



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geofísica

Estudio de la fuente compleja del sismo 18 de abril del 2002 (M_w 6.7), fuera de la costa de Guerrero.

TESIS

Que para optar por el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Presenta:

KETZALLINA FLORES IBARRA

Tutora de tesis:

Dra. Vala Hjörleifsdóttir

Instituto de Geofísica, UNAM

Miembros del jurado:

Dr. Leonardo Ramírez Guzmán

Instituto de Ingeniería, UNAM

Dr. Shri Krishna Singh

Instituto de Geofísica, UNAM

Dr. Ramón Zuñiga Dávila-Madrid

Centro de Geociencias, UNAM

Dra. Xyoli Pérez Campos

Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad de México, Octubre 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

En estas líneas quiero agradecer a todas las personas que hicieron posible este trabajo ya que de alguna manera estuvieron conmigo en los momentos difíciles y alegres. Estas palabras son para ustedes.

A mi madre por su amor infinito, comprensión y apoyo incondicional que siempre me brinda. Gracias por enseñarme a desenvolverme como ser humano, te amo muchísimo y me siento afortunada de tener a un ser humano bellissimo como madre.

Sin duda Esteban Castañeda que hoy es parte fundamental en mi vida, ha sido pieza clave para que yo finalicé este trabajo. Sus palabras de ánimo en momentos difíciles son pequeñas deudas que jamás podré pagar. Me siento muy dichosa de estar a su lado.

Agradezco a la doctora Vala Hjörleifsdóttir, mi tutora desde licenciatura. La doctora ha sido una gran persona conmigo apoyándome en momentos difíciles, fortaleciéndome con consejos de vida y de carrera. Ella se ha convertido en una mujer a la que admiro y quiero.

Me siento muy agradecida con la doctora Xyoli Pérez Campos, el doctor Shri Krishna Singh Singh, el doctor Arturo Iglesias Mendoza y el doctor Gerardo Suárez Reynoso, ellos me ayudaron a conducir mi trabajo a largo de esto dos años y medio. Son personas apasionadas en su labor y están dispuestas a compartir sus conocimientos. Por otro lado también agradezco a los doctores Ramón Zuñiga y Lenoardo Ramirez quienes se tomaron el tiempo de leer y darme consejos para concluir mi trabajo. Soy muy afortunada de trabajar con todos ellos.

Quiero reconocer al Instituto de Geofísica de la UNAM, por la labor docente que me brindaron. Siempre me sentí muy acogida por los doctores que trabajan en este espacio.

Asimismo, agradezco al personal del Servicio Sismológico Nacional, por brindarme su apoyo en la construcción de mi trabajo y reconocer el gran servicio que ofrecen a la comunidad mexicana.

Gracias al apoyo financiero del Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología, a los proyectos IN111316 e IN107216 de PAPIT, fue posible desarrollar este trabajo.

Finalmente agradezco al doctor Francisco Sánchez Sesma por permitirme ser parte de su equipo de trabajo, con su apoyo y del Instituto de Ingeniería he concluido esta tesis.

Índice

Abstract.....	13
Resumen.....	14
1. Introducción	16
2. Antecedentes.....	20
2.1 Tectónica de la zona	20
2.1.1 Tipos de sismos en la zona de subducción.....	23
2.1.2 Dominios de fallamento en la zona de subducción	24
2.1.3 Sismos de larga duración	27
2.1.4 Sismos tsunami	27
2.1.5 Sismos en la zona de subducción mexicana.....	28
2.2 La fuente sísmica	30
2.2.1 Campo lejano	33
2.2.2 Escalas temporales	37
2.2.3 Directividad.....	42
2.2.4 Distribución de deslizamiento de la falla.....	43
2.2.5 Energía sísmica	47
2.2.6 Caída de esfuerzos estática	49
2.2.7 Eficiencia de la radiación y la energía escalada.....	50
2.2.8 Espectro de la fuente	50
2.3 Teoría de inversión de datos.....	55
2.3.1 Cristalización simulada.....	56
3. Datos.....	59
3.1 Regionales.....	59
3.2 Telesísmicos	59

4. Metodología y resultados.....	61
4.1 Duración, longitud y tiempo de ruptura	61
4.2 Localización de réplicas	67
4.3.1 Ubicación usando correlación de ondas superficiales	67
4.3.2 Localización usando movimiento de partícula	70
4.3.3 Localización relativa	75
4.4 Estimación del deslizamiento	76
4.5 Energía irradiada	82
5. Discusión	87
5.1 Funciones de tiempo de la fuente “atípicas”	87
5.2 ¿Sismo tsunami?	91
5.2.1 Localización	92
5.2.2 Duración	92
5.2.3 Energía	93
5.3 Relación con otros eventos.....	95
5.4 Hipótesis	97
6. Conclusiones	99
7. Referencias.....	101

Listado de Figuras

- Figura 2.1 Cinco placas tectónicas que se encuentran en el territorio mexicano (Figura tomada de Boletín de SSN, fecha de consulta de 13 septiembre de 2018, <http://www.ssn.unam.mx/jsp/reportesEspeciales/sismoMayor.pdf>).....20
- Figura 2.2 Vista tridimensional de la batimetría de las placas Pacífico, Rivera y Cocos con la geometría de la placa subducida y los contornos de la profundidad en la zona Wadati-Benioff (cada 20 km). Las flechas grises son vectores de la convergencia actual de la placa a lo largo de la trinchera mexicana. La capa roja debajo de la placa subductora representa la astenosfera debajo de la placa. Es posible observar las características importantes de la placa de Cocos como la zona de fractura de Tehuantepec y O'Gorman. EGG representa al graben El Gordo y EPR la cresta del Pacífico este [Figura modificada Manea et al., 2013]22
- Figura 2.3 Diferentes tipos de sismos en la subducción relacionados con la placa subducida. Tomado de Venkataraman y Kanamori [2004].24
- Figura 2.4 Sección esquemática de una falla genérica en una zona de subducción de interplacas con los cuatro dominios de características de ruptura que varían en profundidad: A) Dominio cercano a la trinchera, donde se producen sismos tsunami con baja radiación de energía o deformación anelástica y deformación entre placas de deslizamiento estable. B) Dominio central, donde se produce un gran deslizamiento cosísmico con radiación sísmica moderada de alta frecuencia. C) Dominio descendente, donde se produce un deslizamiento cosísmico moderado con radiación sísmica de alta frecuencia. D) Dominio de transición, presente en algunas áreas, generalmente aquellas con una placa subductora joven, donde ocurren eventos de deslizamiento lento, sismos de baja frecuencia (LFEs) y temblores (Modificado de Lay et al., 2012; Kanamori, 2014; Ye et al., 2016).....26
- Figura 2.5 Caracterización esquemática del entorno de fricción en una falla en la zona de subducción, relacionado con los dominios A, B, C y D. Las regiones de deslizamiento de fricción inestable son las regiones oscuras etiquetadas como "sísmicas". Las regiones de deslizamiento estacionario o incidental son las regiones blancas y se

denominan "asísmicas". Las áreas grises son regiones de estabilidad condicional, que se desplazan asísmicamente, excepto cuando se aceleran por fallas de parches sísmicos adyacentes.26

Figura 2.6 Áreas de ruptura de eventos cerca de la zona de subducción mexicana. Las zonas rosas son áreas de ruptura calculadas con datos de redes regionales. Las zonas blancas son áreas de ruptura calculadas con datos de redes telesísmicas. El evento del 2002 se representa con una flecha. Los puntos blancos son sismos cercanos a la trinchera [Iglesias et al., 2003; Singh et al., 2016]. Los signos de interrogación representan el área cercana a la trinchera donde no se han localizado eventos grandes. La línea morada representa un área promedio de deslizamiento de sismos lentos ocurridos entre 2002 y 2010. [Radiguet et al., 2011; Cavalié et al., 2013].30

Figura 2.10 Comparación de tiempo del centroide y la duración media. Arriba, el tiempo del centroide coincide con la duración media. Abajo, la duración media es mayor que el tiempo del centroide [modificado de Duputel et al., 2012].42

Figura 2.14 Partición de la energía en los sismos. Se presenta el esfuerzo como una función del área de tiempos de deslizamiento. La línea oscura muestra la variación del esfuerzo de fricción, σf , en la falla en función del deslizamiento. (a) El esfuerzo cae instantáneamente de un nivel inicial a un nivel final. (b) En un caso físicamente realista, el esfuerzo primero aumenta al límite elástico del material, y, luego cae al nivel de fricción final, f_0 , sobre un deslizamiento crítico D_C , marcada como una línea azul en la figura. La energía de fractura E_G , por ejemplo, disipada en este proceso, se muestra en la región no sombreada. La región rayada representa la energía radiada, E_R , mientras que la región punteada representa la energía térmica, E_H , disipada en la falla. Tomado de Venkateraman y Kanamori [2004].48

Figura 2.15 Transformada de Fourier de la función caja. La transformada de Fourier de una función caja de una unidad de altura y ancho TD , tiene su primer cruce en 0 en $2\pi TD$ [Shearer, 2009].51

Figura 2.16 Espectro de amplitud para el modelo de falla Haskell. El espectro es el producto de dos funciones sinc, que corresponden en el dominio del tiempo a la convolución de dos funciones caja.54

Figura 3.1 Estaciones telesísmicas (rojas) y regionales (verdes) usadas en el estudio.....	60
Figura 4.1 Geometría de la ruptura de una falla. V representa la velocidad de la onda P, V_r es la velocidad de ruptura y θ representa el ángulo entre el rumbo de la falla y el azimut de la estación.....	61
Figura 4.2 Señales telesísmicas del evento de 2002 en función del $\cos\theta$. Las estaciones que se muestran en el eje derecho se encuentran a distancias telesísmicas. Las líneas negras representan las trazas donde se identifica y alinea la onda P que se toman en cuenta en el cálculo de los parámetros de fuente. Las líneas grises representan trazas que no son tomadas en cuenta en el método. Estos sismogramas son filtrados con un pasabandas de 1-80 s.....	62
Figura 4.3 Tren de onda P del evento 2002 (ventanas moradas). Las líneas negras son tomadas en cuenta para el cálculo de los parámetros de la fuente. Las trazas están en función del $\cos\theta$. Se identifica el tren de onda P, con la primera y la última de señal coherente en los registros. Línea verde es el tiempo 0 y la línea azul el fin de la señal coherente.....	64
Figura 4.4 Duración de la ruptura del evento de 2002 (línea amarilla). Las líneas negras son tomadas en cuenta para el cálculo de los parámetros de la fuente. Las trazas están en función del $\cos\theta$. La duración de la ruptura se estima en el comienzo de la primera cresta de la señal coherente hasta que la caída de la cresta de la última señal coherente en $\cos\theta = 0$	65
Figura 4.5 Directividad de evento de 2002. Las líneas negras son tomadas en cuenta para el cálculo de los parámetros de la fuente. Las trazas están en función del $\cos\theta$. Para conocer la longitud de ruptura usamos el tiempo de ruptura y la directividad en $\cos\theta = 1$. Las líneas de colores indican el cambio en la duración del tren de la onda P.....	66
Figura 4.6 El mapa muestra las localizaciones de las réplicas y la localización del evento principal (borde negro).....	67
Figura 4.7 Registro de réplicas usando filtro pasabandas de 12-50 s. El margen izquierdo muestra el día del mes de abril y magnitud de las réplicas. Se exponen las trazas	

registradas en cada estación. Las trazas están alineadas respecto a la onda P. La réplica del 19 de abril con magnitud 4.0 tiene periodos más cortos respecto a los otros registros, con excepción de la estación UNM. En la réplica ocurrida el 28 de abril es posible observar un tren de ondas segundos después de la onda de la onda P, lo que pensamos que representa las ondas superficiales.....68

Figura 4.8 Registros de la réplicas usando filtro pasabandas de 20-50 s. El margen izquierdo muestra el día y magnitud de las réplicas, todas las réplicas mostradas sucedieron en el mes de abril. Cada caja expone las trazas registradas en cada estación. Las trazas están alineadas respecto a la onda P. La estación CAIG muestra registros que son similares entre sí. La réplica del 28 de abril del 2002 puede ser visualizada fácilmente en las estaciones CAIG, PLIG y PNIG.69

Figura 4.9 Movimiento de partícula de la réplica MW 5.1, usando las componentes horizontales de la estación CAIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de 33° . En la esquina inferior izquierda podemos notar en rojo el segmento que se toma en cuenta para obtener la pendiente. En la esquina inferior derecha se muestra el registro completo.71

Figura 4.10 Movimiento de partícula de la réplica M_w 5.1, usando las componentes horizontales de la estación PLIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de 37.2°72

Figura 4.12 Ubicación de la réplica de M_w 5.1 usando movimiento de partícula. La localización del SSN casi se sobrepone al hipocentro reportado por GlobalCMT, además la localización usando movimiento de partícula (punto morado) es cercana a las anteriores. El punto rosa indica el centroide reportado por GlobalCMT. El punto bicolor es el evento principal y la franja amarilla es un área estimada con la longitud de ruptura (sección 4.1) del evento principal.....73

Figura 4.13 Movimiento de partícula de la réplica M_w 5.9, usando las componentes horizontales de la estación CAIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de 4.4°73

Figura 4.14 Movimiento de partícula de la réplica Mw 5.9, usando las componentes horizontales de la estación PLIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de 37.8o.	74
Figura 4.15 Movimiento de partícula de la réplica Mw 5.9, usando las componentes horizontales de la estación ZIIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de -74.9o.....	74
Figura 4.16 Ubicación de la réplica de Mw 5.9 usando movimiento de partícula. Los tres vectores coinciden en un área cercana al evento principal (punto morado). La ubicación estimada por el SSN, el hipocentro y el centroide reportado por GlobalCMT son bastante diferentes. El punto bicolor es el evento principal y la franja amarilla es un área estimada con la longitud de ruptura (sección 4.1) del evento principal.	75
Figura 4.17 Gráfica que muestra la diferencia entre los tiempos de arribo de la onda P en de las estaciones CAIG y ZIIG de las réplicas del evento del 2002, usando la función $Tdif = [ttCAIG - tZIIG]Replica - [ttCAIG - tZIIG]Principal$. En el eje horizontal podemos ver el tiempo en que las réplicas ocurren. En el lado derecho se expresa la distancia relativa al evento principal de las réplicas, usando 5.5 km/s como velocidad de P.	76
Figura 4.18 Sismogramas con ondas de cuerpo. Las trazas negras son los datos registrados en las estaciones y las trazas rojas representan sismogramas sintéticos. En la mayoría de las estaciones con onda P, los sismogramas sintéticos y observados son bastante similares sobre todo en los primeros 20 s, con excepción de las estaciones NNA, PAB y ADK. La onda SH en las estaciones ALE, COLA, MA2, KDAK, NNA, PTGA, RCBR, COLA y MA2 es similar pero con un retraso de la onda sintética.....	80
Figura 4.19 Sismogramas con ondas de superficie. Las trazas negras son los datos registrados en las estaciones y las trazas rojas representan sismogramas sintéticos de las ondas superficiales. En las estaciones PAB, UD, KDAK, NNA, SJG, ESK, KONO y KEV se observa una pequeña diferencia de amplitud entre los sismogramas. Las estaciones COLA y TIXI se observan sismogramas con similar forma de onda pero con retraso.	81

Figura 4.20 Deslizamiento del evento del 2002. La estrella roja representa el centroide. Podemos notar dos zonas donde el deslizamiento alcanza ~ 70 cm, que coinciden con los dos picos principales la función de la tasa de momento del evento. El mayor de estos picos sobrepasa 4×10^24 dinas.cm/s.82

Figura 4.21 Promedio de los espectros calculados (negro) para cada uno de los registros telesismicos (colores).....84

Figura 4.22 Espectros de fuente del evento del 2002, usando distintos datos. En el lado izquierdo mostramos la función tasa de momento estimada con el método de falla finita (línea verde) y SCARDEC [Vallée y Douet, 2016] (línea roja).La figura central muestra el espectro estimado con los datos telesísmicos (línea azul), el espectro estimada con el método de falla finita (verde), el espectro estimado de SCARDEC (rojo) y en negro el espectro unido. La figura central se presenta el espectro unido (negro), el espectro usando el modelo de Brune con 3MPa (azul claro) y con 0.37MPa (azul oscuro). La caída del espectro unido es similar al espectro de Brune con 0.37 MPa.86

Figura 5.1 Funciones tasa de momento de distintos sismos, con excepción del evento de Nicaragua 1992, estos fueron calculadas con el método de SCARDEC. Los eventos fueron elegidos por ser catalogados como sismos tsunami o por tener una función tasa de momento similar al sismo del 2002. El sismo de Santa Cruz y el evento del 2002 tienen una función tasa de momento similar; sin embargo, su origen es distinto. Los sismos de Nicaragua 1992 y el evento de Java 1994 son sismos tsunami, pero la tasa de momento es suave.88

Figura 5.2 Sismos de duración anormal, usando la relación de $\Delta t/th$ contra M_0 . Podemos observar que el evento del 2002 sale de la tendencia respecto a los otros eventos [tomado de Duputel et al., 2013].93

Figura 5.3 Relación entre energía escalada y momento. Se observa que los sismos tsunami tienen la relación de energía escalada más pequeña. Modificado de Venkataraman y Kanamori [2004].94

Abstract

We characterize the rupture of the earthquake occurred on 18 April 2002 (M_w 6.7). We estimate the duration, extent, rupture velocity, radiated energy and slip. The hypocenter location [Pacheco and Singh, 2010] is near to the Guerrero Gap, a segment of the Mexican subduction zone that has not had a large ($M_w > 7$) earthquake in at least 100 years [Singh et al., 1981].

Similar earthquakes to the 2002 event are dangerous because they can produce large tsunamis with small movements of ground. In addition, with the study of the 2002 event we can understand the behavior of the contact blocks near to the Mexican subduction zone.

We estimate the velocity and the length of rupture of this event based on the directivity observed in the P-waves. To invert the observed records we use the Fast Finite Fault (FFF) inversion algorithm [Ji et al., 2002a, 2002b]. We find that the slip is distributed in a narrow sliver right next to the trench. To estimate the radiated seismic energy of the 2002 event, we estimate the source spectrum using two methods; 1) from the moment-rate function and 2) directly from waveforms of the P-waves.

We conclude that the rupture of the 18 April 2002 propagated towards the northwest at a speed of 1 km/s for at least 60 km. We observe maximum slip of 70 cm in two main asperities. The source time function of this event is relatively rugged compared to other near trench earthquakes. The ratio of radiated energy to moment for this event is $1.60e-06$, similar to tsunami earthquakes.

Resumen

El trabajo se enfoca en caracterizar la ruptura del evento ocurrido el día 18 de abril de 2002 (M_w 6.7), estimando la duración, velocidad y longitud de ruptura, además de la energía irradiada y deslizamiento. Este evento se ubicó a unos 55 km de la costa de Guerrero, México, cerca de la Trinchera Mesoamericana. y de la brecha de Guerrero, tomando en cuenta el hipocentro calculado por Pacheco y Singh [2010].

La región cerca de la trinchera se ha caracterizado por la ausencia de sismos significativos. Esta zona puede originar sismos particularmente peligrosos porque tienen la posibilidad de producir tsunamis relativamente grandes con pequeños movimientos de suelo. Además, con el estudio del evento de 2002 es posible entender el comportamiento del contacto entre los bloques de cercanos a la zona de subducción mexicana.

En este estudio se utilizan sismogramas telesísmicos y regionales. Se usa la teoría de directividad para estimar la velocidad y la longitud de ruptura. Empleamos los parámetros estimados y los datos telesísmicos para realizar la inversión de falla finita. Dicha metodología muestra un modelo del deslizamiento de la falla, con un ancho de aproximadamente 15 km. El deslizamiento máximo observado es de 70 cm en dos asperezas principales. La función de tasa de momento que se obtiene tiene muchos “picos”, en contraste con otros sismos que se rompen cerca de la zona de la trinchera y tienen funciones más suaves. Finalmente, calculamos la energía irradiada por el evento, usando dos tipos de espectros, uno calculado con la función tasa de momento obtenida con el método de falla finita y el segundo es el promedio de espectros de onda P de datos telesísmicos. El cociente de la energía radiada y el momento sísmico es similar a sismos tsunami.

Los resultados muestran que la mayor parte del área de ruptura de este evento no se encuentra en la brecha de Guerrero, sino que está adyacente a ella, lo que indica que todavía hay una brecha. La ruptura se propagó hacia el noroeste a una velocidad de 1 km/s durante al menos 60 km. La función de tiempo de la fuente de este evento tiene muchos “picos” en comparación con otros sismos de tipo tsunami. Sin embargo, la relación de energía radiada y momento de $1.60e-06$ del evento es similar a los sismos tsunami.

1. Introducción

Los sismos con grandes deslizamientos cercanos a la trinchera son peligrosos porque producen grandes tsunamis. El sismo que ocurrió el 11 de marzo de 2011 en Tohoku, Japón ($M_w = 9.0$) es un ejemplo de estos temblores. El evento que rompió a lo largo de la superficie entre las placas del Pacífico y de Norteamérica, tuvo un deslizamiento de hasta 60 metros, muy cercano a la trinchera de Japón (Sato et al., 2011). Antes de este temblor, solo se habían registrado temblores con magnitudes $M_w < 7.9$, con deslizamientos grandes principalmente en las zonas alejadas a la trinchera de Japón [Simons et al., 2011]. Una excepción fue el sismo de Sanriku en 1896 [Tanioka y Satake, 1996] que parece haber tenido deslizamiento principalmente en la zona cercana a la trinchera; además, este evento generó un gran tsunami. Los sismos que han ocurrido cerca de la trinchera mexicana entre los estados de Colima y Oaxaca (Fig. 1.1), en los últimos 115 años, han tenido una magnitud máxima de $M_w 8.2$ [Pacheco y Kostoglodov, 1999]. Esta situación parece ser similar a Japón antes del evento de Tohoku, con lo cual es posible sugerir la pequeña posibilidad de que la zona cercana a la trinchera mexicana pueda generar un evento más grande que los eventos que se han registrado en el siglo pasado.

Los sismos que se han localizado cerca de la zona de subducción mexicana tienen áreas de ruptura que se localizan cerca de la costa, es decir lejos de la trinchera. Usando recuentos históricos, se sabe que en 1787 ocurrió un sismo en las costas de Oaxaca que provocó un tsunami que causó que la marea entrara a la costa ~ 4 km [García Acosta y Suárez, 1996]. La magnitud del evento se ha estimado hasta de 8.6 y la longitud de la falla se calcula entre 400 y 450 km. El tamaño del tsunami que el sismo generó sugiere que hubo deslizamiento significativo cercano de la zona de subducción [Suarez y Albini, 2009].

En el territorio mexicano existe un área entre Petatlán y Acapulco, en el estado de Guerrero cercana a la trinchera mexicana, que no ha originado sismos grandes ($M > 7$) en al menos 100 años. Sin embargo, sí han ocurrido sismos de magnitudes intermedias y pequeñas. Los sismólogos se refieren a esta zona como la “Brecha de Guerrero” o “Guerrero Gap” [Singh et al., 1981]. Al margen de esta área el día 18 de abril del 2002 se generó un sismo de magnitud M_w 6.7.

El evento del 2002 es anómalo, porque produjo muy pocas aceleraciones para su tamaño [Iglesias et al., 2003] y es el sismo con mayor duración en relación a su magnitud, registrada globalmente en los últimos 40 años [Duputel et al., 2013]. La larga duración relativa al tamaño es una característica de los sismos tsunami [Kanamori, 1972]. Este tipo de sismos ocurren en regiones someras de las zonas de subducción. Son particularmente peligrosos porque producen tsunamis relativamente grandes y pequeños movimientos en tierra para su tamaño. Estos pequeños movimientos pueden no activar alarmas sísmicas, entonces la población no es alertada sobre el peligro que están expuestos. Algunos ejemplos de este tipo de eventos son el sismo ocurrido en 1896 en el poblado de Sanriku en Japan [Tanioka y Satake, 1996] y el evento de Nicaragua en 1992 [Kanamori y Kikuchi, 1993].

El sismo del 2002 generó al menos 13 réplicas, dos de ellas con magnitud de M_w 5.1 y M_w 5.9 [Iglesias et al., 2003]. El resto de las réplicas con magnitud menor de 4, resultaron difíciles de caracterizar por su magnitud y porque se originan fuera del área de cobertura de la red local (SSN, Servicio Sismológico Nacional).

Los sismos cercanos a las trincheras son relativamente inusuales, por lo que es importante

estudiar a detalle los pocos eventos registrados de este tipo, por ejemplo, el evento de 2002. Conocer las características de este evento puede ayudar a tener un mejor entendimiento del potencial tsunamigénico y peligro sísmico que generan los eventos que se producen en esta zona.

En este trabajo se estiman la velocidad, duración y longitud de la ruptura del evento del 2002 usando el tren de onda P. Además, se calcula la energía irradiada usando diferentes tipos de espectros. Finalmente, se calcula el deslizamiento del evento usando el método de falla finita. Este método estudia el plano de falla como una “falla finita” (no puntual), la cual se divide en subfallas, el deslizamiento total es la suma del deslizamiento en cada una de las subfallas.

Comenzamos este trabajo con el Capítulo 2 donde se describen los antecedentes para desarrollar este trabajo, se revisa tectónicamente el área donde se origina el evento de 2002, así como la bases teóricas que involucran la fuente sísmica. La teoría de inversión de datos sísmicos también se presenta y se finaliza el capítulo exponiendo los sismos que se pueden generar en la zona de subducción dando énfasis en los sismos tsunami y en los sismos que se han registrado en la subducción mexicana.

Los datos que se usan para el desarrollo de la tesis se presentan en el Capítulo 3. Posteriormente en el Capítulo 4 se describen las metodologías usadas y los resultados obtenidos. Este capítulo se divide fundamentalmente en cuatro partes, la primera trata el cálculo de los parámetros de la fuente, como velocidad, longitud y tiempo de ruptura. La segunda expone los métodos y las dificultades para realizar la relocalización de réplicas que el evento de 2002 generó. El trabajo continua con el cálculo del deslizamiento de la falla y al

finalizar el capítulo se muestran los resultados que se generan con la metodología en el cálculo de energía irradiada.

En el Capítulo 5 se discuten los resultados que se han expuesto, así como las diferencias y semejanzas entre el evento de 2002 y eventos tsunami. Además, se describe algunas teorías del posible origen del evento. Finalmente, en el Capítulo 6 se expresan las conclusiones del proyecto y se plantea un posible trabajo futuro.

2. Antecedentes

2.1 Tectónica de la zona

México se encuentra ubicado entre cinco placas tectónicas: Caribe, Pacífico, Norteamérica, Rivera y Cocos (Fig. 2.1). Las placas de Rivera y Cocos se subducen debajo de la placa de Norteamérica. La placa de Rivera se sumerge bajo los estados de Jalisco y Colima, mientras que la placa de Cocos lo hace debajo de Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. Al sur de Chiapas y en Centroamérica, la placa de Cocos continúa subduciéndose pero debajo de la placa del Caribe.

Los límites de la placa de Cocos y de Norteamérica se encuentran en la costa sur de México, formando una trinchera submarina profunda paralela a la costa. Esta área es conocida como “Zona de subducción Mesoamericana” [por ejemplo, boletín del SSN].

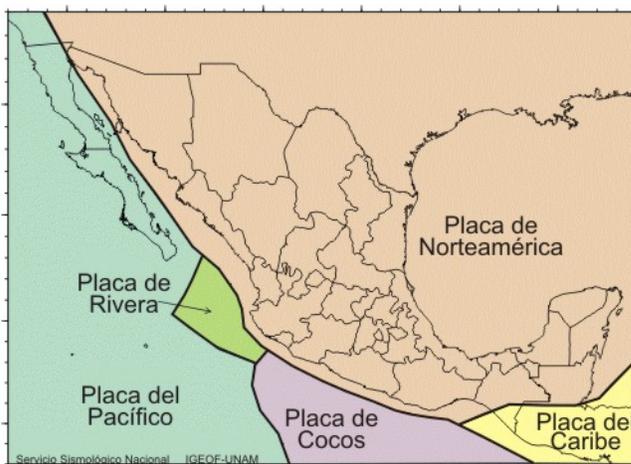


Figura 2.1 Cinco placas tectónicas que se encuentran en el territorio mexicano (Figura tomada de Boletín de SSN, fecha de consulta de 13 septiembre de 2018, <http://www.ssn.unam.mx/jsp/reportesEspeciales/sismoMayor.pdf>).

La placa de Cocos se está subduciendo de forma casi plana debajo de la placa de Norteamérica, en Guerrero y con un ángulo muy bajo en Oaxaca [Pardo y Suárez,1995]. La placa de Cocos se subduce a una velocidad que aumenta al sureste de 4.8 cm/año en 104.5°W a 7.5 cm/año en 94°W [DeMets et al., 1990].

La edad de la placa que subduce en la trinchera aumenta gradualmente de ~ 10

Ma en el estado de Colima, a ~ 15 Ma en Guerrero, y a ~ 25 Ma en Guatemala.

Existen varias estructuras tectónicas importantes en la placa de Cocos a lo largo de la trinchera, a continuación las describiremos, siguiendo a Manea et al. [2013]. El límite de la placa de Rivera y Cocos está marcado por el graben de El Gordo, que se ha propuesto para marcar el extremo suroeste de una zona de extensión activa entre las dos placas [Bandy et al., 2000]. Al sur del graben de El Gordo, una serie de zonas de fracturas bien definidas marcan la superficie de la placa de Cocos. Las estructuras más importantes son las zonas de fracturas de Orozco, O'Gorman y Tehuantepec (Fig. 2.2).

La zona de fractura de Orozco probablemente fue una frontera temprana entre las placas de Rivera y Cocos [Mammerickx y Klitgord, 1982], la cual quizá se haya generado debido a la inmersión de la placa de Cocos [Stubailo et al., 2012]. La zona de fractura de O'Gorman se describe como un límite físico natural a lo largo de la zona de subducción de México [Kostoglodov y Ponce, 1994; Singh y Mortera, 1991]. Ubicada más al sureste, la cresta de Tehuantepec es una estructura formada a lo largo de una falla transformante de hace más de 15-20 Ma [Manea et al., 2013]. Esta estructura principal se caracteriza por un cuerpo rocoso altamente magnético y de baja densidad justo debajo de la corteza oceánica, que se interpreta como una raíz parcialmente serpentinizada [Manea et al., 2003, 2005]. La cresta separa la litosfera oceánica en dos regiones tectónicas distintas con una diferencia de edad de ~10 Ma [Manea et al., 2003, 2005; McMillen et al., 1982].

Además de las zonas de fractura y las crestas, la morfología de las placas de Cocos se caracteriza por abundantes montes submarinos que fortalecen la corteza en diferentes lugares [Manea et al, 2013]. En la costa afuera de México, en las cercanías de la zona de fractura O'Gorman, varias crestas paralelas compuestas de conos volcánicos de tamaño pequeño a mediano de montes submarinos están entrando en la zona de subducción

[Kanjorsky, 2003].

Debajo del estado de Guerrero, la placa oceánica de Cocos se sumerge en un ángulo pequeño a una profundidad de aproximadamente 40 km [Suárez et al., 1990]. La placa se vuelve horizontal más allá de 80 km de la trinchera, alcanzando una profundidad de 50 km a unos 200 km tierra adentro [Suárez et al., 1990; Pardo y Suárez 1995; Pérez-Campos et al., 2005]. Con tomografía sísmica se sabe que placa se extiende desde la trinchera hasta aproximadamente 400 km hacia el continente, alcanzando una profundidad de más de 500 km [Husker y Davis, 2009].

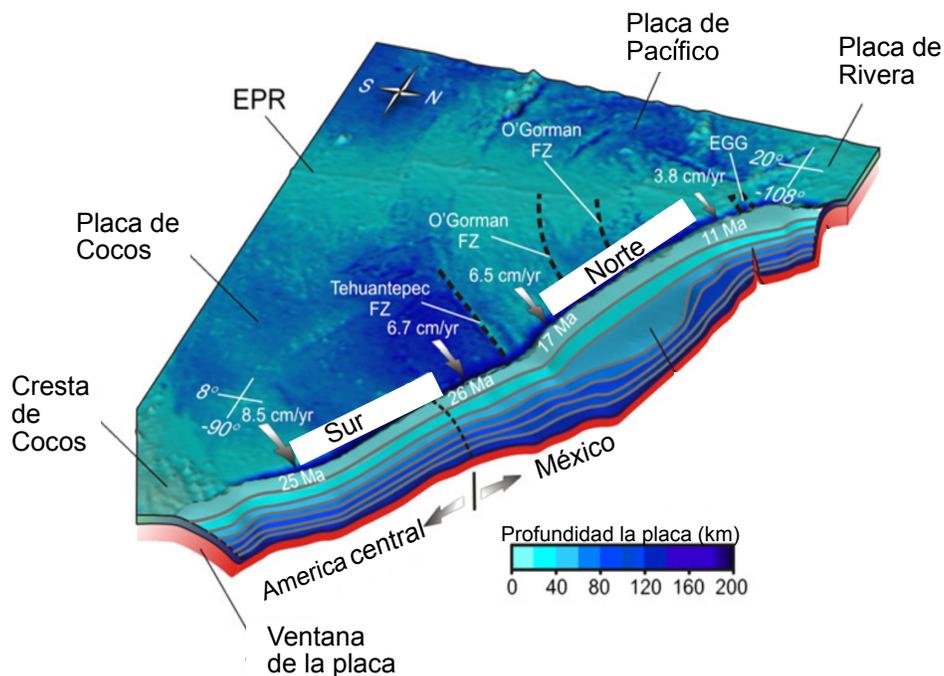


Figura 2.2 Vista tridimensional de la batimetría de las placas Pacífico, Rivera y Cocos con la geometría de la placa subducida y los contornos de la profundidad en la zona Wadati-Benioff (cada 20 km). Las flechas grises son vectores de la convergencia actual de la placa a lo largo de la trinchera mexicana. La capa roja debajo de la placa subductora representa la astenosfera debajo de la placa. Es posible observar las características importantes de la placa de Cocos como la zona de fractura de Tehuantepec y O'Gorman. EGG representa al graben El Gordo y EPR la cresta del pacífico este [Figura modificada Manea et al., 2013] .

2.1.1 Tipos de sismos en la zona de subducción

A continuación se describen los tipos de eventos comunes en la zona de subducción dependiendo de la zona donde se originan de acuerdo a Venkataraman y Kanamori, [2004] (Fig. 2.3):

1. Sismos interplaca, son sismos que ocurren en la interfaz entre la placa que subyace y la placa subducida. Esta zona es donde se generan los sismos típicos de la zona de subducción. Un ejemplo de este evento es el sismo ocurrido el 19 de septiembre de 1985 (M_w 8.0) en Michoacán.
2. Sismos tsunami. Se generan en la zona somera de la placa y producen tsunamis mucho más grandes que los esperados por su momento sísmico, el sismo de Nicaragua en 1992 es un ejemplo de este tipo de eventos.
3. Sismos “*Downdip*”, se rompen debajo de la zona de inclinación de la placa. También se consideran en este grupo los eventos que se generan en el fondo de la zona sismogénica (tipo 1). El sismo de Tecomán, Colima (M_w 7.6) ocurrido el 22 de enero del 2003, es un ejemplo de este tipo de eventos.
4. Sismos intraplaca. Se originan dentro de la placa en profundidades menores que 250 km. Algunos ejemplos de este tipo de eventos son los sismos ocurridos el 8 de septiembre (M_w 8.2) y 19 de septiembre (M_w 7.1) de 2017.
5. Sismos profundos, este tipo de eventos ocurren dentro de la placa pero en profundidades mayores que 500 km.

Entre los 250-500 km no se esperan fracturas frágiles ni deslizamientos por fricción, por eso los procesos para generar sismos son poco frecuentes [Kirby et al., 1991].

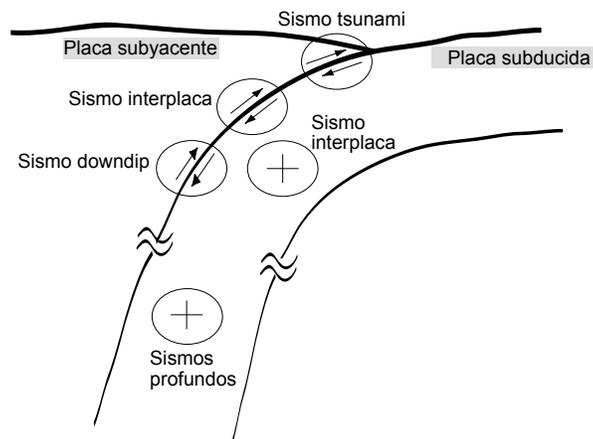


Figura 2.3 Diferentes tipos de sismos en la subducción relacionados con la placa subducida. Tomado de Venkataraman y Kanamori [2004].

2.1.2 Dominios de fallamiento en la zona de subducción

Lay et al. [2012] definen los dominios con las características de ruptura de los sismos que se generan en el megathrust de la zona de subducción. Estos dominios varían con la profundidad y fueron nombrados A, B, C y D [Venkataraman y Kanamori, 2004; Lay et al., 2012] (Fig. 2.4).

Los sismos en el dominio A se caracterizan por tener muy poca radiación sísmica de alta frecuencia pero una fuerte excitación de tsunami. En este dominio ocurren sismos tsunami y algunos eventos de deslizamiento lento. Ya que este dominio se encuentra a poca profundidad, los sedimentos y los fluidos de los poros causan una expansión de ruptura muy lenta, incluso si ocurren grandes desplazamientos en los sismos tsunami (Fig. 2.16). Este dominio se caracteriza por zonas asísmicas que rodean a áreas de estabilidad condicional con parches sísmicos (Fig 2.5). La estabilidad condicional, se refiere a áreas que se desplazan asísmicamente excepto cuando se aceleran por fallas en los parches sísmicos adyacentes [Lay

et al., 2012]. Es posible que por los esfuerzos normales bajos debido a la baja profundidad, la falla no puede soportar grandes esfuerzos y la zona no puede acumular energía elástica importante. El dominio A se extiende en México desde la trinchera hasta aproximadamente 10 km de profundidad bajo el nivel del mar, experimenta deformación asísmica o grandes desplazamientos cosísmicos.

El dominio B está ubicado de 10 a 25 km de profundidad. Los niveles moderados de radiación de alta frecuencia espacialmente distribuida y deslizamiento grande son típicos para los eventos en el dominio central B. En este dominio se producen la mayoría de los eventos en el megathrust. Por esa razón es probable que la mayor parte del área de este dominio es sísmico con zonas de estabilidad condicional con parches sísmicos (Fig 2.5).

El dominio C se localiza a profundidades entre 25-40 km, tiene regiones de deslizamiento estable (sísmicas), de menor escala y en parches, rodeadas por áreas condicionalmente estables. Cuando estas áreas fallan, se produce radiación coherente de período corto. Los parches pequeños y aislados pueden comportarse como repetidores cuando el deslizamiento casi estático de las regiones circundantes los cargan regularmente hasta el fallo.

El dominio D representa una transición en el borde profundo de la zona sismogénica. Pueden ocurrir eventos de deslizamiento lento, sismos de baja frecuencia y/o tremores. Este dominio puede ser muy estrecho en zonas casi horizontales o inexistente en la megafalla inversa con pendiente muy pronunciada. El dominio D está dominado por el deslizamiento asísmico, pero varios pequeños parches inestables pueden romperse en el tremor sísmico cuando ocurren eventos de deslizamiento lento o cuando se cargan dinámicamente por mareas o se sacuden al pasar ondas sísmicas [Lay et al., 2012].

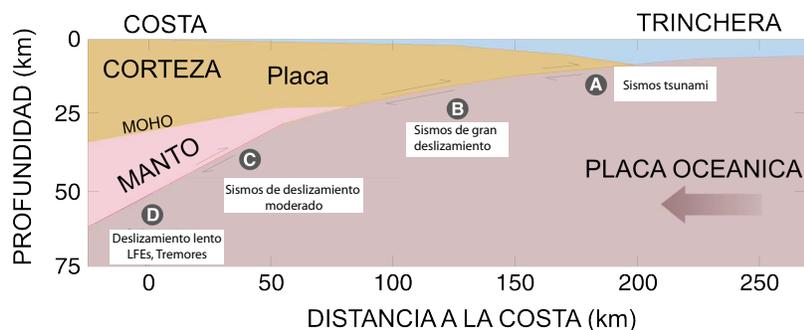


Figura 2.4 Sección esquemática de una falla genérica en una zona de subducción de interplacas con los cuatro dominios de características de ruptura que varían en profundidad: A) Dominio cercano a la trinchera, donde se producen sismos tsunامي con baja radiación de energía o deformación anelástica y deformación entre placas de deslizamiento estable. B) Dominio central, donde se produce un gran deslizamiento cosísmico con radiación sísmica moderada de alta frecuencia. C) Dominio descendente, donde se produce un deslizamiento cosísmico moderado con radiación sísmica de alta frecuencia. D) Dominio de transición, presente en algunas áreas, generalmente aquéllas con una placa subductora joven, donde ocurren eventos de deslizamiento lento, sismos de baja frecuencia (LFEs) y tremores (Modificado de Lay et al., 2012; Kanamori, 2014; Ye et al., 2016).

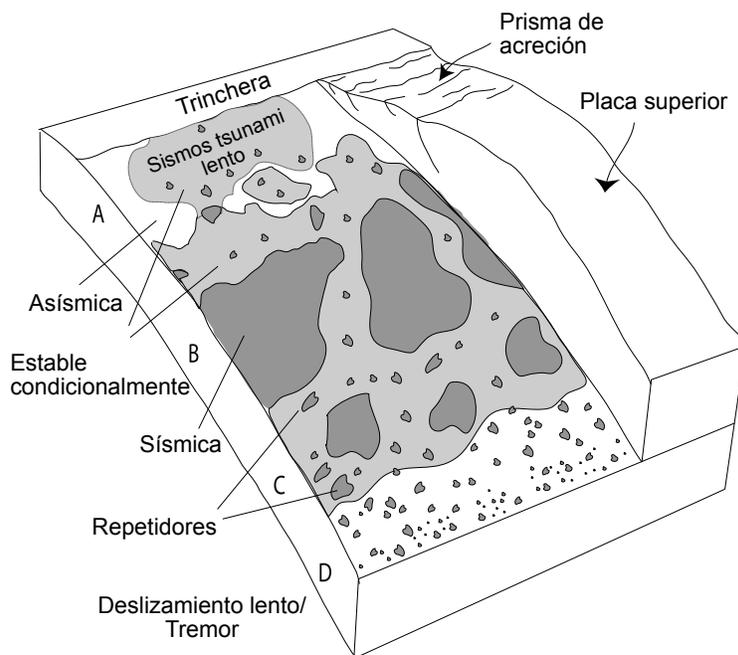


Figura 2.5 Caracterización esquemática del entorno de fricción en una falla en la zona subducción, relacionado con los dominios A, B, C y D. Las regiones de deslizamiento de fricción inestable son las regiones oscuras etiquetadas como "sismicas". Las regiones de deslizamiento estacionario o incidental son las regiones blancas y se denominan "asísmicas". Las áreas grises son regiones de estabilidad condicional, que se desplazan asísmicamente, excepto cuando se aceleran por fallas de parches sísmicos adyacentes.

2.1.3 Sismos de larga duración

Cuando se habla de sismos lentos, se refiere a eventos que tienen un proceso de ruptura con una duración inusualmente larga dado el momento sísmico M_0 . Este tipo de eventos se atribuyen generalmente a la porción poco profunda de la megafalla inversa que experimenta una transición del deslizamiento estable a fricción inestable a medida que aumenta la profundidad, posiblemente con una zona intermedia de estabilidad condicional [Scholz, 1998].

La subducción en ambientes con baja permeabilidad, podrían aumentar las presiones de fluido en la zona de falla poco profunda, disminuyendo el esfuerzo normal efectivo y permitiendo un deslizamiento estable a profundidades de 5 a 10 km. La deformación anelástica de sedimentos débiles del arco delantero y no consolidados en contacto con la megafalla inversa a muy poca profundidad también podría desempeñar un papel importante en la generación de sismos con larga duración [por ejemplo, McCaffrey, 1993].

2.1.4 Sismos tsunami

Los sismos tsunamigénicos se refieren a los sismos que pueden generar tsunamis. Se consideran tres tipos de sismos tsunamigénicos cerca de la zona de subducción: sismos interplaca, sismos intraplaca y sismos tsunamis. Un sismo tsunami genera un tsunami significativamente mayor de lo esperado por las ondas sísmicas [Kanamori, 1972, Shapiro et al., 1998; Polet y Kanamori, 2000; Satake y Tanioka, 1999].

Los sismos tsunamis suelen tener las siguientes características:

- Duración larga de ruptura,
- baja caída de esfuerzos,

- velocidad de ruptura baja,
- radiación sísmica deficiente en alta frecuencia.

Un modelo comúnmente usado para explicar estos eventos involucra deslizamiento superficial producido por materiales heterogéneos de baja resistencia, en las zonas someras cercanas a la trinchera. Los tsunamis que se generan son mayores de lo que se esperaría con la misma cantidad de deslizamiento a gran profundidad. Este tipo de eventos son peligrosos porque no vienen acompañados de movimientos similares a los sismos "usales" por deficiencia de altas frecuencias.

2.1.5 Sismos en la zona de subducción mexicana

La subducción de la placa de Cocos debajo del centro de México tiene un ángulo pronunciado, alcanzando una profundidad de 25 km a una distancia de 65 km de la trinchera. La placa comienza a flexionarse a esta distancia y se vuelve horizontal a una distancia de 120 km a una profundidad de 40 km [Suárez et al., 1990; Pacheco y Singh, 2009]. Algunos de los aspectos más destacados de la sismicidad de la placa que se está subduciendo son los siguientes [Pacheco y Singh, 2009]: (1) Existe un conjunto de sismos en el rango de profundidad de 25-45 km, esta es la zona más fuertemente acoplada de la interfaz de placa, revelando eventos con compresión y extensión. Esta sismicidad se extiende de 80 a 105 km desde la trinchera y puede atribuirse a la flexión de la placa. (2) La placa está desprovista de sismicidad en el rango de distancia de 105-160 km. (3) Escasa sismicidad intraplaca que revela la extensión de la pendiente abajo en el rango de distancia de 160-240 km. Los sismos que se han localizado cerca de la zona de subducción mexicana tienen áreas de ruptura que se localizan cerca de la costa; es decir, lejos de la trinchera (Fig. 2.6).

Algunos sismos que se han originado en la parte más somera de la interfaz de la subducción son: el sismo de Jalisco en 1995 (M_w 8.0), el sismo ocurrido el día 25 de febrero de 1996 (M_w 7.2) y el evento del 19 de julio de 1997 (M_w 6.7), en la costa fuera de Oaxaca. Otros sismos que ocurrieron cerca de la zona subducción son el evento de 1979 (M_w 7.4), y el evento de 1985 (M_w 7.5) y la réplica el día 21 de septiembre del mismo año [UNAM Seismology Group, 1986].

La zona cercana a la trinchera Mesoamericana, entre los estados de Colima y Oaxaca, se ha caracterizado por no romper en sismos mayores de M_w 7 en el último siglo [por ej., Singh et al., 1981; Kostoglodov y Pacheco, 1999] (Fig. 2.6). Los sismos cercanos a la zona de trinchera se caracterizan por tener una onda P emergente y una onda S difícil de identificar [Singh et al., 2016]. En México, se caracterizan por mostrar bajas amplitudes en altas frecuencias en la estación de banda ancha de CUIG, que se localiza en Ciudad Universitaria, Ciudad de México [Shaapiro et al., 1998]. Asimismo, originan aceleraciones pico anómalamente bajas a lo largo de la costa y en el Valle de México [Iglesias et al., 2003]. Debido al potencial de destrucción que tienen este tipo de eventos es importante estudiarlos a detalle.

En el año de 1787 un sismo de $M \sim 8.6$, rompió un segmento de Oaxaca, causando un tsunami que alcanzó más de 5 km hacia el interior de la costa. La localización del área de ruptura del evento inferida a partir de datos de intensidad e informes de tsunamis a lo largo de la costa [Suárez y Albiní, 2009], puede sugerir que la zona cercana a la trinchera se rompió

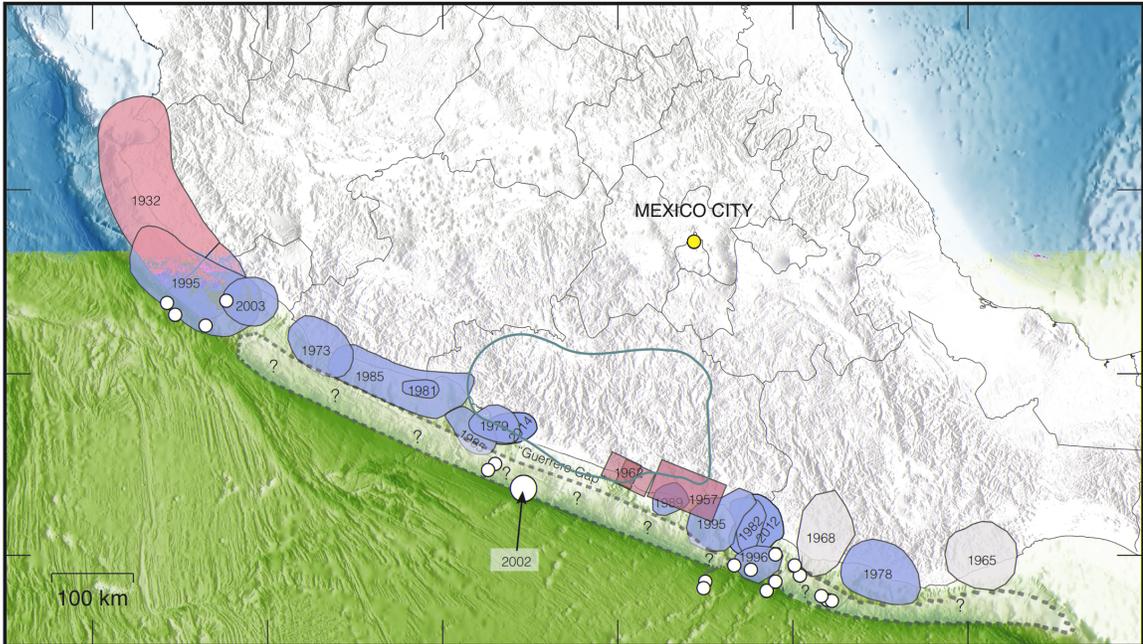


Figura 2.6 Áreas de ruptura de eventos cerca de la zona de subducción mexicana. Las zonas rosas son áreas de ruptura calculadas con datos de redes regionales. Las zonas blancas son áreas de ruptura calculadas con datos de redes telesísmicas. El evento del 2002 se representa con una flecha. Los puntos blancos son sismos cercanos a la trinchera [Iglesias et al., 2003; Singh et al., 2016]. Los signos de interrogación representan el área cercana a la trinchera donde no se han localizado eventos grandes. La línea morada representa un área promedio de deslizamiento de sismos lentos ocurridos entre 2002 y 2010. [Radiguet et al., 2011; Cavalié et al., 2013].

2.2 La fuente sísmica

Para comenzar esta sección describiremos la función elastodinámica de Green, el tensor de momentos, el momento sísmico y la función de tiempo fuente, basándonos en Shearer [2009]. Iniciamos considerando un vector unitario de fuerza, $\vec{f}(\vec{x}_0, t_0)$, aplicado en el punto x_0 en el tiempo t_0 . El desplazamiento se denota como $\vec{u}(\vec{x}, t)$ medido en un receptor en la posición \vec{x} que resulta de esa fuente. En general, $\vec{u}(\vec{x}, t)$ será una función que depende de la historia de la ruptura y la estructura de velocidad sísmica y densidad de la Tierra e incluirá múltiples fases sísmicas y reverberaciones. Ahora usaremos una notación que separe los términos de la fuente de todos los detalles de la propagación de la onda. Para eso se define

una función de Green, $\bar{\bar{G}}(\bar{x}, t)$, usando notación índice usamos G_{ij} que describe la componente i generada por una fuerza aplicada en la dirección j en el punto x_0 . Se puede escribir:

$$\bar{u}(\bar{x}, t) = \bar{\bar{G}}(\bar{x}, t; \bar{x}_0, t_0) \bar{f}(\bar{x}_0, t_0), \quad \text{Expresión 2.1}$$

donde \bar{u} es el desplazamiento, \bar{f} es el vector de fuerza, y $\bar{\bar{G}}$ es la función elastodinámica de Green. El cálculo real de $\bar{\bar{G}}$ puede ser complicado e implica tomar en cuenta todas las propiedades elásticas del material y las condiciones de contorno apropiadas. La expresión 2.1 resulta sencilla, ya que es lineal y el desplazamiento resultante de cualquier distribución de fuerza de cuerpo se puede calcular como la suma de las soluciones para las fuentes puntuales individuales.

Es posible demostrar que existe una distribución de las fuerzas de cuerpo que produce exactamente el mismo campo de desplazamiento que el deslizamiento en una falla interna. Estas fuerzas se denominan *fuerzas de cuerpo equivalentes* para el modelo de falla. Usando la Expresión 2.1, podemos expresar el desplazamiento resultante de una pareja de fuerzas en \bar{x}_0 en términos de la función de Green de una fuerza puntal como:

$$\bar{u}(\bar{x}, t) = \bar{\bar{G}}(\bar{x}, t; \bar{x}_0, t_0) f_i(\bar{x}_0, t_0) - \bar{\bar{G}}(\bar{x}, t; \bar{x}_0 - \hat{x}_k d, t_0) f_j(\bar{x}_0, t_0), \quad \text{Expresión 2.2}$$

$$\bar{u}(\bar{x}, t) = \frac{\partial \bar{\bar{G}}(\bar{x}, t; \bar{x}_0, t_0)}{\partial \bar{x}_0} \bar{f}(\bar{x}_0, t_0) d, \quad \text{Expresión 2.3}$$

donde los vectores de fuerza \bar{f} están separados por una distancia d en la dirección \hat{x}_k . Los productos $\bar{f}d$ corresponden a la columna k -ésima de $\bar{\bar{M}}$, y por lo tanto,

$$\bar{u}(x, t) = \frac{\partial \bar{G}(\bar{x}, t; \bar{x}_0, t_0)}{\partial \bar{x}_0} \bar{M}(\bar{x}_0, t_0). \quad \text{Expresión 2.4}$$

Definimos el par de fuerzas, usando notación indicial M_{jk} y M_{kj} , en un sistema de coordenadas cartesianas como un par de fuerzas opuestas que apuntan en la dirección j , separadas en la dirección k . M_{jk} es definido como *el tensor de momento*:

$$M_{jk} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix}. \quad \text{Expresión 2.5}$$

El tensor de momentos proporciona una representación general de las fuerzas generadas internamente que pueden actuar en un punto en un medio elástico. Aunque es una idealización, ha demostrado ser una buena aproximación para modelar la respuesta sísmica distante para fuentes que son pequeñas en comparación con las longitudes de onda sísmicas observadas.

La Expresión 2.4 nos indica que existe una relación lineal entre el desplazamiento y las componentes del tensor de momentos que involucra las derivadas espaciales de las funciones de Green de la fuerza puntual. Dado un tensor de momentos específico, la ubicación de la fuente y el modelo de la Tierra, es posible calcular funciones de desplazamiento (es decir, sismogramas) en cualquier lugar dentro de la Tierra.

La mejor medida para conocer el tamaño del sismo y la liberación de energía elástica es el *momento sísmico estático o escalar*:

$$M_0 = \mu \bar{D}S, \quad \text{Expresión 2.6}$$

que se define con el deslizamiento promedio \bar{D} en la falla en el área S , multiplicado por el módulo de cizalla μ . El proceso de fallamiento en función del tiempo, se puede expresar usando la historia de deslizamiento $D(t)$ y área de la falla $A(t)$ [Stein y Wysession, 2003]:

$$M(t) = \mu D(t) A(t). \quad \text{Expresión 2.7}$$

La derivada del tiempo de $M(t)$ se nombra *función de tasa de momento sísmico*, $\dot{M}(t)$, a veces se escribe como:

$$\dot{M}(t) = M_0 s(t), \quad \text{Expresión 2.8}$$

donde $s(t)$ es la función temporal de la fuente con integral 1. Sin embargo, a veces (por ejemplo, Stein y Wysession, 2003) se suele usar al momento sísmico como un factor de escala entre la función de momento sísmico, $M(t)$, y la función de tiempo de la fuente, $\tilde{s}(t)$, es decir $M(t) = M_0 \tilde{s}(t)$.

2.2.1 Campo lejano

Vamos a detallar cómo los desplazamientos sísmicos observados a cierta distancia de un evento sísmico pueden relacionarse con las propiedades de la fuente, basándonos en Shearer, [2009]. Podemos expresar la solución del potencial de onda P, ϕ ,

$$\phi(r, t) = \frac{-s(t - \frac{r}{\alpha})}{r}, \quad \text{Expresión 2.9}$$

donde α es la velocidad de onda P, r es la distancia de la fuente puntual y $s(t)$, la función de tiempo de la fuente. La amplitud del potencial disminuye como $\frac{1}{r}$, tomando en cuenta consideraciones de la dispersión geométrica para un frente de onda esférico.

El desplazamiento está dado por el gradiente del potencial ϕ :

$$u(r, t) = \frac{\partial \phi(r, t)}{\partial r} = \left(\frac{1}{r^2}\right) f\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) - \left(\frac{1}{r}\right) \frac{\partial f\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)}{\partial r}. \quad \text{Expresión 2.10}$$

Si definimos $\tau = t - \frac{r}{\alpha}$ como el tiempo de retardo, donde $\frac{r}{\alpha}$ es el tiempo que tarda una onda

P en recorrer una distancia r desde la fuente. Podemos usar τ y la Expresión 2.1 para obtener:

$$\frac{\partial f\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)}{\partial r} = \frac{\partial f\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)}{\partial \tau} \frac{\partial \tau}{\partial r} = -\frac{1}{\alpha} \frac{\partial f\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)}{\partial \tau}. \quad \text{Expresión 2.11}$$

Usando la igualdad anterior, se puede escribir la expresión 2.2 como:

$$u(r, t) = \left(\frac{1}{r^2}\right) f\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \left(\frac{1}{r\alpha}\right) \frac{\partial f\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)}{\partial \tau}. \quad \text{Expresión 2.12}$$

Esta ecuación sólo se aplica en las ondas P y no implica efectos del patrón de radiación, ya que se supone que la fuente es esféricamente simétrica. El primer término decae como $\frac{1}{r^2}$ y se denomina término de *campo cercano*, ya que es importante sólo relativamente cerca de la fuente. Representa el desplazamiento estático permanente debido a la fuente. El segundo término decae como $\frac{1}{r}$ y se denomina término de *campo lejano* porque se volverá dominante a grandes distancias de la fuente. El campo lejano representa la respuesta dinámica; es decir, las ondas sísmicas que son irradiadas por la fuente pero que no causan un desplazamiento permanente. Estas ondas tienen desplazamientos proporcionales a la primera derivada de la función de tiempo de la fuente, $s(t)$.

El desplazamiento de onda P de campo lejano de la componente jk de una fuente de tensor de momento en $x = 0$ en un espacio entero homogéneo viene dado por [Shearer, 2009]:

$$u_i^P(\bar{x}, t) = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{x_i x_j x_k}{r^3} \frac{1}{r} \dot{M}_{jk} \left(t - \frac{r}{\alpha}\right), \quad \text{Expresión 2.13}$$

donde $r^2 = x_1^2 + x_2^2 + x_3^2$ es la distancia al receptor al cuadrado y \dot{M}_{jk} es la derivada del tiempo del tensor de momentos. Ésta es una expresión general que proporciona los desplazamientos de la onda P en el campo lejano usando el tensor de momentos de la fuente. Ahora se considerara un caso específico que describe una fuente doble par. Suponemos que la falla está en el plano con movimiento en la dirección x_1 . Entonces $M_{31} = M_{31} = M_0$, además sí se usa un sistema de coordenadas esféricas se obtiene [Shearer, 2009]:

$$u^P = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \text{sen}2\theta\text{cos}\phi \frac{1}{r} \dot{M}_0 \left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \hat{\mathbf{r}} \quad \text{Expresión 2.14}$$

En campo lejano de ondas S, el desplazamiento es ligeramente más complicado, se encuentra en función de M_{jk} [Shearer, 2009]:

$$u_i^S(\mathbf{x}, t) = \frac{(\delta_{ij} - \gamma_i\gamma_j)\gamma_k}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{r} \dot{M}_{jk} \left(t - \frac{r}{\beta}\right), \quad \text{Expresión 2.15}$$

donde β es la velocidad de onda cortante y los cosenos directores son $\gamma_i = \frac{x_i}{r}$.

Tomando en cuenta que el desplazamiento que ocurre en los lados opuestos de una falla durante un sismo es permanente, la representación de las fuerzas de cuerpo del campo de desplazamiento debe tener un cambio permanente. Además, el desplazamiento no es instantáneo, sino que ocurre en una duración finita de ruptura. Se usan estas propiedades para que el tensor de momentos dependa del tiempo. Para este propósito, uno de los componentes del tensor de momentos puede expresarse como $M(t)$ y tener la forma de una función escalón (Fig. 2.7, esquina superior izquierda). Ésta es una representación del desplazamiento en el campo cercano. Los desplazamientos son permanentes en campo cercano y pueden medirse a cierta distancia de grandes sismos por medios geodésicos después de que el sismo esté debilitado.

El desplazamiento del campo lejano es proporcional a la derivada temporal de $M(t)$ (Fig. 2.7 centro), tal como se observaría en la llegada de onda P o S. La función temporal del desplazamiento tiene una forma de pulso. Asimismo, no hay desplazamiento permanente después de que la onda pasa.

El espectro del pulso de desplazamiento del campo lejano (Fig. 2.7 derecha) a bajas frecuencias será plano en un nivel de amplitud, ω^0 , proporcional al momento sísmico escalar, M_0 . La frecuencia de esquina, f_c , que se refiere a la frecuencia que indica el cambio de pendiente es inversamente proporcional al ancho del impulso, τ . En el dominio de la frecuencia, el efecto de las derivadas en el tiempo es multiplicar el espectro por f . Por lo tanto, los registros de velocidad se amplifican en altas frecuencias en relación con los registros de desplazamiento. En el caso de las ondas de cuerpo P podemos integrar la expresión 2.14 respecto del tiempo, tomando en cuenta que $\omega \rightarrow 0$ y despejando M_0 es posible obtener:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho c^3 r \omega^0}{U_{\phi\theta}}, \quad \text{Expresión 2.16}$$

donde ρ es la densidad, c es la velocidad de la onda, r es la distancia desde la fuente, y $U_{\phi\theta}$ es el término del patrón de radiación. Esta ecuación es para frentes de onda esféricos que se expanden en un espacio completo, pero puede aplicarse a modelos de velocidad más complicados. Estas ecuaciones son importantes porque muestran cómo se puede obtener una propiedad fundamental de la fuente del sismo, el momento escalar, directamente desde observaciones de ondas sísmicas a grandes distancias. Debido a que ω^0 se mide con la frecuencia más baja posible, es relativamente insensible a los efectos de la dispersión y la atenuación, lo que hace que los estimados de momento escalar sean más confiables que las

mediciones de las propiedades de fuente que requieren partes de mayor frecuencia del espectro.

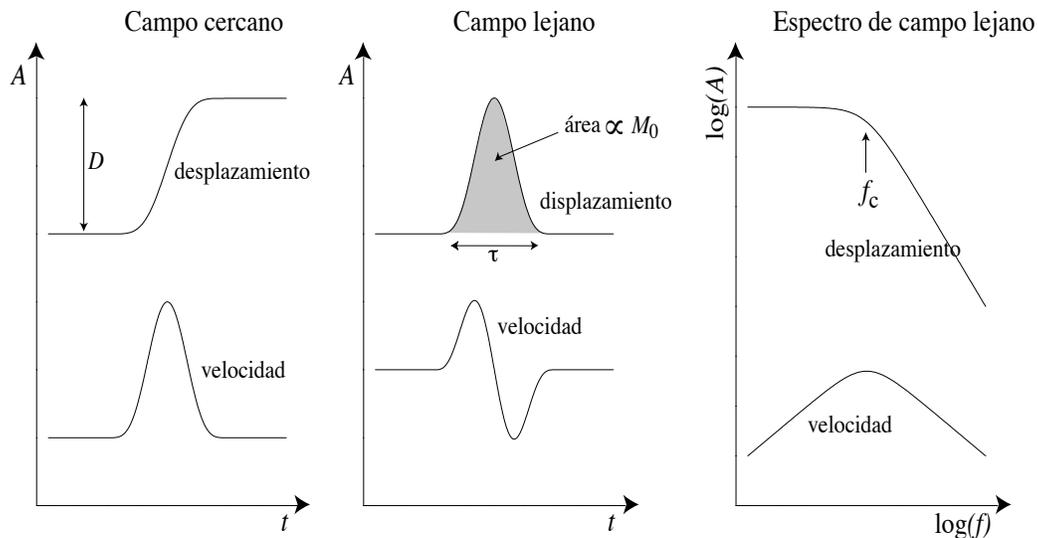


Figura 2.7 Relación entre el campo lejano y el campo cercano. La imagen muestra el desplazamiento y velocidad del campo cercano (izquierda). En el centro se observa la relación entre el desplazamiento y velocidad del campo lejano para series de tiempo, además de los espectros de cada serie (derecha). El área debajo de la curva del pulso en desplazamiento es proporcional al nivel de las frecuencias bajas del espectro de campo lejano [modificado de Shearer, 2009].

2.2.2 Escalas temporales

La función tiempo de la fuente, $s(t)$, es generada por la historia temporal del fallamiento y ofrece una vista integrada del proceso fuente sísmico [Vallée y Douet, 2016]. Las $s(t)$ se reflejan en las formas de ondas sísmicas registradas a distancias telesísmicas. En un medio infinito no atenuante y para una representación de fuente puntual, las $s(t)$ son directamente las formas de onda P o S escaladas por un factor que depende del patrón de radiación, la distancia y las propiedades elásticas (Eq 2.13). Una fuente realista en una Tierra esférica agrega algunas complejidades a la extracción $s(t)$, en particular cuando el sismo es poco profundo, lo que involucra la interferencia de ondas de cuerpo (P o S) y fases reflejadas en

la superficie (pP, sP, sS ...). En este caso, $s(t)$ debe determinarse junto con el mecanismo focal y la profundidad del sismo.

Si se trata de una pequeña falla que se desliza instantáneamente, la función de momento sísmico, $M(t)$, es una función escalón. La derivada de la función escalón es una función delta, que es la función de tiempo de la fuente de ese tipo falla. Sin embargo, fallas reales tienen asociada una función de tiempo de la fuente más complicada. Ahora, consideremos un caso en el que la ruptura en cada punto de una falla rectangular irradia un impulso. Sin embargo, la señal radiada total no es impulsiva, si toda la falla no se rompe al mismo tiempo y cada punto es una distancia diferente a las estaciones. Suponiendo que $v_r < v_s$ y $v_r < v_p$, las ondas llegan primero desde el punto inicial de ruptura, y más tarde desde puntos más adelante a lo largo de la falla.

A continuación describiremos dos parámetros importantes para modelar la función tiempo de la fuente, $s(t)$, observada en una estación a distancia r con un ángulo θ que se mide entre el rumbo de la falla y el azimut de la estación; la duración aparente de ruptura T_R y el tiempo de ascenso T_D . Para eso necesitamos imaginar una falla con longitud L , rompiendo de manera unilateral y suponemos $r \gg L$ (Fig. 2.8). Entonces, el tiempo de llegada de un rayo del inicio de la falla es: $t = \frac{r}{v}$, siendo v la velocidad del tipo de onda. El tiempo de llegada de las ondas a un punto que se encuentra a una distancia x de la falla está dado por:

$$T_x = \frac{x}{v_R} + \frac{r - x \cos \theta}{v}, \quad \text{Expresión 2.17}$$

donde, la v_R se refiere a la velocidad de ruptura.

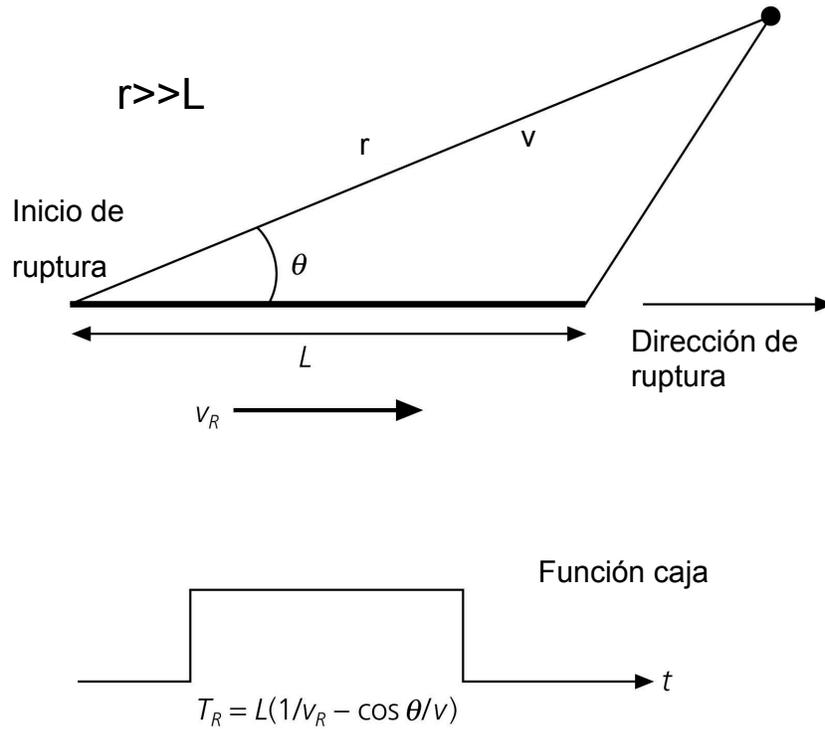


Figura 2.8 Diagrama de una falla. L se refiere a la longitud de la ruptura, v_r a la velocidad de ruptura, c a la velocidad de onda de cuerpo y r a la distancia a la estación [Stein y Wysession, 2003].

Dado la diferencia en tiempos entre la energía que llega del final de la falla en la posición L y la llegada de inicio de la falla podemos definir T_R :

$$T_R = \left[\frac{L}{v_R} + \frac{r - L \cos \theta}{v} \right] - \frac{r}{v}. \quad \text{Expresión 2.18}$$

Por lo tanto, la función de tiempo debido a una falla finita es una "función caja", de duración

$$T_R = \frac{L}{v_R} - \frac{L \cos \theta}{v}, \quad \text{Expresión 2.19}$$

conocida como el tiempo aparente de ruptura. Como se supone que v_R es aproximadamente 0.7-0.8 veces la velocidad de corte β , el cociente $\frac{v}{v_R}$ es aproximadamente 1.2 para las ondas de corte y 2.2 para las ondas P. La duración máxima ocurre a $\theta = 180$ grados, y el mínimo está en la dirección de ruptura, $\theta = 0$ grados. Estas expresiones se pueden modificar para diferentes formas de falla y direcciones de propagación de ruptura, como la propagación de ruptura hacia afuera desde el centro de una falla circular.

Un segundo efecto que prolonga la $s(t)$, incluso en una fuente puntual, es que el deslizamiento en cada punto no ocurre instantáneamente. La función de deslizamiento a menudo se modela como una función de rampa que comienza en el tiempo cero y termina en el tiempo de ascenso T_D (rise time). El tiempo de ascenso se refiere al tiempo en que el deslizamiento alcanza su valor final. La $s(t)$ depende de la derivada de la historial de deslizamiento, como se muestra en la Figura 2.9. Cuando la función de deslizamiento es una rampa, la derivada es una “caja” con duración T_D . La convolución de las funciones de T_D y T_R producen un trapecoide, cuya longitud es la suma de los tiempos T_D y T_R , que a menudo se usa para representar la función tiempo de la fuente, $s(t)$, de un sismo.

Para finalizar esta sección es importante definir los parámetros de la duración media predicha (τ_h) y tiempo de centroide (τ_c) (Figura 2.10). El desfase del tiempo del centroide (Δt) se define como la diferencia entre el tiempo del centroide menos la duración media predicha.

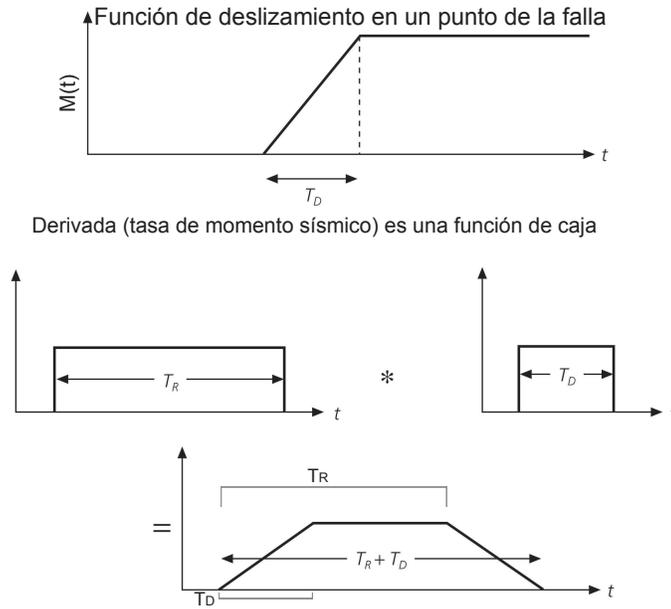


Figura 2.9 La función de tiempo de la fuente depende de la derivada del historial de deslizamiento (tiempo de ascenso) en la falla. Un historial de tiempo de rampa (arriba) con duración T_D tiene una derivada de tiempo de "función caja". Cuando se convoluciona con la función de tiempo de "función caja" debido a la propagación de la ruptura (centro), se obtiene una función de tiempo de fuente trapezoidal (abajo) [modificado de Stein y Wysession, 2003].

El tiempo del centroide es el tiempo durante el cual un sismo ha liberado la mitad de su momento escalar. La duración media estimada por leyes de escalamiento (τ_h) generalmente está en función del momento escalar (M_o), por ejemplo [Duputel et al., 2012]:

$$\tau_h = 1.2 \times 10^{-8} \times M_o^{\frac{1}{3}}, \quad \text{Expresión 2.20}$$

donde el M_o , está en dina-cm. Por definición, el promedio del tiempo del centroide es igual a la duración media (Fig. 2.10).

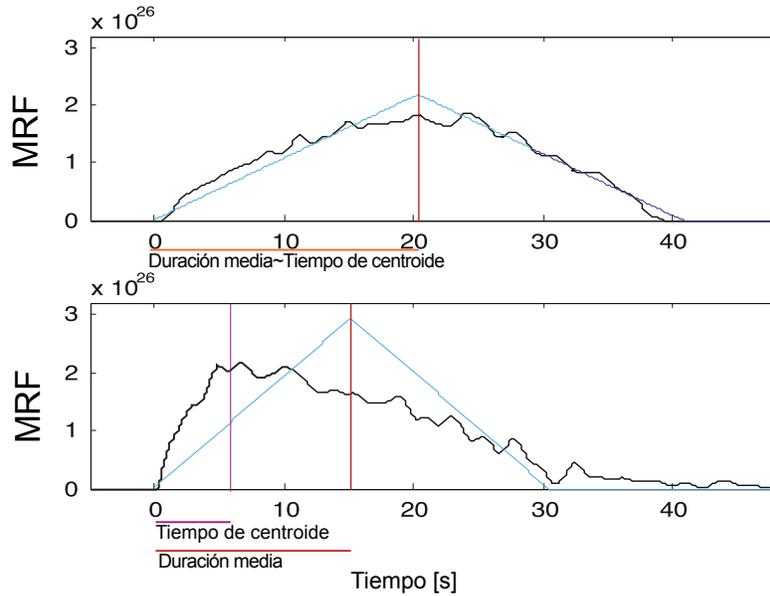


Figura 2.10 Comparación de tiempo del centroide y la duración media. Arriba, el tiempo del centroide coincide con la duración media. Abajo, la duración media es mayor que el tiempo del centroide [modificado de Duputel et al., 2012].

2.2.3 Directividad

Como vimos en el Subcapítulo 2.2.1, el pulso que se relaciona directamente con la duración de ruptura (T_R) que se registra en una estación, varía en el tiempo en función de θ (Expresión 2.18). Debido a que el área del pulso es la misma en todas las direcciones, la amplitud del pulso de la fuente varía inversamente con la duración (Fig. 2.11), este efecto es llamado *directividad*.

A medida que la velocidad de ruptura se aproxima a la velocidad de fase de interés, los efectos de directividad se vuelven más pronunciados. Los patrones de radiación de amplitud podrían dar la orientación de dos planos nodales dobles pares, pero no podían distinguir entre la falla y los planos auxiliares. La directividad proporciona una técnica para hacerlo, ya que la

simetría cuadripolar está fracturada [para saber más se puede consultar Stein y Wysession, 2003].

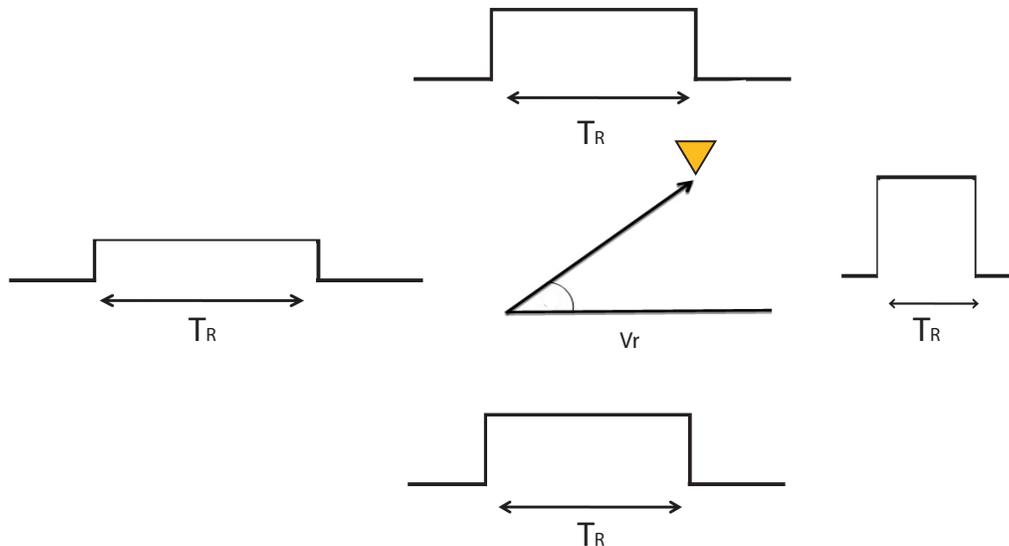


Figura 2.11 Esquema para representar la directividad. La directividad se refiere al cambio en la longitud de la función caja que representa la fuente en función de la dirección.

2.2.4 Distribución de deslizamiento de la falla

Para explicar la distribución de deslizamiento en la falla se presenta en esta sección el concepto de “falla finita”. Trifunac [1974] describe la falla finita como un método para simplificar la descripción de la fuente sísmica, como resultado de los desplazamientos y liberación de energía asociado a la ruptura y dislocación de un plano de falla. El plano de falla se estudia como una “falla finita” (no puntual), la cual se divide en subfallas. El objetivo es conocer los deslizamientos ocurridos en cada subfalla que contribuyen a generar el registro sísmico observado en una estación sísmica.

El hipocentro se fija dentro del plano de falla suponiendo que éste representa el punto de nucleación de la ruptura, la cual se propaga radialmente a una velocidad dada. Cada subfalla

tiene características y parámetros de fallamiento propias (deslizamiento, rumbo, etc; Fig 2.12).

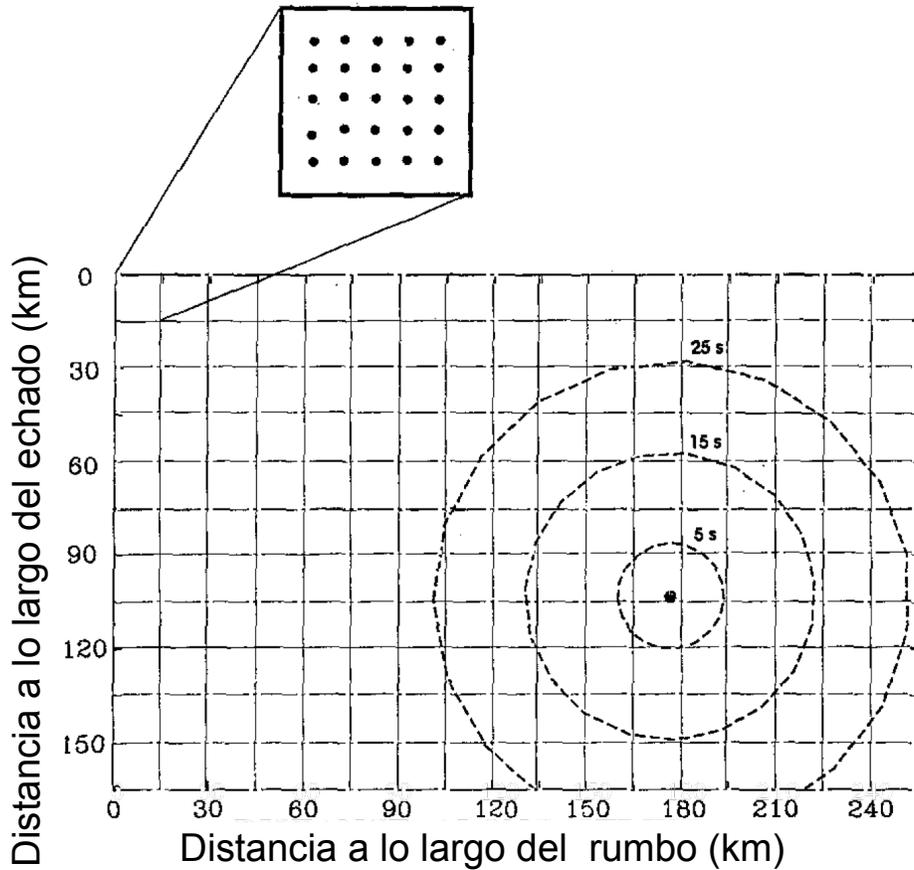


Figura 2.12 Ejemplo de configuración de la falla, dividida es subfallas. El hipocentro se fija dentro del plano de falla suponiendo que éste representa el punto de nucleación de la ruptura, la cual se propaga radialmente a una velocidad dada [Modificada de Mendoza, 1994].

La suma de deslizamientos en función de tiempo se le considera como la historia de la fuente sísmica que se puede representar como [Ji et al., 2002a]:

$$u(t) = \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n D_{jk} [\cos(\lambda_{jk}) Y_{jk}^1(V_{jk}, t) + \text{sen}(\lambda_{jk}) Y_{jk}^2(V_{jk}, t)] * S_{jt}(t),$$

Expresión 2.21

donde $u(t)$ es el desplazamiento observado en la estación sísmica; j , la j -ésima subfalla a lo largo del rumbo; k , k -ésima subfalla a lo largo del echado; D_{jk} , la amplitud de deslizamiento; jk es la dirección del desplazamiento (*rake*); S_{jk} es la función de tiempo de ascenso para cada subfalla jk ; V_{jk} , el promedio de velocidad de la ruptura entre el hipocentro y la subfalla jk ; $Y_{jk}^i(V_{jk}, t)$ son funciones de Green de las subfallas para el desplazamiento unitario en la dirección del rumbo y echado, respectivamente.

De esta manera podemos afirmar que el registro sísmico observado en una estación es la suma de contribuciones (funciones temporales de fuente) de cada subfalla con una cierta amplitud y retraso en el tiempo convolucionadas con la función de Green. Cada función de Green se obtiene sumando las respuestas de las fuentes puntuales distribuidas en la falla. Cada fuente puntual se retrasa apropiadamente por el tiempo que es igual a la distancia más corta al hipocentro dividida por la velocidad promedio de ruptura. Por lo tanto, todas las funciones de Green de las subfallas incluyen por separado los efectos de la directividad. El número de fuentes puntuales utilizadas depende del tamaño de los subfallas y la frecuencia más alta estudiada.

Las funciones de Green para ondas de cuerpo se pueden calcular combinando los efectos elásticos e inelásticos de la propagación proveniente desde la fuente hasta el receptor:

$$Y_{jk}^1(V_{jk}, t), Y_{jk}^2(V_{jk}, t) = e(t) * q(t), \quad \text{Expresión 2.22}$$

donde $e(t)$ representa las características elásticas y $q(t)$ las inelásticas. La función de tiempo de ascenso como una caja es a veces demasiado simple y puede introducir altas frecuencias no realistas en los sismogramas. Se usa una función relativamente simple para simular la historia de deslizamiento en cada punto del plano de falla, esta función es un coseno

asimétrico para aproximar la derivada de la función de tasa de momento (Fig. 2.13) [Liu y Archuleta, 2000; Zeng y Chen, 2001; Ji et al., 2003]:

$$\dot{M}(t) = \begin{cases} \frac{1}{t_s + t_e} \left[1 - \cos\left(\frac{\pi t}{t_s}\right) \right], & 0 < t < t_s, \\ \frac{1}{t_s + t_e} \left[1 - \text{sen}\left(\frac{\pi(t - t_s)}{t_e}\right) \right], & t_s < t < t_s + t_e, \\ 0, & t > t_s + t_e. \end{cases} \quad \text{Expresión 2.23}$$

La forma de la función de tasa de momento está determinada por dos parámetros (Fig. 2.13). El primero se le llama tiempo de la fase de inicio (t_s), que se utiliza para medir la duración desde el inicio de la ruptura hasta el tiempo con la velocidad de deslizamiento máxima; el segundo es el tiempo de la fase final (t_e), que se usa para medir la duración del deslizamiento finalizado [Ji et al, 2003].

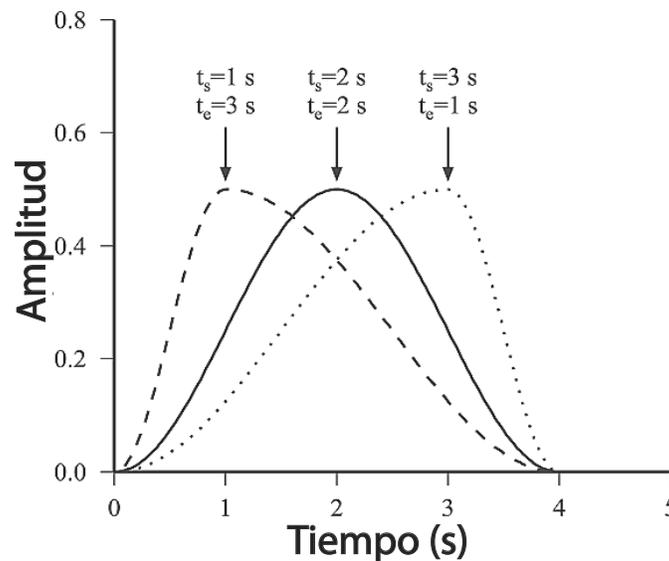


Figura 2.13 Caracterización de tiempo de ascenso. Se muestran tres funciones de velocidad de deslizamiento normalizadas que tienen el mismo ancho pero con diferentes combinaciones de tiempos de fase de inicio (t_s) y fase final (t_e) [Tomada de Ji et al., 2003].

2.2.5 Energía sísmica

Es posible definir un sismo como un proceso de relajación de esfuerzos, durante el cual la energía potencial total cae de W a $W - \Delta W$ [Venkataraman y Kanamori, 2004]. La energía potencial se compone de energía de deformación y energía gravitacional. El cambio total de energía potencial en un sismo se puede determinar como: $\Delta W = \bar{\sigma} \bar{D} S$, donde $\bar{\sigma}$ representa el esfuerzo promedio ocurrido durante el fallamiento, \bar{D} es el desplazamiento promedio en la falla y S es el área de ruptura [Knopoff, 1958; Dahlen, 1977; Kostrov, 1974]. Una parte de la energía potencial total se disipa en el plano de falla como $\bar{\sigma}_f \bar{D} S$, donde $\bar{\sigma}_f$ es la fuerza de fricción promedio en el plano de falla. La parte restante se irradia como ondas sísmicas y la energía de las ondas se conoce como energía irradiada (ER). La energía irradiada se puede cuantificar usando registros sísmicos.

Durante la relajación de esfuerzos, el esfuerzo de corte en la falla disminuye desde un esfuerzo inicial σ_0 antes del sismo hasta un esfuerzo final σ_1 después del sismo (Fig. 2.14 a). Sin embargo, para cualquier modelo físicamente realista (Fig. 2.14 b), esta caída de esfuerzo no es instantánea y ocurre en un deslizamiento crítico, D_c . El esfuerzo en la falla varía como una función del deslizamiento dado por σ_f . En este modelo, cuando el deslizamiento de falla excede el deslizamiento crítico, el esfuerzo de fricción permanece constante y es igual al esfuerzo final [Venkataraman y Kanamori, 2004].

Este comportamiento, en el que el esfuerzo en el plano de falla disminuye gradualmente a medida que aumenta el deslizamiento se le denomina "debilitamiento por deslizamiento" [Rice, 1980; Li, 1987]. Se puede interpretar este proceso de relajación del esfuerzo, en términos de la creación de una zona de ruptura en un frente de ruptura que avanza.

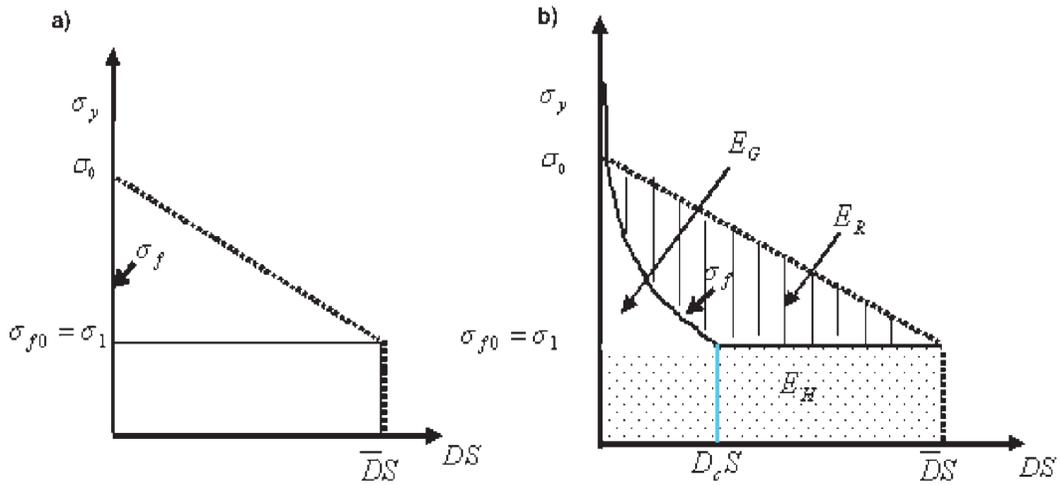


Figura 2.14 Partición de la energía en los sismos. Se presenta el esfuerzo como una función del área de tiempos de deslizamiento. La línea oscura muestra la variación del esfuerzo de fricción, σ_f , en la falla en función del deslizamiento. (a) El esfuerzo cae instantáneamente de un nivel inicial a un nivel final. (b) En un caso físicamente realista, el esfuerzo primero aumenta al límite elástico del material, y luego cae al nivel de fricción final, f_0 , sobre un deslizamiento crítico D_c , marcada como una línea azul en la figura. La energía de fractura E_G , por ejemplo, disipada en este proceso, se muestra en la región no sombreada. La región rayada representa la energía radiada, E_R , mientras que la región punteada representa la energía térmica, E_H , disipada en la falla. Tomado de Venkateraman y Kanamori [2004].

La energía total disipada, $\bar{\sigma}_f \bar{D}S$, se puede dividir en dos partes, la energía de fractura, E_G , y la energía térmica, E_H , es decir, $\bar{\sigma}_f \bar{D}S = E_G + E_H$. Por lo tanto, el cambio total de energía potencial se puede escribir como, $\Delta W = E_R + E_G + E_H$, mientras que la energía irradiada se puede escribir como

$$E_R = \frac{(\sigma_0 + \sigma_1)}{2} \bar{D}S - \bar{\sigma}_f \bar{D}S. \quad \text{Expresión 2.24}$$

Por lo tanto, el área debajo del trapecio (indicada por la línea punteada en la figura 2.10) representa la energía potencial total liberada en un evento sísmico, ΔW . La energía irradiada

E_R , es el área rayada. La energía térmica representada por el área punteada se da como $E_H = \sigma_{f0} \bar{D} S$. La energía de fractura, E_G , representada por el área de la región no sombreada, es la energía utilizada en procesos mecánicos cerca de la zona de falla a medida que la ruptura se propaga [Venkataraman y Kanamori, 2004].

2.2.6 Caída de esfuerzos estática

La caída de esfuerzo estática se define como el cambio en el promedio de estado de esfuerzos en una falla antes y después de la ruptura ($\Delta\sigma_s = \sigma_0 - \sigma_1$). Estimamos la caída de esfuerzo promedio como

$$\Delta\sigma_s = C\mu \frac{\bar{D}}{\tilde{L}}, \quad \text{Expresión 2.25}$$

donde \bar{D} es el deslizamiento promedio en la falla, \tilde{L} se refiere a la dimensión de ruptura, C es una constante no dimensional que depende de la forma de la superficie de ruptura y del tipo de fallamiento; es decir, de la orientación del esfuerzo cortante, y finalmente, μ es el módulo de corte [Venkataraman y Kanamori, 2004].

La caída de esfuerzo real en una falla puede ser muy heterogénea debido a las variaciones en el esfuerzo y la fuerza distribuida en el plano de falla. Por lo anterior, la distribución de deslizamiento, en la realidad, en el plano de falla puede variar espacialmente, lo que da como resultado una caída de esfuerzo localmente muy alta, en comparación con el valor promedio sobre la falla. Sin embargo, se puede suponer que la mayor parte del momento se concentra en la longitud de la ruptura [Madariaga, 1979]. Con lo anterior es posible determinar la caída de esfuerzos $\Delta\sigma_s$, usando el momento sísmico M_0 y área de ruptura S :

$$\Delta\sigma_s = C\mu \frac{\bar{D}}{\tilde{L}} = C \frac{M_0}{S^{\frac{3}{2}}}, \quad \text{Expresión 2.26}$$

donde las variables son similares a la Expresión 2.23. Utilizando el momento sísmico es posible determinar el área de ruptura, pero para tener un área bien calculada es necesario que la red sísmica o geodésica disponible esté cerca de la fuente. Asimismo, la localización cercana de la estructura compleja de la trinchera y las heterogeneidades laterales hace más complicado el cálculo del área de ruptura de los sismos tsunami [Venkataraman y Kanamori, 2004].

2.2.7 Eficiencia de la radiación y la energía escalada

Para definir la eficiencia de la radiación [Husseini, 1977], es necesario basarnos en el modelo de la Figura 2.10 b. La eficiencia de la radiación se define como el cociente entre la energía radiada y la suma de la energía radiada con la energía de fractura; es decir,

$$\eta_R = \frac{E_R}{E_R + E_G} = \frac{E_R}{\frac{(\sigma_0 - \sigma_1) \overline{DS}}{2}}. \quad \text{Expresión 2.27}$$

Por otro lado si se define la caída de esfuerzo estática, $\Delta\sigma_s = \sigma_0 - \sigma_1$, se usa la energía irradiada, E_R , y el momento sísmico, M_0 , es posible determinar la eficiencia de la radiación como:

$$\eta_R = \frac{E_R}{E_R + E_G} = \frac{2\mu\tilde{e}}{\Delta\sigma_s}, \quad \text{Expresión 2.28}$$

donde $\tilde{e} = \frac{E_R}{M_0}$. Este cociente es llamado energía escalada [Venkataraman y Kanamori, 2004].

2.2.8 Espectro de la fuente

En esta sección explicaremos cómo obtener el espectro de la fuente y su relación con la energía irradiada, basándonos en Shearer [2009]. Consideremos las características de los pulsos de campo lejano en el dominio de la frecuencia. La transformada de Fourier de una función caja con altura y ancho igual a uno, está dada por

$$F[B(t)] = \int_{-\frac{1}{2}}^{\frac{1}{2}} e^{i\omega t} dt = \frac{1}{i\omega} \left(e^{\frac{i\omega}{2}} - e^{-\frac{i\omega}{2}} \right), \quad \text{Expresión 2.29}$$

$$F[B(t)] = \frac{1}{i\omega} 2i \operatorname{sen} \left(\frac{\omega}{2} \right) = \frac{\operatorname{sen} \left(\frac{\omega}{2} \right)}{\frac{\omega}{2}}. \quad \text{Expresión 2.30}$$

Si $\frac{\operatorname{sen}x}{x}$ es el seno cardinal $\operatorname{senc}x$ y empleamos la regla de escala para transformadas de Fourier, podemos expresar la transformada de Fourier de una función caja de una unidad de altura y ancho T_D (Fig. 2.15), como

$$F \left[B \left(\frac{t}{T_D} \right) \right] = T_D \operatorname{senc} \left(\frac{\omega T_D}{2} \right). \quad \text{Expresión 2.31}$$

El primer cruce por cero se produce en $\omega = \frac{2\pi}{T_D}$, que corresponde a la frecuencia $f = \frac{1}{T_D}$. El modelo de falla Haskell, dado por la convolución de dos funciones caja de ancho T_D y T_R , puede expresarse como un producto de dos funciones senc en el dominio de la frecuencia:

$$F \left[B \left(\frac{t}{T_D} \right) * B \left(\frac{t}{T_R} \right) \right] = T_D T_R \operatorname{senc} \left(\frac{\omega T_D}{2} \right) \operatorname{senc} \left(\frac{\omega T_R}{2} \right). \quad \text{Expresión 2.32}$$

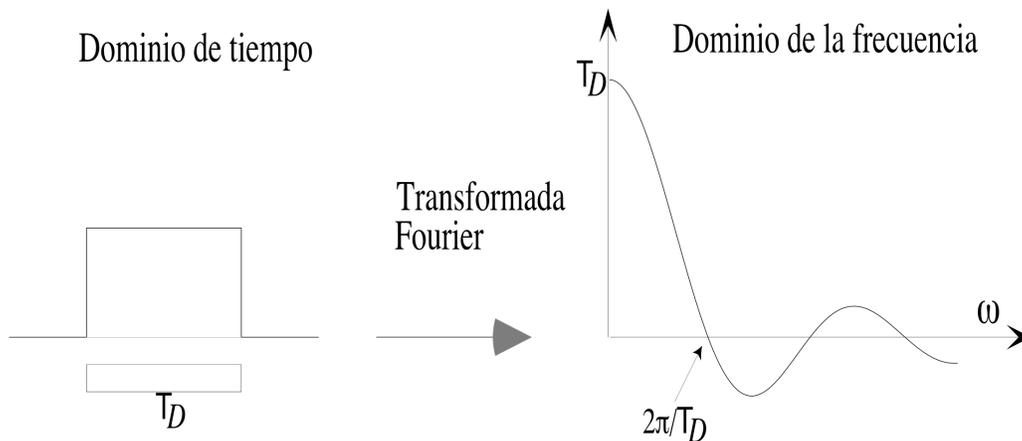


Figura 2.15 Transformada de Fourier de la función caja. La transformada de Fourier de una función caja de una unidad de altura y ancho T_D , tiene su primer cruce en 0 en $\frac{2\pi}{T_D}$ [Shearer, 2009].

Por lo tanto, el espectro de amplitud de campo lejano $|A(\omega)|$ para el modelo de falla Haskell puede ser expresado como:

$$|A(\omega)| = gM_0 \left| \text{senc} \left(\frac{\omega T_D}{2} \right) \right| \left| \text{senc} \left(\frac{\omega T_R}{2} \right) \right|, \quad \text{Expresión 2.33}$$

donde g es un término de escala que incluye dispersión geométrica [Aki y Richards, 1980], donde R en este caso incluye una corrección para el coeficiente de amplificación de superficie libre [Boatwright y Choy, 1986]. Los espectros fuente usualmente se trazan usando una escala logarítmica. Tomando el logaritmo de la Expresión 2.31, tenemos:

$$\log|A(\omega)| = G + \log(M_0) + \log \left| \text{senc} \left(\frac{\omega T_D}{2} \right) \right| + \log \left| \text{senc} \left(\frac{\omega T_R}{2} \right) \right|, \quad \text{Expresión 2.34}$$

donde $G = \log g$. Podemos aproximar $|\text{senc } x|$ como 1 para $x < 1$ y $1/x$ para $x > 1$ y suponer $T_D < T_R$. Con lo anterior obtenemos:

$$\log|A(\omega)| - G = \log(M_0); \quad \omega < \frac{2}{T_R}$$

$$\log|A(\omega)| - G = \log(M_0) - \log \frac{T_R}{2} - \log \omega, \quad \frac{2}{T_R} < \omega < \frac{2}{T_D}$$

$$\log|A(\omega)| - G = \log(M_0) - \log \frac{T_D T_R}{4} - 2 \log \omega, \quad \frac{2}{T_D} < \omega.$$

El espectro de amplitud de un pulso sísmico con una función trapezoidal puede ser plano en periodos más largos al tiempo de ruptura proporcional a M_0 . En periodos entre el tiempo de ascenso (T_D) y el tiempo de ruptura (T_R) puede decaer como $\frac{1}{\omega}$. Finalmente, en altas frecuencias el espectro decae en $\frac{1}{\omega^2}$. Éste espectro es llamado el modelo de fuente ω^{-2} (Fig. 2.16).

Las frecuencias correspondientes a $\omega = \frac{2}{T_R}$ y $\omega = \frac{2}{T_D}$ se llaman frecuencias de la esquina y dividen el espectro en las tres partes diferentes, respectivamente. En teoría, al estudiar los espectros de los sismos reales es posible recuperar M_0 , T_D y T_R para este modelo. Sin embargo, a menudo sólo podemos identificar una esquina, definida por la intersección de las asíntotas ω^0 y ω^{-2} . Se debe tener precaución en cualquier interpretación de un espectro observado directamente en términos de propiedades de la fuente, ya que la atenuación y los efectos cercanos a la superficie pueden distorsionar el espectro, particularmente a frecuencias más altas.

Brune (1970) describió un modelo, en el que el espectro de amplitud de desplazamiento está dado por [Shearer, 2009]:

$$A(f) = \frac{\omega^0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}, \quad \text{Expresión 2.35}$$

donde f_c es la frecuencia de esquina y ω^0 es un nivel espectral de período largo. Se debe tener en cuenta que la tasa de caída de alta frecuencia concuerda con el modelo de falla de Haskell. Un modelo más general es

$$A(f) = \frac{\omega^0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^\gamma\right]^{\frac{1}{\gamma}}}, \quad \text{Expresión 2.36}$$

que fue encontrado por Boatwright [1980] con $\gamma = 2$ para proporcionar un mejor ajuste a las esquinas más afiladas que encontró en sus datos. Los estudios de los sismos registrados globalmente y regionalmente, de un amplio rango de tamaños generalmente han mostrado que su tasa promedio de caída de alta frecuencia es cercana a ω^{-2} , aunque los sismos individuales a menudo tienen un comportamiento espectral bastante diferente (Fig. 2.16).

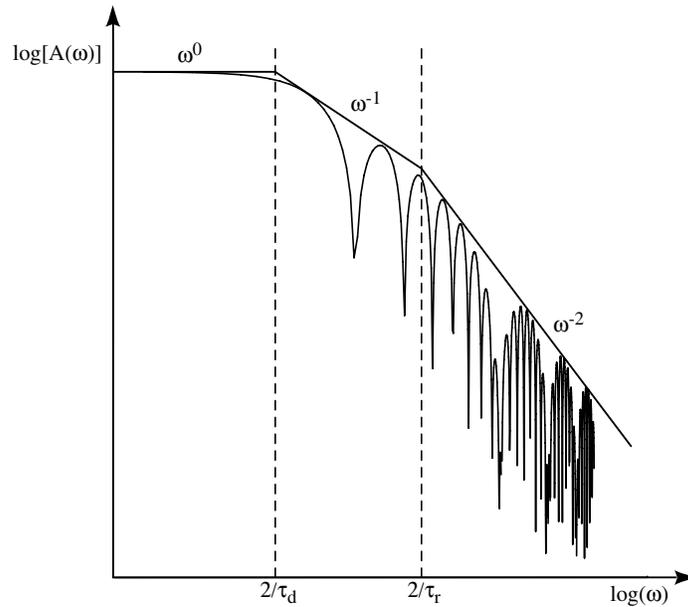


Figura 2.16 Espectro de amplitud para el modelo de falla Haskell. El espectro es el producto de dos funciones sinc, que corresponden en el dominio del tiempo a la convolución de dos funciones caja y

Se puede decir que la intersección de las asíntotas con las porciones de baja frecuencia y alta frecuencia del espectro define la frecuencia de la esquina, ω_c para una función caja y dos frecuencias de esquina, ω_{c1} y ω_{c2} , para un trapecio.

La energía sísmica radiada total de una fuente puntual doble par en un espacio homogéneo puede ser calculado a partir del espectro fuente, $|\dot{M}(f)|$ [Shearer, 2009; Venkataraman y Kanamori, 2004]:

$$E_R = \left[1 + \frac{3V_\alpha^5}{2V_\beta^5} \right] \cdot \frac{8\pi}{15\rho_h V_\alpha^5} \int_0^\infty f^2 |\dot{M}(f)| df, \quad \text{Expresión 2.37}$$

donde

E_R : energía irradiada,

V_R : velocidad de ruptura,

V_α : velocidad de onda P,

V_β : velocidad de onda S,

ρ_h : densidad,

f : frecuencia.

2.3 Teoría de inversión de datos

La teoría de inversión, según William Menke [1989], se trata del conjunto de métodos utilizados para extraer información sobre el mundo a partir de mediciones físicas. Las propiedades de la Tierra se definen como parámetros, y el conjunto de parámetros relacionados mediante una regla de correspondencia se le conoce como modelo físico. Los parámetros se pueden dividir en discretos (por ejemplo, la masa de la Tierra) y continuos (por ejemplo, la temperatura o la intensidad del campo eléctrico de la Tierra).

La herramienta de este método es la función de desajuste entre las observaciones y los modelos sintéticos. La “solución del problema directo” interviene tomar un modelo y calcular cuáles deberían ser las observaciones o mediciones calculadas. La segunda forma, llamada “solución del problema inverso”, nos dice que los parámetros de un modelo pueden ser calculados mediante las observaciones de campo. Además, estas soluciones se pueden clasificar en “lineales” y “no lineales”, dependiendo si la solución de los parámetros se basa en un sistema de ecuaciones lineales [Menke, 1989].

Los métodos de inversión para problemas multiparamétricos no lineales pueden ser clasificados en dos grupos [Sambridge y Drijkoningen, 1992], aquellos que usan la

información local proporcionada por el gradiente de la función objetivo para alcanzar, a partir de un modelo inicial, el mínimo de una manera iterativa. En este grupo se puede incluir el método clásico de mínimos cuadrados y sus variantes. La segunda clase de métodos no utiliza información de las derivadas (evitando la linealización del problema) y en su lugar utiliza un proceso aleatorio para explorar la superficie de modelos y encontrar el mínimo global [Iglesias, 2001]. Un ejemplo es el método de cristalización simulada propuesto por Kirkpatrick et al. [1983] siguiendo el trabajo de Metrópolis.

El método de inversión de cristalización simulada en el método de falla finita tendrá éxito si las funciones de Green son precisas. A pesar de que las formas de onda de cuerpo de las fases teleseísmicas son relativamente robustas con respecto a una estructura compleja 3D, los tiempos de inicio pueden variar significativamente. Esto puede causar problemas al estimar los parámetros de fallas.

2.3.1 Cristalización simulada

A continuación se explica el algoritmo de inversión que se utiliza para obtener los parámetros en el método de “falla finita”. Este algoritmo es llamado “Cristalización simulada” [Kirkpatrick et al., 1983]. El algoritmo se basa en la cristalización de algunos sólidos, este fenómeno depende del cambio de temperatura del medio. Si la temperatura es alta, los átomos se encuentran desordenados, cuando la temperatura baja, el orden en los átomos aumenta. Además si la temperatura baja lentamente, los átomos se organizan en forma geométrica.

La cristalización simulada utiliza las herramientas básicas de la mecánica estadística aplicadas a la optimización combinatoria. La optimización combinatoria se encarga de buscar

mínimos y máximos en una función de varias variables independientes, se llamada “función de costo o función objetivo”. La mecánica estadística se trata de un conjunto de métodos para analizar las propiedades agregadas de los grandes números de átomos que se encuentran en muestras de materia líquida o sólida. El objetivo de la mecánica estadística es obtener las propiedades macroscópicas de los sistemas físicos a partir de una descripción microscópica de ellos [Kirkpatrick et al., 1983].

En un sistema con población reducida de partículas, la descripción microscópica se vuelve impráctica, así que es necesario analizar el sistema desde un punto de vista estadístico con menor número de variables, que permita obtener resultados macroscópicos. Por esa razón se usa el factor de probabilidad de Boltzmann,

$$P(\{r_i\}) = e^{\frac{-E\{r_i\}}{k_B T}}, \quad \text{Expresión 2.38}$$

que describe la probabilidad de que una configuración exista dada una temperatura (T). $P(\{r_i\})$ es la probabilidad de existencia de una configuración espacial del sistema $\{r_i\}$, E es la energía asociada a dicho sistema y k_B , es la constante de Boltzman. Cuando la temperatura disminuye hasta el límite de estabilidad del sistema, sólo estados de energía mínima tendrá probabilidad de existir.

El método de cristalización simulada se compone de la aplicación reiterada de tres funciones [Vasudevan et al., 1983]:

- Función objetivo o función de costo,
- Función de orden,
- Función de temperatura.

Se pretende encontrar el mínimo de la función objetivo $f(x_n) = y$, que depende de n variables. Para eso se establece un conjunto de valores iniciales para esas variables $(X_n|_0)$ y se calcula $f(X_n|_0)$. Posteriormente se perturban ligeramente las variables independientes $(X_n|_{0+\Delta})$ para calcular nuevamente $f(X_n|_{0+\Delta})$. La probabilidad de que la nueva configuración $(X_n|_{0+\Delta})$ sustituya en el proceso a la anterior configuración $(X_n|_0)$ estará determinada por la diferencia $E = f(X_n|_{0+\Delta}) - f(X_n|_0)$ y la función de orden:

$$P(\Delta E) = \begin{cases} e^{\frac{\Delta E}{k_B T_0}} & \Delta E > 0 \\ 1 & \Delta E < 0 \end{cases}$$

Si se usa la temperatura T_0 , los procedimientos iterativos de perturbación de la configuración y de sustitución, se repiten un número definido de veces. Posteriormente la temperatura se puede expresar como

$$T_1 = kT_0, \tag{Expresión 2.39}$$

donde k es una constante cercana pero menor que uno, la expresión anterior se trata de función de temperatura. Se realiza el mismo proceso descrito usando la nueva temperatura hasta alcanzar el mínimo de la función objetivo [Kirkpatrick et al., 1983; Iglesias, 2001].

3. Datos

En el estudio del evento de 2002 se usaron dos tipos de datos: 1) Sismogramas regionales registrados por la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2018); 2) Sismogramas telesísmicos de banda ancha obtenidos de Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) de las redes: GNS-IRIS/IDA (II), GNS-IRIS/USGS (IU), New China Digital Seismograph Network (IC), GEOFON (GE) y GEOSCOPE (G) (Fig. 3.1). Utilizamos ventanas desde 5 minutos antes de la llegada de la onda P hasta 100 minutos después. Empleamos únicamente la componente vertical de los registros. El procesamiento fue distinto para los dos grupos de datos.

3.1 Regionales

Los datos regionales del SSN de banda ancha fueron usados para relocalizar las réplicas más grandes que produjo el evento del 2002. También fueron usados para estimar una localización relativa de las réplicas más pequeñas. Ya que muchas estaciones en el año del 2002 eran activadas por “disparo”, algunos de los registros tuvieron un pre-procesamiento, que consiste en cortar la señal donde la amplitud es constante.

3.2 Telesísmicos

Los datos usados fueron registrados en estaciones localizadas a distancias entre 30° – 100° del evento. En estas distancias es posible obtener registros de campo lejano. Utilizamos estos datos para calcular los parámetros de la fuente (velocidad, duración y longitud de la ruptura), energía irradiada y el deslizamiento del evento del 2002. Para los diferentes métodos de este trabajo, se realizan distintas correcciones y filtros, éstas se describirán en cada una de los subtemas de este capítulo.

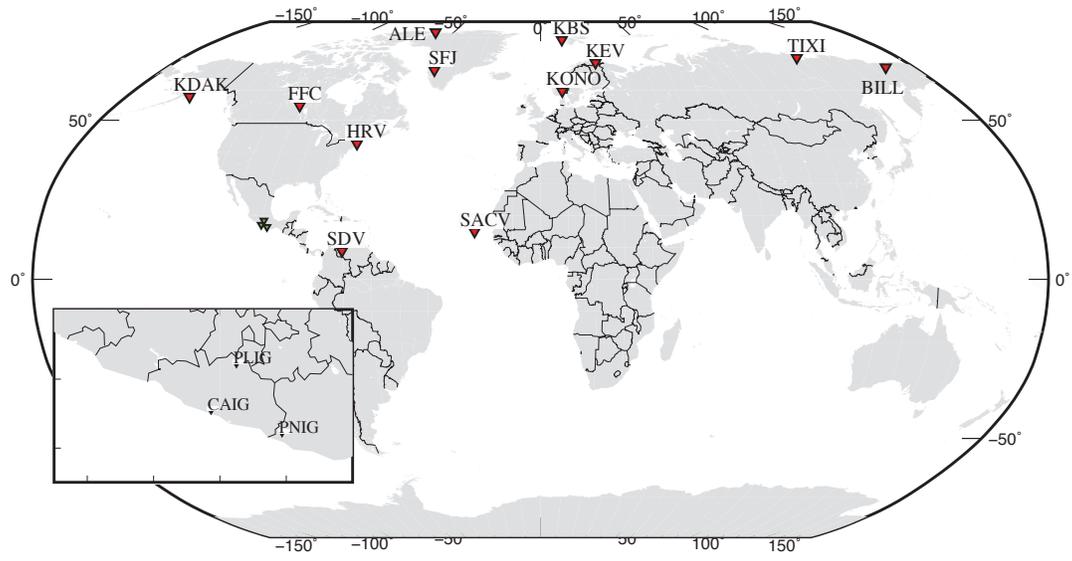


Figura 3.1 Estaciones telesísmicas (rojas) y regionales (verdes) usadas en el estudio.

4. Metodología y resultados

4.1 Duración, longitud y tiempo de ruptura

Se usan datos telesísmicos para estimar la duración (τ_d), longitud (L), y velocidad de la ruptura (v_r) del evento de 2002 (Fig. 4.1). Se realiza una primera inspección de los registros que consiste en eliminar señales con mucho ruido o con una traza con periodo inusual lo que puede significar que el instrumento no funcionaba correctamente. Usando los registros en velocidad se localiza la llegada de la onda P en cada una de las trazas. Posteriormente se procesan los datos de velocidad. El primer paso es realizar la corrección de tendencia y la corrección de respuesta de instrumento a los datos, para obtener los registros en desplazamiento. Se filtran las señales usando un pasabandas de 1-80 s.

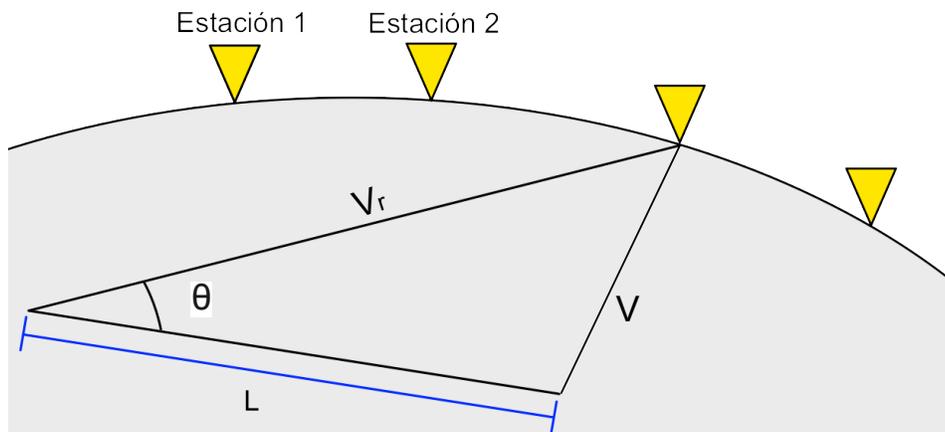


Figura 4.1 Geometría de la ruptura de una falla. V representa la velocidad de la onda P, V_r es la velocidad de ruptura y θ representa el ángulo entre el rumbo de la falla y el azimut de la estación.

Para visualizar la duración de la ruptura directamente de los registros, procedemos a graficar las trazas en función de $\cos\theta$, donde θ es el ángulo entre el rumbo de la falla y el azimut de la estación. Asimismo se alinea el arribo de la onda P de los registros. En la Figura 4.2, las

líneas grises muestran las trazas con una onda P difícil de identificar y las trazas negras se tomaran en cuenta en la estimación de la duración.

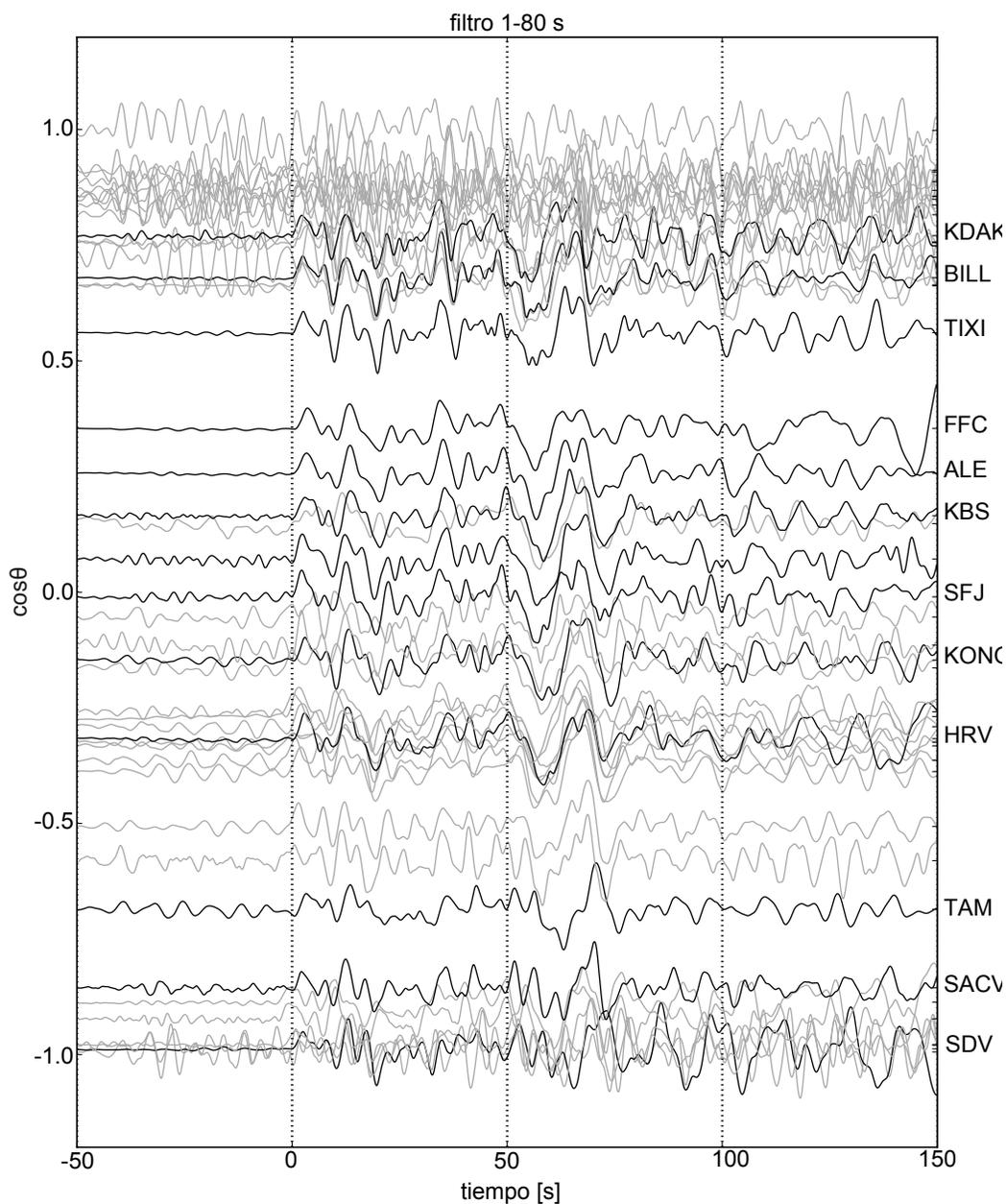


Figura 4.2 Señales telosísmicas del evento de 2002 en función del $\cos\theta$. Las estaciones que se muestran en el eje derecho se encuentran a distancias telosísmicas. Las líneas negras representan las trazas donde se identifica y alinea la onda P que se toman en cuenta en el cálculo de los parámetros de fuente. Las líneas grises representan trazas que no son tomadas en cuenta en el método. Estos sismogramas son filtrados con un pasabandas de 1-80 s.

El evento de 2002 se caracteriza por tener una onda P emergente y compleja, lo que complica identificar fases sísmicas. La onda P de este evento está formada de múltiples pulsos, identificamos la primera y última señal coherente de forma visual en cada registro (Fig. 4.2). La primera señal es alineada en 0 s y la final culmina aproximadamente entre 60-70 segundos en la mayoría de los registros (Fig. 4.3). Utilizamos la Expresión 2.18, para estimar la duración, velocidad y longitud de ruptura. La duración de la ruptura; es decir, el tiempo que se relaciona directamente con la ruptura, t_r se calcula en $\cos\theta = 0$. Suponemos que la duración de la ruptura es el tiempo entre el inicio de la primera señal y la cresta final en la última señal coherente (Fig. 4.4) esto indica que la duración es de aproximadamente 60 s.

Por otro lado, para conocer la longitud de la ruptura es útil ubicarnos en $\cos\theta = 1$, este término simplifica la Expresión 2.18, como:

$$T_R = \frac{L}{v_r} - \frac{L}{v}. \quad \text{Expresión 4.1}$$

Podemos suponer que el valor de T_R en $\cos\theta = 1$, es producto de la duración de ruptura, t_r , y de la directividad. Por lo tanto, para conocer el valor que depende de la directividad basta con estimar la diferencia de tiempos al finalizar la última señal coherente entre $\cos\theta = -1$ y $\cos\theta = 1$. Ya que no hay una traza en $\cos\theta = 1$ se extrapola la tendencia tomando en cuenta los otros registros al dato antes mencionado (Fig. 4.5). A continuación igualamos $\frac{L}{v}$ a esa diferencia para conocer la longitud de la ruptura. Finalmente despejamos V_r de la expresión $t_r = \frac{L}{v_r}$. Con el procesamiento descrito concluimos que la velocidad de ruptura es cercana a 1 km/s.

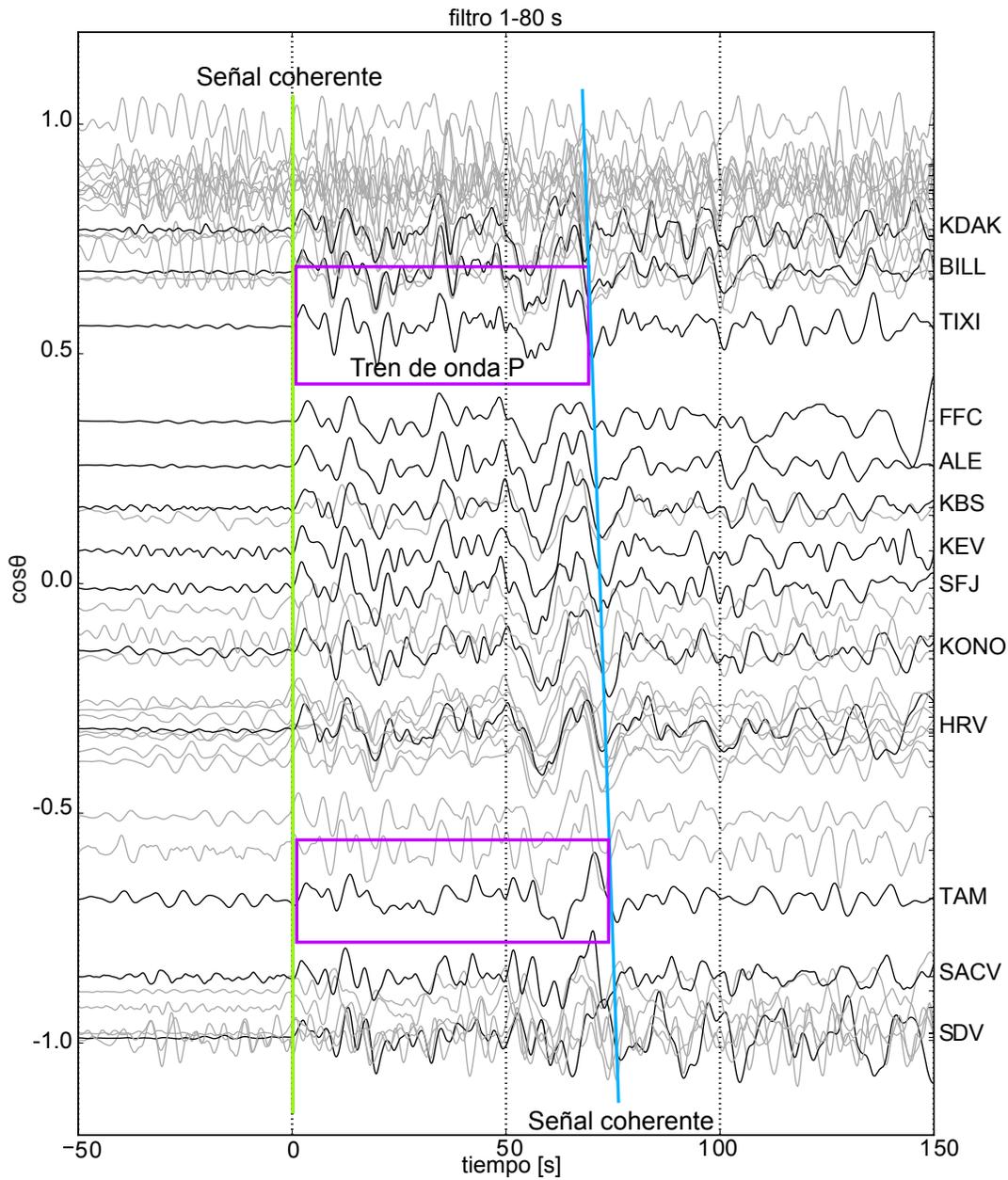


Figura 4.3 Tren de onda P del evento 2002 (ventanas moradas). Las líneas negras son tomadas en cuenta para el cálculo de los parámetros de la fuente. Las trazas están en función del $\cos\theta$. Se identifica el tren de onda P, con la primera y la última de señal coherente en los registros. Línea verde es el tiempo 0 y la línea azul el fin de la señal coherente.

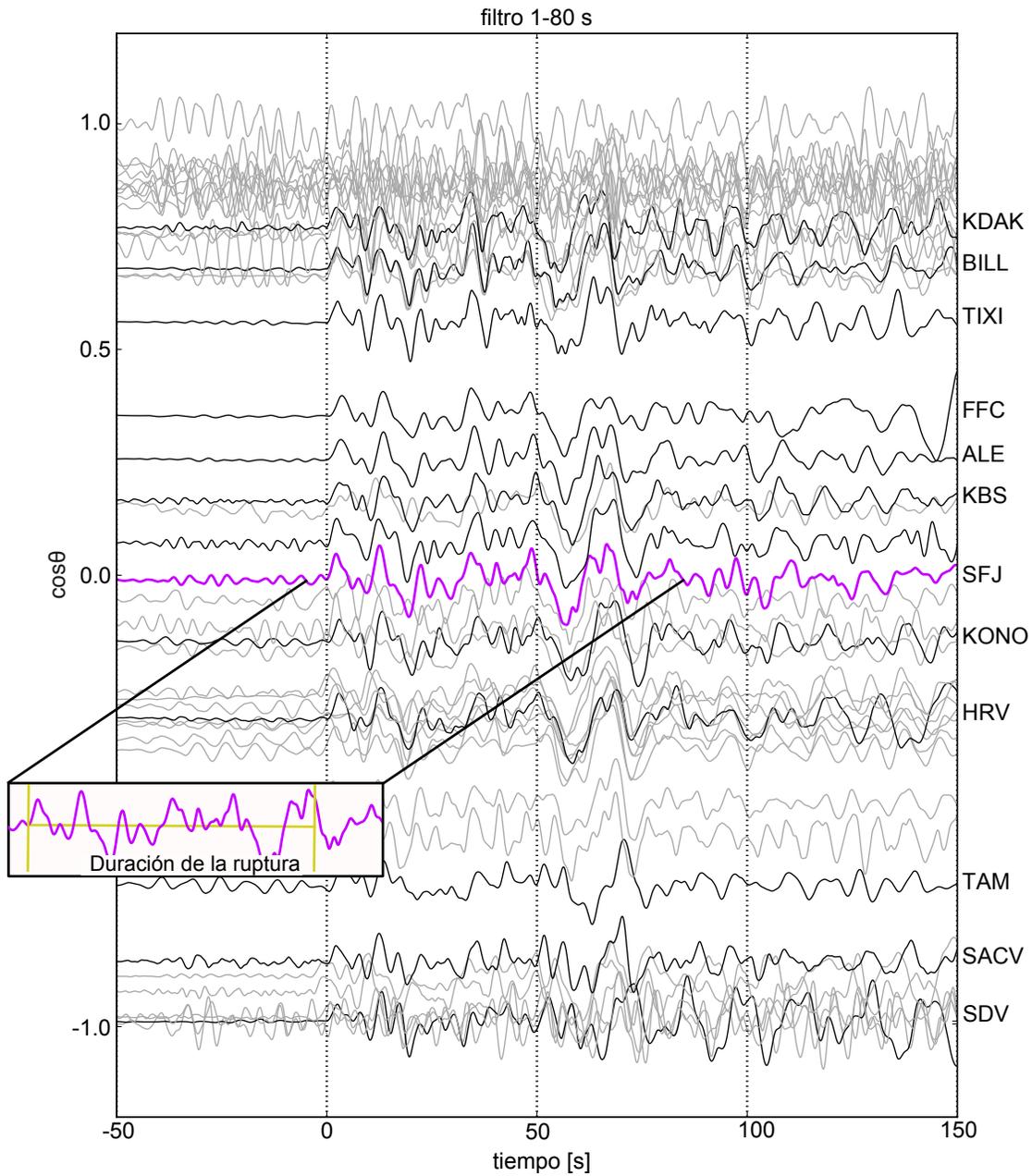


Figura 4.4 Duración de la ruptura del evento de 2002 (línea amarilla). Las líneas negras son tomadas en cuenta para el cálculo de los parámetros de la fuente. Las trazas están en función del $\cos\theta$. La duración de la ruptura se estima en el comienzo de la primera cresta de la señal coherente hasta que la caída de la cresta de la última señal coherente en $\cos\theta = 0$.

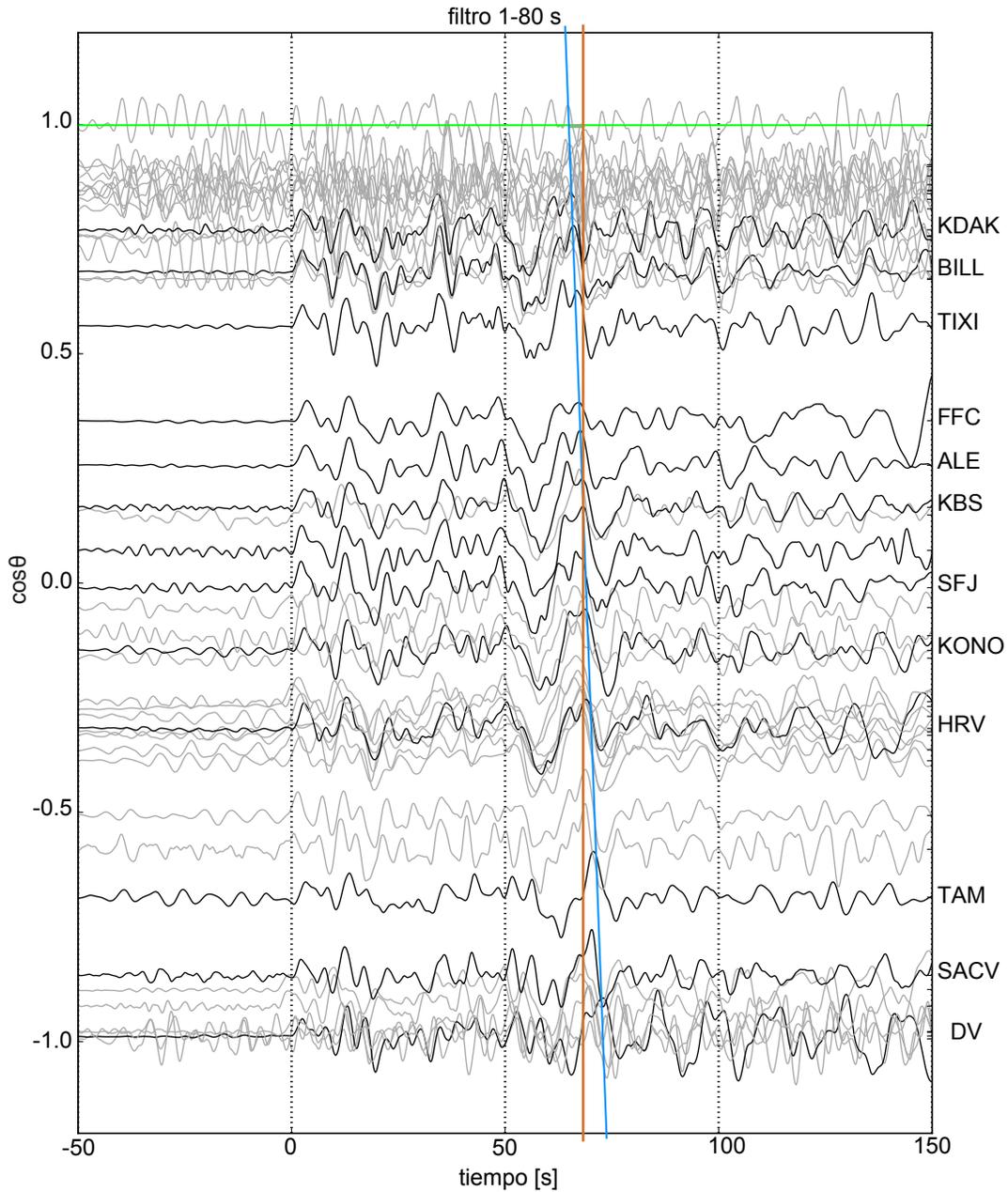


Figura 4.5 Directividad de evento de 2002. Las líneas negras son tomadas en cuenta para el cálculo de los parámetros de la fuente. Las trazas están en función del $\cos\theta$. Para conocer la longitud de ruptura usamos el tiempo de ruptura y la directividad en $\cos\theta = 1$. Las líneas de colores indican el cambio en la duración del tren de la onda P.

4.2 Localización de réplicas

En esta sección se explican las metodologías aplicadas y resultados obtenidos en la relocalización de réplicas. El propósito de relocalizar las réplicas es estimar el área de ruptura. Fue difícil tener registros que muestren de forma clara las fases sísmicas, ya que la mayoría de las réplicas tienen magnitud menor de 4 y su origen está fuera del área de cobertura de la red del SSN. Se trabajó con los registros de algunas réplicas (Fig. 4.6) donde se aplicaron tres métodos, en el primero se intentó realizar una correlación de ondas superficiales. El segundo método es una localización usando movimiento de partícula y finalmente se realiza una localización relativa usando el arribo de la onda P.



Figura 4.6 El mapa muestra las localizaciones de las réplicas y la localización del evento principal (borde negro).

4.3.1 Ubicación usando correlación de ondas superficiales

Para realizar la correlación de ondas superficiales, es necesario que las trazas que se usen tengan similitud en la forma de onda. Se muestran registros de 7 réplicas alineadas respecto a la llegada de la onda Rayleigh. Las estaciones que se utilizan se encuentran en

México. Se usaron dos tipos de filtros pasabandas 12-50 s y 20-50 s con el fin de observar las ondas superficiales.

Usando el filtro de 12-50 s (Fig. 4.7) es posible observar las ondas superficiales en los registros de la réplica que ocurrió el 28 de abril del 2002 con magnitud m_b 4.7. En la réplica del 19 de abril del 2002 (m_d 4.0) se aprecian periodos menores comparados con las otras réplicas; además, la estación PLIG no tiene registro y la estación UNM parece contener sólo ruido. En el registro de la réplica del 18 de abril (m_b 4.1) se puede observar claramente en la estaciones.

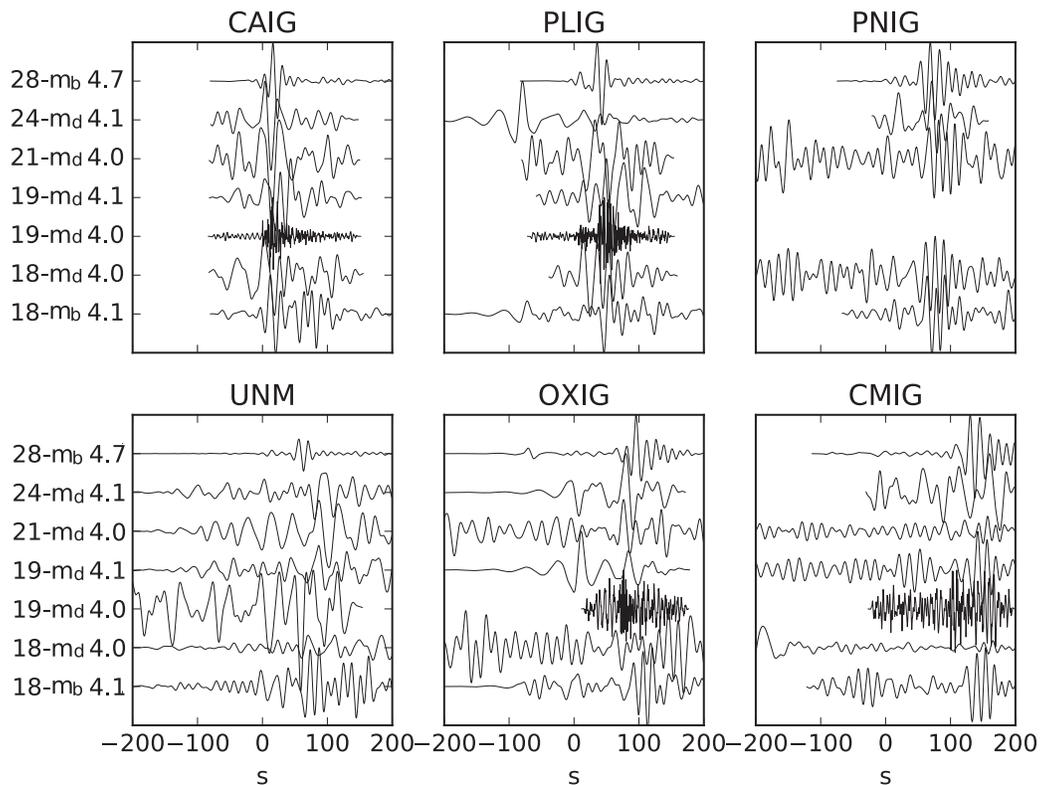


Figura 4.7 Registro de réplicas usando filtro pasabandas de 12-50 s. El margen izquierdo muestra el día del mes de abril y magnitud de las réplicas. Se exponen las trazas registradas en cada estación. Las trazas están alineadas respecto a la onda P. La réplica del 19 de abril con magnitud 4.0 tiene periodos más cortos respecto a los otros registros, con excepción de la estación UNM. En la réplica ocurrida el 28 de abril es posible observar un tren de ondas segundos después de la onda de la onda P, lo que pensamos que representa las ondas superficiales.

Usando un pasabandas con periodos más largos (20-50 s; Fig 4.8), la estación CAIG muestra una señal similar en 0 s; también las réplicas del 19 y 18 de abril ($m_d 4.0$) en la estación PLIG parecen ser similares. La estación OXIG parece tener registradas 4 réplicas donde es posible observar distintas fases. Para el evento del 28 de abril del 2002 es posible visualizar fácilmente el evento en las estaciones CAIG, PLIG, PNIG, UNM y OXIG; sin embargo, para la estación CMIG es difícil de ver. La réplica del 18 de abril ($m_b 4.1$) es registrada de forma clara en la mayoría de las estaciones (PLIG, UNM, OXIG). Sin embargo, para el resto de los registros parecen ser ruido. Como hemos observado, la similitud entre las trazas es escasa en la mayoría de las estaciones, por este motivo la correlación no se realizó.

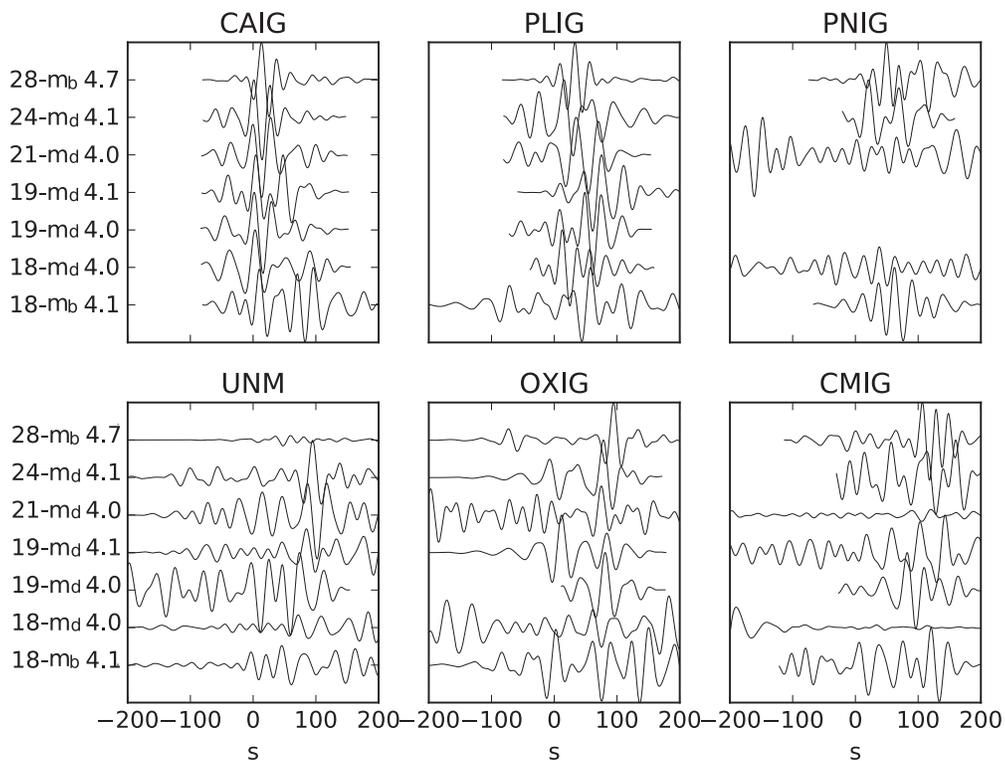


Figura 4.8 Registros de la réplicas usando filtro pasabandas de 20-50 s. El margen izquierdo muestra el día y magnitud de las réplicas, todas las réplicas mostradas sucedieron en el mes de abril. Cada caja expone las trazas registradas en cada estación. Las trazas están alineadas respecto a la onda P. La estación CAIG muestra registros que son similares entre sí. La réplica del 28 de abril del 2002 puede ser visualizada fácilmente en las estaciones CAIG, PLIG y PNIG.

4.3.2 Localización usando movimiento de partícula

Para localizar las réplicas más grandes se usó el método de movimiento de partícula. Los registros regionales del SSN son utilizados en este estudio. Las estaciones que se usaron son CAIG (Cayaco, Guerrero), ZIIG (Zihuatanejo, Guerrero) y PLIG (Platanillo, Guerrero). Para comenzar ubicamos la llegada de la onda P en cada una de las estaciones. Ahora graficamos el primer segundo de las componente horizontales, en el eje de las abscisas se grafica la componte norte-sur y en el de las ordenadas este-oeste. Una vez que se grafican las componentes se realiza una regresión lineal, para obtener una pendiente (m) que corresponda a la tendencia que siguen los datos, $\text{angtan}(m) = \alpha$, donde α corresponde al ángulo complementario del azimut.

Se debe identificar el tipo de arribo de la onda P, es decir si se trata de una onda que representa compresión o dilatación. Lo anterior se puede conocer mirando la traza vertical, si el arribo de la onda P es positivo, se trata de dilatación y la dirección en que se encuentra el origen del evento está en dirección opuesta al azimut que se calcula. Lo contrario para una onda compresiva. Se realiza este método en cada una de las estaciones, la intersección de los vectores con dirección dada por α es la localización del evento.

Se utiliza la metodología descrita para localizar las réplicas más grandes (M_w 5.1 y M_w 5.9) registradas el mismo día que el evento de 2002. Posteriormente se comparan los resultados con las localizaciones de epicentros reportados por el SSN, los hipocentros y centroides reportados por GlobalCMT.

En los registros de la réplica de M_w 5.1 podemos observar una onda P impulsiva (Figs. 4.7, 4.8 y 4.9). La dirección de la pendiente que se obtiene de las componentes horizontales de las estaciones CAIG, PLIG y ZIIG coincide en un punto cercano a la localización del SSN

y el hipocentro de GlobalCMT (Fig. 4.10). A diferencia de las trazas anteriores, es difícil observar el arribo de la onda P de la réplica de M_w 5.9 en las tres estaciones (Figs. 4.11, 4.12 y 4.13), ya que antes de la onda P, parece registrarse la señal pP. Se localiza un área donde las estaciones tienen una intersección, que se encuentra alejada a la reportada por SSN y las localizaciones de GlobalCMT. Sin embargo la localización que se obtiene con movimiento de partícula es cercana al área de ruptura que se estimó en la sección 4.1 para el evento principal (Fig. 4.14).

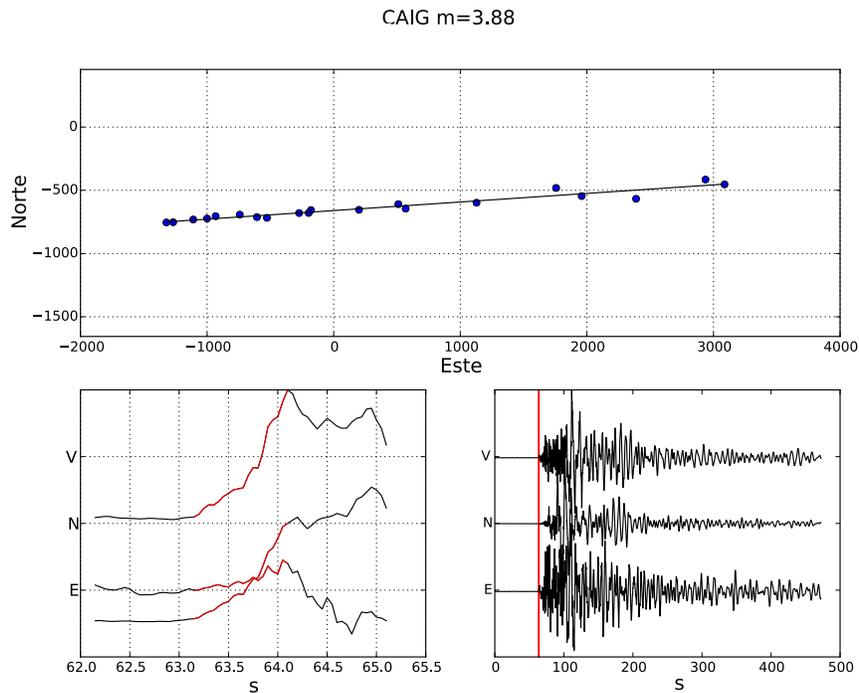


Figura 4.9 Movimiento de partícula de la réplica MW 5.1, usando las componentes horizontales de la estación CAIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de 33° . En la esquina inferior izquierda podemos notar en rojo el segmento que se toma en cuenta para obtener la pendiente. En la esquina inferior derecha se muestra el registro completo.

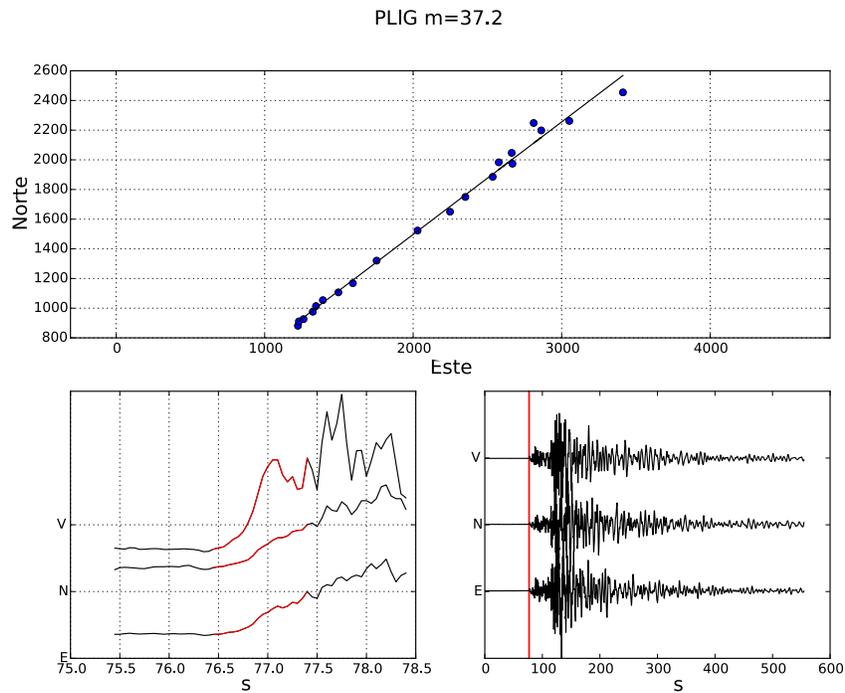


Figura 4.10 Movimiento de partícula de la réplica M_w 5.1, usando las componentes horizontales de la estación PLIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de 37.2° .
ZIIG m=-80.7

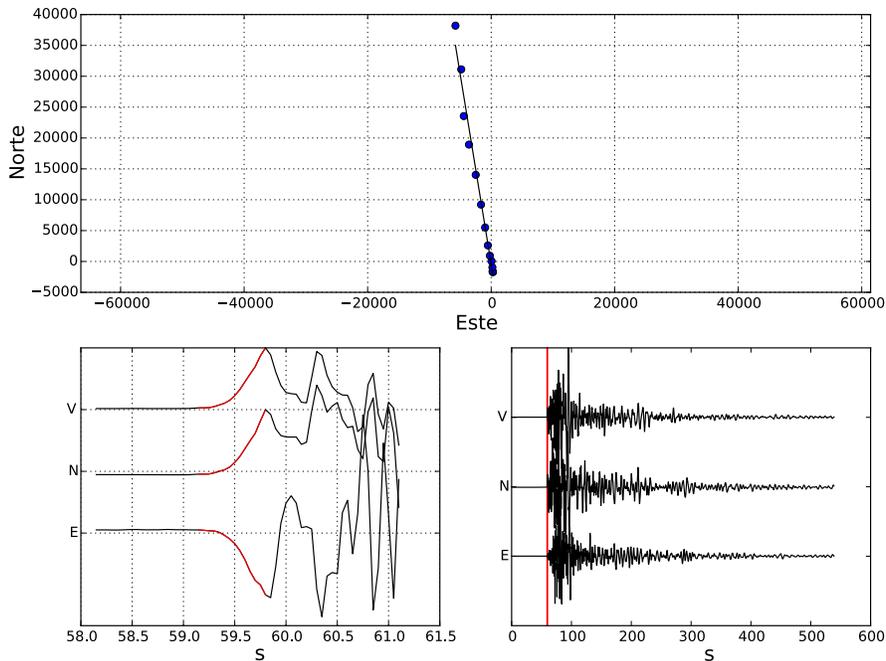


Figura 4.11 Movimiento de partícula de la réplica M_w 5.1, usando las componentes horizontales de la estación ZIIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de -80.7° .

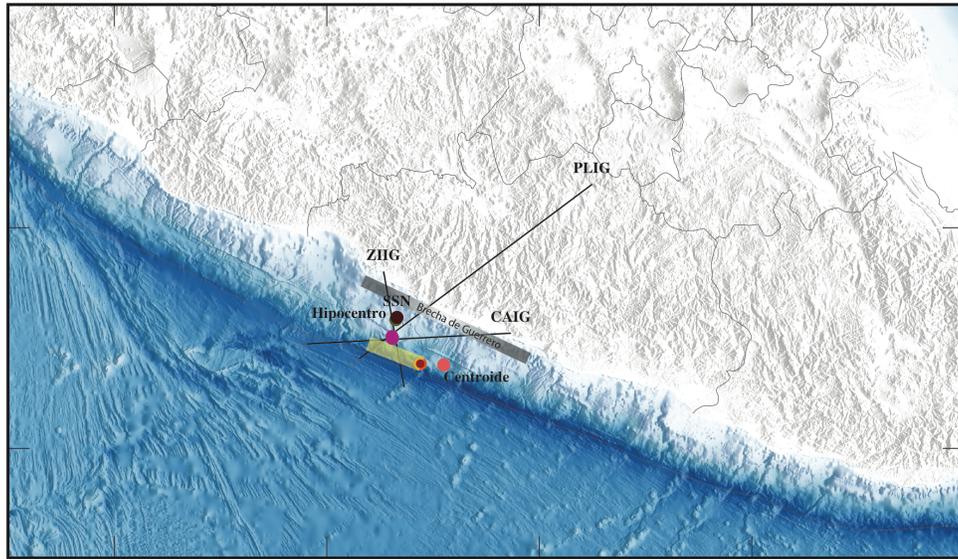


Figura 4.12 Ubicación de la réplica de M_w 5.1 usando movimiento de partícula. La localización del SSN casi se sobrepone al hipocentro reportado por GlobalCMT, además la localización usando movimiento de partícula (punto morado) es cercana a las anteriores. El punto rosa indica el centroide reportado por GlobalCMT. El punto bicolor es el evento principal y la franja amarilla es un área estimada con la longitud de ruptura (sección 4.1) del evento principal.

CAIG $m=4.4$

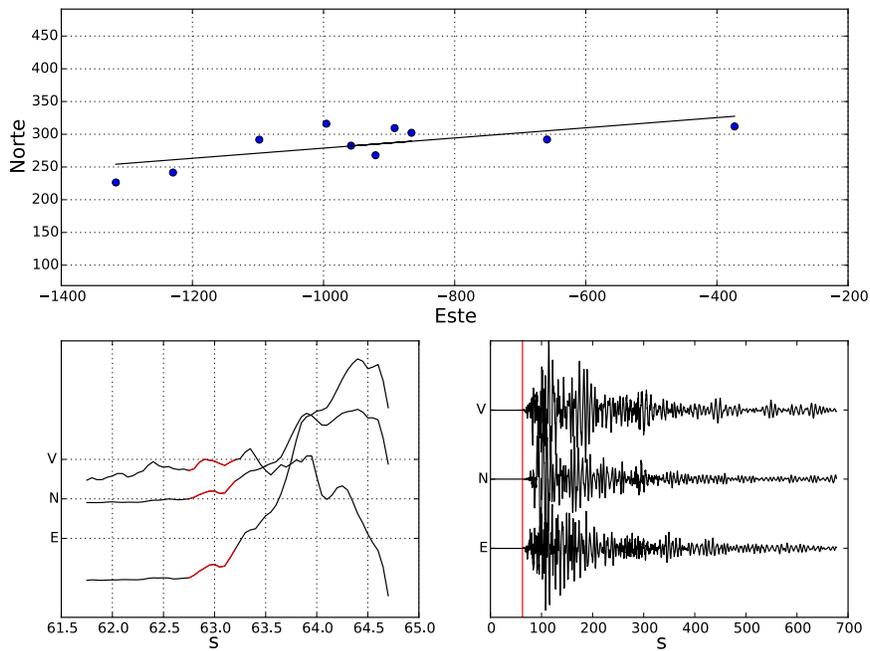


Figura 4.13 Movimiento de partícula de la réplica M_w 5.9, usando las componentes horizontales de la estación CAIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de 4.4° .

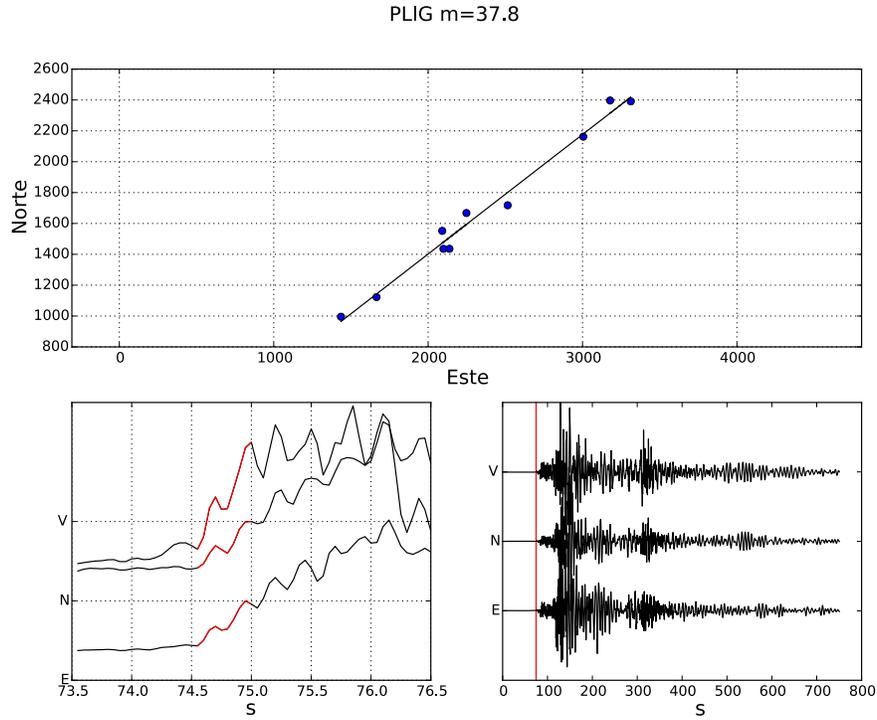


Figura 4.14 Movimiento de partícula de la réplica Mw 5.9, usando las componentes horizontales de la estación PLIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de 37.8° .

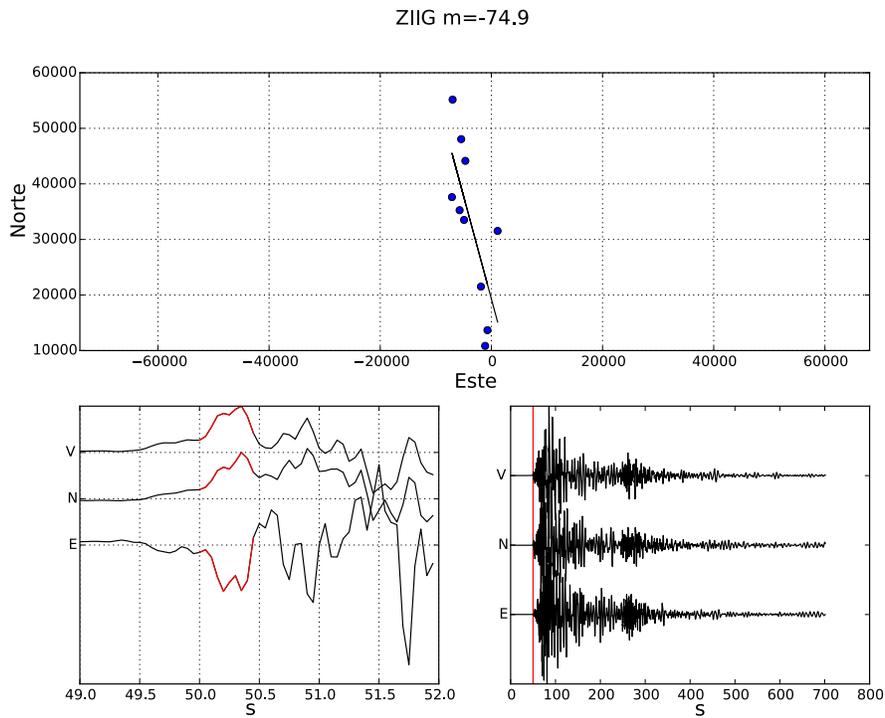


Figura 4.15 Movimiento de partícula de la réplica Mw 5.9, usando las componentes horizontales de la estación ZIIG. En la parte superior se muestra la pendiente resultante de -74.9° .

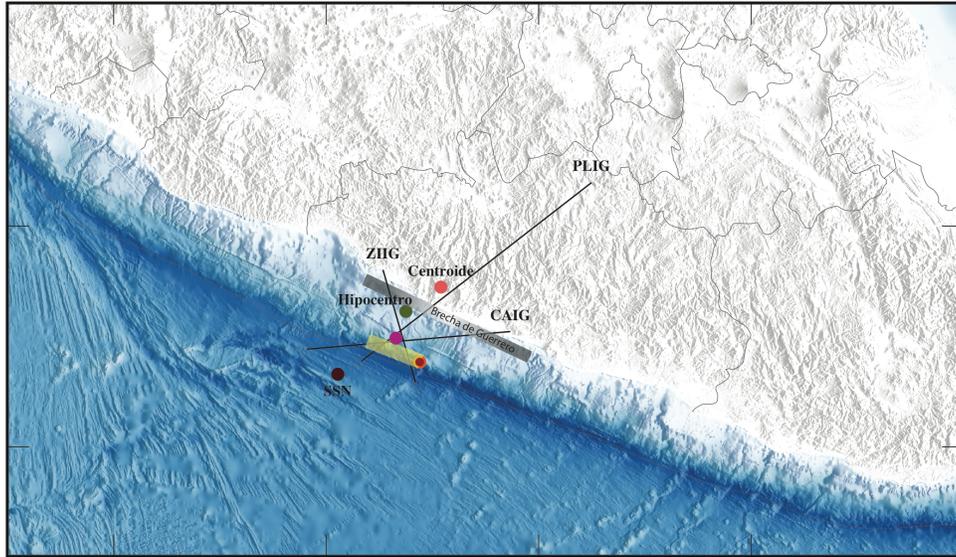


Figura 4.16 Ubicación de la réplica de M_w 5.9 usando movimiento de partícula. Los tres vectores coinciden en un área cercana al evento principal (punto morado). La ubicación estimada por el SSN, el hipocentro y el centroide reportado por GlobalCMT son bastante diferentes. El punto bicolor es el evento principal y la franja amarilla es un área estimada con la longitud de ruptura (sección 4.1) del evento principal.

4.3.3 Localización relativa

Para finalizar, se realiza una localización relativa de las réplicas del evento de 2002 usando la diferencia de los tiempos de llegada de la onda P en las estaciones del SSN, CAIG y ZIIG. Esta diferencia se genera usando la llegada de la onda P en cada réplica y del evento principal, con la expresión $T_{dif} = [tt_{CAIG} - t_{ZIIG}]_{Replica} - [tt_{CAIG} - t_{ZIIG}]_{Principal}$. Graficamos T_{dif} contra la localización temporal de la réplica (Fig. 4.17).

El día 18 de abril se registran más réplicas con respecto a los otros días. Gran parte de las réplicas se localizan al oeste del evento principal. Si usamos la velocidad de onda P como 5.5 km/s e imaginamos que las réplicas se sitúan a la misma distancia de la costa que el evento principal, es posible obtener las distancias donde se sitúan cada una de las réplicas. Debemos recordar que esta localización está relacionada con el evento principal. Con lo

anterior podemos intuir que la ruptura del evento quizá podría llegar hasta a 100 km. Ya que ésta es la distancia más lejana en donde se sitúa una réplica.

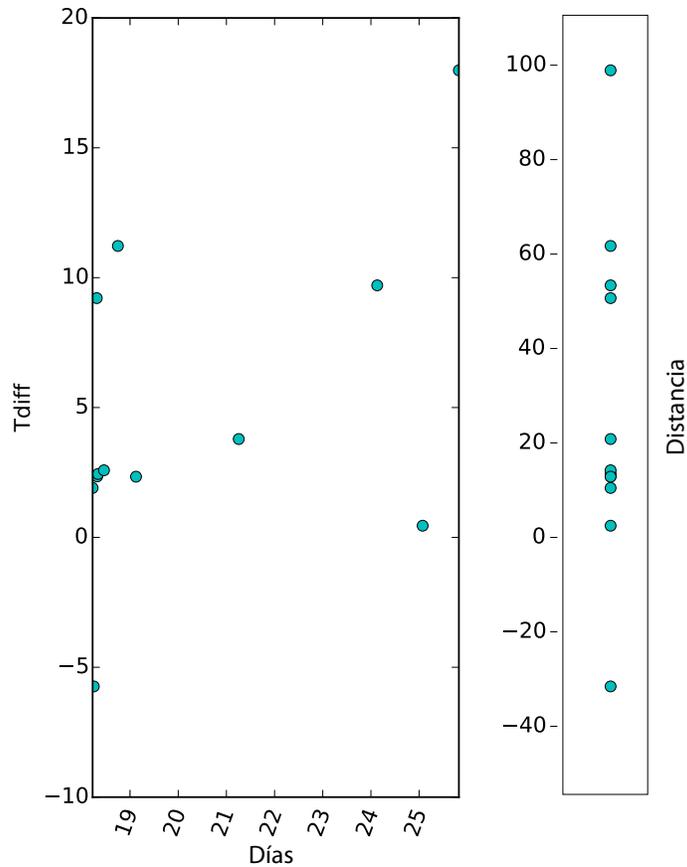


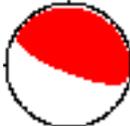
Figura 4.17 Gráfica que muestra la diferencia entre los tiempos de arribo de la onda P en de las estaciones CAIG y ZIIG de las réplicas del evento del 2002, usando la función $T_{dif} = [t_{CAIG} - t_{ZIIG}]_{Replica} - [t_{CAIG} - t_{ZIIG}]_{Principal}$. En el eje horizontal podemos ver el tiempo en que las réplicas ocurren. En el lado derecho se expresa la distancia relativa al evento principal de las réplicas, usando 5.5 km/s como velocidad de P.

4.4 Estimación del deslizamiento

A continuación se describe el procesamiento de la inversión del deslizamiento en la falla en el evento del 2002 utilizando el método de falla finita. Nuevamente se usa la base de datos de la red de IRIS para obtener datos telesísmicos de banda ancha. Además, fue

necesaria la solución del mecanismo focal, localización y demás datos provenientes del CMT (Centroid Moment Tensor, Tabla 3.1).

Tabla 4.1 Parámetros de sismos del 2002. La duración predicha por leyes de escalamiento y el desfase del centroide observado son muy distintos.

041802B NEAR COAST OF GUERRERO, 

Date: 2002/ 4/18 Centroid Time: 5: 3:15.7 GMT

Lat= 16.79 Lon=-101.22

Depth= 15.0 Half duration= 2.2

Centroid time minus hypocenter time: 29.5

Moment Tensor: Expo=26 0.527 -0.410 -0.117 1.333 -0.547 0.136

Mw = 6.7 mb = 5.4 Ms = 6.0 Scalar Moment = 1.52e+26

Fault plane: strike=291 dip=9 slip=89

Fault plane: strike=112 dip=81 slip=90

Con los sismogramas y la información de GlobalCMT es posible comenzar la primera aproximación de la distribución de los deslizamientos, registros sintéticos e historia de la ruptura. Se inicia con la verificación de la solución del tensor de momento y que los registros disponibles coincidan con el evento en cuestión. Posteriormente se forman cuatro subgrupos de registros, el primero de ondas de cuerpo P, SH, UD y SH, tomando en cuenta la calidad del registro y una buena cobertura azimutal. Además, se agrupan los registros para que estén distribuidos uniformemente según su azimut. En cada grupo se selecciona una estación, ésta

será la estación representativa. La estación debe tener la mejor relación señal-ruido, que se define como el cociente del contenido de energía de la señal 100 segundos antes del evento, entre la señal, 100 segundos después de su inicio. El proceso continúa filtrando las señales con un pasabandas Butterworth de 1-80 segundos, ventaneando desde unos segundos antes del arribo de la onda P o S, según sea el caso. Necesitamos cortar la señal a 1024 muestras.

Repitiendo el proceso de las ondas de cuerpo, formamos conjuntos de datos de periodo largo; es decir, ondas superficiales. Filtramos las señales ventaneadas con una duración de 90 minutos con un pasabandas de 170-250 segundos. Posteriormente se calculan los tiempos de viaje de las ondas de cuerpo y superficiales. Para ello se usa una estructura 1D de velocidades sísmicas y la ubicación hipocentral.

Para preparar el plano de falla se propone una subdivisión prediseñada, conformada por un plano de 20x10 subfallas. El hipocentro se fija dentro del plano de falla, suponiendo que éste representa el punto de nucleación de la ruptura, la cual se propaga radialmente a una velocidad dada. La falla se subdivide en un número específico de celdas y una serie de fuentes puntuales que se distribuyen a lo largo de cada celda. Después, para cada estación sísmológica que registró el temblor, se calcula la respuesta sísmica de cada fuente puntual y luego se suman todas las respuestas en cada celda. Los resultados son una suma por celda que representan las funciones de Green para cada estación. Se proponen diferentes modelos de deslizamiento que corresponden a distintas iteraciones.

Los parámetros que rigen al algoritmo de inversión son la temperatura inicial de la cristalización simulada, el decremento de la temperatura y el número de iteraciones. Un resultado adicional al modelo de deslizamiento son los registros sintéticos de ondas P, SH y superficiales. Para finalizar es posible visualizar los resultados de la inversión, los registros

sintéticos, los deslizamientos calculados en el plano de falla propuesto, la historia de la ruptura y la tasa de momento. Después de obtener la primera aproximación, se comparan los sismogramas sintéticos con los observados. El desfase entre ellos, se puede disminuir picando de forma manual las fases P y SH, también modificando el “peso” que los registros de las estaciones tienen en la inversión.

En el evento de 2002 se utilizan ondas P y S registradas en 19 y 15 estaciones, respectivamente. También se utilizan ondas de Rayleigh y Love registradas en 5 y 6 estaciones. A continuación describiremos los sismogramas sintéticos de las ondas de cuerpo (Fig. 4.17 rojas). En la mayoría de las estaciones donde se expone la onda P, los sismogramas sintéticos y observados son bastante similares, sobre todo en los primeros 20 s. Con excepción de la estación NNA donde los sismogramas sintéticos tienen menor amplitud que los observados. En la estación PAB parece que el sismograma sintético tiene un retraso y periodos mayores respecto a los observados. Finalmente, la estación ADK sólo parece coincidir en el arribo de la onda. Por otro lado las ondas SH, tienen grandes diferencias entre los sismogramas sintéticos y observados, a excepción de las estaciones ALE, COLA, MA2, KDAK, NNA, PTGA, RCBR, COLA y MA2, donde la forma de onda es similar aunque tiene desfases entre los dos tipos de ondas, generalmente se muestra un retraso de la onda sintética.

Las ondas superficiales (Fig. 4.18) en las estaciones PAB, UD, KDAK, NNA, SJG, ESK, KONO y KEV, simplemente tienen una pequeña diferencia de amplitud entre los sismogramas observados (negro) y sintéticos (rojo). En el caso de COLA y TIXI los sismogramas parecen tener similar forma de onda pero con retraso.

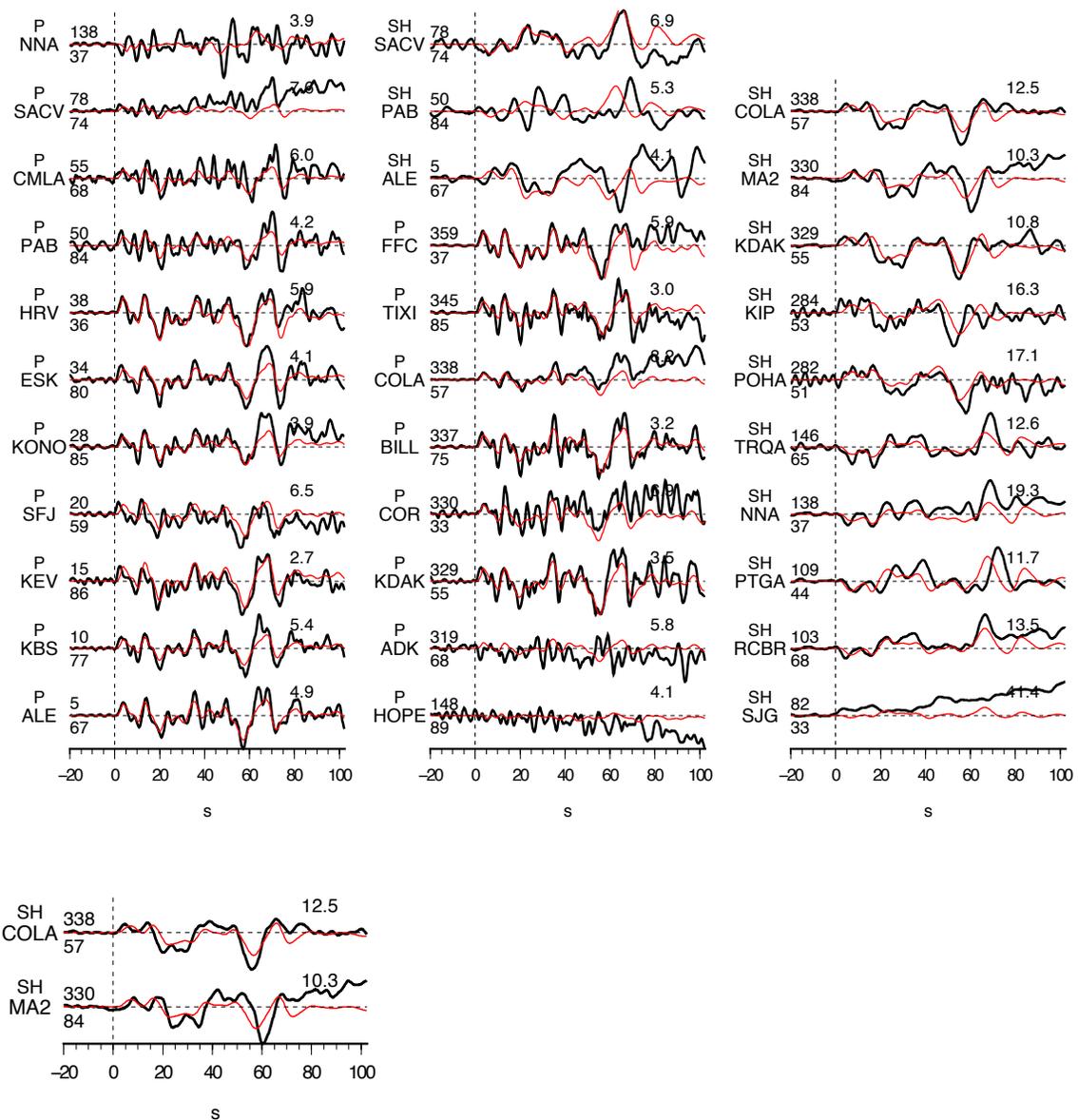


Figura 4.18 Sismogramas con ondas de cuerpo. Las trazas negras son los datos registrados en las estaciones y las trazas rojas representan sismogramas sintéticos. En la mayoría de las estaciones con onda P, los sismogramas sintéticos y observados son bastante similares sobre todo en los primeros 20 s, con excepción de las estaciones NNA, PAB y ADK. La onda SH en las estaciones ALE, COLA, MA2, KDAK, NNA, PTGA, RCBR, COLA y MA2 es similar pero con un retraso de la onda sintética.

El deslizamiento máximo del evento del 2002 es cercano a los 70 cm (Fig. 4.19). Podemos notar que existen dos puntos donde este deslizamiento se centra, que coinciden con los picos con más amplitud de $\dot{M}(t)$. El punto máximo de $\dot{M}(t)$ es en $4.5e^{24}$ dyn cm/s. Podemos notar

que hay zonas donde el deslizamiento es cercano a cero en el mapa y en $\dot{M}(t)$ calculada. Es importante recordar que el resultado descrito no es robusto, ya que se usaron pocas estaciones y en muchos registros, como lo comentamos, no hay buen ajuste entre los sintéticos y observados.

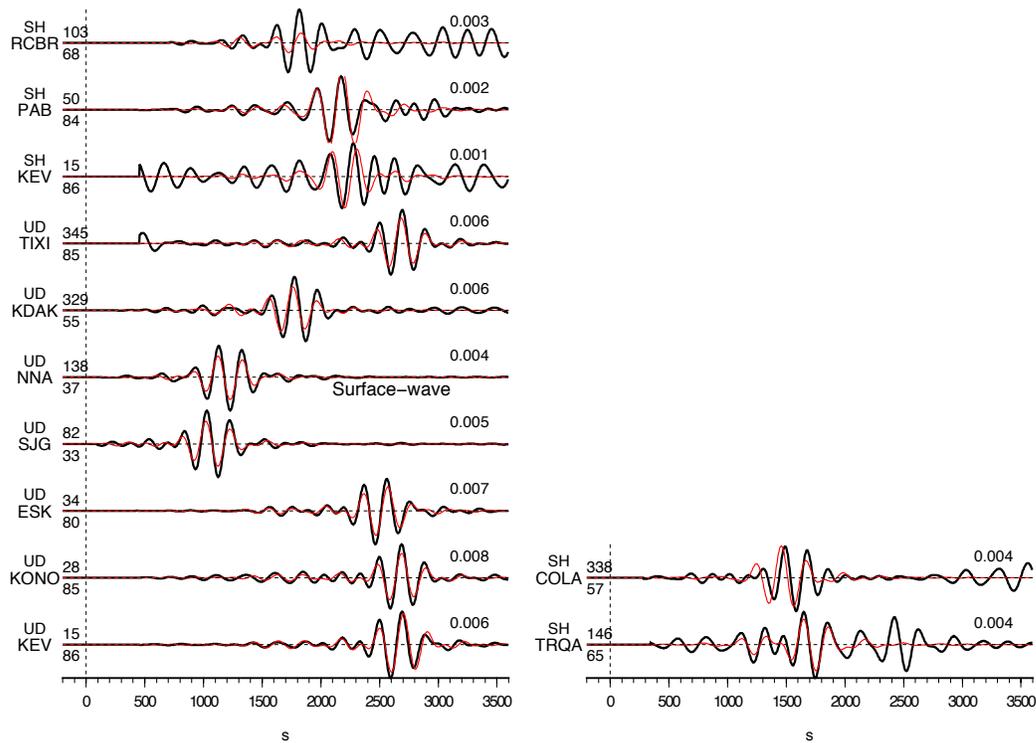


Figura 4.19 Sismogramas con ondas de superficie. Las trazas negras son los datos registrados en las estaciones y las trazas rojas representan sismogramas sintéticos de las ondas superficiales. En las estaciones PAB, UD, KDAK, NNA, SJG, ESK, KONO y KEV se observa una pequeña diferencia de amplitud entre los sismogramas. Las estaciones COLA y TIXI se observan sismogramas con similar forma de onda pero con retraso.

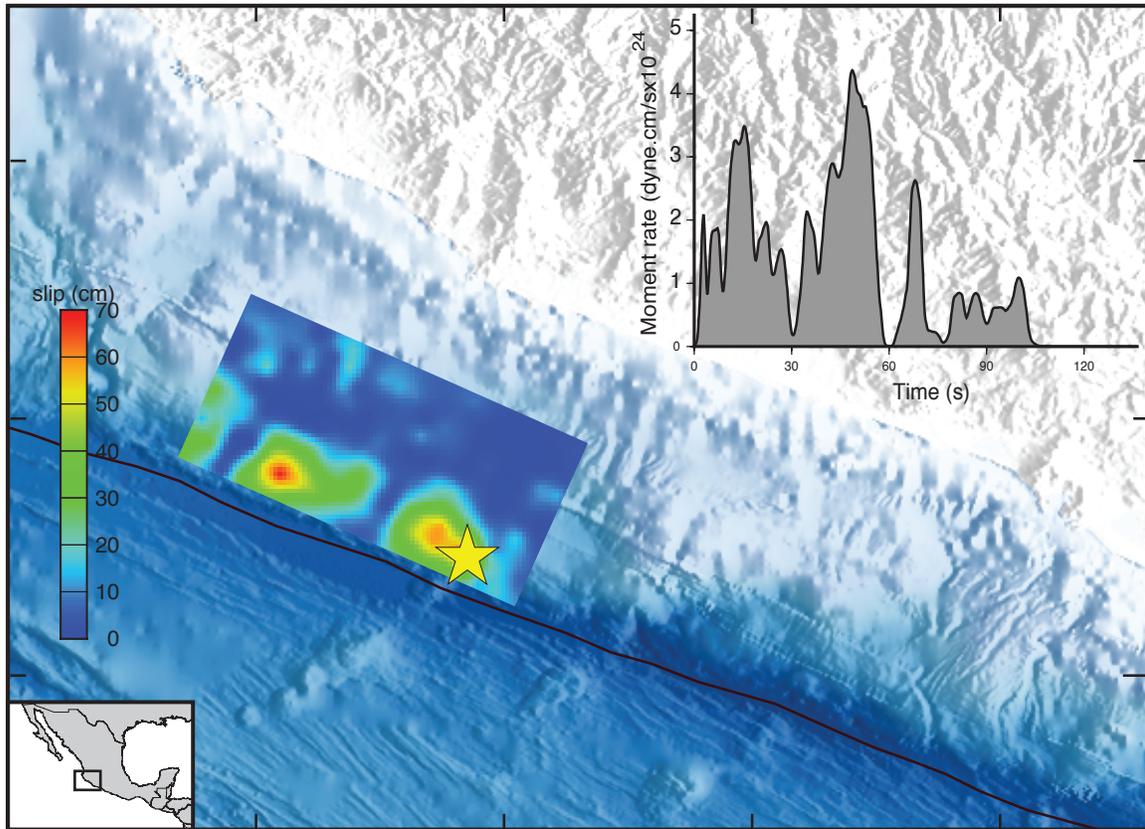


Figura 4.20 Deslizamiento del evento del 2002. La estrella roja representa el centroide. Podemos notar dos zonas donde el deslizamiento alcanza ~ 70 cm, que coinciden con los dos picos principales la función de la tasa de momento del evento. El mayor de estos picos sobrepasa 4×10^{24} dinas.cm/s.

4.5 Energía irradiada

Calculamos la energía sísmica irradiada por el evento del 2002, utilizando la Expresión 2.37 formulada por Venkataraman y Kanamori [2004]. La formulación incluye la integral del espectro de la función fuente del evento sobre todas las frecuencias. Este espectro se puede generar de dos maneras; 1) utilizando los espectros de ondas P telesísmicas, 2) usando el espectro de la tasa de momento, $\dot{M}(t)$, estimada con la inversión de falla finita. El primero es válido para las frecuencias mayores de 0.1 Hz [Boatwright and Choy, 1986; Ye

et al., 2016]. Para frecuencias menores a 0.003 Hz usaremos el espectro de $\dot{M}(t)$.

Para unir los dos espectros se usa:

$$A(f) = \begin{cases} A_{MRF}, & 0.003\text{Hz} > f, \\ \frac{f - f_{min}}{f_{max} - f_{min}} A_P(f) + \frac{f_{max} - f}{f_{max} - f} A_{MRF}(f), & 0.003\text{Hz} \leq f \leq 0.1\text{Hz}, \\ A_P(f), & f > 0.1\text{Hz}, \end{cases}$$

donde $A(f)$ es la amplitud en la frecuencia de interés, A_P y A_{MRF} son las amplitudes de los de espectro de datos telesísmicos y $\dot{M}(t)$ (Fig. 4.22, centro). La frecuencia máxima, f_{max} , es, 0.1 Hz, y la frecuencia mínima, f_{min} , corresponde a 0.003 Hz. El espectro final le llamamos “espectro unido”, y es usado para calcular la energía irradiada, $E_R = 2.4359 \text{ e}^{13}$ J, y la energía escalada $\frac{E_R}{M_0} = 1.6025 \text{ e}^{-6}$.

Para calcular el espectro en frecuencias mayores de 0.1 Hz usamos la metodología descrita en la tesis doctoral de Pérez-Campos [2002] que a su vez se guía en la teoría de Boatwright y Choy [1986] con datos telesísmicos. El proceso se inicia localizando la onda P en los sismogramas no procesados. Se debe elegir una ventana para trabajar que incluya toda la señal de onda P teniendo en cuenta la duración de ruptura Posteriormente se realiza la corrección de instrumento para obtener los registros en velocidad. Se toma en cuenta la dispersión geométrica, además se usa t^* que es el factor de atenuación, que involucra el modelo de atenuación de Pérez-Campos et al. [2003]. La corrección de patrón de radiación

promedio para las fases P, pP y sP formuladas por Boatwright y Choy [1986] son aplicadas a las trazas. Estas correcciones son apropiadas sólo para frecuencias superiores a ~ 0.05 Hz. Usando el espectro de velocidad de cada estación se localiza de forma visual la frecuencia de corte, que se refiere al límite inferior de las señales en frecuencia que usaremos y la frecuencia de esquina, f_c , (capítulo 2.2.8) para cada uno de los registros. Posteriormente se estima un espectro promedio usando los espectros calculados de cada registro y las frecuencias antes mencionadas (Fig. 4.21).

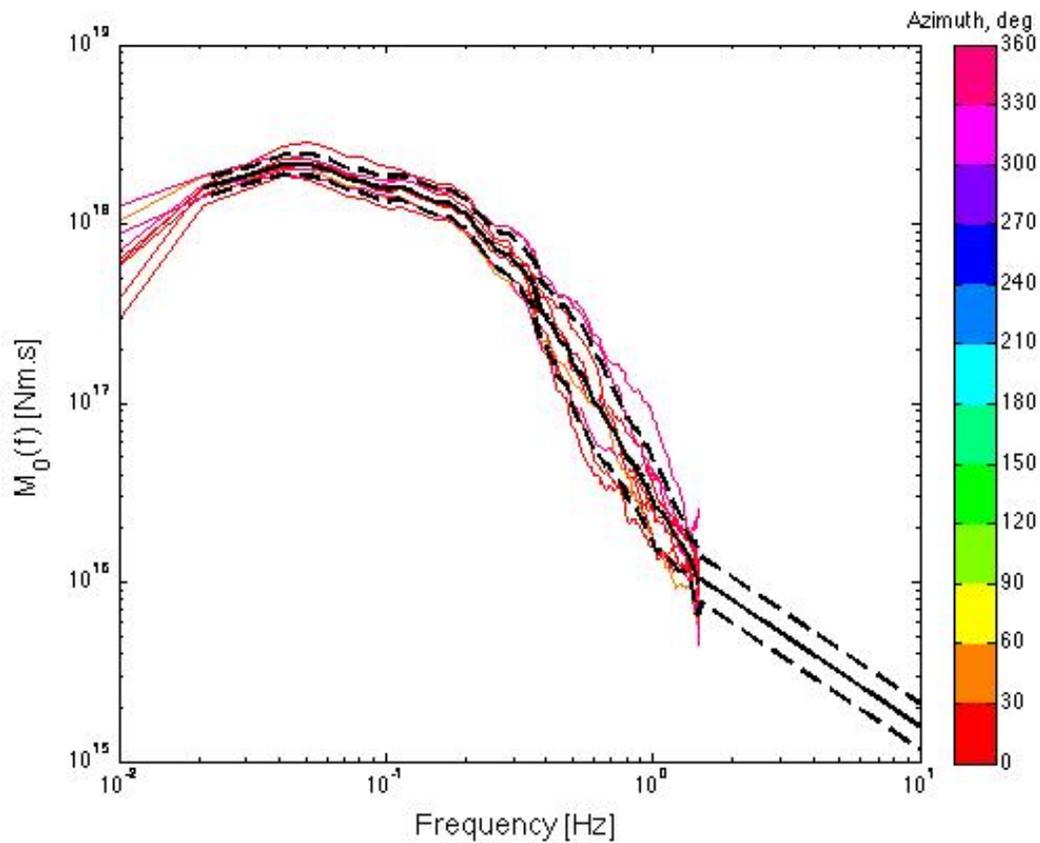


Figura 4.21 Promedio de los espectros calculados (negro) para cada uno de los registros telesismicos (colores).

Para estimar el espectro de la fuente en frecuencias inferiores a 0.003 Hz, utilizamos el espectro de la tasa de momento, $\dot{M}(t)$, que se obtuvo al calcular el deslizamiento del evento.

El deslizamiento se obtiene usando la inversión de falla finita de ondas de P telesísmicas.

La $\dot{M}(t)$ de la base de datos de funciones de tiempo de fuente *SCARDEC* [Vallée y Douet, 2016] y la que proviene de la inversión de falla finita, tienen dos pulsos característicos, el pulso cercano a 50 s es mayor en ambas. Además, $\dot{M}(t)$ de falla finita tiene una duración mayor. Por su parte, la que corresponde a *SCARDEC* tiene amplitudes mayores (Fig 4.22, izquierdo). Cuando observamos el espectro de *SCARDEC* podemos notar que tiene amplitudes mayores respecto al espectro unido, y entre 0.1 Hz y 0.5 Hz tiene un “pico”, esta característica no se observa en el resto de los espectros. El espectro promedio de las ondas P telesísmicas tiene un “pico” entre 0.002-0.004 Hz, ya que el espectro es confiable en frecuencias mayores a ~ 0.05 Hz podemos descartar esta característica [Boatwright y Choy, 1986; Ye et al., 2016; Fig. 4.22, centro].

Además, mostramos los espectros ideales calculados con el modelo de Brune (Expresión 2.34), usando 3 MPa y 0.37 MPa como caída de esfuerzo. El espectro que se calculó con una caída de esfuerzo de 3 MPa tiene una frecuencia de esquina mayor respecto al espectro calculado usando 0.37 MPa. El espectro unido tiene una pendiente similar a la pendiente del espectro calculado con 0.37 MPa después de 0.1 Hz aproximadamente. También se observan dos frecuencias de esquina en el espectro unido, la primera en 0.0045 Hz, y la segunda en 0.2 Hz aproximadamente. Está última es más grande que las frecuencias de esquina de los espectros calculados con el modelo de Brune (Fig. 4.22, derecha).

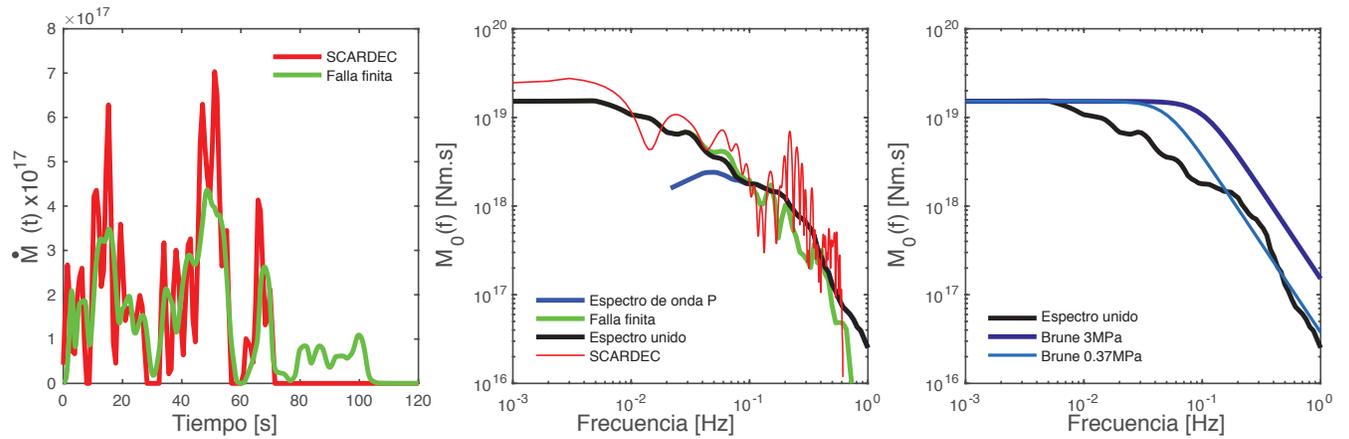


Figura 4.22 Espectros de fuente del evento del 2002, usando distintos datos. En el lado izquierdo mostramos la función tasa de momento estimada con el método de falla finita (línea verde) y SCARDEC [Vallée y Douet, 2016] (línea roja). La figura central muestra el espectro estimado con los datos telesísmicos (línea azul), el espectro estimado con el método de falla finita (verde), el espectro estimado de SCARDEC (rojo) y en negro el espectro unido. La figura central se presenta el espectro unido (negro), el espectro usando el modelo de Brune con 3MPa (azul claro) y con 0.37MPa (azul oscuro). La caída del espectro unido es similar al espectro de Brune con 0.37 MPa.

5. Discusión

5.1 Funciones de tiempo de la fuente “atípicas”

En este subcapítulo se compara el evento del 2002 con distintas funciones de tasa de momento de sismos de larga duración en relación con su momento. Los eventos fueron elegidos por ser catalogados como sismos tsunami a nivel mundial, ocurrir cerca de la trinchera de México o tener una función tasa de momento con forma de onda similar al sismo del 2002. Las funciones de la tasa de momento mostradas en este capítulo fueron tomadas del proyecto *SCARDEC* [Vallée y Douet, 2016], con excepción del sismo de Nicaragua ocurrido en 1992, el cual fue tomado de Kanamori y Kikuchi [1993]. Recordemos que las observaciones de las funciones de tasa de momento son una herramienta eficiente para determinar rápidamente sismos anómalos. En el caso de los sismos tsunami se caracterizan por agotarse fuertemente en las frecuencias altas [Kanamori, 1972]. A continuación se describen los eventos tomando en cuenta la magnitud que presentaron (Fig. 5.1).

En primer lugar, se revisa el evento ocurrido el 21 de febrero de 1996 (M_w 7.5) en Perú, a una profundidad superficial en la interfaz entre la placa de Nazca y sur de América. La duración aproximada del evento es de 80 s y su amplitud máxima es cercana a 10×10^{18} Nm/s. El deslizamiento durante este evento se produjo en una región de poca sismicidad, como sucedió en el evento del sismo lento de Nicaragua en 1992, lo que indica que el potencial sismogénico de regiones con baja sismicidad cercanas a la trinchera debería ser mundialmente evaluado [Heinrich et al., 1998]. La función tasa de momento de este sismo es “suave”, lo que significa que tiene pocos picos, comparado al evento de 2002. Además, su duración es más larga. Este evento rompió en una zona de subducción que desde el siglo

dieciséis no había presentado sismos [Dorbath et al., 1990]. El evento de 1996 generó un tsunami en las costas de Perú con olas de 1 a 5 m [Ihmlé et al., 1998].

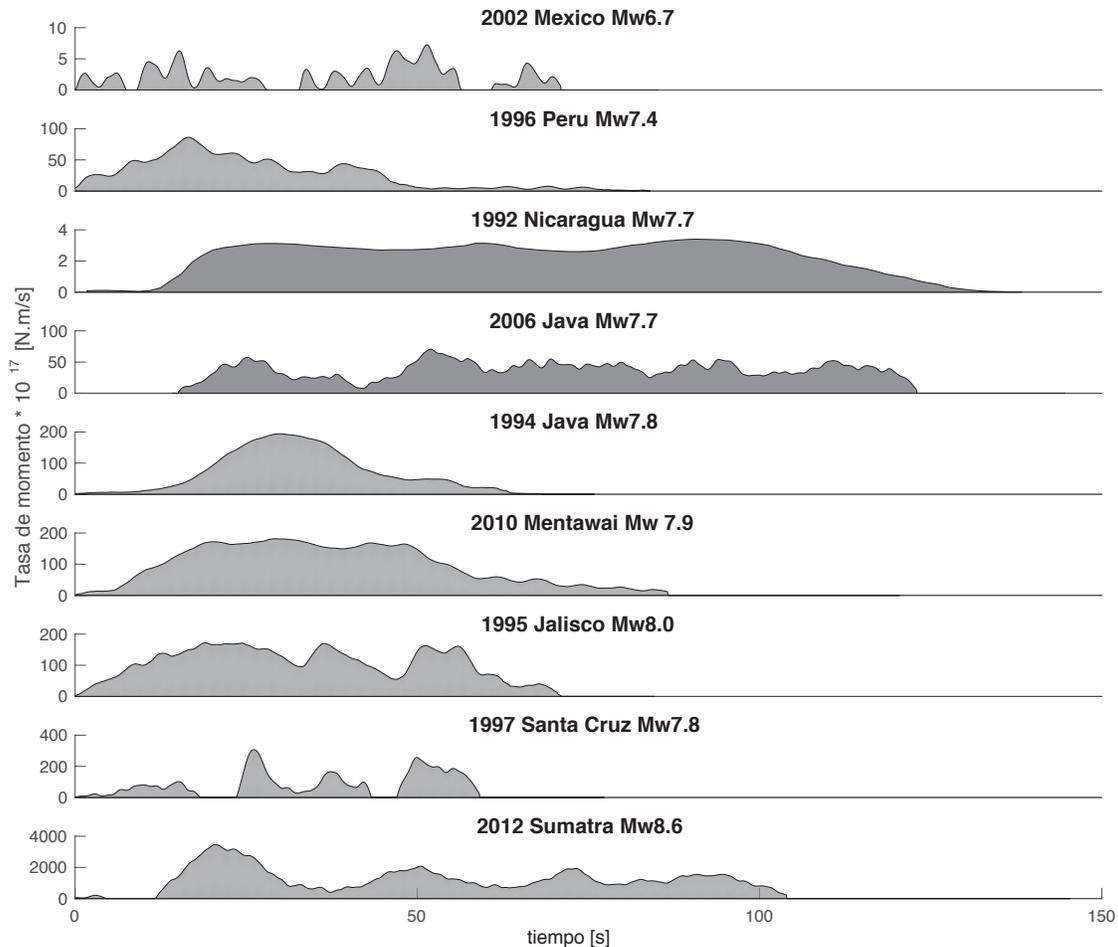


Figura 5.1 Funciones tasa de momento de distintos sismos, con excepción del evento de Nicaragua 1992, estos fueron calculadas con el método de SCARDEC. Los eventos fueron elegidos por ser catalogados como sismos tsunami o por tener una función tasa de momento similar al sismo del 2002. El sismo de Santa Cruz y el evento del 2002 tienen una función tasa de momento similar; sin embargo, su origen es distinto. Los sismos de Nicaragua 1992 y el evento de Java 1994 son sismos tsunami, pero la tasa de momento es suave.

El evento de Nicaragua, que ocurrió el año de 1992, se caracteriza por tener una tasa de momento más larga y suave respecto a las otras funciones mostradas. Tarda aproximadamente 15 segundos en iniciar el desplazamiento máximo y posteriormente

mantiene una tasa de momento con una duración casi de 80 s. Este evento es completamente distinto al evento del 2002, pues a diferencia del sismo de 1992 podemos ver varios picos en su función de tiempo de la fuente.

El sismo de Java, ocurrido el 17 de julio el 2006 (M_w 7.8), se originó de un fallamiento inverso en la trinchera de Java. Desató un tsunami (5-8 m) que inundó la costa sur de Java. El evento tiene una velocidad de ruptura de 1.0-1.5 $\frac{m}{s}$ similar al evento del 2002 (Fig. 5.1). Sin embargo, la función tasa de momento para el evento de Java es muy distinto al evento de 2002, ya que tiene un máximo cercano a $6 \times 10^{18} \text{ N} \frac{m}{s}$, mientras que el evento del 2002 tiene un máximo cercano a $6 \times 10^{17} \text{ N} \frac{m}{s}$. Entre 30 s - 140 s aproximadamente, la función no llega a cero, a diferencia de la función tasa de momento del evento del 2002 donde la función tiene mínimos cercanos a cero dividiendo cada "pico", lo cual nos puede indicar un deslizamiento que se detiene y posteriormente se activa, durante el tiempo de ruptura.

El día 2 de junio de 1994 ocurrió un gran sismo con fallamiento inverso en la zona de subducción que originó un devastador tsunami en la isla de Java. Este sismo es el primer gran sismo inverso que se registra de la zona de subducción de Java. El gran tsunami y la energía relativamente baja irradiada sugieren que este sismo pudo haber involucrado una ruptura lenta y superficial cerca de la trinchera, similar al Nicaragua en el año de 1992 [Abercrombie et al., 1994]. La función tasa de momento de este evento tiene solo un punto máximo.

El evento de Mentawai de 2010 tiene una función tasa de momento con duración aproximadamente de 90 s y es bastante suave. El evento rompió una porción muy somera (<10 km) de las zonas de subducción cerca de las islas Mentawai, en las afueras de Sumatra, generando una ola de tsunamis de 3 a 9 metros a lo largo de las costas del sudoeste de las

Islas Pagai. Lay et al. [2011] reportan una baja velocidad de ruptura de $\sim 1.5 \frac{m}{s}$ similar al evento del 2002 y un deslizamiento total de 2-4 m. El sismo de Mentawai muestra el potencial de generación significativo de tsunamis para las zonas de megafalla inversa en regiones con echado arriba en Indonesia y otros lugares.

El evento ocurrido en Colima-Jalisco (Fig. 5.1), el 9 de octubre de 1995 (M_w 8), tiene como origen una región sismotectónica polémica. Pacheco et al. [1997] explican que el límite entre la placa de Rivera y la placa de Cocos es incierto. Los sismos en las proximidades del límite de las placas Rivera y Cocos delimitan un corredor en el piso marino con un ancho de aproximadamente 100 km al suroeste de Manzanillo. La función tasa de momento del sismo se puede describir como continua con una duración aproximadamente de 70 s y una amplitud máxima cercana a $2 \times 10^{19} N \frac{m}{s}$. Podemos observar que la forma de $s(t)$ de este evento es bastante similar al sismo ocurrido el 25 de octubre del 2010 en Mentawai (Figura 6.1), Indonesia (M_w 7.8), aunque es menos suave.

Otro ejemplo de evento cercano a la trinchera es el sismo de Sanriku en el año de 1846 (M_S 7.2), este produjo un tsunami grande, es un evento que se origina de una cabalgadura. Este evento tiene M_t 8.6, lo que muestra una fuerte diferencia entre M_S y M_t típico de un sismo tsunami. El evento de Sanriku fue ubicado usando datos del tsunami a 210 km de su trinchera, es decir relativamente cercano [Tanioka y Satake, 1996a]. Un ejemplo similar al sismo de Sanriku es el evento de Aleutiano (1946) con M_S 7.4 y M_t 9.3, que también ocurre cerca de su respectiva trinchera [Johnson y Satake, 1997].

A continuación se comparan sismos de fallamiento lateral con el evento de 2002, ya que la forma de la tasa de momento resulta ser similar. El evento 21 de abril de 1997 (M_w 7.8) en la isla de Santa Cruz tiene una ruptura con duración de 70 s y una velocidad promedio de

$1.9 \frac{\text{km}}{\text{s}}$ [Kavarina, AÑO]. $\dot{M}(t)$ se caracteriza por tener tres pulsos principales, el primero es menor que los dos siguientes, el mayor de los pulsos tiene un máximo de $3 \times 10^{19} \text{ N} \frac{\text{m}}{\text{s}}$. A pesar de la diferencia entre el momento y la pequeña diferencia en las velocidades de ruptura, el evento tiene una forma similar al evento del 2002.

El evento ocurrido el 11 de abril del 2012 en el norte de Sumatra (M_w 8.6), es el sismo más grande de los eventos intraplaca registrados en la era instrumental. La función tasa de momento tiene una duración mayor de 100 s; además, podemos notar que el punto máximo de este evento rebasa $5 \times 10^{20} \frac{\text{Nm}}{\text{s}}$. Este sismo se caracteriza por tener una $\dot{M}(t)$ más “suave” que el sismo de 2002; parece tener un “pico” principal y le siguen otros tres de amplitud similar.

Para finalizar esta sección, podemos decir que el evento del 2002 tiene una forma similar al evento de Santa Cruz 1997, pero tienen un origen bastante diferente. Los otros eventos con origen similar al evento del 2002 muestran una $\dot{M}(t)$ más “suave” y continua, a excepción del evento de Jalisco en 1995. El evento de Jalisco además tiene una duración similar al evento de Java de 1994 que coincide con el evento de 2002. La velocidad del evento coincide con el sismo de Java 2006, aunque la tasa de momento tiene mayor duración.

5.2 ¿Sismo tsunami?

En este subcapítulo revisaremos la duración, localización y energía sísmica del evento de 2002 para conocer si este evento comparte características con un sismo tsunami. Pérez-Campos et al. [2003] muestra que la energía escalada E_s/M_0 , [Wyss y Brune, 1968, Venkataraman y Kanamori, 2004] y el desfase de tiempo del centroide Δt pueden ser

indicativos de los eventos con larga duración que se agotan a altas frecuencias, estas características nos indican un sismo lento.

5.2.1 Localización

En este subcapítulo nos enfocaremos en los sismos de Nicaragua 1992, Java 1994 y Perú 1996. Estos eventos pueden ser clasificados como "sismos tsunami lentos" [Polet y Kanamori, 2000]. Este tipo de eventos tienen el centroide ubicado cerca del eje de la trinchera y rompen en la zona con echado arriba. Además, estos tres eventos tsunami se localizaron en áreas donde la trinchera está muy alejada de la costa.

Las zonas de subducción que originan estos eventos se caracterizan por tener un prisma de acreción y una capa delgada de sedimento de subducción. Los estudios realizados en el océano muestran que en estas regiones el piso oceánico cerca de la trinchera tiene una gran falla. Polet y Kanamori [2000] sugieren que la estructura horst-graben de una placa oceánica de subducción rugosa causa zonas de contacto con la placa superior, haciendo posible la nucleación superficial de los sismos y la propagación hacia el suelo oceánico. La ruptura se propaga parcialmente en los sedimentos, por esta razón el sismo es lento.

El sismo de Jalisco en 1995 [Pacheco et al., 1997] también rompe inusualmente cerca de la trinchera con una direccionalidad NW. Sin embargo, rompe una zona sin sedimentos [Pacheco et al., 1997] y el material donde se genera la falla soporta un deslizamiento inestable [Polet y Kanamori, 2000].

5.2.2 Duración

A continuación hablaremos sobre la duración de la ruptura del evento del 2002, ya que una de las características de los sismos tsunami es tener una duración larga. Duputel et

al. [2013] relacionaron el cociente $\Delta t/t_h$ de sismos con duración anormal; con su respectivo M_w , el evento de 2002 sale de la tendencia, tomando en cuenta que $\Delta t = 29.5$ s (Fig. 5.2). El evento del 2002 es interesante, ya que Δt es casi cinco veces más largo de lo que se espera en la relación con M_0 [Duputel et al., 2013].

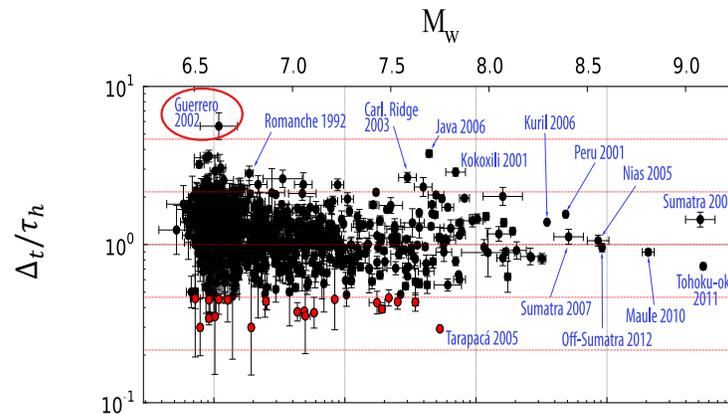


Figura 5.2 Sismos de duración anormal, usando la relación de $\Delta t/t_h$ contra M_0 . Podemos observar que el evento del 2002 sale de la tendencia respecto a los otros eventos [tomado de Duputel et al., 2013].

5.2.3 Energía

Venkataraman y Kanamori [2004] observaron que la relación entre la energía escalada, $\tilde{\epsilon} = \frac{E_s}{M_0}$, y el momento es diferente para distintos tipos de sismos, los sismos tsunami tienen $\tilde{\epsilon}$ baja (7×10^{-7} a 3×10^{-6}), los sismos interplaca y “downdip” tienen $\tilde{\epsilon}$ intermedia (5×10^{-6} a 2×10^{-5}), los sismos intraplaca y profundos poseen el valor más alto de $\tilde{\epsilon}$ (2×10^{-5} a 3×10^{-4}).

El evento de 2002 tiene $\tilde{\epsilon} = 1.6025 \times 10^{-6}$ que es similar a los sismos tsunami de Nicaragua 1992 y Perú 1996 y mayor respecto a Java 1994 (Fig. 5.3). Lo que indica que la energía de

fractura relativa a la energía de generación de ondas sísmicas es mayor que para eventos normales.

Finalmente, retomaremos el espectro de fuente del sismo de 2002 (Fig. 4.16) que se caracteriza por ser deficiente en energía de alta frecuencia, siendo ésta una característica de los sismos tsunami.

Como hemos revisado anteriormente, los sismos tsunami se caracterizan por originarse cerca de la zona subducción, tener larga duración y una energía escalada baja. El sismo de 2002 se caracteriza por ser deficiente en energía de alta frecuencia. Esta característica, así como la ubicación del centroide cerca de la trinchera, sugiere que el evento es un sismo tsunami [Iglesias et al., 2003]. Sin embargo, como vimos en el subcapítulo anterior, la forma de la tasa de momento no es suave a diferencia de otros eventos. Además, el sismo de 2002 no ha demostrado haber generado un tsunami.

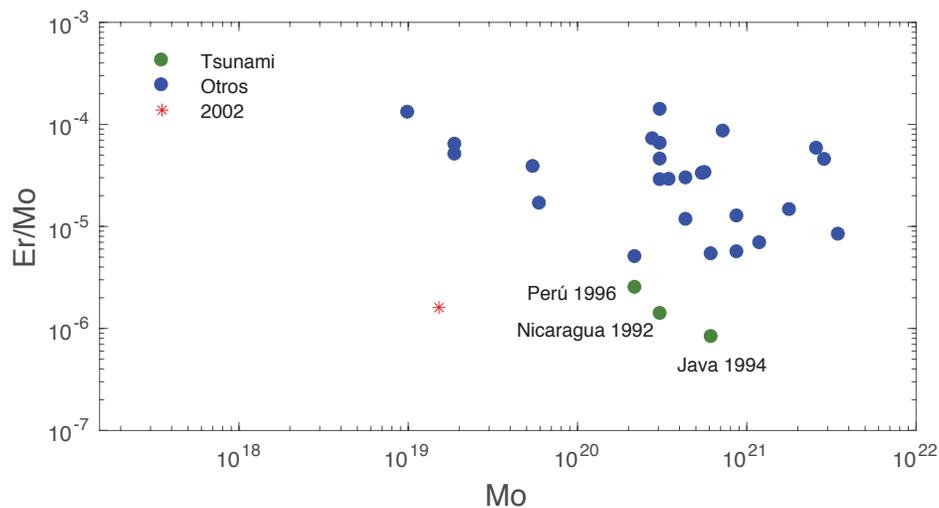


Figura 5.3 Relación entre energía escalada y momento. Se observa que los sismos tsunami tienen la relación de energía escalada más pequeña. Modificado de Venkataraman y Kanamori [2004].

5.3 Relación con otros eventos

En este subcapítulo se exponen las áreas de eventos cercanos al sismo del 2002 y la relación que existe entre ellos (Fig. 5.4). El evento del 2002 ocurrió en la parte sureste de la brecha de Guerrero y cerca del segmento del evento que ocurrió el 18 de abril del 2014 (M_w 7.3) cerca de Papanaoa, Guerrero. Este último evento desencadenó dos réplicas los días 8 de mayo (M_w 6.5) y 10 de mayo (M_w 6.1), al noroeste de la brecha de Guerrero a unos 20 km del evento principal. Los epicentros de estas réplicas se localizan cerca de Tecpan, fuera de la zona de réplicas del sismo de Papanaoa. En esta zona, entre Papanaoa y Acapulco, no han ocurrido sismos significativos, desde los acontecimientos de 1899 (M_S 7.5) y 1911 (M_S 7.6). Sin embargo, la sismicidad en la región (en niveles de $M_w \geq 5$) parece normal [UNAM Seismology Group, 2015]. La dirección de la ruptura del evento de Papanaoa es hacia Zihuatanejo y consiste principalmente en dos ‘picos’ [UNAM Seismology Group, 2015].

El área de ruptura del evento de Papanaoa que ocurrió en el año 2014 coincide con los sismos que ocurrieron en 1979 (M_w 7.4) y el 21 de septiembre de 1985 (M_w 7.5). Este último evento tiene un área con dimensión de 66 x 33 km [UNAM Seismology Group, 1986]. Los resultados de un análisis de las formas de onda registradas para este evento indican que efectivamente la ruptura representa el deslizamiento cosísmico de asperezas independientes en la zona de subducción [Mendoza y Hartzell, 1989; Mendoza, 1993]. De acuerdo con nuestros resultados, el evento de 2002 tiene bajo deslizamiento en el área que comparte con este evento.

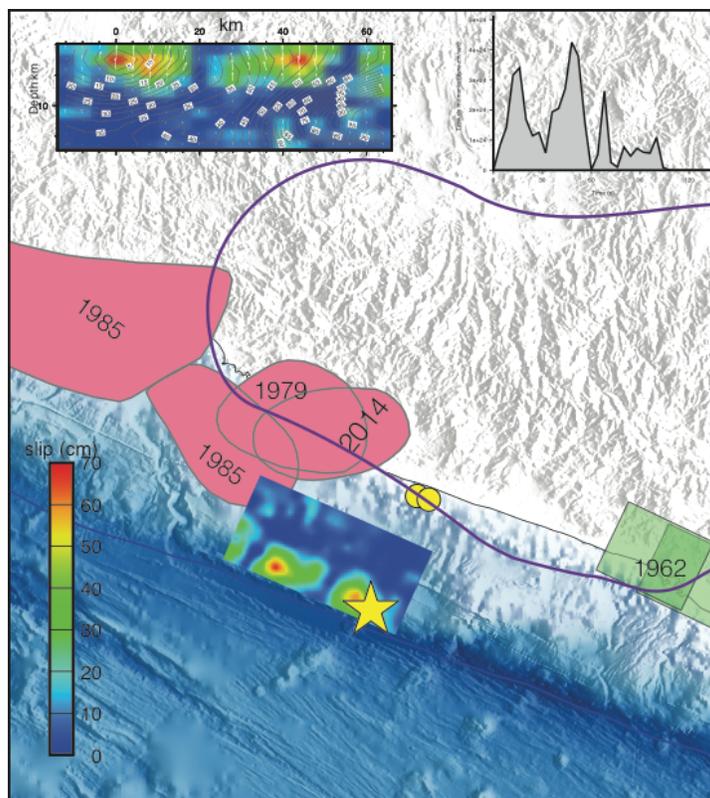


Figura 5.4 Zona de ruptura de sismos cercanos a la costa calculadas con datos regionales y telesísmicos (rosa y verde). Los puntos amarillos representan las réplicas del sismo de Papanaoa. La línea morada representa un área promedio de deslizamiento de sismos lentos ocurridos entre 2001 y 2010 [Radiguet et al., 2011; Cavalié et al., 2013]. Las zonas de ruptura del sismo principal de Papanaoa no coinciden con el desplazamiento del evento de 2002.

El día 14 de marzo de 1979 ocurrió un evento con una magnitud M_w 7.6, el epicentro se localizó cercano a Petatlán, Guerrero. Este evento se ubicó al sureste de otras grandes rupturas interplaca, lo que indica que el sismo de 1979 en Petatlán rompió una porción adyacente e independiente del límite de la placa Cocos-América del Norte [Mendoza, 1993]. Sin embargo, el área de ruptura de este evento se encuentra lejos del evento de 2002.

Al sureste de la Brecha de Guerrero se localizan las áreas de ruptura de los sismos de Acapulco de 1962 (11 de mayo, M 7.1; 19 de mayo, M 7.0). Las áreas de ruptura se encuentran principalmente tierra adentro al NW y SE de Acapulco. La incertidumbre

estimada en la localización de estas áreas es ± 5 km [Ortiz et al., 2000]. El sismo de 2002 parece no tener una relación con este evento ambos eventos están en márgenes opuestos de la Brecha de Guerrero.

Se han reportado sismos episódicos de deslizamiento lento (SSEs) cerca de la Brecha de Guerrero, con una periodicidad de ~ 4 años: 2001-2002, 2006 y 2009-2010 [Lowry et al., 2001; Kostoglodov et al., 2003; Iglesias et al., 2004; Yoshioka et al., 2004; Kostoglodov et al., 2010; Radiguet et al., 2011; Radiguet et al., 2012]. El sismo de Papanoa del 18 de abril de 2014 (M_w 7.3) ocurrió durante el SSE más reciente. Un área promedio del deslizamiento que generaron comprende casi todo el estado de Guerrero hasta unos 10 km dentro del mar [Radiguet et al., 2011; Cavalie et al., 2013]. El sismo de 2002 también coincide temporalmente con un SSE; sin embargo, las áreas no coinciden y existe una distancia significativa entre ellas.

5.4 Hipótesis

Los eventos de Nicaragua, Perú y Java son los típicos eventos tsunami. Se caracterizan por compartir varios factores importantes, entre ellos, la larga duración de la fuente lo que implica una velocidad de ruptura lenta, con una liberación de energía relativamente baja a altas frecuencias. La distancia desde la trinchera a la costa es inusualmente grande. Esa trinchera se caracteriza por tener una capa sedimentaria de subducción y un pequeño prisma de acreción. El suelo oceánico cerca de la trinchera tiene varias fallas, lo que indica fuertes estructuras horst-y-graben y una placa subductora rugosa. La placa se subduce con sedimentos sólo en el graben, los horsts pueden crear contacto suficiente con el bloque superior para causar un sismo en la parte más superficial de la zona

de interfaz. Tomando en cuenta que hay pequeño prisma de acreción, el sismo puede romper la superficie y generar grandes tsunamis [Tanioka et al., 1997].

Los sismos de corrimiento lateral también pueden generar tsunamis. Este fenómeno se presenta cuando existe una pendiente pronunciada y el desplazamiento horizontal es grande en relación con el desplazamiento vertical, teniendo un efecto significativo. La contribución del deslizamiento vertical se vuelve importante cuando la pendiente del fondo del mar es pronunciada. La duración larga de los eventos de corrimiento lateral se atribuye generalmente en los márgenes transformantes. Aquí, el deslizamiento ocurre y se detiene en momentos para continuar inmediatamente, en algunos casos entre estos deslizamientos horizontales existen fallas normales, similar a que ocurran múltiples eventos.

Observando que la $\dot{M}(t)$ es bastante similar a eventos de corrimiento lateral, podemos decir que al igual que los sismos de corrimiento lateral, el evento tiene caídas en el deslizamiento, atribuidas a los pequeños graben-horts-graben que existen en la placa que se está subduciendo. La ausencia de tsunami puede indicar un área de ruptura con una relación dimensional desproporcional; es decir, con un largo notablemente más grande que el ancho y múltiples parches similares a los sismos de corrimiento lateral, a diferencia de los eventos que generan tsunamis con áreas equidimensionales y sólo un parche. Por otro lado, el comportamiento de esta falla puede deberse a la falta de sedimentos, como en el evento de Jalisco 1995 [Pacheco et al., 1997], esto por la semejanza que comparten las $\dot{M}(t)$ de ambos eventos.

6. Conclusiones

Los métodos aplicados en este trabajo brindaron en su mayoría resultados satisfactorios para conocer la fuente del evento de 2002. La velocidad de ruptura es de 1 km/s con orientación al noroeste, con una duración aproximada de 60 s y una longitud de ~60 km. El área de ruptura se encuentra adyacente a la brecha de Guerrero. Fue posible estimar la energía escalada, con un valor de $\tilde{e} = 1.60e^{-6}$. La relocalización de réplicas fue insatisfactoria. Usando el método de movimiento de partícula fue posible obtener la localización de las réplicas más grandes (M_w 5.1) y (M_w 5.9). Por otro lado, la correlación de ondas superficiales resulta ineficiente, ya que sólo algunas trazas presentan similitud. Se sugiere realizar la relocalización de las réplicas usando las estaciones que registran sismogramas que tienen esa similitud. Además, es posible realizar un estudio de onda S similar al presentado con la directividad de la onda P, para confirmar los parámetros de fuentes estimados.

El evento del 2002 tiene energía escalada similar a los sismos tsunamis. La función de tiempo de la fuente presenta más picos respecto a las funciones de tiempo de la fuente de eventos tipo tsunami. El evento presenta una caída de esfuerzos (0.37 MPa) similar a la propuesta por Duputel et al. [2013] para sismos con duración atípica en frecuencias altas. Asimismo, tiene una magnitud menor que los sismos tsunamis que se han clasificado con anterioridad (por ejemplo, M_w 7.7 Nicaragua 1992), quizá por esa razón y su localización, no fue posible registrar el tsunami originado por evento. La ausencia de tsunami se debe a que la cantidad de agua que se desplazó con el movimiento producido por el evento no fue suficiente para generar un cambio significativo en el nivel del mar. El evento de 2002 es un sismo con una ruptura compleja cercano a la trinchera que comparte varias características similares a los sismos tsunamis.

La función de momento atípica es bastante similar a sismos de corrimiento lateral, esto quizá se debe a que el evento está formado de varios subeventos, generados a causa de la estructura *graben-horst-graben* y la relación entre las dimensiones de la falla. Tomando en cuenta la similitud del evento de 2002 y el sismo de Jalisco 1995, podemos pensar que el sismo de 2002 se generó en un ambiente con deficiencia de sedimentos. Para conocer el comportamiento de los sismos que se generan cerca de la trinchera mexicana, se propone realizar un catálogo de tasas de momento de diferentes eventos en la zona de subducción mexicana, donde se tomen en cuenta los escenarios que las generan.

7. Referencias

- Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS (1988): Global Seismograph Network (GSN - IRIS/USGS). International Federation of Digital Seismograph Networks. Other/Seismic Network. 10.7914/SN/IU.Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS (1992): New China Digital Seismograph Network. International Federation of Digital Seismograph Networks. Other/Seismic Network. 10.7914/SN/IC.
- Ammon, C.J., Lay, T., Velasco, A.A., Kanamori, H., 2006. The 17 July 2006 Java tsunami earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24308.
- Cavalié O., Pathier E., Radiguet M., Vergnolle M., Cotte N., Walpersdorf A., Kostoglodov V., Cotton F., 2013. Slow slip event in the Mexican subduction zone: Evidence of shallower slip in the Guerrero seismic gap for the 2006 event revealed by the joint inversion of InSAR and GPS data. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 367, 52–60.
- Duputel, Z., Tsai V. C., Rivera L., Kanamori H., 2013. Using centroid time-delays to characterize source durations and identify earthquakes with unique characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 375, 92–100, doi:10.1016/j.epsl.2013.05.024.
- Escobedo, D., Pacheco J. F., Suárez, G., 1998. Teleseismic body-wave analysis of the 9 October, 1995 ($M_w = 8.0$), Colima-Jalisco, Mexico earthquake, and its largest foreshock and aftershock. *Geophysical Research Letters.*, v 25, 547-550.
- García Acosta, V., Suárez G., 1996. Los sismos en la historia de México. Universidad Nacional Autónoma de México, México, 718 pp.
- GEOFON Data Centre (1993): GEOFON Seismic Network. Deutsches

GeForschungsZentrum GFZ. Other/Seismic Network. doi: 10.14470/TR560404.

GEOSCOPE - French Global Network of broadband seismic stations. Institut de Physique du Globe de Paris & Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg (EOST) - doi:10.18715/GEOSCOPE.G

Heinrich P., Schindele F., Guibourg S., Ihmlé P., 1998. Modeling of the February 1996 Peruvian tsunami, *Geophysical Research Letters*, 25(14), 2687-2690, doi:10.1029/98GL01780.

Houston, H., 2001. Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, No. B6, Pages 11,137-11,150.

Husker, A., Davis, P.M., 2009. Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research*, 114. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006039>.

Iglesias, A., Singh, S.K., Pacheco, J.F., Alcántara, L., Ortiz, M., Ordaz, M., 2003. Near-trench Mexican Earthquakes have anomalously low peak accelerations. *Bull. Seismol. Soc., Am.* 93, 953–959.

Ihmlé, P. F., J.M. Gomez, Heinrich, Ph., S. Guibourg., 1998. The 1996 Peru tsunamigenic earthquake: broadband source process. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2691-2694.

Kanamori, H., 1972. Mechanism of tsunami earthquakes. *Phys. Earth Planet., Inter.* 6, 356–359.

Kanamori, H., Kikuchi, M., 1993. The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature*, 361, 714–716.

- Kostoglodov V., Singh S.K., Santiago J.A., Larson K.M., Lowry A.R., Bilham R., 2003. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 15, doi:10.1029/2003GL017219.
- Kostoglodov, V., J. Pacheco, 1999. *Cien Años de Sismicidad en México*, Instituto de Geofísica, México, D.F.
- Manea, V.C., M. Manea, L. Ferrari, 2014. A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, 609. (2013): 56-81.
- Mendoza C., 1994. U. S. Geological Survey National Earthquake information Center Físico de la iYcra, Editorial complutense, Madrid, núm. 6. 141-1 56.
- Noda, H., Lapusta, N., 2013. Stable creeping fault segments can become destructive as a result of dynamic weakening. *Nature*, 493 (7433), 518.
- Pacheco, J., Singh, S.K., Domínguez, J., Hurtado, A., Quintanar, L., Jiménez, Z., Yamamoto, J., Gutiérrez, C., Santoyo, M., Guzmán, M., Kostoglodov, V., Reyes, G. And Ramírez, C., 1997. The october 9, 1995 Colima-Jalisco, earthquake (M_w 8): An aftershock study and a comparison of this earth- quake with those of 193. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2223-2226.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12,357–12,373. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB00919>.
- Pérez-Campos, X., D. Melgar, S. K. Singh, Víctor M. Cruz-Atienza, A. Iglesias, V. Hjorleifsdottir, 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.
- Pérez-Campos, X., McGuire, J.J., Beroza, G.C., 2003. Resolution of the slow earthquake/high apparent stress paradox for oceanic transform fault earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 108, 2444.
- Pérez-Campos, X., Y. Kim, A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh, V. C. Manea, M. Gurnis., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18303 doi:10.1029/2008GL035127.
- Polet, J., Kanamori, H., 2000. Shallow subduction zone earthquakes and their tsunamigenic potential. *Geophys. J. Int.*, 142, 684–702.
- Polet, J., Thio, H.K., 2003. The 1994 Java tsunami earthquake and its “Normal” aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1474.
- Radiguet M., Cotton F., Vergnolle M., Campillo M., Valette B., Kostoglodov V., Cotte N., 2011. Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: The 2006 Guerrero Slow Slip Event. *Geophys. J. Int.*, 184, 2, 816-828.
- Singh S.K., Astiz L., Havskov J., 1981. Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 827-843.
- Singh, S. K., A. Kumar, G. Suresh, M. Ordaz, J. F. Pacheco, M. L. Sharma, B. K. Bansal, R. S. Dattatrayam and E. Reinoso, 2010. Delhi earthquake of 25 November 2007 (M_w 4.1): implications for seismic hazard. *Current Science*, Vol. 99, No. 7, pp. 939-947.

Singh, S. K., L. Asitz y J. Havskov (1981), “Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 3, 827-843.

SSN (2017): Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México. URL: <http://www.ssn.unam.mx>, doi: <https://doi.org/10.21766/SSNMX/SN/MX>.

Stephen H. Kirby, William B. Durham, Laura A. Stern., 1991. Mantle Phase Changes and Deep-Earthquake Faulting in Subducting Lithosphere. *Science*, Vol. 252, Issue 5003, pp. 216-225 DOI: 10.1126/science.252.5003.216

Suarez, G., y P. Albin, 2009. Evidence for Great Tsunamigenic Earthquakes (M 8.6) along the Mexican Subduction Zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(2A), 892–896, doi:10.1785/0120080201.

Tanioka, Y, L. Ruff, K. Satake, 1997. What controls the lateral variation of large earthquake occurrence along the Japan Trench?, *Island Arc*, 6, 261-266, doi:10.1111/j.1440-1738.1997.tb00176.x.

UNAM Seismology Group, 2015. Papanao, Mexico earthquake of 18 April 2014 (M_w 7.3). *Geofis. Int.*, 54, 363–386.

Venkataraman A., Kanamori H., 2004. Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 109, B05302.