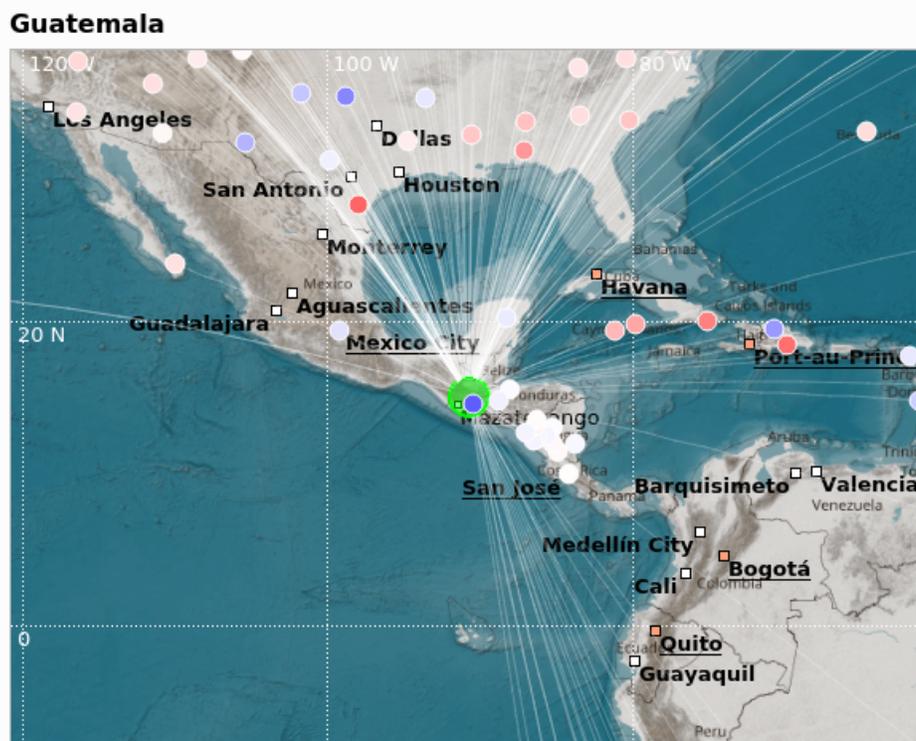


Sismo de Mw 6.4 del 17 de mayo de 2023 de profundidad intermedia

INS-DG-SS-RT-2023-03



DEPARTAMENTO DE INVESTIGACIÓN Y SERVICIOS
GEOFÍSICOS

SECCIÓN DE SISMOLOGÍA

3 DE JUNIO DE 2023

INSIVUMEH
DEPARTAMENTO DE INVESTIGACIÓN Y SERVICIOS
GEOFÍSICOS
SECCIÓN DE SISMOLOGÍA

JEFE DEL DEPARTAMENTO:
Lic. Robin Onelio Yani Quiyuch

COORDINADOR DE SISMOLOGÍA
Ing. Diego Andrés Castro Rojas

MONITOREO SÍSMICO:
Lic. José Antonio Tojil Jiménez
Brando Leonel Coc Chen
Carlos Enrique Pérez Tórtola
Dulce Pamela Calán Chon
Helen Marina Morán Chen
Irene Almadaly Ligorria Sierra
Juan Fernando Tobar Castro
Luis Alberto Arriola
Nancy Gabriela Xol Castellanos

INSTRUMENTACIÓN Y COMPUTACIÓN:
Ing. Oscar Anibal Chamalé Grijalva
Joshua David Paz García
Byron Alfonso Paiz Cárdenas
Williams Alexander Juárez Jiménez
Walter René Pérez Morales
Pablo Roberto Castellanos Diéguez

Si utiliza datos de este reporte por favor cite a la Red Sismológica Nacional como:

- Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH). (1976). Red Sismológica Nacional [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/GI>

Índice

1. Introducción	4
2. Marco tectónico	5
2.1. Sismos de profundidad intermedia (70 - 350 km)	5
3. Caracterización del Sismo	7
4. Análisis de Campo Cercano	9
4.1. Sistema de alerta temprana EEWS	9
4.2. Procesamiento en tiempo real	10
4.3. Localización Manual	12
4.4. Tiempo de viaje de las ondas P y S en el campo cercano	13
4.5. Momento sísmico y mecanismo focal	14
4.5.1. First Motion	15
4.5.2. Inversión de la forma de onda en el campo cercano con FMNEAR	16
4.6. Análisis instrumental de intensidades sísmicas	18
5. Análisis de Campo Lejano	23
5.1. Localización global	23
5.2. Tiempo de viaje de las ondas P en el campo lejano	24
5.3. Inversión de la Fase W	26
6. Conclusiones	29
7. Agradecimientos	31
8. Anexos	32

1. Introducción

El 17 de mayo de 2023 a las 17:02 h (hora local) se registró un sismo que fue reportado sensible por la población de forma leve, en la mayoría de los Departamentos del país.

De acuerdo con la localización del epicentro, el evento fue ubicado en Departamento de Quiché a 255 km de profundidad. Análisis detallados permitieron estimar una magnitud de 6.4 (Mw). Debido a la profundidad a la que se ubicó el hipocentro, el origen se asoció a un sismo dentro de la placa de Cocos que se subduce por debajo de la placa del Caribe. Este sismo, aunque no es el primer evento que se registra a profundidades intermedias (entre 70 y 350 km) en Guatemala, sí es el sismo de mayor magnitud con la mayor profundidad registrada hasta ahora, con una red de estaciones sísmica mucho más densa que en décadas anteriores y que por la energía liberada, haya sido registrado también por gran cantidad de estaciones a nivel global.

Debido a estas características, con la cantidad de información disponible y gracias a los registros sísmicos digitales nacionales e internacionales, se consideró oportuno elaborar este reporte con el que se busca explicar el contexto en el cual se produce este tipo de sismicidad, además, en esta oportunidad se busca detallar algunos aspectos del monitoreo sísmico en Guatemala y la aplicación de técnicas de vanguardia que permiten mejorar la comprensión de esta fuente sísmica en particular y de las distintas amenazas sísmicas en el país en general. Si bien el tecnicismo utilizado puede ser complicado para algunos lectores, se busca también familiarizar a más población con conceptos actuales de sismología, además de alcanzar a público especializado en la materia.

En los capítulos subsiguientes daremos a conocer resultados que consideramos contribuyen al desarrollo de la sismología en Guatemala.

Los registros sísmicos de la Red Sismológica Nacional (RSN) utilizados en este reporte se pueden descargar en el siguiente link:
<http://geo.insivumeh.gob.gt/RT2023-05-17/>

2. Marco tectónico

2.1. Sismos de profundidad intermedia (70 - 350 km)

Las zonas de subducción son los lugares donde se producen varios de los fenómenos que afectan a la superficie terrestre como los sismos de gran magnitud o la actividad volcánica explosiva (Poli and Schmidt, 2002). En estas zonas de subducción la corteza oceánica que está compuesta por rocas de composición basáltica ricas en magnesio y hierro, al ser más densa subduce debajo de la corteza continental compuesta por rocas graníticas ricas en minerales de aluminio y sílice.

Los mecanismos que dan origen a los sismos por debajo de 70 km de profundidad aún son objeto de debate debido a la necesidad de superar la elevada presión de confinamiento que, de otro modo, prohibiría la liberación repentina de la deformación en forma de sismos (Brudzinski et al., 2007). En la placa que subduce existe una zona llamada Zona de Doble Sismicidad (ZDS), en la que se encuentran dos planos de sismicidad paralelos entre sí, esta zona presentan una importante oportunidad para comprender mejor los sismos a profundidades intermedias de 70 a 300 km. Se infiere que el plano de sismicidad superior se produce dentro de la corteza oceánica ya que la ubicación de estos terremotos se correlaciona con la profundidad a la que se producen reacciones de deshidratación metamórfica (Gutiérrez-Aguilar et al., 2022a; Hacker et al., 2003; Kirby, 1995). El plano de sismicidad inferior se produce en el manto litosférico, y su mecanismo sigue siendo objeto de debate (Ferrand et al., 2017; Ohuchi et al., 2017; Peacock, 2001; Reynard et al., 2010). Una característica destacable de los sismos intermedios y profundos en general es su menor productividad de réplicas en comparación con los eventos menos profundos (Frohlich, 1987; Wiens et al., 1994; Zhan et al., 2014; Yabe et al., 2015).

Durante la colisión y subducción, las rocas de la corteza continental y oceánica experimentan un complejo patrón de sistemas químicos y una serie de cambios estructurales en respuesta al aumento progresivo de presión y temperatura. Esta evolución está relacionada con las reacciones petrológicas de la losa de subducción que controlan las fuerzas de flotación, impulsan la tracción de la losa y explican el transporte y la liberación de volátiles cuya fuente principal es la capa ultramáfica hidratada que proviene de la corteza

oceánica (Poli and Schmidt, 2002) (ver figura 1).

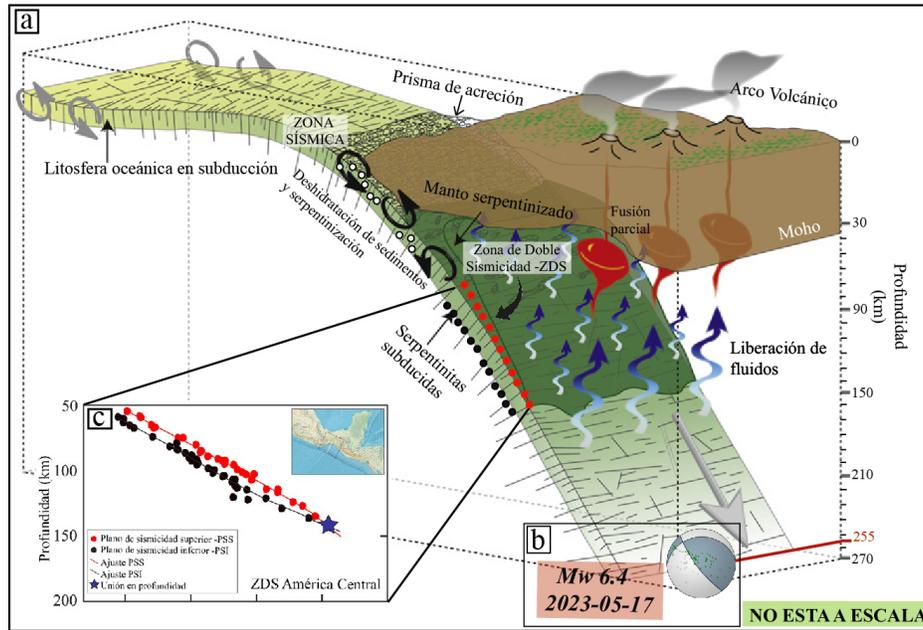


Figura 1: a. Diagrama simplificado que muestra diversas características de una zona de subducción convencional (Modificado de Deschamps et al. (2013)). b. Ubicación aproximada de la profundidad a la que ocurrió el evento del 17/05/2023. c. Zona de Doble Sismicidad -ZDS. Tomado del estudio de (Florez and Prieto, 2019).

El sismo del 17 de mayo de 2023 se generó a una profundidad de 255 km (ver figura 1). De acuerdo a la estimación del tensor de momento (ver sección 3), este corresponde a un sismo con mecanismo de ruptura o mecanismo focal mayormente inverso. Se ha propuesto que los sismos en el plano superior de la ZDS tienen este tipo de mecanismo y los de la capa inferior son mayormente normales (Chu and Beroza, 2022), sin embargo, a estas profundidades es posible que la ZDS ya no sea tan clara en la región centroamericana (Florez and Prieto, 2019), siendo imposible atribuirlo a alguno de los dos planos de sismicidad, por lo que su mecanismo de origen aún debe investigarse.

3. Caracterización del Sismo

Ante la ocurrencia de un evento sísmico, el personal de la Sección de Sismología del Departamento de Investigación y Servicios Geofísicos del INSIVUMEH, realiza una cantidad de procedimientos automáticos y manuales, para poder informar sobre las características del mismo en el menor tiempo posible. Esta información sirve para diversos objetivos, entre los más importantes están la toma de decisiones para la atención de emergencias y la comprensión de las fuentes sísmicas que representan un peligro para la población.

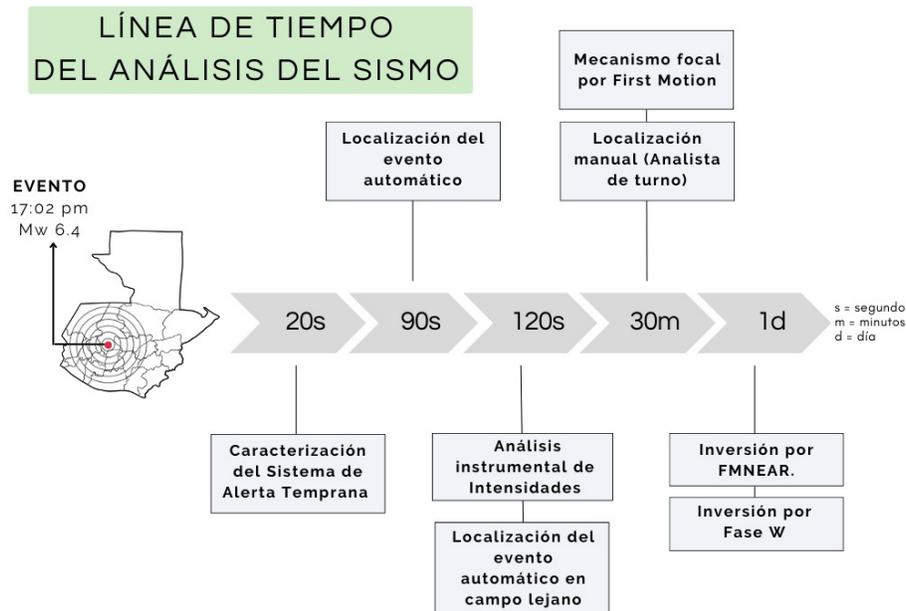


Figura 2: Cronología del proceso de caracterización del evento sísmico del 17 de mayo del 2023. Pueden notarse los productos automáticos, revisiones manuales y análisis posteriores de las características de la fuente sísmica.

A continuación se presenta una cronología (Figura 2) de las acciones realizadas para la caracterización del sismo descrito en el presente reporte, mostrando los tiempos aproximados empleados para la obtención de resultados, preliminares y revisados. Cada una de las etapas que se muestran acá, son

explicadas detalladamente en los siguientes capítulos.

Es importante resaltar que este sismo es el más profundo (~ 255 km) con magnitud relevante, registrado en la época instrumental digital del INSIVUMEH. La Red Sismológica Nacional (RSN) no registró réplicas para este evento, si bien la productividad de réplicas a estas profundidades no sigue la misma tendencia que los sismos menos profundos, es probable que sí se hayan generado sismos de baja magnitud cuyas ondas sísmicas no hayan podido registrarse.

4. Análisis de Campo Cercano

La descripción inicial de las características del sismo se obtiene mediante la utilización de sensores sísmicos en el territorio nacional y países vecinos como México, El Salvador, Honduras y Nicaragua. En este capítulo se describen los productos obtenidos a través del análisis de dicha información.

4.1. Sistema de alerta temprana EEWS

Actualmente se está desarrollando en conjunto con el Servicio Sismológico Suizo (SED-ETHZ) y agencias sismológicas de la región centroamericana un sistema de alerta temprana de terremotos (ATT).

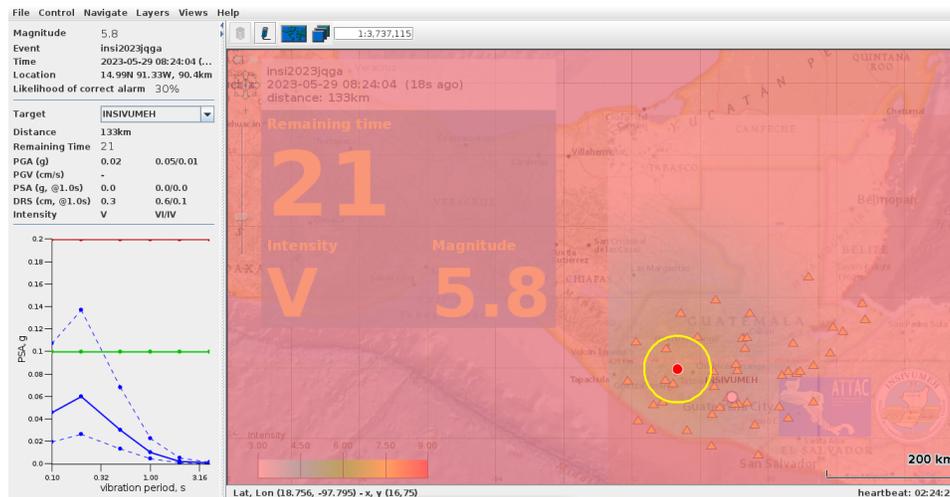


Figura 3: Pantalla del sistema de alerta temprana de terremotos, en el recuadro puede observarse el tiempo de alertamiento y la intensidad sísmica esperada para la Ciudad de Guatemala y la magnitud preliminar. El color rojo en este caso se debió a valores altos de incertidumbre iniciales.

Los programas para la ATT, llevan aproximadamente 1 año en operación, actualmente se encuentran en fase de prueba en el INSIVUMEH. Sin embargo, durante este periodo ha dado resultados prometedores, como en el caso de este sismo, donde la primera localización hipocentral y la estimación de la magnitud se obtuvo a los 19 s permitiendo un tiempo de 21 segun-

dos de alerta para la Ciudad Capital, tal como se muestra en la Figura 3, que representa una pantalla de despliegue de alerta (EEWD, por sus siglas en inglés), la cual se encuentra instalada en distintos centros de operaciones de socios estratégicos, también en fase de prueba. Otro de los métodos de diseminación de alertas es a través de una aplicación para teléfono celular, que cuenta actualmente con alrededor de 100 usuarios para evaluar su funcionalidad. Desafortunadamente para este sismo no fue enviada la alerta a los usuarios, debido a la subestimación de algunos parámetros automáticos. Esto ha significado una importante lección para la mejora y optimización de la ATT y de este método de diseminación en particular.

Este sistema depende de una elevada cantidad de estaciones sísmicas operando en la RSN, transmitiendo en tiempo real en condiciones óptimas (latencias menores a 3 s), así como de la colaboración con agencias sismológicas de la región y socios nacionales que comparten señales sísmicas de forma permanente con el INSIVUMEH. Además utiliza ecuaciones de predicciones del movimiento del suelo (GMPEs) para poder conocer en el menor tiempo posible el peligro que representa el sismo.

4.2. Procesamiento en tiempo real

Parte de las atribuciones de la Sección de Sismología es el monitoreo a través de la RSN. Para ello se utiliza el software SeisComp, que ha sido adecuado y optimizado, para las necesidades del contexto nacional.

El sistema de procesamiento automático de SeisComp resolvió la primera **localización preliminar en 1 minuto con 12 segundos** luego de ocurrido el evento sísmico, usando únicamente 9 estaciones, dando como resultado una **magnitud ML 5.6** (información preliminar utilizada para la emisión del primer boletín sismológico). Luego de transcurridos 46 segundos, la cantidad de estaciones analizadas automáticamente subió a 49, dando como resultado varias actualizaciones gracias al proceso de relocalización automático con el que cuenta el sistema. Posteriormente, luego de transcurridos 7 segundos más, llegó información de estaciones distantes generando nuevas actualizaciones. Este proceso continuó durante 3 minutos para obtener un **total de 88 estaciones analizadas automáticamente y dando como resultado una magnitud preliminar ML 6.1**, (aprox. 4 minutos después de ocurrido el evento sísmico).

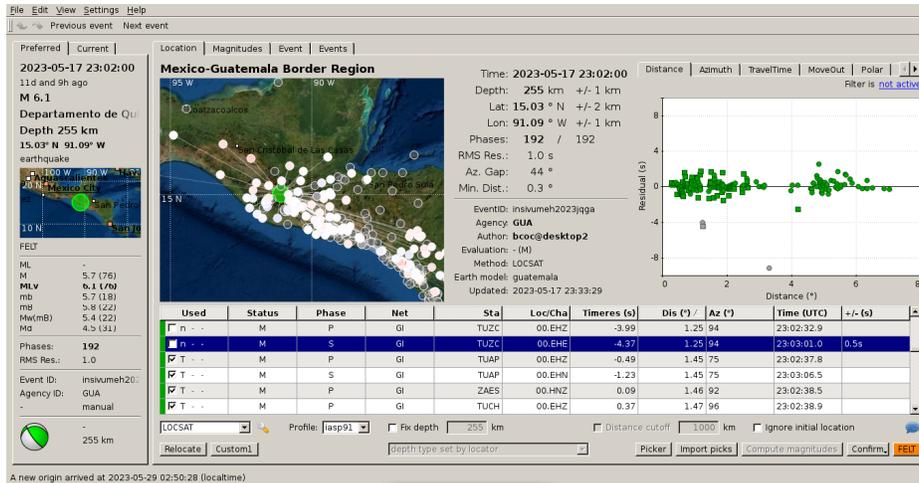


Figura 4: Captura de pantalla de la interfaz de usuario scolv para el manejo de toda la información de un evento sísmico. En esta etapa, se utilizan estaciones de la RSN, de México, El Salvador, Honduras y Nicaragua.

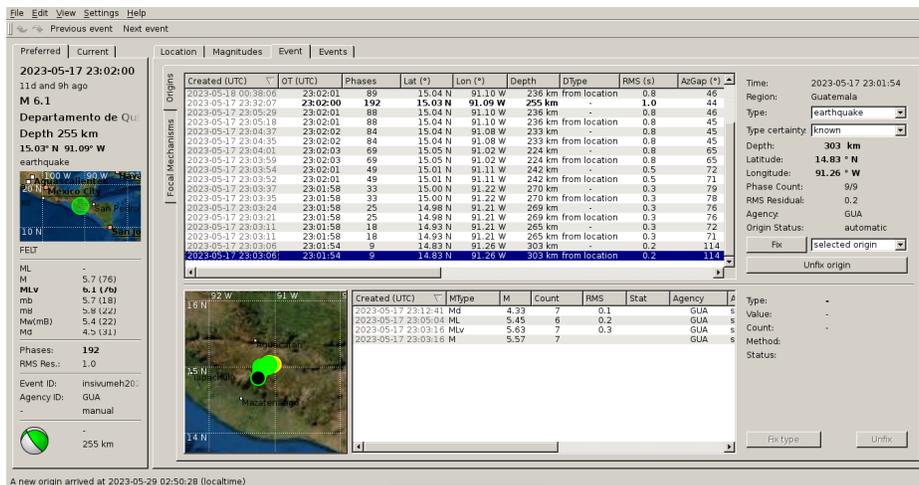


Figura 5: Captura de pantalla de la interfaz de usuario scolv, donde se muestran distintas localizaciones del evento sísmico, la localización del epicentro se mantuvo relativamente estable durante el proceso automático.

4.3. Localización Manual

La localización manual del sismo fue realizada a través del software SeisComp, se utilizaron 192 arribos de onda sísmica (usualmente denominadas fases sísmicas), como se ve en la figura 6. Para esta localización se analizó el arribo de las ondas "P" y "S", además se indicó la polaridad de cada onda "P" identificada, siendo de dilatación (hacia abajo) o compresión (hacia arriba), dependiendo de la forma del primer arribo observada por el analista.

Este proceso se realizó con estaciones de la Red Sismológica Nacional, utilizando además las señales de estaciones sísmicas de socios locales (Municipalidad de Guatemala, Colegio Julio Verne), de proyectos de cooperación internacional y de estaciones sísmicas de los países vecinos mencionados arriba, cuyas agencias sismológicas son: El Servicio Sismológico de México (SSN), El Ministerio de Ambiente y Recursos Naturales (MARN) en el Salvador, el Comité Permanente de Contingencias COPECO de Honduras y del Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER).

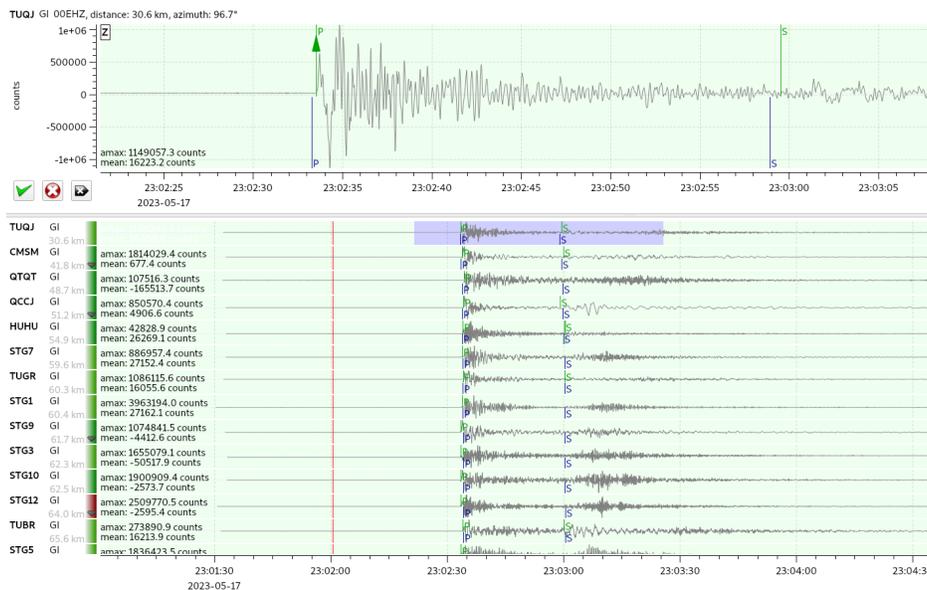


Figura 6: Ejemplos de la forma de onda e identificación de las fases P y S en diversas estaciones de la RSN. En la parte superior se observa un ejemplo de la identificación de la polaridad (flecha verde hacia arriba) para la estación *TUQJ*, ubicada en Joyabaj, Quiché.

Los parámetros estimados para este análisis manual fueron:

Magnitud:	6.1 ML
Tiempo de origen:	2023-05-17 17:02:00 (Hora local)
Profundidad:	255 km \pm 1 km
Latitud:	15.03° N \pm 2 km
Longitud:	-91.09° W \pm 1 km
No. fases:	192
RMS residual:	1.0 s
Gap azimutal:	44°
Distancia a est. mínima:	33 km

Para el caso de la localización del hipocentro, esta es la solución más precisa, debido a la cercanía de los sensores sísmicos locales y regionales y a la utilización de un modelo de velocidades local. Sin embargo, la estimación más apropiada de la magnitud se realizará con estaciones más distantes, como se explicará más adelante.

4.4. Tiempo de viaje de las ondas P y S en el campo cercano

Cada onda sísmica viaja a una velocidad diferente, por lo que para una misma estación se puede observar una diferencia de segundos entre el arribo de la onda "P" y "S", y esta diferencia se va incrementando mientras más distante esté una estación del epicentro, tal como se ve en la figura 7 (*círculos y cuadrados verdes, respectivamente*). Esta diferencia de tiempo (*en segundos*) es importante para comprender el fundamento del sistema de alerta temprana de terremotos, cuyas alertas se basan en el tiempo de arribo de la onda S (que son más destructivas) a una localidad.

Estas gráficas, donde se muestra el tiempo que tarda a en arribar cada fase (**onda P, onda S**) a un sensor sísmico desde la fuente (hipocentro) se denominan gráfica de tiempos de viaje (*Travel time*, como se muestra en el eje vertical de la Figura 7).

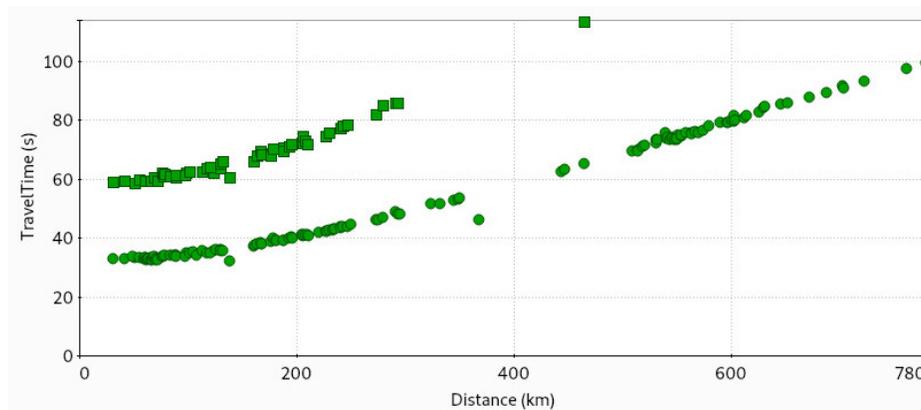


Figura 7: Tiempos de llegadas de las fases S (cuadros) y fases P (círculos), puede observarse el incremento en la diferencia de tiempo entre dichas ondas con la distancia. Fuente: tomado del análisis de rutina con el software SeisComp.

4.5. Momento sísmico y mecanismo focal

Con las estaciones sísmicas utilizadas en el campo cercano fue posible el uso de las polaridades de las ondas P y la localización manual del hipocentro para obtener el mecanismo focal, que describe los planos nodales o los posibles planos de la falla sísmica que generó el evento (Figura 8). Este método es una buena opción cuando no se dispone de otras herramientas más precisas, pero se limita a la descripción de los planos nodales, únicamente.

Por otra parte, existen métodos de inversión, donde se trata de ajustar ciertas frecuencias de las ondas sísmicas registradas con modelos teóricos y así obtener una buena descripción no solo de los planos nodales, sino también de la liberación de momento sísmico, la función fuente temporal y parámetros que describen la calidad de los ajustes. En el presente reporte se describe el uso del software **FMNEAR** (Delouis, 2014), un método basado en los registros sísmicos en el campo cercano, tanto de velocidad como de aceleración. Como punto de partida también se utiliza la localización manual del hipocentro

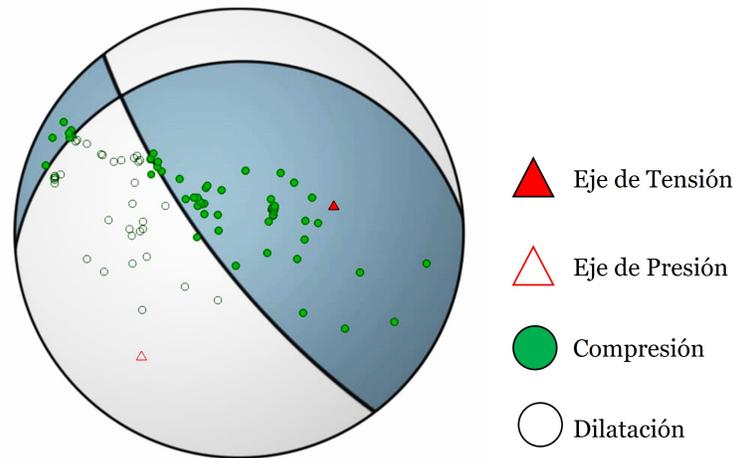


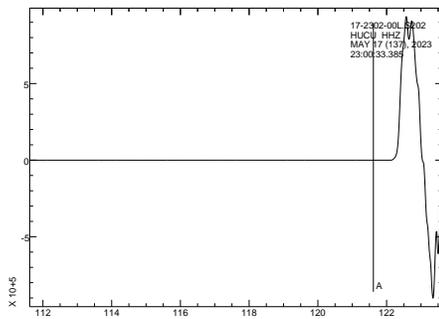
Figura 8: Solución del mecanismo focal. Los círculos rellenos representan las polaridades de compresión, mientras los círculos vacíos los de dilatación. Puede observarse una clara definición de los posibles planos de falla debido a la gran cantidad de estaciones sísmicas utilizadas. El mecanismo focal describe un movimiento combinado de falla inversa (en su mayoría) con cierta componente *strike-slip*. El *beach ball* o pelota de playa corresponde a la solución obtenida utilizando el software FMNEAR.

4.5.1. First Motion

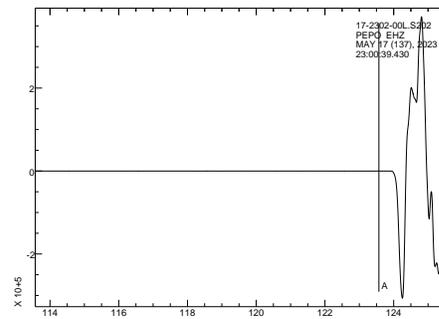
Como se mencionó, uno de los métodos utilizados para estimar la solución del mecanismo focal se basó en el patrón de radiación, reflejado en la polaridad de la onda "P". Dos ejemplos se pueden observar en los sismogramas de la figura 9.

Simultáneamente, el primer movimiento observado en cada una de las estaciones, ayuda a definir cuatro cuadrantes de una esfera, que se proyectan en dos dimensiones para obtener las pelotas de playa o *beach ball* (ver Figura 8). Estos definen los planos nodales o planos de falla que son perpendiculares entre sí. Dos de los cuadrantes se definen de compresión y dos de dilatación. Si el primer movimiento de la onda se acerca a la estación, el cuadrante al que corresponde esa estación será compresivo, mientras que, si la onda se aleja de la estación, su cuadrante correspondiente será de dilatación. Visto en un sismograma el movimiento hacia arriba de la componente vertical de una

estación sísmica representa el cuadrante de compresión (Figura 9a), mientras que el movimiento hacia abajo representa el cuadrante de dilatación (Figura 9b).



(a) Porción del sismograma donde se muestra una polaridad de compresión. Estación HUHU, ubicada en el departamento de Huehuetenango.



(b) Porción del sismograma donde se muestra una polaridad de dilatación. Estación PEPO, ubicada en el departamento de Petén.

Figura 9: Sismogramas donde se puede comparar una polaridad de *compresión* 9a y una polaridad de *dilatación* 9b. Fuente: Elaboración Propia

Con esta información fue posible generar el mecanismo focal de la figura 8, en la que se muestran 58 polaridades de compresión y 34 polaridades de dilatación. Cabe mencionar que estos registros corresponden a la suma de los registros de la RSN, México, El Salvador, Honduras y Nicaragua.

4.5.2. Inversión de la forma de onda en el campo cercano con FMNEAR

Otro de los métodos utilizados para el cálculo del mecanismo focal fue la inversión de formas de onda con el software FMNEAR, con el cual se estimaron: la magnitud de momento (M_w), el mecanismo de doble par (rumbo, buzamiento e inclinación) y la distribución del momento sísmico a lo largo del rumbo, lo cual proporciona una estimación de primer orden de la longitud de ruptura y directividad (Delouis, 2014).

Como parte del procesamiento de este software, los registros se convierten a desplazamiento, ya sea que estén en velocidad o en aceleración. Esto significa que en el caso de los registros de estaciones banda ancha se aplica solo una integración y filtros pasa banda específicos que van del rango de 0.01 a 0.8 Hz, por cada componente de los sismogramas (norte, este y vertical). La inversión se lleva a cabo en pasos sucesivos que combinan búsquedas rápidas de cuadrícula en los parámetros de rumbo, buzamiento e inclinación para determinar los tiempos de inicio de ruptura y la función fuente temporal local. La búsqueda en cuadrícula no lineal ofrece la posibilidad de evaluar el grado de unicidad de la solución y define un índice de confianza que va de 0 a 100 %.

Para el caso del sismo del 17 de mayo se logró obtener un resultado de buena calidad con un RMS de 0.3 y un índice de calidad de 82 % como se muestra en la figura 10 (en la sección de anexos se muestra la solución completa donde se observa la inversión de las 16 estaciones utilizadas), sin embargo, la magnitud sísmica obtenida fue también subestimada en M_w 6.2.

Magnitud de momento sísmico:
 M_w 6.20

Número de estaciones utilizadas: **16**
Calidad de la inversión: **Alta**

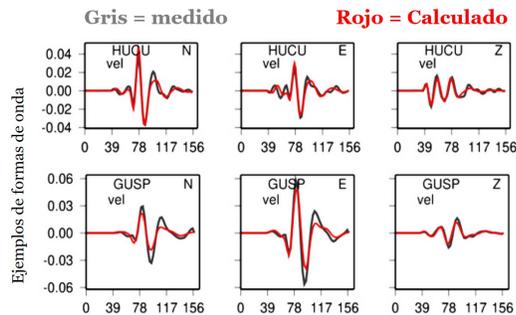
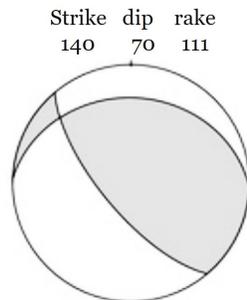


Figura 10: Solución obtenida con el software FMNEAR, (Delouis, 2014). Se observa el adecuado ajuste del registro sísmico obtenido (sismograma negro) y el sintético (sismograma rojo), para dos estaciones de la RSN (HUCU, en Cuilco, Huehuetenango y GUSP, en San José Pinula, Guatemala). En los anexos se muestra la totalidad de estaciones sísmicas utilizadas.

La magnitud de momento M_w estimada fue de 6,2, mientras que los planos nodales encontrados con FMNEAR se muestran a continuación:

Plano	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
1	271.9	28.6	45.6
2	140.0	70.0	110.8

Cuadro 1: Planos nodales encontrados usando el método de inversión de FMNEAR.

4.6. Análisis instrumental de intensidades sísmicas

El análisis instrumental de intensidades sísmicas, es un procesamiento que la sección de sismología realiza de forma automática en un tiempo cercano al tiempo real, posterior a la ocurrencia de un evento sísmico.

Este procesamiento se aplicó a 52 estaciones de la RSN distribuidas dentro el territorio nacional, el cual tomó entre 2 a 3 minutos posterior al sismo. Este procedimiento consiste en remover la respuesta instrumental del sensor sísmico y luego obtener el valor máximo de aceleración y velocidad registrados. Los resultados se muestran en el cuadro 2, puede observarse que se alcanzaron intensidades sísmicas de hasta IV en la escala de Mercalli Modificada (IMM), para algunas ubicaciones. Con esta información se procede a realizar un mapa de IMM discreto que da una idea del nivel de sacudida en distintos puntos del territorio nacional (ver figura 11), útil para las acciones de respuesta de la CONRED y otros organismos nacionales. Es necesario resaltar que al contar con un mayor número de estaciones (p. ej. uno por municipio) se podría tener una mejor resolución, como es el caso del Departamento de Guatemala, mostrado en la figura 12.

Por otra parte, contar con esta información de intensidades instrumentales (actual e histórica) representa un valor agregado para la generación o validación de modelos de predicción del movimiento del suelo (GMPE, por sus siglas en inglés) que son también parte importante del sistema de alerta temprana de terremotos.

Cuadro 2: Valores de velocidad y aceleración instrumental y su relación con la intensidad sísmica según (Wald et al., 1999)

Departamento	Ubicación	Código	Dist	PGV	PGA	IMM
Chimaltenango	San Martin Jilotepeque	CMSM	41	0.720	0.374	II-III
Quetzaltenango	Labor Ovalle	QTQT	48	2.177	2.128	IV
Quiche	Chajul	QCCJ	50	0.608	2.282	IV
Huehuetenango	Huehuetenango	HUHU	54	0.718	0.709	II-III
Guatemala	San Raymundo	TUGR	60	0.255	0.403	II-III
Baja Verapaz	Rabinal	TUBR	65	0.141	0.244	II-III
Guatemala	Lo de Coy - Mixco	GUMI	69	0.802	0.427	II-III
Suchitepequez	Cuyotenango	SUCU	72	0.197	0.591	II-III
Guatemala	MuniGuateZ06	GGU06	76	1.720	0.200	II-III
Guatemala	INSIVUMEH	GCG4	77	1.940	0.800	II-III
Guatemala	COVITGSS Villa Nueva	GVN02	78	0.347	0.411	II-III
Guatemala	Villa Canales	GUVC	84	0.500	0.280	II-III
Retalhuleu	Retalhuleu	RERE	85	0.702	0.730	II-III
Alta Verapaz	Coban	TUAC	89	0.078	0.145	I
Guatemala	Palencia	TUGP	90	0.239	0.358	II-III
Escuintla	Tiquisate	ESTQ	97	4.943	0.698	II-III
Guatemala	San Jose Pinula	GUSP	98	0.575	0.159	I
Huehuetenango	Cuilco	HUCU	101	0.404	0.419	II-III
San Marcos	Catarina	SMCA	107	1.255	0.650	II-III
Quiche	Ixcán	QCIX	113	0.670	0.190	II-III
Retalhuleu	San Andres Villa Seca	RESA	117	2.077	2.284	IV
Retalhuleu	Champerico	RECH	120	0.616	0.650	II-III
Alta Verapaz	Chisec	AVCS	123	0.321	0.086	I
Jalapa	Jalapa	TUJJ	126	0.081	0.113	I
Santa Rosa	Oratorio	SROR	130	0.624	1.107	II-III
Zacapa	Cabañas	TUZZ	138	0.150	0.291	II-III
Alta Verapaz	Panzos	TUAP	160	0.047	0.111	I
Zacapa	Estanzuela	ZAES	162	1.247	0.466	II-III
Chiquimula	Chiquimula	TUCH	164	0.058	0.060	I
Jutiapa	Asuncion Mita	JUAM	167	0.830	0.166	I
Jutiapa	Comapa	JUT5	167	0.189	0.369	II-III
Zacapa	Zacapa	TUZZ	167	0.053	0.080	I

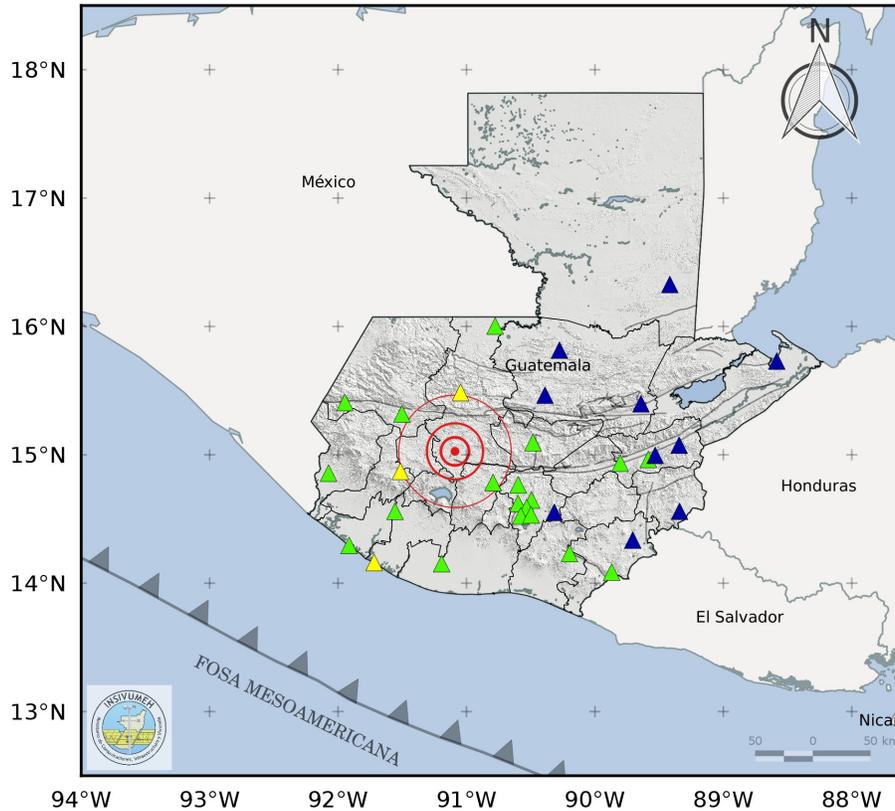
continúa en la siguiente página...

Departamento	Ubicación	Código	Dist	PGV	PGA	IMM
Zacapa	Gualan	TUZG	187	0.034	0.057	I
Chiquimula	Esquipulas	CQES	195	0.206	0.062	I
Petén	Poptún	PEPO	229	0.053	0.070	I
Izabal	Puerto Barrios	IZPB	280	0.266	0.116	I

(fin del cuadro)

Donde:

Código	Código que identifica la estación en la red sísmica nacional.
Dist	Distancia epicentral a la estación sísmica en km.
PGV	Valor de velocidad pico del suelo en m/s.
PGA	Valor de aceleración pico del suelo en % de g.
IMM	Valor de la intensidad sísmica según la escala de Mercalli modificada.



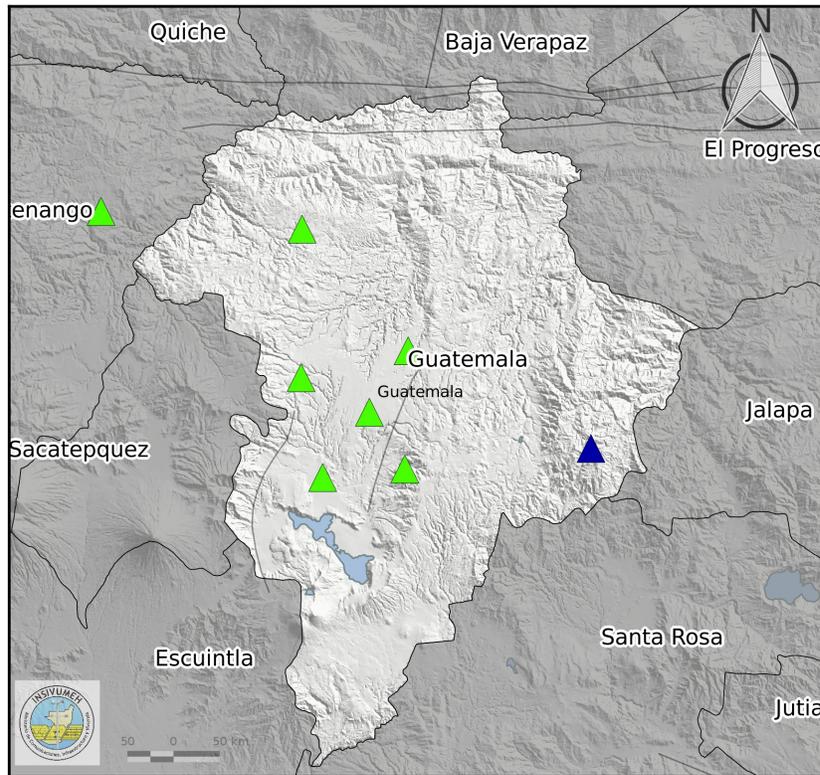
INFORMACIÓN DEL EVENTO SÍSMICO

Tiempo de origen (hora local)	Latitud (N)	Longitud (O)	Profundidad (km)	Magnitud
2023-05-17 17:02:00	15.0263567	-91.09029388	255.3	6.1

Relación de Sacudida percibida e intensidad de la escala de Mercalli Modificada, según Wald, et al (1999)

- ▲ I (no percibido)
- ▲ IV (suave)
- ▲ VI (fuerte)
- ▲ VIII (severo)
- ▲ X (extremo)
- ▲ II-III (débil)
- ▲ V (moderado)
- ▲ VII (muy fuerte)
- ▲ IX (violento)

Figura 11: Mapa de Guatemala con la distribución espacial de las estaciones de la RSN. Cada estación se muestra con un color que hace referencia al movimiento de suelo de acuerdo a su aceleración y velocidad pico registrados, propuesto por (Wald et al., 1999)



INFORMACIÓN DEL EVENTO SÍSMICO

Tiempo de origen (hora local)	Latitud (N)	Longitud (O)	Profundidad (km)	Magnitud
2023-05-17 17:02:00	15.0263567	-91.09029388	255.3	6.1

Relación de Sacudida percibida e intensidad de la escala de Mercalli Modificada, según Wald, et al (1999)

Sacudida percibida	No sentido	Débil	Suave	Moderado	Fuerte	Muy fuerte	Severo	Violento	Extremo
IMM	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X

Figura 12: Mapa del departamento de Guatemala donde se muestra que una mayor densidad de estaciones sísmicas permite conocer con mayor detalle espacial la sacudida del suelo.

5. Análisis de Campo Lejano

5.1. Localización global

Utilizando estaciones lejanas de la red global, se llevó a cabo una localización preliminar pasados **tres minutos** desde el momento inicial del evento sísmico. Durante esta fase, se lograron obtener algunas fases sísmicas relevantes que permitieron realizar una estimación de la ubicación preliminar del sismo. Sin embargo, fue necesario esperar **ocho minutos** adicionales para obtener una localización completa y más precisa. Durante este período, se registraron un total de 109 fases sísmicas (ondas P), lo que proporcionó una buena localización del hipocentro y permitió una estimación de la magnitud de mB 6.4, siendo igual a la magnitud final del sismo (ver sección 5.3).

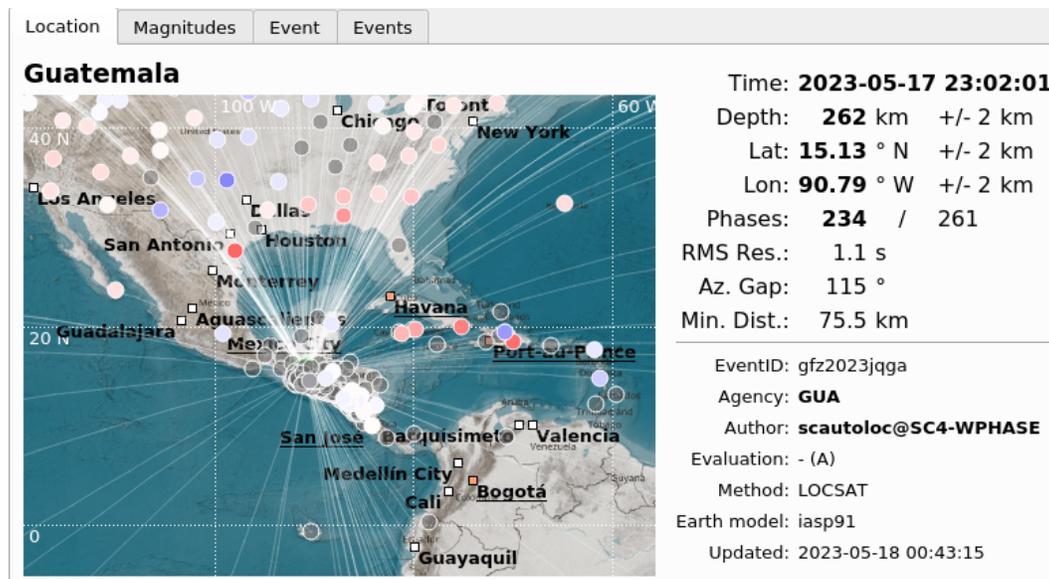


Figura 13

La magnitud sísmica mB, también conocida como magnitud de ondas de cuerpo, es una medida utilizada para evaluar la energía liberada durante un sismo y su amplitud registrada en estaciones sísmicas de banda ancha. A diferencia de la magnitud MLv (magnitud local), que se basa en las ondas de movimiento vertical registradas en estaciones locales (y regionales), la magnitud mB se calcula utilizando las ondas de cuerpo registradas en estaciones

sísmicas **regionales** y **globales** (Stein and Wysession, 2003).

La magnitud sísmica m_B es especialmente útil para sismos de magnitud moderada a grande y es más adecuada para grandes distancias desde el epicentro, su cálculo implica medir la amplitud máxima de las ondas de cuerpo registradas y ajustarlas en función de la distancia epicentral y otras características del sismo. Estas mediciones se comparan con patrones de referencia para determinar la magnitud sísmica m_B , que proporciona una medida de la energía liberada durante el sismo (USGS, -).

Cabe destacar que todas las localizaciones se realizaron de forma automática utilizando el software SeisComp.

5.2. Tiempo de viaje de las ondas P en el campo lejano

Como se mencionó anteriormente, la gráfica de *Travel Time* muestra la relación entre la distancia epicentral y el tiempo de viaje de las ondas sísmicas registradas en diferentes estaciones sísmicas alrededor del mundo. Esta representación gráfica es una herramienta utilizada en sismología para analizar y comprender la propagación de las ondas sísmicas a través de la Tierra y es altamente influenciada por la profundidad focal del sismo (Lowrie and Fichtner, 2020).

El eje horizontal de la gráfica representa la distancia epicentral, en grados, donde un grado equivale aproximadamente a 111 km, esta es la distancia entre el epicentro del sismo y cada estación sísmica en consideración. El eje vertical muestra el tiempo de viaje de las ondas sísmicas desde el epicentro hasta cada estación sísmica, en segundos.

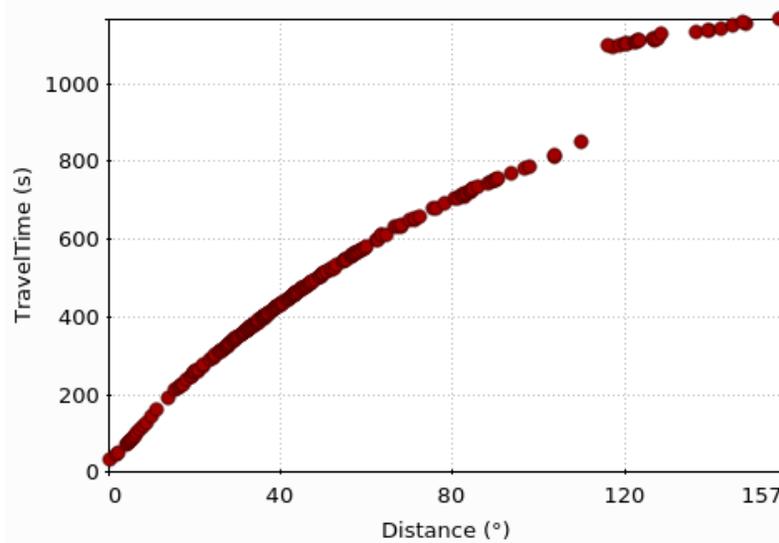


Figura 14

Una característica interesante que exhibe este sismo es la *zona de sombra*. La zona de sombra se refiere a una región específica donde las ondas producidas por un sismo no se detectan, o se registran con menor intensidad, en ciertas estaciones sísmicas debido a la refracción y reflexión de las ondas en el interior de la Tierra (Lowrie and Fichtner, 2020).

En la gráfica de *travel time*, las curvas de llegada de las ondas P generalmente muestran un patrón suave y continuo a medida que el tiempo de viaje aumenta con la distancia epicentral. Sin embargo, cuando se alcanza la zona de sombra, se produce un cambio brusco en las curvas de llegada, lo que indica que las ondas sísmicas no están siendo detectadas o están llegando con una amplitud reducida en esa región específica.

Para las ondas P, la zona de sombra se encuentra en el rango angular entre 103 y 143 grados desde el epicentro (Lowrie and Fichtner, 2020). En esta región, las ondas P se refractan y se desvían hacia el interior de la Tierra debido a la existencia del núcleo externo líquido, lo que resulta en un retraso en el tiempo de llegada o en una ausencia completa de detección de estas ondas en las estaciones sísmicas (Shearer, 2019).

5.3. Inversión de la Fase W

La fase W es una onda de largo período que arriba antes de la llegada de la onda S. Los rangos de velocidad de la fase W se encuentran entre 4.5 a 9.0 km/s y el rango de períodos entre 100 a 1 000 s. Debido a ello no se ve muy afectada por las heterogeneidades en el interior de la Tierra (Kanamori and Rivera, 2008) y resulta relativamente sencillo modelarlo con gran precisión.

La inversión de la fase W puede realizarse con sismogramas saturados por el arribo de las ondas superficiales, debido a que la fase W se encuentra antes de la llegada de la onda S (que a su vez arriba antes que las ondas superficiales), por lo que se pueden utilizar estaciones locales, regionales y globales. Actualmente en el INSIVUMEH se pueden obtener soluciones estables para sismos con magnitudes arriba de Mw 5.8. Para sismos de menor magnitud es posible utilizar un método de campo cercano como el FMNEAR (Delouis, 2014).

Para la inversión se utiliza el software *W-phase* (Kanamori and Rivera, 2008; Hayes et al., 2009; Duputel et al., 2012), ejecutado de forma manual, con él se obtiene una descripción del tensor de momento, el momento sísmico, la magnitud de momento (M_{ww}, magnitud de momento basado en la fase W), información de los planos nodales, parámetros de ajuste, entre otros (ver Figuras 15 y 16). La magnitud obtenida para el sismo analizado en el presente reporte, mediante esta inversión fue de M_{ww} 6.4, que ha sido calculada como la magnitud correcta para este sismo por otras agencias sismológicas internacionales. Los planos nodales encontrados con *W-phase* se muestran a continuación:

Plano	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
1	266.2	20.9	35.3
2	142.7	78.1	107.3

Cuadro 3: Planos nodales encontrados usando el método de inversión de la fase W.

Actualmente se trabaja en automatizar este proceso y poder obtener soluciones en el menor tiempo posible, ya que estas pueden ser de utilidad para la identificación de sismos con posibilidad de generar tsunamis y una elección apropiada de modelos de atenuación o de predicción del movimiento del suelo, para generar mapas de intensidad sísmica, entre otros.

```
Moment mag. : 6.43
PDE location : Lat= 15.15N; Lon= 90.84W; Dep=252.0 km
Centroid loc.: Lat= 15.18N; Lon= 90.99W; Dep=252.6 km
Origin time : 2023/05/17 23:02:00.20
Time delay : 3.6 sec
Half duration: 3.9 sec

Moment tensor: scale= 1.0E+26 dyn.cm
rr= 0.238 ; tt=-0.254 ; pp= 0.016
rt= 0.255 ; rp=-0.429 ; tp= 0.111

Principal Axes:
1.(T) Val= 0.592 ; Plg= 54 ; Azm= 74
2.(N) -0.055 ; 17 ; 319
3.(P) -0.538 ; 31 ; 219

Best Double Couple: M0=5.65E+25 dyn.cm
NP1: Strike=266.2 ; Dip=20.9 ; Slip= 35.3
NP2: Strike=142.7 ; Dip=78.1 ; Slip= 107.3
```

```
-----
-----
-----#####-----
#-----#####-----
#-----#####-----
#-----#####-----
#-----#####-----
##-----##### T #####-
#-----#####
#-----#####
-----#####
#-----#####
-----#####
----- P -----#####
-----#####
-----
-----
```

Figura 15: Archivo de salida del software WPHASE donde se muestran los parámetros estimados de la fuente sísmica: magnitud de momento, coordenadas del centroide, elementos del tensor de momento, ejes de tensión, presión y neutro, planos nodales, entre otros.

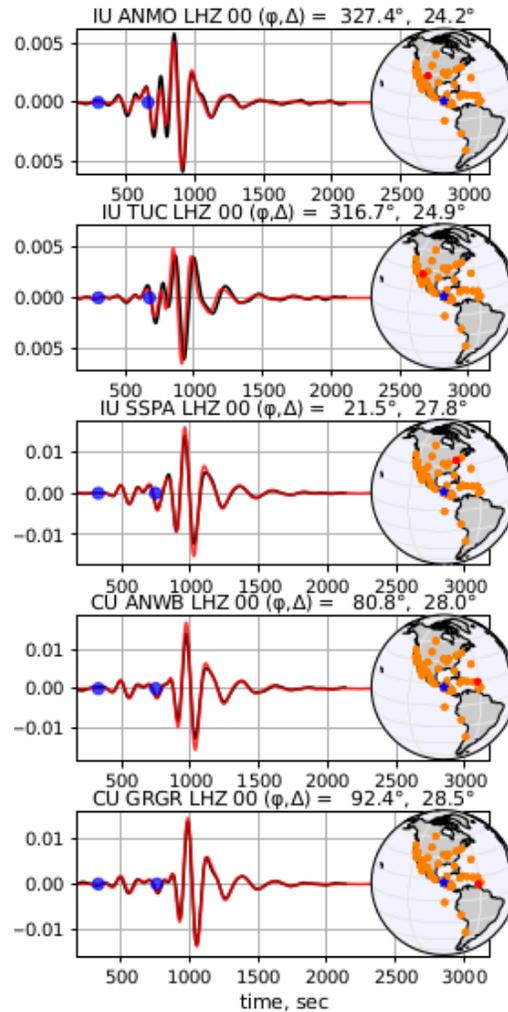


Figura 16: Imagen donde se muestra el ajuste del sismograma registrado (negro) y el sismograma sintético (rojo) en algunas de las estaciones sísmicas utilizadas. Los puntos azules sobre el sismograma delimitan la ventana de tiempo donde se modela la fase W. En cada mapa inserto se observan las estaciones sísmicas utilizadas para la inversión (el punto rojo indica la ubicación de la estación al que corresponden los sismogramas).

6. Conclusiones

El sismo del 17 de mayo de 2023 a las 17:02 h (hora local), tuvo una magnitud final de Mw 6.4, a una profundidad intermedia de 255 km, dentro de la placa de Cocos que se introduce por debajo de la placa del Caribe. En esta región, no se había registrado instrumentalmente un sismo de esta magnitud y los mecanismos de su generación son todavía tema de estudio.

La estimación de los parámetros básicos que describen el sismo (ubicación, profundidad, tiempo de origen y magnitud), se obtuvieron satisfactoriamente de forma automática en alrededor de 20 segundos, mejorando progresivamente a medida que más datos estaban a disposición, esto permitió compartir información oportuna a la CONRED, instituciones de respuesta y público en general. Sin embargo, las primeras estimaciones de la magnitud fueron subestimadas, requiriendo la aplicación de técnicas manuales posteriores para obtener la magnitud final.

De acuerdo a las estimaciones de intensidad sísmica instrumental, se alcanzaron intensidades de IV en la escala de Mercalli Modificada en algunas localidades del país.

A través del análisis de los sismogramas tanto en el campo cercano como en el campo lejano, fue posible obtener información más sofisticada de la fuente sísmica (polaridades, planos nodales, mecanismo focal, momento sísmico, etc.), para lo cual se realizaron inversiones utilizando los software FMNEAR y WPHASE, que están siendo implementados satisfactoriamente en los procesos automáticos y manuales del INSIVUMEH. Las soluciones obtenidas se pueden comparar con la solución del catálogo del Global CMT (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012), como se muestra en la siguiente tabla:

Método	PN1	PN2	M_w	Prof (km)	MF
FMNEAR	271.9/28.6/45.6	140.0/70.0/110.8	6.20	255.3	
WPHASE	266.2/20.9/35.3	142.7/78.1/107.3	6.43	252.0	
GCMT	264/21/35	141/78/108	6.4	252.6	

Cuadro 4: Soluciones obtenidas con diferentes métodos de inversión, comparadas con la solución proporcionada por GlobalCMT. Se observa que la solución más compatible con la proporcionada por GlobalCMT está dada por el método de inversión de Fase W.

La ocurrencia de este sismo de magnitud moderada ha demostrado nuevamente la importancia del intercambio de registros sísmicos entre agencias sismológicas de la región y socios locales, permitiendo la obtención de características más apropiadas de la fuente sísmica. Esto significa un paso importante para la comprensión las amenazas sísmicas que afectan al país.

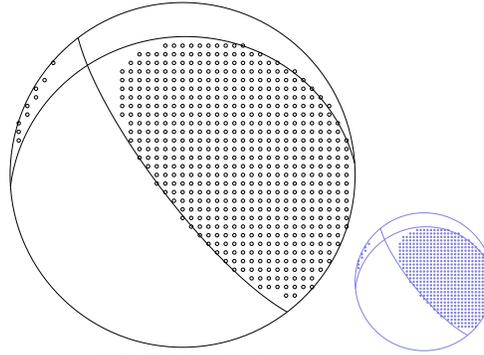
7. Agradecimientos

Para generar la información incluida en este reporte, además de la utilización de los registros sísmicos de la Red Sismológica Nacional (RSN) operada por el INSIVUMEH, se utilizó información del Servicio Sismológico de México (SSN), del Ministerio de Ambiente y Recursos Naturales (MARN) en el Salvador, del Comité Permanente de Contingencias (COPECO) de Honduras y del Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER). También se han integrado a la RSN estaciones sismológicas de socios locales: Municipalidad de Guatemala y Colegio Julio Verne. Además, para los análisis con registros telesísmicos se utilizaron registros sísmicos obtenidos a través de la plataforma Wilber 3, del consorcio EarthScope, con el que el INSIVUMEH intercambia información de forma permanente.

Por otro lado la cooperación internacional ha significado un fortalecimiento de la RSN y en consecuencia en la calidad de la información sismológica generada por el INSIVUMEH, entre los que cabe destacar el Proyecto de Alerta Temprana de Terremotos para América Central (ATTAC), con el apoyo del ETHZ/COSUDE, el Programa de Asistencia para Desastres Volcánicos (VDAP, por sus siglas en inglés) del Servicio Sismológico de los Estados Unidos y del proyecto Aumentando la Resiliencia ante Amenazas Naturales en Guatemala, con la Universidad de Tulsa, Oklahoma y Geocientíficos Sin Fronteras. Agradecemos a la Universidad de Chile, que por medio del Programa Riesgo Sísmico ha brindado apoyo al INSIVUMEH para la implementación del FMNEAR.

También resaltamos el apoyo de la SE-CONRED, quienes comunican al INSIVUMEH los reportes de la población a través de sus delegados en todo el territorio nacional.

GUA_M6.2-2023-05-17



WCMT, Mw= 6.43

RCMT, Mw= 6.41
ratio = 0.91 ; epsilon = 0.036

Moment Tensor [dyn-cm x 1e26]: 0.2377 -0.2537 0.0160 0.2545 -0.4288 0.1114

Scalar moment [dyn-cm]: 5.65e+25

Best Nodal planes (strike/dip/rake): WCMT: 266.2/ 20.9/ 35.3 142.7/ 78.1/ 107.3

RCMT: 264.1/ 21.5/ 35.2 140.8/ 77.8/ 107.8

Eigenvalues [dyn-cm x 1e26]: 0.5924 -0.0546 -0.5378 (Mw = 6.43)

Fit Quality: WCMT - RMS: 0.00033 mm (0.278), Gap: 111.0°, C# 3

RCMT - RMS : 0.00035 mm (0.318)

Used stations (32, 60 channels) :

CCIG(BHZ) PAVA(HHZ) PACA(HHZ) TGUH(LHZ) TEIG(LH2,LHZ) BOAB(LHZ) TLIG(BHE,BHZ) MTDJ(LHZ) HNT(LH1,LH2,LHZ) DWPF(LH1,LH2,LHZ)
 CFBY(LH1,LH2,LHZ) PAYG(LH1,LH2,LHZ) HPFG(BHZ) WFT(LH1,LH2,LHZ) CCM(LH1,LH2,LHZ) SRIG(BHZ) WCI(LH1,LH2)
 SJG(LH2,LHZ) ANMO(LH1,LH2,LHZ) TUC(LH1,LHZ) SSPA(LH1,LH2,LHZ) ANNB(LHZ) GRGR(LHZ) BBSR(LHZ) PPO(LH1,LH2,LHZ)
 NNA(LHZ) BBGH(LHZ) RSSD(LH1,LH2,LHZ) HRV(LH1,LH2,LHZ) CMB(LHZ) COR(LH2,LHZ) FFC(LHZ)
 WPIN: 0.00 15.00 0.00 180.00
 Dmin : 1.68 Dmax : 40.43
 wN : 1.00 wE : 1.00 w2 : 1.00

Filter parameters:

filt_order: 4

filt_cf1 : 0.00400

filt_cf2 : 0.01000

filt_pass : 1

Version: r252

Screening: -med 5.0 3.0 0.9

GF_PATH: /media/HDD/Egreen_global

PDE and Centroid:

PDEW2023 5 17 23 2 0.20 15.1500 -90.8400 252.0 0.0 6.4
 Event id : 202305172302A
 Time shift : 3.6 s
 Half duration: 3.9 s
 Latitude : 15.180
 Longitude : -90.990
 Depth : 252.620

Processed Date : Thu May 18 15:36:07 2023 UT

Figura 18: Solución obtenida con el software *W-phase*, para la inversión con registros regionales y globales.

Datos e imágenes de utilidad disponibles en el siguiente link: http://geo.insivumeh.gob.gt/RT_2023-05-17/

Referencias

- Michael R Brudzinski, Clifford H Thurber, Bradley R Hacker, and E Robert Engdahl. Global prevalence of double benioff zones. *Science*, 316(5830): 1472–1474, 2007.
- Leoncio Cabrera, Sergio Ruiz, Piero Poli, Eduardo Contreras-Reyes, Axel Osses, and Renzo Mancini. Northern chile intermediate-depth earthquakes controlled by plate hydration. *Geophysical Journal International*, 226(1): 78–90, 2021.
- SX Chu and GC Beroza. Aftershock productivity of intermediate-depth earthquakes in japan. *Geophysical Journal International*, 230(1):448–463, 2022.
- Bertrand Delouis. Fmnear: Determination of focal mechanism and first estimate of rupture directivity using near-source records and a linear distribution of point sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104:1479–1500, 06 2014. doi: 10.1785/0120130151.
- Fabien Deschamps, Marguerite Godard, Stéphane Guillot, and Kéiko Hattori. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178:96–127, 2013.
- Z. Duputel, L. Rivera, H. Kanamori, and G. Hayes. W phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990–2010). *Geophysical Journal International*, 189:1125–1147, May 2012. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05419.x. URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05419.x>.
- A. M. Dziewonski, T.-A. Chou, and J. H. Woodhouse. 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, 1981. doi: <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB086iB04p02825>.

- G. Ekström, M. Nettles, and A.M. Dziewoński. The global cmt project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201:1–9, 2012. ISSN 0031-9201. doi: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920112000696>.
- Thomas P Ferrand, Nadège Hilairet, Sarah Incel, Damien Deldicque, Loïc Labrousse, Julien Gasc, Joerg Renner, Yanbin Wang, Harry W Green II, and Alexandre Schubnel. Dehydration-driven stress transfer triggers intermediate-depth earthquakes. *Nature communications*, 8(1):15247, 2017.
- MA Florez and GA Prieto. Controlling factors of seismicity and geometry in double seismic zones. *Geophysical Research Letters*, 46(8):4174–4181, 2019.
- Cliff Frohlich. Aftershocks and temporal clustering of deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13):13944–13956, 1987.
- F Gutiérrez-Aguilar, D Hernández-Uribe, RM Holder, and CB Condit. Fluid-induced fault reactivation due to brucite+ antigorite dehydration triggered the mw7. 1 september 19th puebla-morelos (mexico) intermediate-depth earthquake. *Geophysical Research Letters*, 49(20):e2022GL100814, 2022a.
- F Gutiérrez-Aguilar, D Hernández-Uribe, RM Holder, and CB Condit. Fluid-induced fault reactivation due to brucite+ antigorite dehydration triggered the mw7. 1 september 19th puebla-morelos (mexico) intermediate-depth earthquake. *Geophysical Research Letters*, 49(20):e2022GL100814, 2022b.
- Bradley R Hacker, Simon M Peacock, Geoffrey A Abers, and Stephen D Holloway. Subduction factory 2. are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1), 2003.
- G. Hayes, L. Rivera, and H. Kanamori. Source Inversion of the W-Phase: Real-time Implementation and Extension to Low Magnitudes. *Seismological Research Letters*, 80(5):817–822, September 2009. doi: 10.1785/gssrl.80.5.817. URL <https://doi.org/10.1785/gssrl.80.5.817>.
- H. Kanamori and L. Rivera. Source inversion of Wphase: speeding up seismic tsunami warning. *Geophysical Journal International*, 175:222–238, October

2008. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03887.x. URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03887.x>.
- Stephen Kirby. Interslab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere. *Reviews of Geophysics*, 33(S1):287–297, 1995.
- Ota Kulhánek. *Anatomy of Seismograms: For the IASPEI/Unesco Working Group on Manual of Seismogram Interpretation*. Elsevier, 2012.
- William Lowrie and Andreas Fichtner. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, 3 edition, 2020. doi: 10.1017/9781108685917.
- Tomohiro Ohuchi, Xinglin Lei, Hiroaki Ohfuji, Yuji Higo, Yoshinori Tange, Takeshi Sakai, Kiyoshi Fujino, and Tetsuo Irifune. Intermediate-depth earthquakes linked to localized heating in dunite and harzburgite. *Nature Geoscience*, 10(10):771–776, 2017.
- Simon M Peacock. Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, 29(4):299–302, 2001.
- Stefano Poli and Max W Schmidt. Petrology of subducted slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30(1):207–235, 2002.
- Bruno Reynard, Junichi Nakajima, and Hitoshi Kawakatsu. Earthquakes and plastic deformation of anhydrous slab mantle in double wadati-benioff zones. *Geophysical Research Letters*, 37(24), 2010.
- Peter M. Shearer. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, 3 edition, 2019. doi: 10.1017/9781316877111.
- Seth Stein and M Wyssession. *Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing, 2003.
- USGS. Magnitude Types — U.S. Geological Survey — [usgs.gov](https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/magnitude-types). <https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/magnitude-types>, -. -.
- David J Wald, Vincent Quitoriano, Thomas H Heaton, and Hiroo Kanamori. Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified mercalli intensity in california. *Earthquake spectra*, 15(3):557–564, 1999.

Douglas A Wiens, Jeffrey J McGuire, Patrick J Shore, Michael G Bevis, Kitione Draunidalo, Gajendra Prasad, and Saimon P Helu. A deep earthquake aftershock sequence and implications for the rupture mechanism of deep earthquakes. *Nature*, 372(6506):540–543, 1994.

Suguru Yabe, Yoshiyuki Tanaka, Heidi Houston, and Satoshi Ide. Tidal sensitivity of tectonic tremors in nankai and cascadia subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(11):7587–7605, 2015.

Zhongwen Zhan, Donald V Helmberger, Hiroo Kanamori, and Peter M Shearer. Supershear rupture in a m w 6.7 aftershock of the 2013 sea of okhotsk earthquake. *Science*, 345(6193):204–207, 2014.