbf{m}) = \frac{1}{2A_i} \sum_{i=1}^N w_i \int [d_i(t) - s_i(t, \mathbf{m})]^2 dt , \quad (2.24)$$

dónde \mathbf{m} , son los elementos del tensor de momentos; $d_i(t)$, son los sismogramas observados; $s_i(t, \mathbf{m})$, son los sismogramas sintéticos; w_i , es un factor de peso que depende del azimuth y la distancia epicentral a la estación que registra el evento y $A_i = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N w_i \int [d_i(t)]^2 dt$, corresponde a un factor de normalización para que los valores de discrepancia entre los sismogramas sintéticos y observados ($E_1(\mathbf{m})$) sea entre 0 y 1.

La ecuación (2.24) depende del tensor de momentos sísmicos, es adimensional y es la que se busca minimizar. Matemáticamente, el mínimo de una función se encuentra derivando esta respecto a los parámetros, por lo tanto, el tensor de momentos sísmicos que mejor describa la fuente será aquel que cuyos elementos hagan cero (aproximadamente) a las derivadas parciales de (2.25),

$$\frac{\partial E}{\partial m_j} = 0, j = 0, 1, \dots, 6 \quad ; \quad (2.25)$$

donde m_j son cada uno de los elementos del tensor de momentos sísmicos.

En la naturaleza iterativa del proceso de inversión del tensor de momentos sísmicos (Fig. 17), se modifican los parámetros del tensor tantas veces hasta que se reduce la discrepancia entre los sismogramas sintéticos y observados a un criterio preestablecido.

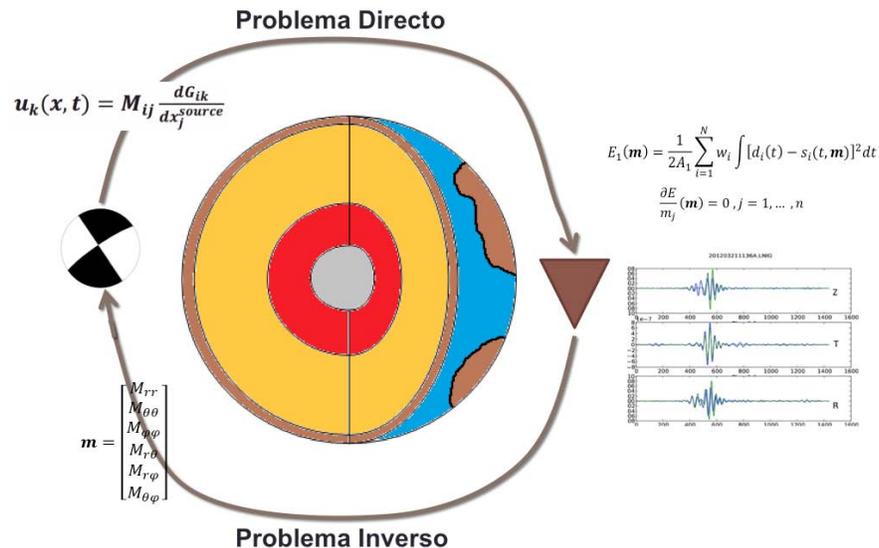


Figura 17. Proceso iterativo de inversión del tensor de momentos sísmicos: Cálculo de sismogramas sintéticos con un tensor inicial, cálculo de discrepancia entre los sismogramas sintéticos y observados, obtención de nuevos parámetros a partir de la discrepancia obtenida y recálculo de nuevos sismogramas sintéticos.

Finalmente, es importante aclarar que en este trabajo solo se lleva a cabo la inversión del tensor de momentos sísmicos, es decir, que se trata de encontrar el mecanismo focal y la magnitud asociada a los sismos. Las localizaciones hipocentrales asumidas para la inversión, son las reportadas por el Servicio Sismológico Nacional y no se invierten.

3. METODOLOGÍA

El desarrollo de este trabajo de investigación consta de cuatro pasos fundamentales: La adquisición de datos, el cálculo de las EMTR y de los sismogramas sintéticos, el procesamiento de los sismogramas sintéticos y observados a través de la interfaz gráfica y la inversión del tensor de momentos sísmicos.

3.1 Adquisición de datos

Dado que la intención de este proyecto es encontrar tensores de momento que no hayan sido reportados para sismos de magnitud intermedia en toda la República, se emplearon cuatro criterios para elegir los eventos a estudiar: eventos que cubran relativamente todas las regiones tectónicamente activas del país, que su epicentro se encuentre rodeado por una densidad de estaciones que permita llevar a cabo una inversión aceptable, que su magnitud se encuentre entre 4.5 y 5.0 y que no hayan sido reportados previamente (o que no se encuentren reportados en un catálogo sistemático y de acceso libre a la comunidad científica). Bajo los criterios de selección mencionados, se tomaron sismos de las siguientes zonas de México: Baja California, Chihuahua, Faja Volcánica Transmexicana, Fosa Mesoamericana (en México) y Chiapas (Fig. 18); la región del Golfo de México fue descartada puesto que la sismicidad reportada es escasa y la magnitud de los eventos es muy pequeña en relación con la distancia y cobertura de las estaciones más cercanas a los epicentros asociados. De igual manera, los registros de los sismos elegidos corresponden a las estaciones de la red de sismómetros del Instituto de Geofísica (IG) a cargo del Servicio Sismológico Nacional de México (SSN).

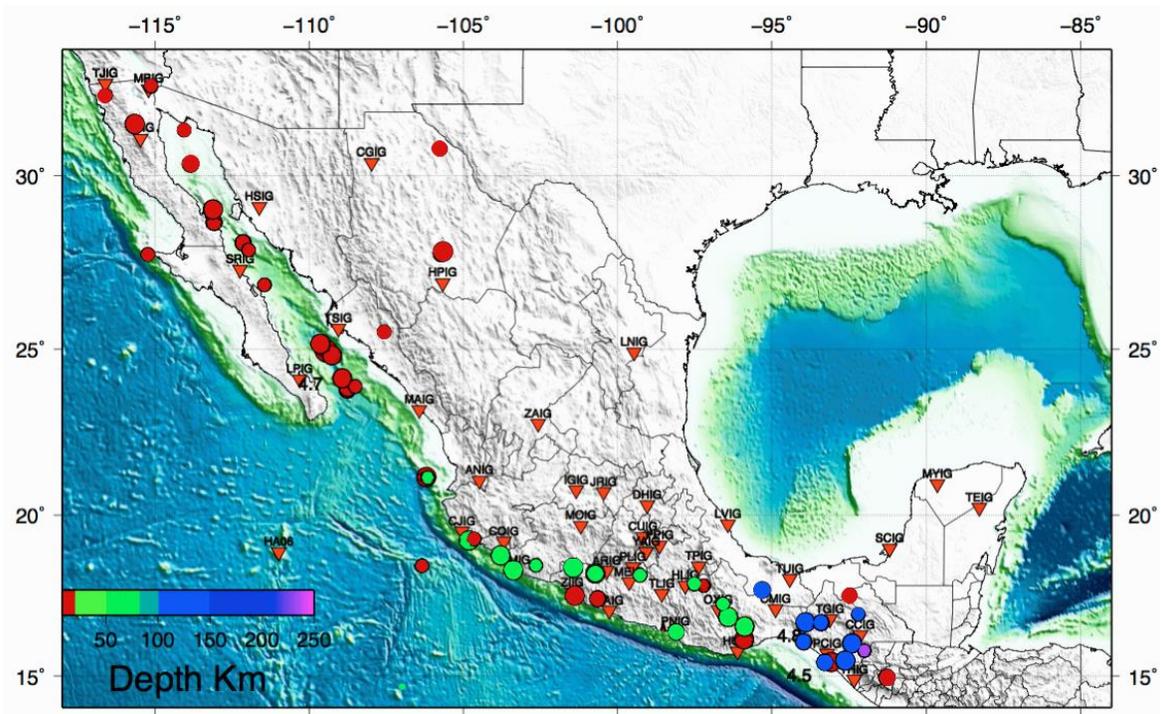


Figura 18. Mapa de estaciones y sismos elegidos para este estudio de la red IG del SNN.

Tabla 1. Hipocentro y magnitud de los sismos a estudiar en este trabajo

| FECHA (GMT) | LONGITUD | LATITUD | Prof. | Mag. |
|------------------|----------|---------|-------|------|
| 2008 03 29 13:34 | -93.07 | 15.43 | 16 | 4.8 |
| 2010 11 26 22:13 | -95.89 | 16.15 | 16 | 4.9 |
| 2010 07 10 02:08 | -92.616 | 15.475 | 118.8 | 4.8 |
| 2011 06 03 14:21 | -95.31 | 17.69 | 135 | 4.6 |
| 2011 12 28 23:19 | -91.28 | 14.95 | 10 | 4.7 |
| 2012 02 05 17:01 | -101.43 | 18.37 | 54 | 4.8 |
| 2012 06 12 13:13 | -93.277 | 15.419 | 101.7 | 4.7 |
| 2012 03 25 01:46 | -98.1 | 16.38 | 20 | 4.6 |
| 2013 06 29 21:19 | -99.26 | 18.14 | 49 | 4.5 |
| 2013 09 15 09:23 | -105.71 | 27.79 | 18.1 | 4.6 |
| 2013 10 04 11:19 | -105.64 | 27.82 | 10.57 | 4.7 |
| 2014 04 20 12:40 | -101.38 | 17.51 | 15 | 4.8 |
| 2014 05 10 17:26 | -100.64 | 17.41 | 13.5 | 4.7 |
| 2015 02 08 19:45 | -115.65 | 31.45 | 10 | 4.9 |
| 2015 02 28 14:41 | -108.76 | 23.78 | 13 | 4.7 |
| 2015 03 11 05:53 | -113.84 | 30.33 | 16 | 4.7 |
| 2015 04 08 14:30 | -115.12 | 32.49 | 10 | 4.5 |
| 2015 05 31 13:44 | -108.75 | 23.84 | 17 | 4.5 |

| | | | | |
|------------------|----------|--------|-------|-----|
| 2015 08 07 00:53 | -108.51 | 23.89 | 10 | 4.7 |
| 2015 09 13 02:40 | -109.44 | 24.94 | 16 | 4.9 |
| 2015 09 13 02:57 | -109.26 | 24.82 | 10 | 4.9 |
| 2015 09 13 10:04 | -109.63 | 25.15 | 10 | 4.8 |
| 2015 09 26 08:47 | -108.93 | 24.13 | 16 | 4.9 |
| 2015 01 15 03:21 | -100.72 | 18.2 | 57.1 | 4.8 |
| 2015 12 07 09:44 | -100.72 | 18.2 | 57.1 | 4.7 |
| 2012 04 12 06:48 | -113.084 | 28.682 | 10 | 4.8 |
| 2011 09 10 22:07 | -112.141 | 28.094 | 13 | 4.9 |
| 2009 08 03 18:07 | -113.123 | 29.045 | 10 | 5 |
| 2013 12 26 06:15 | -111.961 | 27.891 | 10 | 4.5 |
| 2012 05 11 23:08 | -115.23 | 27.763 | 10 | 4.5 |
| 2012 04 18 10:03 | -111.447 | 26.882 | 10 | 4.5 |
| 2009 10 26 09:56 | -107.567 | 25.512 | 10 | 4.5 |
| 2010 03 30 09:14 | -114.049 | 31.276 | 10 | 4.6 |
| 2010 02 14 21:35 | -116.591 | 32.242 | 10 | 4.6 |
| 2015 07 14 01:25 | -103.378 | 18.291 | 20.4 | 4.7 |
| 2015 09 02 20:25 | -103.796 | 18.759 | 24.2 | 4.7 |
| 2009 12 25 22:55 | -104.814 | 19.221 | 57 | 4.8 |
| 2014 03 22 19:49 | -106.201 | 21.159 | 10 | 4.8 |
| 2012 04 22 18:12 | -104.639 | 19.263 | 8 | 4.6 |
| 2009 09 26 19:10 | -106.147 | 21.143 | 35 | 4.5 |
| 2014 11 17 07:48 | -106.331 | 18.439 | 10 | 4.6 |
| 2009 01 26 18:37 | -102.636 | 18.445 | 50.3 | 4.5 |
| 2015 11 22 08:11 | -96.412 | 16.853 | 49 | 5.1 |
| 2015 11 06 20:14 | -95.88 | 16.547 | 48.7 | 5 |
| 2015 11 28 18:20 | -96.577 | 17.246 | 61.3 | 4.5 |
| 2012 03 20 18:21 | -97.201 | 17.826 | 10 | 4.6 |
| 2010 07 14 09:19 | -97.5 | 17.869 | 63.6 | 4.6 |
| 2010 02 09 17:58 | -92.4 | 16.024 | 206.4 | 5 |
| 2012 01 13 22:27 | -93.905 | 16.676 | 143.6 | 4.7 |
| 2015 12 03 11:41 | -93.408 | 16.673 | 155.8 | 4.7 |
| 2013 07 04 16:10 | -93.964 | 16.068 | 104.8 | 4.9 |
| 2011 12 18 05:03 | -92.003 | 15.786 | 235.1 | 4.5 |
| 2009 08 06 03:59 | -92.2 | 16.92 | 124 | 4.6 |
| 2014 12 03 05:47 | -92.476 | 17.534 | 9.1 | 4.5 |
| 2011 04 30 01:07 | -105.751 | 30.758 | 10 | 4.6 |
| 2013 09 21 12:42 | -105.66 | 27.845 | 10 | 4.7 |

3.2 Cálculo de las EMTR y de sismogramas sintéticos

Una vez adquiridos los sismogramas observados, se requiere calcular los sismogramas sintéticos para poder compararlos y llevar a cabo la inversión del tensor de momentos. Para el cálculo de los sismogramas sintéticos se requieren dos elementos principalmente: un algoritmo que permita hacer un cálculo eficiente y relativamente rápido y un modelo de velocidad realista el cual le permita al algoritmo simular formas de onda semejantes a las observadas (siempre y cuando se elija la fuente sísmica adecuada). Para este trabajo, antes del cálculo de los sismogramas estrictamente, se calculan las EMTR a través del algoritmo SPECFEM3D_GLOBE, el cual calcula formas de onda empleando un modelo de velocidades que consta de dos partes: un modelo de corteza (CRUST 2.0) y uno para el manto (S362ANI). Una vez calculadas las EMTR, éstas se suman ponderadas por el tensor de momentos y así se obtienen los sismogramas sintéticos.

3.2.1 SPECFEM3D_GLOBE: Las EMTR se calculan a través del software SPECFEM3D_GLOBE (Komatitsch et al., 1998, 1999, 2002a, 2002b, 2004, 2009, 2010a,2010b.), el cual es un algoritmo que simula la propagación de ondas sísmicas a partir del método de elementos espectrales (SEM, por sus siglas en inglés ; Patera, 1984), el cual es un método numérico que reúne la precisión del método espectral (Carcione 1990) y la flexibilidad del método de elementos finitos (Lysmer y Drake 1972, Marfurt 1984, Bao et al., 1998) y a su vez, resuelve las dificultades de condiciones de frontera y dispersión numérica asociadas a cada uno respectivamente.

La discretización del espacio a través del cual se simula la propagación de las ondas sísmicas en SPECFEM3D_GLOBE, se lleva a cabo a través de hexaedros que pueden ser deformados a partir de nodos de control, los cuales, dependiendo de la resolución que se requiera pueden ser desde 8 hasta 27 (Fig. 19). La deformación de los hexaedros a través de los nodos está definida analíticamente a través de polinomios de Lagrange y se denominan funciones de forma, que para el caso de un modelo 3D se describen como,

$$X(\varepsilon) = \sum_{a=1}^{n_a} N_a(\varepsilon)X_a . \quad (3.1)$$

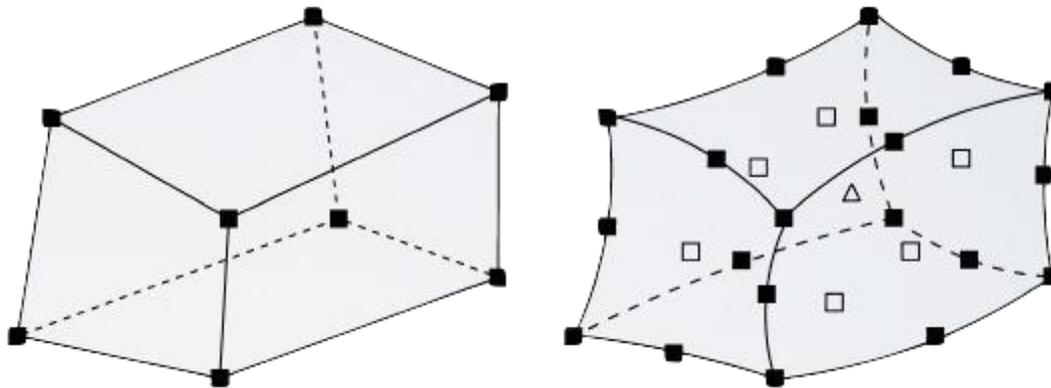


Figura 19. Hexaedros y los nodos que conforman los elementos finitos de la malla. A la izquierda 8 nodos y a la derecha 27. Tomado de Komatitsch y Tromp (1999).

La definición y ensamblaje de los hexaedros conforman la malla, cuyos elementos naturalmente, tienen distintas formas y tamaños que varían en función de los requerimientos propios de las características de la Tierra y las ondas sísmicas que se propagan a través de ella. Por ejemplo, el tamaño de los elementos en la malla aumenta conforme a la profundidad para mantener relativamente el mismo número de puntos por longitud de onda, esto es, debido al gradiente de velocidad (Fig. 20).

En resumen, la malla de SPECFEM3D_GLOBE (malla V4.0) se compone de 6 bloques o *Chunks* que rodean un cubo oblicuo en el centro (núcleo interno). Cada uno de los bloques está conformado por 57600 elementos en la superficie libre y 900 en la frontera núcleo interno-externo. El tamaño de los elementos incrementa sustancialmente su tamaño bajo los límites del Moho, la discontinuidad de 670 km y la frontera núcleo interno-externo. Además de las discontinuidades mencionadas, el modelo incluye las de 220 km, 400 km y la frontera manto-núcleo externo.

Una vez se tiene la malla, la simulación de la propagación de las ondas sísmicas a través de ésta consiste en un cálculo numérico donde no es necesario invertir un sistema lineal (lo que implicaría resolver para matrices enormes) sino que la matriz de masas es diagonal y por ende, es un método de cálculo más eficiente para cómputo en paralelo. Así mismo, las ecuaciones de movimiento que se resuelven, se formulan en la forma “débil”, dicha formulación implica expresar las ecuaciones de movimiento en su forma integral (en la formulación “fuerte”, se hace de forma diferencial) y resulta más eficiente puesto que a diferencia de la formulación “fuerte”, las condiciones de frontera se satisfacen inherentemente con la formulación.

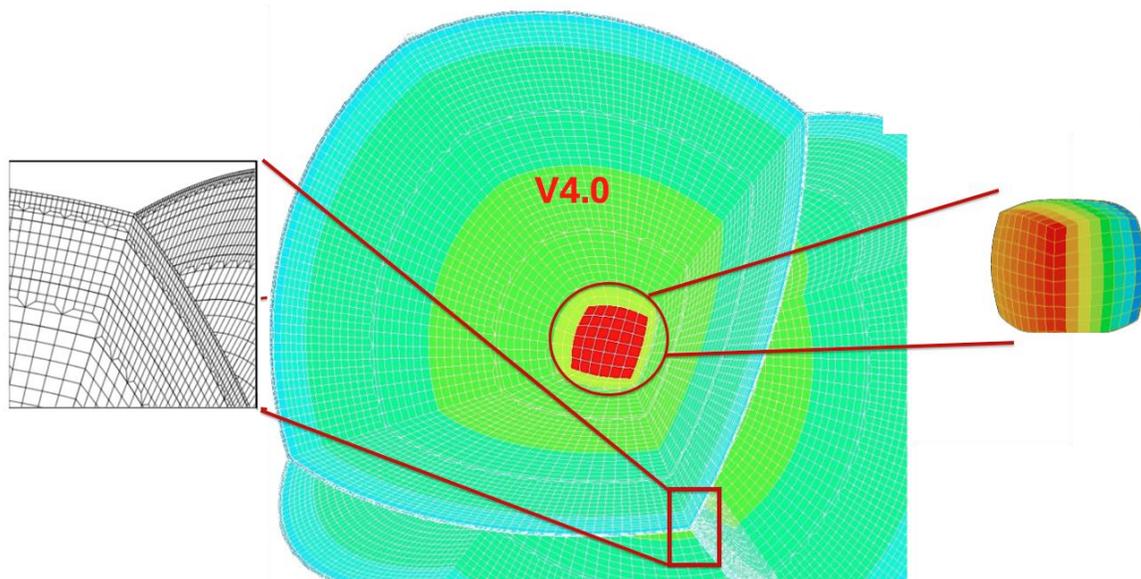


Figura 20. Malla V4.0 usada por SPEC3D_GLOBE para simulaciones 3D. En las ampliaciones se ve en detalle el cubo que se usa para el núcleo interno y el incremento del tamaño de los elementos en profundidad. Modificado de Komatitsch y Tromp (2002a) y de geodynamics.org/cig/files/9214/1158/9307/SPICE07presentation_David_Michea.pdf

3.2.2 Modelos de velocidad: SPEC3D_GLOBE empleó un modelo de velocidad que consta de un modelo de manto S362ANI (Kustowski et al. 2008) y uno de corteza Crust2.0 (Bassin et al. 2000).

El modelo S362ANI (Fig. 21) es un modelo de velocidad de onda de S para el manto (las ondas P y la densidad se calculan asumiendo un sólido de Poisson), contiene efectos de heterogeneidades laterales y de anisotropía; fue creado combinando datos de anomalías de fase de ondas superficiales (con periodos entre 35 – 150s), formas de onda de largo periodo (con periodos mayores a 50s) y tiempos de viaje de ondas de cuerpo. El modelo S362ANI se compone de 362 splines esféricos que modelan las variaciones laterales en la velocidad de propagación de onda de corte y la anisotropía, tiene una cobertura horizontal total y una cobertura vertical de 25 a 2800km de profundidad. En este modelo, la anisotropía radial se encuentra confinada en el manto superior (en los primeros 4 splines), es muy pequeña bajo los 250 km y desaparece alrededor de 410 km.

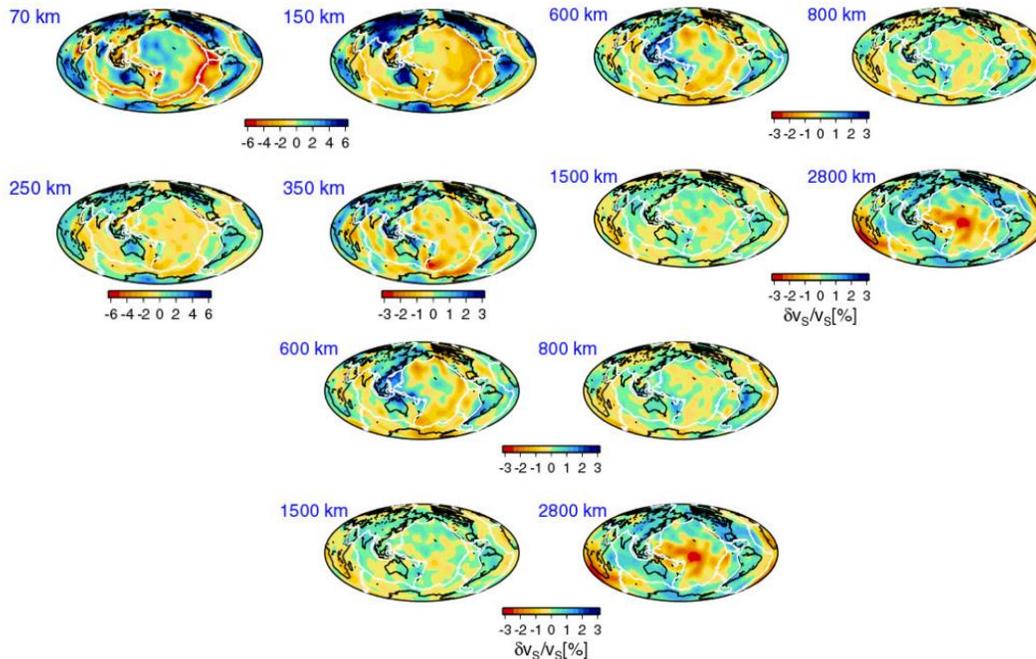


Figura 21. Anomalías de velocidad de onda de corte del modelo S362ANI respecto al modelo STW105. Tomado de Kustowski et al. 2008.

El modelo CRUST 2.0 es un modelo global de corteza que especifica densidad, velocidad de ondas P y S para una malla de $2^\circ \times 2^\circ$. Este modelo es una versión actualizada del modelo CRUST5.1 (Mooney et al. 1998) y se compone de 360 perfiles 1D donde cada uno de estos es asignado a cada celda de $2^\circ \times 2^\circ$. Cada perfil 1D es un modelo de 7 capas que incluye: hielo, agua, sedimentos suaves, sedimentos duros, corteza superior, corteza intermedia y corteza inferior. El modelo CRUST2.0 clasifica detalladamente 16 tipos distintos de corteza como fanerozoica, zonas de apertura, transición, orógenos, etc; así como su espesor y el espesor de los sedimentos (Fig.22). Este modelo fue elaborado a partir de una base de datos detallada de la estructura de la corteza y a partir de estudios de laboratorio. En las regiones donde no se contaba con medidas de campo se estimó la estructura de la corteza a través de un promedio estadístico de las regiones con una edad y ambiente tectónico semejante. La cobertura horizontal del modelo es total y su cobertura vertical va desde los 0 hasta los 70 km de profundidad en la zonas de subducción de Nazca-Sudamérica e India-Eurasia.

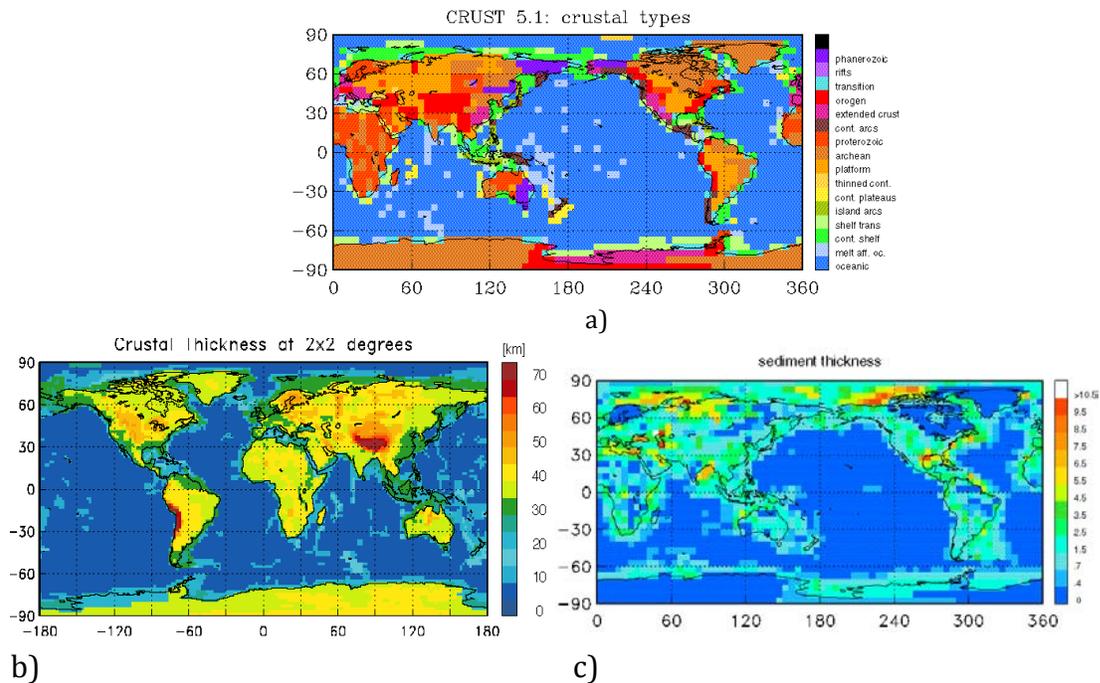


Figura 22. Tipos de corteza (a), espesores de la corteza (b) y sedimentos (c); empleados por el modelo CRUST2.0 (ahora actualizado como CRUST5.1). Tomado de: <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>.

3.3 Procesamiento de datos sintéticos y observados

Con los sismogramas sintéticos y observados calculados, resta procesarlos para posteriormente llevar a cabo la inversión del tensor de momentos. El procesamiento se lleva a cabo a través de la interfaz gráfica de usuario desarrollada en este proyecto, empleando el lenguaje Python a través de la librería ObsPy y es capaz de ejecutar las siguientes funciones (Fig. 23):

1. **Selección de Trazas:** Esta columna permite descartar las componentes en la estación que no se desean usar para la inversión.
2. **Avanzar / Retroceder:** Este botón permite avanzar hacia la estación previa o posterior.
3. **Espectro de frecuencia:** Estos botones permiten observar el espectro de frecuencia de los sismogramas y puede ser útil como criterio para elegir la ventana de frecuencias en la que se desean filtrar los sismogramas.
4. **Filtrado:** Con estos botones se pueden filtrar trazas tanto individualmente, es decir, la estación que se está visualizando (`-Filter`); o todas las estaciones (`-Filter_all`). Los filtros son Butterworth pasabanda de 4 polos en

ambas direcciones (fase nula) para evitar desfase de la señal y se ejecutan llamando una rutina en SAC (*Seismic Analysis Code*; Goldstein y Minner, 1995).

5. **Trazas por defecto:** En caso de que la ventana en la que se haya filtrado no sea la adecuada o se desee probar otra, estos botones regresan las trazas a sus valores por defecto (sin filtrar), tanto individualmente o para todas las estaciones.
6. **Ventana de tiempo para la inversión:** Con este botón se eligen las ventanas de tiempo con las que se van a comparar los sismogramas sintéticos y observados.
7. **Información de la estación:** En esta etiqueta se puede observar la fecha del evento, la estación, el azimut respecto al evento y la distancia.

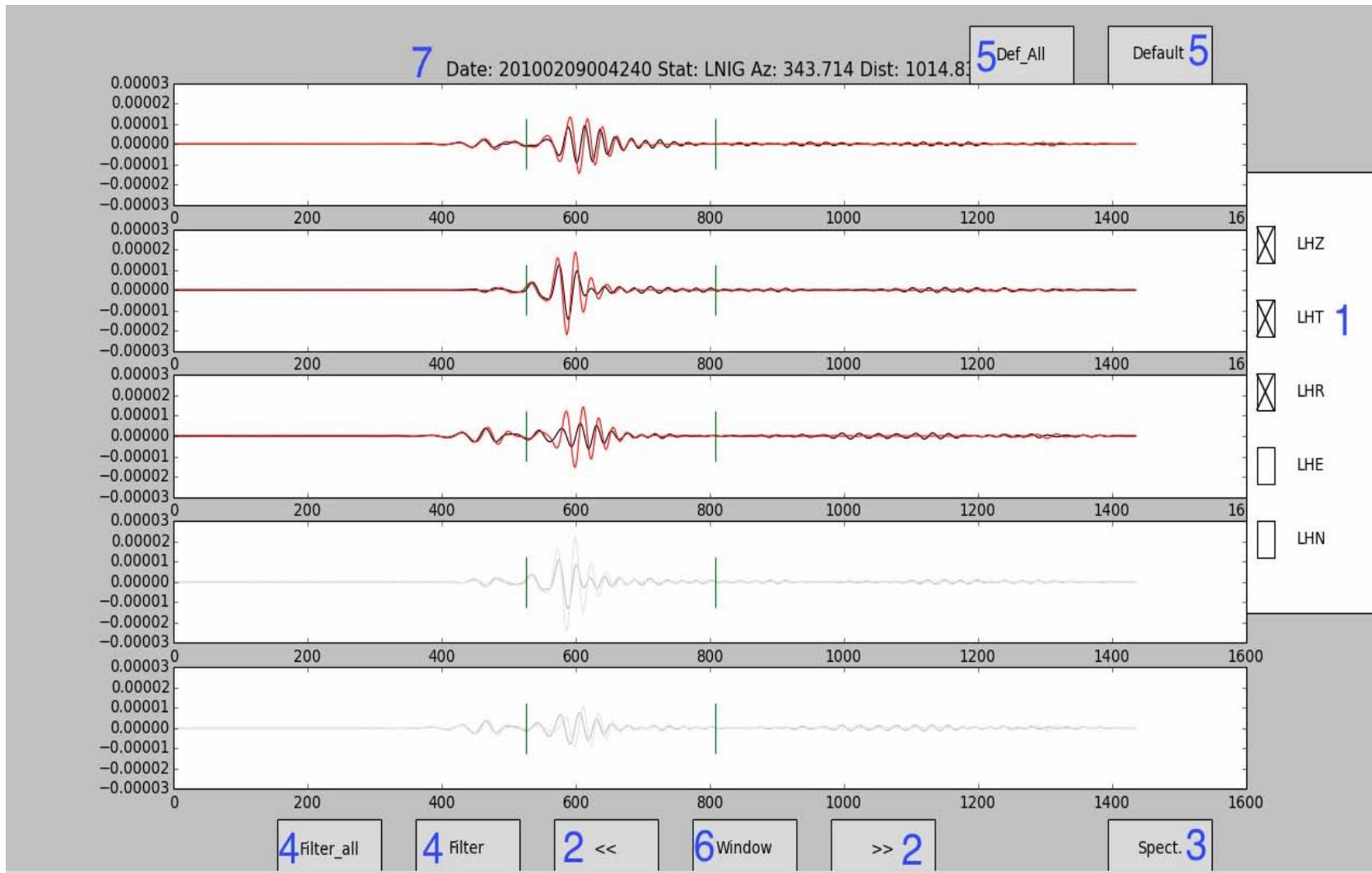


Figura 23. Ventana de procesamiento de sismogramas sintéticos y observado

3.4 Inversión de datos

Cuando se han procesado los sismogramas sintéticos y observados ya es posible llevar a cabo la inversión del tensor de momentos, la cual es una función incluida en la interfaz gráfica. En términos generales el proceso de inversión consta de tres pasos: selección de la ventana en la que se comparan los sismogramas sintéticos y observados, búsqueda de una solución inicial a través de un método de búsqueda de malla e inversión del tensor de momentos sísmicos.

3.4.1 Selección de la ventana de tiempo: La comparación entre los sismogramas sintéticos y observados (Ec. 2.24) se realiza en una ventana de tiempo que inicialmente es calculada a partir de velocidades de propagación de ondas superficiales (entre 2.5 y 4.5 km/s) y la distancia del epicentro a las distintas estaciones sismológicas. Se calcula una ventana de tiempo para cada par de sismogramas sintéticos y observados en cada una de las estaciones donde se registre un sismo, sin embargo, la estimación inicial de la ventana de tiempo puede excluir partes del registro que son relevantes para la inversión o puede incluir ruido y por tal motivo, la interfaz gráfica permite modificar la ventana de tiempo inicial para mejorar la selección inicial automática (Fig. 24)

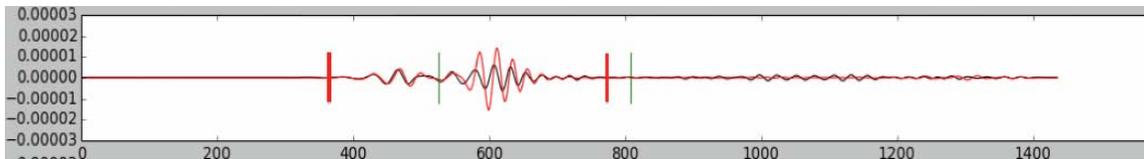


Figura 24. Selección de la ventana de tiempo en la cual se comparan los sismogramas sintéticos y observados previo a la inversión. Las líneas verdes corresponden a la ventana de tiempo calculada automáticamente en tanto que las rojas a las elegidas de forma manual.

3.4.2 Búsqueda de malla: Una vez elegidas las ventanas de tiempo en las cuales se va a llevar a cabo la comparación entre los sismogramas sintéticos y observados el paso siguiente y último antes de la inversión consiste en una búsqueda de una solución inicial a través de un método de búsqueda de malla. En términos generales, en la búsqueda de malla se hace un barrido por todos los posibles valores de rumbo, echado y deslizamiento; donde la primera búsqueda se hace a través de grandes rangos y saltos, sin embargo, una vez se encuentre una primera solución, se hace una segunda búsqueda más fina en un rango más pequeño y con saltos menores y finalmente una tercera búsqueda más detallada que la segunda (Fig.25). La solución "final" obtenida en la búsqueda de malla, constituye la solución que el método de inversión asume como solución inicial.

| 1. FIRST GRID SEARCH INVERSION | | |
|---------------------------------|-----------------------|--------------------------|
| STRIKE | DIP | RAKE |
| 0 ° - 180° (every 10°) | 0 ° - 90° (every 10°) | (-180 °) - 180° (30°) |
| 2. SECOND GRID SEARCH INVERSION | | |
| 105 ° - 135° (2.5°) | 35 ° - 65° (2.5°) | (-105 °) - (-15°) (7.5°) |
| 3. THIRD GRID SEARCH INVERSION | | |
| 101.2 ° - 108.7° (0.6°) | 31.2 ° -38.7° (0.6°) | (-94°) - (-71°) (1.8°) |

Strike : 120 ° +/- 10° **Strike : 105° +/- 2.5°** **Strike : 101.2° +/- 0.6°**
Dip: 50° +/- 10° **Dip: 35° +/- 2.5°** **Dip: 33.1° +/- 0.6°**
Rake: -60° +/- 30° **Rake: -82.5° +/- 30°** **Rake: -86.2° +/- 1.9°**

Figura 25. Ejemplo de búsqueda de mallado en tres iteraciones. En rojo: primera iteración, búsqueda de rumbo (strike) , echado (dip) y deslizamiento (rake) en un rango de 0-180°, 0-90° y (-180°) - 180° con pasos de 10°, 10° y 30° respectivamente. La primera solución encontrada es rumbo: $120^\circ \pm 10^\circ$, echado: $50^\circ \pm 10^\circ$ y deslizamiento: $60^\circ \pm 30^\circ$. A partir de la solución encontrada en la primera iteración, la segunda iteración en amarillo, hace una nueva búsqueda centrada en la primera solución encontrada y con pasos más pequeños y finalmente, una tercera iteración en verde, hace una búsqueda final centrada en la la segunda solución y con pasos aún más pequeños.

3.4.3 Inversión del tensor de momentos: El método de inversión que se emplea en este trabajo fue desarrollado para invertir tensores de momento para sismos en California (Liu et al.,2004) y posteriormente fue implementado para sismos en México (De La Vega, 2013) . En el método de inversión se trata de encontrar los 6 elementos independientes del tensor de momentos sísmicos (Fig. 13) tal que los sismogramas sintéticos que se calculen (Ec. 2.22) se asemejen tanto como sea posible a los observados, es decir, hagan mínima la ecuación de discrepancia (Ec. 2.24) que mide la diferencia entre los sismogramas. Los nuevos sismogramas sintéticos que son calculados a partir de los elementos del tensor encontrados en la inversión, se calculan como una superposición ponderada de las EMTR calculadas para cada uno de los elementos del tensor de momentos sísmicos, es decir, previo a la inversión se calculan tres EMTR (uno por cada componente del sismograma) donde la fuente sísmica es igual a uno para un elemento del tensor de momentos y cero para los demás, por lo tanto, se tienen 18 respuestas de tensor de momentos en total para una sola estación que representan a cada uno los elementos del tensor de momentos sísmicos por separado (Fig.26).

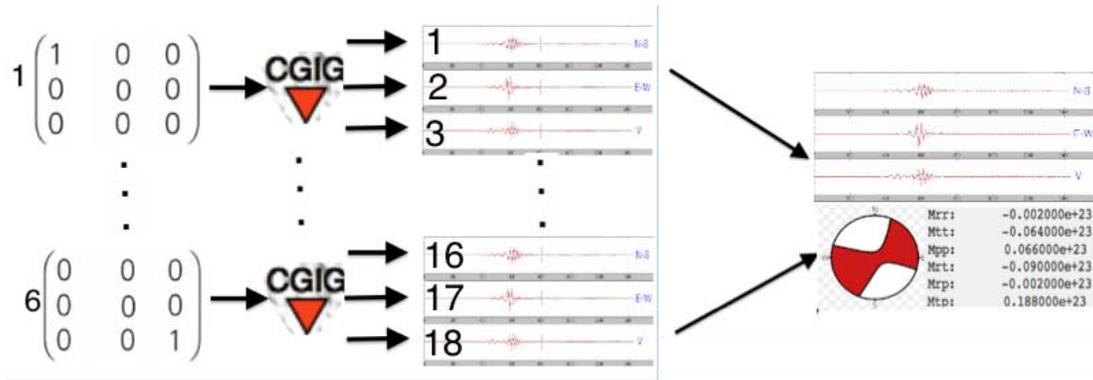


Figura 26. Construcción de sismogramas sintéticos y representación de una fuente sísmica a partir de la superposición de respuestas de tensor de momentos calculados para una estación y usando como fuente un elemento del tensor de momentos igual a uno y los demás igual a cero (para el ejemplo es la estación CGIG).

Dado que suponemos que las discrepancias entre los sintéticos y observados son producto de errores en la fuente, es importante determinar la sensibilidad de los sismogramas sintéticos a los parámetros de la fuente, lo cual se hace a través de las derivadas de Fréchet, que son las derivadas de una función respecto al parámetro del cual se quiere estimar su sensibilidad. En el caso de la sensibilidad de los sismogramas sintéticos respecto a los elementos de tensor de momentos, las derivadas de Fréchet serían de la forma:

$$\sum_j \frac{\partial S_i}{\partial m_j}(t, \mathbf{m}^0), \quad (3.2)$$

donde \mathbf{m}^0 corresponde al modelo inicial de tensor de momentos y S_i a los sismogramas sintéticos.

Además, a partir de las derivadas de Fréchet también se pueden calcular sismogramas sintéticos a través de la siguiente expresión,

$$s_i(t, \mathbf{m}) = \sum_{k=1}^6 \frac{\partial S_i}{\partial m_k}(t, \mathbf{m}^0) m_k, \quad (3.3)$$

que es la ecuación que emplea el método de inversión para recalculer los sismogramas sintéticos una vez ha encontrado los elementos del tensor de momentos que minimizan la función de discrepancia y es una expresión equivalente a (2.22).

3.4 Medición de la calidad de las inversiones

El paso final una vez hecha la inversión del tensor de momentos consiste en evaluar si la solución que arroja la inversión satisface los criterios de calidad preestablecidos. Para el caso de este trabajo, dichos criterios se basan en comparar la semejanza entre los sismogramas sintéticos y observados y en la longitud de la ventana de tiempo en la cual se hace dicha comparación; Esto se hace a través de tres parámetros a parte del empleado en la inversión (2.36) : Correlación máxima cruzada (CCMax, por sus siglas en inglés) ,desajuste de la forma de onda (WM, por sus siglas en inglés) (Hjörleifsdóttir, 2007) y la duración de la ventana de comparación entre los sismogramas sintéticos y observados respecto a la duración total del registro (WL, por sus siglas en inglés) . La CCMax se define como,

$$CCmax = \frac{d \cdot s}{[(d \cdot d)(s \cdot s)]^{\frac{1}{2}}}, \quad (3.4)$$

donde d , es el vector de sismogramas observados y s , el de los sintéticos.

El WM se define como,

$$WM = \frac{|d-s|^2}{(d \cdot s)}. \quad (3.5)$$

Finalmente, el WL se define como,

$$WL = \frac{t_f - t_o}{t_t}, \quad (3.6)$$

donde t_f , es el tiempo final de la ventana; t_o , es el tiempo inicial y t_t , es el tiempo total de duración del registro. El valor de WL es una valor normalizado que expresa un porcentaje del total de la duración del registro, puesto que para estudios futuros la longitud de los registros puede ser mayor o menor y un valor normalizado permitiría comparar objetivamente los distintos valores de WL que pudieran obtenerse.

No obstante, existen otros criterios cualitativos que son discrecionales del analista que hace uso de la interfaz gráfica, por ejemplo, el conocimiento previo del los regímenes tectónicos que dan lugar a los sismos. Es por tal motivo, que una vez llevada a cabo una inversión, la interfaz gráfica de usuario genera una serie de

figuras que permite observar de manera sencilla tanto los valores calculados para determinar la calidad de la inversión, como el mecanismo focal obtenido (Fig.27).

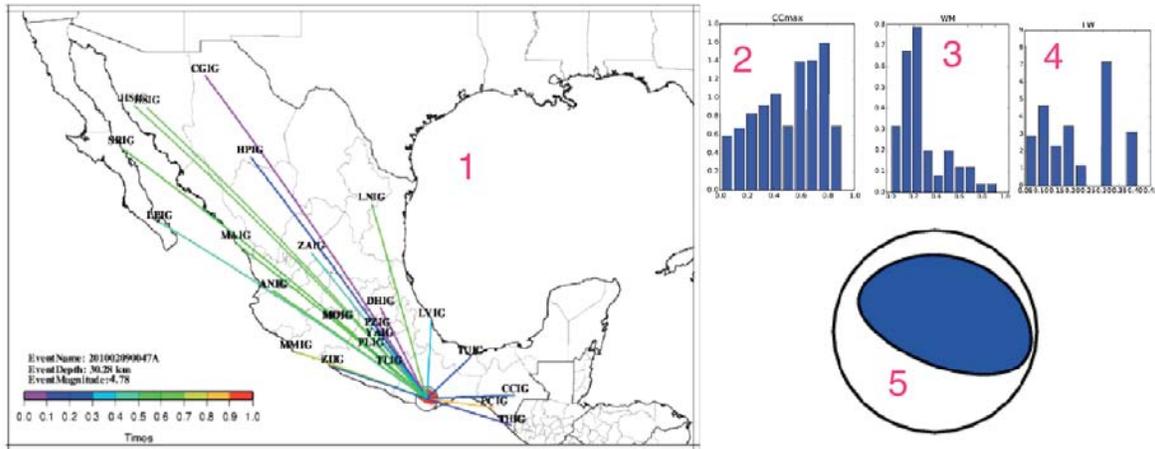


Figura 27. Reporte de resultados de la inversión y calidad de la misma.

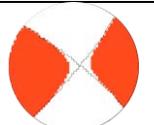
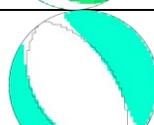
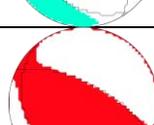
Los parámetros que se observan en el reporte son:

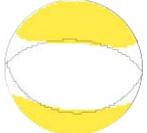
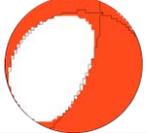
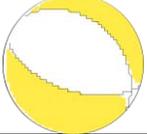
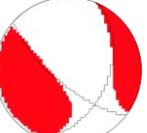
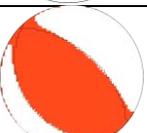
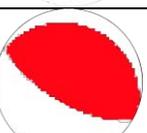
1. **Mapa CCMax:** Este imagen muestra en líneas de colores la CCMax para cada una de las estaciones, uniendo a cada una de ellas con el mecanismo focal obtenido para el evento, el cual a su vez, está ubicado en el epicentro del evento.
2. **Histograma CCMax:** muestra la distribución de la CCmax calculada para todas las estaciones.
3. **Histograma WM:** muestra la distribución del WM calculado para todas las estaciones.
4. **Histograma WM:** muestra la distribución del WM calculado para todas las estaciones.
5. **Mecanismo focal:** muestra el mecanismo focal obtenido para la inversión.

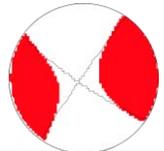
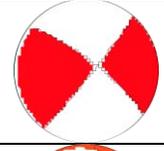
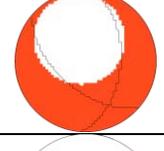
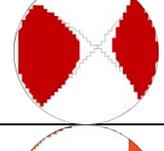
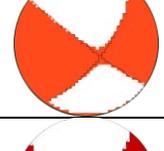
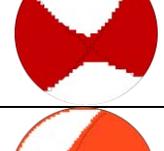
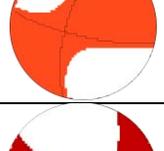
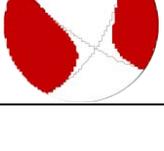
4 RESULTADOS

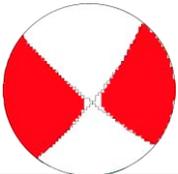
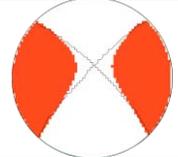
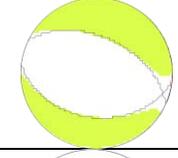
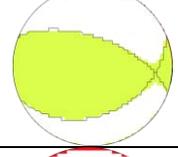
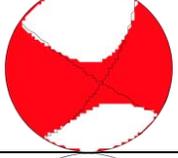
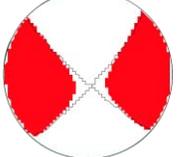
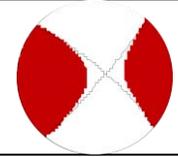
Se analizaron 52 sismos de magnitudes intermedias (4.5-5.0) de los cuales fue posible encontrar 38 tensores de momento, en las regiones de Baja California, Chihuahua, Chiapas y la zona de subducción en México (Fig. 28 y Tabla 2). Los mejores tensores de momento se obtuvieron en la zona de subducción en tanto que los resultados de menor calidad se encontraron en el norte de México, en la región de Chihuahua (Tabla 3).

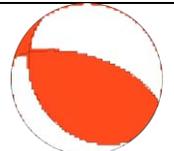
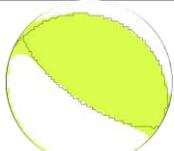
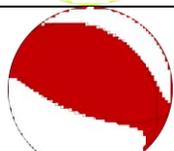
Tabla 2. Soluciones de tensor de momentos encontradas en este estudio para los sismos de la Figura 28. Los colores están asociados a la profundidad de los eventos de acuerdo a la barra de colores de la parte inferior izquierda de la figura 28

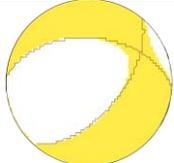
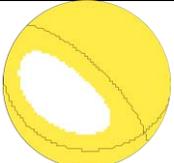
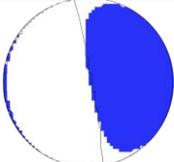
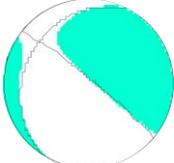
| Número evento | FECHA (GMT) | LONG. | LAT. | Prof. (km) | Mrr | Mtt | Mpp | Mrt | Mrp | Mtp | Exp. | Mag. | Foc.Mec. | DC % |
|---------------|------------------------|---------|--------|------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|---|------|
| 1 | 2008 03 29 13:34 | -93.07 | 15.43 | 16 | -0.039 | -1.01 | 1.05 | 0.016 | 0.149 | -0.21 | 23 | 4.8 |  | 90 |
| 2 | 2010 11 26 22:13 | -95.89 | 16.15 | 16 | 4.71 | -4.22 | -0.48 | 3.35 | -1.77 | 0.97 | 23 | 4.7 |  | 88 |
| 3 | 2010 07 10 02:08 | -92.616 | 15.475 | 118.8 | 8.01 | -4.66 | -3.36 | -8.99 | 4.76 | 5.2 | 23 | 4.6 |  | 87 |
| 4 | 2011 06 03 14:21 | -95.31 | 17.69 | 135 | -3.95 | 1.04 | 2.91 | 0.79 | -1.37 | -2.45 | 22 | 4.9 |  | 75 |
| 5 | 2011 12 28 23:19 | -91.28 | 14.95 | 10 | 1.91 | -1.23 | -0.68 | -1.8 | 0.732 | 1.18 | 22 | 4.7 |  | 88 |

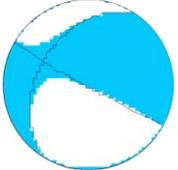
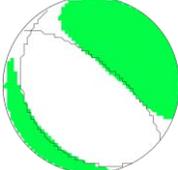
| | | | | | | | | | | | | | | |
|----|------------------------|---------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|----|-----|---|----|
| 6 | 2012 02 05 17:01 | -101.43 | 18.37 | 54 | -5.76 | 7.83 | -2.07 | 2.75 | -0.119 | -0.75 | 23 | 4.7 |  | 65 |
| 7 | 2012 06 12 13:13 | -93.277 | 15.419 | 101.7 | 1.21 | -1.29 | 0.082 | 1.56 | -1.25 | 0.446 | 22 | 4.6 |  | 95 |
| 8 | 2012 03 25 01:46 | -98.1 | 16.38 | 20 | -0.975 | 0.623 | 0.352 | -0.249 | -1.34 | 0.55 | 22 | 4.5 |  | 75 |
| 9 | 2013 06 29 21:19 | -99.26 | 18.14 | 49 | -6.6 | 5.19 | 1.42 | -3.55 | 0.069 | -3.41 | 21 | 4.7 |  | 94 |
| 10 | 2013 09 15 09:23 | -105.71 | 27.79 | 18.1 | 0.277 | 1.29 | -1.56 | -0.000 | 0.682 | 3.29 | 22 | 4.8 |  | 83 |
| 11 | 2013 10 04 11:19 | -105.64 | 27.82 | 10.57 | -1.06 | -0.955 | 2.02 | -1.08 | 0.735 | -1 | 22 | 4.8 |  | 65 |
| 12 | 2014 04 20 12:40 | -101.38 | 17.51 | 15 | 8.9 | -4.54 | -4.36 | -4.13 | 3.44 | 5.15 | 23 | 4.7 |  | 87 |
| 13 | 2014 05 10 17:26 | -100.64 | 17.41 | 13.5 | 4.24 | -3.51 | -0.73 | 3.87 | -2.4 | 1.61 | 22 | 4.9 |  | 99 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|----|------------------------|---------|-------|----|---------|-------|------|------------|--------|-------|----|-----|---|----|
| 14 | 2015 02 08 19:45 | -115.65 | 31.45 | 10 | -0.718 | -3.52 | 4.24 | -0.065 | -0.692 | -1.49 | 23 | 4.9 |  | 65 |
| 15 | 2015 02 28 14:41 | -108.76 | 23.78 | 13 | 0.0219 | -1.18 | 1.16 | 0.083 5 | 0.248 | -0.27 | 22 | 4.7 |  | 97 |
| 16 | 2015 03 11 05:53 | -113.84 | 30.33 | 16 | -2.75 | 0.348 | 2.4 | -2.83 | -0.851 | -0.84 | 22 | 4.5 |  | 37 |
| 17 | 2015 04 08 14:30 | -115.12 | 32.49 | 10 | -0.0956 | -1.11 | 1.2 | 0.043 | 0.274 | -0.16 | 21 | 4.5 |  | 77 |
| 18 | 2015 05 31 13:44 | -108.75 | 23.84 | 17 | -0.0365 | -1.16 | 1.2 | -0.446 | 0.207 | -0.37 | 22 | 4.7 |  | 94 |
| 19 | 2015 08 07 00:53 | -108.51 | 23.89 | 10 | -0.0465 | -1.82 | 1.87 | -0.606 | -0.042 | -0.49 | 21 | 4.9 |  | 87 |
| 20 | 2015 09 13 02:40 | -109.44 | 24.94 | 16 | 0.24675 | -0.28 | 0.37 | 0.20 | -0.14 | -0.57 | 24 | 4.7 |  | 73 |
| 21 | 2015 09 13 02:57 | -109.26 | 24.82 | 10 | -1.46 | -3.47 | 4.93 | -1.99 | 0.58 | -2.19 | 23 | 5 |  | 76 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|----|------------------------|----------|--------|------|--------------|-------|--------|--------|--------|-------|----|-----|---|----|
| 22 | 2015 09 13 10:04 | -109.63 | 25.15 | 10 | -0.317 | -5.31 | 5.63 | -1.12 | 0.0955 | -1.2 | 23 | 4.9 |  | 96 |
| 23 | 2015 09 26 08:47 | -108.93 | 24.13 | 16 | -1.2 | -7.05 | 8.24 | 1.44 | 0.472 | -0.31 | 23 | 5 |  | 78 |
| 24 | 2015 01 15 03:21 | -100.72 | 18.2 | 57.1 | -4.85 | 4.89 | -0.004 | 0.803 | -0.972 | -1.53 | 23 | 4.6 |  | 87 |
| 25 | 2015 12 07 09:44 | -100.72 | 18.2 | 57.1 | 2.46 | -3.01 | 0.546 | -1.29 | 1.13 | -0.11 | 22 | 4.7 |  | 95 |
| 26 | 2012 04 12 06:48 | -113.084 | 28.682 | 10 | 0.33 | -3.53 | 3.22 | -1.37 | 0.23 | -1.4 | 22 | 4.8 |  | 75 |
| 27 | 2011 09 10 22:07 | -112.141 | 28.094 | 13 | -0.425 | -3.55 | 3.97 | -0.706 | 0.103 | -0.41 | 22 | 4.8 |  | 86 |
| 28 | 2009 08 03 18:07 | -113.123 | 29.045 | 10 | -0.0956 | -1.11 | 1.2 | 0.043 | 0.274 | -0.15 | 23 | 4.6 |  | 77 |
| 29 | 2013 12 26 06:15 | -111.961 | 27.891 | 10 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|----|------------------------|----------|--------|------|--------------|-------|-------|-------|--------|------|----|-----|---|----|
| 30 | 2012 05 11 23:08 | -115.23 | 27.763 | 10 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 31 | 2012 04 18 10:03 | -111.447 | 26.882 | 10 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 32 | 2009 10 26 09:56 | -107.567 | 25.512 | 10 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 33 | 2010 03 30 09:14 | -114.049 | 31.276 | 10 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 34 | 2010 02 14 21:35 | -116.591 | 32.242 | 10 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 35 | 2015 07 14 01:25 | -103.378 | 18.291 | 20.4 | 3.67 | -2.62 | -1.06 | -2.91 | 0.229 | 2.17 | 23 | 4.7 |  | 98 |
| 36 | 2015 09 02 20:25 | -103.80 | 18.759 | 24.2 | 2.97 | -2.13 | -0.83 | 3.06 | -1.68 | 1.65 | 23 | 4.6 |  | 88 |
| 37 | 2009 12 25 22:55 | -104.814 | 19.221 | 57 | 3.04 | -2.39 | -0.65 | 2.6 | -1.89 | 1.56 | 23 | 4.9 |  | 89 |
| 38 | 2014 03 22 19:49 | -106.201 | 21.159 | 10 | 3.41 | -2.85 | -0.56 | 2.71 | -0.518 | 1.99 | 23 | 4.8 |  | 82 |
| 39 | 2012 04 22 18:12 | -104.639 | 19.263 | 8 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|----|------------------------|----------|--------|-------|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|----|-----|---|----|
| 40 | 2009 09 26 19:10 | -106.147 | 21.143 | 35 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 41 | 2014 11 17 07:48 | -106.331 | 18.439 | 10 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 42 | 2009 01 26 18:37 | -102.636 | 18.445 | 50.3 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 43 | 2015 11 22 08:11 | -96.412 | 16.853 | 49 | -3.63 | 3.76 | -0.13 | 0.14 | -2.49 | 2 | 23 | 5 |  | 85 |
| 44 | 2015 11 06 20:14 | -95.88 | 16.547 | 48.7 | -0.303 | 5.51 | 2.48 | 3 | -3.01 | -2.5 | 23 | 5 |  | 53 |
| 45 | 2015 11 28 18:20 | -96.577 | 17.246 | 61.3 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 46 | 2012 03 20 18:21 | -97.201 | 17.826 | 10 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 47 | 2010 07 14 09:19 | -97.5 | 17.869 | 63.6 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 48 | 2010 02 09 17:58 | -92.4 | 16.024 | 206.4 | -0.0060 | -0.28 | 0.284 | 0.374 | -2.06 | -0.10 | 23 | 4.9 |  | 73 |
| 49 | 2012 01 13 22:27 | -93.905 | 16.676 | 143.6 | -0.561 | -1.04 | 1.6 | 2.37 | -1.97 | -0.80 | 23 | 4.9 |  | 82 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|----|------------------------|----------|--------|-------|--------------|-------|------|------|-------|-------|----|-----|---|----|
| 50 | 2015 12 03 11:41 | -93.408 | 16.673 | 155.8 | 0.34 | -2.67 | 2.33 | 2.97 | -1.4 | -1.22 | 22 | 4.8 |  | 81 |
| 51 | 2013 07 04 16:10 | -93.964 | 16.068 | 104.8 | -2.82 | 1.23 | 1.59 | 2.74 | -2.17 | -2.36 | 22 | 4.8 |  | 70 |
| 52 | 2011 12 18 05:03 | -92.003 | 15.786 | 235.1 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 53 | 2009 08 06 03:59 | -92.2 | 16.92 | 124 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 54 | 2014 12 03 05:47 | -92.476 | 17.534 | 9.1 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |
| 55 | 2011 04 30 01:07 | -105.751 | 30.758 | 10 | SIN SOLUCIÓN | | | | | | | | | |

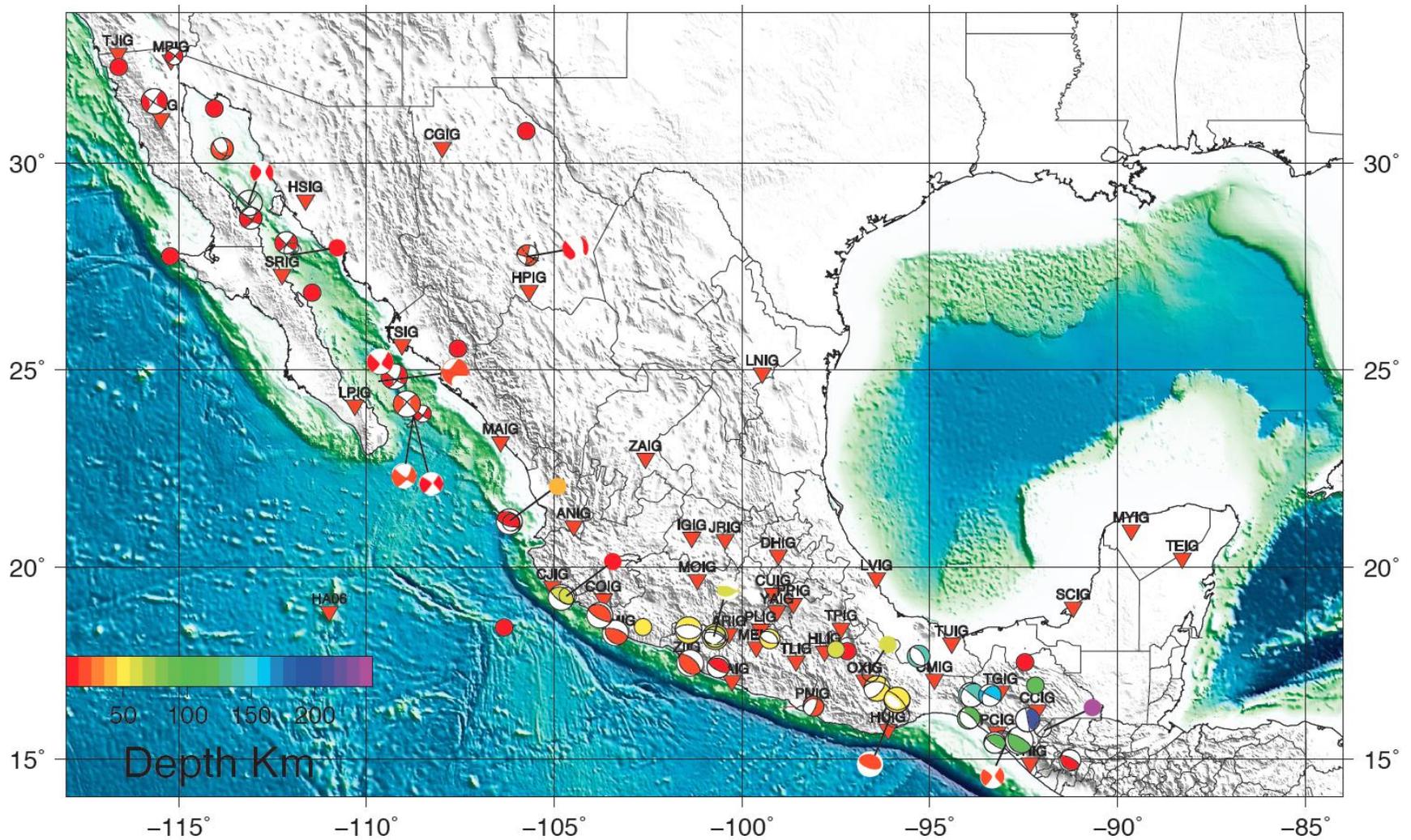


Figura 28. Catálogo de mecanismos focales asociados a los tensores de momento calculados para algunos sismos de magnitud intermedia en México (4.5 - 4.9). Los círculos de colores sólidos son sismos para los cuales no se pudo encontrar una solución. Los colores están asociados a la profundidad de los eventos de acuerdo a la barra de colores de la parte inferior izquierda.

Tabla 3. Parámetros de calidad calculados para los sismos estudiados en este trabajo. Los parámetros en rojo indican que fueron soluciones descartadas. SS: Sin solución.

| Número | FECHA (GMT) | LONG. | LAT. | Prof. | Mag. | Mag. SSN | CCmax | WM | LW |
|--------|------------------|---------|-------|-------|------|----------|-------|-------|------|
| 1 | 2008 03 29 13:34 | -93.07 | 15.43 | 16 | 4.8 | 4.8 | 0.671 | 0.438 | 34.6 |
| 2 | 2010 11 26 22:13 | -95.89 | 16.15 | 16 | 4.7 | 4.9 | 0.747 | 0.403 | 31.6 |
| 3 | 2010 07 10 02:08 | -92.62 | 15.47 | 118.8 | 4.6 | 4.8 | 0.713 | 0.436 | 34.4 |
| 4 | 2011 06 03 14:21 | -95.31 | 17.69 | 135 | 4.9 | 4.6 | 0.667 | 0.477 | 27.3 |
| 5 | 2011 12 28 23:19 | -91.28 | 14.95 | 10 | 4.7 | 4.7 | 0.698 | 0.450 | 30.5 |
| 6 | 2012 02 05 17:01 | -101.43 | 18.37 | 54 | 4.7 | 4.8 | 0.724 | 0.425 | 29.1 |
| 7 | 2012 06 12 13:13 | -93.28 | 15.41 | 101.7 | 4.6 | 4.7 | 0.684 | 0.462 | 25 |
| 8 | 2012 03 25 01:46 | -98.1 | 16.38 | 20 | 4.5 | 4.6 | 0.675 | 0.470 | 27.6 |
| 9 | 2013 06 29 21:19 | -99.26 | 18.14 | 49 | 4.7 | 4.5 | 0.644 | 0.497 | 26.2 |
| 10 | 2013 09 15 09:23 | -105.71 | 27.79 | 18.1 | 4.8 | 4.6 | 0.556 | 0.566 | 25 |
| 11 | 2013 10 04 11:19 | -105.64 | 27.82 | 10.57 | 4.8 | 4.7 | 0.563 | 0.561 | 23.4 |
| 12 | 2014 04 20 12:40 | -101.38 | 17.51 | 15 | 4.7 | 4.8 | 0.716 | 0.433 | 31.5 |
| 13 | 2014 05 10 17:26 | -100.64 | 17.41 | 13.5 | 4.9 | 4.7 | 0.695 | 0.452 | 28.4 |
| 14 | 2015 02 08 19:45 | -115.65 | 31.45 | 10 | 4.9 | 4.9 | 0.668 | 0.476 | 25.8 |
| 15 | 2015 02 28 14:41 | -108.76 | 23.78 | 13 | 4.7 | 4.7 | 0.661 | 0.482 | 25.8 |
| 16 | 2015 03 11 05:53 | -113.84 | 30.33 | 16 | 4.5 | 4.7 | 0.638 | 0.502 | 23.2 |
| 17 | 2015 04 08 14:30 | -115.12 | 32.49 | 10 | 4.5 | 4.5 | 0.55 | 0.571 | 20.9 |
| 18 | 2015 05 31 13:44 | -108.75 | 23.84 | 17 | 4.7 | 4.5 | 0.598 | 0.534 | 22.4 |
| 19 | 2015 08 07 00:53 | -108.51 | 23.89 | 10 | 4.9 | 4.7 | 0.663 | 0.481 | 23.4 |
| 20 | 2015 09 13 02:40 | -109.44 | 24.94 | 16 | 4.7 | 4.9 | 0.699 | 0.449 | 23.8 |
| 21 | 2015 09 13 02:57 | -109.26 | 24.82 | 10 | 5 | 4.9 | 0.709 | 0.439 | 31.9 |
| 22 | 2015 09 13 10:04 | -109.63 | 25.15 | 10 | 4.9 | 4.8 | 0.683 | 0.463 | 23.6 |
| 23 | 2015 09 26 08:47 | -108.93 | 24.13 | 16 | 5 | 4.9 | 0.688 | 0.459 | 29.7 |
| 24 | 2015 01 15 03:21 | -100.72 | 18.2 | 57.1 | 4.6 | 4.8 | 0.721 | 0.428 | 32.4 |
| 25 | 2015 12 07 09:44 | -100.72 | 18.2 | 57.1 | 4.7 | 4.7 | 0.711 | 0.438 | 21.7 |
| 26 | 2012 04 12 06:48 | -113.08 | 28.68 | 10 | 4.8 | 4.8 | 0.664 | 0.480 | 24.8 |
| 27 | 2011 09 10 22:07 | -112.14 | 28.09 | 13 | 4.8 | 4.9 | 0.68 | 0.466 | 22.6 |
| 28 | 2009 08 03 18:07 | -113.12 | 29.04 | 10 | 4.9 | 4.6 | 0.695 | 0.452 | 21.3 |
| 29 | 2013 12 26 06:15 | -111.96 | 27.89 | 10 | SS | 4.5 | 0.396 | 0.677 | 19.6 |
| 30 | 2012 05 11 23:08 | -115.23 | 27.76 | 10 | SS | 4.5 | 0.415 | 0.665 | 15.6 |
| 31 | 2012 04 18 10:03 | -111.44 | 26.88 | 10 | SS | 4.5 | 0.424 | 0.659 | 18.7 |
| 32 | 2009 10 26 09:56 | -107.56 | 25.51 | 10 | SS | 4.5 | 0.419 | 0.662 | 20.6 |
| 33 | 2010 03 30 09:14 | -114.04 | 31.27 | 10 | SS | 4.6 | 0.423 | 0.660 | 15.8 |
| 34 | 2010 02 14 21:35 | -116.59 | 32.24 | 10 | SS | 4.6 | 0.442 | 0.647 | 20.4 |
| 35 | 2015 07 14 01:25 | -103.37 | 18.29 | 20.4 | 4.7 | 4.7 | 0.695 | 0.452 | 20.8 |
| 36 | 2015 09 02 20:25 | -103.79 | 18.75 | 24.2 | 4.6 | 4.7 | 0.704 | 0.444 | 31.2 |
| 37 | 2009 12 25 22:55 | -104.81 | 19.22 | 57 | 4.9 | 4.8 | 0.712 | 0.437 | 33.3 |
| 38 | 2014 03 22 19:49 | -106.20 | 21.15 | 10 | 4.8 | 4.8 | 0.687 | 0.459 | 29.5 |

| | | | | | | | | | |
|----|------------------|---------|-------|-------|-----|-----|-------|-------|------|
| 39 | 2012 04 22 18:12 | -104.63 | 19.26 | 8 | SS | 4.6 | 0.529 | 0.586 | 19.6 |
| 40 | 2009 09 26 19:10 | -106.14 | 21.14 | 35 | SS | 4.5 | 0.525 | 0.589 | 18.9 |
| 41 | 2014 11 17 07:48 | -106.33 | 18.43 | 10 | SS | 4.6 | 0.448 | 0.643 | 16.7 |
| 42 | 2009 01 26 18:37 | -102.63 | 18.44 | 50.3 | SS | 4.5 | 0.542 | 0.577 | 17.1 |
| 43 | 2015 11 22 08:11 | -96.41 | 16.85 | 49 | 5 | 5.1 | 0.769 | 0.381 | 32.1 |
| 44 | 2015 11 06 20:14 | -95.88 | 16.54 | 48.7 | 5 | 5 | 0.761 | 0.389 | 30.5 |
| 45 | 2015 11 28 18:20 | -96.57 | 17.24 | 61.3 | SS | 4.5 | 0.525 | 0.589 | 20 |
| 46 | 2012 03 20 18:21 | -97.20 | 17.82 | 10 | SS | 4.6 | 0.55 | 0.571 | 20.2 |
| 47 | 2010 07 14 09:19 | -97.5 | 17.86 | 63.6 | SS | 4.6 | 0.549 | 0.572 | 21.3 |
| 48 | 2010 02 09 17:58 | -92.4 | 16.02 | 206.4 | 4.9 | 4.9 | 0.731 | 0.419 | 32.8 |
| 49 | 2012 01 13 22:27 | -93.90 | 16.67 | 143.6 | 4.9 | 4.7 | 0.665 | 0.479 | 31.2 |
| 50 | 2015 12 03 11:41 | -93.40 | 16.67 | 155.8 | 4.8 | 4.7 | 0.68 | 0.466 | 30.9 |
| 51 | 2013 07 04 16:10 | -93.96 | 16.06 | 104.8 | 4.8 | 4.9 | 0.728 | 0.422 | 31.7 |
| 52 | 2011 12 18 05:03 | -92.00 | 15.78 | 235.1 | SS | 4.5 | 0.525 | 0.589 | 20.6 |
| 53 | 2009 08 06 03:59 | -92.2 | 16.92 | 124 | SS | 4.6 | 0.531 | 0.585 | 17.3 |
| 54 | 2014 12 03 05:47 | -92.47 | 17.53 | 9.1 | SS | 4.5 | 0.512 | 0.599 | 15.8 |
| 55 | 2011 04 30 01:07 | -105.75 | 30.75 | 10 | SS | 4.6 | 0.315 | 0.728 | 15 |

5 DISCUSIÓN

5.1 Tensores de momento en el Golfo de California

En esta región se reportaron 13 tensores de momento de un total de 19 estudiados (Fig 29). Las locaciones epicentrales de los mecanismos focales asociados a los tensores de momento obtenidos se hallan en su mayoría en dos regiones al interior del golfo: fallas de corrimiento lateral y zonas de extensión que unen las fallas de corrimientos lateral (Fig. 31). Los ajustes entre los sismogramas sintéticos y observados para las soluciones aceptadas (Fig. 30) oscilaron entre valores de CCmax de 0.61 y hasta 0.71.

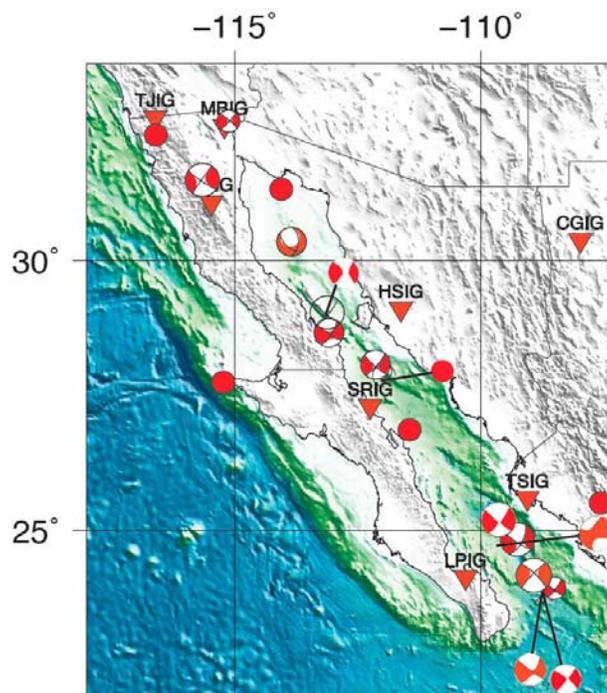


Figura 29. Sismos estudiados para la región de Baja California. Los círculos de colores sólidos están asociados a eventos para los cuales no se obtuvo solución.

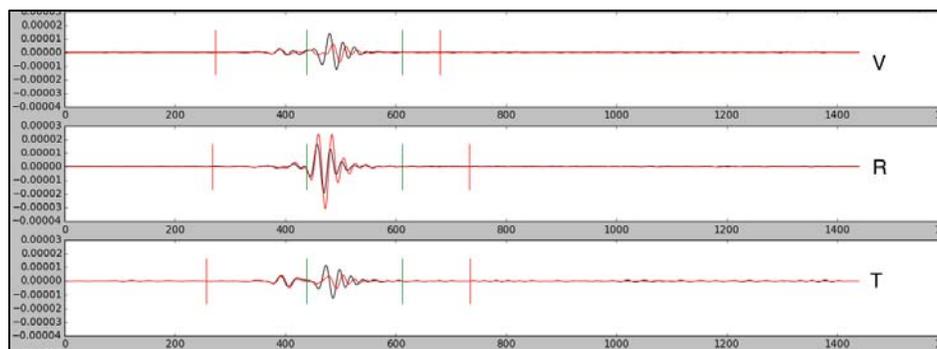


Figura 30. Ajuste entre sismogramas sintéticos y observados para el evento 21 (tablas 2 y 3) en la estación LPIG (La Paz).



Figura 31. Fallas de corrimiento lateral y zonas extensionales en el Golfo de California. Modificado de Google maps.

En acuerdo con el ambiente tectónico y los mecanismos focales reportados previamente para los sismos de gran magnitud, los mecanismos focales encontrados para esta región son casi todos de corrimiento lateral (Fig 29). No obstante, la mayoría de las esferas focales encontradas para los eventos localizados en las zonas extensionales tenían una componente no doble par mucho más extensa que aquellos mecanismos calculados para los sismos localizados sobre las fallas de corrimiento lateral. La diferencia encontrada entre los mecanismos focales para los sismos en las zonas extensionales y de corrimiento lateral, también se ve reflejada en las formas de onda, puesto que las formas de onda registradas para los sismos en las zonas de extensión son emergentes y resulta difícil diferenciar los arribos de las ondas de cuerpo (P,S), contrario a las formas de ondas registradas para los eventos en las fallas de corrimiento que tienen un arribo impulsivo con ondas de cuerpo claramente diferenciables (Fig. 32).

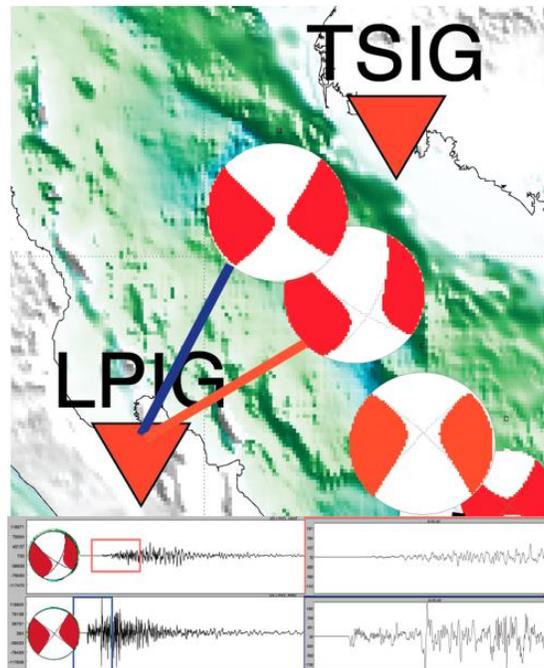


Figura 32. Registros sísmicos en la estación La Paz (LPIG) y mecanismos focales para los eventos 21 y 22 (Tabla 2 y 3) en Baja California. La línea y el recuadro naranja corresponden a un evento próximo a la zona de apertura, con un mecanismo focal con una gran componente no doble par y registros de onda de emergentes. La línea y el recuadro azul corresponden a un evento más lejano de la zona de apertura, con un mecanismo focal con una componente doble par mayor que el mecanismo focal del recuadro naranja y con registros de onda más impulsivos.

El hecho de que en las zonas de apertura se calcularan mecanismos focales de corrimiento lateral resulta sorprendente en la medida que los sismos asociados a estos ambientes tectónicos suelen tener mecanismos focales normales. No obstante, también resulta interesante el casi nulo reporte de mecanismos focales normales en el Golfo de California, alguno de los pocos, reportados en el enjambre sísmico al norte del Golfo de California en 1969 cerca de Roca Consag y la cuenca de Wagner (Lomnitz et al., 1970; Wayne y Brune, 1971), el cual tiene una confiabilidad discutible dada la poca cobertura azimutal que existía en el momento para el método empleado (polaridad del primer impulso de onda P). El bajo número de mecanismos focales normales reportados en el Golfo de California y la aún baja densidad de estaciones en el Golfo de California en comparación con otras regiones del país; permiten considerar que muchas de las localizaciones reportadas para sismos de magnitud intermedia, tienen una incertidumbre suficiente para dudar si en efecto el evento ocurre en la zona de apertura. Por tanto, cabe la posibilidad de que los eventos con alto porcentaje de componente no doble no ocurran en las zonas de apertura, sino en las fallas transformantes, pero debido a los errores en las localizaciones que no son determinadas en este trabajo, se reportan en las zonas de apertura. De igual manera, si bien el epicentro de estos eventos puede ser en las fallas transformantes, no se puede desconocer la influencia de las zonas de apertura en la fuente sísmica y las

componentes no doble par pueden evidenciar dicha influencia y por ende, los mecanismos con mayor componente no doble par, pueden relacionarse a los segmentos de falla más próximos a las zonas de apertura (Fig. 33).

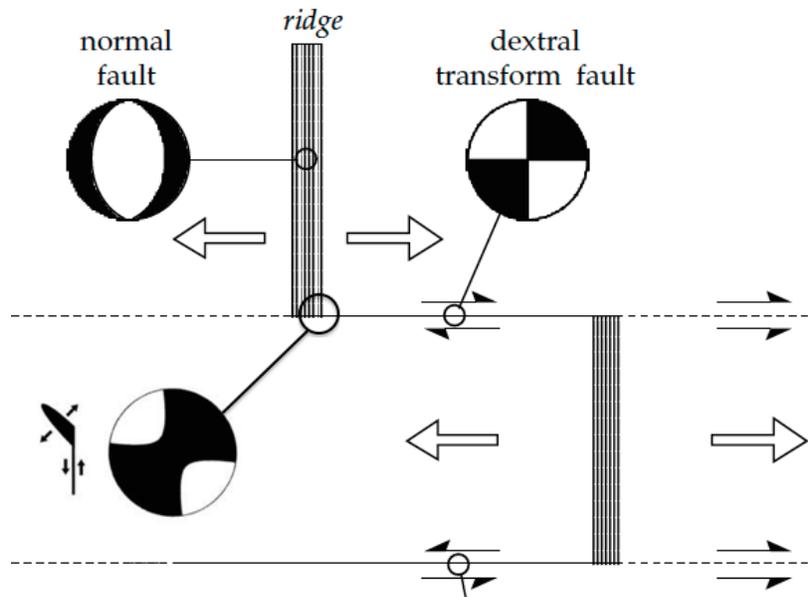


Figura 33. Mecanismos focales asociados a una zona de apertura (falla normal), a una región de corrimiento lateral o dextral y mecanismo combinado para una zona de apertura y corrimiento lateral. Modificado de Lowrie (2007) (página 167).

Respecto a las formas de onda emergentes e impulsivas registradas, pueden plantearse dos hipótesis: En una, se considera un efecto del patrón de radiación de las ondas de cuerpo; el patrón de radiación de campo lejano para ondas de cuerpo para un fallamiento de cizalla (Fig. 34 a) podría representar los registros de ondas de cuerpo asociados a los eventos cuyo mecanismo focal tiene una componente doble par alta. Por otra parte, el patrón de radiación asociado a grietas de tracción o fallas que se abren (Fig. 34 b) puede estar asociados parcialmente a mecanismos de corrimiento lateral que al estar sus epicentros próximos a los centros de expansión, se tiene una considerable influencia de la apertura en la falla de corrimiento. Sin embargo, esta hipótesis es descartable puesto que los registros impulsivos y emergentes son constantes en todas las estaciones, esto es, que no varían en función de la posición relativa de las estaciones a epicentro. Una segunda hipótesis, podría explicar los registros impulsivos y emergentes a través de la función temporal de la fuente; los registros emergentes están asociados a funciones temporales de la fuente alargadas y de baja amplitud (Fig. 35a), en tanto que los registros impulsivos se relacionan con funciones temporales de la fuente de angostas y de gran amplitud (Fig. 35b).

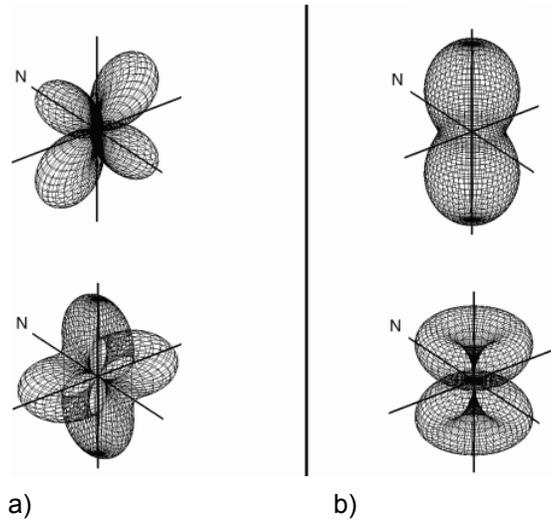


Figura 34. Patrón de radiación de campo lejano para ondas P (parte superior) y ondas S (parte inferior) originado por a) fractura de Cizalla y b) Grieta de tracción. Tomado de Shi y Ben-Zion (2009)

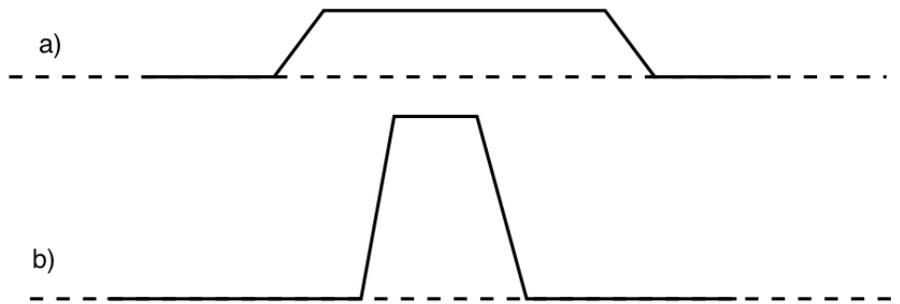


Figura 35. a) Función temporal de la fuente asociada a registros emergentes; b) Función temporal de fuente asociada a registros impulsivos.

En resumen, los mecanismos focales encontrados en el Golfo de California son de corrimiento lateral con una componente no doble par que incrementa en función de la influencia de la zona de expansión en la falla de corrimiento lateral. De igual manera, los registros impulsivos y emergentes, están relacionados con funciones temporales de la fuente cortas y de gran amplitud en el caso de sismos con mecanismos focales con una gran componente doble par; y con funciones temporales alargadas y de poca amplitud para sismos con mecanismos focales con una gran componente no doble par.

5.2 Tensores de momento en Chiapas

En esta región se analizaron un total de 11 sismos, de los cuales, se obtuvo tensores de momento para 8 de ellos. Dada la profundidad de los hipocentros reportados para estos eventos la mayoría corresponden a eventos asociados al proceso de subducción de la placa de Cocos (Fig. 35, mecanismos focales azules), sin embargo, existen al menos dos eventos que pudieran asociarse a un ambiente tectónico superficial (Fig. 36, mecanismos focales rojos). Los ajustes entre los sismogramas sintéticos y observados para las soluciones aceptadas (Fig. 37) oscilaron entre 0.67 y 0.69 aproximadamente.

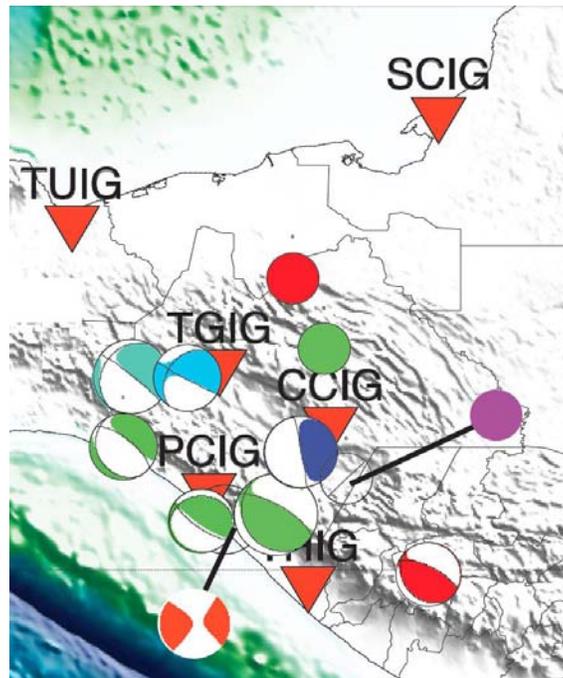


Figura 36. Sismos estudiados para la región de Chiapas. Los círculos de colores sólidos están asociados a eventos para los cuales no se obtuvo solución.

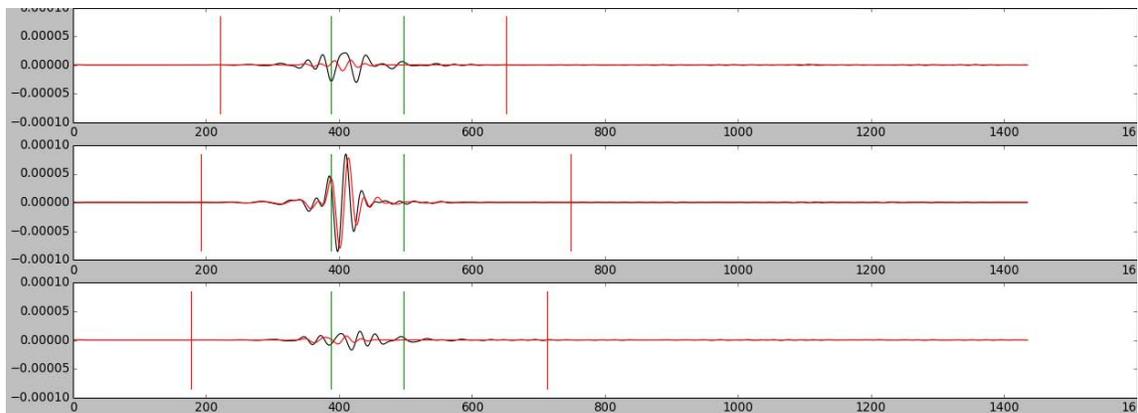


Figura 37. Ajuste entre sismogramas sintéticos y observados para el evento 1 (Tablas 2 y 3) registrado en la estación CCIG (Comitán). Los registros en rojo son los sismogramas sintéticos y los negros, los observados.

La región de Chiapas tiene una tectónica compleja debido a un posible punto triple entre placas Caribe, Cocos y Norteamérica. La ubicación de este hipotético punto triple, aún es un tema activo de investigación y los mecanismos focales de los sismos que ocurren en la región, proporcionan información relevante entorno a resolver este problema (Fig. 38) .

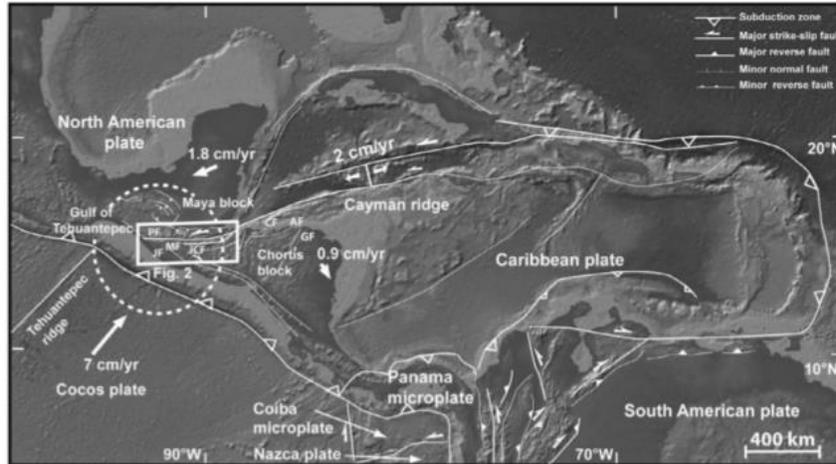
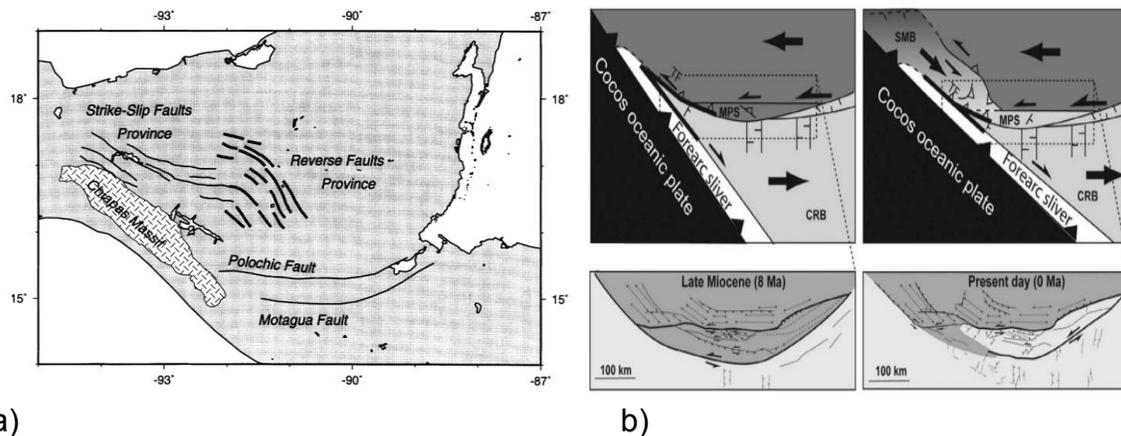


Figura 38. Marco tectónico en la región de Chiapas. Las flechas blancas indican el movimiento absoluto de las placas tectónicas, el círculo en líneas discontinuas señalan el área de influencia del hipotético punto triple que se forma por la continuidad del sistema de fallas Polochic-Motagua que está encerrado en el rectángulo. PF: falla Polochic, MF: falla Motagua, JCF: fallas Jocotán-Camaleón, CF: falla Ceiba, AF: falla Aguán, JF: Falla Jalpatagua y GF: Falla Guayape. Tomado de Authemayou et al. (2011)

En esta región se encontraron mecanismos focales asociados a las soluciones de tensor de momentos obtenidas, normales, inversos y de corrimiento lateral que ayudan a comprender la tectónica de la región. Los mecanismos focales inversos están relacionados a sismos interplaca producto del proceso de subducción cerca de la trinchera de la placa de Cocos bajo la placa de Caribe que son los límites de placa que más sismicidad aportan a la región. Los mecanismos focales normales también se asocian a procesos de subducción pero al estar sus hipocentros a una profundidad intermedia (80-160 km) y a una distancia aproximada de 200 km de la trinchera, están asociados a sismos intraplaca producto de inmersión de placa de Cocos bajo la placa Caribe. Tanto los mecanismos focales inversos como normales, y en general, los procesos tectónicos asociados a los procesos de subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Caribe, han sido bien estudiados y se pueden encontrar diversos puntos en común (Figueroa, 1976; Astiz et al., 1987; Yamamoto y Mitchell, 1988; Rebollar et al., 1998; Rebollar et al., 1999; White et al., 2004). No obstante, el límite transformante entre las placas Caribe y Norteamérica, si bien también ha sido objeto de numerosos estudios,

también lo es de numerosos debates. Uno de los objetos de investigación clave en el límite Caribe-Norteamérica, es la continuidad del sistema de fallas Polochic-Motagua. Por una parte, la desaparición de la expresión superficial de la falla de Motagua en el occidente de Guatemala (Dengo, 1968; Plakfer, 1976; Weyl, 1980), y por otra, la bifurcación y desaparición de la falla Polochic en el batolito de Chiapas (Muehlberger y Ritchie 1975; Weyl, 1980); ha dado lugar a diversas hipótesis acerca de la continuación del límite de Cocos-Norteamérica hasta encontrar la placa de Cocos y conformar el punto triple, si es que este existe. Algunas de las hipótesis proponen una provincia de fallas inversas que actúan como un escalón que separa el sistema Polochic-Motagua de una serie de 9 fallas activas de corrimiento lateral izquierdo (Guzman-Speziale y Meneses-Rocha, 2000) en detrimento de la existencia de un punto triple del tipo trinchera-trinchera-transformante (Fig. 39a), el cual presenta problemas de estabilidad (McKenzie y Morgan, 1969). No obstante, otros autores defienden la existencia del punto triple y proponen un modelo en el que éste evoluciona hasta cerrarse (Authemayou et al. 2011) (Fig. 39b).



a) Modelo tectónico propuesto por Guzman-Speziale en el que se tiene una provincia de fallas inversas (*Reverse Faults-Province*) que separa el sistema Polochic-Motagua de una provincia de fallas de corrimiento lateral (*Strike-Slip Faults Province*). b) Modelo propuesto por Authemayou et al. Donde el punto triple en el mioceno tardío hace 8 Ma (derecha), evoluciona hasta cerrarse (izquierda). TF: Falla Tonalá, MPS: Astilla (Sliver) Polochic-Motagua, SMB: Bloque del sureste de México, CRB: Fractura Bloque de Chortis. Tomado de Guzman-Speziale y Meneses-Rocha (2000) y de Authemayou et al. (2011) respectivamente.

El mecanismo focal de corrimiento lateral encontrado para esta región, es el único que pudiera asociarse a actividad de fallas superficiales del sistema Polochic-Motagua, sin embargo, un solo mecanismo focal es un resultado insuficiente para concluir esto con certeza. Una mayor cantidad de mecanismos focales, implica una mayor resolución en la información acerca del papel que juegan las fallas activas en los procesos tectónicos del límite Cocos-Norteamérica (Guzman-Speziale, 2010), lo cual, aunado a otros datos geológicos y geofísicos, pueden

arrojar argumentos concluyentes para decantarse a favor de alguna de las hipótesis propuestas para el punto triple. Por tanto, es importante contar con una herramienta como la que se propone en este trabajo para facilitar el proceso de inversión y la obtención de tensores de momento de sismos de magnitud intermedia.

5.3 Tensores de momento en Chihuahua

Esta fue la región donde menos tensores de momento pudieron obtenerse y donde los que se reportaron apenas superaron el umbral de calidad. Apenas se analizaron un total de 3 eventos de los cuales se obtuvieron 2 soluciones para el tensor de momentos (Fig. 40). De las dos soluciones, una tiene un mecanismo focal asociado normal y otra, a un evento de corrimiento lateral. Los ajustes entre los sismogramas sintéticos y observados para esta región son apenas aceptables (Fig. 41) con valores de CC_{max} 0.56 y 0.57, por lo cual no son soluciones completamente confiables.

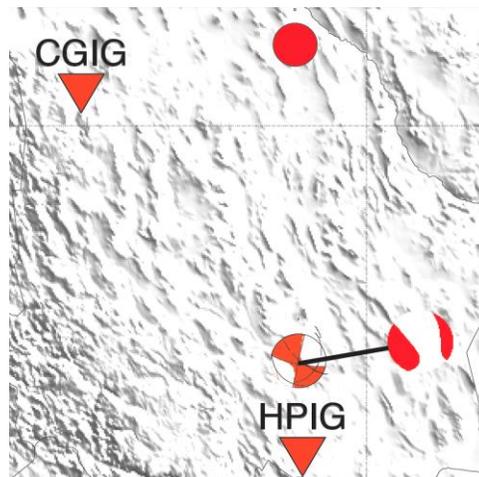


Figura 40. Sismos estudiados para la región de Chihuahua. Los círculos de colores sólidos están asociados a eventos para los cuales no se obtuvo solución. Debido a que los epicentros son muy próximos, las dos soluciones se superponen en el mapa.

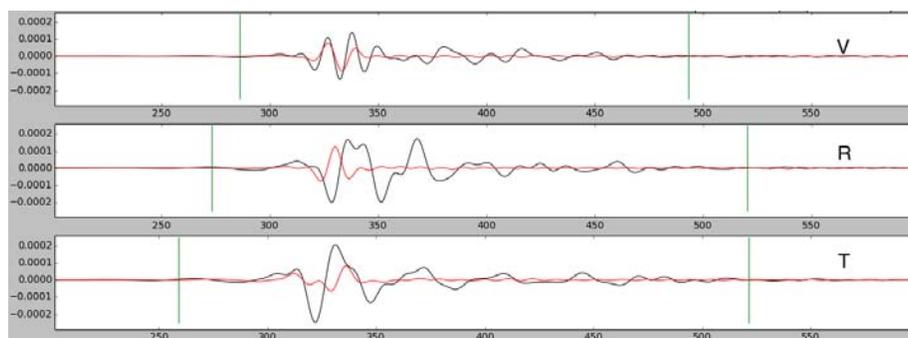


Figura 41. Ajustes entre sismogramas sintéticos y observados el evento 11 (tablas 2 y 3) en la estación HPIG (Hidalgo del Parral). Los registros en rojo son los sismogramas sintéticos y los negros, los observados.

Las características geológicas de Chihuahua, muchas de las cuales son comunes en toda la provincia del Sierras y Valles (*Basin and Range Province*), ha hecho de este estado y en general del norte del país una zona de amplios y diversos estudios geológicos (Seager and Morgan, 1979; Henry y Price, 1986; Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000; Luhr et al., 2001). Respecto a la tectónica activa y la sismología, se considera una región de actividad sísmica nula o poco frecuente (Fig. 42) y la mayoría de estudios existentes hacen referencia a la escasa sismicidad histórica de la que se tiene evidencia (DuBois y Smith, 1980; Doser y Rodriguez, 1993; Suter, 2001). Sin embargo, el paradigma de la baja sismicidad ha ido cambiando recientemente; según el catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN), durante el periodo enero de 2006 y hasta la fecha, se han registrado 220 eventos sísmicos en el estado de Chihuahua. De esta sismicidad, cerca del 80% ha sido en los últimos dos años, consecuencia del aumento de la capacidad de detección de sismicidad en esta región por el aumento en el número de estaciones. Sin embargo, esta sismicidad no ha sido constante y ha venido ocurriendo de manera discreta a manera de enjambres sísmicos, el último de los cuales, tuvo lugar entre agosto de 2013 y febrero de 2014 localizado a una distancia de entre 50km y 60km al suroeste de la población de Delicias, con profundidades someras que van desde 1km hasta los 20km y magnitudes que oscilan entre 3.2 y 4.5 (a excepción de un evento de 5.4). De todos los eventos del enjambre, solo existe un mecanismo focal reportado, que corresponde al evento de mayor magnitud (21 de septiembre de 2013 Mw. 5.4), para los demás eventos, fueron muy pocos los mecanismos focales que se obtuvieron debido a la baja magnitud de los eventos del enjambre y a la poca densidad de estaciones en la región norte de México. De los dos tensores de momento obtenidos, el mecanismo focal asociado normal es coherente con el ambiente tectónico de la región, en tanto el de corrimiento lateral no parece coincidir con alguna falla en la región por lo cual puede ser descartado. El aumento en la densidad de las estaciones, permitirá encontrar mayores tensores de momento en un futuro y por tanto, mayor información acerca de la tectónica activa en Chiapas.



Figura 42. Regiones sísmicas en México. La **zona A** es una zona donde no se tienen registros históricos de sismos en los últimos 80 años. Las **zonas B y C** son zonas intermedias, donde se registran sismos no tan frecuentemente. La **zona D** es una zona donde se han reportado grandes sismos históricos. Imagen cortesía del Servicio Sismológico Nacional.

5.4 Tensores de momento al interior de la Faja Volcánica Transmexicana

Los tensores de momento que se han obtenido para el interior del país y los mecanismos focales asociados posteriores que se pudieran obtener haciendo uso de la interfaz gráfica diseñada en este proyecto, son fundamentales para la comprensión de una región que puede llegar a generar eventos tan catastróficos como los que pudieran registrarse en la fosa mesoamericana. Sismos históricos como los de Acamabay de magnitud $M_w=6.8$ el 19 de noviembre de 1912 (Urbina y Camacho, 1913 en Quintero-Legorreta, 2002) y el de Jalapa con $M_s=6.4$ el 4 de enero de 1920 (Suárez, 1992); hasta otros sismos históricos como el de Jalisco el 27 de diciembre de 1568 cuyo epicentro estimado fue cerca de Guadalajara con una magnitud mayor de 7 (Suárez et al., 1994); son una prueba irrefutable del potencial sísmico del interior del país.

Desafortunadamente, pese a que la región está bien instrumentada, no fue posible encontrar tensores de momento para eventos asociados a esta provincia geológica. La dificultad de encontrar tensores de momento en esta región recae en las magnitudes pequeñas de los sismos que han sido reportadas últimamente en esta región (menores a 4 e incluso de 3), lo cual hace que un modelo de velocidad global resulte insuficiente para modelar las formas de onda asociadas a estos eventos. La reciente implementación de modelos de velocidad locales (Gaité et al., 2014; Córdova, 2015; Spica, 2015) permitirá disminuir el umbral de magnitud mínima a partir de la cual es posible obtener tensores de momento.

5.5 Tensores de momento en la fosa mesoamericana

En esta región fue para la cual se pudieron obtener la mayor cantidad de tensores de momento. Se analizaron 22 sismos de los cuales se obtuvo solución para 16 de estos (Fig. 43). Se pudo obtener solución para eventos a lo largo de todo el perfil de subducción desde Jalisco hasta Oaxaca y desde la costa hasta las sierras de Guerrero y Oaxaca. También se intentó calcular tensores de momento frente a las costas de la zona de subducción, en particular, en la zona de Fractura de Rivera, pero debido a la magnitud de los eventos y a la distancia del epicentro a la costa, no fue posible encontrar una solución aceptable. Respecto a los ajustes entre los sismogramas sintéticos y observados, fueron los mejores en comparación con las demás regiones, obteniéndose los valores de CC_{max} más altos (casi 0.80) para algunas estaciones (Fig. 44).

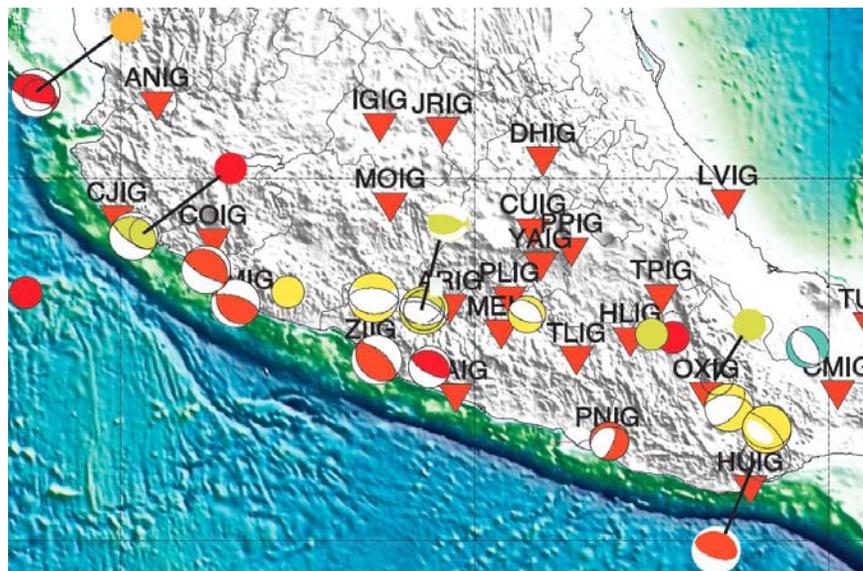


Figura 43. Sismos estudiados para la zona de subducción mexicana. Los círculos de colores sólidos están asociados a eventos para los cuales no se obtuvo solución.

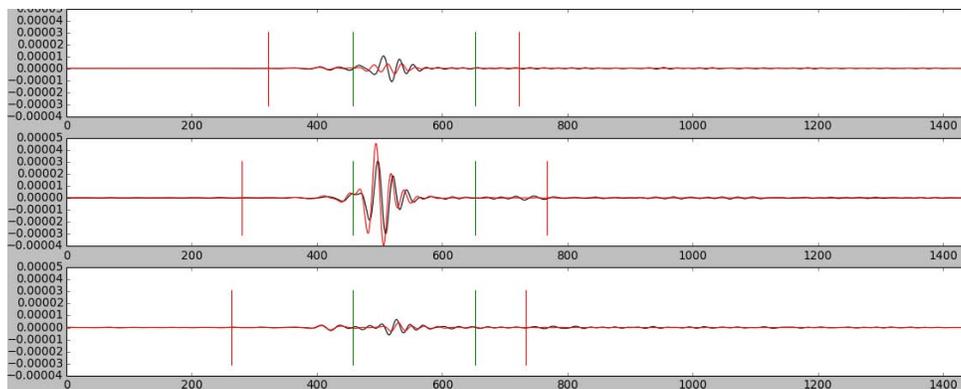


Figura 44. Ajustes entre sismogramas sintéticos y observados para el evento 43 (tablas 2 y 3) registrado en la estación LVIG (Laguna Verde). Los registros en rojo son los sismogramas sintéticos y los negros, los observados.

Los mecanismos focales asociados a los tensores de momento encontrados son coherentes con los ambientes tectónicos reportados en la literatura, es decir, mecanismos focales inversos cerca de la trinchera y normales para epicentros al interior del país. Finalmente, si bien se pudieron encontrar una cantidad considerable de tensores de momento para los sismos asociados al proceso de subducción, es importante mejorar la capacidad de detección costa adentro y así poder llevar a cabo la inversión del tensor de momentos para sismos de magnitud pequeña e intermedia cuyo epicentro ocurre lejos de las costas. La instalación futura de sismómetros de fondo oceánico (OBS, por sus siglas en inglés) permitirá no solo aumentar la capacidad de detección de sismos lejos de la costa, sino que también restringirá de mejor manera las localizaciones reportadas para los sismos en la zona de subducción.

5.6 Evaluación general de la calidad de las inversiones obtenidas

Para considerar una solución aceptable, se definió un umbral de 0.56 en el valor de la CCmax siempre y cuando dicha solución mostrara alguna estabilidad. Así mismo, una coherencia entre los ambientes tectónicos asociados a los hipocentros y los mecanismos focales asociados a los tensores de momento obtenidos es un factor que se tuvo en cuenta, aunque no es posible cuantificarlo como los valores de CCmax, WM y LW. La selección del umbral a partir del cual se considera una solución aceptable, se hizo con base en los umbrales fijados para otros trabajos de inversión de tensor de momentos (Hjörleifsdóttir, 2005), en donde para eventos de mucha mayor magnitud y contando con modelos de velocidad más adecuados para los periodos en los cuales se comparan los sismogramas sintéticos y observados, les era posible fijar criterios de calidad mucho más exigentes (CCmax > 0.8).

Los valores de CCmax, WM y WL oscilaron entre 0.3 – 0.7, 0.4 – 0.7 y 15-35 respectivamente. Donde los mejores valores de ajuste correspondieron a los eventos en la zona de subducción (hasta 0.7) y los peores valores de ajuste se encontraron en la región norte del país en Chihuahua (hasta 0.3). La calidad de las inversiones depende de la magnitud de los eventos, el modelo de velocidad y la densidad de estaciones; parámetros que no solo se ven reflejados en los criterios de evaluación de la calidad (de CCmax, WM y WL) sino en la estabilidad de los mecanismos focales obtenidos y el número de inversiones que es necesario llevar a cabo hasta encontrar parámetros aceptables de calidad. Dado que los modelos de velocidad empleados son globales, existen límites en los periodos que se pueden utilizar (de 20 a 30s en adelante) y dado que los eventos analizados son de magnitud intermedia (4.5 a 4.9), también existe unos periodos límites a partir de los cuales ya no se genera una cantidad considerable de ondas; estas

limitantes, dejan una ventana reducida para comparar los datos sintéticos y observados, impidiendo encontrar tensores de momento para la mayoría de los eventos del enjambre de Chihuahua y para algunos en el Golfo de California y Chiapas. Sin embargo, la disponibilidad futura de modelos locales de velocidad y un aumento en la densidad de estaciones permitirá obtener mayores y mejores tensores de momento no solo para sismos de magnitud intermedia, sino también, para sismos de menor magnitud.

6 CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

Se diseñó una interfaz gráfica de usuario en Python haciendo uso de la librería ObsPy para el procesamiento de datos observados y sintéticos previos a la inversión del tensor de momentos sísmicos. A través de la interfaz se puede filtrar sismogramas, seleccionar las trazas que se van a usar durante la inversión, escoger las ventanas de tiempo en las cuales se van a comparar los sismogramas sintéticos y observados, ejecutar el algoritmo de inversión y obtener un reporte gráfico que permite interpretar de forma rápida si los ajustes entre los sismogramas y por ende el mecanismo focal obtenido en la inversión son aceptables. Todas las funcionalidades de la interfaz se pueden usar de manera iterativa, es decir, se pueden ejecutar tantas inversiones como se requieran hasta obtener un mecanismo aceptable.

Se invirtieron 38 tensores de momento para sismos de magnitudes intermedias (4.5-4.9), en las regiones de Baja California, Chihuahua, Chiapas y la zona de subducción mexicana. Las inversiones de mayor calidad se obtuvieron para la zona de subducción y las de menor para Chihuahua. La calidad de las inversiones está estrechamente relacionada con la densidad de estaciones en la región, con la magnitud de los eventos y con el modelo de velocidad empleado.

A pesar de que se calcularon respuestas de tensor de momentos con modelos de velocidad global que generalmente se utilizan para simular formas de onda de largo periodo asociadas a sismos de gran magnitud, se han podido obtener tensores de momento para una cantidad considerable de regiones en México. Así mismo, el uso de la interfaz permitió agilizar y hacer más eficiente el proceso de inversión, al procesar de forma más cómoda e iterativa, los sismogramas sintéticos y observados previos a la inversión del tensor de momentos.

Debido a las pocas bajas frecuencias que se generan en sismos de magnitud baja e intermedia y aunado a los modelos de velocidad globales empleados, la ventana de frecuencias que se usó fue corta (20s-50s). Con el aumento en la densidad de estaciones y la implementación de modelos de velocidad locales, podrán emplearse periodos más cortos en los sismogramas y se podrán invertir tensores de momento asociados a sismos cada vez más pequeños.

Los mecanismos focales asociados al tensor de momentos obtenidos para Baja California, fueron casi todos de corrimiento lateral (excepto por un mecanismo normal) con una componente no doble par que varía presumiblemente en función de la influencia de las zonas de extensión que unen las fallas transformantes que

originan los sismos. Es decir, eventos cuyo epicentro es más próximo a las zonas de extensión tienen componentes no doble par mayores y viceversa. Los sismogramas observados también presentan variaciones en la forma como se registra el primer arribo, los registros impulsivos están asociados a los eventos cuyo mecanismo tenía una componente doble par mayor, en tanto los registros emergentes estaban asociados a mecanismos focales con mayor componente no doble par.

Respecto a los eventos de Chihuahua, los resultados son muy pocos para poder enunciar algo concluyente en relación a la tectónica de esta región. No obstante, el aumento en la densidad de estaciones permitirá aumentar el umbral de detección de sismos, lo cual aunado con nuevos modelos de velocidad más realistas, abrirá las puertas para obtener muchos más tensores de momento.

Los tensores de momento obtenidos en la región de Chiapas, son en su mayoría asociados a sismos de subducción de la placa de Cocos. Sin embargo, se obtuvo solución para dos eventos cuya profundidad reportada, permite asociarlos con actividad de fallas regionales, uno de los cuales, es un sismo de corrimiento lateral y pudiera estar asociado a la actividad del sistema de fallas Polochic-Motagua. Sin embargo, se requiere invertir muchos más tensores de momento para esta región para poder avanzar en la búsqueda o descarte del punto triple COCOS-NORTEAMÉRICA-CARIBE.

La zona de subducción o la Fosa Mesoamericana Mexicana, fue la que arrojó las mejores inversiones del tensor de momentos y los mecanismos focales asociados coincidieron en términos generales con el ambiente tectónico inherente a esta región de México. Sin embargo, no fue posible obtener inversiones para eventos frente a las costas de la zona de subducción, estos eventos, que están asociadas a la zona de Fractura de Rivera, se encuentran muy lejos de las estaciones más cercanas en la costa en relación a su magnitud lo cual impide que se puedan obtener soluciones.

Con la implementación futura de modelos de velocidad más realistas, también será necesario adecuar el método de inversión para las nuevas formas de onda que se podrán simular. Es decir, que los nuevos métodos de inversión del tensor de momentos para sismos de magnitud pequeña e intermedia en México deberán incluir más de una ventana de tiempo y a su vez, llevar a cabo inversiones no solo para ondas superficiales, sino también para ondas de cuerpo.

7 REFERENCIAS

Aki, K., 1966. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Estimation of earthquake movement, released energy and stress– strain drop from G wave spectrum. Bull. Earthq. Res. Inst., 44 , 23– 88.

Aki, K., 1972. Recent results on the mechanism of earthquakes with implications for the prediction and control program. Tectonophysics, 14, 227-243.

Aki, K., and Patton, H., 1978. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. Journal of Geophysical Research. Volume 86, Issue B4 . 2825–2852.

Aki, K. and P. G. Richards (1980). Quantitative Seismology. Theory and Methods , Two volumes. San Francisco: W. H. Freeman.

Authemayou C., Brocard G., Teyssier C., Simon-Labric., Gutiérrez A., Chiquín EN., Morán S., 2011. The Caribbean–North America–Cocos triple junction and the dynamics of the Polohic-Motagua systems: Pull-up and zipper models: Tectonics, v. 30, p.p. TC3010.

Labric T., Gutiérrez A., Chiquín EN., Morán S., 2011. The Caribbean–North America–Cocos triple junction and the dynamics of the Polohic-Motagua fault systems: Pull-up and zipper models: Tectonics, v. 30, p.p. TC3010.

Astiz, L., Kanamori, H., Eissler, H., 1988. Source Characteristics of earthquakes in the Michoacan seismic gap in Mexico. Bulletin fo the Seismological Society of America. Vol. 77, No. 4, pp. 1326-1346.

Baig, A.M., Urbancic, T.I., 2010. Magnitud determination, event detectability, and assessing the effectiveness of microseismic monitoring programs in petroleum applications. CSEG Recorder. 35-40.

Bao, H., Bielak, J., Ghattas, O., Kallivokas, L.F., O'Hallaron, D.R., Shewchuk, J.R., Xu, J., 1998. Large-scale simulation of elastic wave propagation in heterogeneous media on parallel computers. Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering. Vol. 152., Issues 1–2., p.p 85–102.

Bassin, C., Laske, G. and Masters, G., 2000. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America, EOS Trans AGU, 81, F897.

Bean, Christopher., Lokmer, I., O'brien, G., 2008. Influence of near-surface volcanic structure on long-period seismic signals and on moment tensor inversions: Simulated examples from Mount Etna. Journal of Geophysical Research. Volume 86, Issue B4. 2825-2852.

Brodsky, E.E., Gordeev, E., Kanamori, H., 2003. Landslide basal friction as measured by seismic waves. *Geophysical Research Letters*, vol. 30., No.24., 2236.

Casarotti, E., Stupazzini, M., Jong Lee, S., Komatitsch, D., Piersanti, A., Tromp, J., 2007. CUBIT and Seismic Wave Propagation Based Upon the Spectral-Element method: An advanced unstructured mesher for complex 3D geological media. *Proceedings, 16th International meshing Roundtable*. Springer-Verlag., p.p. 579-598.

Dengo, G., 1968. Estructura geológica, histórica tectónica, y morfología de Ayuda Técnica, Mexico, 50 p. en Muehlberger W. R., Ritchie A. W., 1974. Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography. *Geological Society of America*. Vol. 3., No. 5. p.p. 232-235.

Carcione, J.M., 1990. Wave propagation in anisotropic linear viscoelastic media: theory and simulated wavefields. *Geophysical Journal International*. Vol. 101, Issue 3., p.p. 739-750.

Chouet, B., Dawson, P., Ohminato, T., Martini, M., Saccorotti, G., Giudicepietro, F., De Luca, G., Miliana, G., Scarpa, R., 2003. Source mechanisms of explosions at Stromboli Volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data. *Journal of Geophysical Research*. Volume 108. Issue B1. ESE-7-1-ESE-7-25.

De Barros, L., Lokmer, I., Bean, C., 2013. Origin of spurious single forces in the source mechanism of volcanic seismicity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Volume 262., 1-6.

Doser, D.I., Rodriguez, J., 1993. The seismicity of Chihuahua, Mexico and the 1928 Parral Earthquake. *Physics of the earth and Planetary Interiors*. Vol. 78. p.p. 97-104.

De la Vega, O., 2012. Un método de inversión del tensor de momentos sísmicos: implementación y aplicación a las réplicas del temblor del 20 de marzo de 2012, Ometepec, Guerrero: D.F., México, UNAM, Facultad de Ingeniería. Tesis de Licenciatura.

DuBois, S.M., Smith, A.W., 1980. The 1887 earthquake in San Bernardino Valley, Sonora. State of Arizona, Bureau of Geology and Mineral Technology. Special Paper. Vol. 3., p.p. 112.

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, *J. geophys. Res.* 86, 2825–2852.

Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski, 2012. The global CMT project 2004- 2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9,doi:10.1016/j.pepi..04.002.

Ekström,G. Stark,P.,2013. Simple Scaling of Catastrophic Landslide Dynamics. *Science* 22.Vol. 339 no. 6126.1416-1419

En-Jui Lee., Po Chen.,Thomas H. Jordan, and Liqiang Wang, 2011. Rapid full-wave centroid moment tensor (CMT) inversion in a three-dimensional earth structure model for earthquakes. *Geophys. J. Int.* 186, 311–330.

Eyre,T.,Bean,C.,DeBarros,L.,O'Brien,G.,Martini,F.,Lokmer,Ivan.,Mora,M.,Pacheco, J.,Soto,G. 2013. Moment tensor inversion for the source location and mechanism of long period (LP) seismic events from 2009 at Turrialba volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Volume 258.215-23.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., and Bryan, S., 2007, Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. *Geological Society of America Special Paper* 422, p. 1–39.

Figuroa, J., 1973. *Sismicidad en Chiapas: México D.F., México*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ingeniería.

Fitch, T.J., McCowan, D.W. and Shields, M.W., 1980. Estimation of the moment tensors from teleseismic body waves of complex deep-focus earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21: 83—96.

Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., and Gehrels, G.E., 2007, Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena Shelf and southern Gulf of California; insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena Fan and adjacent areas: *GSA Bulletin*, v. 119, p. 1313–1336.

Franco S.I., Iglesias A., Pacheco J.F., Singh S.K., Fukuyama E., Pérez Santana J., y Yi T., 2002, Inversión automática del tensor de momentos utilizando datos de la red de banda ancha del SSN (resumen), en Tercera Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana:, Pto. Vallarta, Jal., Mex., GEOS, 379-380.

Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora, Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, V. 16, p. 388–408.

Gilbert, F.,1970. Excitation of the normal modes of the Earth by earthquakes sources.*Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* , 22 , 223– 226.

Goldstein, P., Lee Minner, 1995, —“A status report on the development of SAC2000: a new seismic analysis code”, UCRL-ID-121523.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. Boletín de la sociedad geológica mexicana., Tomo LVII., No.3., p.p 227-283.

Guzmán-Speziale, M., Meneses-Rocha, J.J., 2000. The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic fault system: a fault jog in southeastern Mexico. Journal of South American Earth Sciences. Vol, 13., p.p. 459–468.

Guzmán-Speziale, M., 2010. Beyond the Motagua and Polochic faults: Active strike-slip faulting along the Western North America–Caribbean plate boundary zone. Tectonophysics. Vol.496. p.p. 17-27.

Graves, R., 1996. Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. seism. Soc. Am., 86, 1091–1106.

Havskov, J., Ottemöller, L., 2010. Routine data processing in earthquake seismology. Springer., p.p 193-214.

Hasegawa, H.S., Kanamori, H., 1987. Source mechanism of the magnitude 7.2 Grand Banks earthquake of November 1929: Double couple or submarine landslide?. Bull. seism. Soc. Am., vol. 77 no. 6 1984-2004.

Henry, C.D., Price, J.G., 1986. Early basin and range development in tras-pecos Texas and adjacent Chihuahua: Magmatism and orientation, timing and style of extension. Journal of Gephysical Research. Vol.91., p.p.6213-6224.

Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 1992. The real southern Basin and Range: mid-to late Cenozoic extension in Mexico. Geology. Vol. 20. p.p. 701-704.

Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 2000, Plate interactions control middlelate Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. Tectonophysics. Vol. 318., p.p. 1-26.

Hjörleifsdóttir, V. 2007. Earthquake source characterization using 3D numerical modeling: Pasadena, California, EEUU, California Institute of Technology. Tesis de doctorado.

Kanamori, H., Given, J.W., 1981. Use of long-period surface waves for fast determination of earthquake source parameters. Phys. Earth Planet. Inter., vol 27., p.p 8-31.

Kanamori, H., and Given, J.W., 1982a, Analysis of long-period seismic waves excited by the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens - a terrestrial monopole? *J.Geophys.Res.*,v.87,p.5422-5432.

Kanamori, H., and Given, J.W., 1982b, Use of long-period surface waves for fast determination of earthquake source parameters; 2. Preliminary determination of source mechanism of large earthquakes ($M_s > 6.5$) in 1980: *Phys. Earth Planet. Int.*, v. 30, p. 260-268.

Komatitsch, D., J. Tromp.,1999. , Introduction to the spectral-element method for 3-D seismic wave propagation, *Geophysical Journal International.*, Vol. 139., p.p. 806-822.

Komatitsch, D., J. Tromp., 2000b. Spectral-element simulations of global seismic wave propagation: II. 3-D models, oceans, rotation, and self-gravitation, *Geophys. J. Int.* 150, 303–318.

Komatitsch, D., J. Tromp.,2002a. Spectral-element simulations of global seismic wave propagation, Part I: Validation, *Geophysical Journal International.*, Vol. 149., p.p. 390-412.

Komatitsch, D., Liu, Q., Tromp, J., Süß, P., Stidham, C., Shaw,J.H., 2004. Simulations of Ground Motion in the Los Angeles Basin Based upon the Spectral-Element Method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 1, pp. 187–206.

Kostoglodov, V. Singh, S K., Santiago, JA., Franco, Sl., Larson, KM., Lowry, AR., Bilham, R. 2003. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical research letters*, vol. 30, no. 15, 1807.

Kustowski, B, G. Ekstrom, and A. M. Dziewonski, 2008, Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: A global model, *J. Geophys. Res.*, 113:B06306.

Langston, CA., 1981. Source inversion of seismic waveforms: Vol. 1. W.H. Freeman, San Francisco, 557 pp. the Koyna, India earthquakes of 13 September 1967. *Bull. Backus, G. and Gilbert, F.*, 1970. Uniqueness in the inversion *Seismol. Soc. Am.*, 71: 1—24.

Lee, E.J., Po Chen., Jordan T. H., Wang, L., 2011. Rapid full-wave centroid moment tensor (CMT) inversion in a three-dimensional earth structure model for earthquakes. *Geophys. J. Int.* 186, 311–330.

Lee, E.J., Po Chen., Jordan T. H.,2014. Testing waveform predictions of 3D velocity models against two recent Los Angeles Earthquakes. *Seismological Research Letters.*, Vol.85., Number 6., p.p 1275 -1284.

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*. Volume 101, Issues 1–2, Pages 155–169.

Liu, Q., Polet, J., Komatitsch, D., & Tromp, J., 2004. Spectral-Element moment tensor inversions for earthquakes in Southern California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5), 1748-1761.

Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C.R., Brune, J.N., Thatcher, W., 1970. Sismicidad y tectónica de la region norte del Golfo de California, México: Resultados preliminares. *Geofísica Internacional*. Vol. 10, No. 2.

Luhr, J.F., Henry, C.D., Housh, T.B., Aranda-Gómez, J.J., McIntosh, W.C., 2001. Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range province. *Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango (Mexico)*. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 113., p.p. 760–773.

Lysmer, J., Drake, L. A., 1972. A finite element method for seismology. *Methods in Computational Physics*. Vol 11., Cap.6., pp. 181–216.

Nolasco-Carteño L. Z., 2006, Un sistema Automático para el cálculo del tensor de momentos para sismos mexicanos: D.F., México, UNAM, Facultad de Ingeniería. Tesis de Licenciatura.

Marfurt, K.J., 1984. Accuracy of finite-difference and finite-element modeling of the scalar and elastic wave equations. *Geophysics*. Vol. 49., No. 5., p.p. 533-549.

McCowan, D.W., 1976. Moment tensor representation of (London), Ser. A, 266: 123— 192. surface waves. *Geophys. J., R. Astron. Soc.*, 44: 595—599.

McKenzie, D.P., Morgan, W.J., 1969. Evolution of Triple Junctions. *Nature*. Vol. 224., p.p. 125-133.

Mendiguren, J.A., 1977. Inversion of surface wave data in moment tensor. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 205—206. source mechanism studies. *J. Geophys. Res.*, 82: 889—894.

Minson, SE. Dreger, DS., 2008. Stable Inversions for complete moment tensor. *Geophysical Journal International*. *Geophys. J. Int.* 174 (2):585-592.

Morse, P. M., Feshbach H., 1953. *Methods of Theoretical Physics*. New York: McGraw-Hill.

O'Brien, G., Bean, C., 2004. A 3D discrete numerical elastic lattice method for seismic wave propagation in heterogeneous media with topography. *Geophysical Research Letters*. Volume 31.

Olsen, K.B., Ralph J. Archuleta, Joseph R. Matarese.,1995. Three-Dimensional Simulation of a Magnitude 7.75 Earthquake on the San Andreas Fault. *Science*, New Series, Vol. 270, No. 5242, 1628-1632

Olsen, K.B., Day, S.M. & Bradley, C.R., 2003. Estimation of Q for long-period (>2 s) waves in the Los Angeles Basin, *Bull. seism. Soc. Am.*, 93, 627–638.

Pacheco, J.F., Lynn, R.S.,1992. Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 82 no 3. 1306 – 1349.

Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*.,vol.100.,Issue B7.,12357-12373.

Patera, A.T., A spectral element method for fluid dynamics: Laminar flow in a channel expansion. *Journal of Computational Physics*., Vol. 54, Issue 3.,p.p 468–488.

Pérez Campos, X.,YoungHee, K., Husker, A., Davis, P., Clayton, R., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S.K., Manea, V., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*.,Vol.35.,L18303.

Plakfer, G.,1976. Tectonic Aspects of the Guatemala Earthquake of 4 February 1976. *Science*. Vol. 193 no. 4259 pp. 1201-1208

Randall, A.W., Ligorria, J.P.,Cifuentes, I.L.,2004. Seismic history of the Middle America subduction zone along El Salvador, Guatemala, and Chiapas, Mexico: 1526–2000. *Geological Society of America*. Special paper 375.

Ramos-Martínez, J. & McMechan, G.A., 2001. Source-parameter estimation by full waveform inversion in 3D heterogeneous, viscoelastic, anisotropic media. *Bull. seism. Soc. Am.*, 91, 276–291.

Rebollar, C.J., Espíndola, V.H., 1999. Distributions of stresses and geometry of the Wadati-Benioff zone under Chiapas, Mexico. *Geofísica Internacional*.

Romanowicz, B., Dreger, D., Pasyanos, M. & Uhrhammer, R., 1993. Monitoring of strain release in central and northern California using broadband data, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1643–1646.

Seager, W. R., Morgan, P., 1979,. Rio Grande rift in southern New Mexico, west Texas, and northern Chihuahua. *Tectonics and magmatism*. American Geophysical Union. pp. 87-106.

Sipkin.,1982. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 30(1982) 242—259.

Solano, E.,2013. Estudio y Metodología para detección de sismos atípicos:D.F., México, UNAM, Instituto de Geofísica. Tesis de maestría.

Solano, E., Hjörleifsdóttir, V., 2016

Stein, S. Wysession, M., 2003. An introduction to seismology, earthquakes and earth structure. Blackwell Publishing. p.p. 239-249.

Strelitz, R.A., 1980. The fate of the downgoing slab: a study of Fitch, T.J., McCowan, D.W. and Shields, M.W., 1980. Estimation of the moment tensors from body waves of complex deep-focus solution of the seismic moment tensor from teleseismic body earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21: 83-96.

Stock, J. M., Y Hodges, K. V., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate: *Tectonics.*, Vol. 8., p.p. 99-115.

Stump, B.W. and Johnson, L.R., 1977. The determination of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 85: 3817—3828. source properties by the linear inversion of seismograms. Gilbert, F., 1971. Excitation of the normal modes of the earth *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67: 1489—1502.

Suarez G. and Albin P., 2009. Evidence for Great Tsunamigenic Earthquakes (M8.6) along the Mexican Subduction Zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99, 2A, 892-896.

Thio, H.K.&Kanamori, H., 1995. Moment-tensor inversions for local earthquakes using surface waves recorded at TERRAscope, *Bull. seism. Soc. Am.*, 95, 1021–1038.

Suter, M.,2001.The historical seismicity of northeastern Sonora and northwestern Chihuahua, Mexico (28–32°N, 106–111°W). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 14.,p.p.521-532.

Tkalčić, H., Dreger, DS., Foulger, GR., Bruce R., 2009. The Puzzle of the 1996 Bárðarbunga, Iceland, Earthquake: No Volumetric Component in the Source Mechanism. *Bulletin of the Seismological Society of America* October 2009 vol. 99 no. 5., 3077-3085.

Udías, A., Madariaga, R., Buforn, E., 2014. Source Mechanism Earthquakes Theory and Practice. Cambridge University Press. p.p. 41-61,90-106.

Vallée, M., J. Charléty, A. M. G. Ferreira, B. Delouis, and J. Vergoz. 2011. SCARDEC: A new technique for the rapid determination of seismic moment magnitude, focal mechanism and source time functions for large earthquakes using body wave deconvolution, *Geophys. J. Int.* 184, 338–358.

Wayne T., Brune, J.N., 1971. Seismic study of an Oceanic Ridge Earthquake Swarn in the Gulf of California. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. Vol. 22., p.p. 473-489.

Ward, S.N., 1979. A technique for the recovery of the seismic moment tensor applied to the Oaxaca, Mexico earthquake of November 1978. *Bulletin of the Seismological Society of America* vol. 70 no. 3. 717-734

Ward, S.N., 1980a. Body wave calculations using moment tensor sources in spherically symmetric, inhomogeneous media. *Geophys. J., R. Astron. Soc.*, 60: 53–66.

Ward, S.N., 1980b. A technique for the recovery of the seismic moment tensor and source mechanisms from seismic spectra. *Philos. Trans. R. Soc. (London), Ser. A*, 278: 187–269. of November 1978. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70: 717–734.

Weyl, R., 1980. *Geology of Central America*. Gebrüder Borntraeger, Berlin. p.p. 370.

Yamamoto, J., Mitchell, J.B., 1988. Rupture Mechanism of complex earthquakes in southern Mexico. *Tectonophysics*. Vol. 154, Issues 1–2., p.p. 25–40.

Zhao, L. & Helmberger, D.V., 1994. Source estimation from broadband regional seismograms, *Bull. seism. Soc. Am.*, 84, 91–104.

Zhu, L. & Helmberger, D.V., 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms, *Bull. seism. Soc. Am.*, 86, 1634–1641.

```
felix@tlatoni: ~ ssh 3Dvs - ssh - 172x41
Connection to 132.248.182.131 closed.
(obs)Mac-mini-de-Felix:3Dvs felixrodriguez$ ssh -X felix@132.248.182.131
felix@132.248.182.131's password:
Welcome to Ubuntu 14.04.3 LTS (GNU/Linux 3.13.0-65-generic x86_64)

* Documentation:  https://help.ubuntu.com/

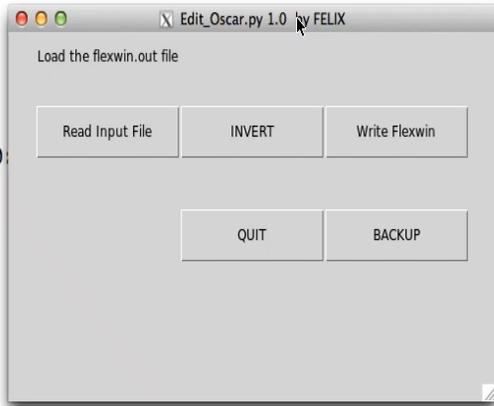
System information as of Thu Oct 29 21:33:12 CST 2015

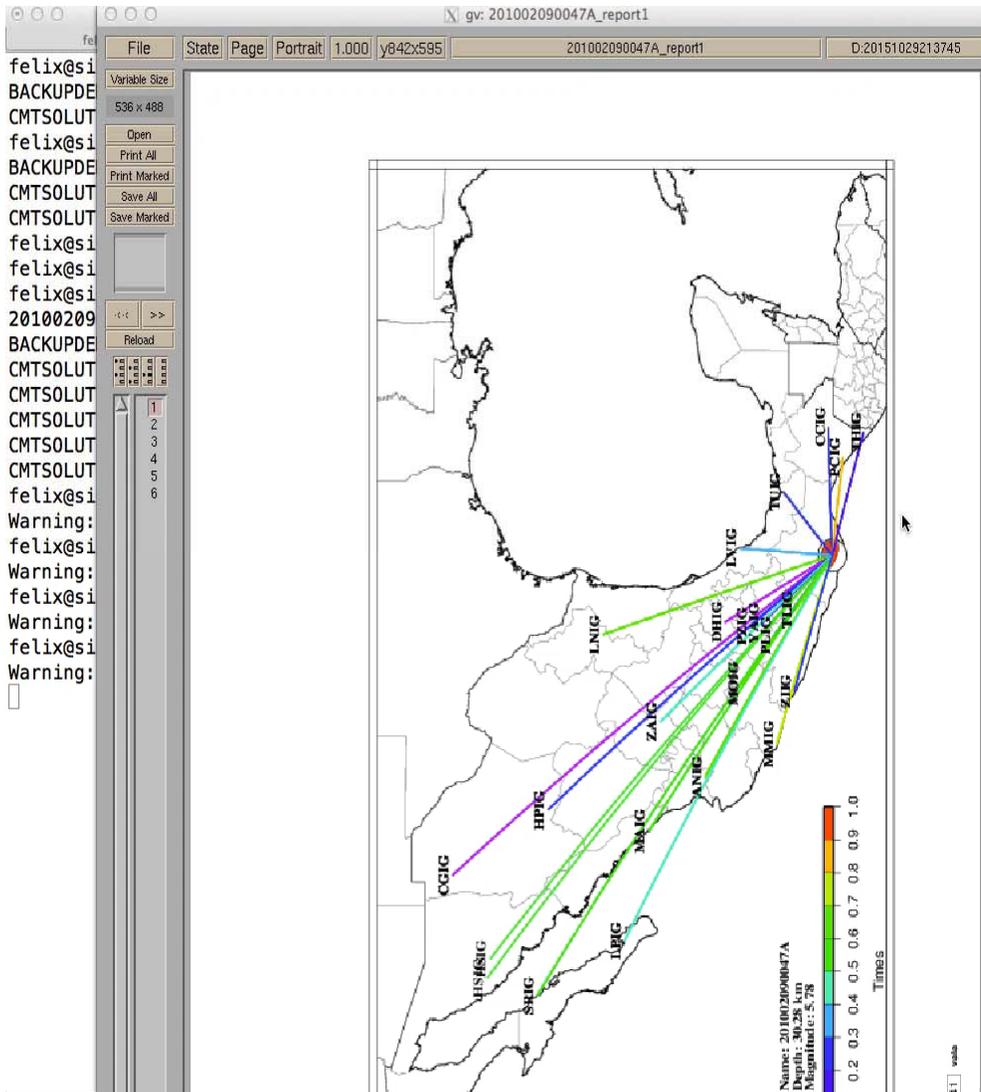
System load:  0.24          Processes:
Usage of /home: 75.5% of 251.14GB  Users logged in:
Memory usage:  5%          IP address for eth0:
Swap usage:    0%

Graph this data and manage this system at:
  https://landscape.canonical.com/

31 packages can be updated.
21 updates are security updates.

*** System restart required ***
Last login: Thu Oct 29 21:33:13 2015 from mictlantecutli.geofisica.unam.mx
felix@sigurros:~$ cd Interfaz/
felix@sigurros:~/Interfaz$ python edit
editinvert.py      edit_oscar_def10.py edit_oscar_def9.py  editwin.py
felix@sigurros:~/Interfaz$ python editinvert.py
/usr/local/lib/python2.7/dist-packages/numpy-1.8.1-py2.7-linux-x86_64.egg/numpy/oldnumeric/__init__.py:11: ModuleDeprecationWarning: The oldnumeric module will be dropped i
n Numpy 1.9
  warnings.warn(_msg, ModuleDeprecationWarning)
Fontconfig warning: ignoring UTF-8: not a valid region tag
█
```





```

ssh - 172x41
exwin.out  log.process_data2  sac.cut_log  tmpPadZeroToSyn.sac
g.pad_zeros  log.process_syn_new  syn_rotate.log

cardfiles.txt  flexwin_old.out  log.process_syn_new  tmpPadZeroToSyn.sac
flexwin.out  log.pad_zeros  sac.cut_log
flexwin_all.out  log.process_data2  syn_rotate.log

t  grid3d_misfit.1.4  grid3d_misfit.3.1  log.process_data2  tmpPadZeroToSyn.sac
  grid3d_misfit.1.5  grid3d_misfit.3.2  log.process_syn_new
  grid3d_misfit.2.1  grid3d_misfit.3.3  mex_events.cpt
  grid3d_misfit.2.2  grid3d_misfit.3.4  mex_paths.cpt
1  grid3d_misfit.2.3  grid3d_misfit.3.5  sac.cut_log
2  grid3d_misfit.2.4  hist.pdf  station_CCmax.ps
3  grid3d_misfit.2.5  log.pad_zeros  syn_rotate.log
  
```