



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE SÍSMICA PARA *TSUNAMI EARTHQUAKES*

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

VALENTINA IVANNA GARRIDO SOTO

PROFESOR GUÍA:
JAIME CAMPOS MUÑOZ
PROFESOR CO-GUÍA:
SEBASTIÁN RIQUELME MUÑOZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SERGIO RUIZ TAPIA
JORGE CREMPIEN DE LA CARRERA

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por:
PROYECTO FONDECYT 1211105

SANTIAGO DE CHILE
2024

CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE SÍSMICA PARA *TSUNAMI EARTHQUAKES*

Se conoce como *tsunami earthquake* (Kanamori, 1972) a un terremoto de subducción que causa de forma directa un tsunami regional y/o telesísmico, que es mayor en amplitud que lo que se esperaría para su magnitud de momento sísmico. Entre sus características principales se puede mencionar un carácter lento del proceso tsunamigénico, ubicación cercana a la fosa y deslizamiento máximo en profundidades superficiales. Ejemplos conocidos y estudiados son el terremoto de Nicaragua 7.6 Mw de 1992 (Ide et al., 1993), Perú Mw 7.5 de 1996 (Heinrich et al., 1998), los terremotos de Java, Indonesia, Mw 7.8 en 1994 (Synolakis et al., 1995) y Mw 7.7 de 2006 (Lavigne et al., 2007), y el terremoto Mw 7.8 de Mentawai, Indonesia (Newman et al., 2011).

Teniendo esto en consideración, el presente trabajo tiene por objetivo identificar características comunes en las fuentes sísmicas de ciertos ejemplos conocidos de *tsunami earthquakes* y examinar si alguna de estas características puede ser un elemento distintivo, así como desarrollar e implementar una metodología para poder identificarlos. Para esto, se implementa una metodología de inversión de fuente sísmica en el dominio Wavelet, siguiendo lo desarrollado e implementado por Ji et al. (2002), efectiva para estudiar e identificar de manera simultánea las características del proceso de ruptura sísmica, en el dominio temporal y el de las frecuencias. Esta metodología permite llevar a cabo inversiones conjuntas con datos sismológicos y geodésicos, produciendo soluciones más robustas. Además, se incorpora a esta inversión datos de fase W, lo que es particularmente útil para terremotos con carácter lento, para los cuales los métodos tradicionales de inversión no son siempre eficientes (Kanamori y Rivera, 2008).

En el proceso de inversión, se evaluaron parámetros clave como la velocidad de ruptura, encontrándose que velocidades de ruptura más bajas (1-1.8 km/s) se ajustan mejor a los datos observados, lo cual es típico en este tipo de terremotos. Estos resultados apoyan la idea que los *tsunami earthquakes* tienen un carácter más lento comparado con los típicos terremotos en zonas de subducción.

En este trabajo también se evaluó la ventaja de usar una combinación de datos sismológicos y geodésicos para modelar la fuente sísmica. Incorporando datos de Fase W, GNSS y *strong motion*, se mejoró la estimación del tamaño real de los eventos y se generaron soluciones más robustas. Particularmente, en el terremoto de Mentawai de 2010, el uso de un modelo de estructura de velocidades locales mejoró significativamente los ajustes de los datos de GNSS y *strong motion*.

Finalmente, se discuten los mecanismos propuestos para la generación de *tsunami earthquakes*. Los hallazgos sugieren que estos terremotos se caracterizan por un deslizamiento somero cerca de la fosa, velocidades de ruptura bajas y duraciones largas. La integración de mediciones geodésicas en tiempo real y metodologías de inversión rápidas podría mejorar significativamente la alerta temprana de tsunamis, ayudando a prevenir desastres en comunidades costeras.

Agradecimientos

Me gustaría expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas y entidades que, de una forma u otra, han contribuido al desarrollo y finalización de esta tesis.

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres, Fresia y Hernán, por su apoyo incondicional a lo largo de mi vida, y especialmente en los últimos años. Todos mis logros son gracias a ellos, y siempre les estaré profundamente agradecido por estar a mi lado en todo momento. A mi hermano, Seba, le doy las gracias por estar siempre a un mensaje de distancia, incluso desde el otro lado del mundo, y por ser el hermano mayor que cualquiera desearía tener.

A mis amigas de toda la vida, gracias por seguir presentes a pesar del paso del tiempo. A todas las amistades que he cultivado en estos años de universidad, gracias por la compañía en las largas tardes de estudio de los primeros años, por los chistes internos que aún nos hacen reír, los paseos a la playa y al campo, y las salidas improvisadas que aligeraron los días de trabajo en la tesis.

Quiero expresar mi gratitud a mis profesores guía y co-guía, Dr. Jaime Campos y Dr. Sebastián Riquelme, por compartir su conocimiento y ofrecerme orientación y consejos valiosos para mejorar este trabajo, que representa mi primer acercamiento a la investigación científica. Agradezco especialmente a Sebastián por el apoyo financiero parcial de este proyecto, a través de su proyecto Fondecyt *Regional Automated Final Fault Inversion of Seismic and Geodetic Data and Real Time Tsunami Modeling: Towards 10-minute solutions*.

También agradezco a Dr. Sergio Ruiz y Dr. Jorge Crempien por su disposición a formar parte de la comisión examinadora.

Finalmente, quiero agradecer a todas las personas que conocí durante mis años de pregrado y postgrado en Beauchef. Su presencia y contribución hicieron que estos años fueran una experiencia profundamente enriquecedora.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivos generales	3
1.2.2. Objetivos específicos	4
1.3. Hipótesis	4
2. Antecedentes de estudio	5
2.1. <i>Tsunami Earthquakes</i>	5
2.1.1. Terremoto Nicaragua 1992	11
2.1.2. Terremoto Java 1994	13
2.1.3. Terremoto Perú 1996	15
2.1.4. Terremoto Java 2006	16
2.1.5. Terremoto Mentawai 2010	18
2.2. Deformación dinámica lenta y generación de tsunamis para terremotos someros de subducción	19
3. Materiales, marco conceptual y método	21
3.1. Datos: Sismógrafos, acelerógrafos y GNSS	21
3.2. Modelo de Fuente Sísmica Finita	24
3.3. Terremotos tsunamigénicos en zonas de subducción	26
3.3.1. Terremotos como un fenómeno friccional	26
3.3.2. Acoplamiento sísmico	29
3.4. Metodología: Inversión de fuente sísmica en el dominio Wavelet	29
3.4.1. Modelo de Fuente Sísmica y Método de Inversión	29
3.4.2. Cálculo de sismogramas sintéticos	30
3.4.3. Transformada Wavelet	31
3.4.4. Función objetivo para sismogramas	33
3.4.5. Función objetivo para datos estáticos	33
3.4.6. Método de Inversión Conjunta	34
3.4.7. Sensibilidad a estructura de velocidades	35
4. Resultados	36
4.1. Terremoto de Nicaragua de 1992	36
4.2. Terremoto de Java de 1994	39
4.3. Terremoto de Perú de 1996	42
4.4. Terremoto de Java de 2006	45
4.5. Terremoto de Mentawai de 2010	48

5. Discusiones	52
5.1. Terremoto de Nicaragua de 1992	53
5.2. Terremoto de Java de 1994	55
5.3. Terremoto de Perú de 1996	56
5.4. Terremoto de Java de 2006	57
5.5. Terremoto de Mentawai de 2010	58
5.6. Discusiones generales	60
6. Conclusiones	66
Bibliografía	70
Anexos	76
A. Mecanismos focales	76
B. Ajustes de formas de onda	77
C. Modelos alternativos	99
D. Modelaciones de tsunami (Nicaragua 1992)	118

Índice de Tablas

2.1.	<i>Tsunami earthquakes</i> según la definición de Polet y Kanamori (2000). Las referencias principales están señaladas en la tabla, así como en el texto en casos específicos.	10
3.1.	Disponibilidad de tipos de datos para los <i>tsunami earthquakes</i> seleccionados para inversión de falla finita.	24
A.1.	Mecanismos focales para los <i>tsunami earthquakes</i> seleccionados para este trabajo obtenidos del Catálogo CMT de Harvard (Dziwonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).	76

Índice de Ilustraciones

1.1.	Distribución geográfica de terremotos considerados <i>tsunami earthquakes</i> registrados por redes sismológicas modernas.	2
1.2.	Registros en velocidad de la estación STAN (Universidad Stanford, California) para el terremoto de Nicaragua de 1992 en sus tres componentes. Los tiempos iniciales y finales del registro son 5 [min] antes de la primera llegada de onda P y 60 [min] después.	3
2.1.	Imagen extraída de Kanamori (1972), donde se observan modelos esquemáticos que muestran la relación entre terremotos de falla normal y <i>tsunami earthquakes</i> en las regiones de Sanriku y las Islas Aleutianas.	5
2.2.	Imagen extraída de Fukao (1979). Modelo de ocurrencia de <i>tsunami earthquakes</i> donde se observan (a) el escenario intersísmico, (b) el escenario cosísmico y (c) el escenario postsísmico.	6
2.3.	Imagen extraída de Polet y Kanamori (2000), donde se muestran de forma simplificada los tres tipos de márgenes continentales (adaptado de Huene y Scholl (1991)). El tipo 2 corresponde a un margen no acrecionario, el tipo 1 corresponde a un margen con prisma pequeño a mediano, y el tipo 1* corresponde a un margen con prisma grande.	7
2.4.	Comparación de duración de función temporal de de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico para los terremotos de Islas de la Lealtad de 2021 (superior izquierda), Nicaragua de 1992 (superior derecha), Tocopilla de 2007 (inferior izquierda) y Islas Marianas de 2016 (inferior derecha), todos de magnitud Mw 7.7.	8
2.5.	Registros en velocidad en la componente Este - Oeste para estaciones a distancias aproximadas de 40° para los terremotos de Islas de la Lealtad de 2021 (superior izquierda), Nicaragua de 1992 (superior derecha), Tocopilla de 2007 (inferior izquierda) y Islas Marianas de 2016 (inferior derecha). Los tiempos iniciales y finales del registro son 5 [m] antes de la primera llegada de onda P y 60 [m] después.	9
2.6.	Distribución geográfica de terremotos considerados <i>tsunami earthquakes</i> (Polet y Kanamori, 2022)	10
2.7.	Distribución del deslizamiento y mecanismo focal para el <i>tsunami earthquake</i> de Nicaragua de 1992. Imagen extraída de Ye et al. (2016).	12
2.8.	Imagen extraída del material suplementario de Sallarès et al. (2021). Deslizamiento cosísmico en metros, de acuerdo a la escala, obtenido mediante inversión de falla finita.	12
2.9.	Imagen extraída de Ji y Shao (2006). Distribución de deslizamiento cosísmico obtenida mediante inversión de falla finita.	13

2.10.	Figura extraída de Abercrombie et al. (2001). Inversión de deslizamiento para el mejor modelo obtenido por los autores. La estrella roja corresponde al epicentro y los puntos rojos a sus réplicas. La línea punteada representa la falla utilizada para la inversión de deslizamiento.	14
2.11.	Figura extraída de Ye et al. (2016). Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento para el <i>tsunami earthquake</i> de Perú de 1996, obtenida mediante inversión de falla finita.	15
2.12.	Figura extraída de Ye et al. (2016). Distribución del deslizamiento y mecanismo focal para el <i>tsunami earthquake</i> de Perú de 1996.	16
2.13.	Figura extraída de Gunawan et al. (2016). Comparación de modelos de deslizamiento de los trabajos de (Izquierda) Fujii y Satake (2006), (Medio) Bilek y Engdahl (2007) y (Derecha) Yagi y Fukahata (2011).	17
2.14.	Figura extraída de Lay et al. (2011). Distribución del deslizamiento de la inversión de falla finita usando ondas P y SH con una estructura de velocidad de capas y deformación total vertical del fondo marino calculada del modelo de falla finita.	19
3.1.	Imagen extraída de Ackerley (2021). Respuesta al movimiento en unidades de aceleración para distintos sensores inerciales.	22
3.2.	Imagen extraída de Ackerley (2021). Respuesta al movimiento en unidades de velocidad para distintos sensores inerciales.	22
3.3.	Imagen compartida por Sebastián Riquelme. Comparación de distintas tecnologías de registro de terremotos y sus capacidades para entregar información precisa de características espaciales y temporales de un terremoto, así como de su momento sísmico.	23
3.4.	Imagen extraída de Scholz (1998). Modelo de un cuerpo, sobre el que actúan estreses normales efectivos $\bar{\sigma}$, unido a un resorte de rigidez k , sobre el cual actúa un estrés de corte τ	27
3.5.	Imagen extraída de Scholz (1998). Diagrama de estabilidad mostrando el cambio de velocidad necesario para desestabilizar el sistema como una función del estrés normal efectivo.	28
3.6.	Figura extraída de Scholz (1998). Modelo sinóptico para la estabilidad como una función de la profundidad para zonas de subducción.	28
4.1.	Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992 proyectado sobre el mapa de la región.	37
4.2.	Plano en la dirección <i>up-dip</i> de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992.	37
4.3.	Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992.	38
4.4.	Distribución azimutal de estaciones telesísmicas seleccionadas para la inversión de registros del <i>tsunami earthquake</i> de Nicaragua de 1992.	39
4.5.	Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 1994 proyectado sobre el mapa de la región.	40
4.6.	Plano en la dirección <i>up-dip</i> de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 1994.	40

4.7.	Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 1994.	41
4.8.	Distribución azimutal de estaciones telesísmicas seleccionadas para la inversión de registros del <i>tsunami earthquake</i> de Java de 1994.	42
4.9.	Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Perú de 1996 proyectado sobre el mapa de la región.	43
4.10.	Plano en la dirección <i>up-dip</i> de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Perú de 1996.	44
4.11.	Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Perú de 1996.	44
4.12.	Distribución azimutal de estaciones telesísmicas seleccionadas para la inversión de registros del <i>tsunami earthquake</i> de Perú de 1996.	45
4.13.	Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 2006 proyectado sobre el mapa de la región.	46
4.14.	Plano en la dirección <i>up-dip</i> de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 2006.	46
4.15.	Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 2006.	47
4.16.	Distribución azimutal de estaciones telesísmicas seleccionadas para la inversión de registros del <i>tsunami earthquake</i> de Java de 2006.	48
4.17.	Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010 proyectado sobre el mapa de la región.	49
4.18.	Plano en la dirección <i>up-dip</i> de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010.	50
4.19.	Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010.	50
4.20.	Distribución azimutal de estaciones telesísmicas seleccionadas para la inversión de registros del <i>tsunami earthquake</i> de Mentawai de 2010.	51
4.21.	Distribución de estaciones de GPS y aceleración seleccionadas para la inversión de registros del <i>tsunami earthquake</i> de Mentawai de 2010.	51
5.1.	Imagen extraída de Satake (1995). Esquema de modelos de falla de Ide et al. (1993) y Satake (1994). Ambos general el mismo momento sísmico, pero distintos tsunamis.	54
5.2.	Valores de <i>stress drop</i> para terremotos con magnitudes entre Mw 7.5 - 7.8. Los puntos rojos representan <i>tsunami earthquakes</i>	62
5.3.	Valores de <i>stress drop</i> para terremotos tipo <i>tsunami earthquake</i> obtenidos con las distribuciones de momento sísmico y deslizamiento obtenidas por Ye et al. (2016).	63
5.4.	Imagen extraída de Ide y Beroza (2023). Momento y duración de los eventos sísmicos de distintos estudios. Cada elipse representa una región con aproximadamente el 95 % de los eventos de cada estudio.	65

B.1.	Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	77
B.2.	Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	78
B.3.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	78
B.4.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	78
B.5.	Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	79
B.6.	Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Java de 1994. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	80
B.7.	Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Java de 1994. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	81
B.8.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Java de 1994. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	81
B.9.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Java de 1994. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	82
B.10.	Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Java de 1994. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	83
B.11.	Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Perú de 1996. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	84
B.12.	Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Perú de 1996. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	85
B.13.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Perú de 1996. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	85
B.14.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Perú de 1996. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	86
B.15.	Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Perú de 1996. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	87
B.16.	Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Java de 2006. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	88

B.17.	Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Java de 2006. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	89
B.18.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Java de 2006. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	90
B.19.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Java de 2006. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	91
B.20.	Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Java de 2006. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	92
B.21.	Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	93
B.22.	Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	94
B.23.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	95
B.24.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	96
B.25.	Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	97
B.26.	Datos observados y sintéticos para GPS continuo del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	98
B.27.	Datos observados y sintéticos para <i>strong-motion</i> del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.	99
C.1.	Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992 proyectado sobre el mapa de la región. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región. . .	99
C.2.	Plano en la dirección <i>up-dip</i> de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	100
C.3.	Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	101

C.4.	Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	102
C.5.	Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región. . .	103
C.6.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	103
C.7.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	104
C.8.	Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	104
C.9.	Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992 proyectado sobre el mapa de la región. Modelo alternativo con ancho de falla de 80 [km] y velocidad de ruptura de 1 [km/s].	105
C.10.	Plano en la dirección <i>up-dip</i> de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992. Modelo alternativo con ancho de falla de 80 [km] y velocidad de ruptura de 1 [km/s].	105
C.11.	Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992. Modelo alternativo con ancho de falla de 80 [km] y velocidad de ruptura de 1 [km/s].	106
C.12.	Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010 proyectado sobre el mapa de la región. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región. . .	107
C.13.	Plano en la dirección <i>up-dip</i> de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	108
C.14.	Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	109

C.15.	Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	110
C.16.	Datos observados y sintéticos para componente horiontal de ondas secundarias del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región. . .	111
C.17.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	112
C.18.	Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	113
C.19.	Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	114
C.20.	Datos observados y sintéticos para GPS continuo del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	115
C.21.	Datos observados y sintéticos para <i>strong-motion</i> del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.	116
C.22.	Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010 proyectado sobre el mapa de la región. Modelo obtenido solo con datos de campo lejano.	116
C.23.	Plano en la dirección <i>up-dip</i> de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010. Modelo obtenido solo con datos de campo lejano.	117
C.24.	Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010. Modelo obtenido solo con datos de campo lejano.	117
D.1.	Resumen de simulación de tsunامي para modelos de falla finita con ancho de 80 [km] y velocidades de ruptura promedio de 0.6 [km/s] (superior izquierdo), 1.0 [km/s] (superior derecho), 1.6 [km/s] (inferior izquierdo) y 2.0 [km/s] (inferior derecho).	118
D.2.	Altura de <i>runup</i> de simulación de tsunامي para modelos de falla finita con ancho de 80 [km] y velocidades de ruptura promedio de 0.6 [km/s], 1.0 [km/s], 1.6 [km/s] y 2.0 [km/s], de izquierda a derecha.	118

D.3.	Resumen de simulación de tsunami para modelos de falla finita con velocidad de ruptura promedio de 1.0 [km/s] y anchos de 72 [km], 64 [km], 48 [km] y 40 [km], de izquierda a derecha.	119
D.4.	Altura de <i>runup</i> de simulación de tsunami para modelos de falla finita con velocidad de ruptura promedio de 1.0 [km/s] y anchos de 72 [km] (superior izquierdo), 64 [km] (superior derecho), 48 [km] (inferior izquierdo) y 40 [km] (inferior derecho).	119

Capítulo 1

Introducción

Los tsunamis generados por terremotos en zonas de subducción son una amenaza en múltiples zonas costeras del mundo. En lo que va de este siglo, el mundo ha sido testigo de los efectos devastadores de tsunamis producto de grandes terremotos como los de Sumatra-Andaman de 2004, Maule 2010 y Tohoku 2011.

Se ha visto un gran avance en la comprensión de los tsunamis generados por terremotos en zonas de subducción en las últimas décadas. Pese a esto, aún quedan algunos aspectos por comprender que actualmente forman parte de la discusión científica, entre ellos, la subclase de los *tsunami earthquakes*, introducida por Kanamori (1972), caracterizados por generar tsunamis de un tamaño desproporcionadamente grande para la magnitud del terremoto.

Esta discrepancia puede llevar a subestimar el potencial destructivo de los tsunamis generados por este tipo de eventos sísmicos. Por ello, es crucial identificar estos terremotos oportunamente para minimizar daños y pérdidas fatales en las zonas costeras afectadas, mediante sistemas de alerta temprana de tsunamis.

1.1. Antecedentes

Se definió inicialmente un *tsunami earthquake* como un terremoto que produce un tsunami de gran tamaño, comparado con el valor de su magnitud de ondas superficiales (M_S) (Kanamori, 1972). Esta definición no excluye eventos sísmicos seguidos por tsunamis cuya causa directa son deslizamientos de sedimentos, producto del terremoto original. Para corregir esto, se modificó la definición de *tsunami earthquake* a la siguiente: un terremoto que causa directamente un tsunami regional y/o telesísmico que es mayor en amplitud que lo que se esperaría para su magnitud de momento sísmico (Polet y Kanamori, 2022).

Entre las características principales de los *tsunami earthquake* en zonas de subducción se puede mencionar un carácter lento del proceso tsunamigénico (velocidades de ruptura sísmicas más lentas que para otros terremotos en zonas de subducción, duraciones relativamente largas y energía sísmica radiada anómalamente baja), ubicación cercana a la fosa y máximo deslizamiento superficial.

Otra característica que se ha observado para este tipo de eventos es una baja liberación de energía en el rango de periodo de 1 - 20 [s] (bajas frecuencias) con respecto a su magnitud de momento (Polet y Kanamori, 2000).

Ejemplos conocidos y estudiados de *tsunami earthquake* son el terremoto de Nicaragua 7.6 Mw de 1992 (Figura 1.2) (Ide et al., 1993), Perú Mw 7.5 de 1996 ((Heinrich et al., 1998)), los terremotos de Java, Indonesia, Mw 7.8 en 1994 (Synolakis et al., 1995) y Mw 7.7 de 2006 (Lavigne et al., 2007), y el terremoto Mw 7.8 de Mentawai, Indonesia (Newman et al., 2011) (Figura 1.1).

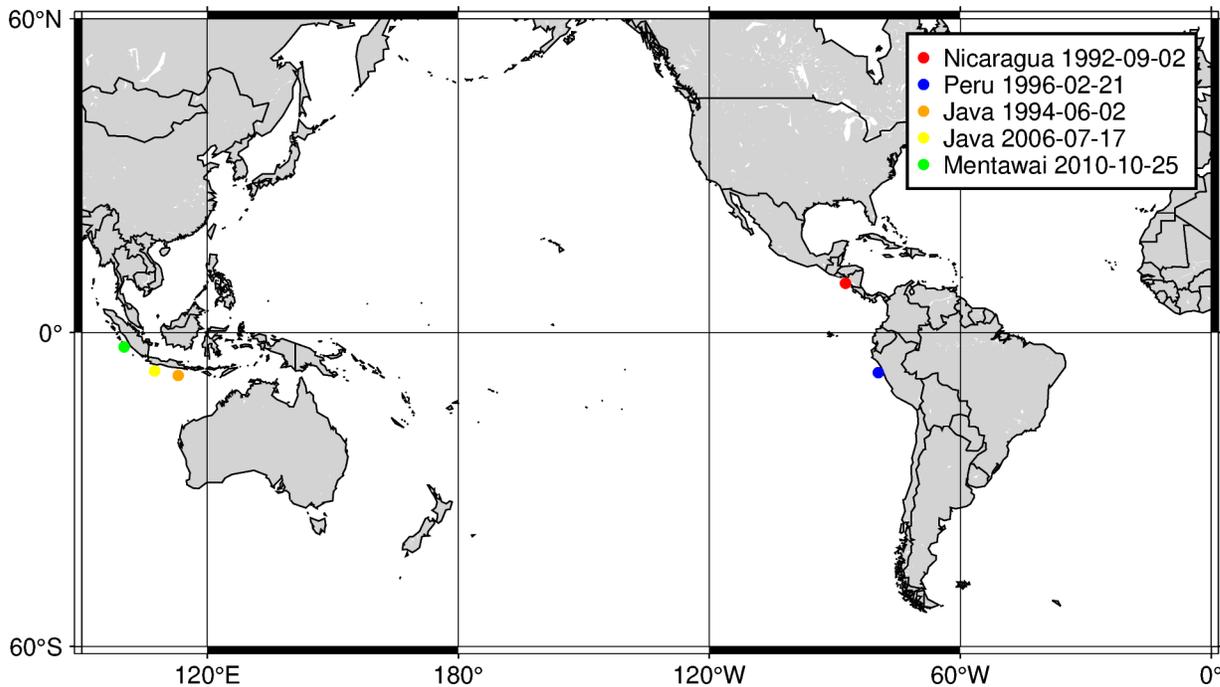


Figura 1.1: Distribución geográfica de terremotos considerados *tsunami earthquakes* registrados por redes sismológicas modernas.

Teniendo en cuenta lo anterior, este trabajo consiste en implementar y aplicar una metodología para obtener una caracterización de la fuente sísmica que permita identificar *tsunami earthquakes*. Para esto, se determinarán algunos parámetros clave asociados al modelo de fuente sísmica finita del tipo “double-couple” (DC), como la amplitud y dirección del deslizamiento sobre el plano de falla (“*slip*”), tiempo de dislocación o “*rise time*” y velocidad de ruptura sísmica, mediante la implementación de una estrategia de inversión conjunta de observables estáticos y dinámicos, correspondientes a datos de estaciones sismológicas clásicas y de tecnologías satelitales (GNSS). Con este objetivo, se utilizará una metodología de inversión en el dominio Wavelet siguiendo el método desarrollado e implementado en Ji et al.(2002), que demuestra ser efectivo para estudiar simultáneamente las características del proceso de ruptura sísmica, en el dominio temporal y de frecuencia, representados en las formas de onda.

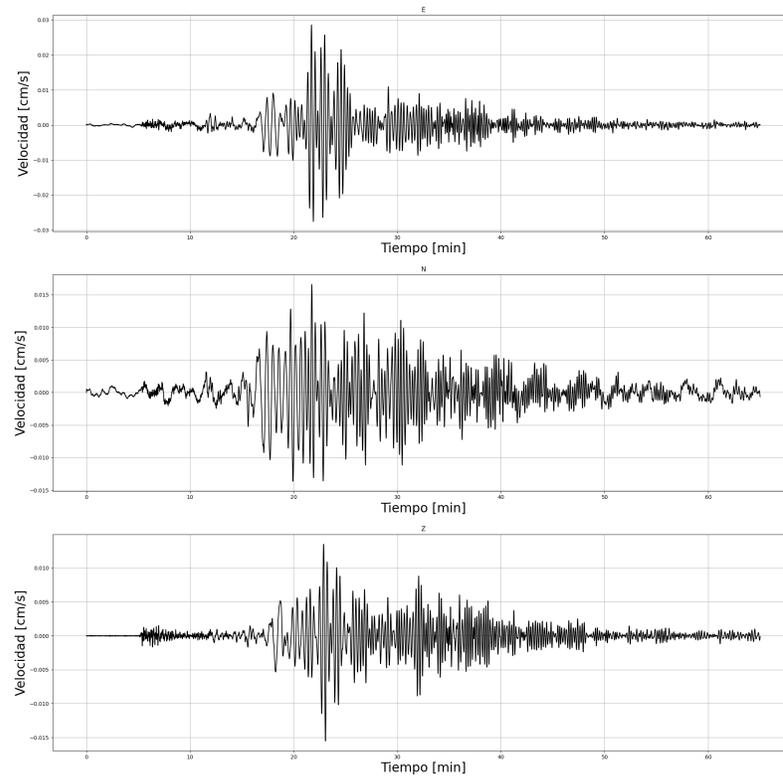


Figura 1.2: Registros en velocidad de la estación STAN (Universidad Stanford, California) para el terremoto de Nicaragua de 1992 en sus tres componentes. Los tiempos iniciales y finales del registro son 5 [min] antes de la primera llegada de onda P y 60 [min] después.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivos generales

1. Analizar e identificar características comunes en las fuentes sísmicas de ciertos ejemplos conocidos de *tsunami earthquakes* en zonas de subducción registrados por redes sismológicas modernas y examinar si alguna de estas características puede ser un elemento distintivo para este tipo de eventos.
2. Desarrollar e implementar una metodología robusta para poder identificar este tipo de terremotos.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Evaluar la incidencia de ciertos parámetros, como la velocidad de ruptura, en la obtención de un modelo adecuado de fuente sísmica, teniendo en cuenta que una de las características que se ha asociado previamente a los *tsunami earthquakes* es la de un carácter lento.
2. Constatar las ventajas de una inversión conjunta de datos de distinta naturaleza en la obtención de modelos de fuente sísmica.
3. Destacar la relevancia de la utilización de un modelo de velocidades que represente de mejor manera las características de rigidez de una zona donde ocurren *tsunami earthquakes* al momento de generar un modelo de fuente sísmica.
4. Discutir sobre las diversas características de los ambientes de subducción en los que se observan estos eventos sísmicos que puedan explicar los resultados obtenidos.

1.3. Hipótesis

1. Los *tsunami earthquakes* se caracterizan por incluir valores de velocidades de ruptura bajos ($\sim 0.3\beta$, con $\beta = 3.5\text{km/s}$) y que suelen tener una duración más larga que lo esperado según el tamaño del evento, siendo todo esto evidencia de que estos eventos tienen un carácter lento.
2. Que su máximo deslizamiento sobre el plano de ruptura sísmica se localiza en zonas someras y cercanas a la fosa.

Capítulo 2

Antecedentes de estudio

2.1. *Tsunami Earthquakes*

La primera definición de *tsunami earthquake* fue entregada por Kanamori (1972) como un terremoto que, a pesar de su magnitud moderada de ondas superficiales (M_s), genera grandes alturas de tsunami. En los años subsiguientes, numerosos esfuerzos se han llevado a cabo para iluminar de mejor manera los mecanismos de los *tsunami earthquakes* y las condiciones que propician su ocurrencia. A continuación, se resumen los aportes más relevantes expuestos por distintos autores en las últimas décadas.

En el estudio pionero de Kanamori (1972), se analizan los terremotos de las Islas Aleutianas (1946) y de la región de Sanriku, Japón (1896) en términos de momento efectivo (M_e), concluyendo que los registros para estos eventos se pueden explicar con desplazamientos de la fuente sísmica que tienen duraciones del orden de 100 s. Luego, sugiere que este proceso lento “anormal” de la fuente de los *tsunami earthquakes* puede ser una manifestación de la viscoelasticidad de una zona de debilidad bajo el margen interno de las fosas. Esta zona de debilidad estaría caracterizada por grandes terremotos de falla normal, como los terremotos de Sanriku de 1933 y el de las Islas Aleutianas de 1929 (Figura 2.1).

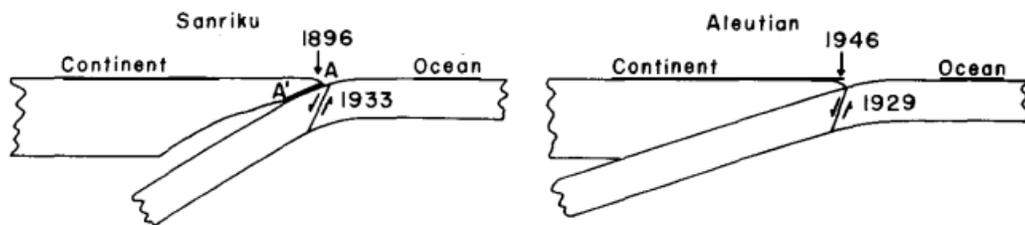


Figura 2.1: Imagen extraída de Kanamori (1972), donde se observan modelos esquemáticos que muestran la relación entre terremotos de falla normal y *tsunami earthquakes* en las regiones de Sanriku y las Islas Aleutianas.

Fukao (1979) compara alturas de tsunami y amplitudes de ondas sísmicas para los terremotos de Japón de Kurile de 1963 y Hokkaido de 1975, ambos considerados *tsunami earthquakes*, y propone que el mecanismo de ruptura sísmica de subducción ocurre en el ambiente cercano a una fosa de mar profundo. Su modelo sugiere que los *tsunami earthquakes* son causados por fallas secundarias o ramificaciones con ángulos de *dip* pronunciados dentro de una cuña de acreción (Figura 2.2). Las fallas secundarias generan una gran deformación vertical, y por lo tanto, un mecanismo eficiente para generar grandes tsunamis. Las cuñas de acreción suelen ser asísmicas debido a la ductilidad de los sedimentos, pero pueden generar *tsunami earthquakes* al activarse de forma repentina con la ocurrencia de un terremoto grande.

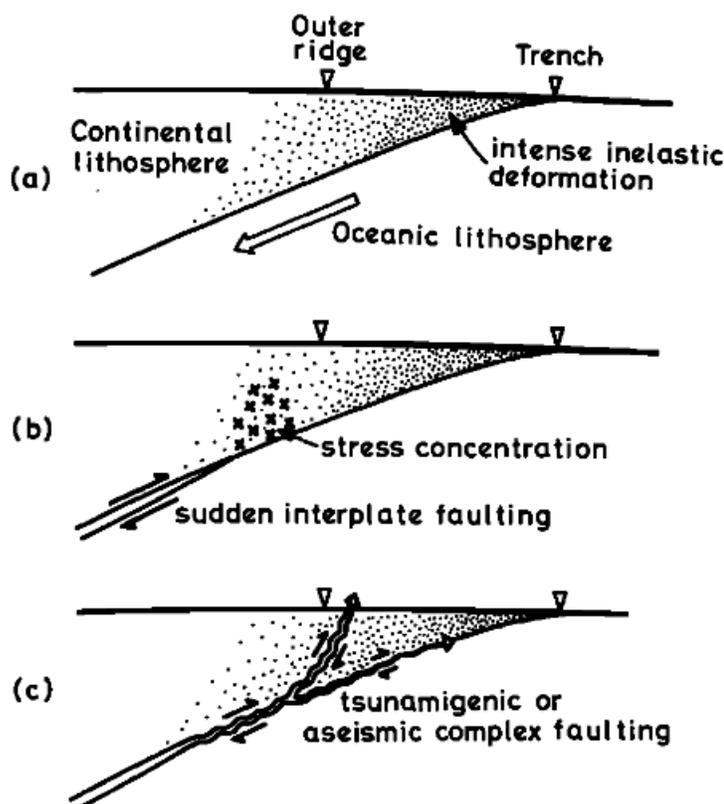


Figura 2.2: Imagen extraída de Fukao (1979). Modelo de ocurrencia de *tsunami earthquakes* donde se observan (a) el escenario intersísmico, (b) el escenario cosísmico y (c) el escenario postsísmico.

Por otro lado, Ward (1982) asocia la discrepancia en alturas de tsunami y magnitud de ondas superficiales (M_S) a la baja excitación de estas ondas en los mecanismos focales debido a fallas de tipo "*thrust*", casi horizontales (*dip* pequeño), mientras que la excitación de tsunamis es relativamente insensible al ángulo de "*dip*" del plano de falla y a la profundidad del hipocentro.

Con respecto a los parámetros sísmicos que controlan las amplitudes de tsunami en el campo lejano, Okal (1988) sugiere que, dado un momento sísmico, las fuentes sísmicas ubicadas en sedimentos de menor rigidez (μ) producen tsunamis con mayores amplitudes de tsunami que fuentes sísmicas ubicadas en rocas típicas de la corteza y el manto (con mayores valores de μ), por lo que una ruptura a través de los sedimentos del prisma de acreción puede ser importante en la generación de *tsunami earthquakes*.

Pelayo y Wiens (1992) estudian los terremotos de Perú de 1960, Kurile de 1963 y Kurile de 1975, observando que se trata de eventos con mecanismos de fuente de doble cupla, que tienen lugar en profundidades someras y en la cercanía del eje de la fosa, mar adentro de los eventos de tipo *thrust* típicos. Se estiman duraciones largas de la fuente sísmica y momentos sísmicos grandes en comparación a la magnitud de ondas superficiales, así como velocidades de ruptura lentas, cercanas a 1 [km/s], pero sin evidencia de una caída de tensión inusualmente baja. En su trabajo, se propone un modelo de ruptura a través de roca sedimentaria, a lo largo del despegue basal del prisma de acreción, normalmente asísmico. De este modo, las largas duraciones encontradas se explicarían debido a que los eventos tienen lugar en capas sedimentarias poco rígidas, lo que resulta en la baja velocidad de ruptura.

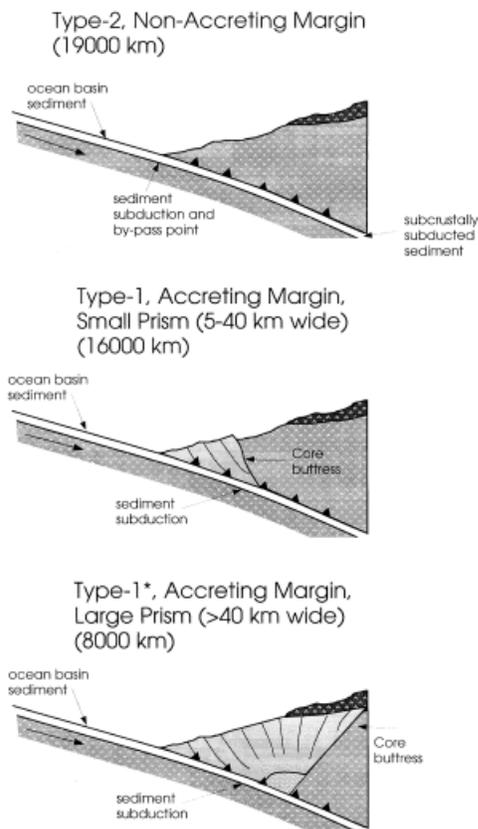


Figura 2.3: Imagen extraída de Polet y Kanamori (2000), donde se muestran de forma simplificada los tres tipos de márgenes continentales (adaptado de Huene y Scholl (1991)). El tipo 2 corresponde a un margen no acrecionario, el tipo 1 corresponde a un margen con prisma pequeño a mediano, y el tipo 1* corresponde a un margen con prisma grande.

Otro trabajo de gran relevancia en el esfuerzo de vislumbrar los mecanismos de los *tsunami earthquakes* y sugerir modelos para su génesis es el de Polet y Kanamori (2000). En este trabajo se examina el espectro de fuente de todos los terremotos de zonas de subducción ocurridos entre 1992 y 1996, incluidos los *tsunami earthquakes* de Nicaragua de 1992, Java de 1994 y Perú de 1996, los cuales son categorizados en una subcategoría de "*slow tsunami earthquakes*". Para estos terremotos, la eficiencia de la excitación de tsunami está directamente relacionada con su proceso de fuente, y no por efectos de deslizamientos submarinos o derrumbamiento de sedimentos. Del análisis espectral de estos "*slow tsunami earthquakes*", se observó que estos eventos liberaron poca energía en las altas frecuencias (1 - 20 s), con respecto a su momento sísmico. Mediante el exámen de las ubicaciones de los centroides e hipocentros de estos tres terremotos se observó que, al igual que los otros terremotos de subducción estudiados, tuvieron una dirección de ruptura *up-dip*, y en particular, tuvieron una ruptura inusualmente cercana a la fosa, en profundidades del contacto interplaca que se esperaba fuesen sísmicamente estables (no *stick-slip*).

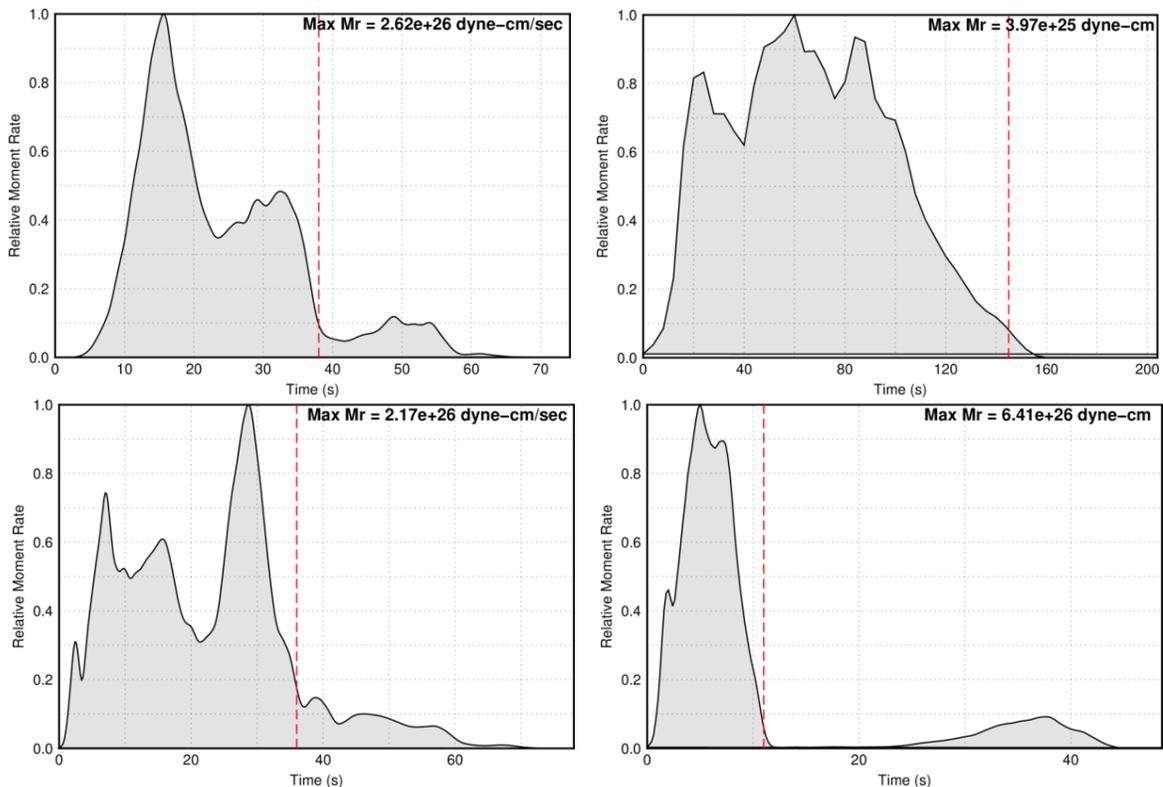


Figura 2.4: Comparación de duración de función temporal de de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico para los terremotos de Islas de la Lealtad de 2021 (superior izquierda), Nicaragua de 1992 (superior derecha), Tocopilla de 2007 (inferior izquierda) y Islas Marianas de 2016 (inferior derecha), todos de magnitud Mw 7.7.

La deficiencia en la liberación de energía en las altas frecuencias y el carácter lento" de este tipo de terremotos se puede vislumbrar al comparar un evento considerado *tsunami earthquake* con otros terremotos de zona de subducción con la misma magnitud M_W . En la Figura 2.4 se pueden observar las funciones temporales de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico ($\dot{M}(t)$) para los terremotos M_W 7.7 de Islas de la Lealtad de 2021, Nicaragua de 1992 (considerado *tsunami earthquake*), Tocopilla de 2007 y Islas Marianas de 2016, y cómo esta tiene una duración considerablemente más larga en el caso del *tsunami earthquake*. También, al observar sismogramas para estos eventos, registrados por estaciones a distancias cercanas a los 40° , se puede observar periodos relativamente más largos en el registro del terremoto de Nicaragua de 1992 (Fig. 2.5).

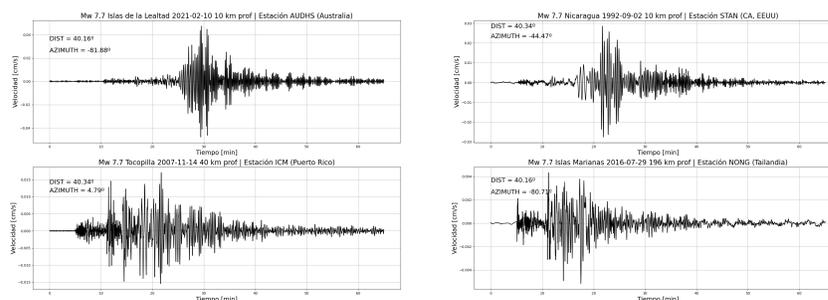


Figura 2.5: Registros en velocidad en la componente Este - Oeste para estaciones a distancias aproximadas de 40° para los terremotos de Islas de la Lealtad de 2021 (superior izquierda), Nicaragua de 1992 (superior derecha), Tocopilla de 2007 (inferior izquierda) y Islas Marianas de 2016 (inferior derecha). Los tiempos iniciales y finales del registro son 5 [m] antes de la primera llegada de onda P y 60 [m] después.

Estudios oceánicos de las regiones donde ocurren estos tres eventos muestran que existe un fondo oceánico altamente fracturado y la presencia de un pequeño prisma de acreción junto una fina capa de sedimentos siendo subductados. Para explicar la ocurrencia de estas rupturas someras se sugiere la existencia de una estructura áspera de horst y graben en la placa subductante que causaría zonas de contacto con la placa cabalgante, lo que hace posible la nucleación de terremotos poco profundos y su propagación hacia el fondo oceánico (Polet y Kanamori, 2000). La propagación de la ruptura por sedimentos, haría que el proceso de fuente de los terremotos sea lento (Figura 2.3).

La definición original de *tsunami earthquake*, entregada por Kanamori, podría incluir erróneamente en la categoría a eventos cuya magnitud esté siendo subestimada debido a la saturación de la escala de magnitud de ondas superficiales (M_s). Además, esta definición tampoco excluye eventos sísmicos de magnitudes moderadas seguidos por tsunamis cuya causa directa son deslizamientos de sedimentos submarinos (estos últimos, producto del terremoto original). Para corregir esto y poder diferenciar este tipo de eventos a aquellos con características de la fuente sísmica anómalas, se modificó la definición de *tsunami earthquake* a la siguiente: un terremoto que causa directamente un tsunami regional y/o telesísmico que es mayor en amplitud que lo que se esperaría para su mag-

nitud de momento sísmico (Polet y Kanamori, 2022).

Tabla 2.1: *Tsunami earthquakes* según la definición de Polet y Kanamori (2000). Las referencias principales están señaladas en la tabla, así como en el texto en casos específicos.

Ubicación	Fecha	Latitud	Longitud	Magnitud	Referencia
Islas Aleutianas	1946/04/01	53.31	-162.88	M 7.4	(López y Okal, 2006)
Sanriku	1896/06/15	39.5	144	M_S 7.2	(Tanioka y Satake, 1996)
Islas Kurile	1963/10/20	44.8	149.5	M_S 7.2	(Ward, 1982)
Islas Kurile	1975/06/10	43.0	147.7	M_S 7.0	(Fukao, 1979)
Nicaragua	1992/09/02	11.76	-87.42	M_W 7.8	(Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012)
Peru	1996/02/21	-9.62	-79.57	M_W 7.5	(Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012)
Perú	1960/11/20	-6.72	-80.90	M_W 7.6	(Pelayo y Wiens, 1992)
Java	1994/06/02	-10.28	113.04	M_W 7.7	(Abercrombie et al., 2001)
Java	2006/07/17	-9.25	107.41	M_W 7.6	(Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012)
Mentawai	2010/10/25	-3.49	100.08	M_W 7.8	(Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012)

Siguiendo esta nueva definición, se elabora una lista de eventos conocidos estudiados que pueden ser considerados *tsunami earthquakes*, los cuales se presentan en Tabla 2.1 y Figura 2.6. Estos terremotos se caracterizan por encontrarse en zonas de subducción activas sísmicamente, en lo que se conoce como el Cinturón de Fuego del Pacífico (Figura 2.6).

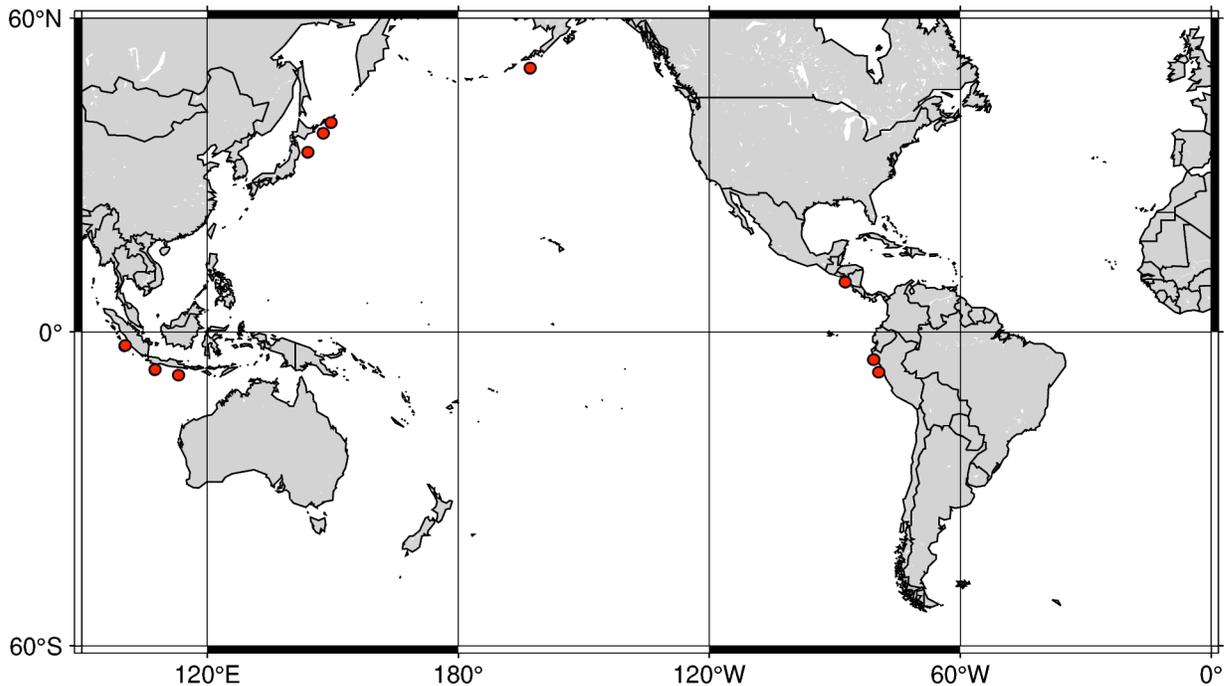


Figura 2.6: Distribución geográfica de terremotos considerados *tsunami earthquakes* (Polet y Kanamori, 2022)

De estos eventos, son de gran relevancia para este trabajo aquellos que tuvieron lugar en fechas posteriores al terremoto de Nicaragua de 1992 (éste incluido). Estos terremotos se distinguen del resto al tratarse de eventos que fueron registrados por estaciones sismológicas modernas. Esto es de gran importancia ya que de esta forma se puede modelar la fuente sísmica utilizando datos digitales BRB y VBB de periodo largo, los que se espera sean predominantes en *tsunami earthquakes* (Kanamori y Kikuchi, 1993). De esta forma, los terremotos que se estudiarán en el presente trabajo son el terremoto Mw 7.8 de Nicaragua de 1992, los terremotos Mw 7.7 y 7.6 de Java, de 1994 y 2006, respectivamente, el terremoto Mw 7.5 de Perú (febrero, 1996), y el terremoto Mw 7.8 de Mentawai del año 2010 (Figura 1.1).

2.1.1. Terremoto Nicaragua 1992

El terremoto de magnitud Mw 7.6 de Nicaragua ocurrió el 2 de septiembre de 1992 a las 00:16:01 UTC, y generó un tsunami con alturas de hasta 10 m (Satake et al., 1993), el cual dejó 179 muertos y casi 500 heridos (National Geophysical Data Center).

Este evento es considerado un hito entre los terremotos de subducción generadores de tsunamis por dos motivos: en primer lugar, fue el primer *tsunami earthquake* registrado por una red de sismómetros de banda ancha modernos, lo que permite tener sismogramas con suficiente calidad para hacer inferencias sobre los mecanismos de ruptura (Kanamori y Kikuchi, 1993), y además, fue en los registros de este terremoto donde se observó por primera vez la existencia de la Fase W (Kanamori y Rivera, 2008).

Se han realizado diversos intentos por caracterizar el mecanismo de fuente de este terremoto. Inversiones de ondas de cuerpo y superficiales sugieren una ruptura bilateral con una larga duración cercana a los 100 s (Ide et al., 1993; Kikuchi y Kanamori, 1995; Velasco et al., 1994), un momento sísmico cercano a $3 \times 10^{20} Nm$ y un plano de falla de $200 \times 100 km^2$ (Ide et al., 1993). Estas dimensiones del plano de falla fueron tomadas en cuenta en simulaciones de tsunamis llevadas a cabo por *Imamura et al. (1993)*, quienes asumieron una rigidez estandar $\mu = 3 \times 10^{10} N/m^2$, obteniendo resultados consistentes con el *run-up* observado para este evento, pero con un momento sísmico un orden de magnitud mayor que lo estimado con datos de los registros BRB y VBB. Esta discrepancia se reduce al considerar un modelo de fuente diferente (Satake, 1994), dado por un plano de falla de 250 km x 40 km, un deslizamiento uniforme de 3 m, y una rigidez de $\mu = 1 \times 10^{10} N/m^2$.

Se considera que la distribución del deslizamiento para este evento es heterogénea (Piatanesi et al., 1996; Ihmlé, 1996b), con regiones principales de deslizamiento a 20 km al noroeste del epicentro y a 160 km al sureste, según unos autores (Ihmlé, 1996b), y 30 km al noroeste del epicentro y 90 km al sureste, según otros (Ye et al., 2016) (Figura 2.7).

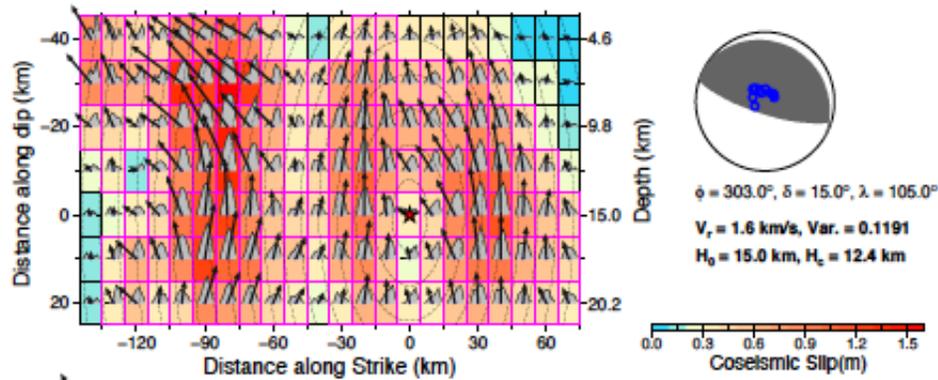


Figura 2.7: Distribución del deslizamiento y mecanismo focal para el *tsunami earthquake* de Nicaragua de 1992. Imagen extraída de Ye et al. (2016).

El análisis de ondas telesísmicas coincide con que este evento se caracterizó por una ruptura lenta y suave (Kikuchi y Kanamori, 1995), con deficiencia en energía de periodo corto (Kanamori y Kikuchi, 1993). Este carácter lento se ha explicado debido a propiedades friccionales en la interfaz entre placas (Ihmlé, 1996b), y se ha relacionado a la presencia de sedimentos suaves (Kanamori y Kikuchi, 1993; Ihmlé, 1996a).

Modelaciones recientes muestran una falla finita caracterizada por deslizamiento somero (Ji y Shao, 2006; Sallarès et al., 2021) (Figuras 2.8 y 2.9). Sallarès et al. (2021) proponen que el deslizamiento somero podría resultar de variaciones en la roca con la profundidad. A partir de esto, estos autores proponen que características atribuidas a *tsunami earthquakes* como larga duración, deficiencia en altas frecuencias y discrepancia en distintas magnitudes, son atributos intrínsecos de la ruptura superficial en el contacto interplaca.

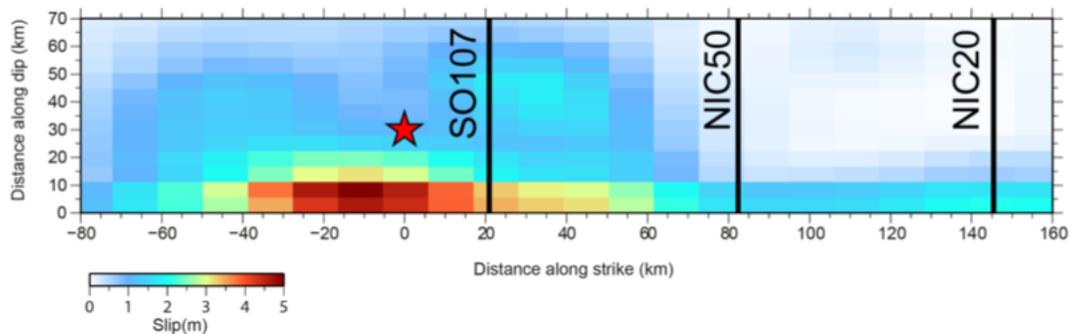


Figura 2.8: Imagen extraída del material suplementario de Sallarès et al. (2021). Deslizamiento cosísmico en metros, de acuerdo a la escala, obtenido mediante inversión de falla finita.

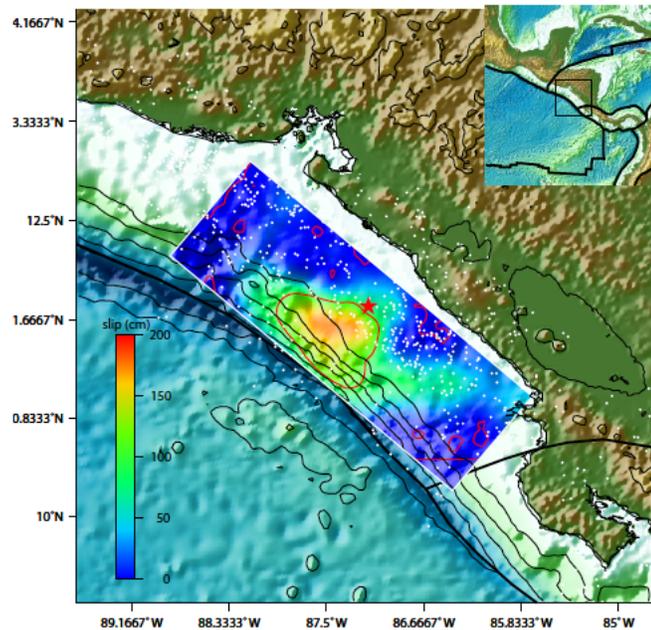


Figura 2.9: Imagen extraída de Ji y Shao (2006). Distribución de deslizamiento cosísmico obtenida mediante inversión de falla finita.

La posibilidad de que la fuente de este evento se pudiera representar mediante una fuerza singular se descartó mediante análisis de patrones de radiación y relaciones de amplitud para ondas superficiales (Ide et al., 1993). *Herzfeld et al. (1997)*, mencionan que pudo haber un deslizamiento submarino, sin embargo, modelos que no recurren a este deslizamiento pueden explicar casi todas las observaciones de *run-up* y elevaciones de tsunami (Higman y Bourgeois, 2021).

2.1.2. Terremoto Java 1994

El 3 de junio de 1994 ocurrió un terremoto de magnitud Mw 7.8 (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012) en el extremo este de la fosa de Java, en el Océano Índico. El terremoto produjo un tsunami destructivo, que dejó aproximadamente 200 muertos, 400 heridos y 1000 viviendas destruidas (Synolakis et al., 1995). Según habitantes de las islas de Java y Bali, el terremoto no se percibió como un evento de esa magnitud; de hecho, al ocurrir cerca de la medianoche, en horario local, una gran cantidad de habitantes estaban durmiendo y no despertaron con el movimiento (Tsuji et al., 1995).

El estudio de este terremoto hace evidente que posee ciertas características inusuales. En específico, la amplitud de su tsunami, en comparación con la baja energía radiada por ondas sísmicas y la ubicación de la ruptura cerca de la fosa, hacen pensar que, al igual que en el evento de Nicaragua dos años antes, se trata de un *tsunami earthquake* (Newman y Okal, 1998; Polet y Kanamori, 2000).

Sin embargo, existe debate en la literatura con respecto de si este terremoto entra en esta categoría. Por un lado, Abercrombie et al. (2001) interpretan este evento como deslizamiento sobre un monte submarino subductante (Masson et al., 1990), que representa

un parche en un ambiente desacoplado, y señalan que no existe evidencia de ruptura lenta y superficial, pues su mejor modelo de falla finita es compatible con una velocidad de ruptura de 2 km/s y mayor deslizamiento a 40-80 km al noreste del hipocentro (esto es, alejándose de la fosa) (Figura 2.10). Señalan también la existencia de un sesgo en la localización de los centroides de sismos en esta zona, que de ser corregido, indicaría que no existe evidencia de dirección de ruptura en dirección *up-dip*. Estos autores interpretan y atribuyen la deficiencia espectral en altas frecuencias como una consecuencia de un valor bajo de *stress-drop* promedio (0.3 MPa).

Por otro lado, Polet y Thio (2003) proponen que las características espectrales de este terremoto pueden explicarse por una velocidad de ruptura lenta (relacionada con el tiempo total de propagación de la ruptura a través de la falla) y/o una velocidad de partículas lenta (relacionada con la duración del desplazamiento de partículas, o *rise-time*), ya que en ambos casos una variación se vería reflejada en el espectro de momento sísmico con una sola frecuencia esquina. Además, destacan que es incorrecto interpretar terremotos lentos directamente como terremotos con una velocidad de ruptura baja.

Modelos de falla finita para este terremoto muestran características comunes, como deslizamiento somero, no superior a 3 [m] (Figura 2.10), además de duraciones entre 80 [s] y 100 [s] (Abercrombie et al., 2001; Ji y Shao, 2006; Ye et al., 2016).

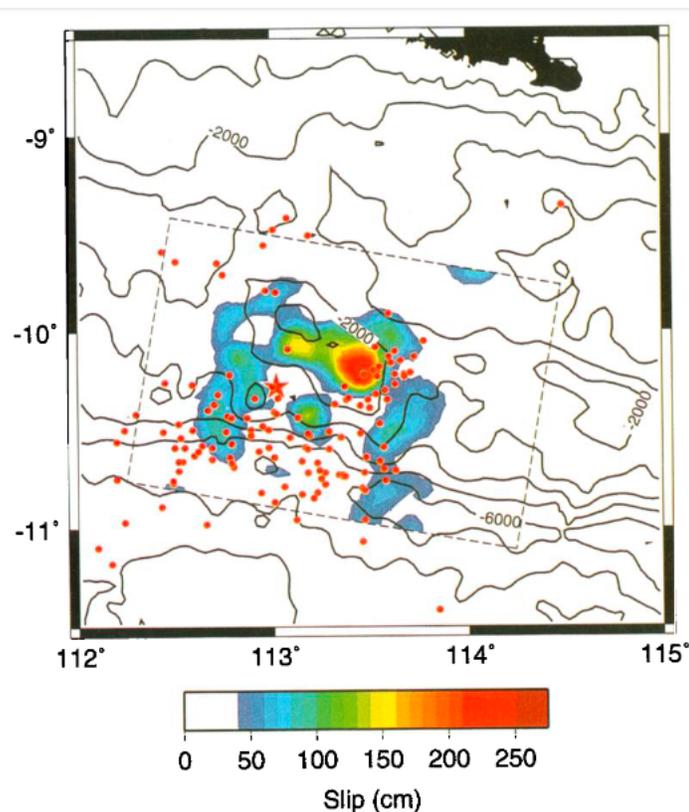


Figura 2.10: Figura extraída de Abercrombie et al. (2001). Inversión de deslizamiento para el mejor modelo obtenido por los autores. La estrella roja corresponde al epicentro y los puntos rojos a sus réplicas. La línea punteada representa la falla utilizada para la inversión de deslizamiento.

2.1.3. Terremoto Perú 1996

El 21 de febrero de 1996 tuvo lugar en la costa de Perú un gran terremoto tsunamigénico de magnitud 7.5 Mw (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012). El epicentro de este evento sísmico fue en las coordenadas 9.6°S, 79.6°W, a aproximadamente 130 km de la costa, al norte de la intersección de la zona de fractura de Mendaña con la fosa de Chile-Perú. Aproximadamente una hora después del evento principal se registró un tsunami con alturas de *run-up* máximas entre 2 y 5 [m], entre las latitudes 8°S y 10°S, que dejó doce muertos (Bourgeois et al., 1999).

Las observaciones de los efectos producidos por este tsunami sugieren que este evento tiene origen y tamaño similares a los del terremoto de Nicaragua de 1992 y de Perú de 1960, por lo que se podría clasificar al terremoto generador como un *tsunami earthquake*, aunque probablemente correspondería a un caso límite (Bourgeois et al., 1999).

Existe debate con respecto a este último punto, principalmente en lo que concierne a su carácter lento. La duración de este evento se estimó de unos 50 [s], más largo de lo esperado para una magnitud de 7.5 Mw, pero no lo suficiente para que se pueda considerar como un terremoto lento, como señalan algunos autores (Newman y Okal, 1998; Ihmlé et al., 1998). Jimenez et al. (2015) sugieren que esta duración está subestimada, ya que Ihmlé et al. (1998) utilizan un filtro pasabanda entre los 2 s y 100 s, que eliminaría información de frecuencias características de sismos de ruptura lenta. En su estudio, estos autores estiman una duración de 75 [s] y velocidad de ruptura promedio de 1.2 [km/s], lo que implicaría la ocurrencia de un sismo de proceso de ruptura lenta, característico de *tsunami earthquakes*. Así mismo, en un estudio de características de rupturas de grandes terremotos, que incluye este evento (Ye et al., 2016), se obtiene, producto una inversión de falla finita, una función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico con duración de 79 [s] (Figura 2.11) y velocidad de ruptura promedio de 2.0 [km/s], así como una distribución de deslizamiento con valor máximo de aproximadamente 2 [m] cerca del hipocentro (Figura 2.12).

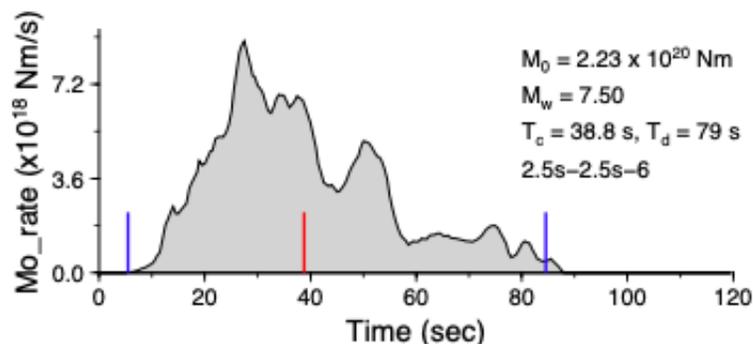


Figura 2.11: Figura extraída de Ye et al. (2016). Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento para el *tsunami earthquake* de Perú de 1996, obtenida mediante inversión de falla finita.

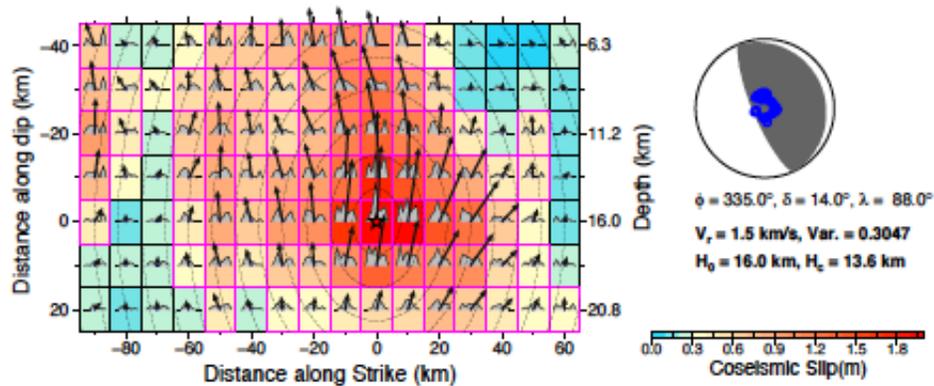


Figura 2.12: Figura extraída de Ye et al. (2016). Distribución del deslizamiento y mecanismo focal para el *tsunami earthquake* de Perú de 1996.

Polet y Kanamori (2000) señalan que este evento no posee una función de fuente temporal anómalamente larga, pero de su fuente espectral es evidente que presenta baja liberación de energía en periodos cortos con respecto a su momento total (Polet y Kanamori, 2000). Esto y otras características hacen que estos autores lo clasifiquen como un *tsunami earthquake* lento.

Por su parte, Duputel et al. (2013) elaboraron un método de identificación de características temporales de la fuente sísmica mediante el uso del desfase temporal en el centroide. De acuerdo a esto, no existe una gran anomalía en entre el desfase temporal y la predicción de escala (calculada en base a su M_0) para el terremoto de Perú de 1996 como para decir que este evento califica como un *tsunami earthquake*.

Con respecto al mecanismo generador de este terremoto, se ha postulado que la ocurrencia y el carácter lento de este evento están controlados por la subducción de la zona de fractura de Mendaña, un sistema de extensión localizado que generaría perturbaciones en la morfología de la capa subductante, consistente con el modelo sugerido por Tanioka et al. (1997) para la fosa de Japón y extendido por Polet y Kanamori (2000) para la generación de *tsunami earthquakes* (Tanioka y Satake, 1996; Polet y Kanamori, 2000; Okal y Newman, 2001).

2.1.4. Terremoto Java 2006

El 17 de julio de 2006 un destructivo tsunami afectó la costa sur de la isla de Java, Indonesia. En las semanas subsiguientes, el Ministerio de Salud de Indonesia informó que, como resultado de este tsunami, aproximadamente 668 personas perdieron la vida, 65 personas quedaron desaparecidas y más de 9000 resultaron heridas y recibieron tratamiento médico (la información está disponible en el enlace: <https://reliefweb.int/report/indonesia/central-and-west-java-earthquake-and-tsunami-situation-report-11-3-aug-2006>). El terremoto que generó este tsunami fue un evento de magnitud Mw 7.7 (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012) y ocurrió a las 15:19 hora local, a 225 km de la costa de Pangandaran (9.222°S, 107.320°E).

Ammon et al. (2006) encontraron que el evento tuvo una velocidad de ruptura baja, con valores cercanos a 1.0 - 1.5 [km/s], y ocurrió cerca del borde *up-dip* de la zona de subducción. También identificaron una duración para la función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico de unos 185 [s], inusualmente larga, caracterizada por numerosos pulsos de radiación sísmica de periodo corto superimpuestos sobre una ruptura suave de fondo (Ammon et al., 2006). Estas características permiten concluir que este terremoto se puede catalogar como un *tsunami earthquake*. Otros autores también han coincidido con duraciones entre 150 y 180 segundos (Bilek y Engdahl, 2007; Okamoto y Takenaka, 2009; Fan et al., 2017).

Un resultado común en el modelamiento de este terremoto es una distribución de deslizamiento heterogéneo, con una región de ruptura principal seguida de una región con parches de deslizamiento más pequeños (Ammon et al., 2006; Fujii y Satake, 2006; Bilek y Engdahl, 2007; Okamoto y Takenaka, 2009; Ji y Shao, 2006). Esto se ha asociado a un entorno de fricción altamente variable en la interfaz sedimentaria entre placas (esto es, en la parte más superficial), consistente con lo propuesto por Bilek y Lay (2002) para *tsunami earthquakes* (Ammon et al., 2006; Fujii y Satake, 2006; Bilek y Engdahl, 2007; Okamoto y Takenaka, 2009; Raharja et al., 2016).

Un estudio llevado a cabo por Gunawan et al. (2016) investigó los modelos de falla finita para este evento obtenidos por Fujii y Satake (2006), Bilek y Engdahl (2007) y Yagi y Fukahata (2011), para encontrar el mejor modelo cosísmico en base a mecanismos de deformación post-sísmica asociada con relajación viscoelástica y *afterslip* (Figura 2.13) (Gunawan et al., 2016). De este estudio, se encuentra que el modelo de Fujii y Satake (2006) entrega mejores resultados de modelos reológicos. También, encuentran que el *afterslip* es dominante en los desplazamientos horizontales, y que la relajación viscoelástica domina los desplazamientos verticales.

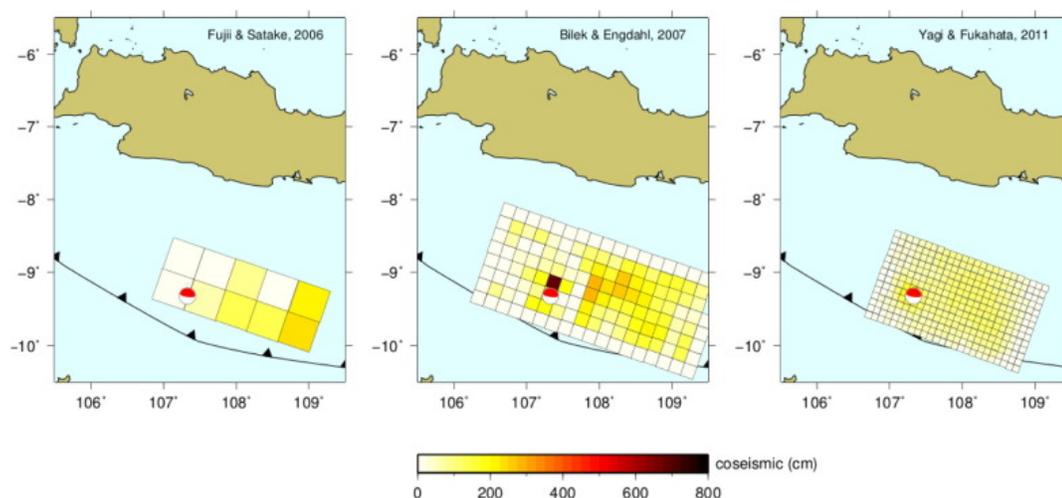


Figura 2.13: Figura extraída de Gunawan et al. (2016). Comparación de modelos de deslizamiento de los trabajos de (Izquierda) Fujii y Satake (2006), (Medio) Bilek y Engdahl (2007) y (Derecha) Yagi y Fukahata (2011).

En cuanto a los mecanismos involucrados en la ruptura de este terremoto, Fan et al. (2017) sugieren que el *tsunami earthquake* de Java produjo una radiación sísmica dependiente de la frecuencia, y que existe una transición en la radiación de altas frecuencias que sugiere una ruptura en dos fases, donde la segunda puede corresponder a fallas secundarias de extensión (o *splay faults*, como se les conoce en inglés) reactivadas en la parte externa de la cuña de acreción (Fan et al., 2017).

2.1.5. Terremoto Mentawai 2010

El registro más reciente de un terremoto que ha sido considerado como *tsunami earthquake* tuvo lugar en las Islas Mentawai, en Indonesia, el día 25 de octubre de 2010. Para este evento se registró una magnitud de Mw 7.8 (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012), y al igual que en los eventos mencionados anteriormente, se caracterizó por generar un tsunami altamente destructivo, con *run-up* de 3 a 9 [m] en las costas del suroeste de las Islas Pagai, que provocó la pérdida de al menos 431 vidas (Lay et al., 2011).

Newman et al. (2011) identifican este evento como un *tsunami earthquake* de fuente lenta basados en la desproporcionada amplitud de las olas de tsunami, la duración excesiva de la ruptura (cerca de 125 segundos), la ubicación somera y cercana a la fosa del deslizamiento principal (determinado mediante modelos de falla finita), y la deficiencia energética del evento, determinada por distintos discriminantes que asocian liberación de energía con características del terremoto tales como su momento sísmico y su duración. Diversos autores obtienen modelos de deslizamiento en los cuales la mayor amplitud se observa hacia la fosa frente a las costas de Mentawai (Newman et al., 2011; Lay et al., 2011; Yue et al., 2014) (Figura 2.14).

Este terremoto comparte atributos con el terremoto de magnitud $M \sim 7.6$ de Sumatra, en 1907. Tanto este evento como el de las Islas Mentawai en 2010 son eventos tsunamigénicos cuya ruptura tuvo lugar en el *up-dip* de zonas de *megathrust*, donde ocurrieron eventos interplaca más profundos (Lay et al., 2011). En el caso del terremoto de Mentawai de 2010, se observa que su ruptura tuvo lugar inmediatamente hacia la fosa de la zona de ruptura del terremoto Mw 8.5 de Sumatra de 2007 (Newman et al., 2011; Yue et al., 2014), lo que pone en evidencia que no es seguro asumir un comportamiento asísmico de la zona inmediatamente cercana a la fosa de regiones en las que previamente se dieron grandes rupturas sísmicas que no llegaron hasta la fosa.

Bilek et al. (2011) sugieren que existe una relación espacial entre los procesos de sismicidad lenta dentro de un rango de profundidades en este segmento de Sumatra, siendo la presencia de parches distintivos en el *megathrust* lo que provee las condiciones de fricción heterogéneas requeridas para producir estas rupturas lentas.

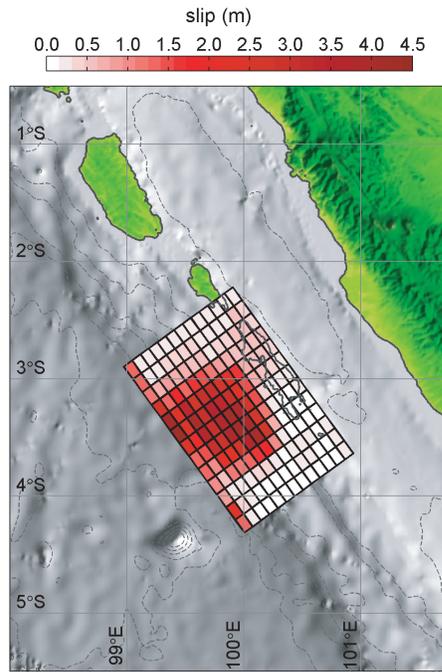


Figura 2.14: Figura extraída de Lay et al. (2011). Distribución del deslizamiento de la inversión de falla finita usando ondas P y SH con una estructura de velocidad de capas y deformación total vertical del fondo marino calculada del modelo de falla finita.

Hill et al. (2012) sugieren que la elevación inelástica de los sedimentos de la fosa oceánica probablemente contribuyeron al tamaño del tsunami.

2.2. Deformación dinámica lenta y generación de tsunamis para terremotos someros de subducción

Ma (2012) propone un mecanismo autosustentado para deformación lenta y generación de tsunamis para terremotos en la zona de subducción poco profunda. En este mecanismo, cambios en la presión dinámica de poros en el prisma de acreción producirían un gran efecto en la dinámica de ruptura de terremotos en la parte más somera de la zona de subducción y su posterior generación de tsunamis.

Este mecanismo toma como base la *classic critical taper theory* (Davis, Suppe, y Dahlen, 1983; Dahlen, Suppe, y Davis, 1984) para prismas de subducción, donde el material al borde de la fractura de Coulomb en todas partes da lugar a que se genere un tamaño de prisma crítico en la zona de subducción poco profunda. Ma [2012] propone que, dado un prisma sub-crítico, donde el material esté cerca de fracturarse en todas partes, ante la presencia de líquidos en el prisma, las variaciones de presión dinámica de poros producidas por la nucleación de un terremoto en la interfaz de una placa poco inclinada reducirían el estrés efectivo, lo que llevaría a el material en el prisma de acreción ceda de forma generalizada. Esto, a su vez, causaría la reducción en la caída del estrés, velocidad de deslizamiento, deslizamiento y velocidad de ruptura, así como el gran levantamiento

de suelo marino.

El fracturamiento de Coulomb dinámicamente inducido en el prisma de acreción de una zona de subducción afecta significativamente la radiación de energía de terremotos en la zona de subducción poco profunda, generando una reducción de las altas frecuencias en el campo de la velocidad de deslizamiento y la resultante función de fuente temporal anómala (Ma y Hirakawa, 2013).

Este modelo inelástico se usó para explicar variaciones de la tsunamigénesis a lo largo del arco de la fosa en Japón, en específico, para explicar las grandes alturas de tsunami para el terremoto de Tohoku de 2011 al rededor de 100 [km] al norte del parche de mayor deslizamiento en la ruptura (Ma y Nie, 2019).

Capítulo 3

Materiales, marco conceptual y método

3.1. Datos: Sismógrafos, acelerógrafos y GNSS

El registro de terremotos se lleva a cabo mediante la instalación de estaciones que miden el movimiento del suelo en cierto punto producto de la propagación de las ondas sísmicas. El instrumento con el que principalmente se registran los terremotos es el sismómetro, que mide en velocidad con gran sensibilidad.

Distintos sismómetros miden en distintos rangos de frecuencia. Existen los sismómetros de período corto, que son útiles para medir ondas de alta frecuencia (rápidas), como las primeras llegadas de las ondas P y S, así como los sismómetros de período largo, útiles para la detección de ondas sísmicas de baja frecuencia, como las ondas superficiales, que llegan más tarde pero pueden causar más daño.

En las últimas décadas, se ha visto un desarrollo en redes sismológicas de sismómetros de banda ancha, que permiten registrar una amplia gama de frecuencias y, por lo tanto, pueden proporcionar un registro más completo de la actividad sísmica. Estos instrumentos permiten detectar movimientos que pueden ser tan pequeños como el movimiento de fondo en un sitio silencioso hipotético en un rango de frecuencias que se extiende bajo y sobre lo que se conoce en inglés como "*microseismic peak*" (banda de frecuencia entre 0.05-1 Hz) (Ackerley, 2021).

La presencia de redes de sismómetros de banda ancha ha significado avances en la sismología, entre ellos la identificación de la fase W (Kanamori y Rivera, 2008), una fase de período de 200 a 1000 [s], con la cual es posible estimar la magnitud de momento y mecanismos de fuentes para eventos mayores a Mw 7.0 rápidamente (Riquelme Muñoz, 2013).

Un acelerómetro es un tipo de sensor que detecta aceleraciones hasta frecuencia cero. Este dispositivo está configurado para leer aceleraciones máximas del orden de $1g$ o más grande, por lo que es menos sensible que un sismómetro. Se pueden usar para detectar movimientos sísmicos fuertes, que pueden sobrepasar la escala de instrumentos más sensibles, como los sismómetros (Ackerley, 2021).

Las funciones de transferencia de algunas clases de sensores de inercia (entre ellos sismómetro de banda ancha y acelerómetro) se grafican en las figuras 3.1 y 3.2 para movimiento de suelo en unidades de aceleración y de velocidad, respectivamente. Se observa que los sismómetros de banda ancha son los instrumentos con mayor sensibilidad para periodos largos, pero no a frecuencia cero.

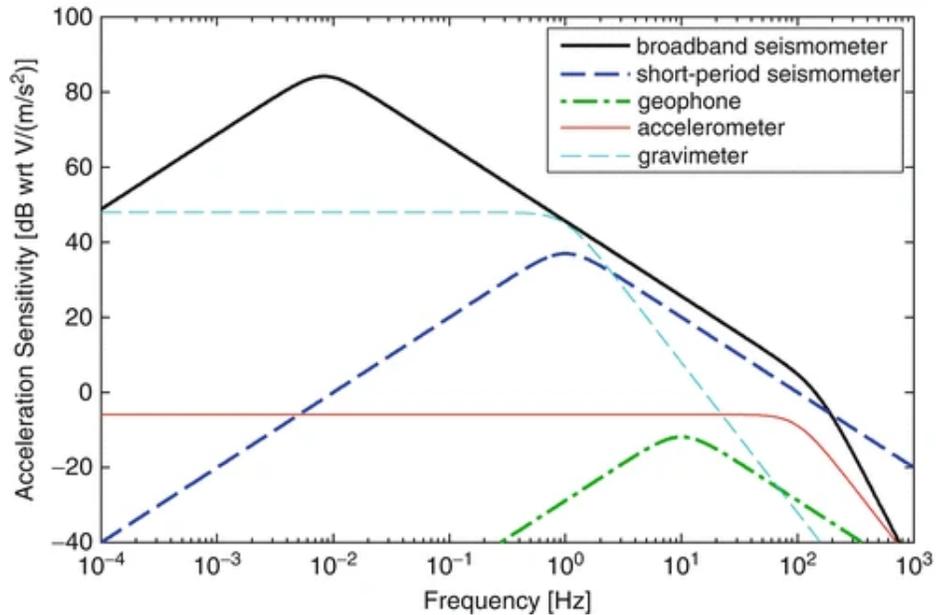


Figura 3.1: Imagen extraída de Ackerley (2021). Respuesta al movimiento en unidades de aceleración para distintos sensores inerciales.

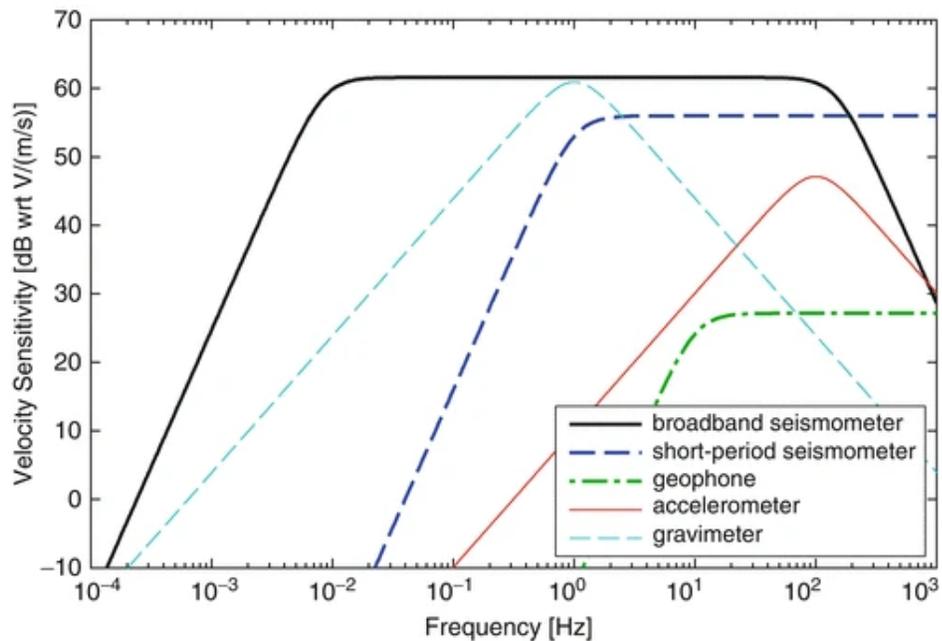


Figura 3.2: Imagen extraída de Ackerley (2021). Respuesta al movimiento en unidades de velocidad para distintos sensores inerciales.

Otra forma de medir el movimiento del suelo producto de un terremoto es midiendo desplazamientos. Las tecnologías de GNSS permiten registrar el movimiento del suelo que es estable en periodos largos de tiempo y muy efectivo para medir deformación cosísmica y postsísmica con mucha precisión (Nikolaidis et al., 2001).

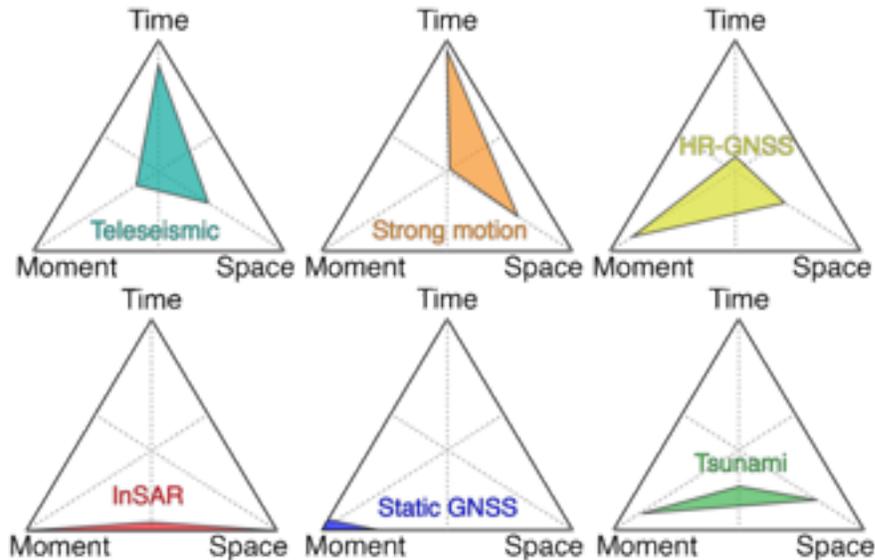


Figura 3.3: Imagen compartida por Sebastián Riquelme. Comparación de distintas tecnologías de registro de terremotos y sus capacidades para entregar información precisa de características espaciales y temporales de un terremoto, así como de su momento sísmico.

La metodología de inversión de falla finita desarrollada por Ji et al. (2002) se caracteriza por su funcionalidad con distintos conjuntos de datos, incluyendo datos regionales y telesísmicos. Implementaciones más recientes de esta metodología han demostrado que la inclusión de datos regionales de acelerómetros de *strong-motion* facilita soluciones de deslizamiento cinemático de tiempo real (Koch et al., 2019).

Para esta implementación se busca incorporar la mayor cantidad de tipos de datos, con el objetivo de incluir en la inversión información en un rango de frecuencia amplio. Para los cinco *tsunami earthquakes* previamente seleccionados para la inversión de su falla finita, se cuenta con registros de ondas telesísmicas de cuerpo (P y SH) y superficiales (Rayleigh y Love) extraídos de IRIS-DMC. De estos registros, se extrae la Fase W (Kanamori et al., 2012; Rivera), que también es incluida en la inversión para incorporar información de periodo largo en la distribución del deslizamiento.

Para el caso del terremoto de Mentawai de 2010, se cuenta con registros de GNSS de la red SuGAR (Sumatran GPS Array) del Observatorio de la Tierra de Singapur. Esta red cuenta con numerosas estaciones GPS ubicadas en la región de *megathrust* de Sunda. También para este evento se cuenta con datos de acelerómetros de *strong-motion* de la Agencia Meteorológica, Climatológica y Geofísica de Indonesia (BMKG).

La información resumida de la disponibilidad de datos para cada tipo de eventos se encuentra en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Disponibilidad de tipos de datos para los *tsunami earthquakes* seleccionados para inversión de falla finita.

Tipo de Dato / Evento	Nicaragua 1992	Java 1994	Perú 1996	Java 2006	Mentawai 2010
Desplazamiento	NO	NO	NO	NO	SÍ
Velocidad	SÍ	SÍ	SÍ	SÍ	SÍ
Aceleración	NO	NO	NO	NO	SÍ

En cuanto a los modelos de velocidades utilizados en las inversiones, para todas se usa inicialmente un modelo Hussen para su región. Luego, para los casos de los terremotos de Nicaragua de 1992 y de Mentawai de 2010 se cuenta con modelos de velocidades locales. Para el primer caso, se cuenta con un modelo de velocidades de capas en una dimensión que sigue la distribución en profundidad de propiedades elásticas extraídas de modelos de tomografía (Sallarès et al., 2021). Para el caso del terremoto de Mentawai de 2010, se cuenta con un modelo de velocidades de capas proporcionado por Raúl Madariaga.

3.2. Modelo de Fuente Sísmica Finita

La base de la sismología es la interpretación de sismogramas, es decir, de los registros de las vibraciones mecánicas de la Tierra. En estos sismogramas se encuentran acoplados efectos de la fuente desde la cual radian ondas sísmicas y efectos del medio mediante el cual se propagan. De este modo, grandes avances en la sismología en las últimas décadas han sido el desarrollo de modelos detallados de fuente sísmica y de la estructura interna de la Tierra, lo cual ha sido posible en parte por los avances tecnológicos que permiten contar con datos de alta calidad en la actualidad.

Entre la literatura que cubre estos temas, uno de los textos más conocidos es el libro *Quantitative Seismology*, de Aki y Richards (1980), que reúne de forma unificada teoría de propagación de ondas sísmicas, así como progresos en temas frontera en sismología. Con respecto a la fuente sísmica, Madariaga (2007) proporciona una introducción esclarecedora y exhaustiva de este concepto. Estas referencias constituyen los pilares fundamentales de esta sección del marco teórico.

Se utiliza el término de fuente sísmica para referirse a un fenómeno que genera una deformación o movimiento repentino de una porción del medio, y que genera ondas sísmicas. Las fuentes sísmicas se pueden separar en dos categorías dependiendo de si toman lugar dentro o fuera de la Tierra sólida (fuentes internas y externas, respectivamente).

Para poder representar de forma matemática una fuente sísmica, se visualiza este proceso complejo mediante la determinación de un sistema de fuerzas que sea un equivalente dinámico de este proceso, es decir, que los movimientos elásticos producidos por el sistema de fuerzas idealizado sean los mismos generados en el proceso en sí.

La representación más sencilla de una fuente sísmica interna, como lo es un terremoto grande, es la de una fuente puntual enterrada en un semi-espacio elástico. Esta representación, si bien no es la más realista, permite construir un marco de referencia para el estudio de modelos de fuentes más complejas y de sus efectos en el desplazamiento registrado en los sismogramas. La pieza fundamental de este marco de referencia es la función de Green elastodinámica, que representa el campo de desplazamiento desde una fuente puntual donde actúa un impulso unitario unidimensional, que está localizado de forma precisa en espacio y tiempo.

La función de Green para una fuerza puntual es la solución fundamental de la ecuación de elastodinámica, sin embargo, no suele ser el modelo de fuente más adecuado para fuentes sísmicas internas. Al inicio de la década de 1950, se reconoció que el patrón de radiación de las ondas de cuerpo principales radiadas por un terremoto presentaba una distribución espacial similar a la producida por un par de fuerzas, sin embargo, este tipo de fuente no explicaba de buena manera la radiación de ondas S. El siguiente paso para representar una fuente sísmica de origen interno con fuerza neta y momento neto nulos, fue introduciendo una fuente de doble-cupla, que se puede representar como uno de los elementos no diagonales del tensor de momento sísmico.

$$\vec{M} = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} \quad (3.1)$$

Los elementos diagonales del tensor de momento representan tres dipolos lineales ortogonales, mientras que los elementos no diagonales representan dobles cuplas.

La representación de la fuente sísmica como una fuente puntual es de gran utilidad para entender ciertas características de los terremotos, y fue una herramienta práctica a la hora de desarrollar las expresiones de desplazamiento producidos por una fuente sísmica, que solucionan la ecuación elastodinámica de ondas. Sin embargo, para modelar grandes eventos con observaciones hechas cerca de la fuente, es necesario tomar en cuenta la geometría de la fuente y la propagación de la ruptura a lo largo de la falla. Es así como surgen una serie de modelos de fuente finita, siendo el más reconocido el de la falla rectangular de Haskell (1964, 1966).

Un modelo de fuente finita consiste en una distribución de fuentes puntuales representadas por tensores de momento. Ya que nos interesa la radiación producida por fallas, se usa una aproximación para el momento de un elemento de falla. Cada uno de esas fuentes elementales produce radiación sísmica que puede ser calculada usando funciones de Green. El desplazamiento total que se puede observar en una posición arbitraria es la suma de las contribuciones de cada elemento de la falla finita. La mayor diferencia entre fuentes puntuales y fuentes finitas observadas desde el campo lejano es que en el caso finito, la función de fuente temporal depende de la dirección de la radiación.

3.3. Terremotos tsunamigénicos en zonas de subducción

3.3.1. Terremotos como un fenómeno friccional

Durante décadas se tuvo la visión de que los terremotos no se extienden espacialmente por toda la interfaz entre placas en las zonas de subducción (plano de contacto interplaca de bajo ángulo), más bien, se creía que la parte más superficial de esta interfaz se producían deslizamientos estables asísmicos. Esta zona somera cercana a la fosa se identificó como zona asísmica, ubicada en la base de una cuña de acreción de sedimentos jóvenes provenientes del suelo oceanico. Esta zona asísmica transiciona *down-dip* a una zona sísmica al traspasar el frente sísmico, donde los sedimentos son deshidratados y subductados hacia la base de la placa cabalgante, de modo que más rocas consolidadas quedan en contacto en ambas placas, cambiando el comportamiento friccional del deslizamiento a uno de *stick-slip*, que permite la nucleación de terremotos (Byrne et al., 1988; Byerlee y Brace, 1968). En este contexto, el terremoto sería el "*slip*" o deslizamiento, mientras que el periodo intersísmico de acumulación de deformación elástica es el "*stick*" (Byerlee y Brace, 1968; C. H. Scholz, 1998).

El desarrollo de una ley constitutiva para la fricción de roca muestra que muchos aspectos del fenómeno de los terremotos parecen ser resultado de la naturaleza de la fricción en las fallas, y explica, mediante el concepto de los regímenes de estabilidad friccional, de mejor manera estos procesos que las propiedades con las que tradicionalmente se relacionaban (fuerza, fragilidad y ductilidad) (C. H. Scholz, 2019, 1998).

Los resultados experimentales de fricción de rocas de Scholz (1990; 1998) son bien explicados por la ley constitutiva conocida como Ley de Deiterich-Ruina o de *lentitud* (C. H. Scholz, 2019, 1998). En este contexto, la fricción en estado estable queda dada por

$$\tau = \left[\mu_0 + a \ln \frac{V}{V_0} + b \ln \frac{V_0 \theta}{\mathcal{L}} \right] \bar{\sigma} \quad (3.2)$$

donde τ es el estrés de corte y $\bar{\sigma}$ es el estrés normal efectivo (estrés normal aplicado menos presión de poros). V es la velocidad de deslizamiento, V_0 una velocidad de referencia, μ_0 es la fricción a estado estable cuando $V = V_0$, a y b son propiedades del material, \mathcal{L} es la distancia crítica de deslizamiento y la variable de estado θ varía de acuerdo a

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{\theta V}{\mathcal{L}} \quad (3.3)$$

A partir de 3.2, y definiendo la fricción dinámica μ_d como la fricción de estado estable a una velocidad de deslizamiento V (μ^{SS}), se obtiene una expresión para la estabilidad friccional:

$$(a - b) = \frac{\partial \mu^{SS}}{\partial [\ln V]} \quad (3.4)$$

A partir de esta expresión, se pueden identificar los regímenes de estabilidad friccional para rocas. Cuando $(a - b) \geq 0$, se dice que el material fortalece la velocidad, y siempre será estable. Esto quiere decir que no puede ocurrir nucleación de terremotos en este campo, y que cualquier terremoto que se propague a este campo producirá una caída de estrés negativa, lo que rápidamente terminará la propagación (Scholz, 1998).

Cuando se debilita la velocidad, es decir, cuando $(a - b) < 0$, existe una bifurcación de Hopf entre un régimen inestable y uno condicionalmente estable. Esto puede ser explicado con un modelo de un cuerpo que se desliza unido a un resorte como se muestra en la Figura 3.4. En este ejemplo, donde k es la rigidez fija del resorte, se tiene que la bifurcación ocurre en un valor crítico del estrés normal efectivo, $\bar{\sigma}_c$ dado por:

$$\bar{\sigma}_c = \frac{k\mathcal{L}}{-(a - b)} \quad (3.5)$$

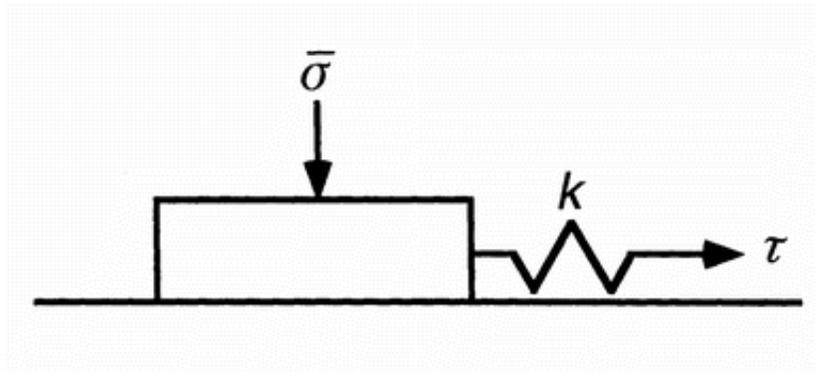


Figura 3.4: Imagen extraída de Scholz (1998). Modelo de un cuerpo, sobre el que actúan estreses normales efectivos $\bar{\sigma}$, unido a un resorte de rigidez k , sobre el cual actúa un estrés de corte τ .

Cuando $\bar{\sigma} \geq \bar{\sigma}_c$, el deslizamiento es inestable con respecto a una perturbación de velocidad ΔV (Figura 3.5). Este es el campo inestable. En el campo condicionalmente estable, el sistema es estable con respecto a ΔV , pero puede volverse inestable con un cambio de velocidad finito. Según Scholz (1998), los terremotos solo pueden nuclear en el campo inestable, pero podrían propagarse hasta el campo condicionalmente estable, donde ocurre un movimiento oscilatorio autosustentado (Figura 3.5).

El parámetro $(a - b)$ es una propiedad del material, y varía con la temperatura. En el caso del granito, la roca representativa de la corteza continental, el valor de este parámetro pasa de negativo a positivo a los 300 °C, por lo que no se debería esperar que ocurran terremotos en profundidades con temperaturas superiores a esta en falla en este material.

Las fallas suelen estar revestidas por detritos, para los cuales $(a - b)$ es positivo cuando el material está poco consolidado, y va disminuyendo a medida que aumentan presión y temperatura, que litifican este material. De este modo, las fallas también tienen una región estable cerca de la superficie.

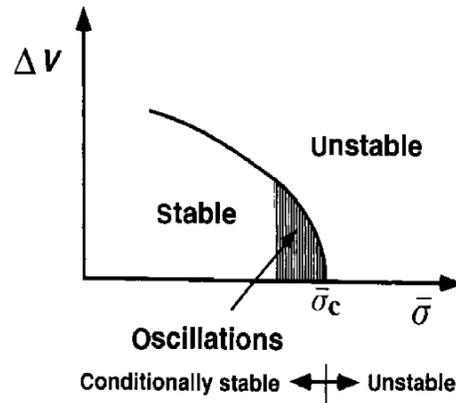


Figura 3.5: Imagen extraída de Scholz (1998). Diagrama de estabilidad mostrando el cambio de velocidad necesario para desestabilizar el sistema como una función del estrés normal efectivo.

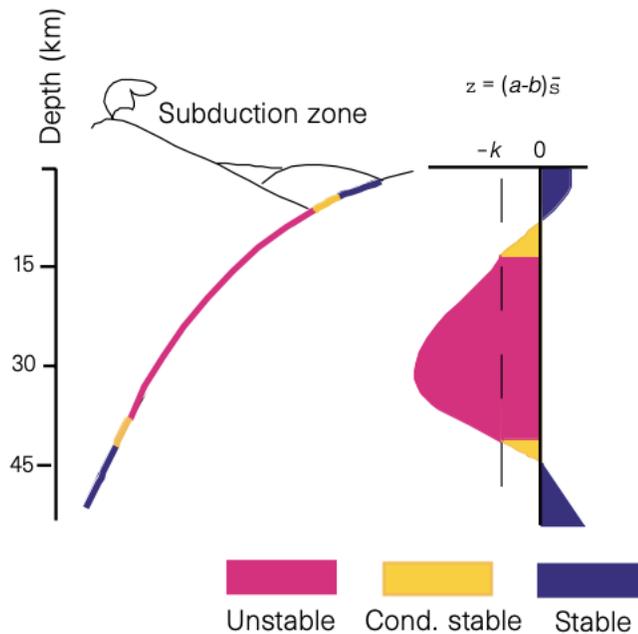


Figura 3.6: Figura extraída de Scholz (1998). Modelo sinóptico para la estabilidad como una función de la profundidad para zonas de subducción.

Estas consideraciones permiten contruir modelos para sitios de ocurrencia de terremotos tectónicos, como lo son las fallas corticales y las interfaces de zona de suducción (Figura 3.6). En estas últimas, la variación esperada de la zona de estabilidad de la fricción $(a - b)\sigma_C$ es positiva hacia la zona superficial del contacto interplaca, debido a la

presencia de material granular poco consolidado (C. H. Scholz, 1998). Esta transición de régimen estable a condicionalmente estable ocurre en la base del prisma de acreción, por lo que su profundidad varía según el grosor del prisma.

3.3.2. Acoplamiento sísmico

Se define como coeficiente de acoplamiento sísmico (χ) a la relación entre la tasa de liberación de momento determinada por la suma de la contribución de los terremotos y la tasa total obtenida de la determinación de la velocidad de deslizamiento a largo plazo de un modelo de placa tectónica o datos geológicos.

El parámetro χ es una buena medida del estado de estabilidad friccional de una falla. Si la falla está completamente en el campo inestable, $\chi = 1$, y si está completamente en el campo estable, $\chi = 0$. En otros casos, como en el campo condicionalmente estable, el valor de χ varía entre esos valores.

El coeficiente de acoplamiento sísmico desciende de valores altos a bajos en un valor crítico que corresponde a $\bar{\sigma}_c$ (Ecuación 3.5, relacionado con las fuerzas normales actuando en la interfaz entre placas (ΔF_N))(C. Scholz y Campos, 1995). De esta forma, las zonas de subducción acopladas y desacopladas están a ambos lados de la transición de estabilidad friccional.

En escalas locales, irregularidades causadas por características barimétricas como la subducción de montes submarinos, por ejemplo, pueden generar aumentos locales en los estreses normales, lo que resulta en que zonas normalmente desacopladas puedan convertirse en zonas localmente acopladas (C. H. Scholz y Small, 1997).

3.4. Metodología: Inversión de fuente sísmica en el dominio Wavelet

3.4.1. Modelo de Fuente Sísmica y Método de Inversión

En los esfuerzos para poder entender los procesos físicos de iniciación y propagación de terremotos, se introduce el concepto de fuente sísmica, la cual se define como cualquier artefacto que libere energía a la Tierra en forma de ondas sísmicas (Sheriff, 2002). La forma más sencilla en la que se puede representar la fuente sísmica es como una fuente puntual en un semiespacio elástico. Con el paso de los años, la representación de la fuente sísmica evolucionó a una fuente de doble-cupla, caracterizada por tener sumatorias de fuerzas y de momentos nulas. El origen de este modelo se estableció gracias a numerosos estudios llevados a cabo en la década de 1960, los cuales probaron que una falla en un modelo elástico era equivalente a una fuente de doble cupla.

Si bien los modelos de fuente puntual demostraron ser útiles para el modelamiento de fuentes pequeñas, no es el caso para grandes terremotos, especialmente con observaciones hechas a distancias cercanas a la fuente. Para estos casos, se debe considerar la

geometría de la fuente y la propagación de la ruptura a lo largo de la falla. Para estudiar las complejidades de los grandes terremotos, se desarrolló el método de inversión de falla finita, el cual ha sido desarrollado en las últimas décadas con el objetivo de obtener con él la mayor cantidad de información sobre la fuente.

En este contexto, Ji et al. (2002) introduce una transformada wavelet para separar la historia espacial y temporal del deslizamiento (Ji et al., 2002b, 2002a). Esta transformada wavelet demuestra ser efectiva para estudiar características de tiempo y de frecuencia de las formas de ondas sísmicas. Con este enfoque, se puede invertir de forma simultánea amplitud y dirección del deslizamiento, *rise time* y velocidad de ruptura eficientemente.

3.4.2. Cálculo de sismogramas sintéticos

El desplazamiento en una estación arbitraria producto de la ruptura de una falla finita se puede representar como la suma de las contribuciones de una grilla regular de subfallas:

$$u(t) = \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n D_{jk} [\cos(\lambda_{jk}) Y_{jk}^1(V_{jk}, t) + \sin(\lambda_{jk}) Y_{jk}^2(V_{jk}, t)] \dot{S}_{jk}(t) \quad (3.6)$$

Donde j corresponde a la j -ésima subfalla en la dirección del strike y k es la k -ésima subfalla en la dirección del dip. D_{jk} , λ_{jk} y $S_{jk}(t)$ corresponden a la amplitud de dislocación promedio, ángulo de rake y función *rise-time*, respectivamente. V_{jk} es la velocidad de ruptura promedio entre el hipocentro y la subfalla jk . Los términos Y_{jk}^1 y Y_{jk}^2 corresponden a las funciones de Green de la subfalla para el deslizamiento unitario en la dirección del strike y del dip, respectivamente.

Las funciones de Green elastodinámicas se calculan utilizando el mismo procedimiento seguido por Goldberg et al. (2022). Para los datos regionales, las funciones de Green se calculan usando la técnica de frecuencia-número de onda (Zhu y Rivera, 2002). Con este enfoque se resuelven de forma unificada las partes estática y dinámica de los desplazamientos producidos por fuentes puntuales en un semiespacio con múltiples capas, haciendo uso de la técnica de matriz de propagación de Thompson y Haskell. Se compatibilizan los problemas estático y dinámico al utilizar las formas canónicas de Jordan para matrices, con lo que se demuestra que la matriz de propagación y la solución de la ecuación diferencial de movimiento de segundo orden para el caso estático es la solución estática en el caso en que $\omega = 0$, siendo ω la frecuencia de onda.

Se asume un modelo cortical local unidimensional interpolado de LITH1.0 (Pasyanos et al., 2014), en la ubicación del centroide. Se elige esta ubicación, en vez de la hipocentral, ya que se espera que la primera sea una mejor aproximación de la ubicación de la ruptura en conjunto, lo que es especialmente útil para los terremotos grandes, que pueden extenderse por decenas a cientos de kilómetros. Este modelo local es ubicado por sobre del modelo de velocidad global del Modelo de Referencia Preliminar de la Tierra (PREM, por sus iniciales en inglés) (Dziewonski y Anderson, 1981), alineando ambos modelos a la profundidad inferior del modelo de corteza local. Se usa esta opción para reemplazar

el modelo de velocidad por defecto por uno proporcionado por el usuario, que debería ser un modelo de velocidad local más detallado.

A diferencia de Ji et al. (2002), en esta implementación se representa la función de rise-time con una función de coseno asimétrico dada por:

$$f(t) = \begin{cases} \frac{1 - \cos(\pi \frac{t}{t_1})}{t_1 + t_2} & \text{si } 0 \leq t \leq t_1 \\ \frac{1 + \cos(\pi \frac{t - t_1}{t_2})}{t_1 + t_2} & \text{si } t_1 < t \leq t_1 + t_2 \\ 0 & \text{si } t_1 + t_2 < t \end{cases} \quad (3.7)$$

Donde t_1 y t_2 corresponden al tiempo de subida y de bajada de la función, respectivamente.

La ecuación de deslizamiento en una estación arbitraria, dada por la expresión (3.6), también puede ser utilizada con datos estáticos, al reemplazar Y_{jk}^1 y Y_{jk}^2 con las funciones de Green estáticas correspondientes. De esta forma, la representación de la respuesta de la falla depende de cuatro parámetros que se pueden invertir buscando el mejor ajuste entre sintéticos y observaciones.

3.4.3. Transformada Wavelet

El método de inversión de falla finita involucra encontrar los valores de parámetros de falla que logren minimizar una función objetivo que caracteriza las diferencias entre sismogramas observados y sintéticos calculados a partir de un modelo de la Tierra asumido. Para definir una función objetivo, se toma en cuenta los distintos tipos de información que entregan los datos en distintos rangos de frecuencia: mientras las bajas frecuencias, dominan los registros de desplazamiento, lo que las hace esenciales para observar de forma general la fuente sísmica, las altas frecuencias otorgan mayor resolución temporal y espacial.

Para poder aprovechar de mejor manera toda esta información, se busca separar los sismogramas en distintas trazas que contengan diferentes frecuencias, para luego invertir cada una de estas trazas por separado. Para esto, se introduce la técnica de procesamiento de datos de Transformada Wavelet, que parece ser ideal para manejar problemas de tiempo-frecuencia.

La transformada Wavelet fue desarrollada por Mallat, en 1998, y se diferencia de la transformada de Fourier en que descompone las series de tiempo en una suma de *wavelets*, que corresponden a funciones $\psi(t)$ que cumplen lo siguiente:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0 \quad (3.8)$$

Se define como átomo *wavelet* a la función anterior dilatada con un parámetro de escala s y trasladado por la posición u :

$$\psi_{s,u}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi \left(\frac{t-u}{s} \right) \quad (3.9)$$

Las expresiones anteriores permiten detectar variaciones en el espacio de tiempo-frecuencia, sin embargo, no son útiles para un procedimiento de inversión ya que s y u son continuos y no forman una base ortonormal al mostrar uniformemente, de modo que con ellas se perdería información importante o se tendría demasiada dependencia lineal en la regularización. Para solucionar este problema, se debe utilizar una transformada *wavelet* ortonormal discreta (ODWT, por sus siglas en inglés). En específico, existe una ODWT llamada *wavelet* Meyer-Yamada (MYW), que fue introducida por Yogomida (1994) para el procesamiento de datos sísmicos.

Los átomos discretos de MYW se pueden representar considerando una serie discreta y_i ($i = 0, 1, 2, \dots, N - 1$, y $N = 2^n$, con n entero) de largo T ($T = N\Delta t$, donde Δt es el intervalo de muestreo). Estos quedan representados de la siguiente forma:

$$\psi_{j,k}(i) = \sqrt{\frac{1}{2^{n-j}\Delta t}} \psi \left(\frac{i}{2^{n-j}\Delta t} - k \right) \quad (3.10)$$

Donde $j = 0, 1, \dots, n - 1$ es la forma discreta de s ($s = 2^{n-j}$) y $k = 0, 1, \dots, 2^{j-1}$ es la forma discreta de u ($u = k \cdot 2^{n-j}\Delta t$). De esta forma, la transformada discreta Wavelet queda expresada por

$$y_i = \sum_{j=0}^{n-1} \sum_{k=0}^{2^{j-1}} \alpha_{j,k} \psi_{j,k}(i) \quad (3.11)$$

donde los coeficientes $\alpha_{j,k}$ son calculados con el algoritmo sugerido por Yamada y Ohkitani (1991).

Para ver características básicas de la MYW, se muestra su representación gráfica en el dominio temporal y espacial (Figura 1). Se puede notar que en el dominio de la frecuencia, la MYW tiene partes reales simétricas y partes imaginarias antisimétricas, lo que hace que $\psi(t)$ sea una función real pura en el dominio temporal. Otra característica que se puede observar es que para cada j , el átomo Wavelet está limitado en la banda de frecuencia $[2^j\pi/3T, 2^{j+2}\pi/3T]$. También se debe notar que, a diferencia de las funciones armónicas de senos y cosenos, que tienen la misma amplitud universalmente, la función Wavelet es compacta. Finalmente, otra característica observable en el dominio temporal es que existe una reducción de factor 10 en la ventana $-1 < s < 2$, lo que denota que un coeficiente $\alpha_{j,k}$ mide la variación de s_i en la vecindad de $i = k \times 2^{n-j}$, cuyo tamaño es proporcional a s .

Es importante tener en cuenta que, debido a la condición de la ecuación 3.8, la transformada Wavelet no puede resolver la componente estática de la señal. Esto es consistente con el hecho de que el número total de coeficientes es $N - 1$, a pesar de que el número original de datos es N . (Yogomida, 1994).

Finalmente, otro punto a tener en cuenta es que, ya que la MYW es una base ortonormal, se puede construir una función objetivo en el dominio MYW, tal como se hizo en el dominio de la frecuencia.

3.4.4. Función objetivo para sismogramas

Para minimizar las diferencias entre sismogramas observados y sintéticos, se determina una función objetivo dada por la suma de las normas L1 y L2 (L1 + L2). Las normas L1 y L2 son buenas para comparar amplitudes absolutas, y su uso conjunto aprovecha las ventajas de ambas (Zhao y Helmberger, 1994). Acá, se usan para medir las diferencias en coeficientes de baja frecuencia y amplitudes grandes:

$$e = \sum_{j=j_{min}}^{j_c} W_l \left(\frac{1}{k_j} \sum^{k_j} |o_{j,k} - y_{j,k}| + \sqrt{\frac{1}{k_j} \sum^{k_j} (o_{j,k} - y_{j,k})^2} \right) \quad (3.12)$$

La escala crítica y máxima usadas en la inversión se pueden expresar como $s_{max} = T/2^{j_{min}}$ y $s_c = T/2^{j_c}$, respectivamente, por lo que j_{min} y j_c corresponden a las Wavelets de mayor y de menor escala.

3.4.5. Función objetivo para datos estáticos

Los datos estáticos son de gran ayuda para restringir la distribución del deslizamiento, y por lo tanto, hacer la inversión más robusta. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, no se puede resolver la señal estática usando la transformada Wavelet, por lo que esto se debe resolver de forma separada.

El criterio de suma de residuales cuadrados se ha usado para medir las diferencias entre desplazamientos estáticos observados y sintéticos (Hudnut et al., 1996) y se puede representar de la siguiente forma:

$$err_{st} = \sum_i^N \left(\frac{S_o^i - S_s^i}{\sigma_i} \right)^2 \quad (3.13)$$

donde S_o^i y S_s^i corresponden a los i -ésimos desplazamientos estáticos observados y sintéticos, respectivamente, y σ_i es el error estándar observable. Este criterio, sin embargo, tiene dos desventajas:

1. La fórmula no es útil para todas las mediciones, ya que los desplazamientos estáticos decaen rápidamente en amplitud con la distancia, por lo que un mismo error σ podría explicar muy bien algunas mediciones, pero generar un modelo que necesita mejoras en otros casos.

2. La ecuación 3.13 solo considera el error observado, es decir, no considera diferencias de amplitud que puedan surgir al usar distintos modelos de velocidades.

Debido a incertezas en la estructura de la Tierra, es probable que no sea físicamente posible ajustar los registros de mayor amplitud. Sin embargo, un modelo es probablemente aceptable si es capaz de explicar más del 95 % de la amplitud de cada observación de GPS. Teniendo en cuenta esto, se introduce una modificación a la ecuación 3.13 de tal modo que, si la diferencia relativa entre el desplazamiento estático sintético y los datos es menor que 5 %, se reemplaza la diferencia por cero. De esta forma, el nuevo criterio queda dado por:

$$S_o - S_s = \begin{cases} 0 & \text{si } |S_o - S_s| < 0.05S_o \\ S_o - S_s & \end{cases} \quad (3.14)$$

Con la modificación de 3.14, el resultado tendrá un error aún en los casos en que err_{st} es cero. Este error es muy pequeño y se puede probar que el error satisface que:

$$\frac{\Delta S}{S} \leq 0.05, \quad \Delta\theta < 3^\circ \quad (3.15)$$

ΔS y $\Delta\theta$ son los errores probables en amplitud y dirección cuando la suma de los residuales al cuadrado es nula.

3.4.6. Método de Inversión Conjunta

El problema que se debe minimizar para llevar a cabo una inversión simultánea de sismogramas y datos de GPS queda representado de la siguiente forma:

$$err_{wf} + W_{st} \cdot err_{st} + W_c, \quad (3.16)$$

Aquí err_{wf} y err_{st} representan el error de las formas de onda y el de los datos estáticos, respectivamente, mientras W_{st} y W_c corresponden cada uno a los pesos de los datos estáticos y de las regularizaciones.

Las regularizaciones que se eligen en Ji et al. (2002) son una que minimiza la diferencia entre el deslizamiento de las subfallas adyacentes (regularización espacial), y otro que minimiza el momento final (Hartzell et al., 1996). En esta implementación, sin embargo, las regularizaciones elegidas son una regularización espacial, regularización temporal (esto es, se regulariza el tiempo de llegada de la ruptura en las subfallas, minimizando la diferencia con el tiempo de llegada de la ruptura a las subfallas adyacentes (Shao et al., 2011)), y regularización ajustando el momento de la inversión con el momento dado por un tensor de momento.

Los pesos W_{st} y W_c son usados para regular el compromiso entre ajustar distintos tipos de datos y las regularizaciones. Los valores de estos pesos son calculados de la siguiente

forma:

Para W_c :

1. Se asigna un valor $W_{c_{inicial}}$
2. Se crea un modelo aleatorio m_0
3. Se calcula el error para este modelo $err_{wf}(m_0)$ y su peso de regularización $W_c(m_0)$
4. Para la regularización espacial y temporal, el nuevo peso queda dado por:

$$W_{c_{inicial}} \cdot \frac{err_{wf}(m_0)}{W_c(m_0)} \quad (3.17)$$

Por otro lado, la regularización del momento sísmico queda dada por:

$$W_{c_{inicial}} \cdot (err_{wf}(m_0) - cte) \quad (3.18)$$

donde el valor de la constante corresponde a 4×10^{-6} .

Para W_{st}

1. Se asigna un valor $W_{st_{inicial}}$ a cada GPS estático.
2. Luego, dada GPS_{max} la máxima deformación estática, el peso final queda dado por:

$$\frac{W_{st_{inicial}}}{GPS_{max}} \quad (3.19)$$

Finalmente, se usa un método de *simulated annealing* (SA) para realizar la inversión. Este método es el de *very fast simulated re-annealing* (VFR, por sus iniciales en inglés) (Ingber, 1989), que se caracteriza por su rapidez y por poder adaptarse a insensibilidades cambiantes en el espacio de parámetros multi-dimensional.

3.4.7. Sensibilidad a estructura de velocidades

En los trabajos de Wald y Graves (2001), y Graves y Wald (2001), se encontró que funciones de Green tridimensionales inadecuadas solo permiten una recuperación parcial de la distribución del deslizamiento, aún cuando se mantienen valores fijos para los parámetros de velocidad de ruptura *rise-time* y ángulo de *rake* (Wald y Graves, 2001; Graves y Wald, 2001). Es por esto que es de gran importancia tener en consideración los efectos de las funciones de Green en una inversión conjunta.

Para esto, Ji et al. (2002) realiza una inversión conjunta del terremoto de Hector Mine, 1999 (Ji et al., 2002b, 2002a), de la cual realizaron una serie de observaciones. En primer lugar, la recuperación de las características generales de la distribución del deslizamiento es relativamente robusta. Por otro lado, se observó que las distribuciones de tiempo de ruptura y *rise-time* son perturbadas por la incoherencia de la estructura de velocidad.

Capítulo 4

Resultados

A continuación, se presentan los mejores modelos obtenidos para cada uno de los eventos. Estos modelos fueron producidos luego de múltiples iteraciones e incluyen modificaciones manuales como ajuste de tamaño de falla y subfalla, mecanismo focal, ajuste de formas de ondas en tiempo, y exclusión de estaciones con registros de mala calidad.

En la sección de anexos, se incluyen figuras de los ajustes de formas de ondas para cada uno de los eventos sísmicos seleccionados para este trabajo.

4.1. Terremoto de Nicaragua de 1992

Se realiza la inversión de datos de ondas de cuerpo, superficiales y fase W para sismogramas registrados por estaciones ubicadas a distancias telesísmicas del epicentro del terremoto. Para obtener los sismogramas sintéticos necesarios para la inversión, se utiliza la información del centroide obtenida del Catálogo CMT de Harvard (Tabla A.1) (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).

Se observa que no se cuenta con una cobertura azimutal ideal para este evento (Figura 4.4), pero de todas formas se busca el mejor arreglo entre cobertura azimutal y *signal-to-noise ratio* a la hora de seleccionar las estaciones cuyos datos se invertirán.

Se encuentra que el *misfit* entre datos sintéticos y observados se minimiza con subfallas de $10 \text{ km} \times 8 \text{ km}$, con una falla de largo 310 [km] y ancho 48 [km], un mecanismo focal dado por los ángulos de $\text{dip} = 15^\circ$, $\text{rake} = 90^\circ$, y $\text{strike} = 304^\circ$, y velocidad de ruptura promedio de 1.0 km/s. El mecanismo focal difiere ligeramente de la solución del catálogo CMT, pero se ajusta de mejor manera a la geometría de la subducción (Figura 4.1).

El modelo resultante se caracteriza por tener un deslizamiento máximo superior a los 3 [m], concentrado en dos regiones cercanas a la fosa y al hipocentro, a unos 8 [km] de profundidad y 50 [km] hacia el noroeste y 50 [km] hacia el sur oeste, respectivamente. Existe otro parche de amplitud cercana a 2 [m] hacia el noroeste (Figuras 4.1 y 4.2).

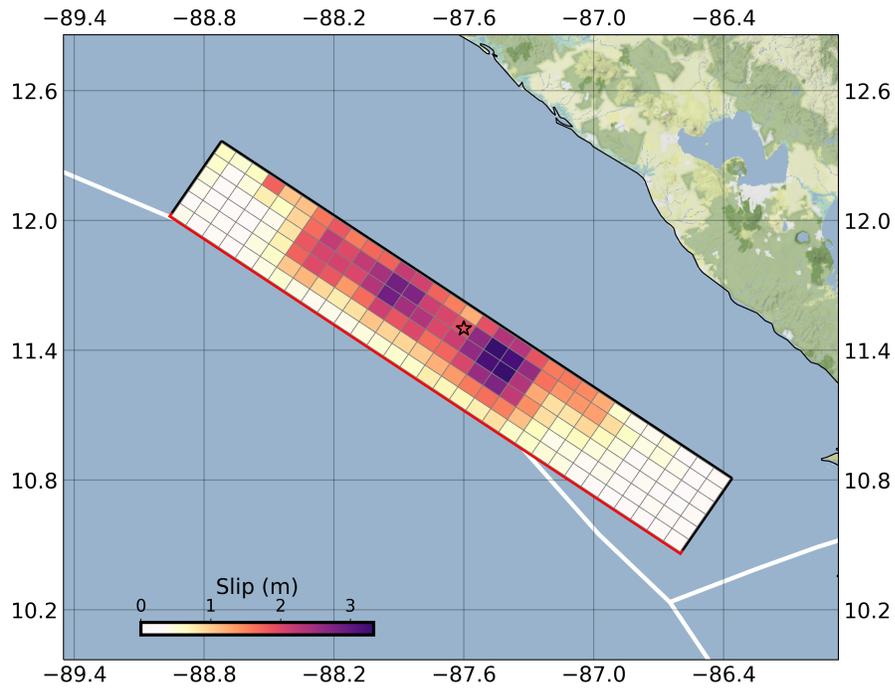


Figura 4.1: Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992 proyectado sobre el mapa de la región.

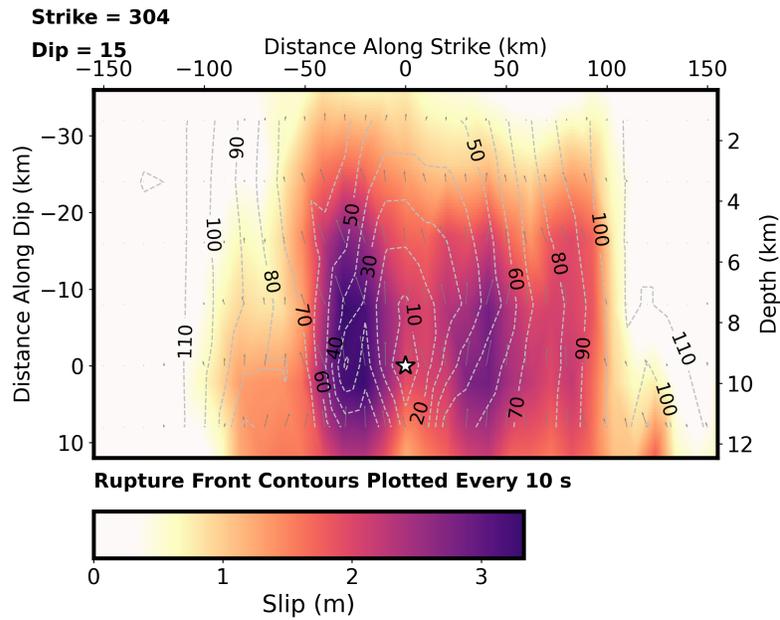


Figura 4.2: Plano en la dirección *up-dip* de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992.

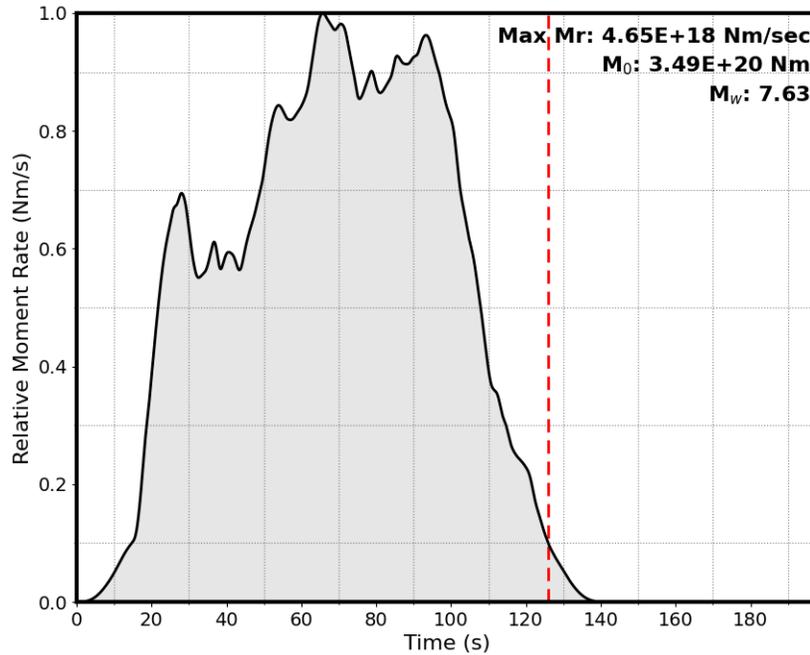


Figura 4.3: Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992.

La función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla individual se caracteriza por tener una duración de 125 [s], y en ella se pueden observar tres pulsos a los 20 [s], 50 [s] y 90 [s], aproximadamente, que se relacionan con los tres parches que se observa en la distribución del deslizamiento. Esta función entrega un momento sísmico de 3.49×10^{20} [Nm], lo cual equivale a una magnitud de momento M_w 7.63 (Figura 4.3).

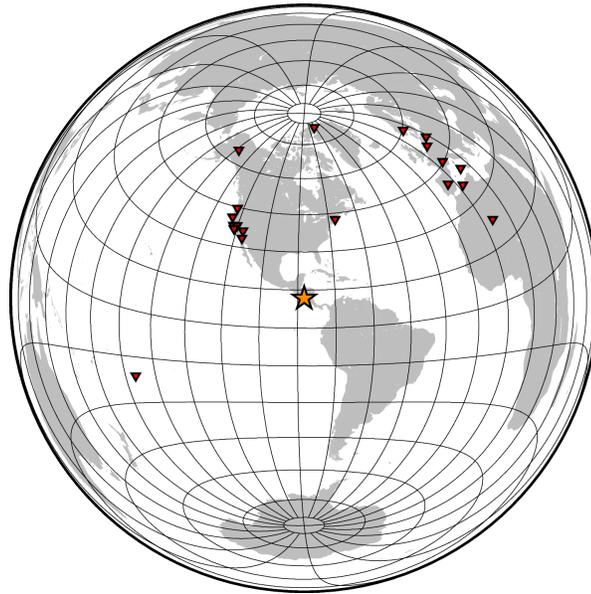


Figura 4.4: Distribución azimutal de estaciones telesísmicas seleccionadas para la inversión de registros del *tsunami earthquake* de Nicaragua de 1992.

4.2. Terremoto de Java de 1994

Se realiza la inversión de datos de ondas de cuerpo, superficiales y fase *W* para sismogramas registrados por estaciones ubicadas a distancias telesísmicas del epicentro del terremoto. Para obtener los sismogramas sintéticos necesarios para la inversión, se utiliza la información del centroide obtenida del Catálogo CMT de Harvard (Tabla A.1) (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).

El modelo que minimiza el *misfit* entre datos sintéticos y observados es un rectángulo con subfallas de $10 \text{ [km]} \times 10 \text{ [km]}$, de largo 230 [km] y ancho 120 [km] , un mecanismo focal dado por los ángulos de $\text{dip} = 12^\circ$, $\text{rake} = 90^\circ$, y $\text{strike} = 280^\circ$, y velocidad de ruptura promedio de 1.8 [km/s] . El mecanismo focal es diferente al de la solución del Catálogo CMT, pero se ajusta de mejor manera a la geometría de la subducción (Figura 4.5) y a la relocalización del hipocentro y de la profundidad del centroide realizada por (Abercrombie et al., 2001).

Este modelo se caracteriza por tener un deslizamiento máximo cercano a los 2.5 [m] , concentrado en una región cercana a la fosa y por sobre el hipocentro, a unos 12 [km] de profundidad. También se observan parches de deslizamiento de menor amplitud (inferior a 1.0 [m]) en los extremos de la falla (Figura 4.5).

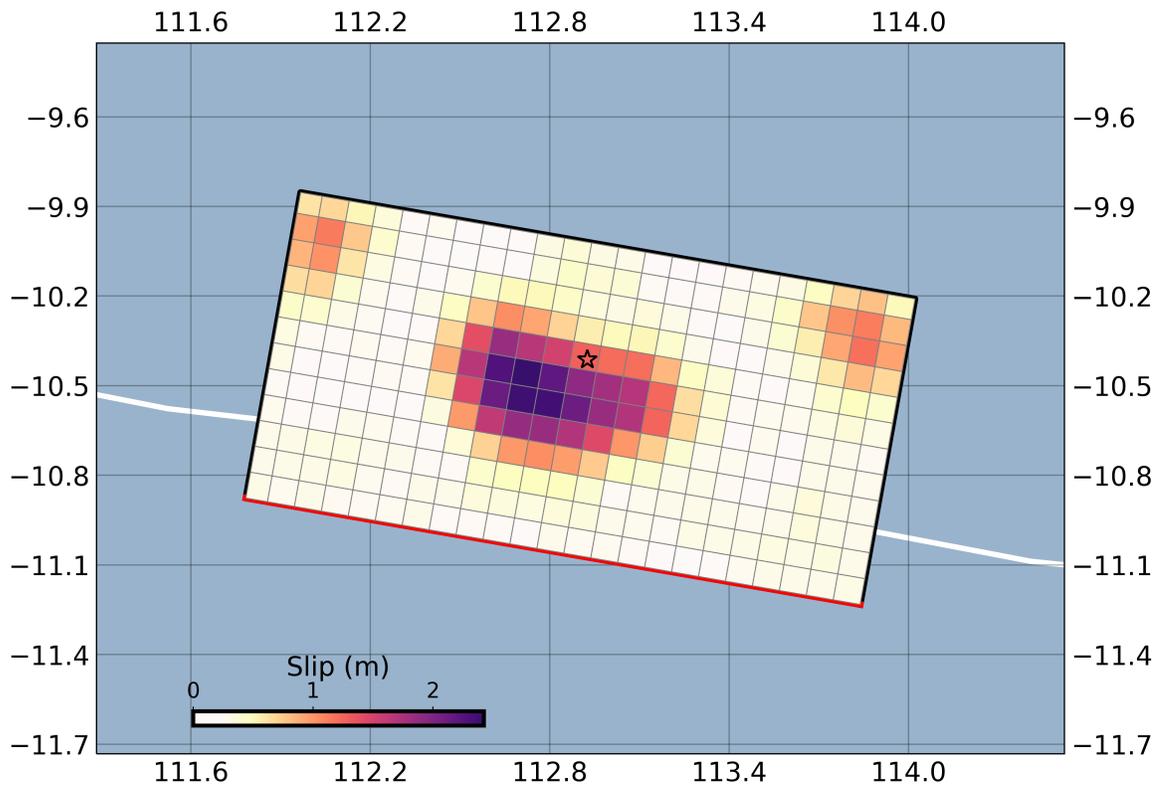


Figura 4.5: Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 1994 proyectado sobre el mapa de la región.

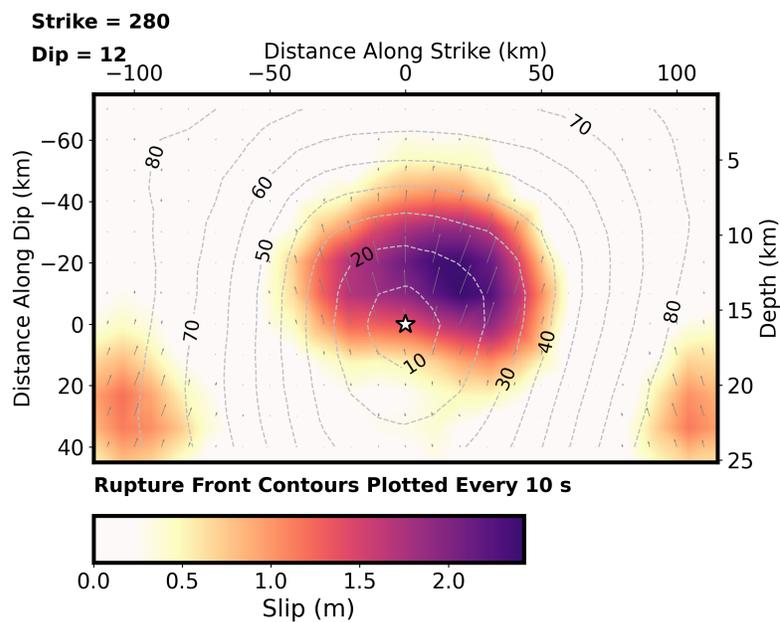


Figura 4.6: Plano en la dirección *up-dip* de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 1994.

La función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla individual se caracteriza por tener una duración cercana a 120 [s] (Figura 4.7). En ella se puede identificar el pulso principal a los 30 [s], coincidente con el parche de mayor deslizamiento observado (Figura 4.5), seguido de pulsos de menor amplitud correspondiente a los parches de menor deslizamiento. Esta función entrega un momento sísmico de 5.15×10^{20} [Nm], lo cual equivale a una magnitud de momento M_w 7.74 (Figura 4.7).

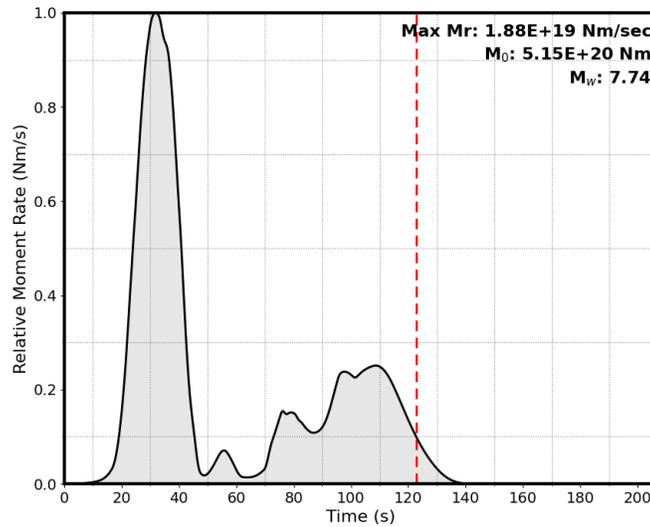


Figura 4.7: Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 1994.

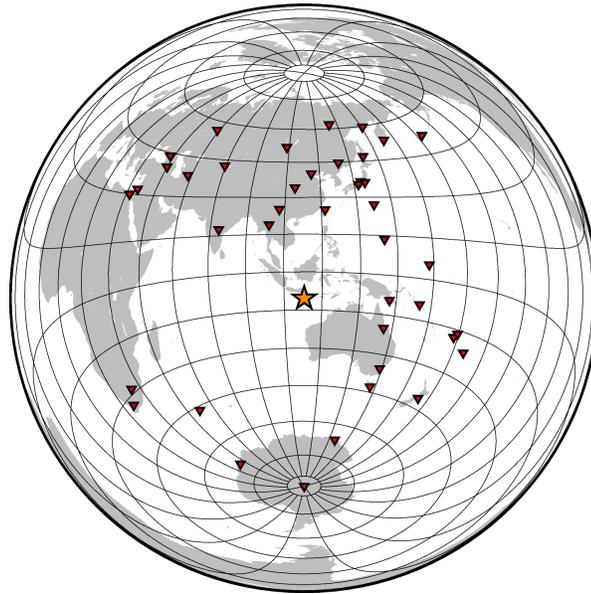


Figura 4.8: Distribución azimutal de estaciones telesísmicas seleccionadas para la inversión de registros del *tsunami earthquake* de Java de 1994.

4.3. Terremoto de Perú de 1996

Se realiza la inversión de datos de ondas de cuerpo, superficiales y fase W para sismogramas registrados por estaciones ubicadas a distancias telesísmicas del epicentro del terremoto. Para obtener los sismogramas sintéticos necesarios para la inversión, se utiliza la información del centroide obtenida del Catálogo CMT de Harvard (Tabla A.1) (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).

Se encuentra que el *misfit* entre datos sintéticos y observados se minimiza con subfallas de 10 [km] \times 10 [km], con una falla de largo 180 [km] y ancho 90 [km], un mecanismo focal dado por los ángulos de dip = 14°, rake = 88°, y strike = 335°, y velocidad de ruptura promedio de 1.2 [km/s].

El modelo resultante se caracteriza por tener un deslizamiento máximo cercano a los 2.5 [m], concentrado en una región cercana a la fosa y al hipocentro, a unos 15 [km] de profundidad (Figuras 4.9 y 4.10).

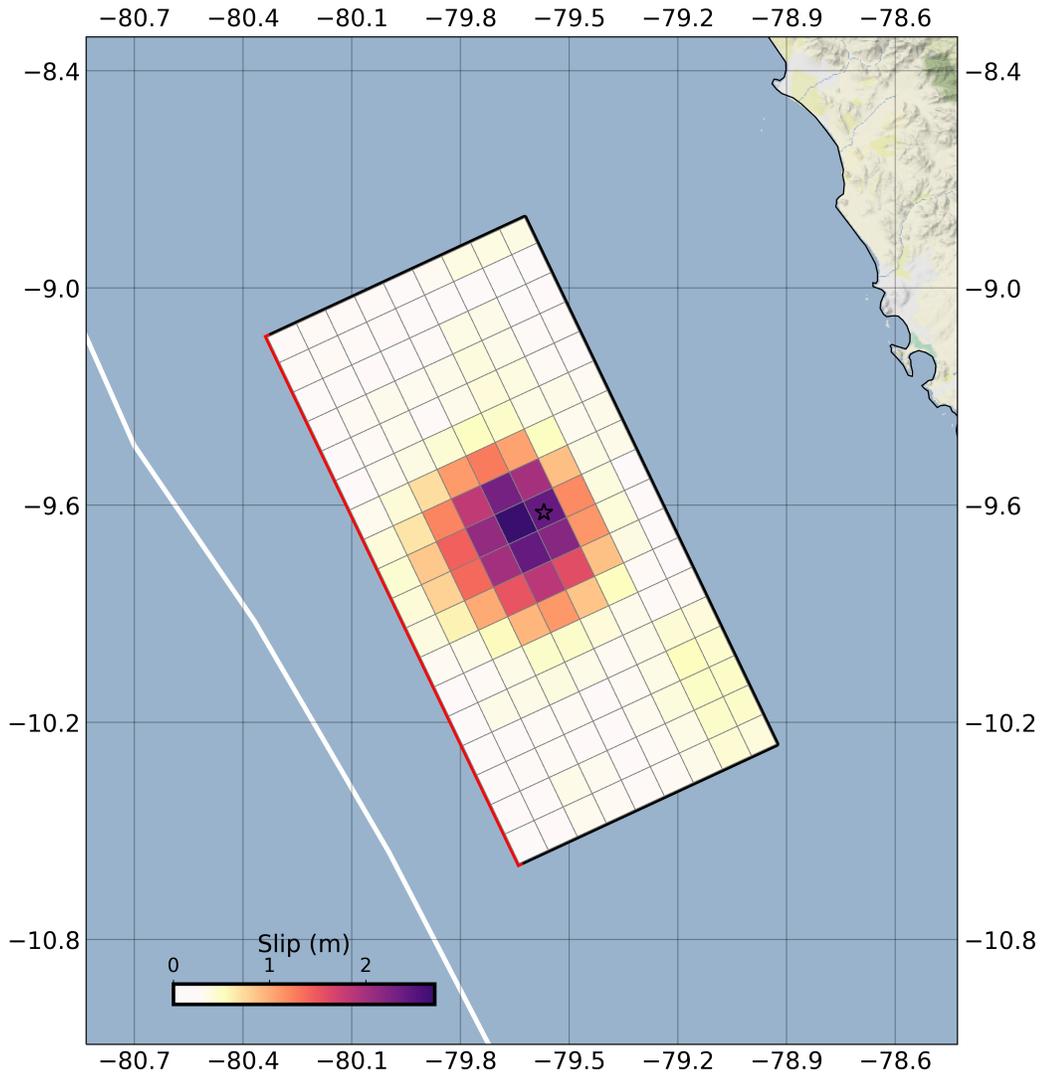


Figura 4.9: Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Perú de 1996 proyectado sobre el mapa de la región.

La función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla individual se caracteriza por tener una duración de 92 [s] (Figura 4.11). Se observa un pulso en los 20 [s], coincidente con el parche de máximo deslizamiento observado en la distribución de deslizamiento (Figura 4.10). Luego, se observa otro pulso luego de los 70 [s], coincidente con un parche de deslizamiento de 0.5 [m] en la parte más profunda de la fosa.

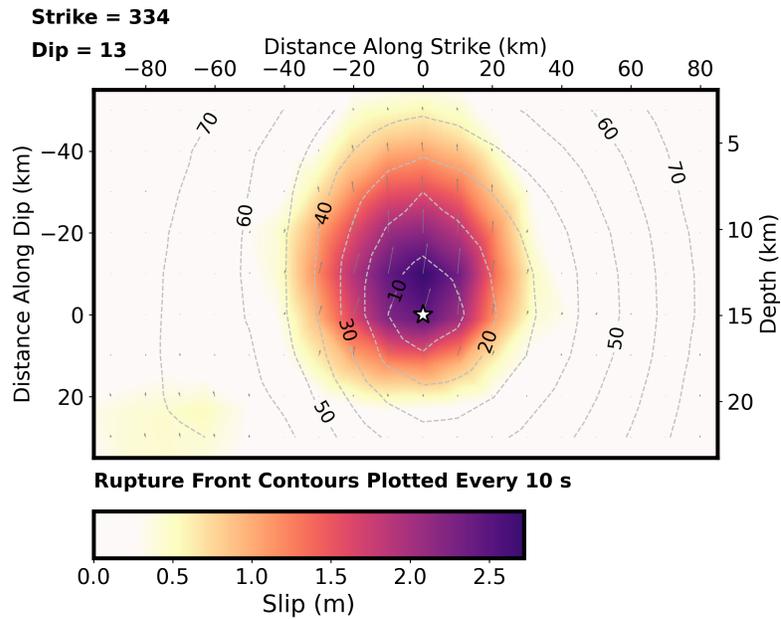


Figura 4.10: Plano en la dirección *up-dip* de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Perú de 1996.

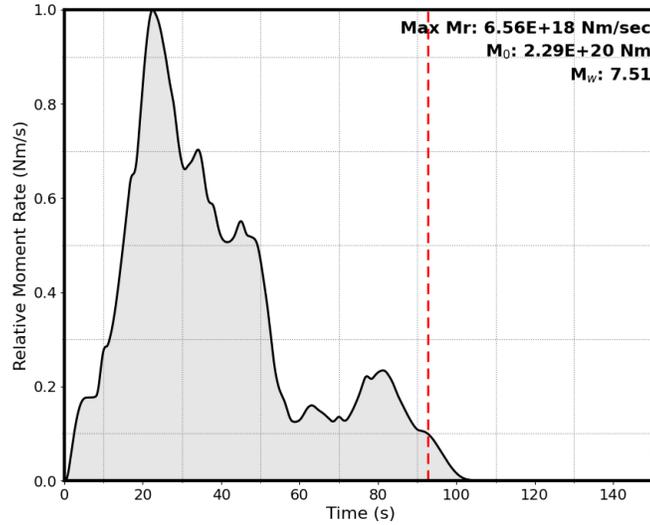


Figura 4.11: Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Perú de 1996.

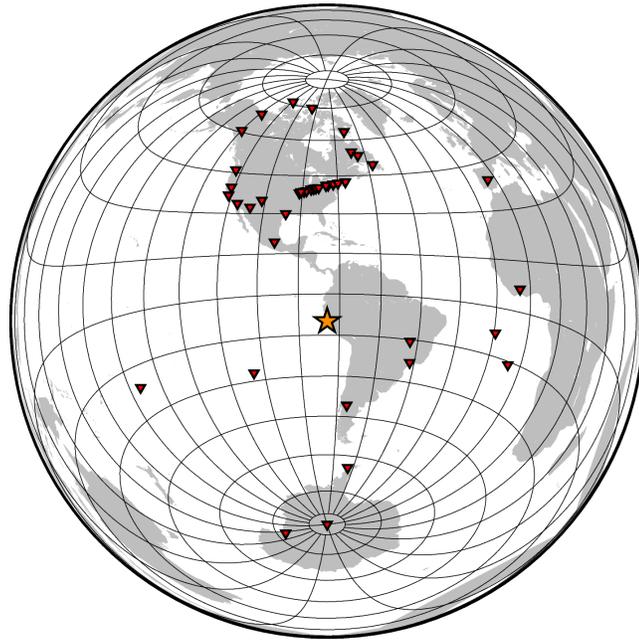


Figura 4.12: Distribución azimutal de estaciones telesísmicas seleccionadas para la inversión de registros del *tsunami earthquake* de Perú de 1996.

4.4. Terremoto de Java de 2006

Se realiza la inversión de datos de ondas de cuerpo, superficiales y fase W para sismogramas registrados por estaciones ubicadas a distancias telesísmicas del epicentro del terremoto. Para obtener los sismogramas sintéticos necesarios para la inversión, se utiliza la información del centroide obtenida del Catálogo CMT de Harvard (Tabla A.1) (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).

Se encuentra que el *misfit* entre datos sintéticos y observados se minimiza con subfallas de 10 [km] \times 10 [km], con una falla de largo 270 [km] y ancho 90 [km], un mecanismo focal dado por los ángulos de dip = 9.8°, rake = 102°, y strike = 290°, y velocidad de ruptura promedio de 1.5 [km/s]. El mecanismo focal difiere ligeramente de la solución del Catálogo CTM, pero se ajusta de mejor manera a la geometría de la subducción (Figura 4.13).

El modelo resultante se caracteriza por tener un deslizamiento máximo cercano a los 2.5 [m], concentrado en una región cercana a la fosa y al hipocentro, a unos 10 [km] de profundidad. También se observan diversos parche de deslizamiento entre 1.0 y 2.0 [m], entre 50 y 150 [km] al sureste del hipocentro (Figuras 4.13 y 4.14).

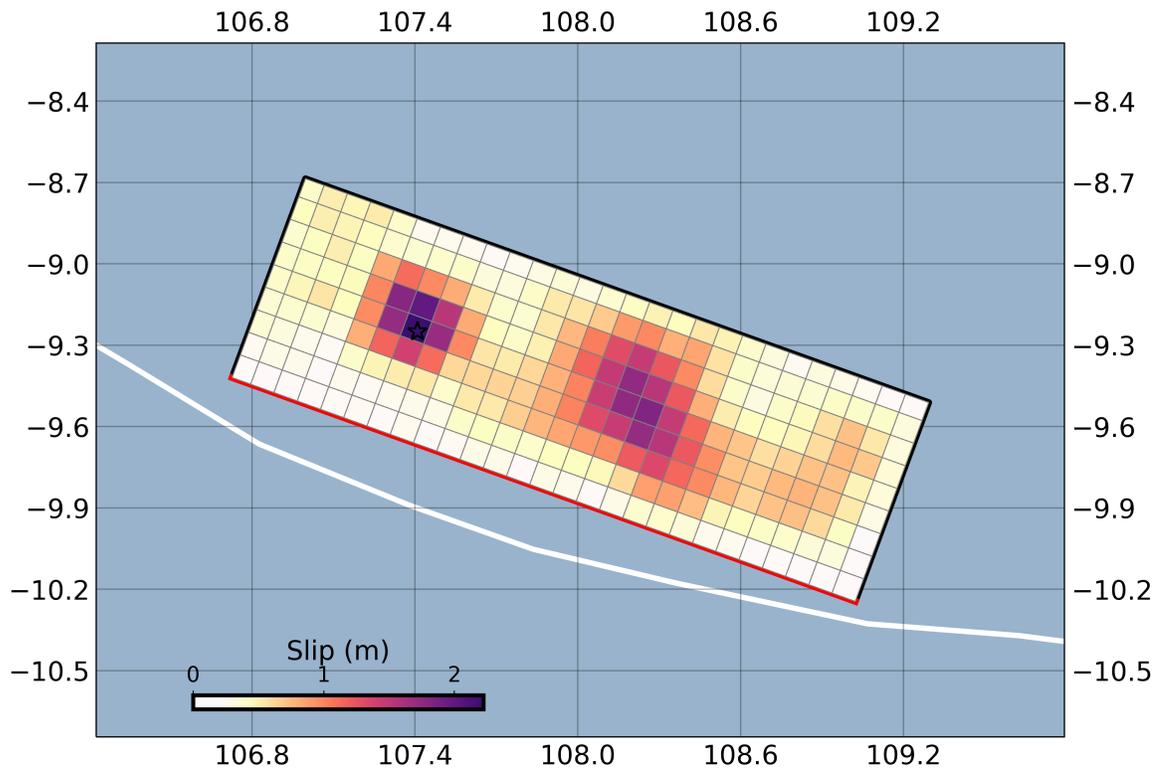


Figura 4.13: Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 2006 proyectado sobre el mapa de la región.

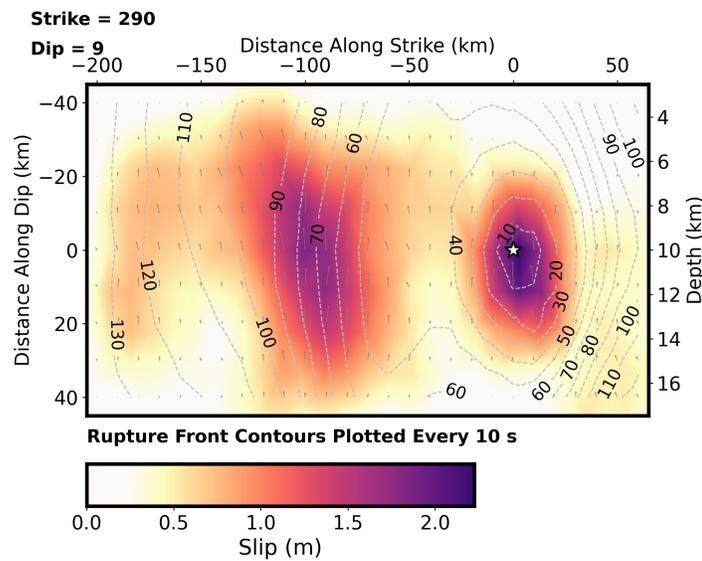


Figura 4.14: Plano en la dirección *up-dip* de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 2006.

La función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla individual se caracteriza por tener una duración de 145 [s], y en ella se pueden observar diversos pulsos a los 20, 50, 100 y 130 [s], que se relacionan con los parches que se observa en la distribución del deslizamiento. Esta función entrega un momento sísmico de 4.82×10^{20} [Nm], lo cual equivale a una magnitud de momento M.w 7.72 (Figura 4.15).

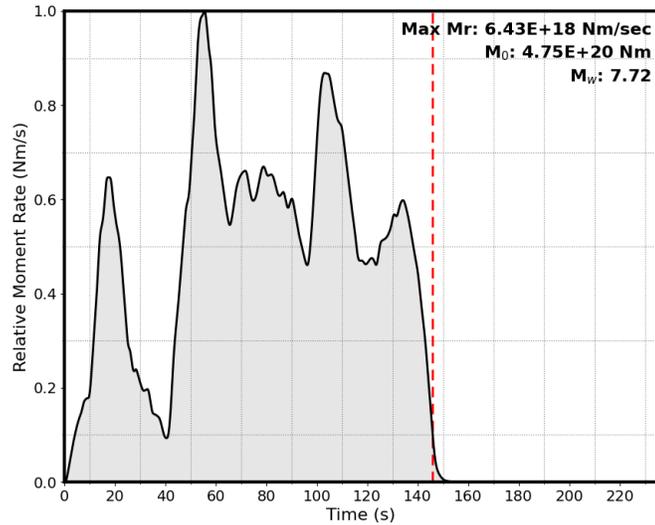


Figura 4.15: Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Java de 2006.

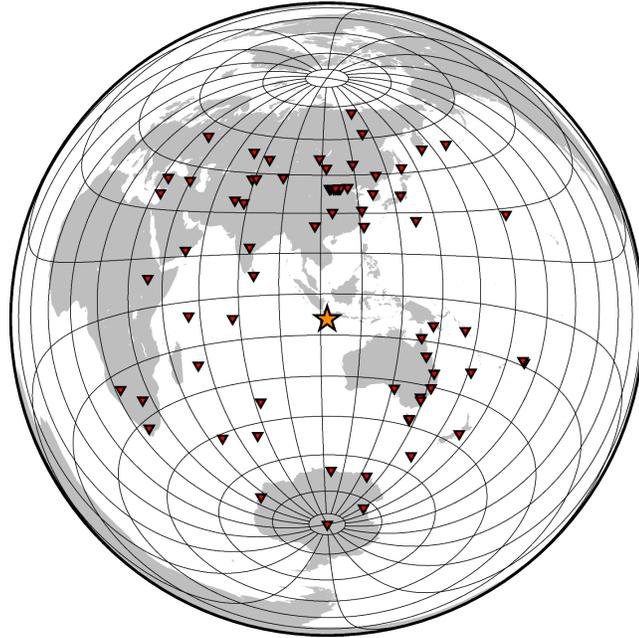


Figura 4.16: Distribución azimutal de estaciones telesísmicas seleccionadas para la inversión de registros del *tsunami earthquake* de Java de 2006.

4.5. Terremoto de Mentawai de 2010

Se realiza la inversión de datos de ondas de cuerpo, superficiales y fase W para sismogramas registrados por estaciones ubicadas a distancias telesísmicas del epicentro del terremoto, y datos de acelerómetros y GPS en el campo cercano. Para obtener los datos sintéticos necesarios para la inversión, se utiliza la información del centroide obtenida del Catálogo CMT de Harvard (Tabla A.1) (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).

Se encuentra que el *misfit* entre datos sintéticos y observados se minimiza con subfallas de $10 \text{ [km]} \times 10 \text{ [km]}$, con una falla de largo 240 [km] y ancho 120 [km] , un mecanismo focal dado por los ángulos de $\text{dip} = 10^\circ$, $\text{rake} = 96^\circ$, y $\text{strike} = 325^\circ$, y velocidad de ruptura promedio de 1.0 [km/s] . El mecanismo focal difiere ligeramente de la solución del Catálogo CMT, pero se ajusta de mejor manera a la geometría de la subducción (Figura 4.17).

El modelo resultante se caracteriza por tener un deslizamiento máximo cercano a los 6 [m] , concentrado en una región cercana a la fosa y al hipocentro, a unos 10 [km] de profundidad. También se observa un parche de deslizamiento cercano a 3 [m] a 50 [km] al noroeste del hipocentro, a una profundidad menor a 10 [km] (Figuras 4.17 y 4.18).

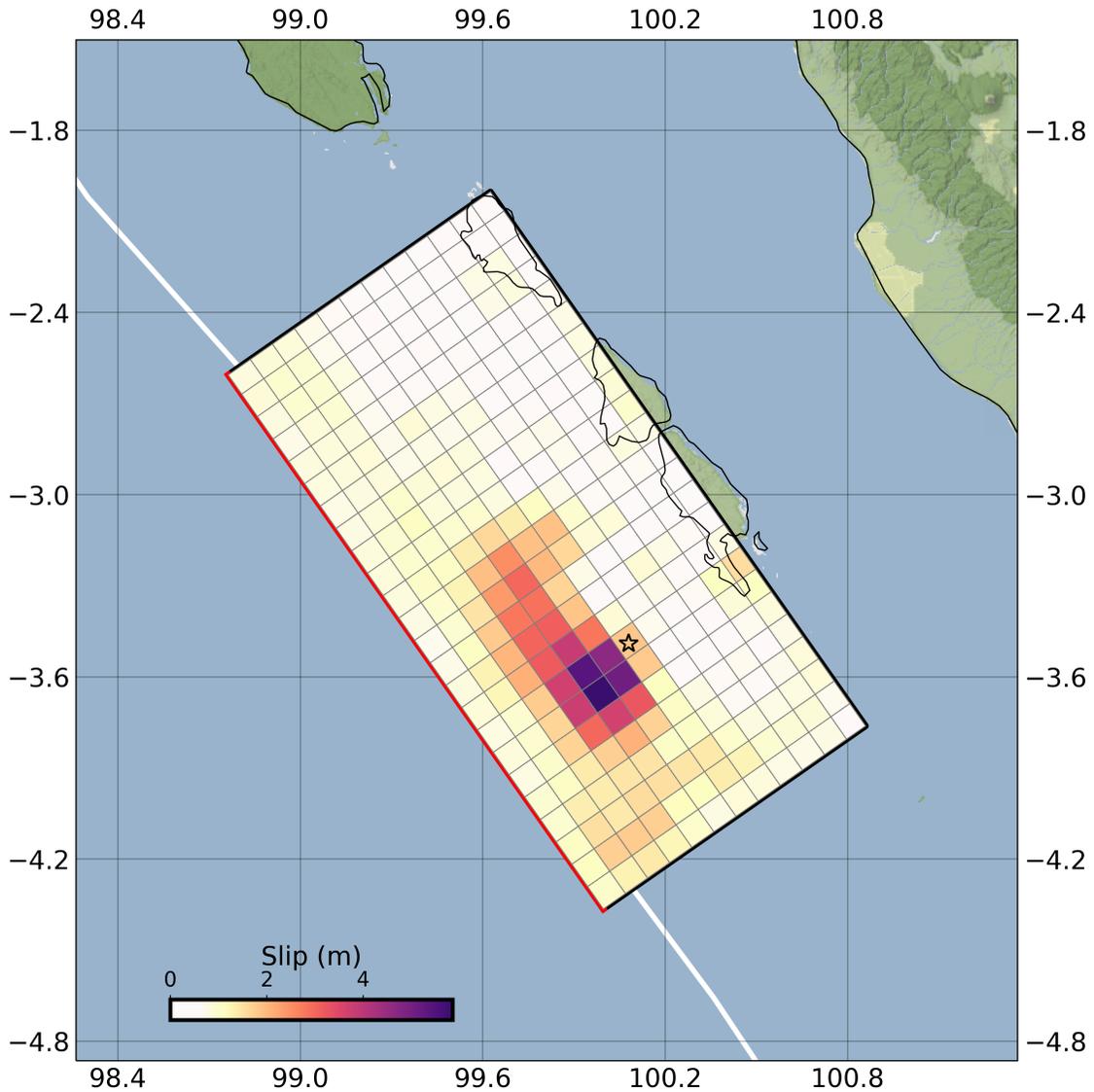


Figura 4.17: Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010 proyectado sobre el mapa de la región.

La función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla individual se caracteriza por tener una duración de 180 [s], y en ella se pueden observar un conjunto de pulsos de mayor amplitud de tasa de momento relativa entre los 20 y 50 [s]. Entre los 60 y 180 [s], se observan pulsos de menor amplitud. Esto se correlaciona con los parches de deslizamientos observados en la Figura 4.18. Esta función entrega un momento sísmico de 6.55×10^{20} [Nm], lo cual equivale a una magnitud de momento M.w 7.81 (Figura 4.19).

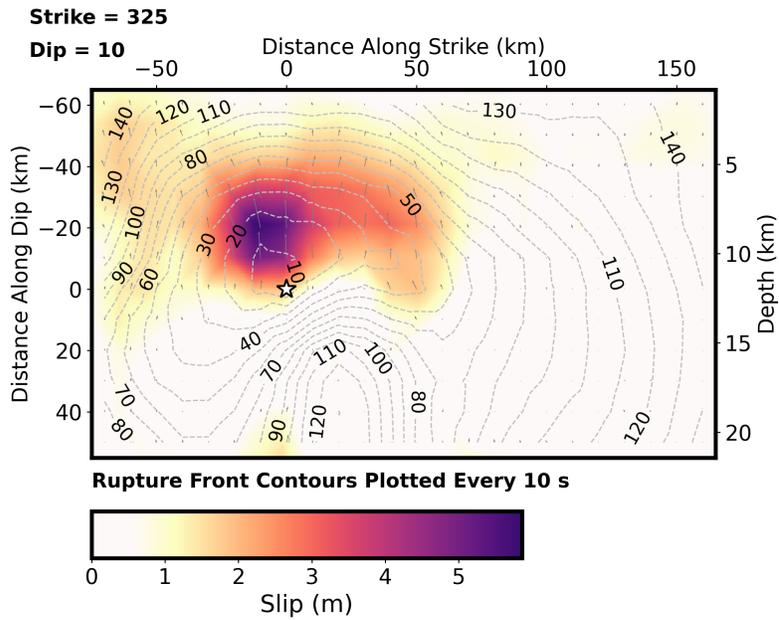


Figura 4.18: Plano en la dirección *up-dip* de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010.

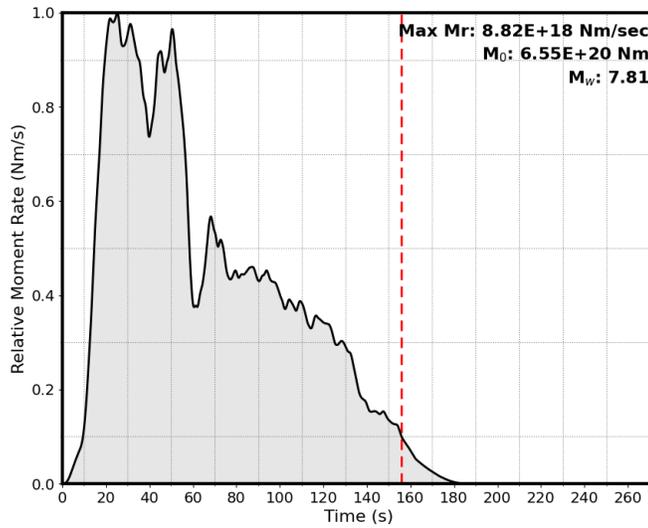


Figura 4.19: Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010.

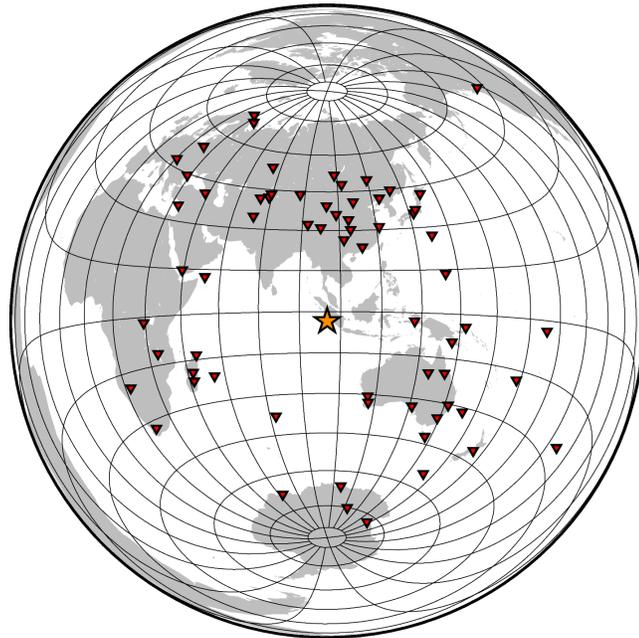


Figura 4.20: Distribución azimutal de estaciones telesísmicas seleccionadas para la inversión de registros del *tsunami earthquake* de Mentawai de 2010.

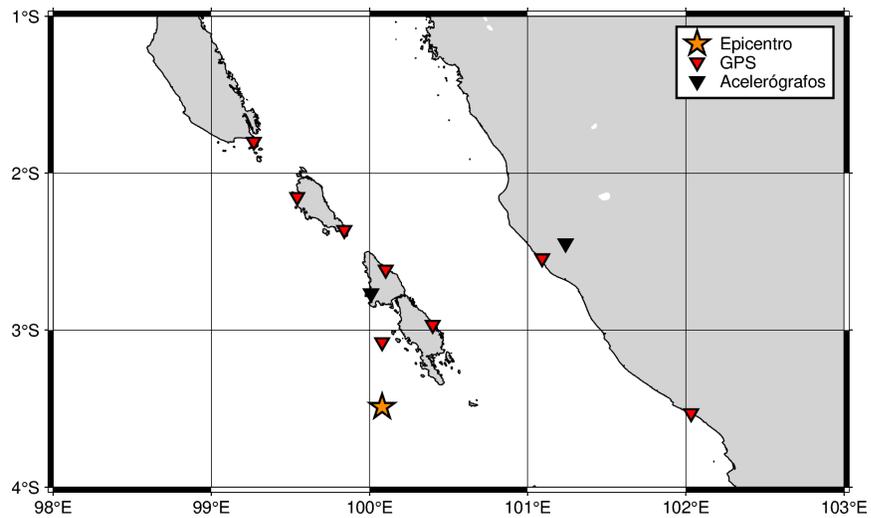


Figura 4.21: Distribución de estaciones de GPS y aceleración seleccionadas para la inversión de registros del *tsunami earthquake* de Mentawai de 2010.

Capítulo 5

Discusiones

En esta sección se busca interpretar y analizar los resultados de este trabajo sobre “*Caracterización de la fuente sísmica de tsunami earthquakes*”. Se obtuvieron modelos de falla finita para representar la fuente sísmica de cinco terremotos conocidos y estudiados que han sido categorizados por diversos autores como *tsunami earthquakes*. Para esto, se aplicó un método de inversión de falla finita propuesto e implementado por Ji et al. (2002), y posteriormente modificado por Koch et al. (2019). En el presente capítulo, se interpretarán y analizarán estos modelos, identificando características comunes entre ellos, teniendo en consideración el papel que juegan diversos factores en la modelación de terremotos. Finalmente, se discutirán las diversas características de los ambientes de subducción en los que se observan *tsunami earthquakes* que puedan explicar los resultados presentados en la sección anterior.

Los terremotos seleccionados para este trabajo son eventos que han sido catalogados como *tsunami earthquakes* y que han sido captados por redes sismológicas modernas, lo que permite observar de mejor manera sus mecanismos. Estos terremotos son el terremoto de magnitud 7.7 Mw de Nicaragua de 1992, el terremoto de magnitud 7.8 Mw de Java de 1994, el terremoto de magnitud 7.5 Mw de Perú de febrero de 1996, el terremoto de magnitud 7.7 Mw de Java de 2006 y el terremoto de magnitud 7.8 Mw de Mentawai de 2010. Para todos estos eventos sísmicos se cuenta con registros sismológicos de ondas de cuerpo P y SH y ondas superficiales Rayleigh y Love, así como con su Fase W, la cual es particularmente pronunciada para eventos lentos. Para el terremoto más reciente de los seleccionados, se cuenta además con datos de estaciones de *strong motion* y GNSS estático y continuo en el campo cercano.

A continuación, se discuten hallazgos claves para cada uno de los terremotos y se comparan estos resultados con la literatura previa.

5.1. Terremoto de Nicaragua de 1992

El modelo resultante se caracteriza por una ruptura con heterogeneidades, con deslizamiento distribuido en distintos parches en los primeros 12 [km] de profundidad, con un deslizamiento máximo superior a los 3 [m]. La distribución de estos parches es diferente a lo que observaron otros autores (Piatanesi et al., 1996; Ihmlé, 1996b; Sallarès et al., 2021). Estas diferencias pueden explicarse por el uso de un modelo de velocidades locales en este trabajo, que permite contar con una representación más realista de las condiciones de rigidez de la zona de subducción, en vez de asignar valores arbitrarios. Otra posible explicación para estas diferencias en modelos de falla finita es que la poca densidad de datos y su distribución sesgada al norte geográfico dificultan la convergencia de soluciones obtenidas mediante distintos métodos.

En las figuras C.1 y C.2 de la sección de Anexos, se puede observar la distribución del deslizamiento de un modelo con los mismos parámetros que el mejor resultado obtenido sin utilizar un modelo de velocidades localizado. Esta distribución tiene un deslizamiento máximo similar a la del mejor modelo de falla finita, pero se diferencia en que presenta menos deslizamiento en la parte más cercana a la fosa. También, se observan diferencias en la función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico para ambos modelos (Figuras 4.3 y C.3), donde el modelo alternativo presenta una mayor liberación de energía relativa en los primeros 50 [s].

Con respecto al tamaño del terremoto, el momento sísmico de $3.49 \times 10^{20} [Nm]$ obtenido en este estudio es del mismo grado de magnitud que los resultados obtenidos por otros autores (Ide et al., 1993). La duración de 125 [s], y la velocidad de ruptura promedio de 1.0 [km] son consistentes con los valores obtenidos en estudios previos (Ide et al., 1993; Kanamori y Kikuchi, 1993; Velasco et al., 1994; Kikuchi y Kanamori, 1995), y evidencian que se trata de una ruptura lenta. Esta ruptura lenta y somera ha sido explicada anteriormente por las propiedades friccionales de la interfaz entre placas (Ihmlé, 1996b), las cuales se relacionan a la presencia de sedimentos suaves en esta zona (Kanamori y Kikuchi, 1993; Ihmlé, 1996a). *Sallarès et al. (2021)* obtienen un modelo de falla finita para este terremoto usando la misma metodología que este estudio, además del mismo modelo de velocidades local para la corteza (Sallarès et al., 2021). Este modelo, a pesar de tener una distribución de deslizamiento distinta a la obtenida en este estudio, comparte la característica de tener el deslizamiento máximo en profundidades someras, cerca de la fosa.

Considerando que el set de datos utilizado en la inversión no era el ideal, se consideró prudente contrastar distintos modelos de falla finita para este terremoto con los datos de los mareógrafos de Puerto Corinto y Puerto Sandino funcionando en la costa nicaragüense en la fecha del evento sísmico. Para esto, se llevó a cabo una exploración sistemática de los parámetros de velocidad de ruptura y ancho de falla. Con un tamaño de falla fijo de 310 [m] \times 80 [km], se obtuvieron modelos de falla finita con velocidades de ruptura promedio entre 0.6 [km/s] y 2.0 [km/s], encontrando que el modelo cuya simulación de tsunami con mejor ajuste con las observaciones de los mareógrafos es aquel con velocidad de ruptura promedio de 1.0 [km/s] (Figura C.9 en Anexos). Luego, dejando fijo el valor de velocidad de ruptura en 1.0 [km/s], se obtienen modelos con distintos anchos de falla, encontrando que aquel cuya simulación de tsunami se ajusta mejor a las observaciones

de los mareógrafos es aquel con un ancho de ruptura de 48 [km]. Otra observación general de este ejercicio son que, en el caso en que se varía la velocidad de ruptura, no se observan mayores diferencias en la simulación de los cambios en la amplitud de las mareas medidos por el mareógrafo de Puerto Sandino (Figura D.1 en Anexos). También, se puede observar que los mareógrafos sintéticos producidos por las simulaciones con modelos de falla finita con distintos anchos de falla son relativamente estables tanto en tiempo de llegada como en amplitud para el mareógrafo de Puerto Corinto (Figura D.3 en Anexos). En las Figuras D.2 y D.4 se puede observar que tanto aumentar el valor de velocidad de ruptura promedio como disminuir el ancho de falla del modelo generan un aumento en la altura de *runup* del tsunami simulado.

Los resultados de esta modelación muestran que logran explicar de mejor manera las observaciones son aquellos con velocidades de ruptura de 1.0 [km/s] y anchos de falla de menor tamaño. Esto es consistente con lo propuesto por Satake (1994) (Figura 5.1), quien explica las observaciones de tsunami con un ancho de falla más angosto (40 [km]). Una falla más angosta restringiría el deslizamiento a una región más cercana a la fosa, retrasando la llegada de la ola de modo que se expliquen las observaciones.

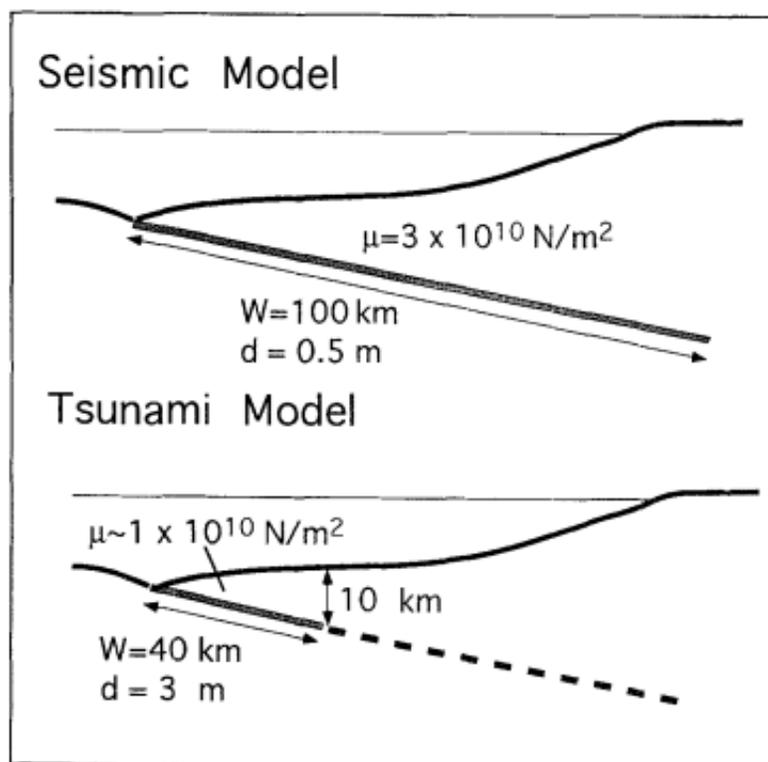


Figura 5.1: Imagen extraída de Satake (1995). Esquema de modelos de falla de Ide et al. (1993) y Satake (1994). Ambos general el mismo momento sísmico, pero distintos tsunamis.

5.2. Terremoto de Java de 1994

El modelo de falla finita que explica de mejor manera los sismogramas de campo lejano para este terremoto se caracteriza por una distribución de deslizamiento concentrada en un parche principal de amplitud de 2.5 [m] en la región cercana a la fosa y por sobre el hipocentro, a una profundidad de aproximadamente 10 [m], y una duración de aproximadamente 120 [s]. Este modelo se obtuvo con una velocidad de ruptura promedio de 1.8 [km/s] y luego de llevar a cabo una relocación del centroide, siguiendo lo realizado por Abercrombie et al. (2001), quienes sostienen que existe un sesgo hacia el sur en las ubicaciones del centroide entregadas en el Catálogo CMT de Harvard para esta región (Abercrombie et al., 2001).

La distribución del deslizamiento y su correspondiente liberación de energía en la función temporal de fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmica llaman la atención por dos parches en los extremos de la falla (hacia la costa) donde se observan deslizamientos de aproximadamente 1 [m] [s] después del inicio de la ruptura. Esto ocurre posterior a la ruptura principal, caracterizada por un parche de deslizamiento de 2.5 [m] en los primeros [s].

Con respecto a la controversia al rededor de este evento y si es o no un *tsunami earthquake*, se puede mencionar que el modelo obtenido muestra características que han sido asociadas a este tipo de terremoto, como lo son el deslizamiento somero y cercano a la fosa, una velocidad de ruptura por debajo de lo típico para eventos de tipo *thrust* y una función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico de una duración cercana a los dos minutos. Sin embargo, queda fuera del alcance de este trabajo realizar un análisis espectral que pueda aportar a dilucidar este aspecto.

El tsunami destructivo generado por este terremoto, sumado al deslizamiento cerca de la fosa que se puede observar en el modelo de falla finita obtenido, con el parche de deslizamiento principal, sugieren que existen características inusuales en el régimen de estabilidad condicional en el contacto interplaca para esta zona, que permite la generación de *tsunami earthquakes*. Una posible explicación para estas condiciones puede ser la subducción de un monte submarino ubicado cerca de la fosa en la latitud 113°E (Masson et al., 1990). La subducción de montes submarinos, que generan irregularidades locales, puede generar aumentos locales en los estreses normales, lo que genera acoplamiento local (C. H. Scholz y Small, 1997).

5.3. Terremoto de Perú de 1996

El mejor modelo para la fuente sísmica del *tsunami earthquake* de Perú de 1996 se caracteriza por tener un tamaño de falla de 180 [km] de largo por 90 [km] de ancho, y por tener su mejor ajuste con una velocidad promedio de 1.2 [km/s]. En este modelo se observa una distribución de deslizamiento caracterizada por un máximo superior a 2.5 [m] concentrado en un parche cerca de la fosa y del hipocentro, a una profundidad aproximada de 15 [km]. Este modelo de falla finita genera una función temporal de fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico de una duración de 92 [s], lo cual es coincidente con los resultados de Ye et al. (2016) y Jimenez et al. (2015). Otros autores estiman que la duración del evento debe ser cercana a los 50 [s] (Newman y Okal, 1998; Ihmlé et al., 1998). Estos autores señalan que a pesar de que se trata de una duración más larga que el promedio esperado para terremotos de magnitud 7.5 Mw, no es lo suficiente para ser considerado un terremoto lento. Polet y Kanamori (2000) también señalan que este evento no posee una fuente temporal anómalamente larga, pero que el análisis espectral hace evidente que se presenta una baja liberación de energía en los periodos cortos con respecto a su momento total. De ese mismo modo, la velocidad de ruptura promedio para este trabajo y otros (Jiménez et al., 2015), con un valor de 1.2 [km/s], es de un valor considerablemente más bajo que el promedio para terremotos intraplaca, lo cual implicaría una ruptura lenta.

Jimenez et al. (2015) sugieren que una duración de 50 [s] estaría subestimada, probablemente debido a la aplicación de filtros que dejaban fuera de la inversión información de frecuencias características de *tsunami earthquake*, y que, de incluir esta información, la duración aumentaría.

Una duración cercana a los 90 [s], sumado a la lenta velocidad de propagación y el deslizamiento somero cerca de la fosa, son características ciertamente inusuales para terremotos interplaca de subducción. Un mecanismo generador propuesto para este terremoto es que su ocurrencia y velocidad de ruptura estarían controlados por la subducción de la zona de fractura de Mendaña, un sistema de extensión localizado que modifica la morfología de la placa subductante. Esto consiste con el modelo sugerido por Tanioka et al. (1997) para la fosa de Japón, y posteriormente extendido por Polet y Kanamori (2000) para la generación de *tsunami earthquake* (Tanioka et al., 1997; Polet y Kanamori, 2000; Okal y Newman, 2001). Teniendo esto en consideración, es prudente considerar que este evento se trataría al menos de un caso límite de *tsunami earthquake*, donde quizás no se den por completo las condiciones para cumplir con la característica de carácter lento, pero sí se presentan características que evidencian baja radiación de periodos cortos y ruptura somera, además de la característica endémica más relevante de los *tsunami earthquake*, que es el tsunami destructivo, desproporcionado con respecto a la magnitud del terremoto que lo desencadena.

5.4. Terremoto de Java de 2006

El mejor modelo de falla finita obtenido para el terremoto de Java de 2006 se caracteriza por un plano de falla de dimensiones de 270 [km] de largo y 90 [km] de ancho, obtenido con una velocidad de ruptura promedio de 1.5 [km/s]. Este modelo presenta una distribución de deslizamiento heterogénea, caracterizado por tener un parche de deslizamiento máximo cercano a los 2.5 [m] de amplitud, concentrado en una región del contacto interplaca cercana a la fosa y al hipocentro, a una profundidad de 10 [km]. Este parche se relaciona con la ruptura inicial, en los primeros 20 [s]. También se observa un gran parche hacia el este del hipocentro, también en profundidades entre los 6 y 14 [km]. Este parche se traduce en los pulsos en la función temporal de fuente correspondiente a la tasa de momento sísmico, que implican liberación de energía en estos puntos a los 50, 80, 100 y 130 [s], aproximadamente. La duración total de la ruptura es cercana a los 145 [s], lo cual es evidentemente un tiempo muy largo para eventos de magnitud 7.7 Mw. Esto, junto a los valores de velocidades de ruptura, son consistentes con la característica de carácter lento relacionada con los *tsunami earthquakes*. Los resultados evidencian un deslizamiento somero, cerca de la fosa, que es consistente con los modelos propuestos para la nucleación de *tsunami earthquakes* (Bilek y Lay, 2002; Tanioka et al., 1997; Polet y Kanamori, 2000), así como con los modelos de distribución de deslizamiento obtenidos por otros autores en trabajos previos (Ammon et al., 2006; Fujii y Satake, 2006; Bilek y Engdahl, 2007; Okamoto y Takenaka, 2009). Así mismo, existe un consenso de que la duración de este evento es superior a los dos minutos (Ammon et al., 2006; Bilek y Engdahl, 2007; Okamoto y Takenaka, 2009; Fan et al., 2017).

Con respecto a los mecanismos generadores de este terremoto, se ha teorizado que este evento ocurre en un ambiente de parches localizados friccionalmente inestables, rodeados de regiones condicionalmente inestables (Ammon et al., 2006; Okamoto y Takenaka, 2009), que permiten la nucleación de terremotos en lo que anteriormente se conocía como zona asísmica, y su posterior propagación hasta el suelo oceánico. Fan et al. (2017), por su parte, han sugerido que el terremoto de Java de 2006 produjo una ruptura en dos etapas, donde la segunda estaría relacionada a la reactivación de fallas secundarias de extensión (o *splay faults*, como se les conoce en inglés) en la parte externa de la cuña de acreción (Fan et al., 2017).

Las velocidades de ruptura con valores inferiores a los típicos para terremotos interplaca se han explicado siguiendo el modelo de Tanioka et al. (2017), asociándolas a propiedades materiales débiles asociadas a sedimentos subductados (Ammon et al., 2006) o a una cuña de acreción con bajos valores de rigidez (Hanifa et al., 2014; Raharja et al., 2016).

5.5. Terremoto de Mentawai de 2010

El modelo de falla finita que explica de mejor manera las observaciones de campo cercano y lejano para el terremoto del 25 de octubre de 2010, que tuvo lugar en las costas de las Islas Mentawai, Indonesia, se caracteriza por un tamaño de falla de 240 [km] de largo y 120 [km] de ancho, una velocidad promedio de 1.0 [km/s], y por generar una función temporal de fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico con una duración de 180 [s]. La distribución del deslizamiento observada se caracteriza por un parche de deslizamiento máximo, con una amplitud de 6 [m], en una región cercana a la fosa y al hipocentro, a una profundidad de 10 [km]. Este parche se asocia a una ruptura principal entre los 20 [s] y los 50 [s], que se puede observar en la función de temporal. También existen pequeñas heterogeneidades donde se observa deslizamiento no superior a 3 [m], que se pueden relacionar con pulsos observables en la función temporal entre los 60 [s] y 180 [s].

Una peculiaridad de este evento, en comparación con los otros *tsunamis earthquakes* que fueron considerados para este trabajo, es que se cuenta con registros del campo cercano, de estaciones que registran movimientos fuertes en aceleración y de estaciones de GNSS. Contar con estos datos es de gran utilidad al momento de realizar una inversión de falla finita por distintos motivos; en primer lugar, entrega información del campo cercano, que permite calcular de una manera más realista los deslizamientos sintéticos utilizados para la modelación de terremotos. También, contar con distintos tipos de datos para llevar a cabo una inversión conjunta es una gran ventaja considerando la metodología elegida para este trabajo, pues se ha observado que, al usar solamente datos de formas de onda sísmicas, usar un modelo de velocidades poco apropiado podrían generar un gran sesgo en los resultados de inversión de falla finita, y que por lo tanto, incluir datos geodésicos genera una inversión más robusta (Graves y Wald, 2001; Wald y Graves, 2001; Ji et al., 2002b, 2002a) . Otro punto importante a tener en cuenta es que para llevar a cabo la inversión de los datos de este terremoto se contó con un modelo de velocidades localizado (Raúl Madariaga), que, en específico, incluye en la inversión información más realista sobre los valores de rigidez que se observan en un ambiente como este, donde se dan las condiciones para que se produzca un terremoto tipo *tsunamis earthquake*.

Modelos obtenidos previamente para este terremoto por otros autores coinciden en que la ruptura se caracteriza por presentar deslizamiento lejos de la costa y cerca de la fosa, a profundidades someras (Bilek et al., 2011; Lay et al., 2011; Newman et al., 2011; Hill et al., 2012; Satake et al., 2013; Yue et al., 2014; Zhang et al., 2015), mas existen diferencias en los valores de deslizamiento máximo obtenidos por cada estudio.

Se observa que el utilizar un modelo de velocidades localizado para la inversión de falla finita entrega mejores ajustes para las observaciones de campo cercano (Figuras B.27 y B.26), que al utilizar un modelo de velocidades Hussen para la región (Figuras C.21 y C.20 en Anexos). Esto se traduce en un modelo de falla finita con mayor amplitud de deslizamiento y una mayor liberación de energía en los primeros 40 [s] desde el inicio del evento sísmico.

También se observa que, la incorporación de registros de campo cercano como lo son los registros de estaciones GNSS y de aceleración, permiten observar mayor heterogeneidad en la distribución del deslizamiento en el modelo de falla finita. Sin incorporar estos datos, aún utilizando un modelo de velocidades locales, se obtiene un registro donde no se aprecian características de la ruptura en los periodos largos, como se puede apreciar al comparar las funciones temporales de fuente sísmica, correspondientes a la tasa de momento sísmico, para modelos que incluyen y no estos datos (Figuras 4.19 y C.24 en Anexos).

La duración del evento, según lo obtenido en este trabajo mediante la función temporal de fuente sísmica, correspondiente a la tasa de momento sísmico, calculada con las contribuciones de cada subfalla del modelo, es más larga que lo propuesto previamente por otros autores (Lay et al., 2011; Newman et al., 2011; Bilek et al., 2011; Zhang et al., 2015).

Dentro de los mecanismos propuestos para explicar las características inusuales observadas para este evento, y que lo catalogarían como un *tsunami earthquake*, Newman et al. (2011) detallan cómo una reducción en la rigidez regional de la corteza, y la subsiguiente reducción en la velocidad de ruptura, contribuirían en el aumento en la amplitud del deslizamiento cosísmico (Newman et al., 2011). Bilek et al. (2011) señalan que la presencia de distintos parches en la región de *magethrust* (es decir, aquella zona en el contacto interplaca en un ambiente de subducción entre los 15 y 40 [km] de profundidad, donde se suelen observar terremotos interplaca), que proveen las condiciones de heterogeneidad friccional requeridas para producir tanto *tsunami earthquakes* como otros procesos lentos (Bilek y Lay, 2002), considerando la larga ruptura normalizada de eventos previos al terremoto de 2010 (Bilek et al., 2011). Así mismo, Yue et al. (2014) proponen que heterogeneidades locales en las partes más someras del contacto interplaca pueden acumular tensión, que permite que algunas regiones cerca de la base de prismas de acreción se fracturen en *tsunami earthquakes* (Yue et al., 2014).

5.6. Discusiones generales

A modo general, se pueden identificar características comunes de las fuentes sísmicas representadas por los modelos de falla finita obtenidos para cada uno de esos eventos, previamente considerados *tsunami earthquakes*. Estas características son: (1) velocidades de ruptura con valores comprendidos entre 1 – 1.8 [km/s], valores inferiores a los típicos para terremotos interplaca de subducción, (2) deslizamiento máximo cercano a la fosa, en profundidades que comprenden lo anteriormente conocido como zona asísmica (es decir, los primeros 15 [km], aproximadamente, del contacto interplaca), y (3) duraciones de rupturas generalmente por sobre los valores típicos para la magnitud de cada evento.

La metodología de inversión conjunta elegida tiene bastantes ventajas: en primer lugar, el uso de la transformada wavelet para separar la historia espacial y temporal del deslizamiento es efectiva para estudiar características con dependencia temporal y de frecuencia en las formas de ondas sísmicas (Ji et al., 2002b, 2002a). Por otro lado, el uso conjunto de datos sísmicos y geodésicos genera una inversión más robusta, ya que al contar solamente con datos de formas de ondas sísmicas, usar un modelo de velocidades poco apropiado podría generar un gran sesgo en los resultados de inversión de falla finita (Graves y Wald, 2001; Wald y Graves, 2001; Ji et al., 2002b, 2002a). Finalmente, la inclusión de datos de fase W en esta implementación permite incorporar en la inversión información de un rango de frecuencias más largos para las formas de ondas sísmicas, lo cual es de gran utilidad a la hora de invertir *tsunami earthquakes* teniendo en consideración que este tipo de eventos sísmicos libera una gran parte de su energía en contenido de bajas frecuencias.

Para los cinco terremotos tipo *tsunami earthquake* seleccionados para este trabajo, comprendidos entre 1992 y 2010, se contó con registros de formas de onda de ondas de cuerpo, superficiales y de fase W en la inversión de falla finita. Para los terremotos de Nicaragua de 1992 y Mentawai de 2010 se incluyeron modelos de velocidades locales en el cálculo de las funciones de Green para los datos sintéticos, lo que entrega una aproximación más realista de los deslizamientos y de los valores de rigidez en la región donde se encuentra el hipocentro del terremoto. Para el evento de 2010, además, se cuenta con registros de campo cercano de *strong motion* y GPS, lo que entrega un modelo más completo al ser estaciones ubicadas en el campo cercano de la fuente y por no saturarse en frecuencia.

Las características comunes enumeradas anteriormente se pueden observar en términos generales en los modelos obtenidos para los cinco terremotos estudiados. Sin embargo, existen entre ellos dos casos para los cuales estas características han sido cuestionadas previamente. Uno de estos casos es el terremoto de Java de 1994, para el cual Abercrombie et al. (2001) señalan que la velocidad de ruptura obtenida en su modelo, de 2 [km/s], sumado a características espectrales observadas, no permitirían catalogarlo como un evento de carácter lento. Estos autores también señalan que, al realizar una relocalización del centroide para este evento, considerando que la ubicación inicial de este, en el *outer-rise*, no podría explicar el tsunami observado, no se observa la dirección de propagación de la ruptura en la dirección *up-dip*, que Polet y Kanamori (2000) interpretan

como un factor común de los terremotos tipo *tsunami earthquake* (Abercrombie et al., 2001; Polet y Kanamori, 2000). Esta dirección de propagación permitiría que la ruptura se propagara hasta el suelo oceánico, generando otra característica típica de los *tsunami earthquakes*, que es el deslizamiento poco profundo, cerca de la fosa. En el modelo propuesto en este trabajo para el terremoto de Java de 1994, sin embargo, se puede evidenciar que aun habiendo realizado la relocalización del centroide antes de realizar la inversión, se observa que el deslizamiento máximo se alcanza en las cercanías de la fosa, en los primeros 14 [km]. Además, en este modelo se obtuvo que la velocidad de ruptura promedio es de 1.8 [km/s], valor que sigue estando por bajo el rango de velocidades de ruptura típicas para terremotos de zonas de subducción, que es de 2 – 3 [km/s] (Kanamori, 1986). Teniendo esto en consideración, es apropiado decir que este terremoto podría representar un caso limitante de *tsunami earthquake*, para el cual la velocidad de ruptura es lo suficientemente baja para hablar de carácter lento, y la dirección en la cual se propaga la ruptura cuenta con una mínima componente hacia arriba en la dirección de la inclinación como para propagar la ruptura hacia el suelo oceánico, generando así la característica observable de deslizamiento somero en el modelo de falla finita, así como el tsunami desproporcionadamente destructivo con respecto a su magnitud. Con respecto a la discusión sobre el carácter lento de este evento sísmico, *Polet y Thio (2003)* también destacan que las características espectrales asociadas a *tsunami earthquakes* pueden producirse tanto por una disminución en la velocidad de ruptura como por una reducción en la velocidad de partículas (relacionada con el valor de *rise time*), por lo que el carácter lento de un terremoto no debería ser directamente interpretado como una baja velocidad de ruptura. Estos autores, además, señalan que la interpretación del espectro llevada a cabo por Abercrombie et al. (2001) está basada en el modelo de Brune (1970), el cual acopla los valores de duración de ruptura y de *rise time* (Abercrombie et al., 2001; Brune, 1970). El análisis espectral de las observaciones de este terremoto se escapa del alcance del presente trabajo, por lo que no se pueden realizar comentarios adicionales sobre si el contenido de frecuencias observado es conforme o no a lo esperado para un *tsunami earthquake*.

Otro caso para el cual una de las características comunes de *tsunami earthquakes* ha sido discutida es el terremoto de Perú de 1996. El modelo obtenido para este terremoto genera una función temporal de fuente sísmica con una duración cercana a los 90 [s], valor que es superior a lo estimado por otros autores (Newman y Okal, 1998; Ihmlé et al., 1998). Newman y Okal (1998) interpretan que la lentitud de la fuente de este evento se encuentra entre los eventos regulares y los de tipo *tsunami earthquakes*. Por otro lado, Deputel et al. (2013) mencionan que no existe una gran anomalía entre el desfase temporal del centroide, usado como aproximación para la mitad de la duración del evento, y la predicción de escala (calculada en base a su M_0), como para calificar este evento como *tsunami earthquake*.

Considerando esta discusión, y el modelo obtenido en este trabajo, donde se observan características comunes con los otros eventos considerados *tsunami earthquakes*, como son el deslizamiento cercano a la fosa y la velocidad de ruptura baja, es prudente al menos considerarlo como un “caso borde” de *tsunami earthquake*, como hacen Bourgeois et al. (1999).

Más aún, para ambos casos, así como para el resto de los *tsunami earthquakes* estudiados, se calcularon valores de *stress drop* ($\Delta\sigma$), calculado como el promedio espacial del valor de *stress drop* pesado por el deslizamiento (Ye et al., 2016; Noda, Lapusta, y Kanamori, 2013),

$$\Delta\sigma = \frac{\int_{\Sigma} \Delta\sigma \Delta u dS}{\int_{\Sigma} \Delta u dS} \quad (5.1)$$

donde $\Delta\sigma_1$ y Δu_1 son los valores de *stress drop* y deslizamiento para cada subfalla. De esta forma, se le da más peso a las partes de la falla donde se encuentran los valores de deslizamiento más grandes. El valor de *stress drop* por subfalla, a su vez, se calcula para una falla rectangular, con ancho W y largo L y un momento sísmico M_0 (Kanamori y Anderson, 1975),

$$\Delta\sigma = C \frac{M_0}{W^2 L} \quad (5.2)$$

donde C es un factor no dimensional de forma, que en caso de fallas rectangulares de tipo *dip-slip*, toma valor 1 o similar, dependiendo de las constantes de Lamé λ y μ (a su vez dependientes de los valores de velocidades de ondas principales y secundarias). Se encuentra que, para la mayoría de los casos, los valores de *stress drop* para *tsunami earthquakes* es considerablemente menor que para terremotos de magnitudes similares en zonas de subducción, con valores entre hasta 10 veces más pequeños. La única excepción es para el terremoto de Tocopilla de 2007, cuyo *stress drop* es cercano a los valores encontrados para los *tsunami earthquakes*. Esto es un indicativo de la deficiencia energética de los eventos tipo *tsunami earthquake*.

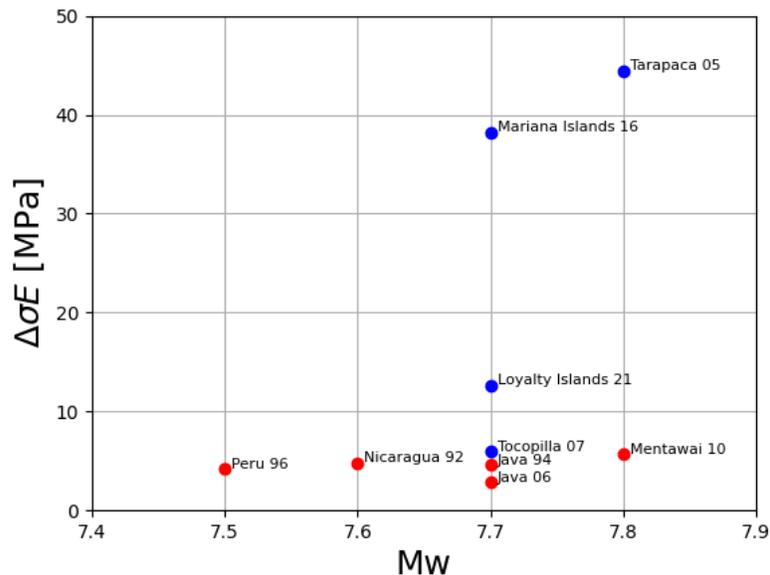


Figura 5.2: Valores de *stress drop* para terremotos con magnitudes entre Mw 7.5 - 7.8. Los puntos rojos representan *tsunami earthquakes*.

Por motivos de comparación, se calculan los valores de *stress drop* para los eventos *tsunami earthquakes* utilizando las distribuciones de momento sísmico y deslizamiento obtenidas por Ye et al. (2016) 5.3. Estos valores tienen el mismo orden de magnitud que los encontrados con las distribuciones de este trabajo, y, por lo tanto, son considerablemente menores que los valores de *stress drop* para los otros terremotos considerados.

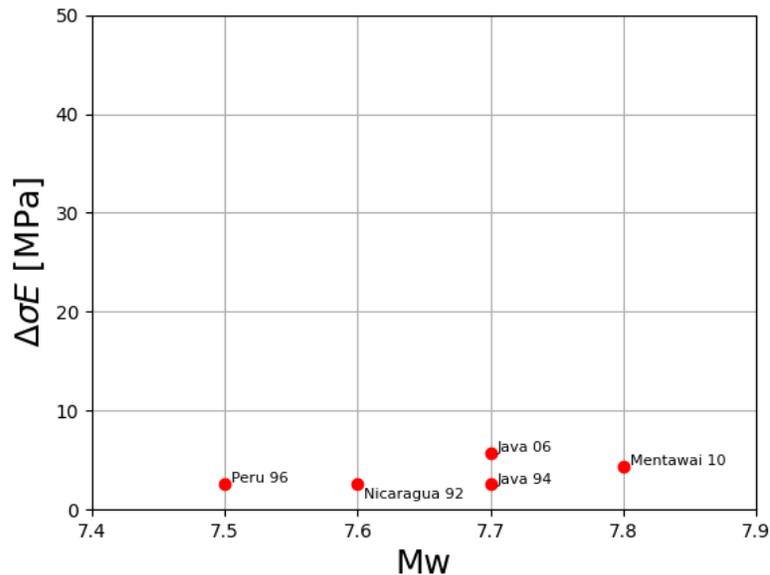


Figura 5.3: Valores de *stress drop* para terremotos tipo *tsunami earthquake* obtenidos con las distribuciones de momento sísmico y deslizamiento obtenidas por Ye et al. (2016).

Una posible explicación para los modelos de *tsunami earthquakes* obtenidos en este trabajo es un modelo de zona de subducción en el cual existen heterogeneidades que generan regímenes locales de inestabilidad friccional o estabilidad condicional que permiten acoplamientos locales en zonas desacopladas, donde pueden nuclear terremotos. Polet y Kanamori (2000) explican la ocurrencia de las rupturas someras de los terremotos de Nicaragua de 1992, Java de 1994 y Perú de 1996 con la existencia de estructuras ásperas de horst y graben en la placa subductante, que genera zonas de contacto con la placa cabalgante donde es posible la nucleación de terremotos poco profundos y su propagación hacia el fondo oceánico. La propagación de la ruptura por sedimentos (alojados en los graben) hace que el proceso de fuente de estos terremotos sea lento. Las estructuras horst generan suficientes estreses normales como para generar inestabilidad friccional local (C. H. Scholz, 1998). Polet y Kanamori (2000) también señalan que, para que este modelo funcione, las cantidades de sedimentos siendo subductados y que forman el prisma de acreción deben ser relativamente pequeñas, ya que si existe un prisma de acreción muy grande, los terremotos podrían no poder romper hasta la superficie, ya que esta zona estable friccionalmente frenaría la propagación de la ruptura (Polet y Kanamori, 2000; C. H. Scholz, 1998), y si la capa de sedimentos siendo subductados es muy gruesa, se podría cubrir completamente los horsts, por lo que no existirían zonas de contacto entre ambas placas.

El modelo propuesto por Polet y Kanamori (2000) se extiende de lo propuesto por Tanioka et al. (1997), que sugiere que la aspereza generada por estructuras de horst y grabens en la placa subductante del Pacífico influyó en la generación del *tsunami earthquake* de 1896 de Japón (Polet y Kanamori, 2000; Tanioka et al., 1997). También de aquí surge el mecanismo de *tsunami earthquakes* propuesto por Bilek y Lay (2002), donde estos eventos representan la ruptura de una o más asperezas que desencadenan rupturas en una región condicionalmente estable poco profunda (Bilek y Lay, 2002). En los casos del terremoto de Java de 1994 y de Perú de 1996, estas asperezas se pueden asociar la subducción de un monte submarino y de la zona de fractura de Mendaña, respectivamente. Scholz y Small (1997) mencionan que, en escalas locales las irregularidades causadas por estas características batimétricas pueden generar aumentos locales en los estreses normales, lo que resultaría en que se produzca acoplamiento local.

Lay et al. (2012) estudian propiedades de ruptura en zonas de subducción que varían con la profundidad, definiendo los primeros 15 [km] bajo la superficie oceánica como la región de ocurrencia de los *tsunami earthquakes*. Esta zona es caracterizada por la presencia de un prisma de acreción con material de baja rigidez, y es donde pueden ocurrir tanto desplazamientos asísmicos como la ruptura de grandes *tsunami earthquakes*. Esos eventos se caracterizan por duraciones más largas que eventos más profundos con el mismo momento sísmico y velocidades de ruptura más lentas.

Otro mecanismo que ha sido propuesto como generador de este tipo de eventos es la ruptura en fallas secundarias o ramificaciones con inclinaciones pronunciadas dentro de la cuña de acreción (Fukao, 1979). Estas fallas generarían una gran deformación vertical, y, por lo tanto, grandes tsunamis. Para el terremoto de Java de 2006, se ha sugerido que existen dos escenarios de ruptura asociados a distintos contenidos de frecuencias, y que el segundo escenario puede tener su ruptura albergada en fallas secundarias de extensión en la parte externa de la cuña de acreción siendo reactivadas (Fan et al., 2017).

Los cambios en la presión dinámica de poros en el prisma de acreción produciría un gran efecto en la dinámica de la ruptura de terremotos en la parte más somera de la zona de subducción, haciendo que el material en el prisma de acreción cediera de forma generalizada. Esto causaría características asociadas a *tsunami earthquakes*, como reducción en caída del estrés, velocidad de deslizamiento, deslizamiento y velocidad de ruptura, así como un gran levantamiento del suelo marino (Ma, 2012). Ma y Hirakawa (2013) proponen que el fracturamiento dinámicamente inducido en el prisma afectaría significativamente la radiación de energía de terremotos en la zona de subducción poco profunda, generando así una reducción de energía en las altas frecuencias y una fuente temporal anómala.

Estudios de modelamiento de tsunami para casos no estáticos, es decir, donde se incluyen características cinemáticas han encontrado amplificación en las alturas de *runup* en los tsunamis cuando la velocidad de ruptura del terremoto es similar a la velocidad del tsunami, debido a una interferencia constructiva de las ondas (Todorovska y Trifunac, 2001). Bajas velocidades de ruptura y fuentes sísmicas heterogéneas amplifican el *runup* en modelaciones de tsunami, lo que podría explicar por qué terremotos con tiempos de ruptura largos, como los *tsunami earthquakes*, suelen producir tsunamis con *runups* grandes, especialmente en la parte final de la propagación del terremoto, donde la función temporal de fuente sísmica, correspondiente a la tasa de momento sísmico, libera energía más lenta (Riquelme et al., 2020).

Finalmente, se debe tener en consideración que la forma en la que se registran los terremotos puede estar limitada a observar cierto rango de velocidades (Figura 5.4). Estaciones GNSS han registrado procesos mucho más lentos que la escala temporal de *tsunami earthquakes* (pocos minutos a una hora), que van desde algunas horas hasta días y meses. No se sabe si los procesos lentos existen en todas las escalas temporales o no. Es probable que esto ocurra, pero con capacidades de detección limitadas, se tiene a tratarlos como distintos grupos, como *tsunami earthquakes*, *after-slip*, *creep*, por ejemplo.

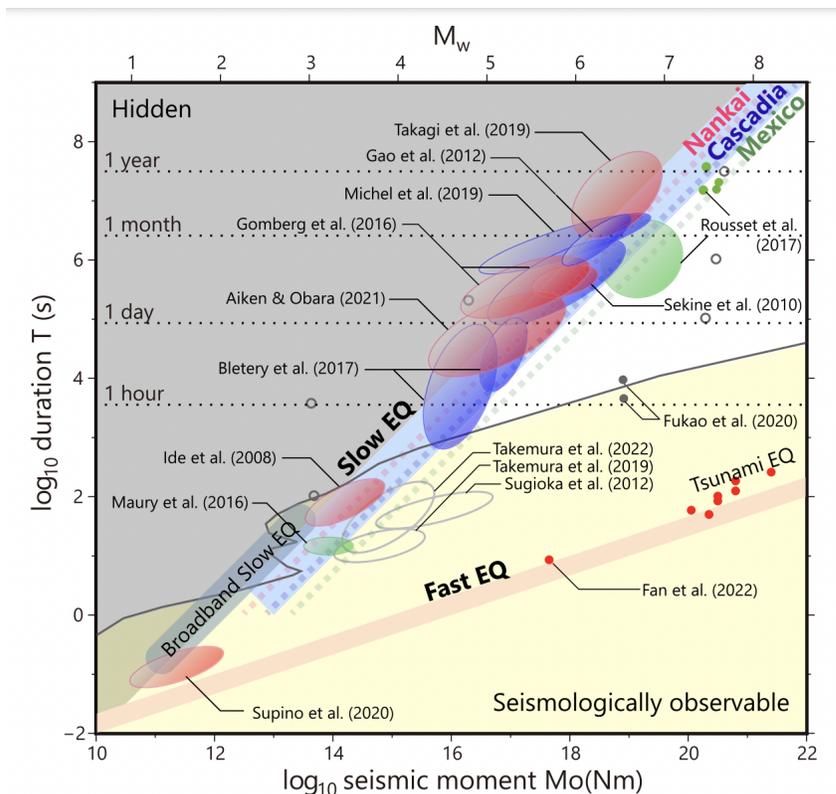


Figura 5.4: Imagen extraída de Ide y Beroza (2023). Momento y duración de los eventos sísmicos de distintos estudios. Cada elipse representa una región con aproximadamente el 95 % de los eventos de cada estudio.

Capítulo 6

Conclusiones

En esta sección, se resumen los hallazgos claves de este trabajo sobre la caracterización de la fuente sísmica para *tsunami earthquakes*. Este estudio tiene como objetivo general analizar, observar e identificar características comunes en las fuentes sísmicas de ejemplos conocidos y estudiados de *tsunami earthquakes* registrados por redes sísmológicas modernas y examinar si alguna de estas características puede ser un elemento distintivo para este tipo de eventos. Para cumplir este objetivo, se plantearon objetivos específicos que se detallan a continuación.

En primer lugar, se buscó evaluar la incidencia de ciertos parámetros en la obtención de un modelo adecuado de fuente sísmica para los eventos estudiados, en específico de la velocidad de ruptura, ya que una de las características que ha sido atribuida a los *tsunami earthquakes* es la de un carácter lento. En los modelos obtenidos se ha observado que los mejores ajustes entre las formas de ondas registradas en estaciones sísmicas y los datos sintéticos se encuentran en modelos con velocidades de ruptura promedio comprendidas entre los 1 – 1.8 [km/s]. Estos valores son inferiores a los valores típicos para terremotos en ambientes de subducción (Kanamori, 1986). Otros parámetros de gran incidencia a la hora de la minimización de los errores de ajuste fueron la profundidad del hipocentro y el ángulo de *dip*, encontrándose que los mejores ajustes se obtienen con valores inferiores a los 16 [km] y entre los 9° y 14°, respectivamente.

Subsiguientemente, se buscó constatar las ventajas de la inversión conjunta de datos de distinta naturaleza en la obtención de modelos de fuente sísmica. Para esto, se incorporaron datos de Fase W para todos los eventos, y datos de GPS y *strong motion* para el terremoto de Mentawai de 2010. Se observó que una de las ventajas ofrecidas por una inversión conjunta es un contenido de frecuencias más amplio, que permite estimar de mejor manera el tamaño real del evento y que es de especial utilidad en el estudio de terremotos que han sido asociados a altas liberaciones de energía en periodos largos. Otra ventaja se asocia la metodología de inversión utilizada, ya que el uso conjunto de datos sísmicos y geodésicos genera una inversión más robusta, esto considerando que al contar solamente con datos de formas de onda sísmicas, usar un modelo de velocidades poco apropiado podrían generar un gran sesgo en los resultados de inversión de falla finita (Graves y Wald, 2001; Wald y Graves, 2001; Ji et al., 2002b, 2002a).

Otro objetivo específico de este trabajo fue destacar la relevancia de la utilización de un modelo de velocidades que represente de mejor manera las características de rigidez de una zona donde ocurren *tsunami earthquakes* al momento de generar un modelo de su fuente sísmica. Se pudo observar que en los casos en los que se contó con modelos de velocidades locales, es decir, para los terremotos de Nicaragua de 1992 y de Mentawai de 2010, los modelos obtenidos muestran características previamente asociadas a *tsunami earthquakes* y explicables por mecanismos anteriormente propuestos para explicar la generación de *tsunami earthquakes*, sin la necesidad de imponer valores de rigidez mediante normalizaciones u otros métodos (Newman et al., 2011). Para el caso de la obtención del modelo de falla finita para el terremoto de Mentawai de 2010, la utilización de un modelo de velocidades locales fue fundamental a la hora de incluir en la inversión datos de campo cercano (esto es, los registros de *strong motion* y GPS), obteniéndose ajustes considerablemente mejores utilizando el modelo local en vez de un modelo Hussen para la región. También, a modo general, el contar con modelos de velocidades locales ayuda a dilucidar de mejor manera efectos de propagación, con lo que los modelos entregarían información más certera de la fuente sísmica, considerando que los movimientos registrados en un sismograma son un resultado tanto de los efectos de propagación como de la fuente.

Finalmente, en cuanto a objetivos específicos, se discutieron diversas características de los ambientes de subducción en los que se observan estos eventos sísmicos, que puedan explicar los resultados obtenidos. De los mecanismos propuestos por diversos autores para la generación de *tsunami earthquakes*, los resultados obtenidos se pueden explicar por lo sugerido por Polet y Kanamori (2000), extendido de Tanioka et al. (1997) y Bilek y Lay (2002) (Polet y Kanamori, 2000; Tanioka et al., 1997; Bilek y Lay, 2002), donde se propone que los terremotos de tipo *tsunami earthquake* se generarían en asperezas donde el aumento de estrés normal generaría las condiciones de inestabilidad friccional locales necesarias para la nucleación de terremotos. Polet y Kanamori (2000; 2022) asocian estas asperezas a la subducción de estructuras batimétricas como estructuras de horst y graben, montes submarinos y zonas de fractura (Polet y Kanamori, 2000, 2022). Otras características de ambientes de subducción que explicarían los modelos serían la subducción de sedimentos y la formación de un prisma de acreción pequeño, ya que de esta manera se observarían velocidades de ruptura en rangos en el rango de 10 – 1.8 [km/s] y propagación de la ruptura hasta el fondo oceánico.

Otras estructuras que han sido asociadas con la generación de *tsunami earthquakes* son las fallas secundarias o “*splay faults*” dentro de la cuña de acreción, las cuales generarían una gran deformación vertical, y, por lo tanto, grandes alturas de tsunami. Para el terremoto de Java de 2006, Fan et al. (2017) sugieren que la ruptura de este terremoto se dio en dos fases, dependiendo de las frecuencias de la radiación, donde la segunda puede ser albergada por fallas de este tipo. Para analizar si este mecanismo es consistente con el modelo obtenido en este trabajo, sería necesario realizar un análisis espectral que permita respaldar esta explicación.

Un modelo autosustentado para la generación de *tsunami earthquakes*, como el que propone Ma (2012), podría explicar características asociadas a estos terremotos como lo son la reducción en valores de caída de estrés, velocidad de deslizamiento, deslizamiento y velocidad de ruptura, así como el gran levantamiento de suelo marino. Este modelo, también explicaría la reducción en las altas frecuencias observada en estos eventos sísmicos (Ma y Hirakawa, 2013). Este modelo inelástico ya ha sido utilizado para explicar grandes alturas de tsunami en el norte de la fosa de Japón (Ma y Nie, 2019). No se descarta que algo así esté ocurriendo en los terremotos modelados en este trabajo, además de una dislocación elástica.

Teniendo lo anterior en consideración, los resultados obtenidos en este trabajo y su posterior análisis, considerando la literatura, se cumple la hipótesis de investigación de que las fuentes sísmicas de *tsunami earthquakes* se suelen caracterizar por alcanzar su máximo deslizamiento en zonas someras y cercanas de la fosa, tienen una velocidad de ruptura de valor bajo, generalmente cercana a los 1 [km/s], y que suelen caracterizarse por tener una duración más larga que lo esperado según el tamaño del evento, siendo estas dos últimas características evidencias del carácter lento de este tipo de terremotos.

De los terremotos seleccionados para su modelación de falla finita, existen dos casos en los cuales se ha discutido si se trata efectivamente de *tsunami earthquakes*. Estos eventos son los terremotos de Java de 1994 y de Perú de 1996, para los cuales se ha debatido principalmente su carácter lento, ya sea por su velocidad de ruptura cercana a los 2 [km/s] (Abe et al., 1993; Polet y Thio, 2003), en el caso del primero, o por su duración comprendida entre las duraciones normales y las de *tsunami earthquakes* (Newman y Okal, 1998; Bourgeois et al., 1999; Duputel et al., 2013), en el caso del segundo. En el presente trabajo, se ha decidido considerarlos al menos como casos limitantes de *tsunami earthquakes*, al presentar características fundamentales de este tipo de eventos, como lo son el deslizamiento poco profundo, cercano a la fosa, y el tsunami altamente destructivo en consideración de la magnitud de momento del terremoto, además de valores de *stress drop* ($\Delta\sigma$) considerablemente más bajos que para terremotos con magnitudes de momento similares. Sin embargo, para determinar de una manera más fehaciente el carácter lento de estos eventos sería necesario realizar un análisis espectral de los datos utilizados en la inversión.

Con respecto a las características comunes de las fuentes sísmicas observadas en los modelos de falla finita generados para los cinco ejemplos de *tsunami earthquakes* registrados entre 1992 y 2010, se puede concluir que la característica de deslizamiento somero, cercano a la fosa, actúa como un elemento distintivo en la generación del tsunami de amplitud desproporcionadamente grande, con respecto a la magnitud del terremoto. Según Polet y Kanamori (2022), a pesar de que las alturas de ola de tsunami a distancias telesísmicas para un evento de deslizamiento somero pueden no ser significativamente más grandes en amplitud que las generadas por un evento más profundo (Ward, 2021), a distancias locales y regionales, la profundidad del deslizamiento es un factor importante (Polet y Kanamori, 2022).

Para concluir, es importante tener en consideración los hallazgos de este trabajo en el contexto de la prevención de desastres, y en específico, de la alerta temprana de tsunamis. Como se ha mencionado con anterioridad, contar con mediciones de terremotos de distinta naturaleza genera una inversión más robusta, ya que los datos geodésicos disminuyen la posibilidad de sesgos en el modelo producto a una estructura de velocidades inadecuada. También, contar con este tipo de datos entrega una imagen más completa del espectro de frecuencia para los terremotos, además de permitir medir desplazamiento en el campo cercano, lo que aporta información a la inversión de la fuente sísmica que no se puede registrar con instrumentos más sensibles. Teniendo en consideración esto, la instalación de estaciones de GNSS, realizando mediciones en tiempo real, cerca de la fosa en zonas de subducción, permitiría obtener modelos más completos espectralmente, lo que permitiría distinguir de forma más categórica características de *tsunami earthquakes*. Así mismo, es importante seguir avanzando en la implementación de tecnologías que puedan registrar movimientos de periodos largos (duraciones en escalas de días, meses o años), como inclinómetros y medidores de tensión, en el contexto de monitoreo de actividad sísmica. Más aún, si se utilizan metodología de inversión que permitan obtener modelos de falla finita rápidamente, esto significaría un aporte en la alerta temprana de tsunamis, considerando que estos han sido altamente nocivos para las comunidades costeras afectadas por la subestimación de la capacidad tsunamigénica de este tipo de eventos.

Bibliografía

- Abe, K., Tsuji, Y., Imamura, F., Katao, H., y ITO, Y. (1993). Field survey of the nicaragua earthquake and tsunami of september 2, 1992. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 68(1), 23–70.
- Abercrombie, R. E., Antolik, M., Felzer, K., y Ekström, G. (2001). The 1994 java tsunami earthquake: Slip over a subducting seamount. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), 6595–6607.
- Ackerley, N. (2021). Principles of broadband seismometry. En M. Beer, I. A. Kougioumtzoglou, E. Patelli, y I. S.-K. Au (Eds.), *Encyclopedia of earthquake engineering* (pp. 1–35). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-36197-5_172-1
- Ammon, C. J., Kanamori, H., Lay, T., y Velasco, A. A. (2006). The 17 july 2006 java tsunami earthquake. *Geophysical Research Letters*, 33(24).
- Bilek, S. L., y Engdahl, E. R. (2007). Rupture characterization and aftershock relocations for the 1994 and 2006 tsunami earthquakes in the java subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 34(20).
- Bilek, S. L., Engdahl, E. R., DeShon, H. R., y El Hariri, M. (2011). The 25 october 2010 sumatra tsunami earthquake: Slip in a slow patch. *Geophysical Research Letters*, 38(14).
- Bilek, S. L., y Lay, T. (2002). Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 18–1.
- Bourgeois, J., Petroff, C., Yeh, H., Titov, V., Synolakis, C. E., Benson, B., . . . Norabuena, E. (1999). Geologie setting, field survey and modeling of the chimbote, northern peru, tsunami of 21 february 1996. *Seismogenic and tsunamigenic processes in shallow subduction zones*, 513–540.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of geophysical research*, 75(26), 4997–5009.
- Byerlee, J. D., y Brace, W. (1968). Stick slip, stable sliding, and earthquakes—effect of rock type, pressure, strain rate, and stiffness. *Journal of Geophysical Research*, 73(18), 6031–6037.
- Byrne, D. E., Davis, D. M., y Sykes, L. R. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4), 833–857.
- Dahlen, F., Suppe, J., y Davis, D. (1984). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive coulomb theory. *Journal of Geophysical Research: Solid*

Earth, 89(B12), 10087–10101.

- Davis, D., Suppe, J., y Dahlen, F. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B2), 1153–1172.
- Duputel, Z., Tsai, V. C., Rivera, L., y Kanamori, H. (2013). Using centroid time-delays to characterize source durations and identify earthquakes with unique characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 374, 92–100.
- Dziewonski, A. M., y Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4), 297–356.
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A., y 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.
- Ekström, G., Nettles, M., y Dziewoński, A. (2012). The global cmt project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200, 1–9.
- Fan, W., Bassett, D., Jiang, J., Shearer, P. M., y Ji, C. (2017). Rupture evolution of the 2006 java tsunami earthquake and the possible role of splay faults. *Tectonophysics*, 721, 143–150.
- Fujii, Y., y Satake, K. (2006). Source of the july 2006 west java tsunami estimated from tide gauge records. *Geophysical Research Letters*, 33(24).
- Fukao, Y. (1979). Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2303–2314.
- Graves, R. W., y Wald, D. J. (2001). Resolution analysis of finite fault source inversion using one-and three-dimensional green's functions: 1. strong motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B5), 8745–8766.
- Gunawan, E., Meilano, I., Abidin, H. Z., Hanifa, N. R., y cols. (2016). Investigation of the best coseismic fault model of the 2006 java tsunami earthquake based on mechanisms of postseismic deformation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 117, 64–72.
- Hanifa, N. R., Sagiya, T., Kimata, F., Efendi, J., Abidin, H. Z., y Meilano, I. (2014). Interplate coupling model off the southwestern coast of java, indonesia, based on continuous gps data in 2008–2010. *Earth and Planetary Science Letters*, 401, 159–171.
- Hartzell, S., Liu, P., y Mendoza, C. (1996). The 1994 northridge, california, earthquake: Investigation of rupture velocity, risetime, and high-frequency radiation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B9), 20091–20108.
- Heinrich, P., Schindele, F., Guibourg, S., y Ihmlé, P. F. (1998). Modeling of the february 1996 peruvian tsunami. *Geophysical Research Letters*, 25(14), 2687–2690.
- Higman, B., y Bourgeois, J. (2021). Deposits of the 1992 nicaragua tsunami. En *Tsunamiites* (pp. 85–107). Elsevier.
- Hill, E. M., Borrero, J. C., Huang, Z., Qiu, Q., Banerjee, P., Natawidjaja, D. H., . . . others (2012). The 2010 mw 7.8 mentawai earthquake: Very shallow source of a rare tsunami earthquake determined from tsunami field survey and near-field gps data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6).
- Hudnut, K., Shen, Z., Murray, M., McClusky, S., King, R., Herring, T., . . . others (1996).

- Co-seismic displacements of the 1994 northridge, california, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B), S19–S36.
- Ide, S., Imamura, F., Yoshida, Y., y Abe, K. (1993). Source characteristics of the nicaraguan tsunami earthquake of september 2, 1992. *Geophysical research letters*, 20(9), 863–866.
- Ihmlé, P. F. (1996a). Frequency-dependent relocation of the 1992 nicaragua slow earthquake: an empirical green's function approach. *Geophysical Journal International*, 127(1), 75–85.
- Ihmlé, P. F. (1996b). Monte carlo slip inversion in the frequency domain UNKNOWN CHAR application to the 1992 nicaragua slow earthquake. *Geophysical research letters*, 23(9), 913–916.
- Ihmlé, P. F., Gomez, J.-M., Heinrich, P., y Guibourg, S. (1998). The 1996 peru tsunamigenic earthquake: Broadband source process. *Geophysical Research Letters*, 25(14), 2691–2694.
- Ingber, L. (1989). Very fast simulated re-annealing. *Mathematical and computer modeling*, 12(8), 967–973.
- Ji, C., y Shao, G. (2006). A comparison study of 2006 java earthquake and other tsunami earthquakes. En *Agu fall meeting abstracts* (Vol. 2006, pp. S21A–0125).
- Ji, C., Wald, D. J., y Helmberger, D. V. (2002a). Source description of the 1999 hector mine, california, earthquake, part ii: Complexity of slip history. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4), 1208–1226.
- Ji, C., Wald, D. J., y Helmberger, D. V. (2002b). Source description of the 1999 hector mine, california, earthquake, part i: Wavelet domain inversion theory and resolution analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4), 1192–1207.
- Jiménez, C., Calvo, M., y Tavera, H. (2015). Estudio numérico del sismo lento y maremoto de chimbote 1996 (7.6 mw). *Revista de investigación de Física*, 18(1), 1–9.
- Kanamori, H. (1986). Rupture process of subduction-zone earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1), 293–322.
- Kanamori, H., y Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the seismological society of America*, 65(5), 1073–1095.
- Kanamori, H., y Kikuchi, M. (1993). The 1992 nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature*, 361(6414), 714–716.
- Kanamori, H., y Rivera, L. (2008). Source inversion ofwphase: speeding up seismic tsunami warning. *Geophysical Journal International*, 175(1), 222–238.
- Kikuchi, M., y Kanamori, H. (1995). Source characteristics of the 1992 nicaragua tsunami earthquake inferred from teleseismic body waves. *Tsunamis: 1992–1994: Their Generation, Dynamics, and Hazard*, 441–453.
- Koch, P., Bravo, F., Riquelme, S., y Crempien, J. G. (2019). Near-real-time finite-fault inversions for large earthquakes in chile using strong-motion data. *Seismological Research Letters*, 90(5), 1971–1986.
- Lavigne, F., Gomez, C., Giffo, M., Wassmer, P., Hoebreck, C., Mardiatno, D., . . . Paris, R. (2007). Field observations of the 17 july 2006 tsunami in java. *Natural Hazards and*

- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Yamazaki, Y., Cheung, K. F., y Hutko, A. R. (2011). The 25 october 2010 mentawai tsunami earthquake (mw 7.8) and the tsunami hazard presented by shallow megathrust ruptures. *Geophysical Research Letters*, 38(6).
- López, A. M., y Okal, E. A. (2006). A seismological reassessment of the source of the 1946 aleutian ‘tsunami’ earthquake. *Geophysical Journal International*, 165(3), 835–849.
- Ma, S. (2012). A self-consistent mechanism for slow dynamic deformation and tsunami generation for earthquakes in the shallow subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 39(11).
- Ma, S., y Hirakawa, E. T. (2013). Dynamic wedge failure reveals anomalous energy radiation of shallow subduction earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 375, 113–122.
- Ma, S., y Nie, S. (2019). Dynamic wedge failure and along-arc variations of tsunamigenesis in the japan trench margin. *Geophysical Research Letters*, 46(15), 8782–8790.
- Masson, D., Parson, L., Milsom, J., Nichols, G., Sikumbang, N., Dwiyanto, B., y Kallagher, H. (1990). Subduction of seamounts at the java trench: a view with long-range sidescan sonar. *Tectonophysics*, 185(1-2), 51–65.
- Newman, A. V., Hayes, G., Wei, Y., y Convers, J. (2011). The 25 october 2010 mentawai tsunami earthquake, from real-time discriminants, finite-fault rupture, and tsunami excitation. *Geophysical Research Letters*, 38(5).
- Newman, A. V., y Okal, E. A. (1998). Teleseismic estimates of radiated seismic energy: The e/m 0 discriminant for tsunami earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B11), 26885–26898.
- Nikolaidis, R. M., Bock, Y., de Jonge, P. J., Shearer, P., Agnew, D. C., y Van Domselaar, M. (2001). Seismic wave observations with the global positioning system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B10), 21897–21916.
- Noda, H., Lapusta, N., y Kanamori, H. (2013). Comparison of average stress drop measures for ruptures with heterogeneous stress change and implications for earthquake physics. *Geophysical Journal International*, 193(3), 1691–1712.
- Okal, E. A., y Newman, A. V. (2001). Tsunami earthquakes: The quest for a regional signal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 124(1-2), 45–70.
- Okamoto, T., y Takenaka, H. (2009). Waveform inversion for slip distribution of the 2006 java tsunami earthquake by using 2.5 d finite-difference green’s function. *Earth, Planets and Space*, 61(5), e17–e20.
- Pasyanos, M. E., Masters, T. G., Laske, G., y Ma, Z. (2014). Litho1. 0: An updated crust and lithospheric model of the earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3), 2153–2173.
- Pelayo, A. M., y Wiens, D. A. (1992). Tsunami earthquakes: Slow thrust-faulting events in the accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B11), 15321–15337.

- Piatanesi, A., Tinti, S., y Gavagni, I. (1996). The slip distribution of the 1992 nicaragua earthquake from tsunami run-up data. *Geophysical research letters*, 23(1), 37–40.
- Polet, J., y Kanamori, H. (2000). Shallow subduction zone earthquakes and their tsunamigenic potential. *Geophysical Journal International*, 142(3), 684–702.
- Polet, J., y Kanamori, H. (2022). Tsunami earthquakes. *Complexity in Tsunamis, Volcanoes, and their Hazards*, 3–23.
- Polet, J., y Thio, H. K. (2003). The 1994 java tsunami earthquake and its “normal” aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 30(9).
- Raharja, R., Gunawan, E., Meilano, I., Abidin, H. Z., y Efendi, J. (2016). Long aseismic slip duration of the 2006 java tsunami earthquake based on gps data. *Earthquake Science*, 29, 291–298.
- Riquelme, S., Schwarze, H., Fuentes, M., y Campos, J. (2020). Near-field effects of earthquake rupture velocity into tsunami runup heights. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(6), e2019JB018946.
- Riquelme Muñoz, S. (2013). Desarrollo de un sistema de alerta temprana basado en la fase-w y modelamiento de tsunamis.
- Sallarès, V., Prada, M., Riquelme, S., Meléndez, A., Calahorrano, A., Grevemeyer, I., y Ranero, C. R. (2021). Large slip, long duration, and moderate shaking of the nicaragua 1992 tsunami earthquake caused by low near-trench rock rigidity. *Science Advances*, 7(32), eabg8659.
- Satake, K., Bourgeois, J., Abe, K., Abe, K., Tsuji, Y., Imamura, F., ... Estrada, F. (1993). Tsunami field survey of the 1992 nicaragua earthquake. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 74(13), 145–157.
- Satake, K., Nishimura, Y., Putra, P. S., Gusman, A. R., Sunendar, H., Fujii, Y., ... Yulianto, E. (2013). Tsunami source of the 2010 mentawai, indonesia earthquake inferred from tsunami field survey and waveform modeling. *Pure and Applied Geophysics*, 170, 1567–1582.
- Scholz, C., y Campos, J. (1995). On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B11), 22103–22115.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37–42.
- Scholz, C. H. (2019). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press.
- Scholz, C. H., y Small, C. (1997). The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, 25(6), 487–490.
- Shao, G., Li, X., Ji, C., y Maeda, T. (2011). Focal mechanism and slip history of the 2011 m w 9.1 off the pacific coast of tohoku earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves. *Earth, planets and space*, 63, 559–564.
- Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. Society of exploration geophysicists.
- Synolakis, C., Imamura, F., Tsuji, Y., Matsutomi, H., Tinti, S., Cook, B., ... Usman, M. (1995). Damage, conditions of east java tsunami of 1994 analyzed. *EOS, Transactions*

tions *American Geophysical Union*, 76(26), 257–257.

- Tanioka, Y., Ruff, L., y Satake, K. (1997). What controls the lateral variation of large earthquake occurrence along the japan trench? *Island Arc*, 6(3), 261–266.
- Tanioka, Y., y Satake, K. (1996). Fault parameters of the 1896 sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling. *Geophysical research letters*, 23(13), 1549–1552.
- Todorovska, M. I., y Trifunac, M. D. (2001). Generation of tsunamis by a slowly spreading uplift of the sea floor. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 21(2), 151–167.
- Tsuji, Y., Imamura, F., Matsutomi, H., Synolakis, C. E., Nanang, P. T., Jumadi, . . . Cook, B. (1995). Field survey of the east java earthquake and tsunami of june 3, 1994. *Tsunamis: 1992–1994: Their Generation, Dynamics, and Hazard*, 839–854.
- Velasco, A. A., Ammon, C. J., Lay, T., y Zhang, J. (1994). Imaging a slow bilateral rupture with broadband seismic waves: The september 2, 1992 nicaraguan tsunami earthquake. *Geophysical research letters*, 21(24), 2629–2632.
- Wald, D. J., y Graves, R. W. (2001). Resolution analysis of finite fault source inversion using one-and three-dimensional green's functions: 2. combining seismic and geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B5), 8767–8788.
- Ward, S. N. (1982). On tsunami nucleation: li. an instantaneous modulated line source. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27(4), 273–285.
- Ward, S. N. (2021). Tsunami. En *Encyclopedia of solid earth geophysics* (pp. 1848–1868). Springer.
- Ye, L., Kanamori, H., Avouac, J.-P., Li, L., Cheung, K. F., y Lay, T. (2016). The 16 april 2016, mw 7.8 (ms 7.5) ecuador earthquake: A quasi-repeat of the 1942 ms 7.5 earthquake and partial re-rupture of the 1906 ms 8.6 colombia–ecuador earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 454, 248–258.
- Yue, H., Lay, T., Rivera, L., Bai, Y., Yamazaki, Y., Cheung, K. F., . . . Muhari, A. (2014). Rupture process of the 2010 mw 7.8 mentawai tsunami earthquake from joint inversion of near-field hr-gps and teleseismic body wave recordings constrained by tsunami observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7), 5574–5593.
- Zhang, L., Liao, W., Li, J., y Wang, Q. (2015). Estimation of the 2010 mentawai tsunami earthquake rupture process from joint inversion of teleseismic and strong ground motion data. *Geodesy and Geodynamics*, 6(3), 180–186.
- Zhu, L., y Rivera, L. A. (2002). A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. *Geophysical Journal International*, 148(3), 619–627.

Anexos

Anexo A. Mecanismos focales

Tabla A.1: Mecanismos focales para los *tsunami earthquakes* seleccionados para este trabajo obtenidos del Catálogo CMT de Harvard (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).

Evento	Strike [°]	Dip [°]	Rake [°]
Nicaragua 1992	303	12	91
Java 1994	278	7	89
Perú 1996	335	14	88
Java 2006	290	10	102
Mentawai 2010	316	8	96

Anexo B. Ajustes de formas de onda

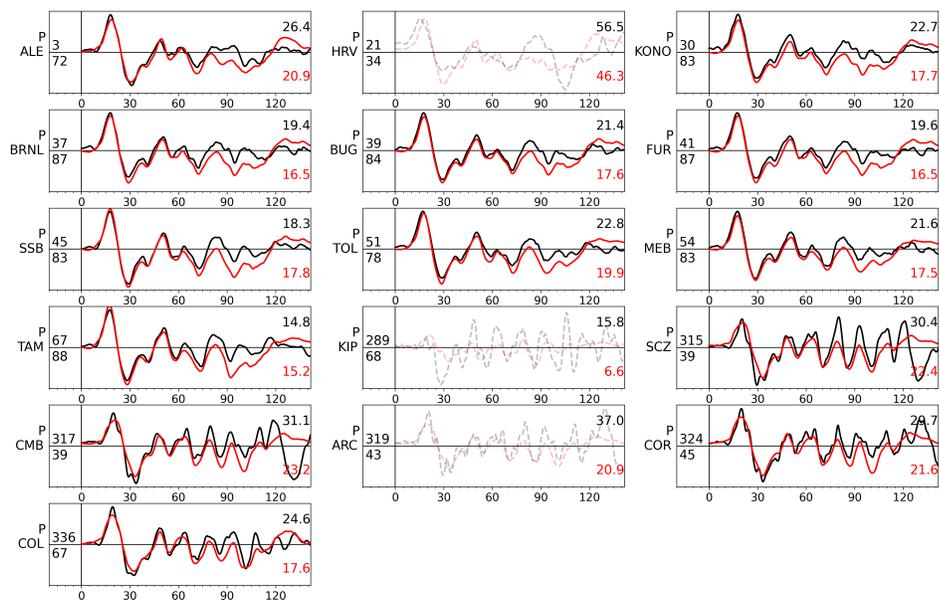


Figura B.1: Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

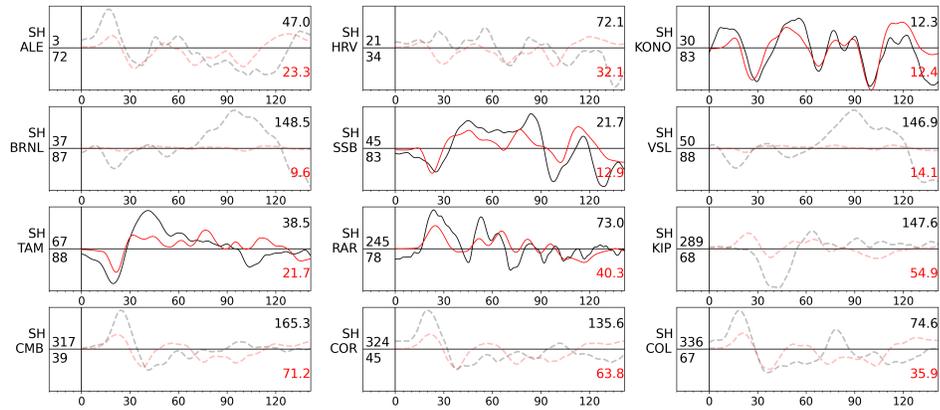


Figura B.2: Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

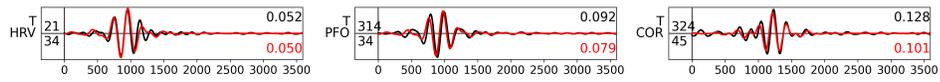


Figura B.3: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

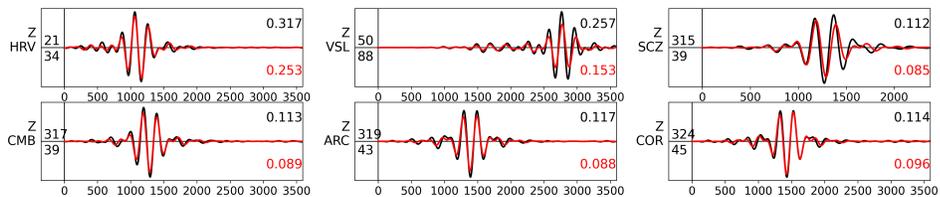


Figura B.4: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

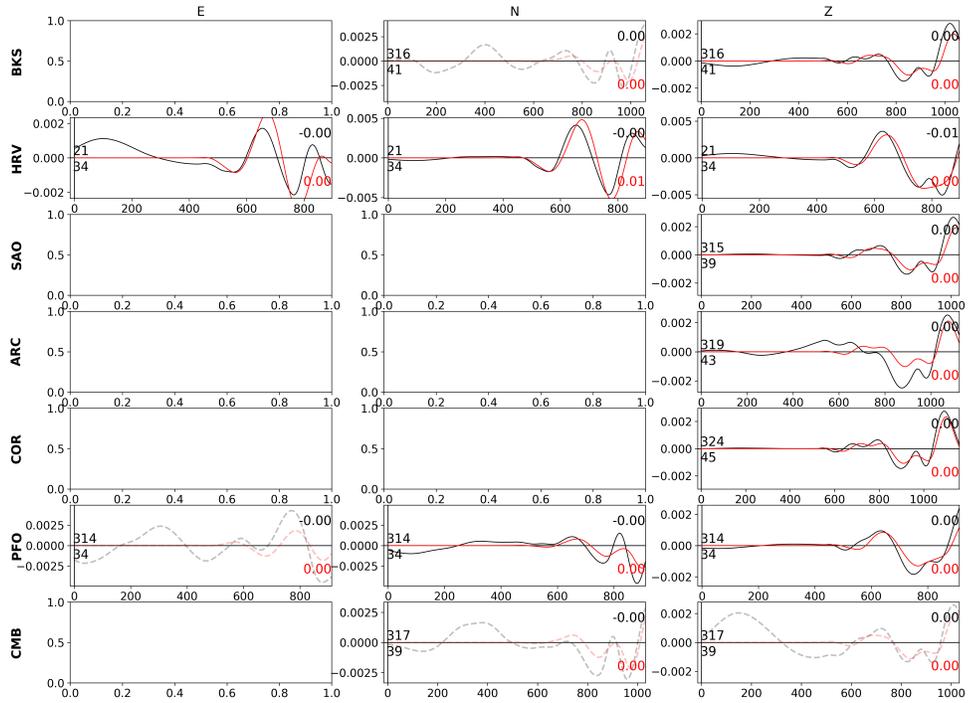


Figura B.5: Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

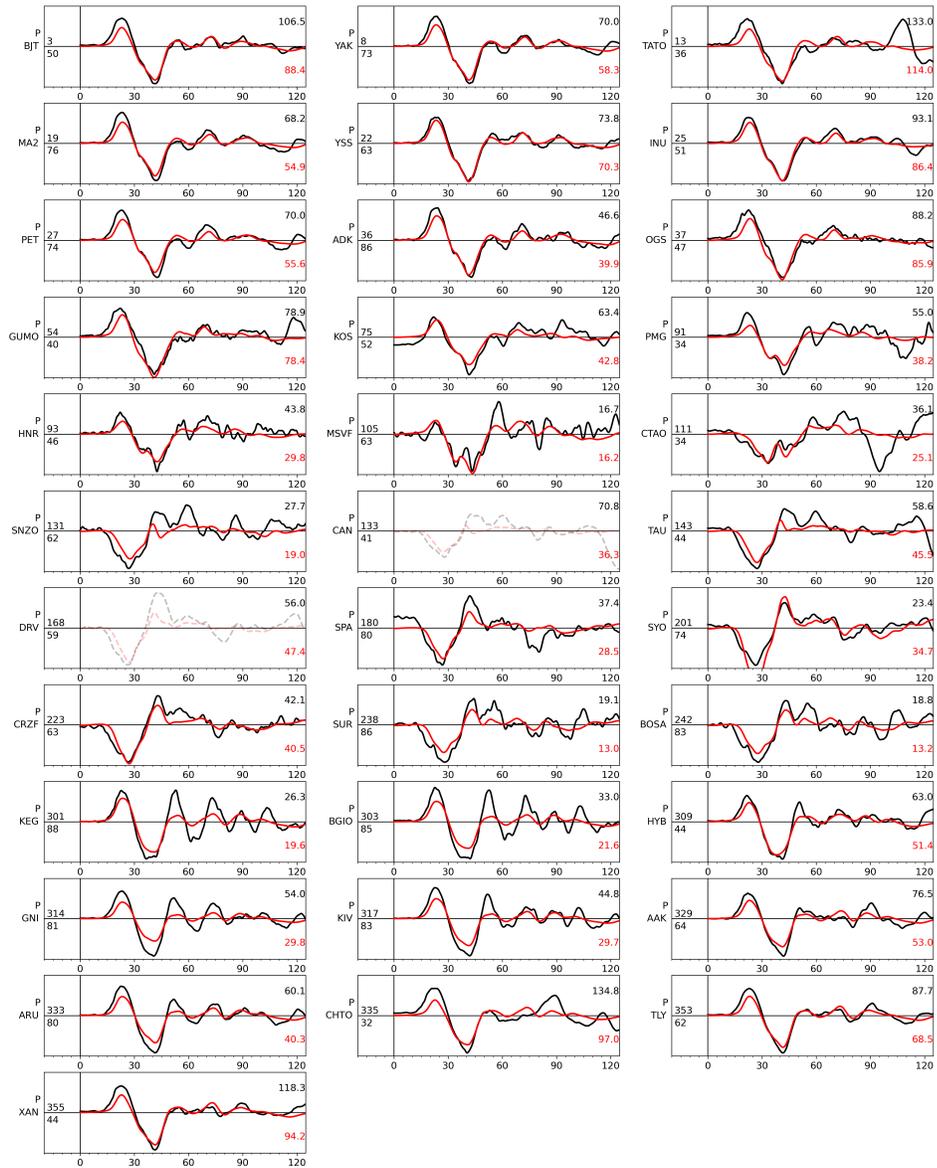


Figura B.6: Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Java de 1994. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

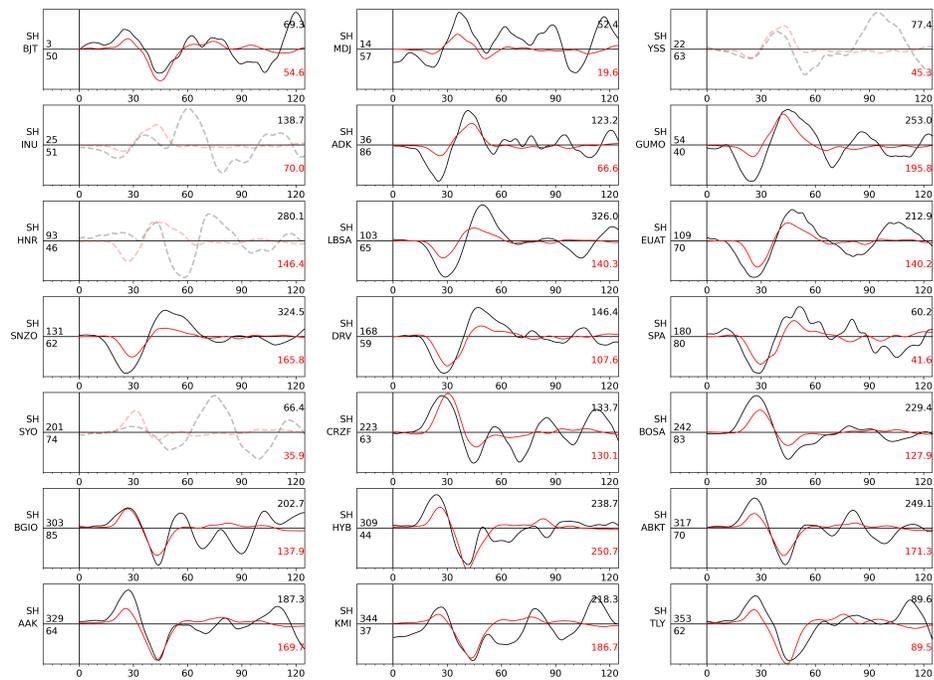


Figura B.7: Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Java de 1994. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

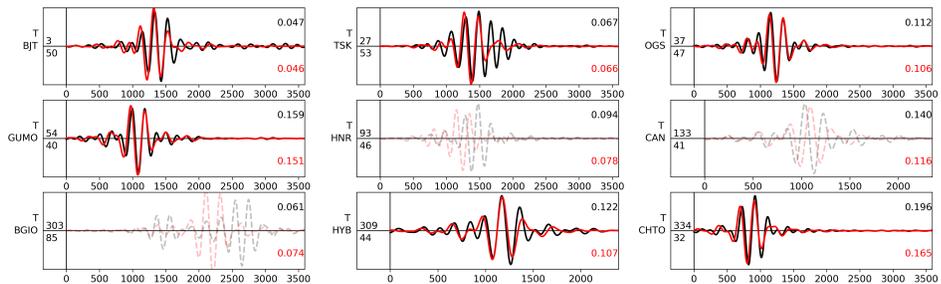


Figura B.8: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Java de 1994. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

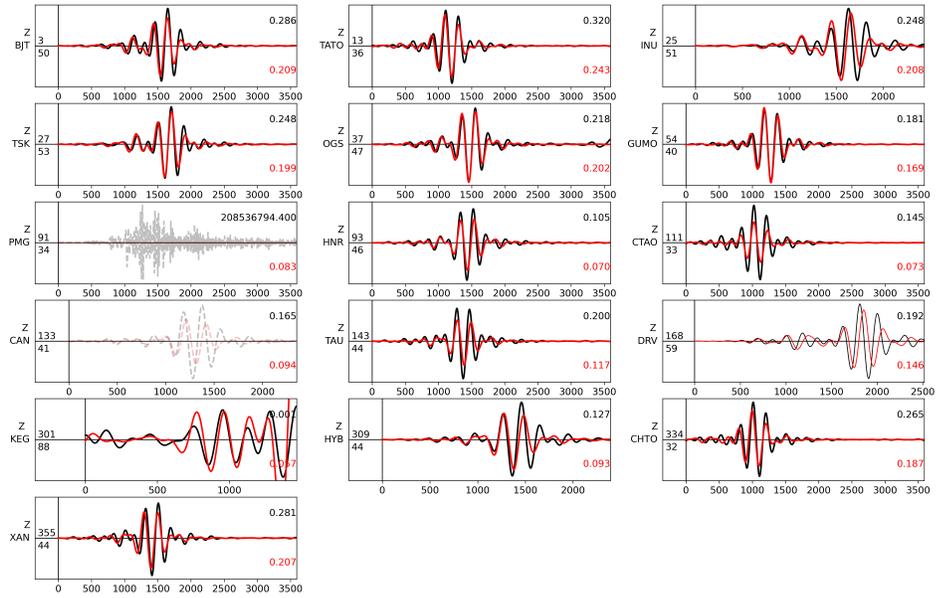


Figura B.9: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Java de 1994. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

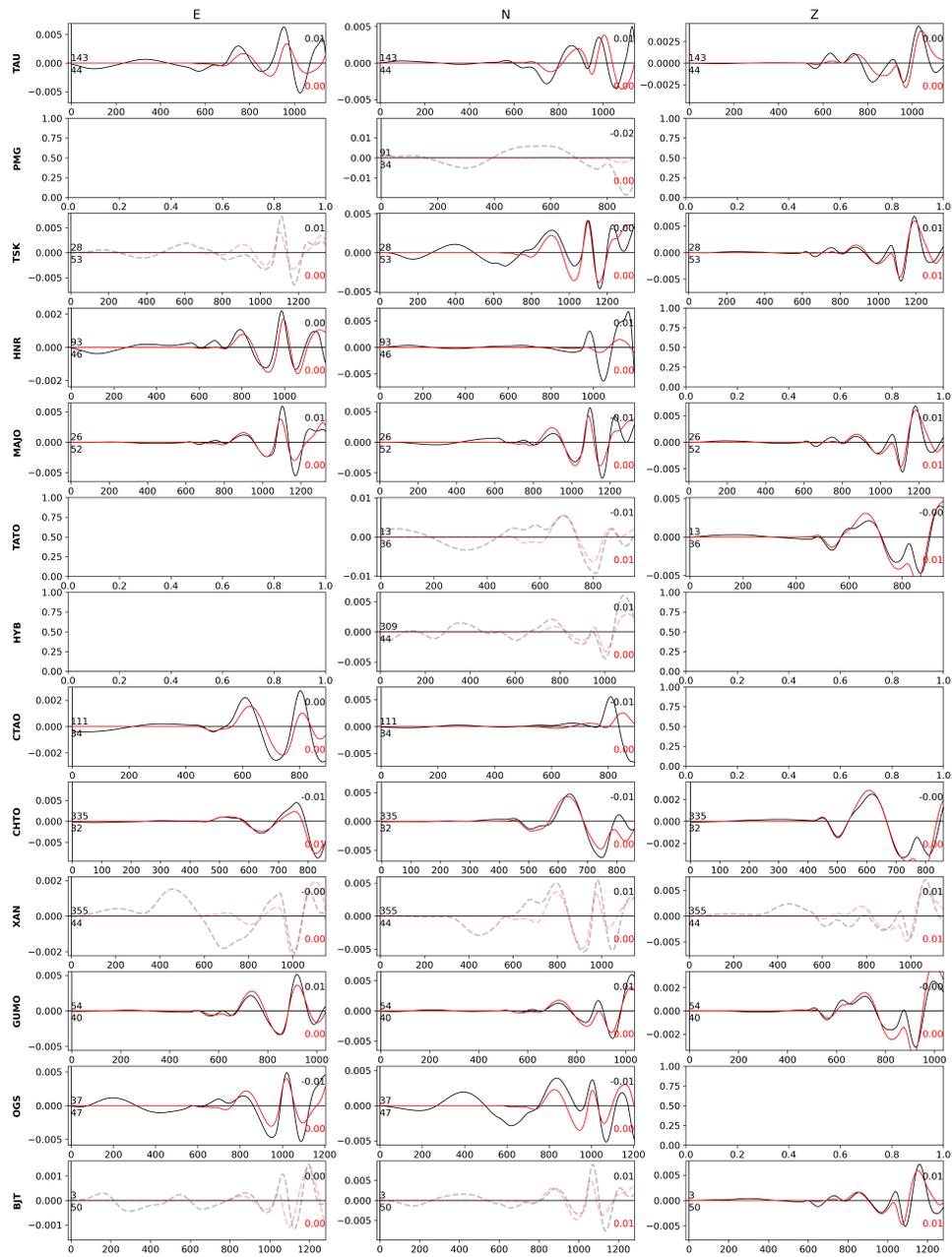


Figura B.10: Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Java de 1994. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

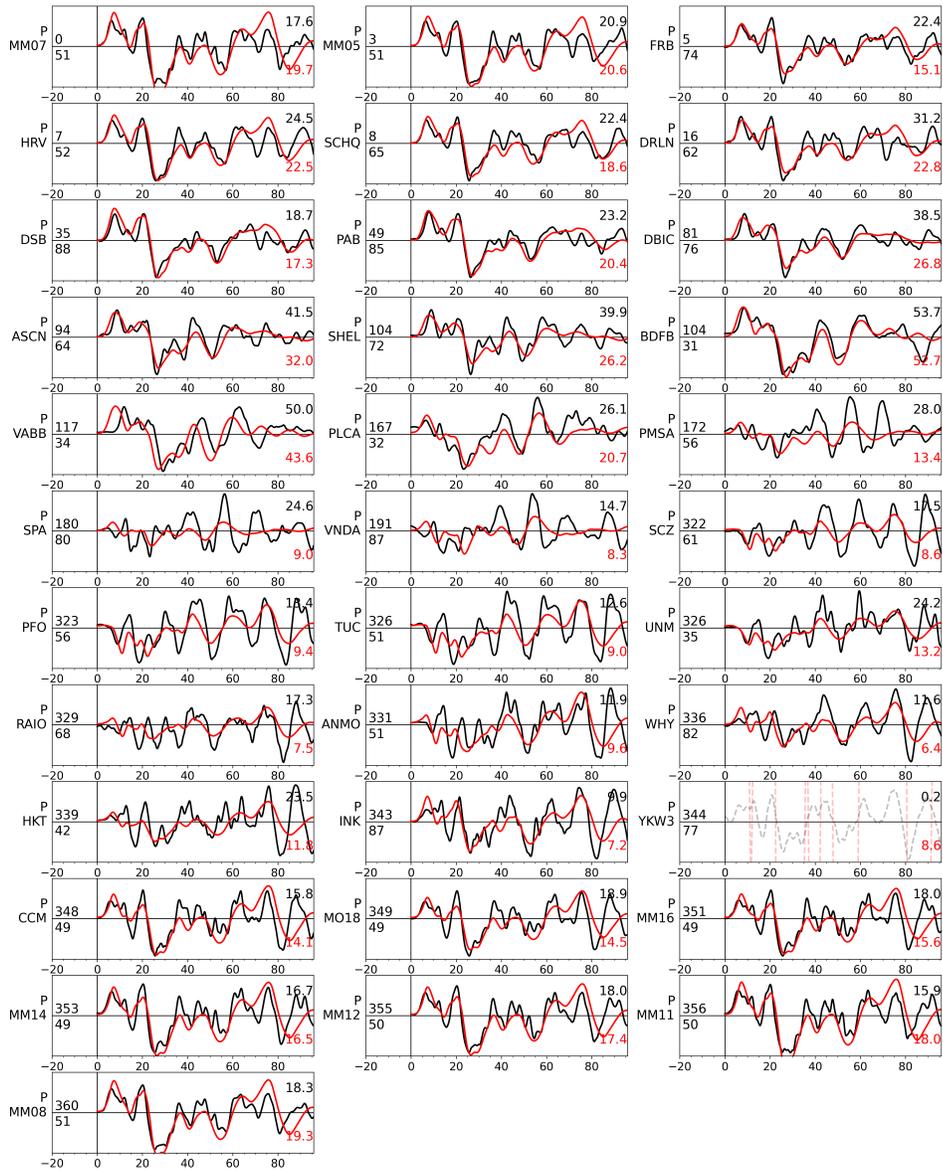


Figura B.11: Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Perú de 1996. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

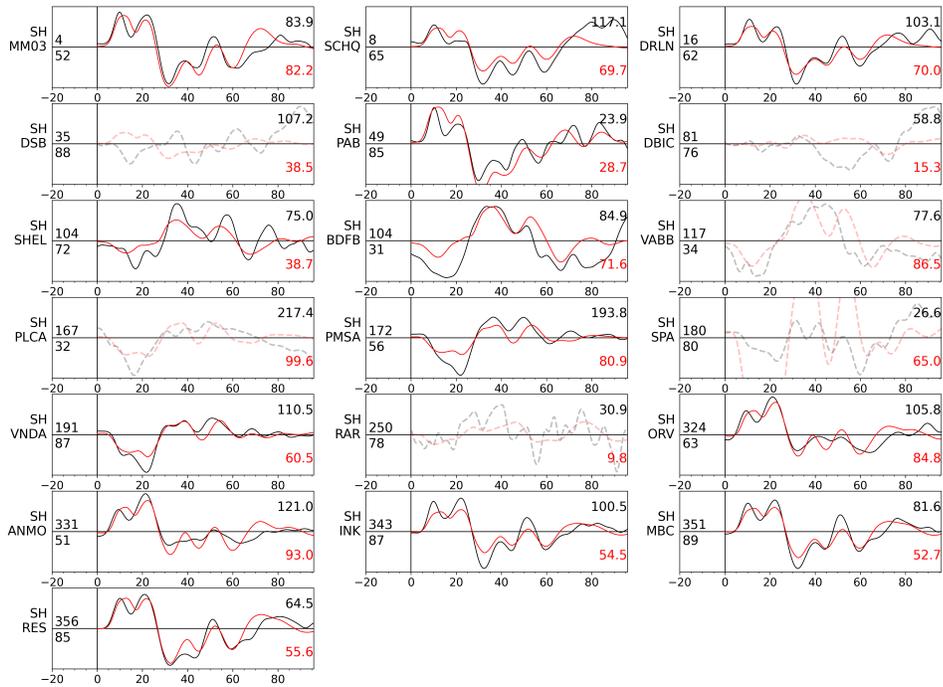


Figura B.12: Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Perú de 1996. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

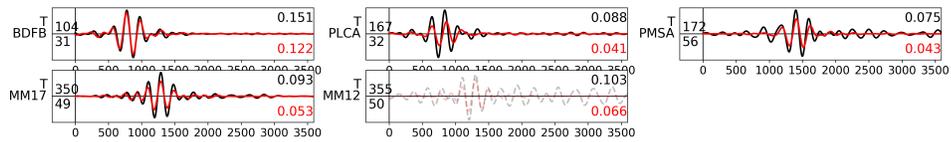


Figura B.13: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Perú de 1996. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

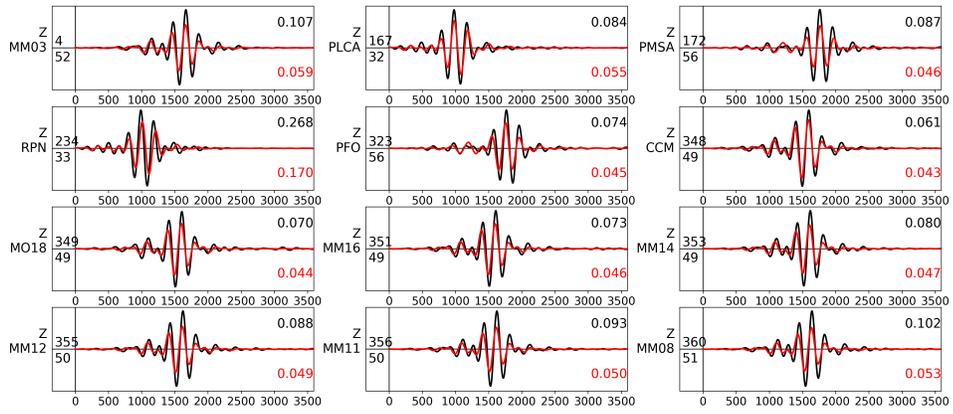


Figura B.14: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Perú de 1996. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

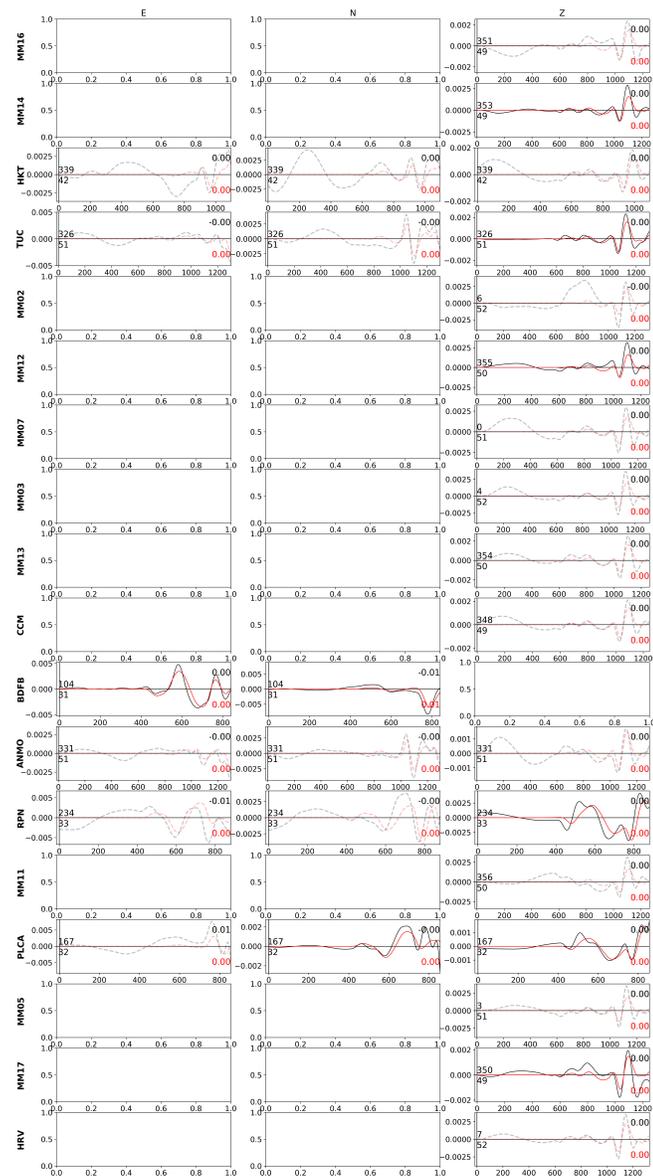


Figura B.15: Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Perú de 1996. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

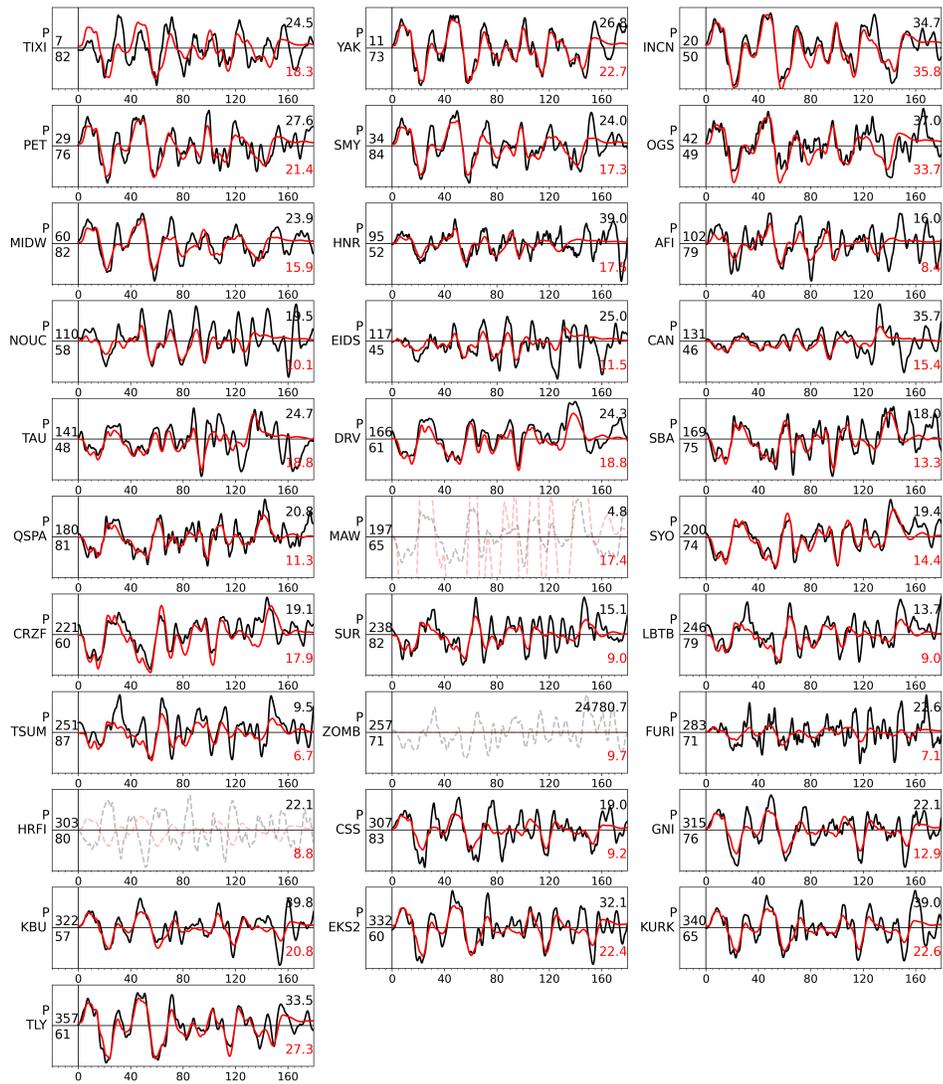


Figura B.16: Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Java de 2006. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

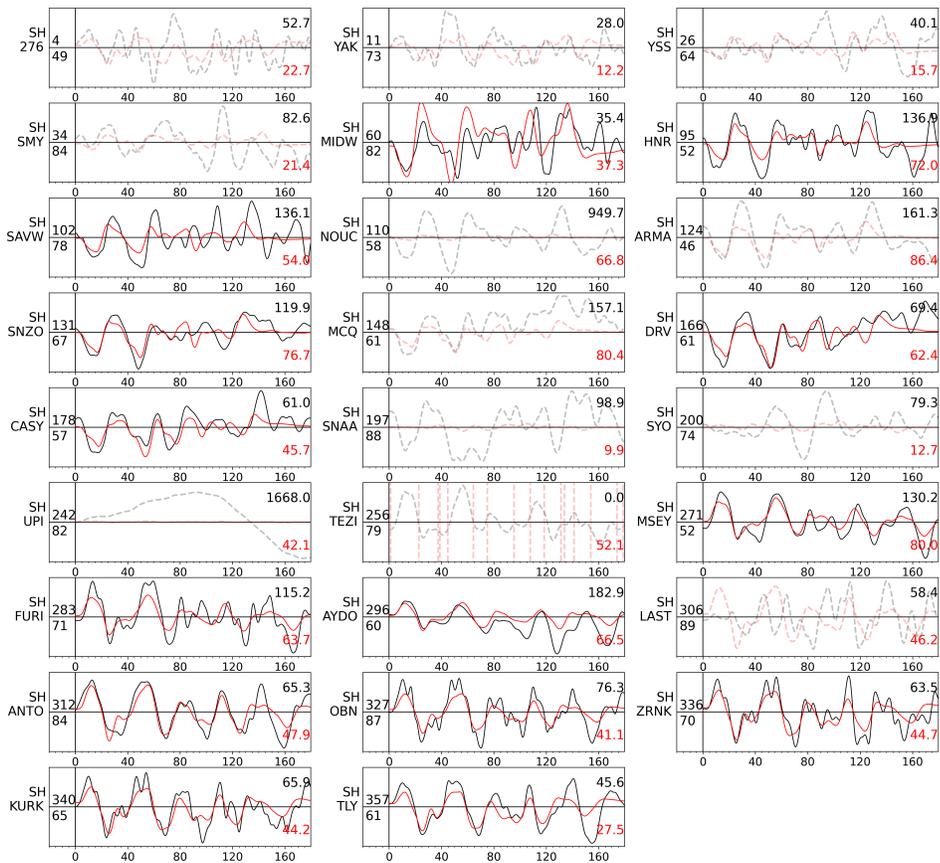


Figura B.17: Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Java de 2006. Los registros con transparaencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

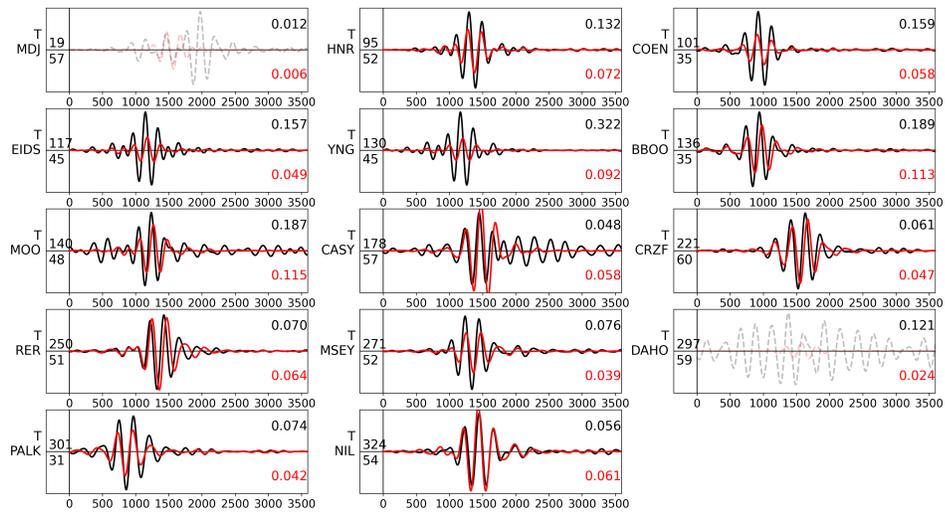


Figura B.18: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Java de 2006. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

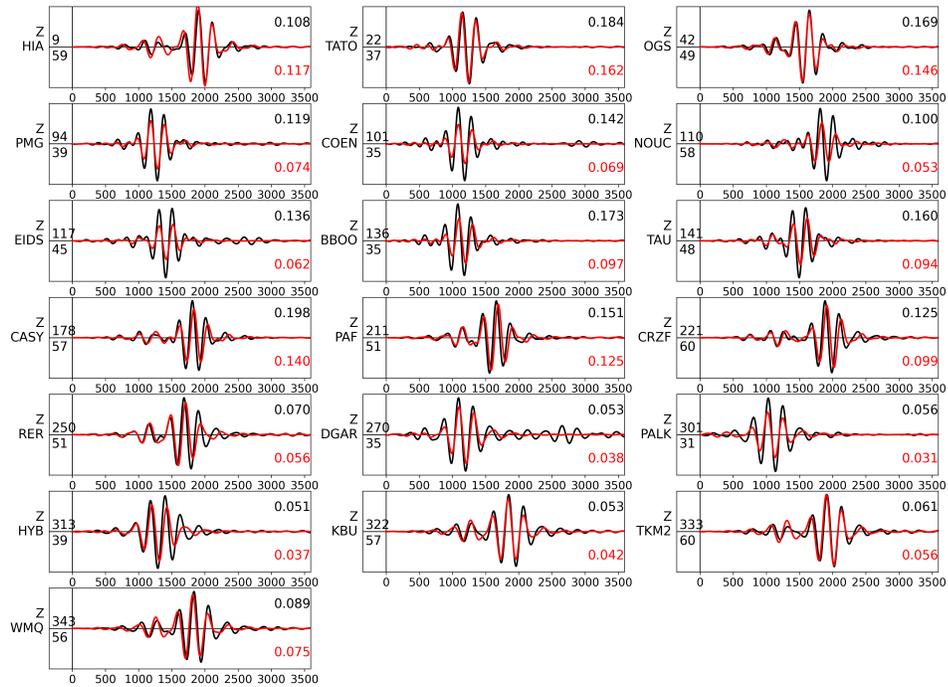


Figura B.19: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Java de 2006. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

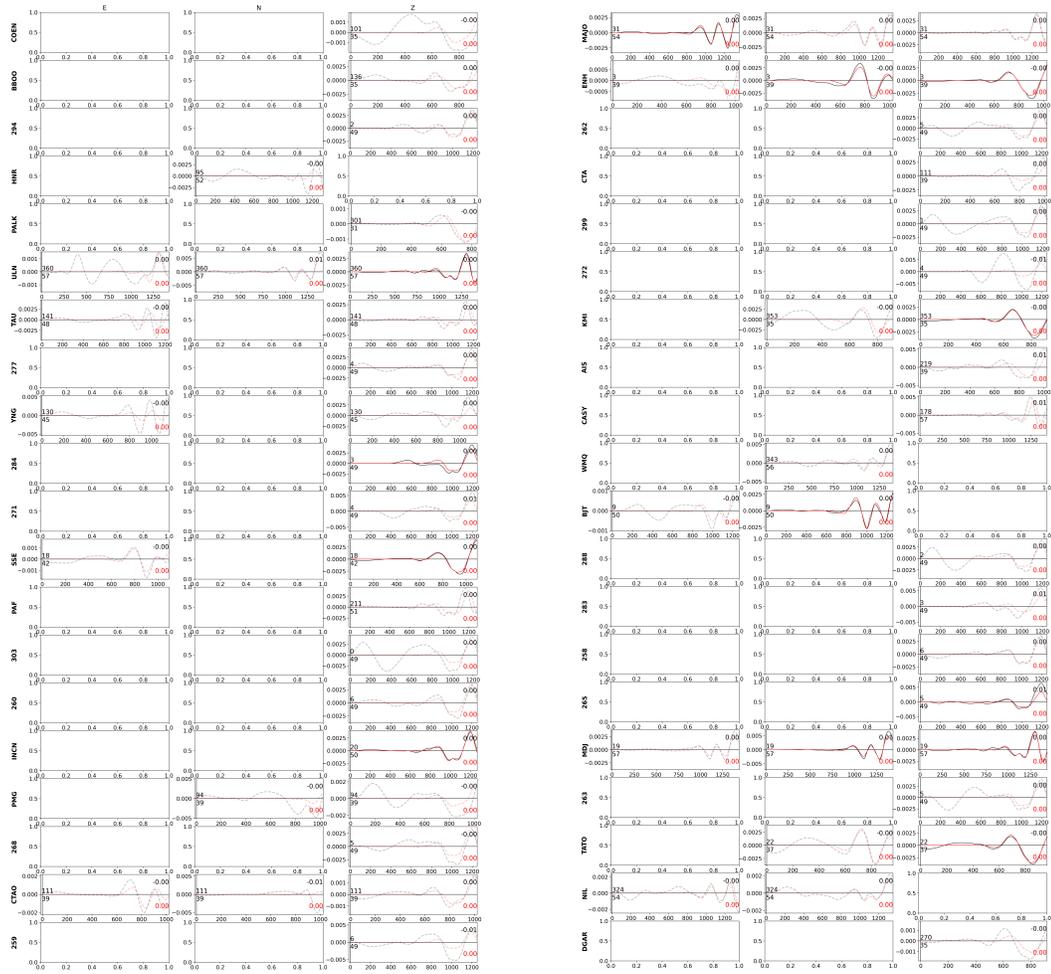


Figura B.20: Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Java de 2006. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

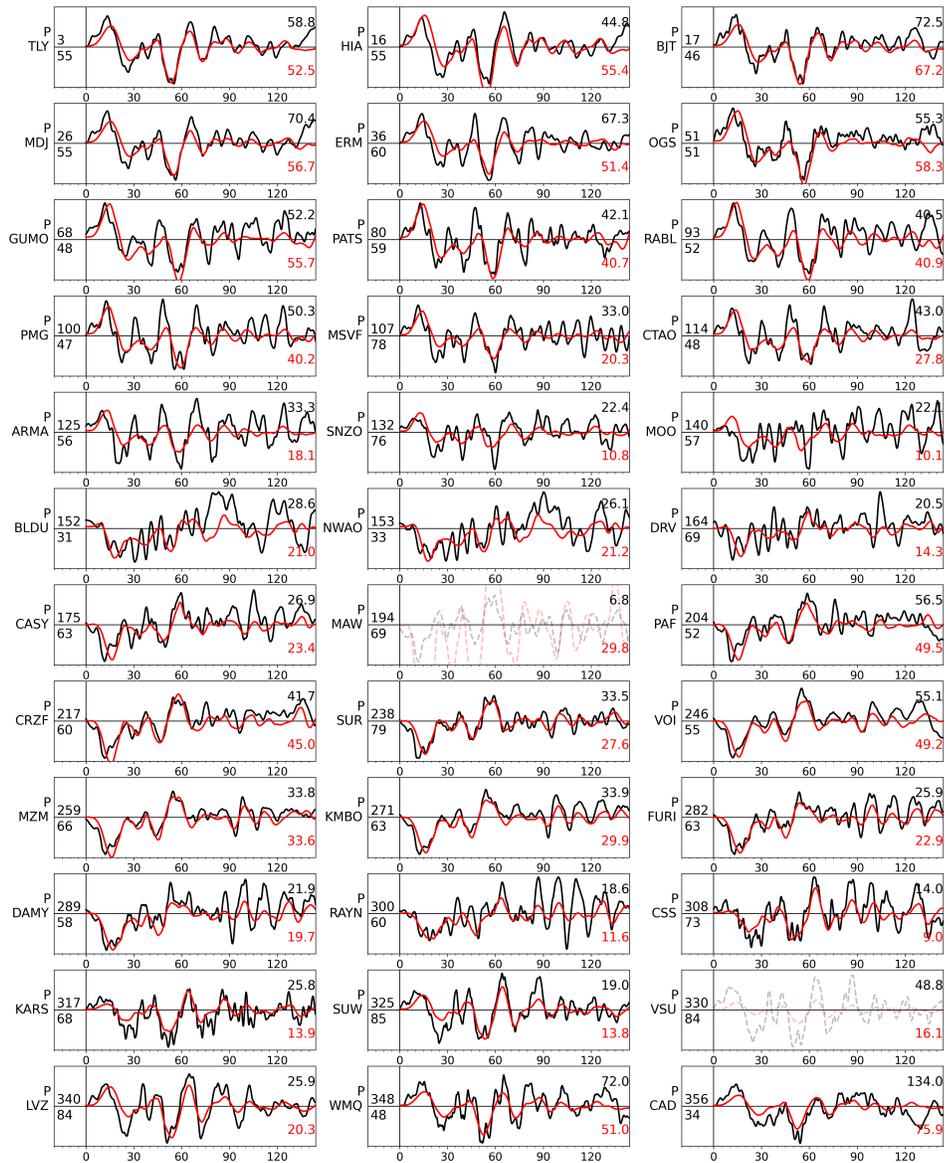


Figura B.21: Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

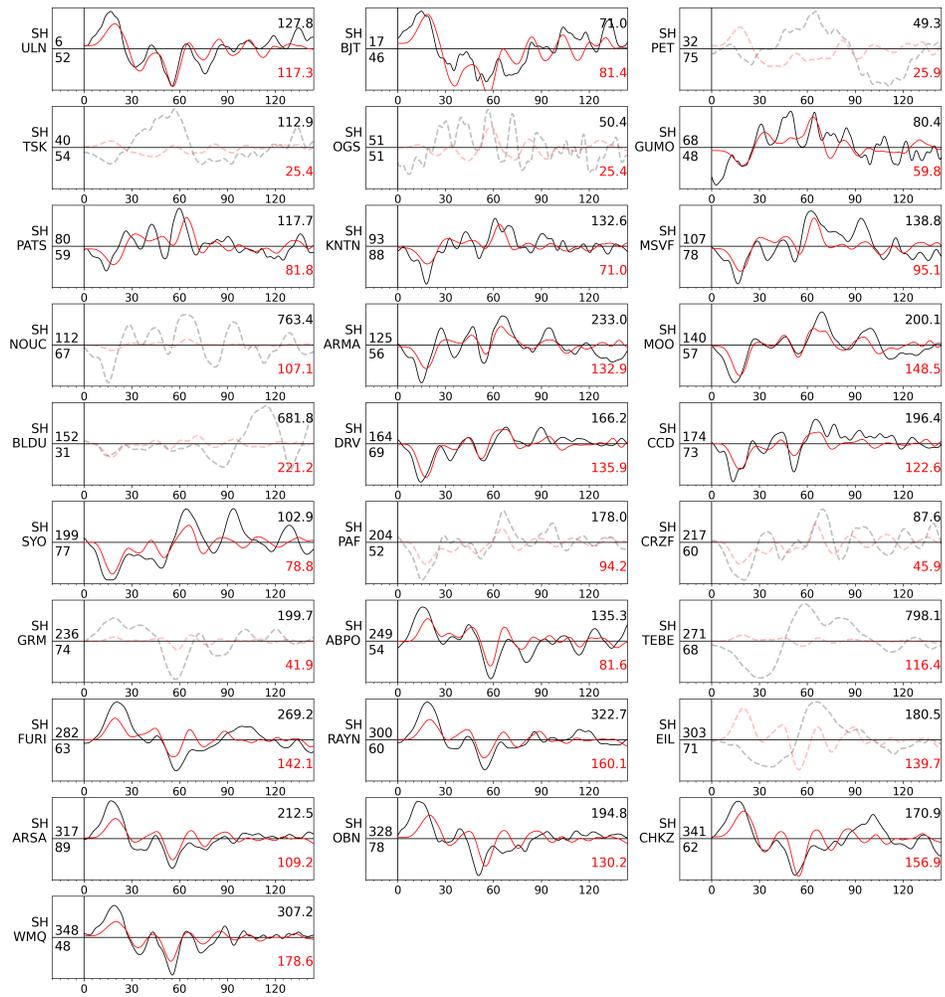


Figura B.22: Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

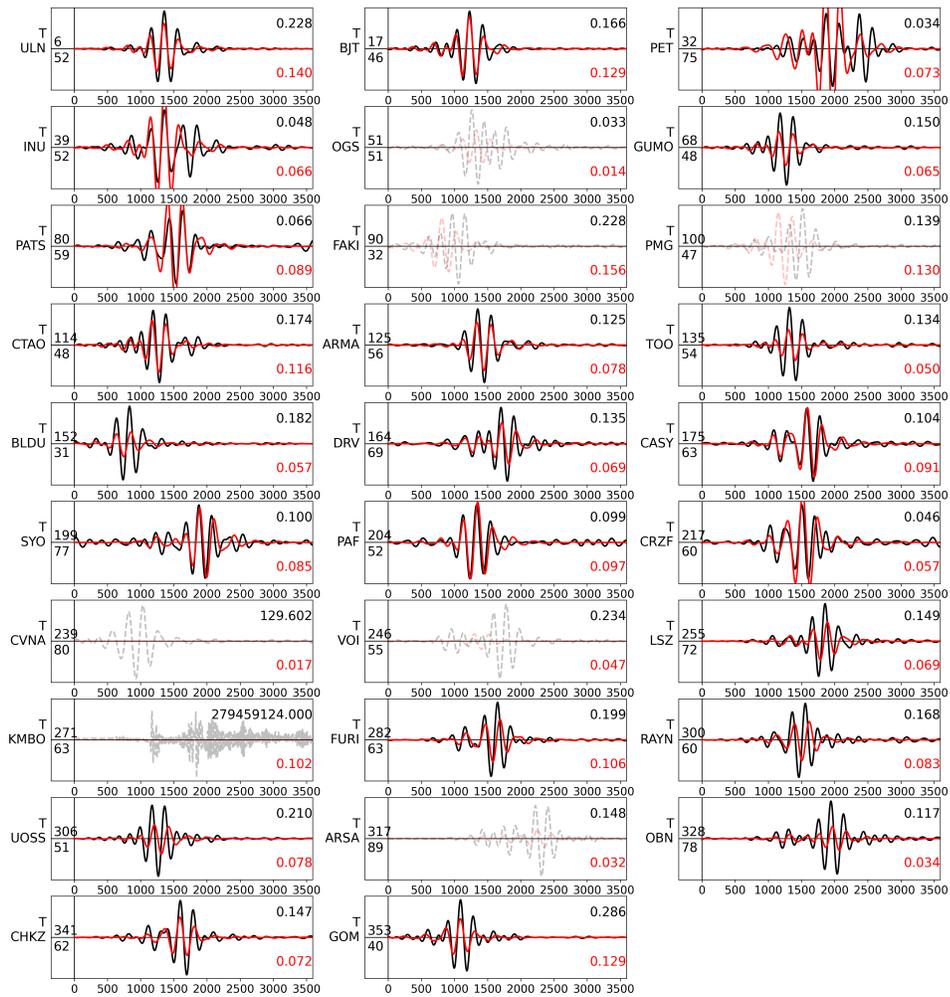


Figura B.23: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

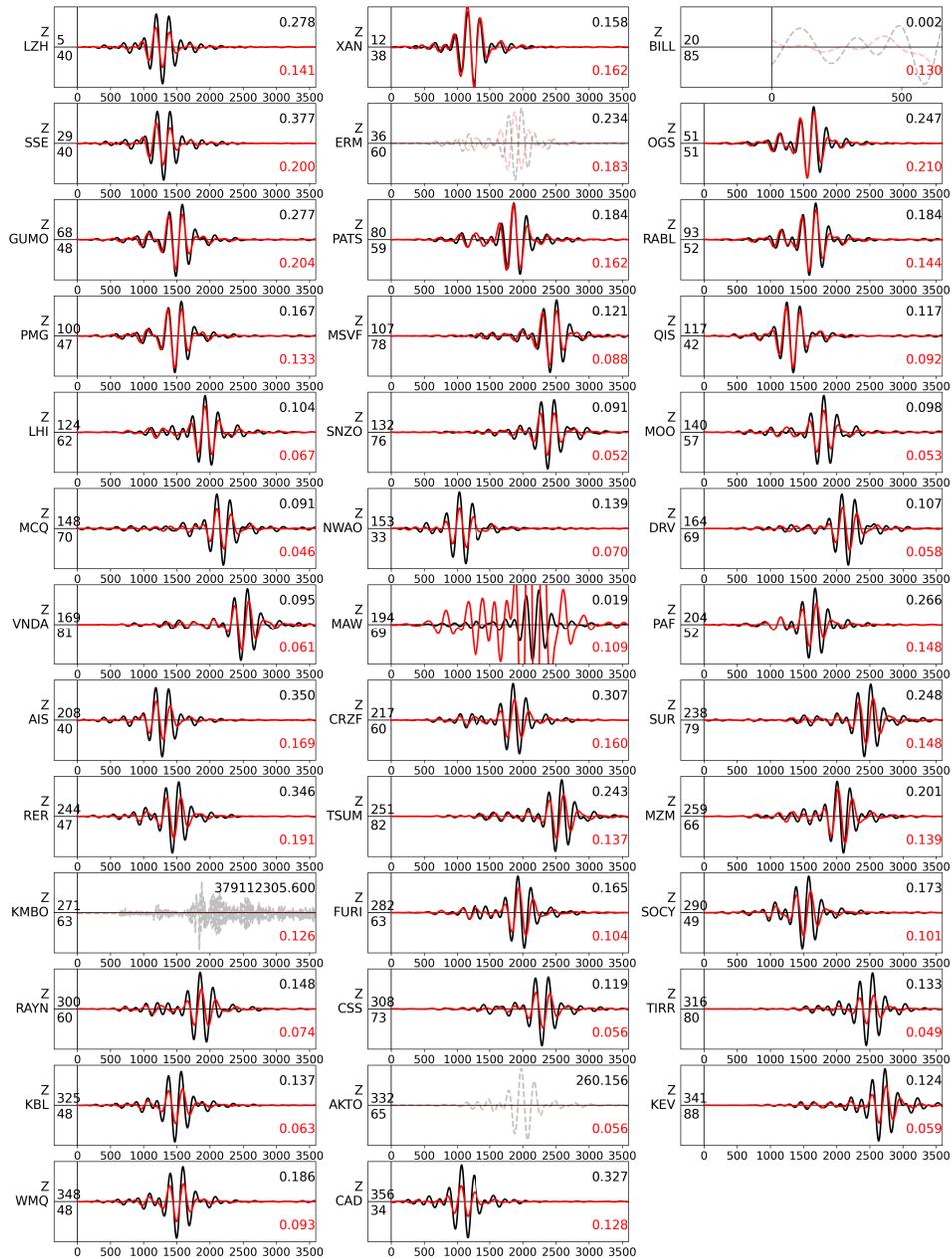


Figura B.24: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

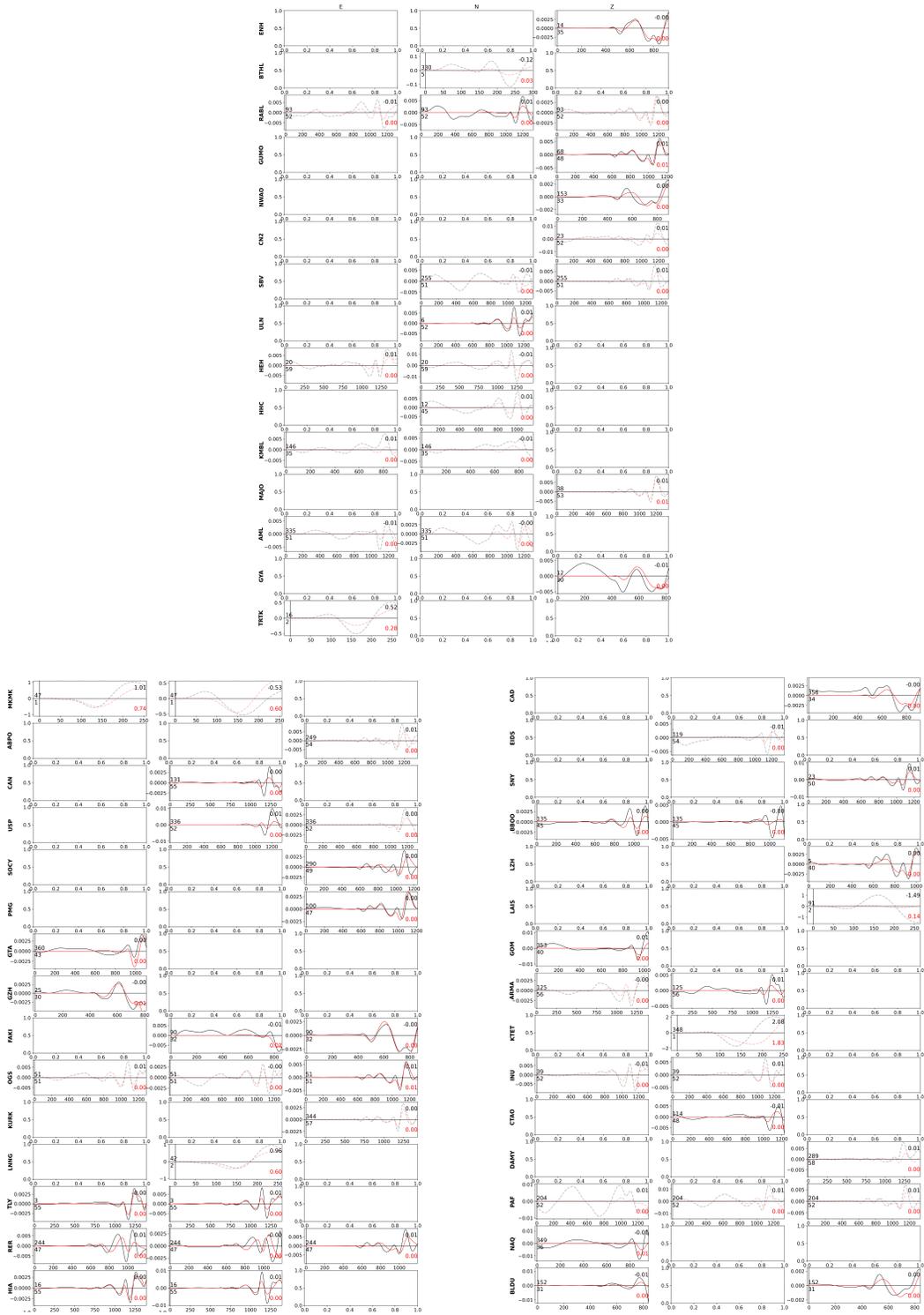


Figura B.25: Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

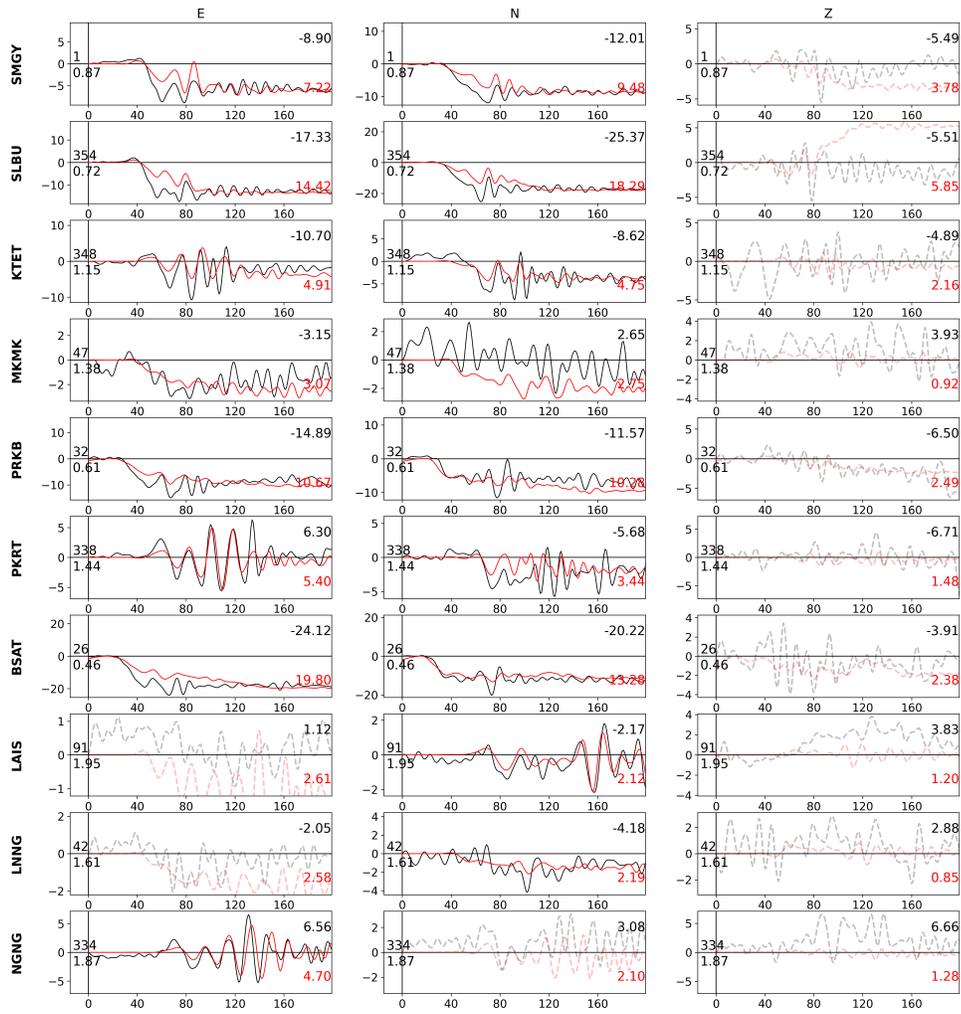


Figura B.26: Datos observados y sintéticos para GPS continuo del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

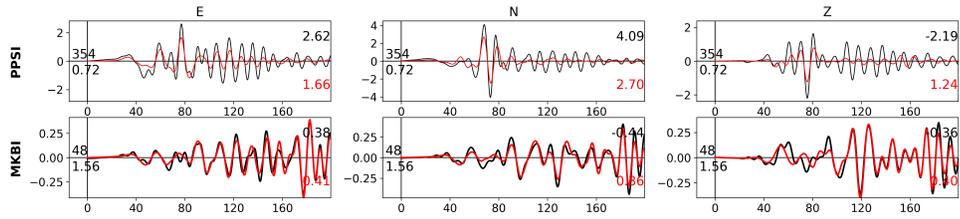


Figura B.27: Datos observados y sintéticos para *strong-motion* del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita.

Anexo C. Modelos alternativos

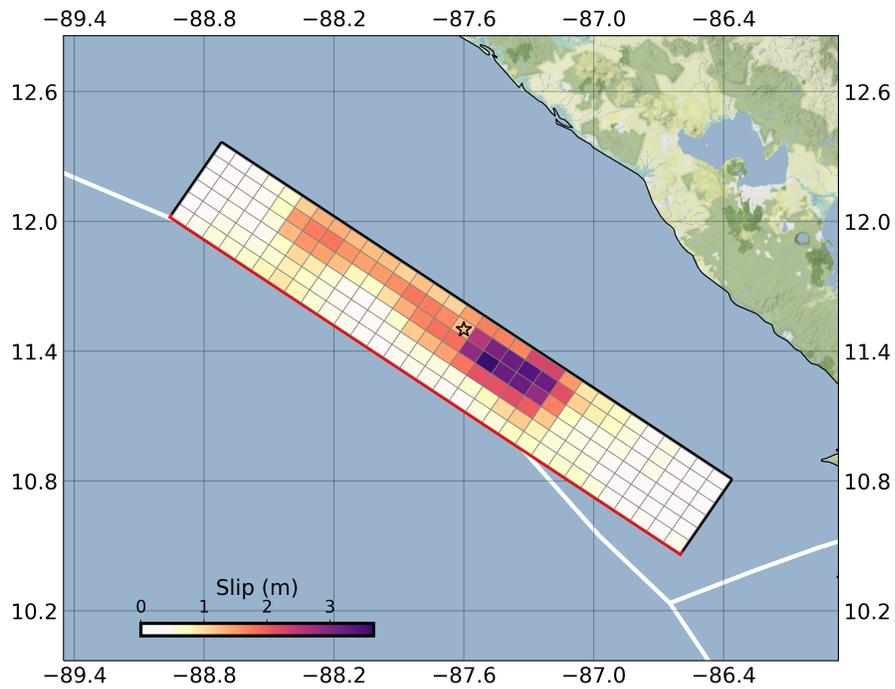


Figura C.1: Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992 proyectado sobre el mapa de la región. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussien para la región.

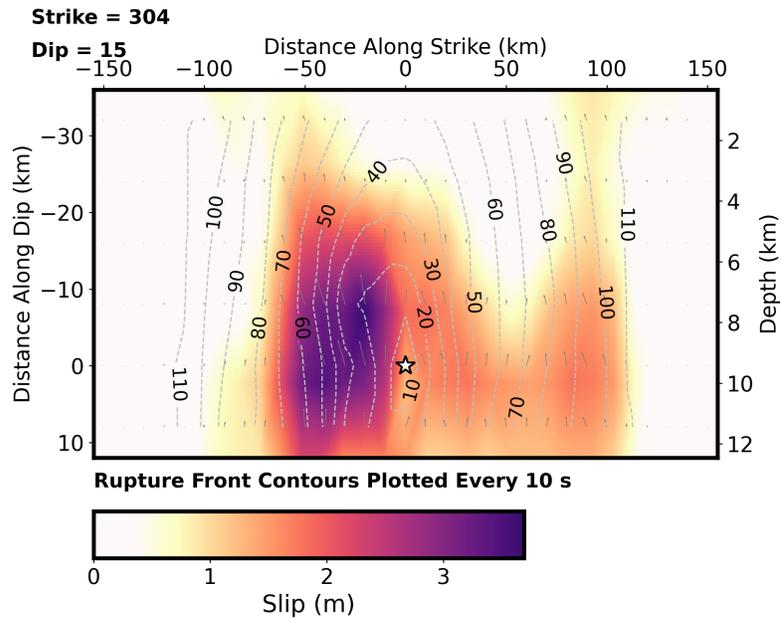


Figura C.2: Plano en la dirección *up-dip* de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

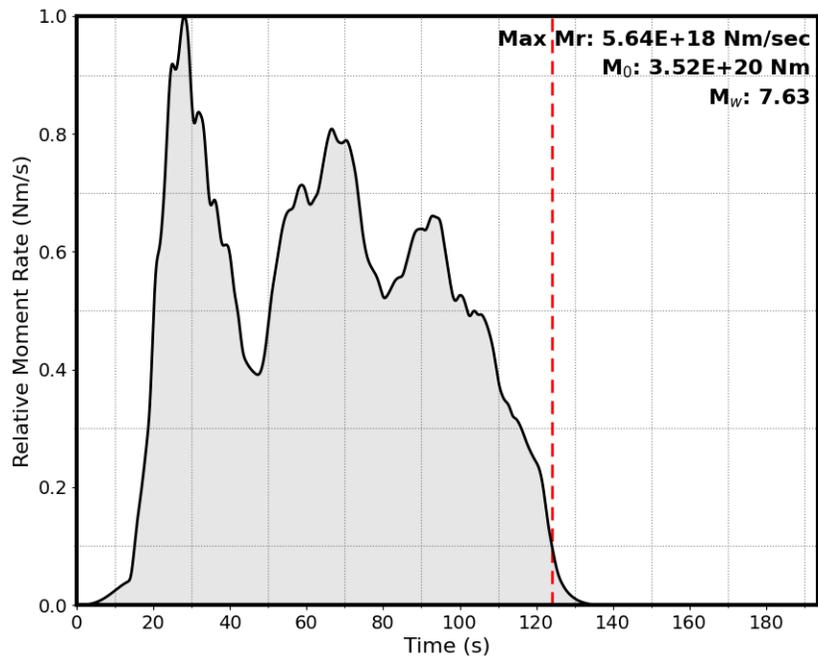


Figura C.3: Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

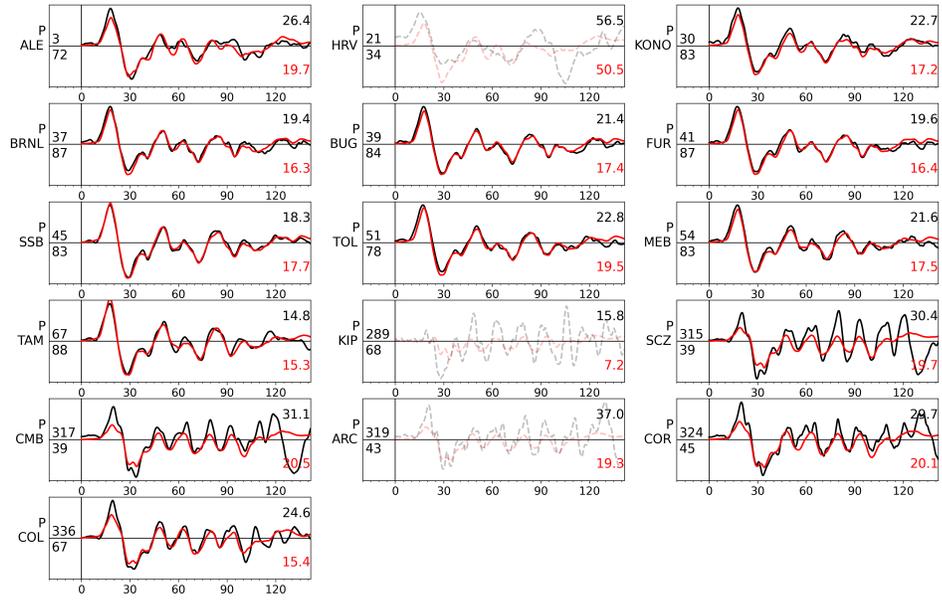


Figura C.4: Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

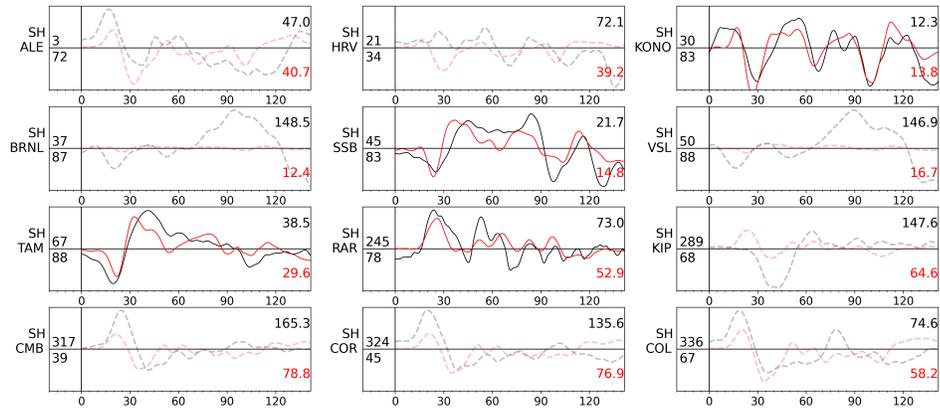


Figura C.5: Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hus-sen para la región.

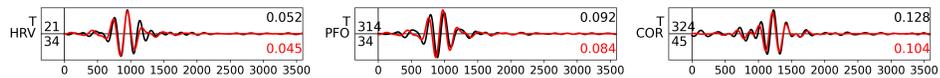


Figura C.6: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hus-sen para la región.

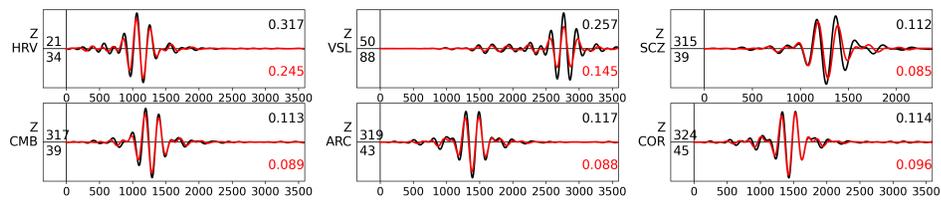


Figura C.7: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

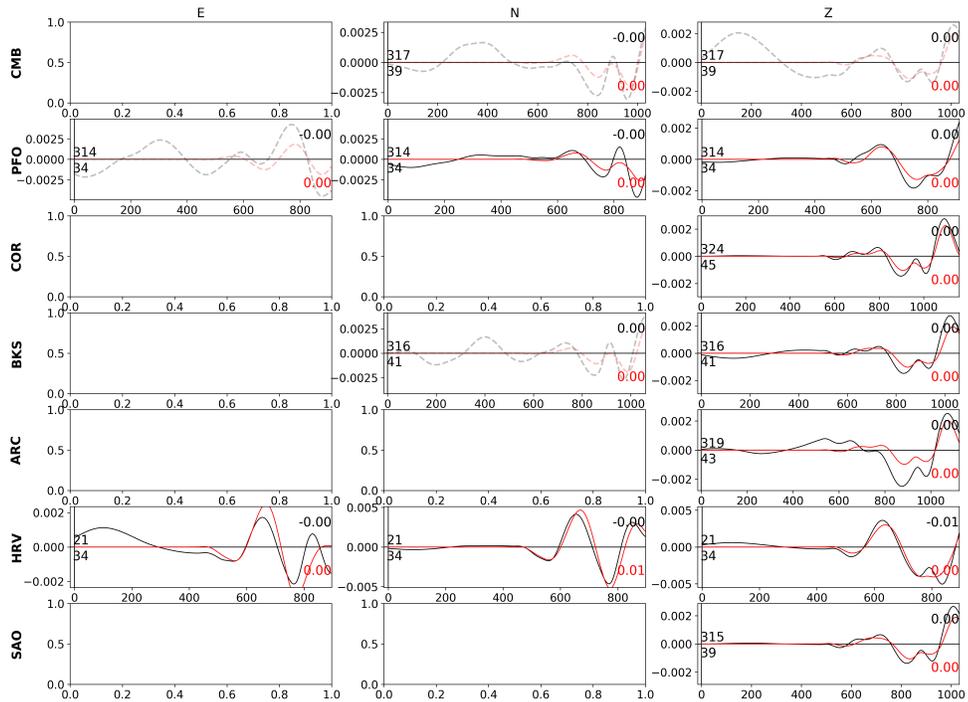


Figura C.8: Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Nicaragua de 1992. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

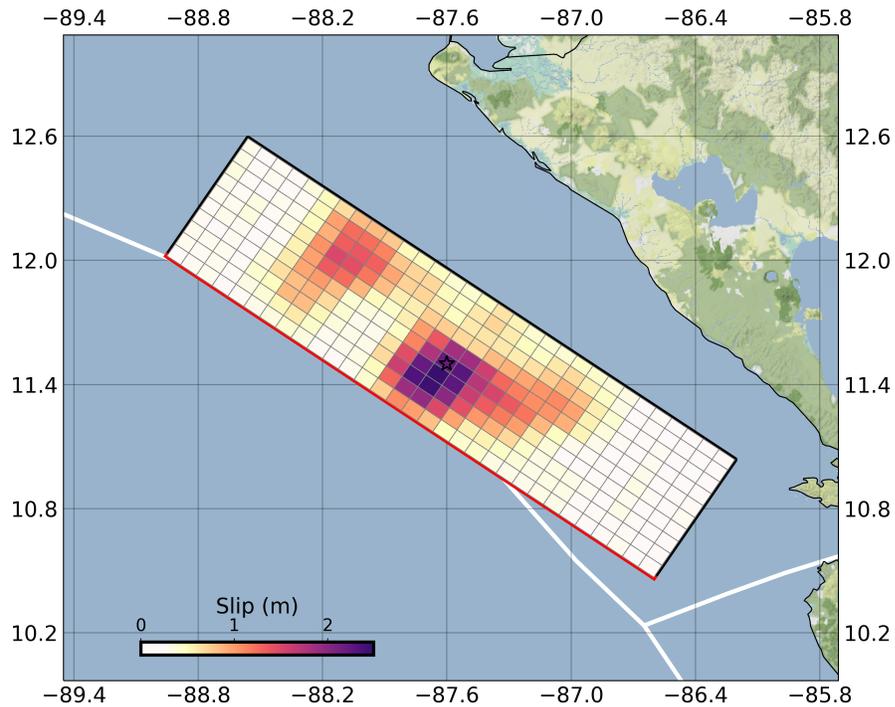


Figura C.9: Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992 proyectado sobre el mapa de la región. Modelo alternativo con ancho de falla de 80 [km] y velocidad de ruptura de 1 [km/s].

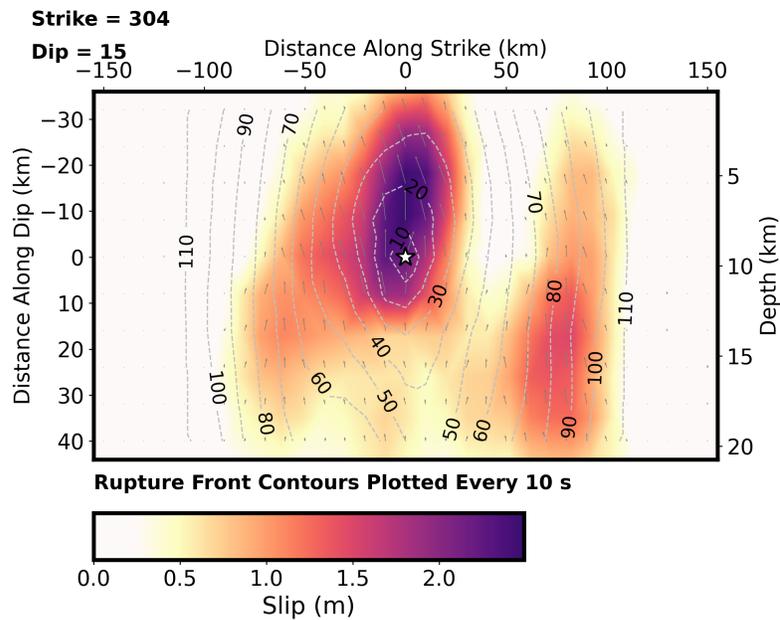


Figura C.10: Plano en la dirección *up-dip* de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992. Modelo alternativo con ancho de falla de 80 [km] y velocidad de ruptura de 1 [km/s].

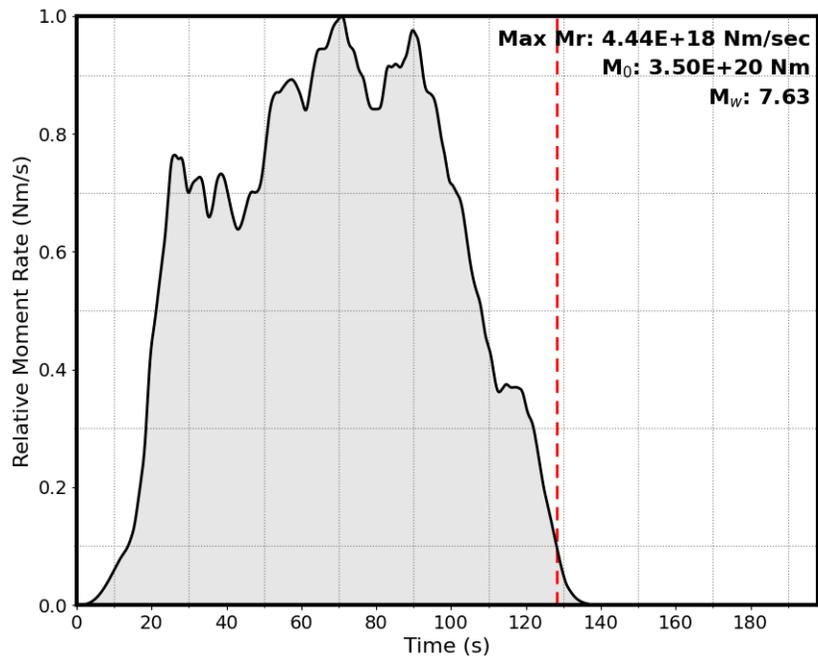


Figura C.11: Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Nicaragua de 1992. Modelo alternativo con ancho de falla de 80 [km] y velocidad de ruptura de 1 [km/s].

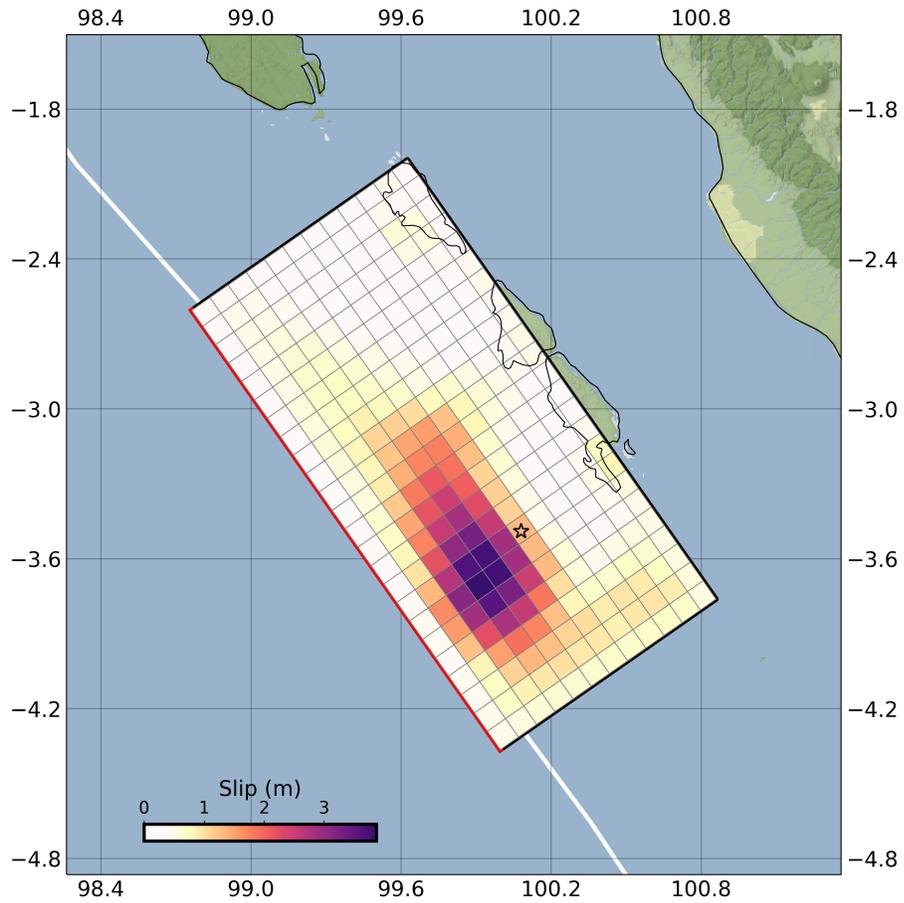


Figura C.12: Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010 proyectado sobre el mapa de la región. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

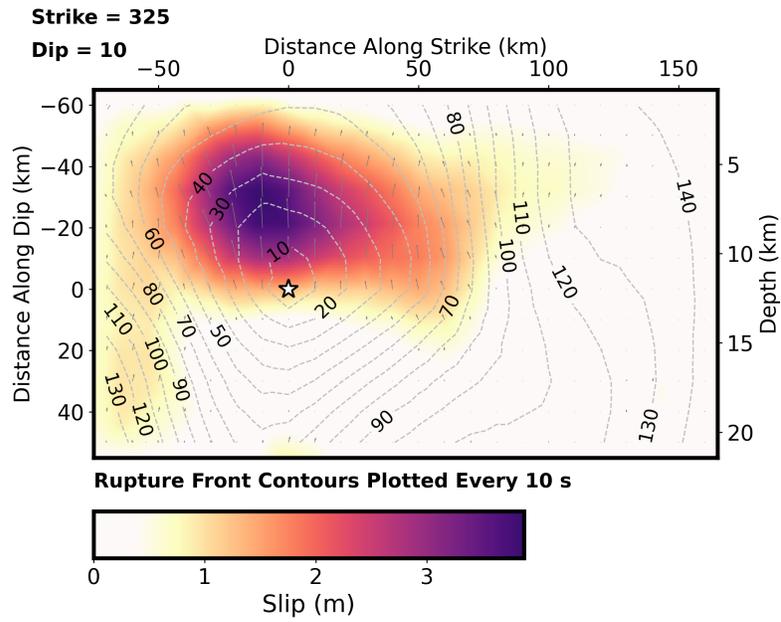


Figura C.13: Plano en la dirección *up-dip* de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

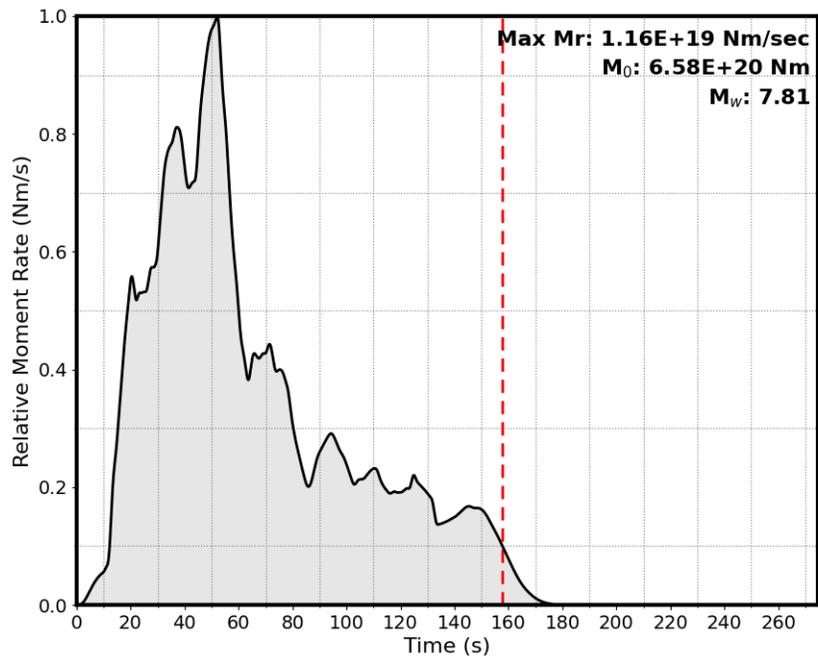


Figura C.14: Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

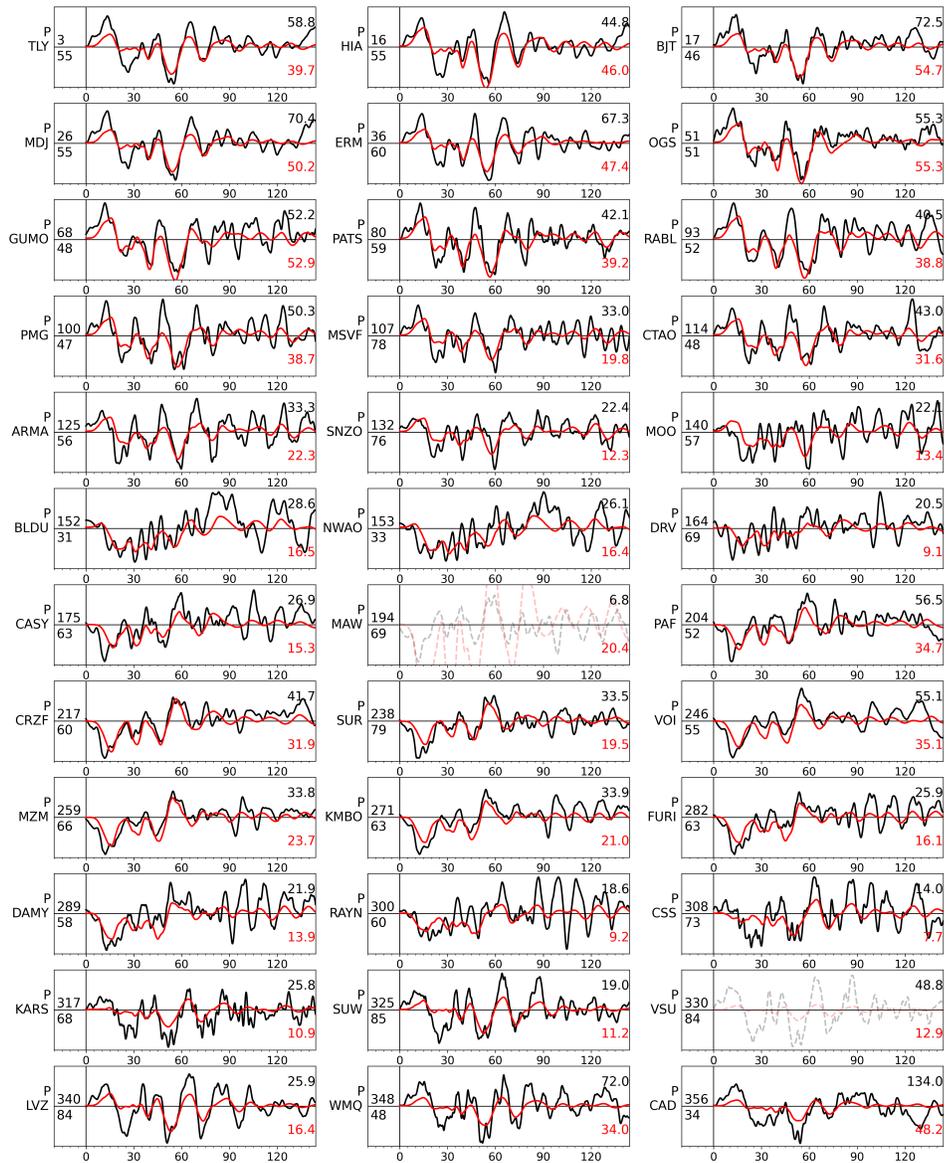


Figura C.15: Datos observados y sintéticos para ondas principales del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

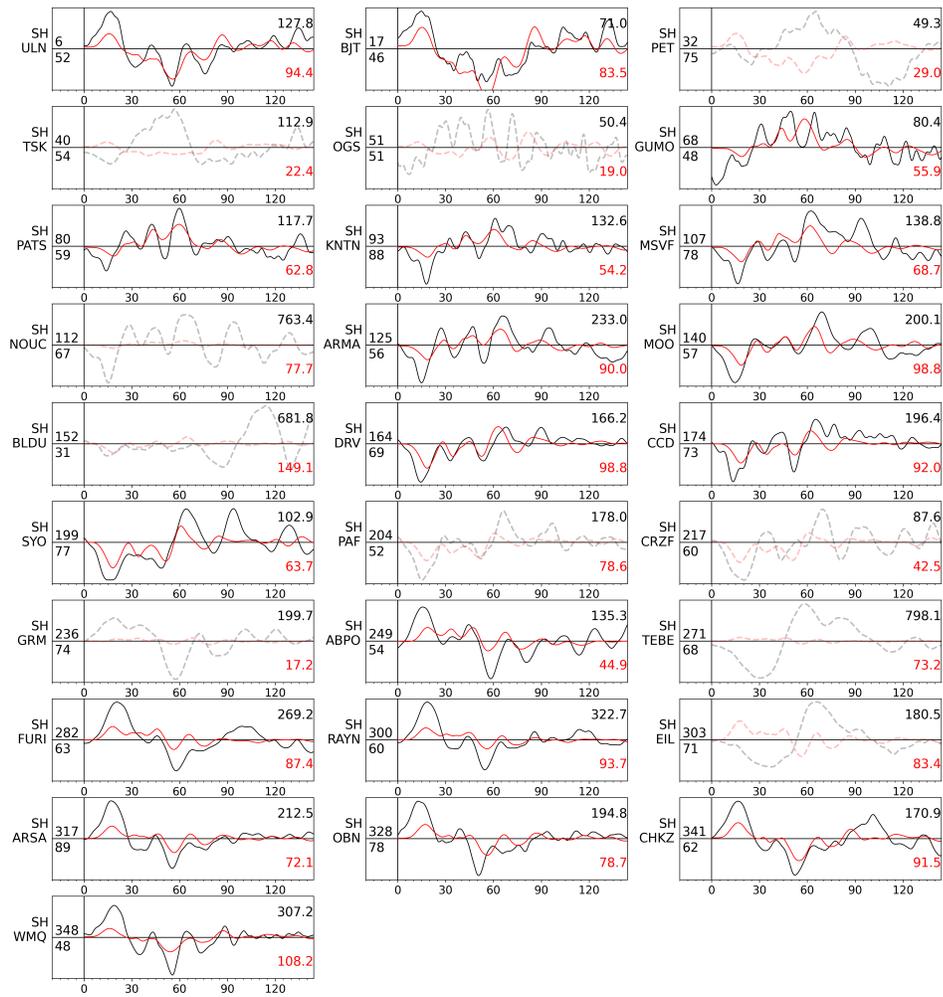


Figura C.16: Datos observados y sintéticos para componente horizontal de ondas secundarias del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Husen para la región.

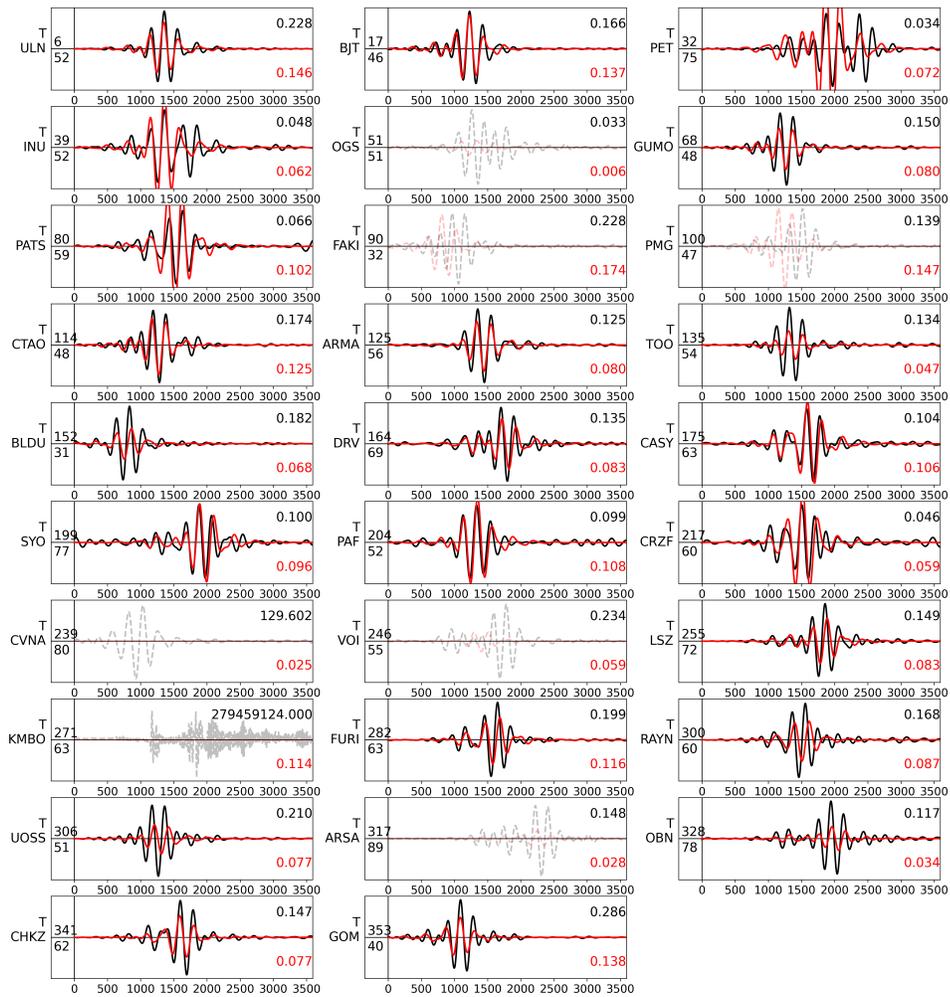


Figura C.17: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Love del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussien para la región.

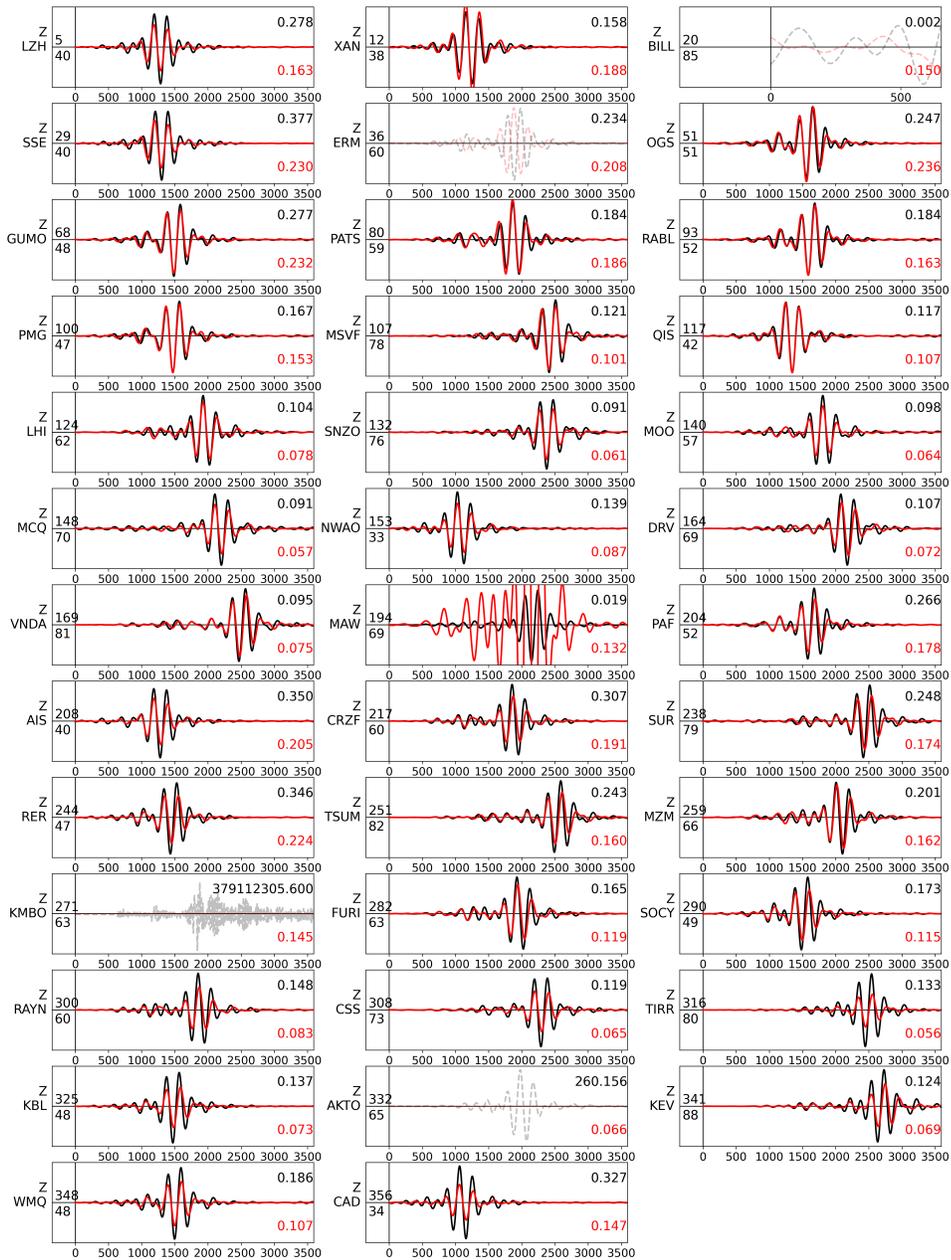


Figura C.18: Datos observados y sintéticos para ondas superficiales Rayleigh del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

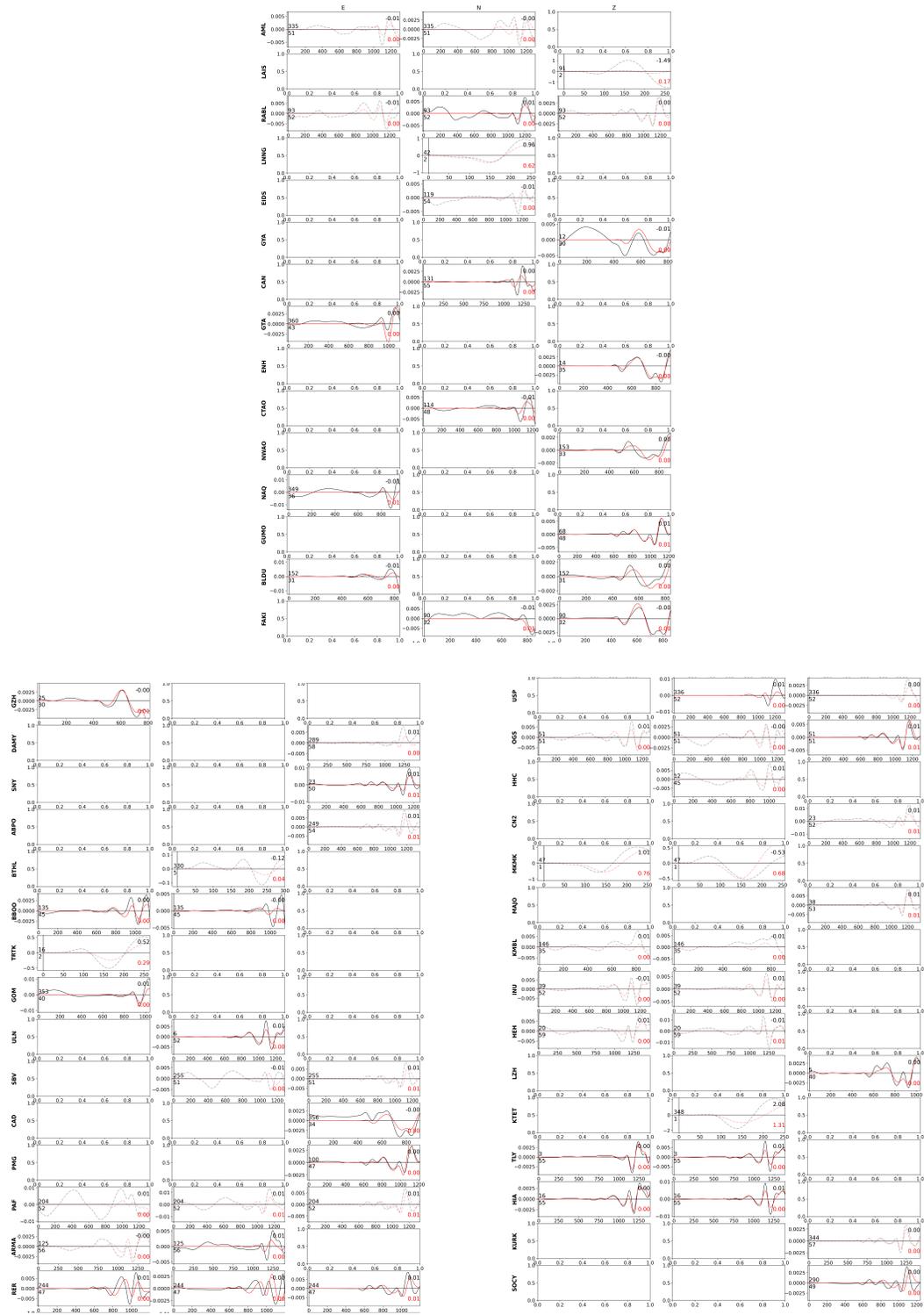


Figura C.19: Datos observados y sintéticos para Fase W del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

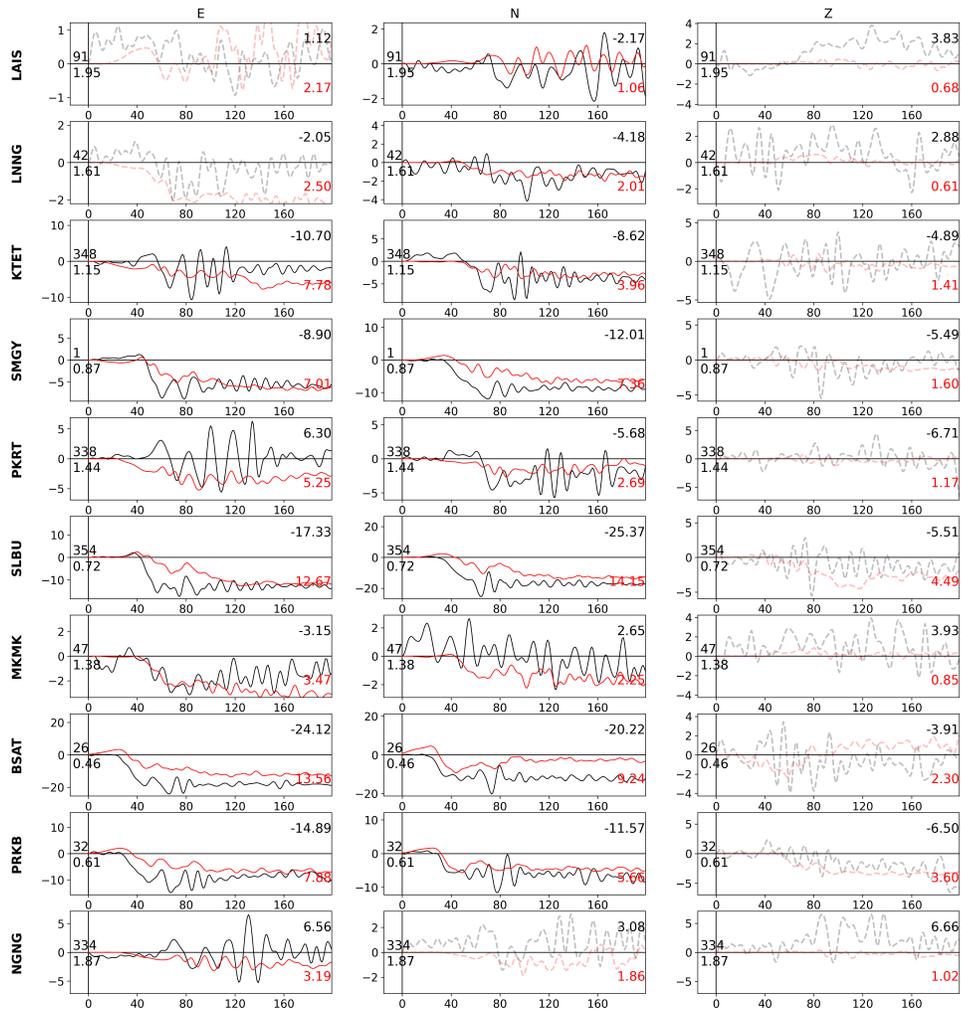


Figura C.20: Datos observados y sintéticos para GPS continuo del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

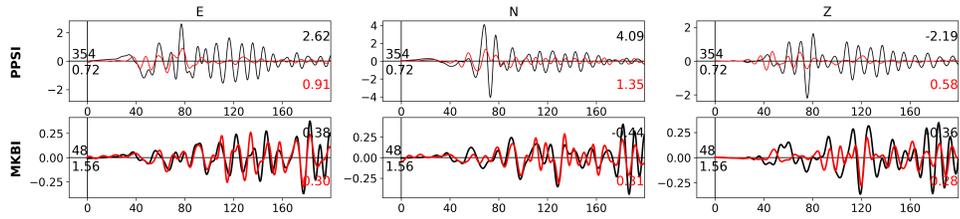


Figura C.21: Datos observados y sintéticos para *strong-motion* del Terremoto de Mentawai de 2010. Los registros con transparencia fueron excluidos de la inversión de falla finita. Modelo obtenido utilizando un modelo de velocidades correspondiente al modelo Hussen para la región.

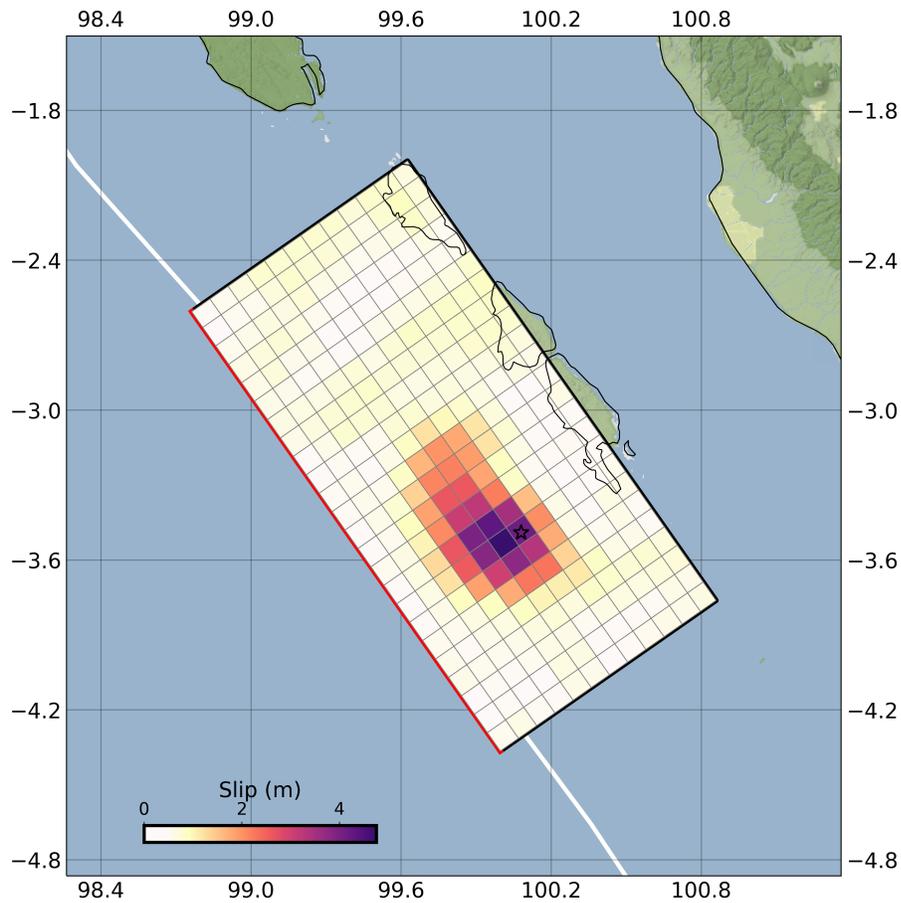


Figura C.22: Modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010 proyectado sobre el mapa de la región. Modelo obtenido solo con datos de campo lejano.

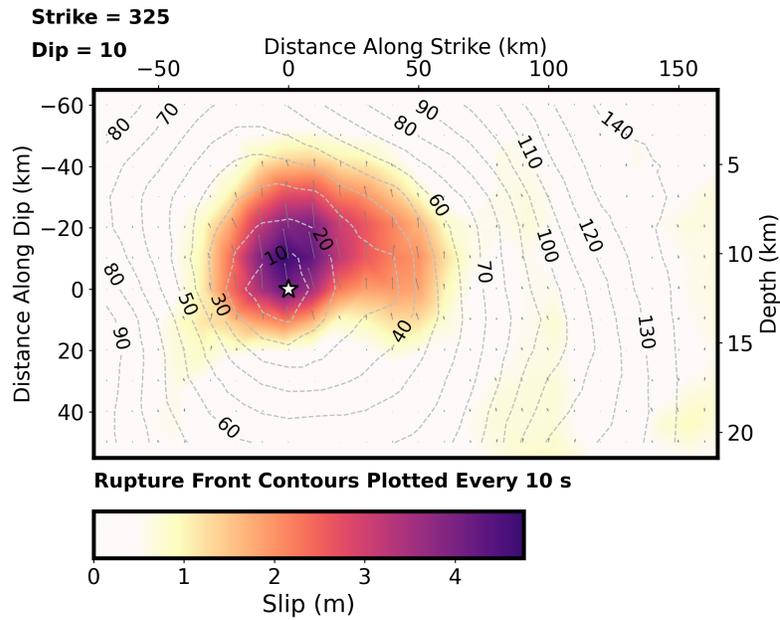


Figura C.23: Plano en la dirección *up-dip* de la distribución del deslizamiento dada por el modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010. Modelo obtenido solo con datos de campo lejano.

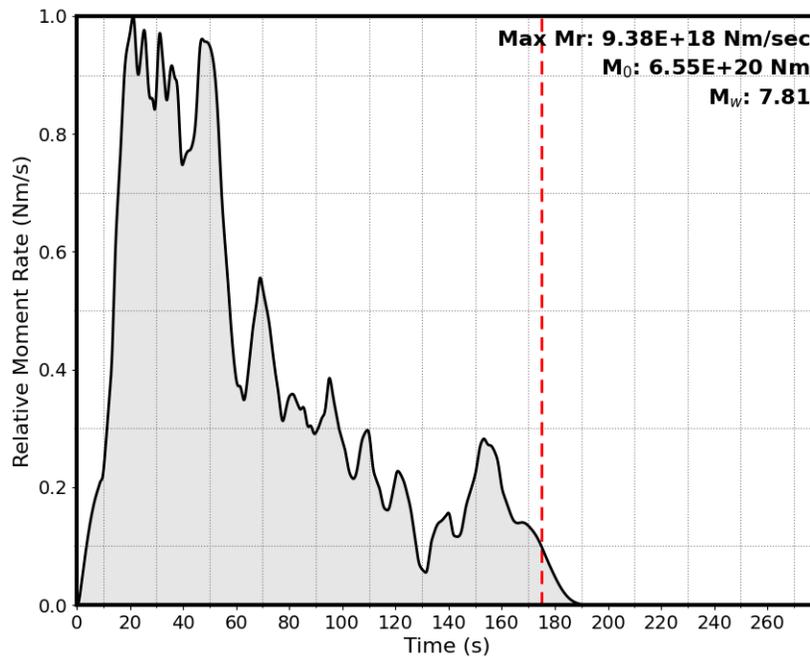


Figura C.24: Función temporal de la fuente sísmica correspondiente a la tasa de momento sísmico, obtenida mediante la suma de la contribución de cada subfalla del modelo de falla finita para la fuente sísmica del terremoto de Mentawai de 2010. Modelo obtenido solo con datos de campo lejano.

Anexo D. Modelaciones de tsunami (Nicaragua 1992)

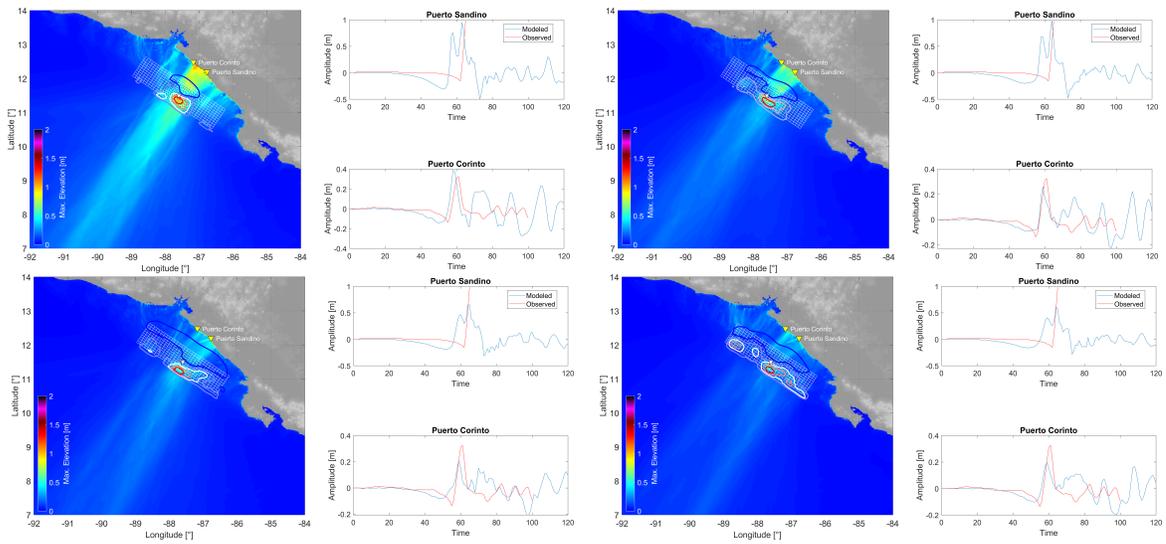


Figura D.1: Resumen de simulación de tsunami para modelos de falla finita con ancho de 80 [km] y velocidades de ruptura promedio de 0.6 [km/s] (superior izquierdo), 1.0 [km/s] (superior derecho), 1.6 [km/s] (inferior izquierdo) y 2.0 [km/s] (inferior derecho).

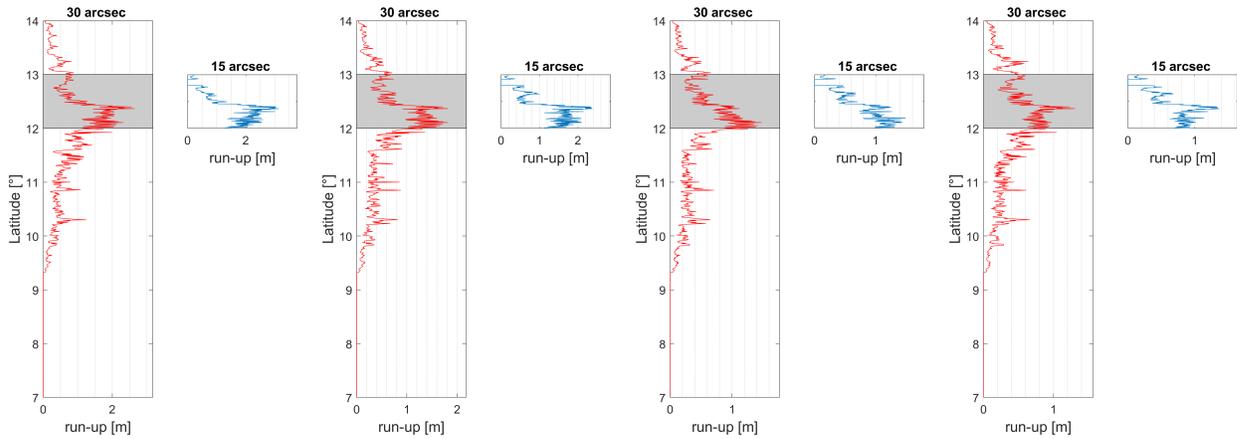


Figura D.2: Altura de *runup* de simulación de tsunami para modelos de falla finita con ancho de 80 [km] y velocidades de ruptura promedio de 0.6 [km/s], 1.0 [km/s], 1.6 [km/s] y 2.0 [km/s], de izquierda a derecha.

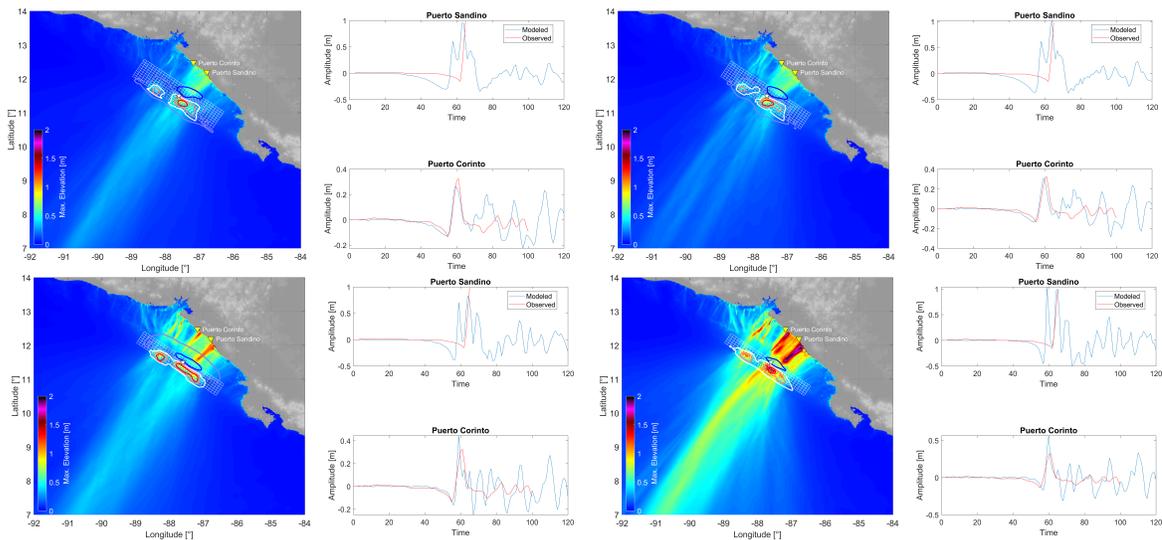


Figura D.3: Resumen de simulación de tsunami para modelos de falla finita con velocidad de ruptura promedio de 1.0 [km/s] y anchos de 72 [km], 64 [km], 48 [km] y 40 [km], de izquierda a derecha.

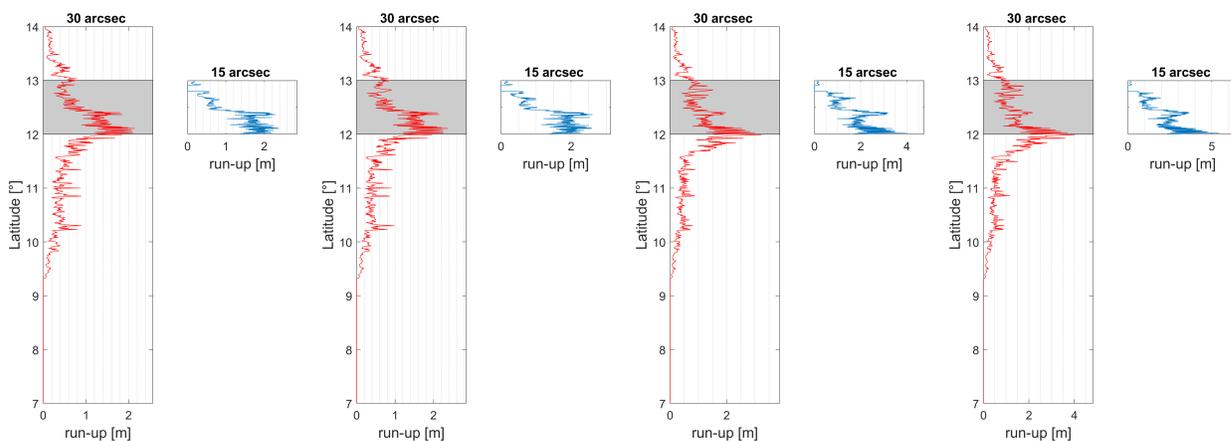


Figura D.4: Altura de *runup* de simulación de tsunami para modelos de falla finita con velocidad de ruptura promedio de 1.0 [km/s] y anchos de 72 [km] (superior izquierdo), 64 [km] (superior derecho), 48 [km] (inferior izquierdo) y 40 [km] (inferior derecho).