

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está 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.

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra
con orientación en Sismología**

**Relocalización hipocentral por doble-diferencia y cálculo del
momento sísmico para la secuencia sísmica de Valle de la
Trinidad, Baja California, para el período 2020-2022**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Alejandra Isabel Martínez González

Ensenada, Baja California, México
2023

Tesis defendida por
Alejandra Isabel Martínez González

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Carlos Eduardo Reinoza Gómez
Codirector de tesis

Dr. José Antonio Vidal Villegas
Codirector de tesis

Dr. Héctor González Huizar

Dr. Germán Andrés Álvarez Botero

Dra. Sheila Natalí Estrada Allis



Dr. Diego Ruíz Aguilar
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Alejandra Isabel Martínez González** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra [con orientación en Sismología](#).

Relocalización hipocentral por doble-diferencia y cálculo del momento sísmico para la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, Baja California, para el período 2020-2022

Resumen aprobado por:

Dr. Carlos Eduardo Reinoza Gómez
Codirector de tesis

Dr. José Antonio Vidal Villegas
Codirector de tesis

El 17 de agosto de 2020 se registró un sismo de M_L 5.1, seguido por una secuencia de réplicas, en la zona de confluencia de las fallas Agua Blanca, San Miguel, Sierra Juárez y San Pedro Mártir, parte de las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC). Para disminuir las incertidumbres en los parámetros hipocentrales, y así obtener una imagen más nítida de la distribución de la sismicidad, se aplicó el método de relocalización por doble-diferencia (HypoDD) reduciendo los errores de localización (latitud, longitud y profundidad) hasta en un orden de magnitud. La distribución de epicentros se alinea con una estructura de orientación NE–SO, ortogonal al rumbo de la falla San Miguel. Para un mayor entendimiento del proceso sísmico en la fuente, se obtuvo el momento sísmico (M_o) a través del modelo de Brune (1970) en SEISAN y la inversión del tensor de momento en ISOLA (2.5×10^{17} dinas-cm $\leq M_o \leq 7.30 \times 10^{23}$ dinas-cm). A partir de los parámetros de fallamiento obtenidos en ISOLA, la distribución de epicentros y una base de datos de fallas detallada, el sismo principal corresponde con esta falla secundaria sinistral con tendencia NE. La relación $\log M_o - M_L$ para esta secuencia muestra una tendencia no-lineal en el rango de magnitudes de $0.4 \leq M_L \leq 5.1$, lo cual ya había sido reportado en la literatura para un rango de magnitudes menor en las SPBC. Además, esta relación se considera aplicable a toda la región de las SPBC. Diversos autores han reportado secuencias sísmicas controladas por fallamiento ortogonal en el norte de Baja California, incluyendo tres sismos históricos de $M \geq 6$ ocurridos en 1956 asociados al Sistema de Fallas San Miguel. La caracterización de este tipo de estructuras, consideradas inactivas y que se han reactivado sísmicamente generando este tipo de secuencias, permitirá su inclusión en los catálogos de fallas activas de la región. Además, la relación $\log M_o - M_L$ hará posible la homogeneización del catálogo sísmico en términos de M_W para la zona de estudio, escala ampliamente utilizada en las ecuaciones para el cálculo del peligro sísmico.

Palabras clave: secuencia sísmica, relocalización, magnitud local, momento sísmico, Baja California

Abstract of the thesis presented by **Alejandra Isabel Martínez González** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences [with orientation in Seismology](#).

Double-difference hypocentral relocation and seismic moment calculation of the Valle de la Trinidad seismic sequence, Baja California, Mexico

Abstract approved by:

Dr. Carlos Eduardo Reinoza Gómez
Codirector de tesis

Dr. José Antonio Vidal Villegas
Codirector de tesis

On August 17, 2020, an M_L 5.1 earthquake, followed by a sequence of aftershocks, was recorded in the confluence zone of the Agua Blanca, San Miguel, Sierra Juárez, and San Pedro Mártir faults, part of the Peninsular Ranges of Baja California (PRBC). The double-difference relocation method (HypoDD) was applied to reduce uncertainties in the hypocentral parameters and thus obtain a sharper picture of the seismicity distribution. The location errors (latitude, longitude, and depth) were reduced by up to an order of magnitude. The epicenter distribution aligns with an NE-SW-oriented structure, orthogonal to the strike of the San Miguel fault. For a better understanding of the seismic process at the source, the seismic moment (Mo) was obtained through the Brune (1970) model using SEISAN, and the seismic moment tensor inversion using ISOLA (2.5×10^{17} dynes-cm $\leq Mo \leq 7.30 \times 10^{23}$ dynes-cm). From the faulting parameters obtained through ISOLA, epicenter distribution, and a detailed fault database, the main event of the sequence corresponds to this NE-trending left-lateral strike-slip secondary fault. The $\log Mo-M_L$ relationship for this sequence shows a non-linear trend in the magnitude range of $0.4 \leq M_L \leq 5.1$, already reported in the literature, for a lower magnitude range in PRBC. Furthermore, this relationship is considered applicable to the entire SPBC region. Several authors have reported seismic sequences controlled by orthogonal faulting in northern Baja California, including three historical earthquakes of $M \geq 6$ in 1956 associated with the San Miguel fault system. Characterizing this type of structures considered inactive and seismically reactivated generating this type of sequences will allow their inclusion in the active faults catalog for the region. In addition, the $\log Mo-M_L$ relationship will make possible the homogenization of the seismicity catalog in terms of M_W for the study area, a scale widely used in the equations for calculating seismic hazard.

Keywords: seismic sequence, relocation, local magnitude, seismic moment, Baja California

Dedicatoria

A Enrique y Rosabel, por su amor, por su ejemplo y por hacerme la mujer que soy hoy día.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), por la oportunidad de cursar la maestría en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología.

Al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT), por la beca otorgada para cubrir mis gastos de manutención en México.

A mis codirectores, al Dr. Carlos Eduardo Reinoza Gómez por ser mi guía desde el primer día durante estos dos años de maestría, por su paciencia y disponibilidad para resolver mis dudas e inquietudes. Al Dr. José Antonio Vidal Villegas, por aceptar ser parte de este proyecto, por confiar en mis capacidades y por darme las herramientas necesarias para familiarizarme con el contexto sismológico local del norte de Baja California.

A los demás miembros del comité, al Dr. Héctor González Huizar, Dr. Germán Botero y Dra. Sheila Estrada, por sus pertinentes y valiosos consejos, aportes y sugerencias a este trabajo.

A los profesores del Posgrado en Ciencias de la Tierra, por el valioso conocimiento impartido en las aulas de clase.

Al equipo de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM), por su incondicional apoyo y disposición en el desarrollo de mi trabajo de tesis.

Al Dr. Franck Audemard de la Universidad Central de Venezuela (UCV), por su guía y valiosos aportes a la interpretación de los resultados del presente trabajo.

A los Dres. Herbert Rendón y Michael Schmitz, de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), por apadrinarme e iniciarme en este mundo de la sismología.

A Leonardo Alvarado (FUNVISIS), por compartir sus valiosos conocimientos sobre programación en sismología. Su apoyo y disponibilidad fueron fundamentales durante el desarrollo del presente trabajo.

Al Dr. Jiri Zahranik de la Universidad de Charles en Praga (CUNI) y a la Dra. Patricia Pedraza del Servicio Geológico Colombiano (SGC) por su guía y apoyo en el procesamiento de los datos con el software ISOLA.

A mis compatriotas, que me han acompañado presencialmente en mi estancia en México y que me han llevado de la mano estos dos años, Carlos Reinoza y Luis Yegres. Gracias por su hospitalidad, apoyo, por las necesarias llamadas de atención y por recibirme con los brazos abiertos.

A mis compañeros de CICESE. Especialmente a Eduardo Monreal por abrazar mi cultura de esa forma tan especial y hacerme sentir siempre en casa. A Carlos Peral por siempre estar a mi lado, por su confianza y, sobre todo, por su paciencia.

Al personal administrativo y de investigación de la División de Ciencias de la Tierra. A los Dres. Alejandro González y Diego Ruíz, coordinadores del Posgrado en Ciencias de la Tierra y Melissa Corral, secretaria del Posgrado en Ciencias de la Tierra, por su guía en los procesos necesarios para el buen término de nuestros estudios de maestría.

A Ivette Barrios, Doranell Jiménez y Dayana Silva, por su hermosa amistad, por las risas y por acompañarme en cada paso. No necesito tenerlas cerca para saber que están conmigo.

A la familia Negrette-Sánchez por su cariño, incondicionalidad y apoyo. Especialmente a Diego Negrette, por acompañarme con su amistad desde la distancia.

A mi familia, en especial a mis padres. A Rosabel, por enseñarme el valor de la ciencia y a Enrique por enseñarme el valor de la honestidad.

A mi patria, Venezuela. Por la fortuna de haber nacido en tu suelo y por la oportunidad de representarte con orgullo en el mundo.

¡Gracias totales!

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras.....	x
Lista de tablas	xvi
 Capítulo 1. Introducción	 1
1.1 Hipótesis.....	3
1.2 Objetivos	4
1.2.1 Objetivo general	4
1.2.2 Objetivos específicos	4
 Capítulo 2. Área de estudio	 5
2.1 Marco tectónico	5
2.2 Fallas y sismicidad histórica asociada	6
2.2.1 Sistema San Miguel-Vallecitos	6
2.2.2 Agua Blanca	6
2.2.3 Sistema Sierra Juárez - Sierra San Pedro Mártir	7
2.3 Secuencia sísmica de Valle de la Trinidad	8
2.3.1 Distribución temporal y por magnitud	8
 Capítulo 3. Marco teórico	 9
3.1 Secuencia sísmica	9

3.1.1	Tipos de secuencias sísmicas	9
3.2	Localización hipocentral de eventos sísmicos	10
3.2.1	Localización individual. Método iterativo por mínimos cuadrados	11
3.2.2	Localización relativa	12
3.3	Magnitud	12
3.3.1	Magnitud Local (M_L)	13
3.3.2	Magnitud de Coda (M_C)	14
3.3.3	Magnitud Momento (M_W)	15
3.4	Modelo de fuente sísmica	16
3.4.1	Modelo de Brune	16
3.4.2	Función de Green y tensor de momento sísmico	17
3.4.2.1	Funciones de Green	17
3.4.2.2	Tensor de momento sísmico	18
Capítulo 4.	Metodología	22
4.1	Base de datos	22
4.2	Relocalización hipocentral por doble-diferencia (HypoDD)	23
4.2.1	Modelo de velocidad	28
4.3	Momento sísmico y relación Log $M_0 - M_L$	29
4.3.1	Modelo de fuente sísmica de Brune	30
4.3.1.1	Modelo de velocidad	33
4.3.2	Inversión del tensor de momento sísmico	33
Capítulo 5.	Resultados	36
5.1	Relocalización por doble-diferencia de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad	36
5.2	Relación Log $M_0 - M_L$	41
5.2.1	Parámetros espectrales calculados a través del modelo de Brune	41

5.2.2	Evaluación de la aplicabilidad a las SPBC	44
5.2.3	Relaciones $M_L - M_W$, $M_C - M_W$ y $M_L - M_C$	45
5.2.4	Aplicación como discriminante entre eventos de origen tectónico y artificial	46
5.3	Inversión del tensor de momento sísmico	47
5.3.1	Evento del 17 de agosto de 2020, 15:09:7.4 UTC, M_L 4.7	48
5.3.2	Evento del 17 de agosto de 2020, 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1 (evento principal)	51
5.3.3	Evento del 26 de abril de 2021, 05:12:5.9 UTC, M_L 4.0	54
5.3.4	Evento del 07 de noviembre de 2022, 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4	56
5.3.5	Parámetros de fallamiento y M_0	58
5.3.6	Integración de resultados: modelo de Brune (1970) versus inversión del tensor de momento.	62
Capítulo 6.	Discusión	64
6.1	Relocalización por método de doble – diferencia	64
6.1.1	Evaluación del método	64
6.1.2	Interpretación	65
6.2	Relación Log $M_0 - M_L$	69
6.2.1	Aplicación: discriminante entre eventos sísmicos tectónicos y artificiales	71
Capítulo 7.	Conclusiones y recomendaciones	73
Literatura citada	75	
Anexos	81	

Lista de figuras

Figura

Página

- 1.... Zona de estudio y secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. AB= Falla Agua Blanca; TH=Falla Tres Hermanos; SM=falla San Miguel; SJ=Falla Sierra Juárez; SPM=Falla San Pedro Mártir. Se muestran dos epicentros de sismos históricos ocurridos en el año 1956 con magnitudes $M_W \geq 6$ (Doser, 1992), además del sismo principal de la secuencia M_L 5.1 del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC. Los mecanismos focales de los eventos históricos $M_W \geq 6$ son los obtenidos por Vidal et al. (2010). Por otra parte, el mecanismo focal del evento principal de la secuencia en estudio corresponde al obtenido a través de un análisis de primeros arribos. 1
- 2.... Fallas regionales del norte de Baja California. La zona de estudio se encuentra delimitada por el cuadrado rojo. B=Falla Borrego, CA=Falla Calabazas, CH=Falla Chupamirtos, CP=centro de dispersión Cerro Prieto, CR=Falla Cañón Rojo, CU=Falla Cucapá, CW=Cuenca Wagner, E=Falla El Descanso-Estero, M=Falla Maximinos, ON=Falla Ojos Negros, P=Falla Pescaderos, S=Falla Bahía Soledad, SS=Salton Sea y TH=Falla Tres Hermanas. Modificado de Cruz-Castillo (2002). 7
- 3.... Distribución temporal y por magnitud de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. La estrella roja representa el evento principal de la secuencia M_L 5.1. 8
- 4.... Gráficos generalizados de número de sismos vs. tiempo para los tres tipos de secuencias sísmicas. Modificado de Mogi (1963). 10
- 5.... Representación gráfica de la relación entre la función de corrección de distancia, Q_d , y la distancia epicentral, Δ . Los valores de Q_d y Δ para la elaboración del gráfico fueron tomados de Richter (1958). 13
- 6.... Evento sísmico local con magnitud M_L 2.8 a una distancia epicentral de 117 km. La figura muestra: a) señal sin filtrar con tres diferentes posiciones donde la coda ha sido leída y sus Mc correspondientes; b) señal con un filtro aplicado de 5-10 Hz; c) señal sin filtrar, pero amplificada; d) señal con filtro de 5-10 Hz y amplificada. Evento sísmico registrado por la Red Sísmica Nacional de Noruega, estación FOO con tiempo origen 1996 0606 06:48 UTC. Modificado de Havskov y Ottemoller (2010). 15
- 7.... Forma de onda de arribo de la onda P que combina lo efectos de la fuente, trayectoria e instrumento. Modificado de Stein & Wyession (2004). 18
- 8.... Geometría de falla utilizada en estudios de sismología. Modificado de Stein & Wyession (2004). 18
- 9.... Diagrama esquemático de un mecanismo focal. Las flechas rojas representan la dirección de movimiento de los bloques de falla para cada caso. Modificado de (USGS, s.f-b) 19
- 10.. Los 9 pares de fuerzas los cuales representan los componentes del tensor de momento sísmico. Cada uno consiste en dos fuerzas opuestas separadas por una distancia d (línea punteada), de tal forma que la fuerza neta es siempre cero (Stein & Wyession, 2003). 20
- 11.. Representación de un evento sísmico tectónico a través de un doble par de fuerzas. Modificado de Stein & Wyession (2004). 21

- 12.. Estructura de SEISAN. Se subrayan los directorios principales REA, WAV, CAL y WAV en donde se copiaron los archivos necesarios para el correcto procesamiento de los datos: formas de onda, parámetros hipocentrales, tiempos de llegada de fases, modelos de velocidad, modelo de atenuación, coordenadas de estaciones y curvas de calibración. 22
- 13.. Diagrama que ilustra los parámetros más importantes para la formación de clústeres en la aplicación del método de doble-diferencia. MAXDIST = distancia máxima evento – estación; MAXSEP = separación máxima entre pares de eventos vecinos; WDCT = es un parámetro correspondiente a la matriz de pesos (Tabla 1) y representa la separación entre sismos que forman un par. Se muestran sismogramas de ejemplo para cada sismo, con las fases P y S marcadas, que deben ser identificadas en una estación común para los sismos que formen el par. 24
- 14.. Resultados de la aplicación del método de doble-diferencia para un clúster de sismos localizado al norte de la falla Hayward, California (Waldhauser & Ellsworth, 2000). (a) Localizaciones Red Sismológica del Norte de California (NCSN, por sus siglas en inglés); (b) Localizaciones con el algoritmo de doble diferencia usando la diferencia en los tiempos de viaje para pares de eventos del catálogo NCSN; (c) Correlación cruzada de las diferencias de los tiempos de viaje de onda P; (d) Correlación cruzada de las diferencias de los tiempos de viaje de onda S; (e) Todos los tipos de datos. Las figuras de la primera fila corresponden a vistas en planta, las figuras de la segunda línea corresponden a una sección NO-SE. 26
- 15.. Relación $\log M_o - M_L$ planteada por (Vidal & Munguía, 1991). Los triángulos representan los datos preparados para el estudio de estos autores, mientras que los círculos y rombos corresponden a datos de estudios previos (Nava & Brune, 1983; Thatcher, 1972b; Thatcher & Hanks, 1973). Las líneas rectas se obtuvieron a través de un ajuste por mínimos cuadrados. 29
- 16.. Forma del espectro de desplazamiento de la fuente sísmica. Modificado de Havskov y Ottemoller (2010) 30
- 17.. Obtención de parámetros espectrales y de fuente sísmica en SEISAN. a) Selección de la ventana correspondiente al tren de onda S de la que se obtendrá el espectro de desplazamiento. La ventana seleccionada se encuentra acotada entre dos líneas color verde brillante. b) Espectro de desplazamiento obtenido para la ventana seleccionada en la Figura 17a. Se indican en el espectro los parámetros Ω_o (nm-s), asociado al nivel plano espectral a bajas frecuencias y la frecuencia de esquina, f_o (Hz). Con líneas color rojo se muestra la forma del modelado manual del espectro. En un recuadro rojo se muestran los parámetros espectrales calculados, M_o , $ST(\Delta\sigma)$, $OM(\Omega_o)$, f_o , r , y magnitud en escala M_W . En un recuadro azul se muestran los parámetros generales para el cálculo del espectro de onda S: velocidad (Vel) (km/s), densidad (Dens) (g/cm^3), distancia a la estación de registro correspondiente (Dist) (km), profundidad (km), valores asociados a la atenuación del medio local para correcciones del espectro Q_o , Q_{alp} y k (Castro, 1983; Rebollar, 1984; Thatcher, 1972b), además del rango de frecuencias espectral (0.010 – 20 Hz). 32
- 18.. Diagrama del proceso que se lleva a cabo en ISOLA 34
- 19.. Vista en mapa y perfil A-B en profundidad. Comparativa de reducción de las barras de error entre: a) los sismos originalmente localizados por RESNOM; b) relocalización por doble diferencia llevada a cabo únicamente con fases P y S del catálogo; c) relocalización por doble diferencia llevada a cabo con una combinación de fases P y S del catálogo y correlación cruzada. 36

20..	Cúmulos de sismicidad ubicados al norte de la alineación de sismos NE – SO.	38
21..	Gráficos de distribución temporal y en magnitud de a) Cúmulo 1 de la Figura 19, b) cúmulo 2 de la Figura 19.	38
22..	Localizaciones epicentrales originales de RESNOM y corte en profundidad correspondiente al perfil A-B. Se indica con una flecha color rojo la alineación vertical en profundidad que corresponde a la tendencia de sismos ortogonal a las principales fallas de la región (AB= Agua Blanca; TH= Tres Hermanos; SM= San Miguel, SJ=Sierra Juárez; SPM= San Pedro Mártir). Con una flecha verde se indica una discontinuidad en la distribución de los sismos. La base de datos de fallas es tomada de INEGI (1982a, 1982b)	39
23..	Relocalizaciones por doble-diferencia realizadas en el presente estudio. y corte en profundidad correspondiente al perfil A-B. Se indica con una flecha color rojo la alineación vertical en profundidad que corresponde a la tendencia de sismos ortogonal a las principales fallas de la región (AB= Agua Blanca; TH= Tres Hermanos; SM= San Miguel, SJ=Sierra Juárez; SPM= San Pedro Mártir). La base de datos de fallas es tomada de INEGI (1982a, 1982b)	40
24..	Gráfico combinado M_0 (dinas-cm) versus radio de ruptura, r (km) y frecuencia de esquina, f_0 (Hz). Las líneas rectas representan la caída de esfuerzo constante ($\Delta\sigma$).	41
25..	Relación $\text{Log } M_0 - M_L$: a) un único ajuste lineal para todo el rango de magnitudes; b) dos ajustes, uno para las magnitudes pequeñas ($0.4 \leq M_L \leq 3.9$) y un segundo ajuste para las magnitudes moderadas a altas ($4 \leq M_L \leq 5.1$). Las líneas y expresiones en color rojo representan los ajustes reportados por Vidal & Munguía (1991).	43
26..	Relación $\text{Log } M_0 - M_L$: a) un único ajuste lineal para todo el rango de magnitudes; b) dos ajustes, uno para las magnitudes pequeñas ($0.4 \leq M_L \leq 3.9$) y un segundo ajuste para las magnitudes moderadas a altas ($4 \leq M_L \leq 5.9$). El triángulo color negro representa el sismo de San Quintín 22/11/2022, 16:39 UTC, M_L 5.9. Las líneas y expresiones en color rojo representan los ajustes reportados por Vidal & Munguía (1991).	43
27..	Posición relativa del sismo de San Quintín M_L 5.9, 22/11/2022, con respecto a la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad.	44
28..	Relaciones entre magnitudes: a) $M_L - M_W$; b) $M_C - M_W$	45
29..	Relación $M_L - M_C$. Estas escalas de magnitud corresponden a las calculadas por RESNOM. ...	46
30..	$\text{Log } M_0 - M_L$. Las cruces negras corresponden a los datos de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, los círculos corresponden a estudios anteriores (Nava & Brune, 1983; Thatcher, 1972a; Thatcher & Hanks, 1973; Vidal & Munguía, 1991) y las cruces rojas a un catálogo de ensayos nucleares del Nevada Test Site (NTS) tomado de Woods et al. (1993) con magnitudes $3.5 \leq M_L \leq 6.16$	47
31..	Comparación del sismograma registrado (negro) en la estación CHX y los datos sintéticos (rojo) para el evento del 17/08/2020 a las 15:09:7.4 UTC, M_L 4.7. N-S se refiere a la componente norte-sur, E-O a la componente este-oeste y Z a la componente vertical. Los números en azul indican la reducción de varianza (VR) entre los datos sintéticos y observados para cada componente. A la derecha, se muestra el mecanismo focal obtenido a través del	

proceso de inversión del tensor de momento, denotado por la letra “a” por ser un evento previo al sismo principal.	49
32.. Estaciones utilizadas en la inversión del tensor de momento sísmico llevada a cabo en ISOLA (triángulos color rojo) para el evento del 17/08/2020 a las 15:09:7.4 UTC, M_L 4.7. Los triángulos grises corresponden a estaciones que se eliminaron de la inversión por presentar un ajuste deficiente y/o señales ruidosas.	49
33.. Mecanismo focal obtenido a través de un análisis de polaridades de primeros arribos en SEISAN. Correspondiente al evento del 17/08/2020 a las 15:09:7.4 UTC, M_L 4.7.	50
34.. Gráfico de correlación correspondiente al evento del 17/08/2020 a las 15:09:7.4 UTC, 4.7 M_L . Las escalas de colores de la derecha corresponden al porcentaje de doble-par (DC%) y de correlación. Las curvas de nivel representan valores iguales de correlación.	50
35.. Comparación del sismograma registrado (negro) en la estación CHX y los datos sintéticos (rojo) para el evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1. N-S se refiere a la componente norte-sur, E-O a la componente este-oeste y Z a la componente vertical. Los números en azul indican la reducción de varianza (VR) entre los datos sintéticos y observados para cada componente. A la derecha, se muestra el mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento, denotado por la letra A.	51
36.. Estaciones utilizadas en la inversión del tensor de momento sísmico llevada a cabo en ISOLA (triángulos color rojo) para el evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1. Los triángulos grises corresponden a estaciones que se eliminaron de la inversión por presentar un ajuste deficiente y/o señales ruidosas.	52
37.. Mecanismo focal obtenido a través de un análisis de polaridades de primeros arribos en SEISAN. Correspondiente al evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1.	52
38.. Sismograma registrado por la estación CHX en su componente vertical (HHZ) correspondiente al evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1. En un cuadrado de línea sólida roja se enmarca el sismo en cuestión y en línea punteada dos réplicas de este. .	53
39.. Gráfico de correlación correspondiente al evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, 5.1 M_L . Las escalas de colores de la derecha corresponden al porcentaje de doble-par (DC%) y de correlación. Las curvas de nivel representan valores iguales de correlación.	53
40.. Comparación del sismograma registrado (negro) en la estación CHX y los datos sintéticos (rojo) para el evento del 26/04/2021 a las 05:12:5.9 UTC, M_L 4.0. N-S se refiere a la componente norte-sur, E-O a la componente este-oeste y Z a la componente vertical. Los números en azul indican la reducción de varianza (VR) entre los datos sintéticos y observados para cada componente. A la derecha, se muestra el mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento, denotado por la letra B.	54
41.. Estaciones utilizadas en la inversión del tensor de momento sísmico llevada a cabo en ISOLA (triángulos color rojo) para el evento del 26/04/2021 a las 05:12:5.9 UTC, M_L 4.0. Los triángulos grises corresponden a estaciones que se eliminaron de la inversión por presentar un ajuste deficiente y/o señales ruidosas.	55

- 42.. Mecanismo focal obtenido a través de un análisis de polaridades de primeros arribos en SEISAN. Correspondiente al evento del 26/04/2021 a las 05:12:5.9 UTC, M_L 4.0. 55
- 43.. Gráfico de correlación correspondiente al evento del 26/04/2021 a las 05:12:5.6 UTC, M_L 4.0. Las escalas de colores de la derecha corresponden al porcentaje de doble-par (DC%) y de correlación. Las curvas de nivel representan valores iguales de correlación. 56
- 44.. Comparación del sismograma registrado (negro) en la estación CHX y los datos sintéticos (rojo) para el evento del 07/11/2022 a las 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4. N-S se refiere a la componente norte-sur, E-O a la componente este-oeste y Z a la componente vertical. Los números en azul indican la reducción de varianza (VR) entre los datos sintéticos y observados para cada componente. A la derecha, se muestra el mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento, denotado por la letra C. 56
- 45.. Estaciones utilizadas en la inversión del tensor de momento sísmico llevada a cabo en ISOLA (triángulos color rojo) para el evento del 07/11/2022 a las 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4. Los triángulos grises corresponden a estaciones que se eliminaron de la inversión por presentar un ajuste deficiente y/o señales ruidosas. 57
- 46.. Mecanismo focal obtenido a través de un análisis de polaridades de primeros arribos en SEISAN. Correspondiente al evento del 07/11/2022 a las 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4. 57
- 47.. Gráfico de correlación correspondiente al evento del 07/11/2022 a las 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4. Las escalas de colores de la derecha corresponden al porcentaje de doble-par (DC%) y de correlación. Las curvas de nivel representan valores iguales de correlación. 58
- 48.. Convención del ángulo de cabeceo (λ) definida por Aki & Richards (1983). Modificado de Alberti (2005). 60
- 49.. Representación gráfica del proceso de ruptura sísmico en donde se destaca la posición relativa entre el centroide y el hipocentro de un sismo. 61
- 50.. Mecanismos focales calculados a través de la inversión del tensor de momento (TMS) para los eventos a, A, B y C, representados en color rojo. Todos los epicentros mostrados en la figura fueron los obtenidos de la relocalización con HypoDD. ABF= Falla Agua Blanca; THF= Falla Tres Hermanos; SMVF= Sistema de fallas San Miguel-Vallecitos; SJF= Falla Sierra Juárez; SPMF= Falla Sierra San Pedro Mártir. 61
- 51.. Relación $\log M_o - M_L$. Con una línea punteada roja se muestra la tendencia con los valores calculados para M_o (cruces azules) a través de la inversión del tensor de momento. 62
- 52.. Relación $M_{WTMS} - M_{WBRUNE}$. Las letras a, A, B y C corresponden a los eventos a los que se les realizó la inversión del tensor de momento sísmico. 63
- 53.. Secuencia sísmica de Valle de la Trinidad relocalizada a través del método de doble-diferencia y mecanismo focal del sismo principal (A) M_L 5.1 del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC. El mecanismo focal presentado es el obtenido a través de la inversión del tensor de momento sísmico. 66
- 54.. Mecanismo focal obtenido a través de la inversión del tensor de momento para el sismo principal (A) M_L 5.1 del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC. Se señalan en rojo las trazas de falla

y cinemática, además de los parámetros de fallamiento (ϕ = rumbo; δ = buzamiento; λ =cabeceo) para cada caso: a) Falla San Miguel; b) Estructura ortogonal con orientación NE-SO.	67
55.. Configuración de una estación de registro sísmico RESNOM. a) Instrumentación de las estaciones de RESNOM; b) Caseta de protección y aislante de la instrumentación mostrada en 55a.	82
56.. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación ALAMX.	83
57.. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación CHX.	84
58.. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación SV2X.	84
59.. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación SJX.	85
60.. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación OJONX.	86
61.. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación SFX.	86
62.. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación SQX.	87
63.. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación RHX.	88
64.. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación CCX.	89
65.. Resumen de resultados obtenidos en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) para el evento del 17/08/2020 a las 15:09:7.4 UTC, M_L 4.7. Evento a.	90
66.. Resumen de resultados obtenidos en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) para el evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1. Evento A.	90
67.. Resumen de resultados obtenidos en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) para el evento del 26/04/2021 a las 05:12:5.9 UTC, M_L 4.0. Evento B.	91
68.. Resumen de resultados obtenidos en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) para el evento del 07/11/2022 a las 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4. Evento C.	91

Lista de tablas

Tabla	Página
1.... Matriz de pesos para las relocalizaciones por doble-diferencia de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad.	28
2.... Modelo de velocidad SJ18, 1-D, propuesto por Ramírez Ramos et al. (2019) utilizado para las relocalizaciones con HypoDD.	29
3.... Modelo de velocidad utilizado para cálculo de los parámetros de fuente e inversión del tensor de momento sísmico (Nava y Brune, 1982)	33
4.... Media de error de localización (ex , ey , ez) para las localizaciones originales realizadas por RESNOM, relocalización por doble diferencia llevada a cabo únicamente con fases P y S del catálogo y relocalización por doble-diferencia con una combinación de fases P y S del catálogo y correlación cruzada.	37
5.... Parámetros asociados a los 4 eventos (a, A, B y C) a los que se les hizo análisis de polaridades de primeros arribos (PA) e inversión del tensor de momento sísmico (TMS).	59
6.... Comparación entre energía sísmica liberada durante terremotos con toneladas de TNT y su equivalente en número de bombas de Hiroshima. Tomado de (Freund, 2003).	72
7.... Criterio y parámetros para la formación de clústeres para la relocalización a través de HypoDD	81
8.... Criterio para la correlación cruzada de formas de onda y formación de este grupo de datos para la relocalización con HypoDD.	81
9.... Polos y ceros de la estación ALAMX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.	83
10.. Polos y ceros de la estación CHX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.	83
11.. Polos y ceros de la estación SV2X. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.	84
12.. Polos y ceros de la estación SJX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.	85
13.. Polos y ceros de la estación OJONX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.	85
14.. Polos y ceros de la estación SFX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.	86
15.. Polos y ceros de la estación SQX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.	87

- 16.. Polos y ceros de la estación RHX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.88
- 17.. Polos y ceros de la estación CCX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.89

Capítulo 1. Introducción

El 17 de agosto de 2020 se registró un sismo de magnitud local (M_L) 5.1 y una secuencia de réplicas en la zona de confluencia de cuatro de los sistemas de fallas principales de la región de las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC): Agua Blanca (AB), San Miguel (SM), Sierra Juárez (SJ) y San Pedro Mártir (SPM) (Figura 1).

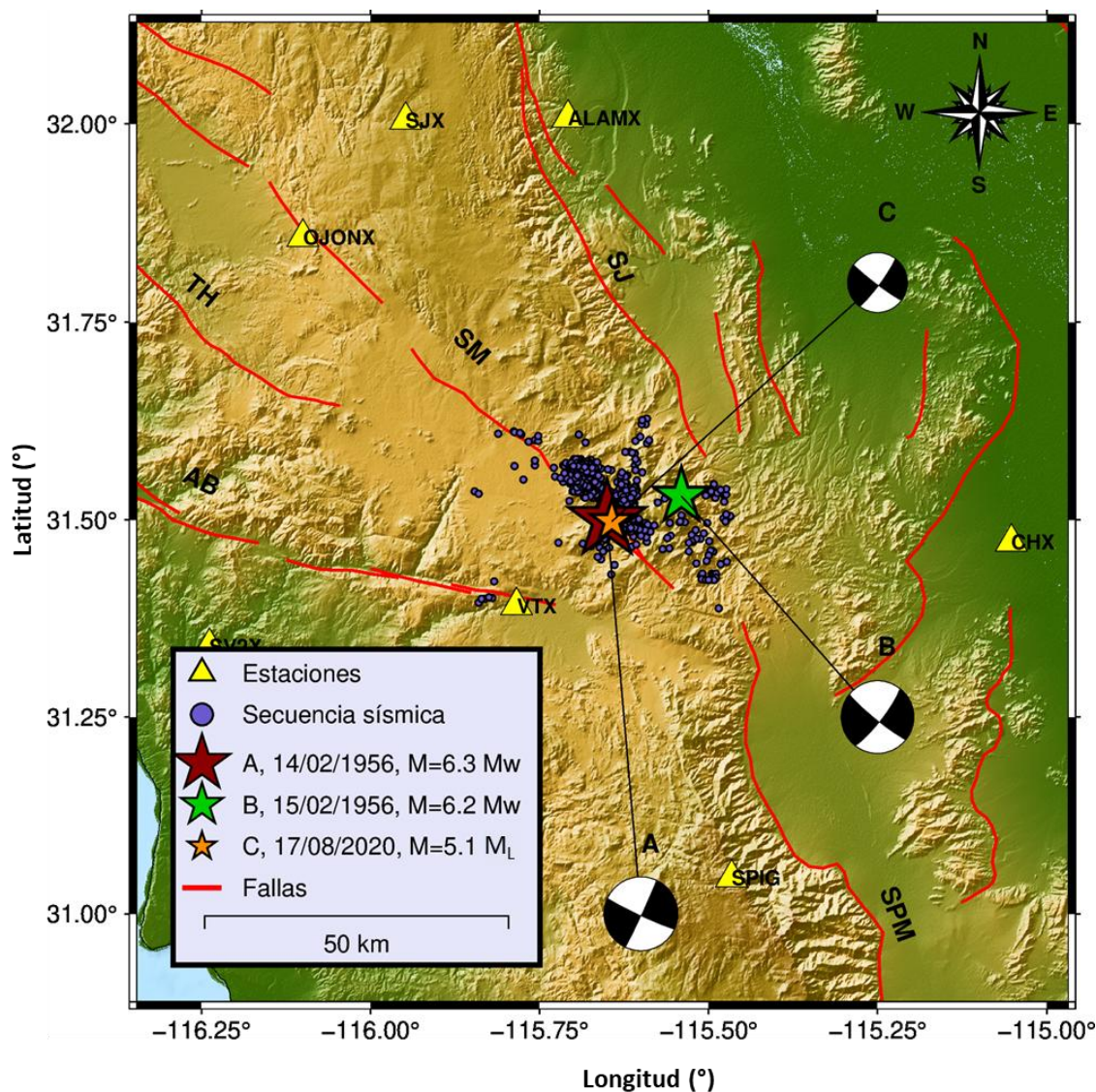


Figura 1. Zona de estudio y secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. AB= Falla Agua Blanca; TH=Falla Tres Hermanos; SM=falla San Miguel; SJ=Falla Sierra Juárez; SPM=Falla San Pedro Mártir. Se muestran dos epicentros de sismos históricos ocurridos en el año 1956 con magnitudes $M_W \geq 6$ (Doser, 1992), además del sismo principal de la secuencia M_L 5.1 del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC. Los mecanismos focales de los eventos históricos $M_W \geq 6$ son los obtenidos por Vidal et al. (2010). Por otra parte, el mecanismo focal del evento principal de la secuencia en estudio corresponde al obtenido a través de un análisis de primeros arribos.

Esta serie de réplicas parece alinearse en una tendencia NE – SO, ortogonal al rumbo de las principales fallas de la región. La aplicación del método de relocalización por doble-diferencia (Waldhauser & Ellsworth, 2000) permitirá reducir las incertidumbres asociadas a las localizaciones hipocentrales de esta secuencia sísmica y, por lo tanto, observar si esta alineación de sismos es real y debida a una estructura sísmicamente activa, o bien, producto de errores en el proceso de localización rutinaria. Inicialmente, la sismicidad parece estar asociada a la falla SM, considerada una de las más sísmicamente activas de la región (Frez y González, 1991; Gastil et al., 1975; Shor y Roberts, 1958; Suárez et al., 1991; Bennett et al., 1996). El evento principal de la secuencia M_L 5.1 coincide en su localización epicentral con el sismo de M_W 6.3, perteneciente a una secuencia de tres sismos con $M \geq 6$ registrada en el año 1956 y asociada a estructuras ortogonales a la falla SM (Doser, 1992). Por lo tanto, surge la pregunta: ¿el sismo M_L 5.1 provocó la reactivación la sismicidad en la falla SM y, además, activó la sismicidad en esta estructura ortogonal a ella con orientación noreste?

El momento sísmico (M_o) es un parámetro relacionado al proceso físico que toma lugar en la fuente (Aki, 1966; Aki & Richards, 1980) por lo que es considerado un insumo fundamental para caracterizar la sismicidad de un área particular. Vidal & Munguía (1991) plantean que la relación $\log M_o - M_L$ no es lineal en el rango de magnitudes de $2 \leq M_L \leq 6.8$ para la región de las SPBC. Calculando M_o a través del nivel de amplitud espectral constante a bajas frecuencias y el modelo de Brune (1970) y, además, a través de la inversión del tensor de momento sísmico, se planteará esta relación ($\log M_o - M_L$) nuevamente, para la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, y así concluir sobre si esta no-linealidad es real o aparente. Para el caso de este estudio se cuenta con registros de sismómetros banda-ancha, lo que ha permitido contar con un rango de magnitudes más amplio ($0.4 \leq M_L \leq 5.1$). y un mayor número de sismos, siendo esto una ventaja, ya que se podrá plantear la relación $\log M_o - M_L$ con un grupo de datos que describe de forma más completa el comportamiento de la sismicidad estudiada. Además, el M_o nos lleva al cálculo de la magnitud momento (M_W), y a plantear una relación $M_W - M_L$ que permita homogeneizar el catálogo en términos de esta escala de magnitud, necesaria en la actualidad para los cálculos de asignación de riesgo sísmico.

Continuando con la caracterización de la fuente sísmica, la inversión del tensor de momento sísmico permitirá, además de calcular valores de M_o para sismos con $M_L \geq 4$ que refuercen la relación $\log M_o - M_L$, obtener los parámetros de fallamiento (ϕ = rumbo; δ = buzamiento; λ = cabeceo) de estos sismos correspondientes a la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. De esta forma, podremos tener información sobre la cinemática de la falla que generó el sismo y relacionar la orientación de los planos de los mecanismos focales obtenidos a las fallas presentes en la región. Integrando estos resultados con

la distribución de epicentros obtenida a través del método de doble diferencia y, además, con una base de datos de fallas detallado de la región, se podrá concluir sobre si estos sismos con $M_L \geq 4$, principalmente el sismo principal M_L 5.1, ocurrieron sobre una estructura con rumbo NE-SO y ortogonal a las principales fallas de la región.

Finalmente, como ya mencionamos, la falla SM representa una alta amenaza sísmica para la región del norte de Baja California. Se ha documentado su potencial para generar sismos de $M_W \geq 6$, cuyos procesos de ruptura han estado controlados por fallamiento ortogonal (Doser, 1992). Por esto, es fundamental la caracterización de esta complejidad estructural y el proceso de ruptura en la actualidad, tomando ventaja de que, 67 años después de estos eventos de 1956, se cuenta con instrumentación de banda-ancha, mayor cobertura instrumental y, por lo tanto, mayor detección. La secuencia sísmica de Valle de la Trinidad es una oportunidad de desarrollar metodologías y de caracterizar la sismicidad de la región, para una mejor asignación del riesgo sísmico de la región.

1.1 Hipótesis

La aplicación del método de doble-diferencia permitirá disminuir, considerablemente, la gran dispersión observada en la localización de los epicentros de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad y, por lo tanto, mejorar las localizaciones hipocentrales hasta en un orden de magnitud (Waldhauser & Ellsworth, 2000). Esto hará posible observar alineaciones a las estructuras geológicas y aportará más información sobre los rasgos tectónicos de las SPBC. Inicialmente, los eventos sísmicos de la secuencia parecen alinearse con el rumbo de la falla SM; sin embargo, una segunda tendencia dispuesta de manera ortogonal a este sistema sugiere la existencia de una posible segunda estructura sísmicamente activa.

Además, el posterior cálculo de M_o , a través de la inversión del tensor de momento y la aplicación del modelo de Brune (1970), conducirá a una mejor caracterización de la fuente sísmica en términos de sus parámetros de fuente y permitirá calcular los parámetros de fallamiento como el rumbo, buzamiento y cabeceo para los sismos de $M_L \geq 4$ de la secuencia. Por otra parte, el uso de registros banda-ancha elimina la limitante instrumental reportada por Vidal y Munguía (1991) y, al contar con un rango de magnitudes más amplio, de $0.4 \leq M_L \leq 5.1$, se podrá concluir sobre si es real o aparente la no-linealidad de la relación $\text{Log } M_o - M_L$ reportada por estos autores.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Caracterizar la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad durante el período comprendido desde el año 2020 al 2022 a través de su relocalización hipocentral y cálculo del momento sísmico, con miras a una mejor definición de la tectónica de la zona y caracterización de la fuente sísmica.

1.2.2 Objetivos específicos

- i. Recopilación de datos sismológicos registrados por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) correspondientes a la zona epicentral de Valle de la Trinidad para el período 2020-2022, y así realizar estadísticas y mapas (rango de magnitudes, errores de localización, distribución temporal, mapas de epicentros) que permitan visualizar de forma preliminar el comportamiento de la sismicidad en la zona de estudio.
- ii. Relocalizar la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad a través del algoritmo de doble-diferencia HypoDD (Waldhauser & Ellsworth, 2000) para lograr una mejor resolución de las localizaciones hipocentrales y así aportar más información y mejor definición de la tectónica de la zona de estudio.
- iii. Calcular el momento sísmico (M_0) de la secuencia utilizando inversión del tensor de momento (Sokos & Zahradnik, 2008) y el modelo de fuente sísmica de Brune (1970), para aportar más información sobre la no-linealidad de la relación $\log M_0-M_L$ planteada por Vidal y Munguía (1991) y caracterizar la secuencia en términos de sus parámetros de fuente.

Capítulo 2. Área de estudio

Este estudio se ubica en la región de las SPBC donde la presencia de los sistemas de fallas principales sísmicamente activos de SM, AB, SJ y SPM, la han convertido en un área de interés para el desarrollo de diversos estudios e instalación de redes sismológicas.

La zona de estudio se encuentra al noreste del poblado de Valle de la Trinidad, al norte de la península de Baja California, cumpliendo con los siguientes límites geográficos: Latitud inferior: 30.587°; Latitud superior: 32.443°; Longitud oeste: -116.681°; Longitud este: -114.657° (Figura 1).

2.1 Marco tectónico

La península de Baja California es una amplia zona de deformación que conforma el límite de las placas Norteamérica y Pacífico. Esta interacción provoca que la región sea afectada por numerosas fallas activas (Suárez et al., 1991). Al norte del estado de Baja California, el desplazamiento entre estas dos placas está dominado por una zona de cizalla conocida como la Zona de Cizalla del Sur de California (Legg et al., 1991). Esta zona se encuentra flanqueada por fallas con movimiento lateral derecho, y ocupa un área marina y una continental (Figura 2). Desde el Plioceno, el norte de la península se ha visto influenciado por fallas con movimiento lateral derecho con arreglo paralelo y orientadas N30°O, N40°O y N70°O. El movimiento de estas fallas está gobernado por el sistema San Andrés-Golfo de California, algunas de las cuales han demostrado tener potencial para generar sismos de magnitud $M=7$ (Cruz-Castillo, 2002). La zona delimitada para este estudio se localiza de lado oeste hacia la placa Pacífico, que se mueve en dirección NO con respecto a la placa norteamericana.

En la literatura se ha reportado evidencia de un movimiento diferente de la península de Baja California con respecto a la Placa Pacífico (Dixon et al., 2000; Fletcher & Munguía, 2000; Gonzalez-García et al., 2003; Michaud, 2004). Utilizando técnicas de geodésicas satelitales, Plattner et al. (2007) muestra un campo de velocidades para calcular el movimiento relativo entre la Placa Pacífico y Baja California, argumentando la existencia de una microplaca más lenta y separada, con respecto a la Placa Pacífico. La zona del Valle de la Trinidad podría, eventualmente, ser parte del límite norte de la Microplaca de Baja California.

En cuanto al comportamiento general de la sismicidad en la península, predominan los sismos cuyas magnitudes varían entre 2 a 3, por lo que se considera microsismicidad, y que ha sido registrada por redes sísmicas permanentes (Cruz-Castillo, 2002).

2.2 Fallas y sismicidad histórica asociada

2.2.1 Sistema San Miguel-Vallecitos

Es un sistema sísmicamente activo que se acomoda de forma escalonada hacia la derecha con una tendencia N60°O y que se extiende unos 160 km desde la periferia de la ciudad de Tijuana hasta una zona en donde parecieran confluir con los sistemas de AB, SJ y SPM (Figura 2). Presenta movimiento transcurrente-destral, su actividad inicia en el Mioceno medio y se le atribuye una tasa de desplazamiento de $3 \pm 3 \text{ mm a}^{-1}$ (Bennett et al., 1996).

Al segmento de SM se le asocian seis sismos con magnitudes alrededor o mayores a 6, en una secuencia desde el año 1954 a 1956, que generaron una ruptura de aproximadamente 20 km (Hirabayashi et al., 1996). La falla SM es considerada una de las más sísmicamente activas de la región (Frez y González, 1991; Gastil et al., 1975; Shor y Roberts, 1958; Suárez et al., 1991; Bennett et al., 1996). Por otra parte, al segmento Vallecitos no se le asocia microsismicidad y/o eventos sísmicos con magnitudes cercanas a 6. No se descarta que el sismo de Guadalupe, magnitud 5.7, en 1949 esté vinculado a esta falla (Cruz-Castillo, 2002). La falla TH se considera parte de este sistema por su cercanía al Valle San Miguel (Suárez et al., 1991). Entre la falla TH y SM se encuentra la falla de Ojos Negros (Figura 2).

2.2.2 Agua Blanca

Esta falla con movimiento transcurrente-destral se extiende 129 km desde El Paso de San Matías al este y hasta la Bahía de Todos Santos al oeste, tiene un rumbo de N72°O y se considera la falla más antigua del norte de Baja California. Su actividad inicia en el Mesozoico tardío y Rockwell et al. (1987) le estima un periodo de recurrencia de 175 a 200 años para eventos sísmicos de magnitud mayor a 6. La falla se desplaza a una velocidad promedio de $4 \pm 3 \text{ mm a}^{-1}$ sin generar sismos grandes, por lo que se considera de

baja sismicidad (Allen et al., 1960; Armijo y Suárez, 1981; Frez y González, 1991; Ortega, 1988; Rockwell et al., 1989; Suárez, 1993; Suárez et al., 1991).

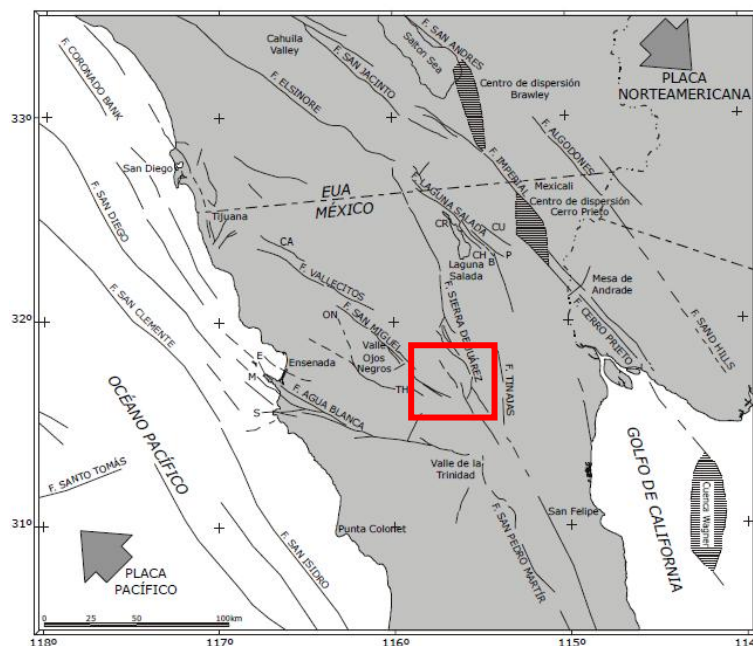


Figura 2. Fallas regionales del norte de Baja California. La zona de estudio se encuentra delimitada por el cuadrado rojo. B=Falla Borrego, CA=Falla Calabazas, CH=Falla Chupamirtos, CP=centro de dispersión Cerro Prieto, CR=Falla Cañón Rojo, CU=Falla Cucapá, CW=Cuenca Wagner, E=Falla El Descanso-Estero, M=Falla Maximinos, ON=Falla Ojos Negros, P=Falla Pescaderos, S=Falla Bahía Soledad, SS=Salton Sea y TH=Falla Tres Hermanas. Modificado de Cruz-Castillo (2002).

2.2.3 Sistema Sierra Juárez - Sierra San Pedro Mártir

El Escarpe Principal del Golfo (MGE, por sus siglas en inglés) es un rasgo geomorfológico fundamental que define el borde occidental de la Provincia Extensional del Golfo. El MGE alcanza 2.5 km y 1.7 km de relieve en el frente montañoso oriental de los segmentos de rift de la Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez, respectivamente. Estos segmentos son controlados por fallas activas con geometrías y cinemáticas diferentes. El escarpe de San Pedro Mártir corresponde con el bloque piso de un sistema de fallamiento normal con deslizamiento al este. Por otra parte, el escarpe de Sierra Juárez se formó en el bloque techo de un sistema de fallamiento normal de bajo ángulo y con deslizamiento al oeste (Díaz-Torres et al., 2012).

En un catálogo para el norte de Baja California, presentado por Frez y Frías (1998), se reporta que la falla de Sierra Juárez presenta microsismicidad en su segmento central, mientras que la falla Sierra San Pedro Mártir parece tener microsismicidad solo en su parte norte.

2.3 Secuencia sísmica de Valle de la Trinidad

El 17 de agosto de 2020 a las 15:30:33 UTC se registró un evento de magnitud $M_L=5.1$ que inicia la secuencia sísmica objeto de este estudio. La distribución espacial de la secuencia se observa en la Figura 1, así como los mecanismos focales asociados al evento de magnitud $M_L=5.1$ antes mencionado, además de dos terremotos históricos importantes con magnitudes mayores a 6 ocurridos en la zona epicentral del presente estudio. En el período de estudio, comprendido desde el 1 de enero de 2020 hasta el 31 de diciembre de 2022, se registraron un total de 1278 eventos sísmicos asociados a esta secuencia, con magnitudes de $0.4 \leq M_L \leq 5.1$.

2.3.1 Distribución temporal y por magnitud

En la Figura 3 se puede observar como la sismicidad en el área es escasa durante el primer semestre del año 2020 y aumenta de forma abrupta en el mes de agosto a partir de la ocurrencia de este evento de M_L 5.1. Es pertinente mencionar que la red no sufrió ningún tipo de modificación importante antes o después de este evento del 17 de agosto, tampoco se instalaron redes temporales que pudiesen densificar el arreglo de estaciones y aumentar la detección.

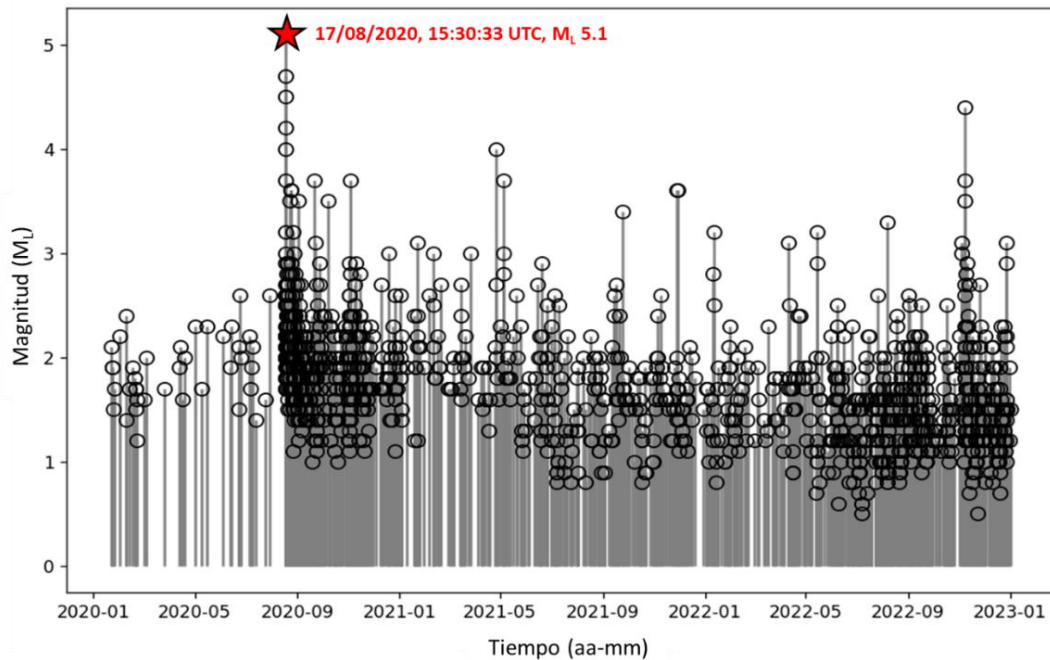


Figura 3. Distribución temporal y por magnitud de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. La estrella roja representa el evento principal de la secuencia M_L 5.1.

Capítulo 3. Marco teórico

3.1 Secuencia sísmica

Se refiere a un conjunto de eventos sísmicos que ocurren en una región geográfica delimitada y un período de tiempo acotado, que suele ser relativamente corto. Estos eventos están relacionados entre sí y, generalmente, incluyen un sismo principal, seguido de una serie de réplicas o sismos secundarios. Estas secuencias son una manifestación común del comportamiento tectónico en muchas regiones del mundo y juegan un papel crucial en el análisis del peligro sísmico y en la comprensión de la actividad sísmica de un área determinada (Mogi, 1963).

3.1.1 Tipos de secuencias sísmicas

Según Mogi (1963) existen tres tipos de secuencias sísmicas (Figura 4): (I) un evento principal seguido de un número de sismos secundarios, cuya magnitud y ocurrencia decaen en el tiempo (Figura 4a); (II) una acumulación lenta de sismicidad (precursores) que conducen a una secuencia del Tipo I (Figura 4b); (III) un incremento gradual y decaimiento de la sismicidad, magnitudes similares y sin un evento principal sobresaliente (Figura 4c). Las secuencias del Tipo III también son conocidas como enjambres sísmicos y son comunes de áreas volcánicas, regiones muy fracturadas o donde hay una aplicación concentrada de esfuerzos, como aquellas donde existe la intrusión de magmas. Las secuencias del Tipo I ocurren comúnmente en zonas con un subsuelo compuesto por material homogéneo y esfuerzos externos uniformes. Por otra parte, las del Tipo II tienden a ocurrir en subsuelos conformados por material que es, hasta cierto punto, heterogéneo o con una densidad de fracturas moderada y con esfuerzo externo no uniforme. Las secuencias del Tipo III, o enjambres, ocurren en subsuelos extremadamente heterogéneos, o que tienen gran densidad de fracturas con esfuerzos externos muy concentrados.

Basados en esto, la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, objeto de este estudio, es del Tipo II. Se recomienda al lector ver la Figura 3 y comparar el comportamiento con el modelo de la Figura 4b, y así evidenciar que, efectivamente, se trata de una secuencia Tipo II.

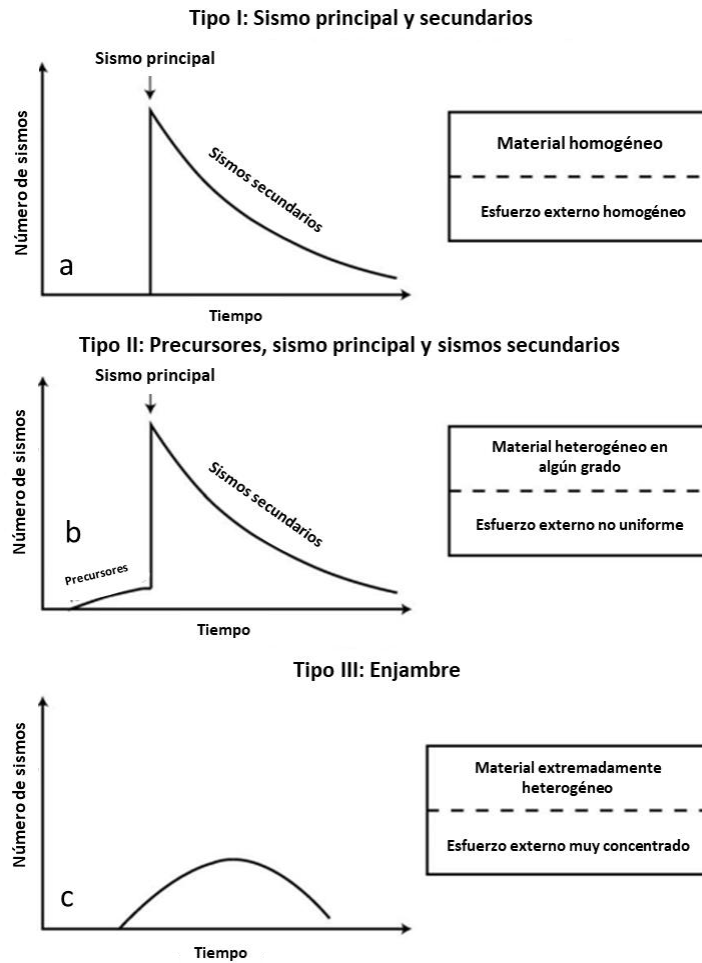


Figura 4. Gráficos generalizados de número de sismos vs. tiempo para los tres tipos de secuencias sísmicas. Modificado de Mogi (1963).

3.2 Localización hipocentral de eventos sísmicos

La localización de un terremoto está definida por el hipocentro del evento (x_0, y_0, z_0) y el tiempo origen (t_0). El hipocentro es la ubicación física del sismo, usualmente descrita en términos de longitud (x_0), latitud (y_0) y profundidad bajo la superficie terrestre (z_0). Por otra parte, el epicentro será la proyección del hipocentro en superficie, descrita por x_0 y y_0 (Havskov & Ottemoller, 2010).

El hipocentro de un terremoto suele ser determinado utilizando varios tiempos de arribo de fases P y S de los registros de diferentes estaciones sísmicas y esto puede llevarse a cabo a través de diferentes métodos de localización. En términos generales, existen métodos de localización individual de eventos sísmicos y métodos de localización relativa.

3.2.1 Localización individual. Método iterativo por mínimos cuadrados

Las localizaciones iniciales obtenidas de RESNOM (CICESE, 2020) fueron calculadas a través de esta metodología con el software SEISAN en su versión 12 (Havskov & Ottemoller, 1999), por lo que sus bases teóricas serán descritas a continuación.

Este método está basado en una linealización del problema. El primer paso es hacer una suposición del hipocentro y el tiempo origen (x_0, y_0, z_0, t_0) . Un ejemplo simple de esto, en el caso de eventos cerca o adentro de una red de estaciones, es que se puede tomar el tiempo de arribo a la estación más cercana como t_0 . Se asume que el verdadero hipocentro está lo suficientemente cerca del valor supuesto, así los residuales de los tiempos de viaje en el hipocentro de prueba serán una función lineal de la corrección que tendremos que hacer a la distancia hipocentral.

Los tiempos de arribo calculados en la estación i , t_i^{arr} desde la ubicación de prueba vienen dados por la Ecuación 1.

$$t_i^{arr} = t_i^{arr}(x_0, y_0, z_0, x_i, y_i, z_i) + t_0 \quad (1)$$

De esta forma, se asume que los residuales son debidos a errores en la solución de prueba y las correcciones necesarias para hacerlos cero son Δx , Δy , Δz , y Δt . Si las correcciones son pequeñas, se podrán calcular las correcciones correspondientes de tiempo de viaje a través de la aproximación de la función de tiempo de viaje a través de una serie de Taylor y solo usando el primer término. El residual puede ser escrito como se muestra en la Ecuación 2.

$$r_i = \frac{\partial t_i^{arr}}{\partial x_i} \Delta x + \frac{\partial t_i^{arr}}{\partial y_i} \Delta y + \frac{\partial t_i^{arr}}{\partial z_i} \Delta z + \Delta t \quad (2)$$

En forma matricial se puede escribir como se expresa en la Ecuación 3.

$$r = Gx \quad (3)$$

Donde r es el vector de residuales y G la matriz de derivadas parciales. Así, nuestro problema a resolver es un grupo de ecuaciones lineales con cuatro incógnitas (correcciones al hipocentro y tiempo origen).

Normalmente se tendrán más ecuaciones que incógnitas, por lo que el sistema estará sobreestimado, y la mejor forma de resolverlo es a través del método de mínimos cuadrados estándar. La solución original es corregida con los resultados de las ecuaciones 2 ó 3 y esta nueva solución puede ser usada como solución de prueba para la siguiente iteración. Este proceso iterativo puede continuar hasta un punto de quiebre predefinido, que puede ser un residual mínimo, una última iteración que no genere mayores cambios en los parámetros hipocentrales según un límite predefinido o un número total de iteraciones. Este método de inversión fue inventado y aplicado por primera vez por Geiger (1910) por lo que es llamado el método de Geiger para localización de terremotos.

3.2.2 Localización relativa

Si un evento sísmico es localizado con respecto a otro, cuyo hipocentro probablemente haya sido obtenido originalmente a través de un método de localización individual, entonces se está llevando a cabo lo que se conoce como relocalización relativa de eventos sísmicos. La localización relativa, dentro de una región específica, usualmente ofrece soluciones con mayor precisión que los métodos de localización de eventos individuales. Este es el caso cuando las variaciones de velocidad fuera de la zona epicentral (velocidades no modeladas) son la principal causa de los residuales de tiempos de viaje, tales que, esos residuales en estaciones lejanas serán bastante similares para todos los eventos locales (Havskov & Ottemoller, 2010). Al reducir las incertidumbres en los parámetros de localización, a través de estos métodos de localización relativa, se obtendrán ubicaciones hipocentrales más finas y con menor dispersión y, por lo tanto, será más fácil realizar las asociaciones sismotectónicas correspondientes. Este es nuestro objetivo al aplicar este método a los sismos de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad.

Los métodos de localización relativa están basados en los métodos de localización individual o absoluta, explicados en el apartado anterior. En este estudio se aplicará un método de localización relativa de sismos, el método de doble-diferencia a través del algoritmo HypoDD (Waldhauser & Ellsworth, 2000), el cual será explicado a detalle en el capítulo 4 del presente escrito.

3.3 Magnitud

Para los caculos de magnitud (cuantificación de un sismo) se han definido diversas escalas. En el caso particular de este estudio, las escalas de magnitud disponibles para la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad son las siguientes: magnitud local (M_L), magnitud de coda (M_C) y magnitud momento (M_W).

3.3.1 Magnitud Local (M_L)

La escala de magnitud local fue desarrollada por Richter (1935) como una expresión matemática, logarítmica, que asigna un número para cuantificar y comparar el tamaño de los sismos. Se incluyeron ajustes para la variación de la distancia entre varios sismómetros y el epicentro de los sismos. Los valores de magnitud son expresados en números enteros y fracciones decimales. Todas las escalas de magnitud están relacionadas a esta escala y matemáticamente viene definida por la Ecuación 4.

$$M_L = \log(A) + Q_d(\Delta) \quad (4)$$

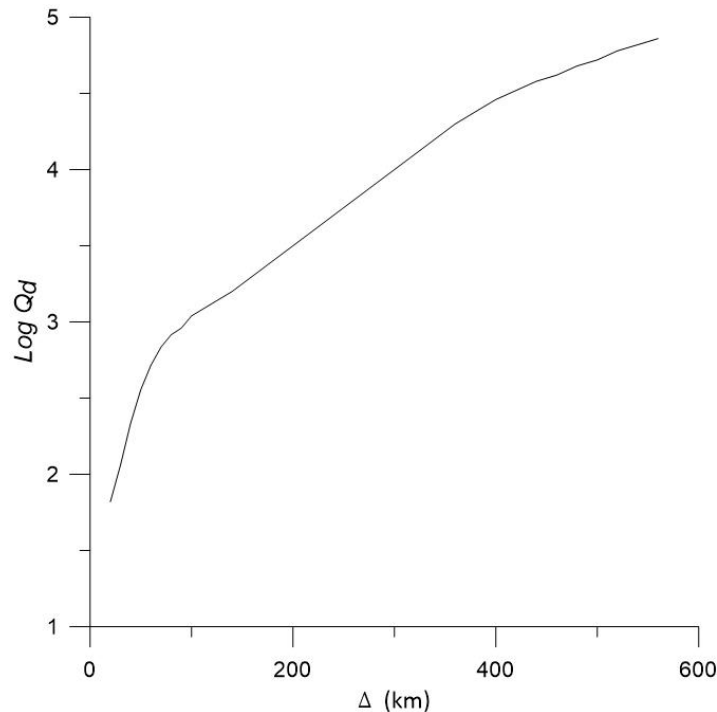


Figura 5. Representación gráfica de la relación entre la función de corrección de distancia, Q_d , y la distancia epicentral, Δ . Los valores de Q_d y Δ para la elaboración del gráfico fueron tomados de Richter (1958).

En la Ecuación 4, A es la máxima amplitud en un sismograma de Wood-Anderson (el cual mide desplazamiento para frecuencias mayores a 2 Hz), $Q_d(\Delta)$ es una función de corrección de distancia (originalmente definida para el estado de California, Estados Unidos) y Δ es la distancia hipocentral. La Figura 5 muestra gráficamente la relación que existe entre ambos parámetros, la cual representa la variación de la atenuación con la distancia epicentral, lo que impacta directamente los cálculos de

magnitud. Los valores de corrección son tales que se asume que la amplitud es medida en milímetros (mm) de un sismómetro horizontal de Wood-Anderson. Además, en el gráfico de la Figura 5 se aprecia el punto de referencia establecido por Richter (1958), en donde un sismo registrado con una amplitud de 1 mm medido en un sismograma estándar a una distancia de 100 km será asignado con una magnitud 3. Naturalmente, sismos con magnitudes cercanas a cero serán registrados únicamente en sismogramas a distancias muy pequeñas; su estudio requiere de instrumentos adicionales con una magnificación más grande que el estándar.

Vidal & Munguía (1999) adecúan esta escala para el norte de Baja California y su expresión viene dada por la Ecuación 5. A través de esta ecuación, RESNOM realiza los cálculos rutinarios de magnitudes para los sismos que posteriormente se publican en el catálogo. Es importante mencionar que las M_L reportadas han sido calculadas en SEISAN tomando en cuenta las correcciones por distancia epicentral correspondientes, según lo publicado por Vidal & Munguía (1999).

$$M_L = \log(A) + 1.132 \log(r) + 0.0017(r) - 2.11 \quad (5)$$

dónde la máxima amplitud, A , es medida en una traza de desplazamiento del suelo en nanómetros (nm) el cual ha sido filtrado utilizando una respuesta de un sismógrafo de Wood-Anderson y, r , la distancia hipocentral en km.

3.3.2 Magnitud de Coda (M_C)

También llamada magnitud de duración es la escala de magnitud más simple para sismos locales. Las ondas coda son ondas dispersadas radiadas desde el hipocentro del sismo y son las últimas en llegar. Una definición común de la longitud de coda (t_{coda}) es la duración total en segundos del registro del sismo desde el primer arribo de la onda P hasta el final de la señal, definido como el punto donde no se observa señal por encima del ruido de fondo (Havskov & Ottemoller, 2010) o hasta un criterio de corte definido.

González & García (1986) desarrollaron una ecuación paramétrica para esta escala de magnitud, la cual es utilizada por RESNOM en sus cálculos rutinarios (Ecuación 6). La t_{coda} representa la duración de la señal en segundos.

$$M_c = -0.85 + 2.24 \log(t_{coda}) \quad (6)$$

Las magnitudes de coda dependen críticamente del criterio de corte utilizado. No existe una definición bien establecida sobre como leer la coda, pero el criterio más comúnmente utilizado es identificar el final del evento sísmico, donde el nivel de señal es igual al nivel de ruido (Figura 6). Lo anteriormente descrito podría resultar arbitrario, por lo que existe otro principio en donde se define el final de la coda en el punto donde la amplitud de la onda coda es un factor dado (ej. 2) por encima de la amplitud del ruido (Havskov & Ottemoller, 2010).

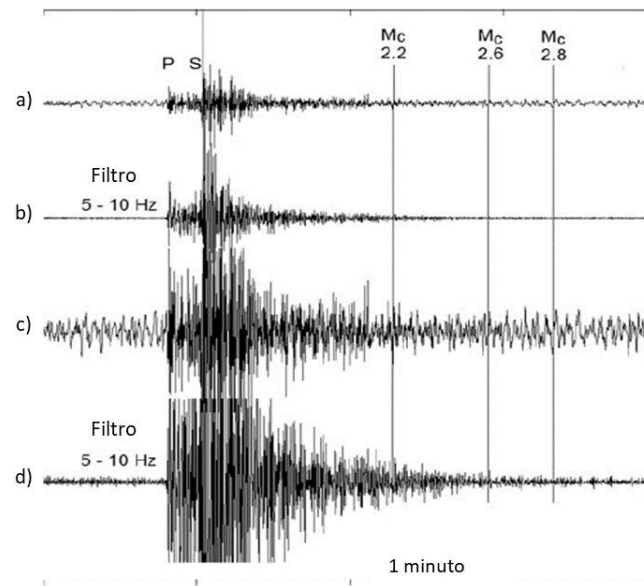


Figura 6. Evento sísmico local con magnitud M_L 2.8 a una distancia epicentral de 117 km. La figura muestra: a) señal sin filtrar con tres diferentes posiciones donde la coda ha sido leída y sus M_c correspondientes; b) señal con un filtro aplicado de 5-10 Hz; c) señal sin filtrar, pero amplificada; d) señal con filtro de 5-10 Hz y amplificada. Evento sísmico registrado por la Red Sísmica Nacional de Noruega, estación FOO con tiempo origen 1996 0606 06:48 UTC. Modificado de Havskov y Ottemoller (2010).

3.3.3 Magnitud Momento (M_w)

Esta escala de magnitud desarrollada por Kanamori (1977) y Hanks y Kanamori (1979) está definida, de acuerdo con la forma estándar recomendada por la Asociación Internacional de Sismología y Física del Interior de la Tierra (IASPEI, por sus siglas en inglés), por la Ecuación 7:

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 10.7 \quad (7)$$

dónde el M_0 es medido en N-m. Este parámetro es una medida directa del tamaño de la ruptura (producto entre el área de ruptura por el desplazamiento estático promedio) y por lo tanto no se satura, siempre que se mida en un rango de periodos mayores que el de esquina del espectro de la fuente. M_0 puede ser determinado a través de la inversión del tensor de momento o análisis espectral, ambas metodologías serán aplicadas en el presente trabajo. Si M_0 puede ser calculado de forma confiable, esta será la medida más objetiva del tamaño de un terremoto, por lo que es recomendable calcular M_w siempre que sea posible debido a su relación directa con la fuente sísmica (Havskov & Ottemoller, 2010).

3.4 Modelo de fuente sísmica

El modelo de fuente sísmica es una representación matemática de la distribución espacial y temporal de la liberación de energía durante un terremoto. Estos modelos tienen como principal objetivo describir las características físicas del proceso sísmico, como la geometría de la falla, la magnitud, la forma temporal y la liberación de energía. Puede incluir información sobre la profundidad, el desplazamiento y la velocidad de propagación de la ruptura a lo largo de la falla (Beroza, 1995).

Es importante resaltar que los modelos de fuente sísmica pueden ser desde modelos analíticos simples, como el modelo de ruptura circular propuesto por Brune (1970), hasta modelos más complejos basados en simulaciones numéricas y métodos computacionales, como es el caso de la inversión del tensor de momento y modelado de forma de onda.

3.4.1 Modelo de Brune

Brune (1970) introdujo un modelo de fuente sísmica cuyo espectro es parametrizado en términos de la caída del esfuerzo en la fuente y las dimensiones de la falla. Este modelo asume un movimiento de cizalla en una ruptura circular debida a una caída de esfuerzo repentina ($\Delta\sigma$) simultánea a lo largo de toda la ruptura. Este modelo, en su versión original, asume ondas SH , por lo que el espectro se obtiene de las componentes horizontales del tren de ondas S del sismograma correspondiente (Havskov & Ottemoller, 2010).

El espectro de desplazamiento se refiere a la distribución de energía en función de la frecuencia en las ondas generadas por un sismo, por lo tanto, el análisis de estos espectros proporciona información valiosa sobre la fuente sísmica, como el momento sísmico, la magnitud del sismo, el radio de la fuente y la caída del esfuerzo.

3.4.2 Función de Green y tensor de momento sísmico

Una fuente sísmica más compleja puede incluir pares de fuerzas distribuidas o la introducción de otros parámetros y modelos físicos para describir la ruptura. Para lograr esto, se requieren dos componentes fundamentales para modelar el movimiento causado por un terremoto: las funciones de Green y el tensor de momento sísmico.

3.4.2.1 Funciones de Green

Estas funciones describen la señal que podría registrarse en un sismómetro, se trata de una señal sintética. En otras palabras, representan el efecto de la propagación de las ondas a través del medio, en este caso el subsuelo terrestre. Si esta función fuente fuese una Delta de Dirac (δ), la función fuente se obtendría a través de una deconvolución entre las funciones de Green y el sismograma real registrado en el sismómetro. Esta operación de deconvolución se puede llevar a cabo en el dominio del tiempo o de la frecuencia (Stein & Wysession, 2003). De forma simple, esto se puede expresar matemáticamente a través de la Ecuación 8.

$$u(t) = x(t) * q(t) * i(t) \quad (8)$$

donde: $u(t)$ es el sismograma real registrado por el sismómetro, $x(t)$ representa a la fuente, $q(t)$ es la función de Green e $i(t)$ es la consideración de los efectos instrumentales. La Ecuación 8 puede ser representada de forma gráfica a través de la Figura 7.

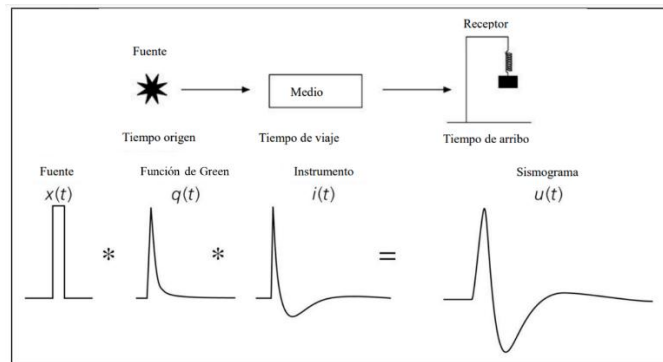


Figura 7. Forma de onda de arribo de la onda P que combina lo efectos de la fuente, trayectoria e instrumento. Modificado de Stein & Wyession (2003).

3.4.2.2 Tensor de momento sísmico

El tensor de momento sísmico es una descripción matemática de las fuerzas que llevan a la ruptura provocada por un terremoto, y que pueden ser interpretadas en términos de la naturaleza del fallamiento. Los geólogos miden la orientación en términos del rumbo (ángulo de un plano de falla medido con respecto al norte), el buzamiento (ángulo desde la horizontal que describe la inclinación de un plano de falla) y el cabeceo o ángulo de deslizamiento (dirección en la que dos bloques de falla se mueven uno con respecto a otro) (Figura 8).

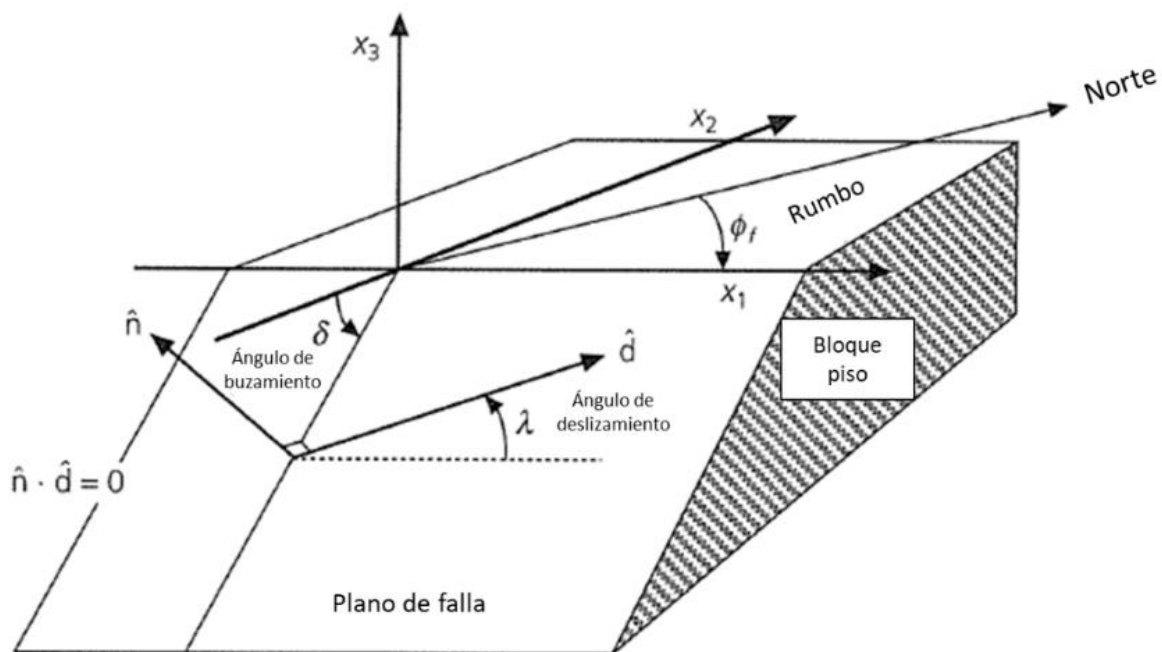


Figura 8. Geometría de falla utilizada en estudios de sismología. Modificado de Stein & Wyession (2003).

La representación gráfica de la descripción matemática que representa el tensor de momento sísmico es conocida como mecanismo focal (USGS, s.f - a) (Figura 9). Estos diagramas son capaces de ilustrar el rumbo de un plano con respecto al norte y su buzamiento, mientras más recta sea la línea más vertical será el buzamiento. Una línea curva cercana al borde del diagrama circular indica un buzamiento casi horizontal (University of California Berkeley, s/f).

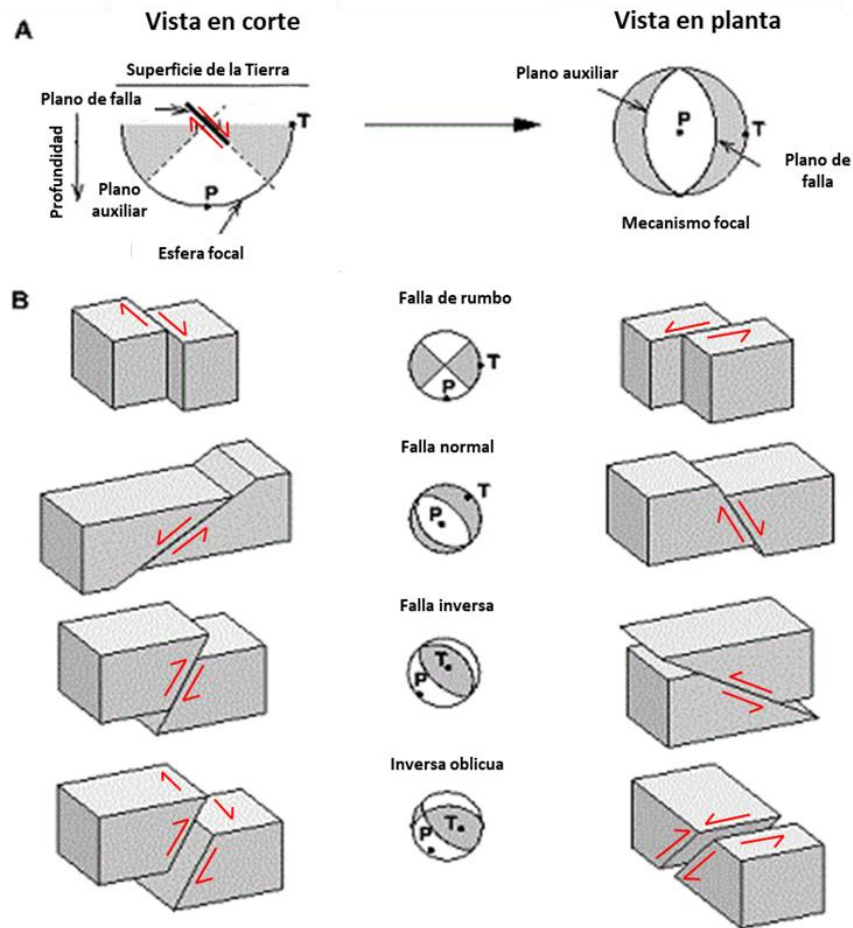


Figura 9. Diagrama esquemático de un mecanismo focal. Las flechas rojas representan la dirección de movimiento de los bloques de falla para cada caso. Modificado de USGS (s.f-b).

El tensor de momento sísmico (M) puede ser descompuesto en su componente isotrópica (M_{ISO}) y su componente desviatoria (M_{DEV}) (Ecuación 9).

$$M = M_{ISO} + M_{DEV} \quad (9)$$

En eventos sísmicos del tipo tectónico, generalmente el M_{ISO} es pequeño o despreciable, ya que está asociado a eventos del tipo explosiones o implosiones. Al eliminar M_{ISO} , el tensor de momento se enfoca en la contribución relevante para el estudio de las fallas y la liberación de energía asociada (Dahm & Krüger, 2014; Vavryčuk, 2015). M_{DEV} , a su vez, se descompone en una componente de doble par de fuerzas ($M_{DC} = \%DC$) y dipolo vectorial lineal compensado ($M_{CLVD} = \%CLVD$). M_{DC} estará asociado al mecanismo de falla más simple en eventos sísmicos de origen tectónico, donde hay un desplazamiento relativo en dos direcciones opuestas a lo largo de una superficie de falla (Figura 11). Por otra parte, M_{CLVD} no tiene significado geológico comprobado y, para sismos corticales, suele ser interpretado como una componente que representa la radiación de residual de la componente M_{DC} . Esta radiación residual puede resultar de datos ruidosos o debido a suposiciones simplificadas en el modelo, por lo tanto, un M_{CLVD} bajo o igual a cero es muchas veces interpretado como una confirmación del modelo supuesto (Dahm & Krüger, 2014). Matemáticamente, el tensor de momento sísmico se representa como una matriz simétrica (3x3) con 6 componentes independientes: 3 elementos en la diagonal principal que representan dipolos vectoriales lineales y 3 que representan las fuerzas de torsión o pares de fuerzas con brazos de palanca (momento) (Ecuación 10 y Figura 10).

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (10)$$

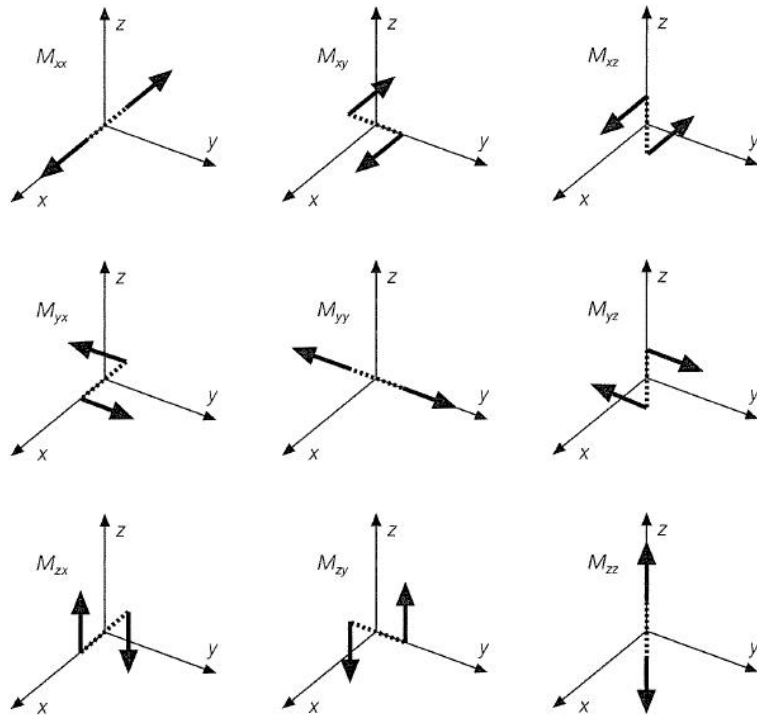


Figura 10. Los 9 pares de fuerzas los cuales representan los componentes del tensor de momento sísmico. Cada uno consiste en dos fuerzas opuestas separadas por una distancia d (línea punteada), de tal forma que la fuerza neta es siempre cero (Stein & Wyssession, 2003).

Para el caso particular de un evento sísmico tectónico el tensor de momento sísmico vendrá dado por un doble par de fuerzas equivalentes (Figura 11).

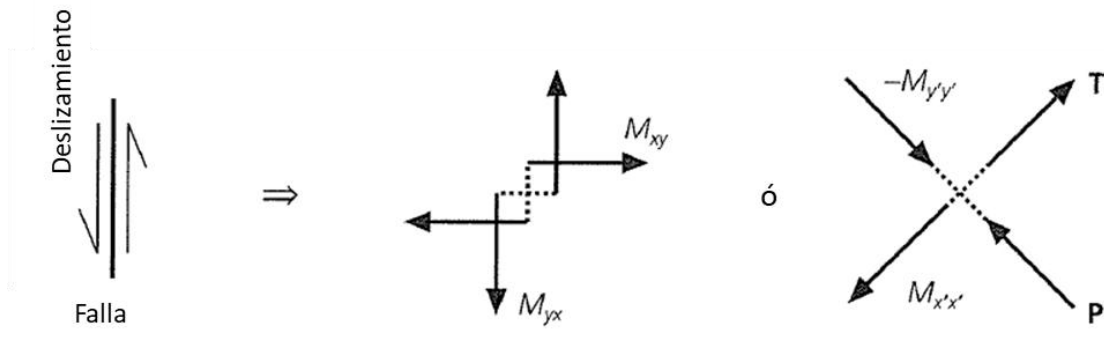


Figura 11. Representación de un evento sísmico tectónico a través de un doble par de fuerzas. Modificado de Stein & Wyssession (2003).

La componente M_{xy} es intuitiva, debido a que las fuerzas apuntan en las direcciones de deslizamiento, sin embargo, el par de fuerza M_{yx} es también necesario para evitar torque neto en la falla. De allí la necesidad de representar un evento sísmico tectónico a través de un doble par de fuerzas equivalentes. Matricialmente se puede expresar a través de la Ecuación 11 y la magnitud de las fuerzas equivalentes viene dada por el momento sísmico escalar de un terremoto, M_0 .

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} = M_0 \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (11)$$

Capítulo 4. Metodología

4.1 Base de datos

El catálogo sísmológico utilizado para este estudio se obtuvo de la base de datos SEISAN (Havskov & Ottemoller, 1999) de RESNOM (CICESE, 2020). Los parámetros de búsqueda utilizados fueron los siguientes:

- **Ventana temporal:** 01 de enero de 2020 al 31 de diciembre de 2022.
- **Ventana geográfica:** **Latitud inferior:** 31.387°; **Latitud superior:** 31.643°; **Longitud oeste:** -115.881°; **Longitud este:** -115.457°.

Esta búsqueda arrojó un total de 1278 eventos sísmicos asociados a la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, con magnitudes de $0.4 \leq M_L \leq 5.1$.

Posteriormente, se procedió a la creación de la base de datos “VTR__” en los directorios REA y WAV de la estructura de archivos característica de SEISAN (Figura 12). En esta base de datos se guardarán solo los datos de la secuencia correspondientes a las ventanas temporal y geográfica indicadas.

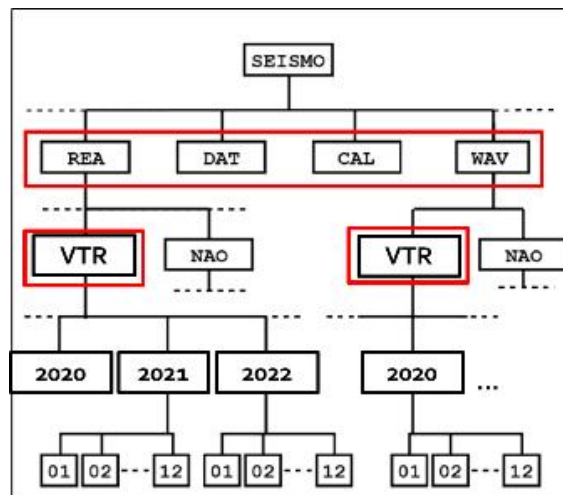


Figura 12. Estructura de SEISAN. Se subrayan los directorios principales REA, WAV, CAL y WAV en donde se copiaron los archivos necesarios para el correcto procesamiento de los datos: formas de onda, parámetros hipocentrales, tiempos de llegada de fases, modelos de velocidad, modelo de atenuación, coordenadas de estaciones y curvas de calibración.

En el directorio REA se copian los archivos correspondientes a los tiempos de arribo de las fases y toda la información derivada de la fuente como hipocentros, errores de localización, soluciones de planos de falla, etc. Por otra parte, en el directorio WAV, se copian los archivos correspondientes a las formas de onda de cada uno de los sismos de la secuencia en estudio.

Como se observa en la Figura 12, existen otros dos directorios principales en la estructura de SEISAN: DAT Y CAL. En DAT se almacena lo relacionado a coordenadas de estaciones, modelos de velocidad y archivos de parámetros. Los parámetros asociados a la atenuación del medio local, Q_p y Q_s , se encuentran definidos en este directorio. Por otra parte, el directorio CAL guarda la información asociada a las respuestas instrumentales de las estaciones utilizadas. Es importante mencionar que, tanto los parámetros asociados a la atenuación del medio local, como las respuestas instrumentales de las estaciones, serán necesarias para hacer las correcciones de los espectros de desplazamiento que serán utilizados en los cálculos de M_o , a través del modelo de Brune (1970).

Los detalles sobre la instrumentación y configuración de las estaciones de RESNOM se encuentra definida en el Anexo B del presente escrito.

4.2 Relocalización hipocentral por doble-diferencia (HypoDD)

Las incertidumbres de las localizaciones hipocentrales de sismos calculadas de forma rutinaria suelen ser varias veces más grande que las dimensiones de la fuente del evento en sí, siendo esto una limitación en el estudio de la estructura fina de la sismicidad. Waldhauser & Ellsworth (2000) desarrollan un método de localización relativa de sismos eficiente que promete mejorar estas localizaciones hipocentrales hasta en un orden de magnitud: el algoritmo de doble-diferencia. Este algoritmo es aplicado usando el programa HypoDD en su versión 1.3 (Waldhauser, 2001) y la secuencia de procesamiento se puede explicar a través de los siguientes pasos:

- Creación de clústeres con los datos de entrada provenientes del catálogo. Se identifican diferentes clústeres y se separan para los subsecuentes pasos de procesamiento.
- Refinamiento de las diferencias de tiempos de viaje a través de correlación cruzada de formas de onda.

- Creación del sistema de ecuaciones de dobles-diferencias.
- Inversión del sistema de ecuaciones de dobles-diferencias.

El algoritmo de formación de clústeres define qué eventos están conectados a otros a través de parámetros configurables (Tabla 8 del Anexo A) como distancia máxima evento-estación (MAXDIST), distancia máxima entre pares de eventos (MAXSEP) y mínimo número de fases en estaciones comunes (P y S) (Figura 13). Una serie de eventos serán parte del mismo clúster si están directamente conectados a través de una fase en una estación común, o si hay una cadena de eventos conectados en el medio de ellos. Si este no es el caso, los eventos pertenecerán a clústeres separados. Así, cada clúster será relocalizado de forma independiente. En el caso de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, los sismos se encuentran hasta, aproximadamente, un máximo de 10 km entre ellos, por lo que los parámetros han sido definidos tal que sea considerada como un único clúster.

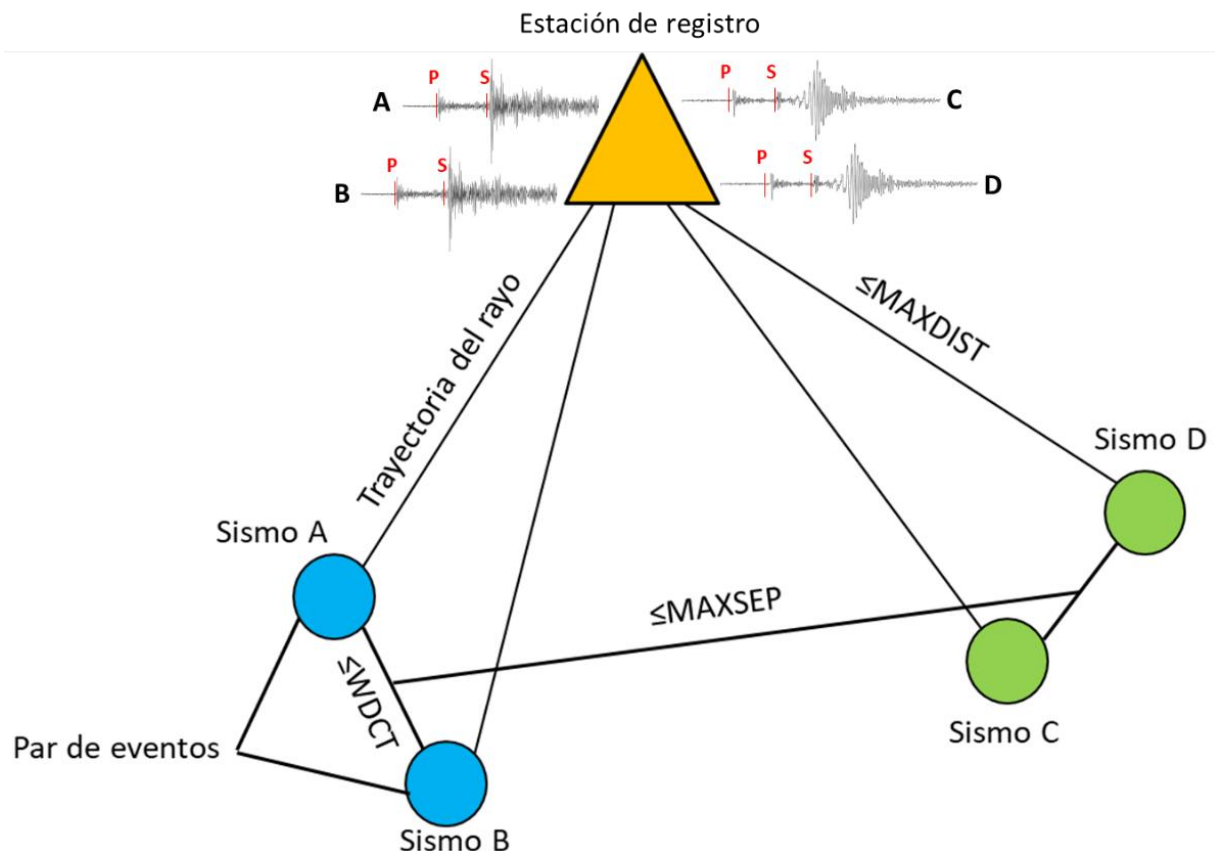


Figura 13. Diagrama que ilustra los parámetros más importantes para la formación de clústeres en la aplicación del método de doble-diferencia. MAXDIST = distancia máxima evento – estación; MAXSEP = separación máxima entre pares de eventos vecinos; WDCT = es un parámetro correspondiente a la matriz de pesos (Tabla 1) y representa la separación entre sismos que forman un par. Se muestran sismogramas de ejemplo para cada sismo, con las fases P y S marcadas, que deben ser identificadas en una estación común para los sismos que formen el par.

HypoDD relocaliza cada clúster a través de la construcción y resolución de un sistema de ecuaciones de dobles-diferencias que incluye cada par de eventos y sus fases seleccionadas durante el proceso de creación de los clústeres. El sistema de dobles-diferencias es definido matricialmente como se muestra en la Ecuación 12.

$$WGm = Wd \quad (12)$$

La matriz G contiene las derivadas parciales y su tamaño es de $M \times 4N$, donde M es el número de observaciones de doble-diferencia y N es el número de eventos. Las dobles-diferencias están contenidas en un vector de datos, d , de tamaño M , y m es un vector de tamaño $4N$, $[\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta \tau]^T$, que contiene los cambios en los parámetros hipocentrales que se desean determinar. Cada lado de la ecuación será ponderado usando una matriz diagonal, W , de tamaño $M \times M$, que se compone de los pesos *a priori* basados en la calidad de la selección de los tiempos de arribo: 1, para 100% de confianza, 0, para 0% de confianza en la selección de la fase correspondiente.

Para construir el sistema de ecuaciones, HypoDD crea una ecuación para cada fase, k , que un par de eventos, i y j , tienen en una estación común (Ecuación 13). Esto es llevado a cabo para cada par de eventos en un clúster.

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j \quad (13)$$

Un lado de la ecuación contiene la doble-diferencia, dr_k^{ij} , y el otro lado las derivadas parciales $\frac{\partial t_k}{\partial m}$ y cambios en los parámetros hipocentrales Δm ($\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta \tau$) que queremos calcular para el par de eventos, i y j , de tal forma que las diferencias de tiempos de viaje observadas sean iguales a las calculadas en una estación común.

La doble-diferencia viene definida por la Ecuación 14.

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{observado} - (t_k^i - t_k^j)^{calculado} \quad (14)$$

Y t es el tiempo de viaje de la fase k para los eventos i y j . La diferencia de tiempos de viaje observada puede ser calculada como la diferencia en los tiempos de viaje de una fase particular (P y/o S), o puede ser el retraso entre las fases en la correlación cruzada de formas de onda (Tabla 9 del Anexo A). Por otro lado, la diferencia de tiempos de viaje calculada será aquella correspondiente al tiempo de viaje teórico de una fase calculado a través del modelo de velocidades (ver apartado 4.2.1)

La Ecuación 13 puede ser escrita de forma extendida como la Ecuación 15.

$$dr_{ij}^k = \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta \tau^j \quad (15)$$

La solución del sistema de doble-diferencias, definida en la Ecuación 12, será el grupo de cambios en los parámetros hipocentrales (latitud, longitud, profundidad y tiempo origen) que minimizan la diferencia entre las diferencias de tiempo observados y calculados. En otras palabras, cada ubicación de un sismo individual es movida de tal forma que su posición relativa con respecto a los otros eventos minimiza los residuales de doble-diferencia. La reducción de estas incertidumbres se puede evidenciar de forma gráfica a través de la Figura 14.

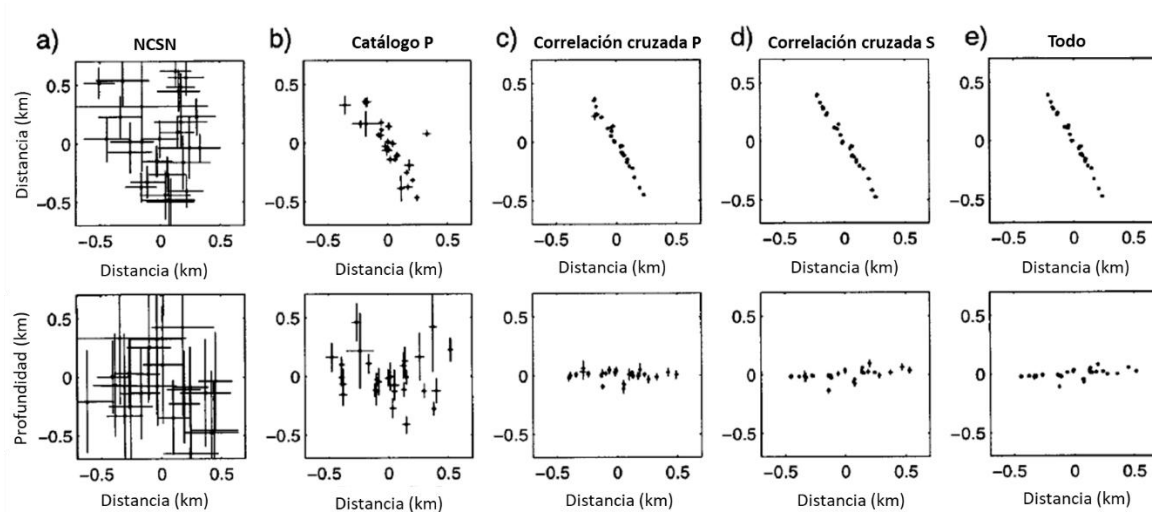


Figura 14. Resultados de la aplicación del método de doble-diferencia para un clúster de sismos localizado al norte de la falla Hayward, California (Waldhauser & Ellsworth, 2000). (a) Localizaciones Red Sismológica del Norte de California (NCSN, por sus siglas en inglés); (b) Localizaciones con el algoritmo de doble diferencia usando la diferencia en los tiempos de viaje para pares de eventos del catálogo NCSN; (c) Correlación cruzada de las diferencias de los tiempos de viaje de onda P; (d) Correlación cruzada de las diferencias de los tiempos de viaje de onda S; (e) Todos los tipos de datos. Las figuras de la primera fila corresponden a vistas en planta, las figuras de la segunda línea corresponden a una sección NO-SE.

La solución es lograda a través de un proceso iterativo por el método de mínimos cuadrados (LSQR, por sus siglas en inglés) (Paige & Saunders, 1982). Un sistema inicial de dobles-diferencias es construido y resuelto comenzando por las localizaciones obtenidas del catálogo, así los hipocentros son actualizados basados en el resultado de la inversión. El proceso continúa construyendo un nuevo sistema y resolviéndolo nuevamente múltiples veces, hasta que un número de iteraciones es alcanzado, usualmente entre 5-10 (Waldhauser & Ellsworth, 2000). En cada grupo de iteraciones se aumentan o disminuyen las ponderaciones de las fases provenientes de diferentes grupos de datos (catálogo o correlación cruzada de formas de onda) basado en un criterio específico. Comúnmente, se le asigna un menor peso al arribo de la fase S, ya que su arribo suele ser más difícil de identificar con precisión en un sismograma. La fase P, usualmente, produce un primer arribo claro y prominente en el sismograma, haciéndolo más sencillo de identificar y medir con precisión. Por otro lado, las ondas S suelen tener un arribo más emergente, que puede ser enmascarado por ruido u otras señales sísmicas, haciendo más complicado la determinación con precisión de su tiempo de llegada.

En el caso de la secuencia sísmica objeto de este estudio, se asignaron ponderaciones altas a los datos del catálogo para pares de eventos con distancias de separación grandes y, de igual forma con los datos de correlación cruzada, para distancias de separación pequeñas entre pares de eventos. Este esquema de pesos se puede observar en la Tabla 1. En primer lugar, se realizan 5 iteraciones donde inicialmente se bajan los pesos de los datos de correlación cruzada, con el objetivo de permitir que los datos del catálogo reconstruyan la imagen a gran escala (distancias de separación grandes), sin restricciones asociadas a la distancia entre eventos (WDCT) o residuales máximos permitidos (WRCT).

En el segundo grupo de 5 iteraciones se mantiene los mismos pesos iniciales, pero se definen WDCT y WRCT para remover o reducir valores atípicos. En la iteración 10, las localizaciones de los eventos se encuentran principalmente controladas por los datos del catálogo. A partir de las siguientes iteraciones (11-25) se disminuye el peso de los datos del catálogo en relación con los datos de correlación cruzada. Para asegurarnos que las distancias de separación grandes permanezcan controladas por los datos del catálogo, se establece una distancia de separación WDCC menor o igual 2 km. No se establecen restricciones respecto a los residuales en las iteraciones de 11-15, sin embargo, si se aplica para las iteraciones 16-25. Las 5 iteraciones finales (21-25) emplean los datos de correlación cruzada para eventos separados una distancia menor de 500 m y así permitir resolver las estructuras en escala de sismos individuales.

Tabla 1. Matriz de pesos para las relocalizaciones por doble-diferencia de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad.

NITER	WTCCP	WTCCS	WRCC	WDCC	WTCTP	WTCTS	WRCT	WDCT	DAMP
5	0.01	0.01	-9	-9	1	0.5	-9	-9	70
5	0.01	0.01	-9	-9	1	0.5	6	5	70
5	1	0.5	-9	2	0.01	0.01	6	5	70
5	1	0.5	6	1	0.01	0.01	6	5	70
5	1	0.5	6	0.5	0.01	0.01	6	5	70

*NITER = número de iteraciones; WTCCP, WTCCS = ponderación de la fase P y S, respectivamente, para datos de correlación cruzada de formas de onda; WRCC, WRCT = residuales máximos permitidos para datos de correlación cruzada de formas de onda y del catálogo, respectivamente; WDCC, WDCT = máxima separación en km entre sismos que forman un par, para datos de correlación cruzada y del catálogo, respectivamente; DAMP = factor de amortiguamiento del sistema.

El factor DAMP amortigua los ajustes hipocentrales si el vector de ajustes se hace grande o inestable. La selección de los valores de amortiguamiento depende en gran medida de la condición del sistema a ser resuelto, lo que viene representado por el número de condición (CND). El número de condición indica qué tan sensible es la solución de un sistema de ecuaciones lineales a pequeñas perturbaciones en los datos. Un número de condición alto, indica que pequeños cambios en los datos de entrada pueden resultar en grandes cambios en la solución del sistema. Por otro lado, un número de condición bajo, indica que el sistema es más robusto ante perturbaciones. Generalmente, un amortiguamiento entre 1 y 100 es apropiado, resultando en un número de condición entre 40 y 80 (estos son valores empíricos). Si CND es alto, el amortiguamiento debe disminuirse y viceversa. Si se necesita un amortiguamiento muy grande para disminuir el número de condición, el sistema de ecuaciones puede no estar bien condicionado (Waldhauser, 2001). La secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, al tratarse de un sistema de varios cientos de eventos sísmicos, necesitó de un factor de amortiguamiento relativamente alto (70), pero aun así dentro del rango de valores empíricos reportados por Waldhauser (2001).

4.2.1 Modelo de velocidad

Para la relocalización por doble-diferencia se utilizó el modelo de velocidad SJ18 de Ramírez Ramos et al. (2019) (Tabla 2) y que corresponde a la región de las Sierras Peninsulares de Baja California, que incluye la zona del presente estudio. Se trata de un modelo actualizado y con mayor carácter local, en comparación con el modelo de Nava & Brune (1982), subdividiendo la región en diferentes modelos de velocidad, de los cuales el SJ18 es que mejor se ajusta, geográficamente, a la zona epicentral de este estudio.

Tabla 2. Modelo de velocidad SJ18, 1-D, propuesto por Ramírez Ramos et al. (2019) utilizado para las relocalizaciones con HypoDD.

Profundidad (km)	V_p (km/s)
0	5.6
4.5	6.8
9.5	7.3
18.2	7.9

4.3 Momento sísmico y relación Log $M_o - M_L$

Vidal & Munguía (1991) calculan una relación $\text{Log } M_o - M_L$ para un grupo de datos correspondiente a las SPBC, reportando que dicha relación no es lineal para el rango de magnitudes $2 \leq M_L \leq 6.8$ presentando un quiebre o cambio de pendiente a partir de la M_L 4 (Figura 15).

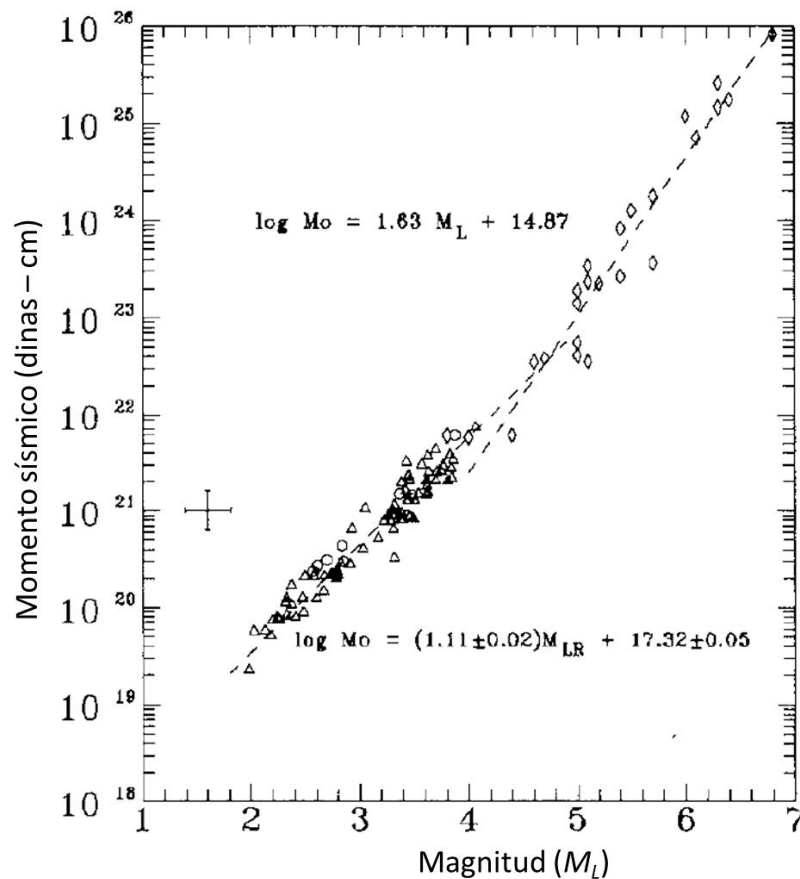


Figura 15. Relación $\text{Log } M_o - M_L$ planteada por Vidal & Munguía (1991) . Los triángulos representan los datos preparados para el estudio de estos autores, mientras que los círculos y rombos corresponden a datos de estudios previos (Nava & Brune, 1983; Thatcher, 1972b; Thatcher & Hanks, 1973). Las líneas rectas se obtuvieron a través de un ajuste por mínimos cuadrados.

Para este estudio se plantearon ambos casos, un ajuste lineal y único para todo el rango de magnitudes de la secuencia y el caso de dos ajustes, uno para las magnitudes bajas y uno para las magnitudes moderadas a altas. Es importante recordar que el rango de magnitudes para la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad es más amplio que el utilizado por Vidal & Munguía (1991) ($0.4 \leq M_L \leq 5.1$) y que se trata de un catálogo único recopilado de RESNOM.

4.3.1 Modelo de fuente sísmica de Brune

Se empleo del modelo de Brune (1970) para el cálculo de los parámetros de fuente sísmica de la secuencia de Valle de la Trinidad. Este modelo asume una falla (ruptura) circular y ha sido utilizado de forma extensa, mostrando buena relación con observaciones en varias regiones tectónicas y para un amplio rango de magnitudes (Havskov & Ottemoller, 2010). Este modelo predice el siguiente espectro de desplazamiento de la fuente (Ecuación 16):

$$S(f) = \frac{M_0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right) 4\pi\rho v^3} \quad (16)$$

donde M_0 (Nm) corresponde al momento sísmico, ρ es la densidad (kg/m^3), v es la velocidad (m/s) en la fuente (velocidad P o S dependiendo del espectro) y f_0 es la frecuencia de esquina.

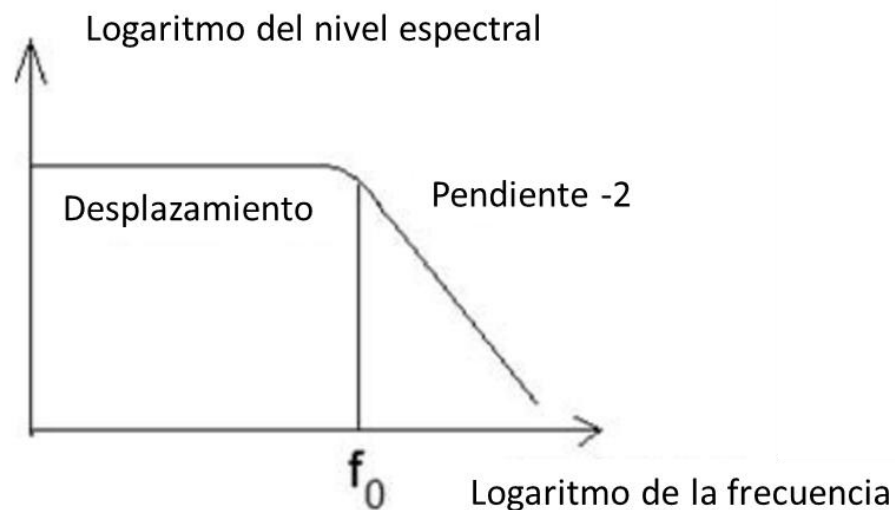


Figura 16. Forma del espectro de desplazamiento de la fuente sísmica. Modificado de Havskov y Ottemoller (2010).

A bajas frecuencias, el espectro es plano con un nivel proporcional a M_0 , mientras que, a altas frecuencias, el nivel espectral decae linealmente con una pendiente de -2 (Havskov & Ottemoller, 2010). En la frecuencia de corte ($f = f_0$) la amplitud espectral es la mitad de la amplitud del nivel plano (Figura 16).

Este espectro, en el receptor, será modificado por dispersión geométrica $G(\Delta, h)$ y la atenuación (representada en la Ecuación 17 por el factor de calidad Q) (Havskov, 1989). A una distancia epicentral Δ (m) y una profundidad hipocentral h (m), el espectro observado puede ser expresado como:

$$D(f, t) = \frac{M_0 \times 0.6 \times 2.0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right) 4\pi\rho v^3} G(\Delta, h) e^{-\pi f t} e^{\frac{-\pi f t}{Q(f)}} \quad (17)$$

donde t es el tiempo de viaje (equivalente a usar la distancia hipocentral dividida por la velocidad), 0.6 y 0.2 son constantes para corrección del patrón de radiación y por amplificación de las ondas SH en la superficie libre, respectivamente, y ρ la densidad (kg/m^3) (Havskov & Ottemoller, 2010).

El espectro corregido por atenuación es denominado D_c (Ecuación 18) y es modelado para obtener los parámetros del espectro, como la frecuencia de esquina (f_0) y el nivel espectral plano (Ω_0):

$$D_c(f) = \frac{\Omega_0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right)} = \frac{M_0 \times 0.6 \times 2.0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right) 4\pi\rho v^3} G(\Delta, h) \quad (18)$$

De esta forma, los parámetros de la fuente como el momento sísmico (M_0), el radio de la fuente (r) y la caída del esfuerzo ($\Delta\sigma$), serán estimados a través de las ecuaciones 19, 20 y 21. La corrección por atenuación se hará utilizando un $Q = 300$, siendo este el valor promedio reportado por Thatcher (1972), Castro (1983) y Rebollar (1984) para la región del norte de Baja de California y sur de California.

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho v^3}{0.6 \times 2.0 \times G(\Delta, h)} \quad (19)$$

$$r = \frac{0.372 V_s}{f_0} \quad (20)$$

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r^3} \quad (21)$$

Obtenido M_0 a través de la Ecuación 19 se puede calcular la magnitud momento (M_W) utilizando la Ecuación 7.

Este procedimiento se realizará a través del programa de análisis sismológico SEISAN, que utiliza el modelo de Brune (1970) para los cálculos de los parámetros de la fuente sísmica (Figura 17).

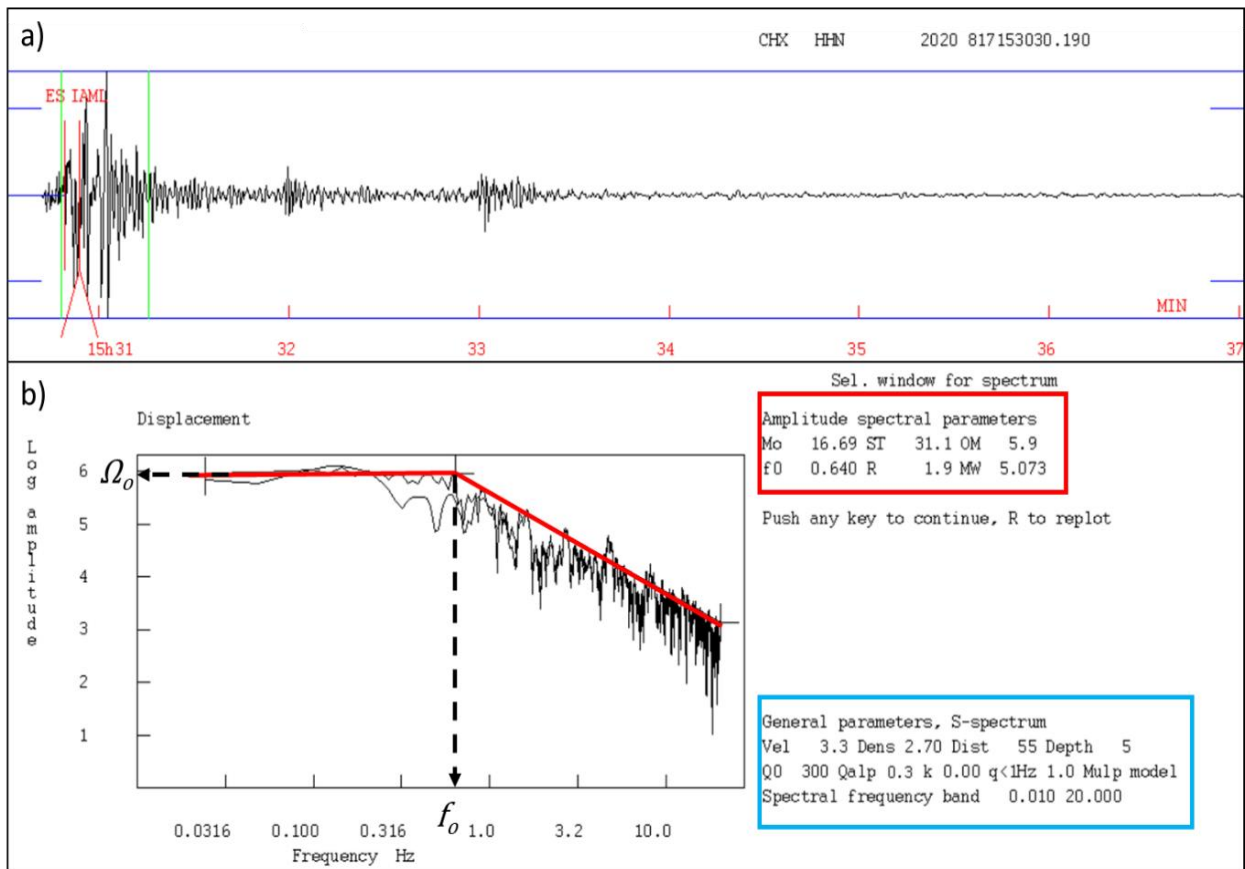


Figura 17. Obtención de parámetros espectrales y de fuente sísmica en SEISAN. a) Selección de la ventana correspondiente al tren de onda S de la que se obtendrá el espectro de desplazamiento. La ventana seleccionada se encuentra acotada entre dos líneas color verde brillante. b) Espectro de desplazamiento obtenido para la ventana seleccionada en la Figura 17a. Se indican en el espectro los parámetros Ω_0 (nm-s), asociado al nivel plano espectral a bajas frecuencias y la frecuencia de esquina, f_0 (Hz). Con líneas color rojo se muestra la forma del modelado manual del espectro. En un recuadro rojo se muestran los parámetros espectrales calculados, M_0 , $ST(\Delta\sigma)$, $OM(\Omega_0)$, f_0 , r , y magnitud en escala M_W . En un recuadro azul se muestran los parámetros generales para el cálculo del espectro de onda S: velocidad (Vel) (km/s), densidad (Dens) (g/cm³), distancia a la estación de registro correspondiente (Dist) (km), profundidad (km), valores asociados a la atenuación del medio local para correcciones del espectro Q_0 , Q_{alp} y k (Castro, 1983; Rebollar, 1984; Thatcher, 1972b), además del rango de frecuencias espectral (0.010 – 20 Hz).

4.3.1.1 Modelo de velocidad

Para el cálculo de los parámetros de fuente se utilizó el modelo de velocidades planteado por Nava & Brune (1982) (Tabla 3) para las SPBC. Este es el modelo de velocidad empleado por RESNOM para el análisis rutinario de eventos sísmicos y cálculos hipocentrales. Este modelo de velocidad será utilizado en la aplicación de ambas metodologías asociadas a la obtención de parámetros de la fuente sísmica: Brune (1970) e inversión del tensor de momento sísmico. Esto con el objetivo de poder hacer una comparación de los valores de M_o calculados para cada caso.

Tabla 3. Modelo de velocidad utilizado para cálculo de los parámetros de fuente e inversión del tensor de momento sísmico (Nava y Brune, 1982).

Profundidad (km)	V_p (km/s)	Q_p	Q_s
0	5.6	600	300
5	6.6	600	300
20	7	1200	600
42	8	2000	1000

4.3.2 Inversión del tensor de momento sísmico

Para la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, se llevó a cabo la inversión del tensor de momento sísmico para 4 eventos con $M_L \geq 4$ utilizando el software ISOLA, desarrollado por Sokos & Zahradnik (2008), el cual consta de dos programas principales: ISOLA-FORTRAN e ISOLA-GUI, este último es una interfaz gráfica desarrollada en MATLAB. Tres de estos cuatro eventos seleccionados se encuentran sobre la estructura ortogonal al rumbo de las principales fallas de la región (especialmente a la falla SM) y un cuarto evento fuera de esta alineación de sismos, con fines comparativos.

ISOLA se fundamenta en el método de deconvolución iterativa de múltiples fuentes puntuales, similar al desarrollado por Kikuchi & Kanamori (1982) para registros telesísmicos. Sin embargo, aquí se considera el campo de onda completo y las funciones de Green son calculadas por el método de número de onda discreto de Bouchon (1981), por lo que el método es aplicable a eventos regionales y locales. Para el proceso de inversión se emplean los registros de velocidad corregidos por la respuesta instrumental y se les aplica un filtro pasa-banda. El código transforma los registros de velocidad a desplazamiento, hace la inversión del desplazamiento y proporciona los sismogramas sintéticos (Sokos & Zahradnik, 2008). En la Figura 18 se muestra un diagrama generalizado del proceso llevado a cabo en ISOLA. Es importante

mencionar que, previo a la carga de datos a este software, se realiza una revisión de los sismogramas de las estaciones a utilizar para cada evento, con el objetivo de evaluar si existe alguna perturbación o discontinuidad en la señal que pudiese influenciar los resultados del proceso de inversión. Es importante mencionar que el sistema de coordenadas Radial (R), Tangencial (T) y Vertical (Z) no está soportado por el estándar ISOLA debido a que el software usa varias posiciones de fuentes de prueba, y cada una de ellas necesitaría su propia rotación. Aplicaciones típicas del sistema RTZ se observan en análisis de explosiones, sin embargo, también es usado ampliamente para estudio de eventos de origen tectónico (Zahradník & Sokos, 2018). En este estudio no se realizará la rotación de componentes y se trabajará directamente con las componentes N, E y Z.

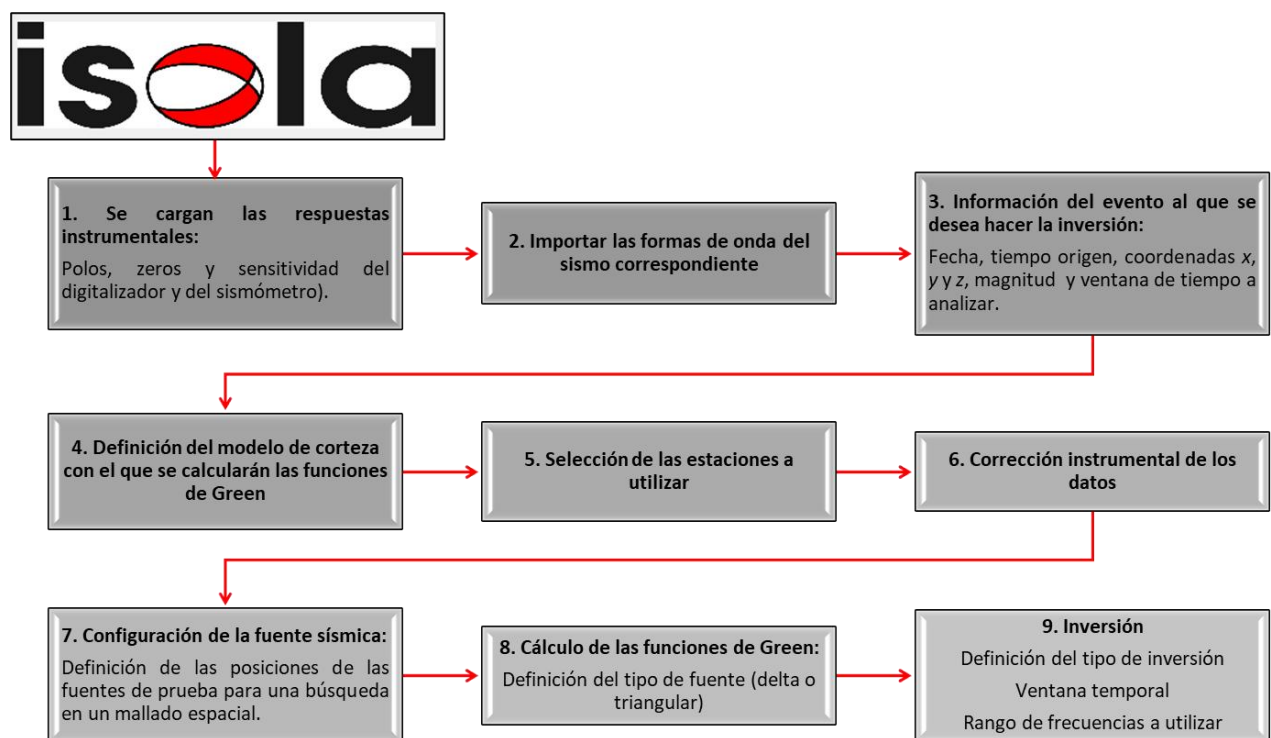


Figura 18. Diagrama del proceso que se lleva a cabo en ISOLA.

Tomando en cuenta la profundidad sismogénica obtenida del proceso de relocalización por doble-diferencia (ver sección 5.1 del capítulo de resultados) y lo reportado en la literatura para la región, en el paso 7 (Figura 18) se estableció un mallado con un total de 10 fuentes bajo el epicentro cada 2 km, para cubrir un total de 20 km de profundidad. En el paso 8 se seleccionó una fuente del tipo delta (δ) por motivos de simplicidad numérica, ya que la fuente triangular tiene una distribución espacial más compleja y requiere de un modelo más elaborado. Para el paso 9, se seleccionó el tipo de inversión de la

componente desviatoria (M_{DEV}) del tensor de momento ya que, además de ser la más utilizada, elimina el componente isotrópico del tensor de momento (M_{ISO}). Este componente representa el cambio volumétrico uniforme y no está asociado con movimiento relativo a lo largo de fallas. De M_{DEV} se obtienen las componentes %DC y %CLVD que servirán para evaluar la consistencia de los resultados obtenidos con lo esperado en base al tipo de fuente generadora de los eventos sísmicos de la secuencia. El proceso de inversión puede llevarse a cabo tanto en el dominio del tiempo como en el de las frecuencias. La relación entre el desplazamiento y el tensor de momento, en el dominio del tiempo, se puede describir mediante la Ecuación 23.

$$d_s(x, t) = M_{kj} [G_{skj}(x, \xi, t) * s(t)] \quad (23)$$

dónde:

$d_s(x, t)$: es el desplazamiento del terreno en la posición x , y tiempo, t .

M_{kj} : son las componentes del tensor de momento sísmico M .

G_{skj} : es la derivada de las funciones de Green con respecto a la coordenada de la fuente ξ_j .

$s(t)$: función temporal de la fuente.

x : vector posición de la estación de registro (x_1, x_2, x_3).

ξ : vector posición del punto fuente (ξ_1, ξ_2, ξ_3).

Esta ecuación ofrece la posibilidad de determinar las componentes del tensor de momento sísmico (M_{kj}) mediante un proceso de inversión a partir del desplazamiento (d_s) observado en los sismogramas, en este caso, de los sismos correspondientes a la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. Esto basado en la linealidad existente entre el tensor de momento sísmico y la convolución entre la derivada de la función de Green y la función temporal en la fuente $s(t)$.

Si se asume que la función temporal de la fuente, $s(t)$, es una delta (δ), la Ecuación 23 se reduce al producto de M_{kj} y G_{skj} (Aki & Richards, 1980) , dando como resultado los nueve pares de fuerza generalizados mostrados en la Figura 10.

Capítulo 5. Resultados

5.1 Relocalización por doble-diferencia de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad

La Figura 19 y la Tabla 4 tienen como objetivo mostrar una comparativa de las localizaciones antes (RESNOM) y después de la relocalización por doble-diferencia, para así poder observar y cuantificar la reducción de las incertidumbres en latitud, longitud y profundidad, posterior a la aplicación del método. En los 3 paneles que componen la Figura 19, es clara una alineación de sismos con rumbo NE-SO de aproximadamente 10 km de longitud, y que es ortogonal al rumbo de las fallas principales de la región (NO -SE). Para observar el comportamiento de los hipocentros, se realizó un corte perpendicular (perfil A-B) a esta alineación de sismos observada.

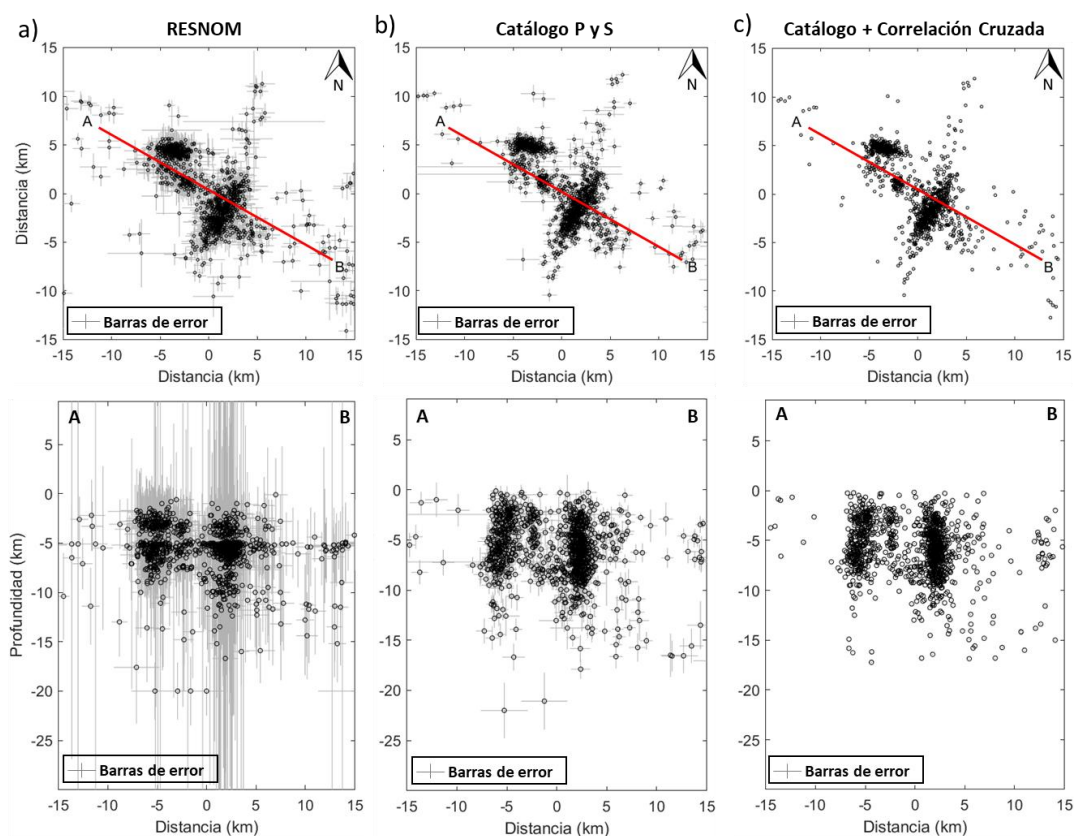


Figura 19. Vista en mapa y perfil A-B en profundidad. Comparativa de reducción de las barras de error entre: a) los sismos originalmente localizados por RESNOM; b) relocalización por doble diferencia llevada a cabo únicamente con fases P y S del catálogo; c) relocalización por doble diferencia llevada a cabo con una combinación de fases P y S del catálogo y correlación cruzada.

En la Figura 19, en color gris, se muestran las barras de error asociadas a las incertidumbres en las localizaciones hipocentrales. Gráficamente, es notoria la disminución de estas barras de error para la relocalización por doble diferencia utilizando fases P y S provenientes del catálogo (Figura 19b), haciéndose aún más evidente esta reducción de las incertidumbres para las relocalizaciones usando la combinación de datos del catálogo y correlación cruzada de formas de onda (Figura 19c). Haciendo una comparación entre las Figuras 19a y 19c, se observa una notoria disminución de las barras de error para las localizaciones en profundidad. Estas disminuciones en las incertidumbres de las localizaciones hipocentrales de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad han sido cuantificadas en la Tabla 4.

Tabla 4. Media de error de localización (ex , ey , ez) para las localizaciones originales realizadas por RESNOM, relocalización por doble diferencia llevada a cabo únicamente con fases P y S del catálogo y relocalización por doble-diferencia con una combinación de fases P y S del catálogo y correlación cruzada.

Media de error (km)	RESNOM	Reloc. Catálogo	Reloc. Catálogo + correlación cruzada
ex	1.54	0.60	0.0058
ey	1.18	0.51	0.0049
ez	7.27	0.85	0.0080

En la Tabla 4 se puede evidenciar que las incertidumbres en x (longitud) e y (latitud) disminuyeron considerablemente, resaltando la disminución de ez como la más significativa en los parámetros hipocentrales de la secuencia sísmica.

En la Figura 20, correspondiente a las relocalizaciones con datos del catálogo y correlación cruzada, se observan dos cúmulos de sismicidad bien diferenciados y al noroeste de la distribución de epicentros con orientación NE ortogonal a la falla SM. En la Figura 19 se puede ver como estos cúmulos se hacen más evidentes después de aplicada las relocalizaciones por doble-diferencia. Por otra parte, en la Figura 21 se observa la distribución temporal y en magnitud de estos cúmulos, con el objetivo de evaluar su temporalidad en relación con los eventos que se alinean con tendencia noreste. Para el cúmulo 1 (Figura 21a) se observa una agrupación hacia el último trimestre del año 2020, posterior al sismo principal de la secuencia M_L 5.1, y con un rango de magnitudes de $1.2 \leq M_L \leq 3.1$. El cúmulo 2 (Figura 21b) se agrupa hacia el último semestre de 2022, con un rango de magnitudes más amplio, de $1 \leq M_L \leq 4.2$, y con una ocurrencia posterior al evento principal de la secuencia y a la del del cúmulo 1. El perfil A-B de la Figura 19 cruza al cúmulo 1 y se puede observar como, después de la relocalización, muestra una distribución uniforme, vertical y de hasta unos 10 km de profundidad en los hipocentros.

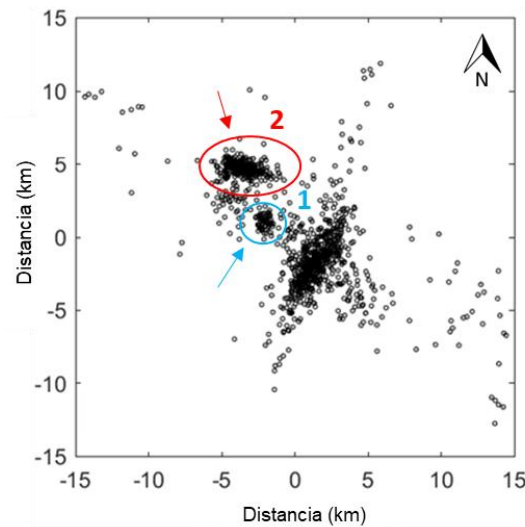


Figura 20. Cúmulos de sismicidad ubicados al norte de la alineación de sismos NE – SO.

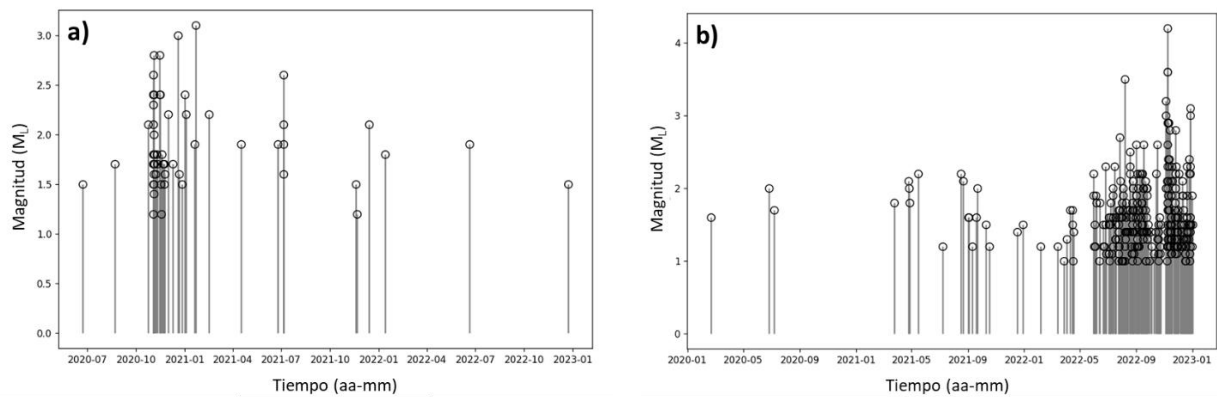


Figura 21. Gráficos de distribución temporal y en magnitud de a) Cúmulo 1 de la Figura 19, b) Cúmulo 2 de la Figura 19.

Las Figuras 22 y 23 muestran las localizaciones originales de RESNOM y la relocación por doble-diferencia con los datos combinados, respectivamente. En estas figuras se muestra la topografía de la zona de estudio y una base de datos de fallas geológicas más detallada (INEGI, 1982a, 1982b), evidenciándose que esta alineación de sismos es casi ortogonal a la tendencia dominante NO - SE de las principales fallas de la región (AB, SM, SJ). En profundidad, en las Figuras 19 y 23, se observan dos grupos de sismos alineados de forma casi vertical. El grupo de eventos ubicado de 0 a 10 km en el eje de Distancia (km), es la proyección en profundidad del perfil A-B que alcanza hasta unos 12 km de profundidad y corresponde a la estructura ortogonal de interés (marcada con una flecha color rojo en las

Figuras 22 y 23). En esta alineación vertical en profundidad, se ubica el sismo de mayor magnitud de la secuencia, M_L 5.1, localizado originalmente por RESNOM a 5.5 km de profundidad y, después de la relocalización, a 3.2 km de profundidad.

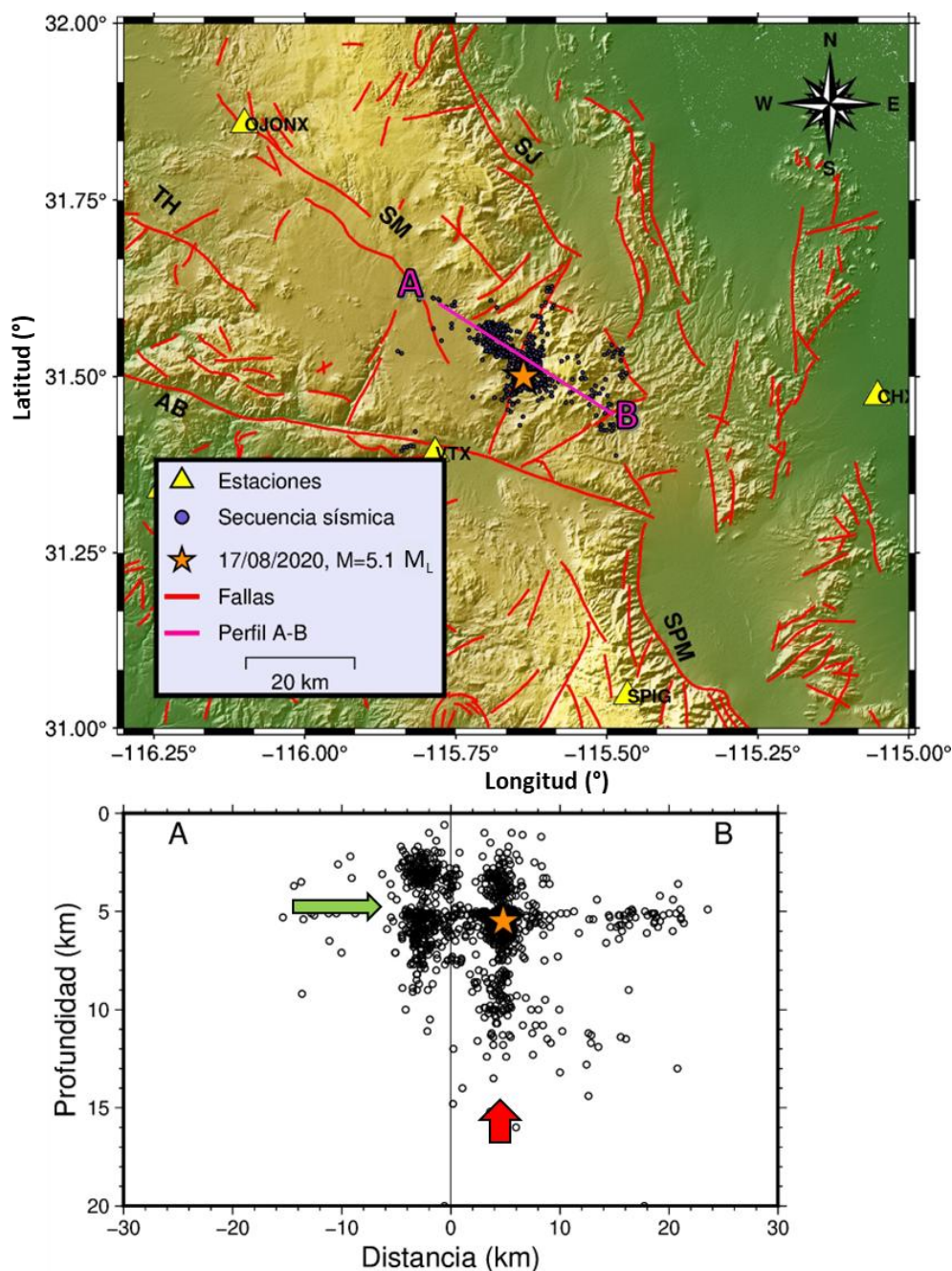


Figura 22. Localizaciones epicentrales originales de RESNOM y corte en profundidad correspondiente al perfil A-B. Se indica con una flecha color rojo la alineación vertical en profundidad que corresponde a la tendencia de sismos ortogonal a las principales fallas de la región (AB= Agua Blanca; TH= Tres Hermanos; SM= San Miguel, SJ=Sierra Juárez; SPM= San Pedro Mártir). Con una flecha verde se indica una discontinuidad en la distribución de los sismos. La base de datos de fallas es tomada de INEGI (1982a, 1982b).

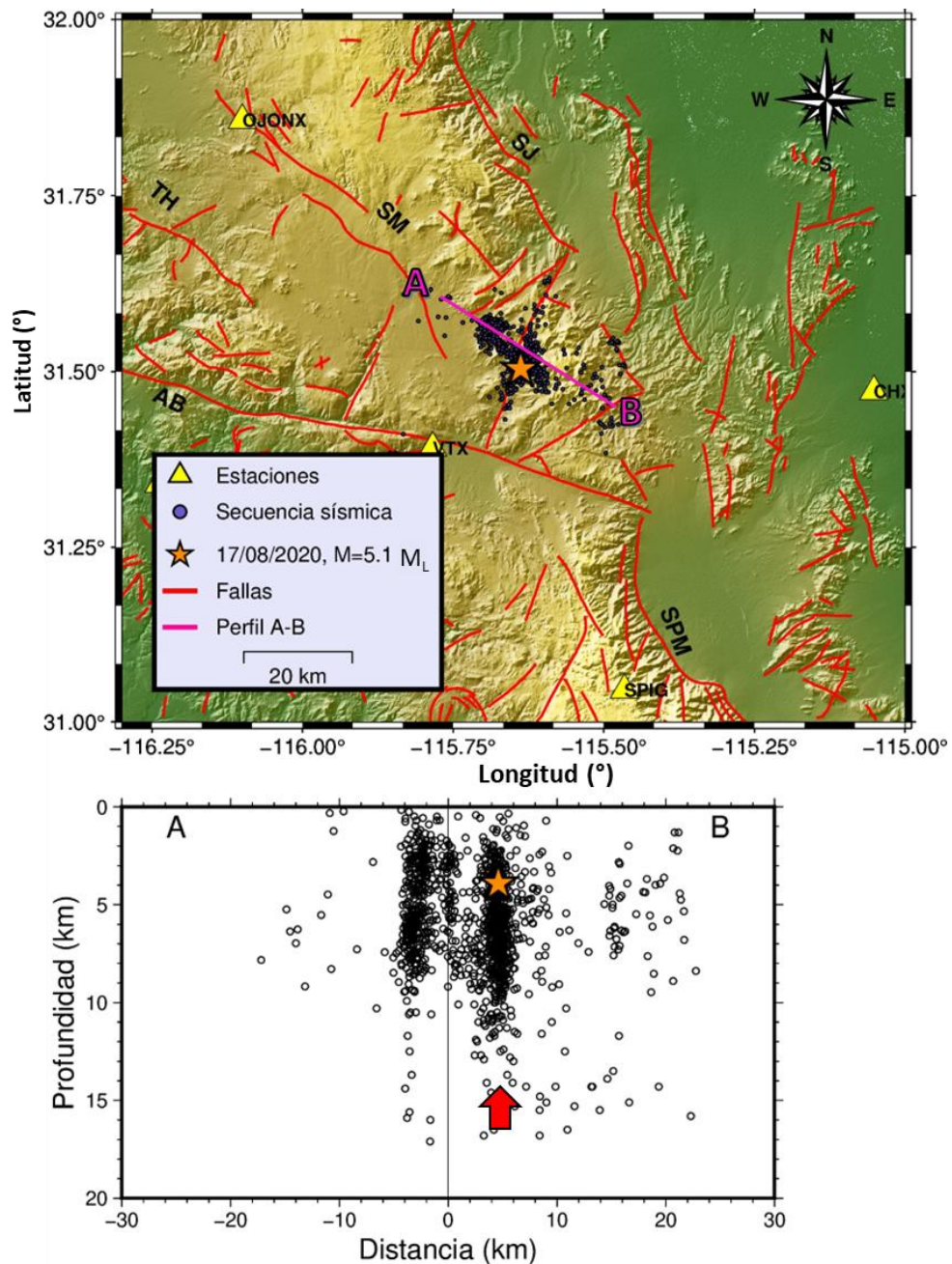


Figura 23. Relocalizaciones por doble-diferencia realizadas en el presente estudio, y corte en profundidad correspondiente al perfil A-B. Se indica con una flecha color rojo la alineación vertical en profundidad que corresponde a la tendencia de sismos ortogonal a las principales fallas de la región (AB= Agua Blanca; TH= Tres Hermanos; SM= San Miguel, SJ=Sierra Juárez; SPM= San Pedro Mártir). La base de datos de fallas es tomada de INEGI (1982a, 1982b).

En la Figura 19a y 22 se observa una interrupción clara de la continuidad en la distribución de los sismos en profundidad, aproximadamente a los 5 km y que se ha marcado con una flecha color verde en la Figura 22. Por otra parte, posterior a la relocalización (Figura 23, 19b, 19c), ya no se observa esta

discontinuidad, sino una distribución uniforme de los eventos y alineada de forma casi vertical, como se mencionó anteriormente.

5.2 Relación Log M_o - M_L

5.2.1 Parámetros espectrales calculados a través del modelo de Brune

Obtenidos los parámetros espectrales de cada uno de los eventos de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, a través del modelo de Brune (1970), se elaboró un gráfico típico (Figura 24) M_o versus radio de ruptura (r) y frecuencia de equina (f_o). Las líneas rectas representan la caída de esfuerzo constante. El objetivo de este gráfico es verificar que los valores calculados se encuentren dentro del rango de valores esperados, además de realizar una comparación con resultados obtenidos en estudios anteriores.

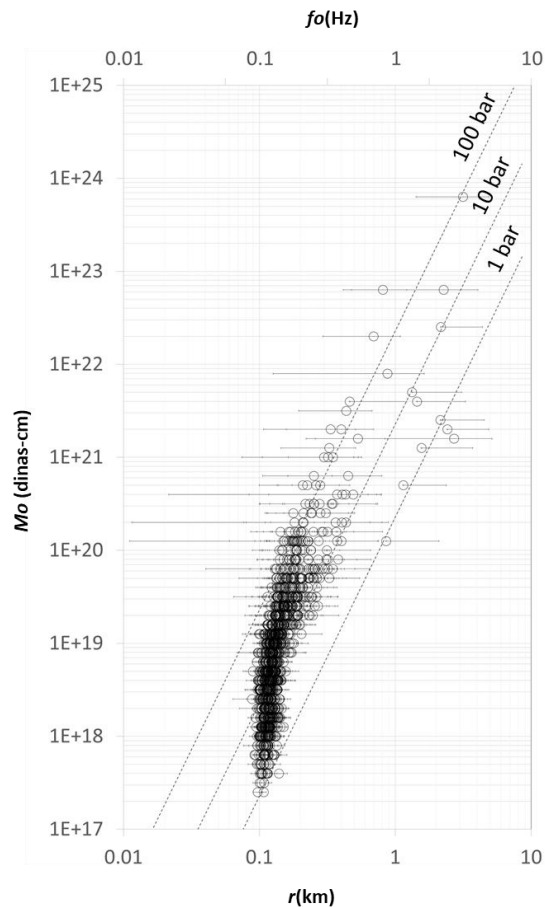


Figura 24. Gráfico combinado M_o (dinas-cm) versus radio de ruptura, r (km) y frecuencia de esquina, f_o (Hz). Las líneas rectas representan la caída de esfuerzo constante ($\Delta\sigma$).

El 99% de la secuencia presenta valores de caída de esfuerzo ($\Delta\sigma$) entre los 0.1 – 100 bars, lo cual es coincidente con observaciones realizadas por Kanamori & Anderson (1975) para un grupo de datos que incluye sismos registrados en regiones de tectónica activa alrededor del mundo. Los valores extremos de caída de esfuerzo ($\Delta\sigma$) son 0.09 bars y 160 bars. Por otra parte, M_0 para la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad varía de 2.5×10^{17} dinas-cm hasta 6.3×10^{23} dinas-cm, correspondiendo este último valor al evento de mayor magnitud de la secuencia, M_L 5.1. Los valores de r y f_0 varían de 0.09 km hasta 3.2 km y de 0.5 Hz a 15.2 Hz, respectivamente. Además, se observa cómo, a partir de $M_0 \approx 1 \times 10^{20}$ dinas – cm, ocurre una disminución del M_0 y $\Delta\sigma$ para un r aproximadamente constante. Este comportamiento de los parámetros de fuente es coincidente con el descrito por Vidal & Munguía (1991) para las SPBC, quienes, además, mencionan que esto ha sido reportado para diversas regiones del mundo.

Calculados los valores de M_0 , se procedió a elaborar el gráfico $\text{Log } M_0 - M_L$ y así observar las tendencias de los datos al hacer un ajuste lineal. Se presentan ambos casos: a) la relación $\text{Log } M_0 - M_L$ es lineal y única para todos los datos (Figura 25a); b) la relación $\text{Log } M_0 - M_L$ es no-lineal y presenta un quiebre, o cambio de pendiente, a partir de la magnitud M_L 4 (Figura 25b), tal y como establecen Vidal & Munguía (1991). Por otra parte, se añadió un dato extra a la base de datos, el sismo de San Quintín del 22 de noviembre de 2022, M_L 5.9, con el objetivo de cubrir un rango de magnitudes aún mayor. En la Figura 26 se presentan de igual forma el caso lineal y el caso no-lineal (Figura 26a y 26b, respectivamente), pero añadiendo al ajuste el sismo de San Quintín. Es importante mencionar que el epicentro de este sismo no pertenece a la zona de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, sin embargo, es cercano a ella (Figura 27), por lo que se consideró un insumo adecuado para la obtención de un ajuste (o ajustes) robusto, con el rango de magnitudes más amplio posible

En la Figura 25a y 26a, correspondiente a un único modelo para todo el grupo de datos, se observa que, si bien el ajuste parece ser robusto para las magnitudes pequeñas ($0.4 \leq M_L \leq 3.9$), hacia las magnitudes moderadas a altas ($4 \leq M_L \leq 5.1$ y $4 \leq M_L \leq 5.9$) se hace deficiente, observándose que el sismo principal de la secuencia (M_L 5.1) y el sismo de San Quintín (M_L 5.9) se alejan considerablemente del modelo propuesto. La bondad de este ajuste es de $R^2=0.95$, para ambos casos.

Las Figuras 25b y 26b corresponden al caso no-lineal de la relación $\text{Log } M_0 - M_L$. Se calcularon dos ajustes, uno para los eventos de magnitud $0.4 \leq M_L \leq 3.9$ y otro para los de $M_L \geq 4$, con el objetivo de que estos sismos de magnitudes moderadas a altas tuviesen una mejor correlación con el modelo. Los ajustes arrojaron una bondad de $R^2=0.94$ para las magnitudes $0.4 \leq M_L \leq 3.9$. Para las magnitudes $M_L \geq 4$, en el caso que considera solo eventos de la secuencia en estudio, la bondad del ajuste es de $R^2=0.93$, mientras

que para el caso que incluye el sismo de San Quintín aumenta a $R^2=0.98$. A estas figuras, correspondientes al caso no-lineal, se agregaron los ajustes reportados por Vidal & Munguía (1991), donde se puede evidenciar que el ajuste mostrado en la Figura 25b, correspondiente únicamente a los datos del presente estudio, es el que más se aproxima al reportado por estos autores.

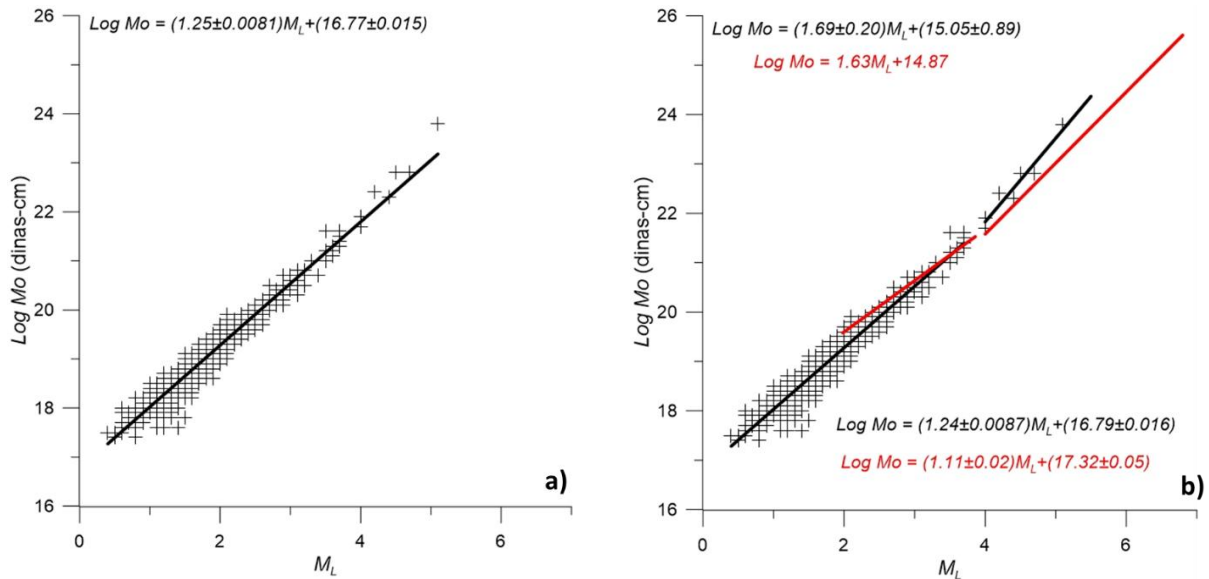


Figura 25. Relación $\text{Log } M_o$ - M_L : a) un único ajuste lineal para todo el rango de magnitudes; b) dos ajustes, uno para las magnitudes pequeñas ($0.4 \leq M_L \leq 3.9$) y un segundo ajuste para las magnitudes moderadas a altas ($4 \leq M_L \leq 5.1$). Las líneas y expresiones en color rojo representan los ajustes reportados por Vidal & Munguía (1991).

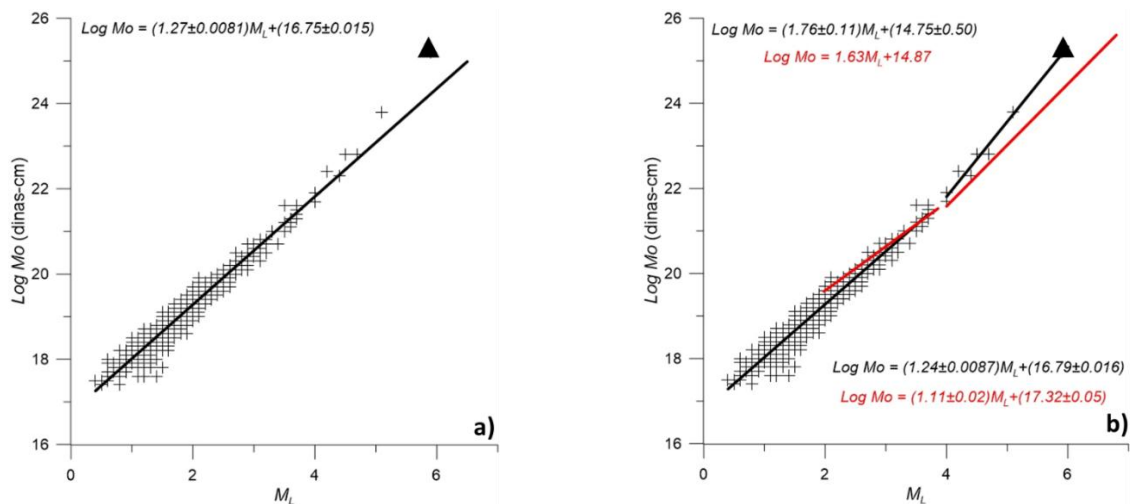


Figura 26. Relación $\text{Log } M_o$ - M_L : a) un único ajuste lineal para todo el rango de magnitudes; b) dos ajustes, uno para las magnitudes pequeñas ($0.4 \leq M_L \leq 3.9$) y un segundo ajuste para las magnitudes moderadas a altas ($4 \leq M_L \leq 5.9$). El triángulo color negro representa el sismo de San Quintín 22/11/2022, 16:39 UTC, M_L 5.9. Las líneas y expresiones en color rojo representan los ajustes reportados por Vidal & Munguía (1991).

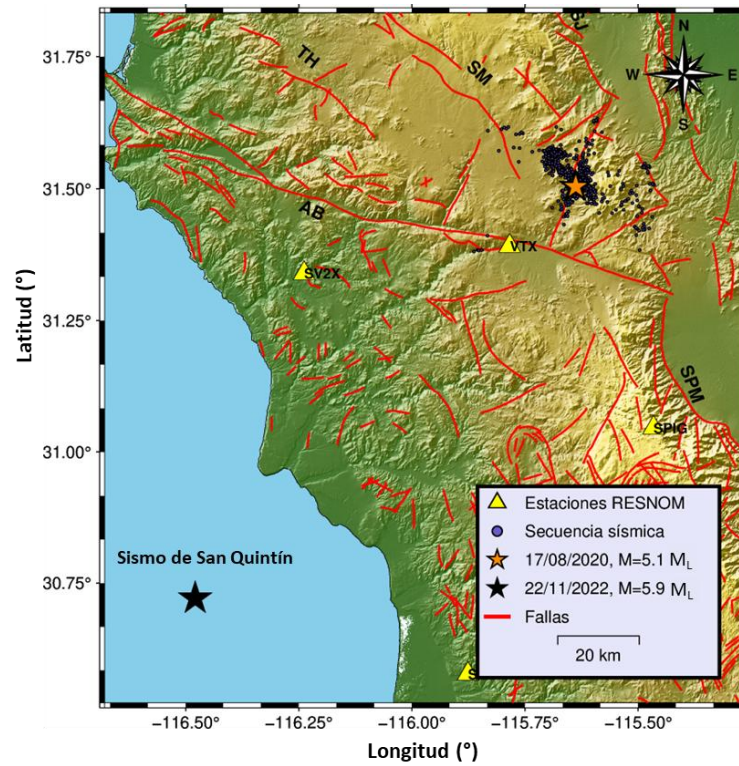


Figura 27. Posición relativa del sismo de San Quintín M_L 5.9, 22/11/2022, con respecto a la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad.

5.2.2 Evaluación de la aplicabilidad a las SPBC

Obtenida las relaciones $\log Mo - M_L$ para el presente estudio, se calculó $\log Mo$ utilizando dichas relaciones y las planteadas por Vidal & Munguía (1991) (Figura 25b) utilizando M_L de un catálogo de RESNOM (CICESE, 2020) que abarca una región más amplia de las SPBC y que incluye 1055 eventos sísmicos:

- **Ventana temporal:** 01 de enero de 2020 al 16 de agosto de 2023.
- **Ventana geográfica:** Latitud inferior: 30.66° ; Latitud superior: 31.94° ; Longitud oeste: -116.61° ; Longitud este: -115.229
- **Rango de magnitudes:** $2 \leq M_L \leq 5.9$

El objetivo de este ejercicio es evaluar la aplicabilidad de las relaciones $\log Mo - M_L$ obtenidas en este estudio a toda la región de las SPBC. Obtenido el $\log Mo$ se calcularon las M_W para cada caso (Vidal &

Munguía (1991) y presente estudio) utilizando la Ecuación 7. La diferencia promedio entre las M_W calculadas con la relación de Vidal & Munguía (1991) y las calculadas con la relación obtenida en el presente estudio, es de 0.14 unidades. Por otra parte, la diferencia entre las M_L calculadas por RESNOM y las M_W calculadas con las relaciones $\text{Log } M_0 - M_L$ del presente estudio, es de 0.09 unidades, mientras que para las M_W calculadas con las relaciones de Vidal & Munguía (1991) es mayor, de 0.2. Es importante recordar que las expresiones calculadas para el presente estudio cubren un rango de magnitudes mayor. Sin embargo, en la evaluación de la aplicabilidad en toda la región se utilizó el mismo rango de magnitudes de Vidal & Munguía (1991) para que las diferencias promedio entre magnitudes fuesen comparables.

5.2.3 Relaciones $M_L - M_W$, $M_C - M_W$ y $M_L - M_C$

La Figura 28 muestra dos relaciones entre las escalas de magnitud calculadas, la relación $M_L - M_W$ (Figura 28a) y la $M_C - M_W$ (Figura 28b). Es importante recordar que las magnitudes en escalas M_L y M_C fueron previamente calculadas por RESNOM, mientras que M_W fue obtenida para este estudio. En la Figura 28a se propone la misma relación no-lineal para los mismos rangos de magnitudes $0.4 \leq M_L \leq 3.9$ y $M_L \geq 4$. Para la relación $M_L - M_W$ la bondad del ajuste es de $R^2=0.94$ y $R^2=0.95$, para $0.4 \leq M_L \leq 3.9$ y $M_L \geq 4$, respectivamente. Por otro lado, en la Figura 28b, se puede observar una mayor dispersión de los datos con respecto al modelo, por lo que la bondad del ajuste en este caso es ligeramente menor, de $R^2=0.92$. Es importante mencionar que la no-linealidad está planteada únicamente para la relación $\text{Log } M_0 - M_L$ (y por ende para $M_L - M_W$) en este estudio, por lo que la relación $M_C - M_W$ se plantea como única y lineal.

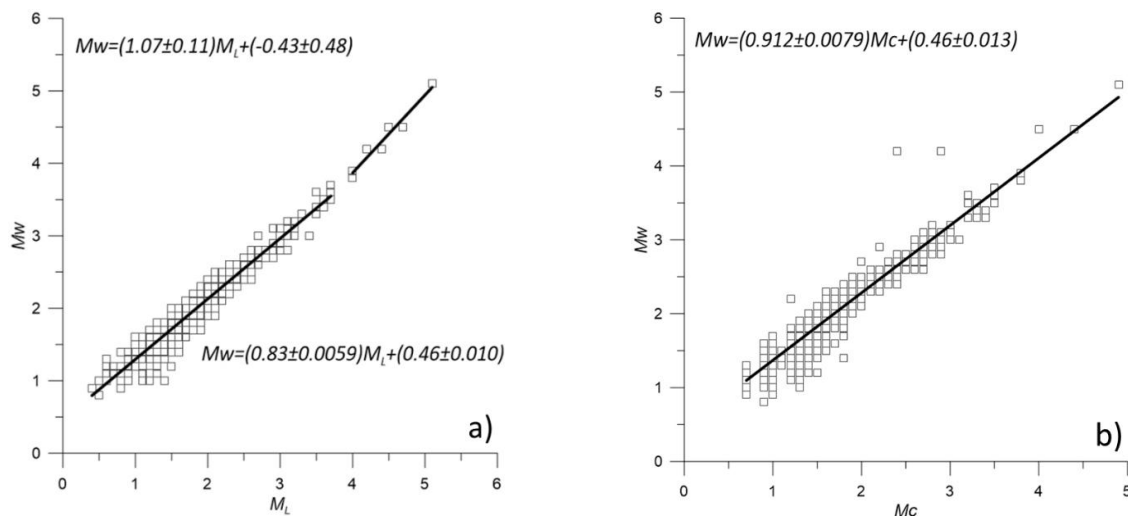


Figura 28. Relaciones entre magnitudes: a) $M_L - M_W$, b) $M_C - M_W$.

Tomando ventaja de las escalas de magnitud disponibles para la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, se calculó la expresión $M_L - M_C$ a través de un ajuste lineal (Figura 29). Se observa una mayor dispersión de los datos con respecto al modelo, en comparación con las relaciones de la Figura 28, sin embargo, la bondad del ajuste resultó de $R^2=0.94$. También se observa una menor cantidad de datos en comparación con las relaciones de la Figura 28, lo que indica que M_C no está disponible para todo el conjunto de datos de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad.

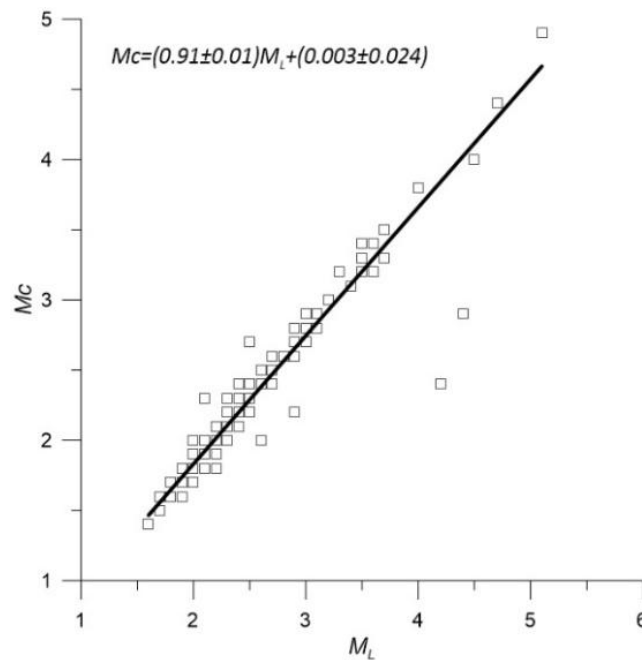


Figura 29. Relación $M_L - M_C$. Estas escalas de magnitud corresponden a las calculadas por RESNOM.

5.2.4 Aplicación como discriminante entre eventos de origen tectónico y artificial

Una de las aplicaciones de la relación $\log Mo - M_L$, reportadas por Woods et al. (1993), es la de diferenciar eventos sísmicos tectónicos de eventos artificiales, es decir, funciona como un discriminante. En la Figura 30 se presenta una relación $\log Mo - M_L$ que combina los eventos de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad con eventos de estudios anteriores (Nava & Brune, 1983; Thatcher, 1972a; Thatcher & Hanks, 1973; Vidal & Munguía, 1991) correspondientes, de igual forma, a las SPBC.

Sobre este gráfico, se calculó nuevamente la relación $\log Mo - M_L$ para un catálogo de ensayos nucleares realizados en el Nevada Test Site (NTS) y recopilado por Woods et al. (1993), con magnitudes $3.5 \leq M_L \leq 6.16$. En la Figura 30 se observa cómo, claramente, las estrellas color rojo correspondientes a los ensayos

nucleares se separan de forma evidente de los eventos de origen tectónico localizados en las SPBC, funcionando como un discriminante eficiente entre estos dos tipos de fuentes sísmicas.

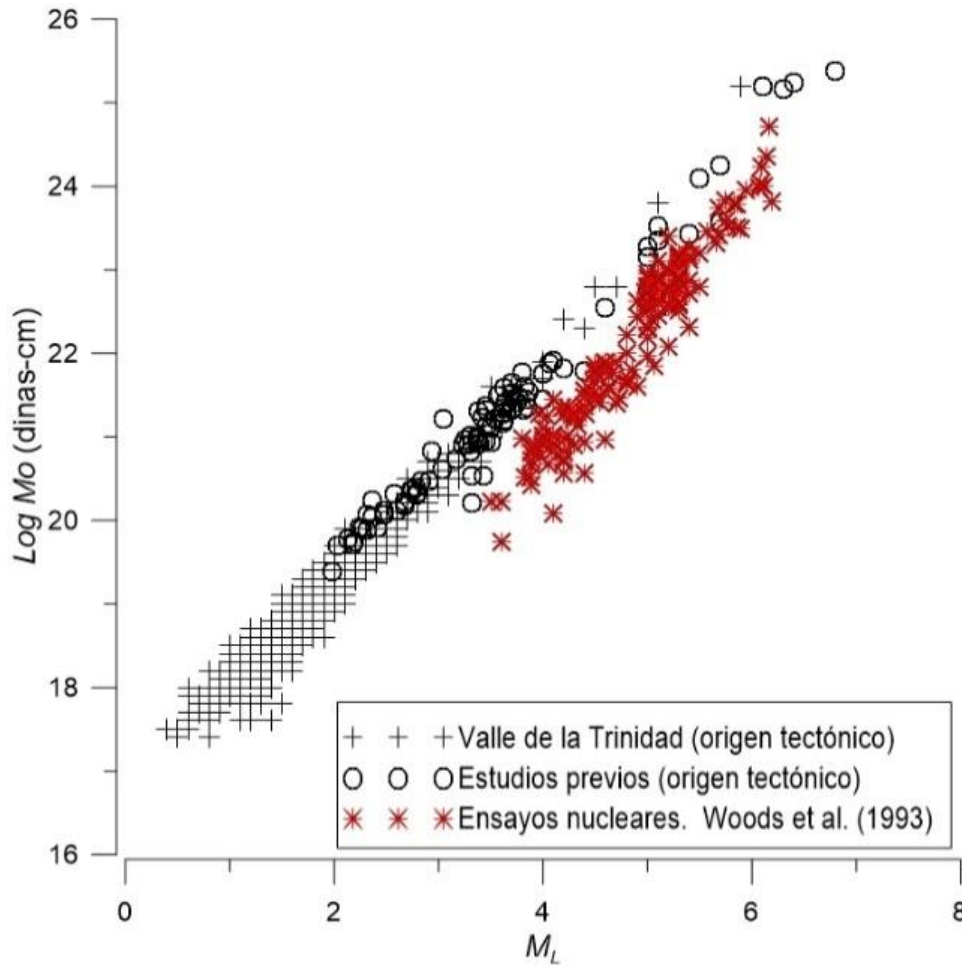


Figura 30. $\text{Log } M_o - M_L$. Las cruces negras corresponden a los datos de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, los círculos corresponden a estudios anteriores (Nava & Brune, 1983; Thatcher, 1972a; Thatcher & Hanks, 1973; Vidal & Munguía, 1991) y las cruces rojas a un catálogo de ensayos nucleares del Nevada Test Site (NTS) tomado de Woods et al. (1993) con magnitudes $3.5 \leq M_L \leq 6.16$.

5.3 Inversión del tensor de momento sísmico

A través de este método, se calcularon los parámetros de fallamiento (ϕ = rumbo, δ = buzamiento y λ = cabeceo), mecanismos focales y M_o de 4 sismos de la secuencia con $M_L \geq 4$. Los parámetros de fallamiento y mecanismos focales asociados a cada uno de estos sismos serán un insumo fundamental para la asociación del plano de falla correspondiente a las estructuras geológicas observadas, como es el caso de la estructura con tendencia noreste y ortogonal a SM. Tres de estos sismos (a, A y B) se ubican sobre este alineamiento con tendencia noreste y un cuarto evento (C) se localiza fuera de esta estructura,

con fines comparativos. A continuación, se muestran las correlaciones de los sismogramas sintéticos (obtenidos de las funciones de Green) con los sismogramas observados para cada uno de estos eventos en la estación CHX. La similitud entre los datos observados y los datos sintéticos estará dada por la reducción de varianza (VR) y, la estabilidad de la solución obtenida, por el número de condición (CN). Para que la solución sea considerada estable, Sokos & Zahradník (2008) recomiendan un $VR \leq 0.4$ además de un CN bajo. Tomando como referencia los ejemplos para Brasil y Grecia expuestos en Zahradník & Sokos (2018), $CN \leq 4$ indica una solución estable, $CN \approx 7$ una solución “relativamente estable” y un $CN \approx 18$ es considerado alto, por lo que la solución será tomada como inestable. Basados en esto, para este trabajo, se considerará una solución estable aquella que reporte un $CN \leq 7$.

Los parámetros de fallamiento y mecanismos focales resultantes de la inversión serán comparados con los obtenidos a través del análisis de polaridades de primeros arribos. Los parámetros de fallamiento, M_L , M_o y M_w para cada sismo se presentan en la Tabla 5.

La cobertura acimutal del área de estudio, basada en el número de estaciones utilizadas en el proceso de inversión, es considerada, en general, buena. Los 4 eventos procesados cuentan con estaciones al norte, noreste, noroeste y sur (Figuras 32, 36, 41 y 45). Sin embargo, la densidad de estaciones es mayor hacia el norte de la zona epicentral de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad.

5.3.1 Evento del 17 de agosto de 2020, 15:09:7.4 UTC, M_L 4.7

Este sismo se registra aproximadamente 20 min antes del evento principal de la secuencia M_L 5.1. En la Figura 31 se muestran en color azul los valores de VR, donde un valor de 1 (o -1) indicaría una similitud del 100% entre ambas señales. Para este sismo, se evidencia como la componente norte – sur (N-S) muestra una alta VR, mientras que para las componentes restantes disminuye, aunque conservando un buen ajuste entre los datos sintéticos (rojo) y observados (negro). En la Figura 32 se muestran las estaciones utilizadas en el proceso de inversión, las cuales fueron un total de 6 para este evento. La solución final, para todas las estaciones utilizadas en la inversión, arrojó un valor de $VR=0.77$ y un $CN=2.4$, por lo que se considera estable.

El mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión y el del análisis de primeros arribos, corresponden a fallamiento de rumbo (ver Figuras 9, 31 y 33). Los valores de %CLVD y %DC para la

solución final son -4.7% y 95.3%, respectivamente, lo que nos indica una fuente del tipo tectónico, donde hay un desplazamiento relativo en dos direcciones opuestas a lo largo de una superficie de falla.

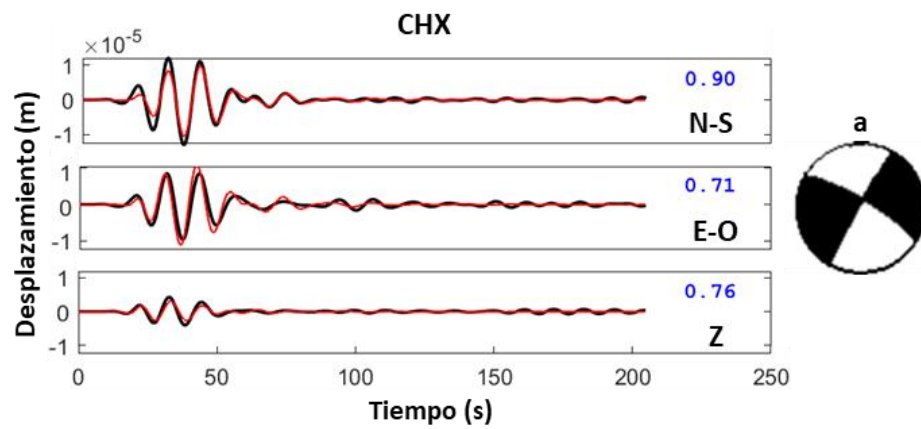


Figura 31. Comparación del sismograma registrado (negro) en la estación CHX y los datos sintéticos (rojo) para el evento del 17/08/2020 a las 15:09:7.4 UTC, M_L 4.7. N-S se refiere a la componente norte-sur, E-O a la componente este-oeste y Z a la componente vertical. Los números en azul indican la reducción de varianza (VR) entre los datos sintéticos y observados para cada componente. A la derecha, se muestra el mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento, denotado por la letra “a” por ser un evento previo al sismo principal.

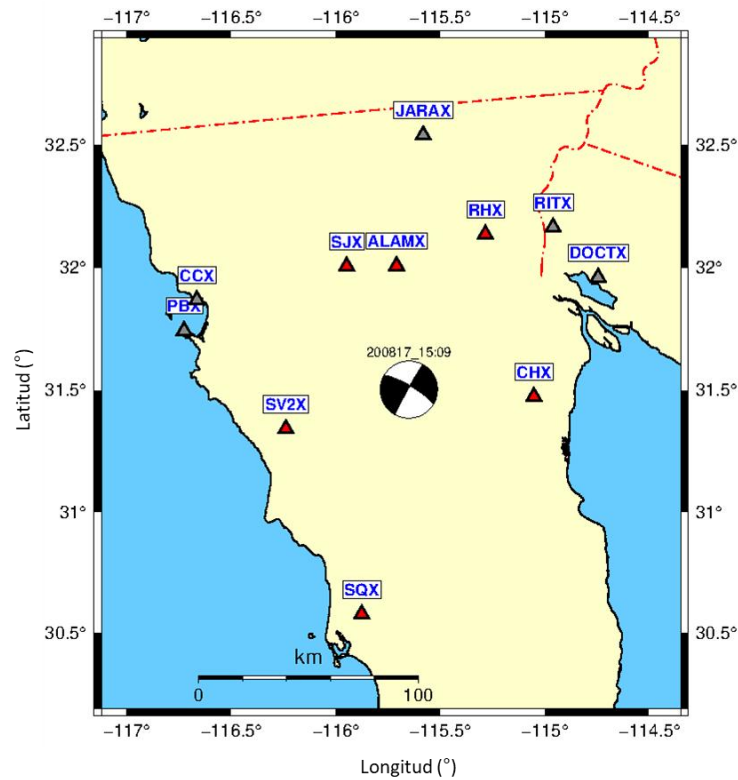


Figura 32. Estaciones utilizadas en la inversión del tensor de momento sísmico llevada a cabo en ISOLA (triángulos color rojo) para el evento del 17/08/2020 a las 15:09:7.4 UTC, M_L 4.7. Los triángulos grises corresponden a estaciones que se eliminaron de la inversión por presentar un ajuste deficiente y/o señales ruidosas.

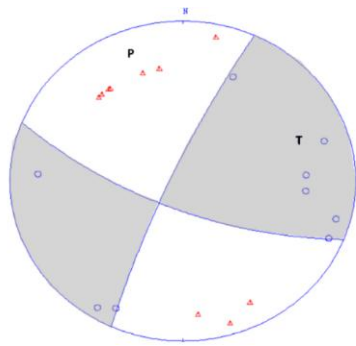


Figura 33. Mecanismo focal obtenido a través de un análisis de polaridades de primeros arribos en SEISAN. Correspondiente al evento del 17/08/2020 a las 15:09:7.4 UTC, M_L 4.7.

La Figura 34 muestra el gráfico de correlación para este evento, el cual representa la mejor solución obtenida del proceso de inversión del tensor de momento sísmico. En esta figura se destaca la posición de la fuente, asociada al centroide, a 10.1 km de profundidad y a +0.8 s del tiempo origen. El foco o hipocentro de un evento sísmico está asociado al punto en el plano de falla donde inicia la ruptura, mientras que el centroide es el punto donde ocurre la máxima liberación de energía y, usualmente, se encuentra cercano al hipocentro. Por lo tanto, que el centroide se encuentre a +0.8 s del tiempo origen (hipocentro) es un indicio de que la solución es consistente con lo que se espera del proceso de ruptura. El resumen de resultados de la inversión del tensor de momento sísmico en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) puede ser consultado en la Figura 65 del Anexo C.

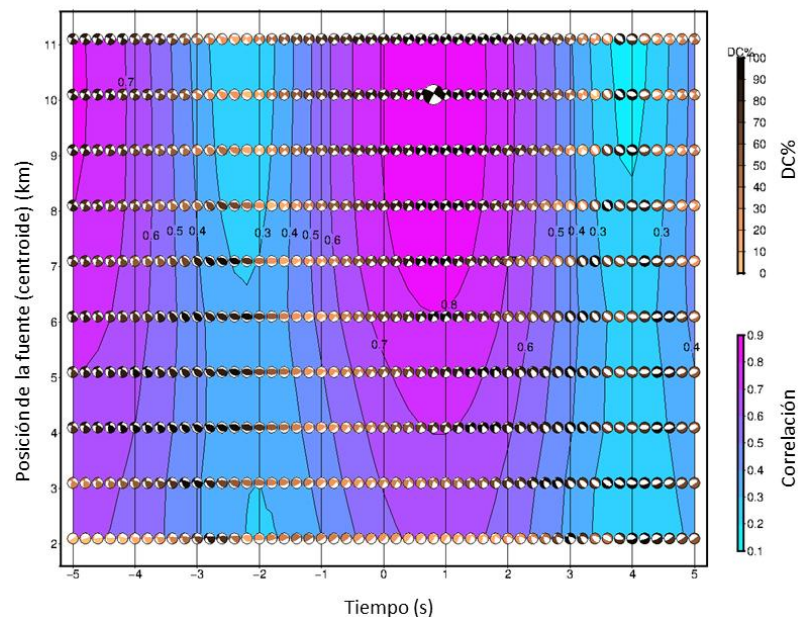


Figura 34. Gráfico de correlación correspondiente al evento del 17/08/2020 a las 15:09:7.4 UTC, 4.7 M_L . Las escalas de colores de la derecha corresponden al porcentaje de doble-par (DC%) y de correlación. Las curvas de nivel representan valores iguales de correlación.

5.3.2 Evento del 17 de agosto de 2020, 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1 (evento principal)

Este evento corresponde al de mayor magnitud de la secuencia, por lo que se le considera el evento principal de la misma. Para este sismo, las tres componentes muestran una alta similitud entre los datos sintéticos y observados, $VR > 0.9$ (Figura 35). En la Figura 36 se muestran las estaciones utilizadas en el proceso de inversión, las cuales fueron un total de 5 para este evento. La solución final, para todas las estaciones utilizadas en la inversión, arrojó un valor de $VR=0.84$ y un $CN=2.6$, por lo que se considera estable. Ambos, el mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión y el obtenido a través del análisis de primeros arribos, corresponden a una falla de rumbo (ver Figura 9, 35 y 37).

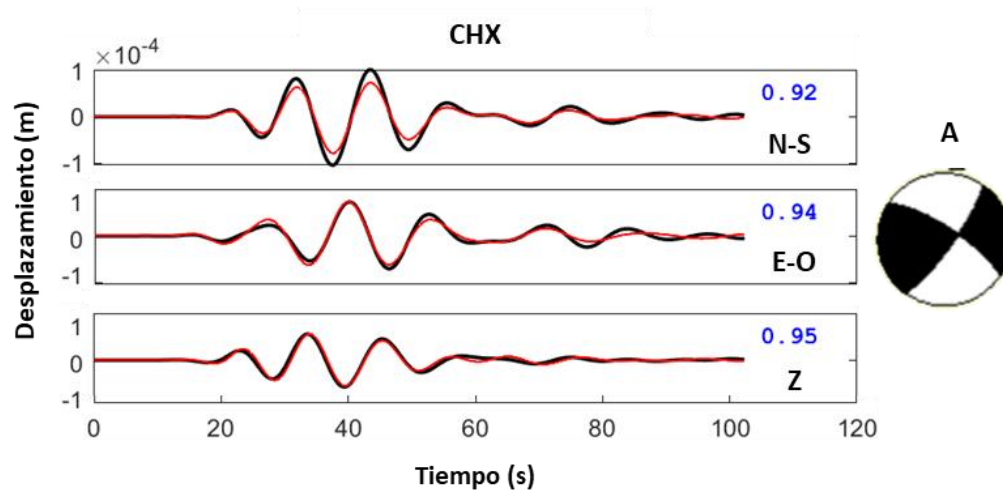


Figura 35. Comparación del sismograma registrado (negro) en la estación CHX y los datos sintéticos (rojo) para el evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1. N-S se refiere a la componente norte-sur, E-O a la componente este-oeste y Z a la componente vertical. Los números en azul indican la reducción de varianza (VR) entre los datos sintéticos y observados para cada componente. A la derecha, se muestra el mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento, denotado por la letra A.

Es importante mencionar, que, para el caso particular de este evento, en los sismogramas se observan las réplicas que ocurrieron inmediatamente después de ocurrido el sismo (Figura 38), por lo que se utilizó la menor ventana de tiempo disponible por defecto en ISOLA (120 s). Sin embargo, aún esta ventana incluye una de las réplicas del sismo, lo que de antemano sugiere que la solución estaría influenciada por las características propias (frecuencias y amplitudes) de la réplica, esto podría introducir errores o imprecisiones en el resultado final.

Los valores de %CLVD y %DC para la solución final son 34.4% y 65.6%, respectivamente. La componente de %DC del tensor de momento para este caso es dominante con respecto al %CLVD, siendo esto

consistente con un evento de origen tectónico. Sin embargo, el valor de %CLVD obtenido es más alto de lo esperado. Tomando en cuenta lo comentado en el párrafo anterior, este valor relativamente alto de %CLVD podría deberse a la presencia de las réplicas del sismo principal en el sismograma analizado. Es importante recordar que la componente CLVD del tensor de momento sísmico desviatorio está asociada a la radiación residual de la fuente de DC, la cual podría ser atribuida a datos ruidosos (Dahm & Krüger, 2014).

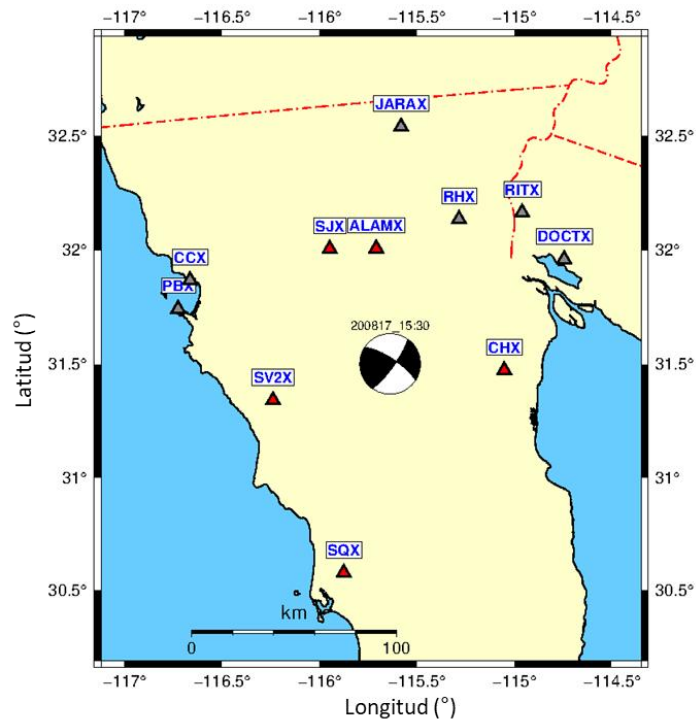


Figura 36. Estaciones utilizadas en la inversión del tensor de momento sísmico llevada a cabo en ISOLA (triángulos color rojo) para el evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1. Los triángulos grises corresponden a estaciones que se eliminaron de la inversión por presentar un ajuste deficiente y/o señales ruidosas.

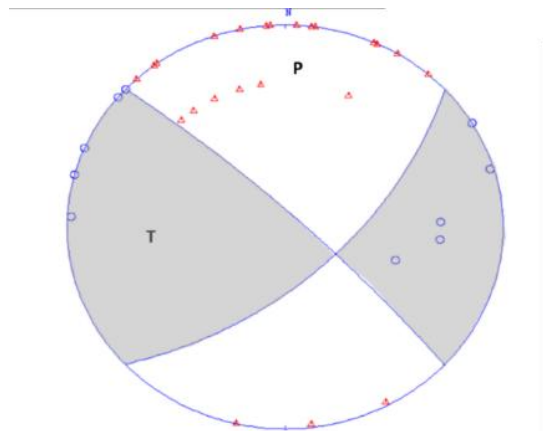


Figura 37. Mecanismo focal obtenido a través de un análisis de polaridades de primeros arribos en SEISAN. Correspondiente al evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1.

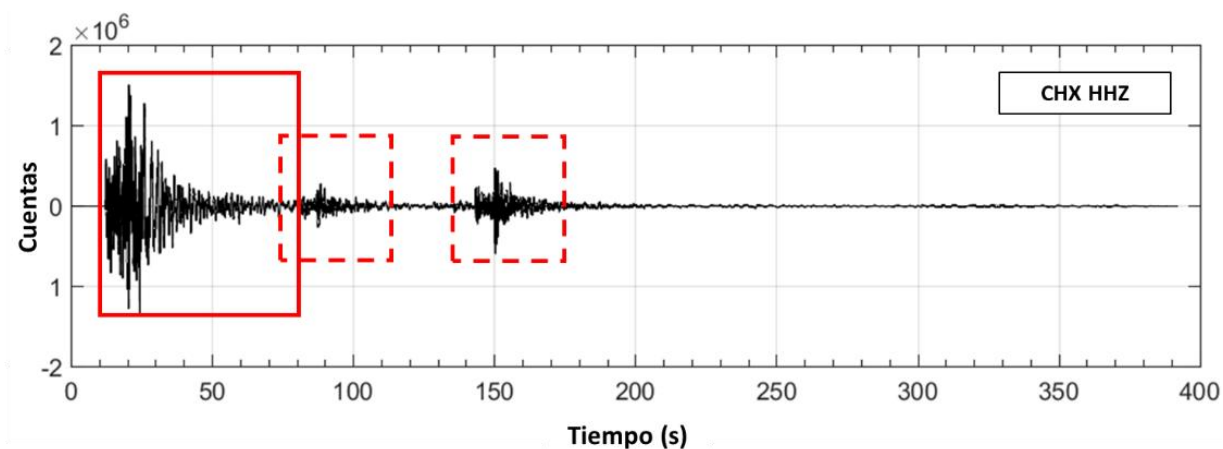


Figura 38. Sismograma registrado por la estación CHX en su componente vertical (HHZ) correspondiente al evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, M_L 5.1. En un cuadrado de línea sólida roja se enmarca el sismo en cuestión y en línea punteada dos réplicas de este.

El gráfico de correlación de este evento ubica el centroide a 8 km de profundidad y a +1.4 s del tiempo origen (Figura 39). El resumen de resultados de la inversión del tensor de momento sísmico en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) puede ser consultado en la Figura 66 del Anexo C.

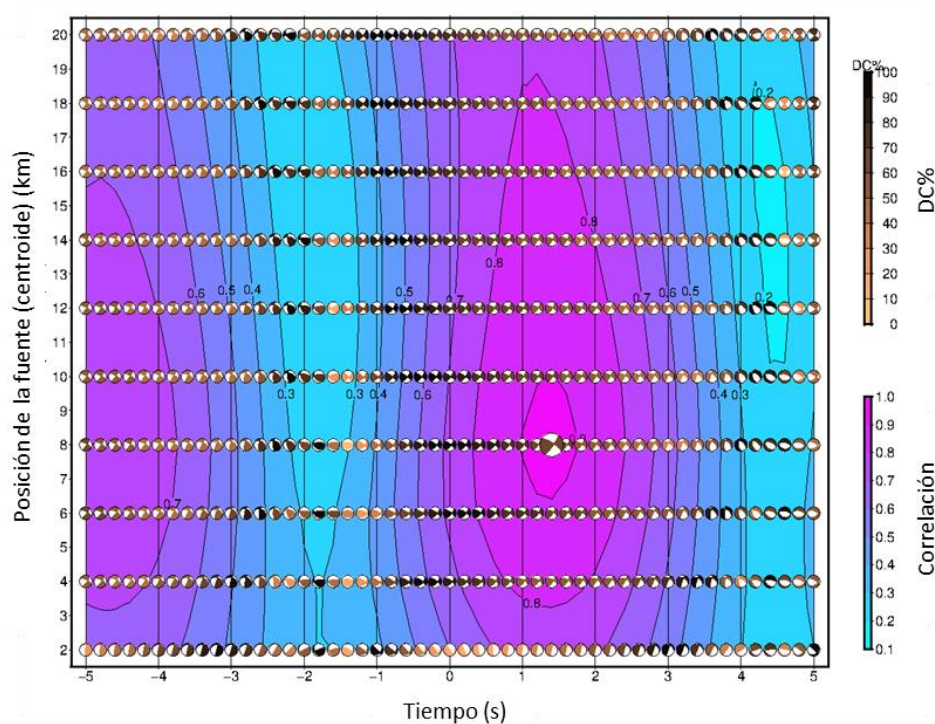


Figura 39. Gráfico de correlación correspondiente al evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, 5.1 M_L . Las escalas de colores de la derecha corresponden al porcentaje de doble-par (DC%) y de correlación. Las curvas de nivel representan valores iguales de correlación.

5.3.3 Evento del 26 de abril de 2021, 05:12:5.9 UTC, M_L 4.0

Para este sismo, las componentes N-S muestra una buena correlación entre los datos sintéticos y observados, reportando una $VR > 0.9$. Las componentes E-O y Z reportan VR menores a la de la componente N-S, pero aun mostrando una alta correspondencia entre los valores sintéticos y observados (Figura 40). En la Figura 41 se muestran las estaciones utilizadas en el proceso de inversión, las cuales fueron un total de 7 para este evento. La solución final, para todas las estaciones utilizadas en la inversión, arrojó un valor de $VR=0.79$ y un $CN=2$, por lo que se considera estable. Ambos, el mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión y el obtenido a través del análisis de primeros arribos, corresponden a una falla de rumbo (ver Figuras 9, 40 y 42). Es importante mencionar que el mecanismo focal correspondiente al análisis de polaridades de primeros arribos fue calculado con pocas estaciones (Figura 42) por lo que es posible que los parámetros de fallamiento obtenidos a través de este método presenten altas incertidumbres. Los valores de %CLVD y %DC para la solución final son 13.2% y 86.8%, respectivamente, lo cual es coherente con lo esperado de un evento sísmico de origen tectónico.

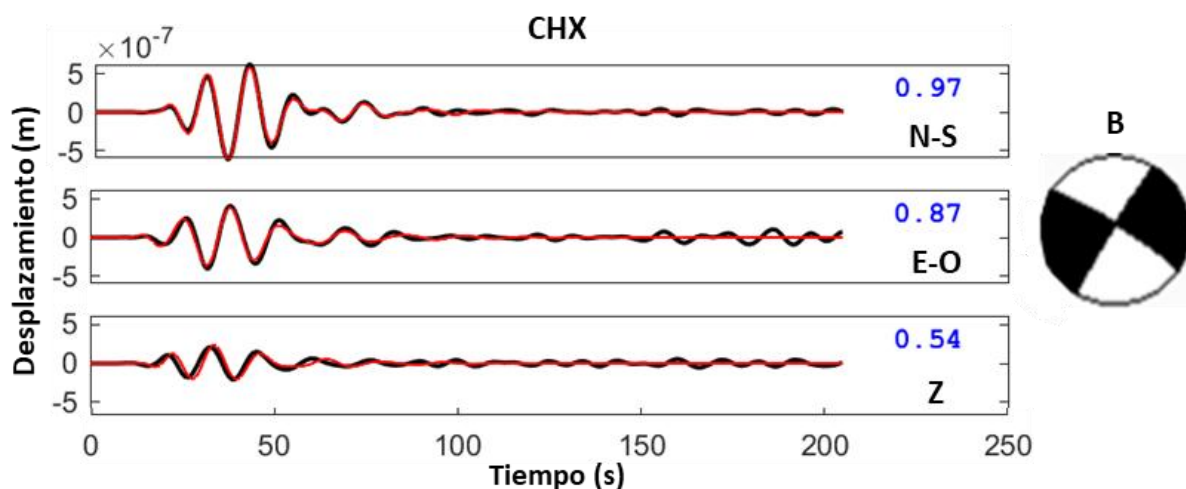


Figura 40. Comparación del sismograma registrado (negro) en la estación CHX y los datos sintéticos (rojo) para el evento del 26/04/2021 a las 05:12:5.9 UTC, M_L 4.0. N-S se refiere a la componente norte-sur, E-O a la componente este-oeste y Z a la componente vertical. Los números en azul indican la reducción de varianza (VR) entre los datos sintéticos y observados para cada componente. A la derecha, se muestra el mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento, denotado por la letra B.

El gráfico de correlación de este evento ubica el centroide a 8 km de profundidad y a +0.2 s del tiempo origen (Figura 43). El resumen de resultados de la inversión del tensor de momento sísmico en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) puede ser consultado en la Figura 67 del Anexo C.

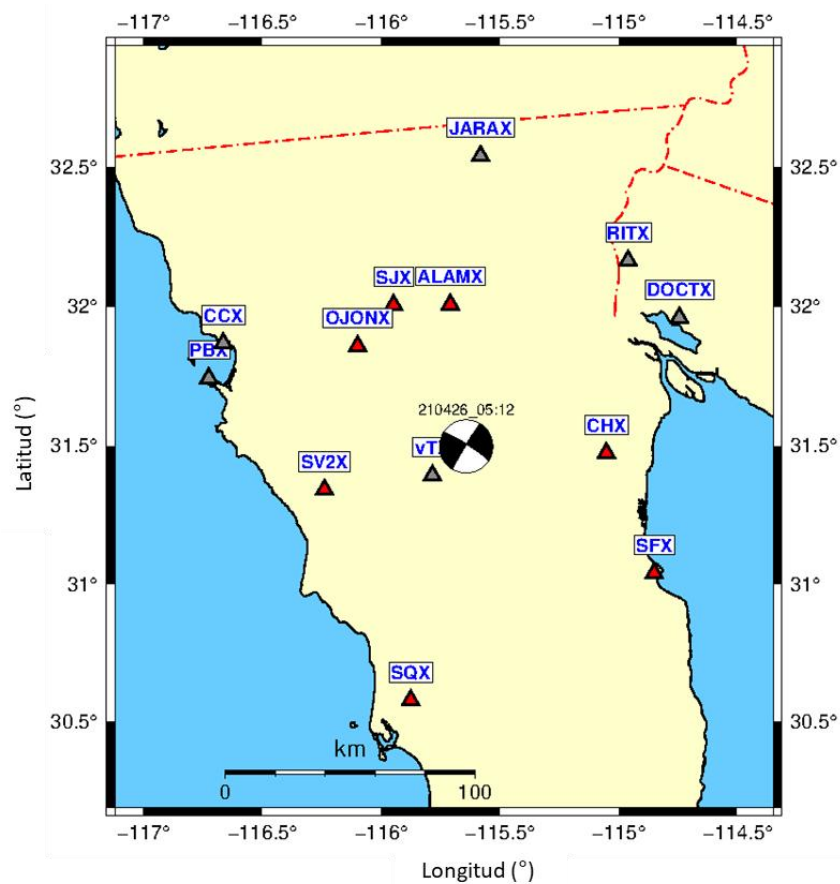


Figura 41. Estaciones utilizadas en la inversión del tensor de momento sísmico llevada a cabo en ISOLA (triángulos color rojo) para el evento del 26/04/2021 a las 05:12:5.9 UTC, M_L 4.0. Los triángulos grises corresponden a estaciones que se eliminaron de la inversión por presentar un ajuste deficiente y/o señales ruidosas.

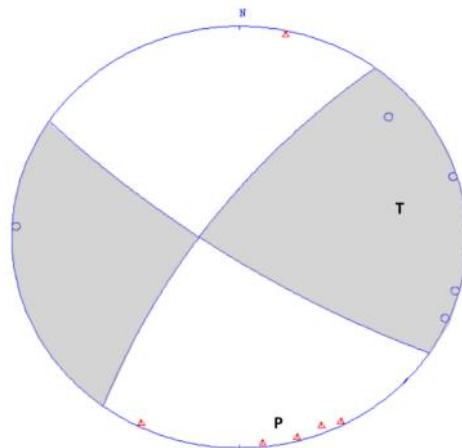


Figura 42. Mecanismo focal obtenido a través de un análisis de polaridades de primeros arribos en SEISAN. Correspondiente al evento del 26/04/2021 a las 05:12:5.9 UTC, M_L 4.0.

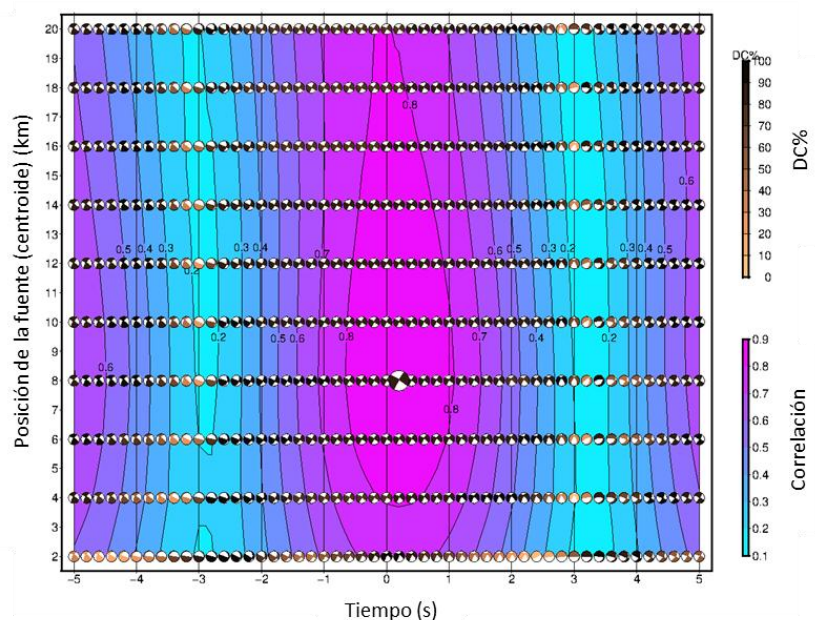


Figura 43. Gráfico de correlación correspondiente al evento del 26/04/2021 a las 05:12:5.6 UTC, M_L 4.0. Las escalas de colores de la derecha corresponden al porcentaje de doble-par (DC%) y de correlación. Las curvas de nivel representan valores iguales de correlación.

5.3.4 Evento del 07 de noviembre de 2022, 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4

La componente N-S reporta una alta correspondencia entre los datos observados y sintéticos, $VR > 0.9$. Para las componentes E-O y vertical, el ajuste disminuye, pero no de forma considerable, $VR > 0.7$ (Figura 44). En la Figura 45 se muestran las estaciones utilizadas en el proceso de inversión, las cuales fueron un total de 6 para este evento. La solución final, para todas las estaciones utilizadas en la inversión, arrojó un valor de $VR=0.89$ y un $CN=2$, por lo que se considera estable.

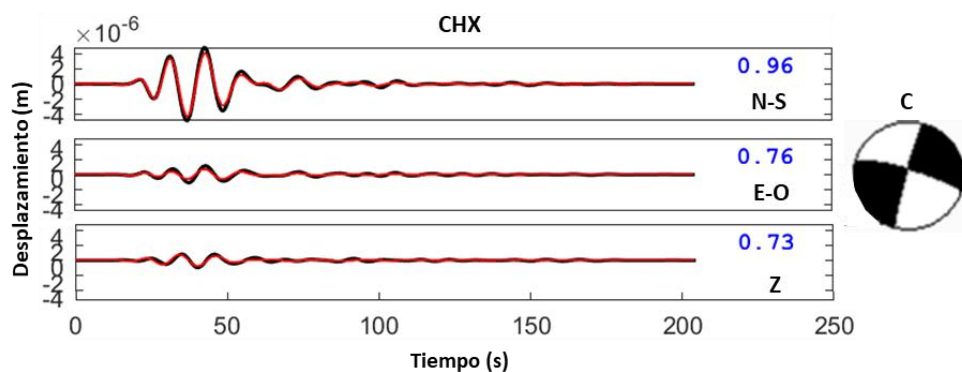


Figura 44. Comparación del sismograma registrado (negro) en la estación CHX y los datos sintéticos (rojo) para el evento del 07/11/2022 a las 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4. N-S se refiere a la componente norte-sur, E-O a la componente este-oeste y Z a la componente vertical. Los números en azul indican la reducción de varianza (VR) entre los datos sintéticos y observados para cada componente. A la derecha, se muestra el mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento, denotado por la letra C.

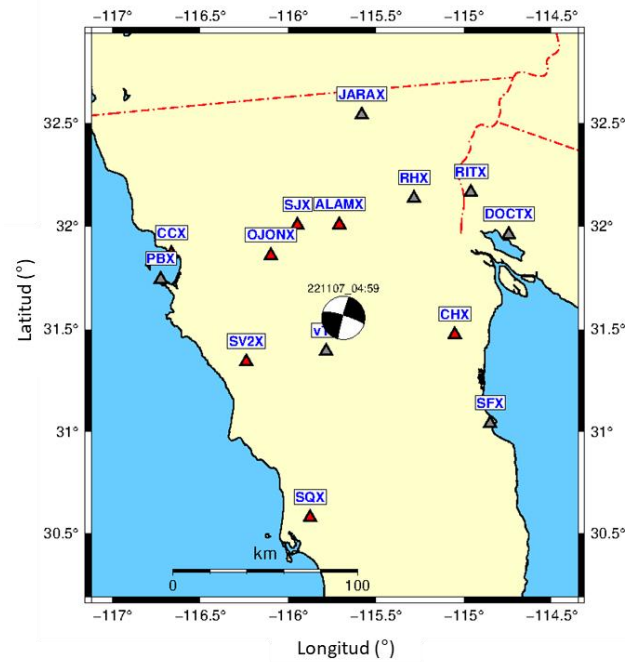


Figura 45. Estaciones utilizadas en la inversión del tensor de momento sísmico llevada a cabo en ISOLA (triángulos color rojo) para el evento del 07/11/2022 a las 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4. Los triángulos grises corresponden a estaciones que se eliminaron de la inversión por presentar un ajuste deficiente y/o señales ruidosas.

El mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión y el obtenido a través del análisis de primeros arribos, corresponden a una falla de rumbo (ver Figuras 9, Figura 44 y 46). Los valores de CLVD y DC para la solución final son 26.4% y 73.6%, respectivamente, lo que indica que estamos en presencia de un evento de origen tectónico. Es importante mencionar que este sismo no se localiza sobre la alineación de sismos ortogonal, sino que se alinea más hacia la tendencia dominante de las principales fallas de la región (NO-SE).

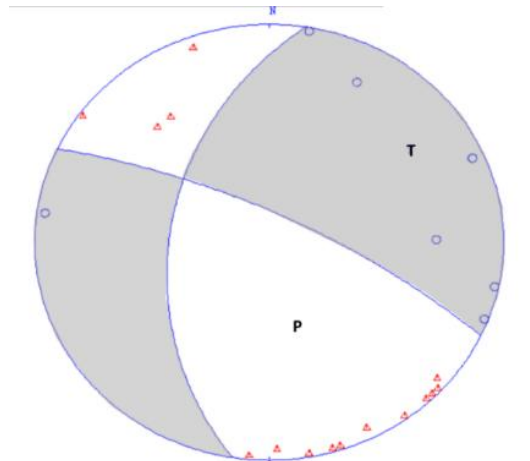


Figura 46. Mecanismo focal obtenido a través de un análisis de polaridades de primeros arribos en SEISAN. Correspondiente al evento del 07/11/2022 a las 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4.

El gráfico de correlación de este evento ubica el centroide a 4 km de profundidad y a 0 s del tiempo origen (Figura 47). El resumen de resultados de la inversión del tensor de momento sísmico en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) puede ser consultado en la Figura 68 del Anexo C.

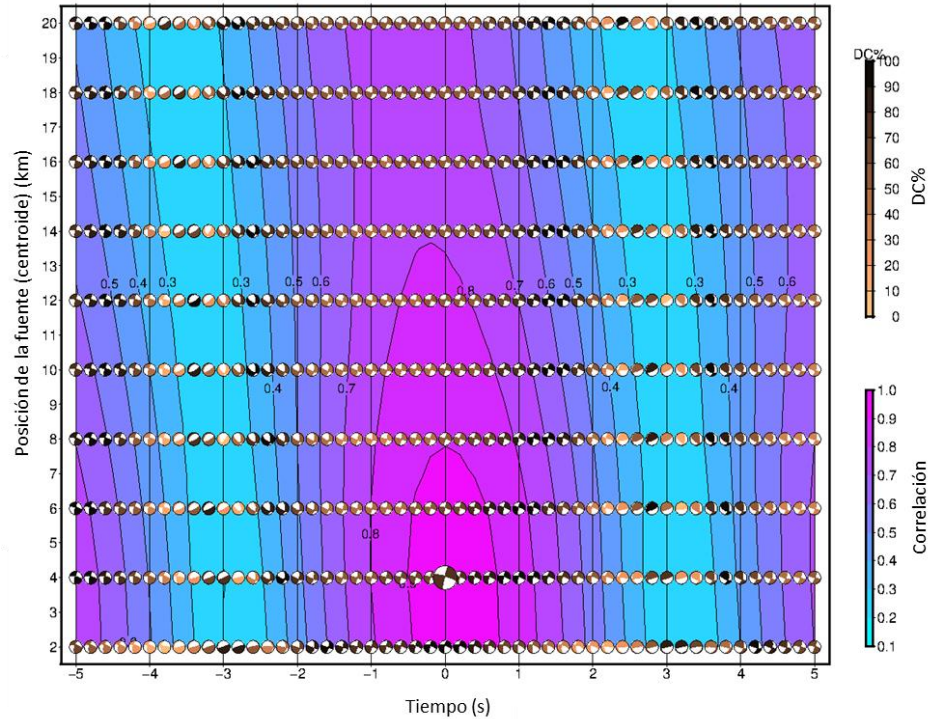
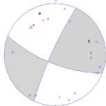
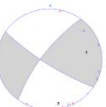
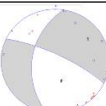


Figura 47. Gráfico de correlación correspondiente al evento del 07/11/2022 a las 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4. Las escalas de colores de la derecha corresponden al porcentaje de doble-par (DC%) y de correlación. Las curvas de nivel representan valores iguales de correlación.

5.3.5 Parámetros de fallamiento y M_o

En la Tabla 5 se presentan los parámetros de fallamiento para cada uno de los sismos descritos en el apartado anterior, calculados a través de la inversión del tensor de momento y análisis de polaridades de primeros arribos. Se muestran los valores de M_W , M_o y rumbo, buzamiento y cabeceo (ϕ , δ y λ , respectivamente) para ambos planos nodales de falla calculados a través del proceso de inversión del tensor de momento sísmico.

Tabla 5. Parámetros asociados a los 4 eventos (a, A, B y C) a los que se les hizo análisis de polaridades de primeros arribos (PA) e inversión del tensor de momento sísmico (TMS).

Evento	Fecha (dd/mm/aaaa)	Tiempo (UTC)	M_L	M_{WTMS}	M_{OTMS} (dinas-cm)	$\phi_{PA} (^{\circ})$	$\delta_{PA} (^{\circ})$	$\lambda_{PA} (^{\circ})$	$\phi_{TMS} (^{\circ})$	$\delta_{TMS} (^{\circ})$	$\lambda_{TMS} (^{\circ})$	No. Estaciones Inversión	Prof. TMS (km)	Prof. HypoDD (km)	Mecanismo focal PA	Mecanismo focal TMS
a	17/08/2020	15:09:7.4	4.7	4.59	8.53×10^{22}	204	82	21	209	87	-11	6	10	13.4		
	Plano auxiliar					111	69	171	300	79	-177					
A	17/08/2020	15:30:33.3	5.1	5.21	7.30×10^{23}	46	76	4	35	79	15	5	8	3.92		
	Plano auxiliar					315	86	166	303	75	169					
B	26/04/2021	05:12:5.9	4.0	3.76	4.90×10^{21}	217	74	12	212	87	-7	7	10	5.77		
	Plano auxiliar					124	79	164	302	83	-177					
C	07/11/2022	04:59:3.0	4.4	4.12	1.70×10^{22}	294	76	-132	286	80	-174	6	2	3.31		
	Plano auxiliar					189	44	-21	195	86	-10					

Como se mencionó anteriormente, los 4 eventos analizados en esta sección muestran mecanismos de rumbo lo cual se puede corroborar de forma cuantitativa a través de los parámetros de fallamiento obtenidos a través de un análisis de polaridades primeros arribos y la inversión del tensor de momento (Tabla 5). Los valores de cabeceo (λ) entre 0° y $\pm 180^\circ$ y, además, valores de buzamiento (δ) $\approx 90^\circ$ son un indicativo de fallamiento de rumbo. Por otra parte, los valores de λ cercanos a $\pm 180^\circ$ indican una cinemática destal, mientras que los cercanos a 0° una cinemática sinestral (Figura 48).

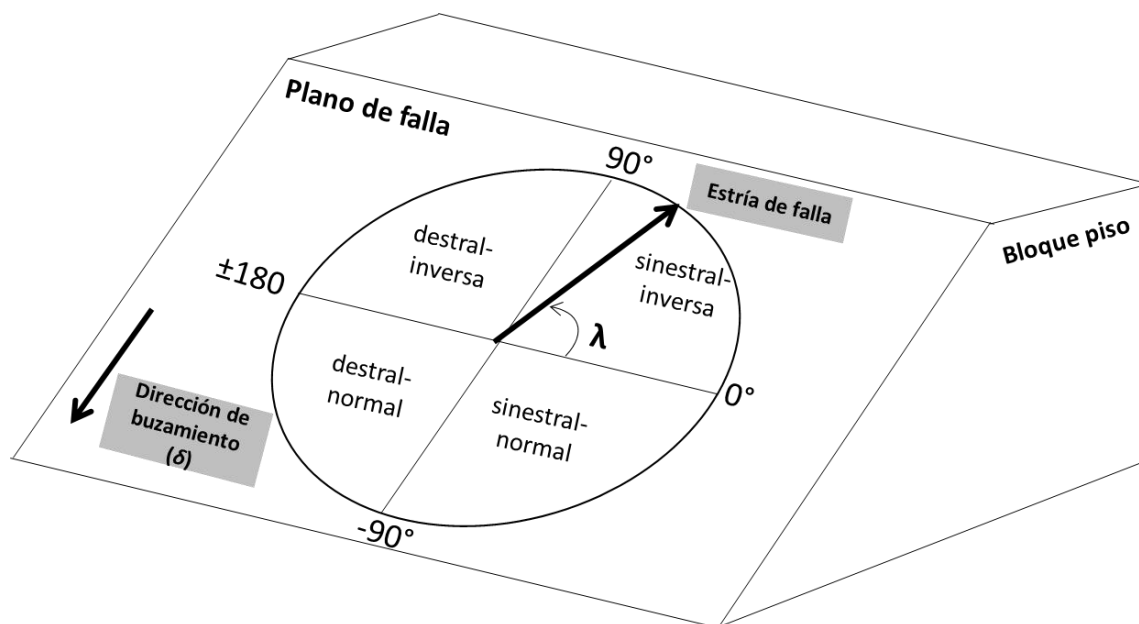


Figura 48. Convención del ángulo de cabeceo (λ) definida por Aki & Richards (1983). Modificado de Alberti (2005).

La diferencia promedio entre los valores de profundidad, obtenidos a través de HypoDD y a través de ISOLA, es de 4 km. La profundidad calculada a través de ISOLA se encuentra asociada al centroide mientras que la del hipocentro (obtenida de HypoDD), representa el punto donde inicia la ruptura (nucleación). Por otra parte, la ubicación del centroide representa el centro del deslizamiento entre los dos bloques de falla (dislocación) y se encuentra, típicamente, cerca del centro geométrico de la falla (Figura 49). El hipocentro y el centroide pueden diferir en varias decenas de km, y el tiempo del centroide puede estar varias decenas de segundos posteriores que el tiempo de inicio de la ruptura (tiempo origen) (Dahm & Krüger, 2014). Por lo tanto, al mostrar una variación promedio de menos de una decena de km entre ambas profundidades calculadas y, considerando, que el tiempo del centroide reportó un valor promedio de 0.6 s para los 4 sismos en análisis, los resultados se consideran coherentes con lo que se espera del proceso de ruptura provocado por un evento sísmico.

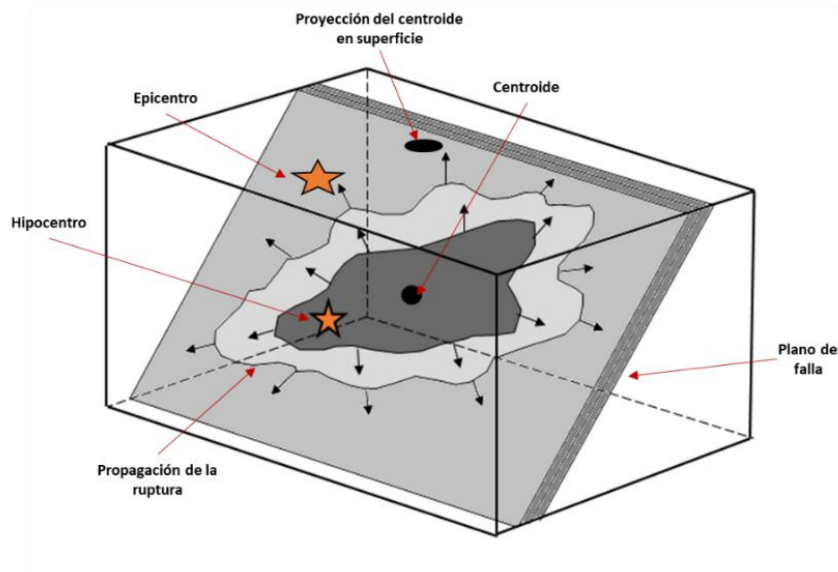


Figura 49. Representación gráfica del proceso de ruptura sísmico en donde se destaca la posición relativa entre el centroide y el hipocentro de un sismo.

En la Figura 50 se muestran, en color rojo, los eventos a los que se les calculó el tensor de momento sísmico (TMS) de la secuencia de Valle de la Trinidad, además de los mecanismos focales obtenidos para los 4 eventos a través de este proceso de inversión. En dicha figura se muestran todos los eventos de la secuencia para el período de tiempo estudiado después de la relocalización por doble-diferencia.

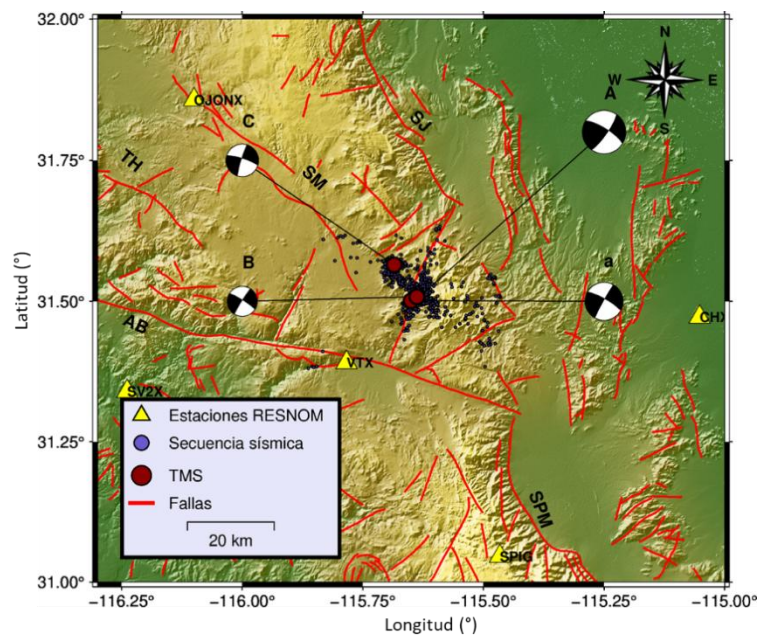


Figura 50. Mecanismos focales calculados a través de la inversión del tensor de momento (TMS) para los eventos a, A, B y C, representados en color rojo. Todos los epicentros mostrados en la figura fueron los obtenidos de la relocalización con HypoDD. ABF= Falla Agua Blanca; THF=Falla Tres Hermanos; SMVF=Sistema de fallas San Miguel-Vallecitos; SJF=Falla Sierra Juárez; SPMF=Falla Sierra San Pedro Mártir.

5.3.6 Integración de resultados: modelo de Brune (1970) versus inversión del tensor de momento.

En la Figura 51 se muestra el nuevo ajuste de la relación $\text{Log } M_o - M_L$ si tomáramos en cuenta los nuevos valores M_o calculados a través de la inversión del tensor de momento. Se observa que, añadiendo esta nueva tendencia, se hace ligeramente más evidente la no-linealidad de la relación $\text{Log } M_o - M_L$ planteada por Vidal & Munguía (1991). La bondad de este nuevo ajuste es de $R^2=0.98$.

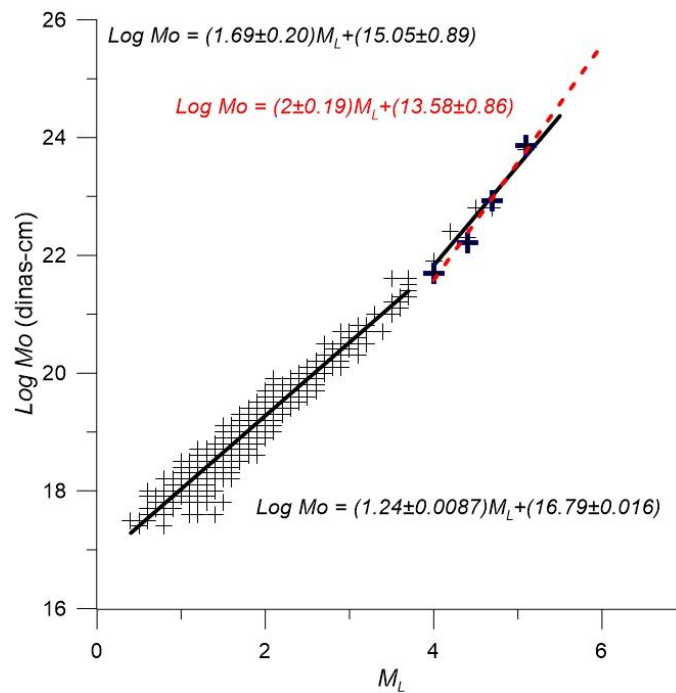


Figura 51. Relación $\text{Log } M_o - M_L$. Con una línea punteada roja se muestra la tendencia con los valores calculados para M_o (cruces azules) a través de la inversión del tensor de momento.

Con el objetivo de comparar las magnitudes M_W calculadas a través del modelo de Brune (1970) ($M_{W\text{BRUNE}}$) con las calculadas a través de la inversión del tensor de momento ($M_{W\text{TMS}}$), se muestra en la Figura 52 un gráfico con una línea trazada a 45° . Las magnitudes que reportaron mayores diferencias entre ellas fueron las correspondientes a los eventos a y A, siendo estos los de mayor magnitud de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. El cambio más significativo se observó para el evento principal reportando una diferencia entre ambas magnitudes de 0.11. Esto podría deberse a que el modelo de ruptura circular de Brune (1970) no representa al proceso de ruptura de forma completa o muy simplificada. Existe una mayor confianza en los resultados obtenidos a través de la inversión del tensor de momento debido a que, actualmente, es considerada la mejor forma de representar la fuente sísmica.

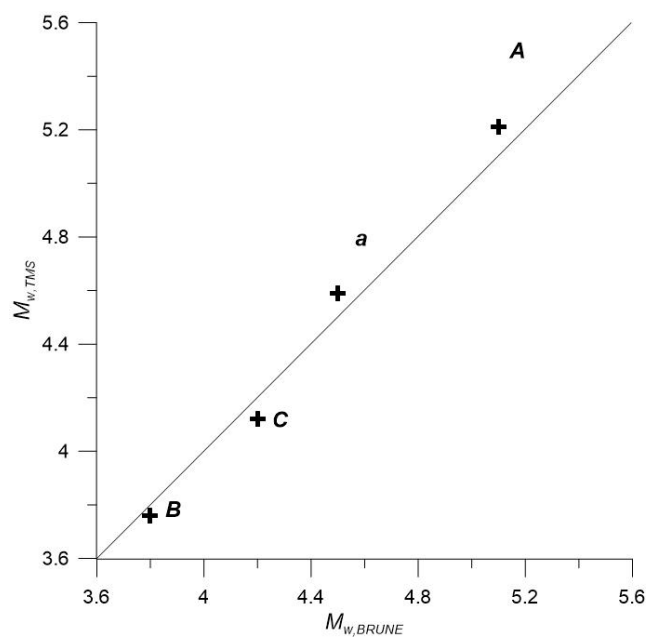


Figura 52. Relación $M_{w,TMS} - M_{w,BRUNE}$. Las letras a, A, B y C corresponden a los eventos a los que se les realizó la inversión del tensor de momento sísmico.

Capítulo 6. Discusión

6.1 Relocalización por método de doble – diferencia

6.1.1 Evaluación del método

Después de la relocalización por el método de doble – diferencia, se observa una clara alineación de sismos ortogonal al rumbo de las fallas principales de AB, SM y SJ. La alineación de estos epicentros es consistente con la traza de una estructura ortogonal, documentada por el INEGI (1982) y que parece conectar a estos tres sistemas de falla.

Visualmente, se perciben mayores cambios en la localización de los hipocentros en profundidad que en la vista en planta. Previo a la relocalización por doble – diferencia, se visualiza una discontinuidad en la distribución de los hipocentros a los 5 km de profundidad. Estas discontinuidades son comunes cuando se aplican métodos de localización individual de sismos y son atribuidas al modelo de velocidad 1D utilizado, principalmente a heterogeneidades en velocidad no modeladas. Después de aplicado el método de relocalización, se puede comprobar su eficiencia al observar una distribución en profundidad vertical y uniforme de los hipocentros de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. Esto ocurre debido a que el método de doble – diferencia minimiza los errores debidos a velocidades no modeladas sin necesidad de utilizar correcciones por estación. Es importante recordar que, si la separación hipocentral entre dos sismos es pequeña comparada con la distancia evento-estación y la escala de las heterogeneidades en velocidad, la trayectoria de los rayos entre la región fuente y una estación común será similar a lo largo de toda ella. En este caso, la diferencia en los tiempos de viaje para dos eventos observados en una estación puede ser atribuido a la distancia entre los eventos con alta precisión. Esto ocurre porque los errores absolutos son de origen común, excepto en esa pequeña región donde la trayectoria de los rayos difiere en la fuente (Waldhauser & Ellsworth, 2000). Por esto, las localizaciones finales están libres de errores sistemáticos asociados a velocidades no modeladas.

Respecto a la disminución de los errores de localización, en términos cuantitativos, se reporta una reducción hasta en un orden de magnitud, tal y como establecen Waldhauser & Ellsworth (2000). Como se mencionó anteriormente, el error disminuye de forma considerable en el eje de la profundidad (ez),

en relación con los valores de ex y ey , asociados a los errores promedio longitud y latitud para la secuencia, respectivamente (Tabla 4). La profundidad es el parámetro hipocentral más difícil de determinar con precisión, particularmente en el caso de eventos regionales, debido al hecho que la derivada del tiempo de viaje con respecto a la profundidad cambia muy lentamente en función a este parámetro, a menos que la estación de registro se encuentre lo suficientemente cercana al epicentro. En otras palabras, la profundidad puede moverse hacia arriba o hacia abajo sin cambiar significativamente el tiempo de viaje (Havskov & Ottemoller, 2010) y, por lo tanto, los residuales correspondientes.

6.1.2 Interpretación

En la Figura 53 se puede observar que la mayoría de los epicentros de la secuencia sísmica se distribuyen a lo largo de una línea con orientación NE – SO, de aproximadamente 10 km, ortogonal al rumbo de las fallas principales de la región, NO – SE. Los epicentros pueden ser claramente asociados a una estructura con la misma orientación noreste y que parece cortar los tres sistemas de falla principales de AB, SM y SJ. También, se observan eventos sísmicos alineados con la tendencia NO – SE posiblemente asociados a la falla SM, aunque son considerablemente más escasos. Este comportamiento podría estar indicando que el evento de M_L 5.1 activó, además de la falla SM, a esta estructura conjugada y ortogonal a ella. Es importante recordar que el epicentro del sismo principal de la secuencia coincide con el de M_W 6.3, perteneciente a una secuencia de 3 sismos con $M \geq 6$ registrada en el año 1956 y asociada a estructuras ortogonales a la falla SM (Doser, 1992).

Los mecanismos focales calculados, a través de la inversión del tensor de momento sísmico para los eventos a, A y B, muestran dos planos ortogonales entre sí en los que se pudo haber originado el sismo. Uno de estos planos es consistente con la orientación y cinemática de la falla SM (Figura 54a) y el otro con la de la estructura ortogonal con orientación NE – SO (Figura 54b) por lo que, solo con esta información, no se puede dar certeza de en cuál de estas fallas se originó el evento. Sin embargo, tomando en cuenta la distribución de epicentros y su consistencia con la traza de una estructura geológica cartografiada (Figura 53), el plano de falla preferencial asignado a los eventos a, A, B será el coincidente con dicha estructura con orientación noreste y ortogonal al rumbo de las principales fallas de la región (Tabla 6). Cabe mencionar que la M_W TMS obtenida para el evento principal es consistente con la reportada en el Catálogo Global de Tensor de Momento (Global CMT, por sus siglas en inglés) (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).

Por otra parte, al evento C, ubicado fuera de esta alineación preferencial noreste de sismos, se le asignará como plano preferencial el de rumbo NO – SE, tomando como base la distribución de epicentros y la posibilidad de que este evento M_L 5.1 pudo haber activado la sismicidad, no solo en esta estructura con tendencia noreste, sino también en el sistema SM.

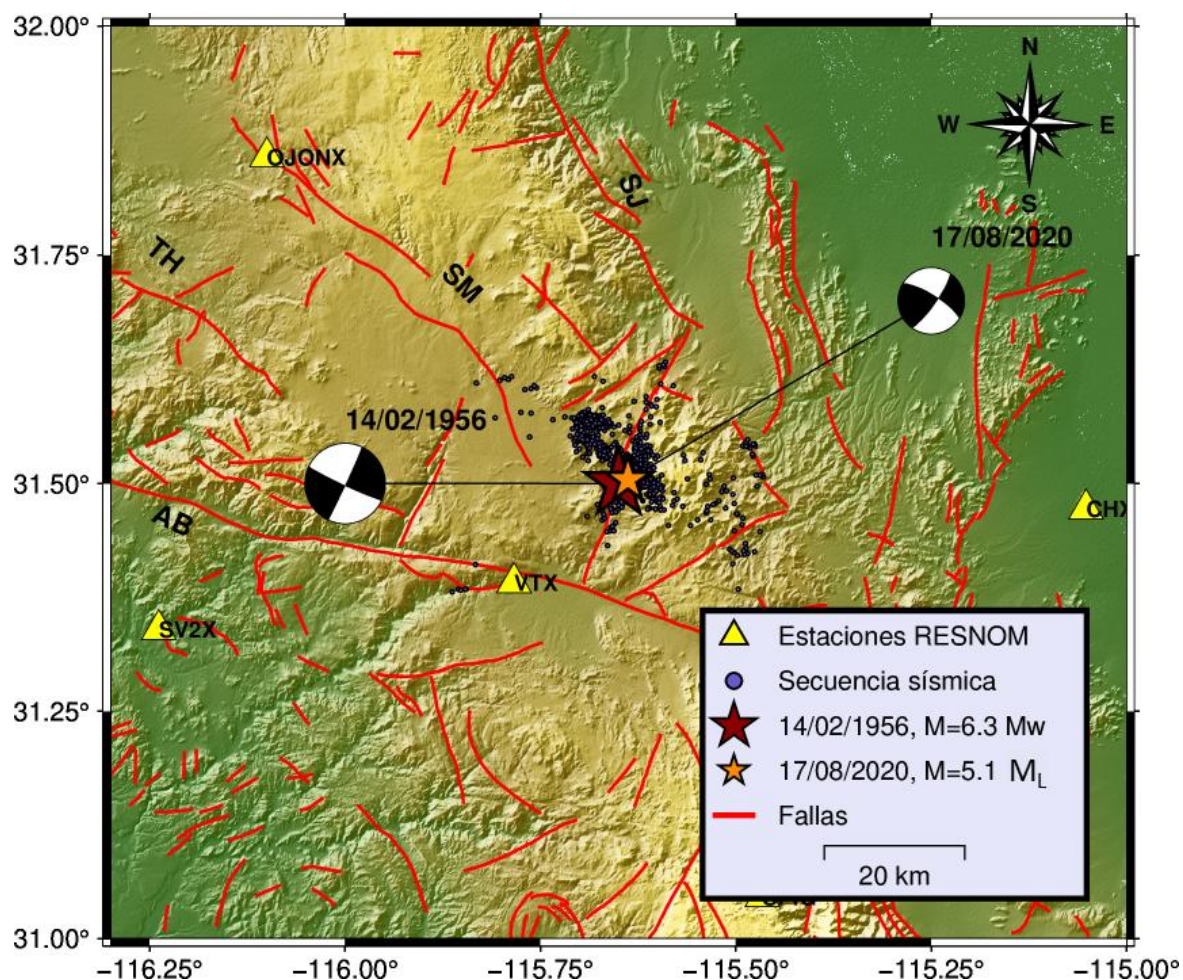


Figura 53. Secuencia sísmica de Valle de la Trinidad relocada a través del método de doble-diferencia y mecanismo focal del sismo principal (A) M_L 5.1 del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC. El mecanismo focal presentado es el obtenido a través de la inversión del tensor de momento sísmico.

Respecto a la cinemática de estos planos de falla, en la literatura, la falla SM está documentada como una falla de rumbo dextral (evento C), por lo que el plano conjugado correspondiente a la estructura ortogonal con orientación noreste tendría una cinemática sinistral (eventos a, A y B) (Figura 48).

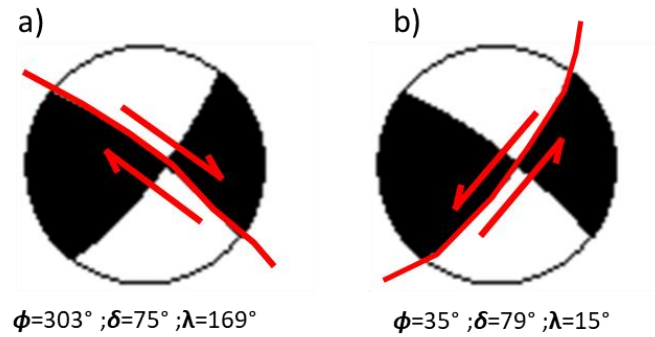


Figura 54. Mecanismo focal obtenido a través de la inversión del tensor de momento para el sismo principal (A) M_L 5.1 del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC. Se señalan el rojo las trazas de falla y cinemática, además de los parámetros de fallamiento (ϕ = rumbo; δ = buzamiento; λ =cabeceo) para cada caso: a) Falla San Miguel; b) Estructura ortogonal con orientación NE-SO.

Tabla 6. Parámetros de fallamiento, M_o y magnitudes para los eventos a, A, B y C ($M_L \geq 4$) de los que se obtuvo el mecanismo focal a través de la inversión del tensor de momento sísmico. M_o y M_W reportados corresponden a los obtenidos a través de la inversión del tensor de momento sísmico.

Evento	Fecha (dd/mm/aaaa)	Hora (UTC)	M_L	M_{WTMS}	M_{OTMS} (dinas – cm)	$\Phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$
a	17/8/2020	15:09:7.4	4.7	4.59	8.53×10^{22}	209	87	-11
A	17/8/2020	15:30:33.3	5.1	5.21	7.30×10^{23}	35	79	15
B	26/04/2021	05:12:5.9	4.0	3.76	4.90×10^{21}	212	87	-7
C	07/11/2022	04:59:3.0	4.4	4.12	1.70×10^{22}	286	80	-174

Tomando en cuenta los 4 eventos sísmicos a los que se le realizó la inversión del tensor de momento se reporta un %CLVD y %DC promedio de 20% y 80%, respectivamente. Esto indica que la componente de doble – par del tensor de momento sísmico desviatorio es dominante, lo que sugiere una fuente del tipo tectónico donde hay un desplazamiento relativo en dos direcciones opuestas a lo largo de una superficie de falla.

La información sobre esta estructura ortogonal en particular es escasa en la literatura, sin embargo, en la Figura 53 se observan otras fallas más pequeñas con la misma tendencia NE - SO. Doser (1992) ya había reportado procesos de ruptura controlados por fallamiento ortogonal para los eventos con $M \geq 6$ registrados en 1956 y asociados a la falla SM. Por su parte, Vidal et al. (2010), en un estudio más reciente de parámetros de fallamiento para sismos de magnitudes $4.1 \leq M_L \leq 5.3$ para la región de las SPBC, muestra un mecanismo focal con un plano de falla casi perpendicular a las fallas SM y SJ para el sismo del

3 de diciembre de 1991, M_L 5.3. (Temblor de Sierra Juárez, Rancho Viejo). Estos autores indican que no hay una traza de falla documentada a la que asociar este plano ortogonal y que, además, con un solo evento no es posible obtener conclusiones sólidas. Este evento se asocia a una serie de réplicas que parecieran tener orientación NE – SO entre las fallas SM y SJ, lo que sugiere una conexión entre ellas, como el caso de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. En este estudio de Vidal et al. (2010) deciden tomar como base la distribución de epicentros para asignar el plano de falla preferencial donde se originaron los sismos, el cual corresponde al plano con orientación NE-SO. Esto indica que esta ortogonalidad entre las fallas principales de las SPBC y otras fallas menores no es un fenómeno ajeno a la región del norte de Baja California.

Al sur de California (Estados Unidos), específicamente en la denominada Zona Sísmica de Brawley (BSZ), se registran secuencias sísmicas transitorias que se acomodan en forma de escalera con rumbo NE-SO y que son ortogonales al rumbo de las principales fallas de la región (Hauksson et al., 2022) . La BSZ conecta el extremo sur de la falla de San Andrés y la falla Imperial, ambas con rumbo NO – SE, tal como las mencionadas fallas de AB, SM y SJ de las SPBC. Hauksson et al. (2022) establece que, usualmente, el plano con tendencia noreste del mecanismo focal correspondiente al sismo de mayor magnitud de cada secuencia es consistente con una distribución lineal de réplicas, como es el caso del evento principal de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad (Figura 53 y 54). Esto refuerza el hecho de que este comportamiento parece ser típico de la tectónica del sur de California y norte de Baja California, descartando ser un fenómeno local sino de carácter regional.

Cuando ocurren este tipo de secuencias sísmicas, surge la pregunta sobre si pueden ser un disparador de un evento de gran magnitud. Esta preocupación está basada, en parte, en casos similares de fallamiento ortogonal y modelado de esfuerzos de Coulomb (Hauksson et al., 2022) . Ejemplo de esto es el sismo de 1987, magnitud M_W 6.2, de la falla con rumbo noreste Elmore Ranch que disparó, horas después, el sismo de magnitud M_W 6.6 de Superstition Hill, localizado en una falla ortogonal con rumbo sureste (Hudnut et al., 1989) . Otro caso similar, en donde un sismo de magnitud menor dispara otro de mayor magnitud en una falla ortogonal, es el observado en 2019 con el evento M_W 6.4 y el posterior M_W 7.2 correspondiente a la secuencia sísmica de Ridgecrest (Hauksson & Jones, 2020) . En el caso de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, por los momentos, no se cuenta con información que indique, de forma certera, si el evento de magnitud M_L 4.7 (evento a, ver Figura 50) fue un disparador del evento principal M_L 5.1 (evento A, ver Figura 50) en una falla ortogonal a la falla SM, por lo que se recomienda un posterior estudio de esfuerzos Coulomb en el área. Por otra parte, lo que sí está claro, es que estos

sismos activaron la falla San Miguel y esta estructura ortogonal a ella, tal y como se observa en la distribución de epicentros.

6.2 Relación Log Mo - M_L

La relación *Log Mo - M_L* presenta un comportamiento no-lineal para la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. Una relación lineal para todo el grupo de datos dejaría a los eventos de magnitudes moderadas a altas con una gran dispersión con respecto al modelo propuesto, por lo que se plantean dos relaciones *Log Mo - M_L* para dos rangos de magnitudes diferentes (Ecuaciones 24 y 25).

$$\text{Log } Mo = (1.24 \pm 0.0087)M_L + (16.79 \pm 0.016) \quad 0.4 \leq M_L < 4.0 \quad (24)$$

$$\text{Log } Mo = (1.69 \pm 0.20)M_L + (15.05 \pm 0.89) \quad 4.0 \leq M_L \leq 5.1 \quad (25)$$

Esto es coincidente con lo observado por Vidal & Munguía (1991) (Ecuación 26 y 27) para un grupo de sismos registrados en la región de las SPBC y que incluye la zona del presente estudio.

$$\text{Log } Mo = (1.11 \pm 0.002)M_L + (17.32 \pm 0.05) \quad 2.0 \leq M_L < 4.0 \quad (26)$$

$$\text{Log } Mo = 1.63M_L + 14.87 \quad 4.0 \leq M_L \leq 6.8 \quad (27)$$

Estos cambios de pendiente en la relación *Log Mo - M_L* han sido reportados, de igual forma, por Bakun (1984) para el centro de California y para rangos de magnitudes similares a los presentados en este estudio. Es importante mencionar que en la literatura existen reportes de esta relación que no muestran este quiebre de pendiente (Archuleta et al., 1982; Johnson & Mcevilly, 1974; Thatcher & Hanks, 1973; entre otros) . Sin embargo, estas relaciones fueron obtenidas de catálogos en donde predominan magnitudes altas o bajas, y no un rango de magnitudes amplio, que permita una mejor caracterización del comportamiento de la sismicidad en el área de estudio correspondiente.

Los sismogramas utilizados en este estudio fueron registrados por sismómetros banda – ancha, capaces de registrar un mayor rango de frecuencias (0.01 a 100 Hz), lo que elimina la limitante instrumental

mencionada por Hanks & Boore (1984) como un posible motivo de la no-linealidad de la relación $M_o - M_L$. Gracias a la disponibilidad de este tipo de sensores, fue posible disponer de un catálogo único, con un rango de magnitudes más amplio ($0.4 \leq M_L \leq 5.1$) y, por lo tanto, de una mayor cantidad de eventos. Por esto, la no-linealidad de la relación $\text{Log } M_o - M_L$ no debe ser considerada como aparente. Por otra parte, Hanks & Boore (1984) ,haciendo una evaluación de las relaciones empíricas $\text{Log } M_o - M_L$ propuestas para el centro de California, plantean que esta no-linealidad puede deberse a las diferencias en el contenido de frecuencias radiado desde la fuente para sismos de magnitudes bajas y de moderadas a altas.

A pesar de que la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad es un fenómeno sísmico localizado en un área de estudio reducida y específica, las relaciones $\text{Log } M_o - M_L$ obtenidas en el presente estudio se consideran aplicables para toda la región de las SPBC. Utilizando M_L de un catálogo de RESNOM (CICESE, 2020) con mayor cobertura de la región de las SPBC, la diferencia entre M_L y M_W se reduce un 45% (de 0.2 a 0.09) para las expresiones $\text{Log } M_o - M_L$ calculadas en este estudio, en relación con las diferencias reportadas para la M_W obtenida con las relaciones de Vidal y Munguía (1991). Cabe recordar que las relaciones $\text{Log } M_o - M_L$ reportadas por estos autores se consideran aplicables a las SPBC y, al observar esta disminución en las diferencias entre ambas escalas de magnitud para este estudio, se concluye que la expresión obtenida es, de igual forma, aplicable a toda la región.

La diferencia promedio entre las M_W calculadas con las relaciones $\text{Log } M_o - M_L$ de Vidal & Munguía (1991) y las obtenidas con las relaciones calculadas para este estudio es de 0.14. Esta diferencia no es considerable y podría ser atribuida a la instrumentación y al rango de magnitudes utilizado para cada estudio. Es importante recordar que las expresiones calculadas para el presente estudio cubren un rango de magnitudes mayor. Además, estas magnitudes han sido calculadas de registros banda – ancha, a diferencia de los registros provenientes de sensores periodo corto utilizados por Vidal & Munguía (1991).

Los resultados discutidos en esta parte corresponden a los valores de M_o y parámetros de fuente obtenidos a través del modelo de Brune (1970), sin embargo, en la Figura 51 se observa como la no-linealidad de la relación $\text{Log } M_o - M_L$ se hace ligeramente más evidente al incluir los valores de M_o calculados a través de la inversión del tensor de momento sísmico. Es importante recordar que el tensor de momento sísmico es una descripción matemática de las fuerzas que llevan a la ruptura, por lo que es considerada la mejor forma de describir la fuente sísmica.

La media de M_W , calculada a través del modelo de Brune (1970), es 0.2 unidades mayor que la media de M_L , y 0.3 unidades mayor que la media de M_C . Por otra parte, la diferencia entre la media de M_W calculada a través del modelo de Brune (1970) y la calculada a través de la inversión del tensor de momento es de 0.08 unidades, reportando valores ligeramente mayores para las magnitudes calculadas a través de la inversión del tensor de momento (Figura 52). Por otra parte, la relación $M_L - M_C$ muestra una dispersión considerable para algunos datos de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. Esta relación utilizada en RESNOM corresponde a la de la Ecuación 6, desarrollada por González-García & García (1986). Sin embargo, existe una escala más reciente propuesta por Vidal & Munguía (2005) que considera las variaciones en la geología local de las diferentes regiones del norte de Baja California, como lo son el Valle de Mexicali (VM) y las SPBC. Estos autores se basan en el principio de que la geología local del sitio de registro y la distancia fuente-receptor afectan directamente la duración de la coda. Se recomienda hacer una revisión de la escala de M_C actualmente utilizada en RESNOM y evaluar si es conveniente hacer las modificaciones respectivas en un futuro próximo.

Obtenida esta relación $\log Mo - M_L$ será posible homogeneizar el catálogo sísmico de la zona de estudio en términos de M_W . Esto es de gran utilidad para los cálculos de peligro sísmico de una región, ya que esta escala está basada en el concepto de Mo , que representa una medida directa de las propiedades físicas reales del terremoto, como la longitud de desplazamiento y el área de la falla que se deslizó. De esta forma, la escala M_W se correlaciona mejor con el daño ocasionado por un terremoto ya que representa una medida directa del tamaño de ruptura, eliminando el fenómeno de saturación y siendo la mejor opción para medir la energía liberada por sismos de gran magnitud (Havskov & Ottemoller, 2010).

6.2.1 Aplicación: discriminante entre eventos sísmicos tectónicos y artificiales

En esta era en donde crece la preocupación respecto a la proliferación y uso de armas nucleares, la necesidad de técnicas sísmicas discriminantes está más presente que nunca. Woods et al. (1993) plantea la relación $\log Mo - M_L$ como un discriminante entre eventos sísmicos de origen tectónico y origen artificial, como es el caso de los ensayos nucleares. En un estudio que incluye sismos registrados a lo largo del occidente de Estados Unidos y norte de Baja California, y ensayos nucleares llevados a cabo en el Nevada Test Site (NTS, por sus siglas en inglés), actualmente el Nevada National Security Site (NNSS, por sus siglas en inglés), este autor establece que esta relación es un discriminante eficiente a distancias regionales

En la Figura 30 se observa como los eventos de origen tectónico, registrados en la región de las SPBC, se diferencian claramente de los eventos de origen artificial, lo que confirma que la relación $\text{Log } M_o - M_L$ funciona como un discriminante eficiente entre estos dos tipos de fuente sísmica. Esta separación, con respecto al tipo de fuente, puede ser atribuida al hecho de que M_L es una medición de energía de corto período (1 Hz), mientras que M_o es determinado de fases de ondas de cuerpo de largo periodo y ondas superficiales. La explicación de este fenómeno se basa en que las fuentes explosivas, en general, son más ricas en energía de alta frecuencia que las fuentes de origen tectónico. Esto es debido, en parte, a diferencias en las características temporales y las dimensiones espaciales entre los dos tipos de fuente (Woods et al., 1993).

En la Tabla 7 se presentan las equivalencias entre magnitud de un sismo, energía liberada y energía expresada en toneladas de TNT (explosivo). También se muestra la equivalencia en número de bombas de Hiroshima, siendo este un suceso histórico catastrófico que da una idea gráfica al lector de los efectos y consecuencias que este tipo de pruebas podrían tener en el ecosistema y, en general, en la humanidad.

Tabla 6. Comparación entre energía sísmica liberada durante terremotos con toneladas de TNT y su equivalente en número de bombas de Hiroshima. Tomado de (Freund, 2003).

Magnitud	Energía (erg)	Energía (t deTNT)	No. de bombas de Hiroshima
4	6.3×10^{17}	15	0.001
4.5	3.6×10^{18}	85	0.006
5	2×10^{19}	480	0.03
5.5	1.1×10^{20}	2,630	0.2
6	6.3×10^{20}	15,000	1
6.5	3.6×10^{21}	86,000	6
7	2.0×10^{22}	478,000	30
7.5	1.1×10^{23}	2,640,000	200
8	6.3×10^{23}	15,000,000	1,000
8.5	3.6×10^{24}	86,000,000	6,000
9	2×10^{25}	480,000,000	30,000

Capítulo 7. Conclusiones y recomendaciones

Aplicado el método de relocalización por doble-diferencia a la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, se puede observar una disminución de las incertidumbres en localización hasta de un orden de magnitud, siendo más notoria la reducción del error en el eje de profundidad. Posterior a la aplicación de este método, se observa una clara alineación de epicentros de orientación NE-SO, de aproximadamente 10 km de longitud, ortogonal al rumbo de las fallas principales de la región (NO -SE) AB, SM y SJ, además de una distribución en profundidad uniforme y alineada verticalmente. Esta distribución de sismos con rumbo NE – SO corresponde a las réplicas del evento principal de la secuencia M_L 5.1, y se pueden asociar fácilmente a una estructura con el mismo rumbo y que parece conectar las tres fallas mencionadas (AB, SM, SJ). Los mecanismos focales obtenidos, a través de la inversión del tensor de momento, para tres sismos con magnitudes $M_L \geq 4$ localizados sobre esta distribución lineal de sismos reportan fallamiento de rumbo, lo que es consistente con lo reportado en la literatura para la región de las SPBC. Resaltando los resultados obtenidos para el evento principal M_L 5.1, el plano de falla preferencial asignado será el consistente con la distribución de epicentros con orientación NE – SO, con una cinemática sinistral.

Este fenómeno de fallamiento ortogonal es de carácter regional. Autores como Doser (1992), Vidal et al. (2010) y Hauksson et al. (2022) han reportado comportamientos similares en la región del norte de Baja California y sur de California. Se han observado casos en donde un sismo de magnitud menor dispara otro de magnitud considerablemente mayor, y con potencial destructivo, en fallamiento ortogonal, como fue reportado para la secuencia sísmica de Ridgecrest de julio de 2019 (Hauksson & Jones, 2020). En el caso de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad, se necesita de más información para dar certeza de si el evento previo de magnitud M_L 4.7 fue un disparador del evento principal M_L 5.1 en una falla ortogonal a la falla SM, por lo que se recomienda un estudio considerando esfuerzos de Coulomb.

Doser (1992) reporta que la ocurrencia de los tres sismos con $M \geq 6$ registrados en 1956 asociados, inicialmente, a la falla San Miguel, fue controlada por fallamiento ortogonal, por lo que el estudio y entendimiento de los mecanismos de ruptura y fuente de este tipo de secuencias es fundamental. Está claro que esta estructura, en principio ortogonal al rumbo de la falla SM, y, por consiguiente, al resto de fallas principales de la región (AB y SJ), tiene un potencial sismogénico importante y debe ser tomada en cuenta en una eventual actualización del catálogo de fallas de la región y, por lo tanto, para futuros estudios de asignación del peligro sísmico de las SPBC.

La relación $\text{Log } M_o - M_L$ es no-lineal, en el rango de magnitudes de $0.4 \leq M_L \leq 5.1$, para los datos de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. Esto es consistente con lo reportado por Vidal & Munguía (1991) en un estudio para la región de las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC). El cambio de pendiente de esta relación se hace más evidente al incluir los valores de M_o calculados a través de ISOLA, siendo el tensor de momento sísmico la mejor forma de representar la fuente sísmica. Por todo lo anterior, y considerando el uso de un catálogo con rango de magnitudes más amplio y registros de sensores banda-ancha, la no-linealidad de la relación $\text{Log } M_o - M_L$ no debe ser considerada como aparente. Además, la relación $\text{Log } M_o - M_L$ obtenida en el presente estudio es considerada aplicable al resto de la región de las SPBC, lo que permitirá homogeneizar el catálogo de la zona de estudio en términos de M_w . Una eventual actualización sería de utilidad para los cálculos de peligro sísmico, puesto que el M_o , y por lo tanto M_w , representan una medida más objetiva del tamaño de ruptura y energía liberada durante el sismo.

Se comprobó que la relación $\text{Log } M_o - M_L$ es un discriminante eficiente de carácter regional entre eventos de origen tectónico y origen artificial. En esta era de tensiones diplomáticas y preocupación respecto a la proliferación y uso de armas nucleares, instituciones adscritas a las Naciones Unidas (ONU) como la Organización del Tratado para la Prohibición Completa de los Ensayos Nucleares (OTPC) hacen uso de estos métodos discriminantes como parte de su régimen de verificación. Es importante que las instituciones y servicios sismológicos alrededor del mundo conozcan y manejen estas herramientas, no solo en el ámbito de un posible evento que ponga en riesgo la seguridad nacional, sino para su uso en el ámbito de voladuras de índole minera u otro tipo de eventos sísmicos artificiales.

Finalmente, se recomienda como trabajo futuro la instalación de estaciones portátiles en la zona de estudio de la secuencia sísmica de Valle de la Trinidad. Dicha secuencia continua activa en el presente (agosto de 2023) e instalando un mayor número de instrumentos de registro cerca de la zona epicentral aumentaría la capacidad de detección y reduciría, aún más, las incertidumbres en los parámetros hipocentrales. De igual forma, se recomienda el uso de algoritmos de Inteligencia Artificial (IA) aplicados a la detección de sismos. Actualmente, en el ámbito de la sismología, el uso de técnicas de aprendizaje profundo comprende el entrenamiento de redes neuronales artificiales para la identificación de patrones en la ocurrencia de eventos sísmicos, contribuyendo de forma significativa en los estudios de evaluación de peligro sísmico de la región en estudio.

Literatura citada

- Aki, K. (1966). Generation and Propagation of G-Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of Earthquake Moment, Released Energy, and Stress-Strain Drop from the G-Wave Spectrum. *Bulletin of earthquake Research Institute*, 44, 73–88. <https://ds.iris.edu/seismo-archives/quakes/1964niigata/Aki1966b.pdf>
- Aki, K., & Richards, P. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods: Vols. I and II*. W.H. Freeman. https://www.ideo.columbia.edu/~richards/Aki_Richards.html
- Alberti, M. (2005). Application of GIS to spatial analysis of mesofault populations. *Computers & Geosciences*, 31(10), 1249–1259. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.03.013>
- Allen, C., Silver, L., & Stehli, F. (1960). Agua Blanca fault - A major transverse structure of northern Baja California, Mexico. *GSA Bulletin*, 71(4), 467–482. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1960\)71\[467:ABFMTS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1960)71[467:ABFMTS]2.0.CO;2)
- Archuleta, R. J., Cranswick, E., Mueller, C., & Spudich, P. (1982). Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B6), 4595–4607. <https://doi.org/10.1029/JB087iB06p04595>
- Armijo, R., & Suárez, F. (1981). Neotectonics of northern Baja California. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 13(2), 42.
- Bakun, W. H. (1984). Seismic moments, local magnitudes, and coda-duration magnitudes for earthquakes in central California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(2), 439–458. <https://doi.org/10.1785/BSSA0740020439>
- Bennett, R. A., Rodi, W., & Reilinger, R. E. (1996). Global Positioning System constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B10), 21943–21960. <https://doi.org/10.1029/96JB02488>
- Beroza, G. C. (1995). Seismic source modeling. *Reviews of Geophysics*, 33, 299. <https://doi.org/10.1029/95RG00736>
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 959–971. <https://doi.org/10.1785/BSSA0710040959>
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75(26), 4997–5009. <https://doi.org/10.1029/JB075i026p04997>
- Castro, R. (1983). *Source parameters and propagation path effects for earthquakes in the Baja California Norte and Imperial Valley regions* [Tesis de Maestría, Universidad de California San Diego]. https://search-library.ucsd.edu/permalink/01UCS_SD/Id412s/alma991014996509706535
- CICESE. (2020). *Red Sísmica del Noroeste de México*. <https://doi.org/10.7914/SN/BC>
- Cruz-Castillo, M. (2002). Catálogo de fallas regionales activas en el norte de Baja California, México. *GEOS*, 22(1), 37–42. <https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos02-1/Cruz-Castillo02-1.pdf>

- Dahm, T., & Krüger, F. (2014). Moment tensor inversion and moment tensor interpretation. En P. Bormann (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)* (pp. 1–37). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ. https://gfzpublic.gfz-potsdam.de/rest/items/item_272892_5/component/file_541895/content
- Díaz-Torres, J. D. J., Fletcher, J. M., Spelz-Madero, R., Martín-Barajas, A., & Suárez-Vidal, F. (2012). Geomorfometría del Escarpe Principal del Golfo de California. Análisis comparativo entre dos segmentos del rift: Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez, Baja California, México. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, 29, 590–610. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S1026-87742012000300006&script=sci_abstract
- Dixon, T. H., Miller, M., Farina, F., Wang, H., & Johnson, D. (2000). Present-day motion of the Sierra Nevada block and some tectonic implications for the Basin and Range province, North American Cordillera. *Tectonics*, 19(1), 1–24. <https://doi.org/10.1029/1998TC001088>
- Doser, D. I. (1992). Faulting processes of the 1956 San Miguel, Baja California, earthquake sequence. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 139(1), 3–16. <https://doi.org/10.1007/BF00876824>
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), 2825–2852. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>
- Ekström, G., Nettles, M., & Dziewoński, A. M. (2012). The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200–201, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- Fletcher, J. M., & Munguía, L. (2000). Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, 19(6), 1107–1123. <https://doi.org/10.1029/1999TC001131>
- Freund, F. (2003). Rocks that crackle and sparkle and glow: Strange pre-earthquake phenomena. *Journal of Scientific Exploration*, 17. https://www.researchgate.net/publication/228778783_Rocks_that_crackle_and_sparkle_and_glow_Strange_pre-earthquake_phenomena
- Frez, J., & Frías, V. M. (1998). Mapas anuales de sismicidad para la región fronteriza de ambas californias. *GEOS*, 18(2), 112–130. <https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/geos-resumen.html#resumen1998-2-2>
- Frez, J., & González - García, J. J. (1991). Crustal Structure and Seismotectonics of Northern Baja California. *The Gulf and Peninsular Province of the Californias, Memoir 47*, 261–283. <https://doi.org/10.1306/M47542C15>
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., & Allison, E. C. (1975). *Reconnaissance Geology of the State of Baja California* (pp. 1–201). <https://doi.org/10.1130/MEM140-p1>
- Geiger, L. (1910). Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, 1910, 331–349. <http://eudml.org/doc/58769>

- González-García, J. J., & García, A. R. (1986). Escala de magnitud-coda para Estaciones sismográficas en el Norte de Baja California. Resumen extenso en Memorias de la Reunión 1986 de la Unión Geofísica Mexicana, 399–406.
- Gonzalez-Garcia, J. J., Prawirodirdjo, L., Bock, Y., & Agnew, D. (2003). Guadalupe Island, Mexico as a new constraint for Pacific plate motion. *Geophysical Research Letters*, 30(16). <https://doi.org/10.1029/2003GL017732>
- Hanks, T. C., & Boore, D. M. (1984). Moment-magnitude relations in theory and practice. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 6229–6235. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p06229>
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 84(B5), 2348–2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>
- Hauksson, E., & Jones, L. M. (2020). Seismicity, Stress State, and Style of Faulting of the Ridgecrest-Coso Region from the 1930s to 2019: Seismotectonics of an Evolving Plate Boundary Segment. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/0120200051>
- Hauksson, E., Stock, J. M., & Husker, A. L. (2022). Seismicity in a weak crust: the transtensional tectonics of the Brawley Seismic Zone section of the Pacific–North America Plate Boundary in Southern California, USA. *Geophysical Journal International*, 231(1), 717–735. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac205>
- Havskov, J., & Ottemoller, L. (1999). SeisAn Earthquake Analysis Software. *Seismological Research Letters*, 70(5), 532–534. <https://doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532>
- Havskov, J., & Ottemoller, L. (2010). Routine data processing in earthquake seismology: With sample data, exercises and software. En *Routine Data Processing in Earthquake Seismology: With Sample Data, Exercises and Software*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6>
- Hirabayashi, C., Rockwell, T., Wesnousky, S., Stirling, M., & Suarez-Vidal, F. (1996). A neotectonic study of the San Miguel-Vallecitos fault, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 1770–1783. <https://doi.org/10.1785/BSSA0860061770>
- Hudnut, K. W., Seeber, L., & Pacheco, J. (1989). Cross-fault triggering in the November 1987 Superstition Hills Earthquake Sequence, southern California. *Geophysical Research Letters*, 16(2), 199–202. <https://doi.org/10.1029/GL016i002p00199>
- INEGI. (1982a). Conjunto de datos vectoriales Geológicos, Ensenada, H11-2, escala 1:250,000, serie I. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/tematicas/Geologia_hist/1_250_000/702825675387.pdf
- INEGI. (1982b). Conjunto de datos vectoriales Geológicos, San Felipe, H11-3, escala 1:250,000, serie I. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/tematicas/Geologia_hist/1_250_000/702825675394.pdf
- Johnson, L. R., & Mcevilly, T. V. (1974). Near-field observations and source parameters of central California earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/BSSA0640061855>

- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(20), 2981–2987. <https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981>
- Kanamori, H., & Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5), 1073–1095. <https://doi.org/10.1785/BSSA0650051073>
- Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1982). Inversion of complex body waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(2), 491–506. <https://doi.org/10.1785/BSSA0720020491>
- Legg, M. R., Wong, O. V., & Suarez, V. F. (1991). *Geologic Structure and Tectonics of the Inner Continental Borderland of Northern Baja California: Chapter 9: Part III. Regional Geophysics and Geology*. <https://archives.datapages.com/data/specpubs/history1/data/a114/a114/0001/0100/0145.htm>
- Michaud, F. (2004). Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: The Tosco-Abreojos fault revisited. *Geophysical Research Letters*, 31(8), L08604. <https://doi.org/10.1029/2004GL019665>
- Mogi, K. (1963). Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms — the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena, 3. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 41, 615–658. <https://core.ac.uk/works/6565613>
- Nava, A., & Brune, J. (1982). An earthquake-explosion reversed refraction line in the Peninsular Ranges of southern California and Baja California Norte. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(4), 1195–1206. <https://doi.org/10.1785/BSSA0720041195>
- Nava, A., & Brune, J. (1983). Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in northern Baja California, Mexico. *Geophysical Journal International*, 73(3), 739–763. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1983.tb03343.x>
- Ortega, A. (1988). Neotectónica de un sector de la falla de Agua Blanca, Valle de Agua Blanca (Rancho La Cocina-Rancho Agua Blanca) Baja California, México [Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE)]. En Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE. <https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/3182>
- Paige, C. C., & Saunders, M. A. (1982). LSQR: Sparse Linear Equations and Least Squares Problems. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8(2), 195–209. <https://doi.org/10.1145/355993.356000>
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T. H., LaFemina, P., Sella, G. F., Fletcher, J., & Suarez-Vidal, F. (2007). New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 170(3), 1373–1380. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03494.x>
- Ramírez Ramos, E. E., Vidal-Villegas, J. A., Ramírez-Hernández, J., González-Fernández, A., & Stock, J. M. (2019). A Crustal Velocity Model for the Peninsular Ranges of Baja California and Southwestern Laguna Salada, Mexico. *Seismological Research Letters*, 90(3), 1219–1229. <https://doi.org/10.1785/0220180248>

- Rebollar, C. J. (1984). Calculation of $Q\beta$ using the spectral ratio method in Northern Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(1), 91–96. <https://doi.org/10.1785/BSSA0740010091>
- Richter, C. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25(1), 1–32. <https://doi.org/10.1785/BSSA0250010001>
- Richter, C. (1958). *Elementary Seismology*. W. H. Freeman. <https://books.google.com.mx/books?id=rtYSAQAIAAJ>
- Rockwell, K. T., Hatch, E. M., & Shug, L. D. (1987). Late Quaternary rates Agua Blanca and borderland faults: Final Technical Report USGS, contract No. 14-08-0001-22012. 122. <https://pubs.er.usgs.gov/browse/Report/Other%20Government%20Series/Technical%20Report/>
- Rockwell, K. T., Muhs, D., Kennedy, G., Hatch, M., Wilson, S., & Klinger, R. (1989). Uranium-series ages, faunal correlations and tectonic deformation of marine terraces within the Agua Blanca fault zone at Punta Banda, northern Baja California, México. in: Patrick Abbott, editor, *Geologic Studies in Baja California*. En Patrick Abbott (Ed.), *The Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Los Angeles, California (pp. 1–16). USGS Publication Warehouse. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/70038760>
- Shor, G. G., & Roberts, E. (1958). San Miguel, Baja California Norte, earthquakes of February, 1956: A field report. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 48(2), 101–116. <https://doi.org/10.1785/BSSA0480020101>
- Sokos, E. N., & Zahradnik, J. (2008). ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers & Geosciences*, 34(8), 967–977. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.005>
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell. <https://www.wiley.com/en-us/An+Introduction+to+Seismology,+Earthquakes,+and+Earth+Structure-p-9780865420786>
- Suárez, F. (1993). Marco estructural de la Falla Agua Blanca, Baja California, México. En L. A. Delgado-Argote & A. Martín-Barajas (Eds.), *Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México* (Vol. 1, pp. 24–39). Unión Geofísica Mexicana. https://books.google.com.mx/books/about/Contribuciones_a_la_tect%C3%B3nica_del_occident.html?id=t2cSAQAIAAJ&redir_esc=y
- Suárez, F., Armijo, R., Morgan, G., Bodin, P., & Gastil, G. (1991). Framework of recent and active faulting in northern Baja California. En J. P. Dauphin & B. R. T. Simoneit (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias* (Vol. 47, pp. 285–300). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M47542C16>
- Thatcher, W. (1972a). Regional variations of seismic source parameters in the northern Baja California area. *Journal of Geophysical Research*, 77(8), 1549–1565. <https://doi.org/10.1029/JB077i008p01549>
- Thatcher, W. (1972b). Regional variations of seismic source parameters in the northern Baja California area. *Journal of Geophysical Research*, 77(8), 1549–1565. <https://doi.org/10.1029/JB077i008p01549>

- Thatcher, W., & Hanks, T. C. (1973). Source parameters of southern California earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 78(35), 8547–8576. <https://doi.org/10.1029/jb078i035p08547>
- University of California Berkeley. (s/f). Berkeley Moment Tensor Project. Berkeley Seismology Lab. Recuperado el 27 de junio de 2023, de <https://seismo.berkeley.edu/mt/>
- USGS. (s/f-a). Focal Mechanisms... or "Beachballs. Earthquake Hazards Program. Recuperado el 11 de agosto de 2023, de <https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/focal-mechanisms-or-beachballs>
- USGS. (s/f-b). Schematic diagram of a focal mechanism. Earthquake Hazards Program. Recuperado el 28 de julio de 2023, de <https://www.usgs.gov/media/images/schematic-diagram-focal-mechanism>
- Vavryčuk, V. (2015). Moment tensor decompositions revisited. *Journal of Seismology*, 19(1), 231–252. <https://doi.org/10.1007/s10950-014-9463-y>
- Vidal, A., & Munguía, L. (1991). Local magnitude and source parameters for earthquakes in the Peninsular Ranges of Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6), 2254–2267. <https://doi.org/10.1785/BSSA0810062254>
- Vidal, A., & Munguía, L. (1999). The ML scale in northern Baja California, México. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 750–763. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890030750>
- Vidal, A., & Munguía, L. (2005). A new coda-duration magnitude scale for northern Baja California, Mexico. *Geofísica Internacional*, 44(1), 11–22. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0016-71692005000100011
- Vidal, A., Munguía, L., & Gonzalez-Garcia, J. J. (2010). Faulting Parameters of Earthquakes ($4.1 \leq ML \leq 5.3$) in the Peninsular Ranges of Baja California, Mexico. *Seismological Research Letters*, 81(1), 44–52. <https://doi.org/10.1785/gssrl.81.1.44>
- Waldhauser, F. (2001). hypoDD-A Program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations. <https://doi.org/10.3133/ofr01113>
- Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353–1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>
- Woods, B. B., Kedar, S., & Helmberger, D. V. (1993). ML-Mo as a regional seismic discriminant. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(4), 1167–1183. <https://doi.org/10.1785/BSSA0830041167>
- Zahradník, J., & Sokos, E. (2018). ISOLA code for multiple-point source modeling – review. En S. D'Amico (Ed.), *Moment Tensor Solutions - A Useful Tool for Seismotectonics* (pp. 1–28). Springer. https://geo.mff.cuni.cz/~jz/for_Brasilia2020/ISOLA_bookchapter_English.pdf

Anexos

Anexo A. Parámetros de configuración HypoDD

Tabla 7. Criterio y parámetros para la formación de clústeres para la relocalización a través de HypoDD

MINWGHT: Ponderación mínima para una fase P y/o S	0
MAXDIST: Distancia máxima evento – estación (km)	200
MAXSEP: Distancia máxima entre pares de eventos (km)	10
MAXNGH: Máximo número de pares de eventos vecinos	8
MINLNK: Mínimo número de pares de fases en una estación común para un par de eventos.	8
MINOBS: Mínimo número de observaciones para cada par de eventos	8
MAXOBS: Máximo número de observaciones para cada par de eventos	50

Tabla 8. Criterio para la correlación cruzada de formas de onda y formación de este grupo de datos para la relocalización con HypoDD.

%Correlación mínima	Mínimo de canales a correlacionar	Máxima distancia entre eventos (km)	Máxima distancia evento-estación (km)
70	5	10	100

Anexo B. Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM)

La Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) posee un total de 28 estaciones de registro banda ancha. Cada estación está conformada, de forma general, por: un sensor de velocidad triaxial, un sensor de aceleración triaxial, un digitalizador (Figura 56a) y un GPS para la ubicación geográfica y en tiempo (UTC) del dato sísmico. Los sensores y el digitalizador se ubican dentro de una caseta construida para el aislamiento y protección de los estos equipos (Figura 56b).

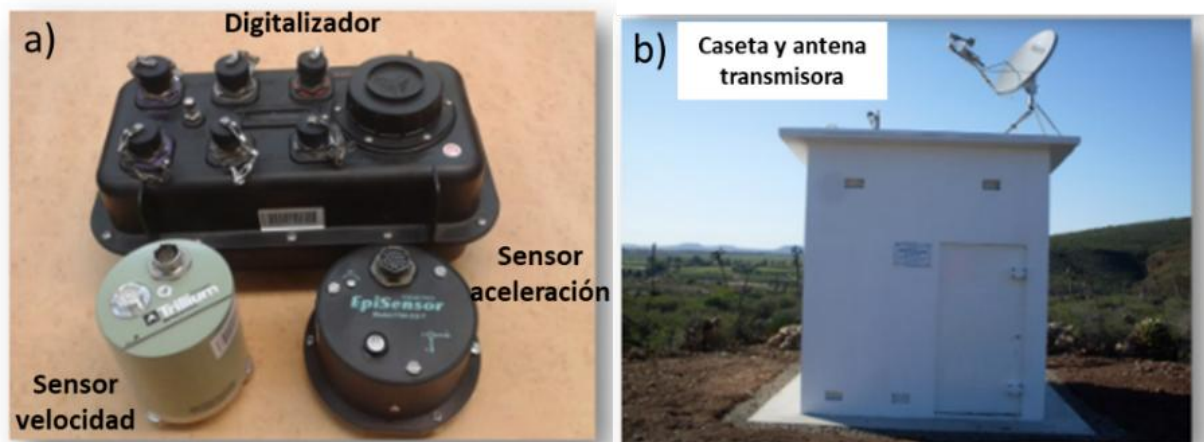


Figura 55. Configuración de una estación de registro sísmico RESNOM. a) Instrumentación de las estaciones de RESNOM; b) Caseta de protección y aislante de la instrumentación mostrada en 55a.

Las señales digitalizadas son transmitidas en tiempo real y de forma continua al Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) a través de internet convencional y satelital. Estos registros son recibidos en el centro de datos de RESNOM en donde son procesados de forma automática y revisados manualmente por analistas de sismogramas. Procesadas estas señales, los parámetros hipocentrales, magnitudes calculadas y formas de onda son finalmente incorporadas a una base de datos y publicados en la página web de la red.

Para llevar a cabo la inversión del tensor de momento sísmico en ISOLA es necesario incluir los datos de polos y ceros, factor de normalización (A_0) y la sensibilidad del sistema (digitalizador y sensor de velocidad).

Tabla 9. Polos y ceros de la estación ALAMX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.

Rancho Alamar (ALAMX)				
A_0	Marca sensor	Sensibilidad del sensor	Marca digitalizador	Sensibilidad digitalizador
5.68E+8	Guralp CMG3ESPC	1500 V/m/s	Reftek DAS 130-1	1.59E-6 V/count
Ceros (rad/s)		Polos (rad/s)		
real	imaginario	real	imaginario	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	3.70E-02	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	-3.70E-02	
		-1.00E+03	0.00E+00	
		-5.02E+02	0.00E+00	
		-1.13E+03	0.00E+00	

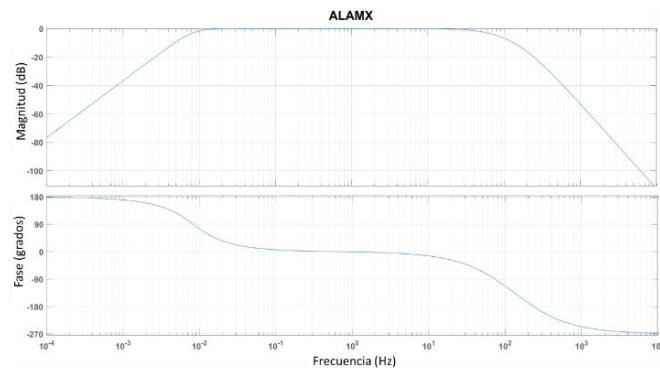


Figura 56. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación ALAMX.

Tabla 10. Polos y ceros de la estación CHX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.

El Chinero (CHX)				
A_0	Marca sensor	Sensibilidad del sensor	Marca digitalizador	Sensibilidad digitalizador
5.72E+8	Guralp CMG3ESPC	1500 V/m/s	Reftek DAS 130-1	1.59E-6 V/count
Ceros (rad/s)		Polos (rad/s)		
real	imaginario	real	imaginario	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	3.70E-02	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	-3.70E-02	
		-1.00E+03	0.00E+00	
		-5.02E+02	0.00E+00	
		-1.13E+03	0.00E+00	

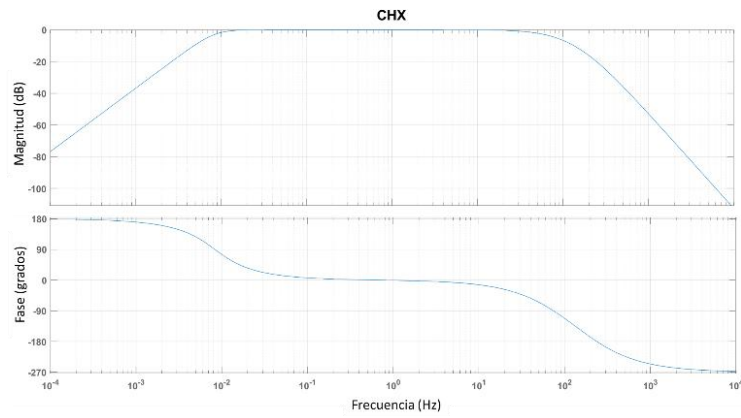


Figura 57. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación CHX.

Tabla 11. Polos y ceros de la estación SV2X. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.

San Vicente (SV2X)				
A_0	Marca sensor	Sensibilidad del sensor	Marca digitalizador	Sensibilidad digitalizador
5.72E+8	Guralp CMG3ESPC	1500 V/m/s	Reftek DAS 130-1	1.59E-6 V/count
Ceros (rad/s)		Polos (rad/s)		
real	imaginario	real	imaginario	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	3.70E-02	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	-3.70E-02	
		-1.13E+03	0.00E+00	
		-1.01E+03	0.00E+00	
		-5.03E+02	0.00E+00	

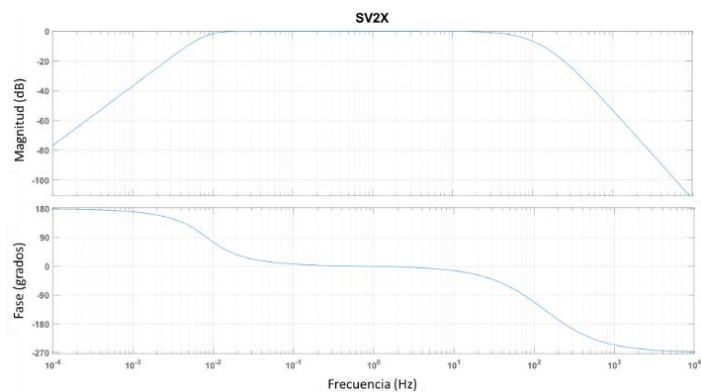


Figura 58. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación SV2X.

Tabla 12. Polos y ceros de la estación SJX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.

Sierra Juárez (SJX)				
A_0	Marca sensor	Sensibilidad del sensor	Marca digitalizador	Sensibilidad digitalizador
5.68E+8	Guralp CMG3ESPC	1500 V/m/s	Reftek DAS 130-1	1.59E-6 V/count
Ceros (rad/s)		Polos (rad/s)		
real	imaginario	real	imaginario	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	3.70E-02	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	-3.70E-02	
		-1.00E+03	0.00E+00	
		-5.02E+02	0.00E+00	
		-1.13E+03	0.00E+00	

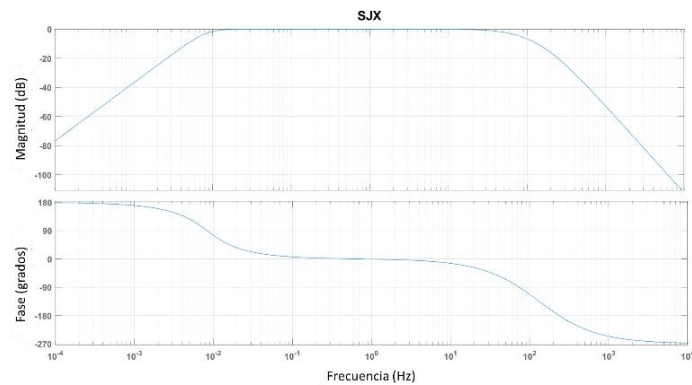


Figura 59. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación SJX.

Tabla 13. Polos y ceros de la estación OJONX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.

Ojos Negros (OJONX)				
A_0	Marca sensor	Sensibilidad del sensor	Marca digitalizador	Sensibilidad digitalizador
5.72E+8	Guralp CMG3ESPC	1500 V/m/s	Reftek DAS 130-1	1.59E-6 V/count
Ceros (rad/s)		Polos (rad/s)		
real	imaginario	real	imaginario	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	3.70E-02	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	-3.70E-02	
		-1.13E+03	0.00E+00	
		-1.01E+03	0.00E+00	
		-5.03E+02	0.00E+00	

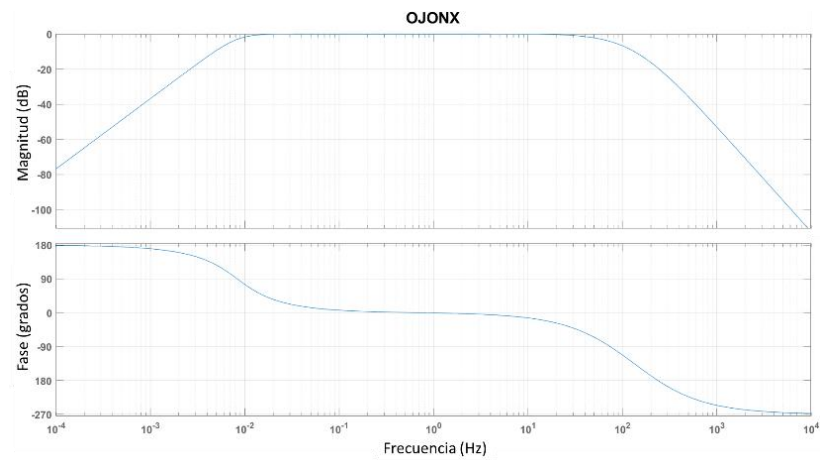


Figura 60. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación OJONX.

Tabla 14. Polos y ceros de la estación SFX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.

San Felipe (SFX)				
A_0	Marca sensor	Sensibilidad del sensor	Marca digitalizador	Sensibilidad digitalizador
5.68E+8	Guralp CMG3ESPC	1500 V/m/s	Reftek DAS 130-1	1.59E-6 V/count
Ceros (rad/s)		Polos (rad/s)		
real	imaginario	real	imaginario	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	3.70E-02	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	-3.70E-02	
		-1.00E+03	0.00E+00	
		-5.02E+02	0.00E+00	
		-1.13E+03	0.00E+00	

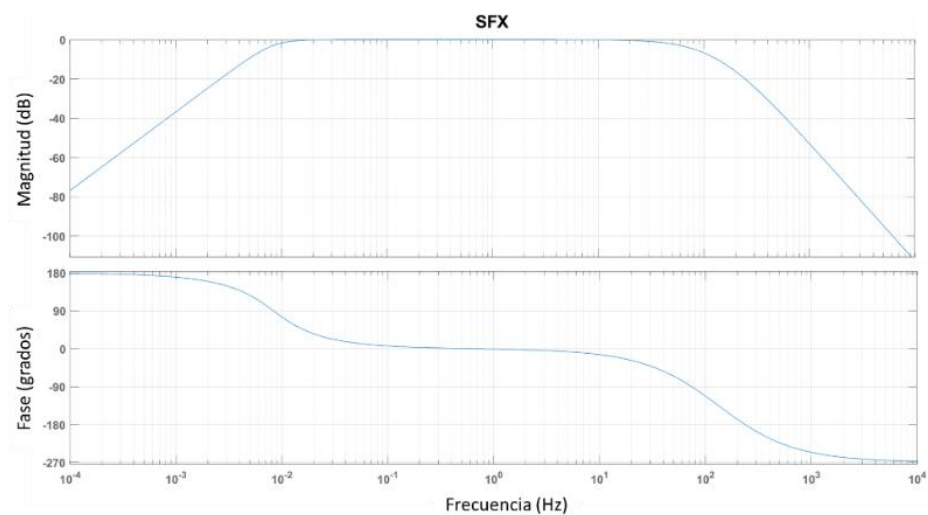


Figura 61. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación SFX.

Tabla 15. Polos y ceros de la estación SQX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.

San Quintín (SQX)				
A_0	Marca sensor	Sensibilidad del sensor	Marca digitalizador	Sensibilidad digitalizador
5.68E+8	Guralp CMG3ESPC	1500 V/m/s	Reftek DAS 130-1	1.59E-6 V/count
Ceros (rad/s)		Polos (rad/s)		
real	imaginario	real	imaginario	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	3.70E-02	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	-3.70E-02	
		-1.00E+03	0.00E+00	
		-5.02E+02	0.00E+00	
		-1.13E+03	0.00E+00	

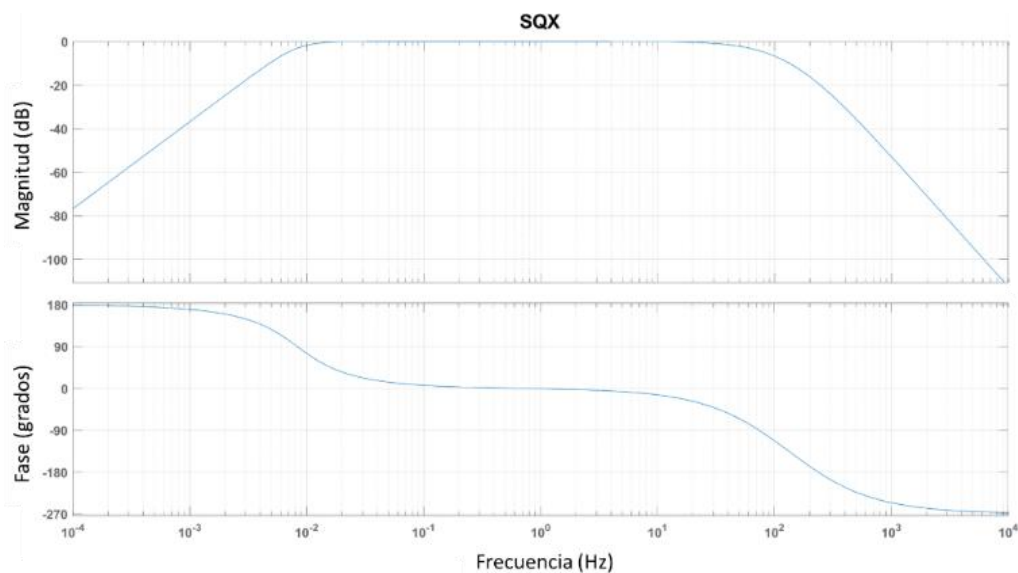


Figura 62. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación SQX.

Tabla 16. Polos y ceros de la estación RHX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.

Río Hardy (RHX)				
A_0	Marca sensor	Sensibilidad del sensor	Marca digitalizador	Sensibilidad digitalizador
8.19843E+11	Nanometrics Trillium Compact – 120S	749.1 V/m/s	Reftek DAS 130S-1	2.76E-6 V/count
Ceros (rad/s)		Polos (rad/s)		
real	imaginario	real	imaginario	
0.00E+00	3.71E-02	0.00E+00	-3.69E-02	3.71E-02
0.00E+00	-3.71E-02	0.00E+00	-3.69E-02	-3.71E-02
-4.34E+02	0.00E+00	-3.71E+02	0.00E+00	
		-3.74E+02	4.76E+02	
		-3.74E+02	-4.76E+02	
		-5.88E+02	1.51E+03	
		-5.88E+02	-1.51E+03	

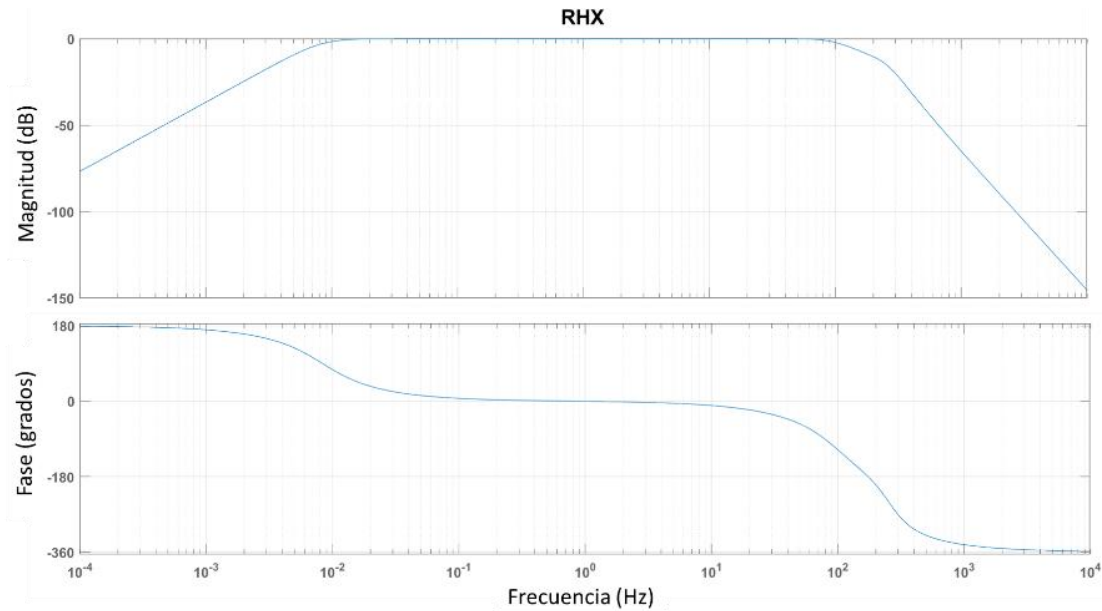


Figura 63. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación RHX.

Tabla 17. Polos y ceros de la estación CCX. Se especifican los valores de factor de normalización (A_0), la sensibilidad y marca del sensor y digitalizador.

CICESE (CCX)				
A_0	Marca sensor	Sensibilidad del sensor	Marca digitalizador	Sensibilidad digitalizador
5.68E+08	Guralp CMG3ESPC	1500 V/m/s	Reftek DAS 130-1	1.59E-6 V/count
Ceros (rad/s)		Polos (rad/s)		
real	imaginario	real	imaginario	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	3.70E-02	
0.00E+00	0.00E+00	-3.70E-02	-3.70E-02	
		-1.00E+03	0.00E+00	
		-5.02E+02	0.00E+00	
		-1.13E+03	0.00E+00	

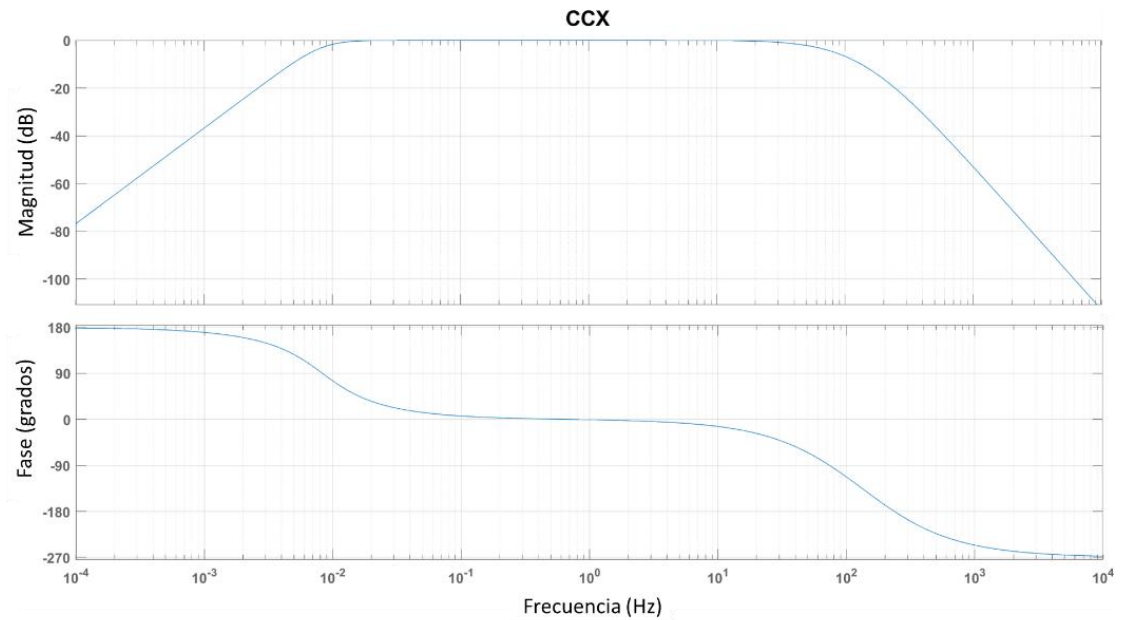


Figura 64. Respuesta en frecuencia (Diagrama de Bode) de la estación CCX.

Anexo C. Resumen de resultados de la inversión del tensor de momento sísmico en ISOLA

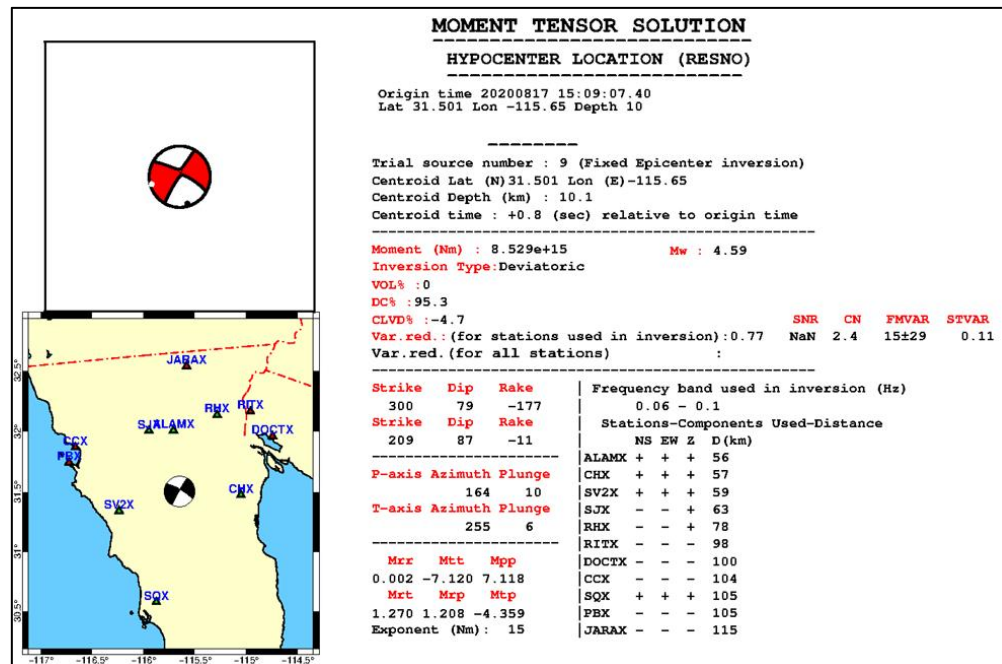


Figura 65. Resumen de resultados obtenidos en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) para el evento del 17/08/2020 a las 15:09:7.4 UTC, ML. 4.7. Evento a.

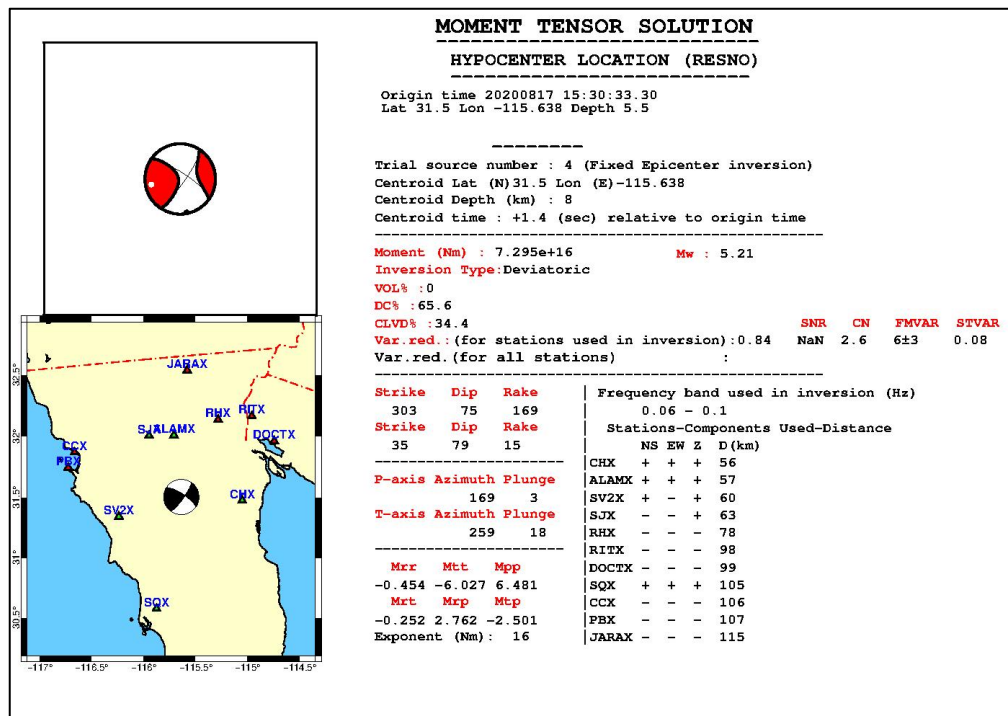


Figura 66. Resumen de resultados obtenidos en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) para el evento del 17/08/2020 a las 15:30:33.3 UTC, ML 5.1. Evento A.

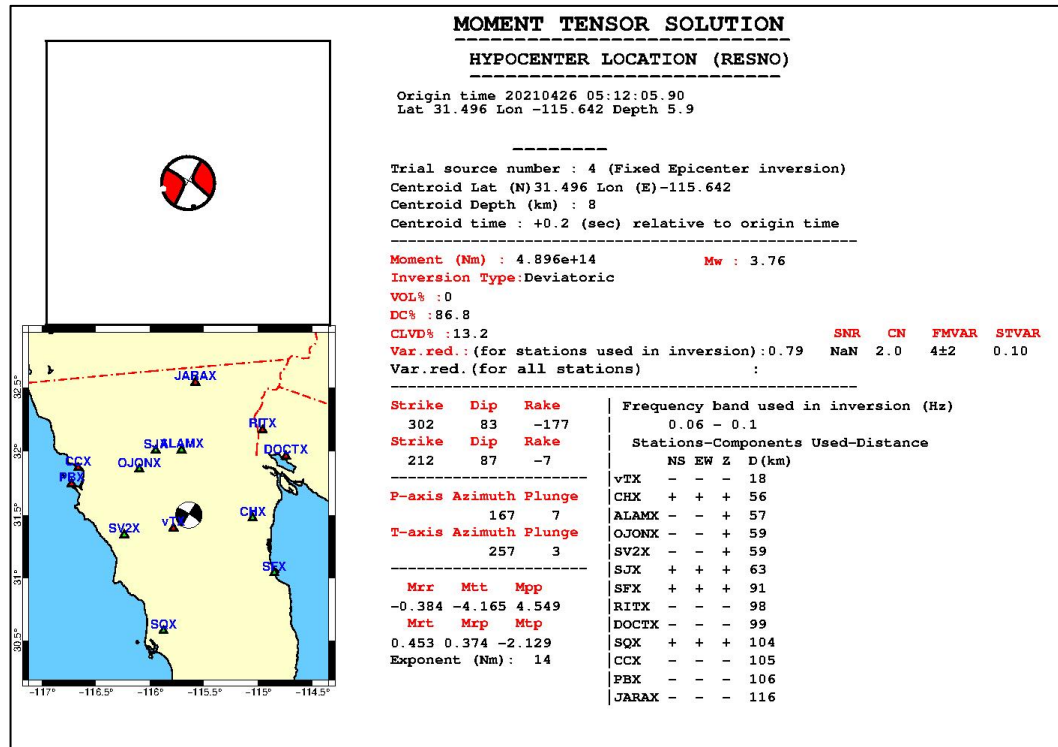


Figura 67. Resumen de resultados obtenidos en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) para el evento del 26/04/2021 a las 05:12:5.9 UTC, M_L 4.0. Evento B.

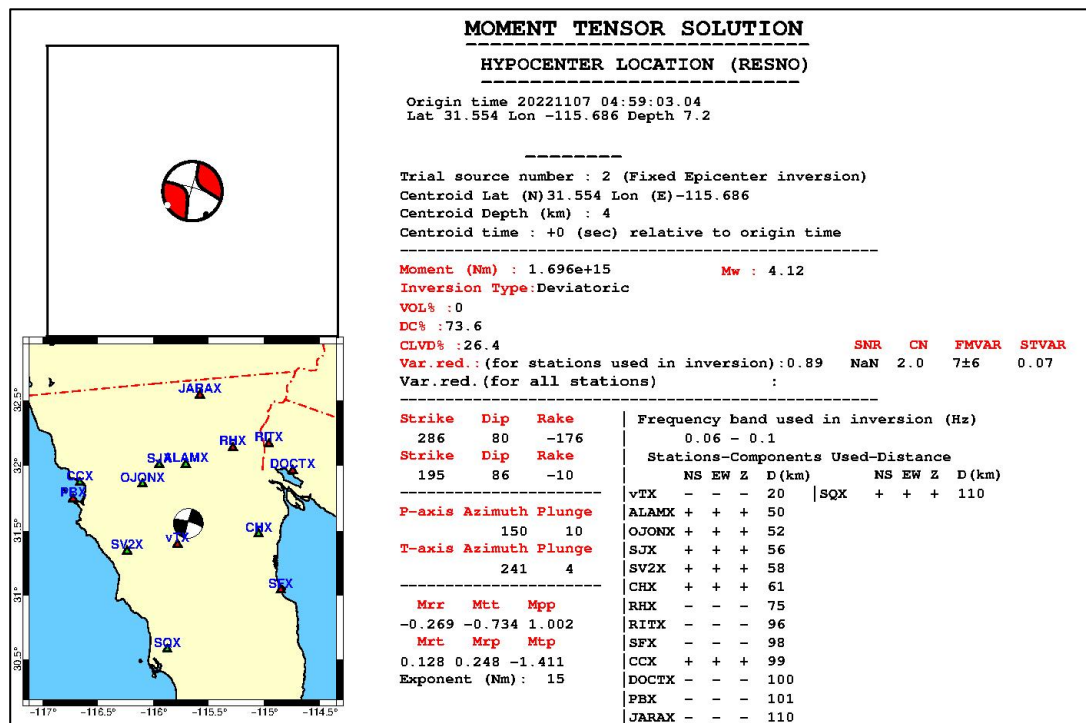


Figura 68. Resumen de resultados obtenidos en ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) para el evento del 07/11/2022 a las 04:59:3.0 UTC, M_L 4.4. Evento C.