



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Análisis y procesamiento de
los datos de la Red
Sismogeodésica de Guerrero.
Estimación de magnitud y
generación de avisos**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Diego Valentino Ibrahim Espinosa Kuswara

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Gerardo Suárez Reynoso



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2024

Dedicatoria

A mi papá, Benito.

A mi mamá, Sari.

A mi perrito, Goliath.

A todos mis amigos y compañeros: Carlos Ilya, Lili, Alex, Emma, Beto, Josu, Estefanía, Joel, Charly (los dos), Zárate, Wenn, Camila, Ale, Marco, Jair, Johan, Ahlani, Vicky, Pamela, Alan, Liz, Sofía, Daniela, Tania, Fernando (†), Alejandro (†), Enrique (†); a quienes aprecio mucho por toda su ayuda y compañía a lo largo de estos duros años. Los quiero mucho.

A mi familia: Fernanda, Tania, Erika, mi querida tía Graciela (†), mi tío José; a quienes me han formado, acompañado y aconsejado.

A Taylor Swift, Mitski, Phoebe Bridgers, Aurora Aksnes, Hayley Williams y Lorde por acompañarme con su música y ser una inspiración personal.

Agradecimientos

Agradezco totalmente al Dr. Gerardo Suárez Reynoso por haberme aceptado en el servicio social, por su gran paciencia y disposición en ayudarme de varias maneras para la realización de este trabajo.

También agradezco al Ing. José Antonio Santiago por enseñarme muchas técnicas para el trabajo en campo, darme consejos para el mejoramiento y solución de varios problemas durante el desarrollo de los algoritmos aquí planteados.

Al Instituto de Geofísica (especialmente a Patricia Medina y al Departamento de Ingresos Extraordinarios) por brindarme un excelente apoyo durante la realización de este trabajo.

A varios profesores (Ing. Alejandra Guzmán, Dr. Julián Zapotitla Román, Ing. Francisco Barrera y a la Dra. Xyoli Pérez-Campos) por haberme formado y ayudado con sus conocimientos.

Finalmente agradezco el apoyo, retroalimentación y la atención recibida por los sinodales designados para este trabajo: Dr. Vladimir Kostoglodov, Dr. Carlos Mendoza, Dr. Leonardo Ramírez Guzmán y Dra. Sara Ivonne Franco Sánchez.

Finalmente agradezco a la M.C. Ketzallina Flores y a la Dra. Ekaterina Kazachkina por su ayuda tanto en el planteamiento de algunos programas y en el postprocesado de los datos de desplazamiento.

Resumen

En este trabajo se presenta un algoritmo que hace la estimación de parámetros de la fuente sísmica en el menor tiempo posible, con ayuda del análisis del desplazamiento estático registrado en sismos de subducción en los estados de Guerrero y Oaxaca. El algoritmo utiliza los datos de la Red Sismogeodesica de Guerrero-Oaxaca que consta de 20 estaciones equiespaciadas, a cada 25 km, que se distribuyen desde Zihuatanejo, Guerrero hasta Puerto Ángel, Oaxaca. Dicho algoritmo consiste en la medición continua y en tiempo real de la potencial deformación de la zona de subducción. Este proceso inicia con la activación de tres estaciones contiguas, las cuales registran deformación, y procede con la transformación del formato de datos, la rotación de los componentes horizontales de desplazamiento para la estimación del área de ruptura, y la inversión, mediante Recristalización Simulada (Simulated Annealing) para la estimación del deslizamiento cosísmico y la magnitud de momento.

Con el fin de demostrar el funcionamiento del algoritmo, se presentan los resultados de cuatro pruebas utilizando datos de deformación cosísmica de los sismos de Maule e Illapel, en Chile en 2010 y 2015 respectivamente, y en Tohōku, Japón en 2011, obtenidos de una base de datos y el sismo de Acapulco del 2021 con ayuda de los datos obtenidos de la Red Sismogeodésica de Guerrero-Oaxaca. En los primeros dos ejemplos se obtuvieron estimaciones de magnitud y dimensiones del área de ruptura muy cercanos a los reportados en investigaciones posteriores al sismo. Mientras que, en el caso del sismo de Tohōku, los parámetros del sismo como la magnitud de momento y el área de ruptura se subestimaron debido a que no se obtuvieron desplazamientos estáticos que superaron el umbral predefinido. Esto se debe probablemente a que la distancia entre las estaciones GNSS localizadas en la costa y el área de ruptura del sismo fue muy grande. Finalmente, en el caso del sismo de Acapulco, se sobreestimó ligeramente la magnitud debido a la falta de estaciones ya que la Red Sismogeodésica estaba en sus inicios, pero dio un resultado bastante aceptable a pesar de esto.

Sin embargo, este desarrollo muestra que, con base en las observaciones continuas de la Red Sismogeodésica de Guerrero-Oaxaca, se tiene la capacidad de estimar la longitud del área de ruptura, el deslizamiento promedio en la falla y la magnitud de grandes sismos ($M7.5$ o superior) en la zona de subducción de la costa del océano Pacífico mexicano.

Abstract

This work presents an algorithm that estimates seismic source parameters based on the analysis of static displacements recorded in subduction earthquakes from the states of Guerrero and Oaxaca where the Red Sismogeodésica de Guerrero-Oaxaca is located. This network consists of 20 equally spaced stations that are distributed from Zihuatanejo, Guerrero to Puerto Ángel, Oaxaca. This algorithm consists of continuous and real-time measurements of the potential deformation of the subduction zone. This process begins with the activation of three adjacent stations, which record deformation, and proceeds with the transformation of the data format and the rotation of the horizontal displacement components to estimate the rupture area, followed by an inversion using Simulated Annealing for estimating the coseismic slip and the earthquake moment magnitude.

In order to demonstrate the feasibility and reliability of the algorithm, the results of four tests are presented using data of coseismic deformation from 1) the Maule earthquakes, in Chile in 2010; 2) the Illapel, Chile event in 2015; 3) the Tohōku, Japan earthquake in 2011; and 4) the earthquake in Acapulco, México in 2021. In the first two examples, estimates of magnitude and dimensions of the rupture area were very close to those reported in investigations made following the earthquake using seismic and geodetic data. In the case of Tohoku, the earthquake parameters were underestimated due to the distance between the GNSS stations on the coast and the rupture area. In the case of the Acapulco earthquake, the results were slightly overestimated due to the lack of stations because the installation of the Red Sismogeodésica was in its earliest stage. However, this study shows the ability to determine the length of the rupture area, the average slip on the fault, and the magnitude of large earthquakes ($M_w > 7.5$) within the subduction zone of Guerrero-Oaxaca.

Índice

Agradecimientos	2
Resumen	3
Abstract	4
Índice	5
Índice de figuras	7
Índice de tablas	9
Introducción	10
Capítulo 1: Contexto tectónico de la Brecha de Guerrero y la costa de Oaxaca	12
1.1 Placas tectónicas en México	12
1.2 La Brecha de Guerrero	14
1.3 Potencial tsunamigénico de las zonas de subducción	15
Capítulo 2: Red Sismogeodésica de Guerrero y Oaxaca	16
2.1 Introducción a la Red Sismogeodésica de Guerrero y Oaxaca	16
2.2 Información del equipo usado en campo	18
Capítulo 3: Metodología del análisis en tiempo real de los datos sismogeodésicos	21
Capítulo 4: Diseño de un Algoritmo para la Generación de Avisos y Alertas	30
4.1 Módulos principales del algoritmo	32
<i>ReEV (Reporte de Evento Sísmico)</i>	32
<i>DatTran (Transformación de Datos)</i>	33
<i>DesCalc (Cálculo de Desplazamientos)</i>	34
<i>RupCalc (Cálculo del área de ruptura)</i>	34
<i>SlipCalc (Cálculo del deslizamiento)</i>	34
<i>MagCalc (Cálculo del Momento Sísmico y la Magnitud de Momento)</i>	34
4.2 Módulos secundarios del algoritmo	35
<i>StaDist (Distancia entre estaciones)</i>	35
<i>StaPro (Proyección de coordenadas de estaciones a recta aproximada)</i>	35
<i>MapGen_1 y MapGen_2 (Generación de Mapas)</i>	35
<i>RepGen_1 y RepGen_2 (Generación de Reportes)</i>	35
<i>RepSen (Envío de Reportes)</i>	38
Capítulo 5: Pruebas del algoritmo	39

5.1 Caso 1: Terremoto de Tohoku, Japón del 2011	39
5.2 Caso 2: Terremoto de Maule, Chile del 2010	41
5.3 Caso 3: Terremoto de Illapel, Chile del 2015	45
5.4 Caso 4: Terremoto de Acapulco, Guerrero del 2021	46
Capítulo 6: Discusión de resultados	50
Conclusiones y recomendaciones	52
Referencias	53

Índice de figuras

Figura 1: Mapa de las placas tectónicas que actúan sobre México. La línea con triángulos representa el límite convergente de placas en donde ocurre la subducción. La mayor cantidad de sismos registrados en México provienen de esta zona.	12
Figura 2: Mapa de ubicación de zonas de ruptura de sismos más importantes en la costa de Guerrero. Las flechas de la parte inferior derecha y centro representan la dirección a la que se mueve la placa de Cocos con respecto a la placa de Norteamérica, mientras que las flechas ubicadas dentro del estado de Guerrero representan la posible longitud del área de ruptura de los sismos ocurridos en esa zona en 1899, 1907, 1909 y 1911. Además, los óvalos con los años dentro de ellos representan las áreas de ruptura de sismos importantes que han ocurrido en la zona; los rombos representan algunas estaciones de GNSS continuas y los círculos representan estaciones GNSS de campaña. Finalmente, se muestran dos mecanismos focales que, como menciona Kostoglodov, et al. (2003), podrían estar relacionados al sismo silencioso registrado entre 2001 y 2002 en esa zona. (Modificado de Kostoglodov, 2003).....	14
Figura 3: Mapa de la ubicación de las estaciones que conforman la Red Sismogeodésica de Guerrero y Oaxaca. Los triángulos verdes representan las estaciones que se encuentran en funcionamiento, mientras que los triángulos amarillos representan las estaciones propuestas o próximas a instalarse.....	16
Figura 4: Fotografía de la estación KUTC ubicada en Petatlán, Guerrero. En ella se muestra una columna que contiene la antena GNSS y el enlace satelital. De lado derecho se aprecia una caseta en donde se halla el Kestrel, las baterías y el controlador de energía solar, el cuál proviene de un panel solar ubicado en la tapa.	17
Figura 5: Dispositivo Trimble Kestrel (modificado de Trimble) a la izquierda y dispositivo Kestrel instalado en la estación KCOY en Coyuca de Benitez, Guerrero (derecha).....	20
Figura 6: Gráfica de comparación del promedio diario de desplazamiento entre el método en tiempo real (líneas azul y anaranjado) y los datos postprocesados (puntos rojos y verdes) para las estaciones ACAP y KCOY (Acapulco y Coyuca, respectivamente) desde agosto del 2021 hasta junio del 2022.	21
Figura 7: Geometría que plantea el modelo de Okada en donde se muestra el punto de observación en el que se obtendría el desplazamiento debido a la falla representada en el plano de color amarillo. Dicha falla tiene información de la profundidad y del dip. (Modificado de Okada, 1992)	23
Figura 8: Mapa de las estaciones que componen la red Sismogeodésica. Las flechas discontinuas en color morado representan los ejes N-S y E-W, mientras que las flechas en color negro representan los ejes X y Y que se adecúan a la geometría que propone Okada. Cabe resaltar que el eje X es paralelo a la trinchera y el eje Y es perpendicular a la trinchera.	24
Figura 9: Mapa del área de ruptura estimado para el sismo M7 de Acapulco del 2021. En este mapa se aprecia que las aristas que definen la longitud del área de ruptura no coinciden con las estaciones, sino que están desplazadas por varios kilómetros. Esto es debido a que se realizó una interpolación lineal para estimar L de manera mas exacta.....	25
Figura 10: Diagrama que representa todos los procesos que involucra el algoritmo Tsu_Alert.....	31
Figura 11: Mapa generado por el módulo MapGen que muestra las estaciones activadas en el caso hipotético de un sismo cerca de la estación ZACU en Zacualpan, Guerrero.....	32
Figura 12: Captura de pantalla de Telegram del mensaje de prueba que mandaría el módulo RepSen en caso de un evento sísmico.	33

Figura 13: Ejemplo del primer reporte de evento sísmico.	36
Figura 14: Ejemplo del segundo boletín del evento sísmico. Aquí ya se incluye la información de la magnitud estimada, desplazamientos observados y el área de ruptura.	37
Figura 15: A la izquierda se aprecia un mapa con el epicentro del terremoto de Tohoku del 2011 junto con sus réplicas, el contorno del modelo de ruptura y un rectángulo que representa el área de ruptura de este sismo (modificado de Ammon et al, 2011); y a la derecha el área de ruptura estimado a través de Tsu_Alert. Se puede apreciar que la longitud estimada mediante Tsu_Alert es más corta a comparación que lo reportado por Ammon et al. (2011).	40
Figura 16: Mapa de ubicación de estaciones (triángulos de color verde) con datos de desplazamiento y el área de ruptura estimada para el sismo de Maule, Chile, del 2010. En el mapa de la izquierda se muestra el área de ruptura estimado para el método 1 que consistió en tomar en cuenta las estaciones que superaron el umbral del 20% del desplazamiento horizontal máximo observado, mientras que en el mapa de la derecha se muestra el área, usando el método 2, tomando en cuenta las estaciones que superaron el umbral del valor promedio de desplazamiento horizontal observado. Es notoria la diferencia de longitud estimada entre ambos métodos: en el método 1 la longitud fue menor que en el método 2.	42
Figura 17: A la izquierda se muestra un mapa del área de ruptura estimado obtenido mediante la inversión de velocidades sísmicas (modificado de Hicks et al., 2014); a la derecha se muestra el área de ruptura estimado mediante Tsu_Alert con el método 2 que implica tomar en cuenta las estaciones que hayan superado el umbral del promedio de desplazamiento observado durante el sismo. El área de ruptura estimado con TSU_ALERT se ubica más al norte a comparación del estimado por Hicks et al. (2013).	43
Figura 18: A la izquierda se muestra la distribución del deslizamiento del sismo de Illapel del 2015, las estrellas amarilla y blanca representan los epicentros de los sismos del 2015 y 1943, respectivamente (modificado de Okuwaki et al. 2016). A la derecha se muestra el área de ruptura estimado con Tsu_Alert. Se aprecia una similitud entre ambas áreas de ruptura, aunque en el caso de Okuwaki et al. (2016) ésta es más cuadrada que la obtenida con Tsu_Alert.	45
Figura 19: Gráfica del desplazamiento observado en la estación ACAP ubicada en Acapulco. Se aprecia que el desplazamiento en la componente vertical es de ~30 cm. Además, es notorio un impulso tipo Delta de Dirac al inicio del sismo, el cual podría deberse a un error en la corrección RTX de datos que originalmente tenían los aparatos Kestrel.	47
Figura 20: Gráfica del desplazamiento observado en la estación KCOY ubicado en Coyuca. Se aprecia que el desplazamiento fue mucho menor al registrado en Acapulco. El desplazamiento vertical observado en este caso fue de 4.6 cm.	48
Figura 21: Mapa del área de ruptura estimado para el sismo de Acapulco del 2021 mediante Tsu_Alert.	49

Índice de tablas

Tabla 1: Parámetros iniciales de la inversión para estimar el deslizamiento.....	28
Tabla 2: Parámetros estimados a través de TSU_ALERT para el sismo de Tohoku, Japón, del 2011	41
Tabla 3: Parámetros estimados a través de TSU_ALERT para el sismo de Maule, Chile, del 2010	44
Tabla 4: Parámetros estimados a través de TSU_ALERT para el sismo de Illapel, Chile, del 2015	46
Tabla 5: Parámetros estimados a través de TSU_ALERT para el sismo de Acapulco, Guerrero del 2021.....	49
Tabla 6: Tabla de comparación de parámetros de fuente sísmica.....	51

Introducción

Los sismos de subducción representan una gran amenaza para la costa del océano Pacífico mexicano ya que, por sus características, pueden traer consigo fenómenos asociados como los tsunamis. Este tipo de fenómenos han provocado devastación en varios países como, por ejemplo, en Japón con el sismo del 11 de marzo del 2011, el cual generó un tsunami que provocó daños en gran parte de la costa este del país (Ritsema, 2012), o el sismo del 27 de febrero del 2010 en Chile que mató a más de 500 personas (De La Liera, 2015).

Hablando específicamente de México, se sabe que este país está sometido a la influencia de cinco placas tectónicas. Dos de ellas son de gran importancia debido a que tienen un límite convergente a las afueras de la costa del océano Pacífico, y pueden generar tsunamis como los acontecidos el 22 de junio de 1932 en Colima, y el de 1787 en Oaxaca (Suárez et al. 2009). Esto se menciona con mayor detalle en el capítulo 1.

El objetivo de este trabajo es generar un algoritmo, programado en Python, para la obtención de los parámetros de la fuente sísmica tales como la magnitud de momento y las dimensiones del área de ruptura, en el menor tiempo posible, para poder ayudar al Centro de Alerta de Tsunamis (CAT) en el país, con base en el método propuesto por Singh et al. (2012), y con ayuda de la Red Sismogeodésica de Guerrero-Oaxaca, que consta de 20 estaciones equiespaciadas y distribuidas desde Zihuatanejo, Guerrero hasta Puerto Ángel, Oaxaca, los cuales se explican detalladamente en los capítulos 2, 3 y 4.

Este método propone obtener la magnitud de momento de un sismo mediante el procesamiento de los datos de desplazamiento observados en la costa siguiendo los siguientes pasos:

1. Estimación de la longitud del área de ruptura: Con ayuda de los desplazamientos estáticos observados en superficie es posible determinar este valor, condicionando a que dicho desplazamiento estático debe superar el parámetro de desplazamiento estático igual o mayor al 20% del desplazamiento máximo detectado en las estaciones durante el evento sísmico.
2. Estimación del ancho del área de ruptura: Teniendo la longitud, es posible determinar el ancho del área de ruptura, conociendo el ancho sismogénico en la zona de subducción de México. Cabe resaltar que el ancho del área de ruptura no siempre va a ser el mismo para todos los sismos de la zona de subducción, pero gran parte de los sismos mayores a M7.5 han tenido un ancho aproximado a 80 km (Singh et al. 2012; Singh et al. 1985; Suárez et al. 1990; Singh and Mortera, 1991; Tichelaar and Ruff, 1993; Pacheco and Singh, 2010)

3. Estimación del deslizamiento dentro de la falla: Usando el modelo de Okada (1992), considerando una fuente finita rectangular enterrada en un semiespacio, se puede hacer una inversión para determinar el deslizamiento promedio de la falla a partir de los datos de desplazamiento en todas las estaciones.
4. Cálculo del momento sísmico y la magnitud de momento: Se calculan con los datos anteriormente mencionados mediante la ecuación de Kanamori y Anderson (1975).

Para determinar la efectividad de este método, se hicieron pruebas con base en datos de desplazamiento cosísmico de tres diferentes sismos: sismos de Maule e Illapel, Chile, de los años 2010 y 2015, con magnitudes de M_w 8.8 y 8.3 respectivamente; el sismo de Tohoku, Japón del 2011 con magnitud M_w 9.1 y el sismo de Acapulco del 2021 con magnitud M_w 7.0. Los resultados del análisis se discuten en el capítulo 5.

Finalmente, se muestran los resultados de estas pruebas junto con algunas recomendaciones y una breve perspectiva a futuro para este método, el cual demostró tener la capacidad de obtener una estimación, en poco tiempo, de los parámetros de la fuente sísmica planteados anteriormente.

Capítulo 1: Contexto tectónico de la Brecha de Guerrero y la costa de Oaxaca

1.1 Placas tectónicas en México

México se encuentra bajo la influencia de cinco placas tectónicas. Las placas de Rivera y de Cocos se subducen bajo la placa Norteamericana, donde se concentra la mayor parte de la masa continental del país (SGM, 2017). En este contacto de placas ocurre la mayor parte de la actividad sísmica. Las otras dos placas son la del Pacífico, ubicada al NW del país y la placa del Caribe, ubicada al SE (fig. 1).

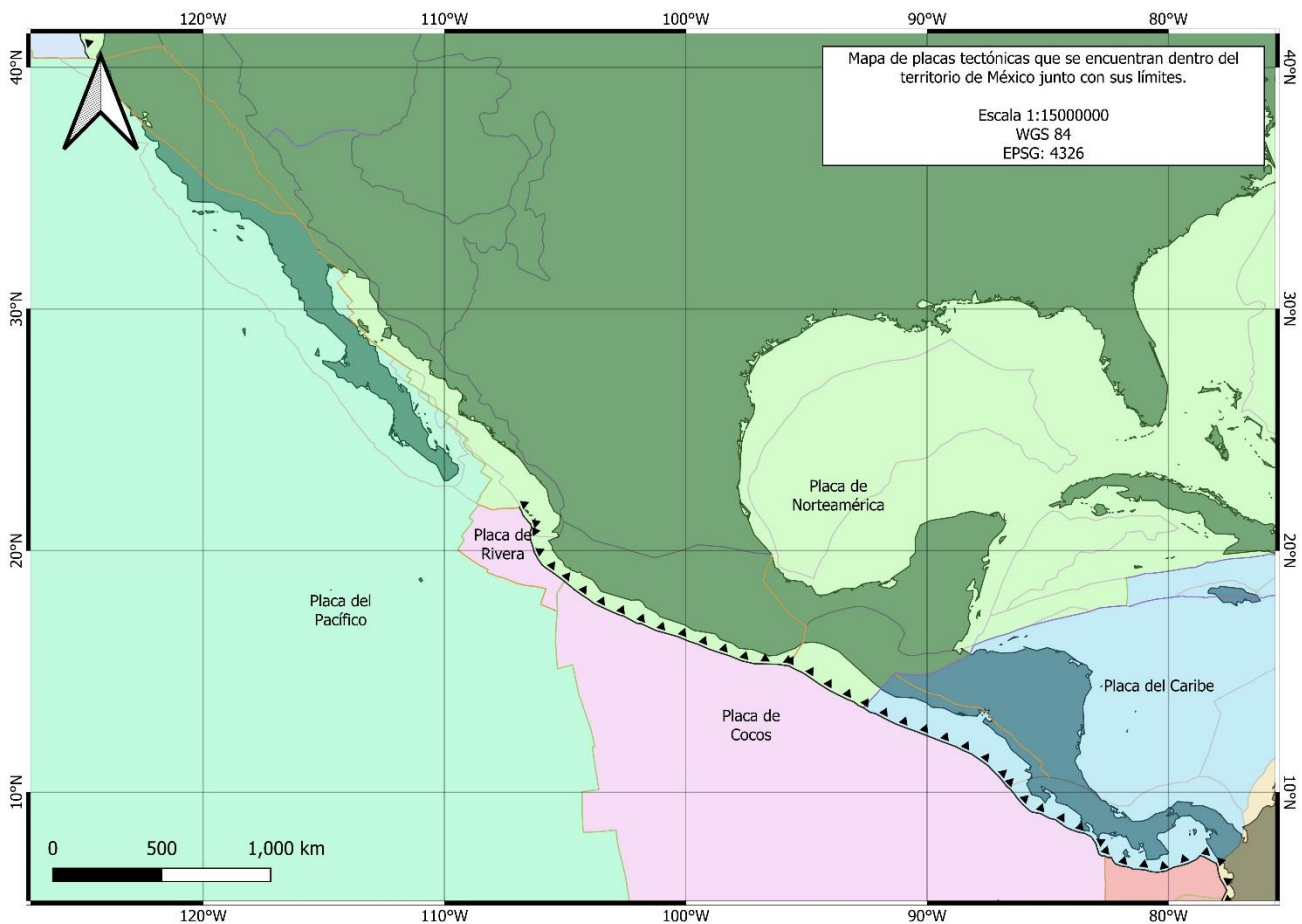


Figura 1: Mapa de las placas tectónicas que actúan sobre México. La línea con triángulos representa el límite convergente de placas en donde ocurre la subducción. La mayor cantidad de sismos registrados en México provienen de esta zona.

En el caso específico de la Brecha de Guerrero, la placa de Cocos se subduce bajo la placa Norteamericana a una velocidad promedio de entre 5.4 y 5.8 cm por año de acuerdo con el modelo NUVEL-1A (Kostoglodov,

2003; DeMets, 1994), mientras que con el modelo MORVEL se estima una velocidad de ~6.8 cm al año (DeMets, 2010). De acuerdo con Suárez et al. (1990), en Guerrero la placa de Cocos se hunde con un ángulo relativamente bajo (de alrededor de 15°) hasta los 40 km de profundidad y, de ahí, la placa se dobla hacia arriba moviéndose cuasi-horizontalmente debajo de la placa Norteamericana por al menos 150 km, provocando dos zonas en donde ocurren sismos frecuentes:

La primera zona está ubicada en la costa del Pacífico mexicano, sobre la zona de contacto entre las dos placas, en la llamada zona de subducción. Aquí los sismos tienen una profundidad entre 10 y 25 km. Mientras que la segunda zona sísmica está más alejada de la costa, con sismos de profundidad de hasta 60 km que ocurren al interior de la placa en subducción por debajo del continente. Los sismos de la zona de subducción son generalmente más grandes en magnitud en comparación con los que ocurren dentro de la placa y son más frecuentes. Sin embargo, éstos últimos también representan un alto riesgo sísmico debido a que sus epicentros se ubican en zonas de mucha población. Como ejemplos se encuentran los sismos de Tehuacán, Puebla de 1999 con magnitud M_w 7 (Singh et al., 1999) y el de M_w 7.1 ocurrido en los límites de Morelos y Puebla del 2017 (Melgar et al., 2018; Mirwald et al, 2019; Celebi et al., 2018).

Hacia Oaxaca y Chiapas, la subducción de la placa de Cocos se hace gradualmente más vertical, abandonando la geometría horizontal debajo del continente que tiene en la zona de Oaxaca (Pardo and Suárez, 1995). Esta geometría compleja en la subducción de la placa de Cocos es responsable de la anómala ubicación de la Faja Neovolcánica Mexicana (*FNM*). Es importante destacar que la *FNM* es oblicua a la costa con un ángulo de 15° con respecto a la trinchera (Ferrari, 2000).

Dentro de la *FNM* ocurren sismos corticales, la cual se encuentra entre la parte central de México y tiene una longitud de aproximadamente 1,000 km de Este a Oeste (*p.e.*, Ferrari, 2012). La *FNM* es la región geológica donde se encuentran los volcanes activos y varias fallas activas donde han ocurrido sismos corticales. Los sismos que ocurren en esta zona son de gran importancia porque ocurren cerca de las ciudades más importantes del país, como la Ciudad de México, Toluca, Puebla, etc. Algunos de los sismos más importantes fueron los acontecidos en Acambay en 1912 con una magnitud M_S 6.9 (Urbina y Camacho, 1913; Quintero-Legorreta, 2002) y Xalapa en 1920 con una magnitud M_S 6.4 (Flores y Camacho, 1922; Suárez y Novelo Casanova, 2018; Córdoba-Montiel, et al., 2018). En los últimos 450 años, hay informes que evidencian la presencia de varios sismos de este tipo de magnitud mayor a M_w 6 (Suárez et al., 2019)

Geológicamente, la placa de Cocos fue parte de la antigua Placa Farallón, que hace 23 Ma se fracturó, dando origen a las placas de Nazca, Rivera, Cocos y Juan de Fuca (SGM, 2017; Atwater. 1970; Meschede y Barckhausen, 2000).

1.2 La Brecha de Guerrero

El potencial sísmico de esta zona fue identificado debido a la ausencia de sismos de gran magnitud (mayores a M_w 7) desde 1911 (Nishenko y Singh, 1987; Plata-Martínez et al., 2021). La energía sísmica que aparentemente ha sido acumulada podría representar una amenaza a la sociedad ya que se estima que, si se libera la energía acumulada en esta brecha, podría ocurrir un sismo de magnitud M_w de entre 8.1 y 8.4 (Singh y Mortera, 1991; Valdés-González y Novelo-Casanova, 1998) (fig. 2).

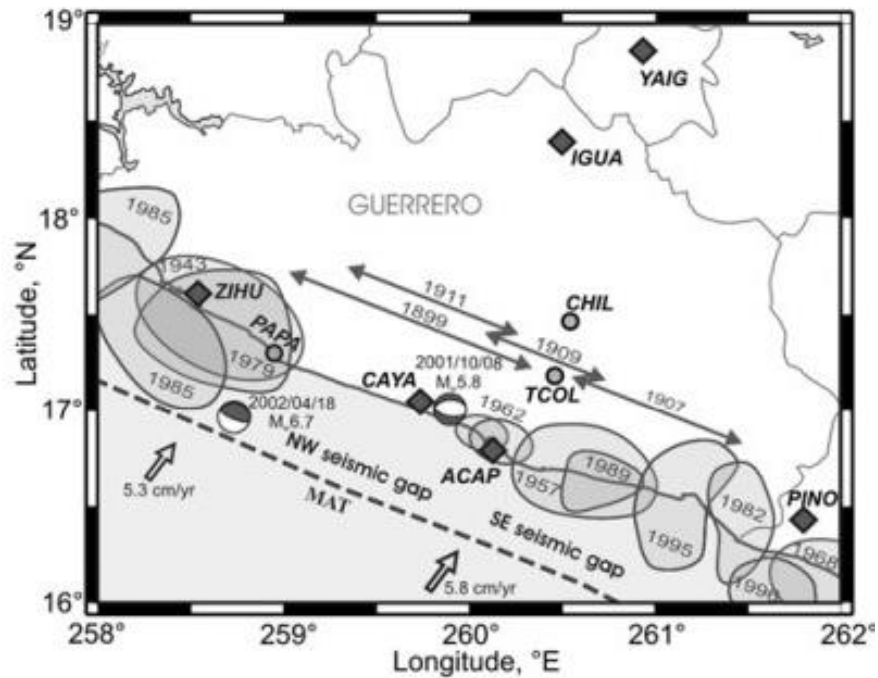


Figura 2: Mapa de ubicación de zonas de ruptura de sismos más importantes en la costa de Guerrero. Las flechas de la parte inferior derecha y centro representan la dirección a la que se mueve la placa de Cocos con respecto a la placa de Norteamérica, mientras que las flechas ubicadas dentro del estado de Guerrero representan la posible longitud del área de ruptura de los sismos ocurridos en esa zona en 1899, 1907, 1909 y 1911. Además, los óvalos con los años dentro de ellos representan las áreas de ruptura de sismos importantes que han ocurrido en la zona; los rombos representan algunas estaciones de GNSS continuas y los círculos representan estaciones GNSS de campaña. Finalmente, se muestran dos mecanismos focales que, como menciona Kostoglodov, et al. (2003), podrían estar relacionados al sismo silencioso registrado entre 2001 y 2002 en esa zona. (Modificado de Kostoglodov, 2003).

El último sismo importante, hasta la fecha de realización de este trabajo, ocurrió 7 de septiembre del 2021 con una magnitud M_w 7.0 en la proximidad de Acapulco, Guerrero. El sismo fue sentido fuertemente en la capital y provocando algunos daños en la zona epicentral.

1.3 Potencial tsunamigénico de las zonas de subducción

Por lo general, los terremotos tsunamigénicos son aquellos que, generalmente se dan en zonas de subducción y tienen un hipocentro somero de alrededor de 10 a 40 km (Tappin, 2017). Hay ejemplos de sismos recientes que han generado tsunamis importantes como el terremoto M_w 9.1 de Tōhoku, Japón en marzo del 2011 (Goto et al, 2012); M_w 8.8 de Maule, Chile, en febrero del 2010 (Vargas et al., 2011), o el M_w 9.3 de Sumatra, Indonesia en diciembre del 2004 (Rabinovich, 2007). Todos estos sismos son muy recordados por el gran tsunami que generaron y por la cantidad de daños y pérdidas humanas que provocaron en dichos países.

En cuanto a México, a lo largo de los años se han registrado sismos que han producido tsunamis en la costa del Pacífico mexicano. De acuerdo a los registros históricos, el tsunami más grande reportado en la zona de subducción de México ocurrió el del 28 de marzo de 1787 en la zona de Oaxaca. Se estima que el sismo tuvo una magnitud probable M_w 8.6 y generó mucha destrucción asociada al sismo como al tsunami (Suárez y Albin, 2009). Sin embargo, algunos otros sismos de menor magnitud al de 1787 han provocado tsunamis. El ejemplo más reciente de un tsunami devastador es el sismo de Jalisco del 22 de junio de 1932 (M_s 6.9) en Cuyutlán, Colima, el cuál fue una réplica del gran terremoto de Colima-Jalisco del 3 de Junio (M_w 8.2), que produjo un tsunami que causó entre 50 y 75 muertes y aproximadamente 1,200 heridos, por lo que se le considera un “*tsunami earthquake*” (Corona y Ramírez-Herrera, 2012; Okal et al., 2011).

De ocurrir un sismo de gran magnitud fuera de la costa del Pacífico mexicano, el posible tsunami provocaría olas que tocarían tierra entre 10 a 15 minutos después de ocurrido el sismo (Pérez-Campos et al, 2013). Por ello, resulta de gran importancia monitorear las deformaciones de la costa inducidas por grandes sismos en la zona de subducción para generar avisos de alerta a la población de forma efectiva y oportuna.

Capítulo 2: Red Sismogeodésica de Guerrero y Oaxaca

2.1 Introducción a la Red Sismogeodésica de Guerrero y Oaxaca

La Red Sismogeodésica de Guerrero y Oaxaca surge de la necesidad de monitorear la deformación que ocurre en la corteza a lo largo de las costas de Guerrero y Oaxaca antes, durante y después de un sismo, sabiendo que la mayoría de sismos ocurren dentro de esta zona. Esta red consiste de 20 estaciones sismogeodésicas con un espaciamiento promedio de 25 km a lo largo de las costas de Guerrero y Oaxaca, (fig. 3).

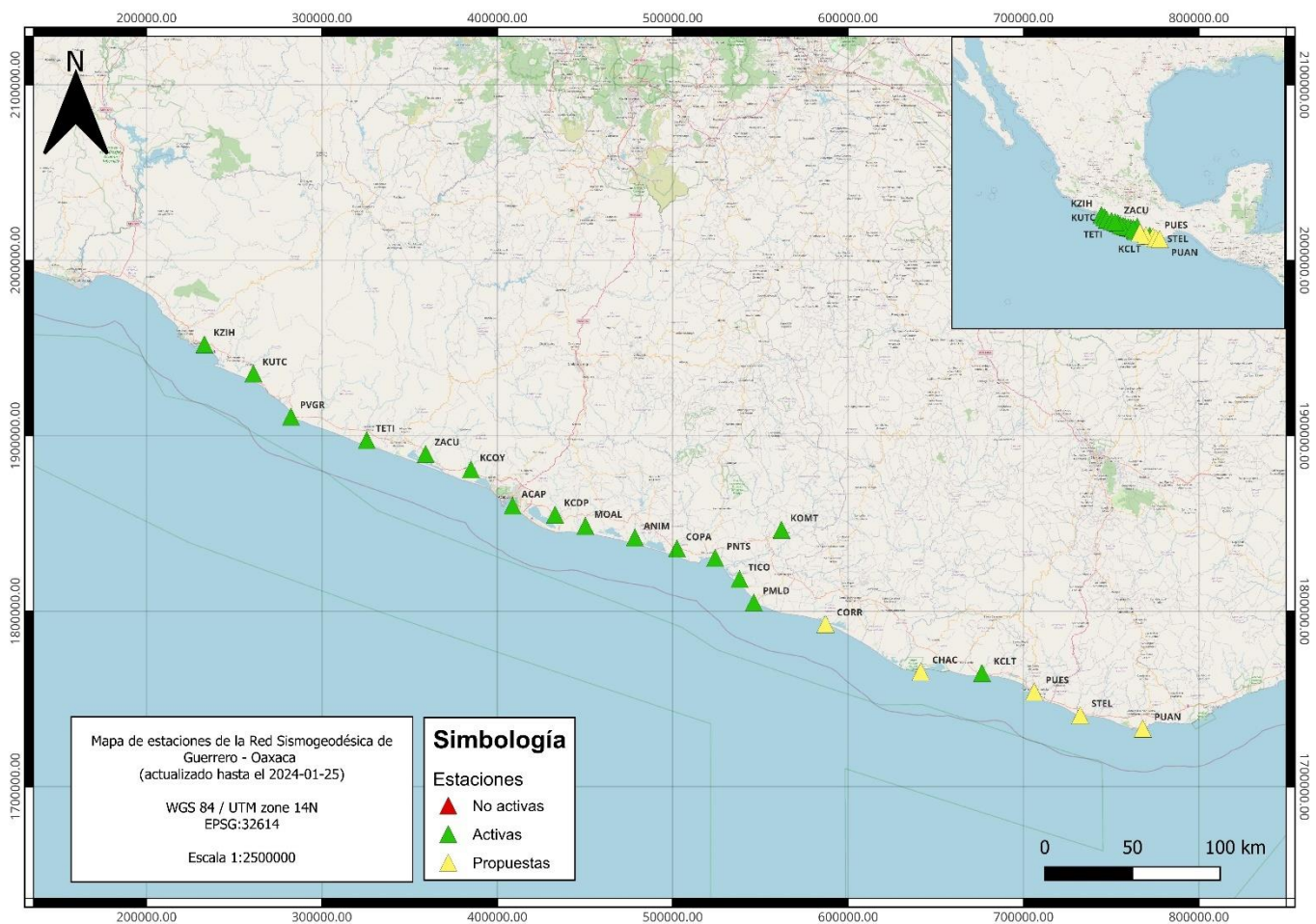


Figura 3: Mapa de la ubicación de las estaciones que conforman la Red Sismogeodésica de Guerrero y Oaxaca. Los triángulos verdes representan las estaciones que se encuentran en funcionamiento, mientras que los triángulos amarillos representan las estaciones propuestas o próximas a instalarse.

Cada una de las estaciones consiste en una antena GNSS y una antena de enlace satelital que están cubiertas con un domo. En una caseta adyacente se encuentra el equipo Trimble Kestrel y un gabinete que

contiene al controlador de energía solar y dos baterías para el almacenamiento de carga. En la tapa de esta caseta se ubica un panel solar que proporciona la energía suficiente para que el equipo no dependa de ningún tipo de energía externa (fig. 4).



Figura 4: Fotografía de la estación KUTC ubicada en Petatlán, Guerrero. En ella se muestra una columna que contiene la antena GNSS y el enlace satelital. De lado derecho se aprecia una caseta en donde se halla el Kestrel, las baterías y el controlador de energía solar, el cuál proviene de un panel solar ubicado en la tapa.

2.2 Información del equipo usado en campo

Los instrumentos sismogeodésicos de tipo *Kestrel SG160-09* (fig. 5) hacen mediciones de la aceleración del terreno y del desplazamiento del suelo en tiempo real y de manera simultánea. El sistema utiliza las correcciones denominadas *RTX* que son recibidas de forma continua por los instrumentos en el mismo canal en el que se reciben las señales de los satélites de posicionamiento de diversas constelaciones. Dichas correcciones, que son propiedad exclusiva de la empresa que fabrica los instrumentos *Kestrel*, corrigen errores en las mediciones debidas a variaciones en las órbitas de los satélites de GNSS, los cambios en las condiciones de la atmósfera alta y de la tropósfera.

El valor agregado de los instrumentos *Kestrel* es que las observaciones de desplazamiento del terreno son corregidas en tiempo real por un filtro de *Kalman*. Este filtro predictivo permite realizar correcciones de posición en tiempo real con ayuda de los datos de aceleración. Con base en los resultados aplicados por este filtro recursivo, las mediciones del movimiento del terreno medidas por el acelerógrafo corrigen las mediciones de deformación registradas por las estaciones GNSS de manera continua. Esta doble corrección, utilizando la contribución de la información *RTX* y los datos acelerográficos que usan el filtro de Kalman, permiten una precisión de ± 1 cm de forma continua y de manera automática, la cual lo hace bastante confiable para un monitoreo en tiempo real. Es importante recalcar que los datos son enviados en forma continua y en tiempo real a un centro de datos en el Instituto de Geofísica, utilizando un enlace en banda L del satélite MEXSAT. Es importante destacar que los modems de estos enlaces son compactos y de muy bajo consumo de energía.

Los datos técnicos del equipo usado para la Red Sismogeodésica son los siguientes:

1. Acelerómetro con receptor GNSS Trimble® Kestrel

Datos generales:

- Dimensiones: 18.8 x 19.5 x 29 cm
- Peso: 7 kg
- Protección IP67
- Material: Aluminio A380 y Alodina transparente con recubrimiento en polvo.
- Temperatura de operación: -20°C a 70°C

Acelerómetro

- Acelerómetro ANSS de equilibrio de fuerza
- Tasa de muestreo: 200 muestras por segundo
- Rango dinámico: <145 dB (DC a 2 Hz)
- Rango: -4 a 4g
- Frecuencia de respuesta: DC – 150 Hz de respuesta plana (+- 3 dB)
- Sensitividad: 2.5 V/g

Receptor GNSS

- Constelaciones: GPS, GLONASS, GALILEO (E1)
- Correcciones de posición: *Trimble CentrePoint RTX technology*
- Datos de salida de desplazamiento: 6 canales (X, Y, Z y errores Ex, Ey y Ez)
- Frecuencia de datos de salida de GNSS: 1 a 10 Hz

2. Antena *Trimble Zephyr 3 Geodetic*

- Compatible con diversos sistemas GNSS como *GPS, GLONASS, BeiDou, Galileo, QZSS y NavIC*
- Robusto rastreo de satélites a bajas altitudes
- Reducción de interferencias por *multipath*
- Dimensiones de 34.3 cm de diámetro y 9.3 cm de grosor
- Peso: 1.36 kg
- 100% a prueba de humedad
- Ganancia de 50 dB con ± 2 dB de diferencia.

3. Servidor central en el Instituto de Geofísica (Kestrel Uno)

- Procesador Intel *Xeon W-2145 @ 3.70 GHz*
- 32 GB de memoria RAM
- Sistema operativo *Windows 10 Pro for Workstations*
- Disco duro de 1.81 Tb.

4. Servidor alterno en el Instituto de Geofísica (Kestrel Dos)

- Procesador Intel Xeon E-2124G @ 3.40 GHz
- 16 GB de memoria RAM
- Sistema operativo *Windows 11 Pro*
- Disco duro de 930 Gb.



Figura 5: Dispositivo Trimble Kestrel (modificado de Trimble) a la izquierda y dispositivo Kestrel instalado en la estación KCOY en Coyuca de Benitez, Guerrero (derecha).

Capítulo 3: Metodología del análisis en tiempo real de los datos sismogeodésicos

El análisis en tiempo real de los datos sismogeodésicos consiste en dos partes:

- 1) La comparación de los datos que se obtienen solamente con las correcciones *RTX* y del filtrado de Kalman (en tiempo real) y los mismos datos post-procesados varias semanas después, que incluyen las correcciones ambientales (concentración de iones en la atmósfera, humedad, etc), y las estimaciones precisas de variaciones orbitales (posición orbital de satélites) con el fin de determinar la calidad y precisión de las observaciones de desplazamiento del terreno en tiempo real.
- 2) El monitoreo de la aceleración y desplazamiento, en tiempo real, para la posible detonación del algoritmo de la estimación de la magnitud y el área de ruptura.

Los resultados de la primera comparación usando promedios diarios de las observaciones obtenidas en tiempo real y con los datos post procesados ha servido para corroborar que es posible hacer análisis y estudios en tiempo real (fig. 6). Por ejemplo, con el fin de realizar alertamientos de sismos de gran magnitud (mayores a M_w 7.5) y tsunamis potenciales, es necesario realizar el análisis en tiempo real con el propósito de estimar el área de ruptura y la magnitud. La metodología para esto se explica a continuación.

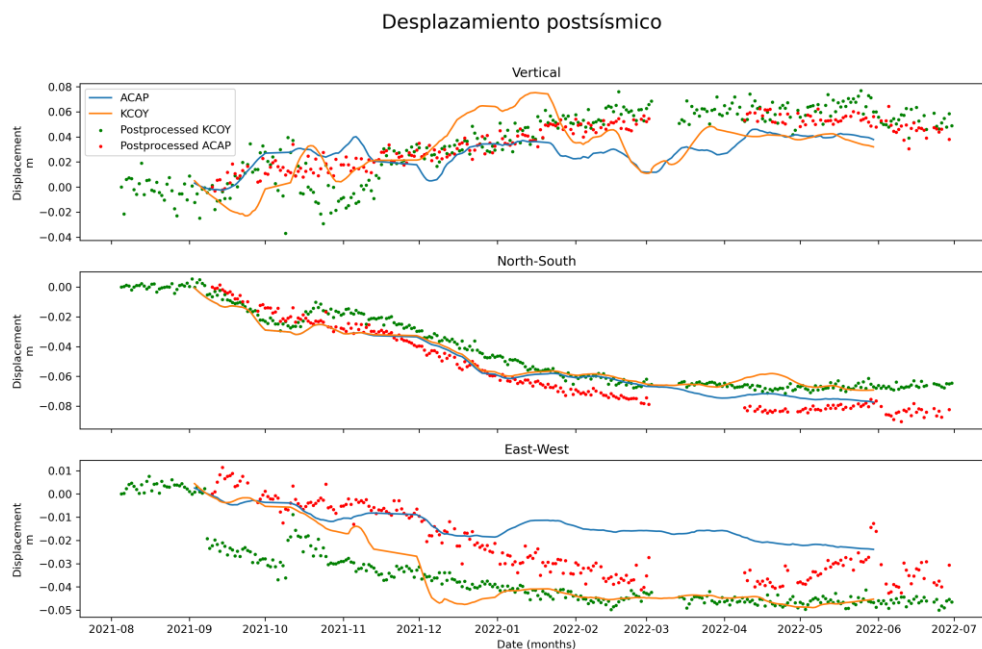


Figura 6: Gráfica de comparación del promedio diario de desplazamiento entre el método en tiempo real (líneas azul y naranja), y los datos postprocesados (puntos rojos y verdes) para las estaciones ACAP y KCOY (Acapulco y Coyuca, respectivamente) desde agosto del 2021 hasta junio del 2022.

Estimación de la magnitud

Para la estimación de la magnitud se tomó como referencia el artículo de Singh et al. (2012) con el siguiente proceso:

1. Estimación de la ubicación del borde de echado de la falla con ayuda de las observaciones de subsidencia o levantamiento en las estaciones

Los sismos en la zona de subducción generalmente muestran un mecanismo focal de tipo inverso o normal, lo que implica que la placa Cocos se desplaza por debajo de la placa de Norteamérica. Este movimiento entre las placas ocurre de manera súbita durante un sismo, provocando una deformación de la costa en la zona de ruptura del sismo; o también de manera lenta como se mencionó anteriormente.

Si observamos en tiempo real el comportamiento del desplazamiento vertical a lo largo de la costa en las estaciones de la Red Sismogeodésica, es posible mapear las zonas donde ocurrieron estas deformaciones. Con base en estas mediciones es posible determinar la proyección del borde inferior de echado de la falla tomando en cuenta el siguiente parámetro:

- Si la estación registra un desplazamiento vertical positivo, es decir, un levantamiento, la proyección, en superficie, del borde inferior del echado de falla se encuentra a más de 13 km tierra adentro
- Si la estación registra un desplazamiento vertical negativo, es decir, una subsidencia, la proyección, en superficie, del borde inferior del echado de falla se encuentra a no más de 13 km tierra adentro.

2. Estimación de la longitud (L) del área de ruptura

Para esta estimación es útil representar la geometría de la falla de acuerdo a la convención de Okada (1992) (fig. 6). Esta parametrización plantea que el eje X es paralelo a la trinchera, y va a lo largo de costa donde se encuentran las estaciones de la Red Sismogeodésica. El eje Y es perpendicular a la trinchera (fig. 7).

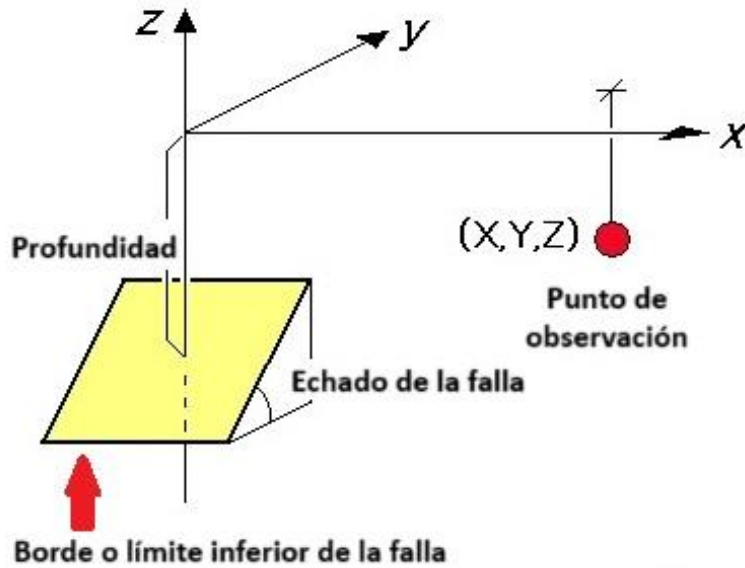


Figura 7: Geometría que plantea el modelo de Okada en donde se muestra el punto de observación en el que se obtendría el desplazamiento debido a la falla representada en el plano de color amarillo. Dicha falla tiene información de la profundidad y del dip (echado de la falla). (Modificado de Okada, 1992)

Considerando que el eje X está definido y los desplazamientos horizontales están corregidos, es necesario realizar una rotación de ejes que convierta de los ejes $N-S$ y $E-W$ a coordenadas X y Y (fig. 8), utilizando la siguiente matriz de rotación:

$$R = \begin{bmatrix} \cos\theta & \text{sen}\theta & 0 \\ -\text{sen}\theta & \cos\theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad \text{ec. 1}$$

donde Θ representa el ángulo de rotación.

Para hacer la rotación se multiplica la matriz de rotación R (ec. 1) por la matriz de componentes de desplazamiento, las cuales están definidas con el sistema de coordenadas original, en este caso $E-W$, $N-S$ y Z :

$$\begin{bmatrix} U_x \\ U_y \\ U_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta & \text{sen}\theta & 0 \\ -\text{sen}\theta & \cos\theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_{EW} \\ U_{NS} \\ U_Z \end{bmatrix} \quad \text{ec. 2}$$

Para la zona de estudio, el ángulo de rotación es de aproximadamente 160° en sentido antihorario. Esto indica un rumbo de la falla de 200° , como se puede apreciar en la figura 8.

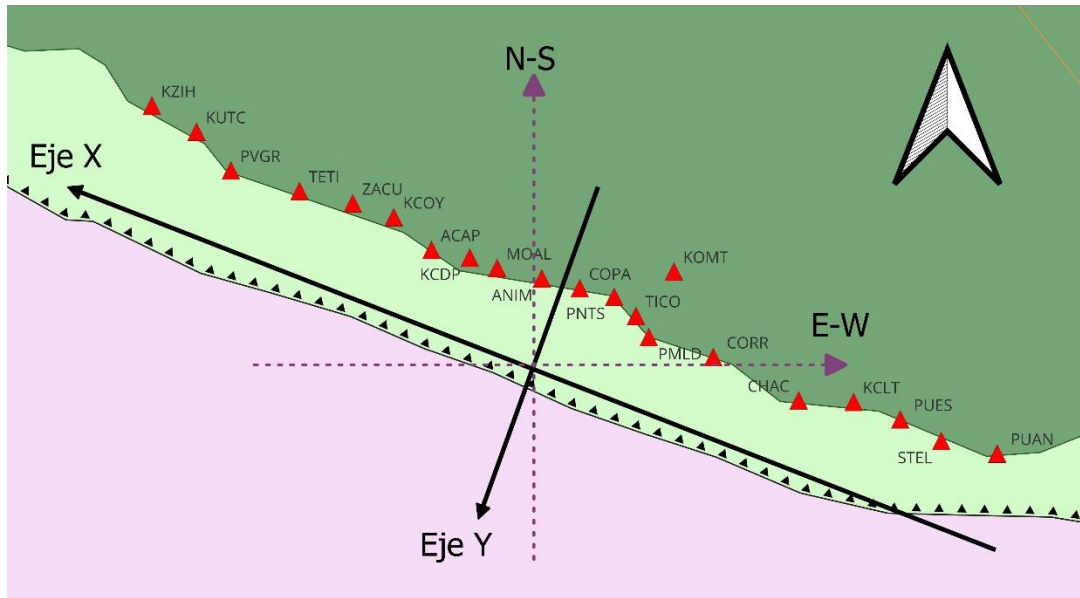


Figura 8: Mapa de las estaciones que componen la red Sismogeodésica. Las flechas discontinuas en color morado representan los ejes N-S y E-W, mientras que las flechas en color negro representan los ejes X y Y que se adecúan a la geometría que propone Okada. Cabe resaltar que el eje X es paralelo a la trinchera y el eje Y es perpendicular a la trinchera.

Finalmente, para estimar la longitud del área de ruptura se hace la siguiente suposición: el desplazamiento horizontal U_h , que es la suma de las componentes NS y EW del desplazamiento, es prácticamente igual al desplazamiento en la componente U_y , ya que comparativamente la componente U_x es muy pequeña (Singh et al., 2012). De esta forma se obtiene la longitud del área de ruptura al tomar en cuenta las estaciones donde el desplazamiento U_y sea mayor al 20% del desplazamiento horizontal máximo observado durante el sismo, es decir:

$$U_y \geq 0.2 (U_{y_{m\acute{a}x}}) = (U_y)_{20}$$

Vale la pena destacar que se hicieron pruebas utilizando otro parámetro considerando que las estaciones que muestran desplazamientos iguales o mayores al valor promedio del desplazamiento horizontal observado en todas las estaciones, es el tomado en cuenta para la estimación de L . Esto es:

$$U_y \geq \overline{U_{y_{obs}}}$$

Sin embargo, esto no cambió significativamente la estimación de la L aunque, en el caso de una prueba, la estimación fue más aproximada a la real, y se explicará en el capítulo de pruebas del algoritmo.

Al tener estaciones relativamente dispersas a lo largo de la zona de estudio, una manera de poder estimar L de manera más confiable es realizando una interpolación lineal, en donde se estima el punto en donde se cumple el parámetro del desplazamiento entre la última estación que sí cumple con el criterio explicado anteriormente y la siguiente estación que no la cumple. Por ejemplo tenemos la figura 9, en donde las estaciones ACAP, KCOY y KCDP cumplieron con el parámetro de desplazamiento, mientras que las estaciones ZACU y MOAL no lo cumplieron, por lo que se hace la interpolación para definir en qué punto se cumple el parámetro.

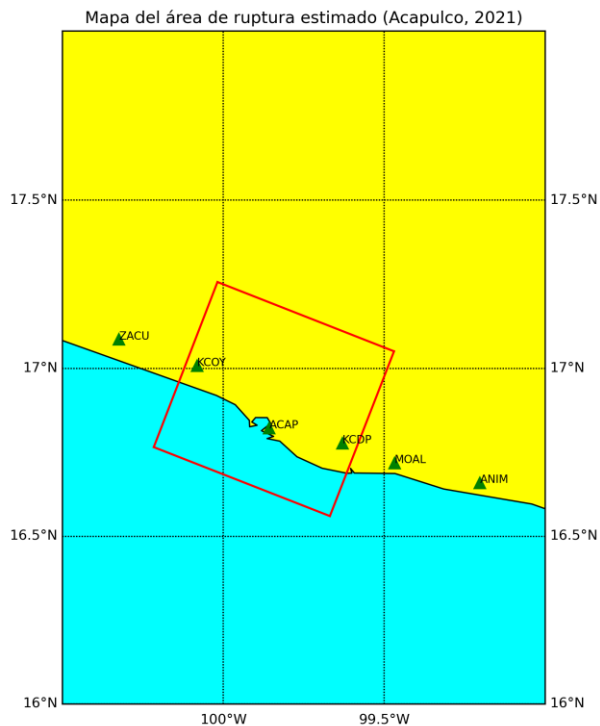


Figura 9: Mapa del área de ruptura estimado para el sismo $M7$ de Acapulco del 2021. En este mapa se aprecia que las aristas que definen la longitud del área de ruptura no coinciden con las estaciones, sino que están desplazadas por varios kilómetros. Esto es debido a que se realizó una interpolación lineal para estimar L de manera más exacta.

3. Estimación del ancho del área de ruptura (W)

Varios estudios han comprobado que el ancho sismogénico (W_s) en la zona de subducción en México es de 80 km para la mayoría de sismos mayores de M_w 7.5 (e.g., Singh et al, 1985; Singh y Mortera, 1991; Pacheco y Singh, 2010)¹. Por lo tanto, y tomando en cuenta lo propuesto por Singh et al. (2012), el criterio para determinar W queda de la siguiente manera:

- Si $L \geq 80$ km entonces $W = W_s = 80$ km
- Si $L < 80$ km entonces $W = L$

Finalmente, ya obtenidos L y W se procede a calcular el área de ruptura.

4. Cálculo del promedio del desplazamiento horizontal a lo largo de la longitud del área de ruptura ($\langle U_y \rangle$)

Para este caso, se calcula el promedio del desplazamiento horizontal de aquellas estaciones que fueron seleccionadas anteriormente para la estimación del área de ruptura y que se encuentren dentro de la proyección, en superficie, del borde inferior del echado de falla. Este cálculo permitirá obtener el deslizamiento promedio dentro de la falla.

¹ Este valor no siempre se va a cumplir con todos los sismos mayores a M_w 7.5, pero es una buena aproximación para obtener una estimación rápida del área de ruptura.

5. Estimación del deslizamiento uniforme (D)

Para la estimación del deslizamiento, que se asume como uniforme a lo largo del área de ruptura, se utilizan las ecuaciones de desplazamiento de Okada (1992) que permiten estimar el desplazamiento en las coordenadas X, Y y Z a partir de una fuente rectangular. Como en este caso queremos obtener el deslizamiento, se realiza una inversión de datos de desplazamiento con los parámetros iniciales mostrados en la Tabla 1 mediante el método de Recristalización Simulada.

Matemáticamente hablando, la inversión de datos consiste en la estimación de un modelo de falla, a partir de un conjunto de datos, expresados como:

$$U = Gd \quad \text{ec. 3}$$

Donde U representa el desplazamiento observado, G el modelo de Okada para una fuente rectangular finita enterrada en un semiespacio, y d el deslizamiento estimado. Cabe destacar que, para este método, el deslizamiento estimado es el que tiene el componente en la dirección del echado de la falla (Dip-Slip). Dicho de otra manera, suponemos un ángulo de deslizamiento (*rake*) de 90° , por lo que no existe deslizamientos laterales de la falla (Strike-Slip), ni extensionales. De esta manera, la formulación de Okada se expresa como:

$$\begin{pmatrix} U_x \\ U_y \\ U_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & \frac{\alpha q}{2R} - \frac{q}{R} + \frac{1-\alpha}{\alpha} I_3 \sin(\delta) \cos(\delta) (1-\alpha) \frac{\cos\delta}{R} - qY_{11} \sin\delta - \alpha \frac{cq}{R^3} & 0 \\ 0 & \frac{\theta}{2} + \frac{\alpha}{2} \eta q X_{11} - \eta q X_{11} - \theta - \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{\xi}{R+d} \sin(\delta) \cos(\delta) (1-\alpha) \tilde{y} X_{11} - \alpha \tilde{c} \eta q X_{32} & 0 \\ 0 & \frac{\theta}{2} + \frac{\alpha}{2} \eta q X_{11} - \eta q X_{11} - \theta - \frac{1-\alpha}{\alpha} \frac{\xi}{R+d} \sin(\delta) \cos(\delta) (1-\alpha) \tilde{y} X_{11} - \alpha \tilde{c} \eta q X_{32} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} d_{ss} \\ d_{ds} \\ d_t \end{pmatrix} \quad \text{ec. 4}$$

En donde U_x , U_y y U_z representan los desplazamientos observados en las estaciones, el interior de la matriz G se encuentran las ecuaciones de Okada que permiten obtener el desplazamiento en un punto de observación debido a una falla rectangular finita únicamente para la componente Dip-Slip; d_{ss} , d_{ds} y d_t representan los deslizamientos sobre la falla en los componentes Strike-Slip, Dip-Slip y Tensil respectivamente.

Con esto, una solución trivial, que consiste en una solución donde las tres componentes de deslizamiento son iguales a cero, no daría a lugar. Sin embargo, normalmente cuando ocurren sismos no solo se da un solo tipo de deslizamiento, pero en el caso de este trabajo sólo se ocupará la componente Dip-Slip, asumiendo totalmente que d_{ss} y d_t son igual a cero.

El método de Recristalización Simulada (Simulated Annealing) permite obtener el mínimo global de una función, y se basa en el proceso de recristalización de un mineral. Dicho proceso consiste en el calentamiento de un mineral con el fin de desorganizar todas sus partículas y después se somete a un enfriamiento lento para que cada una de estas partículas se reacomoden en una estructura de baja energía (Sen y Stoffa, 2013). Usando esta analogía, los datos que tenemos a priori serán las partículas desorganizadas, el enfriamiento serían el número de iteraciones y los ciclos de perturbación de los valores estimados, y el mineral recristalizado es, básicamente, el mínimo global de la función. Se decidió ocupar este método para impedir que se llegue a un mínimo local (algo que ocurre con otro tipo de métodos). A pesar de que se necesita una gran cantidad de iteraciones y ciclos de perturbación, con el poder computacional usado en este trabajo no es un impedimento para obtener una solución rápida.

Un dato importante para calcular el deslizamiento a partir de la inversión es estimar un valor inicial que nos permita llegar más rápidamente al modelo final. Esto se hace a partir de la estimación de una magnitud de momento preliminar basada en la siguiente relación (Hanks et al. 2002; Hanks et al. 2014):

$$M_w = \log(A) + 4.0 \quad \text{ec. 5}$$

donde A representa el área de ruptura en km². Sabiendo que la magnitud de momento, M_w , es función del logaritmo del área de ruptura, podemos obtener el momento sísmico, en N-m, a partir de la ecuación 6 (Kanamori and Anderson, 1975):

$$\log M_o = 1.5M_w + 9.1 \quad \text{ec. 6}$$

Con estas variables se determina el deslizamiento que servirá como valor inicial para proceder con la inversión gracias a la ecuación 7, derivada de Kanamori (1975):

$$D = \frac{M_o}{\mu LW} \quad \text{ec. 7}$$

donde D es el deslizamiento promedio (en metros), M_o el momento sísmico (en N-m), μ el módulo de cizalla o cortante (que propone Singh et al. (2012) con un valor de 5×10^4 MPa), y L y W son la longitud y el ancho del área de ruptura, en metros, respectivamente.

Tabla 1: Parámetros iniciales de la inversión para estimar el deslizamiento.

Parámetros iniciales para la inversión	
Posición en el eje X	0 [km]
Posición en el eje Y	(-13 a 13 [km]) <i>Dependiendo de la posición de la proyección del echado de falla.</i>
Posición en el eje Z	0 [km]
Profundidad (del hipocentro) *	15 [km]
C (profundidad máxima del borde del echado de falla) *	25 [km]
Dip *	15°
AL1 (Longitud inicial)	0 [km]
AL2 (Longitud final)	L / 2 [km]
AW1 (Ancho inicial)	0
AW2 (Ancho final)	W [km]
DISL1 (deslizamiento en componente Strike-Slip)	0 [cm]
DISL2 (deslizamiento en componente Dip-Slip)	Deslizamiento inicial [cm]
DISL3 (deslizamiento en componente Tensil)	0 [cm]
Desplazamiento en X	0 [cm]
Desplazamiento en Y	Promedio de U_y de las estaciones seleccionadas [cm]
Desplazamiento en Z	Promedio de U_z dentro de las estaciones seleccionadas [cm]
Número de iteraciones	1000000
Número de ciclos	8
Tolerancia	10%

* Estos datos provienen de varios estudios de sismos mayores de M_w 7.5 en la zona de subducción de México. En caso de ocupar este algoritmo en otra zona es importante conocer estos datos a priori. Es importante resaltar que no todos los sismos de magnitud M_w 7.5 o mayores siguen este tipo de comportamiento, pero es una herramienta útil hacer este tipo de simplificaciones para realizar una estimación lo más rápido posible.

6. Estimación del momento sísmico y magnitud de momento sísmico

Teniendo los parámetros L o longitud del área de ruptura, W o ancho del área de ruptura y D o deslizamiento promedio, se puede estimar el momento sísmico del evento registrado a partir de la ecuación 8 (Kanamori & Anderson, 1975):

$$M_o = D\mu LW \quad \text{ec. 8}$$

Finalmente, la magnitud de momento estimado se calcula mediante la ecuación 9 (Kanamori & Anderson, 1975):

$$M_w = \frac{2}{3} [\log(M_o) - 9.1] \quad \text{ec. 9}$$

Capítulo 4: Diseño de un Algoritmo para la Generación de Avisos y Alertas

El algoritmo principal, llamado `Tsu_Alert`, fue programado en lenguaje Python y tiene como función el generar un aviso de tsunami en caso de la ocurrencia de un evento sísmico importante (con una magnitud igual o mayor a M_w 7.5) en la zona cubierta por la red sismogeodésica, incluyendo la Brecha de Guerrero. Se logra determinar el área de ruptura y la magnitud de momento en un tiempo menor a cinco minutos. El algoritmo consiste en una serie de módulos (fig. 10), los cuales permiten mantener un programa principal ordenado y bien estructurado y facilitará a futuros usuarios su uso y modificación.

Es importante mencionar que hay dos tipos de módulos: los primarios (o principales) que son los esenciales para poder realizar la estimación del área de ruptura y de la magnitud; mientras que los módulos secundarios son aquellas rutinas no esenciales para las estimaciones, pero que son de gran ayuda para generar boletines, mapas o cálculos para definir la geometría de las estaciones.

La razón por la que se decidió realizar el algoritmo en Python es debido a que este lenguaje de programación es uno de los más usados en la actualidad, permite usarse en la mayoría de equipos computacionales por lo que es portable y no requiere de alguna licencia para su uso. Además, cuenta con el respaldo de una gran cantidad de programadores que constantemente le dan mantenimiento a las librerías que se usan en este lenguaje.

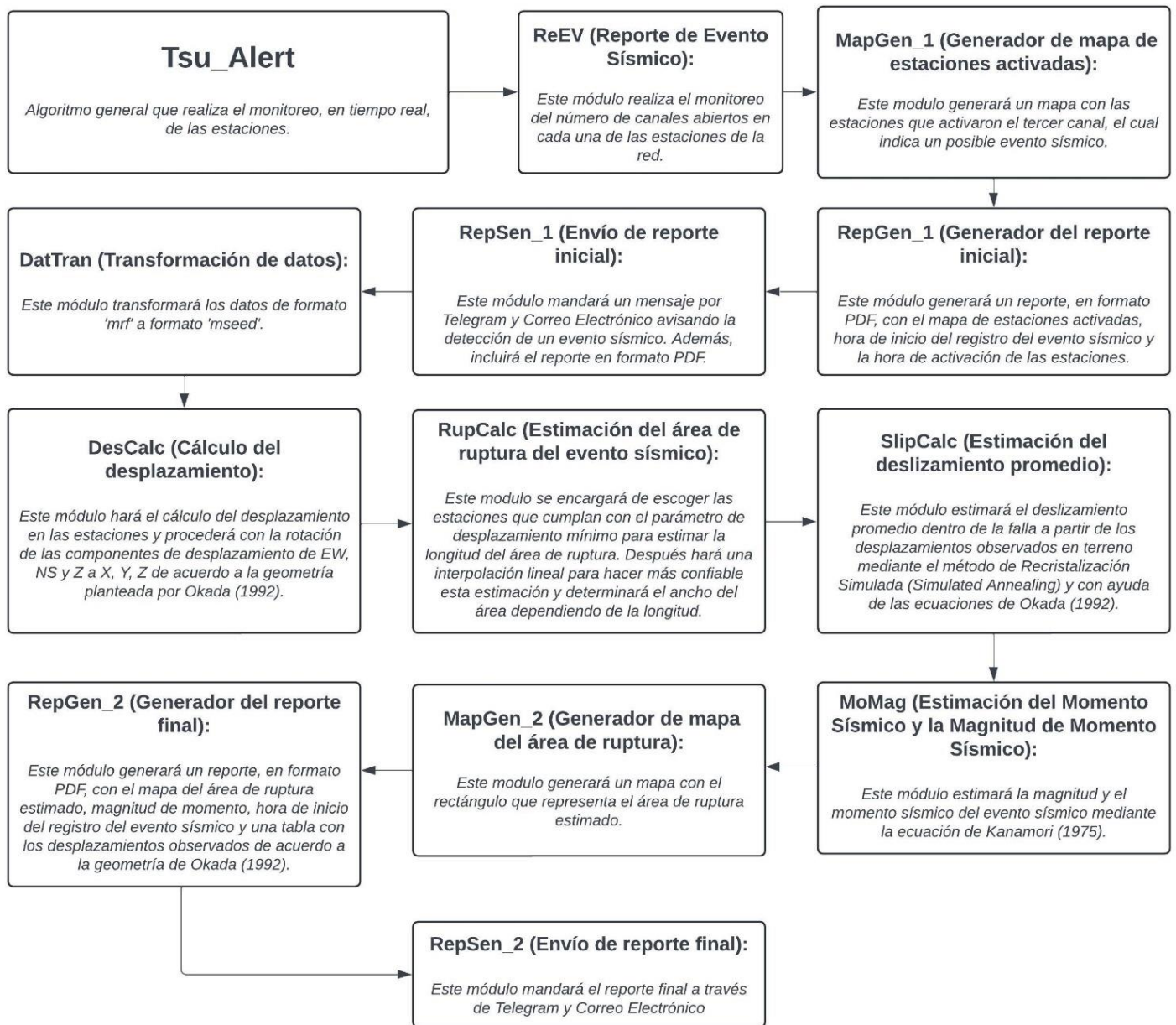


Figura 10: Diagrama que representa todos los procesos que involucra el algoritmo Tsu_Alert.

4.1 Módulos principales del algoritmo

ReEV (Reporte de Evento Sísmico)

Este módulo hace una revisión, en tiempo real, de cada uno de los directorios que los instrumentos generan automáticamente de forma continua. Dichos directorios contienen los archivos de formas de onda en formato MRF² para aceleración del suelo y desplazamiento. La activación del tercer canal³ en alguna estación indica que se ha superado un cierto umbral de aceleración del suelo en la zona en donde se ubica dicha estación⁴. En este momento, se revisan las tres estaciones contiguas a la primera. Si se activan dos estaciones más, sabremos que habrá ocurrido un evento sísmico y el programa ejecuta los módulos *MapGen* y *RepSen* para la generación de un mapa de estaciones activadas (fig. 11). Con base en esto, el programa hace su primer envío por correo electrónico y Telegram con un aviso de ocurrencia de sismo (fig. 12).

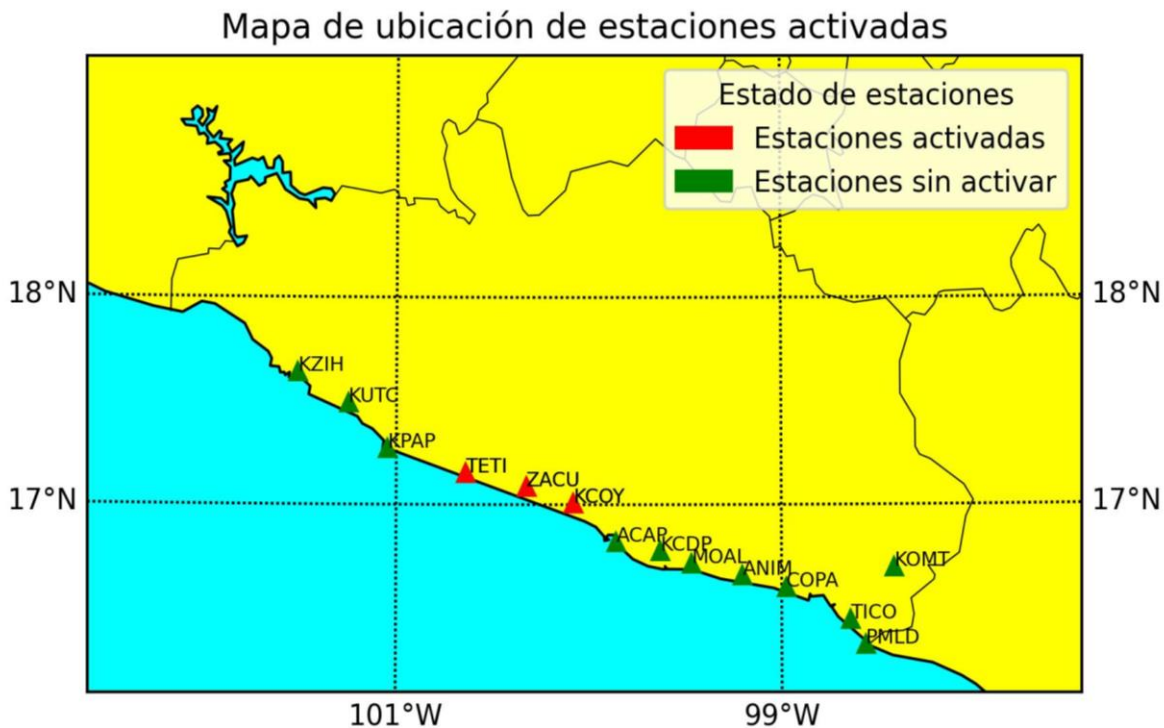


Figura 11: Mapa generado por el módulo *MapGen* que muestra las estaciones activadas en el caso hipotético de un sismo cerca de la estación ZACU en Zacualpan, Guerrero.

² El MRF es un formato de datos propio de Reftek.

³ El tercer canal es aquel que el aparato Kestrel genera automáticamente cuando se supera el umbral de aceleración.

⁴ El umbral de aceleración actualmente se ha establecido en 30 gal, pero está sujeto a prueba debido a que aún no es posible determinar una aceleración adecuada que permita evitar falsas alarmas (en el caso de sismos pequeños que registren aceleraciones bajas). Como dato curioso, un microsismo en la Ciudad de México ha provocado el valor de aceleración más alta en los datos registrados.

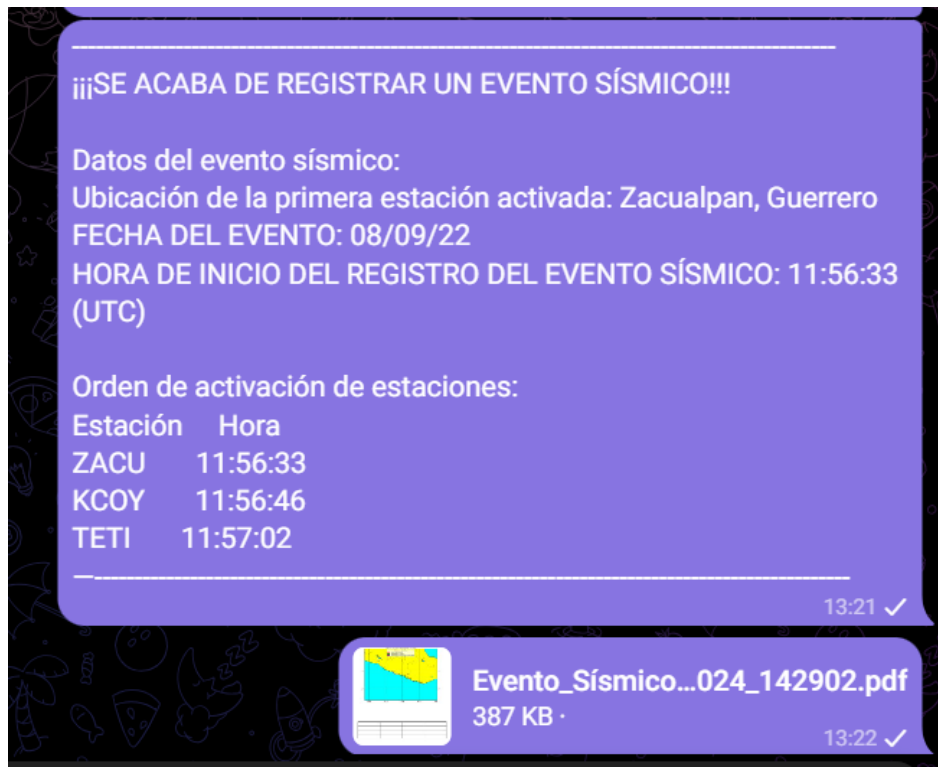


Figura 12: Captura de pantalla de Telegram del mensaje de prueba que mandaría el módulo RepSen en caso de un evento sísmico.

Cabe resaltar que la hora de inicio del registro del evento sísmico representa el tiempo en el que se activó la primera estación en hora UTC.

DatTran (Transformación de Datos)

Este módulo extrae el registro de desplazamiento de los últimos 4 minutos para todas las estaciones y los transforma del formato *'mrf'*, el formato original de las estaciones sismogeodésicas, a un formato miniSeed, *'mseed'* con ayuda del programa "MRF2MSD" que provee Reftek.

DesCalc (Cálculo de Desplazamientos)

Este módulo realiza la corrección de los datos de desplazamiento, que consiste en la remoción de la media y tendencia, la corrección de línea base y la multiplicación por un factor de escala⁵ para pasar los datos de número de cuentas a metros. Dichos datos, sin las correcciones, tienen unidades en cuentas. Una vez teniendo los desplazamientos corregidos, el módulo procede a encontrar el valor máximo absoluto del desplazamiento estático vertical, N-S y E-W para realizar la rotación al sistema de coordenadas definido por Okada (1992), en donde el eje X es paralelo a la trinchera y el eje Y es perpendicular a ésta.

RupCalc (Cálculo del área de ruptura)

Este módulo se encarga de obtener las dimensiones del área de ruptura del evento sísmico siguiendo los siguientes pasos:

1. Extrae los valores de U_y de cada estación y busca el valor máximo
2. Calcula $(U_y)_{20}$ a partir del valor máximo
3. Revisa cada una de las estaciones y, si el desplazamiento $U_y > (U_y)_{20}$, se almacena el dato de la ubicación de la estación para estimar la longitud.

SlipCalc (Cálculo del deslizamiento)

Este módulo se encarga de estimar el deslizamiento que ocurrió en la zona de ruptura a partir de las ecuaciones de deformación interna de Okada (1992), con ayuda del método de inversión de Recristalización Simulada y usando la subrutina DC3D creada por Y. Okada con el lenguaje Fortran. Para hacer que la subrutina corriera en Python, fue necesario realizar un *wrap*⁶ mediante la función *f2py*⁷.

MagCalc (Cálculo del Momento Sísmico y la Magnitud de Momento)

Este módulo estima el momento sísmico y la magnitud de momento del evento a partir de las ecuaciones 8 y 9.

⁵ Este factor es de 1×10^{-4} m/cuentas

⁶ Un *wrap* es una función que permite la conexión entre algoritmos de Fortran y Python en el que las subrutinas del primero se puedan ejecutar en el último. Básicamente genera un signature file (archivo que sirven como traducción entre instrucciones de Fortran a Python), los lee, compila el código y crea un módulo en el que se puede ejecutar la subrutina (Numpy Developers, 2024).

⁷ Para usar ésta función es necesario instalar MinGW, que es un conjunto de compiladores que permiten ejecutar programas en diversos lenguajes como Fortran, C, etc, en Windows.

4.2 Módulos secundarios del algoritmo

StaDist (Distancia entre estaciones)

Este módulo determina las distancias entre estaciones para generar un archivo en formato '.csv'. Dicho archivo permite aplicar la restricción de activación de la alerta que consiste en analizar la activación de tres estaciones cercanas a la primera estación activada.

StaPro (Proyección de coordenadas de estaciones a recta aproximada)

Este módulo realiza la aproximación de la posición de cada una de las estaciones a una recta que es paralela a la línea de trinchera para facilitar los cálculos de la longitud del área de ruptura.

MapGen_1 y MapGen_2 (Generación de Mapas)

Este módulo genera el mapa de las estaciones activadas en caso de que se detone la alerta y, más tarde, genera el mapa del área de ruptura del evento sísmico.

RepGen_1 y RepGen_2 (Generación de Reportes)

Este módulo genera dos reportes en PDF del evento sísmico: el primero sólo menciona las estaciones activadas (fig. 13), mientras que el segundo módulo muestra los datos de desplazamiento estáticos máximos y el mapa del área de ruptura (fig. 14).

REPORTE DE EVENTO SÍSMICO - 08/09/2021



Información del evento sísmico

Fecha y hora de inicio de registro del evento sísmico (UTC): 08/09/2021 - 01:47:48

Poblado donde se encuentra la primera estación activada: Acapulco

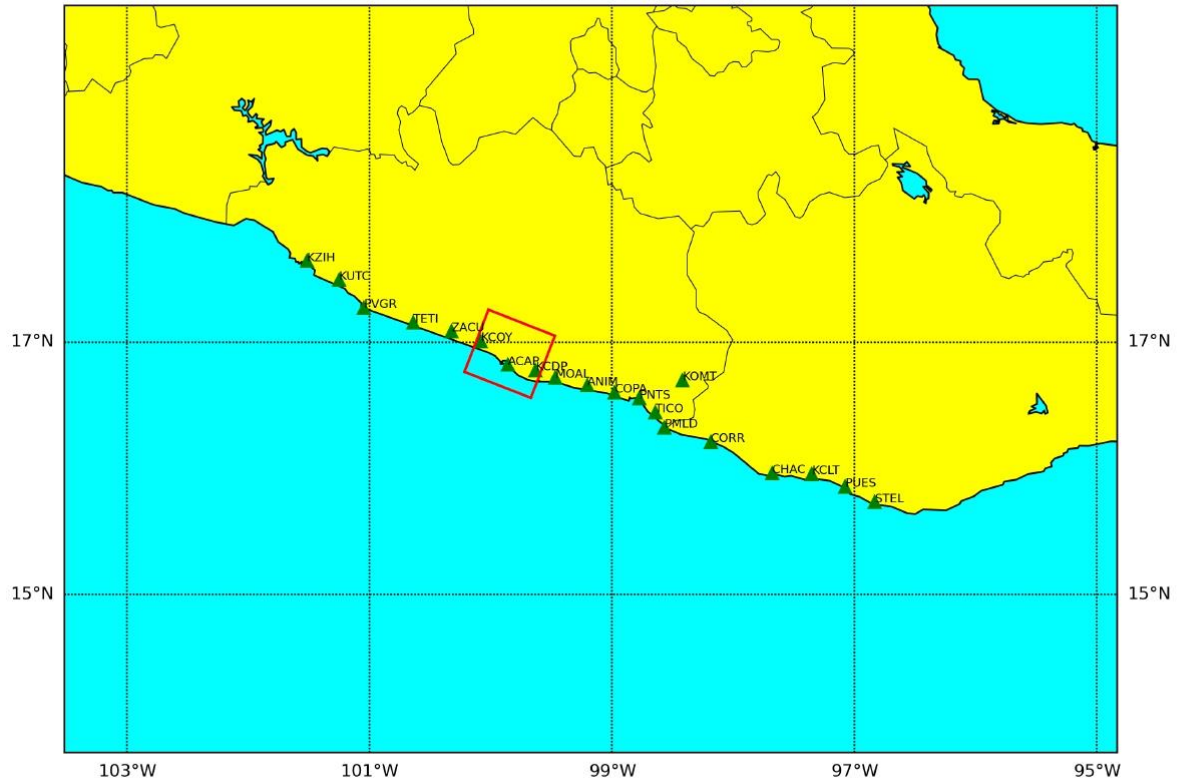
Tabla de hora de activación de estaciones

Estación	Poblado	Hora de llegada UTC	Hora de llegada (local)
ACAP	Acapulco	01:47:48	20:47:48
KCOY	Coyuca	01:47:52	20:47:52
KCDP	Cerro de Piedra	01:48:01	20:48:01

Figura 13: Ejemplo del primer reporte de evento sísmico.

REPORTE FINAL DE EVENTO SÍSMICO - 08 / 09 / 2021

Mapa del área de ruptura estimado (Acapulco, 2021)



Información del evento sísmico

Hora de inicio de registro del evento sísmico: 01:47:48 (UTC)

Poblado donde se encuentra la primera estación activada: Acapulco, Guerrero

Magnitud estimada: 7.21

Area de ruptura: 62.62 [km] x 62.62 [km]

Tabla de desplazamientos observados

Estación	Poblado	Hora de llegada UTC	Desplazamiento en componente Y [cm]	Desplazamiento en componente Z [cm]
ACAP	Acapulco	01:47:48	-5.63	30.87
KCOY	Coyuca	01:47:52	-0.40	4.17
KCDP	Cerro de Piedra	01:48:01	0.37	4.68
ZACU	Zacualpan	01:48:20	-3.18	0.37

Figura 14: Ejemplo del segundo boletín del evento sísmico. Aquí ya se incluye la información de la magnitud estimada, desplazamientos observados y el área de ruptura.

RepSen (Envío de Reportes)

Este módulo realiza el envío de dos avisos a través de Telegram y por correo electrónico:

1. Ocurrencia del evento sísmico: Cuando se detone la alerta, se enviará un aviso con el primer boletín (figura 13).
2. Datos finales del evento sísmico: Después de la estimación de parámetros, se enviará un segundo mensaje con el boletín final del evento sísmico (figura 14).

Es importante resaltar que el envío de estos reportes está limitado, por el momento, para los participantes en el desarrollo del proyecto. Los mensajes se envían en formato de texto (en el caso de los avisos de ocurrencia de evento sísmico) y en formato PDF (en el caso de los boletines).

Capítulo 5: Pruebas del algoritmo

El programa se probó con distintos terremotos de gran magnitud, donde hay disponibilidad de datos de desplazamiento. Los datos, proporcionados por Sergio Barrientos del Servicio Sismológico de Chile, se encuentran en formato “.mseed”, con una tasa de muestreo de 1 mps y con el dato de ganancia, diferente al factor usado en la Red Sismogeodésica, para poder realizar la conversión de número de cuentas a unidades de desplazamiento⁸ (cm en este caso), en donde se tiene que multiplicar el desplazamiento por la ganancia. Cabe destacar que, para todas las pruebas, el módulo de cizalla se definió de 3.3×10^4 MPa.

5.1 Caso 1: Terremoto de Tohoku, Japón del 2011

El terremoto de Tohoku, Japón del 2011 ocurrió el 11 de marzo de dicho año a las 14:47 (hora local). Tuvo una magnitud de momento M_w 9.1, un epicentro ubicado al este de la costa de la prefectura de Miyagi y un hipocentro de 29 km de profundidad. Además, este es el sismo más grande que ha ocurrido en Japón desde que se tiene registro instrumental (Motosaka, 2012).

La mayor cantidad de daños materiales y muertes de este desastre se debieron al posterior tsunami, que en algunos lugares alcanzó hasta 20 m de altura, y afectó la costa oriental de la isla de Honshu. A pesar de que la central nuclear de Fukushima-Daiichi no sufrió daños estructurales, el tsunami provocó una de las mayores crisis nucleares de la historia reciente y una pérdida económica de alrededor de 300 mil millones de dólares, debido al daño causado por el tsunami a las bombas de enfriamiento del reactor (Ritsema, 2012).

Los datos disponibles provienen de 700 estaciones con las componentes NS, EW y Z. De esta enorme cantidad de estaciones solo se ocuparon 168 que se ubican cerca del epicentro del sismo para evitar que la estimación fuera lenta. Los resultados de la inversión utilizando el método descrito aquí se resumen en la Tabla 2 y se muestran, junto con una comparación con la estimación de Ammon et al. (2011), en la figura 15. La comparación entre los resultados del momento sísmico, longitud y ancho del área de ruptura, y deslizamiento uniforme de la falla obtenidos por el método de inversión descrito aquí y los publicados por el USGS, muestran una subestimación del 4.17% en cuanto a la magnitud de momento, 13.75% en cuanto a la longitud del área de ruptura, 33.33% para el ancho del área de ruptura y 82.98% en cuanto al deslizamiento uniforme.

⁸ La ganancia es de 10000 cuentas/cm para todos los ejemplos menos en el caso del sismo de Acapulco.

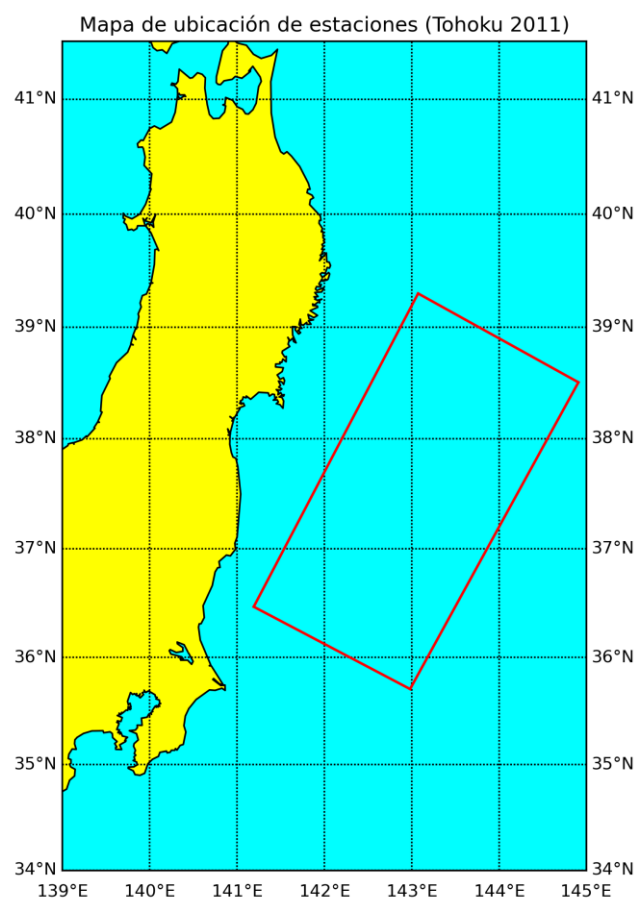
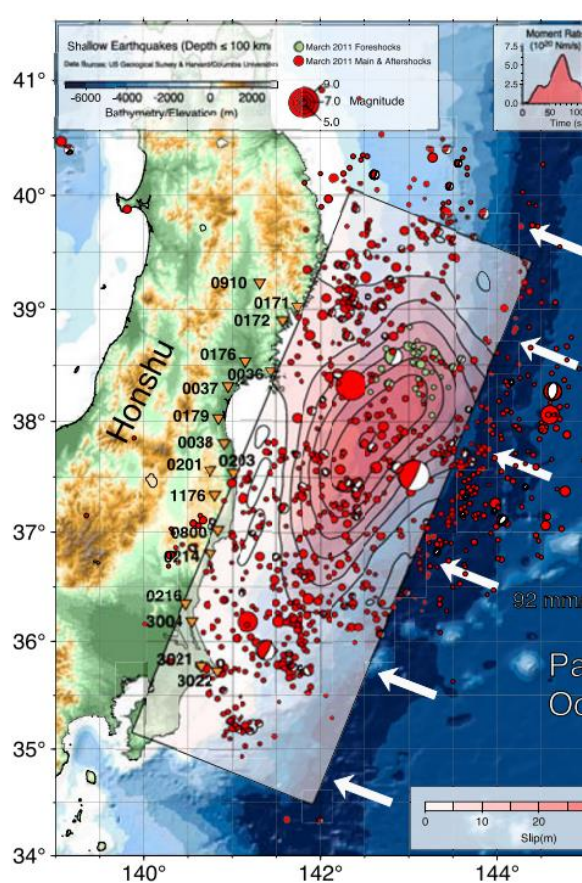


Figura 15: A la izquierda se aprecia un mapa con el epicentro del terremoto de Tohoku del 2011 junto con sus réplicas, el contorno del modelo de ruptura y un rectángulo que representa el área de ruptura de este sismo (modificado de Ammon et al, 2011); y a la derecha el área de ruptura estimado a través de Tsu_Alert. Se puede apreciar que la longitud estimada mediante Tsu_Alert es más corta a comparación que lo reportado por Ammon et al. (2011).

Consideramos que los resultados obtenidos son aceptables, tomando en cuenta que el sismo ocurrió lejos de la costa, en la zona cercana a la trinchera. Todas las estaciones geodésicas utilizadas para calcular desplazamientos están sobre el continente, a varios cientos de kilómetros de la zona de ruptura.

Tabla 2: Parámetros estimados a través de TSU_ALERT para el sismo de Tohoku, Japón, del 2011

Nombre del parámetro	GlobalCMT, USGS e investigaciones posteriores	Parámetros estimados
Magnitud de Momento	9.1	8.72
Momento sísmico	5.3×10^{22} N-m	1.62×10^{22} N-m
Deslizamiento de la falla	2676.77 cm	457.98 cm
Longitud del Área de ruptura	400 km*	345 km
Ancho del Área de ruptura	150 km*	200 km**

* Algunas fuentes debaten si fue un área de ruptura de entre 300 a 500 km de largo y 150 a 200 km de ancho. En este caso se utilizó la información del USGS y GlobalCMT.

** El ancho sísmogénico de la trinchera de Japón es de 200 km (Singh et al., 2012).

5.2 Caso 2: Terremoto de Maule, Chile del 2010

El terremoto de Maule, Chile, ocurrió el 27 de febrero del 2010 a las 3:34 AM (hora local). Tuvo una magnitud de momento M_w 8.8, con epicentro en la costa centro-sur de Chile y generó daños importantes en la región de la ciudad de Maule. El sismo provocó la muerte de más de 500 personas y causó daños estimados en 30 mil millones de dólares (De La Liera, 2015). Un poco más de 100 de las personas fallecidas se debieron al tsunami que arribó a las costas casi una hora después de ocurrido el sismo.

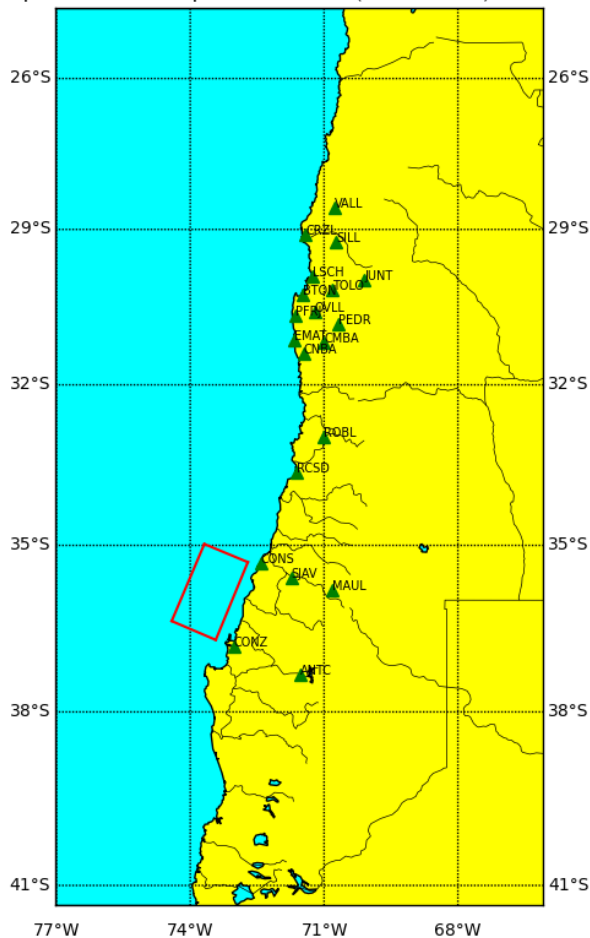
Las estaciones utilizadas en esta prueba se muestran en la figura 16 y los resultados obtenidos con el método de inversión se muestran en la Tabla 3. Para este caso se realizaron dos pruebas:

Método 1) Consistió en la obtención del área de ruptura y magnitud de momento a partir de la selección de estaciones que registraron desplazamientos mayores al 20% del desplazamiento máximo observado, el cual arrojó como resultado una magnitud de M_w 8.6 con una longitud de área de ruptura de 169.46 km

Método 2) Consistió en la misma obtención del área de ruptura mediante la selección de las estaciones con un desplazamiento horizontal mayor al promedio de los desplazamientos observados en las estaciones, arrojando como resultado una magnitud de momento M_w 8.7 con una longitud de área de 354 km.

La longitud de la falla obtenida en la inversión, para el primer caso, es aproximadamente 66.1% menor a la reportada por el USGS (*fig. 16*), mientras que la segunda es 25% menor a la definida por el USGS (y en investigaciones posteriores como el de Hicks et al, 2014) (*fig. 17*). Sin embargo, el ancho de la ruptura estimado por la inversión es mayor al calculado por el USGS. En resumen, los resultados obtenidos por la inversión, en el segundo caso, podrían haber emitido una alerta de tsunami en tiempo real, basado en parámetros que son confiables y muy similares a los obtenidos *a posteriori* por el USGS y en otras investigaciones (tabla 3).

Mapa de área de ruptura estimado (Maule 2010) - Método 1



Mapa de área de ruptura estimado (Maule 2010) - Método 2

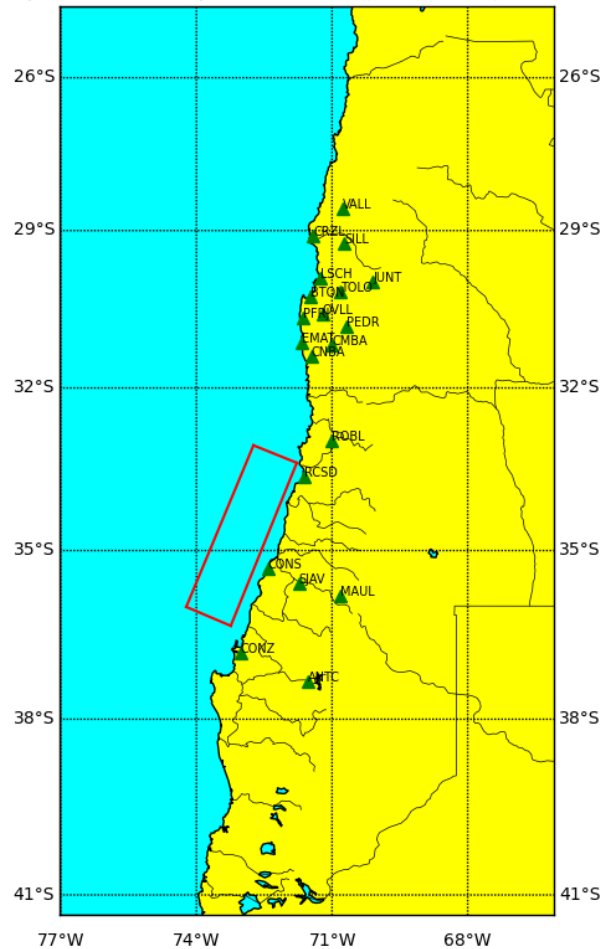


Figura 16: Mapa de ubicación de estaciones (triángulos de color verde) con datos de desplazamiento y el área de ruptura estimada para el sismo de Maule, Chile, del 2010. En el mapa de la izquierda se muestra el área de ruptura estimado para el método 1 que consistió en tomar en cuenta las estaciones que superaron el umbral del 20% del desplazamiento horizontal máximo observado, mientras que en el mapa de la derecha se muestra el área, usando el método 2, tomando en cuenta las estaciones que superaron el umbral del valor promedio de desplazamiento horizontal observado. Es notoria la diferencia de longitud estimada entre ambos métodos: en el método 1 la longitud fue menor que en el método 2.

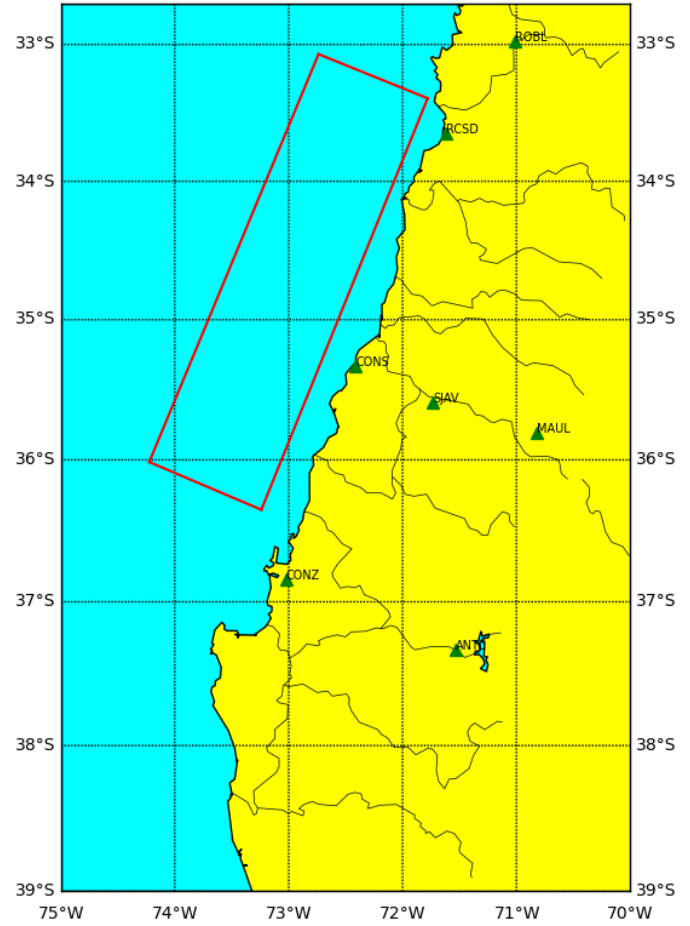
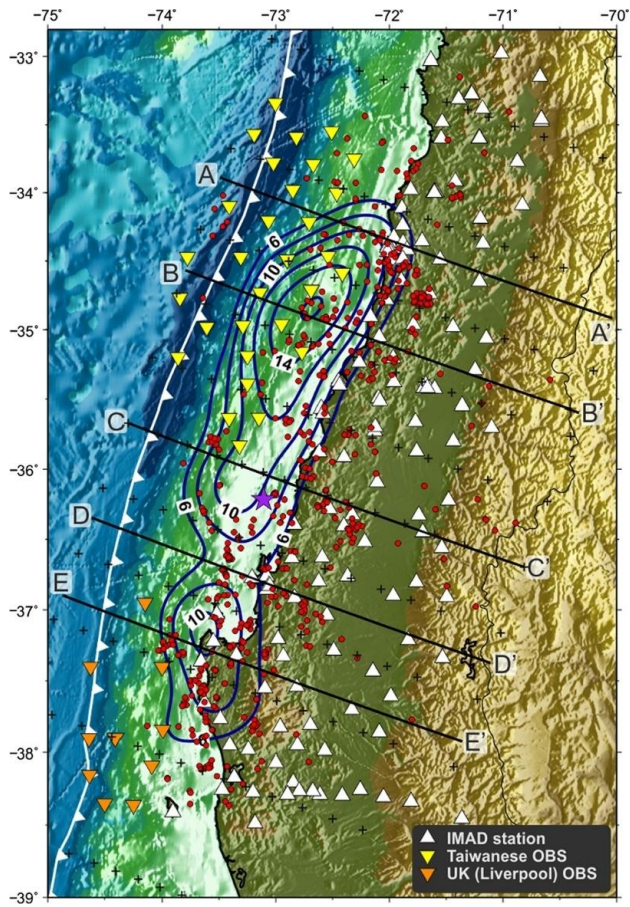


Figura 17: A la izquierda se muestra un mapa del área de ruptura estimado obtenido mediante la inversión de velocidades sísmicas (modificado de Hicks et al., 2014); a la derecha se muestra el área de ruptura estimado mediante Tsu_Alert con el método 2 que implica tomar en cuenta las estaciones que hayan superado el umbral del promedio de desplazamiento observado durante el sismo. El área de ruptura estimado con TSU_ALERT se ubica más al norte a comparación del estimado por Hicks et al. (2013).

Tabla 3: Parámetros estimados a través de TSU_ALERT para el sismo de Maule, Chile, del 2010

Nombre del parámetro	USGS, GlobalCMT e investigaciones posteriores	Parámetros estimados (Caso 1)	Parámetros estimados (Caso 2)
Magnitud de Momento	8.8	8.6	8.7
Momento sísmico	1.86×10^{22} N-m	1.04×10^{22} N-m	1.39×10^{22} N-m
Deslizamiento de la falla	1127.27 cm	879.74 cm	563.29 cm
Longitud del Área de ruptura	500 km*	169.45 km	354.60 km
Ancho del Área de ruptura	100 km	140 km	140 km**

* De acuerdo con el USGS, la longitud del área de ruptura podría ser de entre 400 a 500 km

** El ancho sismogénico en la trinchera de Chile es de alrededor de 140 km (Singh et al., 2012).

5.3 Caso 3: Terremoto de Illapel, Chile del 2015

El terremoto de Illapel, Chile del 2015 ocurrió el 16 de septiembre del 2015 a las 19:54 (hora local) con una magnitud de momento M_w 8.3 y epicentro a 50 km al oeste de la ciudad de Illapel y a 250 km al norte de Santiago de Chile. Dicho terremoto generó un tsunami de entre 4 y 6 metros de altura a lo largo de 200 km de la costa chilena cerca del área de ruptura (Herman, 2015; Satale y Heidarzadeh, 2017; Heidarzadeh, 2016; Aranguíz et al., 2016).

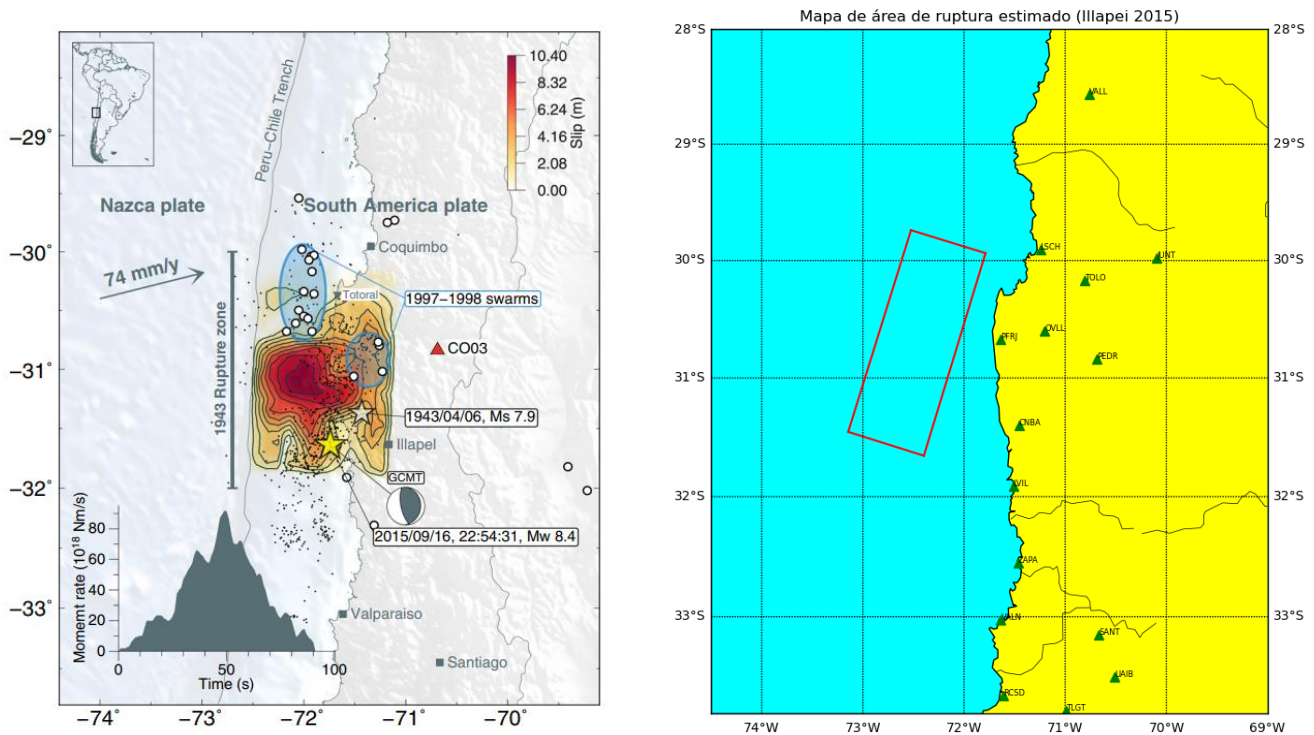


Figura 18: A la izquierda se muestra la distribución del deslizamiento del sismo de Illapel del 2015, las estrellas amarilla y blanca representan los epicentros de los sismos del 2015 y 1943, respectivamente (modificado de Okuwaki et al. 2016). A la derecha se muestra el área de ruptura estimado con *Tsu_Alert*. Se aprecia una similitud entre ambas áreas de ruptura, aunque en el caso de Okuwaki et al. (2016) ésta es más cuadrada que la obtenida con *Tsu_Alert*.

Se ocuparon los datos de 26 estaciones de GNSS para este caso. Los resultados obtenidos de las características de la zona de ruptura son muy similares a los publicados por el USGS y con el estudio que realizó Okuwaki et al. (2016) (fig. 18). La magnitud reportada es prácticamente igual a la calculada por el método de inversión (véase la tabla 4). Al igual que en el caso del sismo de Maule, la longitud de la ruptura obtenida por la inversión es mayor que la determinada por el USGS, con un error del 13.28%.

De forma similar a lo observado en los sismos de Tohoku y Maule, los resultados de la inversión muestran que, en su momento, el método desarrollado aquí habría podido determinar la magnitud del sismo en tiempo real y la probable generación de un tsunami algunos minutos después de ocurrido el sismo.

Tabla 4: Parámetros estimados a través de TSU_ALERT para el sismo de Illapel, Chile, del 2015

Nombre del parámetro	USGS, GlobalCMT e investigaciones posteriores	Parámetros estimados
Magnitud de Momento	8.3	8.34
Momento sísmico	3.23×10^{21} N-m	4.07×10^{21} N-m
Deslizamiento de la falla	425.56 cm	292.07 cm
Longitud del Área de ruptura	230 km	199.45 km
Ancho del Área de ruptura	100 km	140 km

5.4 Caso 4: Terremoto de Acapulco, Guerrero del 2021

El terremoto de Acapulco, Guerrero del 2021 ocurrió el 8 de septiembre a las 01:47 UTC con una magnitud de momento M_w 7.0 y una profundidad hipocentral de 20 km (USGS, 2021). Debido a su cercanía, Acapulco registró daños estructurales en edificios y viviendas del puerto, además de la muerte de una persona en Coyuca (Patiño, 2021). Lamentablemente, este sismo ocurrió en la etapa inicial de la instalación de la Red Sismogeodésica. Por ello, la deformación de la costa fue registrada únicamente por las estaciones de Coyuca (KCOY) y Acapulco (ACAP) (*fig. 19 y 20, respectivamente*).

Se realizó una prueba usando cuatro de las estaciones disponibles en ese momento: ZACU, KCOY, ACAP, KCDP y MOAL (Zacualpan, Coyuca, Acapulco, Cerro de Piedra Y Monte Alto, respectivamente) debido a que, al determinar la longitud del área de ruptura, era necesario tener dos estaciones en los extremos para realizar la interpolación lineal. En caso de no haber hecho esto, el área de ruptura se hubiera visto restringido a un cuadrado que abarca la estación ACAP y KCOY. Gracias a esto, la estimación de la magnitud de momento fue de M_w 7.21 y un área de ruptura con $L = W = 62.62$ km (*fig. 21*).

En el caso de la magnitud, ésta fue sobreestimada con un 3% a comparación de lo reportado por el USGS y GlobalCMT.

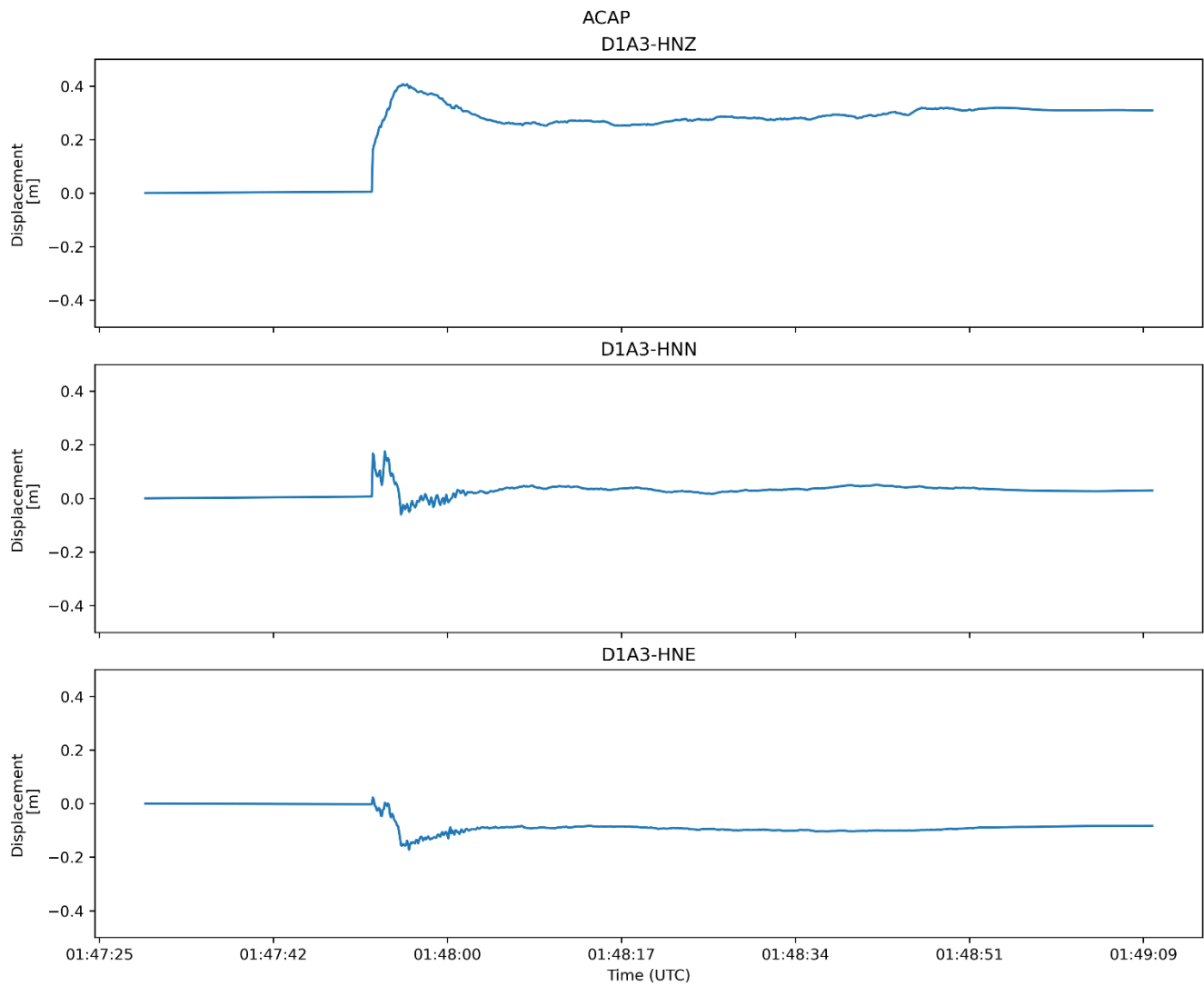


Figura 19: Gráfica del desplazamiento observado en la estación ACAP ubicada en Acapulco. Se aprecia que el desplazamiento en la componente vertical es de ~30 cm. Además, es notorio un impulso tipo Delta de Dirac al inicio del sismo, el cual podría deberse a un error en la corrección RTX de datos que originalmente tenían los aparatos Kestrel.

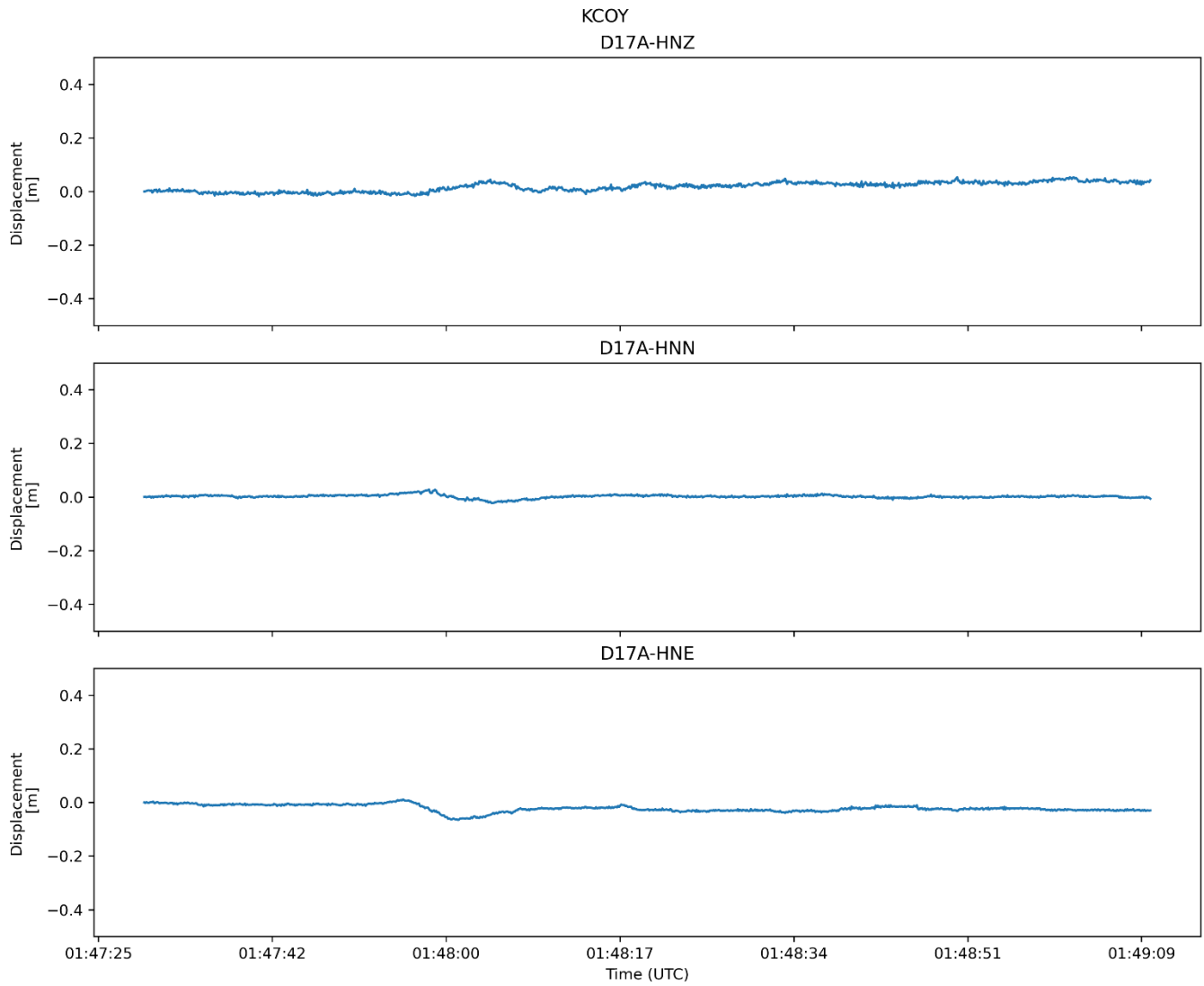


Figura 20: Gráfica del desplazamiento observado en la estación KCOY ubicado en Coyuca. Se aprecia que el desplazamiento fue mucho menor al registrado en Acapulco. El desplazamiento vertical observado en este caso fue de 4.6 cm.

Mapa del área de ruptura estimado (Acapulco, 2021)

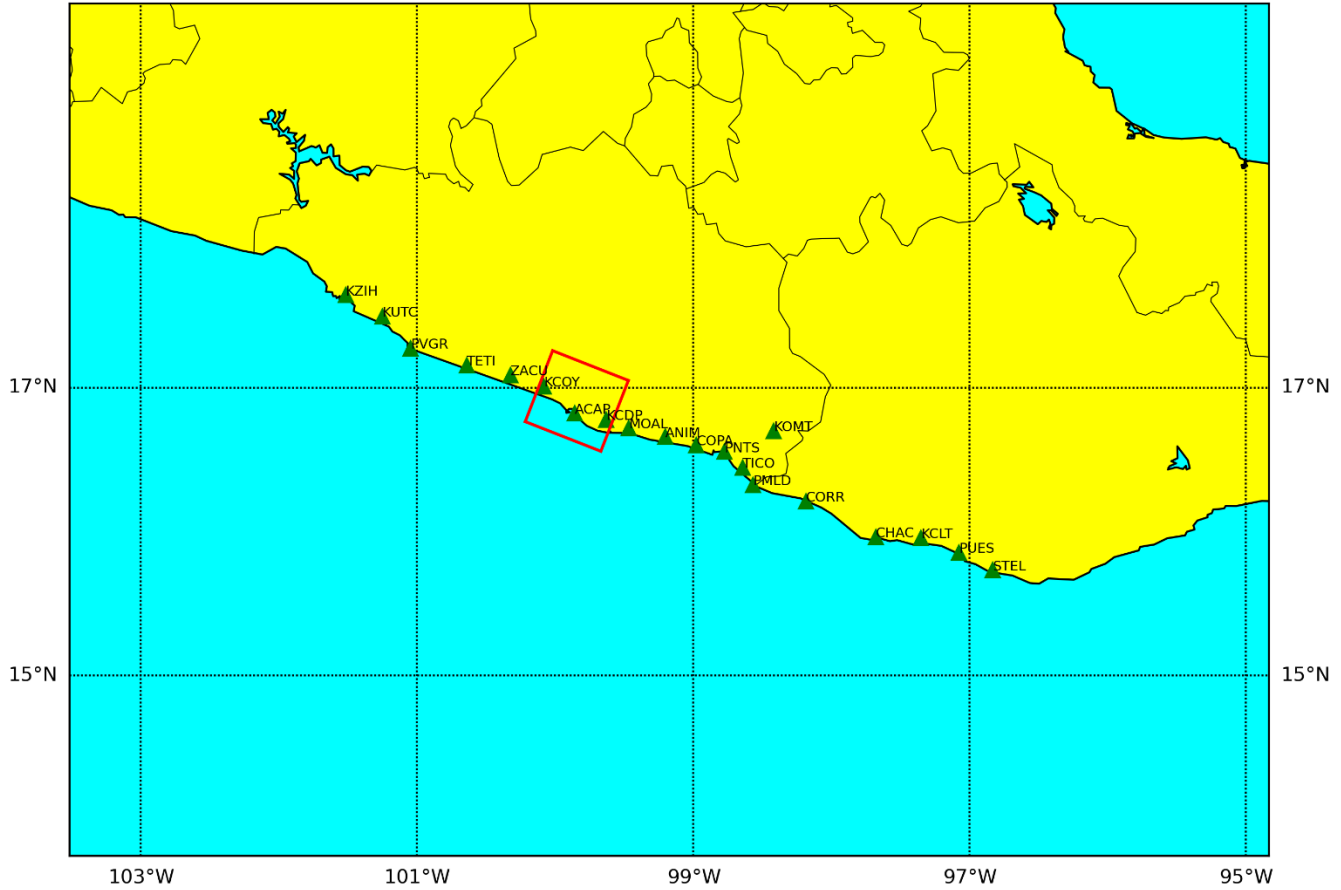


Figura 21: Mapa del área de ruptura estimado para el sismo de Acapulco del 2021 mediante *Tsu_Alert*.

Tabla 5: Parámetros estimados a través de *TSU_ALERT* para el sismo de Acapulco, Guerrero, del 2021.

Nombre del parámetro	USGS, GlobalCMT e investigaciones posteriores	Parámetros estimados
Magnitud de Momento	7.0	7.21
Momento sísmico	3.5×10^{19} N-m	8.38×10^{19} N-m
Deslizamiento de la falla	132.57 cm	42.75 cm
Longitud del Área de ruptura	40 km	62.62 km
Ancho del Área de ruptura	20 km	62.62 km

Capítulo 6: Discusión de resultados

De acuerdo a lo descrito en el capítulo anterior, las pruebas que se realizaron, usando datos de varios sismos, de la metodología presentada aquí arrojan valores de magnitud muy cercanas a las reportadas por el USGS y el GlobalCMT, como en los casos de los sismos de Maule e Illapel. Cabe resaltar que, en el caso de Maule, el área se aproximó de mejor manera al propuesto por Hicks et al. (2014) usando como parámetro del promedio del desplazamiento horizontal observado. Esto podría ser debido a que, en ese entonces, no había una buena cobertura de estaciones GNSS causando una selección más pequeña de estaciones, pero no implica que sea el parámetro más adecuado debido a que podría verse influenciado por todos los valores de desplazamiento observados en todas las estaciones. Cabe destacar que este parámetro también se aplicó en las demás pruebas y no hubo un cambio significativo en la estimación de parámetros de la fuente sísmica.

Sin embargo, para el caso del sismo de Tohoku del 2011, es claro que la magnitud fue subestimada por el método, al igual que otros parámetros de la fuente. Como se mencionó anteriormente, esta variación entre los parámetros estimados por la inversión y los datos del USGS se deben probablemente a la lejanía de la zona de ruptura con la zona en la que se encuentran desplegadas las estaciones de GNSS, que es de alrededor de 100 km de distancia, presentando una geometría poco adecuada para este tipo de análisis.

Aunado a esto, las variaciones con los resultados obtenidos por la metodología propuesta por Singh (2012) son grandes con los reportados por las pruebas de TSU_ALERT (Tabla 6), en donde se muestra que para los casos del sismo de Tohoku y Maule, las magnitudes son muy similares, pero el momento sísmico es muy diferente. Quizás esto sea debido a la diferencia de metodología en el cálculo del desplazamiento estático. Además, hay una variación en la posición del área de ruptura en los mapas debido, en mayor medida, a una diferente aproximación a una recta para las estaciones

El funcionamiento en tiempo real del programa TSU_ALERT hubiese servido para estimar la magnitud de momento sin necesidad de esperar el resultado basado en datos telesísmicos, y podría haber hecho un alertamiento oportuno del peligro de tsunami. Es importante señalar que el tiempo aproximado que tardó el proceso desarrollado en este trabajo fue de, aproximadamente, tres minutos para cada una de las pruebas.

Tabla 6: Tabla de comparación de parámetros de fuente sísmica.

Sismo	Metodología								USGS, GlobalCMT y estudios posteriores			
	Singh, et al. (2012)				TSU_ALERT							
	Mo [N-m]	Mw	L [km]	W [km]	Mo [N-m]	Mw	L [km]	W [km]	Mo [N-m]	Mw	L [km]	W [km]
Maule 2010 (Método 1)	3.86 x 10 ²²	8.9	545	140	1.04 x 10 ²²	8.6	169.5	140	1.86 x 10 ²²	8.8	500	100
Maule 2010 (Método 2)					1.39 x 10 ²²	8.7	354.6	140				
Tohoku 2011	2.11 x 10 ²²	8.82	373	200	1.52 x 10 ²²	8.72	345	200	5.3 x 10 ²²	9.1	400	150
Illapel 2015	N/A	N/A	N/A	N/A	4.07 x 10 ²¹	8.34	199.5	140	3.23 x 10 ²¹	8.3	230	100
Acapulco 2021	N/A	N/A	N/A	N/A	8.38 x 10 ¹⁹	7.21	62.62	62.62	3.5 x 10 ¹⁹	7.0	40	20

Lamentablemente, el único sismo de magnitud de momento mayor a 7 que ha ocurrido en la zona donde está instalada la red sismogeodésica tuvo lugar cuando apenas se iniciaba la instalación de los instrumentos, por lo que la magnitud se sobreestimó ligeramente. Aunado a esto, el espaciamiento entre las estaciones no es óptimo para estimar el área de ruptura y la magnitud de sismos $M_w \geq 7.0$. Para este caso, se propone un espaciamiento de 15 km.

También es importante destacar que, de acuerdo con Singh et al. (2012), este tipo de métodos para la estimación rápida de parámetros de fuente sísmica está pensado para sismos mayores de M_w 7.5, y con ayuda de una buena cobertura de estaciones sismogeodésicas, de alrededor de 120 estaciones distribuidas a lo largo de dos arreglos paralelos a la trinchera, para tener una estimación de parámetros más cercana a la real (Pérez-Campos et al. 2013).

Conclusiones y recomendaciones

El método presentado en los anteriores capítulos demuestra ser una herramienta útil y confiable para la estimación de los parámetros de fuente sísmica en caso de sismos de subducción con magnitudes mayores a M_w 7.5 en el menor tiempo posible, en la zona cubierta por las estaciones sismogeodésicas. Los mejores ejemplos son los sismos de Illapel (2015) y Maule (2010) en Chile, los cuales presentaron estimaciones muy cercanas a las reportadas por el USGS, GlobalCMT y otras investigaciones. Cabe destacar que en el caso de fuentes alejadas de la ubicación de las estaciones también se tiene una buena aproximación, aunque desgraciadamente suele subestimar la magnitud debido a que este método depende, fundamentalmente, del desplazamiento estático cosísmico observado en el suelo.

Una de las recomendaciones más importantes es la instalación de las estaciones sismogeodésicas a distancias equidistantes y, además, tratar de ubicarlas lo más cercano posible a la costa. Esto debido a que los desplazamientos estáticos serán más notorios y útiles, en comparación con estaciones que se encuentren más alejadas de la costa. Además, también es recomendable aumentar la cantidad de estaciones para tener una mejor cobertura dentro de la zona de estudio que, en este caso, es la costa de Guerrero y Oaxaca. De ser posible, se recomienda ampliar la zona de cobertura que abarque desde Jalisco hasta Oaxaca debido a que también al noroeste de la zona de estudio han ocurrido sismos de gran impacto en la sociedad.

Como perspectiva a futuro, este método puede usarse para apoyar en la alerta de tsunamis en la zona de subducción de México. El método logra una estimación, en menos de cinco minutos, del área de ruptura del sismo y, con esta información, se podría realizar una estimación de las posibles zonas afectadas en el caso de tsunami con el fin de tomar medidas preventivas para salvaguardar a las poblaciones más vulnerables.

Referencias

- Ammon, C. J., Lay, T., Kanamori, H., & Cleveland, M. (2011). *A rupture model of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake*. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 693–696. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.015>
- Aránguiz, R., González, G., González, J., Catalán, P. A., Cienfuegos, R., Yagi, Y., ... Rojas, C. (2015). *The 16 September 2015 Chile Tsunami from the Post-Tsunami Survey and Numerical Modeling Perspectives*. *Pure and Applied Geophysics*, 173(2), 333–348. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1225-4>
- Atwater, T. (1970). *Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western North America*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 3513-3536. *Geological Society of America Bulletin.* 81. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[3513:IOPTFT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[3513:IOPTFT]2.0.CO;2)
- Celebi, M., Sahakian, V., Melgar, D. & Quintanar, L. (2018) *The 19 September 2017 M 7.1 Puebla-Morelos Earthquake: Spectral Ratios Confirm Mexico City Zoning*. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 20. No. 20. <https://doi.org/10.1785/0120180100>
- Córdoba-Montiel, F., et al. (2018) *Estimation of ground motion in Xalapa, Veracruz, Mexico during the 1920 (M~6.4) crustal earthquake, and some significant intraslab earthquakes of the last century*. *Geofísica Internacional*. 57(2), 89-106. Recuperado el 20 de febrero de 2024 , de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0016-71692018000200089&ing=es&ting=en
- Corona, N. & Ramírez-Herrera, M. T. (2012) *Mapping and historical reconstruction of the great Mexican 22 June 1932 tsunami*. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. 12 pp. 1337-1352. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-1337-2012>
- de la Llera, J., Mitrani-Reiser, J., Rivera, F., Fortunato, C., Jünemann, R., Poulos, A. & Vásquez G., J. (2015). *The 2010 Chile Earthquake: A five-year reflection*. *Proceedings of the Tenth Pacific Conference on Earthquake Engineering*. Consultado en: https://www.researchgate.net/publication/312898227_The_2010_Chile_Earthquake_A_five-year_reflection
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). *Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions*. *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2191–2194. <https://doi.org/10.1029/94gl02118>
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). *Geologically current plate motions*. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2009.04491.x>
- Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H. Woodhouse. (1981) *Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity*, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>

- Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski. (2012) *The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes*, Phys. Earth Planet. Inter., 200-201, 1-9.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- Ferrari, L. (2000). *Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. México. V. 53. N. 1., pp. 84-92.
<http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a5>
- Ferrari, L., et al. (2012). *The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone*. Tectonophysics. 522-523. 122-149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Flores T., H. Camacho. (1922). *Terremoto Mexicano del 3 de enero de 1920*, Boletín 38, Instituto Geológico Mexicano. <http://bcct.unam.mx/bogeolpdf/geo38/geo381.pdf>
- Goto, H. & Morikawa, H. (2012) *Ground motion characteristics during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake*. Soils and Foundations. Vol. 52. Issue 5. Pp. 769-779.
<https://doi.org/10.1016/j.sandf.2012.11.002>
- Hanks, T. C. (2002). *A Bilinear Source-Scaling Model for M-log A Observations of Continental Earthquakes*. Bulletin of the Seismological Society of America, 92(5), 1841–1846. <https://doi.org/10.1785/0120010148>
- Hanks, T. C., & Bakun, W. H. (2014). *M-log A Models and Other Curiosities*. Bulletin of the Seismological Society of America, 104(5), 2604–2610. <https://doi.org/10.1785/0120130163>
- Hayes, G.P., et al. (2017), *Tectonic summaries of magnitude 7 and greater earthquakes from 2000 to 2015*: U.S. Geological Survey Open-File Report 2016–1192, 148 p., <https://doi.org/10.3133/ofr20161192>.
- Herman, M., et al. (2017). *Integrated Geophysical Characteristics of the 2015 Illapel, Chile, Earthquake: The Illapel Earthquake Sequence*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 122.
<https://doi.org/10.1002/2016JB013617>
- Hicks, S. P., Rietbrock, A., Ryder, I. M. A., Lee, C.-S., & Miller, M. (2014). *Anatomy of a megathrust: The 2010 M8.8 Maule, Chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography*. Earth and Planetary Science Letters, 405, 142–155. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.028>
- Iglesias, A., Singh, S. K., Castro-Artola, O., Pérez-Campos, X., Corona-Fernandez, R. D., Santoyo, M. A., Espíndola, V. H., Arroyo, D. & Franco, S. I. (2022) *A Source Study of the Mw 7.0 Acapulco, Mexico, Earthquake of 8 September 2021*. Seismological Research Letters, 93 (6): 3205–3218.
<https://doi.org/10.1785/0220220124>
- Kanamori, H. & Anderson, D. (1975) *Theoretical basis of some empirical relations in seismology*. Bulletin of the Seismological Society of America 65 (5): 1073–1095. <https://doi.org/10.1785/BSSA0650051073>

- Kostoglodov, V., et al. (2003) *A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico*. Geophysical Research Letters. Vol. 30, No. 15, 1807, Estados Unidos. <https://doi.org/10.1029/2003GL017219>
- Meschede, M. & Barckhausen, U. (2000). *The plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 170. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.170.009.2000>.
- Melgar, D., Pérez-Campos, X., Ramirez-Guzman, L., Spica, Z., Espíndola, V. H., Hammond, W. C., & Cabral-Cano, E. (2018). *Bend faulting at the edge of a flat slab: The 2017 M_w 7.1 Puebla-Morelos, Mexico Earthquake*. Geophysical Research Letters, 45, 2633–2641. <https://doi.org/10.1002/2017GL076895>
- Melgar, D., & Ruhl, C.. (2018). *High-rate GNSS displacement waveforms for large earthquakes version 2.0 (2.0)* [Data set]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1434374>
- Mirwald, A., Cruz-Atienza, V. M., Díaz-Mojica, J., Iglesias, A., Singh, S. K., Villafuerte, C., & Tago, J. (2019). *The 19 September 2017 (M_w 7.1) intermediate-depth Mexican earthquake: A slow and energetically inefficient deadly shock*. Geophysical Research Letters, 46, 2054–2064. <https://doi.org/10.1029/2018GL080904>
- Motosaka, M. (2012). *Overview of 2011 Tohoku Earthquake and Structural Damage*. Structures Congress 2012. <https://doi.org/10.1061/9780784412367.090>
- Nettles, M., Ekström, G. & Koss, H. (2011) *Centroid-moment-tensor analysis of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its larger foreshocks and aftershocks*. Earth Planets Space; 63: 519-523.
- Nishenko, S. P., Singh, S. K.; *The Acapulco-Ometepec, Mexico, earthquakes of 1907-1982: Evidence for a variable recurrence history*. Bulletin of the Seismological Society of America 1987; 77 (4): 1359–1367. <https://doi.org/10.1785/BSSA0770041359>
- Numpy Developers (2024) *F2PY user guide and reference manual*. Obtenido de: <https://numpy.org/doc/stable/f2py/f2py.getting-started.html> el 31 de agosto del 2024.
- Okada, Y. (1985) *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 75, No. 4, pp. 1135-1154
- Okada, Y. (1992) *Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space*. Bulletin of the Seismological Society of America 82 (2): 1018–1040. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820021018>
- Okal, E. A., & Borrero, J. C. (2011). *The “tsunami earthquake” of 1932 June 22 in Manzanillo, Mexico: seismological study and tsunami simulations*. Geophysical Journal International, 187(3), 1443–1459. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2011.05199.x>
- Okuwaki, R., Yagi, Y., Aránguiz, R., González, J., & González, G. (2016). *Rupture Process During the 2015 Illapel, Chile Earthquake: Zigzag-Along-Dip Rupture Episodes*. Pure and Applied Geophysics, 173(4), 1011–1020. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1271-6>

- Pacheco, J. F., & Singh, S. K. (2010). *Seismicity and state of stress in Guerrero segment of the Mexican subduction zone*. Journal of Geophysical Research, 115(B1). <https://doi:10.1029/2009jb006453>
- Pardo, M. & Suárez, Gerardo. (1995). *Shape of the subducted Rivera and Coco plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications*. Journal of Geophysical Research. 1001. 12357-12374. <https://doi.org/10.1029/95JB00919>
- Patiño, E. (2021). *Un muerto, daños estructurales y derrumbes tras sismo en Guerrero*. Meganoticias. Recuperado de: <https://www.meganoticias.mx/ixtapa-zihuatanejo/noticia/un-muerto-danos-estructurales-y-derrumbes-tras-sismo-en-guerrero/270375>
- Perez-Campos, X., Melgar, D., Singh, S. K., Cruz-Atienza, V., Iglesias, A., & Hjorleifsdottir, V. (2013). *Rapid Estimation of Fault Parameters for Tsunami Warning along the Mexican Subduction Zone: A Scenario Earthquake in the Guerrero Seismic Gap*. Seismological Research Letters, 84(3), 474–484. <https://doi.org/10.1785/0220120156>
- Plata-Martinez, R., Ide, S., Shinohara, M. et al. (2021) *Shallow slow earthquakes to decipher future catastrophic earthquakes in the Guerrero seismic gap*. Nature Communications 12, 3976. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24210-9>
- Quintero-Legorreta, O. (2002) Análisis estructural de fallas potencialmente activas. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 55, N. 1. Pp. 1-11. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2002v55n1a1>
- Rabinovich, A. & Thomson, R. (2007). *The 26 December 2004 Sumatra Tsunami: Analysis of Tide Gauge Data from the World Ocean Part 1. Indian Ocean and South Africa*. Pure & Applied Geophysics. Vol. 164. https://doi.org/10.1007/978-3-7643-8364-0_2
- Ritsema, J., Lay, T., & Kanamori, H. (2012). *The 2011 Tohoku Earthquake*. Elements, 8(3), 183–188. <https://doi.org/10.2113/gselements.8.3.183>
- Sen, M. K., & Stoffa, P. L. (n.d.). *Simulated annealing methods. Global Optimization Methods in Geophysical Inversion*, 81–118. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511997570.006>
- Servicio Sismológico Nacional (2023) *Sismo del 1 de marzo de 2023, costa de Oaxaca (M 5.8)*. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. México, 2023. Consultado en: http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2023/SSNMX_rep_esp_20230301_Oaxaca-Costa_M58.pdf
- Shrivastava, M. N., González, G., Moreno, M., Chlieh, M., Salazar, P., Reddy, C. D., ... de la Llera, J. C. (2016). *Coseismic slip and afterslip of the 2015 Mw 8.3 Illapel (Chile) earthquake determined from continuous GPS data*. Geophysical Research Letters, 43(20), 10,710–10,719. <https://doi.org/10.1002/2016gl070684>

- Singh, S. K., Suárez, G., & Domínguez, T. (1985). *The Oaxaca, Mexico, earthquake of 1931: lithospheric normal faulting in the subducted Cocos plate*. *Nature*, 317(6032), 56–58. <https://doi.org/10.1038/317056a0>
- Singh, S. K., & Mortera, F. (1991). *Source time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff Zone, age of the plate, and their tectonic implications*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B13), 21487–21502. <https://doi.org/10.1029/91jb02047>
- Singh, S. K., Ordaz, M., Pacheco, J. F., Quaas, R., Alcántara, L., Alcocer, S., & Ovando, E. (1999). A preliminary report on the Tehuacan, Mexico earthquake of June 15, 1999 (Mw= 7.0). *Seismological Research Letters*, 70(5), 489-504.
- Singh, S. K., et al. (2008) *An exploratory study for rapid estimation of critical source parameters of great subduction–zone earthquakes in Mexico*. *Geofísica Internacional*. Vol. 47, No. 4. México. Consultado en: https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0016-71692008000400005
- Singh, S. K., Perez-Campos, X., Iglesias, A., & Melgar, D. (2012). *A Method for Rapid Estimation of Moment Magnitude for Early Tsunami Warning Based on Coastal GPS Networks*. *Seismological Research Letters*, 83(3), 516–530. <https://doi.org/10.1785/gssrl.83.3.516>
- Suárez, G., et al. (1990) *Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico*. *Nature*. Estados Unidos. <https://doi.org/10.1038/345336a0>
- Suárez, Gerardo & Albin, Paola. (2009). Evidence for Great Tsunamigenic Earthquakes (M 8.6) along the Mexican Subduction Zone. *Bulletin of The Seismological Society of America*. Vol. 99. pp. 892-896. <https://doi.org/10.1785/0120080201>
- Suárez G., Novelo-Casanova, D. A. (2018) *A Pioneering Aftershock Study of the Destructive 4 January 1920 Jalapa, Mexico, Earthquake*. *Seismological Research Letters*, 89 (5): 1894–1899. <https://doi.org/10.1785/0220180150>
- Suárez, G., et al. (2019). *Active Crustal Deformation in the Trans Mexican Volcanic Belt as Evidenced by Historical Earthquakes During the last 450 Years*. *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2019tc005601>
- Tappin, D. R. (2017). *The Generation of Tsunamis*. *Encyclopedia of Maritime and Offshore Engineering*, 1–10. <https://doi.org/10.1002/9781118476406.emoe523>
- Tichelaar, B. W., and Ruff, L. J. (1993), *Depth of seismic coupling along subduction zones*, *J. Geophys. Res.*, 98(B2), 2017– 2037, <https://doi.org/10.1029/92JB02045>
- Trimble (2016) SG160-09 Kestrel Seismogeodetic System Datasheet. Estados Unidos. Consultado en: <https://optron.com/trimble/wp-content/uploads/2018/02/trimble-kestrel-seisb-1511381377.pdf>

- Trimble (2017) *Trimble GNSS Geodetic Antennas*. Estados Unidos. Consultado en: https://trl.trimble.com/docushare/dsweb/Get/Document-410894/022543-429G_Antenna_BRO_USL_0817_LR.pdf
- Urbina, F. & Camacho, H. (1913) *La zona megasísmica Acambay-Tixmadeje, Estado de México, conmovida el 19 de Noviembre de 1912*. Boletín 31, Instituto Geológico de México.
- U.S. Geological Survey (2021) *M 7.0 – Acapulco, Mexico*. Recuperado de: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us7000f93v/executive>
- Valdés-González, C., & Novelo-Casanova, D. A. (1998). *The Western Guerrero, Mexico, seismogenic zone from the microseismicity associated to the 1979 Petatlan and 1985 Zihuatanejo earthquakes*. Tectonophysics, 287(1-4), 271–277. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(98\)80073-5](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(98)80073-5)
- Vargas, G., Farías, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S., & Melnick, D. (2011). *Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 Mw8.8 Maule earthquake in Central Chile*. Andean Geology, 38(1), 219-238.
- Yue, H., Lay, T., Rivera, L., An, C., Vigny, C., Tong, X., & Báez Soto, J. C. (2014). *Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule, Chile Mw = 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(10), 7786–7804. <https://doi.org/10.1002/2014jb011340>