

4. METODOLOGÍA

En este capítulo se realizará una breve explicación de la metodología utilizada en la recopilación y procesado de los datos utilizados, para ello se dividirá en tres grupos de datos: datos de sismicidad, datos polos de rotación y datos batimétricos.

4.1 Sismicidad

4.1.1 Sismicidad de la zona

La sismotectónica del oeste de México está dominada por la colisión de las placas de Cocos y de Rivera por debajo de la placa de Norteamérica, así como por la separación y la apertura del Golfo de California. La zona de estudio de este trabajo, comprende la zona de interacción de la placa de Rivera con la placa de Norteamérica. En la figura 4.1 se observa que la sismicidad en dicha zona varía considerablemente. En la parte norte la sismicidad es baja y hacia el sur aumenta, de ahí la complejidad en el análisis de la actividad sísmica y tectónica de la región.

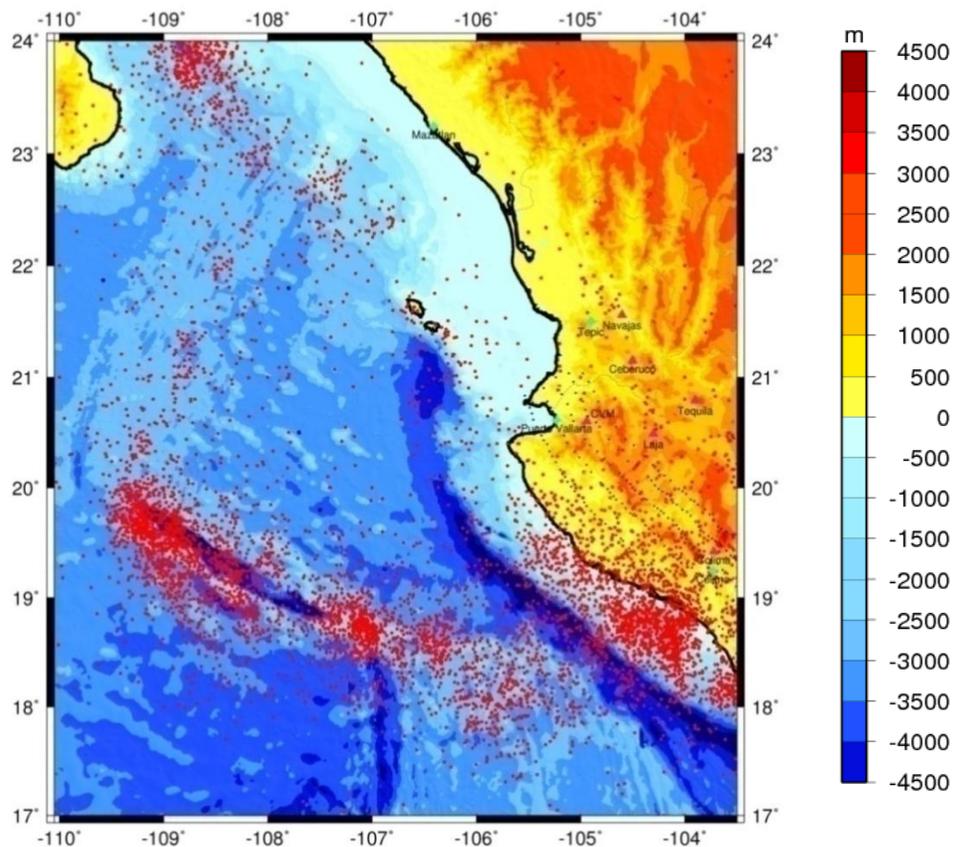


Figura 4.1. Sismicidad regional. Epicentros tomados de ISC. Los puntos rojos indican los epicentros. Los diamantes cian indican ciudades y triángulos magenta indican volcanes

Para tener una visión más general de la sismicidad de la placa de Rivera se recopilaron todos los mecanismos focales de sismos ocurridos en la región de la placa de Rivera y sus alrededores contenidos en el catálogo Global Centroid Moment Tensor Catalog (GCMT). Los sismos seleccionados son aquellos ocurridos durante el periodo 1976 a 2009, con el siguiente criterio: Latitud: 18° a 24° N y Longitud: 110° a 104.5° W

En los parámetros de búsqueda de GCMT no se realizó ninguna otra restricción. Los mecanismos focales proporcionados por este catálogo fueron graficados pero con la localización dada por International Seismological Centre (ISC). En el caso de los eventos que no aparecen en el catalogo ISC se graficaron con la localización proporcionada por GCMT. En su mayoría, estos últimos corresponden a eventos posteriores a diciembre de 2007. La lista de soluciones de mecanismos focales se muestran en la tabla B-1 del anexo B y en la figura 4.2 se muestra un mapa con la localización de los mecanismos proporcionados por GCMT.

Además de las soluciones dadas por GCMT, se buscaron los mecanismos focales reportados en la literatura. Entre estos se agregó el mecanismo focal sugerido para el sismo de Febrero 9 de 1976 por Goff et al. (1987). Finalmente, para fines de este trabajo, del grupo de sismos asociados a la placa de Rivera, se consideraron únicamente los sismos que se localizaban en zonas de interacción entre las placas de Rivera y Norteamérica, y sus cercanías (figura C-1, anexo C) que pudiesen presentar información adicional o relevante al movimiento relativo de la placa de Rivera.

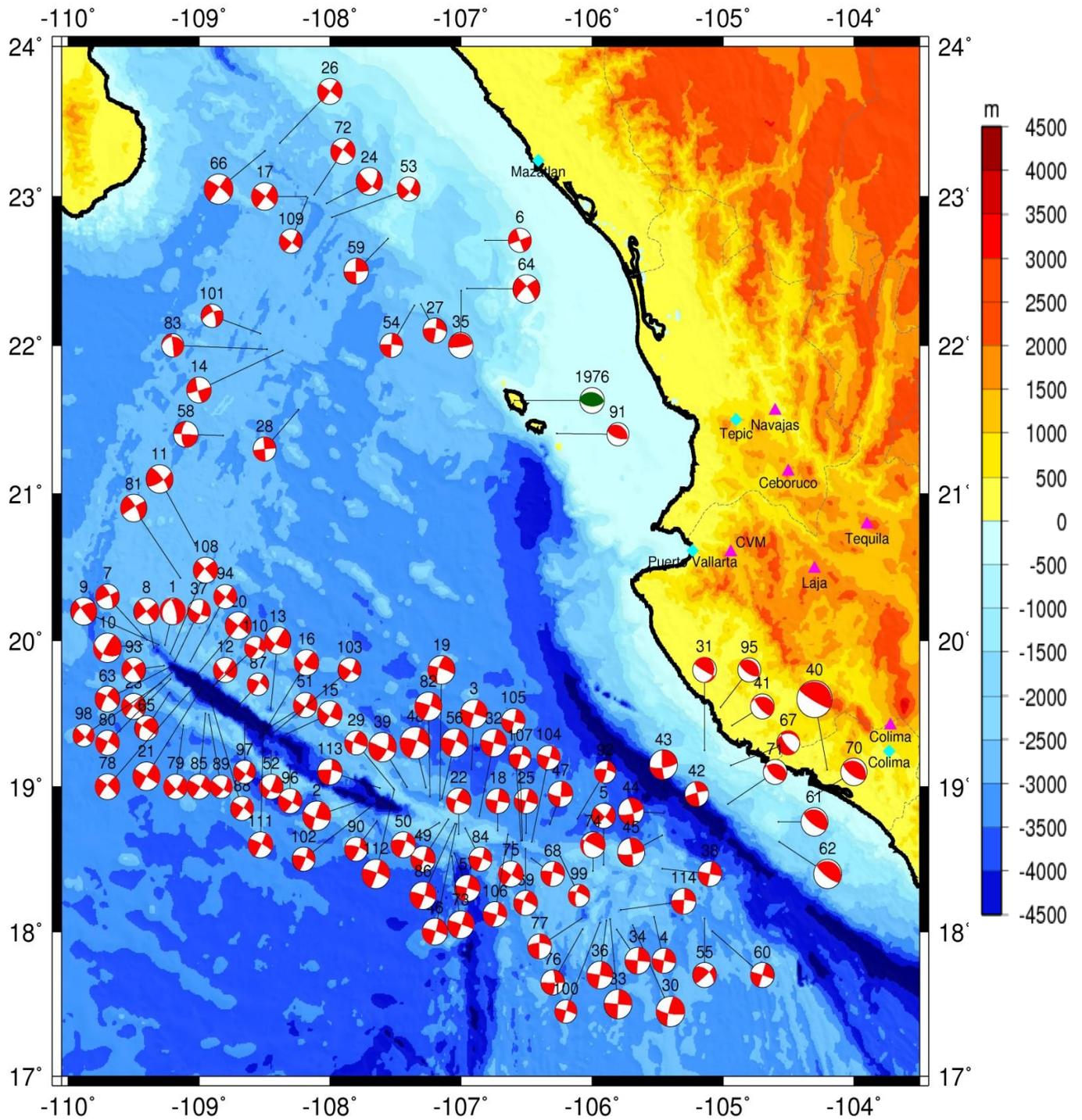


Figura 4.2. Mecanismos focales asociados a la placa de Rivera. Mecanismos obtenidos de GCMT en color rojo. Mecanismo propuesto por Goff et al. (1987) en color verde oscuro. Diamantes en color cian indican ciudades y triángulos magenta indican volcanes.

4.1.2 Sismo diciembre 4 de 1948

El sismo ocurrido el 4 de diciembre de 1948 es el sismo más grande registrado durante la época instrumental en la zona de interacción de la placa de Rivera y la placa de Norteamérica, fuera de la zona de subducción. Por lo tanto, las implicaciones tectonofísicas que puede proporcionar son importantes de analizar y considerar.

4.1.2.1 Selección de datos

Para obtener el mecanismo focal del sismo de las Islas Marías de 1948, se buscaron en el boletín del ISS (International Seismological Summary) las estaciones que registraron y reportaron dicho sismo. Los reportes se pueden consultar en la siguiente dirección de internet: <http://storing.ingv.it/ISS/index.html>. De la lista de estaciones proporcionadas en el boletín de 1948, en la sismoteca de la UNAM se buscaron los registros de las estaciones mexicanas y se seleccionaron únicamente los registros donde la polaridad de la onda P se pudiese observar claramente.

En el caso de las estaciones internacionales que registraron el sismo, se solicitaron los sismogramas a las agencias respectivas, las cuales proporcionaron un listado de las fechas de los registros con los cuales contaban, correspondientes al mes de diciembre de 1948. De ese listado, que consistía en registros impresos y conservados en microfilms, se seleccionaron las estaciones reportadas en el boletín del ISS y estaciones que a pesar de no estar reportadas en el boletín, tuvieran registros que abarcasen los días 3 a 5 de diciembre de 1948. Una vez obtenidos los registros internacionales, la selección siguió el mismo criterio que el de las estaciones mexicanas. Los registros seleccionados y utilizados para el cálculo del mecanismo focal del sismo de 1948 con epicentro en las Islas Marías se muestran en el anexo A. La tabla 4.1 muestra las estaciones mexicanas e internacionales utilizadas.

Tabla 4.1. Listado de las estaciones sísmicas utilizadas en el cálculo del mecanismo focal

Estación	Distancia [°]	Azimut [°]
Mazatlán	1.6	10
Guadalajara	3.3	106
Manzanillo	3.4	139
Tacubaya	7.4	106
Puebla	8.4	106
Veracruz	10.2	102
Tucson	11.2	342
Mérida	15.9	89
Pasadena	16.1	323
Monte Hamilton	21.7	316.5
Huancayo	45.5	134
La Paz	53.5	131
De Bilt	85.7	35

4.1.2.2. Procesado de datos de los registros.

Utilizando los registros seleccionados, se hizo la lectura de polaridad de la onda P de manera manual en la componente vertical (Z), en el caso de no contar con el registro de la componente vertical, se utilizaron las componentes horizontales (N-S y E-W) para inferir la polaridad en la componente vertical. Para evitar posibles confusiones y garantizar la correcta lectura de las fases sísmicas, en especial la de los registros telesísmicos, se obtuvieron la hora de arribo a la estación marcada por el boletín el ISS.

Una vez leídas las polaridades de los registros se obtuvieron los ángulos de salida (i_h), para poder representar las polaridades en la red de Schmidt. Para ello se procedió de dos formas distintas.

La primera fue para las estaciones a una distancia mayor a los quince grados ($\Delta > 15^\circ$) se utilizó la tabla con valores de ángulos de salida precalculados (Tabla 4.2). Para estas distancias se considera que las complicaciones y reverberaciones de la corteza y del manto superior no afectan el trayecto del rayo.

Tabla 4.2. Tabla de ángulos de salida para un sismo con hipocentro superficial. Tomada de Stein y Wysession (2003), complementada con Lay y Wallace (1995).

Distancia [°]	Ángulo de salida [°]	Distancia [°]	Ángulo de salida [°]	Distancia [°]	Ángulo de salida [°]
15	45	43	26	71	19
17	43	45	25	73	19
18	39	47	25	75	18
21	35	49	24	77	18
23	32	51	24	79	17
25	30	53	23	81	17
27	29	55	23	83	16
29	29	57	23	85	16
31	29	59	22	87	15
33	28	61	22	89	15
35	28	63	21	91	15
37	27	65	21	93	14
39	27	67	20	95	14
41	26	69	20	97	14

La segunda forma es para las estaciones menores a la distancia de quince grados ($\Delta < 15^\circ$). Para estas distancias, no existen tablas del ángulo de salida precalculadas, debido a que depende de la estructura de velocidades de la región. En este caso, para obtener el valor de ángulo de salida, se utilizó el concepto de parámetro de rayo (Ecuación 3.2), revisado en el Capítulo 3.

De la ecuación 3.2 el factor r se despreció, considerando a la Tierra plana debido a que las estaciones mexicanas son muy cercanas al epicentro y por tanto el factor de corrección por esfericidad de la Tierra no es necesario. Una vez hecha esta consideración se despejó el ángulo de salida, obteniendo

$$i_h = \text{sen}^{-1}(p(\Delta)v_s). \quad (4.1)$$

Para el cálculo de i_h se supuso una velocidad en la fuente (v_s) de 6 km/s y de 6.6 km/s basado en el perfil sísmico realizado durante el experimento 2002 PESCADOR (Brown et al. artículo no publicado, reporte interno) en Bahía de Banderas, que abarca parte del Escarpe de las Tres Marías, mostrado en la figura 4.3. Estos autores establecen la existencia de dos tipos de roca, una capa superior de granito (6.0-6.5 km/s) y una capa inferior de diorita (6.6-6.8 km/s).

Con esta información se decidió tomar ambas velocidades para observar las variaciones en el ángulo de salida. Considerando un modelo de una sola capa y la localización del ISS que establece que el sismo ocurrió cerca del Escarpe de las Tres Marías con profundidad cero.

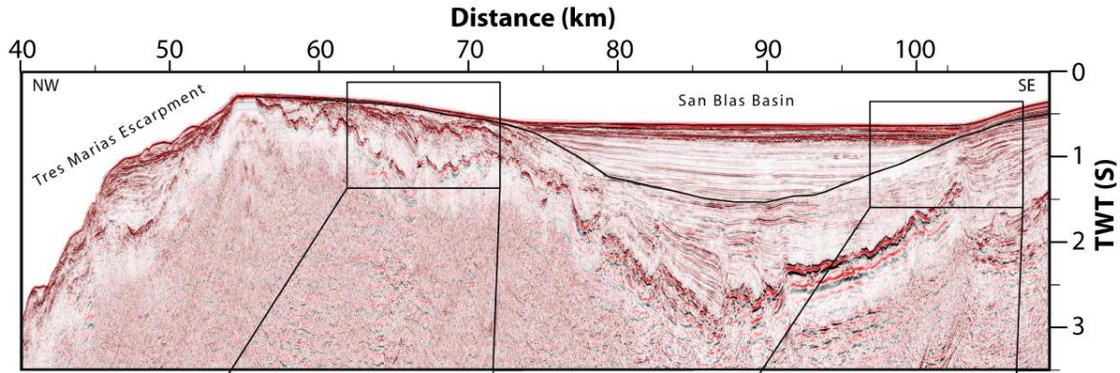


Figura 4.3. Perfil sísmico realizado en Bahía Banderas. Tomado de Brown et al. (artículo no publicado).

El valor del parámetro de rayo se obtuvo de las tablas correspondientes al modelo AK135, compiladas por Kennett. La Figura 4.4 muestra un ejemplo de la forma en que proporciona la información dichas tablas.

Delta : 0.0			100.			300.			600.						
depth 0.			100.			300.			600.						
code	m	s	s/deg	code	m	s	s/deg	code	m	s	s/deg				
Pg	0	00.00	19.17	Pn	0	13.84	0.00	Pn	0	37.97	0.00	P	1	10.07	0.00
PgPg	0	00.00	19.17	Sn	0	24.16	0.00	S	1	08.13	0.00	S	2	07.17	0.00
Sg	0	00.00	32.14	PcP	8	17.85	0.00	PcP	7	53.72	0.00	PcP	7	21.62	0.00
SgSg	0	00.00	32.14	ScP	11	39.58	0.00	ScP	10	55.60	0.00	ScP	9	56.57	0.00
PcP	8	31.69	0.00	PcS	11	49.90	0.00	PcS	11	25.77	0.00	PcS	10	53.67	0.00
PcS	12	03.74	0.00	ScS	15	11.62	0.00	ScS	14	27.65	0.00	ScS	13	28.61	0.00
ScP	12	03.74	0.00	PKiKP	16	20.99	0.00	PKiKP	15	56.86	0.00	PKiKP	15	24.76	0.00
ScS	15	35.78	0.00	pPKiKP	16	48.66	0.00	pPKiKP	17	12.79	0.00	pPKiKP	17	44.89	0.00
PKiKP	16	34.82	0.00	sPKiKP	16	58.98	0.00	sPKiKP	17	42.96	0.00	sPKiKP	17	59.70	0.00
SKiKP	20	06.87	0.00	SKiKP	19	42.71	0.00	SKiKP	18	58.74	0.00	sPKiKP	18	41.99	0.00
PKKPdf	31	53.37	0.00	PKKPdf	31	39.53	0.00	PKKPdf	31	15.40	0.00	PKKPdf	30	43.30	0.00
PKKSdf	35	25.41	0.00	SKKPdf	35	01.25	0.00	SKKPdf	34	17.28	0.00	SKKPdf	33	18.24	0.00
SKKPdf	35	25.41	0.00	PKKSdf	35	11.58	0.00	PKKSdf	34	47.45	0.00	PKKSdf	34	15.35	0.00
SKKSdf	38	57.46	0.00	SKKSdf	38	33.30	0.00	SKKSdf	37	49.33	0.00	SKKSdf	36	50.29	0.00
P'P'df	40	25.05	0.00	P'P'df	40	11.22	0.00	P'P'df	39	47.09	0.00	P'P'df	39	14.99	0.00
S'S'df	54	33.25	0.00	S'S'df	54	09.08	0.00	S'S'df	53	25.11	0.00	S'S'df	52	26.08	0.00

Figura 4.4. Ejemplo de la información desplegada por las tablas correspondientes al modelo AK135 donde la primera columna representa la fase, la segunda, el tiempo que tarda en llegar la onda y la tercera, el valor del parámetro de rayo para la fase correspondiente. Las tablas están calculadas para distintas profundidades y distancias.

Los parámetros de entrada fue la llegada de la onda P (P o Pn) con una profundidad cero, que es la proporcionada por el ISS. Una vez obtenido el valor del parámetro de rayo para cada estación, se obtuvo el valor del ángulo de salida correspondiente a cada estación. Los resultados se muestran en la tabla 4.3 y 4.4.

Tabla 4.3. Resultados de las polaridades leídas y ángulos de salida para las estaciones utilizadas del sismo de 1948 para una velocidad de 6.0 km/s (granito).

Estación	Distancia [°]	Azimut [°]	Hora de llegada	$p(\Delta)$	v_s	i_h	Polaridad		
							Z	EW	NS
Mazatlán	1.6	10	00:23:10	15.4	6	57.14	D		
Guadalajara	3.3	106	00:23:35	13.75	6	48.59	U	U	
Manzanillo	3.4	139	00:23:39	13.75	6	48.59	U		
Tacubaya	7.4	106	00:24:40	13.725	6	48.47	U*	U	
Puebla	8.4	106	00:24:53	13.715	6	48.43	U*	U	D
Veracruz	10.2	102	00:25:21	13.69	6	48.31	D*	D	
Tucson	11.2	342	00:25:32	13.69	6	48.31	U		
Mérida	15.9	89	00:26:34			44.10	D*	D	
Pasadena	16.1	323	00:26:38			44.00	U		
Monte Hamilton	21.7	316.5	00:26:38			33.95	U		
Huancayo	45.5	134	00:31:11			25.00	U		
La Paz	53.5	131	00:32:06			23.00	U		
De Bilt	85.7	35	00:35:28			15.50	U		

* indica polaridades inferidas a partir de componentes horizontales. U- arriba, D-abajo

Tabla 4.4. Resultados de las polaridades leídas y ángulos de salida para las estaciones utilizadas del sismo de 1948 para una velocidad de 6.6 km/s (dioritas).

Estación	Distancia [°]	Azimut [°]	Hora de llegada	$p(\Delta)$	v_s	i_h	Polaridad		
							Z	EW	NS
Mazatlán	1.6	10	00:23:10	15.4	6.6	67.52	D		
Guadalajara	3.3	106	00:23:35	13.75	6.6	55.59	U	U	
Manzanillo	3.4	139	00:23:39	13.75	6.6	55.59	U		
Tacubaya	7.4	106	00:24:40	13.725	6.6	55.44	U*	U	
Puebla	8.4	106	00:24:53	13.715	6.6	55.38	U*	U	D
Veracruz	10.2	102	00:25:21	13.69	6.6	55.23	D*	D	
Tucson	11.2	342	00:25:32	13.69	6.6	55.23	U		
Mérida	15.9	89	00:26:34			44.10	D*	D	
Pasadena	16.1	323	00:26:38			44.00	U		
Monte Hamilton	21.7	316.5	00:26:38			33.95	U		
Huancayo	45.5	134	00:31:11			25.00	U		
La Paz	53.5	131	00:32:06			23.00	U		
De Bilt	85.7	35	00:35:28			15.50	U		

* indica polaridades inferidas a partir de componentes horizontales

4.1.2.3 Cálculo de la magnitud.

Para el sismo del 4 de diciembre de 1948, Se usó el registro telesísmico de la estación De Bilt, ubicada en Holanda, para realizar el cálculo de la magnitud mediante ondas superficiales y la expresión establecida en el artículo de Gutenberg (1945),

$$M_s = \log(A) + 1.656 \log \Delta + 1.818 + C \quad (4.2)$$

donde Δ de la distancia a la estación, C el factor de corrección para la estación y A es la amplitud de las componentes horizontales dada en micras, definida como

$$A = \sqrt{A_N^2 + A_E^2}. \quad (4.3)$$

La amplitud de las ondas superficiales en cada componente para la estación De Bilt se midieron para las ondas con un periodo de $T = 20$ s (ver anexo A) y los valores de todos los parámetros requeridos para el cálculo de la magnitud son

$$A_N = 12.8 \text{ [mm]}$$

$$A_E = 25.7 \text{ [mm]}$$

$$C = -0.17 \text{ (Gutenberg, 1945)}$$

$$\Delta = 85.7^\circ$$

Amplificación= ~270 (obtenida de la curva de amplificación para el sismógrafo Galitzin LP)

Las amplitudes de las componentes horizontales fueron corregidas por amplificación del instrumento mediante la curvas de respuesta para el sismógrafo Galitzin. Por lo tanto, el cálculo fue de

$$M_s = \log(106.33) + 1.656 \log(85.7) + 1.818 - 0.17 = 6.87. \quad (4.4)$$

La magnitud estimada concuerda con la establecida en el catálogo de sismos del siglo (Centennial Earthquake Catalog) proporcionado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) y desarrollado por Enghahl y Villasenor (2002), que consiste de un catalogo de los sismos grandes ocurridos entre 1900 y abril del 2002. Dicho catalogo marca una M_s 6.9 para este evento.

4.1.3 Relocalización

4.1.3.1 Selección de sismos.

La selección de sismos a relocalizar se basó en los siguientes criterios:

- a) Sismos cuyo mecanismo focal se localizara en la zona de interacción entre las placas de Rivera y Norteamérica al norte de las Islas Marías.
- b) Los sismos localizados en la zona de la Falla Transformada de Tamayo que limita la placa del Pacífico con respecto a la placa de Norteamérica, bajo el supuesto de errores de localización.

Los mecanismos que se distribuyen a lo largo de límites bien definidos como la Dorsal del Pacífico y La Falla Transformada de Rivera no se consideraron para el proceso de relocalización pues aunque presentan errores de localización, dichas zonas no forman parte del área de estudio de este trabajo, pues corresponden con el movimiento relativo entre la placa de Rivera con respecto a la placa del Pacífico, sin embargo, se tratará de englobar en los resultados toda esta información de manera regional. La lista de eventos a relocalizar se muestra en la tabla 4.5

Tabla 4.5 Lista de sismos seleccionados para su relocalización. Mayores detalles ver anexo B.

#	Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Prof [km]	Magnitud
6	1982-12-08	13:02:52	22.7077	-106.8175	15	5.2
17	1986-09-25	06:16:02	22.9988	-108.182	15	6
24	1988-04-26	01:43:00	22.9535	-108.0267	15	5.9
26	1988-08-21	11:15:51	23.3561	-108.384	15	5.6
27	1989-01-31	17:39:27	22.279	-107.3041	15	5.3
35	1991-04-01	5:03:59	22.3695	-106.9983	15	5.6
53	1999-01-10	20:36:11	22.86	-107.984	15	5.2
54	1999-03-12	07:07:40	22.271	-107.355	15	5.3
59	2000-12-08	16:56:18	22.717	-107.555	15	5.5
64	2001-11-13	09:47:35	22.383	-106.954	15	6
66	2002-10-03	16:08:41	23.3039	-108.496	15	6.5
72	2003-07-02	05:11:40	23.0104	-108.1203	15	5.6
91	2007-02-11	9:09:09	21.4082	-106.2689	18	5
109	2009-07-11	15:34:26	22.99	-108.17	16.4	5.1

4.1.3.2 Proceso de relocalización

Una vez seleccionados los sismos, se buscaron los tiempos de arribo leídos para cada evento en las estaciones reportadas. Estos tiempos fueron tomados del catálogo ISC. La relocalización se llevó a cabo mediante el programa HypoDD (Waldhauser y Ellsworth, 2000), el cual utiliza el método de doble diferencias para llevar a cabo la relocalización conjunta, descrito en la Sección 3.3.

Dentro de los parámetros de la relocalización se utilizó el modelo de velocidades obtenido en la tesis de licenciatura de Hurtado Díaz (2005). Dicho modelo se generó con los registros sísmicos obtenidos para el sismo que ocurrió el 9 de octubre de 1995 en las costas de Colima-Jalisco (Mw 8) (Pacheco et al., 1997). Se obtuvo seleccionando 318 eventos de una red portátil e incluyendo las lecturas de las estaciones de la Red Sísmica de Colima (RESCO). Los 318 eventos se registraron en cuatro estaciones como mínimo. Se leyeron los tiempos de arribo de P y S, así como el azimut en caso de ser posible. La tabla 4.6 muestra el modelo de velocidades empleado.

Tabla 4.6 Modelo de velocidades

Espesor [km]	Velocidad P [km/s]	Velocidad S [km/s]
9.0	5.69	3.37
9.7	6.27	3.54
17.3	6.71	3.82
Semi-espacio	8.00	4.52

Durante la operación del programa, el evento 109 fue descartado al no contar con los tiempos de arribo.

El parámetro que más limitó los resultados de la relocalización fue la distancia entre los eventos y las estaciones, al cual se le asignó el valor de 1000 a 1500 km, con valores menores el programa marcaba errores debido a que no contaba con suficientes estaciones para continuar sus iteraciones. La nueva ubicación de los sismos relocalizados se muestra en la figura C-2 del anexo C y en la tabla 4.7.

Tabla 4.7 Sismos relocalizados.

#	Fecha	Hora	Epicentros ISC		Prof [km]	Relocalización	
			Latitud [°]	Longitud [°]		Latitud[°]	Longitud [°]
6	1982-12-08	13:02:52	22.7077	-106.8175	15		
17	1986-09-25	06:16:02	22.9988	-108.182	15		
24	1988-04-26	01:43:00	22.9535	-108.0267	15		
6	1988-08-21	11:15:51	23.3561	-108.384	15		
27	1989-01-31	17:39:27	22.279	-107.3041	15	22.3231	-107.1535
35	1991-04-01	5:03:59	22.3695	-106.9983	15	22.3254	-107.14895
53	1999-01-10	20:36:11	22.86	-107.984	15	23.05568	-108.1971
54	1999-03-12	07:07:40	22.271	-107.355	15	22.452	-107.2889
59	2000-12-08	16:56:18	22.717	-107.555	15	22.4631	-107.2932
64	2001-11-13	09:47:35	22.383	-106.954	15	22.4556	-107.2814
66	2002-10-03	16:08:41	23.3039	-108.496	15	23.0598	-108.2042
72	2003-07-02	05:11:40	23.0104	-108.1203	15	23.0588	-108.198
91	2007-02-11	9:09:09	21.4082	-106.2689	18		
109	2009-07-11	15:34:26	22.99	-108.17	16.4		

Con la comparación entre la figura C-1 y figura C-2 del anexo C, se decidió que la relocalización no era confiable, pues los sismos relocalizados se agrupan en prácticamente tres puntos. Las razones principales por las que se argumenta que los resultados no son satisfactorios son las siguientes:

- Pocas estaciones en común y baja cobertura azimutal.
- Distancias muy grandes entre eventos y estaciones.
- Las estaciones consideradas entre 1000 y 1500 km, incluyen estaciones de México y Estados Unidos, lo cual implica que el modelo de capas utilizado no es adecuado para regiones tan distantes.
- Waldhauser y Ellsworth (2000) muestran que los mejores resultados de relocalización utilizando HypoDD se obtienen cuando las estaciones están cerca del epicentro de los sismos.

Por lo dicho anteriormente, decidimos utilizar las localizaciones (epicentros) proporcionados por ISC y GCMT donde no se contaba con las localizaciones del ISC.

4.2 Polos de rotación Rivera-Norteamérica

4.2.1. Selección de polos de rotación publicados

Debido a la dificultad para obtener el polo de rotación entre las placas de Rivera y Norteamérica de manera directa, se utilizaron los polos de rotación entre las placas de Rivera-Pacífico y el polo entre las placas de Pacífico-Norteamérica mostrados en la tabla 4.8.

Tabla 4.8 Polos de rotación utilizados para el cálculo del polo de rotación Rivera-Norteamérica.

Polo		Latitud [°]	Longitud [°]	ω [° / m.y.]	Autor
Rivera-Pacífico	B2007-2 ^a	22.61	-105.63	8.3	Publicados en el artículo de Bandy et al. (2008)
	B2007-1 ^a	24.10	-105.21	6.35	
Pacífico-Norteamérica	(ITRF200)	49.89	-77.01	0.766±0.007	González-García et al. (2003)

Existen diversos polos reportados para ambos conjuntos de placas, la razón de la selección de estos polos es porque son los polos reportados más reciente.

Usando los polos mostrados en la tabla 4.8 y la expresión que establece la suma de las rotaciones (Ecuación 3.9). Si la rotación de Euler para una placa B con respecto a la placa A y la rotación de Euler para una placa C con respecto a la placa B son conocidas, la rotación para la placa C con respecto a la placa A se puede calcular como la suma de las primeras dos rotaciones, como se describió en la Sección 3.1.4. En nuestro caso:

$${}_{Riv}ROT_{NA} = {}_{Riv}ROT_{Pac} + {}_{Pac}ROT_{NA}. \quad (4.5)$$

Donde el primer subíndice indica la placa móvil y el segundo subíndice la placa que se mantiene fija. El primer polo calculado denominado Tesis1 se obtuvo combinando el polo de B2007-1^a con el polo Pacífico-Norteamérica (González-García et al., 2003), mientras que el polo denominado Tesis2 se obtuvo con el polo B2007-2^a.

Con el fin de comparar los resultados presentados aquí, se consideraron los polos de rotación Rivera-Norteamérica publicados por diversos autores, los cuales se muestran en la tabla 4.9.

Tabla 4.9. Polos publicados Rivera-Norteamérica y calculados en este trabajo

Referencia	Latitud [°]	Longitud [°]	ω [deg/my]
DeMets et al. (1994)	22.8	-109.4	1.8
Lonsdale (1995)	21.8	-107.8	4.0
Bandy et al.(1997)	21.87	-109.58	4.34
Tesis 1	20.5	-107.7	5.73
Tesis 2	19.8	-107.5	7.69

4.2.2. Procesado de los polos de rotación.

El análisis de los polos de rotación entre las placas de Rivera y Norteamérica se realizó en dos etapas: En la primera etapa se compararon los polos de rotación entre ambas placas previamente publicados por diversos autores y los obtenidos en este trabajo. La segunda etapa consistió en generar una malla para obtener la ubicación del polo que presente el menor error cuadrático medio comparando la dirección del vector velocidad resultante con el vector de deslizamiento obtenido de los mecanismos focales de los sismos localizados en el Bloque de Jalisco, en la Zona de Fractura de Tamayo y en el Escarpe de las Tres Marías, bajo la suposición de que reflejan el límite entre ambas placas.

Para llevar a cabo ambos análisis se siguió la siguiente metodología:

- a) El primer paso consistió en generar una malla con los siguientes límites en las coordenadas, de -107° a -108.4° para la longitud y de 21° a 22.4° para la latitud, con un espaciamiento de 0.2° , de lo cual se obtuvo una malla de 64 puntos (polos de rotación).
- b) Para cada punto se obtuvo la dirección del vector de velocidad en las coordenadas de cada uno de los sismos mostrados en la tabla B-2 del anexo B, la dirección del vector velocidad se expresa como un azimut. Esto se hizo para cada uno de los 64 puntos de la malla que se muestran en la tabla B-3 del anexo B, y para cada uno de los polos de rotación mostrados en la tabla 4.9.
- c) Se obtuvieron las proyecciones del vector de deslizamiento de los sismos mostrados en la tabla B-2 del anexo B. La dirección de los vectores de deslizamiento se obtuvo utilizando la red de Schmidt, trazando para cada sismo los planos nodales (plano de falla y plano auxiliar), así como su vector de deslizamiento, con lo cual se obtuvo su dirección, expresada en azimut en la tabla B-2 del anexo B

- d) Se determinó el error o diferencia entre el valor de la dirección del vector deslizamiento (valor real) y la dirección del vector velocidad calculado para cada punto de la malla, para cada uno de los polos publicados (valor proyectado). Utilizando la siguiente expresión:

$$Diferencia = \sum(\text{valor proyectado} - \text{valor real}). \quad (4.6)$$

- e) Se estableció que polos eran estadísticamente significativos, utilizando el promedio de las diferencias entre el valor real y el pronóstico por los diferentes puntos de la malla y cada uno de los polos publicados. Para ello se calculó la media muestral (\bar{X}) y la varianza muestral (S) para cada punto de la malla y polo de rotación publicado.
- f) Se graficaron los valores obtenidos de la media muestral y la varianza muestral para un primer análisis visual, considerando los que presentaban los menores valores de media muestral pues implica una menor diferencia entre el valor pronosticado y el valor real, así como la menor varianza muestral pues indica una menor desviación respecto a la media.
- g) Se estimó la media poblacional (μ) como primer parámetro, para lo cual se utilizó la distribución t de Student, estableciendo un intervalo de confianza del 95% de dos colas con 15 grados de libertad. La justificación de esto es: Un parámetro puede considerarse estadísticamente significativo (a niveles de confianza de aprox. 95%) si el valor del estimador supera dos veces su desviación estándar. Con estas características se obtuvieron a partir de tablas los valores de t que cumplían estos requisitos.
- h) Se despejó de la ecuación de la variable aleatoria de apoyo de la distribución t de Student el parámetro a estimar que consiste de la media poblacional (μ) para obtener los límites inferior y superior de los intervalos de confianza de la siguiente expresión

$$T = \frac{X - \mu}{\frac{S}{\sqrt{n}}}. \quad (4.7)$$

- i) Se estimó la varianza poblacional (σ^2) como segundo parámetro, nuevamente se consideró un intervalo de confianza del 95% de dos colas con 15 grados de libertad, pero esta vez utilizando la distribución χ^2 (Xi Cuadrada). Se obtuvieron los valores de χ^2 que cumplían con este requisito a partir de tablas.

- j) Se despejó de la ecuación de la variable aleatoria de apoyo de la distribución χ^2 el parámetro a estimar que consiste de la varianza poblacional (σ^2) para obtener los límites inferior y superior de los intervalos de confianza de la expresión

$$Y = \frac{(n-1)S^2}{\sigma^2}. \quad (4.8)$$

- k) Una vez obtenidos los límites inferior y superior para ambos parámetros (media y varianza), se obtuvo el ancho del intervalo (diferencia entre ambos límites), seleccionando solo los polos que presentaban intervalos más cerrados.

- l) Se calculó el error cuadrático medio (ECM) para cada punto de la malla y los polos de rotación publicados mediante

$$ECM = \sqrt{\frac{\sum(P_i - r_i)^2}{N}}, \quad (4.9)$$

donde (P_i) es el valor proyectado o pronosticado, (r_i) es el valor real y N , el número de muestras. Durante este paso, se obtuvieron el error cuadrático medio sectorizando para cada uno de los márgenes de la frontera de placas RIV-NAM y analizando el ECM para todos los sismos reportados, como se describe a continuación:

- ECM para los sismos de subducción en el bloque de Jalisco, dando un total de 7 sismos.
 - ECM para los sismos ubicados en la zona de las Islas Marías, dando un total de 3 sismos.
 - ECM para los sismos ubicados al norte de las Islas Marías (Zona de Fractura de Tamayo), dando un total de 6 sismos.
 - El ECM considerando los 16 sismos.
- m) Se graficó el ECM para cada uno de los cuatro grupos mencionados en el paso anterior y se compararon entre los primeros tres grupos de manera conjunta y finalmente con el último grupo. Seleccionando los que en conjunto presentarán el ECM menor.
- n) Finalmente se analizaron todos los polos combinando el error cuadrático medio y el análisis estadístico para seleccionar los polos más significativos y que mejor ajusten a los vectores de deslizamiento observados

4.2.3. Obtención de la tasa de rotación angular.

Hasta el momento, sólo se ha considerado la diferencia entre la dirección del vector de velocidad y el vector deslizamiento, para establecer la localización del polo de rotación de mejor ajuste entre las placas de Rivera y Norteamérica (menor ECM y estadísticamente significativo). Sin embargo, falta por definir la tasa de velocidad de movimiento relativo.

De acuerdo a la teoría de la tectónica de placas, el promedio de la tasa de deslizamiento sísmico, para sismos de falla inversa provocados por el proceso subducción, no puede exceder la tasa real de convergencia de la placa subducida. Con esto y siguiendo el proceso utilizado por Bandy et al. (1997) se determinó la velocidad para el polo con el menor ECM.

Dichos autores, analizando el deslizamiento del sismo principal del 9 de octubre de 1995 y del 3 y 18 de junio de 1932, proponen una tasa promedio de deslizamiento de 4.3 y 6.52 cm/yr. Obviamente, esta velocidad promedio de deslizamiento corresponde únicamente al deslizamiento sísmico promedio en los últimos 78 años. A pesar de que este es un valor mínimo, se utiliza la ecuación $v = \omega xr$ para obtener un valor de velocidad angular para el polo preferencial (menor ECM) que ajuste con esta propuesta.

Notas Importantes y suposiciones (ver mapa C-1, anexo C y figura 5.3):

Para los mecanismos focales en la zona de la Trinchera Mesoamericana y por debajo del Bloque de Jalisco relacionados con subducción, el plano de falla corresponde al plano con buzamiento en dirección NE (plano de bajo ángulo de inclinación).

En el caso de los mecanismos focales ubicados en las Islas Marías (color verde), se consideró como plano de falla los que buzaban en dirección N y NE.

Para los mecanismos ubicados al norte de las Islas Marías (color azul) se consideró el plano de falla orientado EW y NW-SE para los sismos 6 y 64. Las bases para esta suposición son dos: 1) Lonsdale (1995) propone que desde lo 0-0.78 Ma la dirección de deslizamiento al norte y sur de la zona de Fractura de Tamayo son paralelas a la dirección Pacífico-Norteamérica y que cualquier movimiento a lo largo de esa zona de fractura debe ser paralela a la dirección de movimiento Pacífico-Norteamérica; 2) La figura 5.3 presenta los rasgos batimétricos que muestran que los lineamientos son preferencialmente EW. Esta evidencia sugiere que es poco probable que los planos de falla de estos sismos estén orientados NS.

4.3 Batimetría

Los mapas batimétricos que se muestran a lo largo de este trabajo fueron construidos a partir de una sola fuente, utilizando los datos de batimetría de Sandwell y Smith (1997). La información proviene de sondeos de profundidad y de altimetría satelital (Geosat, ERS1) y se ilustra en la figura 4.5. Los datos son parte del proyecto “Satellite Geodesy” de “Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego” disponibles en la página http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi.

La resolución de los datos de satélite tiene un espaciamento de 1 minuto para latitud y longitud, en el Ecuador. La resolución decrece en función de $1/\cos(\text{latitud})$ debido a que se emplea una proyección Mercator para la confección de la base mundial batimétrica. La dimensión de la malla utilizada comprende los límites -111° a -103° para la longitud y de 16° a 25° para la latitud, con un espaciado de 0.5 minutos (aproximadamente 0.925 km). Para la construcción de la malla y los mapas batimétricos se utilizó el software GMT (Generic Mapping Tool) desarrollado por Wessel y Smith (1988) y patrocinado por National Science Foundation. Utilizando el método denominado algoritmo de tensión ajustable a la curvatura continua de la superficie mediante la instrucción `surface` de GMT, utilizando

$$(1 - T) * L(L(z)) + T * L(z) = 0, \quad (4.10)$$

donde T es el factor de tensión y varía entre 0 y 1; L indica el operador Laplaciano. $T = 0$ proporciona la solución de la mínima curvatura, la cual puede ocasionar oscilaciones no deseadas y mínimos o máximos locales falsos (Smith y Wessel, 1990) por lo que se recomienda usar $T > 0$ para eliminar dichos efectos. Se sugiere $T \sim 0.25$ para datos de campos potenciales y para datos topográficos debe ser mayor ($T \sim 0.35$). Para este trabajo se usó un valor de $T=0.5$. El mapa batimétrico base se muestra en la figura 4.5

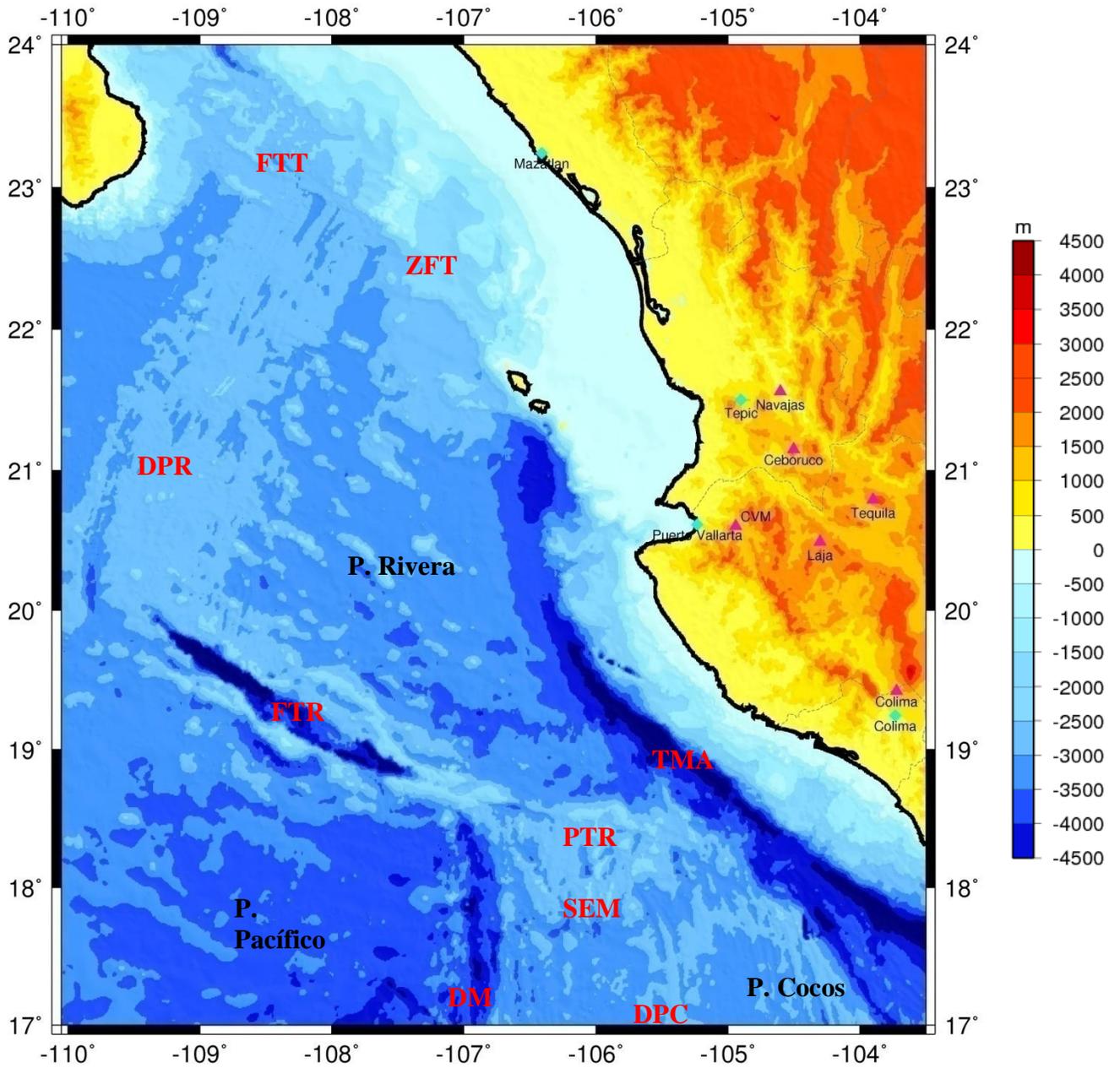


Figura 4.5 Mapa batimétrico de la zona de estudio obtenido a partir de altimetría satelital (Sandwell y Smith, 1997). Los triángulos magenta representan volcanes, los diamantes cian representan ciudades. Dorsal Pacífico Rivera (DPR), Zona de Fractura de Tamayo (ZFT), Falla Transformada de Tamayo (FTT), Trinchera Mesoamericana (TMA), Paleotransformada de Rivera (PTR), Segmento de Expansión de Moctezuma (SEM), Depresión de Moctezuma (DM) y Dorsal Pacífico Cocos (DPC)

La figura 4.5 muestra el mapa topográfico con los datos del satélite. El mapa batimétrico obtenido muestra, en forma regional, algunas estructuras:

- De los 20° a 23°N de latitud y 110°W se puede observar la Dorsal del Pacífico – Rivera (DPR) que marca el límite entre la placa de Rivera y la placa del Pacífico con profundidades que oscilan entre los 2000 y 2500 m. La morfología de la placa de Rivera (lado este de la dorsal) parece presentar una mayor cantidad de estructuras submarinas en comparación con la placa del Pacífico. Esto se debe probablemente al régimen de deformación que ha sufrido la placa de Rivera.
- Al sur de la Dorsal del Pacífico-Rivera se encuentra la Falla Transformada de Rivera (FTR) orientada NW-SE, cuya profundidad que van desde los 2500 hasta 4500 m de profundidad. La falla termina cerca de los 106°W, donde comienza la Zona de Fractura de Rivera (Bandy et al., 2008) e inicia la Paleotransformada de Rivera (PTR). La falla Transformada de Rivera presenta la máxima profundidad antes de alcanzar su intersección con la Depresión de Moctezuma (*DM*) que presenta una profundidad de 4000 a 4500 m.
- A los 106°W de longitud, y orientado en dirección norte-sur, se localiza el Segmento de Esparcimiento de Moctezuma (SEM) con profundidad promedio de 2000m, este segmento de esparcimiento se considera parte de la Dorsal del Pacífico. Existe una controversia si esta estructura forma parte del límite de la placa de Rivera con la placa de Cocos o de la placa de Cocos con la del Pacífico.
- Al acercarse al continente entre la placa de Rivera y la placa de Norteamérica al sur de los 20° de latitud se observa una franja estrecha que presenta profundidades superiores a los 4000 m donde se localiza la trinchera Mesoamericana (TMA) que marca el límite entre ambas placas. A los 21°N donde se marca el termino de la Trinchera Mesoamericana se localizan el Escarpe de las Tres Marías y la Zona de Fractura de Tamayo (ZFT) que se consideran el límite entre la placa de Norteamérica y la placa de Rivera.
- Al NW de la Dorsal del Pacifico por encima de los 22.5° se localiza la falla Transformada de Tamayo (FTT) que forma parte del sistema de fallas que separa la Península de Baja California de la placa de Norteamérica, donde se presenta un movimiento lateral derecho que ha dado lugar a la apertura del Golfo de California.

De la figura 4.5, también se observa que hacia la parte sur de la placa Rivera se presentan las mayores profundidades y conforme nos dirigimos al norte observamos estructuras más someras. Cabe destacar que en la región de las Islas Marías se observa una zona plana o terraza bien desarrollada de 500 a 1000 m de profundidad que une dichas islas con la costa de occidental de México, la cual no se mantiene hacia el sur donde se localiza la Trinchera Mesoamericana cuya área de extensión es mucho menor.

De los 17.5° a 18.5°N y de los 107° a los 104.5° W no se observa ninguna estructura batimétrica bien definida, pero se observan estructuras más someras de 1000 a 2000 m de profundidad, esta región es importante debido a que es la zona donde se marca el posible límite entre la placa de Cocos y la placa de Rivera, esta zona ha sido motivo de polémica de diversos autores respecto a la existencia y tipo de límite presente.

Cabe destacar que se consultó el archivo NGDC, el cual contiene una recopilación de datos de batimetría multihaz recolectados por diversas campañas marinas (<http://map.ngdc.noaa.gov/website/mgg/multibeam/viewer.htm>). En la figura 4.6 se muestran las áreas cubiertas por las diversas campañas oceanográficas. Con base en esta figura se determinaron dos razones para no utilizar datos de batimetría multihaz:

- 1) Los mecanismos focales se localizan en su mayor parte en zonas no cubiertas por datos de batimetría multihaz, independientemente de que existe incertidumbre en sus localizaciones.
- 2) La batimetría satelital proporciona un nivel de detalle aceptable con el objetivo de este trabajo.

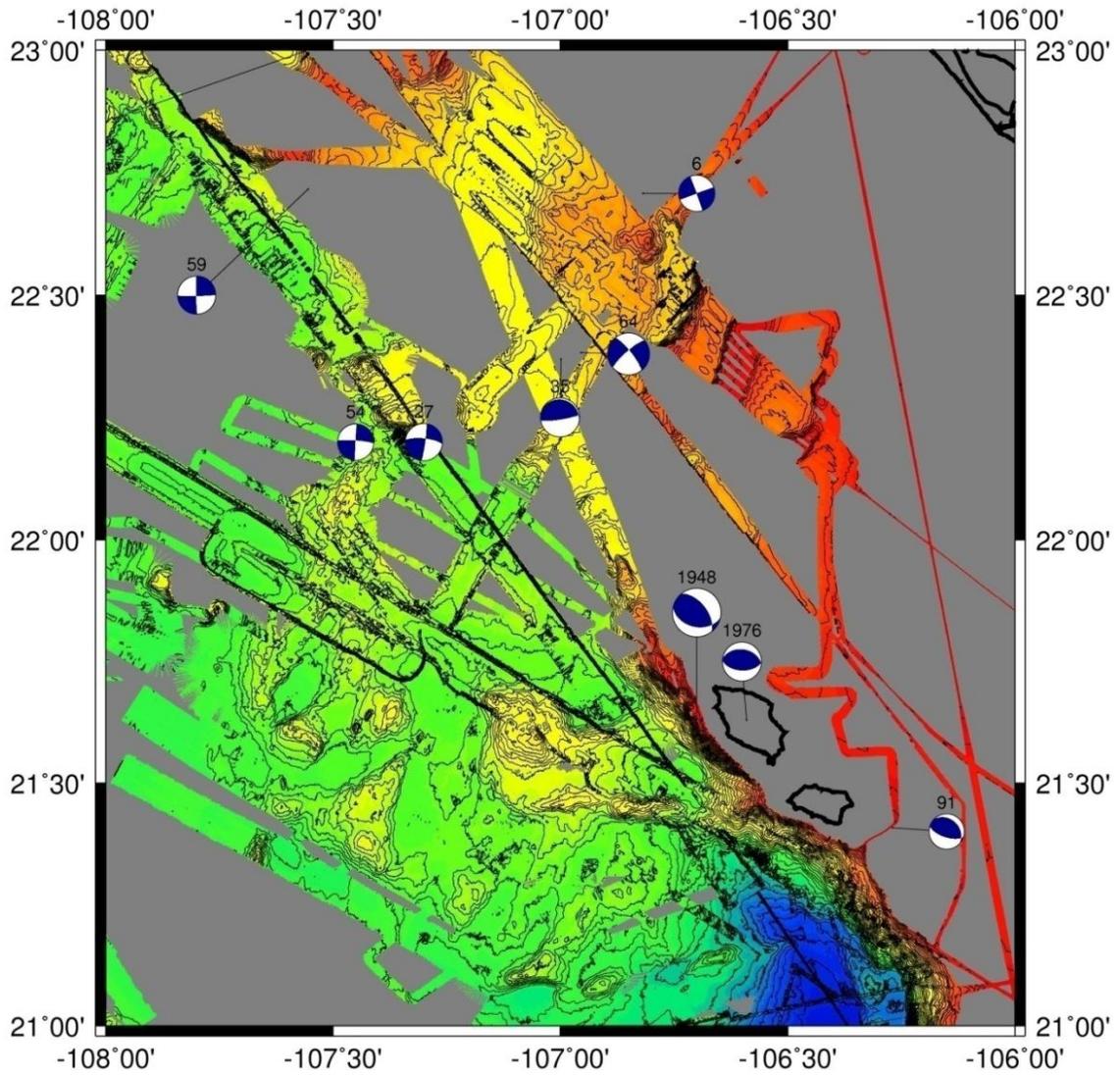


Figura 4.6 Mapa batimétrico construido con batimetría multihaz (datos tomados de <http://map.ngdc.noaa.gov/website/mgg/multibeam/viewer.htm>) con mecanismos focales en color azul.