



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE POSGRADO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA**

**ESTUDIO SÍSMICO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL
EN EL BLOQUE DE JALISCO A PARTIR DE REGISTROS
LOCALES DEL PROYECTO MARS**

T E S I S

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

P R E S E N T A

MARÍA DEL ROSARIO MARTÍNEZ LÓPEZ

JURADO EXAMINADOR

DR. MARCO GUZMÁN SPEZIALE (PRESIDENTE)
DR. VLADIMIR KOSTOGLODOV (VOCAL)
DR. JUAN MARTÍN GOMÉZ GONZALÉZ (DIRECTOR DE TESIS)
DR. LUCA FERRARI PEDRAGLIO (SUPLENTE)
DR. CARLOS MENDOZA (SUPLENTE)





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.

ÍNDICE

Resumen

Abstract

1. Introducción	2
2. Tectónica y Sismicidad	5
2.1 Tectónica del oeste de México	5
2.2 Rasgos tectónicos del Bloque de Jalisco	10
2.2.1 Rift de Colima	10
2.2.2 Rift de Chapala	11
2.2.3 Rift de Tepic Zacoalco	11
2.3. Sismicidad en el oeste de México	11
3. Metodología	16
3.1 Región de estudio y obtención de datos sísmicos	16
3.2 Localización de hipocentros	16
3.2.1 Sensibilidad de las localizaciones	17
3.2.2 Cálculo de magnitud local	22
3.3 Cálculo de mecanismos focales	22
4. Resultados	25
4.1 Localización	25
4.2 Solución de mecanismos focales	30
4.3 Perfiles sísmicos en el área de estudio	32
4.3.1 Interpretación de perfiles	33
4.4 Análisis de la sismicidad cortical	41
4.4.1. Anomalías magnéticas	42
4.4.2. Datos aeromagnéticos	43
4.4.3 Zona A	45
4.4.4 Zona B	48
4.4.5 Zona C	53
4.4.6 Zona D	57
5. Discusión de Resultados	61
6. Conclusiones	75
Referencias	80
Apéndices	90
Apéndice A	
Tablas y diagramas de Wadati	90
Apéndice B	
Representación grafica de los mecanismos focales determinados con Focmec	101
Apéndice C	
Clasificación del régimen de esfuerzo de acuerdo a Zoback (1992)	112
Apéndice D	
Imágenes aeromagnéticas del Bloque de Jalisco Comparación de señales	115
Apéndice E	
Comparación de sismogramas	120
Apéndice F	
Velest	125

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo 2

Figura 2.1. Localización del área de estudio.	5
Figura 2.2. Mapa tectónico de la región oeste de México.	6
Figura 2.3. Zonas de réplicas de los grandes sismos del siglo XX.	13
Figura 2.4. Distribución de la sismicidad registrada por NEIC.	14
Figura 2.5. Mecanismos focales determinados por el “Global CMT Project”.	15

Capítulo 3

Figura 3.1. Distribución espacial de las 50 estaciones sísmicas de banda ancha.	16
Figura 3.2. Distribución de los epicentros calculados con todas las estaciones.	18
Figura 3.3. División en cuadrantes de la red sísmica temporal MARS.	19

Capítulo 4

Figura 4.1. Distribución de los eventos localizados en este trabajo.	25
Figura 4.2a. Histograma de número de eventos contra el error en la longitud..	26
Figura 4.2b. Histograma de número de eventos contra error en latitud.	27
Figura 4.2c. Histograma de número de eventos contra error en profundidad.	27
Figura 4.2d. Histograma de número eventos contra magnitud.	28
Figura 4.2e. Relación de Gutenberg-Richter para la sismicidad localizada.	29
Figura 4.3. Mecanismos focales determinados en este trabajo.	31
Figura 4.4. Ubicación espacial de los perfiles A-A', B-B', C-C', D-D', E-E', F-F', G-G', H-H' e I-I' utilizados para analizar la distribución de la sismicidad en el Bloque de Jalisco.	32
Figura 4.5. Sección hipocentral perpendicular a la trinchera mesoamericana en el perfil A-A' de la Figura 4.4.	33
Figura 4.6. Sección hipocentral perpendicular a la trinchera mesoamericana (perfil B-B').	34
Figura 4.7. Sección hipocentral (perfil C-C') perpendicular a la trinchera mesoamericana.	35
Figura 4.8. Perfil D-D' perpendicular a la trinchera mesoamericana.	36
Figura 4.9. Perfil E-E' perpendicular a la trinchera mesoamericana.	37
Figura 4.10. Perfil F-F' perpendicular a la trinchera mesoamericana.	38
Figura 4.11a. Perfil G-G' perpendicular a la trinchera mesoamericana.	39
Figura 4.11b. Perfil G-G' perpendicular a la trinchera mesoamericana superpuesto con el modelo propuesto por Bandy et al. (1999).	39
Figura 4.12. Perfil H-H' perpendicular a la trinchera mesoamericana.	40
Figura 4.13. Perfil I-I' perpendicular a la trinchera mesoamericana.	41
Figura 4.14. Zonas A, B, C y D analizadas en este trabajo.	44
Figura 4.15. Modelo Digital de Elevación de la zona A. Mecanismo focal del evento 64.	46
Figura 4.16. Imagen aeromagnética (DAM) “Reducción al polo” dentro del Bloque de Jalisco.	47
Figura 4.17. Imagen aeromagnética de “continuación hacia arriba” del Bloque de Jalisco.	47
Figura 4.18. Modelo Digital de Elevación (INEGI) de la zona B de estudio, se incluyen los epicentros y mecanismos focales de los eventos registrados por la red temporal MARS.	49
Figura 4.19. Ubicación de los perfiles A-A', es perpendicular a la trinchera mesoamericana y el B-B', paralelo a ésta.	50
Figura 4.20. Sección perpendicular a la trinchera mesoamericana.	51
Figura 4.21. Sección paralela a la trinchera mesoamericana.	51
Figura 4.22. Imagen aeromagnética (DAM) de reducción al polo en el Bloque de Jalisco, el recuadro negro corresponde al área de la zona B.	52
Figura 4.23. Continuación ascendente aeromagnética (DAM) a 4 km en el Bloque de Jalisco, el recuadro es el área de la zona B.	52
Figura 4.24. Modelo Digital de Elevación de la zona C junto con la distribución de los mecanismos focales y la sismicidad relocalizada por Gardine.	53
Figura 4.25. Ubicación espacial de los perfiles C-C' y D-D'.	54
Figura 4.26. Sección perpendicular a la trinchera mesoamericana.	55
Figura 4.27. Sección paralela a la trinchera, se observa como algunos mecanismos se alinean en profundidad (eventos 48 y 51 y 10 y 13) respectivamente.	55
Figura 4.28. Mapa aeromagnético de reducción al polo del Bloque de Jalisco.	56
Figura 4.29. Mapa de dominios aeromagnéticos (DAM) de una continuación hacia arriba de 4 km en la parte SW del Bloque de Jalisco.	56
Figura 4.30. Modelo Digital de Elevación (INEGI) de la zona D con la ubicación de los mecanismos focales calculados en este trabajo.	57
Figura 4.31. Modelo Digital de Elevación (INEGI), ubicación espacial de los perfiles E-E' y	58

F-F' al oeste de Michoacán.	
Figura 4.32. Sección perpendicular a la trinchera, se muestra la proyección lateral de los mecanismos focales.	59
Figura 4.33. Sección paralela a la trinchera, donde se muestran los mecanismos focales de los eventos analizados en la zona D.	60
Capítulo 5	
Figura 5.1. Modelo Digital de Elevación de la zona A. La línea negra punteada es la falla activa sugerida en este trabajo, la cual pudo haber generado el evento 64.	63
Figura 5.2. Modelo digital de elevación de la Zona B, se muestran las fallas normales F1 (Falla 1) y F2 (Falla 2) llamadas así en este trabajo tomadas de la carta Geológica de Colima E13-3 (SGM, 1999).	64
Figura 5.3. Corte transversal AB-AB' de la Figura 5.2.	65
Figura 5.4. Primer escenario de la probable estructura que generó los eventos 48 y 51.	68
Figura 5.5. Segundo escenario de la probable estructura que generó los eventos 48 y 51.	69
Figura 5.6. Modelo digital de elevación (MDE) elaborado a partir de la base de datos del INEGI. El mecanismo focal (90) tiene una solución de fallamiento inverso.	70
Figura 5.7. Modelo Digital de Elevación (MDE) del INEGI. La solución del mecanismo focal del evento 99 corresponde a una falla inversa.	71
Figura 5.8. Modelo digital de elevación del INEGI. La solución de los mecanismos focales de los eventos 11, 55 y 67 la cual es una falla normal oblicua.	73
Apéndice A	
Figura A1. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (01, 02, 03 y 04).	93
Figura A2. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 05, 08, 09, 10, 11 y 12).	94
Figura A3. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 13, 14, 15, 16, 17 y 18).	95
Figura A4. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 19, 20, 21, 30, 31 y 35).	96
Figura A5. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 36, 37, 38, 42, 43 y 45).	97
Figura A6. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 46, 47, 48, 49, 51 y 52).	98
Figura A7. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (55, 56, 58, 59, 60 y 61).	99
Figura A8. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (63, 64, 67 y 90).	100
Apéndice B	
Figura B1. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P.	102
Figura B2. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 13, 14, 17, 18, 19, 20, 22, 24 y 25).	103
Figura B3. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 26, 27, 30, 31, 32, 34, 35, 36, y 37).	104
Figura B4. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 38, 41, 42, 43, 45, 46, 47, 48 y 49).	105
Figura B5. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 50, 51, 52, 55, 56, 58, 59, 60 y 61).	106
Figura B6. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 62, 63, 64, 65, 67, 70, 71, 72 y 75).	107
Figura B7. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 77, 78, 79, 80, 81, 85, 86 y 88).	108
Figura B8. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 90, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100 y 101).	109
Figura B9. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa	110

Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 102, 103, 104, 107, 108, 109, 110, 111 y 112).	
Figura B10. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 113 y 114).	111
Apéndice D	
Figura D1. Campo magnético reducido al polo y continuación ascendente 3 km. La estrella es el epicentro evento analizado	115
Figura D2. Primera derivada vertical del campo magnético reducido al polo y continuado ascendentemente 3 km. La estrella es el epicentro del evento analizado. La estrella es el evento analizado.	116
Figura D3. Señal analítica del campo magnético reducido al polo y continuado ascendentemente 3 km. La estrella es el evento analizado. La estrella indica el epicentro del evento analizado	117
Figura D4. Campo magnético reducido al polo y continuado ascendentemente 3 km. Las estrellas son los eventos analizados. Las estrellas son los epicentros de los eventos analizados.	118
Figura D5. Primera Derivada vertical del campo magnético reducido al polo y continuado ascendentemente 3 km. Las estrellas indican los epicentros de los eventos analizados.	119
Figura D6. Señal analítica _ campo magnético reducido al polo y continuado ascendentemente 3 km. Las estrellas corresponden a los epicentros de los eventos analizados.	119
Apéndice E	
Figura E1. Señales de los eventos 48 y 51 de la estación MA30.	120
Figura E2. Señales de los eventos 48 (16/septiembre/2006; M_L 4.4) y 51 (13/octubre/2006; M_L 3.7) de la estación MA11.	121
Figura E3 Superposición de las formas de onda registradas en la estación MA11 para los eventos 48(16/septiembre2006; M_L 4.4) y 51 (13/octubre/2006; M_L 3.7).	121
Figura E4. Señales de los eventos 11 y 55 de la estación MA02.	122
Figura E5. Sismogramas de los eventos 11 (26/marzo/2006; M_L 3.6) y 55 (21/octubre 2006; M_L 4.0) de la estación MA53.	123
Figura E6. Superposición de las formas de onda registrada en la estación MA53 para los eventos 11 (M_L 3.6) y 55 (M_L 4.0).	124
Apéndice F	
Figura F1. Distribución de los epicentros utilizados en la inversión del modelo 1D de velocidades.	127
Figura F2. Modelo unidimensional de la onda P obtenido a partir de la inversión de datos (línea roja) con el programa Velest, comparado con el modelo inicial de Pacheco et al. (2003) (línea verde).	128

ÍNDICE DE TABLAS

Capítulo 3

Tabla 3.1 Modelo de Corteza de Pacheco et al. (2003) utilizado en este trabajo para la localización de la sismicidad. 17

Tabla 3.2. Comparación de localización con respecto a la localización utilizando todas las estaciones. 20

Capítulo 5

Tabla 5.1. Soluciones focales de los eventos analizados en las zonas (A, B, C, y D) en este trabajo de tesis. Donde h (Profundidad en km), MI (Magnitud local) y desl. (ángulo de Deslizamiento). 74

Apéndice A

Tabla A1. Localización de las estaciones sísmicas del **proyecto MARS**. 90

Tabla A2. Eventos sísmicos localizados en este trabajo con base en los datos registrados por la red temporal MARS (Erln, Ertl y Erdp indican los errores en la longitud, latitud y profundidad, respectivamente). La C indica evento Cortical, la S de subducción. 90

Apéndice C

Tabla C1. Clasificación de Zoback (1992) de los regimenes de esfuerzos dependientes de las orientaciones de los ejes Tensión (T), Presión (P) y Nulo (B). 112

Tabla C2. Se muestran el plano nodal de los eventos calculados con primeros arribos de la onda P, con el programa Focmec así como los ejes de Presión (P) y Tensión (T). 112

Apéndice F

Tabla F1. Modelo 1D determinado. 129

RESUMEN

Se presentan los resultados del análisis de datos sísmicos registrados en El Bloque de Jalisco por la red temporal MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone). Estudiamos la actividad cortical de esta región, que es una de las más complejas e interesantes de México. La buena calidad de datos proporcionada por los 50 sismógrafos digitales de banda ancha que operaron de enero de 2006 a junio de 2007, permitieron construir 84 mecanismos focales de los 114 eventos locales de magnitud pequeña a moderada ($1.8 \leq M_L \leq 5.5$). Para ello se revisaron más de 10, 000 sismogramas, cuya buena cobertura azimutal de estaciones hacia el continente, y la gran cantidad de datos, proporcionaron localizaciones muy confiables. Los mecanismos focales se construyeron con base en la determinación de los primeros arribos de onda P. La mayor parte de la sismicidad analizada esta compuesta por eventos someros, principalmente con geometrías de falla normal, los cuales son consistentes con la tectónica extensional causada por el rift de Colima. Conforme aumenta la profundidad de la sismicidad, ésta también es consistente con la geometría de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica. Los eventos ocurridos en la placa de Cocos, coinciden con los reportes que indican que ésta se encuentra bajo un régimen de esfuerzo tensional. Los mecanismos focales muestran orientaciones muy variadas, lo que sugiere la heterogeneidad de las estructuras sismogénicas en la corteza, sus profundidades también son muy variadas. El nivel de sismicidad cortical se reduce comparativamente hacia el oeste del rift de Colima, ello contraste con el nivel de sismicidad interplaca, ya que en esta zona ocurrieron los sismos de subducción más grandes de México. En general el comportamiento de la sismicidad cortical estudiada sugiere que en el Bloque de Jalisco algunas de las estructuras analizadas aún no han sido cartografiadas, para confirmar su existencia llevamos a cabo una correlación visual entre datos sísmicos, aeromagnéticos y rasgos topográficos. Las semejanzas nos permiten proponer la ubicación espacial y la probable orientación de las estructuras sismogénicas, de las cuales poco se había dicho, debido a la poca cantidad de datos que existía hasta antes del despliegado de la red MARS. Estudios más detallados facilitarán un mejor conocimiento sobre la sismotectónica regional del Bloque de Jalisco.

ABSTRACT

We present the results of the analysis of seismic data in the block of Jalisco by temporary network MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone). We studied cortical activity of this region, which is one of the most complex and interesting in Mexico. The good quality of data provided by 50 digital broadband seismographs that operated from January 2006 to June 2007 allowed to build 84 of the 114 focal mechanisms of small magnitude local events to moderate ($1.8 \leq ML \leq 5.5$). We reviewed over 10, 000 seismograms, as good azimuthal coverage of stations to the mainland, and the vast amount of data, provide highly reliable locations. Focal mechanisms were built based on the determination of the first P wave arrivals. Most of the seismicity analyzed is composed of shallow events, mainly normal fault geometries, which are consistent with extensional tectonics caused by the Colima rift. With increasing depth of seismicity, it is also consistent with the geometry of the Rivera and Cocos plates under the North American plate. The events in the Cocos plate, match reports that it is under a tensional stress regime. Focal mechanisms show very different directions, suggesting the heterogeneity of the seismogenic structures in the crustal, their depths are also very varied. The crustal seismicity level is reduced comparatively to the west of the Colima rift, this contrast with the level of interplate seismicity, as occurred in this area's largest subduction earthquakes in Mexico. In general the behavior of the crustal seismicity study suggests that in the Jalisco block some of the structures analyzed have not been mapped to confirm their existence we conducted a visual correlation between seismic data, aeromagnetic and topographic features. The similarities allow us to propose the likely spatial location and orientation of seismogenic structures, of which little had been said, due to the limited amount of data that existed even before the unfolding of the MARS network. More detailed studies will facilitate a better understanding of the regional seismotectonic Jalisco Block.

Capítulo 1

Introducción

La sismotectónica del oeste de México se caracteriza por la subducción de las placas de Cocos y Rivera debajo de la placa Norteamérica. Estas tres placas forman un punto triple difuso (Pardo y Suárez, 1993; Pardo y Suárez, 1995; Bandy et al., 1995; Bandy y Pardo, 1994; DeMets y Stein, 1990). Esta es una región donde se ha propuesto que al día de hoy, está ocurriendo un desgarre de subducción de la placa oceánica, así como la fragmentación de la placa continental superior (León-Soto et al., 2009). En esta parte del país destaca la existencia del denominado Bloque de Jalisco, delimitado por la Trinchera Mesoamericana hacia el occidente, la zona del Rift de Colima en la parte meridional y la zona del Rift de Tepic-Zacoalco en la parte oriental, mientras que el borde noroccidental no ha sido delimitado con precisión (Álvarez et al., 2002; Rutz-López y Núñez-Cornú, 2004). La mayor parte del Bloque de Jalisco está constituido por el Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf et al., 1995).

La subducción de la placa de Rivera bajo la placa norteamericana, controla la deformación tectónica y la actividad sísmica reciente de ese rincón del oeste de México. Tan sólo en el siglo XX, este proceso generó tres grandes terremotos destructivos, dos eventos de junio de 1932 (Singh, et al., 1985) y el sismo del 9 de octubre de 1995 (Courboulex et al., 1997; Melbourne et al., 1997; Pacheco et al., 1997; Ortiz et al., 1998; Escobedo et al., 1998). Pese a la importancia sismotectónica de la región, pocos estudios se han realizado para determinar la estructura detallada de la zona de subducción de Jalisco. Entre las investigaciones realizadas en la región, se han tratado temas sobre geodesia (p. ej. Hutton et al., 2001; Schmitt et al., 2007; Melbourne et al., 1997), petrología (p. ej. Wallace y Carmichael, 2004), geología (p. ej. Allan, 1986; Ferrari et al., 2000; Ferrari et al., 2001; Ferrari and Rosas-Elguera, 2000; Richter and Rosas-Elguera, 2001), paleomagnetismo (p. ej. Nieto-Obregón et al., 1992; Goguitchaichvili et al., 2007) y estudios sísmicos (p. ej. Núñez-Cornú y Sánchez-Mora, 1999; Pacheco et al., 1999, Pacheco et al., 2003; Zobin y Ventura-Ramírez, 1998; Mendoza y Hartzell, 1999; León-Soto et al., 2009; Yang et al., 2009). Sin embargo, aún

no existe ningún estudio sísmico detallado de la región. Por ello, en 2006 se instaló dentro y alrededor del Bloque de Jalisco una de las redes sísmicas temporales más importantes y grandes que haya habido en nuestro país, en un proyecto denominado MARS (del inglés Mapping the Rivera Subduction Zone). La red sísmica estuvo compuesta por 50 sismógrafos, la gran mayoría de ellos de banda ancha, desplegados durante un período de 18 meses a partir de enero de 2006 y hasta junio de 2007. En este proyecto participaron dos instituciones de Estados Unidos y dos de México, respectivamente: la Universidad de Texas, en Austin y la Universidad Estatal de Nuevo México, de los EUA; y el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y el Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima. Algunos de los objetivos generales fueron comprender las fuerzas que controlan la tectónica del Bloque de Jalisco en el oeste de México, así como el comportamiento de las placas de Rivera y de Cocos (Yang et al., 2009).

En esta tesis se analiza la distribución de la sismicidad cortical registrada durante la operación de la red sísmica temporal MARS. El objetivo primordial de este trabajo es localizar y analizar la sismicidad en el Bloque de Jalisco, así como establecer su relación con el marco tectónico regional, el cual está regido principalmente por el proceso de subducción en la trinchera Mesoamericana por lo que los esfuerzos son claramente compresionales, mientras que en dicho bloque también existe una importante segmentación de fallas controladas por un régimen de esfuerzos de tipo extensional.

Para tratar de entender el comportamiento de la sismicidad se llevó a cabo su localización y se construyeron los mecanismos focales de la mayoría de los eventos. La relocalización se hizo con base en los primeros arribos de onda P y se calcularon magnitudes locales. Ello permite tener una idea de la sismotectónica regional del Bloque de Jalisco, gracias a la buena cobertura azimutal de las estaciones y al hecho de contar con más y mejores datos. Tanto la localización de la sismicidad como sus respectivos mecanismos focales son un buen aporte para entender más sobre las características de las zonas donde se genera el fenómeno sísmico, con la intención de identificar o proponer sus posibles estructuras sismogénicas asociadas. Para verificar la consistencia de las soluciones de mecanismo focal con la geometría de las estructuras regionales se graficó la distribución de los sismos en función de la profundidad, para lo

cual se trazaron nueve perfiles perpendiculares a la trinchera, en ellos se muestra la proyección lateral de los mecanismos focales obtenidos. Para tratar de restringir mejor el tipo de sismicidad que ocurre en la corteza, el área de estudio se dividió en cuatro zonas, para las cuales se elaboró un Modelo Digital de Elevación (MDE) a partir de la base de datos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). También se elaboraron algunos perfiles paralelos a la trinchera, para ayudarnos a relacionar algunos eventos con las estructuras sismogénicas cartografiadas. Esta estrategia permite sugerir la existencia de estructuras que aún no han sido cartografiadas, y las cuales se correlacionan bien con algunos rasgos identificados en las imágenes aeromagnéticas y topográficas. Así también se agregó la sismicidad localizada por Gardine et al. (2007), quien utiliza un algoritmo de localización rápida mediante un software automático, cuya calidad es comparable en un alto porcentaje con localizaciones manuales (Gardine et al., 2007). La calidad de nuestras localizaciones es consistente con dichas determinaciones, lo que nos permite confiar en la calidad de los resultados presentados.

Tectónica y Sismicidad

El área de estudio se ubica entre los paralelos 18° y 21°, latitud Norte y los meridianos 101.5° y 105.5° longitud Oeste (Figura 2.1), que comprende territorios de los estados de Jalisco, Colima, Nayarit y parte de Michoacán.

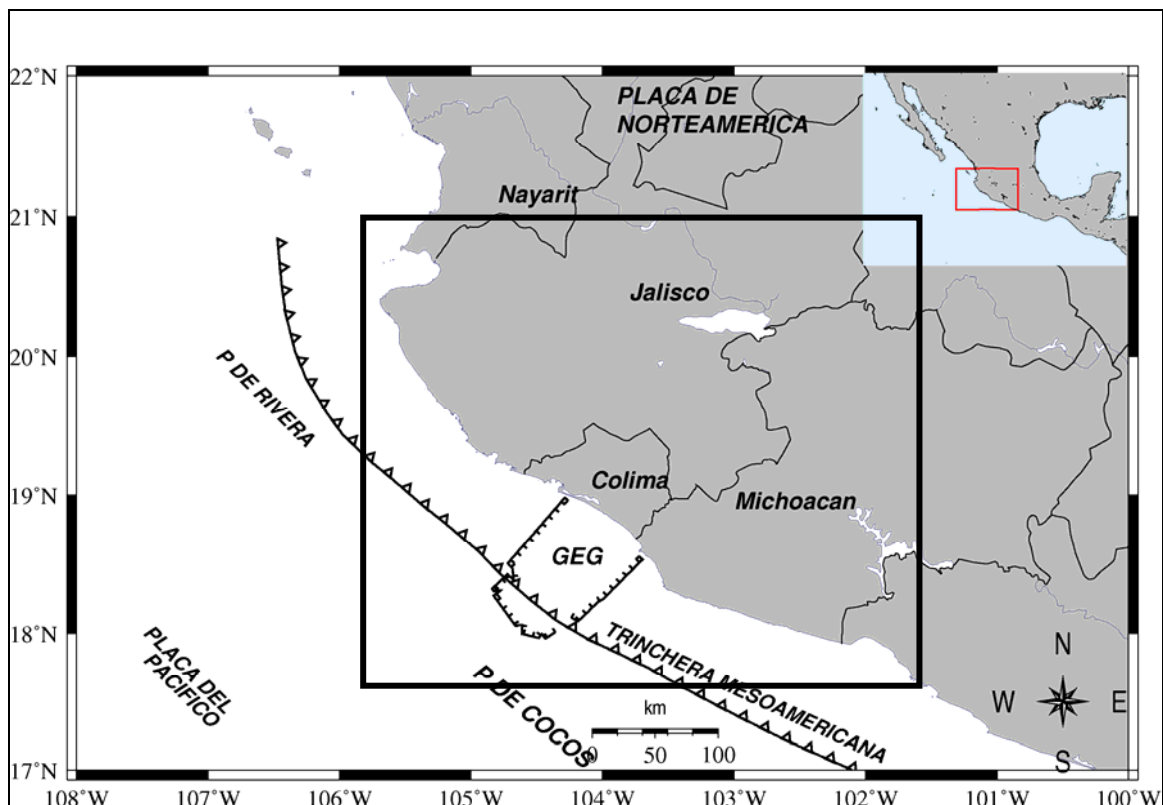


Figura 2.1. Localización del área de estudio (cuadro negro), donde GEG (Graben el Gordo).

2.1 Tectónica del oeste de México

La tectónica del oeste de México se caracteriza por la interacción de las placas de Rivera, Cocos y Norteamérica (DeMets et al., 1990; Stock, 1993; Pardo y Suárez, 1993; DeMets et al., 1994; Pardo y Suárez, 1995). La placa de Rivera, situada al frente a las costas del oeste de México, se encuentra al sur de la zona de fracturas de Tamayo (Figura 2.2), ésta se genera en uno de los segmentos de la dorsal del Pacífico Oriental y subduce, a partir de la trinchera Mesoamericana, bajo el Bloque de Jalisco (Figura 2.2). La zona de fractura de Rivera (ZFR) es el límite de esta placa con la placa del Pacífico, en su borde suroeste (Atwater, 1970; DeMets y Stein, 1990; Johnson y Harrison, 1990;

Bandy, 1992; Pardo y Suárez, 1993; Michaud et al., 1997; DeMets y Wilson, 1997; Núñez-Cornú y Sánchez-Mora, 1999; DeMets and Traylen, 2000). Por su parte, la placa de Cocos se genera en otro de los segmentos de la dorsal del Pacífico Oriental y subduce en la trinchera Mesoamericana desde las costas de Manzanillo hasta Centroamérica (Figura 2.2) (Atwater, 1970; Dean y Drake, 1978; Minster y Jordan, 1978; Singh et al., 1981; Cheal y Stewart, 1982; Eissler y McNally, 1984; Luhr et al., 1985; DeMets y Stein, 1990; DeMets y Wilson, 1997; Rutz-López y Núñez Cornú, 2004). La localización precisa del límite oeste entre la placa de Rivera y la placa de Cocos es aún incierto (Singh et al., 1985). Por su parte Bandy et al. (2000), basados en un análisis de datos geológicos y geofísicos dentro del límite de la placa de Cocos y de Rivera, sugieren que el rift sur de Colima se formó en respuesta al esfuerzo producido por la divergencia entre las placas de Cocos y de Rivera a lo largo de la placa que subduce del límite entre la placa de Cocos y de Rivera.

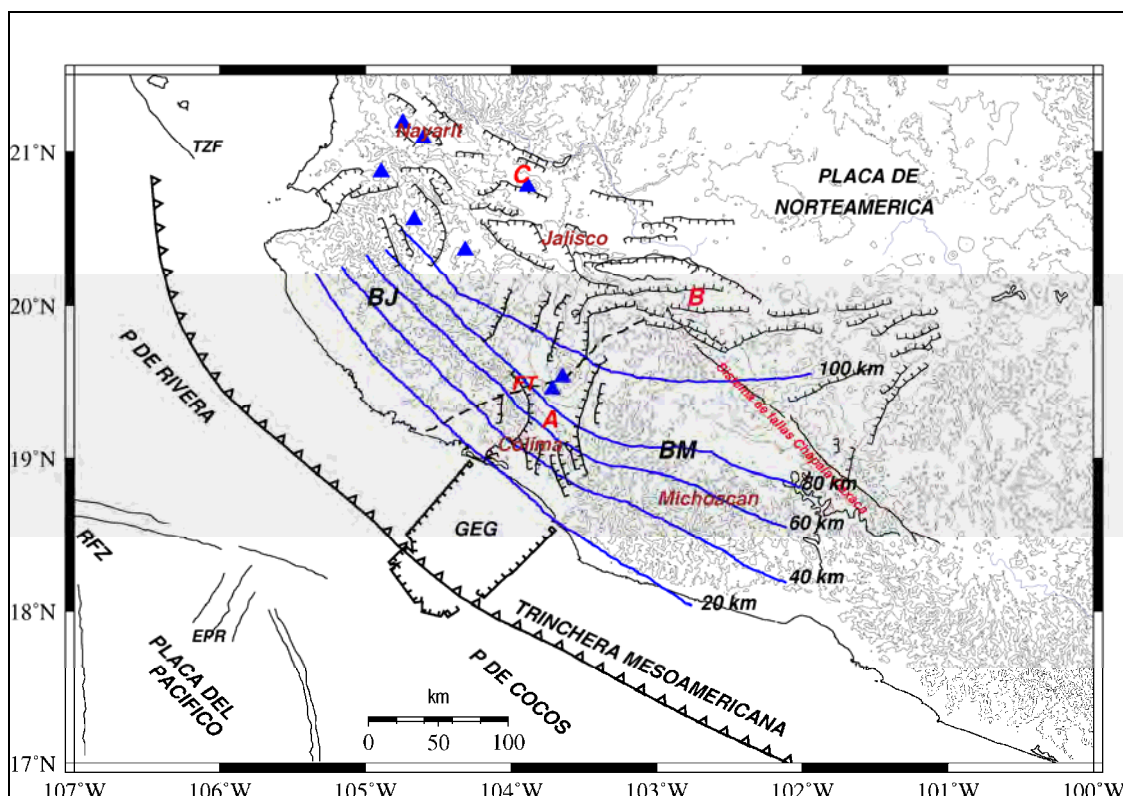


Figura 2.2. Mapa tectónico de la región oeste de México. Se observan las principales características tectónicas, la Zona de Fracturas de Tamayo (TZF), Zona de fracturas de Rivera (RFZ), Cresta de Pacífico-Cocos (EPR), Graben el Gordo (GEG), Graben de Colima (A), Graben de Chapala (B), Graben de Tepic-Zacoalco (C), Falla de Tamazula (FT), Bloque de Jalisco (BJ), Bloque de Michoacán (BM) y los triángulos azules corresponden a los volcanes de la región (modificada de Rutz-López y Núñez-Cornú 2004). Las líneas azules representan la profundidad en kilómetros del plano de Wadati-Benioff, de acuerdo a Pardo y Suárez (1995). Las curvas de nivel se encuentran a cada 200 m.

Pardo y Suárez (1993) incrementaron el conocimiento sobre la geometría de la placa de Rivera subducida a partir de localizaciones hipocentrales fiables de microsismicidad, la relocalización de hipocentros y mecanismos focales de terremotos locales y telesísmicos, ellos utilizaron la misma metodología en Pardo y Suárez (1995) para el caso de la geometría de la subducción de las placas de Cocos y Rivera.

Se han realizado algunos estudios acerca de los límites e interacción entre las placas de Cocos y de Rivera bajo la placa de Norteamérica (p. ej. Suárez et al., 1990; Serrato-Díaz, 2004; Bandy et al., 1995; Bandy et al., 2000; Yang et al., 2009; León-Soto et al., 2009), algunos de ellos han sido de gran importancia para mejorar el conocimiento sobre la geometría de la placa subducida de Cocos (Suárez et al., 1990; Singh y Pardo, 1993), gracias a los cuales ahora se sabe que en el centro de México la placa de Cocos adquiere una geometría casi horizontal después de una inclinación inicial aproximada 15° al subducir bajo la placa de Norteamérica (Pérez-Campos et al., 2008). Pardo y Suárez (1993) habían estimado que la placa de Cocos subducida se convierte en subhorizontal a una distancia de entre 110 y 275 km desde la trinchera, hasta llegar a una profundidad de 50 km, y que la parte inferior de la placa continental esta bajo un régimen dominante de esfuerzo tensional.

Por otro lado, Pérez-Campos et al. (2008), basándose en datos de banda ancha del proyecto MASE (Experimento de la Subducción de Meso América) mediante el análisis de funciones fuente receptor y tomografía sísmica confirmaron que la subducción de la placa de Cocos bajo el centro de México es prácticamente horizontal a partir de una distancia de 250 km desde la trinchera, posteriormente la placa cambia bruscamente su inclinación, a la latitud de la ciudad de México, para hundirse en el manto., esto se aprecia en la tomografía sísmica hasta una profundidad 500 km, a partir de la cual la placa de Cocos parece truncarse. Ferrari (2004) asocia este truncamiento a una propagación E-W de un desgarre lateral en la placa de Cocos. Esta idea de los desgarres de placa ha sido propuesta por diferentes investigadores, con diferentes escenarios, por ejemplo, Gorbatov y Fukao (2005), con base en un análisis tomográfico de ondas P, describen el desgarre entre la placa de Cocos y la antigua placa de Farallón, ellos sugieren que hay un avance hacia el sureste del antiguo remanente de esta última placa. Por su parte, León-Soto et al. (2009) proponen un desgarre “ascendente” en el límite entre las placas de Cocos y Rivera, el cual sería perpendicular a la trinchera. Esta

conclusión se construyó a partir del análisis de datos del proyecto MARS a partir de las mediciones de anisotropía sísmica como se manifiesta por la división de la onda de corte derivados de datos locales S y telesísmicos SKS.

El Bloque de Jalisco se caracteriza por una tectónica extensional provocada por la zona de rift. Así como una tectónica compresional causada por la subducción de la placa de Rivera bajo la placa de Norteamérica (Stock, 1993; Pardo y Suárez, 1995). Bandy y Pardo (1994) describieron el Bloque de Jalisco por medio de la prueba estadística de Fisher o prueba F, para detectar la presencia de un cierre de circuito significativos a un circuito de placa mediante la comparación de la magnitud de los residuos ponderados. Esta prueba F fue aplicada a datos de movimientos de placas derivados de lineamientos de anomalías magnéticas, vectores de deslizamiento de mecanismos focales y azimuts de fallas transformadas. Para verificar la significancia en el cierre de un circuito de placas utilizando los datos mencionados. Los resultados que obtuvieron al utilizar esta técnica del cierre del circuito de placas Rivera-Pacífico-Norte América, indican que existe diferencia significativa en el cierre del circuito. Para ello postularon dos interpretaciones: 1) El bloque de Jalisco existe en forma independiente relativo a las placas circundantes, con un movimiento relativo lento (< 5 mm/a) con respecto a Norte América; 2). Las diferencias en el cierre del circuito de placas se deben principalmente a efectos de cambios recientes en el movimiento relativo entre las placas de Rivera y Pacífico. En este caso, el bloque de Jalisco sería parte de la placa de Norte América (Bandy y Pardo, 1994).

En lo que se refiere a la tasa de convergencia entre la placa de Rivera y la placa de Norteamérica existen dos modelos para explicarla. Uno de tasa baja, sugiere un valor de entre 2.0 y 3.3 cm/año, en una ubicación cercana al extremo sur de la zona de subducción de la placa de Rivera y Norteamérica mientras que dicha tasa es de entre 0.6 y 1.7 cm/año en el extremo norte (DeMets y Stein 1990). El segundo modelo propuesto por Bandy (1992) corresponde a una tasa de convergencia alta de 5.0 cm/año cercano al extremo sur de la zona de subducción de la placa de Rivera y de Norteamérica y de entre 2 y 3 cm/año en el extremo norte. Por su parte, Kostoglodov y Bandy (1995), basados en relaciones sismotectónicas, proponen que el promedio de la velocidad de convergencia entre las placas de Rivera y Norteamericana favorece el modelo de índice

rápido. Por otro lado, la dirección de convergencia entre la placa de Rivera y la placa de Norteamérica se vuelve cada vez más oblicua (Bandy et al., 2005).

Kostoglodov y Bandy (1995) también propusieron que la velocidad de convergencia es variable y aumenta la oblicuidad al noroeste de la zona de subducción. Por su parte, la placa de Cocos subduce con una tasa de convergencia de 4.8 cm/año en una longitud de 104.5° (DeMets et al., 1990).

Por otra parte, Núñez Cornú et al. (2002) usaron datos de la red sísmica RESCO (Red Sísmica Telemétrica Analógica de Colima) de microsismos registrados en la región de Jalisco, entre 1996 y 1998, y encontraron que la subducción de la placa de Rivera debajo de la placa de Norteamérica tiene un ángulo de subducción menor a 15 grados hasta 160 km desde la trinchera.

Yang et al. (2009), basados en un modelo tomográfico de la onda P del manto superior, encontraron que a una profundidad de 150 km existe una clara brecha sísmica entre la placa de Rivera y la de Cocos, la cuál aumenta de tamaño con la profundidad. También proponen que la brecha entre ambas placas se encuentra debajo de la parte norte de la fosa tectónica de Colima y podría ser responsable de la ubicación del volcán de Colima. Además encontraron que la placa de Rivera está a unos 140 km de profundidad bajo el lineamiento central volcánico joven de Jalisco. Sus imágenes tomográficas sugieren que las placas de Rivera y la región occidental de la placa de Cocos han sufrido una rotación hacia la trinchera, esto podría explicar la actividad magmática inusual en el cinturón volcánico transmexicano (Yang et al., 2009).

Entre los estudios más recientes acerca de la sismicidad cortical en la región Núñez Cornú et al. (2002) identificaron varias zonas sismogénicas y demostraron que los datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) por sí solos no son suficientes para estudiar los patrones sísmicos en la región de Jalisco con la precisión deseada. De esta forma ellos han ampliado la cantidad de estaciones en Jalisco, y con base en la sismicidad registrada durante 2002 por RESJAL (Red Sísmica Digital Telemétrica de Jalisco) y RESCO han reportado varias características sobre sismicidad superficial al sur y este de Bahía Banderas (Núñez Cornú et al., 2003).

2.2 Rasgos tectónicos del Bloque de Jalisco

2.2.1 Rift de Colima. Estructura que tiene una anchura variable entre 20 y 60 km (Allan 1986). El graben de Colima forma parte de esta estructura y se divide en dos sectores, el graben norte, con dirección norte-sur, y el central, con orientación noreste-suroeste (Figura 2.2). Allan (1986) propone, con base en un mapa estructural de la zona del graben de Colima, que el graben está definido por fallas normales paralelas a su dirección. Finalmente, el graben de Colima intersecta otros dos rifts, uno de ellos es el rift de Zacoalco, al noroeste, mientras que al noreste lo hace con el rift de Citlala, para formar una unión triple, a unos 50 km al sur-suroeste de Guadalajara (Allan, 1986; Gómez-Tuena et al., 2007).

El rift de Colima ha sido considerado como la frontera oriental del bloque de Jalisco (Allan et al., 1991; Bandy et al., 1993; Bandy et al., 1995; Serrato-Díaz et al., 2004). La ruptura del sur de Colima probablemente se formó en respuesta a la divergencia entre la placa de Cocos y de Rivera con la placa de Norteamérica (Bandy et al., 1995). Los sectores meridional y septentrional del rift parecen estar separados por el complejo volcánico de Colima (Garduño-Monroy et al., 1998), el cual está construido sobre un basamento de andesitas y volcanoclásticos del Cretácico inferior (Cortés et al., 2005).

En lo que respecta a la sismicidad, uno de los reportes más recientes de la actividad tectónica en el graben sur de Colima es el de Pacheco et al. (2003), el cual corresponde a un sismo ocurrido en Marzo del 2000 (Mw 5.3). Ellos consideran que éste representa la primera evidencia de la actividad sísmica cortical al sur del rift de Colima. Otro ejemplo, es el terremoto de Tecomán de 2003 (Mw 7.4); el cual ha causado controversia, ya que para Núñez-Cornú et al. (2004) se trata de un sismo cortical, debido a que la mayoría de sus relocalizaciones de réplicas son corticales, lo que según ellos descarta la hipótesis de un sismo de subducción. Por otra parte Schmitt et al. (2007) determinaron que el sismo del 22 de enero de 2003 (Mw=7.2) es un sismo de subducción con mecanismo de fallamiento inverso, esta conclusión la obtuvieron con base en un estudio de desplazamiento cosísmico, con mediciones de GPS, medidos en 27 sitios en el oeste de México.

2.2.2 Rift de Chapala. Contiene el lago natural de Chapala a 1500 m de altitud, de 115 km de largo y de 10 a 25 km de ancho. Este graben se extiende 90 km hacia el oriente del punto triple, donde se ensancha y muestra una transición de fallamiento en bloque a fallamiento en escalón con orientación NEE de fallas transformantes (Luhr et al., 1985). Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera (1994), a partir de un estudio paleomagnético, proponen que el rift de Chapala se desarrolló a principios de Mioceno en una falla transcurrente lateral izquierda dentro de la zona regional de falla Chapala-Tula E-W. Por otra parte Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998), basados en un estudio estratigráfico y tectónico, proponen un modelo para el desarrollo del rift de Chapala que implica una combinación de la deformación extensional lateral izquierda junto con procesos erosivos y volcánicos, los cuales han contribuido a dar forma a la cuenca. Ellos sugieren que el lago de Chapala es un remanente de un gran paleo-lago en Jalisco.

2.2.3 Rift de Tepic-Zacoalco. Estructura con una orientación NW con un corredor de aproximadamente 50 km por 250 km, es uno de los brazos del sistema triple de rift en el oeste de México (Frey et al., 2007). Junto con el rift de Colima y la Faja Volcánica Transmexicana, que limita el bloque de Jalisco una porción del oeste de México, que puede moverse independiente de Norte América (Frey et al., 2007). Urrutia-Fucugauchi y González-Morán (2006), por medio de un análisis de imágenes aeromagnéticas sobre el sector noroeste del rift de Tepic-Zacoalco documentan un patrón de alineamiento NE-SW perpendicular al límite inferido entre el bloque de Jalisco y la Sierra Madre Occidental (Urrutia-Fucugauchi y González-Morán, 2006). Los estudios detallados estructurales documentan una tectónica esencialmente extensional para los sistemas de fallas del rift Tepic-Zacoalco durante el Plioceno-Cuaternario (Nieto-Obregón et al., 1992; Quintero-Legorreta et al., 1992; Ferrari et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1997), aunque en el Mioceno medio y tardío ocurrió una deformación transcurrente en esta región (Ferrari, 1995). Por otra parte, con base en un estudio detallado geológico y estructural Ferrari y Rosas Elguera (2000) concluyen que el rift Tepic-Zacoalco está constituido por una serie de grabens y semigrabens desarrollados en distintos episodios a partir del Mioceno tardío. Estudios realizados en esta zona muestran que el rift de Tepic-Zacoalco sufrió extensión dominante con dirección NE durante el Plioceno y Cuaternario (Ferrari, 1995; Rosas-Elguera et al., 1996; Rosas-Elguera y Urrutia Fucugauchi, 1998; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000).

Por otro lado, se tienen estudios en el sureste del rift de sismicidad, como el de Pacheco et al. (1999), quienes realizaron un estudio de secuencia de pequeños sismos que ocurrieron durante los meses de abril a mayo de 1997. Ellos localizaron un total de 33 eventos con una magnitud de 1.5 hasta 3.5, utilizando sismógrafos portátiles de banda ancha, obteniendo soluciones focales de fallamiento normal. La distribución de sismicidad y las soluciones del plano de falla sugieren que el medio graben de Zacoalco desde bloques por el deslizamiento por ocurrido por fallas lístricas.

Estructuras del rift Zacoalco

El rift de Tepic-Zacoalco, es una combinación de diferentes sistemas de fallas desarrolladas durante finales del Mioceno (12-9 Ma), Plioceno inferior (5,5 a 3,5 Ma) y, en menor medida, en el Plioceno Tardío de la época cuaternaria (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Las estructuras en las que se divide de acuerdo a Ferrari y Rosas-Elguera (2000) son:

a) Un brazo noroeste llamado “sistema de fallas Pochotitlán”, que son fallas lístricas pertenecientes a la provincia extensional del golfo. Estas fallas tienen una orientación NNE son de fallamiento normal de alto ángulo de inclinación.

b) Un brazo central hecho de escalones del rift que reactivaron la frontera entre el Bloque de Jalisco y la Sierra Madre Occidental. Consta de dos grabens desarrollados a lo largo de una zona de deformación transcurrente, uno al oeste, el graben de Compostela-Ceboruco es una compleja depresión asimétrica. Hacia el este se encuentra el graben “Plan de Barrancas-Santa Rosa” con una orientación WSW y una depresión con un ancho de 30 km.

c) Un brazo sur constituido por desprendimiento de fallas ubicadas en el interior del Bloque de Jalisco, el cual está formado por el semigraben de Amatlán de Cañas.

2.3 Sismicidad en el oeste de México

En lo que se refiere a la sismicidad en el oeste de México esta se caracteriza por la subducción de las placas oceánicas de Cocos y de Rivera bajo la placa de Norteamérica (Nixon, 1982; Stein y DeMets, 1990; Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995; Bandy et al., 1995; Bandy et al., 1999; Bandy et al., 2000; Ferrari, 2004; Gorbatov y Fukao, 2005; García-Quintero, 2007; Pérez-Campos et al., 2008; León-Soto et al., 2009). En la región

han ocurrido algunos de los sismos más grandes de México (Singh et al., 1985), en la Figura 2.3 se muestran las áreas de ruptura definidas por las zonas réplicas de los grandes sismos de tipo falla inversa a lo largo de la costa Pacífico ocurridos en México de 1902 a 1999 (Kostoglodov y Pacheco, 1999). Todos ellos son debidos al proceso de subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica (Eissler y McNally, 1984; Singh et al., 1985; DeMets y Wilson, 1997; Courboux et al., 1997; Pacheco et al., 1997).

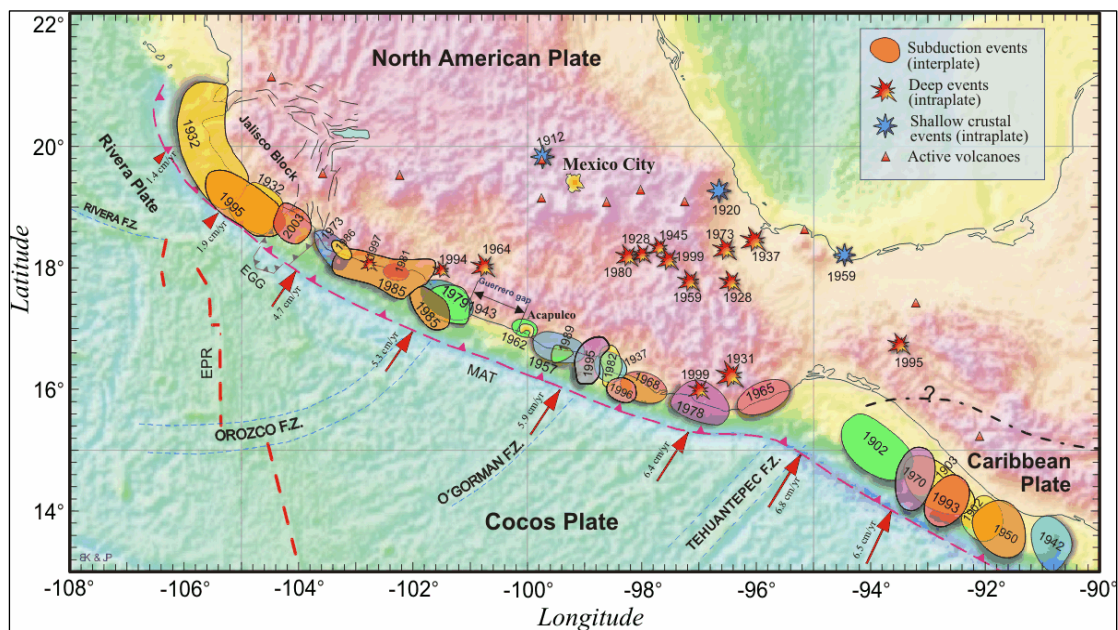


Figura 2.3. Zonas de réplicas de los grandes sismos del siglo XX. Las estrellas indican sismos ocurridos en el continente a profundidades someras y no superan una magnitud de 7.0 (tomada de Kostoglodov y Pacheco, 1999).

En la Figura 2.4 se muestra la sismicidad registrada por Centro Nacional de Información de Terremotos (NEIC, por sus siglas en inglés) de 1973 a 2010 con un intervalo de magnitudes entre 3.1 a 8, en el suroeste de México. Esta aumenta en números de eventos de noroeste a suroeste, además donde se puede ver que en la parte noroeste es menor cantidad de eventos con profundidad mayor a 50 km con respecto a la parte suroeste de México, lo que sugiere que la sismicidad es predominantemente somera. (Fuente http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_rect.php).

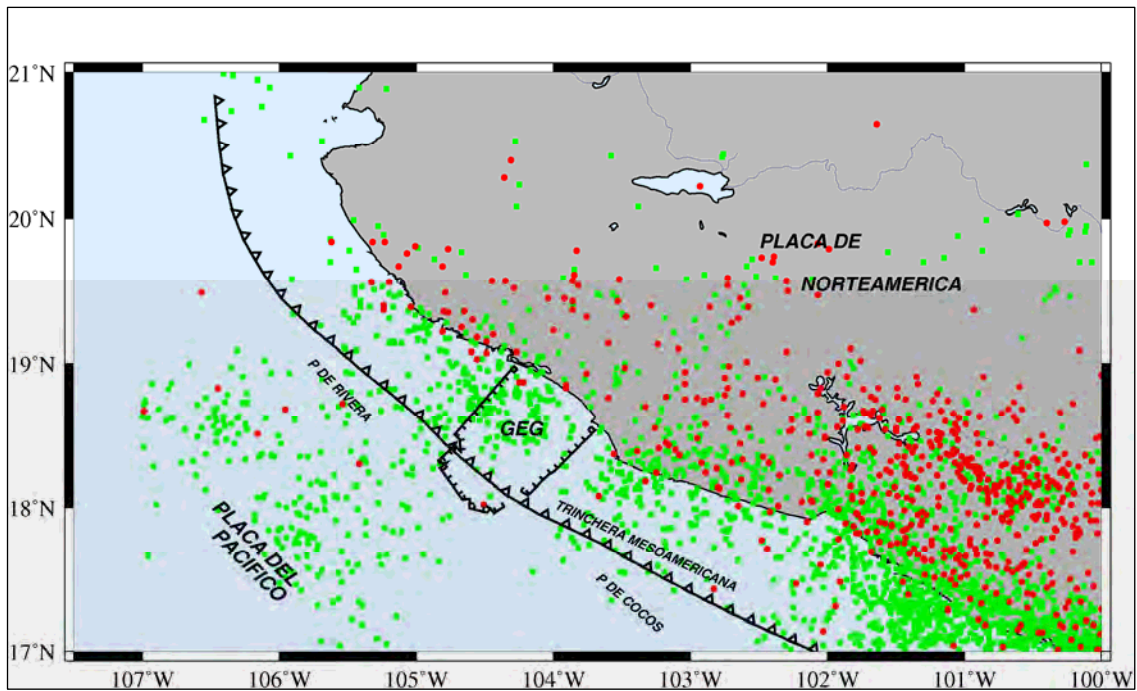


Figura 2.4. Distribución de la sismicidad registrada por NEIC (Centro Nacional de Información de Terremotos, por sus siglas en inglés) de 1973-2010, clasificados por profundidad, los círculos rojos son los epicentros con profundidad mayor a 50 km y los cuadros verdes de profundidad menor a 50 km, magnitudes que oscilan entre 3.1 a 8.0.

En la Figura 2.5 se muestran los mecanismos focales determinados mediante el Centroide del Tensor de Momento (CMT, por sus siglas en inglés) obtenido por Harvard (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). Esta solución utiliza los primeros 15 segundos de las ondas P de los sismogramas para modelar la forma de onda. Se trata de datos regionales y telesísmicos, donde los períodos largos van de 50 s a 60 s. La mayoría de los mecanismos más cercanos a la trinchera tienen una solución focal de fallamiento inverso. Mientras que, los eventos con una profundidad mayor a 50 km tienen una solución de fallamiento normal, la mayoría de ellos con una orientación casi este-oeste, los cuales se encuentran en la placa que subduce. Del mismo modo se observa un grupo de eventos con una solución de fallamiento transcurrente donde se encuentra la zona de fracturas de Rivera. La solución de la mayoría de los eventos lucen muy similares, los eventos con solución inversa son muy homogéneos con la misma orientación, algo similar ocurre con los normales y transcurrentes, ello sugeriría un estado de esfuerzos homogéneo y relativamente simple.

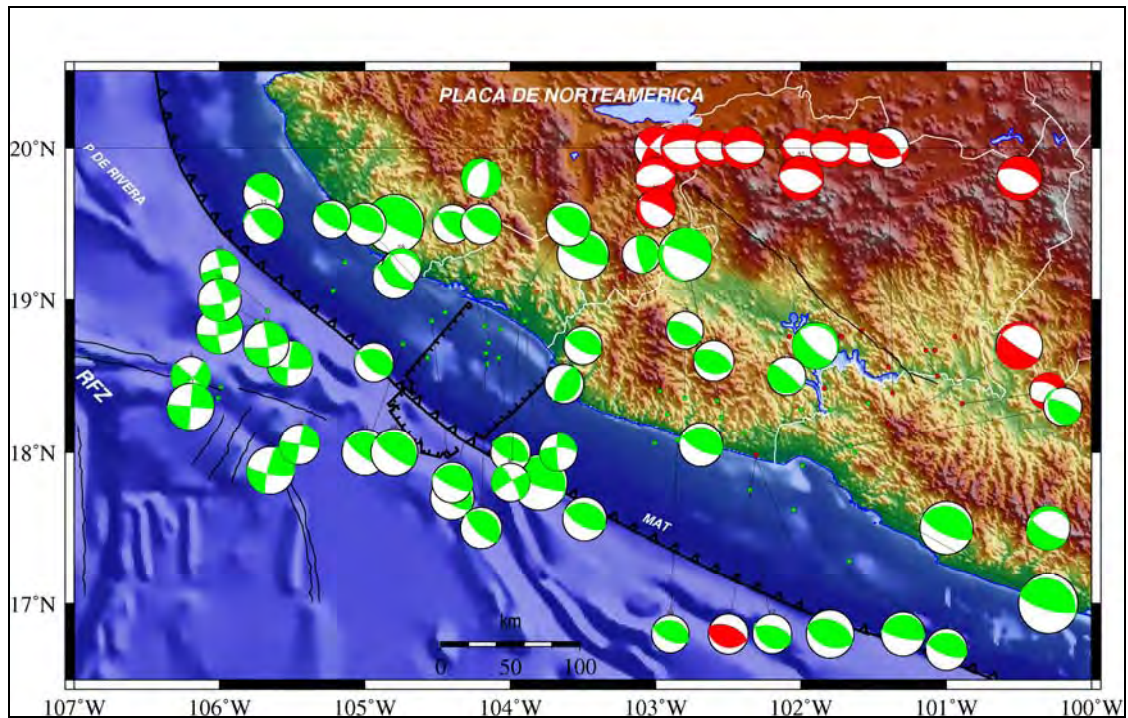


Figura 2.5. Mecanismos focales determinados por el "Global CMT Project". El color del mecanismo focal representa la profundidad, los rojos son para profundidad >50 km y los verdes para una profundidad <50km ($h_{min}=11$ km y $h_{max}=87.4$ km) y su tamaño es proporcional a la magnitud el tamaño mínimo representa a una magnitud de 5 y el de mayor tamaño a una de 8. Periodo de registro es de 1978-2008.

3.1 Región de estudio y obtención de datos sísmicos

El conjunto de datos sísmicos procesados fueron registrados por la red temporal MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone), la cual consistió de 50 sismógrafos digitales triaxiales (Figura 3.1), la mayoría de ellos modelo Quanterra Q330, con sensores STS2 de gran rango dinámico el cual tiene una respuesta plana entre 8.33 mHz y 50 Hz. Los equipos fueron desplegados principalmente sobre los Bloques de Jalisco y Michoacán. El periodo de registro fue de 18 meses, de enero de 2006 a junio de 2007.

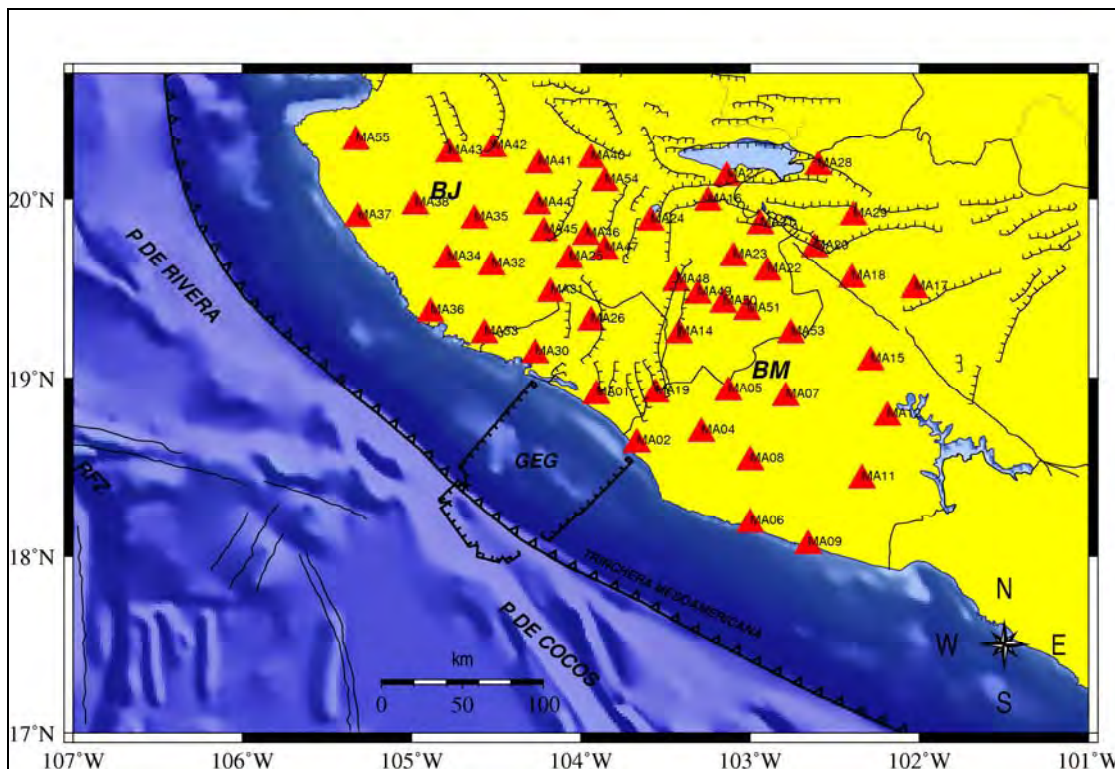


Figura 3.1. Distribución espacial de las 50 estaciones sísmicas de banda ancha (triángulos rojos) de la red temporal MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone) desplegadas sobre los Bloques de Jalisco y parte del Bloque de Michoacán, de enero de 2006 a junio de 2007.

3.2 Localización de hipocentros

La adecuada localización de los sismos depende de una buena determinación tanto del hipocentro y como del tiempo de origen. Para ello, en general, se requiere identificar las

fases sísmicas de onda P y S, medir sus tiempos de arribo y contar previamente con un modelo confiable de velocidades.

En este trabajo para localizar la sismicidad, se utilizó el programa Hypocenter (Lienert y Havskov, 1995), que está incluido en el paquete de programas de Seisan, versión 8.2.1 (Havskov y Ottemoller, 2008). Hypocenter utiliza procedimientos estadísticos de regresión tales como centrado y escalamiento, para mejorar la matriz de amortiguamiento de condición, la cual relaciona los cambios en los tiempos de arribo a variaciones en la localización hipocentral (Lienert et al., 1986). El modelo de corteza utilizado para la localización (Tabla 3.1), fue tomado de Pacheco et al. (2003) quienes utilizaron dicho modelo en nuestra área de estudio. En nuestro caso los errores que arrojó este modelo fueron menores comparados con otros modelos utilizados en la zona. Uno de ellos fue el modelo de Rutz-López y Núñez-Cornú (2004), el cual fue probado por Avendaño-Ibarra (2008). Para la localización de los sismos se utilizó una relación de velocidades $V_p/V_s = 1.73$, este valor se obtuvo con el programa de Wadati que también se encuentra incluido en el paquete de programas de Seisan (Havskov y Ottemoller, 2008), los gráficos se encuentran en el apéndice A.

Tabla 3.1 Modelo de Corteza de Pacheco et al. (2003) utilizado en este trabajo para la localización de la sismicidad.

Espesor (km)	Velocidad de P (km/s)
0.4	4.6
8.1	5.69
10.2	6.27
17.3	6.71
semiespacio	8.0

3.2.1 Sensibilidad de las localizaciones

El problema de la calidad y sensibilidad de la localización ha sido investigado por varios autores como Lahr (1992), Lee (1992), Pavlis (1992) y Bravo (1997). En el caso de este trabajo una de nuestras dificultades era saber si la calidad en la localización de aquellos eventos que ocurren fuera de la red sísmica es la misma con respecto a la de los eventos que se localizan dentro, es decir, si no existe alguna influencia de la concentración de estaciones en el continente que tienda a desplazar las soluciones hacia el norte. Un ejemplo de análisis similares con otro método puede encontrarse en Waldhauser y Ellsworth (2000), quienes comparan los hipocentros, obtenidos con

dobles diferencias (HDD), con otros métodos. Una variación importante en la calidad de las localizaciones puede ser delicada, llevar a interpretaciones equivocadas, por ello es necesario tener certidumbre sobre su distribución espacial, especialmente para los eventos ocurridos hacia la trinchera mesoamericana, donde hay una deficiencia en la cobertura de estaciones de aproximadamente 180° . En nuestro análisis de sensibilidad dividimos la red temporal **MARS** en cuatro cuadrantes (I, II, III, IV), cuya enumeración sigue el sentido horario. Escogimos para su evaluación siete sismos al azar ocurridos en cada uno de los cuadrantes de estaciones (Figura 3.2). En todos los casos procuramos que al menos un evento hubiera ocurrido dentro de cada uno de los cuadrantes.

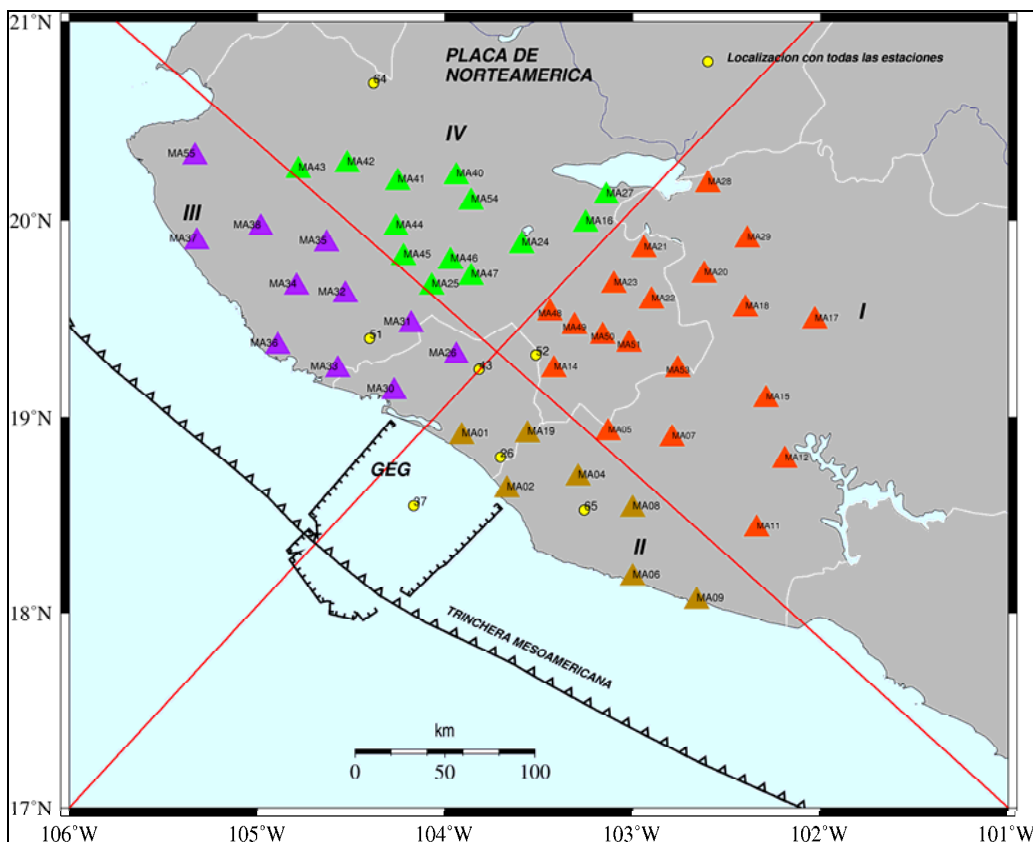


Figura 3.2. Distribución de los epicentros calculados con todas las estaciones de cada cuadrante y con el total de la red, los círculos amarillos corresponden a los epicentros, los triángulos a las estaciones y las líneas rectas a las divisiones de los cuadrantes.

Para comparar la calidad relativa de las localizaciones, estas se hicieron únicamente con las estaciones de cada cuadrante, así como con el total de estaciones de la red.

En la Figura 3.3 se muestran los epicentros calculados con todas las estaciones (círculos de color amarillo), así como los epicentros localizados únicamente con las estaciones

de uno de los cuadrantes el color de los círculos corresponde al color el cuadrante con el que fue localizado el evento. Al comparar todas las localizaciones se observa que estas fueron muy similares horizontalmente, en algunos casos la variación significativa se dio en profundidad. Este ejercicio nos permite confiar en la localización de los eventos ocurridos cerca de la trinchera, los cuales se encuentran fuera de la red y cuya cobertura azimutal es más limitada.

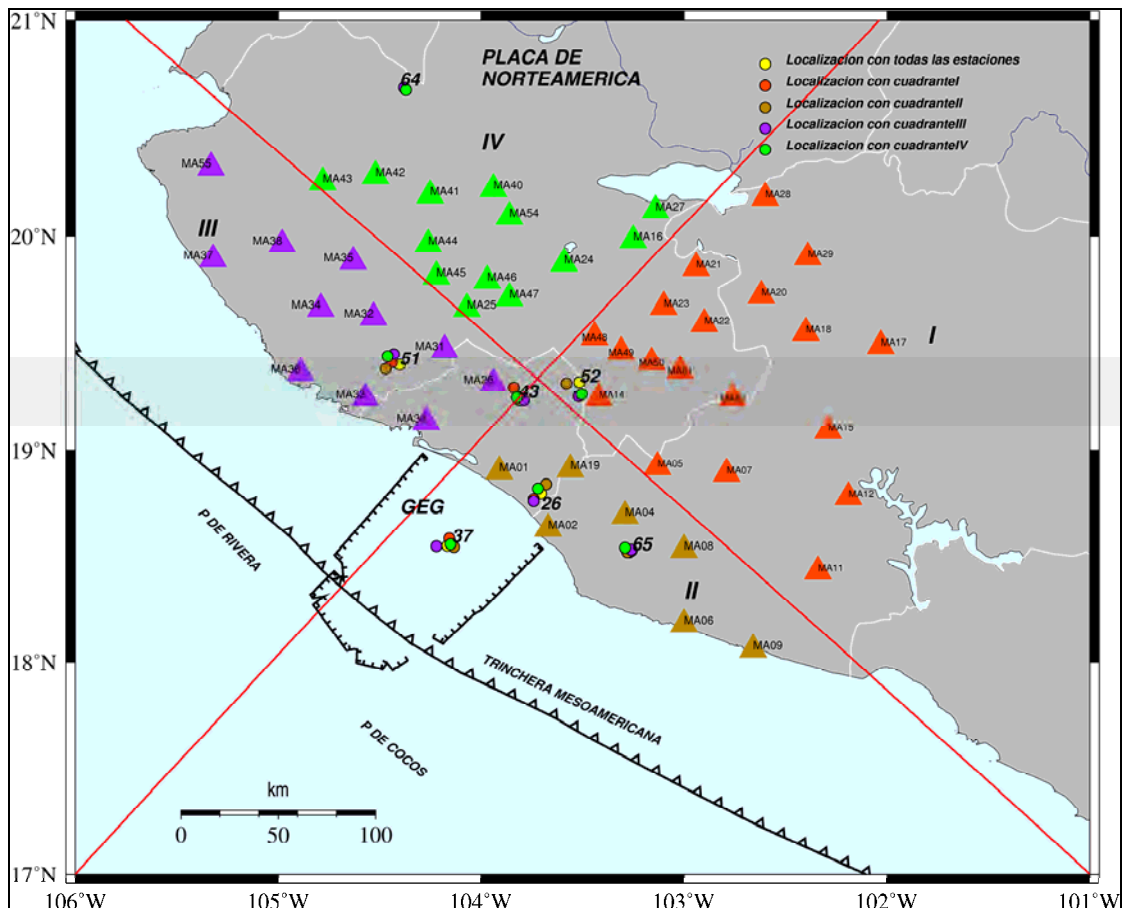


Figura 3.3. División en cuadrantes de la red sísmica temporal MARS, desplegada sobre los Bloques de Jalisco y Michoacán. Los triángulos representan las estaciones temporales, los círculos los eventos localizados (indicados por número). Las líneas rojas señalan la división de los cuadrantes I, II, III y IV, los eventos amarillos corresponden a los sismos localizados con el total de las estaciones.

En eventos como el 43, la localización hipocentral varió significativamente, probablemente porque dicho evento se encuentra cerca del centro de la división de cuadrantes, donde la cobertura de estaciones es la más limitada, sin embargo, cualquiera de las localizaciones es bastante aceptable. Algo similar ocurrió con el evento 26 (Tabla 3.2), ubicado muy cerca de la costa, si bien su ubicación horizontal no varió significativamente, si lo hizo en profundidad, especialmente con los cuadrantes uno y

cuatro. En la Tabla 3.2 se reporta el error medio cuadrático medio de cada localización. Este análisis también ayudó a establecer el número mínimo de estaciones que se requiere para tener una buena localización, que fue de 4. En el análisis se consideraron tanto eventos corticales como de subducción. En la Tabla 3.2 se constata que los parámetros hipocentrales no variaron significativamente cuando se consideró únicamente un sólo cuadrante, tal como ocurrió con los eventos 52 y 26 (de subducción). Ello nos permite considerar que nuestras localizaciones son confiables, aún para los eventos de subducción, los cuales ocurrieron fuera de la zona de cobertura de la red MARS. Algo similar ocurre para los eventos que ocurrieron cerca de la trinchera, un ejemplo es el evento 37 (Tabla 3.2), de magnitud M_L 5.5, cuya localización con los cuatro cuadrantes también fue muy similar (ver Figura 3.3), la mayor diferencia ocurrió en la profundidad.

En la Tabla 3.2 se observa al comparar las localizaciones, por cuadrantes, una solución parecida en la distribución de los epicentros, no así en la profundidad donde ocurren las diferencias más notables. A partir de lo anterior sabemos que aún en el caso en que se tengan estaciones en una cobertura azimutal reducida, las localizaciones las podemos utilizar con confianza.

Tabla 3.2. Comparación de localización con respecto a la localización utilizando todas las estaciones. Para la comparación se tomó un solo cuadrante de estaciones, el color indica el cuadrante.

Evento	Fecha	Hora	Latitud (N)	Longitud (W)	Δ lat	Δ lon	h	rms	# Estaciones
52	14/10/2006	02:34:58.96	19.315	103.516			87.2	0.34	Todas
	14/10/2006	02:34:58.62	19.323	103.555	0.008	0.039	86.2	0.23	11
	14/10/2006	02:34:58.24	19.308	103.578	0.007	-0.062	92.8	0.32	7
	14/10/2006	02:34:58.20	19.246	103.517	0.069	-0.001	94.8	0.33	8
	14/10/2006	02:34:58.62	19.260	103.504	0.055	0.012	83.3	0.1	9
Evento	Fecha	Hora	Latitud (N)	Longitud (W)	Δ lat	Δ lon	h	rms	# Estaciones
26	18/05/2006	23:51:20.05	18.797	103.704			45.7	0.39	Todas
	18/05/2006	23:51:19.32	18.771	103.739	0.026	-0.035	35.0	0.3	11
	18/05/2006	23:51:19.74	18.842	103.684	-0.045	0.020	48.6	0.24	4
	18/05/2006	23:51:20.00	18.756	103.739	0.041	-0.035	42.5	0.26	8
	18/05/2006	23:51:20.05	18.821	103.722	-0.024	-0.018	25.5	0.26	9
Evento	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Δ lat	Δ lon	h	rms	#

			(N)	(W)					Estaciones
65	27/12/2006	01:06:56.67	18.526	103.258			27.1	0.39	Todas
	27/12/2006	01:06:56.31	18.518	103.272	0.008	-0.014	24.8	0.28	12
	27/12/2006	01:06:56.81	18.631	103.322	-0.105	-0.064	40.3	0.06	4
	27/12/2006	01:06:55.71	18.523	103.277	0.003	-0.019	15.0	0.12	4
	27/12/2006	01:06:56.79	18.537	103.289	-0.011	-0.031	22.0	0.37	6
Evento	Fecha	Hora	Latitud (N)	Longitud (W)	Δ lat	Δ lon	h	rms	# Estaciones
43	05/08/2006	00:43:54.85	19.240	103.818			15.3	0.32	Todas
	05/08/2006	00:43:54.75	19.3	103.8	-0.05	-0.02	11.7	0.19	10
	05/08/2006	00:43:54.96	19.2	103.8	0.02	0.01	23.2	0.17	4
	05/08/2006	00:43:54.24	19.2	103.8	0.01	0.03	14.3	0.22	8
	05/08/2006	00:43:54.81	19.2	103.8	0.00	-0.01	15.2	0.15	7
Evento	Fecha	Hora	Latitud (N)	Longitud (W)	Δ lat	Δ lon	h	rms	# Estaciones
51	13/10/2006	23:32:50.69	19.445	104.440			17.8	0.36	Todas
	13/10/2006	23:32:50.84	19.4	104.4	0.04	0.00	16.7	0.45	7
	13/10/2006	23:32:50.12	19.4	104.5	0.06	-0.03	9.7	0.21	4
	13/10/2006	23:32:50.41	19.5	104.4	-0.01	0.01	23.2	0.16	8
	13/10/2006	23:32:50.30	19.4	104.5	0.01	-0.02	8.5	0.16	6
Evento	Fecha	Hora	Latitud (N)	Longitud (W)	Δ lat	Δ lon	h	rms	# Estaciones
64	18/12/2006	03:38:29.52	20.7	104.4			4.5	0.28	Todas
	No hay estaciones								
	18/12/2006	03:38:29.43	20.7	104.4	-0.028	-0.004	8.7	0.33	8
	18/12/2006	03:38:29.80	20.7	104.4	0.014	0.006	4.5	0.12	8
Evento	Fecha	Hora	Latitud (N)	Longitud (W)	Δ lat	Δ lon	h	rms	# Estaciones
37	31/07/2006	18:25:15	18.548	104.166			9.8	0.4	Todas
	31/07/2006	18:25:14.87	18.584	104.156	0.0036	0.01	4.9	0.15	5
	31/07/2006	18:25:14.94	18.543	104.134	0.005	0.0032	5.4	0.43	5
	31/07/2006	18:25:15.01	18.547	104.221	0.001	0.055	13.1	0.19	6
	31/07/2006	18:25:14.70	18.555	104.151	0.007	0.015	7.7	0.24	6

3.2.2 Cálculo de Magnitud local

Para todos y cada uno de los eventos analizados se estimó su magnitud local a través de la técnica estándar propuesta por Kanamori y Jennings (1978), la cual toma las amplitudes máximas de las ondas S medidas en un sismógrafo. Para medir adecuadamente dichas amplitudes, al sismógrafo original se le deconvoluciona el instrumento propio y posteriormente se le convoluciona la respuesta del instrumento estándar de referencia Wood-Anderson (Richter, 1935; Boore, 1989; Brengier, 2001). Estos procedimientos se encuentran incluidos en los códigos que componen el sistema de programas de Seisan (Havskov y Ottemoller, 2008). La expresión utilizada está definida por los siguientes valores:

$$M_L = a \cdot \log(\text{amp}) + b \cdot \log(\text{dist}) + c \cdot \text{dist} + d,$$

donde, a , b , c y d son constantes propias de la región; \log es el logaritmo base 10; amp es la amplitud en desplazamiento máxima en nanómetros y “ dist ” es la distancia hipocentral máxima en kilómetros.

3.3 Cálculo de mecanismos focales

La determinación del mecanismo focal junto con la cinemática regional nos ayuda a tener una idea de la probable geometría de las estructuras sismogénicas. El mecanismo focal está asociado con la orientación espacial de la falla mediante los ángulos que la definen. El mecanismo focal por su parte está definido por 2 planos nodales perpendiculares entre sí. Uno de estos planos corresponde al activo y el otro al auxiliar. De tal forma que si tenemos suficientes elementos (distribución de sismicidad, conocimiento de las principales estructuras en campo, etc.) podemos sugerir cuál de los dos planos es el activo. En este trabajo de tesis nos auxiliamos de la geología, reportada por diferentes autores, la poca distribución de sismicidad y del análisis de algunas imágenes aeromagnéticas (López-Loera, comunicación personal, 2010), para tratar de identificar la estructura sismogénica y su probable plano activo. Los mecanismos focales también proporcionan una idea de los procesos físicos que ocurren en el foco de un terremoto durante la ruptura del material litosférico, y la consiguiente liberación de energía en forma de ondas sísmicas (Buforn y Udías, 2003). En este trabajo de tesis utilizamos las polaridades de los primeros arribos de las ondas P para la determinación

del mecanismo focal. Dicho método y la determinación del tensor de momento sísmico (no obtenido en este trabajo) han sido dos de las principales herramientas en el análisis sismotectónico de cualquier región (Guzmán-Speziale et al., 1989; Pardo y Suárez, 1995; Bandy et al., 1999; Mendoza y Hartzell, 1999; Rebollar et al., 1999; Lemoine, 2001; Pacheco et al., 2003; Das, 2004; Guzmán-Speziale y Gómez-González, 2006; Mandal y Horton, 2007).

El análisis de la distribución de los mecanismos focales permite estimar el estado de esfuerzos en la región. Uno de los métodos más socorridos para determinar el mecanismo focal es el método de polaridades de la onda P, éste es el más sencillo, considera el comportamiento de polaridades y amplitudes del sismógrama en función del patrón de radiación de la onda P, para un modelo de foco puntual, representado por un doble par de fuerzas sin momento resultante (Jost y Herrmann, 1989; Pujol y Herrmann, 1990; Buforn, 1994). El método de polaridades de la onda P, consiste en trazar la orientación de cada rayo desde el foco a cada estación. Para ello se sitúa una esfera unitaria imaginaria en el foco y se calcula la orientación del rayo que arriba en cada estación de registro (Rebollar et al., 1999; Cronin, 2004). La idea básica es que la polaridad (direccional) de los primeros arribos de la onda P varía entre las estaciones sísmicas que están ubicadas a diferentes azimuts con respecto al epicentro de un terremoto. El movimiento es de compresión para las estaciones en las cuales el material cerca de la falla se mueve hacia la estación, o dilatación donde el material se aleja de la estación (Bath, 1958; Cronin, 2004). En este trabajo los mecanismos focales se obtuvieron con el método del primer impulso de la onda P calculado con el programa FOCMEC (Snoke et al., 1984). Este programa realiza una eficiente y sistemática búsqueda de la esfera focal y proporciona las soluciones aceptables sobre la base de criterios de selección previamente definidos para errores en la polaridad y en las relaciones de amplitud. El criterio para la solución de los mecanismos focales estuvo basado en el *Máximo número* de error de polaridad permitida, que en nuestro caso fue -1, debido que este valor restringe mejor la solución, Con una búsqueda de soluciones cada 5° y 10°. Este programa esta basado en la convención de Aki y Richards (2002).

En el siguiente capítulo se describen los resultados obtenidos durante el despliegado de la red sísmica temporal MARS, durante un periodo de 18 meses. Se obtuvo la ubicación hipocentral y se elaboraron los mecanismos focales de la mayoría de los eventos

localizados, también se construyeron perfiles sísmicos para poder diferenciar la sismicidad cortical y de subducción, así como relacionar algunos eventos con sus probables estructuras sismogénicas.

4.1 Localización

De la gran cantidad de datos sísmicos registrados por la red sísmica MARS se seleccionaron y localizaron 114 eventos, los más grandes en magnitud registrados durante los 18 meses de operación de la red. Los eventos localizados fueron graficados en planta para analizar su distribución en el área de estudio (Figura 4.1). En el apéndice A, la Tabla A2 muestra que, para las magnitudes escogidas y el periodo de tiempo analizado, la mayor parte de la sismicidad de la región está constituida principalmente por sismos someros. Las Figuras 4.2a, 4.2b y 4.2c muestran los respectivos errores en las direcciones X (longitud), Y (latitud) y Z (profundidad).

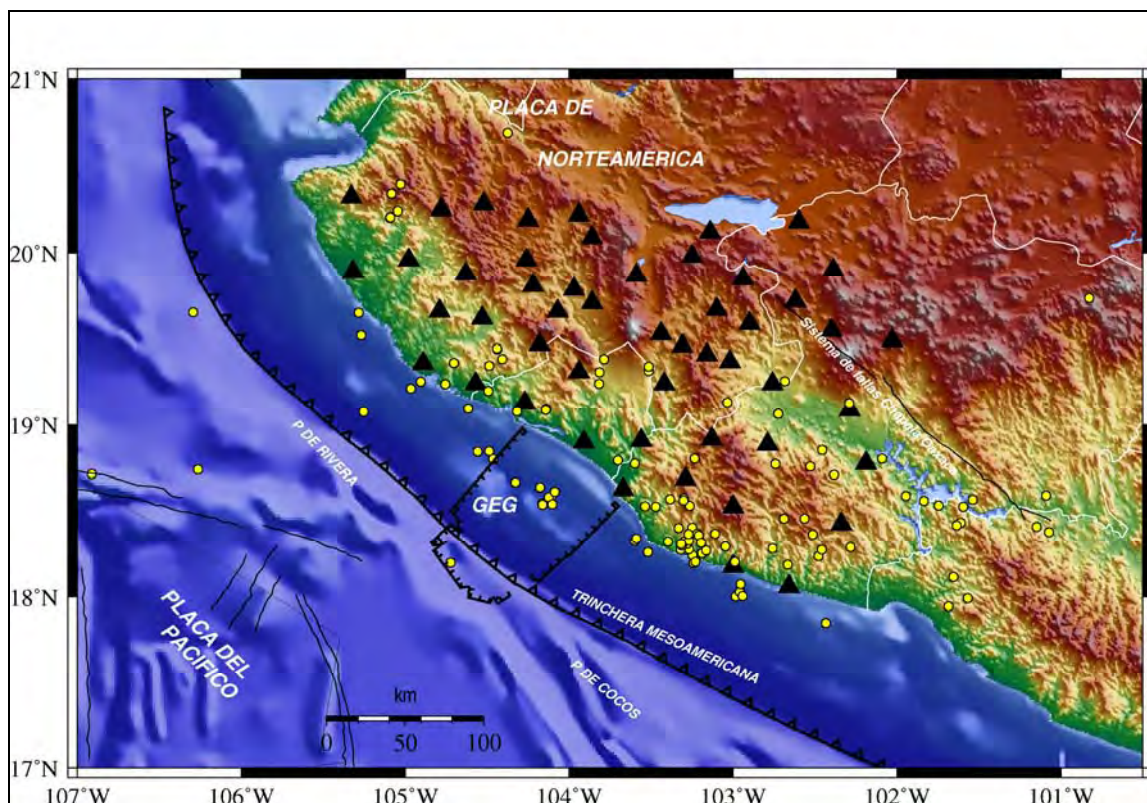


Figura 4.1. Distribución de los eventos localizados en este trabajo, de los cuales analizamos los corticales. Los círculos amarillos son los epicentros, los triángulos negros son las estaciones sísmicas.

El criterio que se siguió para la localización de eventos es que tuvieran un error en X, Y y Z inferior a 10 km, aunque hubo algunos pocos eventos para los que no se cumplió con este criterio (ver Tabla A2 de apéndice A, eventos de color rojo). En la Figura 4.2a

se muestra el error en la longitud, en km, de los eventos localizados, en la mayoría de ellos fue menor de 5 km, mientras que el error en la latitud en la Figura 4.2b, en km; la mayoría de los eventos tienen un error menor de 5 km. En el caso de la profundidad (Figura 4.2c), a excepción de los eventos de color rojo, que no se agregaron en este análisis por no cumplir con este criterio, el error fue menor a 10 km. En general los errores son pequeños en las tres componentes. El error medio cuadrático (**rms**, por sus siglas en inglés), que se define como una media cuadrática ponderada de los residuos de los tiempos de llegada para cada estación, fue menor o igual a 0.4 s (Apéndice A, Tabla A2), ello nos permite sostener que las localizaciones son bastante confiables (ver sección 3.2.1). De esta forma podemos sostener que los eventos que ocurrieron fuera de la red MARS no se ven demasiado influidos por su posición con respecto a la distribución de estaciones de la red MARS. El análisis realizado en la sección 3.2.1 garantiza que la ubicación hipocentral no es atraída hacia donde se encuentra la mayor concentración de estaciones.

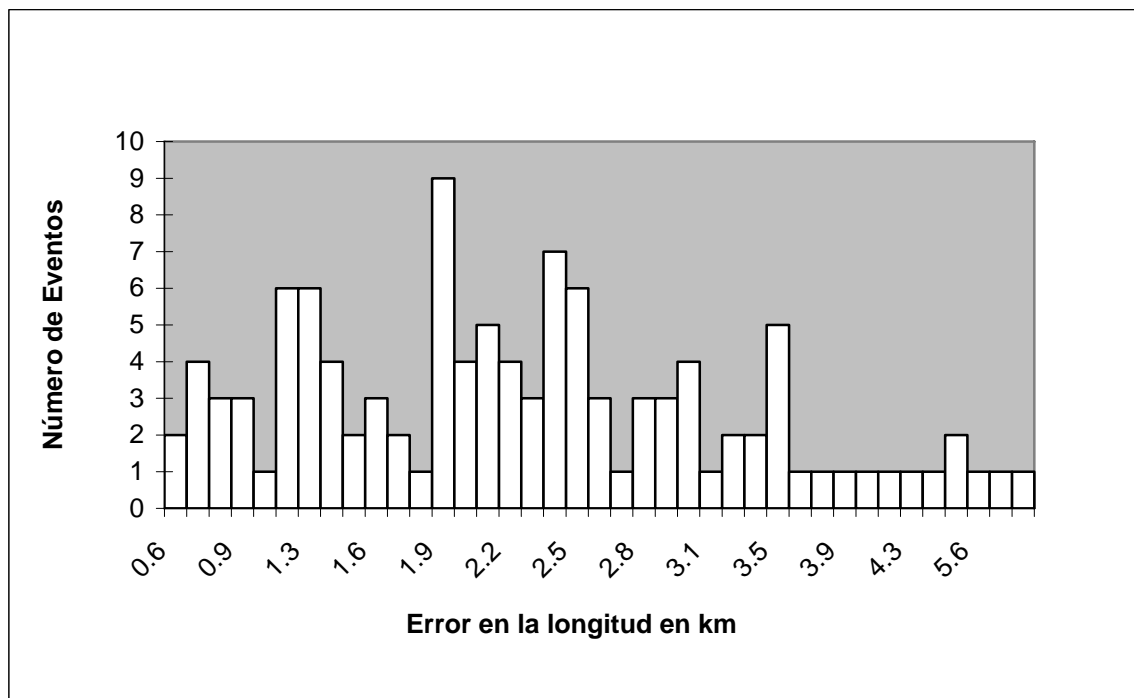


Figura 4.2a. Histograma de número de eventos contra el error en la longitud de los sismos analizados, con el programa de localización HYPOCENTER (Lienert y Havskov, 1995). El eje vertical indica el número de evento, mientras que el eje horizontal el error en km en el cálculo de la longitud.

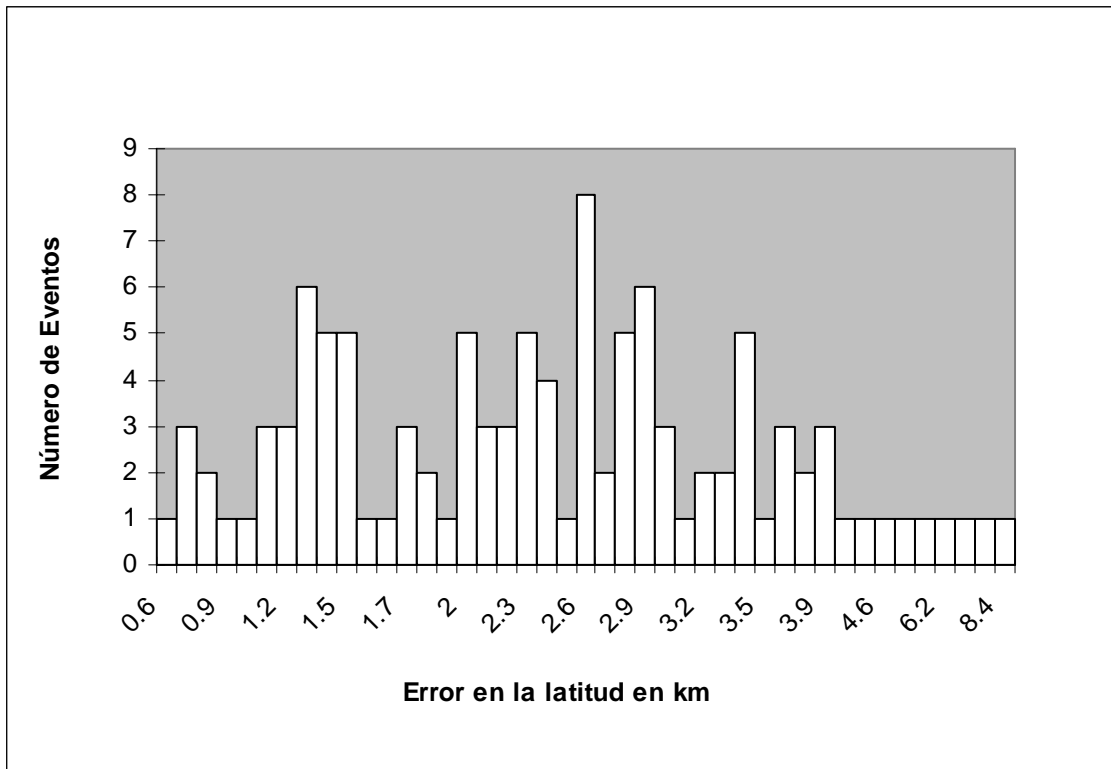


Figura 4.2b. Histograma de número de evento contra el error en la latitud de los eventos analizados. El eje vertical indica el número de evento y el eje horizontal el error en km en el cálculo de la latitud.

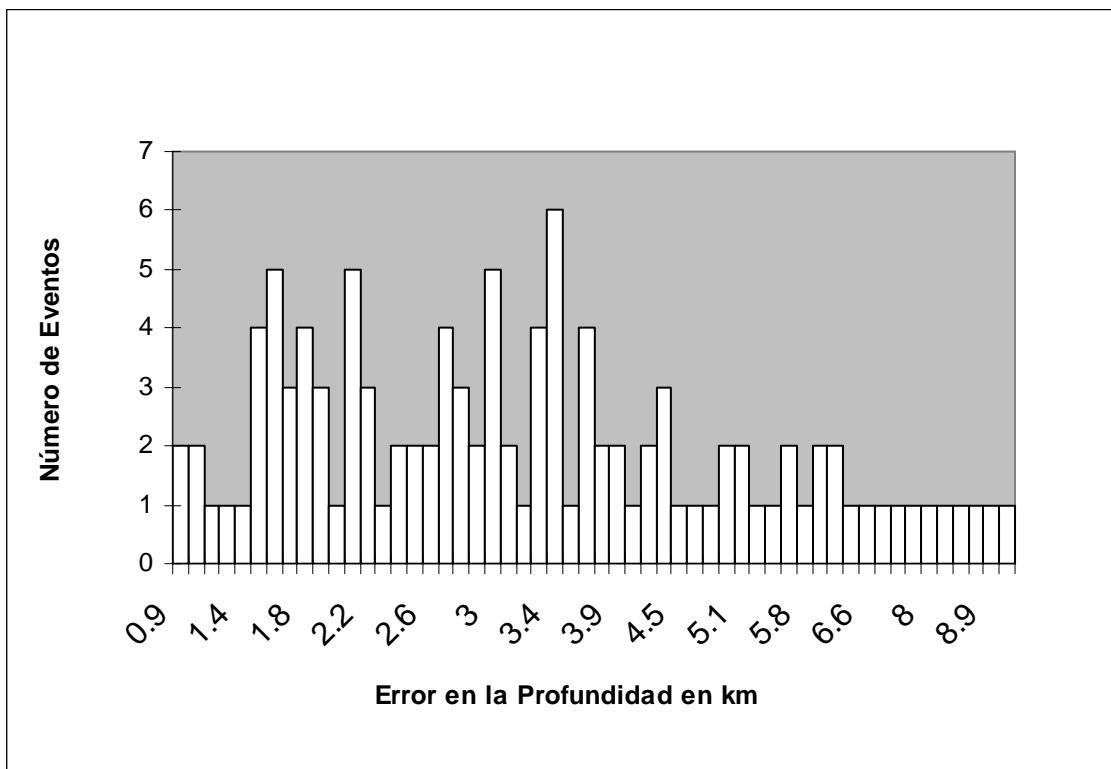


Figura 4.2c. Histograma de número de eventos contra el error en la profundidad de los sismos localizados en este trabajo. El eje vertical indica el número de evento y el eje horizontal el error en km en el cálculo de la profundidad.

En la Figura 4.2d se muestran el número de eventos analizados contra la magnitud, se puede observar que la mínima magnitud local calculada fue de 1.8 mientras que la máxima fue de 5.5.

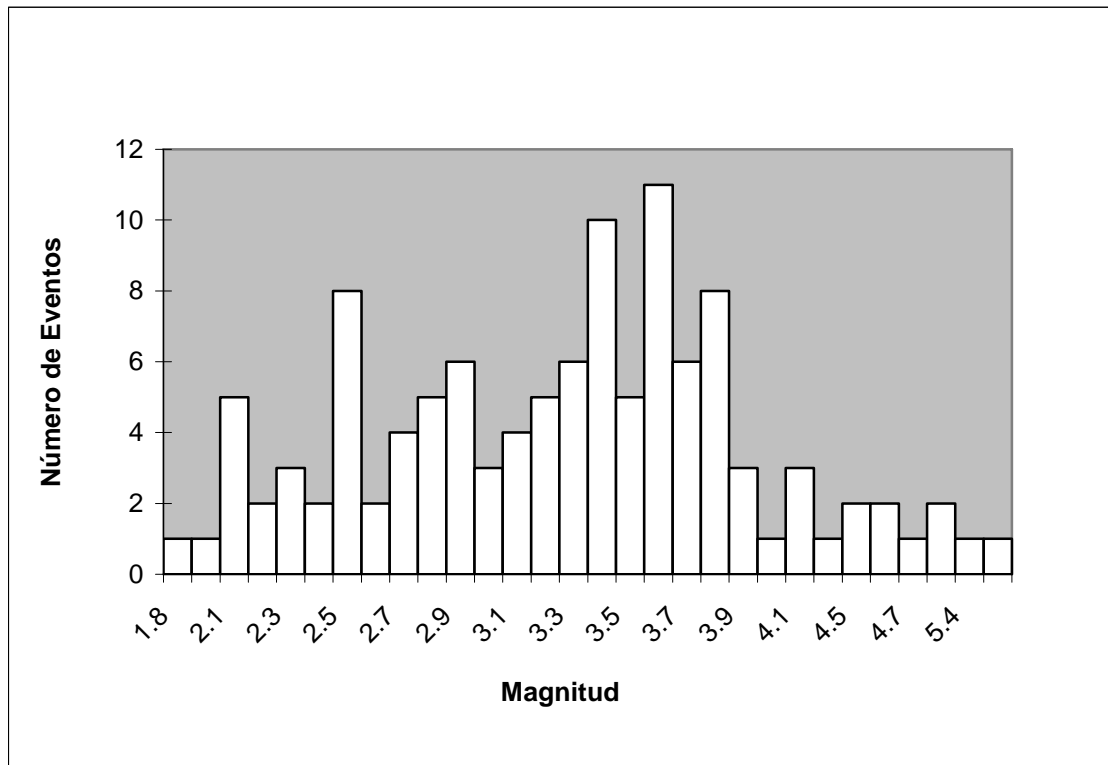


Figura 4.2d. Histograma de número eventos contra magnitud. El eje vertical indica el número de evento, el eje horizontal indica la magnitud.

Por otro lado, un parámetro que se puede estimar cuando se analiza la magnitud contra el número de evento acumulado, es el valor “b” (Zoller et al., 2008). En general el valor de b promedio a nivel mundial es igual a 1 (Frohlich y Davis, 1993), la escala de magnitud de Gutenberg y Richter (1944) el promedio del valor b es 0.9. Sin embargo, el valor de b varia de acuerdo a la escala utilizada para medir las magnitudes de los sismos, ya que las diferentes escalas al utilizar la amplitud del registro de los sismos resultan frecuentemente afectados, por el cambio en las propiedades físicas de cada región que atenúan en mayor o menor grado a las ondas (Zúñiga y Wiss, 1995; Zúñiga y Wiener, 1999). Por otro lado, el parámetro b representa la inclinación de la recta de la relación y corresponde a la proporción de sismos de determinada región (Udías y Mezcuca, 1986). Este ha sido motivo de una serie de estudios que sugieren una relación de este valor con las características tectónicas de la región en estudio. De acuerdo con Bullen y Bolt (1987), este parámetro puede ser utilizado en la predicción sísmica y en estudios sismotectónicos comparativos.

Valores menores de 1 indican una actividad tectónica moderada, mientras que valores mayores a 1 son típicos en zonas de actividad tectónica considerable. Udías y Mezcua (1986), sugieren también que el valor de b esta relacionado en las características físicas de cada región, de modo que un valor alto de b indica el predominio de sismos de pequeña magnitud, es decir, una región tiene poca resistencia para la acumulación de esfuerzos, en lo que respecta a un valor bajo de b , indica que predominan los sismos de magnitud mayor, lo que indica a un medio con mayor resistencia. En la Figura 4.2e se calculo el valor de b el cual fue de 0.72, lo cual podría indicar probablemente regiones sometidas a un alto esfuerzo (Ávila-Barrientos, 2007).

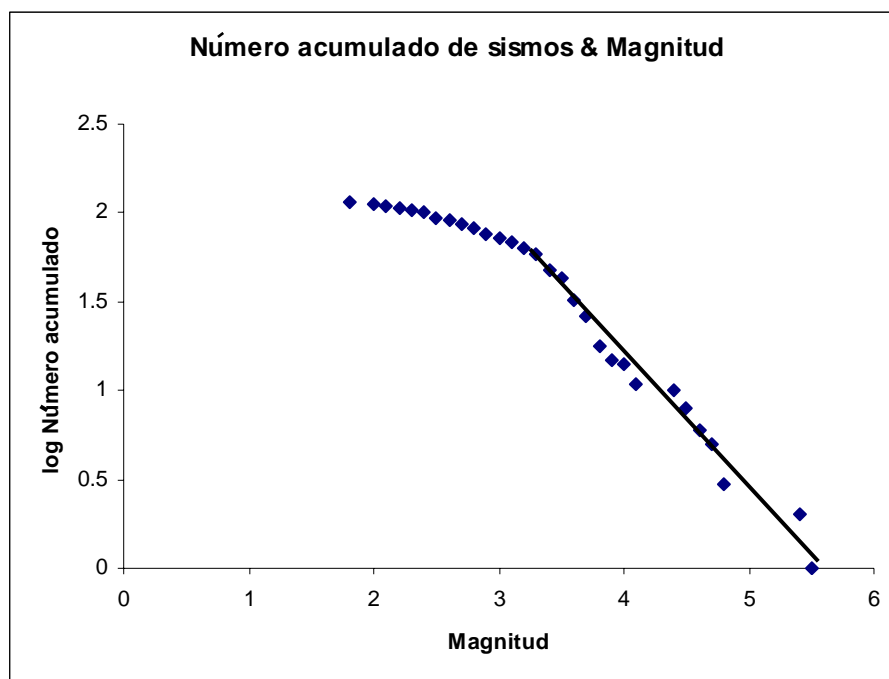


Figura 4.2e. Relación de Gutenberg-Richter para la sismicidad localizada en este trabajo de tesis. El eje vertical indica el log Número acumulado y el eje horizontal es la magnitud de los sismos localizados.

Los 114 eventos localizados tienen profundidades que van de 1 km a 98.6 km. Los sismos más profundos fueron el número 32, 44, 48 y el 63, cuyas profundidades fueron 81.5 km, 87.5 km, 84.2 km, 98.6 km, respectivamente (apéndice A, Tabla A.2), lo que denota una sismicidad es principalmente somera, aunque seleccionamos eventos ocurridos en el continente, varios de ellos son de subducción. La mayoría de los sismos tienen su epicentro entre las coordenadas 21° y 18°, latitud norte y entre 100° y 106°, longitud oeste.

4.2 Solución de mecanismos focales

Los sismos al ser consecuencia de las condiciones tectónicas, proporcionan a través de sus mecanismos focales información sobre el estado de esfuerzos a que esta sometida la litósfera debido al movimiento y dinámica de las placas litosféricas. Por ello, se construyeron 84 mecanismos focales de los 114 eventos localizados, ya que sólo estos cumplían con los criterios de calidad durante la construcción del mecanismo (Apéndice B). En la Figura 4.3 se muestran dichos mecanismos, los cuales tienen magnitudes locales entre 1.8 a 5.5, sus profundidades coinciden con otros trabajos reportados, como el de Pardo y Suárez (1995), quienes encontraron que la profundidad máxima alcanzada para los eventos bajo la placa de Norteamérica alcanza los 100 km.

En la Figura 4.3 se observa que las soluciones de los mecanismos corticales corresponden principalmente a fallas normales. Lo interesante de este resultado es que no se observa ninguna homogeneidad en las soluciones, la mayoría de las soluciones muestran diferente orientación entre ellas. El número mínimo de polaridades tomadas fueron de 10 registros ello para construir una solución razonable (Cronin, 2004). Al final sólo se seleccionaron los mecanismos con las mejores soluciones con calidad “A, B, C o D”. Del conjunto de soluciones proporcionada por Focmec se tomó la mejor restringida, la calidad de los datos permitió que para varios de los eventos Focmec sólo arrojara una solución. Conforme la dificultad para restringir las soluciones aumenta los eventos tenían más de una solución, además dicha solución tenía diferente fallamiento, en tal caso se analizó el rasgo tectónico para seleccionar el mecanismo que considerábamos el más adecuado aunque los sismos con mecanismo focal de calidad C no se agregaron en el análisis de las estructuras sismogénicas (ver Apéndice B).

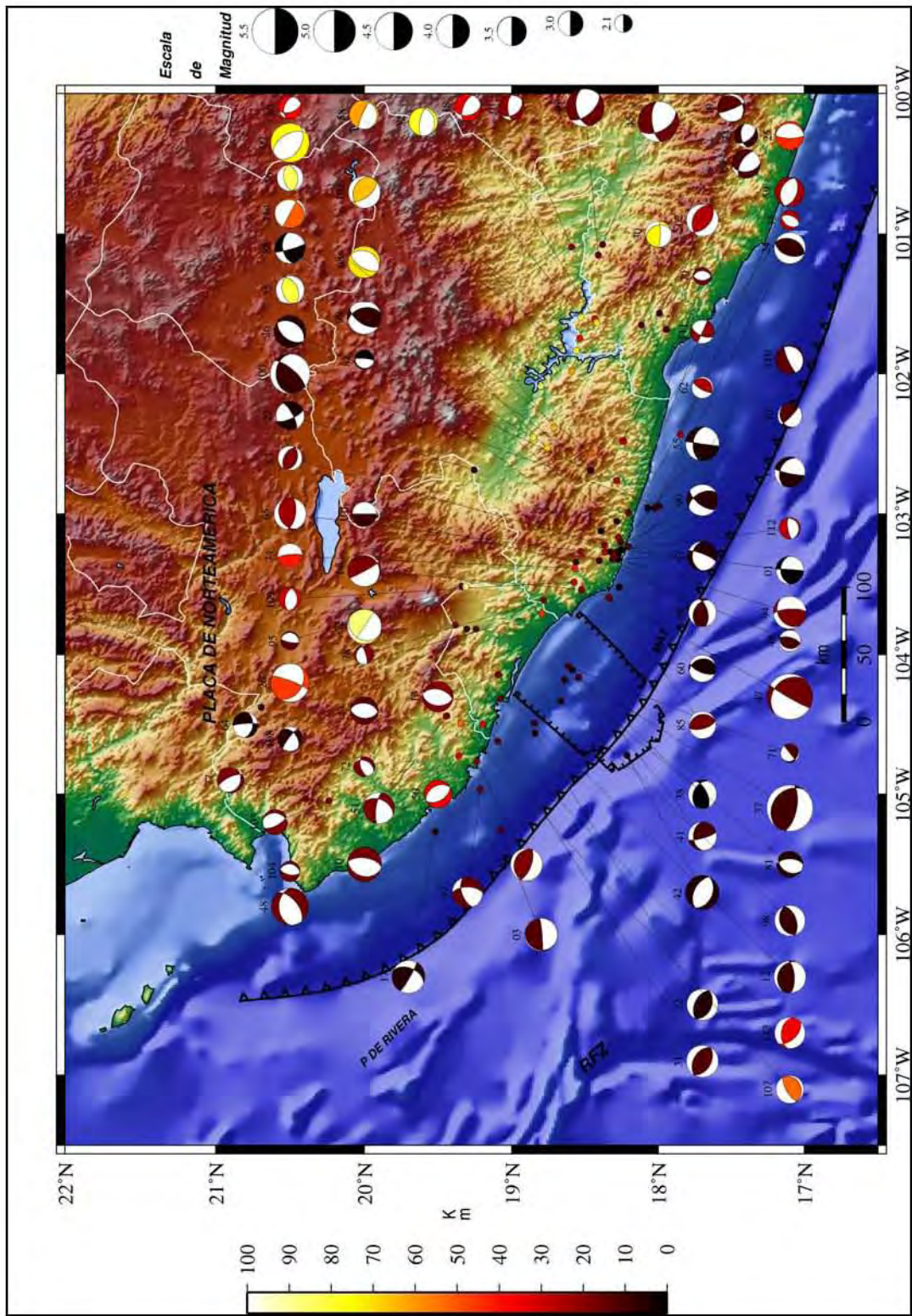


Figura 4.3. Mecanismos focales determinados con base en los primeros arribos de onda P durante el despliegue de la red MARS de enero de 2006 a mayo de 2007. El color del mecanismo focal representa la profundidad (oscilan entre 1 km y 98 km) y el tamaño del mecanismo focal indica la magnitud ver escala.

4.3 Perfiles en el área de estudio

Para visualizar la distribución de la sismicidad en profundidad y la geometría de la placa en subducción, se realizaron nueve perfiles en el área de estudio (Figura 4.4), cada uno con un ancho de definición de 100 km, todos ellos perpendiculares a la trinchera mesoamericana. Su dirección es *grosso modo* SW – NE, con una longitud aproximada de 280 km. Para tratar de identificar alguna tendencia en la distribución de la sismicidad local, los eventos se graficaron junto con las relocalizaciones rápidas obtenidas por Gardine et al. (2007), de la red MARS. Para la obtención de los hipocentros Gardine (comunicación personal, 2007) desarrolló una rutina con los programas “dbdetect” y “dbgrassac” que pertenecen al paquete de software Antílope, con el fin de reducir la cantidad de horas-hombre necesarias para analizar los datos. Se trata de un software rápido de identificación automática de los primeros arribos de la onda P, lo que permite localizar una mayor cantidad de epicentros en la región.

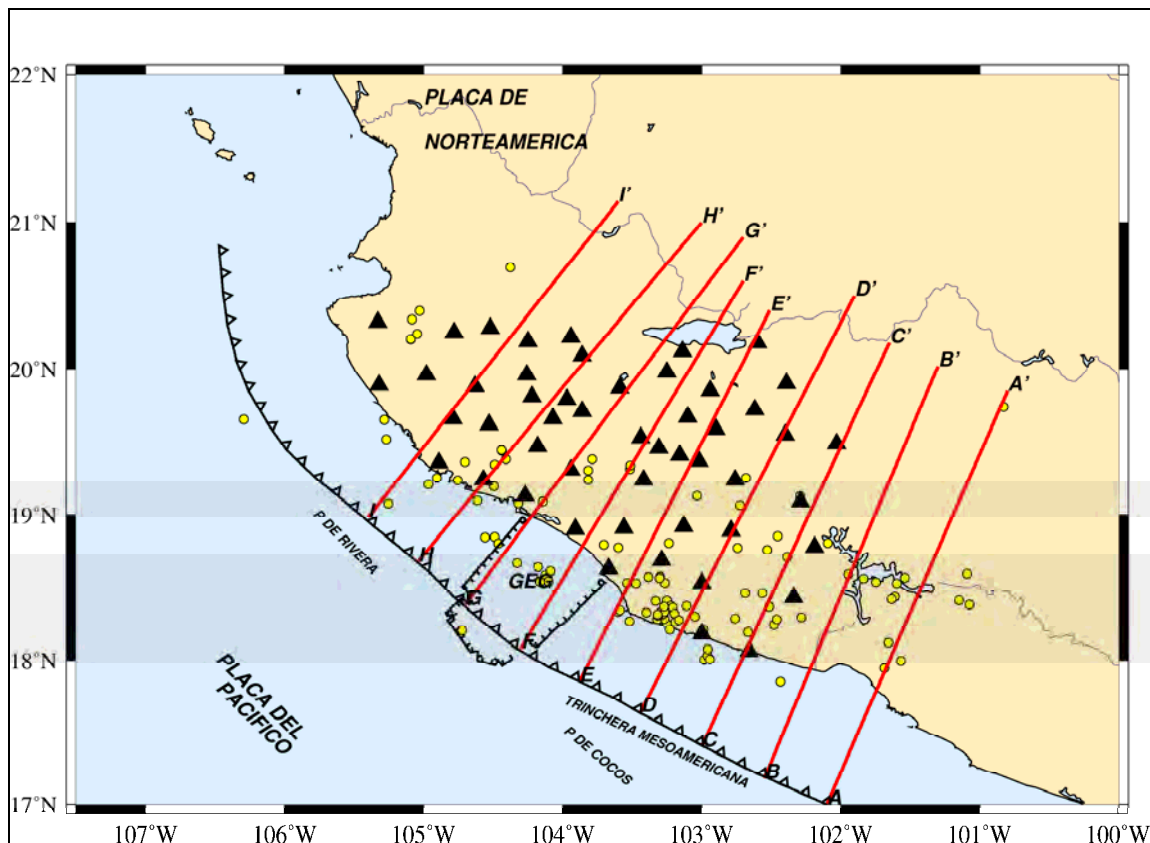


Figura 4.4. Ubicación espacial de los perfiles A-A', B-B', C-C', D-D', E-E', F-F', G-G', H-H' e I-I' utilizados para analizar la distribución de la sismicidad en el Bloque de Jalisco. Los triángulos indican las estaciones sísmológicas de la red temporal MARS y los círculos son los epicentros de la distribución de la sismicidad registrada por MARS, GEG (Graben el Gordo).

4.3.1 Interpretación de los Perfiles

En el perfil A-A' (Figura 4.5) incluye tanto eventos corticales como de subducción, al igual que el resto de los perfiles que se analizan. La profundidad máxima de los eventos es de 80 km y su distancia máxima respecto a la trinchera es de 270 km. Se observa que los eventos más profundos tienen una geometría de fallamiento normal, lo que coincide con los resultados reportados por Pardo y Suárez (1995) y García-Quintero (2007). Los eventos 32 y 09 se encuentran bajo un régimen de esfuerzos de tensión, de acuerdo a la clasificación de Zoback (1992) (ver Apéndice C).

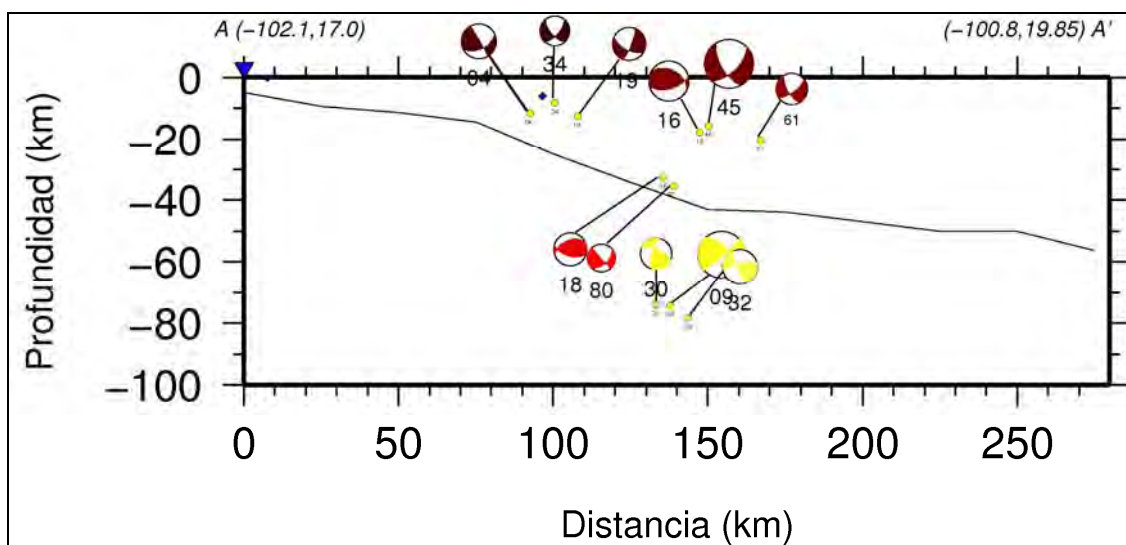


Figura 4.5. Sección hipocentral perpendicular a la trinchera mesoamericana en el perfil A-A' de la Figura 4.4. El triángulo invertido indica la posición de la trinchera, la línea indica la geometría de la placa (tomada de Pardo y Suárez, 1995). El color del mecanismo focal representa la profundidad ($8.2 \leq h \leq 78$) y el tamaño la magnitud ($2.1 \leq M_l \leq 4.8$). El rombo azul es la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007).

En el perfil B-B' (Figura 4.6) varios de los hipocentros alcanzan una profundidad máxima de hasta 82 km (ver evento 56 en Tabla 4.1). Su posición con respecto a la trinchera va de los 60 km a los 230 km aproximadamente. El evento 2 tiene un mecanismo focal de falla inversa, cuya orientación es típica de los eventos interplaca. El ángulo de subducción de la placa a 30 km de profundidad, y 121 km de distancia de la trinchera, es de aproximadamente 27° .

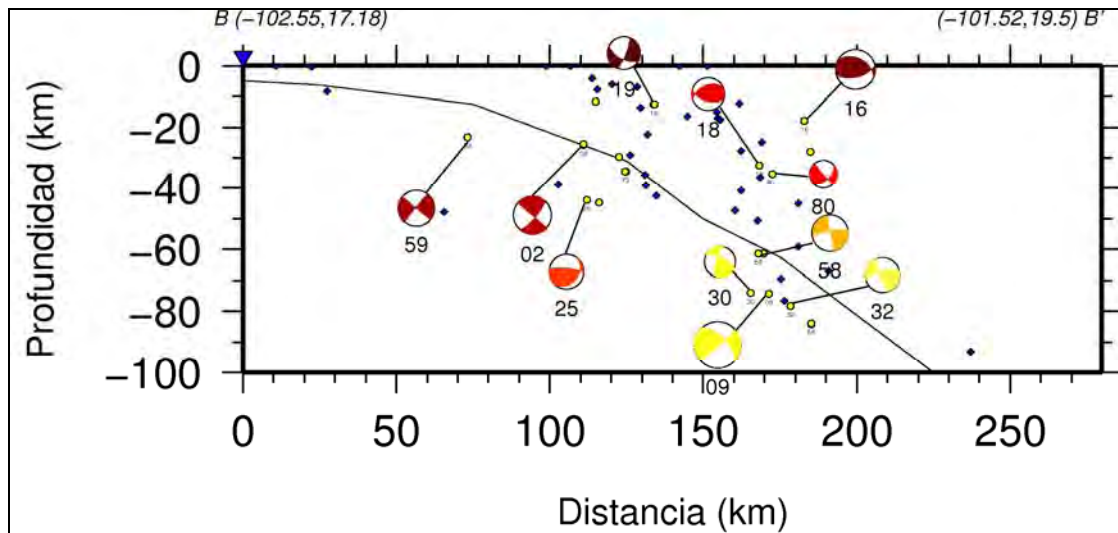


Figura 4.6. Sección hipocentral perpendicular a la trinchera mesoamericana (perfil B-B'). El triángulo invertido indica la posición de la trinchera. La línea indica, la geometría de la placa (tomada de Pardo y Suárez, 1995). Los círculos amarillos corresponden a la sismicidad determinada en este trabajo. Los rombos azules son la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007) de enero de 2006 a junio de 2007. El tamaño del mecanismo focal representa la magnitud ($2.7 \leq M_l \leq 4.1$) y el color del mecanismo focal la profundidad de los eventos van de 12.6 km a 83 km.

La población de hipocentros se incrementa en el perfil C-C' (Figura 4.7) en comparación con los perfiles A-A' y B-B', de hecho es aquí donde se localiza el sismo más profundo (98 km) a una distancia de 200 km con respecto a la trinchera. En dicho perfil se diferencia claramente la sismicidad cortical de la de subducción. Al inicio el ángulo de subducción es de aproximadamente 10° , para posteriormente incrementarse a 31° a una profundidad de 30 km y 120 km de distancia de la trinchera respectivamente. Aquí destaca una concentración en el extremo superior derecho del perfil, se trata de eventos localizados en las cercanías del volcán Parícutín, reportada por Cox et al. (2008).

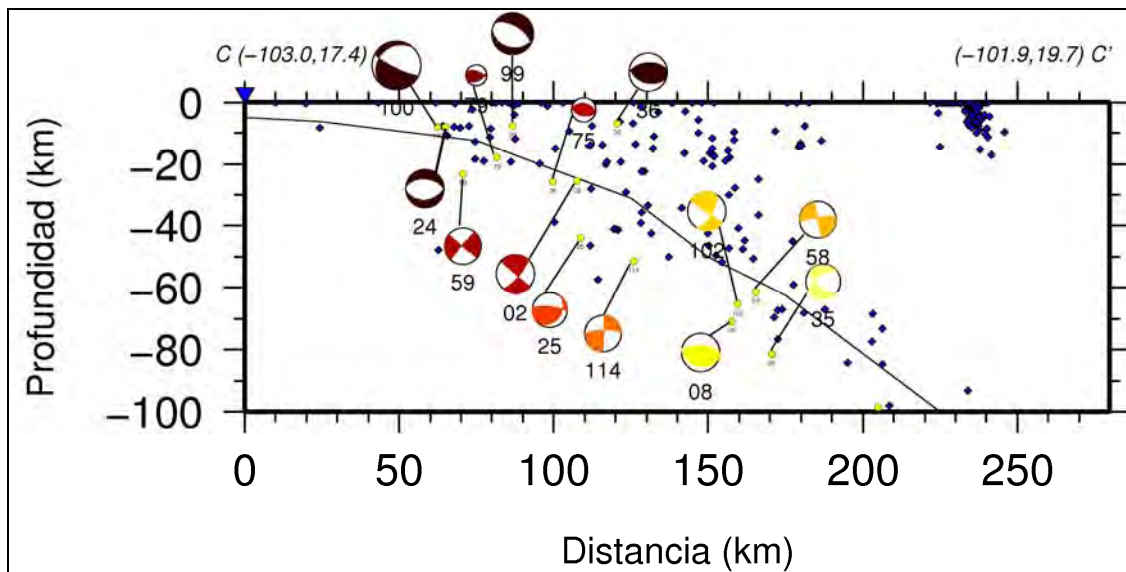


Figura 4.7. Sección hipocentral (perfil C-C') perpendicular a la trinchera mesoamericana. El triángulo invertido indica la posición de la trinchera. La línea indica la geometría de la placa (tomado de Pardo y Suárez, 1995). Los rombos azules son la sismicidad relocada por Gardine (comunicación personal, 2007), los círculos amarillos es la sismicidad calculada en este trabajo de tesis. La magnitud oscila entre $2.1 \geq M_l \leq 4.7$ y la profundidad entre 6.8 km a 83 km.

En el Perfil D-D' (Figura 4.8), se observa que los eventos con una profundidad menor a 20 km tienen una solución focal predominantemente normal. El evento 36 tiene una solución focal normal pura con una orientación NE-SW, mientras que el evento 27, que es el que se encuentra más alejado de la trinchera, aproximadamente 200 km, corresponde a un evento cortical, con una solución focal normal y una componente transcurrente de orientación NEE-SWW. Los eventos más cercanos a la trinchera se encuentran a 50 km de distancia hacia el continente. Al igual que en el perfil anterior se observa una aglomeración de eventos a una distancia aproximada de 230 km de la trinchera, alrededor de donde se encuentra el volcán Paracutín (Cox et al., 2008). El ángulo de subducción, a 30 km de profundidad, es de aproximadamente 31° , al igual que en el perfil C-C'. La geometría de la placa sigue siendo similar a la observada en los perfiles B-B', C-C' y D-D'.

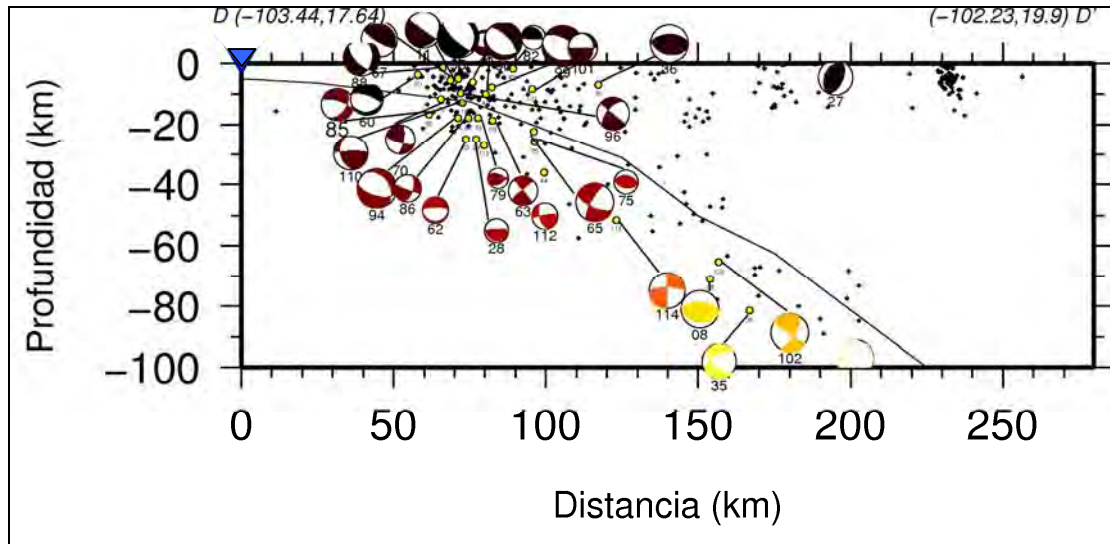


Figura 4.8. Perfil D-D' perpendicular a la trinchera mesoamericana. El triángulo invertido indica la posición de la trinchera. La línea indica la geometría de la placa (tomada de Pardo y Suárez, 1995). Se observa una alta población de eventos someros, tanto corticales como de subducción. La magnitud de los eventos oscila entre $2.3 \leq M_L \leq 4.7$ y la profundidad entre 1.6 y 71 km. Los rombos azules son los eventos localizados por Gardine (comunicación personal, 2007) de enero de 2006 a mayo de 2007.

El Perfil E-E' (Figura 4.9) contiene la mayor población de eventos, los cuales se concentran a menos de 40 km de la trinchera. Los eventos más profundos se encuentran alejados, en su proyección horizontal, a 160 km aproximadamente de la trinchera mesoamericana (evento 95 y 27). La densidad de eventos se incrementa entre los 50 a 100 km de distancia de la trinchera. El evento 95 tiene un fallamiento normal con una orientación casi norte-sur; y la mayor concentración de eventos se localiza entre 50 y 100 km de distancia horizontal desde la trinchera. El evento más profundo se encuentra a 90 km de profundidad.

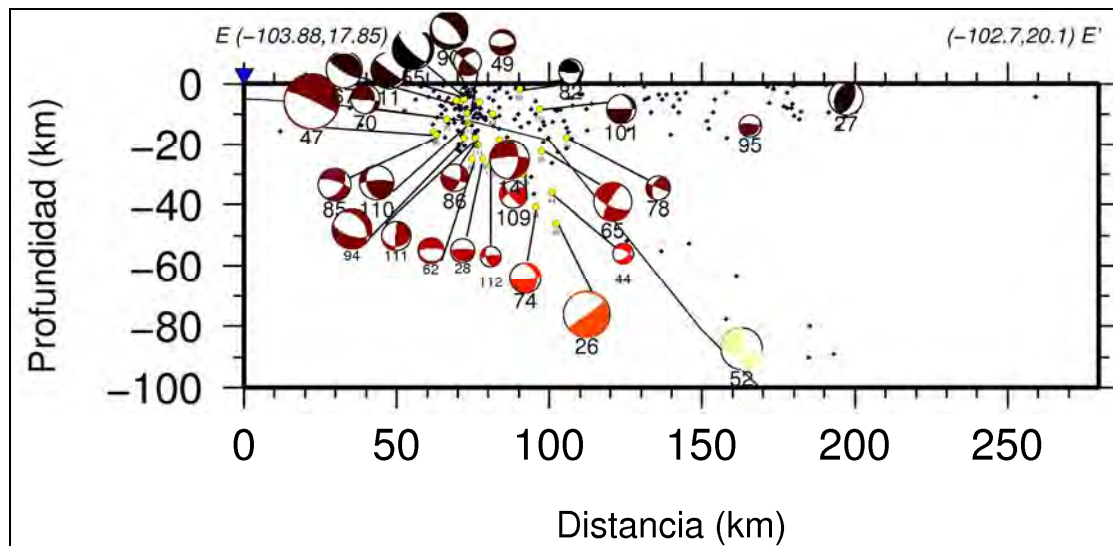


Figura 4.9. Perfil E-E' perpendicular a la trinchera mesoamericana. Proyección lateral de los mecanismos focales. El triángulo invertido indica la posición de la trinchera, la línea indica la geometría de la placa (basado en Pardo y Suárez, 1995). La magnitud oscila entre $2.3 \leq M_l \leq 4.0$ y la profundidad entre 3.8 km a 87 km. Los rombos azules es la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007).

Para el perfil F-F' (Figura 4.10) la diferenciación entre la sismicidad cortical y la de subducción es más clara. La mayor concentración de eventos ocurre a una distancia de entre 50 y 100 km de la trinchera. El grupo de eventos corticales aparece entre 40 y 110 km de la trinchera, y su profundidad es inferior a 20 km. El mecanismo de los eventos analizados tiene un fallamiento normal, lo cual coincide con el sistema de fallas que se tiene en la zona del graben de Colima. El evento más profundo, de unos 80 km, se localiza a una distancia de 160 km de la trinchera y esta ligado a la subducción. La mayoría de los eventos están ubicados en el centro de la placa y en la parte inferior de la misma. En este perfil la placa es más inclinada que en los perfiles anteriores.

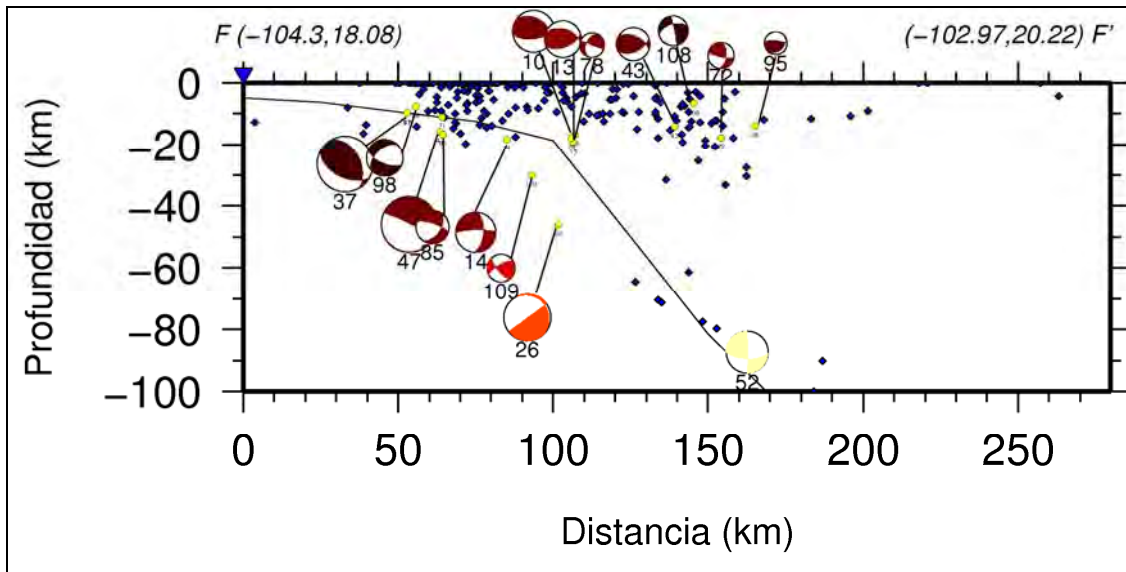


Figura 4.10. Perfil F-F' perpendicular a la trinchera mesoamericana. Proyección lateral de los mecanismos. El triángulo invertido indica la posición de la trinchera. La línea indica la geometría de la placa (tomado de Pardo y Suárez, 1995). La magnitud de los eventos oscila entre $2.2 \leq M_l \leq 5.5$ y la profundidad entre $5 \leq h \leq 87$ kilómetros. Los rombos azules corresponden a la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007) de enero de 2006 a junio de 2007.

En el perfil G-G' (Figura 4.11a) la mayor densidad de hipocentros ocurre a una distancia de entre 40 y 160 km de la trinchera mesoamericana. Se observa una clara diferenciación entre la sismicidad cortical y la de subducción, esta última con una menor población que en los perfiles anteriores. Los eventos 108, 43, 72 y 95 son los más alejados de la placa oceánica que subduce. El evento 107, que se encuentra en la parte baja de la placa, es de subducción en esa posición la placa trabaja a compresión, tiene una solución de falla inversa. El ángulo de subducción a 20 km de profundidad y aproximadamente a 90 km de distancia de la trinchera es de aproximadamente 27° , mientras que a 40 km de profundidad y 125 km de la trinchera es de 50° .

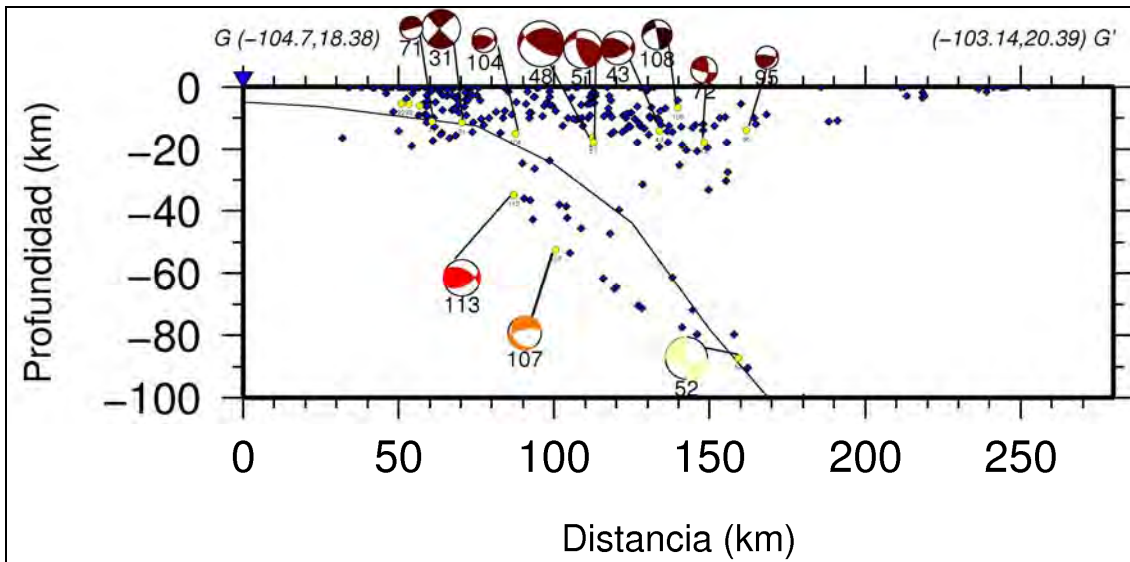


Figura 4.11a. Perfil G-G' perpendicular a la trinchera mesoamericana. Proyección lateral de los mecanismos focales. El triángulo invertido indica la trinchera. La línea indica la geometría de la placa (tomado de Pardo y Suárez, 1995). Los rombos azules corresponden a la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007). La magnitud varía entre $2.2 \leq M_L \leq 4.4$ y profundidad de $6.5 \leq h \leq 87$.

Este modelo es consistente con el propuesto por Bandy et al. (1999), y ayuda a diferenciar más claramente la actividad cortical de la actividad de subducción (Figura 4.11b).

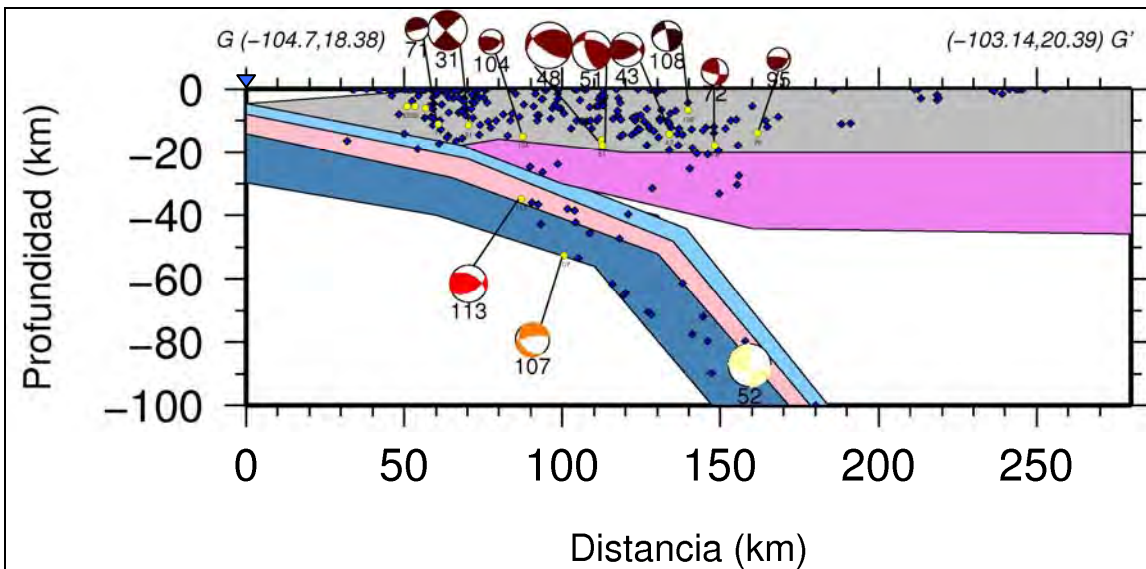


Figura 4.11b. Perfil G-G' perpendicular a la trinchera mesoamericana superpuesto con el modelo propuesto por Bandy et al. (1999). Se muestra la proyección lateral de los mecanismos focales.

En el perfil H-H' (Figura 4.12) se diferencia claramente la actividad cortical de la de subducción. La mayor densidad de eventos se concentra entre los 20 km a 170 km de distancia de la trinchera. El evento 107 es el de mayor profundidad (de 52 km), y se encuentra a una distancia de aproximadamente 100 km de la trinchera, mientras que el más cercano a la trinchera es el 3 bastante somero, con unos 10 km de profundidad (evento 3), el cual es un típico evento de subducción de falla inversa. Dado que el evento 107 se encuentra bajo un régimen de esfuerzo compresional (Apéndice C). El ángulo de subducción a 40 km y 125 km de distancia de la trinchera es de 50° , al igual que en el perfil F-F', valor que contrasta con el del perfil A-A', al SE de la zona estudiada. La mayoría de los mecanismos de subducción mostrados se encuentran asociados con la parte baja de la placa.

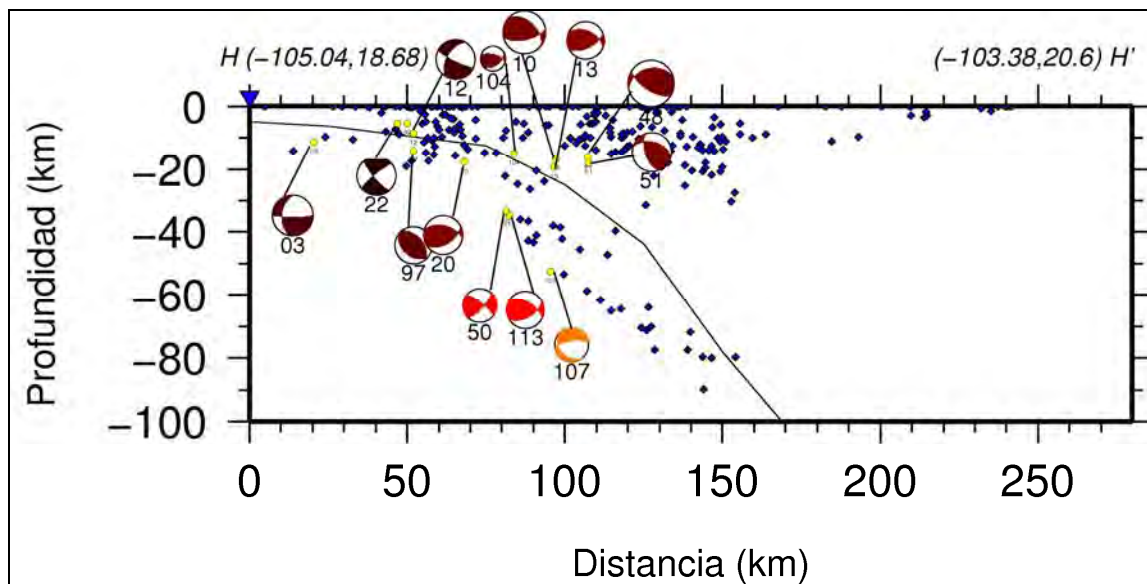


Figura 4.12. Perfil H-H' perpendicular a la trinchera mesoamericana. Se muestra la proyección lateral de los mecanismos focales. El triángulo invertido indica la posición de la trinchera. La línea indica la geometría de la placa (tomado de Pardo y Suárez, 1995). Los rombos azules es la sismicidad relocalizada por Gardine (comunicación personal, 2007) de enero de 2006 a junio de 2007. La magnitud varía entre $2.4 \leq M_l \leq 4.1$ y la profundidad entre $5.5 \leq h \leq 52.6$.

Finalmente, el perfil I-I' (Figura 4.13), ubicado más al NW del arreglo de perfiles, tiene una menor población de eventos y también una menor cantidad de mecanismos focales, especialmente los corticales, se puede diferenciar la sismicidad cortical de la de subducción. El evento más alejado de la trinchera es el 64, a unos 220 km aproximadamente. Se trata de un evento cortical de fallamiento normal con una pequeña componente transcurrente. En el caso del evento 50 asociado en principio con la parte baja de la placa, su mecanismo focal corresponde a una falla normal.

Probablemente se trata de un evento que ocurre en el interior de la placa subducida, este evento se encuentra bajo un régimen de esfuerzo tensional (ver Apéndice C). Por otro lado, el evento 3, también asociado con la subducción, es el más cercano a la trinchera, con una distancia aproximada de 18 km. En este perfil se observa que la sismicidad intraplaca va de los 100 a los 220 km, mientras que la sismicidad interplaca va de los 10 a los 90 km, producto de la subducción de la placa de Rivera y la placa de Norteamérica.

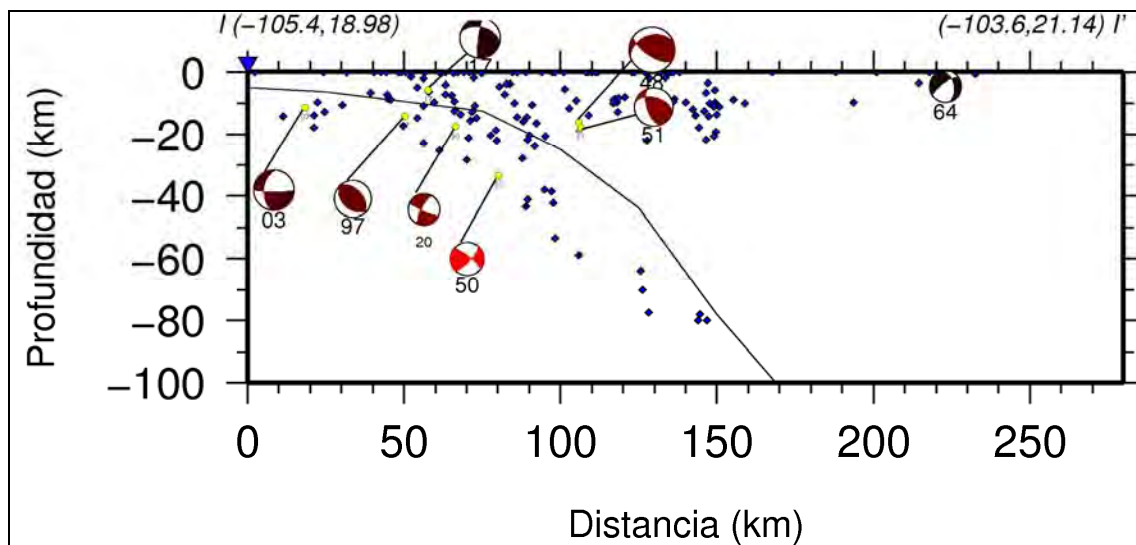


Figura 4.13. Perfil I-I' perpendicular a la trinchera mesoamericana. Se muestra la proyección lateral de los mecanismos focales. El triángulo invertido indica la posición de la trinchera. La línea indica la geometría de la placa (tomado de Pardo y Suárez, 1995). Los rombos azules es la sismicidad relocalizada por Gardine (comunicación personal, 2007) de enero de 2006 a junio de 2007. La magnitud varía entre $3.0 \leq Ml \leq 3.9$ y la profundidad $4.7 \leq h \leq 33.5$.

4.4 Análisis de la sismicidad cortical. La sismicidad de los eventos con profundidades entre 4 a 30 km parece tener una asociación con estructuras que aún no han sido reportadas como activas. A pesar de que la distribución espacial de la sismicidad parece muy “dispersa” se observan algunas concentraciones pequeñas de eventos, algunos de ellos se encuentran debajo de algunas estructuras que se identifican con algunos rasgos topográficos o geológicos superficiales. Por esta razón el área de estudio se dividió en cuatro zonas, se analizaron las tendencias topográficas (INEGI), se superpusieron los mecanismos focales locales y se analizaron algunas imágenes aeromagnéticas con el fin de establecer *grosso modo* una asociación entre la sismicidad y algunas estructuras regionales mayores del rift de Colima. Para poder corroborar esta información se utilizaron imágenes aeromagnéticas que ayudan a definir la presencia de estructuras sepultadas, fracturas y lineamientos profundos (CRM, 2001).

4.4.1 Anomalías magnéticas

Las anomalías magnéticas proporcionan información sobre las estructuras y materiales de la corteza terrestre (Udías y Mezcuca, 1986). Dependiendo de su extensión éstas se pueden dividir en locales y regionales. Las primeras sirven como base para los métodos de prospección magnética de minerales. Estas anomalías están muy localizadas y pueden tener valores muy altos (entre 100 y 1000 nT). A gran escala, las anomalías regionales reflejan por la magnetización del basamento cristalino, por ellos los contrastes son muy útiles para revelar su estructura, presencia de fallas, entre otras (Udías y Mezcuca, 1986). Las imágenes aeromagnéticas proporcionan información importante acerca de la distribución y carácter de las rocas ocultas por sedimentos recientes. También ayudan a delimitar contactos ocultos y a definir estructuras, fracturas y lineamientos profundos; todo con base en el contraste de magnetización, originado a su vez por su composición mineralógica (CRM, 2001). Para la interpretación de las anomalías nos auxiliamos de mapas aeromagnéticos regionales (CRM, 2001).

Para la adecuada interpretación de los datos se usan algunos de los siguientes análisis:

Reducción al Polo: En esta operación se cambia la inclinación actual hacia la vertical, esto se puede realizar por la convolución del campo magnético con un filtro (Baranov, 1957; Spector y Grant, 1985). Su número de onda de respuesta es el producto de un factor de polarización de orientación y el factor de la orientación del campo (Telford, 1990). Esta transformación simplifica mapas de campo total y es una operación relativamente fácil en las altas latitudes magnéticas, pero se hace más difícil en el campo magnético cerca al ecuador (Silva, 1986).

Continuación ascendente: Este proceso consiste en filtrar el mapa magnético para eliminar las altas frecuencias correspondientes a las unidades geológicas más superficiales, resaltando la respuesta magnética en baja frecuencia correlacionables con las estructuras geológicas profundas (Telford, 1990). Para esta operación se tiene la siguiente fórmula.

$$F(x', y', -h) = \frac{h}{2\pi} \iint \frac{F(x, y, 0) dx dy}{\left\{ (x-x')^2 + (y+y')^2 + h^2 \right\}^{1/2}}$$

donde:

F es el campo magnético. El lado izquierdo es la totalidad del campo en el punto P (x'y'-h), por encima de la superficie sobre la que se conoce F (x, y, 0). El procedimiento de cálculo consiste en sustituir la integral por una suma ponderada de los valores tomados en una malla regular (Telford, 1990). La fórmula empírica de Henderson (1960) proporciona el campo en la altitud h por encima de la superficie, en términos de valores de F (r_i), el valor medio de F (r_i) en un círculo de radio r_i, centrada en el punto (x, y, 0).

Para la continuación hacia arriba se conoce el campo en la superficie de la Tierra F₀(x, y, 0) y se desconoce F_h(x, y, -h), mientras la transformada es:

$$F_h(u, v) = F_0(u, v) \left(\frac{h}{2\pi} \right) \cdot \exp \left\{ -2\pi h (u^2 + v^2)^{1/2} \right\}$$

donde (u, v) son coordenadas del número de onda;

4.4.2 Datos aeromagnéticos

En este trabajo utilizamos datos aeromagnéticos adquiridos por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) a escala 1:250,000 (Mérida-Montiel et al., 1997; 1998). Estos datos aeromagnéticos facilitados por el SGM fueron obtenidos en 1995 con un magnetómetro Geometrics G-803, a lo largo de un conjunto de líneas de vuelo de norte sur, a 1000 m, con un aclaramiento medio de un terreno de 450 m. La información digital consistió de X, Y, Z (latitud, longitud e intensidad magnética) en un archivo ASCII con 1,442,633 puntos para un área de ~1000 km². Los datos digitales fueron procesados por López-Loera (2008) con el software Oasis Montaj 5.1.6 por Geosoft, este ofrece varios mapas y diagramas 3D con diferentes filtros con continuación hacia arriba, señal analítica, derivadas en X, Y y Z, entre otros (López-Loera, 2008).

Con base en la distribución de sismicidad seleccionamos algunas áreas para su análisis, las cuales contienen algunas estructuras corticales potencialmente activas en la región

de estudio. Enfocamos nuestra atención en 4 zonas (Figura 4.14): **A**: Amatlán de Cañas, **B**: Volcán de Colima, **C**: Manzanillo, Cihuatlán y Barra de Navidad, y **D**: Colala, Carrizitos y Maruata. Además, comparamos imágenes topográficas con aeromagnéticas en cada zona para dar mayor certidumbre a la identificación de las probables estructuras sismogénicas locales. Una de las zonas más activas es la C, la cual se caracteriza por la ocurrencia de varios sismos de magnitud importante, como los de 1932 (M 8; Singh, 1985), el de Colima, del 10 de octubre de 1995 (Mw 8; Pacheco et al., 1997), así como el sismo de Tecomán del 23 de enero de 2003 (Mw 7.4; Singh et al., 2003; Núñez-Cornú et al. 2004; Yagi et al., 2004; Schmitt et al., 2007; Gómez-González et al., 2010). A continuación se describen cada una de estas zonas.

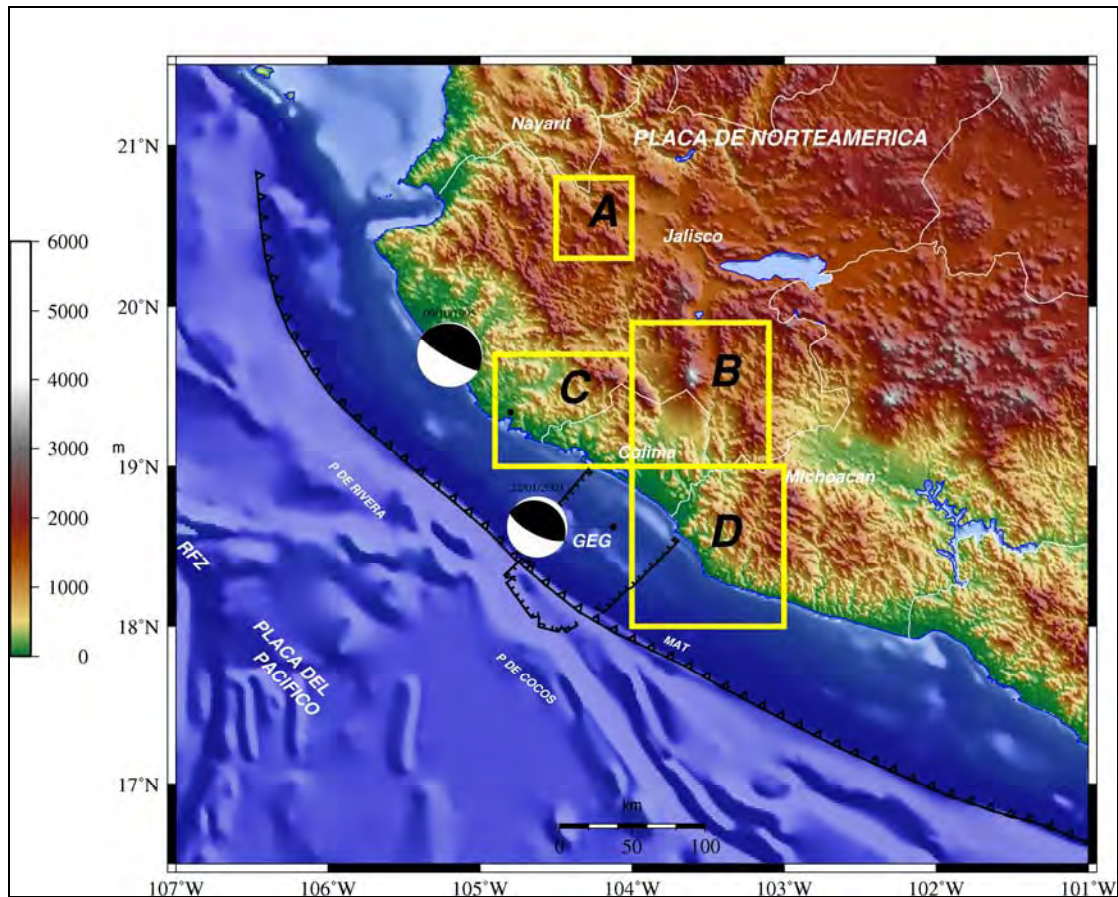


Figura 4.14. Zonas A, B, C y D analizadas en este trabajo. Se muestran los mecanismos focales de los eventos de octubre 1995 y enero de 2003 determinados por CMT. Nomenclatura RFZ (Zona de Fracturas de Rivera), GEG (Graben el Gordo), MAT (Trincherina Mesoamericana).

4.4.3 Zona A

En esta zona se registraron pocos sismos durante los 18 meses de registro del proyecto MARS. De entre ellos, sólo un sismo fue analizado en este trabajo, éste ocurrió el 18 de diciembre del 2006 a las 03:38:29.52 (hora GMT), latitud 20.693°, longitud -104.376°, con una profundidad de 4.5 km y una magnitud local (M_l) de 3.2. El sismo ocurrió cerca de la región de Amatlán de Cañas (ver Tabla A2 en Apéndice A). El mecanismo focal calculado corresponde a una falla normal, con una pequeña componente transcurrente, la orientación norte sur de este mecanismo coincide con la orientación de los rasgos topográficos de la región (Figura 4.15), hasta el momento pocas estructuras han sido cartografiadas en la zona. La región esta formada por rocas graníticas del Cretácico (Schaaf et al., 1995). Por otro lado, Nieto-Obregón et al. (1992) con base en un estudio estructural, estratigráfico y paleomagnético proponen la existencia de fallas lítricas en todo el bloque ocupado por Amatlán de Cañas. En el semigraben del mismo nombre al norte, la falla Guamuchil es una estructura normal lítrica de 40 km de largo, con rumbos de 150° y 80° en la parte este y oeste respectivamente (Nieto-Obregón et al., 1992). Este sistema ha sido reportado como un sistema activo (Nieto-Obregón et al., 1992; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). La falla es una sola entidad, su curvatura es probablemente debido a la reactivación de un basamento de una estructura más larga (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). La sismicidad es típicamente continental, la profundidad de los eventos varía desde la superficie hasta los 35 km se distribuye a todo lo ancho de la corteza continental (Rutz-López y Núñez-Cornú, 2004). En esta zona se tienen registros de eventos con magnitudes locales comprendidas entre 2.9 y 5.3 (Rutz-López, 2002).

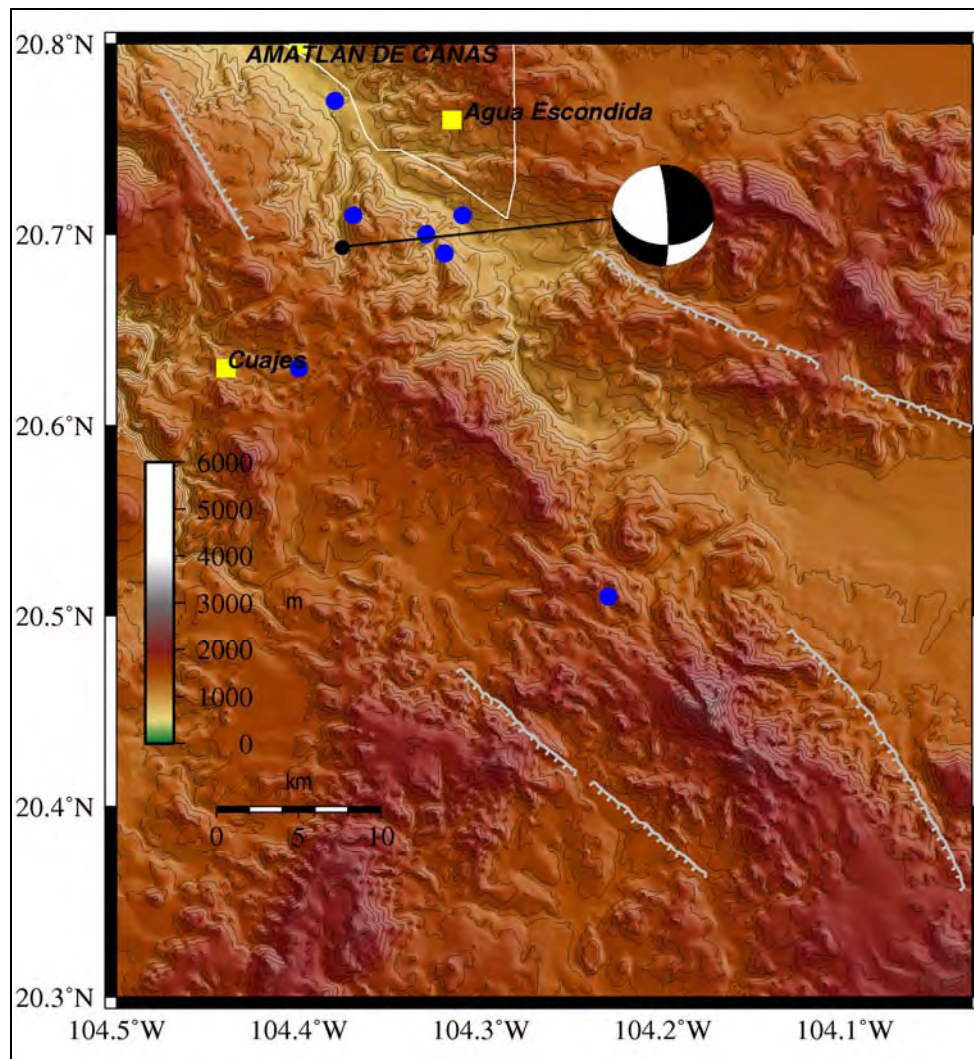


Figura 4.15. Modelo Digital de Elevación de la zona A. Mecanismo focal del evento 64. Las curvas de nivel están a cada 100 m. Se muestran en blanco las principales fallas cartografiadas tomadas de la Carta Geológica de Puerto Vallarta F13-11 (SGM, 1999). Los círculos azules corresponden a la sismicidad histórica registrada por el SSN.

Para comparar estos resultados con la información proporcionada las imágenes aeromagnéticas (ver Apéndice D) de reducción al polo (Figura 4.16), en ella se observa una anomalía que atraviesa diagonalmente en la Figura 4.16 con una dirección NW-SE, sus valores varían entre 75 y 200 nT. En la Figura 4.17 se muestra una continuación hacia arriba de 4 km, la cual acentúa la misma anomalía interrumpida en el centro y definida por los máximos anteriores, la cual conserva una dirección NW-SE con amplitudes de entre -15 y -50 nT. Este alineamiento mayor coincide con la orientación NW-SE del graben de Tepic-Zacoalco.

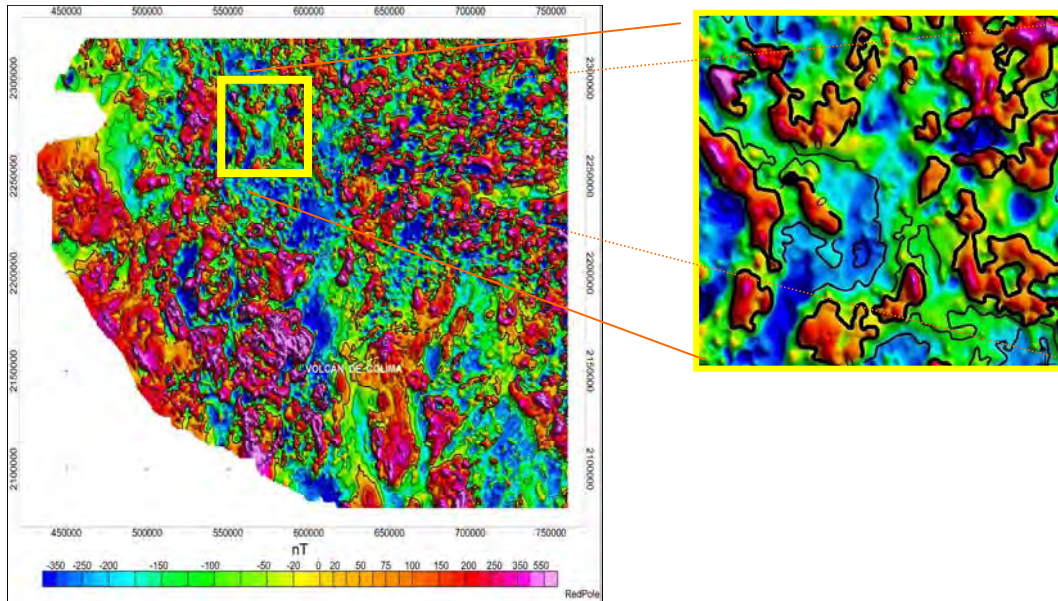


Figura 4.16. Imagen aeromagnética (DAM) “Reducción al polo” dentro del Bloque de Jalisco, (imagen de López Loera, 2009). La Reducción al polo recalcula los datos de intensidad del campo magnético total simulando que tiene una inclinación de 90° . Este proceso transforma anomalías monopolares, centradas sobre los cuerpos que las originan, simplificando la interpretación de los datos (SGM, 2008). El cuadro pequeño es la zona A, el círculo negro es el epicentro del sismo analizado en la zona.

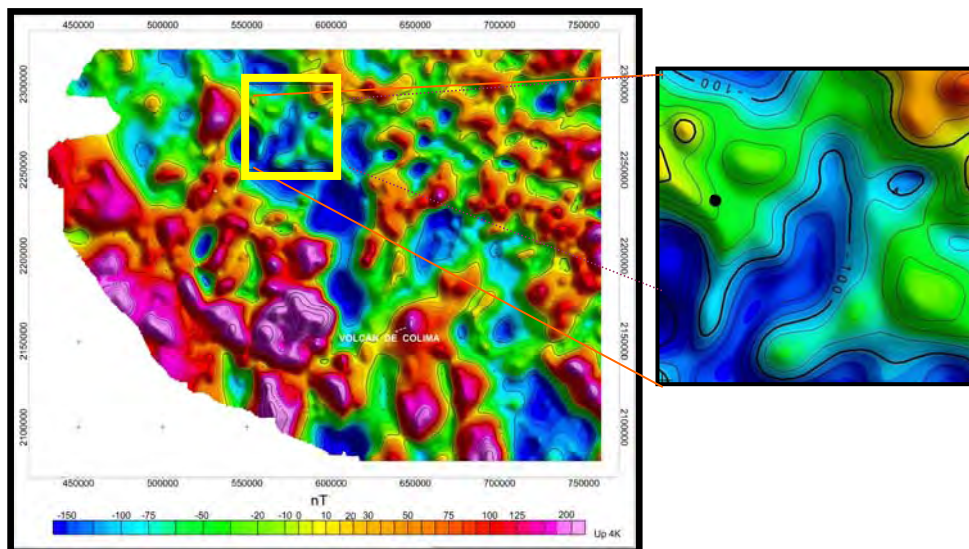


Figura 4.17. Imagen aeromagnética (DAM) de “continuation hacia arriba” del Bloque de Jalisco, el recuadro negro es el área de la zona A que se analiza (López Loera comunicación personal, 2009). El círculo negro es el epicentro relocado, en el recuadro derecho.

4.4.4 Zona B

La zona B esta ubicada en una región estructuralmente compleja, en la que existe un sistema de fallas principalmente normales con orientación noreste-suroeste (Allan, 1986), al sur del Volcán de Colima, entre el Bloque de Jalisco, en la parte noroeste y el Bloque de Tuxpan al este (Rosas-Elguera et al., 1996). Por su parte Garduño et al. (1998) reportan una estructura de carácter regional a la que denominan falla de Tamazula, la cual tiene un rumbo NE-SW y una longitud de 160 km, cortando el rift de Colima en su parte central a la altura del complejo volcánico de Colima, donde se genera un graben con la misma dirección.

Desde el punto de vista sismológico, Castellanos y Jiménez (1995) dan a conocer una serie de epicentros, localizados por la Red Telemétrica de Colima (RESCO), de enero a septiembre de 1990, de los cuales se podría inferir un posible alineamiento de los epicentros paralelo a la falla de Tamazula. Esta zona de Colima se caracteriza por la ocurrencia de sismos corticales (de 0 a 35 km de profundidad), con lo cual la sismicidad se distribuye en todo el grosor de la corteza continental (Rutz-López y Núñez-Cornú, 2004). Así también se registró un sismo el 6 de marzo de 2000 (Mw 5.3) de falla normal con una profundidad de 6 km (Zobin et al., 2004).

Como ya se mencionó, para este trabajo sólo se calcularon los mecanismos focales de los eventos más grandes. Los eventos 43, del mismo tipo 108 (Figura 4.18) tienen un fallamiento normal que coinciden con una falla cartografiada en la carta geológico-minera de Colima (SGM, 1999). El evento 95 (Figura 4.18), también coincide con la geometría de una falla normal existente en la carta geológico-minera de Colima (SGM, 1999) al sureste del volcán de Colima.

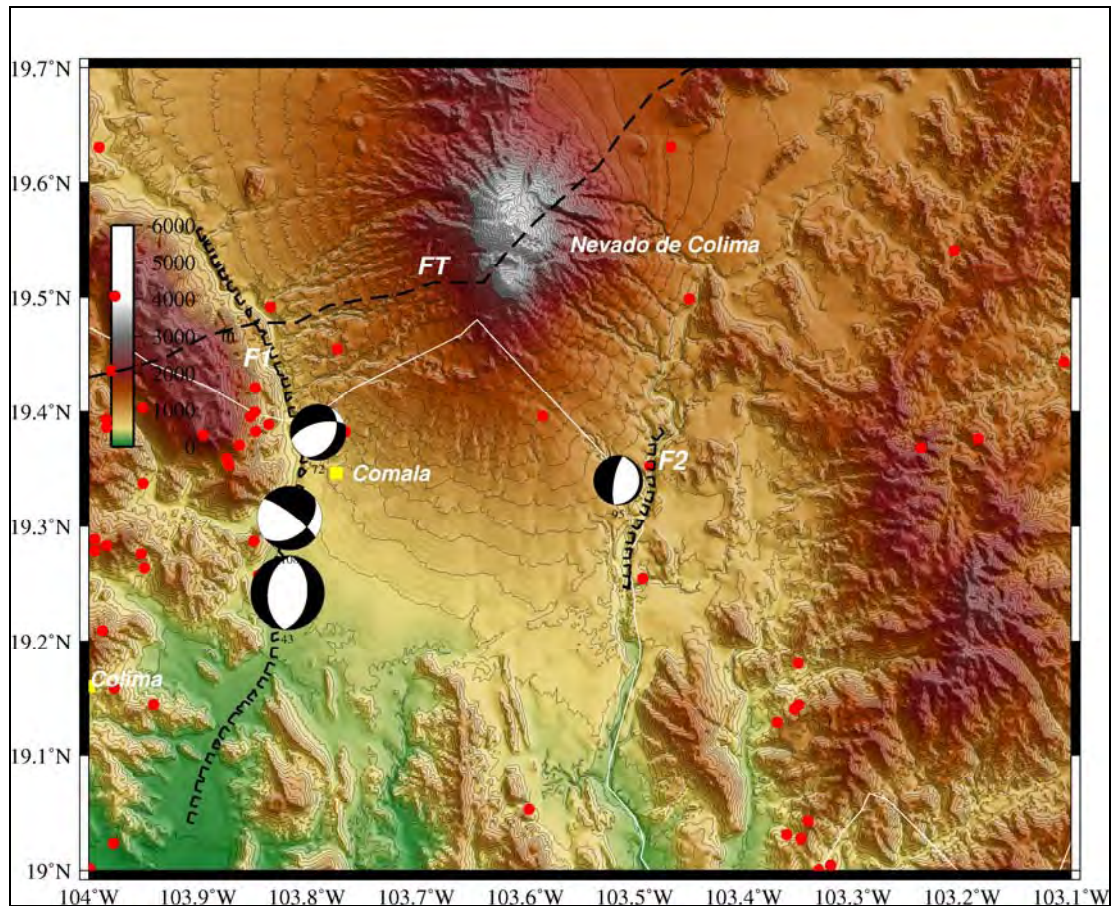


Figura 4.18. Modelo Digital de Elevación (INEGI) de la zona B de estudio, se incluyen los epicentros y mecanismos focales de los eventos registrados por la red temporal MARS. Las líneas de contorno están a cada 100 m. Las fallas fueron tomadas de la carta geológica de Colima E13-3 (SGM, 1999). La línea punteada es la falla de Tamazula tomada de Garduño y Tibaldi (1991). BJ es el Bloque de Jalisco y BT es el Bloque de Tuxpan. Se incluyen los epicentros círculos rojos localizados por Gardine (comunicación personal, 2007). Las fallas analizadas son denominadas en este trabajo como F1 (Falla 1) y F2 (Falla 2).

Para visualizar la sismicidad en profundidad se hicieron dos perfiles, uno perpendicular y otro paralelo a la trinchera (Figura 4.19).

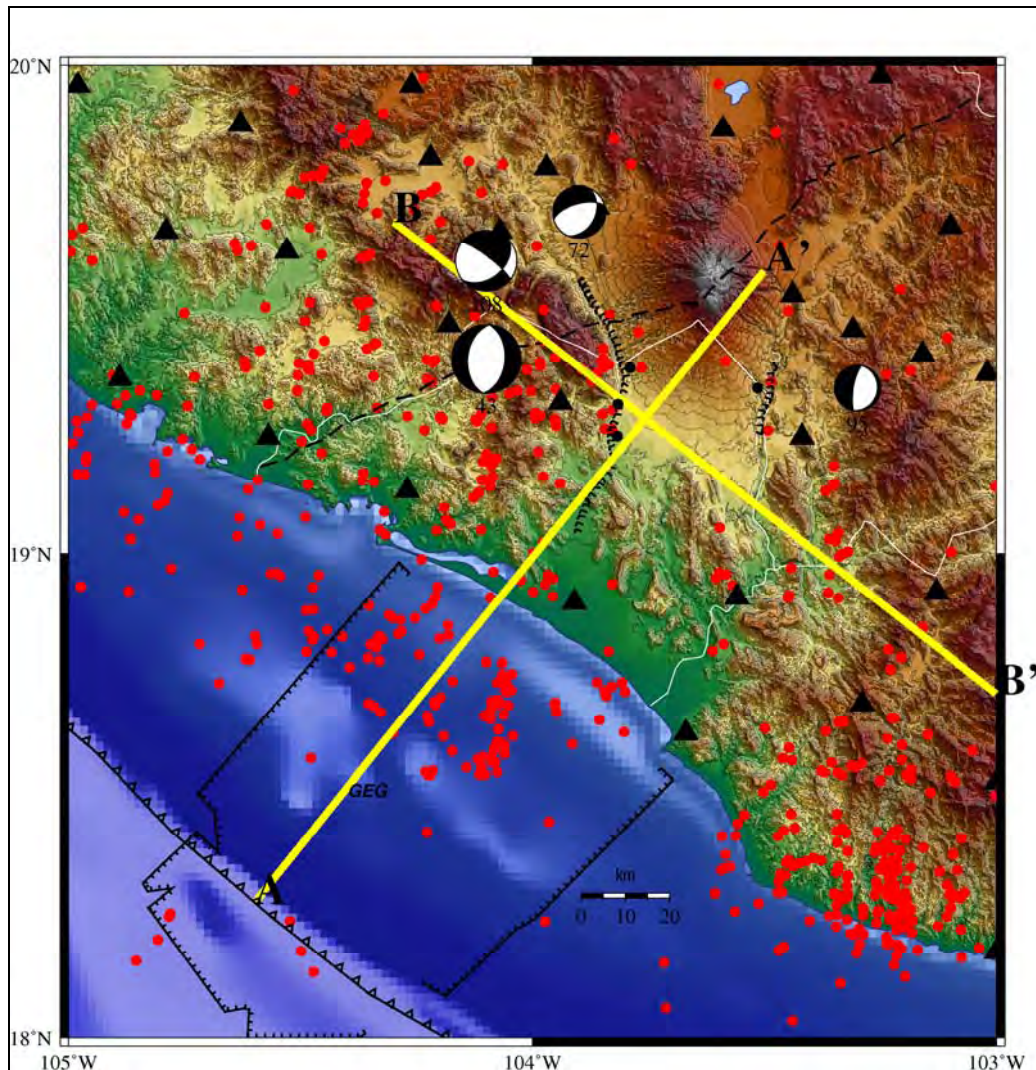


Figura 4.19. Ubicación de los perfiles A-A', es perpendicular a la trinchera mesoamericana y el B-B', paralelo a ésta. Se incluyen los mecanismos focales de los sismos analizados (ver Tabla A2, Apéndice A). Las curvas de nivel están a 100 m. GEG, es Graben el Gordo. Los círculos rojos corresponden a la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007). Los triángulos negros corresponden a la red temporal MARS.

En el perfil A-A' (Figura 4.20) se observa que los eventos son mayoritariamente corticales; sin embargo aunque tienen un mecanismo focal normal todos ellos tienen diferente orientación. Estos eventos se encuentran a una distancia aproximada de 130 km de la trinchera. En el perfil B-B' se ve un alineamiento de los sismos (eventos 43, 72 y 108; Figura 4.21), los cuales sugieren una posible estructura geológica al SW del volcán de Colima.

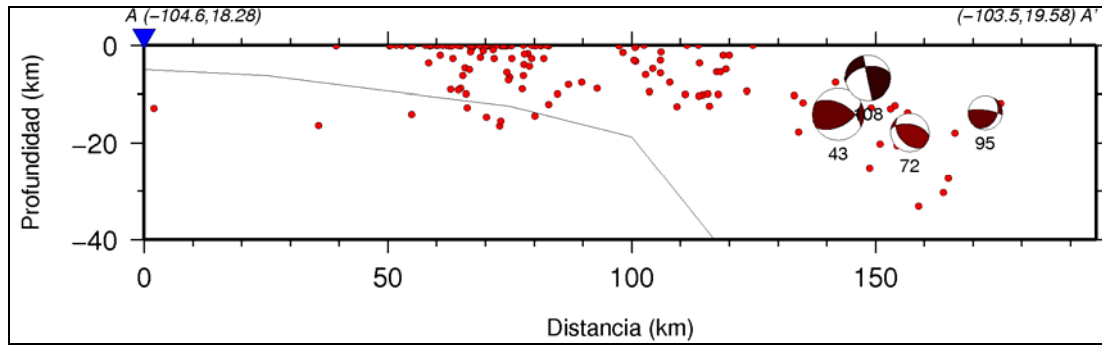


Figura 4.20. Sección perpendicular a la trinchera mesoamericana (triángulo invertido). Los círculos rojos corresponden a la sismicidad relocalizada por Gardine (comunicación personal, 2007). La línea indica la geometría de la placa (tomada de Pardo y Suárez, 1995). El tamaño representa la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2).

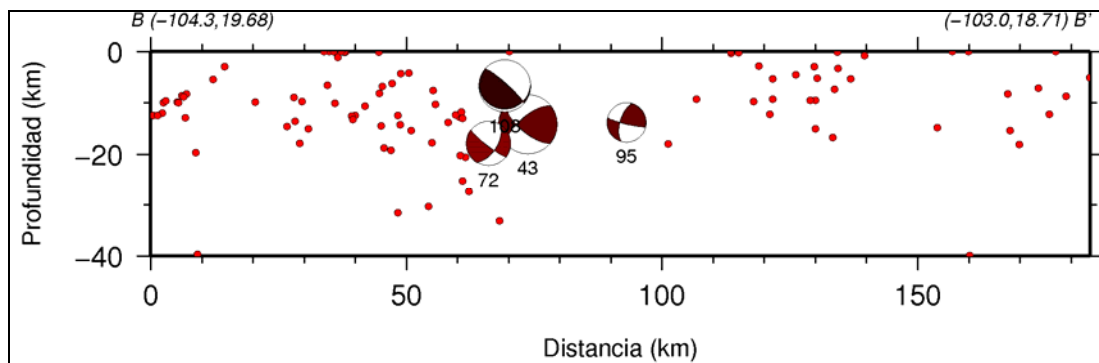


Figura 4.21. Sección paralela a la trinchera mesoamericana. Los círculos indican la sismicidad relocalizada por Gardine (comunicación personal, 2007). Tres de los mecanismos parecen ser generados por la misma estructura. El tamaño representa la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2).

En la imagen aeromagnética de reducción al polo (Figura 4.22) se observa un alineamiento predominante con orientación N-S. También se observa un alineamiento al SW del volcán de Colima con una orientación NE-SW (Figura 4.23).

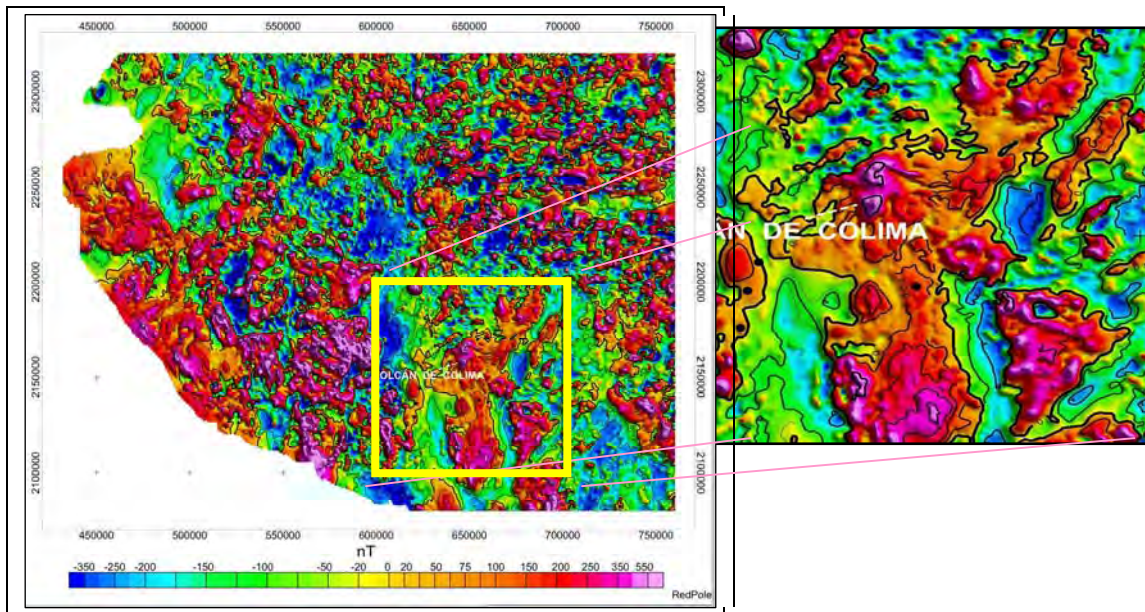


Figura 4.22. Imagen aeromagnética (DAM) de reducción al polo en el Bloque de Jalisco, el recuadro negro corresponde al área de la zona B analizada (López Loera; comunicación personal, 2009). Los epicentros (círculos negros) se alinean con una estructura orientada casi N-S al SWW del volcán de Colima. La imagen de la derecha corresponde a la reducción al polo de la zona analizada. Los círculos negros corresponden a los epicentros de los cuatro eventos estudiados.

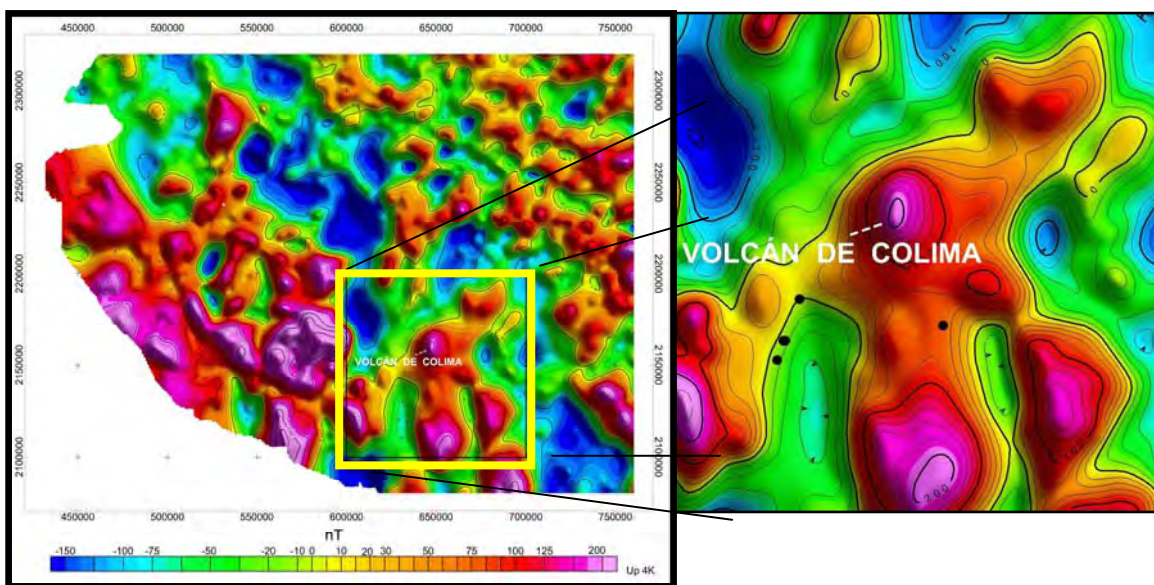


Figura 4.23. Continuación ascendente aeromagnética (DAM) a 4 km en el Bloque de Jalisco, el recuadro es el área de la zona B analizada (López Loera, comunicación personal, 2009). Los círculos negros corresponden a los epicentros analizados.

4.4.5 Zona C

La zona denominada en este trabajo como “C” se encuentra en la parte suroeste del Bloque de Jalisco, la cual comprende las regiones de Manzanillo, Cihuatlán y Barra de Navidad (Figura 4.24). Es probable que la mayoría de la actividad sísmica registrada esté asociada a la falla de Tamazula, la cual tiene una longitud de 160 km (Garduño et al., 1998). En esta área es donde ocurrió el sismo del 9 de Octubre de 1995 (Mw8.0), cuyo epicentro se localizó enfrente de la bahía de Manzanillo (Ortiz et al., 2000).

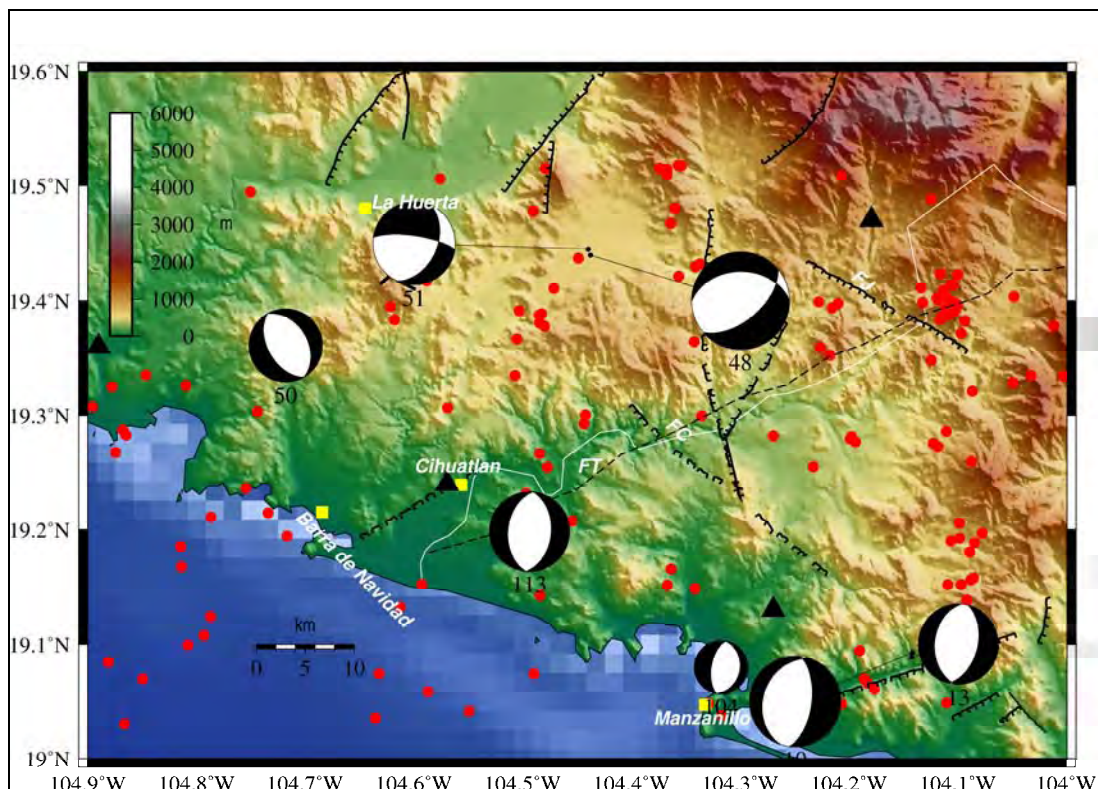


Figura 4.24. Modelo Digital de Elevación de la zona C junto con la distribución de los mecanismos focales y la sismicidad relocalizada por Gardine círculos rojos (comunicación personal, 2007). Las fallas fueron tomadas de la carta geológica de Manzanillo E13-2-5 (SGM, 2000). FT señala la falla de Tamazula (tomada de Garduño y Tibaldi, 1991). El tamaño del mecanismo esta asociado a la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2), las cuales varían entre $2.4 \leq M_L \leq 4.4$.

De los eventos seleccionados localizamos siete sismos en la zona. De todos ellos se calculó su respectivo mecanismo focal. Estos sismos ocurrieron cerca de Barra de Navidad, Manzanillo y La Huerta. En esa zona el espesor de la corteza continental es en promedio de 38 km y aumenta gradualmente hacia el este, hasta alcanzar un espesor máximo de 44 km (Bandy et al., 1999).

En la Figura 4.25 se muestran dos perfiles, uno perpendicular a la trinchera y otro paralelo y se agregó la sismicidad relocalizada por Gardine et al. (2007).

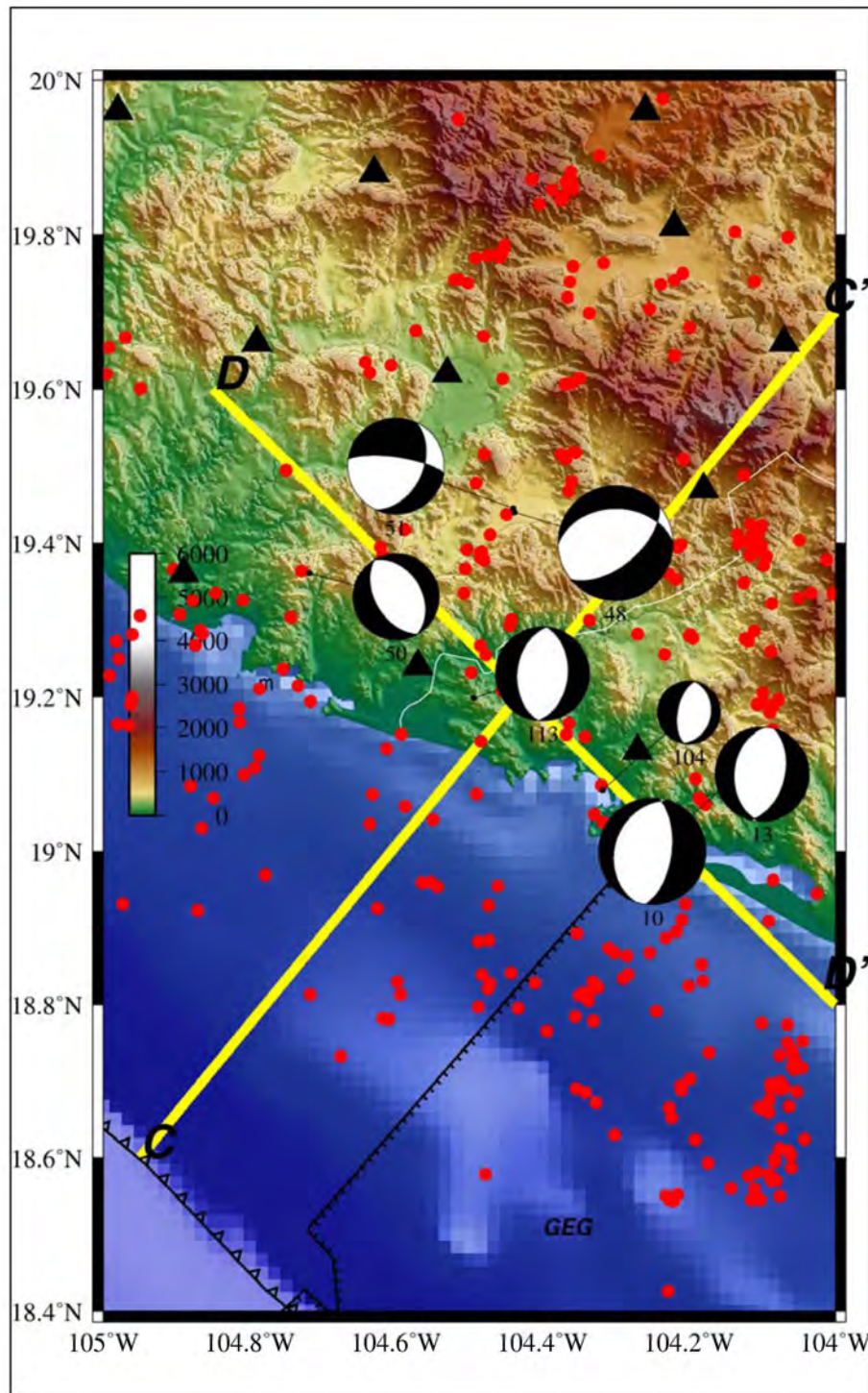


Figura 4.25. Ubicación espacial de los perfiles C-C' y D-D'. Representación de los mecanismos focales de la zona C (ver Tabla A2, de Apéndice A). El tamaño del mecanismo esta asociado con la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2), varía entre $2.4 \leq M_l \leq 4.4$. Los triángulos negros son las estaciones sísmicas de la red temporal MARS. Los círculos rojos corresponden a la sismicidad relocalizada por Gardine (comunicación personal, 2007). GEG (Graben el Gordo).

En el perfil C-C' (Figura 4.26) se observa que la densidad de hipocentros aumenta a partir de los 50 km de la trinchera, además se diferencia claramente la actividad cortical de la de subducción. Los mecanismos focales de los primeros son de fallamiento normal, mientras que en el caso de los de subducción eventos 50 y 113 son inversos. En el perfil perpendicular (D-D') (Figura 4.27) se puede observar un alineamiento de dos grupos de eventos 51 y 48 y del 10 y 13. Los eventos 48 y 51 tienen un fallamiento normal y una orientación muy similar, lo que sugiere que podrían haber sido generados por la misma estructura sismogénica, la cual aún no ha sido cartografiada.

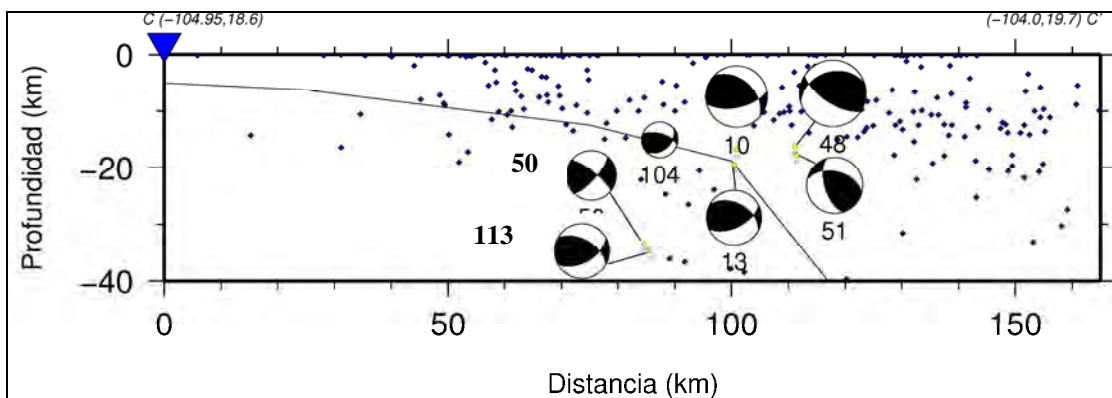


Figura 4.26. Sección perpendicular a la trinchera mesoamericana. Los rombos azules indican la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007). La línea indica la geometría de la placa (tomado de Pardo y Suárez, 1995). El tamaño representa la magnitud (Apéndice A, Tabla A2)

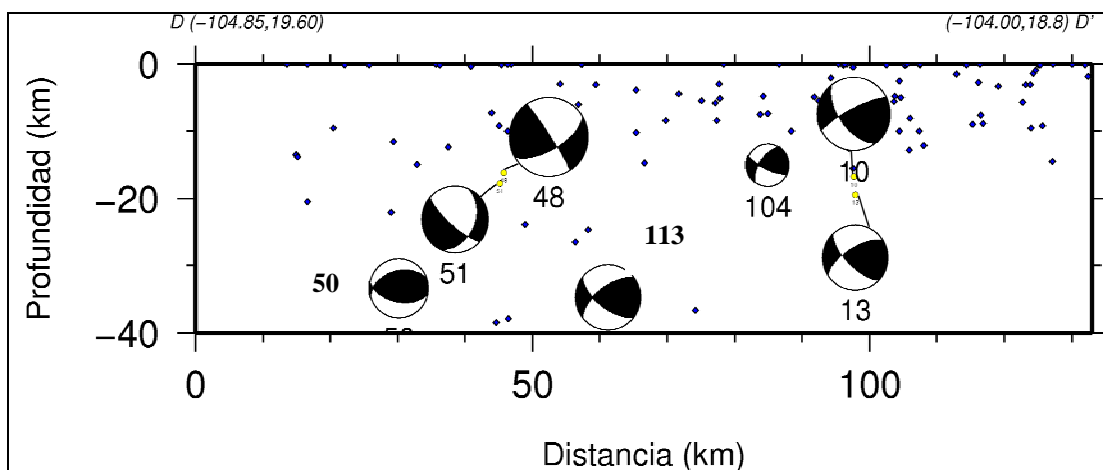


Figura 4.27. Sección paralela a la trinchera, se observa como algunos mecanismos se alinean en profundidad (eventos 48 y 51 y 10 y 13) respectivamente. El tamaño representa la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2). Los rombos azules son los epicentros localizados por Gardine (comunicación personal, 2007).

La separación espacial de los eventos 51 y 48 (Figura 4.24) es de aproximadamente 0.53 km, y además, su solución de mecanismo focal es muy similar, lo que sugiere que estos podrían ser generados por la misma estructura sismogénica, ello se ve reforzado por el alineamiento de estos eventos que se ve en el perfil D-D' (Figura 4.27). En la DAM de reducción al polo (Figura 4.28) es difícil de identificar la anomalía asociada a esta estructura. En la DAM hacia arriba, de 4 km (Figura 4.29), se observa un dominio aeromagnético hacia la porción NW-SE, la cual podría corresponder a la estructura mencionada.

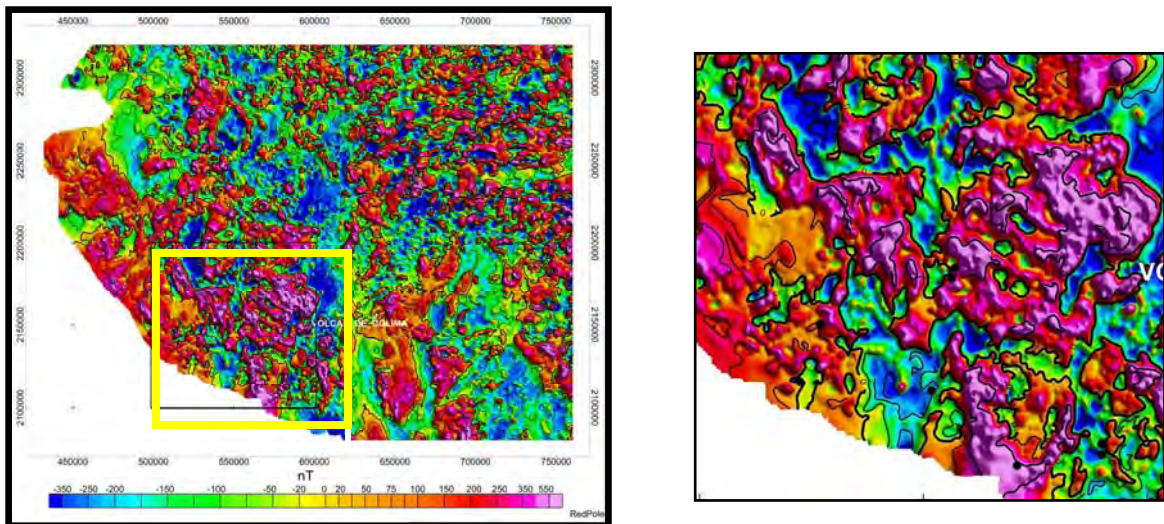


Figura 4.28. Mapa aeromagnético de reducción al polo del Bloque de Jalisco. El recuadro negro indica el área C analizada. (imagen de López Loera, 2009). Los círculos negros en el recuadro corresponden a los epicentros analizados en la zona.

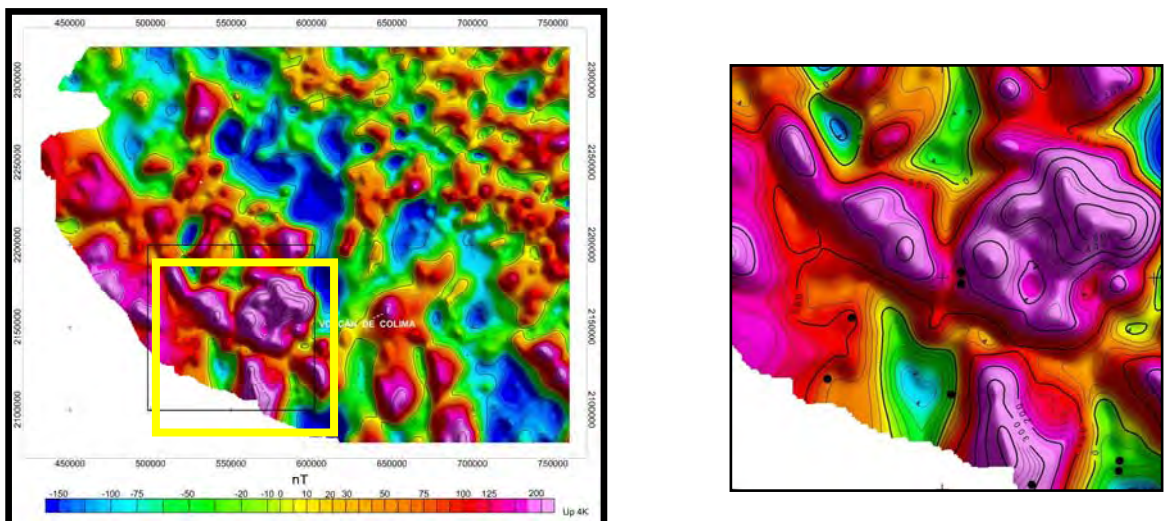


Figura 4.29. Mapa de dominios aeromagnéticos de una continuación hacia arriba de 4 km en la parte SW del Bloque de Jalisco, el recuadro indica la zona C analizada en este trabajo (imagen de López Loera, 2009). Se observan claramente dos DAM, uno con forma circular hacia el este y una alineación NW-SE hacia el oeste de la figura. Los círculos negros en el recuadro corresponden a los epicentros de la zona analizada.

4.4.6 Zona D

En la zona **D** se calcularon ocho mecanismos focales, la mayoría de estos eventos ocurrieron cerca de la región de Carrizitos, Maruata y Pómaro, los eventos tienen un fallamiento de tipo normal e inversa (Figura 4.30). En esta zona se encuentran la Falla La Burra Cerro Prieto (FBCP), Falla La Cebadilla (FC) y la Falla Ostulasilleta (FO) (Figura 4.30).

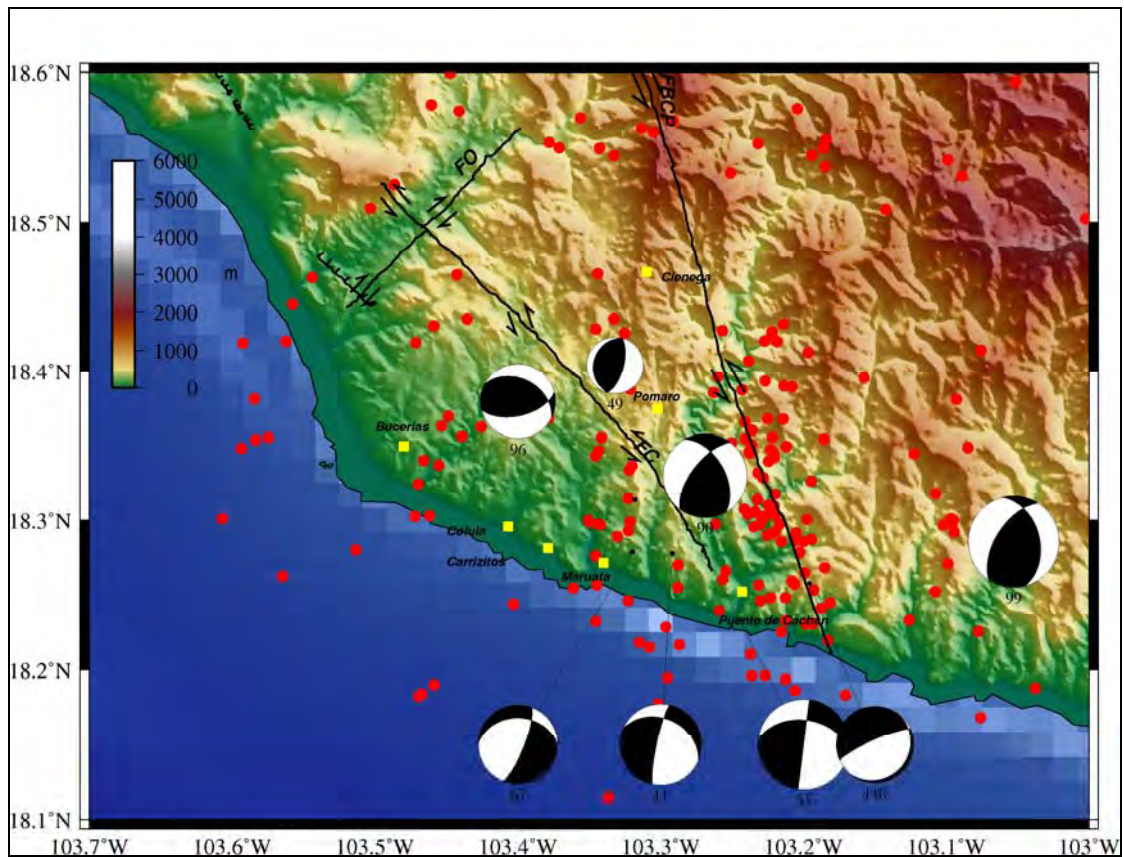


Figura 4.30. Modelo Digital de Elevación (INEGI) de la zona D con la ubicación de los mecanismos focales calculados en este trabajo. El tamaño está asociado con la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2), las cuales varían entre $3.1 \leq M_L \leq 4.0$. Los círculos rojos corresponden a la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007) a partir de los datos de la red temporal MARS. Las fallas fueron tomadas de la carta geológica de Lázaro Cárdenas E13-6-9 (SGM, 2002).

Para analizar estos eventos se hicieron dos perfiles uno perpendicular a la trinchera mesoamericana y otro paralelo a la trinchera (Figura 4.31).

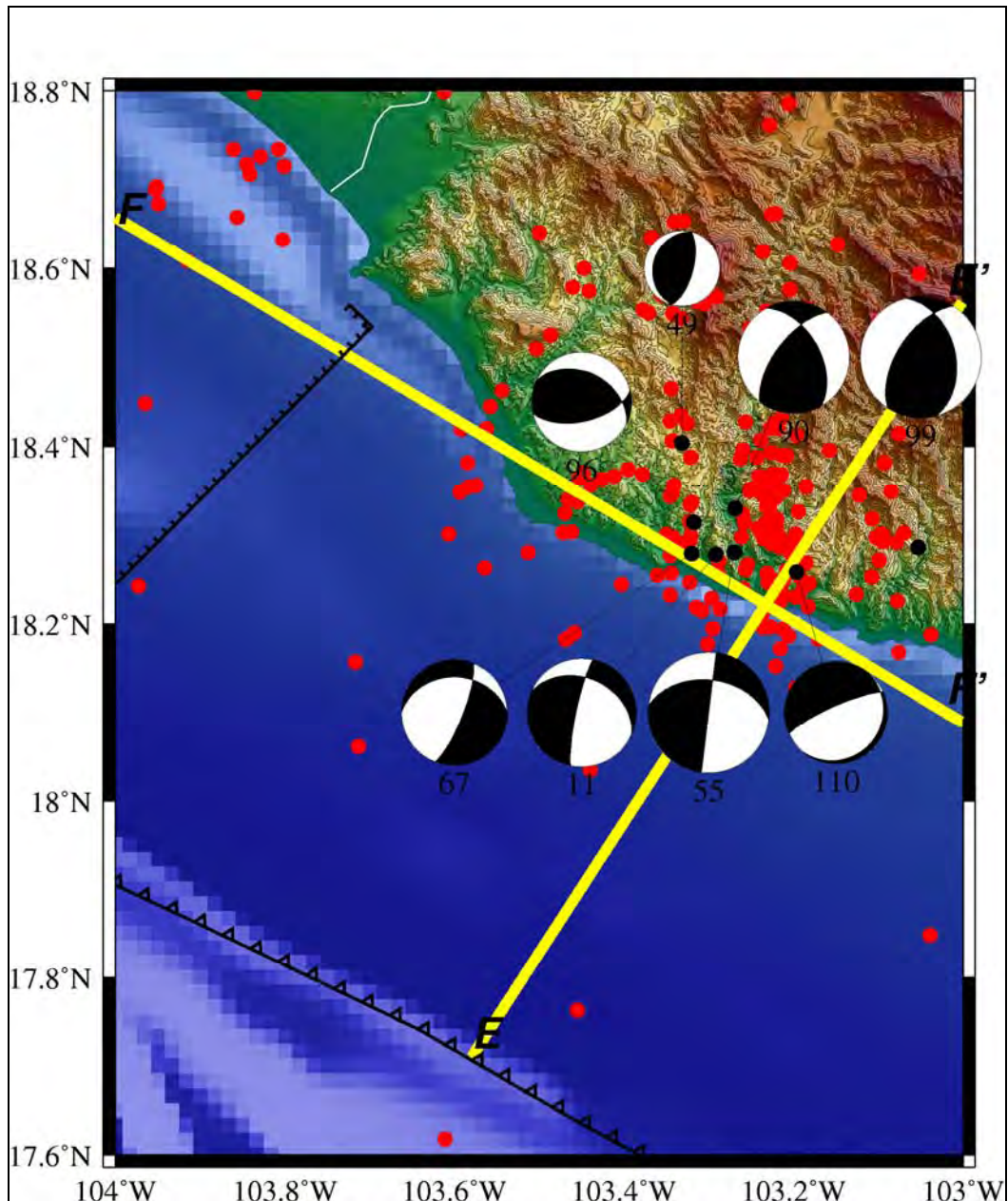


Figura 4.31. Modelo Digital de Elevación (INEGI), ubicación espacial de los perfiles E-E' y F-F' al oeste de Michoacán. Estos perfiles se construyeron con base en la distribución de los mecanismos focales. Los círculos rojos corresponden a la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007). El tamaño representa la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2).

En el caso de las soluciones focales obtenidas para los eventos 11 y 55, estas corresponden a una solución de falla normal con una pequeña componente transcurrente. La similitud en la geometría de las respectivas soluciones y la cercanía entre los eventos sugiere que ambos eventos podrían ser producidos por la misma estructura sismogénica. En el perfil E-E' (Figura 4.32); perpendicular a la trinchera mesoamericana, se observa claramente una diferencia entre la actividad cortical y la de subducción. La mayoría de los eventos analizados se encuentra a una distancia

aproximadamente de 50 km de la trinchera. La densidad de hipocentros se encuentran mayormente entre 0 y 20 km de profundidad. Por otra parte, en el perfil F-F' (Figura 4.33), paralelo a la trinchera mesoamericana, se observan soluciones focales tanto de fallamiento normal como inverso. De la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007) se observa que entre 30 km y 50 km de distancia con respecto a la trinchera hay muy pocos eventos, lo cual contrasta con los otros perfiles que muestran más actividad, en esta zona.

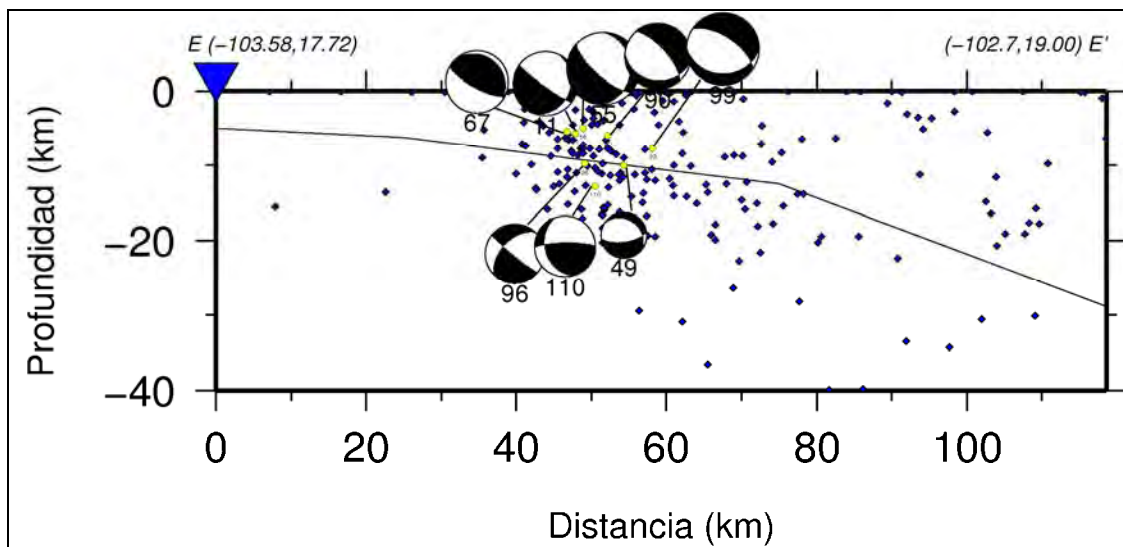


Figura 4.32. Sección perpendicular a la trinchera, se muestra la proyección lateral de los mecanismos focales. Nótese como la sismicidad es notoria a partir de los 30 km. Los rombos azules corresponden a la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007). El triángulo invertido es la trinchera mesoamericana. La línea negra indica la geometría de la placa en subducción (tomada de Pardo y Suárez, 1995). El tamaño representa la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2).

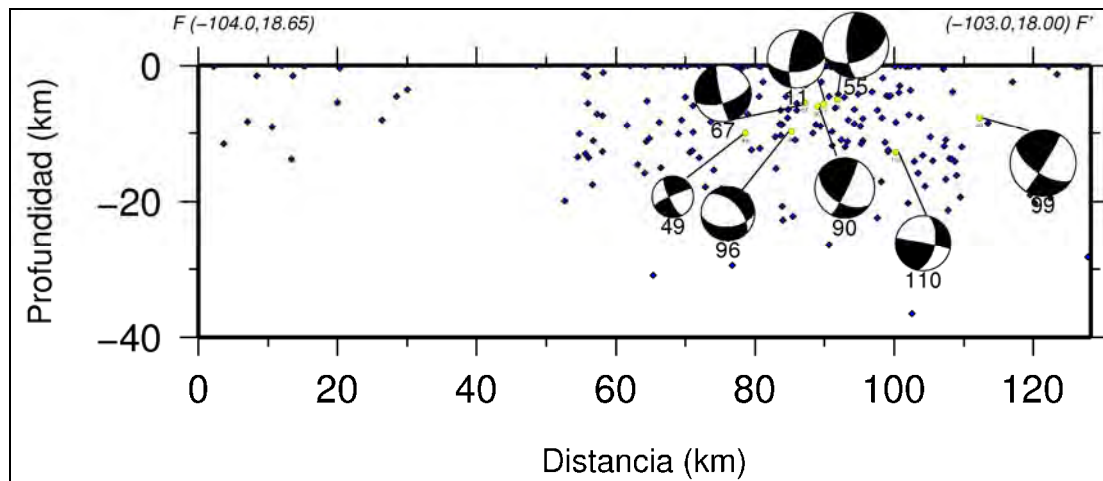


Figura 4.33. Sección paralela a la trinchera, donde se muestran los mecanismos focales de los eventos analizados en la zona D. Este perfil se hizo para verificar el alineamiento de algunos eventos, para así poderlos asociar con alguna estructura. Los rombos azules es la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007). El tamaño representa la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2).

Discusión de Resultados

De los 114 eventos analizados en este trabajo la mayoría son corticales, sus localizaciones son bastante confiables, gracias a la gran cantidad y distribución de las estaciones. Los errores en latitud, longitud y profundidad son menores a 10 km. Hemos demostrado que la concentración de estaciones no afecta de forma severa la localización de los eventos ocurridos fuera de la red, el análisis de sensibilidad, (sección 3.2.2) indica que son pocos los casos cuya localización es cuestionable (ver eventos marcados en color rojo en la Tabla A2 del Apéndice A), los cuales se excluyeron de los perfiles. La dificultad en la localización podría ser generada probablemente por que los eventos se encontraban más alejados del arreglo de estaciones y/o a que el modelo de velocidades ya no es el adecuado. El evento más profundo ocurrió aproximadamente a 100 km, aunque la mayoría de los sismos no sobrepasó los 60 km, lo que indica que la actividad es principalmente somera. Los resultados coinciden con los obtenidos por Pardo y Suárez (1995).

La sismicidad analizada en el Bloque de Jalisco, combinando los mecanismos focales calculados en este trabajo con la sismicidad obtenida por Gardine (comunicación personal, 2007), permiten diferenciar en varios de los perfiles la actividad cortical de la de subducción. Los nueve perfiles construidos perpendiculares a la trinchera mesoamericana (Figura 4.4), con longitudes de 250 km, muestran la variación lateral de la pendiente entre las placas de Cocos y de Rivera para profundidades mayores a 30 km. Los perfiles coinciden con los trabajos reportados sobre la región sobre la subducción de la placa de Rivera inicialmente tiene un ángulo aproximado de 10° . En el perfil F-F' (Figura 4.10), el ángulo de subducción, a partir de 45 km de profundidad y a aproximadamente a 128 km de distancia de la trinchera, es aproximadamente de 45° , este valor es similar en los perfiles G-G', H-H' e I-I'. Los perfiles también muestran un aumento de sismicidad, de oeste a este, tanto cortical como de subducción. Esto ya se observaba en la sismicidad regional reportada por NEIC, probablemente la disminución en la actividad hacia el oeste está relacionada con la disminución en la velocidad de convergencia entre la placa de Rivera con respecto a la de Norteamérica.

Si bien los eventos analizados en este trabajo son más que los analizados por Pardo y Suárez (1995), nuestros resultados sólo confirman el conocimiento sobre la geometría de la placa de Rivera debajo del Bloque de Jalisco que previamente habían obtenido Pardo y Suárez (1995). El hecho de contar en este trabajo con un mayor número de estaciones y soluciones focales ha permitido sugerir varias estructuras corticales principalmente activas, este es uno de los aportes más importantes las cuales muestran una variedad en su orientación, varias de ellas sin expresión en superficie. Las localizaciones están basadas en los primeros arribos, los cuales son muy confiables gracias a la calidad y cobertura de la red sísmica MARS. Ello también permite confiar en los mecanismos focales obtenidos. Su variedad en la orientación (Apéndice B) contrasta con las soluciones regionales reportadas por NEIC, las cuales lucen muy homogéneas, debido a la magnitud e intervalo de frecuencias analizadas.

Uno de los retos más importantes sobre la sismicidad somera, en el oeste de México, es encontrar su asociación con sus probables estructuras sismogénicas. Ello debido a que el número de eventos ocurridos es pequeño y su distribución espacial dispersa. De hecho, son pocas las zonas en las que se tienen grupos de eventos, aún incluyendo las localizaciones rápidas obtenidas por Gardine (comunicación personal, 2007). Por ello, se escogieron del área de estudio cuatro zonas (Zona A, Zona B, Zona C y Zona D) con el fin de establecer una posible asociación entre la sismicidad y sus probables estructuras geológicas cercanas activas. Para dar mayor certidumbre a la identificación de las estructuras sismogénicas sugerida por la sismicidad y los modelos digitales de elevación nos auxiliamos de la información que pueden proporcionar las imágenes aeromagnéticas, con el fin de restringir tales estructuras.

En el caso del evento 64 (zona A), que se encuentra al noroeste del semigraben de Amatlán de Cañas, las imágenes aeromagnéticas indican un par de dominios con orientación NE-SW y NW-SE, sin embargo, ninguno de los dos planos nodales del mecanismo focal coincide con esta orientación. Dentro de esta estructura el modelo topográfico se observa un alineamiento casi N-S cuya ubicación coincide con la del evento 64, se trata de una estructura local con rumbo norte-sur, cuyo plano principal tendría un rumbo de 356° , un echado de 82° y un ángulo de deslizamiento de -49° , se trata de una estructura con fallamiento normal y una componente lateral.

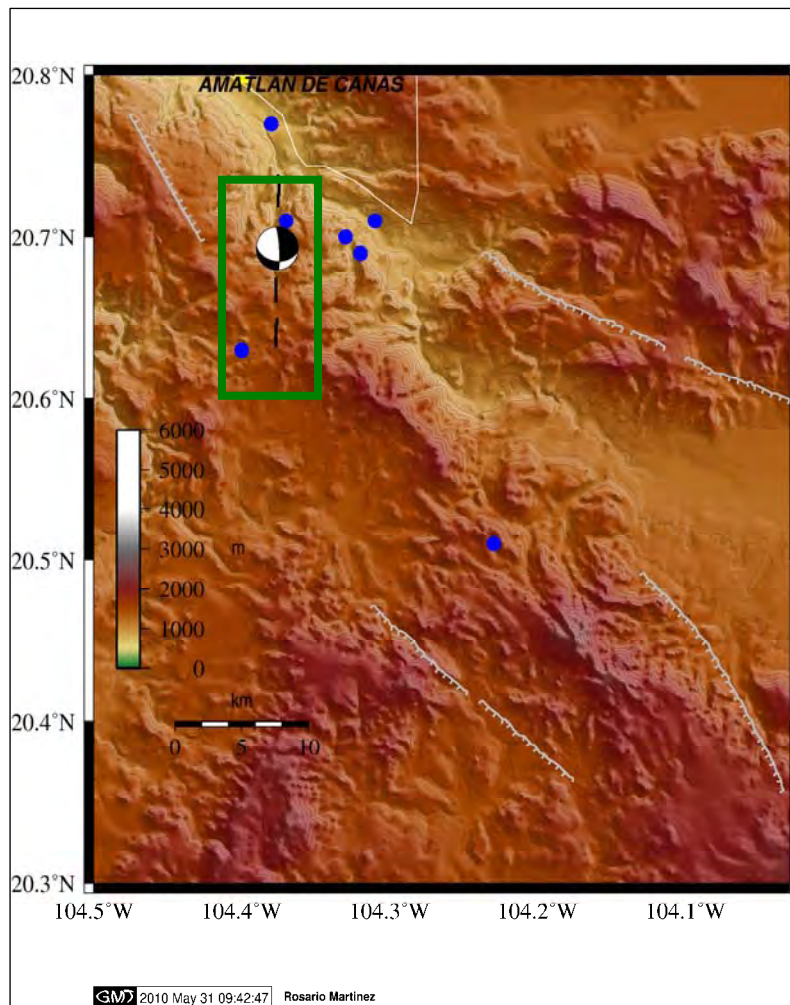


Figura 5.1. Modelo Digital de Elevación de la zona A. La línea negra punteada es la falla activa sugerida en este trabajo, la cual pudo haber generado el evento 64. Las fallas normales (en blanco) fueron tomadas de la carta geológica de Puerto. Vallarta F13-11 (Servicio Geológico Mexicano, 1999).

En la zona **B**, que se encuentra dentro del rift de Colima, los cuatro eventos corticales localizados en la zona tienen una solución de falla normal, aunque todos ellos con una orientación diferente entre sí. El alineamiento topográfico Figura 4.21 sugiere la existencia de una posible estructura geológica al SW del volcán de Colima. Esta estructura también se observa en las imágenes aeromagnéticas (Figura 4.22 y 4.23), la cual tiene un alineamiento NE-SW. De hecho cerca del perfil AB-AB' (Figura 5.2), donde se encuentran estos eventos, existen algunas fallas normales cartografiadas (carta geológica de Colima E13-3, SGM, 1999) con una orientación similar en el centro de ellas y que se curvan al alejarse de él. Dichas estructuras se encuentran separadas unos 50 km entre ellas, las cuales forman parte del graben de Colima.

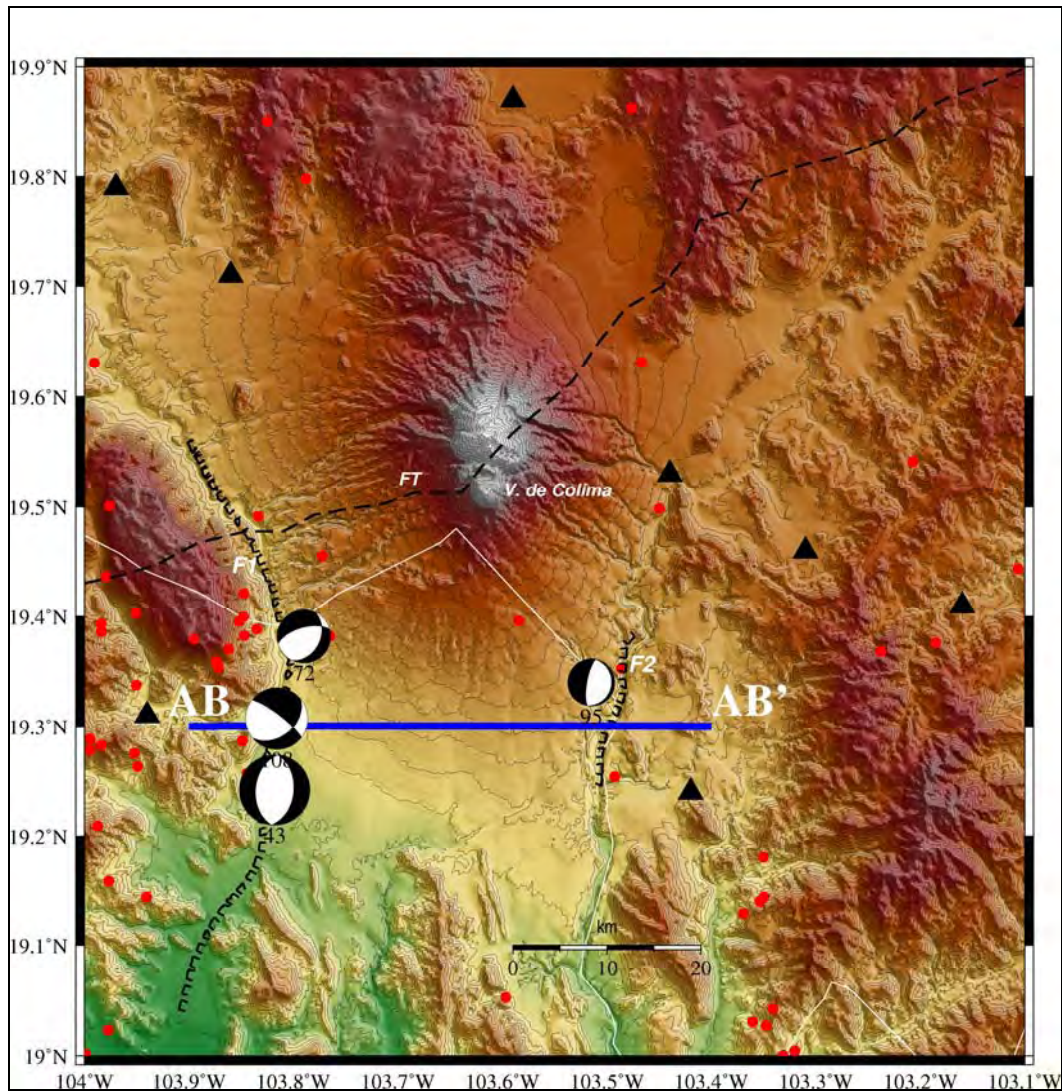


Figura 5.2. Modelo digital de elevación de la Zona B, se muestran las fallas normales F1 (Falla 1) y F2 (Falla 2) llamadas así en este trabajo tomadas de la carta Geológica de Colima E13-3 (SGM, 1999). La línea azul indica la orientación E-W del perfil AB-AB'. Los círculos rojos son los epicentros localizados por Gardine (comunicación personal, 2007) a partir de la red MARS. Se muestran las soluciones focales de los eventos analizados en esta tesis. La línea punteada indica la Falla de Tamazula (FT) (tomada de Garduño y Tibaldi, 1991). Los triángulos negros son las estaciones de la red temporal MARS. El tamaño representa la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2).

Para identificar las estructuras se trazó el perfil AB-AB' se graficaron los cuatro eventos en función de la profundidad, en él se muestra la proyección lateral de los mecanismos focales (Figura 5.3). Es posible correlacionar el rumbo de los planos, determinados con los mecanismos focales, (eventos 43, 108 y 72) con la Falla1 identificada en este trabajo. En la Figura 5.2 se observa que la falla F1, que se encuentra al suroeste del volcán de Colima, es una estructura curva previamente reportada por el Servicio Geológico Mexicano como segmentada, la orientación de algunos segmentos coincide

con la orientación obtenida en el mecanismo focal asociado, por ello además de coincidir también sus echados (Figura 5.3).

La geometría de la estructura que pudo generar los tres eventos al oeste del volcán de Colima tiene un plano principal para el sismo **108** con un rumbo de 50° , un echado de 42° y un ángulo de deslizamiento de -162° , que corresponde a una falla normal con una pequeña componente transcurrente. El plano principal del **43** tiene un rumbo de 185° , un echado de 45° y un ángulo de deslizamiento -90° . El evento 43 se encuentra bajo un régimen de esfuerzo extensional. El otro evento pudo generar esta estructura es el **72** (Falla1, perfil AB-AB'). Su plano principal tiene un rumbo de 38.29° , un echado de 38.29° y un ángulo de deslizamiento de -133.00° .

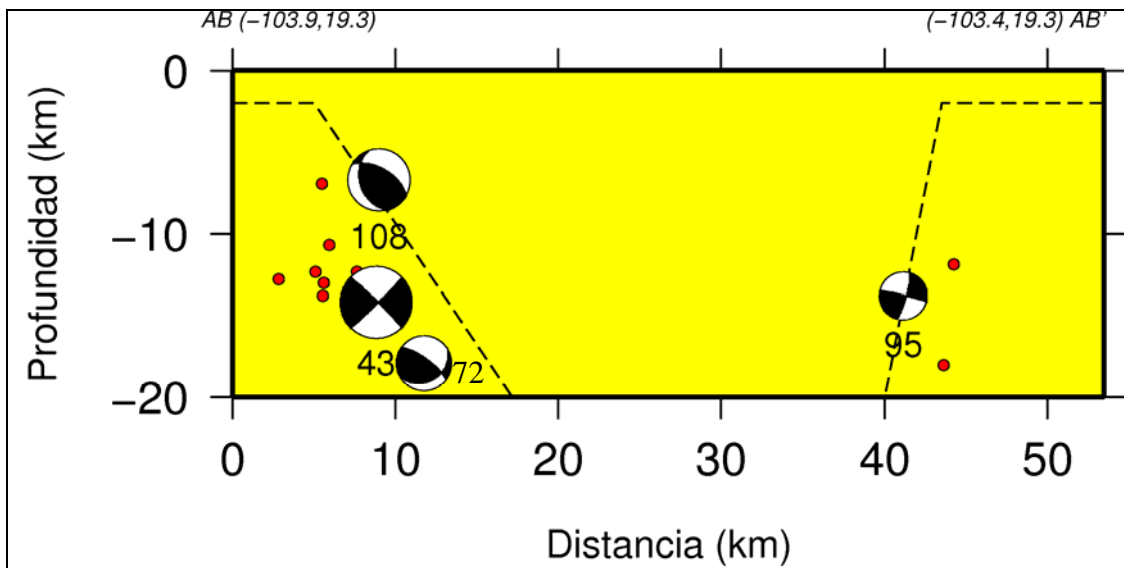


Figura 5.3. Corte transversal AB-AB' de la Figura 5.2, interpretación sobre el origen de los mecanismos focales. Las líneas punteadas son la geometría de la falla sugerida en este trabajo de tesis.

De la misma manera, es posible establecer una correlación entre la dirección del plano determinado en el mecanismo focal del evento **95** y la falla este denominada en este trabajo F2. Se encuentra al sureste del volcán de Colima (Figura 5.2) y podría haber sido generado por la Falla 2. Su geometría (Figura 5.2) en planta muestra un rumbo casi norte-sur, su plano principal estaría definido por un rumbo de 190° , un echado de 75° y un ángulo de deslizamiento de -90° . La sismicidad local indica que esta estructura estaría activa. El echado del plano de falla se sugiere a partir de la función trigonométrica sugerida por Alaniz (comunicación personal, 2010):

$$D = H/(\tan (\text{dip}));$$

donde, D es la distancia a la que se encuentra la falla del sismo; H es la profundidad del mismo y el dip es su ángulo de inclinación.

Al sustituir $D = 14.0 / \tan 75 = 3.75$ km

Dado que el evento 95 se encuentra a 3.33 km de distancia de la falla F2, por lo que consideramos que el plano seleccionado es el plano de falla activo.

Una pregunta, que queda abierta por estar más allá del alcance de esta tesis es si la actividad del volcán podría inducir la actividad de dicha falla. Finalmente, de acuerdo con la clasificación de Zoback (1992) el evento 95 se encuentra bajo un régimen de esfuerzo tensional (ver Apéndice C).

Esta zona tiene varios antecedentes de sismos moderados, uno de ellos ocurrió al sur del rift de Colima, el 7 de marzo 2000 (M_w 5.3) que produjo numerosas réplicas y que fue estudiado por Pacheco et al. (2003), ellos propusieron que varias fallas del sistema estarían activas, en especial aquellas ubicadas al suroeste del rift de Colima. Nuestros resultados sugieren que las fallas al sureste del rift de Colima también podrían estar activas (Figura 5.2). Lo cual coincide con los resultados de Núñez-Cornú y Sánchez-Mora (1999), aunque para ellos la actividad estaría principalmente generada por la Falla de Tamazula.

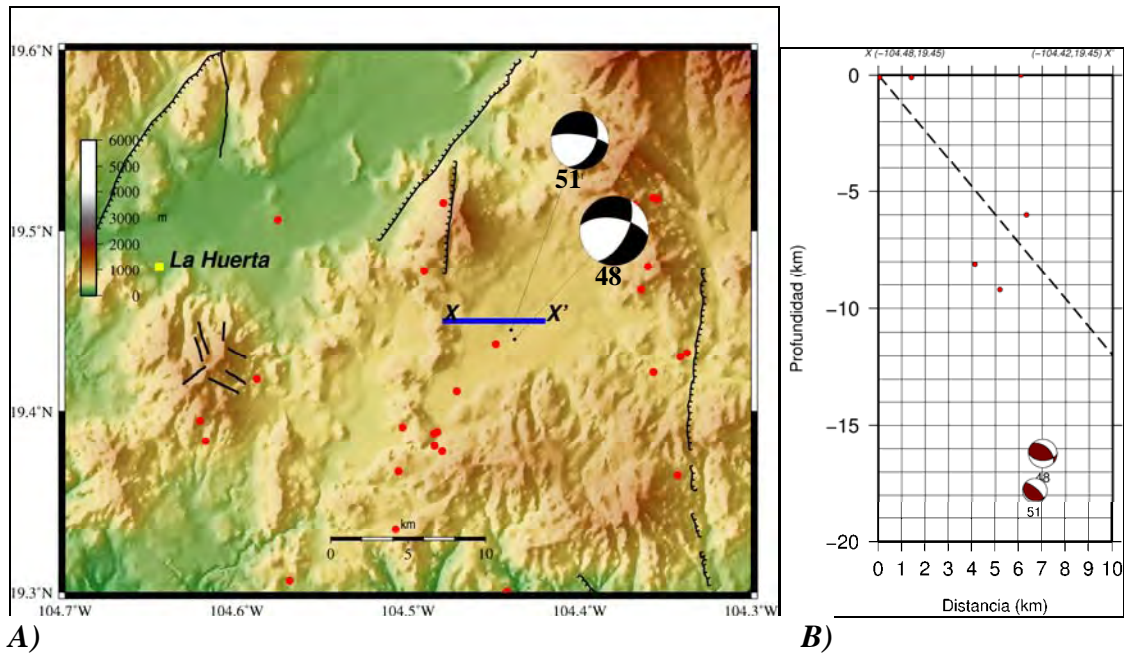
Para la zona C, que incluye ciudades como Cihuatlán, Barra de Navidad y Manzanillo, se analizaron ocho eventos (ver Figura 4.24). Para interpretar el comportamiento de la sismicidad se elaboraron dos perfiles, uno perpendicular a la trinchera y otro paralelo, además se agregó la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007). En el perfil C-C' (Figura 4.26) los eventos tienen una solución de fallamiento normal. En el caso de los eventos 10 y 13, aunque son de subducción su solución es de fallamiento normal, por lo que es posible que estos eventos estén asociados a la inflexión de la placa, este es un caso similar al estudiado por Lemoine (2001), en la sismicidad de el Salvador de la placa de Cocos (Figura 4.26). En el perfil D-D' (Figura 4.27) podemos constatar un alineamiento entre algunos eventos, estos podrían pertenecer a la misma estructura sismogénica.

Por otro lado, en la Figura 4.24, los eventos **48** y **51** que son corticales, con un fallamiento normal, se ven alineados en el perfil paralelo a la trinchera (Figura 4.27) por lo que es probable que pertenezcan a la misma estructura. Para corroborarlo se hizo

una comparación visual de las señales (ver Apéndice E), ambas son muy similares lo que confirma un origen común.

El plano activo de la falla, extraído de las soluciones focales, para el evento 48 podría tener un rumbo de 50.06, un echado de 57.39 y un ángulo de deslizamiento de -113.96. Para el evento 51 su plano principal tendría un rumbo de 24.61, echado de 43.96 y un ángulo de deslizamiento de -157.82.

Aunque en esta zona existen varias fallas cartografiadas por el SGM ninguna de ellas comparte la misma orientación ni echado que de algunos de los planos nodales proporcionados por los mecanismos focales. Por ello se revisaron con más atención el modelo digital de elevación y las imágenes aeromagnéticas para tratar de inferir algún rasgo que coincidiera con nuestros datos sísmicos. Para encontrar la probable asociación probamos dos escenarios. En el primero se analizó un alineamiento localizado al noroeste de los epicentros, a unos 6 km, aproximadamente (Figura 5.4A), el cual tiene una orientación NE-SW y que coincide con la orientación de uno de los planos nodales. Sin embargo, no ocurre lo mismo con el echado, ya que la proyección de dicho plano queda muy por encima de la profundidad de los eventos (Figura 5.4B).



A) Modelo digital de datos de elevación de (INEGI), donde se muestra la proyección en planta de los eventos 48 y 51. La línea azul indica el perfil X-X'. Los círculos rojos corresponden a la sismicidad registrada por Gardine (comunicación personal, 2007). Las fallas normales fueron tomadas de la carta geológica de Manzanillo E13-2-5 (SGM, 2000). La línea punteada es la falla que se sugiere podría ver generados estos eventos. **B)** Corte transversal X-X' de la Figura 5.4a. Proyección lateral de los mecanismos focales. Los círculos rojos es la sismicidad relocada por Gardine (comunicación personal, 2007).

En el segundo escenario los sismos serían producto del movimiento de una estructura también con alineamiento de orientación NE-SW (Figura 5.5A), pero más lejana, a unos 15 km aproximadamente de distancia. Sin embargo, esta estructura estaría cortada, de existir una prolongación de la misma todos los parámetros geométricos y la profundidad de los eventos 48 y 51 coincidirían con ésta (Figura 5.5B). Esta prolongación no se observa (Figura 5.5A) porque existe un valle en esa zona, por lo que es probable que parte de esta estructura se encuentre sepultada.

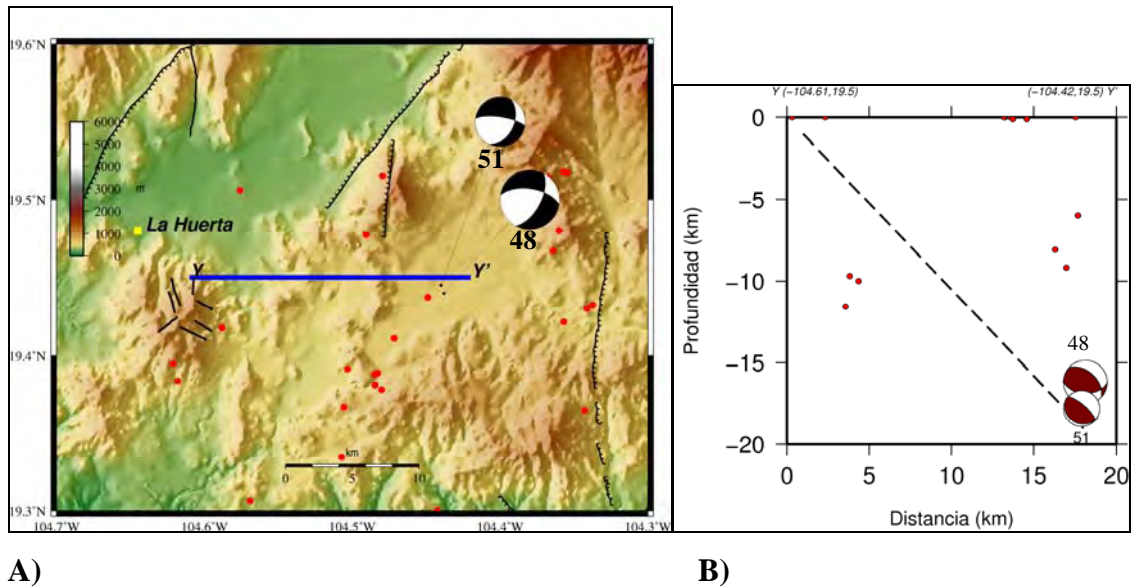


Figura 5.5. Segundo escenario de la probable estructura que generó los eventos 48 y 51. **A)** Ubicación espacial del perfil Y-Y'. Se muestra la proyección en planta de los eventos 48 y 51. La línea punteada es la estructura sugerida que pudo haber generado los eventos 48 y 51. **B)** Corte transversal Y-Y'. Proyección lateral de los mecanismos focales. Los círculos rojos es la sismicidad relocalizada por Gardine (comunicación personal, 2007). El tamaño representa la magnitud (ver Apéndice A, Tabla A2).

Para algunos de estos escenarios se analizaron las respectivas imágenes aeromagnéticas de la primera derivada y señal analítica de la zona. En la Figura D5 (Apéndice D) la cual corresponde a la primera derivada vertical del campo magnético, se puede observar alineamientos con una orientación NE-SW y NW-SE, cerca de donde se encuentra el evento 48 y 51.

Desafortunadamente ninguno de los dos escenarios permite asociarlo claramente con algunas de las estructuras que se observan en superficie, posiblemente corresponda a una estructura sin expresión en superficie por lo que se requieren otras metodologías y otros tipos de datos para identificar plenamente la estructura asociada, lo cual está más allá del alcance de esta tesis.

En lo que respecta a la zona **D**, allí se encuentran los poblados de Carrizitos, Colula, Maruata y Pómaro al suroeste del estado de Michoacán, allí se logró relacionar la sismicidad con algunas estructuras que si tienen expresión en superficie. Aunque sólo se han reportado las estructuras geológicas regionales mayores (Figura 4.30). Sin embargo, los datos analizados en esta tesis sugieren que existen más estructuras de menores dimensiones que aún no han sido identificadas. En este caso, para el evento **90** su solución de mecanismo focal sugiere un plano de falla de orientación NW-SE (Figura

5.6), con un rumbo de 330° , un echado de 51° y un deslizamiento de 34° , se trata de una falla inversa con una componente transcurrente. El perfil E-E' (Figura 4.32), indica que la sismicidad cortical estaría relacionada con una estructura superficial (Figura 5.6). En este caso la localización es de lo más confiable, ya que el error en latitud y longitud se encuentra alrededor de los 2 km (ver Tabla A2, Apéndice A).

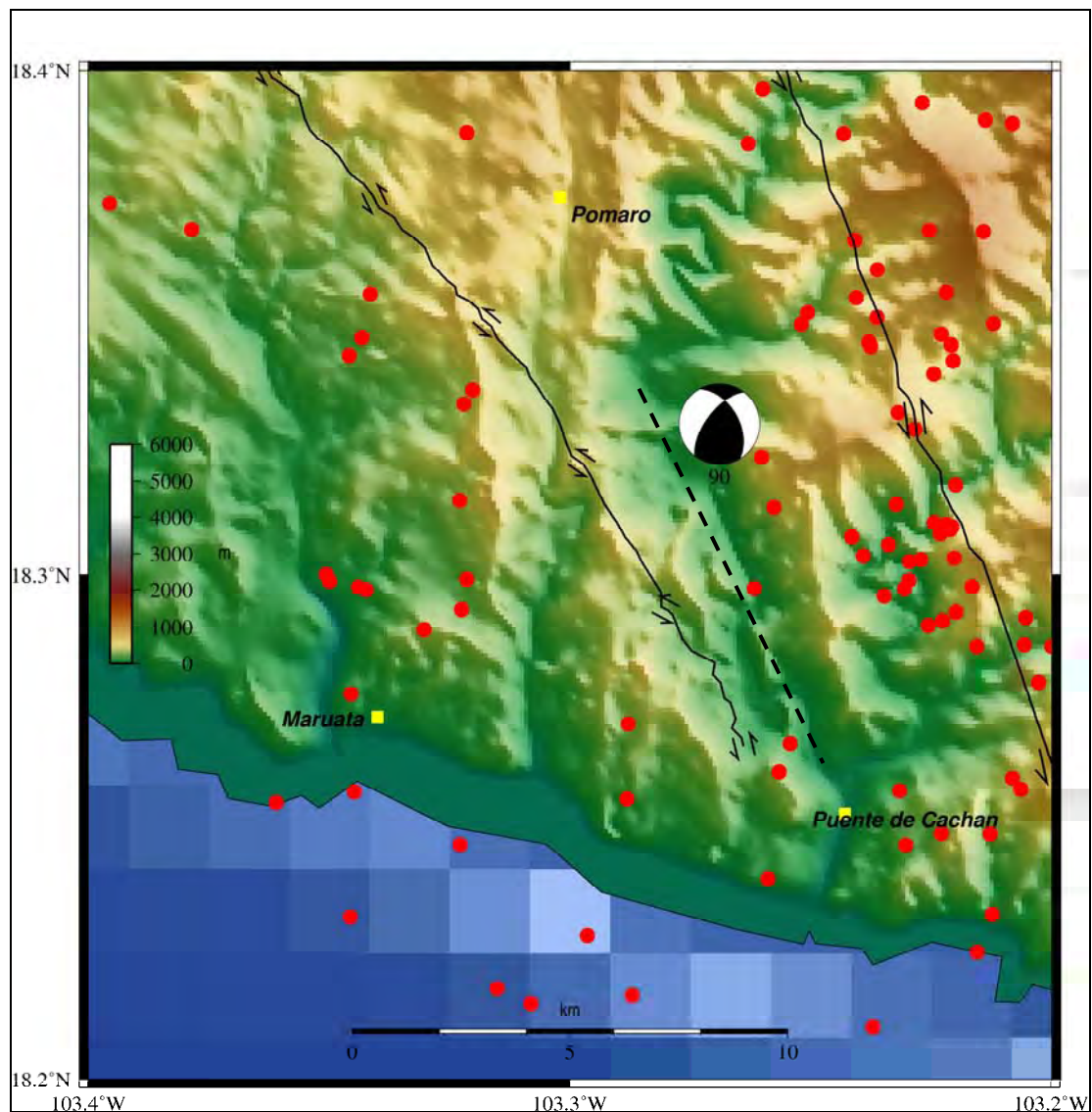


Figura 5.6. Modelo digital de elevación (MDE) elaborado a partir de la base de datos del INEGI. El mecanismo focal (90) tiene una solución de fallamiento inverso. La línea punteada corresponde a la falla sugerida en este trabajo y proyectada en superficie, la cual probablemente generó el evento. Los círculos rojos corresponden a la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007). Las fallas indicadas con línea continua fueron tomadas de la carta geológica de Lázaro Cárdenas E13-6-9 (SGM, 2002).

Por otro lado, en el caso del evento **99** es muy somero, de 6 km (Figura 5.7), su mecanismo focal indica una estructura con una orientación NE-SW, cuyo plano activo

tendría un rumbo de 213° , una inclinación de 58° y un ángulo de deslizamiento de 119° , se trata de una falla inversa con una componente lateral. Por lo que en esta parte se tiene un régimen de esfuerzo compresional.

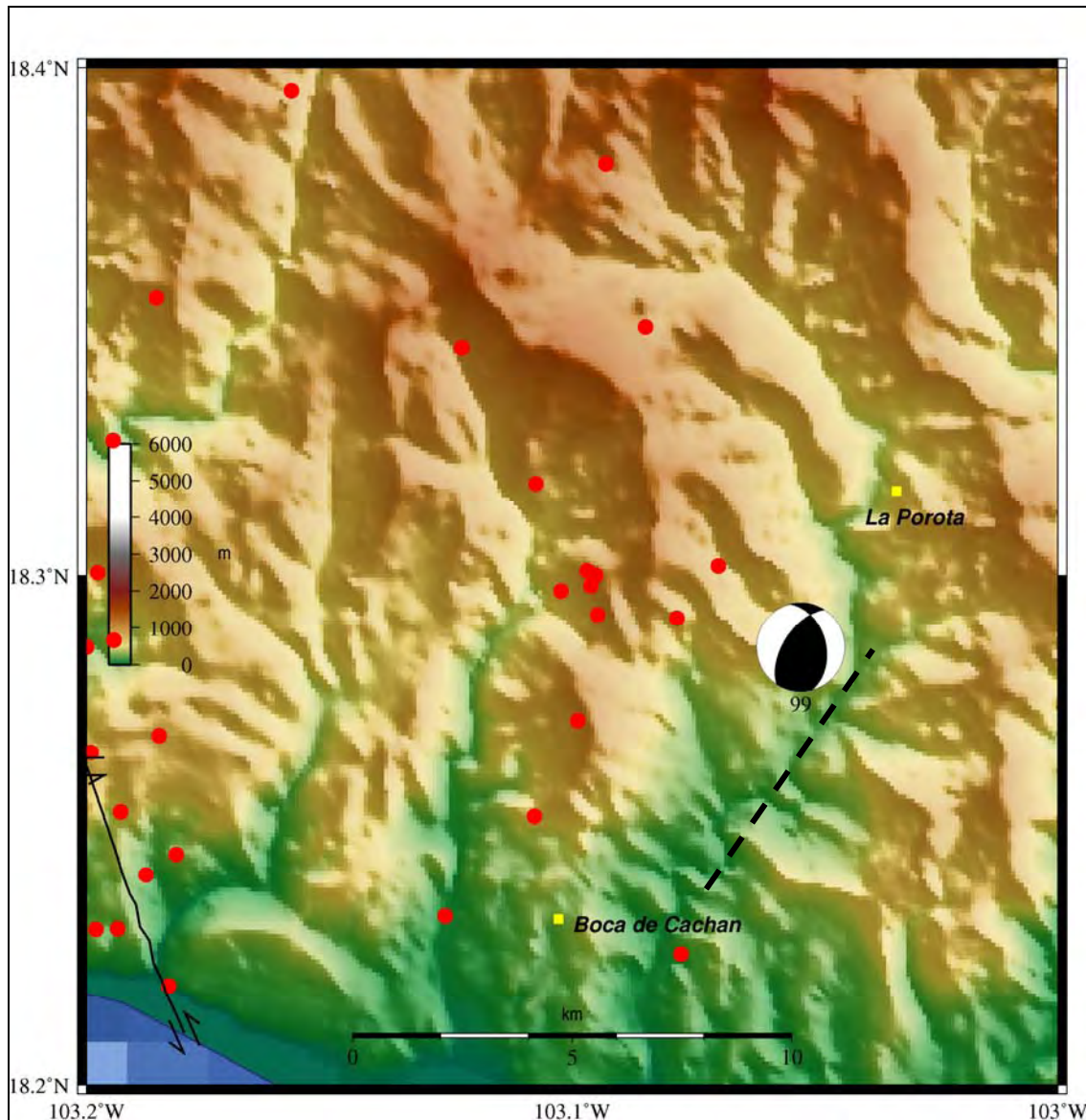


Figura 5.7. Modelo Digital de Elevación (MDE) del INEGI. La solución del mecanismo focal del evento 99 corresponde a una falla inversa. Los círculos rojos corresponden a la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007). La línea puntada es la proyección en superficie de la falla propuesta en este trabajo como fuente sismogénica. La falla lateral fue tomada de la carta geológica de Lázaro Cárdenas E13-6-9 (SGM, 2002).

Un poco más al este ocurrieron los eventos **11**, **55** y **67**, los dos primeros tienen una solución focal muy similar, por lo que podrían haber sido generados por la misma estructura, éstos se alinean en el perfil F-F' (Figura 4.33), paralelo a la trinchera. El plano principal del evento **11** (Figura 5.8) tiene un rumbo de 191°, un de echado 81°, y un ángulo de deslizamiento -54° mientras que para el evento **55** el plano principal tendría un rumbo de 7°, echado de 90° y un ángulo de deslizamiento de 45°. Estos eventos tienen una solución focal de falla normal con una pequeña componente transcurrente. Dado que estos eventos se encuentran espacialmente muy cerca, y sus formas de onda son muy similares, de hecho al comparar las señales se da uno cuenta que se trata de un doblete (ver Apéndice E; Poupinet et al., 1984). Este tipo de eventos no sólo son una de las mejores evidencias de la existencia de una estructura sismogénica, sino que también indican la persistencia de la actividad. El error en latitud y longitud de estos eventos fue menor a 2 km, mientras en profundidad fue de 2 km (ver TablaA2, en Apéndice A).

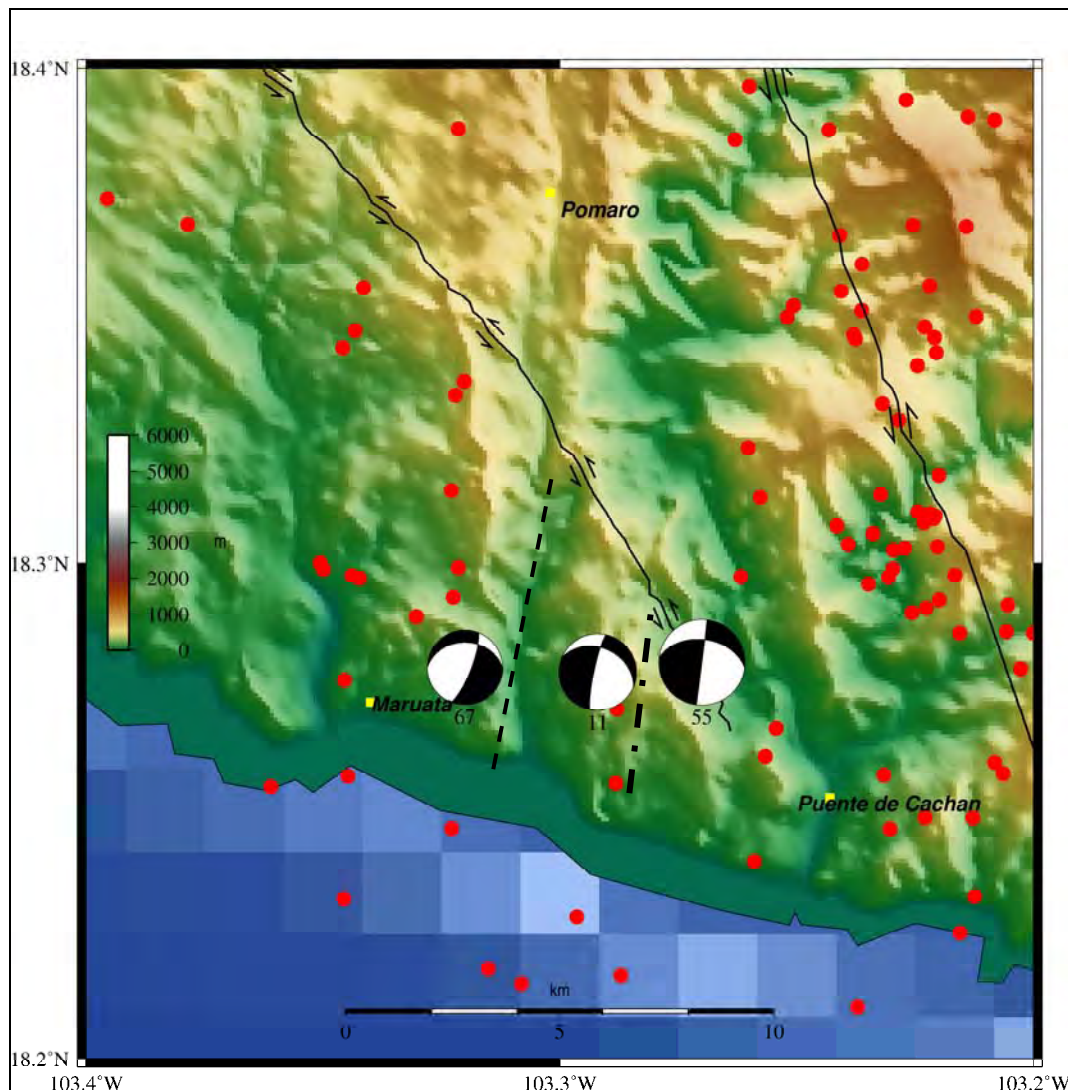


Figura 5.8. Modelo digital de elevación del INEGI. La solución de los mecanismos focales de los eventos 11, 55 y 67 la cual es una falla normal oblicua. Las líneas punteadas son las fallas sugeridas que podrían haber generado los eventos. Las fallas fueron tomadas de la carta geológica de Lázaro Cárdenas E13-6-9 (SGM, 2002). Los círculos rojos corresponden a la sismicidad localizada por Gardine (comunicación personal, 2007).

Por último, para el evento **67** (Figura 5.8), que se encuentra al oeste de los eventos 11 y 55, su mecanismo focal indica una falla normal con una componente lateral, su probable plano activo tiene un rumbo de 21° , un echado de 77° y un ángulo de deslizamiento de -120° . El error de localización en latitud y longitud fue menor de 1.5 km, y en la error en la profundidad tuvo un error menor de 2 km (ver Tabla A2, Apéndice A). Aquí llama la atención que pese a la cercanía de este sismo con respecto al evento 11 y 55, su echado es en la posición contraria, por lo que su respectiva estructura sismogénica es diferente.

Es posible que en la zona D se tengan otras estructuras no cartografiadas o sin expresión en superficie. Mientras no exista más información sobre dichas estructuras resulta complicado interpretar correctamente las soluciones focales, debido que en la región coexisten tanto fallas normales como inversas. Si bien la sismicidad cortical en el Bloque de Jalisco era conocida (Pacheco et al., 2003; Núñez-Cornú et al., 2002), poco se sabe al suroeste de Michoacán, lo cual se ha logrado con los datos proporcionados por la red MARS (Cox et al., 2008; León-soto et al., 2009). Los resultados de este trabajo muestran que es recomendable incrementar los monitoreos sísmicos en la región incluso sobre áreas más específicas como los analizados en este trabajo, así como llevar a cabo trabajos complementarios de geología estructural, estratigrafía y geomorfología, por mencionar algunos. En la Tabla 5.1 se muestran los dos planos nodales de los eventos analizados a partir de los mecanismos focales en las cuatro zonas calculados con el método de polaridad de la onda P algunos son de subducción, aunque la mayoría se relacionaron a estructuras sismogénicas en la placa de Norteamérica.

Tabla 5.1. Soluciones focales de los eventos analizados en las zonas (A, B, C, y D) en este trabajo de tesis. Donde h (Profundidad en km), MI (Magnitud local) y desl. (ángulo de Deslizamiento).

Evento	h	MI	rumbo1	echado1	Desl.1	rumbo2	echado2	Desl.2
ZONA A								
64	4.5	3.2	356.65	82.36	-49.57	95.52	41.03	-168.31
ZONA B								
43	15.3	3.3	185	45	-90	5	45	-90
72	18.1	2.5	254.64	63.05	-61.70	181.30	85.17	105.5
95	13.8	2.2	190	75	-90	10	15	-90
108	6.7	2.9	307.59	78.56	-49.02	50.45	42.27	-162.86
ZONA C								
48	16.2	4.4	269.56	39.67	-57.6	50.06	57.39	-113.96
50	39.4	3.3	330	40	-90	150	50	-90
51	17.8	3.7	278.26	74.81	-48.24	24.61	43.96	-157.82
113	34.7	3.6	185	45	-90	5	45	-90
10	16.8	4.1	198.58	30.38	-80.08	7.12	60.13	-95.77
13	19.4	3.6	14.18	50.18	-83.48	184.07	40.26	-97.75
104	15	2.4	190	60	-90	10	30	90
ZONA D								
90	6.2	3.7	330.54	51.13	34.36	217.32	63.94	135.69
94	18	3.9	356.79	71.94	63.61	234.80	31.61	143.74
11	5.7	3.6	191.88	81.82	-54.59	293.19	36.22	-166.07
55	5	4	7.06	90	45	277.06	45	-180
110	12.8	3.4	245.88	80.04	-84.92	38.70	11.17	-116.74
67	5.4	3.1	270.85	33.23	-24.15	21.40	77.05	-120.87
96	9.6	3.3	76.53	57.39	66.04	296.03	39.67	122.40
99	7.7	3.6	345.50	42.06	50.89	213.10	58.68	119.65

Conclusiones

Se analizaron más de 10,000 sismogramas de buena calidad para describir la actividad sísmica registrada por la red temporal *MARS* en el Bloque de Jalisco y alrededores. Para entender el comportamiento sísmico en la región, principalmente cortical, localizamos y analizamos 114 sismos con magnitudes entre $1.8 \leq M_L \leq 5.5$. La mayoría de las profundidades de estos eventos fueron menores a 50 km. La distribución de sismicidad y los mecanismos calculados en este trabajo permitieron tener una mejor idea de las estructuras sismogénicas en la región. La combinación de datos sísmicos con otros datos topográficos y aeromagnéticos, nos permiten tener mayor certidumbre sobre la ubicación y orientación espacial de estas estructuras. Esta estrategia fue necesaria por los resultados sísmicos no son contundentes, debido principalmente a que el nivel de sismicidad por zonas no fue tan alto.

Los 9 perfiles perpendiculares a la trinchera muestran una distribución de sismicidad que coincide con trabajos previos que describen una amplia actividad sísmica intraplaca en las placas de Cocos y de Rivera. Dichos perfiles nos permitieron diferenciar la actividad cortical de la de subducción. La mayoría de los eventos corticales tienen una solución de fallamiento normal, al igual que varios eventos con profundidades superiores a los 40 km. Estos últimos se encuentran ubicados en la parte inferior de la placa de Cocos, mismos que se encuentran bajo un régimen de tensión, debido a la inflexión de la base de la placa (Figura 4.5).

La distribución de mecanismos focales muestran que la sismicidad al oeste de México es compleja, la heterogeneidad de las soluciones de sismos de magnitud pequeña e intermedia es amplia, lo cual no se observa en las determinaciones regionales de CMT, debido a que estos últimos corresponden a sismos de mayor magnitud y mayoritariamente de subducción, además de que el intervalo de frecuencias es diferente.

A varios de los eventos corticales se les logró asociar con sus probables estructuras sismogénicas, gracias a la calidad de los datos, algunas de esas estructuras hasta ahora

desconocidas como las que se encontraron que podrían existir en el suroeste de Michoacán. La confiabilidad de las localizaciones puede servir de base para estudios sismotectónicos posteriores.

En lo que respecta a las características sísmicas y tectónicas para las diferentes zonas en que se subdividió la región en este trabajo, Amatlán de Cañas (zona A), sur del rift de Colima (zona B), Barra de Navidad, Manzanillo y Cihuatlán (zona C) así como de Colula, Carrizitos y Maruata (zona D), se puede concluir lo siguiente:

- Existe una marcada diferencia de la distribución de la sismicidad de este a oeste. Se registraron numerosos eventos en el Bloque de Jalisco, como lo muestran las diferentes zonas analizadas, mientras que la sismicidad localizada al noroeste de dicho Bloque es más escasa.
- En la zona **A** se logró asociar la sismicidad, por medio de la solución focal, con un alineamiento topográfico que tiene expresión en superficie con un rumbo casi norte-sur que se encuentra al suroeste del semigraben de Amatlán de Cañas, por lo que en esta zona podría existir una falla normal aún no cartografiada. El sismo analizado tuvo una profundidad de 4.5 km y se encuentra bajo un régimen de extensión.
- En la zona **B**, también encontramos una relación estrecha entre la localización de los sismos y algunas de las estructuras corticales locales reportadas por el Servicio Geológico Mexicano. Ello se puede observar en la zona sur del rift de Colima, donde los eventos 72, 108 y 43 se alinean con una falla normal que se encuentra al suroeste del volcán de Colima, la cual se encuentra segmentada con orientación NW-SE, NNE-SSW y NE-SW, así también se asoció al evento 95 por medio de la solución focal con una falla normal que se encuentra al sureste del volcán de Colima que tiene una orientación casi N-S, ambas estructuras podrían estar activas. Para mejorar el conocimiento sísmico en esta zona se requiere realizar monitoreos sísmicos temporales más específicos en la zona que permitan conocer mejor el nivel de sismicidad y estimar el peligro sísmico, ya que soslayar el potencial sísmico de estas fallas representa un riesgo no cuantificado para las poblaciones cercanas, recordemos que aún existen muchas

poblaciones en México con construcciones que no soportarían sismos moderados.

- En la zona C, de los siete eventos analizados sólo dos se identificaron como corticales (eventos 48 y 51). Si bien existen varias estructuras cartografiadas por el SGM, no se pudieron asociar claramente estos eventos algunas de ellas, debido a que sus planos nodales no coinciden con la orientación ni echado de algunas de estas, por ello se trató de identificar algún tipo de alineamiento topográfico o aeromagnético, lo cual no se logró de forma contundente. Nuestros resultados sugieren una falla normal de orientación NE-SW. Ello sugiere que en esta zona podría existir una falla normal activa profunda (17 km aproximadamente) aún no cartografiadas.
- Los mecanismos focales de los eventos cercanos a los poblados de Carrizitos, Colula, Maruata, La Porota y Pómaro al suroeste de Michoacán (zona D) (eventos 11, 55, 67, 90 y 99), indican la existencia de estructuras locales activas, varias de ellas hasta ahora tampoco habían sido documentadas, estas probables estructuras se encuentran al suroeste de la falla Cebadilla, reportada por el Servicio Geológico Mexicano. De acuerdo a las soluciones focales determinadas en este trabajo las fallas son normales, aunque también se obtuvieron soluciones de fallamiento inverso para los eventos (90 y 99), los cuales se localizaron al sureste de la Falla Cebadilla, por lo que en esta zona podrían coexistir tanto esfuerzos de extensión y de compresión. Por otro lado, un punto importante que debe valorarse es la cercanía de estas probables estructuras con los poblados de Maruata y la Porota, ya que éstas pueden representar un riesgo latente para la población. Para incrementar la certidumbre sobre la existencia y orientación de estas estructuras se sugiere realizar estudios geofísicos, geomorfológicos y geológicos estructurales, para los cuales las estructuras aquí descritas son un buen punto de partida.

En las imágenes aeromagnéticas analizadas, tanto de reducción al polo como las de continuación ascendente, se identificaron varios dominios aeromagnéticos. Ello ayuda a incrementar la certidumbre de las probables estructuras que proponemos como sismogénicas, pues encontramos una buena correspondencia entre la distribución de los

eventos con los alineamientos de las estructuras geológicas que probablemente los generaron.

Por otro lado, el modelo de velocidad bosquejado en este trabajo no varió significativamente con respecto al propuesto por Pacheco et al. (2003), ello indica que dicho modelo parece ser una buena aproximación para la región del Bloque de Jalisco. Sin embargo, es necesario profundizar en el estudio de esta metodología utilizando un mayor número de localizaciones, así como otras técnicas para delimitar mejor la región de validez espacial de este modelo de velocidades.

En lo que respecta a la distribución y geometría de los mecanismos focales calculados en la base de la corteza, ésta coincide con la geometría subhorizontal de Cocos. Esta coincidencia también funciona hacia el oeste del “rift” de Colima, donde la placa de Rivera es más inclinada, tal y como lo han reportado diferentes autores en la literatura (p ej. Pardo y Suárez, 1995; Bandy et al., 1999; García-Quintero, 2007). Los datos muestran una mayor sismicidad hacia la placa de Cocos que hacia la de Rivera, aunque es en esta última donde han ocurrido varios de los sismos más grandes de México. Ello plantea una dificultad, ya que si la inclinación de las placas influye en su acoplamiento, entonces un ángulo de inclinación mayor supone una menor zona de acoplamiento, en tal caso la placa de Rivera debería de mostrar un menor nivel de sismicidad interplaca, lo cual coincide con los resultados obtenidos en este trabajo, sin embargo, entonces ¿cómo este menor acoplamiento de placas justifica los mayores sismos ocurridos en México? como los de Colima de 1932 (Ms 8.2; Singh, 1985), 1995 (Mw 8.0; Pacheco et al., 1997) y 2003 (Mw 7.4; Singh et al., 2003), cuya mayor magnitud supone una mayor superficie de ruptura y por consecuencia un mayor acoplamiento. Sin embargo, la solución a esta pregunta esta más allá de los alcances de esta tesis.

RECOMENDACIONES

El siguiente paso para comprobar la calidad de los mecanismos focales obtenidos por el método de primeros arribos es el modelado de la forma de onda de los sismos regionales más grandes presentados en este trabajo, ello se puede llevar a cabo utilizando la metodología del Tensor Regional de Momento, lo que permitiría estimar la sensibilidad de ambas metodologías.

Para mejorar las localizaciones se podría refinar el modelo de corteza, así como analizar la validez de la extensión geográfica del modelo.

Es recomendable llevar a cabo el monitoreo sistemático de algunas zonas, en especial de aquellas que contienen las fallas geológicas F1 y F2, las cuales se encuentran al sur del rift de Colima. Esto es importante porque dichas fallas se encuentran cerca de la ciudad de Colima y su actividad puede representar un riesgo para varias poblaciones. Del mismo modo, es recomendable realizar estudios geofísicos, estratigráficos y de geología estructural en el suroeste de Michoacán, para caracterizar mejor la zona.

Finalmente, con toda la sismicidad registrada por la red MARS, se podrían hacer estudios de atenuación en el Bloque de Jalisco y establecer sus respectivas leyes.

REFERENCIAS

- Aki, K. and P. G. Richards (2002). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W. H. Freeman, San Francisco, CA, second edition.
- Allan, J. F. (1986). Geology of the Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt, *Bull. Geol. Soc. Am.* **97**, 473-485.
- Allan, J. F., S. A. Nelson, J. F. Luhr., I. S. E. Carmichael, M. Wopat, and P. J. Wallace (1991). Pliocene-Recent rifting in SW México and associated volcanism an exotic terrane in the making in Dauphin, P. J. and Simoneit B. R. T. eds., *The Gulf and Peninsular province of the Californias*; American Association of Petroleum Geologists Memoir **47**, 425-445.
- Alvarez, R., (2002). Banderas rift zone: A plausible NW limit of the Jalisco Block, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 20, DOI: 10.1029/2002GL016089.
- Aragón, E., L. Pinotti, F. J. D'Eramo, D. Gómez-Ortíz, R. Tejero, J. M. Tubia, C. E. Cavarozzi, Y. E. Aguilera, A. M. Ribot, J. Gianibelli and C. J. Chernicoff (2009). Anomalías magnéticas en la caldera Piedra Parada, Patagonia, Argentina, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **22**, 3-4, 137-144.
- Atwater, T. (1970). Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **81**, 3513-3536.
- Avendaño-Ibarra E. I. (2008). Estudio de Sismicidad y Mecanismos Focales en el Bloque de Jalisco usando datos de banda muy ancha de la red temporal MARS. Tesis, Universidad Autónoma de Nuevo León, México, 1-93.
- Bandy, W. L. (1992). Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: implications for plate fragmentation, Ph. D. Thesis, Texas A&M University, College Station, Texas, 195.
- Bandy, W. L., Mortera-Gutiérrez, C. A. y Urrutia-Fucugauchi, J., (1993). Gravity field of the southern Colima graben México, *Geofis. Int.*, **32**, 44, 561-567.
- Bandy, W. y M. Pardo (1994). Statistical examination of the existente and relative motion of the existente and southern México blocks, *Tectonics*, **13**, 755-768.
- Bandy, W., C. Mortera-Gutierrez, J. Urrutia-Fucugauchi and T.W.C Hilde (1995). The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift? *Geophys. Res. Letters*, **22**, 22, 3075-3078.
- Bandy, W., Kostoglodov, Hurtado-Díaz and M. Mena, (1999). Structure of the souther Jalisco subduction zone, México, as inferred from gravity and Seismicity, *Geofis. Int.* **38**, 127-136.
- Bandy, W., T. W. C. Hilde and C. Y. Yan (2000). The Rivera-Cocos plate boundary: Implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation, *Geol. Soc. of Am. Special Paper* **334**, 1-28.
- Bandy, W. L., F. Michaud, J. Bourgois, T. Calmus, J. Dymant, C. A. Mortera-Gutiérrez, J. Ortega-Ramírez, B. Pontoise, J.-Y. Royer, B. Sichier, M. Sosson, M. Rebolledo-Vieyra, F. Bigot-Cormier, O. Díaz-Molina, A. D. Hurtado-Artunduága, G. Pardo-Castro, and C. Trovillard-Perrot, (2005). Subsidence and strike-slip tectonism of the upper continental slope off Manzanillo, México, *Tectonophysics*, **398**, 3-4, 115-140.
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies, *Geophysics*, **22**, 359-386.
- Bath, M. (1958). Polar Graphs of Initial Motions at an Earthquake Source, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **48**, 129-131.

- Boore, D. M. (1989). The Richter scale: its development and use for determining earthquake source parameters, *Tectonophysics*, **166**, 1-14.
- Brenguier, F. (2001). Cálculo de la Magnitud Local M_L para terremotos en Perú (Estacion Sismica de NNA), *Revista de trabajos de investigación*, Instituto Geofísico del Perú **2**, 79-82.
- Bufo, E. (1994). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos, Editorial Complutense, Madrid, *Física de la Tierra*, **6**, 113-139.
- Bufo, E. and A. Udías (2003). Mecanismos focales de Terremotos en España, *Física de la Tierra*, **15**, 211-227.
- Bullen, K. E. y B. A Bolt. (1987). An Introduction to the Theory of Seismology, Cambridge, 4° ed., 371-395.
- Castellanos G. y Z. Jiménez (1995). Sismología de Colima: Universidad de Colima, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaria de Educación Pública, SESIC-DES, 101.
- Cheal, E. P. y G. S. Stewart (1982). Recent large earthquake along the Middle American Trench and their implications for the subduction process, *J. Geophys. Res.*, **87**(B1), 329-338.
- Consejo de Recursos Minerales (CRM) (1998). Carta Magnética "CHIHUAHUA" H13 -10 Estado de Chihuahua Escala 1:250:000, Texto Guía. Secretaria de Comercio y Fomento Industrial Coordinación General de Minería.
- Consejo de Recursos Minerales (CRM) (2001). Carta Magnética "Puerto Vallarta" F13-11, Escala 1:250 000, Texto Guía, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial Coordinación General de Minería, 1-8.
- Cortés, A., V. H. Garduño-Monroy, C. Navarro-Ochoa, J. C. Komorowski, R. Saucedo, J. L. Macias, J. C. Gavilanes (2005). Cartas Geológicas y Mineras 10. Carta Geológica del Complejo Volcánico de Colima, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Escala 1:10,000, mapa con texto explicativo 37, 15.
- Courboux, F., S. K. Singh, J. F. Pacheco and C. J. Ammon (1997). The 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake (Mw 8): A study of the rupture process, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1019-1022.
- Cox, T. F., M. Gardine and M. West (2008). June 2006 seismic swarm and dike injection event beneath the Michoacan-Guanajuato volcanic field, *American Geophysical Union*, Fall Meeting, abstract # V51D-2071.
- Cronin, V. (2004). A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists, Baylor University, 14 pp.
- Crosson R. S. (1976). Crustal Structure Modeling of Earthquake Data 1. Simultaneous Least Squares Estimation of Hypocenter and Velocity Parameters, *J. Geophys. Res.*, **81**, 173036-3046.
- Dañobeitia, J. J., D. Cordoba, L.A. Delgado-Argote, F. Michaud, R. Bartolomé, M. Farran, M. Carbonell, F. Nuñez-Cornú y the CORTES-P96 Working Group (1997). Expedition Gathers New Data on Crust Beneath Mexican Coast. EOS, *Trans. Am. Geophys. Union*, **78**, 9, 565-572.
- Das, S. (2004). Seismicity gaps and the shape of the seismic zone in the Banda Sea region from relocated hypocenters, *J. Geophys. Res.*, **109**, 1-18.
- Dean, B. W. and C. L. Drake (1978). Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America arc. *The Journal of Geology*, **86**, 111-128.
- DeMets, C. y S. Stein (1990). Present-day Kinematics of the Rivera Plate and Implications for Tectonics in Southwestern Mexico, *J. Geophys. Res.*, **95**, 13 931-21,948.

- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, (1990). Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and S. Stein, (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- DeMets, C. and D. S. Wilson (1997). Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plate since 0.78 Ma. *J. Geophys. Res.*, **102**, B2, 2789-2806.
- DeMets, C. and S. Traylen (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle, *Tectonophysics*, 318, 119-159.
- Díaz, E. C. and F. Mooser (1972). Formación del Graben de Chapala. Sociedad Geológica Mexicana. Memoria II. Convención Nacional, 144-145.
- Dziewonski, A. M., T. A. Chou and J. H. Woodhouse (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852.
- Escobedo, D., J.F. Pacheco and G. Suarez, (1998). Teleseismic body-wave analysis of the October, 1995 (Mw=8), Colima-Jalisco, Mexico earthquake, *J. Geophys. Res.*, **89**, 4520-4530.
- Eissler, H. K. and McNally K. C. (1984). Seismicity and tectonics the Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake, *J. Geophys. Res.* **89**, B6, 4520-4530.
- Ferrari, L., G. Pasquaré, S. Venegas, D. Castillo, and F. Romero (1994). Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block: *Geofís. Int.*, **33**, 139-151.
- Ferrari L. (1995). Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geol. Soc. of Am.*, **23**, 8, 751-754.
- Ferrari, L., G. Pasquare, S. Venegas-Salgado and F. Romero-Rios (1999). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. *Geol. Soc. of Am.*, Special paper **334**, 65-83.
- Ferrari, L., G. Pasquaré, S. Venegas, and F. Romero (2000). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, *Geol. Soc. of Am. Special Paper*, **334**, 65-84.
- Ferrari, L. and J. Rosas-Elguera (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift, *Tectonics and Volcanism of Mexico*, *Geol. Soc. of Am.*, Special Paper, **334**, 42-64.
- Ferrari, L., C. M. Petrone and L. Francalanci (2001). Generation of OIB-type volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt by slab rollback, asthenosphere infiltration and variable flux-melting. *Geology*, **29**, p. 507-510. This paper includes additional material in the GSA Data Repository
- Ferrari, L., (2004). Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico, *Geology*, **32**, 1, 77-80.
- Fisher, R. L. (1961). Middle America Trench: topography and structure, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**, 5, 703-720.
- Frey, M., R. A. Lange, C.M. Hall, H. Delgado-Granados and S.E. Carmichael (2007). Al pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, **119**, 1-2, 49-64.
- Frohlich C. and S. Davis (1993). Teleseismic b-Values: Or. Much. Ado about 1.0, *J. Geophys. Res.*, **98**, 631-644.

- García-Quintero, J. J. (2007). Geometría, Sismicidad y deformación de la placa de Cocos subducida, Tesis, Centro de Geociencias, UNAM, 1-38.
- Garduño-Monroy, V. H. and A. Tibaldi (1991). Kinematic evolution of the continental active triple junction of the western Mexican Volcanic Belt, *C R Acad Sci Paris, Série II*, 135-142.
- Garduño-Monroy V. H., R. Saucedo-Girón, Z. Jiménez, J. C. Gavilanes-Ruíz, A. Cortés-Cortés y R. M. Uribe-Cifuentes (1998). La falla de Tamazula, límite Suroriental del Bloque Jalisco, y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, México, *Rev. Mex. C. Geol.*, 15, 2, 132-144.
- Gardine, M., T. Dominguez, M. West, S. Grand, and S. Suhardja (2007). Towards the deep seismic structure of volcans de Colima, Mexico. Poster, Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin.
- Gastil, R. G., D. Krummenacher and W.A. Jency (1978). Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico, *Geol. Soc. Am., Map Chart Series, MC*, 24, 1-8.
- Gastil, G., D. Krummenacher and J. Minch (1979). The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 839-857.
- Goguitchaichvili, A., L. Alva-Valdivia, J. Rosas-Elguera, J. Urrutia-Fucugauchi, A. M. Soler and C. Caballero (2007). Combined Paleomagnetic and Petro-magnetic study of the Upper Cretaceous Volcanic sequence in western Mexico: Implications for Tectonics and Magnetostratigraphy of the Jalisco block. *International Geology Review*, 45, 10, 886-897.
- Gómez-González, J. M., C. Mendoza, A. Salden and M. Guzmán-Speziale (2010). Kinematic source analysis of the 2003 Tecmán, México, earthquake (Mw 7.6) using teleseismic body waves, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 62, 2, 249-262.
- Gorbatov, A. and Y. Fukao (2005). Tomographic search for missing link between the ancient Farallon subduction and the present Cocos subduction, *Geophys. J. Int.*, 160, 849-854.
- Gutenberg R. y Richter C. F. (1994). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34, 185-188.
- Guzmán-Speziale, M. and J. M. Gómez-González (2006). Seismic strain-rate along the Middle America Trench reveals significant differences between Cocos-North America and Cocos-Caribbean convergence, *Geophys. J. Int.*, 166, 1, 179-185
- Guzmán-Speziale, M., W. D. Pemington and T. Matumoto. (1989). The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates: Seismicity and Tectonics, *Tectonics*, 8, 981-997.
- Havskov, J. and L. Ottemoller (2008). SEISAN: the earthquake analysis software for Windows, SOLARIS, and LINUX, Versión 8.2, Manual, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.
- Henderson, R. G. (1960). A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation, *Geophysics*, 25, 569-585.
- Hutton W., C. DeMets, O. Sánchez, G. Suárez and J. Stock (2001). Slip kinematics and dynamics during and after the 1995 October 9, Mw=8.0, Colima-Jalisco earthquake, Mexico, from GPS geodetic constrains. *Geophys. J. Int.*, 146, 3, 637-658.
- Jiménez, Z., G. Reyes y A. Ramírez (1996). Actividad sísmica observada en agosto de 1996: Geos, *Bol. UGM*, 16, 4 (resumen).
- Johnson, C. A. y C. G. A. Harrison (1990). Neotectonics in Central Mexico, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 187-210.

- Jost, M.L. y R.B. Herrmann (1989): A student's guide to and review of moment tensors. *Seism. Res. Lett.*, **60**, 37-57.
- Kanamori H. and P. C. Jennings (1978). Determination of local magnitude, ML, from strong-motion accelerograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **68**, 471-485.
- Kissling, E. (1988). Geotomography with local earthquake data, *Rev. Geophys.*, **26**, 659-698.
- Kissling E., W. L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, and U. Kradolfer (1994). Initial reference models in seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, **99**, B10, 19,635- 19,646.
- Kissling, E. (1995). *Velest User's Guide*, Internal report, Institute of Geophysics, ETH Zurich, 1-26.
- Kostoglodov, V. and W. Bandy (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates, *J. Geophys. Res.*, **100**, 17, 977-989.
- Kostoglodov V. y F. J. Pacheco (1999). Cien Años de Sismicidad en México, Suplemento del Instituto de Geofísica, UNAM, México D. F.
- Lahr, J. C. (1992). Local Earthquake locations program: A course on PC-Based seismic networks, editado por W.H.K. Lee and D. A. Dodge, USGS.
- Langston, C. A. and R. Butler (1976). Focal Mechanism of the August 1, 1975 Oroville earthquake, *Bull. Seism. Soc. of Am.*, **66**, 4, 1111-1120.
- Bravo, J. B. (1997). Problema de localización de terremotos en: Problemas de Localización de Terremotos.
- Lee W.H.K. (1992). Mathematic for Earthquake location, A. Course on: PC-Based seismic networks, editado por W.H.K. Lee and D. A. Dodge, USGS.
- Lemoine, A. (2001). Grands séismes intraplaques en Amérique du Sud et en Amérique Centrale, Tesis Doctoral, Université Paris Sud.
- Lienert, B. R, E. Berg and L. N. Frazer (1986). Hypocenter. An earthquake location ethod using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 771-783.
- León-Soto G., J. F. Ni, S. P. Grand, E. Sandvol, R. W. Valenzuela, M. Guzmán-Speziale, J. M. Gómez-González and Tonatiuh Domínguez Reyes, (2009). Mantle flor in the Rivera-Cocos subduction zone, *Geophys. J. Int.*, doi. 10.1111/j.1365-246X.2009.04352.x.
- Lienert, B. R. and , J. Havskov (1995). Hypocenter 3.2 A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally, *Seism. Res. Lett.*, **66**, 26-36.
- López-Loera H., J. J. Aranda-Gómez, J. A. Arzate and R. S. Molina-Garza (2008). Geophysical surveys of the Joya Honda maar (México) and surroundings; volcanic implications, *J. Vol. Geoth. Res.*, **170**, 135-152.
- Luhr, J. and I. Carmichael (1981). The Colima Volcano Complex, Mexico: Part II. Late-Quaternary Zinder cones, *Contrib. Min. and Petrol.*, **76**, 127-147.
- Luhr, J., S. Nelson, J. Allan, and I. Carmichael (1985). Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump, *Geology*, **13**, 54-57.
- Mandal, P. and S. Horton (2007). Relocation of aftershocks, focal mechanisms and stress inversion: Implications toward the seismo-tectonics of the causative fault zone of Mw 7.6 2001 Bhuj earthquake (India), *Tectonophysics*, **429**, 61-78.

- Melbourne, T., I. Carmichael, C. DeMets, K. Hudnut, O. Sánchez, J. Stock, G. Suárez, and F. Webb (1997). The geodetic signature of the M8.0 Oct. 9, 1995, Jalisco subduction earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 6, 715-718.
- Mendoza, C. and S. Hartzell (1999). Fault-Slip Distribution of the 1995 Colima-Jalisco, Mexico, Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89**, 5, 1338-1344.
- Mérida-Montiel, R., Vélez-López, J. and I. Hernández-Pérez (1997). Carta magnética de campo total, San Luis Potosí, F 14-4 (1:250,000) Servicio Geológico Mexicano. <http://www.coremisgm.gob.mx>.
- Mérida-Montiel, R., A. Reyes-Salazar I. Hernández-Pérez (1998). Carta magnética de campo total, Guanajuato, F 14-7 (1:250,000). Servicio Geológico Mexicano. <http://www.coremisgm.gob.mx>
- Michaud, F., J. Royer, J. Bourgois, B. Mercier de Lepinay and G. P. Liaudon (1997). The Rivera fracture zone revisited, *Marine Geology*, **137**, 3-4, 207-225.
- Minster, J. B. and T. H. Jordan (1978). Present day plate motions, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5353.
- Montero, W., M. Barahona, W. Rojas y M. Taylor (2005). Los sistemas de falla Agua Caliente y Río Azul y relevos compresivos asociados, Valle Central de Costa Rica, *Rev. Geol. Am. Central*, **33**, 7-27.
- Nábelek, J., (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, tesis, Massachusetts, Institute of Technology.
- Nakamura, K. (1997). Volcanoes as posible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal, *J. Volcan. Geoth. Res.*, **2**, 1-16.
- Nelson, S. A. (1980). Geology and petrology of Volcán Ceboruco, Nayarit, México, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **91**, 2290-2431.
- Nieto-Obregón, J., A. L. Delgado and P. E. Damon (1985). Geochronologic, petrologic and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt, *Geofis. Int.*, **24**, 4, 623-664.
- Nieto-Obregón J., J. Urrutia-Fucugauchi, E. Cabral-Cano and Guzmán de la Campa (1992). Listric faulting and continental rifting in western Mexico A paleomagnetic and structural study, *Tectonophysics*, **208**, 365-376.
- Nixon, G. T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and the structure of subducted ocean lithosphere, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 514-523.
- Núñez-Cornú, F. J. and C. Sánchez-Mora (1999). Stress field estimations for Colima volcano, Mexico, based on seismic data, *Bull. Volcanol*, **60**, 568-580.
- Núñez-Cornú F. J., M. Rutz, F. A. Nava, G. Reyes-Davila, and C. Suarez-Plascencia (2002). Characteristics of seismicity in the coast and north of Jalisco Block, México, *Phys. Earth Plan. Int.*, **132**, 141-155.
- Núñez-Cornú F. J., M. Rutz, C. Suárez-Plascencia, G. Reyes-Dávila, and F. A. Nava (2003). Seismotectonics of Jalisco Block, México, Geological Society of America Cordilleran, Section, 2003, Abstract with Programs, **35**, 71-72.
- Núñez-Cornú F. J., G. A. Reyes-Dávila, M. Rutz-López, E. Trejo-Gómez, M. A. Camarena-García and C. A. Ramírez-Vázquez. (2004). The 2003 Armería Earthquake (Mw 7.4): Mainshock and Early Aftershocks, *Seism. Res. Lett.*, **75**, 6, 734-743.
- Ortiz M., S. K. Singh, J. Pacheco and V. Kostoglodov (1998). Rupture length of the October 9, 1995 Colima-Jalisco, earthquake (Mw 8) estimated from tsunami data, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 15, 2857-2860.

- Ortiz M., V. Kostoglodov, Singh S. K., and J. Pacheco (2000). New constraints on the uplift of October 9, 1995 Jalisco-Colima earthquake (Mw 8) based on the analysis of tsunami records at Manzanillo and Navidad, Mexico, *Geophys. Int.*, **39**, 4, 349-357.
- Pacheco, J. F., S. K. Singh, J. Domínguez, A. Hurtado, L. Quintanar, Z. Jiménez, J. Yamamoto, C. Gutierrez, M. Santoyo, W. Bandy, M. Guzmán, V. Kostoglodov, G. Reyes and C. Ramírez (1997). The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico earthquake (Mw 8): an aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2223-2226.
- Pacheco, J. F., C. A. Mortera-Gutiérrez, H. Delgado, S. K. Singh, R. W. Valenzuela, N. M. Shapiro, M. A. Santoyo, A. Hurtado, R. Barrón, and E. Gutiérrez-Moguel (1999). Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, México, *J. South Am. Earth Sc.*, **12**, 557-565.
- Pacheco J. F., W. Bandy, G. A. Reyes-Dávila, F. J. Núñez-Cornú, C. A. Ramírez-Vázquez, and J. R. Barrón (2003). The Colima, México, Earthquake (Mw 5.3) of 7 de March 2000: Seismic activity Along the Southern Colima Rift. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 4, 1458-1467.
- Pardo, M. (1993). Características sismotectónicas de la subducción de las placas de Rivera y Cocos en el sur de México. Tesis, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, 1-128.
- Pardo, M and G. Suárez (1993). Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2391-2394.
- Pardo, M and G. Suárez (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12, 373-12.373.
- Pavlis, G. L. (1992). Appraising relative earthquake location errors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 836-859.
- Perez-Campos X., Y. H. Kim, A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh, V. C. Manea and M. Gurnis (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L18303.
- Poupinet G., W. L. Ellsworth and J. Frechet (1984). Monitoring Velocity Variations in the Crust Using Earthquake Doublets: An Application to the Calaveras Fault, California. *J. Geophys. Res.*, **89**, B7, 5719-5731.
- Pujol, J. y R. B. Herrmann (1990). A student's guide to point sources in homogeneous media, *Seismol. Res. Lett.* **61**, 209-224.
- Quintero-Legorreta, O., F. Michaud, J. Bourgeois, y E. Barrier (1992). Evolución de la frontera septentrional del bloque de Jalisco, Mexico, desde hace 17 Ma: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, **10**, 111-117.
- Rebollar, C. J., V. H. Espíndola, A. Uribe, A. Mendoza and A. Perez-Verti (1999). Distributions of the stresses and Geometry of the Wadati-Benioff zone under Chiapas, Mexico, *Geophys. Int.*, **38**, 95-106.
- Richter, C. (1935). An instrumental Earthquake magnitude scale, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **25**, 1-52.
- Richter, K. and J. Rosas-Elguera (2001). Alkaline Lavas in the Volcanic Front of the Western Mexican Volcanic Belt: Geology and Petrology of the Ayutla and Tapalpa Volcanic Fields, *J. Petrology*, **42**, 12, 2333-2361.
- Rosas-Elguera, J., L. Ferrari, V. H. Garduño Monroy and J. Urrutia-Fucugauchi (1996). Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico, *Geology*, **24**, 10, 921-924.
- Rosas-Elguera, J. and Urrutia-Fucugauchi J. (1998). Tectonic Control of the Volcano-Sedimentary Sequence of the Chapala Graben, Western Mexico, *International Geology Review*, **40**, 350-362.

- Rutz-López M. (2002). Microsismicidad del noroeste del Bloque de Jalisco (México). Aplicación a la Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica de la Zona, Tesis, Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad De Granada.
- Rutz-López M. y F. J. Núñez-Cornú (2004). Sismotectónica del Norte y Oeste del Bloque de Jalisco usando datos sísmicos regionales, *GEOS*, **24**, 1, 2-13.
- Schaaf P., D. Morán –Zenteno, M. Hernández–Bernal, G. Solís-Pichardo, G. Tolson and H. Kohler (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence, *Tectonics*, **14**, 5, 1339-1350.
- Schmitt S. V., Charles De Mets, J. Stock, O. Sánchez, B. Márquez-Azúa y G. Reyes (2007). A geodetic study of the 2003 January 22 Tecomán, Colima, Mexico earthquake. *Geophys. J. Int.*, 169, 389-406.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2008). Products of the Geological Survey of Mexico, Edición 2008, 24.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (1999). Carta Geológico-Minera, Puerto Vallarta F13-11, Jalisco y Nayarit.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (1999). Carta Geológico-Minera, Colima E13-3, Colima, Jalisco y Michoacán.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2000). Carta Geológico-Minera, Manzanillo E13-2-5, Colima y Jalisco.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2002). Carta Geológico-Minera, Lázaro Cárdenas E13-6-9, Michoacán, Colima, Guerrero y Jalisco.
- Serrato-Díaz G. S., L. B. William and C. A. Mortera Gutierrez (2004). Active rifting and crustal thinning along the Rivera-Cocos plate boundary as inferred from Mantle Bouguer gravity anomalies, *Geofís. Int.*, **43**, 3, 361-381.
- Silva, J. B. C. (1986). Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies, *Geophysics*, **51**, 369-82.
- Singh, S. K., L. Asitz and J. Havskov (1981). Seismic gap and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 3, 827-843.
- Singh, S. K., L. Ponce and S. P. Nishenko (1985). The great Jalisco, Mexico, earthquakes of 1932: Subduction of the Rivera Plate, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75** 5, 1301-1313.
- Singh, S. K. and M. Pardo (1993). Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in Central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1483-1486.
- Singh, S.K., J.F Pacheco, L. Alcántara, G. Reyes, M. Ordaz, A. Iglesias, S. M. Alcocer, C. Gutierrez, C. Valdés, V. Kostoglodov, C. Reyes, T Mikumo, R Quaas, and J. G. Anderson (2003). A Preliminary Report on the Tecomán, Mexico Earthquake of 22 January 2003 (Mw7.4) and its Effects: *Seism. Res. Lett.*, **74**, 279-289.
- Sipkin, S. A. (1982). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of wave form data: Synthetic, *Phys. Earth Planet. Int.*, **30**, 242-259.
- Smith, W.H.F. and P. Wessel (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, **55**, 293-305.
- Snoke, J. A., J.W. Munsey, A. C. Teague and G.A. Bollinger (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity of SV-P amplitude ratio data. *Earthq. Notes* **55**, 3, 15-20.

- Snoke, J. A., (2003). Focmec: Focal Mechanism determination International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, ed. W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger, San Diego Academic Press, chapter 85, 12.
- Spector, A., and F. S. Grant (1985). Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, **50**, 1951- 60.
- Stock, J. M. (1993). Tectónica de placas y la evolución del Bloque de Jalisco, México, GEOS, Bol. *UGM*, **13**, 3-9.
- Suárez G., T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David (1990). Geometry of the subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, México, *Nature*, **345**, 336-338.
- Telford W. M., Geldart L. P., and R. E. Sheriff (1990). Applied Geophysics, Cambridge University Press, 2nd ed, 62-134.
- Urrutia-Fucugauchi, J. (1986). Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-preliminary report, *Geofis. Int.* **25**, 4, 559-573.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and J. Rosas-Elguera (1994). Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala lake and implications for the tectonics of west-central Mexico, *Tectonophysics*, **239**, 61-71.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y González-Morán T., (2006). Structural pattern at the north western sector of the Tepic-Zacoalco rift and tectonic implications for the Jalisco Block, western Mexico, *Earth Planets Space*, **58**, 1302-1308.
- Udías A. and J. Mézcua (1986). Fundamentos de Geofísica. Alhambra Universidad, Primera edición, Editorial Alhambra, **15**, 304-305.
- Wadati, K. (1933) On travel time of earthquake waves, Part II., *Geophys. Mag.*, **7**, 101-111.
- Waldhauser F. and W. L. Ellsworth (2000). A double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 6, 1353-1368.
- Wallace J. Paul y Ian S. E. Carmichael (2004). Petrology of Volcán Tequila, Jalisco, México: desequilibrio phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib. Min. and Petrol.*, **117**, 4, 345-361.
- Yagi, Y., T. Mikumo and J. Pacheco (2004). Source rupture of the Tecoman, Colima, México earthquake of January 22, 2003, determined by joint inversion teleseismic body wave and near field data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 1795-1807.
- Yang, T., S. P. Grand, D. Wilson, M. Guzman-Speziale, J. M. Gómez-González, T. Dominguez-Reyes and J. Ni (2009). Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, **114**, B01302.
- Zoback, M. L. (1992). First and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project, *J. Geophys. Res.*, **97**, B8, 11703-11728.
- Zobin V. M., G. A. Reyes-Dávila, L. M. Pérez –Santa Ana, C. A. Ramírez-Vázquez and J. F. Ventura-Ramírez (2000). Estudio Macrosísmico del temblor de Colima (Mw 5.3) del 6 de Marzo del 2000, *GEOS*, **20**, 4, 414-417.
- Zobin V. M. and J. F. Ventura-Ramírez (1998). The macroseismic field generated by the Mw 8.0 Jalisco, Mexico, earthquake of 9 october 1995. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 3, 703-711.
- Zoller, G., S. Hainel and M. Holschneider (2008). Large earthquake in a Fault Region: What can Be the Inferred from small and Intermediale Events?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **98**, 6, 2641-2651.

Zúñiga F. R. y M. Wyss (1995). Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs: Influence on b-value estimates, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1858-1866.

Zúñiga F. R. y S. Wiemers (1999). Seismicity patterns: are they always related to natural causes?, *Pure and Applied Geophysics*, in press.

Apéndice A

A continuación se muestran la distribución de estaciones (Tabla A1) y la tabla de los 114 eventos localizados (Tabla A2), así como también los diagramas de Wadati obtenidos con el programa de Wadati incluidos en el paquete de programas de Seisan (Havskov y Ottemoller, 2008) de la mayoría de los eventos localizados.

Tabla A1. Localización de las estaciones sísmicas del *proyecto MARS*.

Estación	Latitud (N)	Longitud (W)	Elevación (m)	Estación	Latitud (N)	Longitud (W)	Elevación (m)
MA01	18.9	103.91	48	MA31	19.47	104.18	924
MA02	18.63	103.67	29	MA32	19.62	104.53	280
MA04	18.69	103.29	1360	MA33	19.24	104.57	33
MA05	18.92	103.13	1350	MA34	19.66	104.79	348
MA06	18.18	103	5	MA35	19.88	104.63	644
MA07	18.89	102.79	388	MA36	19.36	104.89	10
MA08	18.53	103	1	MA37	19.89	105.32	14
MA09	18.06	102.66	7	MA38	19.96	104.98	305
MA11	18.43	102.34	872	MA40	20.22	103.94	1266
MA12	18.78	102.19	251	MA41	20.19	104.25	1522
MA14	19.24	103.42	758	MA42	20.28	104.52	1596
MA15	19.09	102.29	430	MA43	20.25	104.78	1328
MA16	19.98	103.25	2130	MA44	19.96	104.26	1340
MA17	19.49	102.03	2010	MA45	19.81	104.22	873
MA18	19.55	102.4	1615	MA46	19.79	103.97	883
MA19	18.91	103.56	90	MA47	19.71	103.86	1055
MA20	19.72	102.62	1749	MA48	19.53	103.44	1125
MA21	19.85	102.94	2281	MA49	19.46	103.31	1138
MA22	19.59	102.9	970	MA50	19.41	103.16	1438
MA23	19.67	103.1	1197	MA51	19.37	103.02	779
MA24	19.87	103.59	1370	MA53	19.24	102.76	349
MA25	19.66	104.07	788	MA54	20.09	103.86	1724
MA26	19.31	103.94	534	MA55	20.32	105.33	591
MA27	20.12	103.14	1783	MA51	19.37	103.02	779
MA28	20.18	102.6	1526	MA53	19.24	102.76	349
MA29	19.9	102.39	1872	MA54	20.09	103.86	1724
MA30	19.13	104.27	88	MA55	20.32	105.33	591

Tabla A2. Eventos sísmicos localizados en este trabajo con base en los datos registrados por la red temporal MARS (Erl_n, Erl_t y Erd_p indican los errores en la longitud, latitud y profundidad, respectivamente). La C indica evento Cortical, la S de subducción.

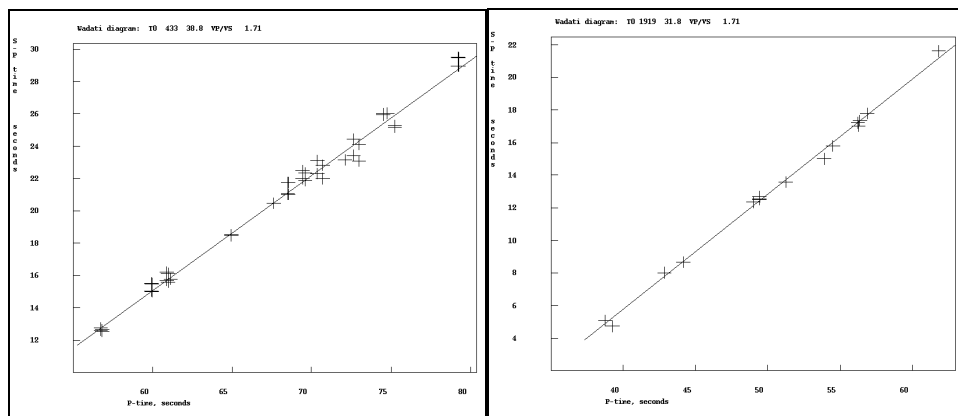
Evento	Fecha	Hora (GMT)	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	RMS (s)	M _i	Erl _n (km)	Erl _t (km)	Erd _p (km)	Tipo
1	26/01/06	04:33:39.79	18.253	103.254	1.0	0.32	3.3	1.3	2.3	2.5	C
2	05/02/06	19:19:33.14	18.239	102.480	25.7	0.4	3.4	1.6	1.6	1.7	S
3	17/02/06	01:20:16.28	19.076	105.255	11.5	0.4	4.1	1.7	1.2	1.7	C
4	17/02/06	11:44:02.22	17.945	101.687	11.6	0.4	3.2	2.2	2.8	2.7	C
5	17/02/06	19:54:13.02	18.367	102.514	29.8	0.4	4.5	1.2	1.4	1.2	S
6	01/03/06	10:30:40.50	19.738	100.830	4.2	0.32	2.8	4.3	3.6	6.2	C
7	14/03/06	23:32:17.33	19.653	106.294	68.4	0.34	2.6	4.9	8.4	8.6	S
8	17/03/06	13:08:33.45	18.760	102.529	70.8	0.35	3.7	1.6	1.1	2.9	S
9	20/03/06	23:37:03.63	18.562	101.836	74.2	0.37	4.6	2.6	1.8	3.6	S

10	25/03/06	05:29:00.45	19.093	104.142	16.8	0.36	4.1	0.6	0.7	0.9	S
11	26/03/06	14:41:34.63	18.278	103.292	5.7	0.39	3.6	1.4	1.9	2.1	C
12	29/03/06	17:52:36.51	18.848	104.489	8.6	0.38	3.8	1.3	1.5	2.4	C
13	30/03/06	08:53:46.19	19.089	104.143	19.4	0.32	3.6	0.8	0.9	1.6	S
14	03/04/06	21:34:05.39	18.532	103.538	18.1	0.38	3.9	1.2	1.7	2.3	S
15	04/04/06	02:30:22.61	18.718	106.913	10	0.43	4.8	71.1	30.9	92.8	
16	10/04/06	21:58:30.34	18.569	101.539	28	0.23	3.5	5.6	2.6	9.2	C
17	16/04/06	07:40:00.91	19.521	105.270	5.4	0.4	3.2	2	1.3	1.8	C
18	16/04/06	19:09:52.42	18.436	101.611	32.5	0.37	3.7	3.2	2.5	2.1	C
19	22/04/06	19:57:33.99	18.118	101.657	12.6	0.4	3.3	6.3	5.8	8.5	C
20	23/04/06	10:39:37.50	19.238	104.756	17.7	0.4	3.8	1.3	1.2	1.3	S
21	25/05/06	05:30:52.49	18.199	103.243	5.4	0.34	2.1	2.9	10.3	19.9	
22	01/05/06	22:40:52.39	18.846	104.559	5.5	0.4	3.7	1.1	1.3	2.6	C
23	09/05/06	11:45:47.32	18.003	102.984	10	0.4	3.7	1.5	2.1	1.8	C
24	09/05/06	55:47.76	18.029	102.959	7.9	0.41	3.3	1.4	2	1.4	S
25	11/05/06	08:29:35.82	18.279	102.459	44.7	0.4	3.4	2.5	2.7	3.6	S
26	18/05/06	23:51:20.05	18.797	103.704	45.7	0.39	4.6	0.9	1.3	2.1	S
27	19/05/06	06:16:17.27	19.255	102.684	4.5	0.38	3.4	0.8	0.6	1.9	C
28	21/05/06	17:39:15.88	18.349	103.273	24.5	0.4	2.5	3.8	3	4.5	S
29	29/05/06	21:00:56.43	20.339	105.083	11.7	0.22	2.9	2.9	2.6	2.7	S
30	30/05/06	00:23:00.42	18.420	101.636	74.1	0.27	3.8	2.3	1.4	2.7	S
31	02/06/06	01:21:08.71	19.097	104.615	11.5	0.38	3.4	1.2	1.3	1.6	S
32	07/06/06	15:12:19.67	18.531	101.593	78.4	0.40	2.8	3.5	2.0	5.3	S
33	27/06/06	1024 44.75	18.407	103.250	47.5	0.03	2.1	3.7	2.3	4.3	S
34	29/06/06	10:25:45.19	17.993	101.569	8.2	0.4	2.8	2.8	3.6	3.2	C
35	16/07/06	16:19:25.86	18.855	102.456	81.5	0.4	3.4	2.2	1.3	3.3	S
36	17/07/06	19:46:20.66	18.461	102.689	6.8	0.4	3.8	1.4	1.3	2.5	C
37	31/07/06	18:25:14.68	18.548	104.166	9.8	0.4	5.5	2.3	2.8	3.4	C
38	31/07/06	19:16:06.64	18.588	104.110	0.6	0.39	3.4	2.1	2.9	3	
39	31/07/06	20:27:28.19	18.583	104.127	24	0.15	2.5	2.5	3.4	2.8	S
40	31/07/06	22:26:03.65	18.543	104.104	22.5	0.11	2	2.4	3.1	2.8	S
41	01/08/06	05:56:10.60	18.541	104.164	9.6	0.36	3.4	1.4	2.1	2.2	C
42	03/08/06	01:04:27.91	18.201	104.724	6.4	0.4	4.1	3.5	3.4	4.3	C
43	05/08/06	00:43:54.85	19.240	103.818	15.3	0.32	3.3	0.6	0.7	1.6	C
44	11/08/06	10:05:17:00	18.576	103.300	37.6	0.39	2.5	3	2.9	7.5	S
45	11/08/06	14:38:34	18.381	101.075	15.5	0.38	4.8	4.9	6.5	8.2	C
46	11/08/06	16:46:23.15	18.411	101.150	15.3	0.36	4.5	3.5	2.8	4.2	C
47	13/08/06	15:14:24.26	18.332	103.600	15.8	0.39	5.4	1.3	1.5	1.6	S
48	16/09/06	14:52:07.65	19.440	104.438	16.2	0.39	4.4	0.7	0.8	1.1	C
49	18/09/06	09:34:44.6	18.415	103.347	5.4	0.34	2.5	2.1	2.9	4.9	C
50	20/09/06	07:45:33.17	19.363	104.704	39.4	0.4	3.3	1.3	1.7	0.9	S
51	13/10/06	23:32:50.69	19.445	104.440	17.8	0.36	3.7	0.7	0.8	1.1	C
52	14/10/06	02:34:58.96	19.315	103.516	87.2	0.34	3.8	0.9	1	1.7	S
53	17/10/06	18:14:04.98	19.131	103.034	9.5	0.3	3.4	2	2.6	5.1	C
54	19/10/06	02:19:00.34	19.064	102.726	6.1	0.38	3.5	2.1	3.4	3.4	C
55	21/10/06	19:01:31.80	18.280	103.270	5.0	0.35	4.0	1.2	1.4	1.8	C
56	23/10/06	13:53:44.56	18.806	102.093	84.2	0.36	3.1	2.9	1.7	3	S
57	23/10/06	15:37:37.04	20.203	105.093	15.6	0.18	2.6	1.9	2.6	7.9	
58	30/10/06	08:37:30.14	18.592	101.948	61.3	0.39	3.5	2.3	1.5	2.6	S

59	24/11/06	18:27:46.87	17.850	102.435	23.1	0.38	3.5	2.5	2.6	1.5	S
60	25/11/06	06:12:47.59	18.265	103.520	3.8	0.2	3.2	0.8	1.4	2.1	C
61	28/11/06	16:41:22.97	18.594	101.091	20.3	0.38	3.0	2.9	2.4	2.4	C
62	11/12/06	14:28:15.49	18.311	103.285	25.6	0.40	2.5	4.0	3.5	3.8	S
63	13/12/06	08:51:04.53	18.371	103.221	18.6	0.39	2.9	2.2	2.6	2.2	
64	18/12/06	03:38:29.52	20.693	104.376	4.5	0.31	3.2	1.2	2.1	3	C
65	27/12/06	01:06:56.62	18.533	103.266	22.3	0.32	3.8	2.4	2.6	2.8	S
66	28/12/06	12:53:13.12	18.774	102.742	22.4	0.32	3.1	0.7	0.7	1.5	C
67	29/12/06	12:38:49.67	18.279	103.320	5.4	0.4	3.5	1.2	1.4	1.9	C
68	03/01/07	22:42:47.95	19.652	105.283	26.5	0.24	3.6	3.1	4.6	3.8	S
69	05/01/07	03:17:33.56	18.325	103.398	13.7	0.37	3.9	2.4	2.7	3.4	S
70	06/01/07	14:13:50.39	18.207	103.231	11.9	0.31	2.9	2.7	4.3	6.1	S
71	07/01/07	09:20:24.11	18.615	104.088	10.7	0.33	2.1	3	4.1	5	S
72	08/01/07	12:51:45.82	19.383	103.788	18.1	0.27	2.5	1.5	1.8	6	C
73	09/01/07	01:04:04.33	18.292	102.284	34.4	0.16	2.7	3.3	3.4	1.5	S
74	09/01/07	21:46:06.11	18.572	103.385	40.7	0.3	3	2.4	3	4	S
75	10/01/07	06:06:54.18	18.285	102.760	25.9	0.38	2.3	2.8	3.4	5.6	S
76	21/01/07	07:33:27.39	19.383	104.409	13.3	0.23	3.6	0.9	1.2	2.1	C
77	29/01/07	20:07:17.07	20.395	105.030	17.5	0.37	3.1	3.9	3.9	3.3	
78	02/02/07	04:26:49.01	18.778	103.600	16.2	0.19	2.3	1.9	1.1	1.9	C
79	02/02/07	08:05:45.27	18.207	102.989	18	0.38	2.1	2.8	6.2	8.9	S
80	04/02/07	11:12:08.85	18.537	101.748	35.4	0.4	2.7	6.5	3.9	4.2	C
81	11/02/07	19:23:39.47	18.641	104.179	6.1	0.39	3.1	2.4	2.9	3.6	C
82	12/02/07	07:08:11.54	18.372	103.109	9.5	0.4	2.4	2.4	2	6	C
83	15/02/07	23:29:31.3	18.672	106.436	24.4	0.45	2.1	49.4	27.4	81.3	
84	25/02/07	11:27:13.18	20.206	105.092	12.7	0.23	1.8	1.3	1.5	8	
85	01/03/07	14:47:59.44	18.339	103.592	16.7	0.4	3.2	3.5	3.3	3.4	S
86	02/03/07	19:53:30.68	18.321	103.309	19.6	0.4	2.7	4.1	3.6	5.8	S
87	03/03/07	212 19.3	19.255	104.903	15.0	0.39	2.8	4.7	3.7	3.1	S
88	07/03/07	21:12:01.47	18.075	102.956	7.6	0.4	3.6	2.5	3.7	4.3	C
89	08/03/07	16:40:53.14	19.128	102.292	98.6	0.4	3.6	3.5	2.9	4.7	
90	10/03/07	03:04:23.5	18.333	103.264	6.2	0.40	3.7	1.9	2.3	2.9	C
91	15/03/07	22:20:07.90	18.363	103.211	21.0	0.40	2.5	2.5	3.2	5.6	S
92	18/03/07	16:30:22.44	18.804	104.464	5.5	0.35	2.9	2.4	3.2	3.5	C
93	22/03/07	02:59:29.97	18.189	102.667	18	0.4	3.8	2.5	6.7	7.7	S
94	02/04/07	00:17:59.41	18.302	103.314	18	0.4	3.9	3	3.3	3.9	S
95	04/04/07	04:55:50.76	19.340	103.515	13.8	0.19	2.2	0.7	1.1	1.6	C
96	06/04/07	04:11:43.84	18.313	103.318	9.6	0.4	3.3	3	2.9	3.6	
97	10/04/07	23:06:25.66	19.212	104.966	14.1	0.39	3.6	3.3	2.4	2.7	S
98	12/04/07	21:03:28.79	18.669	104.329	7.6	0.4	3.6	2.1	2.8	5.1	C
99	13/04/07	05:03:33.31	18.298	103.048	7.7	0.39	3.6	2	2.2	3.4	C
100	13/04/07	14:42:26.29	18.006	102.943	6.9	0.4	4.7	1.9	3.9	3.3	
101	14/04/07	18:14:32.54	18.564	103.302	8.4	0.4	2.9	1.9	2.3	6.6	C
102	16/04/07	15:43:14.57	18.713	102.384	65.4	0.38	3.8	3.2	2.2	5	S
103	17/04/07	04:47:43.52	20.240	105.046	17.8	0.24	3	2.1	2.2	2	
104	03/05/07	05:07:26.92	19.080	104.318	15.0	0.23	2.4	1.8	1.5	1.5	S
105	06/05/07	00:36:32.18	18.806	103.236	61.6	0.2	2.2	1.6	2	3.9	
106	10/05/07	00:45:03.39	18.318	103.196	20	0.4	3.4	1.9	2.4	3	S
107	10/05/07	15:29:26.76	19.345	104.489	52.9	0.4	2.3	2.6	5.5	3.3	S

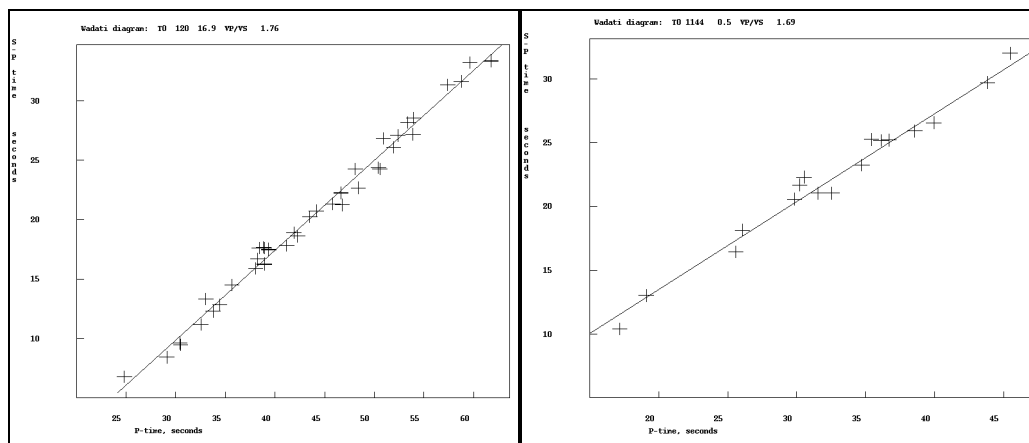
108	13/05/07	16:02:31.15	19.307	103.816	6.7	0.35	2.9	1.9	1.55	5.5	C
109	15/05/07	34:04:59.84	18.528	103.474	29.1	0.36	2.7	2.2	3	2.2	S
110	17/05/08	05:04:05.63	18.258	103.190	12.8	0.4	3.4	1.9	2.4	3	S
111	19/05/07	20:46:05.17	18.274	103.166	20.2	0.29	2.8	1.7	2.3	3.4	S
112	22/05/07	01:43:09.07	18.368	103.272	27	0.4	2.5	2	2	3.1	S
113	28/05/07	16:27:28.31	19.198	104.494	34.7	0.4	3.6	1.9	2.6	1.8	S
114	29/05/07	11:11:05.50	18.460	102.564	51.5	0.39	3.6	2.6	2.8	6.1	S

A continuación se muestran algunos de los diagramas de Wadati (1933) calculados para algunos eventos. El método sirve para encontrar la relación de V_p/V_s , consiste en llevar a un gráfico la diferencia entre los tiempos de llegada de la onda P y S ($T_p - T_s$) contra la diferencia de los tiempos de llegada de la onda P. La relación de V_p/V_s y el tiempo origen pueden ser calculados. V_p/V_s varía con la profundidad (Muñoz, 2006). Nótese que los ajustes son bastante buenos, lo que proporciona plena confianza en las localizaciones.



Evento 01 (26/01/2006)

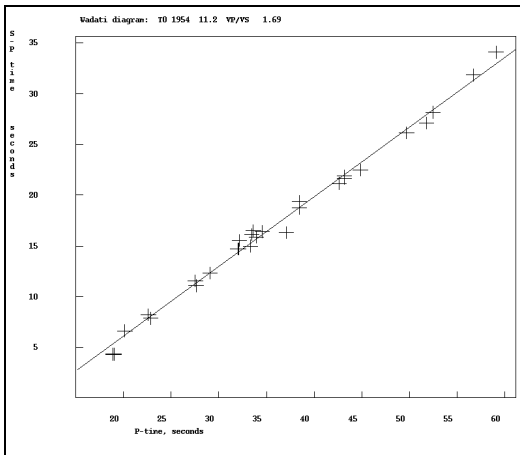
Evento 02 (05/02/2006)



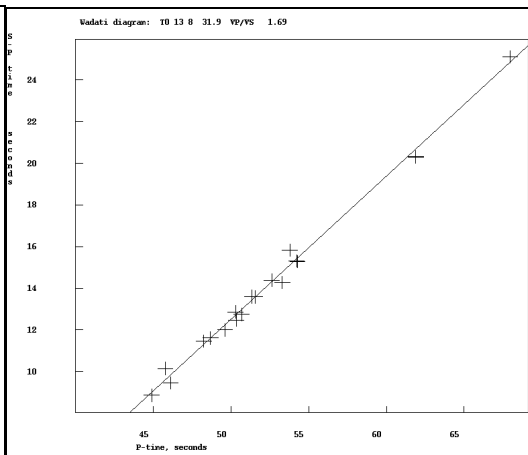
Evento 03 (17/02/2006)

Evento 04 (17/04/2008)

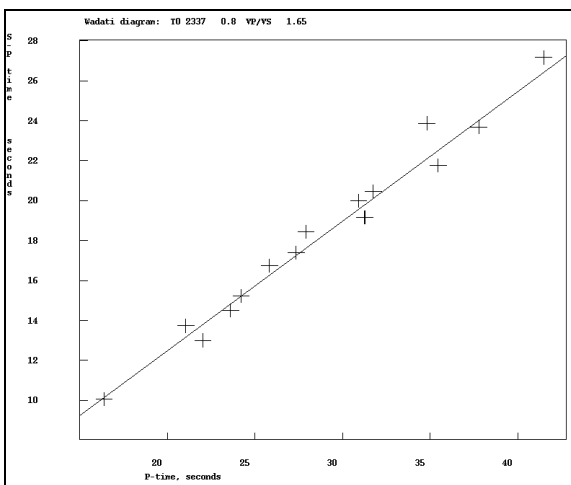
Figura A1. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 01, 02, 03 y 04). Se grafico el tiempo de S-P contra tiempo de P.



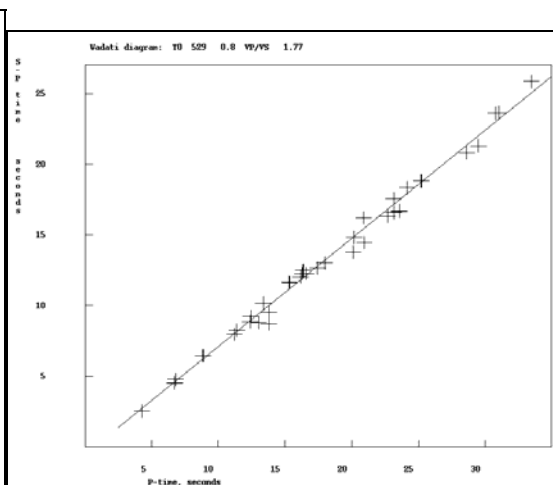
Evento 05 (17/02/2006)



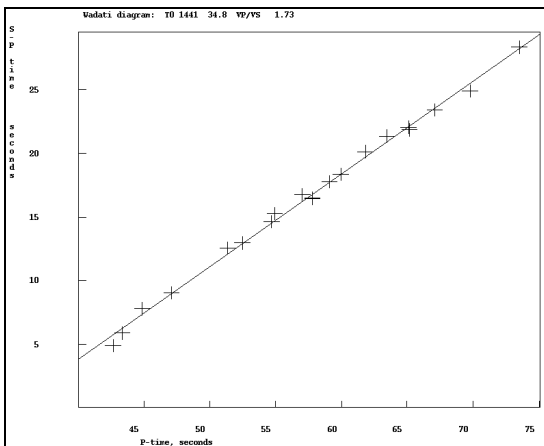
Evento 08 (17/03/2006)



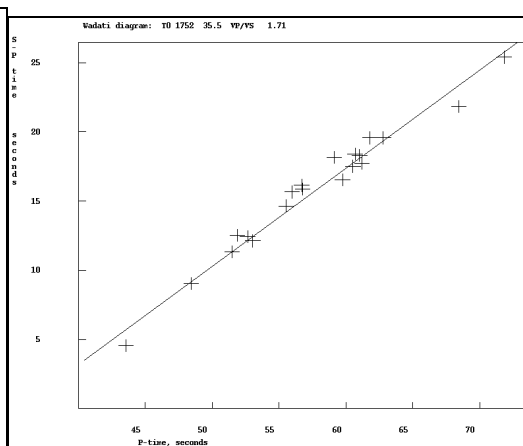
Evento 09 (20/03/2006)



Evento 10 (25/03/2006)

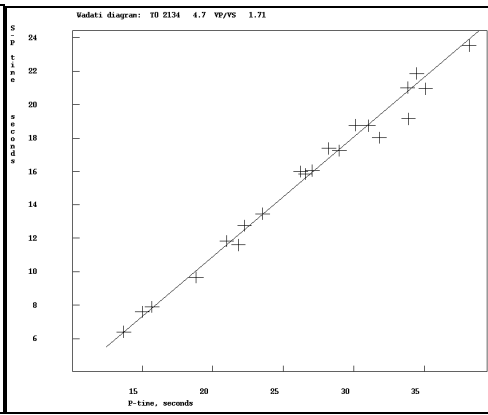
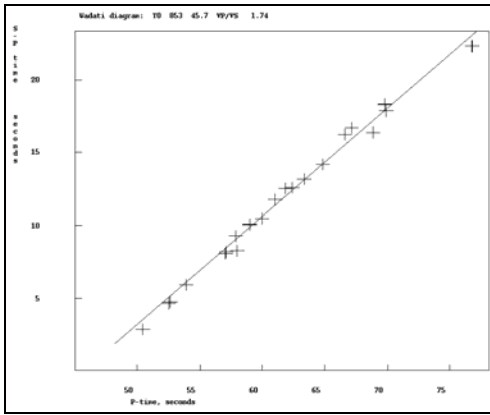


Evento 11 (26/03/2006)



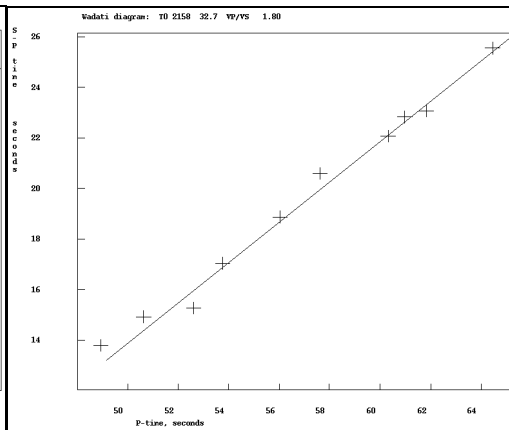
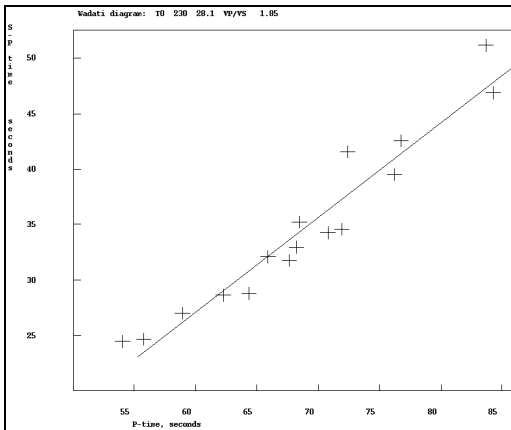
Evento 12 (29/03/2006)

Figura A2. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 05, 08, 09, 10, 11 y 12). Se graficó el tiempo de S-P contra tiempo de P.



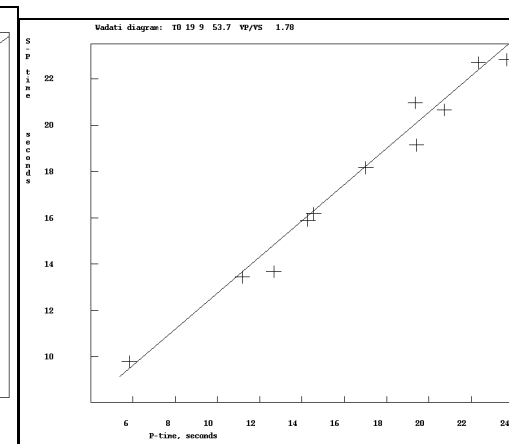
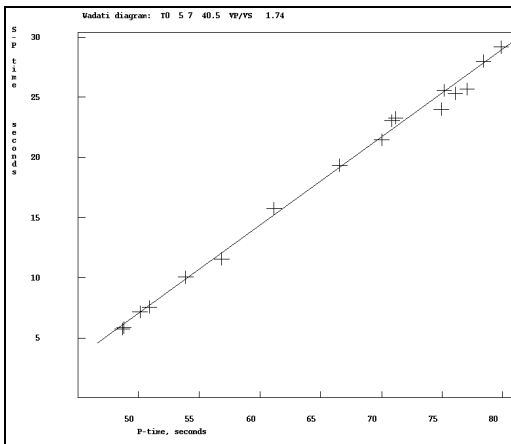
Evento 13 (30/03/2006)

Evento 14 (03/04/2006)



Evento 15 (04/04/2006)

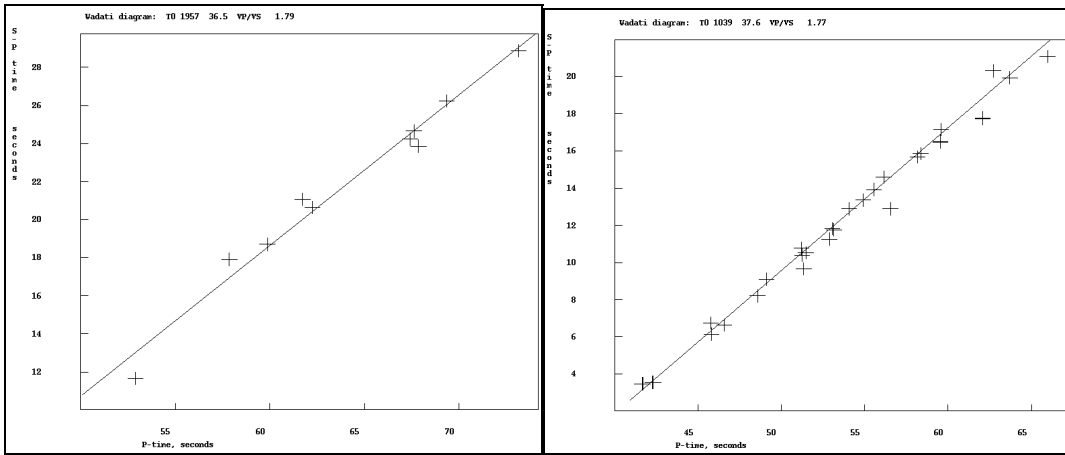
Evento 16 (10/04/2006)



Evento 17 (16/04/2006)

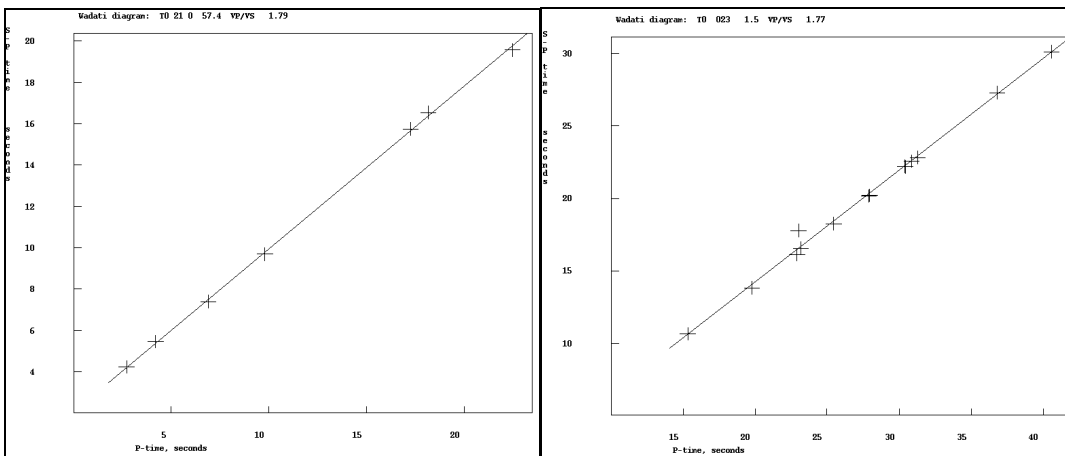
Evento 18 (16/04/2006)

Figura A3. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 13, 14, 15, 16, 17 y 18). Se graficó el tiempo de S-P contra tiempo de P.



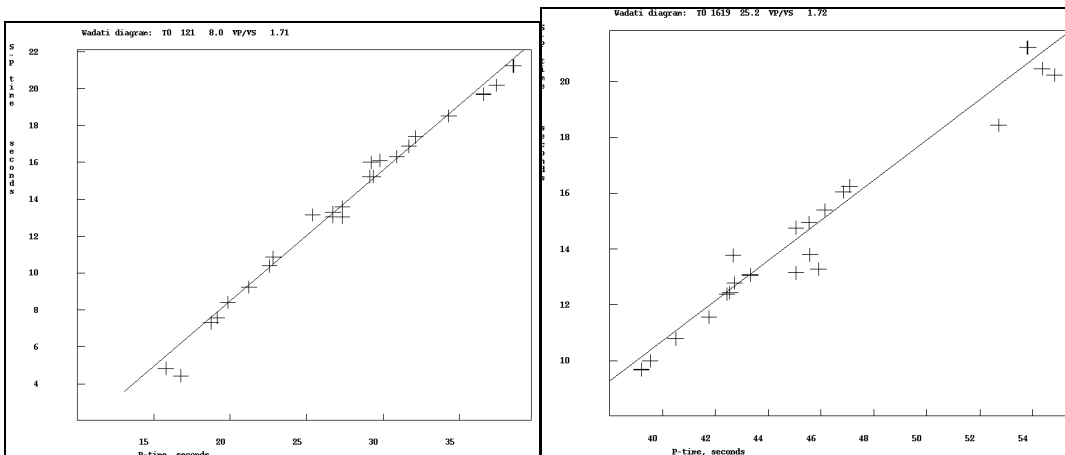
Evento 19 (22/04/2006)

Evento 20 (23/04/2006)



Evento 21 (25/04/2006)

Evento 30 (30/05/2006)



Evento 31 (02/06/2006)

Evento 35 (16/07/2006)

Figura A4. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 19, 20, 21, 30, 31 y 35). Se grafico el tiempo de S-P contra tiempo de P.

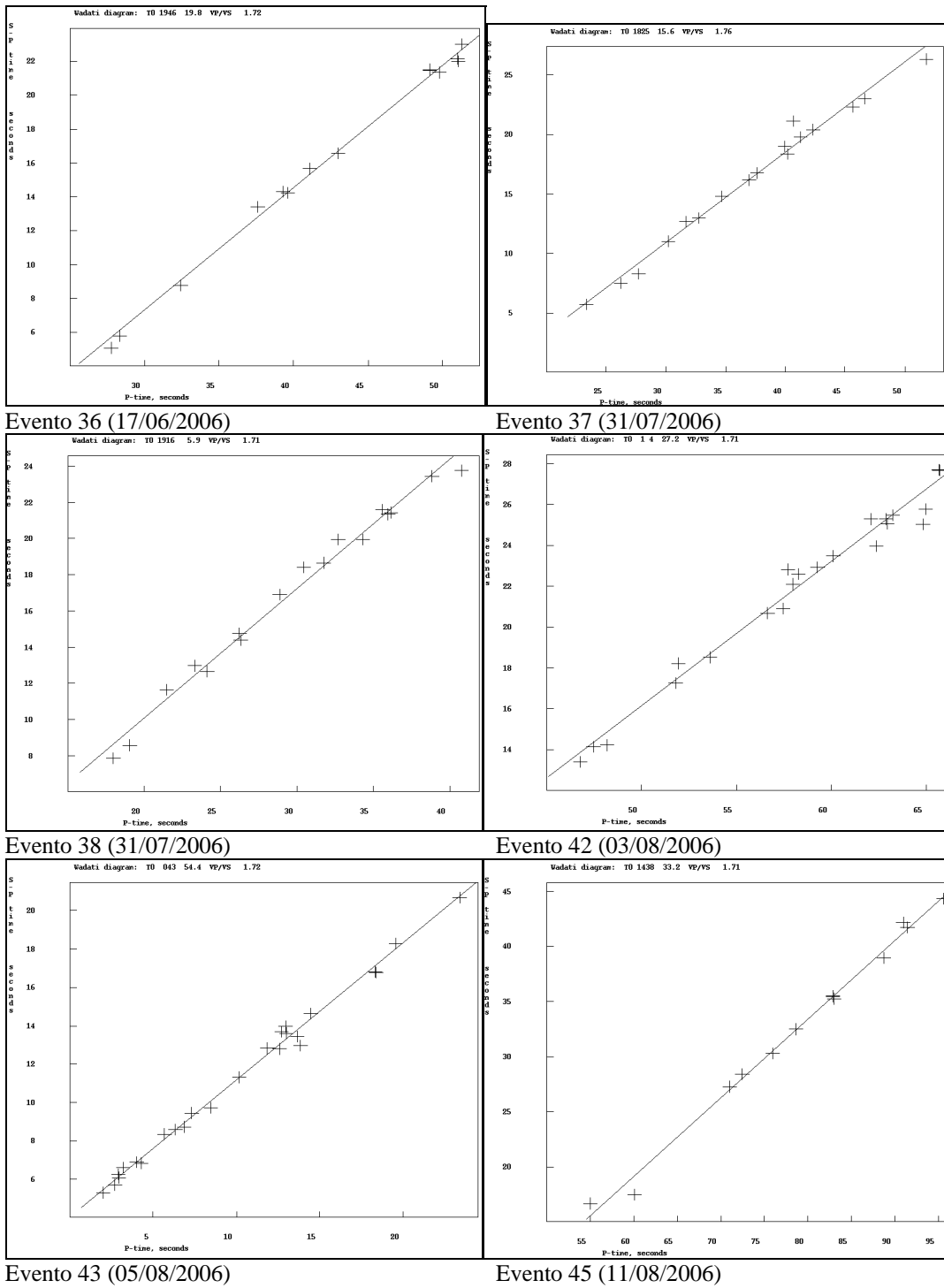
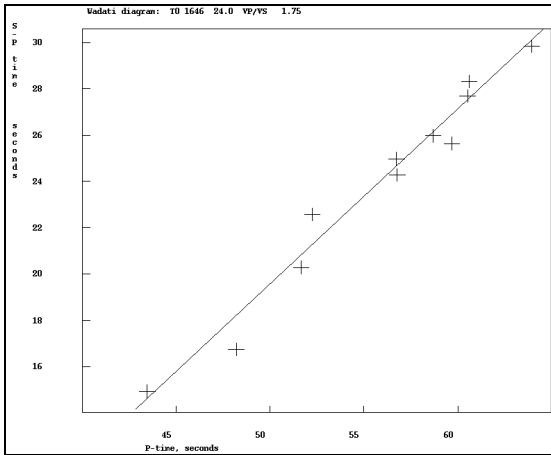
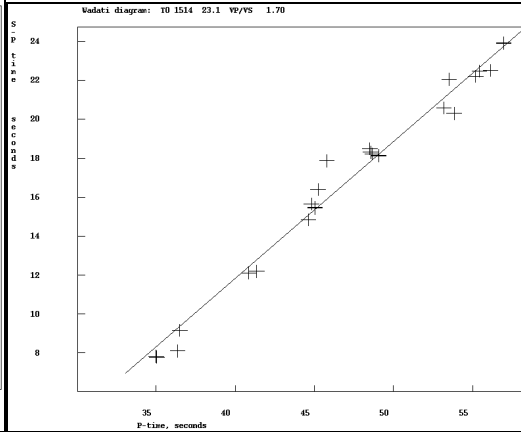


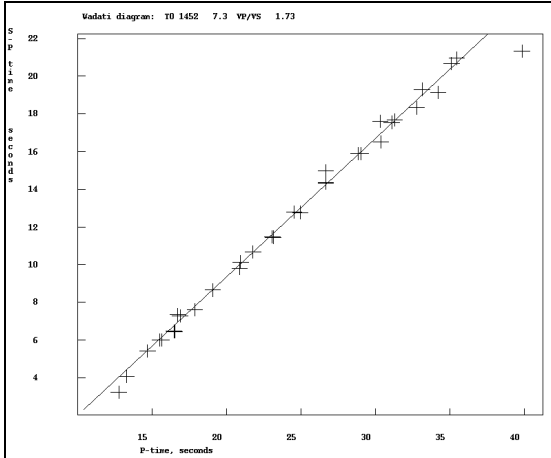
Figura A5. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 36, 37, 38, 42, 43 y 45). Se graficó el tiempo de S-P contra tiempo de P.



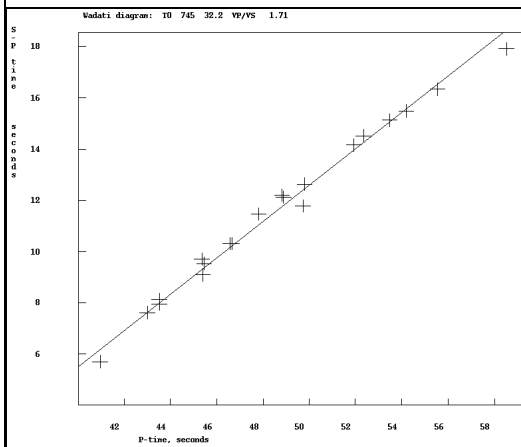
Evento 46 (11/08/2006)



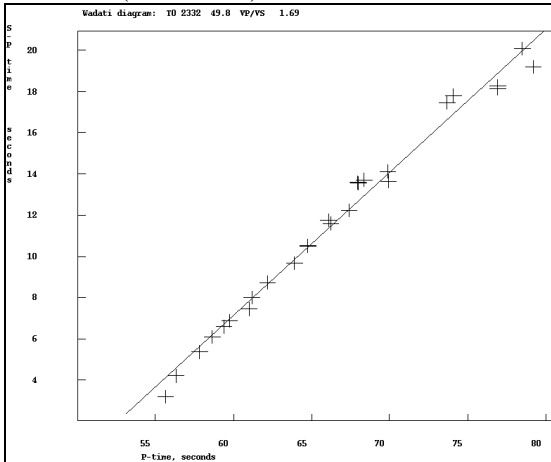
Evento 47 (13/08/2006)



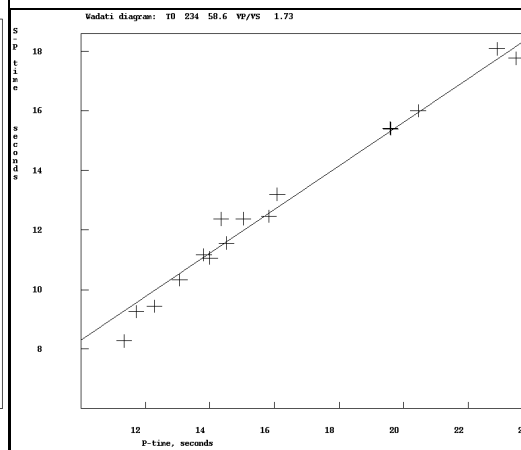
Evento 48 (16/09/2006)



Evento 49 (18/09/2006)

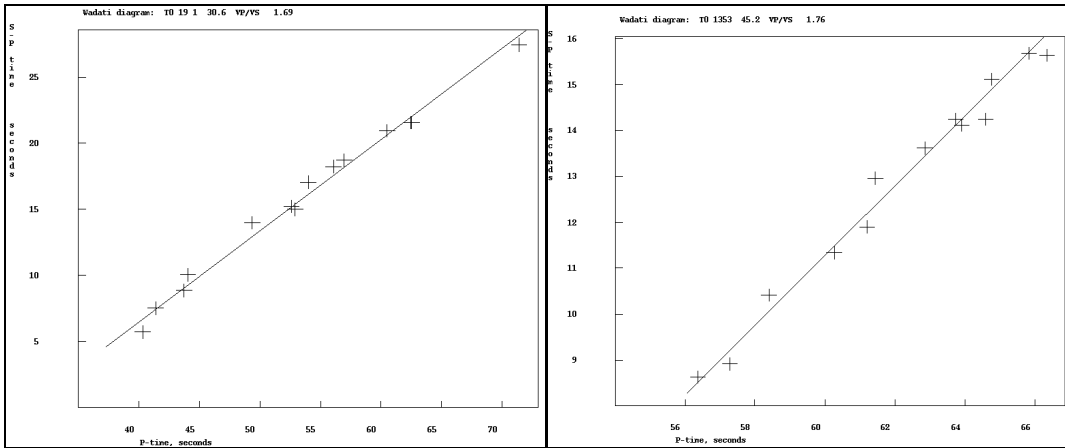


Evento 51 (13/10/2006)



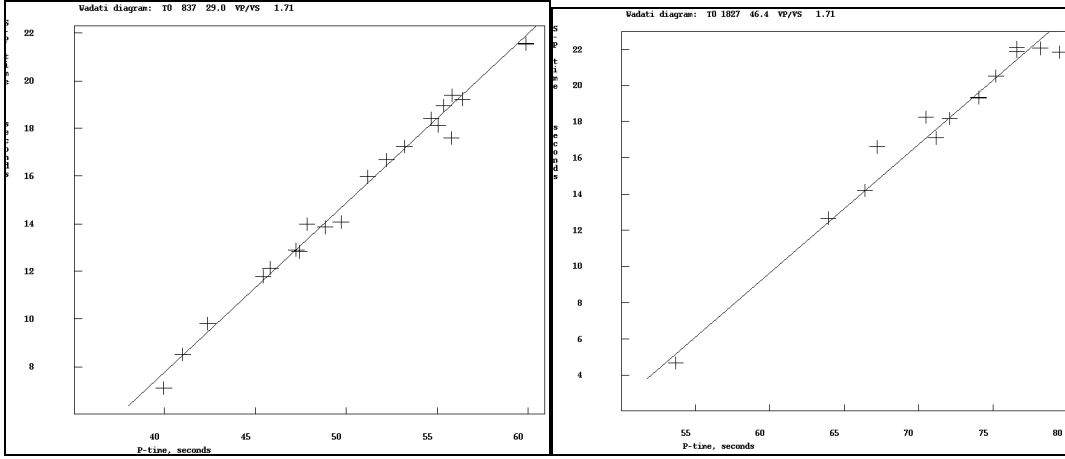
Evento 52 (14/10/2006)

Figura A6. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (eventos 46, 47, 48, 49, 51 y 52). Se graficó el tiempo de S-P contra tiempo de P.



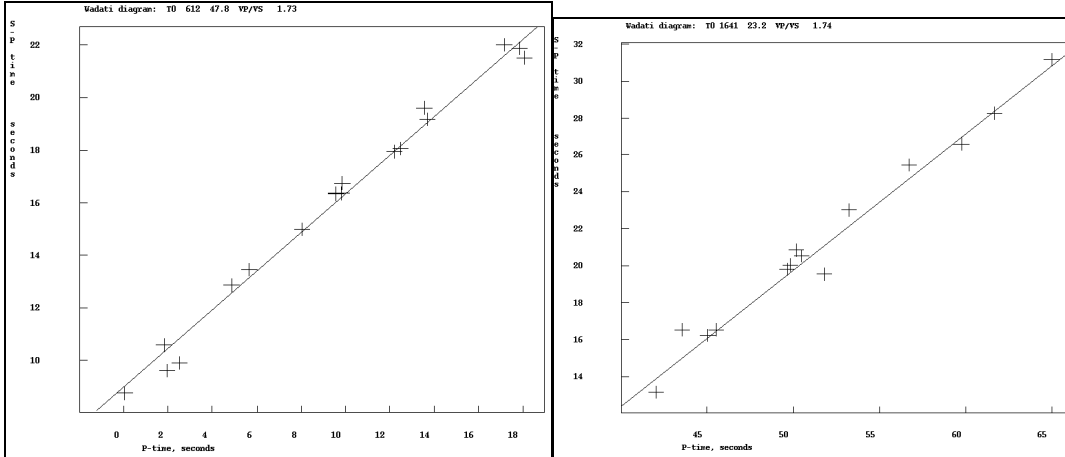
Evento 55 (13/10/2006)

Evento 56 (23/10/2006)



Evento 58 30/10/2006)

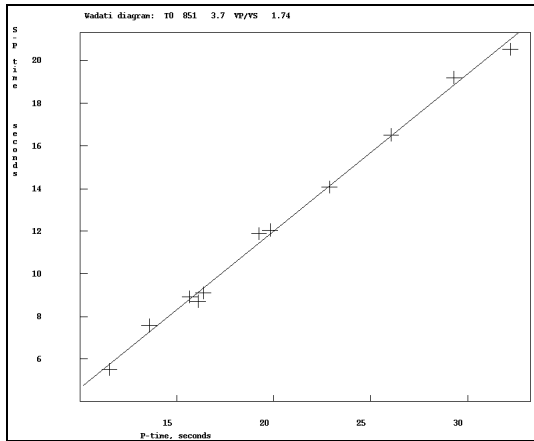
Evento 59 (24/11/2006)



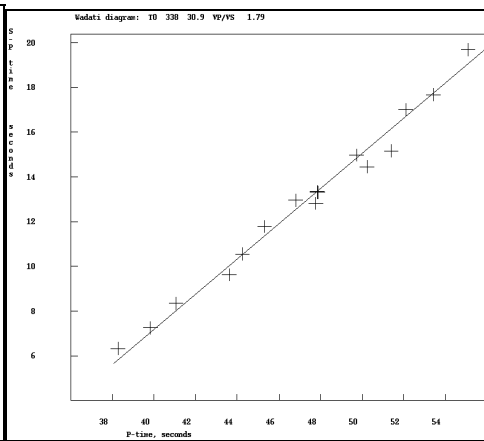
Evento 60 (25/11/2006)

Evento 61 (28/11/2006)

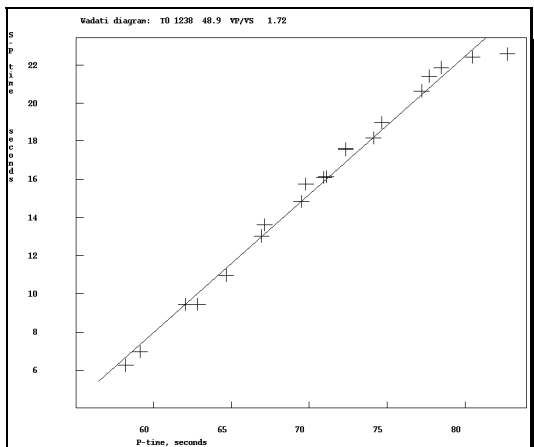
Figura A7. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (55, 56, 58, 59, 60 y 61). Se graficó el tiempo de S-P contra tiempo de P.



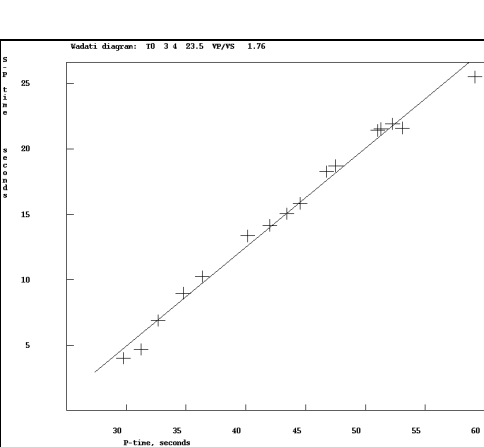
Evento 63 (13/12/2006)



Evento 64 (18/12/2006)



Evento 67 (29/12/2006)



Evento 90 (10/03/2007)

Figura A8. Diagramas de Wadati de algunos de los eventos localizados (63, 64, 67 y 90). Se graficó el tiempo de S-P contra tiempo de P.

Apéndice B

Representación grafica de los mecanismos focales determinados con FOCMEC

En este apéndice se muestran los mecanismos focales de cada sismo analizado en los cuales fueron determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de los primeros arribos de la onda P.

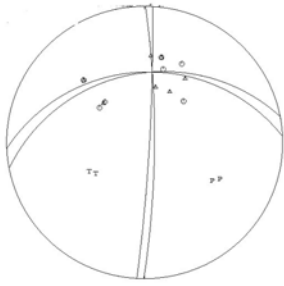
Los mecanismos focales se dividen en función de su calidad A y B, de acuerdo con los siguientes criterios.

Los de calidad A son aquellos que tienen prácticamente un sólo tipo de solución y ambos planos nodales bien restringidos ($<$ de 10° de variación en rumbo e inclinación).

Los de calidad B son aquellos donde uno de los planos nodales tiene un intervalo de variación amplio en rumbo e inclinación (entre 10° y 30°) (Montero et al., 2005). Además, en este estudio se agregó también la calidad C que son aquellas determinaciones que tienen más de un tipo de solución, pero se puede discernir entre cada uno.

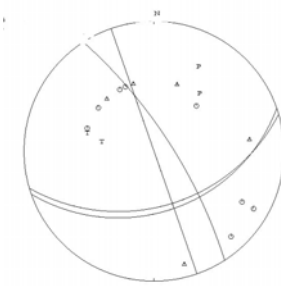
Aunque la mayoría de los mecanismos focales determinados en este trabajo son de calidad A y B, también existen algunos de calidad C. Para el mecanismo focal del evento número 37 se tomó la solución focal de fallamiento inverso, debido a que este evento también fue determinado por Harvard (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) y la solución reportada es la misma.

#01



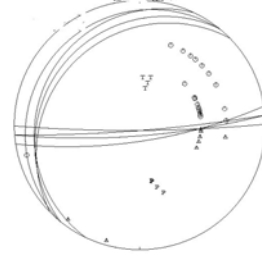
Strike: 3.23
 Dip: 85.91
 Rake: 54.90
 Calidad: **A**

#02



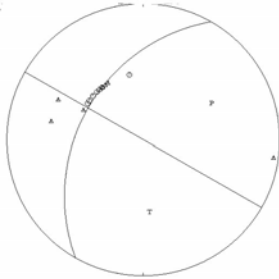
Strike: 292°
 Dip: 41.03
 Rake: 74.66
 Calidad: **B**

#03



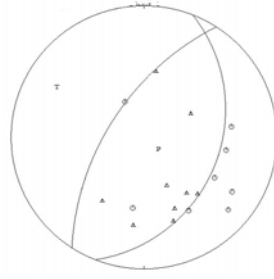
Strike: 220.11°
 Dip: 7.07
 Rake: 44.89
 Calidad: **A**

#04



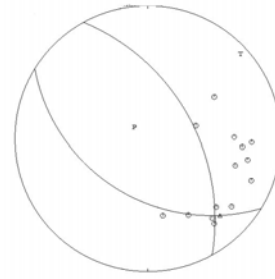
Strike: 174.88°
 Dip: 44.81°
 Rake: -44.81°
 Calidad: **A**

#08



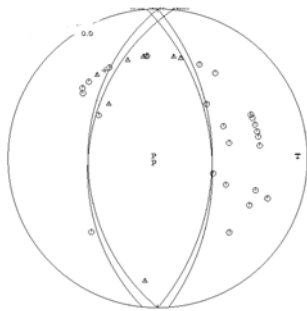
Strike: 212.88°
 Dip: 60.13°
 Rake: -84.23°
 Calidad: **A**

#09



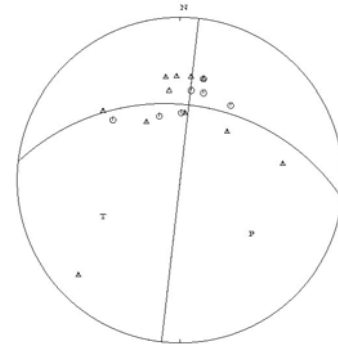
Strike: 331.11°
 Dip: 51.62°
 Rake: -70.72°
 Calidad: **A**

#10



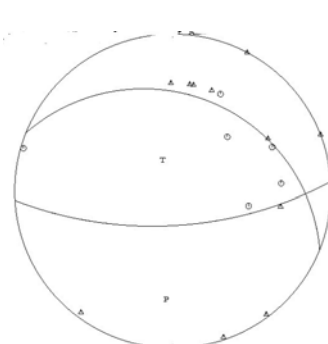
Strike: 198.58°
 Dip: 30.38°
 Rake: -80.08°
 Calidad: **A**

#11



Strike: 191.88°
 Dip: 81.82°
 Rake: -54.59°
 Calidad: **A**

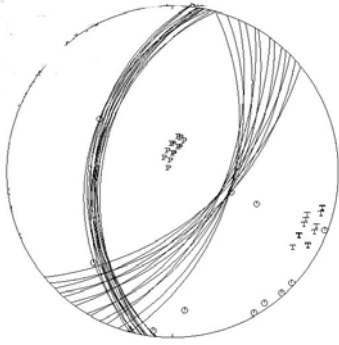
#12



Strike: 86.64°
 Dip: 65.41°
 Rake: 78.99°
 Calidad: **A**

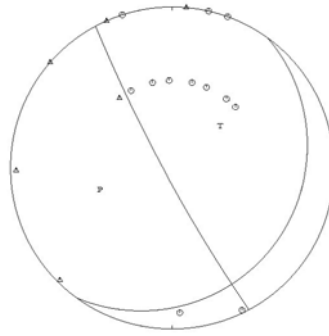
Figura B1. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P. Los planos se proyectan en el hemisferio de la esfera focal inferior. P y T corresponden a los ejes de Presión y de Tensión. Los círculos representan las compresiones y los triángulos las dilataciones.

#13



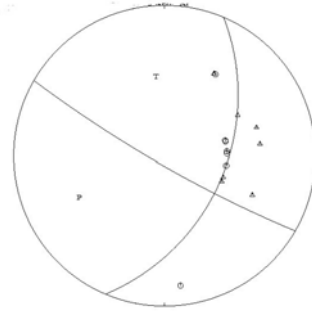
Strike: 31.07°
 Dip: 50.73°
 Rake: -77.04°
 Calidad: **B**

#14



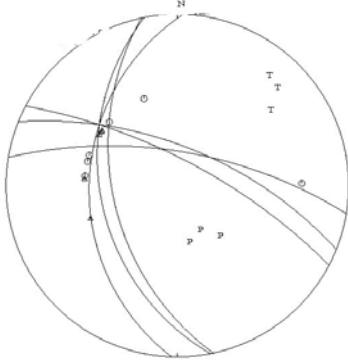
Strike: 157.85°
 Dip: 80.61°
 Rake: 69.72°
 Calidad: **A**

#17



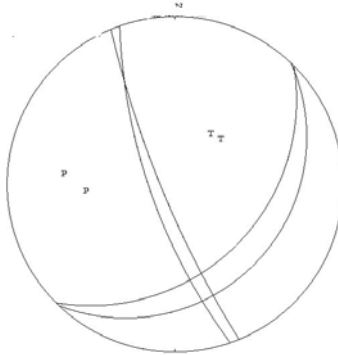
Strike: 119.95°
 Dip: 82.95°
 Rake: 44.56°
 Calidad **A**

#18



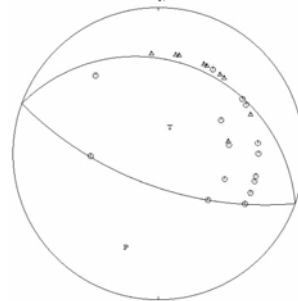
Strike: 168.86°
 Dip: 41.41°
 Rake: -40.89°
 Calidad: **B**

#19



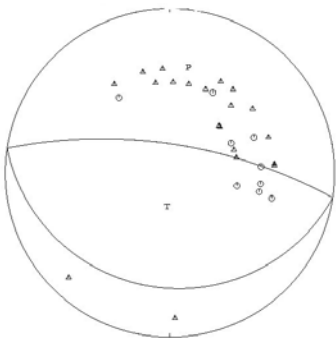
Strike: 157.58°
 Dip: 80.61°
 Rake: 69.72°
 Calidad: **A**

#20



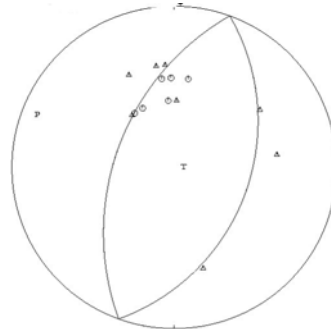
Strike: 110°
 Dip: 65°
 Rake: 90°
 Calidad: **A**

#22



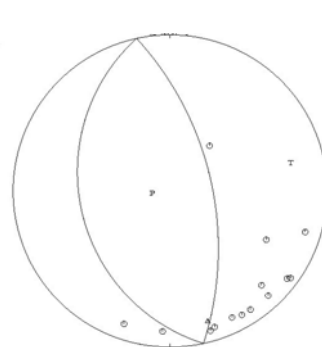
Strike: 115°
 Dip: 40°
 Rake: 90°
 Calidad: **B**

#24



Strike: 20°
 Dip: 40°
 Rake: 90°
 Calidad: **A**

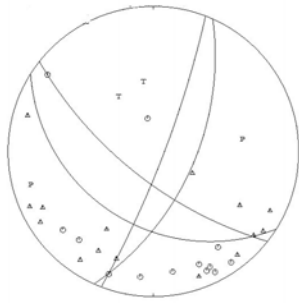
#25



Strike: 180°
 Dip: 75°
 Rake: -90°
 Calidad: **A**

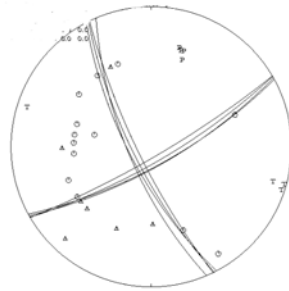
Figura B2. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 13, 14, 17, 18, 19, 20, 22, 24 y 25).

#26



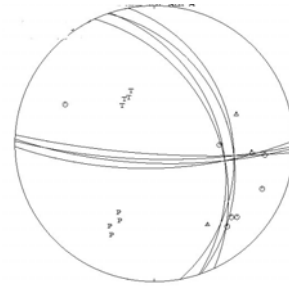
Strike: 122.34°
 Dip: 36.22°
 Rake: 13.93°
 Calidad: A

#27



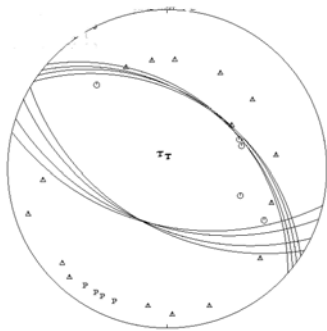
Strike: 61.25°
 Dip: 74.24°
 Rake: -19.66°
 Calidad: A

#30



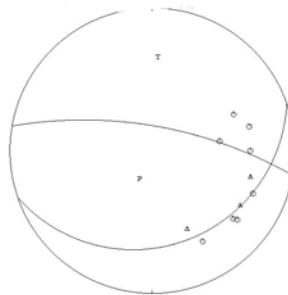
Strike: 91.08°
 Dip: 77.05°
 Rake: 59.13°
 Calidad: A

#31



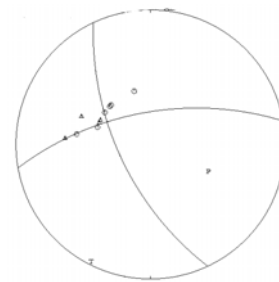
Strike: 120°
 Dip: 50.18°
 Rake: 83.48°
 Calidad: A

#32



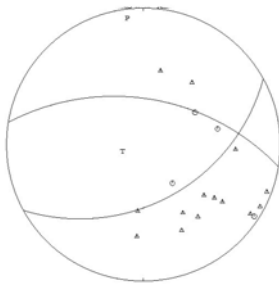
Strike: 279.95°
 Dip: 70.32°
 Rake: -79.37°
 Calidad: A

#34



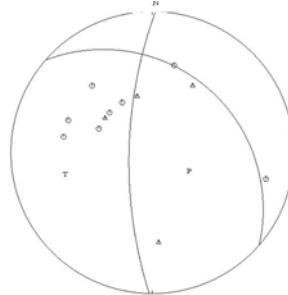
Strike: 142.72°
 Dip: 54.6°
 Rake: -45.28°
 Calidad: A

#35



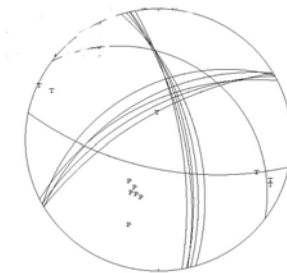
Strike: 65.02°
 Dip: 45.22°
 Rake: 82.95°
 Calidad: A

#36



Strike: 219.18°
 Dip: 50.18°
 Rake: -83.48°
 Calidad: B

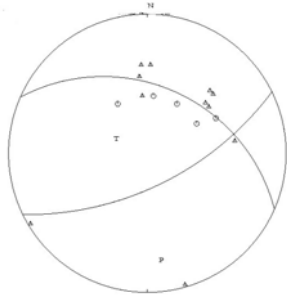
#37



Strike: 101.85°
 Dip: 65.41°
 Rake: 78.99°
 Calidad: C

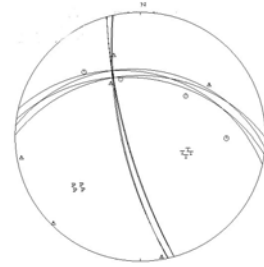
Figura B3. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 26, 27, 30, 31, 32, 34, 35, 36, y 37).

#38



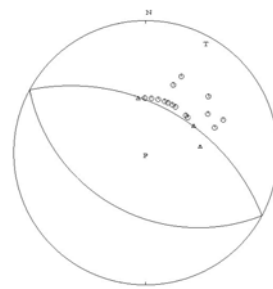
Strike: 63.83°
 Dip: 63.05°
 Rake: 61.7°
 Calidad: **A**

#41



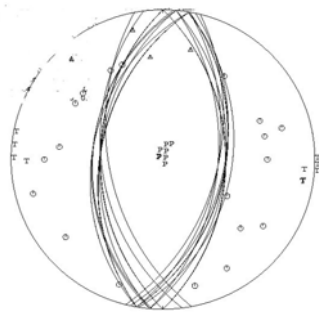
Strike: 270.63°
 Dip: 37.70°
 Rake: 20.29°
 Calidad: **A**

#42



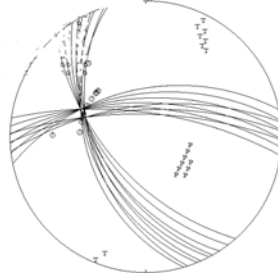
Strike: 295°
 Dip: 50°
 Rake: -90°
 Calidad: **B**

#43



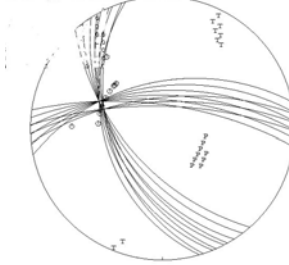
Strike: 185°
 Dip: 45°
 Rake: -90°
 Calidad: **A**

#45



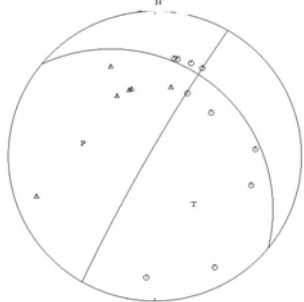
Strike: 150.55°
 Dip: 51.13°
 Rake: -34.36°
 Calidad: **B**

#46



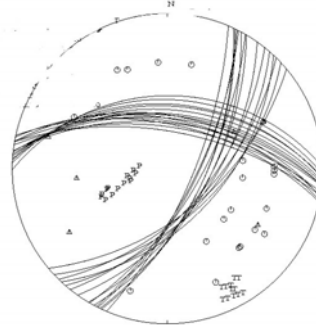
Strike: 138.58°
 Dip: 58.23°
 Rake: -47.57°
 Calidad: **B**

#47



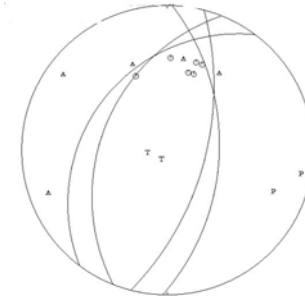
Strike: 309.39°
 Dip: 25.46°
 Rake: 10.59°
 Calidad: **A**

#48



Strike: 269.56°
 Dip: 39.67°
 Rake: -57.6°
 Calidad: **B**

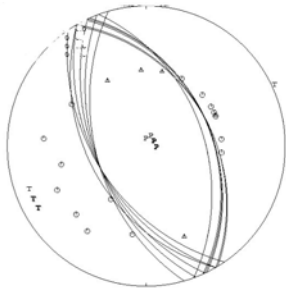
#49



Strike: 15°
 Dip: 61°
 Rake: 79°
 Calidad: **A**

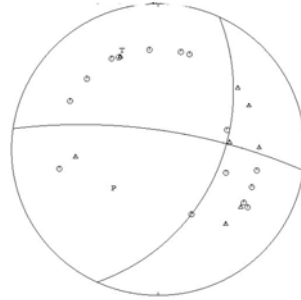
Figura B4. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 38, 41, 42, 43, 45, 46, 47, 48 y 49).

#50



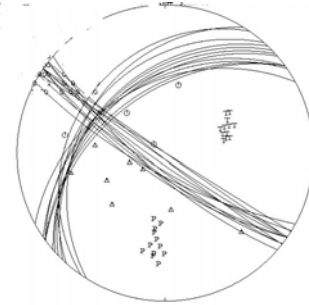
Strike: 330°
 Dip: 40°
 Rake: -90°
 Calidad: **A**

#51



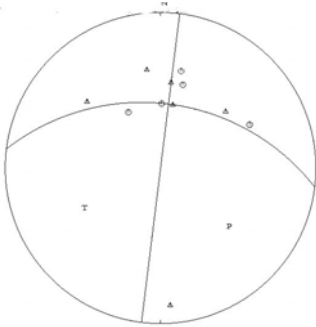
Strike: 278.26°
 Dip: 74.81°
 Rake: -48.24°
 Calidad: **A**

#52



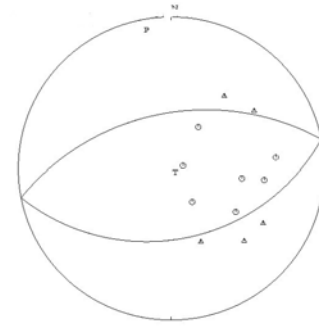
Strike: 214.62°
 Dip: 25°
 Rake: 0°
 Calidad: **B**

#55



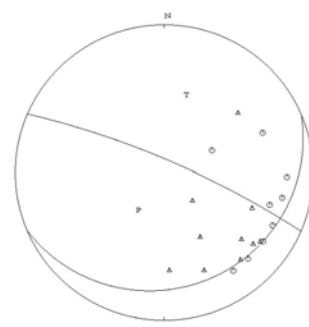
Strike: 7.06°
 Dip: 90°
 Rake: 45°
 Calidad: **A**

#56



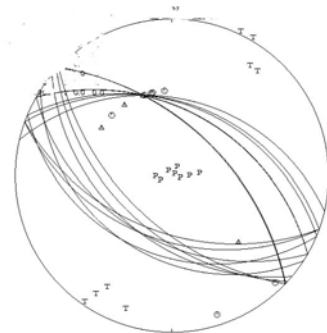
Strike: 80.67°
 Dip: 40.00°
 Rake: 90°
 Calidad: **A**

#58



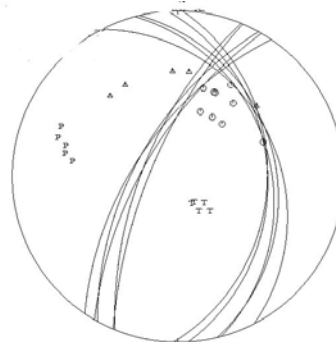
Strike: 293.3°
 Dip: 2580.15°
 Rake: -79.85°
 Calidad: **A**

#59



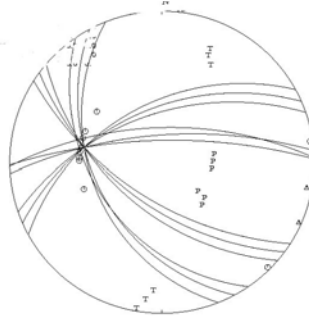
Strike: 290°
 Dip: 40°
 Rake: -90°
 Calidad: **B**

#60



Strike: 346.4°
 Dip: 28.9°
 Rake: 57.62°
 Calidad: **B**

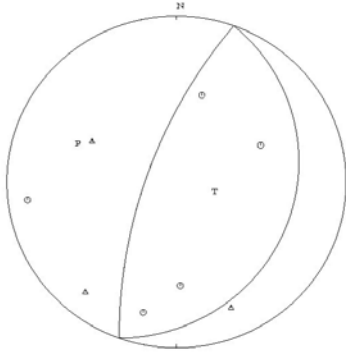
#61



Strike: 145.41°
 Dip: 41.41°
 Rake: -40.89°
 Calidad: **B**

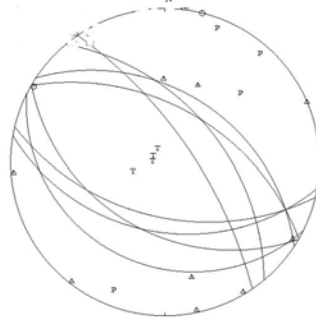
Figura B5. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 50, 51, 52, 55, 56, 58, 59, 60 y 61).

#62



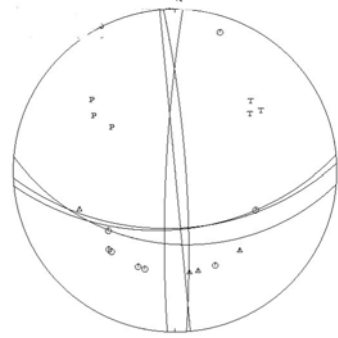
Strike: 30°
 Dip: 15°
 Rake: 90°
 Calidad: **B**

#63



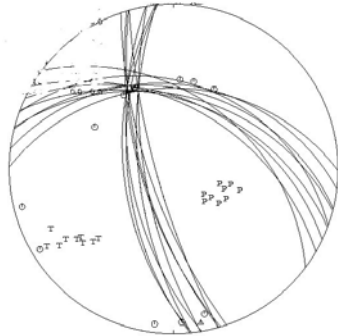
Strike: 120.11°
 Dip: 41.03°
 Rake: 74.66°
 Calidad: **B**

#64



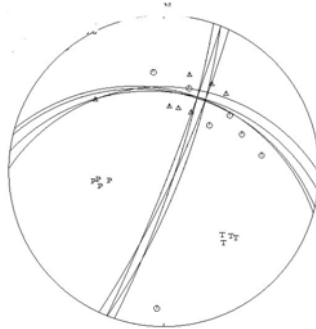
Strike: 356.65°
 Dip: 82.36°
 Rake: -49.57°
 Calidad: **A**

#65



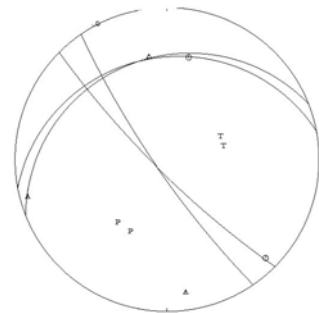
Strike: 248.43°
 Dip: 33.23°
 Rake: 61.81°
 Calidad: **B**

#67



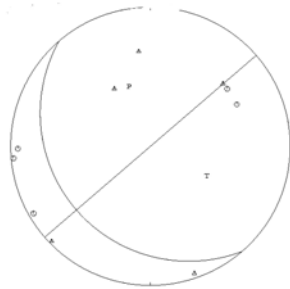
Strike: 270.85°
 Dip: 33.23°
 Rake: -24.15°
 Calidad: **A**

#70



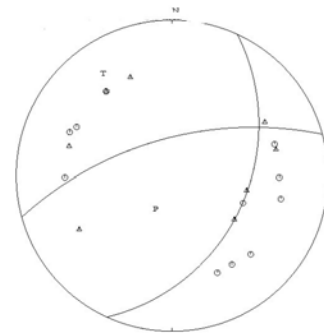
Strike: 248°
 Dip: 22.27°
 Rake: 25.51°
 Calidad: **A**

#71



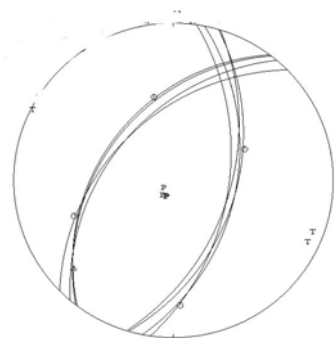
Strike: 231.43°
 Dip: 90°
 Rake: 75°
 Calidad: **B**

#72



Strike: 254.64°
 Dip: 63.05°
 Rake: -61.70°
 Calidad: **A**

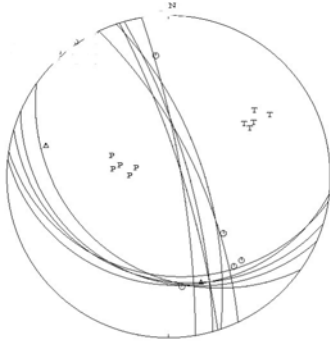
#75



Strike: 217.04°
 Dip: 41.03°
 Rake: -74.66°
 Calidad: **A**

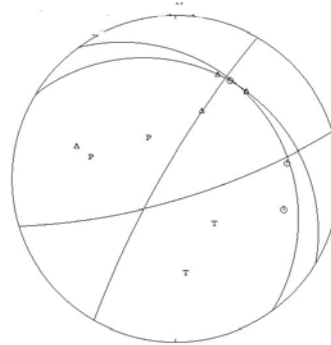
Figura B6. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 62, 63, 64, 65, 67, 70, 71, 72 y 75).

#77



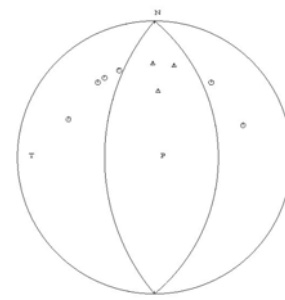
Strike: 334.52°
 Dip: 70.71°
 Rake: -74.08°
 Calidad: A

#78



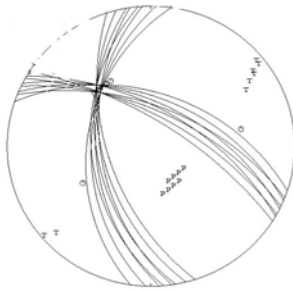
Strike: 301.15°
 Dip: 21.09°
 Rake: -44.01°
 Calidad: B

#79



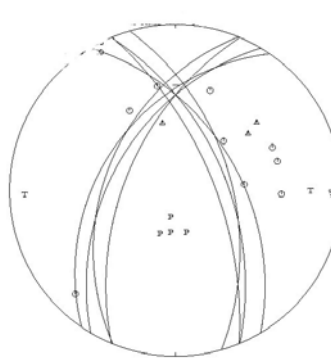
Strike: 180°
 Dip: 50°
 Rake: -90°
 Calidad: A

#80



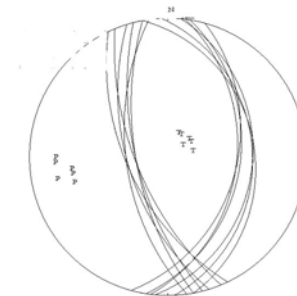
Strike: 162.12°
 Dip: 56.17°
 Rake: -53°
 Calidad: B

#81



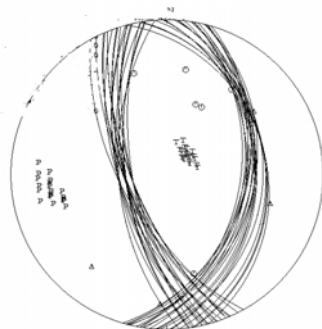
Strike: 210.57°
 Dip: 37.7°
 Rake: -64.96°
 Calidad: A

#85



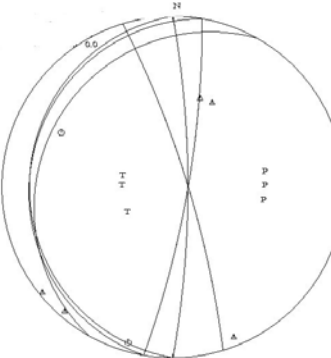
Strike: 165°
 Dip: 65°
 Rake: 90°
 Evento: 85
 Calidad: B

#85



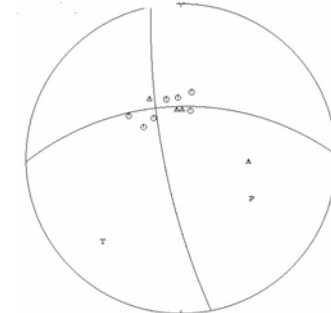
Strike: 165°
 Dip: 65°
 Rake: 90°
 Calidad: B

#86



Strike: 147.97°
 Dip: 75.52°
 Rake: -74.5°
 Calidad: B

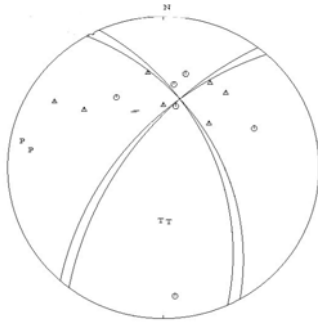
#88



Strike: 164.21°
 Dip: 83.59°
 Rake: -39.57°
 Calidad: A

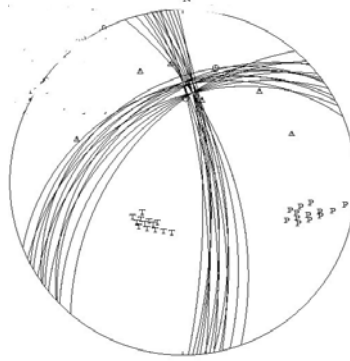
Figura B7. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 77, 78, 79, 80, 81, 85, 86 y 88).

#90



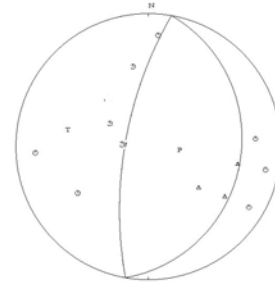
Strike: 330.54°
 Dip: 51.13°
 Rake: 34.36°
 Calidad: **A**

#94



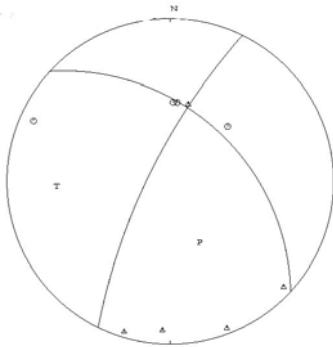
Strike: 356.79°
 Dip: 71.94°
 Rake: 63.61°
 Calidad: **B**

#95



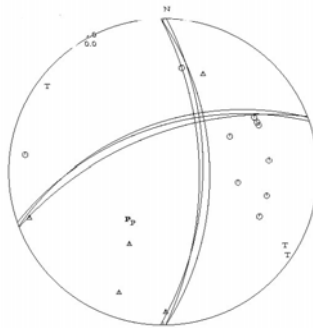
Strike: 190°
 Dip: 75°
 Rake: -90°
 Calidad: **A**

#96



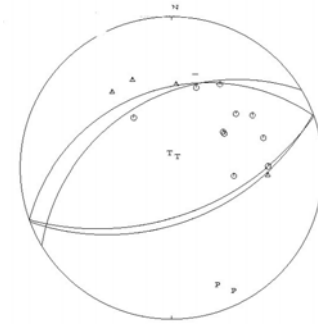
Strike: 206.20°
 Dip: 74.81°
 Rake: -48.24°
 Calidad: **A**

#97



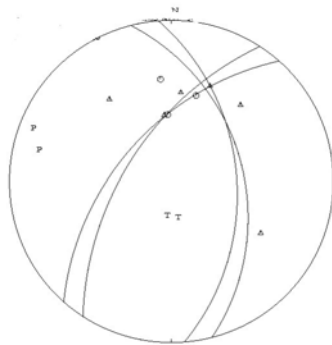
Strike: 250.56°
 Dip: 60°
 Rake: -35.26°
 Calidad: **A**

#98



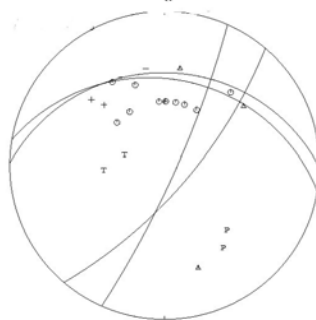
Strike: 70°
 Dip: 55°
 Rake: 90°
 Calidad: **A**

#99



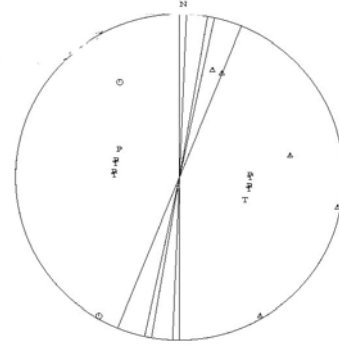
Strike: 345.5°
 Dip: 42.06°
 Rake: 50.89°
 Calidad: **A**

#100



Strike: 40.55°
 Dip: 71.25°
 Rake: 68.83°
 Calidad: **A**

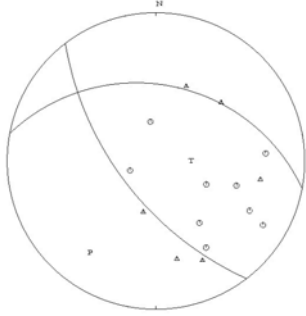
#101



Strike: 0°
 Dip: 90°
 Rake: 90°
 Calidad: **B**

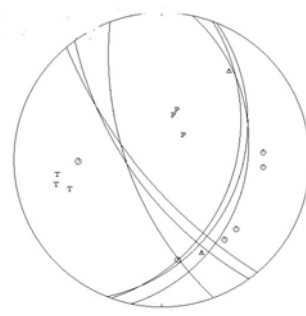
Figura B8. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 90, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100 y 101).

#102



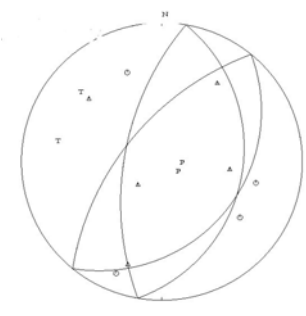
Strike: 289.57°
Dip: 33.23°
Rake: 61.81°
Calidad: **A**

#103



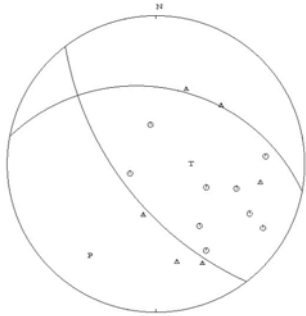
Strike: 8.46°
Dip: 28.9°
Rake: -57.62°
Calidad: **B**

#104



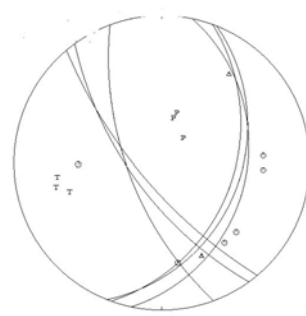
Strike: 190°
Dip: 60°
Rake: -90°
Calidad: **B**

107



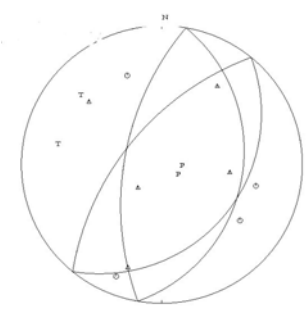
Strike: 60°
Dip: 20°
Rake: 90°
Calidad: **A**

108



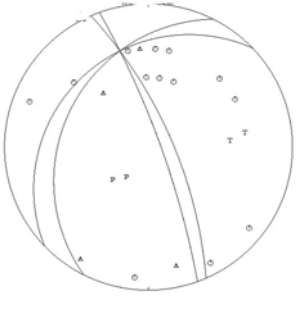
Strike: 307.59°
Dip: 78.56°
Rake: -49.02°
Calidad: **B**

109



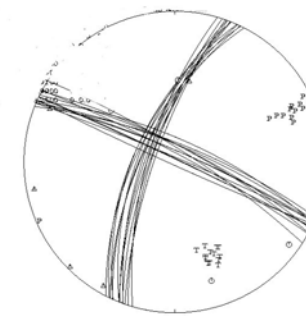
Strike: 283.27°
Dip: 55.61°
Rake: -77.85°
Calidad: **B**

#110



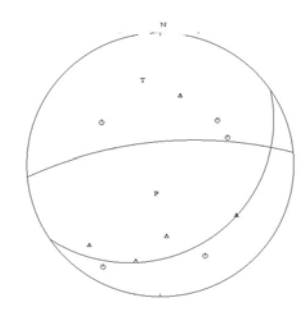
Strike: 245.88°
Dip: 80.04°
Rake: -84.92°
Calidad: **A**

#111



Strike: 114.33°
Dip: 87.5°
Rake: -29.91°
Calidad: **B**

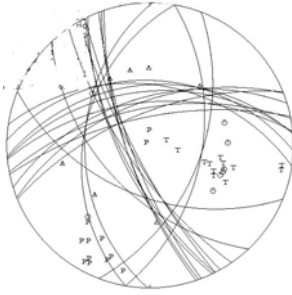
#112



Strike: 261.34°
Dip: 75.06°
Rake: -84.86°
Calidad: **A**

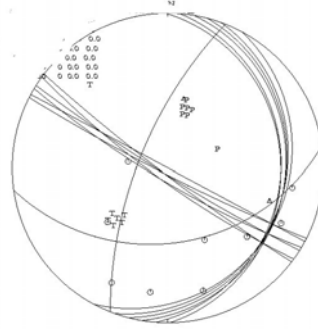
Figura B9. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 102, 103, 104, 107, 108, 109, 110, 111 y 112).

#113



Strike: 186.89°
Dip: 40.00°
Rake: -90°
Calidad: C

#114



Strike: 28.29°
Dip: 15°
Rake: 0°
Calidad: C

Figura B10. Mecanismos focales obtenidos en este estudio, determinados con el programa Focmec por el método de polaridad de primeros arribos de la onda P (eventos 113 y 114).

Clasificación del régimen de esfuerzos de acuerdo a Zoback (1992)

Los ángulos de inclinación (H) de los ejes de Tensión (T) y Presión (P) que se usan para asignar el régimen de esfuerzo, se resumen en la siguiente tabla.

Tabla C1. Clasificación de Zoback (1992) de los regimenes de esfuerzos dependientes de las orientaciones de los ejes Tensión (T), Presión (P) y Nulo (B). H(P), H(T) y H(B), representan los ángulos de inclinación o echados de los ejes respectivos.

Eje P/S1	Eje N/S2	Eje T/S3	Régimen
H(P) >52°		H(T)<35°	N
40°<H(P)<52°		H(T)<20°	NL
H(P)<40	H(N)>45	H(T)<20°	L
H(P)<20	H(N)>45	H(T)<40	L
H(P)<20		40°<H(T)<52°	IL
H(P)<35		H(T)> 52°	I

donde N es normal, I=Inverso, L=Lateral; esto para los movimientos puros, para los combinados se tiene, IL=movimiento inverso con componente lateral, NL=movimiento normal con componente lateral.

Tabla C2. Se muestran el plano nodal de los eventos calculados con primeros arribos de la onda P, con el programa Focmec así como los ejes de Presión (P) y Tensión (T).

Evento	STRIKE	DIP	RAKE	EJES P (°)		EJES T (°)	
	(°)	(°)	(°)	Trend	Plunge	Trend	Plunge
01	323	85.91	54.90	40	20	10	20
2	292	41.03	74.66	213.36	4.92	97.49	78.83
3	220.11	7.07	44.89	170.82	39.82	0.93	49.79
4	174.88	44.81	-44.81	152.97	58.53	48.59	8.65
8	212.88	60.13	-84.23	138.02	74.21	298.66	14.94
9	331.11	51.62	-70.72	300.18	74.21	47.56	4.83
10	198.58	30.38	-80.08	261.98	74.21	101.34	14.94
11	191.88	81.82	-54.59	135.42	42.15	254.22	28.02
12	86.64	65.41	78.99	184.88	19.68	335.76	67.73
13	14.18	50.18	-83.48	324.89	82.93	99.56	4.98
14	157.85	80.61	69.71	250.4	39.27	50.42	48.97
17	119.95	82.95	44.56	243.4	23.93	351.78	35.4

18	168.86	41.41	-40.89	35.66	18	35	48
19	157.58	80.61	69.72	259	88	30	20
20	110	65	90	200	20	20	70
22	115	40	90	25	5	205	85
24	20	40	90	290	5	110	85
25	180	75	-90	90	60	270	30
26	122.34	36.22	13.93	83.37	28.02	324.58	42.15
27	61.25	74.24	-19.66	18.49	24.9	109.47	2.11
30	91.08	77.05	59.13	204.81	25.66	327.82	48.59
31	120	45	90	30	0	180	90
32	279.95	70.32	-79.37	206.76	63.19	1.71	24.59
34	142.72	54.6	-45.28	112.88	55	202.88	0
35	65.02	45.22	82.95	340	0	250	85
36	219.18	50.18	-83.48	169.89	82.93	304.56	4.98
37	101.85	65.41	78.99	200.1	19.68	350.97	67.73
38	63.83	63.05	61.7	174	13.57	289.91	61.1
41	270.63	37.70	20.29	220	21	48	16
42	295	50	-90	205	85	25	5
43	185	45	-90	0	90	275	0
45	150.55	51.13	-34.36	123.34	48.97	24.47	7.64
46	138.58	58.23	-47.57	104.21	54.69	200.01	4.09
47	309.39	25.46	10.59	278.17	35.63	144.42	43.97
48	269.56	39.67	-57.6	270.8	67.73	157	9.39
49	15	65	90	105	20	285	70
50	330	40	-90	60	85	240	5
51	278.26	74.81	-48.24	229.13	43.97	338.4	18.89
52	214.62	25	0	191.71	39.86	57.53	39.86
55	7.06	90	45	132.32	30	241.79	30
56	80.67	40	90	355	5	175	85
58	293.3	80.15	-79.85	215.48	53.78	14.62	34.39
59	290	40	-90	25	85	205	5
60	346.4	28.9	57.62	280.05	19.29	140.85	65.19
61	145.41	41.41	-40.89	132.7	56.77	22.15	12.95
62	30	15	90	300	30	120	60
63	120.11	41.03	74.66	24.56	4.98	249.89	82.93
64	356.65	82.36	-49.57	302.73	38.87	55.95	26.06
65	248.43	33.23	61.81	178.6	14.48	46.58	68.91
67	270.85	33.23	-24.15	258.14	48.59	135.13	25.66
70	248.00	22.27	25.51	255.02	44.78	84.98	44.78
71	231.43	90	75	335.94	43.08	126.92	43.08
72	254.64	63.05	-61.70	232.03	78.83	81.34	47.73
75	217.04	41.03	-74.66	232.09	78.83	116.22	4.92
77	334.52	70.71	-74.08	268.17	61.1	52.26	24.09
78	301.15	21.09	-44.01	323	56.77	175.64	28.88
79	180	50	-90	90	85	270	5
80	162.12	56.17	-53	129.43	59.62	226.85	4.33
81	210.57	37.7	-64.96	224.55	72.04	102.9	9.66
82	211.3	11.17	-63.26	267.9	54.69	98.49	34.85
85	165	65	90	255	20	75	70
88	164.21	83.59	-39.57	114.09	31.77	218.31	21.63
89	171.51	87.13	34.9	300.11	21.63	41.3	26.06

90	330.54	51.13	34.36	267.62	7.64	177.75	48.97
94	356.79	71.94	63.61	106.69	22.52	233.35	55.22
95	190	75	-90	100	60	280	30
96	206.20	74.81	-48.24	76.53	9.39	297.7	30
97	250.56	60	-35.26	215.29	45	305.29	0
98	70	55	90	160	10	340	80
99	345.5	42.06	50.89	282.35	9.05	173.97	63.19
100	40.55	71.25	68.83	146.71	23.4	281.39	58.39
101	0	90	90	90	45	270	45
102	289.57	33.23	61.81	219.75	14.48	87.72	68.91
103	8.46	28.9	-57.62	34.01	65.19	254.81	19.29
104	190	60	-90	100	75	280	15
107	60	20	90	330	25	150	65
108	307.59	78.56	-49.02	255.89	41.56	7.46	22.52
109	283.27	55.61	-77.85	230.9	75.89	4.58	9.85
110	245.88	80.04	-84.92	162.1	54.69	331.51	34.85
111	114.33	87.5	-29.91	290	22.52	163.99	18.75
112	261.34	75.06	-84.82	178.58	59.62	347.12	29.87
113	185	45	-90	0	90	275	0
114	28.29	15	0	13.77	43.08	222.8	43.08

Imágenes aeromagnéticas del Bloque de Jalisco

En este apéndice se analizan las imágenes aeromagnéticas de las zonas A, B y C respectivamente; para confirmar la información de las estructuras que pudieron generar los eventos en estas áreas. Las imágenes fueron procesadas e interpretadas por López-Loera (comunicación personal, 2010).

En la imagen de reducción al polo continuación a 3 km (Figura D1), el epicentro se asocia con un alineamiento representado por bajos magnéticos NW-SE.

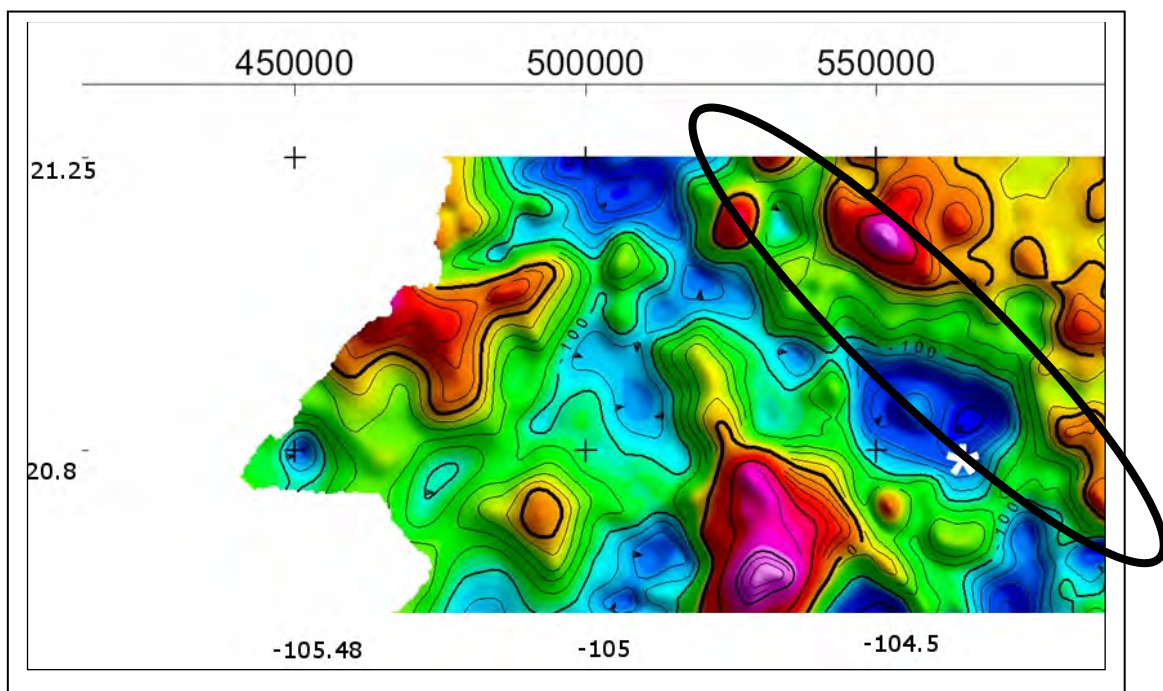


Figura D1. Campo magnético reducido al polo y continuación ascendente 3 km. La estrella es el epicentro evento analizado

Primera derivada (Figura D2), presenta una asociación con una alineación NW-SE.

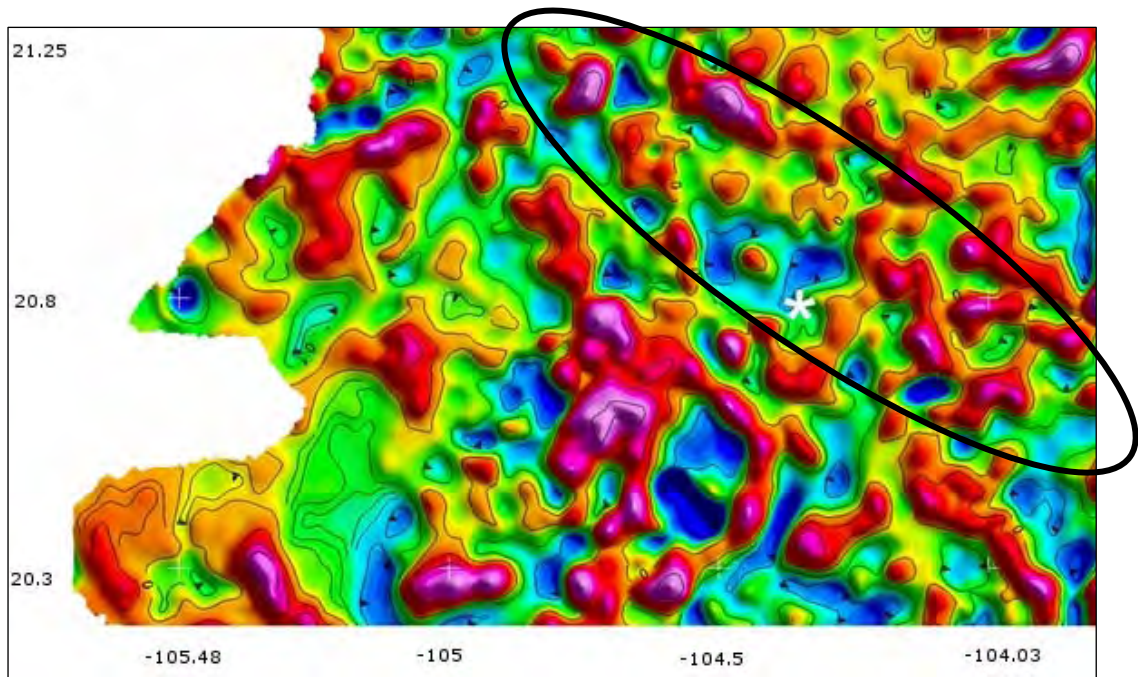


Figura D2. Primera derivada vertical del campo magnético reducido al polo y continuado ascendentemente 3 km. La estrella es el epicentro del evento analizado. La estrella es el evento analizado.

La señal analítica. Metodología para el análisis de las imágenes aeromagnéticas que consiste en delimitar los límites de los cuerpos que originan las anomalías magnéticas, en especial cuando el magnetismo remanente o la baja latitud magnética complican la interpretación (Aragón et al., 2009). La Figura D3 tiene una alineación con dirección NE-SW, además de una pequeña alineación Norte-Sur.

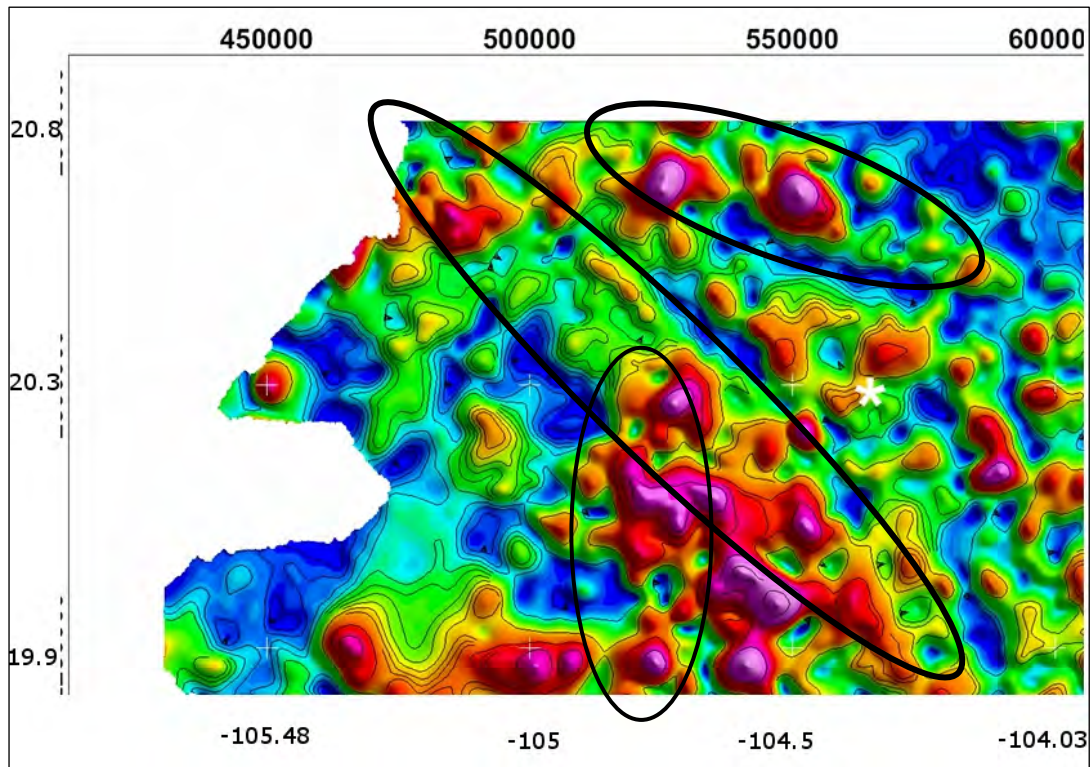


Figura D3. Señal analítica del campo magnético reducido al polo y continuado ascendentemente 3 km. La estrella es el evento analizado. La estrella indica el epicentro del evento analizado

Análisis de imágenes aeromagnéticas de la zona B y C

En la imagen de reducción al polo (Figura D4), en donde se encuentran los eventos 48 y 51, se observa una estructura pequeña con una dirección NW-SE y otra alineación NE-SW. Para el evento 95 (ver Figura 4.8), que se encuentra en el sur del graben de Colima, en la parte oeste se encuentran dos alineaciones, una con dirección Norte-Sur y otra con dirección NW-SE. Los tres eventos que se encuentran al sur del graben de Colima, 72, 108 y 43, en el lado oeste se asocian con una alineación de dirección NE-SW, el evento 72 tiene otra alineación Norte-Sur.

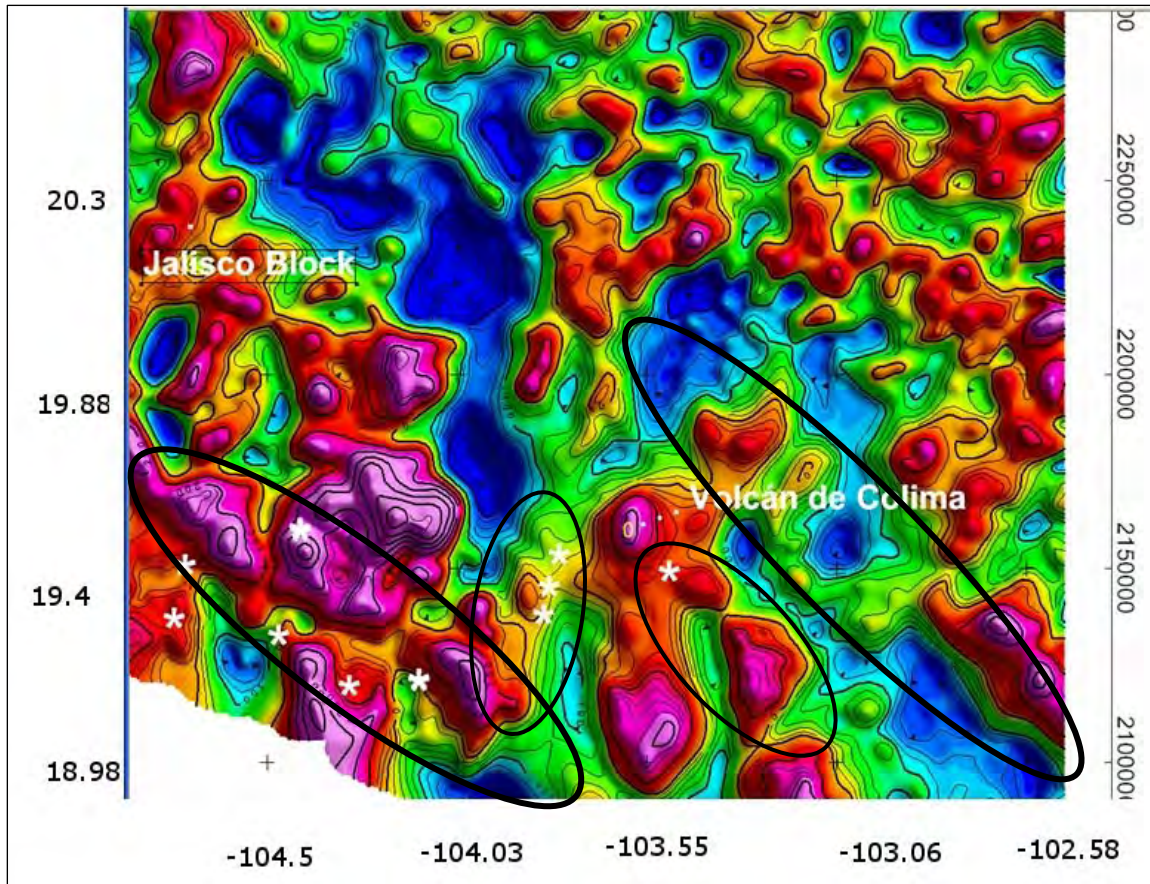


Figura D4. Campo magnético reducido al polo y continuado ascendentemente 3 km. Las estrellas son los eventos analizados. Las estrellas son los epicentros de los eventos analizados.

En la imagen de la Primera Derivada (Figura D5), en los eventos 48 y 51 se observa una alineación NW-SE, y otra alineación NE-SW. En los eventos que se encuentran en la zona B, al este del graben sur de Colima, eventos 72, 108 y 43 (ver Figura 4.18) se observa una alineación NE-SW. Para el evento 95 que se ubica en el sur del graben de Colima, en el lado este (ver Figura 4.18), se encuentra una asociación Norte-Sur.

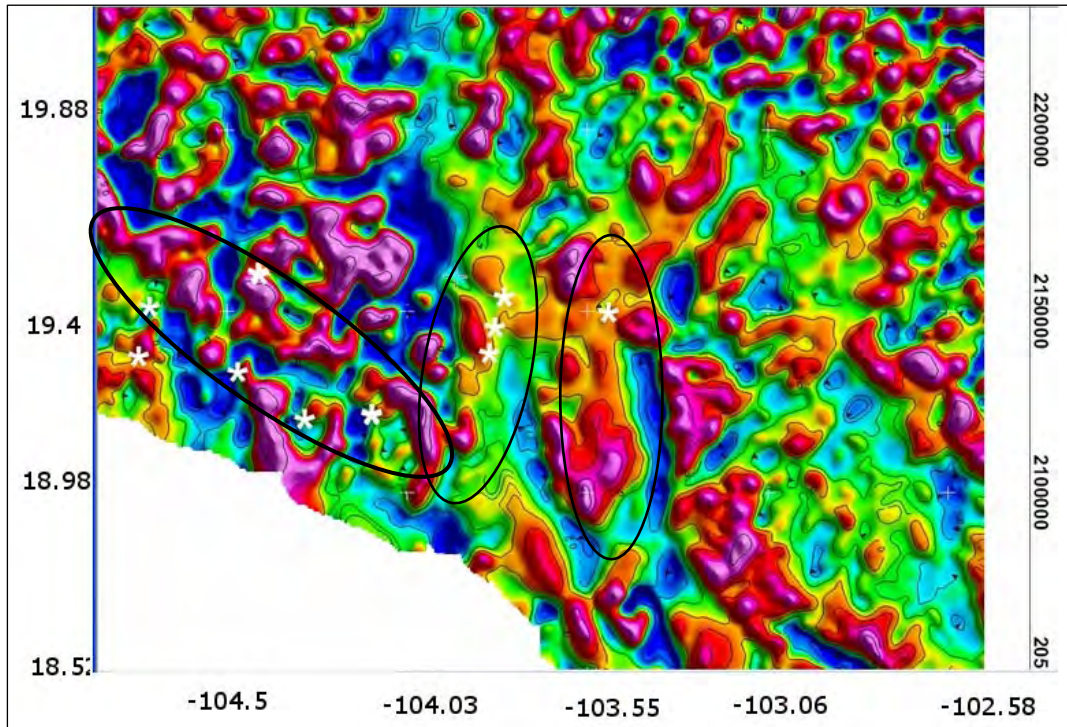


Figura D5. Primera Derivada vertical del campo magnético reducido al polo y continuado ascendientemente 3 km. Las estrellas indican los epicentros de los eventos analizados.

En la imagen de señal analítica (ver Figura D6), en donde se encuentran los eventos 48 y 51 se observa un alineamiento NW-SE. Por otro lado, para los tres eventos que se encuentran en el sur del graben de Colima, llamados en este trabajo 72, 108 y 43 (ver Figura 4.18) se observa una alineación NE-SW.

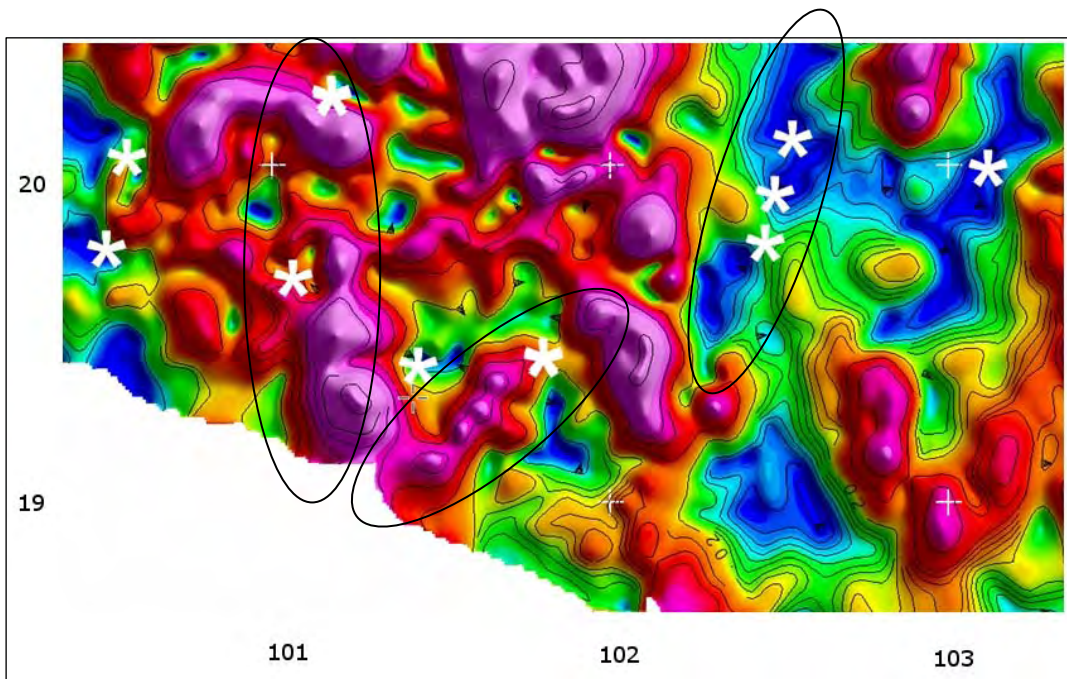


Figura D6. Señal analítica _ campo magnético reducido al polo y continuado ascendientemente 3 km. Las estrellas corresponden a los epicentros de los eventos analizados.

Comparación de señales

Se compara las señales de los eventos 48 y 51 así como de los eventos 11 y 55. A continuación se muestran algunas de las señales de los eventos 48 y 51 en la componente BHZ, se puede observar que las señales son cualitativamente similares, por lo que la fuente sismogénica probablemente sea la misma.

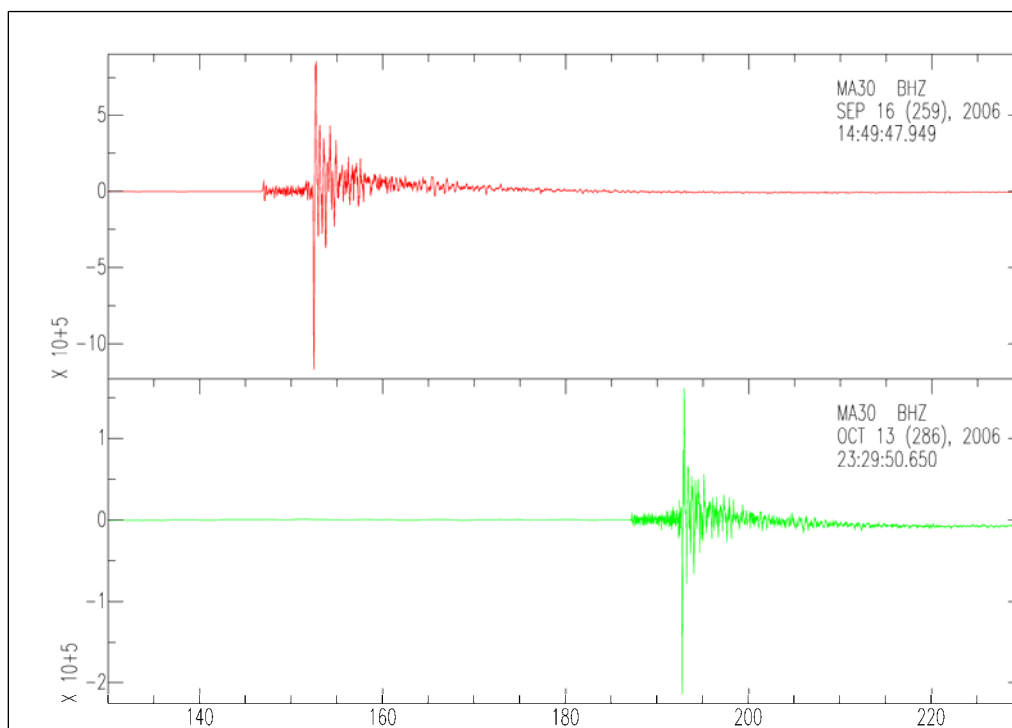


Figura E1. Señales de los eventos 48 y 51 de la estación MA30. La señal de color rojo (sismograma superior) corresponde al evento 48 y la de color verde (sismograma inferior) al evento 51.

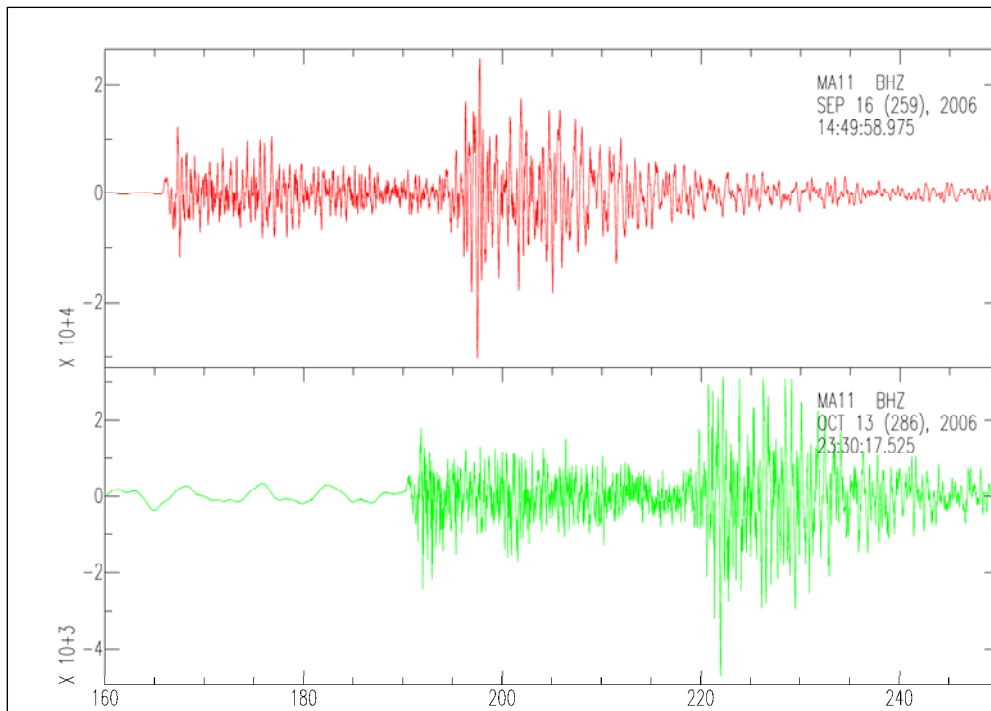


Figura E2. Señales de los eventos 48 (16/septiembre/2006; M_L 4.4) y 51 (13/octubre/2006; M_L 3.7) de la estación MA11. La señal de color rojo (sismograma superior) corresponde al evento 48 y la verde al evento 51 (sismograma inferior).

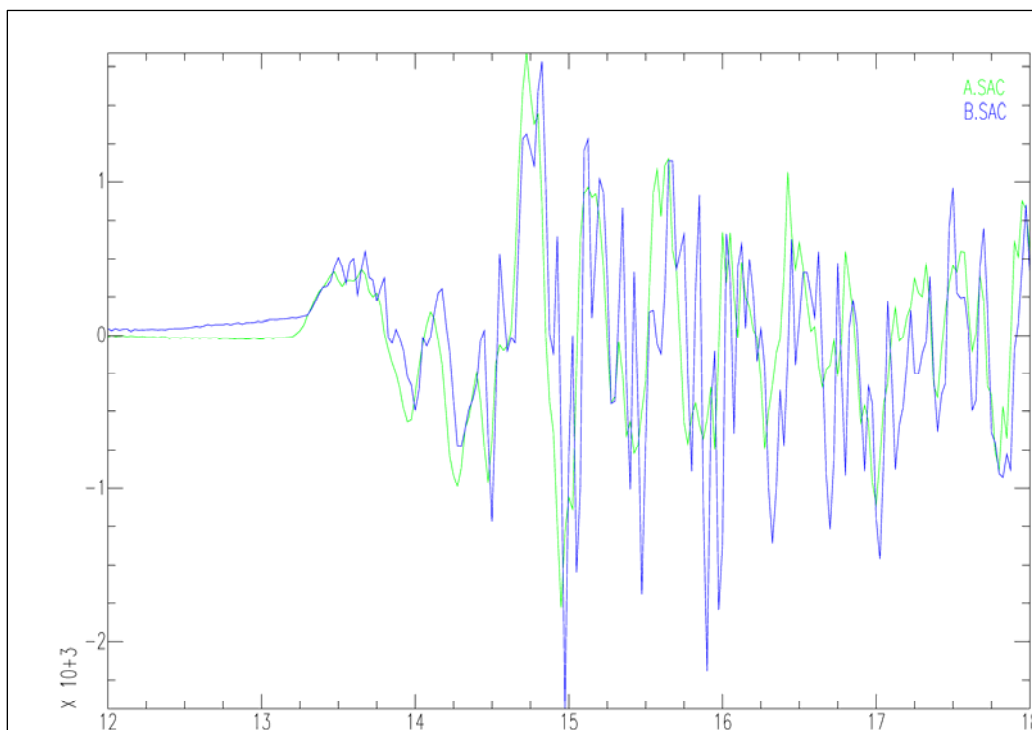


Figura E3 Superposición de las formas de onda registradas en la estación MA11 para los eventos 48(16/septiembre2006; M_L 4.4) y 51 (13/octubre/2006; M_L 3.7). Se puede observar una fuerte semejanza al inicio de las señales hecho que utilizamos para justificar la correspondencia con la misma estructura sismogénica. La de color verde corresponde al evento 48 y la de azul al evento 51.

A continuación se muestran los sismogramas comparadas de los eventos 11 (26/marzo/2006; M_L 3.6) y 55 (21/octubre/2006; M_L 4.0) de la componente vertical, donde se puede observar su similitud.

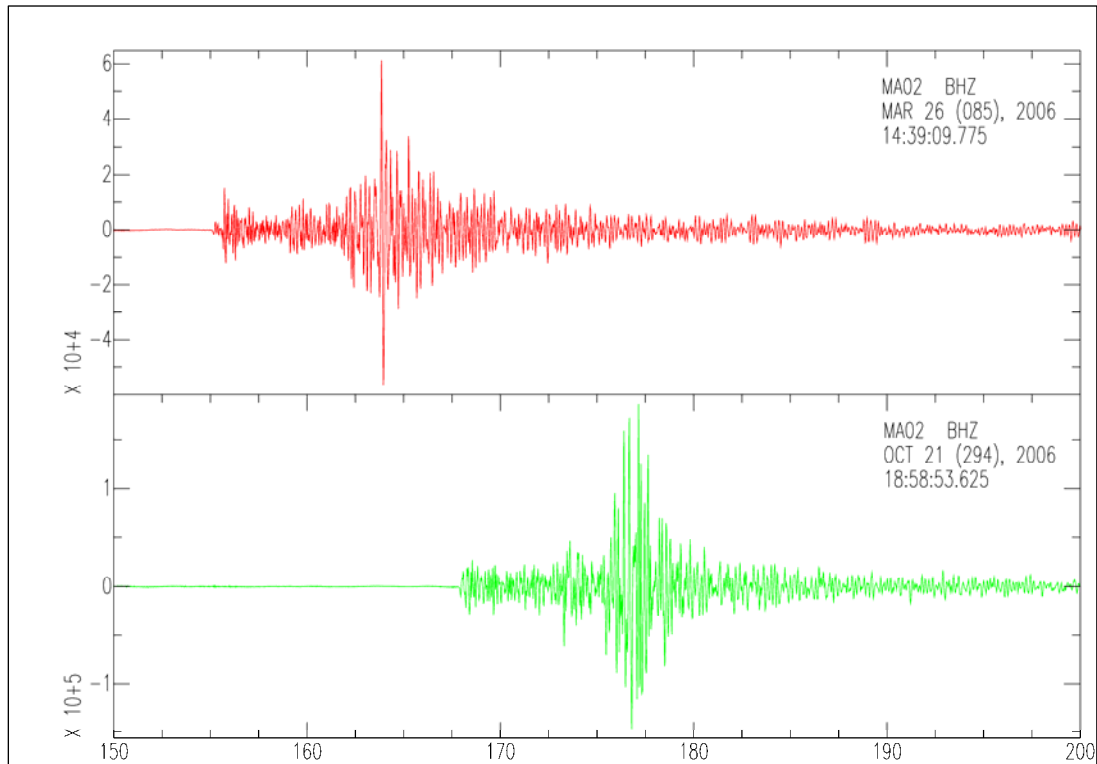


Figura E4. Señales de los eventos 11 y 55 de la estación MA02. La señal de color rojo (sismograma superior) corresponde al evento 11 y la verde (sismograma inferior) al evento 55.

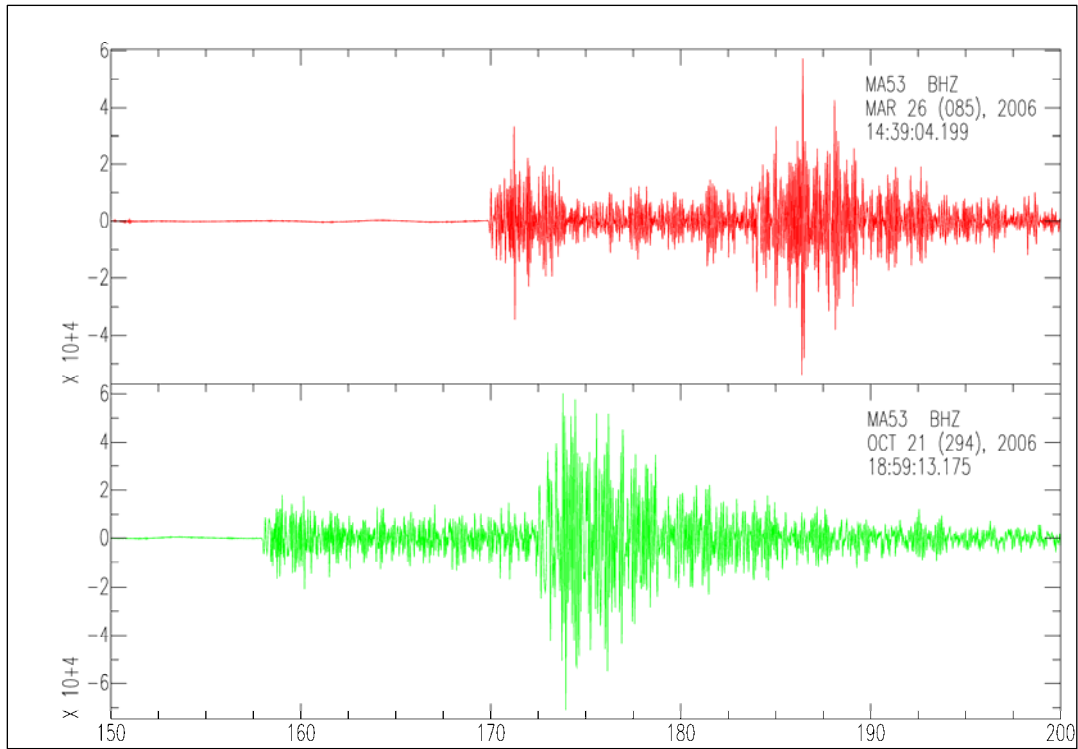


Figura E5. Sismogramas de los eventos 11 (26/marzo/2006; ML 3.6) y 55 (21/octubre 2006; ML 4.0) de la estación MA53. La señal de color rojo corresponde al evento 11 y la verde al evento 55.

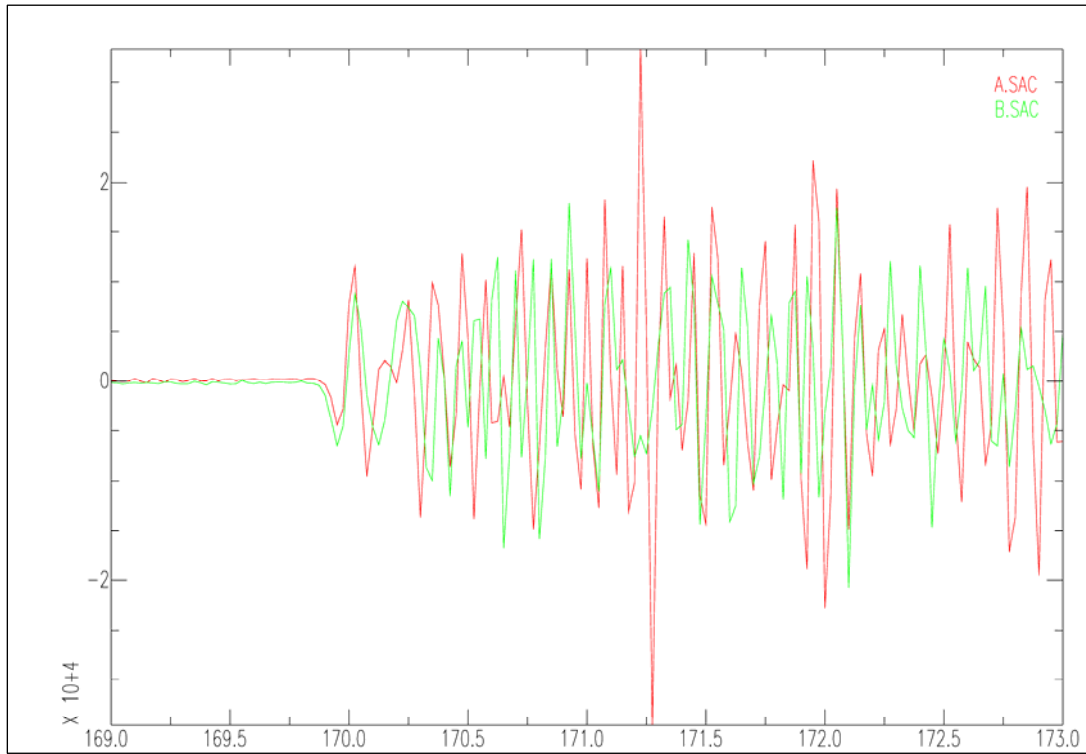


Figura E6. Superposición de las formas de onda registrada en la estación MA53 para los eventos 11 (M_L 3.6) y 55 (M_L 4.0). Se observa una fuerte semejanza al inicio de los sismogramas. La traza de color rojo corresponde al evento 11 y la de color verde al evento 55.

VELEST

Una vez localizados todos los eventos, es deseable explorar un modelo de velocidades que permita mejorar las localizaciones iniciales, para ello se requiere determinar primero la razón de las velocidades de las fases P y S, denotada por V_p/V_s . Para encontrar dicha razón se utiliza el método de Wadati (1933), el cual sirve además para identificar los tiempos de llegada de las ondas P y S que deberán ser corregidos. En este método se busca llevar a un gráfico la diferencia entre los tiempos de llegada de la onda S ($T_{s_i} - T_{s_j}$) contra la diferencia entre los tiempos de llegada de la onda P ($T_{p_i} - T_{p_j}$). El método permite verificar las localizaciones obtenidas previamente con el programa de localización.

La herramienta para estimar el modelo de velocidad de la corteza es el programa *Velest* (Kissling, 1995), una rutina escrita en FORTRAN77 que fue diseñada para derivar un modelo unidimensional (1D) de velocidades, incluso puede ser usado en la localización de terremotos. *Velest*, aplicado a un problema no lineal, puede trabajar en dos modos: (a) simple y (b) simultáneo. En el modo simple realiza la localización de terremotos y explosiones. En el modo simultáneo resuelve el problema del acoplamiento entre los hipocentros y el modelo de velocidades para terremotos locales y explosiones y para un modelo de velocidades y corrección de estaciones invariables. Nuestro trabajo se realizó con el modo simultáneo.

Para el cálculo del modelo de velocidades, a partir de las lecturas de los primeros arribos *VELEST* (Kissling, 1995) emplea un método de inversión no lineal, el cual calcula el trazado de los rayos desde la fuente al receptor, encuentra los rayos directos, refractados y reflejados que atraviesan un modelo de velocidades 1D. La solución se obtiene por medio de la inversión total de la matriz de amortiguamiento utilizando el método de mínimos cuadrados. Sin embargo, debido a que el problema es no lineal, la solución se obtiene de forma iterativa (Kissling, 1995). Durante cada proceso de ejecución *Velest* realiza internamente el número de iteraciones elegida por el usuario,

que en esta tesis no rebasó 12, ya que con este número el proceso converge. *Velest* no calcula ni diseña la geometría de las capas (espesor o ubicación), sólo cambia el valor de la velocidad para las capas introducidas en el modelo inicial. Con cada modelo inicial se realizaron múltiples inversiones de tiempos de viaje para la onda P para sismos corticales.

El proceso de localización sísmica, tiene cuatro incógnitas, por lo que, si se tratara de un problema preciso, sólo cuatro observaciones serían suficientes para la localización de un evento (el número de ecuaciones n sería igual al número de parámetros m); sin embargo, las observaciones incluyen imprecisiones propias de las variables físicas y de la identificación de los primeros arribos, de este modo, una solución única esta lejos de lograrse, pues aún teniendo “máxima” precisión en las observaciones, debemos reconocer que este tipo de problemas es de carácter no-lineal (Crosson, 1976; Kissling, 1988). Así pues, para resolver esta dificultad se suelen usar procesos iterativos capaces de aproximarse a soluciones cercanas a las “verdaderas”.

Kissling (1988) puntualiza que no siempre se cuenta con suficientes observaciones y que la calidad de éstas, así como el modelo inicial, puede tener importantes incertidumbres. Kissling (1998) introdujo el término de modelo mínimo 1D para denotar un modelo con correcciones por estación que conducen al error más pequeño de localización posible dentro de un conjunto de eventos. Este modelo mínimo 1D es el resultado de una inversión simultánea iterativa de los parámetros hipocentrales, las correcciones de las estaciones y las capas de velocidades que, en función de datos representativos de una zona, conducen a la optimización de las rutinas de localización.

Consecuentemente, el modelo mínimo 1D se caracteriza por tener capas de velocidades que representan el mejor promedio de pesos acumulados para los rayos que atraviesan cada capa, y correcciones por estación que igualmente son promedios de los retardos para todas y cada una de las observaciones. Estas correcciones juegan un papel muy importante, para estudios tomográficos de velocidad o en la identificación de efectos locales en cada estación. La importancia de las correcciones de cada estación radica en la diferencia relativa entre éstas, las cuales pueden ser relacionadas con la geología superficial del área de estudio, y como punto de partida en la interpretación de modelos de velocidad 3D. Para utilizar el programa VELEST es necesario que cada evento se

haya registrado en al menos 6 estaciones, y por consecuencia se logren distinguir las 6 fases de P y S (Kissling, 1994).

Determinación de un modelo de velocidad unidimensional 1D.

La selección de los eventos a utilizar en la inversión del modelo 1D para la región del Bloque de Jalisco se hizo con base en los nueve perfiles elaborados en la sección 4.3, en los que se pudieron separar los eventos corticales de los de subducción. En este trabajo se analizaron primordialmente los eventos corticales. Se consideró el modelo de corteza de Pacheco et al. (2003) como modelo inicial para ejecutar el programa VELEST, dividiéndolo inicialmente en 20 capas con un espesor de 2 km cada una.

Para el procesado se utilizaron 42 eventos corticales cada uno de ellos con un mínimo de 6 lecturas de fases P o S, lo cual se cumplió fácilmente ya que cada evento cuenta con por lo menos 14 lecturas de fases P y S. Se tomó la estación **MA22** como la de referencia por encontrarse aproximadamente en el centro de la red, además de tener el mayor número de registros de fases. En la Figura F1 se muestra la distribución de los epicentros utilizados en la inversión del modelo de corteza.

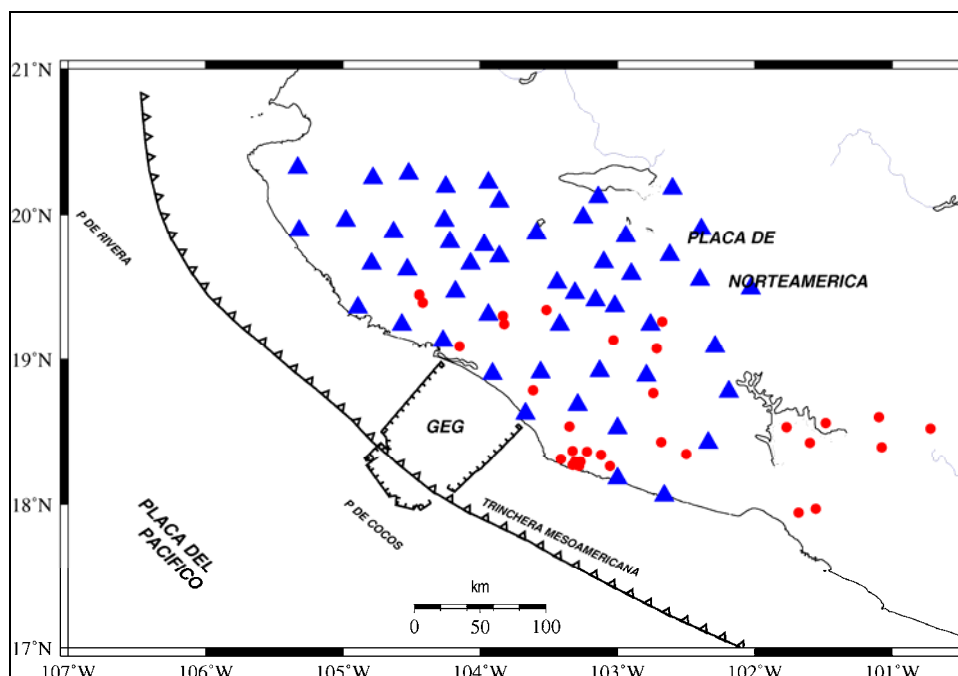


Figura F1. Distribución de los epicentros utilizados en la inversión del modelo 1D de velocidades. Los círculos rojos corresponden a los epicentros y los triángulos las estaciones de la red MARS.

En este análisis se desecharon aquellos eventos que generaban algún tipo de inestabilidad numérica. En la inversión se utilizaron 1247 fases, 626 lecturas de P y 621 de S. El modelo unidimensional “óptimo” se encontró después de cientos de iteraciones, la solución converge cuando se tiene el rms promedio menor en las iteraciones, además de que ya no varía significativamente el modelo, aún haciendo más corridas. El modelo obtenido se muestra en la Figura F2, donde se observa un cambio importante en la velocidad aproximadamente a 40 km esto puede ser debido a que sólo se utilizaron eventos con profundidades < 35 km. El modelo 1D hallado (Tabla F1) es el resultado de más de 100 ejecuciones de Velest con diferentes parámetros del modelo inicial (espesor de la capa y velocidad) y parámetros hipocentrales de control.

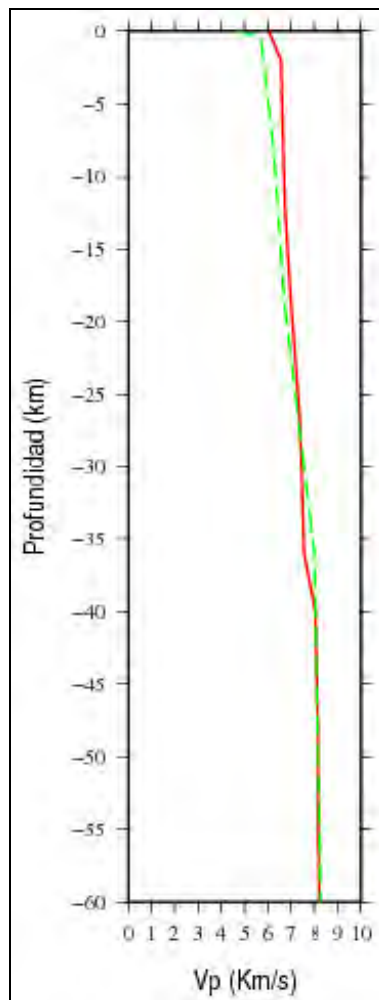


Figura F2. Modelo unidimensional de la onda P obtenido a partir de la inversión de datos (línea roja) con el programa Velest, comparado con el modelo inicial de Pacheco et al. (2003) (línea verde).

Tabla F1. Modelo 1D determinado.

Velocidad de P (Vp)	Profundidad (km)
4.75	-5
6.56	2
6.62	6
6.74	12
6.97	18
7.39	27
7.55	36
8.04	40
8.14	48
8.16	56
8.22	60

El modelo preliminar encontrado tiene once capas (Tabla F1), el cual aun puede ser refinado, ya que muestra algunas variaciones pequeñas en algunas de sus capas, para mejorar su depuración es necesario utilizar más eventos, así como determinar los parámetros de amortiguamiento del área de estudio.

El modelo obtenido no varió significativamente con respecto al propuesto por Pacheco et al. (2003), por lo que hasta este momento podemos concluir que el modelo inicial es bastante apropiado para la región del Bloque de Jalisco y Michoacán, aunque es necesario revisar esta metodología más a fondo o utilizar otra técnica para verificar este resultado.