



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geofísica

**Detección y análisis de eventos no impulsivos a escala
regional.**

Tesis que para optar por el grado de:

DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Presenta:

Erica Alinne Solano Hernández

Directora de Tesis:

Dra. Vala Hjörleifsdóttir
Posgrado en Ciencias de la Tierra

Jurado:

Dra. Xyoli Pérez Campos.

Instituto de Geofísica, UNAM

Dr. Denis Legrand.

Instituto de Geofísica, UNAM

Dra. Vala Hjörleifsdóttir.

Instituto de Geofísica, UNAM

Dr. Raúl Castro Escamilla.

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada

Dr. Luis Rivera.

Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Université de Strasbourg

Ciudad Universitaria, CD. MX. junio, 2018.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.

Para el beneficio de la sociedad y mi gente.

Resumen

Los sismos no impulsivos son eventos que producen ondas sísmicas que no presentan una onda P impulsiva y por consiguiente, pasan desapercibidos por los métodos convencionales de detección de sismos. Este tipo de eventos se han observado en distintos ambientes tectónicos, entre ellos, fallas transformantes oceánicas y zonas de subducción. Un rasgo característico de estos sismos es que su magnitud de ondas de cuerpo m_b es menor que su magnitud de ondas superficiales M_s . Desarrollamos un método de detección de eventos no impulsivos que usa el tensor de deformación de Green como un filtro adaptado. Este filtro es calculado para una localización de prueba que se correlaciona con datos continuos de sismogramas registrados en estaciones sismológicas. La envolvente de la norma de la correlación resultante es nuestra función de detección. La detección de un evento se declara en el tiempo en que la amplitud de la función de detección excede cierto valor relativo al nivel de ruido.

Probamos nuestro método con sismogramas sintéticos y en dos áreas de estudio: la dorsal del Pacífico oriental (EPR), en el área comprendida entre la fallas transformantes de Clipperton y Siqueiros (9 °N) durante la ocurrencia de dos enjambres sísmicos en marzo de 2012 y mayo de 2016; y el Golfo de California (GoC), donde el periodo de estudio comprende todo el año de 2015. Comparamos las localizaciones y magnitudes de los eventos que detectamos con aquellos reportados en catálogos. Adicionalmente, estimamos la energía sísmica irradiada de sismos previamente reportados en el GoC y los comparamos con los eventos nuevos detectados con nuestro algoritmo. Los resultados obtenidos son consistentes con un modelo de eventos transitorios de deslizamiento lento (*slow slip transients*), lo que explica la diferencia de energía irradiada en altas y bajas frecuencias. Estas variaciones quedan evidenciadas en las diferencias de valores m_b y M_s . Demostramos que nuestro método es equivalente a usar un método adjunto de detección de sismos. A diferencia de los métodos empíricos de filtro adaptado, nuestro método no usa eventos patrón y por tanto, no necesitamos eventos previamente detectados en el área de estudio. El método no se limita a un método de cálculo de funciones de Green para los sismogramas sintéticos. Puede usarse en combinación con otros métodos tradicionales de filtros adaptados donde se usan eventos previos como señales patrón, para maximizar el número de eventos detectados.

Abstract

Non-impulsive earthquakes are seismic events that do not show impulsive P-waves, and they are usually not detected by traditional detection methods. These events have been observed in a variety of tectonic settings, including subduction zones and oceanic transform faults. A characterizing feature of these earthquakes is that their body wave magnitude, m_b is smaller than their surface wave magnitude, M_s . We developed a technique for detecting atypical earthquakes that use the strain Green tensor as an adaptive filter. This filter is estimated for a test location and cross-correlated with continuous data recorded at seismic stations. The envelope of the cross-correlogram norm is our detection function. An event is detected when the amplitude of the function exceeds a threshold value.

We tested our technique with synthetic seismograms computed for two regions, the East Pacific Rise (EPR; between the Clipperton and Siqueiros transform faults), and the Gulf of California (GoC). Two earthquake clusters occurred in EPR in March 2012 and May 2016 and one in the GoC in 2015. We compared locations and surface wave magnitudes of the detected earthquakes with those reported in catalogs. Additionally, we estimated the seismic energy radiated from earthquakes previously reported and compared them with new detections found by our algorithm. Our results are consistent with the transient slow slip model, which explains the difference of energy radiated at low and high frequencies. These variations are reflected in dissimilar m_b and M_s magnitudes. We demonstrate that our procedure is equivalent to the adjoint earthquake detection method. Compared with the empirical adaptive filter methods, our algorithm does not use a previously recorded earthquake, and the calculation of synthetic Green functions does not restrict it. It can be used in concert with traditional adaptive filter methods to maximize the number of detections.

Agradecimientos

Gracias a mi tutora, la Dra. Vala Hjörleifsdóttir y a mi comité tutorial, la Dra. Xyoli Pérez Campos y el Dr. Allen Husker, por estar presentes en cada una de mis evaluaciones semestrales brindándome sugerencias y mucha ayuda para mejorar mi proyecto. Gracias por todo el tiempo que me dieron para resolver dudas en cada momento de los cinco años del proyecto.

Agradezco el tiempo y la paciencia de cada uno de los sinodales por sus comentarios, sugerencias precisas y ayuda que me brindaron durante el desarrollo y la revisión de la tesis. Gracias Dra. Xyoli Pérez Campos, Dr. Denis Legrand, Dr. Raúl Castro Escamilla y Dr. Luis Rivera. Gracias al Dr. Shri Krishna por su paciencia y explicaciones en la sección de energía sísmica.

Gracias, muchas gracias al personal administrativo del PCT y del IGF por hacer que los trámites fueran más amigables: Araceli, Laura, Erika, Paty Medina, Mónica Ruíz, Maru. Gracias al personal técnico y de cómputo del IGF: Héctor Tecanhuey, Miguel Ángel Palacios, Daniel, Anahid y Octavio.

Agradezco a Qinya Liu, de la Universidad de Toronto cuyos comentarios y sugerencias ayudaron a mejorar este trabajo.

Este proyecto fue posible gracias al apoyo financiero de los siguientes programas:

- Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México.
- Programa de becas de posgrado del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT).
- Proyecto externo del Instituto de Geofísica, UNAM: UC-MEXUS
- Proyectos UNAM/DGAPA/PAPIIT: IA102411, IB101812 e IN111316
- Programa de becarios del Servicio Sismológico Nacional

Los datos del SSN fueron obtenidos por el Servicio Sismológico Nacional, el mantenimiento de estaciones, la adquisición de datos y la distribución de los mismos es gracias a su personal.

Datos adicionales de estaciones empleadas obtenidas desde el sitio de IRIS:

ANMO, PAYG, SLBS y TUC operadas por el Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS (1988): (GSN - IRIS/USGS) (Global Seismograph Network)

PASC: California Institute of Technology (CI)

Datos de los catálogos de los sitios de:

International Seismological Centre (ISC), On-line Bulletin, último acceso junio 2018.

United States Geological Survey (USGS), Earthquake Catalog, último acceso junio 2018.

Estaciones de la Red Sismológica de Banda Ancha (RESBAN) operada por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE): SLGB, NE74, NE77, NE79, NE80, PLIB y SFQB. Gracias a Arturo Pérez Vertti y Juan Antonio Mendoza que me proporcionaron los registros y especificaciones técnicas del equipo.

Las simulaciones para obtener los sismogramas sintéticos se llevaron a cabo en el clúster Pohualli del grupo de Sismología Computacional del IGEF. El procesamiento de los datos se hizo en dos servidores, uno del mismo grupo y otro perteneciente al Posgrado de Ciencias de la Tierra.

Dedicatorias

A mis papás, porque su amor a la vida, a nosotros y al prójimo, han formado mi ser. A ustedes les dedico cada uno de mis logros. Gracias por acompañarme y apoyarme en todas las formas posibles. Ustedes son el viento bajo mis alas que me da la libertad de seguir explorando sin miedo y con tezón.

A mis hermanos, que cerca y lejos, están apoyándome aún a deshoras y en cualquier lugar.

A Qala, que pasó todas sus vidas conmigo y a Hengis, que con su saber, conocimientos y amor, le dió a Qalita un mes más de vida. Gracias Hengis, te quiero.

A mis amigos que me apoyaron en los momentos de agonía mental y sentimental, por prestarme su hombro para llorar y sus brazos para levantarme, por mostrarme que con un poco de humor y buena compañía, las cuesta arriba se sudan menos y que la hora de comida es de amistad y de trabajo: Cari, Alan, Miguelito, Oscar, Thalia, Xyoli, César, Katya, Claudia y Jorge R.

No aceptes lo habitual como cosa natural, porque en tiempo de desorden, de confusión organizada, de humanidad deshumanizada, nada debe parecer natural, nada debe parecer imposible de cambiar. Bertold Brecht.

Contenido

Lista de Tablas	xvii
Lista de Figuras	xix
Siglas	xxi
1. Introducción	1
2. Marco Teórico	5
2.1. Métodos de detección de eventos sísmicos	5
2.1.1. Métodos de detección en el dominio del tiempo y la frecuencia	5
2.1.2. Métodos adjuntos	8
2.1.3. Método de detección usando filtro adaptativo	9
2.2. Estimación de magnitud	10
2.3. Energía sísmica irradiada	13
2.4. Sismos no impulsivos	18
2.5. Dorsales oceánicas y fallas transformantes	20
2.6. Sismicidad en dorsales y fallas transformantes en el océano	24
2.6.1. Sismicidad y su relación con la temperatura en las dorsales	25
2.6.2. Sismicidad y las condiciones en las fallas transformantes	26
2.6.3. Sismos no impulsivos en fallas transformantes oceánicas	28
2.7. Áreas de estudio	32
2.7.1. Golfo de California (GoC)	34
2.7.2. Actividad sísmica en el Golfo de California (GoC)	35
2.7.3. Dorsal del Pacífico Oriental (EPR)	36
2.7.4. Actividad sísmica en la Dorsal del Pacífico Oriental (EPR)	38
3. Método de correlación cruzada para detección de sismos no impulsivos	39
3.1. Método adjunto	39
3.2. Enfoque usando método de retroproyección	40
3.3. Enfoque usando método de correlación cruzada	41
3.3.1. Fuerza simple	43
3.4. Pesos y ventanas, cociente ruido-señal (NSR)	44
3.5. Detección	45
3.6. Experimento sintético	46

4. Metodología	51
4.1. Redes sismológicas usadas y procesamiento de los datos	51
4.1.1. Red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN)	52
4.1.2. Red Sismológica de Banda Ancha del Golfo de California (RESBAN)	53
4.1.3. Estaciones pertenecientes a redes internacionales	53
4.1.4. Procesamiento de datos	53
4.2. Tensor de deformación de Green	54
4.3. Búsqueda de eventos con el método de correlación cruzada	55
4.4. Búsqueda con metodología de filtro adaptativo	60
4.5. Tiempo de cálculo	64
4.6. Cálculo de energía sísmica irradiada	64
4.6.1. Cálculo de energía con datos telesísmicos	65
4.6.2. Cálculo de energía con datos regionales	67
4.7. Cálculo de magnitud de eventos nuevos	68
5. Resultados	73
5.1. Eventos detectados en el EPR	73
5.1.1. Identificación de eventos nuevos	74
5.2. Eventos detectados en el GoC	87
5.2.1. Identificación de eventos nuevos	87
5.2.2. Estimación de magnitud de eventos nuevos	91
5.2.3. Eventos reportados con diferencia de magnitudes m_b y M_S	95
5.2.4. Estimación de energía sísmica irradiada, E_S	101
6. Discusión	113
6.1. Detección de eventos	113
6.1.1. Optimización de detecciones con el NSR y reducción del tiempo de cálculo	113
6.1.2. Eventos detectados: nuevos, falsos y coincidentes	114
6.2. Comparación de los dos métodos de detección empleados	115
6.3. Distribución espacial y temporal de eventos detectados	117
6.4. Similitud en formas de onda de eventos nuevos	117
6.5. Análisis de posibles causas de diferencias entre magnitudes usando ondas de cuerpo, ondas superficiales y M_0	118
6.6. Análisis de los parámetros de fuente estimados para el GoC	120
7. Conclusiones	129
Bibliografía.	131
APÉNDICES	145
A. Full-waveform detection of non-impulsive seismic events based on time-reversal methods	147
B. Estaciones usadas de la red de banda ancha del SSN	167
C. Estaciones usadas de otras redes	169

D. Listado de eventos patrón usados en el GoC	171
E. Catálogo de eventos reportados en marzo de 2012 y mayo de 2016 para la zona del EPR por distintos servicios sismológicos	173
F. Catálogo de eventos reportados en 2015 para la zona del golfo de California por distintos servicios sismológicos	175

Lista de Tablas

4.1. Eventos usados para estimar energía sísmica irradiada en GoC	65
4.2. Estaciones para cálculo de energía con datos regionales en GoC.	67
4.3. Tabla de eventos de calibración para estimar M_{SW}	72
5.1. Tabla de eventos detectados en la EPR	74
5.2. Nuevos eventos detectados en la EPR	77
5.3. Tabla de eventos detectados en GoC usando filtro adaptativo	90
5.4. Eventos nuevos detectados en GoC	91
5.5. Resultados de energía sísmica irradiada de sismos en GoC usando datos telesísmicos	105
5.6. Resultados de energía sísmica irradiada de sismos en GoC usando datos regionales	109
5.7. Resultados de energía sísmica irradiada de nuevos eventos en GoC	109
6.1. Comparación de $\Delta\sigma$ reportadas en GoC con este estudio	124
B.1. Estaciones empleadas pertenecientes a la red de banda ancha del SSN.	167
C.1. Estaciones usadas de RESBAN y IRIS.	169
D.1. Tabla de eventos patrón usados en el golfo de California.	171
E.1. Catálogo de eventos reportados en EPR para los periodos de estudio.	173
F.1. Catálogo de eventos reportados en GoC para 2015.	175

Lista de Figuras

2.1. Ejemplo STA/LTA	7
2.2. Cálculo de magnitud m_b y M_S	11
2.3. Diferencias entre estimaciones de magnitud m_b y M_S	12
2.4. Esquemas de partición de energía y esfuerzo liberado durante el deslizamiento de una falla.	14
2.5. Mapa de mecanismos focales y caídas de esfuerzo.	15
2.6. Eventos detectados a nivel mundial usando ondas superficiales.	19
2.7. Distribución mundial de dorsales oceánicas.	21
2.8. Tipos de fallas transformantes.	22
2.9. Esquema de enfriamiento de la corteza oceánica.	22
2.10. Modelo térmico de placas litosféricas.	23
2.11. Profundidad de sismos intraplaca en el océano	26
2.12. Esquema propuesto de circulación hidrotermal en la EPR.	27
2.13. Modelos de ciclos sísmicos.	27
2.14. Distribución mundial de sismos lentos.	29
2.15. Espectro de amplitud de un sismo lento en Mendocino Triple Junction.	30
2.16. Esquemas de mecanismos focales en dorsales oceánicas.	31
2.17. Áreas de estudio: GoC y EPR.	33
2.18. Sismicidad del GoC en 2015	37
3.1. Pasos del método de correlación cruzada de la forma de onda completa	49
4.1. Mapa de estaciones de registro sísmico.	52
4.2. Ejemplo de variación de valores NSR.	57
4.3. Ejemplo de falsas detecciones.	58
4.4. Ejemplo de sismo detectado fuera del GoC	59
4.5. Ejemplo del método de filtro adaptativo.	62
4.6. Mapa de ubicación de eventos patrón	63
4.7. Modelo de velocidades para corrección de efecto de sitio.	66
4.8. Sismogramas filtrados y en desplazamiento.	69
4.9. Obtención de función de equivalencia para estimación de magnitud de nuevos eventos	70
4.10. Ejemplo de magnitudes estimadas por estación.	71
5.1. Datos crudos y filtrados de nuevas detecciones en el EPR	75
5.2. Nuevas detecciones en la EPR	78
5.3. Nuevas detecciones en la EPR (continuación)	79

5.4.	Nuevas detecciones en el EPR (continuación)	80
5.5.	Secciones de nuevas detecciones en el EPR	81
5.6.	Sismogramas de nuevas detecciones en el EPR con y sin filtrado	83
5.7.	Sismogramas de nuevas detecciones en el EPR comparados con distintos filtros	84
5.8.	Detecciones del método de correlación cruzada de forma de onda completa aplicado en la zona de la EPR.	85
5.9.	Mapa de nuevos eventos detectados en el EPR.	86
5.10.	Mapa de sismos detectados en GoC para 2015-1	88
5.11.	Mapa de sismos detectados en GoC para 2015-2	89
5.12.	Eventos nuevos detectados en el GoC	92
5.13.	Eventos nuevos detectados en el GoC	93
5.14.	Gráfica de magnitudes de eventos reportados, eventos nuevos y coincidentes para 2015 en GoC	94
5.15.	Histograma de magnitudes calculadas para eventos nuevos y de sismos re- portados en el GoC	95
5.16.	Mapa de eventos con $m_b - M_w \leq -0.7$ del catálogo del ISC	96
5.17.	Eventos con diferencias entre $m_b - M_w \leq -0.7$ del catálogo del ISC	97
5.18.	Gráfica de magnitudes M_{SW} de eventos reportados y eventos nuevos para 2015 en GoC	99
5.19.	Mapa de eventos con diferencias entre $m_b - M_w$	100
5.20.	Espectros de amplitud de eventos en el GoC ($M > 5.9$) registrados a distancias telesísmicas	102
5.21.	Espectros de amplitud de eventos en el GoC ($M > 5.9$) registrados a distancias telesísmicas	103
5.22.	Espectros de amplitud de eventos en el GoC ($M > 5.9$) registrados a distancias telesísmicas	104
5.23.	Espectros de amplitud de eventos en el GoC ($M > 5.9$) registrados a dis- tancias regionales	106
5.24.	Espectros de amplitud de eventos en el GoC ($M > 5.9$) registrados a dis- tancias regionales	107
5.25.	Espectros de amplitud de eventos en el GoC ($M > 5.9$) registrados a dis- tancias regionales	108
5.26.	Espectros de amplitud de ruido y eventos.	110
5.27.	Espectros de amplitud de eventos nuevos.	111
6.1.	Comparación entre métodos de detección.	116
6.2.	Gráfica $M_{SW} M_{SSN}$	119
6.3.	Sismo M3.8 con M_{SW} más grande	120
6.4.	Comparación de Energías sísmicas irradiadas usando datos regionales y telesísmicos	122
6.5.	Comparación de Energías sísmicas irradiadas usando datos regionales y telesísmicos	123
6.6.	Mapa de caídas de esfuerzos estimados con datos regionales y telesísmicos para eventos $M > 5.9$	125
6.7.	Mapas con resultados de magnitudes y parámetros de fuente	127

Siglas

CI Caltech Regional Seismic Network 51, 53

CICESE Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada 51, 87

EPR Dorsal del Pacífico Oriental 2, 28, 33, 36, 38, 46, 47, 51, 55, 64, 73, 75, 77–81, 83–86, 114

GCMT Global Centroid-Moment-Tensor 37, 38, 64, 65, 68, 101, 124

GoC Golfo de California 2, 3, 33–37, 51, 53, 55, 59, 60, 64, 67, 68, 70, 72, 73, 87–89, 92–97, 99, 102–104, 106–108, 114, 118, 121, 171, 175

GSN Global Seismographic Network 19, 51, 53

IASPEI International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior 11

IRIS Incorporated Research Institutions for Seismology 51, 54, 64

ISC International Seismological Centre 28, 29, 38, 51, 53, 73, 87, 96, 97

IU Global Seismograph Network (GSN - IRIS/USGS) 46

NSR Noise to Signal Ratio 45

OTPCEN Organización del Tratado de Prohibición Completa de los Ensayos Nucleares 87, 115

RESBAN Red Sismológica de Banda Ancha del Golfo de California 51, 53, 54, 67

SSN Servicio Sismológico Nacional 6, 7, 37, 38, 46, 51–54, 67, 68, 72, 73, 87, 118

USGS United States Geological Survey 38, 51, 53, 67, 73, 87

Capítulo 1

Introducción

Si un rayo cae en la superficie terrestre, sabremos que aconteció porque vemos el destello de energía luminosa o bien, porque escuchamos la potente sonoridad del trueno que disminuye su intensidad con la distancia a la que estemos situados. Si no viéramos el resplandor del rayo y el estruendo del trueno estuviera fuera de nuestro umbral de frecuencias audibles, no sabríamos que ha ocurrido. De manera similar sucedía en la sismología cuando los sismógrafos registraban de manera analógica y eran sordos a ciertos eventos que generan ondas sísmicas. Gracias al desarrollo tecnológico en instrumentación sismológica, el rango de frecuencias en el que registran los sismómetros es más amplio, lo que brinda información sobre eventos que ocurren en otras bandas de frecuencias y que no se ven a simple vista en el registro sísmico. Por ejemplo, existen distintos eventos que generan ondas sísmicas con un alto contenido de energía en periodos largos y deficientes en ondas de alta frecuencia (*Pérez-Campos et al., 2003; Ekström, 2006*). Debido a esto, estos eventos atípicos pasan desapercibidos por los métodos tradicionales de detección que usan los arribos de onda P (alta frecuencia) pero sí son detectados mediante el análisis de ondas superficiales (largo periodo) a escala global (*Shearer, 1994; Abercrombie y Ekström, 2003; Ekström, 2006*). La mayoría de eventos reportados por esta metodología están ubicados a lo largo de fallas transformantes en el océano (*Pérez-Campos et al., 2003; Abercrombie y Ekström, 2003; Ekström, 2006*).

Estos eventos que generan ondas sísmicas pero faltos de energía en altas frecuencias son a los que nos referiremos como sismos no impulsivos. El objetivo del presente trabajo es estudiar las características de sismos no impulsivos detectados en zonas de fallas transformantes en el océano. Usamos un método de forma de onda completa para detectar eventos no impulsivos, como parte de un estudio previo desarrollado (*Solano, 2013*), además de usar otro método de filtro adaptativo (*Chamberlain et al., 2014; Thurber et al., 2014; Frank y Shapiro, 2014*), en zonas de fallas transformantes oceánicas donde se han reportado sismos no impulsivos: la dorsal del Pacífico oriental (EPR) y el Golfo de California (GoC). De los eventos nuevos que encontramos, estimamos su magnitud, su frecuencia de esquina y la energía sísmica irradiada para poder conocer más sobre estos eventos enigmáticos y el medio donde se generan.

En el Capítulo 2, el marco teórico, desarrolla métodos para detectar eventos sísmicos de manera regular y en muchos casos, automáticamente. También se abordan métodos de detección que requieren más tiempo de cálculo como los métodos adjuntos y el método de

identificación de eventos usando filtros adaptativos. Para conocer más sobre los eventos que ocurren en las zonas de estudio y sobre los nuevos eventos encontrados, quisimos estimar su magnitud y energía; por ello hablamos de los fundamentos teóricos para el cálculo de magnitudes y energía sísmica irradiada.

Posteriormente, en el mismo capítulo, hablamos del objeto de nuestro estudio: los sismos no-impulsivos. Estos eventos atípicos, que no han sido detectados por los métodos tradicionales, se han localizado a través de métodos alternativos usando ondas superficiales registradas por redes globales de banda ancha (*Abercrombie y Ekström, 2003; Ekström et al., 2003; Shuler y Ekström, 2009; Ekström y Stark, 2013*) aplicados en sismología volcánica, monitoreo de deslaves y derretimiento de glaciares. Los sismos no impulsivos que buscamos están en zonas de dorsales y fallas transformantes y para entender la relación entre sus características y su entorno, se describe la estructura, modelos térmicos y minerales presentes en dorsales y fallas transformantes.

La actividad sísmica en fallas transformantes se ha estudiado principalmente con registros a distancias telesísmicas (e.g., *Ihmlé y Jordan, 1994; Shearer, 1994; Ekström, 2006*) aunque también se han realizado estudios que involucran la colocación de equipo en el fondo del mar en zonas de fallas transformantes (*McGuire et al., 2005; Tolstoy et al., 2008*) para estudiar la relación de sismicidad con los modelos térmicos y las condiciones reológicas en fallas transformantes.

Hacia el final del capítulo, mencionamos las particularidades de las dos áreas de estudio que analizamos: la dorsal del Pacífico oriental (EPR) y el golfo de California (GoC). La zona de la EPR se escogió primeramente porque existen reportes previos de eventos localizados con ondas superficiales que no habían sido reportados en los catálogos globales de sismicidad. Posteriormente, ampliamos la búsqueda de sismos no impulsivos a la zona del GoC porque también es una zona de fallas transformantes, además de tener estaciones alrededor que mejoran la cobertura acimutal que no tenemos en el EPR.

A partir de los métodos adjuntos y la retroproyección del campo de ondas, en el Capítulo 3, explicamos nuestra metodología de detección de eventos no impulsivos basado en el cálculo completo de la forma de onda en un medio 3D. Esto último es la variante al método de detección de eventos que usa ondas superficiales y calcula las funciones de Green como suma de modos fundamentales de ondas de superficie (*Ekström, 2006*). Además, demostramos como el método de retroproyección puede ser descrito como un método de correlación cruzada. Se incluye un experimento sintético con el propósito de detallar paso a paso nuestro método de detección.

El Capítulo 4, de metodología, presenta las características de las estaciones de las redes sismológicas usadas y del procesamiento previo al ingreso a las rutinas de detección de sismos. Se describe brevemente como se construye la respuesta de los elementos del tensor de deformación de Green usados en el método de correlación cruzada. El paso siguiente es la búsqueda de eventos en las zonas de estudio, para ello, se usa la metodología de correlación cruzada y la metodología con filtro adaptativo. Luego, se calcula la magnitud y energía sísmica irradiada de los eventos nuevos encontrados. Para el cálculo de energía

sísmica irradiada con datos regionales, se utilizan las funciones de atenuación propuestas por *Castro et al.* (2017b) para el GoC.

En el Capítulo 5 se discuten los resultados de los métodos de detección de eventos en ambas zonas de estudio junto con mapas y tablas de tiempo de detección y lugar de ubicación. De los nuevos eventos detectados y de los eventos que se reportaron por redes globales, se obtuvieron histogramas, magnitudes a partir de la amplitud de los sismogramas filtrados para cada evento y posteriormente se comparan los resultados obtenidos con las magnitudes reportadas. Las tablas de los sismos reportados en catálogos se encuentra en el Apéndice F. A continuación, se muestran los resultados de estimación de energía sísmica irradiada usando datos de estaciones a distancias telesísmicas y estaciones regionales para sismos mayores que 5.9 reportados en el GoC. Adicionalmente se obtuvo el cálculo de energía sísmica irradiada de dos nuevas detecciones usando datos regionales (M_{SW} 4.1 y M_{SW} 4.5, ambos con m_b 3.4).

Por último, en el Capítulo 6 se discute y compara los resultados obtenidos de magnitudes estimadas en este estudio con las reportadas en catálogos a nivel mundial (NEIC, GCMT y ISC) y a escala regional (SSN y CICESE). En algunos casos fue posible contrastar resultados de caídas de esfuerzo con estudios previos a escala regional (e.g., *López-Pineda y Rebollar*, 2005; *Castro et al.*, 2017a) y a escala global (*Allmann y Shearer*, 2009).

En el Capítulo 7 se presentan las conclusiones de la presente investigación sobre las observaciones de los resultados en los sistemas de fallas transformantes y dorsales que se estudiaron, además de las recomendaciones para futuros estudios de detección de eventos.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Métodos de detección de eventos sísmicos

Para reconocer un evento que genera ondas sísmicas en algún sitio de manera automática, necesitamos que uno o varios sensores lo registren y un método de detección que descifre la señal y nos avise que sucedió un evento sin la necesidad de monitorear cada uno de los registros sísmicos. Lo anterior implica que: la calidad de la señal con respecto al nivel de ruido sea buena, el número y la distribución de estaciones sea amplia, haya algoritmos discriminantes de fuentes de ruido, y se asignen pesos a las detecciones; además de considerar el tiempo de cálculo en servidores y el almacenamiento. En las tres secciones siguientes hacemos una revisión de algunos de los métodos de detección de eventos sísmicos más comunes.

2.1.1. Métodos de detección en el dominio del tiempo y la frecuencia

Uno de los primeros algoritmos de detección desarrollados parte del cálculo de una función característica de la señal y contempla la variación de amplitud y contenido de frecuencias de la señal (*Allen, 1978*). La función de detección, $E(t)$, es la envolvente de la señal al cuadrado más la derivada al cuadrado de la señal y luego calcula los promedios de la amplitud en las ventanas de corto (STA) y largo periodo (LTA) de $E(t)$. Si el valor calculado de STA ha incrementado abruptamente respecto a LTA, es decir, se ha rebasado un valor límite del valor del cociente, se dice que hay una detección que corresponde a un evento. En otro método desarrollado contemporáneamente, se usa una derivada de la señal que realza los cambios de pendiente y puede ser empleado para más registros (*Stewart, 1977*). Ambos algoritmos mencionados son en el dominio del tiempo. En la actualidad y desde entonces, el cociente STA/LTA es el detector más común ajustándose a los cambios en el nivel de ruido y puede correrse en paralelo en señales filtradas para aumentar la resolución del método.

Las ventanas móviles consecutivas, i , donde se calculan los promedios de la amplitud absoluta de una señal de cada una de las ventanas, STA y LTA, se obtienen a partir de

(Withers et al., 1998; Trnkoczy, 2012):

$$STA_i = \frac{x_i^2 - x_{i-N_{sta}}^2}{N_{sta}} + STA_{i-1}, \quad (2.1)$$

y

$$LTA_i = \frac{x_{i-N_{sta}-1}^2 - x_{i-N_{sta}-N_{lta}-1}^2}{N_{lta}} + LTA_{i-1}. \quad (2.2)$$

La longitud de ventanas de STA y LTA depende del contenido de frecuencias de la señal. Si se tienen señales con eventos de periodo largo, entonces se requerirán ventanas que abarquen dichos periodos. En cambio, la duración de la ventana de STA tiene que ser suficientemente corta como para ver los arribos de las fases que se quiera identificar. La longitud de la ventana LTA deberá ser lo suficientemente grande para dar un valor promedio de la línea base de ruido de la estación (*Shearer, 1994*). El cociente se compara continuamente con el valor de disparo inicial que fue establecido y si se sobrepasa, se declara una detección. Para terminar el periodo o ventana de detección es necesario establecer un nivel de apagado del disparo para que el algoritmo continúe evaluando la función del cociente STA/LTA.

En la Fig. 2.1 se observan en los cuadros superiores (1 y 3) el mismo registro sísmico de una hora de duración (100 sps) de la estación PPIG de la red de banda ancha del SSN del día 9 de septiembre de 2017. En los cuadros inferiores (2 y 4) se muestran los valores de los cocientes STA/LTA para dos distintas longitudes de ventana de STA/LTA (en segundos): 5/30 y 20/180. Si la duración de las ventanas de STA/LTA son muy cortas, detectan a la coda del evento a la izquierda como si fueran eventos independientes y en realidad son detecciones falsas consecuencia de la función de detección, como se observa en el cuadro inferior izquierdo. Si se aumenta la diferencia entre las longitudes de ventana, se puede observar que sólo hay dos detecciones (lado derecho). La primera detección corresponde al evento del 9 de septiembre de 2017 (M 2.6) ubicado al sur de la Ciudad de México. El segundo evento detectado es un sismo ocurrido 13 minutos después en el golfo de Tehuantepec (M 5.8). También se puede observar que es necesario considerar y calibrar los valores de disparo, *on* y *off*, de acuerdo con la amplitud de la función de detección STA/LTA.

Con el uso de arreglos de sismómetros en una configuración bien definida, puede mejorarse el nivel de detección de eventos sísmicos a nivel global, regional y local. Al considerarse las coincidencias de eventos detectados sobre el arreglo se mejora la calidad señal-ruido. En un principio, los arreglos sísmicos fueron construídos para identificar no sólo la ocurrencia sino también la dirección de donde provenía la señal de una posible explosión nuclear (e.g., *Douglas et al., 1999; Douglas, 2002; Rost y Thomas, 2002*).

Inicialmente, se usaba la transformada discreta de Fourier (DTF) y la transformada rápida de Fourier (FFT) para distinguir entre sismos de origen natural y señales generadas por el hombre, como explosiones (químicas o nucleares) (e.g., *Kim et al., 1997*) porque su espectro de frecuencias es distinto. Posteriormente, se inició el uso de espectrogramas, gráficas del espectro de frecuencias contra tiempo, para el reconocimiento de patrones en una señal sísmica. La ventaja de los espectrogramas es que nos brindan una imagen de la

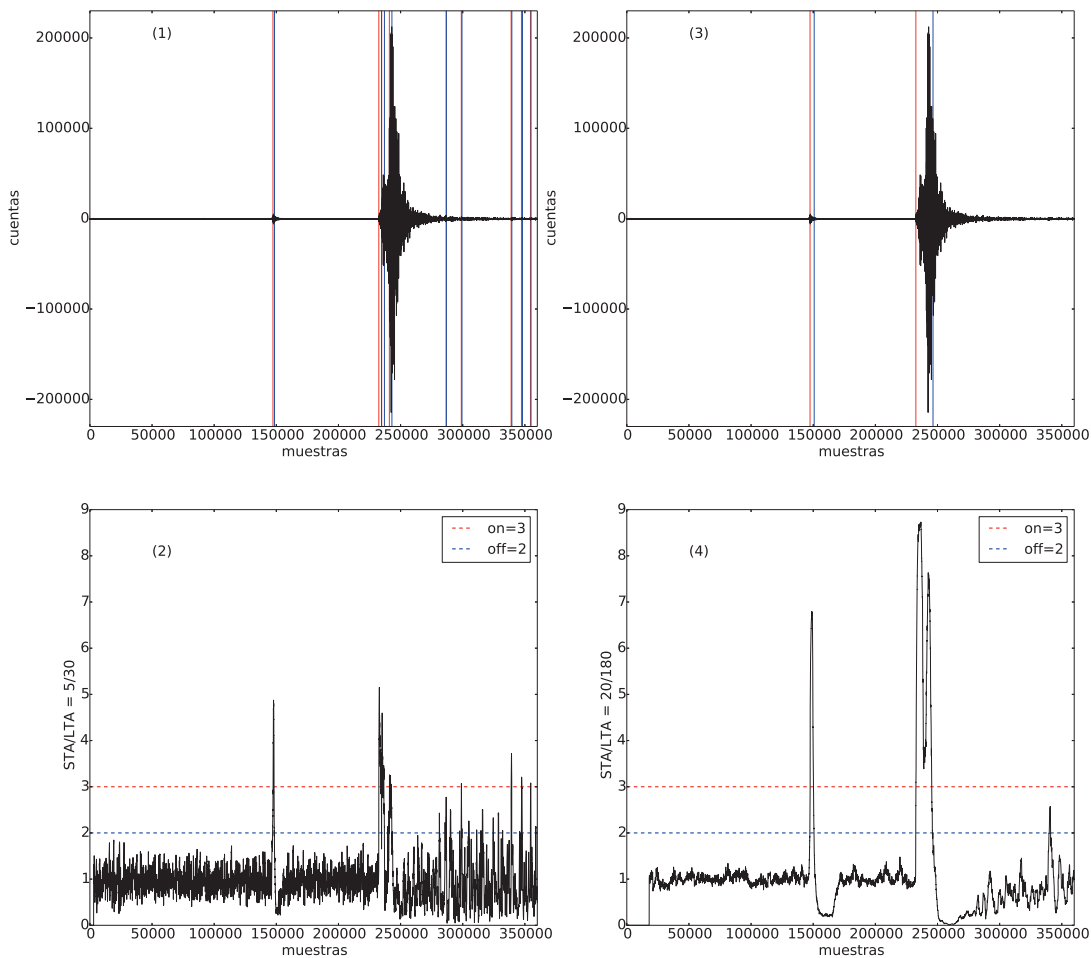


Fig. 2.1. Ejemplo de cocientes STA/LTA para longitudes de ventana distintas (segundos). Los cuadros **1** y **3** son el mismo sismograma de una hora de duración del día 9 de septiembre de 2017 de la estación PPIG del Servicio Sismológico Nacional (SSN) ubicada en el volcán Popocatepetl (100 sps). Las líneas verticales rojas y azules que cruzan los registros ubican los tiempos de encendido y apagado para cada detección, respectivamente. El cuadro inferior izquierdo (**2**) corresponde a los valores de un cociente STA/LTA=5/30 del registro. El cuadro (**4**) es el resultado de los cocientes STA/LTA=20/180. En ambos casos se usan los mismo niveles de disparo On/Off=3/2.

señal indicando el tiempo donde hay una ráfaga de energía en el registro y su contenido energético en cierto rango de frecuencias (e.g., *Joswig, 1990; Rogers y Stephens, 1995*). Los espectrogramas se generan a partir del espectro suavizado de Fourier de una ventana de tiempo de la señal graficando su amplitud en una escala de color en el eje vertical de frecuencias, mientras que en el eje horizontal está el tiempo. Su aplicación en señales de arreglos sísmicos junto con técnicas de procesamiento de señales como el filtrado espacial o *beamforming* brindan la localización del evento, además de proporcionar los parámetros de la propagación (*Gibbons et al., 2008*).

En la búsqueda de eventos locales que ocurren en enjambres sísmicos, se han desarrollado algoritmos de detección de eventos que explotan la similitud entre formas de onda y *huellas digitales* de dichos eventos. El procedimiento consiste en usar la forma de onda completa de un evento y reducirlo a paquetes binarios conforme a su contenido de frecuencias (FAST, por sus siglas en inglés). Lo que se espera del uso de señales sísmicas reducidas a paquetes binarios es eficientar el tiempo de búsqueda y reducir la cantidad de información para ser aplicados a secuencias sísmicas (*Yoon et al., 2015*). Como si se buscara una parte de pieza musical usando el teléfono celular, se buscan eventos sísmicos a través de su imagen espectral reducida a unos y ceros.

2.1.2. Métodos adjuntos

En 1857 Robert Mallet viajó a Italia para estudiar la destrucción que había dejado un sismo cerca de Nápoles. Entre sus observaciones, describe la idea de que las ondas sísmicas radian desde un foco central y que los sismos pueden ser localizados proyectando las ondas en reversa en dirección a la fuente (*Shearer, 2009*). Si tenemos los registros sísmicos que contienen la información de las propiedades del medio por el cuál se propagaron y tenemos un modelo inicial, \mathbf{m} , podemos propagar el campo de ondas para obtener sismogramas sintéticos suponiendo la fuente sísmica que los originó. Posteriormente podemos medir las diferencias o residuales entre los sismogramas sintéticos y los observados a través de una función objetivo o de desajuste, χ . Lo que tenemos que cuidar es el valor del gradiente de la función objetivo. Esto fue propuesto inicialmente por *Tarantola (1984)* a partir de formular el método tomográfico de forma de onda completa como un problema de optimización de la función cuadrática de desajuste. La resolución del problema consiste en encontrar un modelo óptimo terrestre, \mathbf{m}_{opt} , tal que $\chi(\mathbf{m}_{opt})$ sea el mínimo global de χ (*Fichtner, 2011*).

El método adjunto es una herramienta que permite el cálculo de la primera derivada de una función objetivo, con respecto a sus parámetros. Por ejemplo, en una simulación normal donde se aplica una fuerza (en caso de un deslave) o un tensor de momento (en caso de deslizamiento en una falla) en la localización de la fuente, se registra el arribo del campo de ondas en las estaciones. En cambio, en la simulación adjunta se aplica una fuerza en la posición de las estaciones, fuente adjunta, con igual historia temporal a los sismogramas observados y con el tiempo invertido. Las propiedades del campo adjunto estarán determinadas por la fuente adjunta que a su vez, está completamente especificada por la función de desajuste adjunta, χ (*Fichtner, 2011*). Entonces, se propagan las ondas resultantes, en el campo adjunto, hacia donde la superposición constructiva de la energía sísmica (derivadas) es máxima y colapsan en la localización de la fuente que causó los

sismogramas observados. El desplazamiento (en caso de un deslave) o la deformación (en caso de un doble par) es registrado. La localización espacio-temporal de la fuente será donde se observe la amplitud más grande del desplazamiento o de la deformación en el campo retroproyectado. Los tamaños relativos de las componentes del vector o del tensor, contienen información sobre la fuente (*Solano, 2013*).

Diversos estudios aplican los métodos adjuntos en simulaciones para monitorear cambios en distintos parámetros de un sismo. Por ejemplo, se puede estimar la magnitud y dirección de una fuerza puntual de un sismo, usando un método adjunto en combinación con un método de gradiente conjugado (*Tromp et al., 2005*). O bien podríamos emplear métodos adjuntos para obtener las actualizaciones de los parámetros de la fuente sísmica vigilando los residuales de los datos en las estaciones de registro (*Hjörleifsdóttir, 2007; Tape et al., 2007*); o bien, para monitorear el tiempo de retraso y la reducción de la amplitud de la correlación cruzada de diferentes fases sísmicas usando las derivadas de Fréchet de los funcionales dependientes de la frecuencia (*Chen et al., 2010*). En tomografía sísmica 3D, el gradiente de la función de ajuste y los kernels de sensibilidad o derivadas de Fréchet de frecuencias finitas relativas, son calculados usando métodos adjuntos para expresar la derivada total de los parámetros físicos observables con respecto a los parámetros del modelo (*Tape et al., 2007*).

2.1.3. Método de detección usando filtro adaptativo

El método de detección usando un filtro adaptativo busca aumentar la relación señal-ruido a través del uso de un filtro que esté diseñado con la información del tipo de eventos que se buscan aunque sean pequeños. La limitante de este acercamiento es que necesitamos información *a priori* de los eventos que se buscan. Se requiere saber el mecanismo focal o tipo de falla que los genera para elaborar los sismogramas sintéticos patrón o bien, esperar a que ocurran los eventos y registrarlos en el momento que sucedan.

Si tenemos una señal de entrada $d(t)$ con ruido $n(t)$, existe un filtro $h(t)$, que aumenta la relación señal-ruido de la señal de salida $y(t)$:

$$y(t) = d(t) + n(t). \quad (2.3)$$

Si la señal de entrada es una ondícula, $w(t)$ con longitud, T , el filtro adaptativo que detecta la señal a través de correlacionarlos en tiempo será (*Ziemer y Tranter, 1988*):

$$h(t) = w(T - t). \quad (2.4)$$

Entonces, el método de detección con filtro adaptativo, *matched filter*, consiste en hacer la correlación cruzada de una señal, en nuestro caso, sismogramas, con una señal patrón. Los patrones que utilizaremos son una selección de eventos en la zona de estudio. Esto es con el fin de tener un conjunto de eventos afines que han ocurrido en la zona para aumentar el número de detecciones de eventos sísmicos.

La correlación cruzada normalizada, CC, entre dos señales en el dominio del tiempo, a y b, donde una señal es el evento patrón y otra es el registro continuo de búsqueda se define como:

$$CC(\vec{a}, \vec{b}) = \frac{\vec{a}^T \vec{b}}{\|\vec{a}\|_2 \|\vec{b}\|_2} = \frac{\sum_{x=1}^M a_x b_x}{\sqrt{\sum_{x=1}^M a_x^2} \sqrt{\sum_{x=1}^M b_x^2}}, \quad (2.5)$$

donde M es el número de muestras en cada forma de onda. Este método de detección permite encontrar eventos aún con niveles de ruido alto pero se requiere tener un banco de eventos previo. Si se tienen señales registradas en un arreglo de estaciones con varias componentes, se pueden hacer correlaciones multi-canal y el valor que se monitorea es la suma de la correlación entre las estaciones del arreglo. La correlación de señales coherentes registradas en un arreglo, permite aumentar la relación señal ruido y mejorar el nivel de detección de eventos (*Shelly et al.*, 2006; *Gibbons y Ringdal*, 2006).

Una vez que hemos encontrado eventos sísmicos, los podemos cuantificar desde un punto de vista estático, calculando el momento sísmico; o medirlo desde el punto de vista dinámico, con la energía sísmica. En las siguientes dos secciones se habla sobre el cálculo de magnitud de eventos y de cómo estimar su energía sísmica irradiada.

2.2. Estimación de magnitud

En la década de 1930, Charles Richter definió el concepto de magnitud para tener un parámetro que describiera el tamaño de un sismo. La magnitud local definida por Richter en 1935, está basada en la amplitud del movimiento registrado en las estaciones y su distancia al hipocentro. Si se grafican los valores del logaritmo de la amplitud registrada en cada estación contra su distancia focal, se obtiene la siguiente relación de magnitud:

$$M = \log A - \log A_0, \quad (2.6)$$

donde A es la amplitud máxima registrada en el sismograma en micras y A_0 es la máxima amplitud del evento patrón. El evento patrón, de magnitud cero, es un sismo que genera una amplitud de una micra en el sismograma de una estación a 100 km de distancia registrado por un sismógrafo Wood-Anderson. Se dice que es una magnitud local porque fue definida para sismos ocurridos en California usando un sismómetro de torsión estándar de periodo corto ($T_0 = 0.8$ s. y magnificación = 2800). Al ser una escala logarítmica, pequeños cambios en la escala reflejan variaciones grandes en el tamaño del sismo. Desde ese entonces, se han propuesto diversas maneras de estimar la magnitud de los sismos usando ondas de cuerpo (m_b), ondas superficiales (M_S), la longitud de la coda del sismograma (M_c), o bien, la amplitud máxima en cierto periodo (T) de la señal sísmica (M_T).

La expresión general para magnitud M_T es:

$$M_T = \log(A/T) + F(h, \Delta) + c, \quad (2.7)$$

donde T es el periodo dominante (segundos), A , es la amplitud máxima (micras) de la onda en el periodo dominante corregida por la profundidad, h , de la fuente y la distancia epicentral Δ (grados), considerando un factor de escala, c . Si se usa el tren de ondas

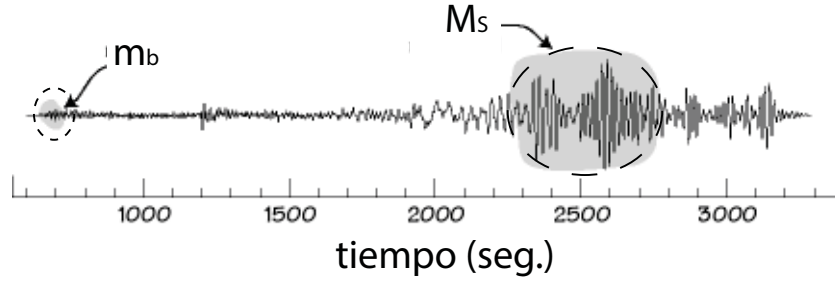


Fig. 2.2. Sismograma que muestra los intervalos de tiempo en los que se mide la amplitud máxima de ondas de cuerpo y ondas superficiales para el cálculo de magnitudes m_b y M_S . (Figura modificada de http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/earthquake_size.html)

superficiales (Rayleigh) con $T = 20$ s., se mide la amplitud máxima en la componente vertical de los sismogramas filtrados de 18 a 22 s. La fórmula de magnitud M_S sería, de acuerdo con la International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI):

$$M_S = \log(A/T) + 1.66 \log \Delta + 3.3. \quad (2.8)$$

Si se usan ondas de cuerpo, ondas P, con $T = 1$ s., su amplitud máxima se puede medir en un rango de 0.3 a 2.1 s., y la magnitud m_b se estima como:

$$m_b = \log(A/T) + F(\Delta, h). \quad (2.9)$$

En la Fig. 2.2 se muestra el registro de la componente vertical de un sismo a distancia telesísmica donde la magnitud m_b se estima usando la amplitud máxima dentro de los primeros 5 segundos a partir del arribo de onda P. Mientras que la magnitud M_S se calcula a partir de la amplitud máxima del tren de ondas superficiales (Rayleigh). El problema de las magnitudes que se basan en las amplitudes máximas del movimiento del terreno, es que no representan el tamaño real de sismos grandes con grandes áreas de ruptura y por tanto, sus funciones temporales de fuente no serán expresadas de manera precisa usando ondas de periodos cortos (Fig. 2.3). Sin embargo, para aplicaciones de ingeniería civil, la escala m_b es muy útil porque contiene información tanto de la fuente como de la excitación del terreno a frecuencias altas.

Para sismos grandes, la magnitud de momento, M_w , se usa como magnitud estándar porque está directamente relacionada a los procesos de la fuente sísmica, además de no saturarse como las magnitudes m_b o M_S . Se basa en el momento sísmico, M_0 (N-m):

$$M_0 = \mu A \bar{D}, \quad (2.10)$$

donde μ , es la rigidez a la profundidad de la fuente, A , el área de la falla que se desliza, y \bar{D} es el desplazamiento promedio en la falla. La magnitud de momento, con M_0 en unidades SI, queda definida como:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} (M_0) - 6.06. \quad (2.11)$$

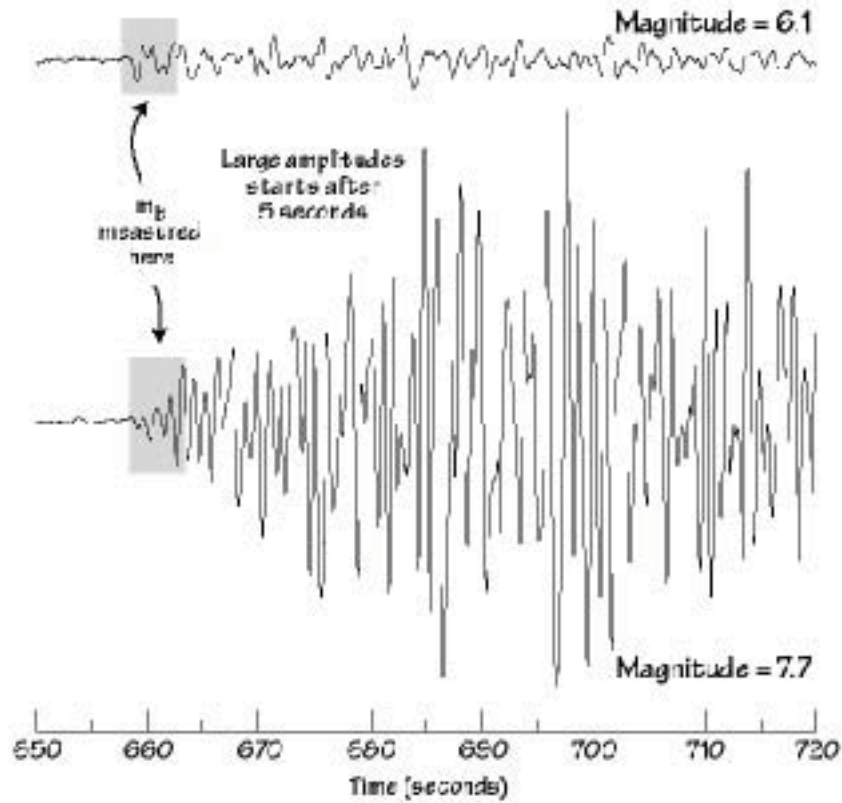


Fig. 2.3. Sismogramas de dos sismos ocurridos en Kamchatka de distinta magnitud (6.1 y 7.7) registrados por la estación CCM en Missouri, Estados Unidos. Se observa que las amplitudes de ondas de cuerpo para ambos eventos, son similares y por tanto, los valores de magnitud m_b resultan parecidos. Sin embargo, las amplitudes más grandes ocurren después de 5 segundos. (Figura tomada de http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/earthquake_size.html)

Hoy en día, se usan también ondas de periodo ultra-largo como fase W (e.g., *Kanamori, 1993; Kanamori y Rivera, 2008*) para sismos grandes. El arribo de la fase W (de *Whispering chamber effect*) llega intermedio entre la onda P y la onda S. Actualmente, la magnitud de fase W funciona para magnitudes moderadas a grandes. Una de las ventajas del uso de fase W es que permite tener un estimado de la magnitud en menor tiempo.

Para este estudio, la estimación de magnitud de los eventos nuevos que detectamos se calcula a partir de las amplitudes máximas del tren de ondas superficiales en los sismogramas, $u_i(t)$, en desplazamiento, y filtrados con un filtro pasabandas para cada estación, i , a una distancia epicentral, Δ :

$$M_{SW} = \left(m * \text{mediana} \left(\log \text{ampMax}(u_i(t)) + \log \sqrt{\text{sen}(\Delta)} \right) \right) + c, \quad (2.12)$$

donde m es la pendiente y c es una constante escogida, de manera que M_{SW} concuerda con M_w para un conjunto de sismos de calibración.

2.3. Energía sísmica irradiada

La energía liberada durante un sismo es quizá uno de los parámetros fundamentales que mejor lo describe, ya que es una medida dinámica del proceso de ruptura y se complementa con una medida estática como el momento sísmico. A continuación, relacionamos los parámetros anteriores con la energía sísmica irradiada durante un sismo.

La energía liberada, E , y la deformación total durante un sismo se puede calcular a partir de las siguientes relaciones (*Kanamori y Brodsky, 2004; Kanamori y Rivera, 2006*):

$$E = \bar{\sigma} \bar{D} A = \frac{1}{2} \Delta \sigma \bar{D} A + \sigma_1 \bar{D} A, \quad (2.13)$$

donde $\bar{\sigma}$ es el esfuerzo promedio durante el deslizamiento en la falla, \bar{D} , es el deslizamiento promedio, y A es el área de la falla. $\Delta \sigma$ se conoce como *caída de esfuerzos estático* y es la diferencia entre el esfuerzo inicial, σ_0 , y el esfuerzo final, σ_1 cuando se acaba el deslizamiento. La energía total, E , puede dividirse en:

$$E = E_R + E_H + E_G, \quad (2.14)$$

siendo E_R , la energía sísmica irradiada, E_H , la energía de fricción (liberada usualmente como calor) y E_G , la energía que se utiliza para fracturar la roca (Fig. 2.4c). Para el caso de un modelo de *slip-weakening* (Fig. 2.4b) el esfuerzo en el plano de falla decrece gradualmente conforme el deslizamiento aumenta. El esfuerzo de fricción, σ_f , desciende gradualmente a un valor constante σ_{f0} hasta que el deslizamiento llega a un deslizamiento crítico, D_c (*Kanamori y Brodsky, 2004*).

La energía sísmica mínima liberada por un sismo se relaciona con el momento sísmico como (*Shearer, 2009*):

$$E_{min} = \frac{\Delta \sigma}{2\mu} M_0. \quad (2.15)$$

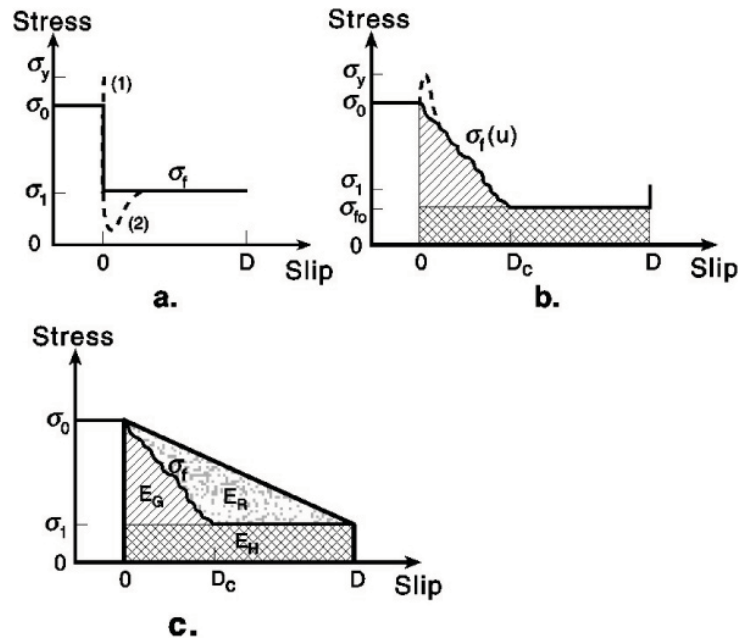


Fig. 2.4. Esquemas de partición de energía y esfuerzo liberado durante el deslizamiento de una falla: **(a)** Caso general: caída de esfuerzos inmediata sin *slip-weakening*. **(b)** Modelo *slip-weakening*/desaceleración del deslizamiento indicando áreas de energía de fractura, E_G , y pérdida de energía de fricción, E_H . **(c)** Partición total de la energía: La energía total disipada se divide en E_G , en energía de fricción, E_H y en energía irradiada, E_R . D es el deslizamiento promedio. Esfuerzos: inicial (σ_0), final (σ_1), de fricción (σ_f), fricción constante (σ_{f0}) y *yield stress* (σ_Y). (Figura tomada de Kanamori y Brodsky, 2004)

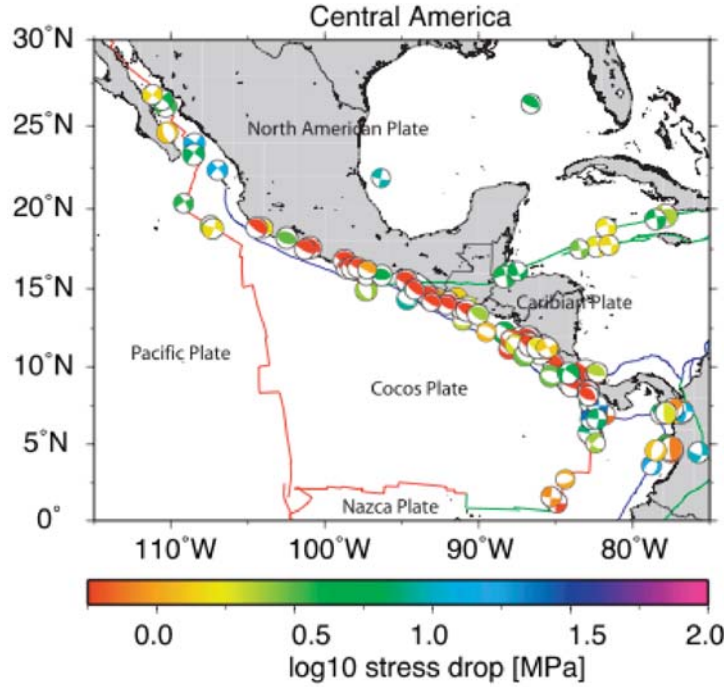


Fig. 2.5. Mapa de mecanismos focales y caídas de esfuerzo, $\Delta\sigma$, para sismos en México y Centroamérica ($m_b \geq 5.5$) (Figura tomada de *Allmann y Shearer, 2009*).

Los valores de $\Delta\sigma$ pueden variar de acuerdo con su mecanismo focal, su profundidad y si son sismos intraplaca ($\sim 6-10$ MPa) o sismos interplaca (~ 3 MPa) (e.g., *Kanamori y Anderson, 1975; Allmann y Shearer, 2009*). En la Fig. 2.5 se muestran algunos sismos ($m_b \geq 5.5$) en distintos regímenes tectónicos con sus valores de caídas de esfuerzo que obtuvieron *Allmann y Shearer (2009)* para México y Centroamérica. Los valores de $\Delta\sigma$ los estimaron a partir de (*Brune, 1970; Madariaga, 1976*):

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0 f_c^3}{(\kappa\beta)^3} = \frac{7M_0}{16} \left(\frac{2\pi f_c}{2.34\beta} \right)^3; \quad (2.16)$$

donde κ es una constante del modelo teórico de fuente, en nuestro caso, $\kappa = 0.37$ para una fuente circular simétrica para ondas S (*Ide et al., 2003; Baltay et al., 2011*) y f_c es la frecuencia de esquina observada en los espectros de amplitud de Fourier corregidos a la fuente.

Existen dos parámetros adicionales que se relacionan con la energía sísmica: la eficiencia sísmica y el esfuerzo aparente. La eficiencia sísmica, η , se puede estimar a partir de la relación entre la energía sísmica liberada, E_S y la energía total liberada E (*Savage y Wood, 1971*):

$$\eta = E_S/E = \frac{E_R}{E_R + E_G} = \frac{2\mu E_R}{\Delta\sigma M_0}; \quad (2.17)$$

mientras que el esfuerzo aparente, τ_α , es una cantidad relacionada con las deformaciones involucradas durante la ruptura y relaciona la energía sísmica irradiada con el tamaño del

sismo, es decir, con el momento sísmico (e.g., *Wyss y Brune, 1968; Kanamori y Anderson, 1975*):

$$\tau_\alpha = \mu E_S/M_0, \quad (2.18)$$

donde μ es el módulo de cortante. La proporción de energía sísmica irradiada y el momento sísmico se conoce como energía sísmica escalada ($\tilde{\epsilon}$) (*Boatwright y Fletcher, 1984*). El esfuerzo aparente se relaciona con la caída de esfuerzos a través de la siguiente desigualdad (*Savage y Wood, 1971*):

$$2\tau_\alpha < \Delta\sigma, \quad (2.19)$$

la cuál implica un mecanismo con *overshoot*, el caso contrario sería un mecanismo de *undershoot* (e.g., *McGarr, 1999; Beeler et al., 2003; Kanamori y Rivera, 2006*). Una relación teórica que asocia la caída de esfuerzos estática $\Delta\sigma$ obtenida a partir de un modelo de Brune ω^{-2} con el esfuerzo aparente, τ_α (*Singh y Ordaz, 1994*):

$$\frac{\Delta\sigma}{\tau_\alpha} = 4.3. \quad (2.20)$$

Las estimaciones de energía sísmica irradiada, E_S , de un sismo se obtienen por medio de mediciones puntuales del flujo de energía (e.g., *Kanamori y Kikuchi, 1993; Boatwright y Choy, 1986; Pérez-Campos y Beroza, 2001*) a través de la integración de sismogramas de velocidad elevados al cuadrado. Para la estimación de E_S , se pueden emplear datos de estaciones telesísmicas o regionales. *Boatwright y Choy (1986)* proponen calcular el flujo de energía, ε , con los sismogramas de velocidad, $\dot{u}(\omega)$, de la componente vertical de estaciones telesísmicas, entre 30° y 90° de distancia, como:

$$\varepsilon = \frac{\rho\alpha}{\pi} \int_0^\infty |\dot{u}(\omega)|^2 \exp(\omega t_\alpha^*) d\omega, \quad (2.21)$$

donde ρ es la densidad, α es la velocidad de onda P y el término, t_α^* corrige por atenuación anelástica para el grupo de onda P (P, pP y sP). La corrección por atenuación anelástica t^* , asumiendo un modelo dependiente de la frecuencia, se estima como (*Newman y Okal, 1998*):

$$t^* = \begin{cases} 0.9 - 0.1 \log_{10} f; & (f \leq 0.1 \text{ Hz}) \\ 0.5 - 0.5 \log_{10} f; & (0.1 < f \leq 1.0 \text{ Hz}) \\ 0.5 - 0.1 \log_{10} f; & (f > 1.0 \text{ Hz}) \end{cases} \quad (2.22)$$

Es necesario considerar la corrección por efecto de sitio, $A(f)$ (*Pérez-Campos et al., 2003*), que es la amplificación de las ondas debida a la geología en los últimos metros debajo de la estación y es dependiente de la frecuencia:

$$A(t) = A_0(f) e^{-\pi\kappa f}, \quad (2.23)$$

donde κ es un parámetro de atenuación (*Boore y Joyner, 1997*) y el factor de amplificación, A_0 se calcula como:

$$A_0(t) = \sqrt{\frac{\rho\alpha}{\bar{\rho}\bar{\alpha}}}, \quad (2.24)$$

agregando la corrección anterior a la Ec. 2.21:

$$\varepsilon_i = \varepsilon \cdot A(f) \quad (2.25)$$

Entonces, la energía sísmica se puede estimar como el promedio de las energías calculadas para todas las estaciones, i , como:

$$E_s^P = 4\pi \langle F \rangle^2 \frac{\sum R_i^2 \varepsilon_i}{\sum F_i^2}, \quad (2.26)$$

donde R_i es el término de expansión geométrica geométrica e incluye también la corrección por amplificación de superficie libre y $\langle F \rangle$ denota el promedio generalizado del patrón de radiación para ondas P:

$$F^2 = (F_P)^2 + (PP \ F_{pP})^2 \frac{2\alpha}{3\beta} q (SP \ F_{sP})^2, \quad (2.27)$$

donde F_P , F_{pP} y F_{sP} son los coeficientes del patrón de radiación para las ondas P , pP y sP , respectivamente (*Aki y Richards*, 1980); y PP y SP son los coeficientes de reflexión de ondas planas pP y sP en superficie libre, respectivamente. El valor q es el cociente de energía de ondas S entre la energía de ondas P (*Boatwright y Fletcher*, 1984). Por último, el cálculo de energía total irradiada usando el grupo de ondas P será:

$$E_s = (1 + q) E_s^P \quad (2.28)$$

Para estaciones a distancias regionales y locales, se usa el tren de ondas S para calcular ε_i para cada componente (N, E, Z) (*Singh y Ordaz*, 1994):

$$\varepsilon_i = 2\rho\beta \int_0^\infty \dot{u}_i^2(f) e^{2\pi f R/\beta Q(f)} df, \quad (2.29)$$

donde β es la velocidad de ondas de cizalla, R es la distancia focal a la estación, $Q(f)$ es la función de atenuación y \dot{u}_i^2 se calcula como:

$$\dot{u}_i^2 = [V_N^2(f) + V_E^2(f) + V_Z^2(f)], \quad (2.30)$$

donde $V_i(f)$ es el espectro de velocidad de la componente i . Entonces el cálculo de energía sísmica irradiada, E_s , usando datos de estaciones regionales, considerando una aproximación a una fuente puntual en campo lejano, será (*Singh y Ordaz*, 1994):

$$E_s = \frac{4\pi R^2 [G^2(R) / R^2]}{F_s^2} \varepsilon_i; \quad (2.31)$$

el término $G(R)$ es la función de expansión geométrica y en este estudio, para el caso de estimaciones con datos telesísmicos como regionales, usamos la siguiente expresión:

$$G(r) = \begin{cases} R; & R \leq R_0 \\ \sqrt{RR_0}; & R > R_0 \end{cases} \quad (2.32)$$

donde $R_0 = 100$ km y es la distancia hipocentral mínima donde empieza a ser mayor el contenido de ondas superficiales (*Singh y Ordaz*, 1994).

2.4. Sismos no impulsivos

Aunque cada sismo es único, usualmente pueden ser detectados por las redes sismológicas usando métodos de detección tradicionales que emplean el primer arribo de onda P a la estación de registro (Sec. 2.1.1). Sin embargo, existen eventos atípicos que no tienen la energía necesaria en ondas P (deficiencia en contenido de altas frecuencias) como para ser detectados por métodos convencionales. Por ejemplo, en la naturaleza, existen ciertos procesos que involucran desplazamientos súbitos de grandes volúmenes de masa, como deslaves (e.g., *Lacroix y Helmstetter*, 2011; *Ekström y Stark*, 2013), colapsos de caldera (*Shuler y Ekström*, 2009) o deslizamientos súbitos de glaciares (*icequakes o glacial earthquakes*) (*Ekström et al.*, 2003), que generan ondas sísmicas.

También existen eventos que generan ondas P y tienen amplitudes grandes y que podrían ser observables a distancias telesísmicas, por ejemplo, eventos en fallas transformantes. Sin embargo, algunos no se detectan porque la cobertura acimutal de estaciones sismológicas no es óptima. El factor de radiación de fuentes sísmicas superficiales en fallas transformantes también juega un papel importante porque los rayos de onda P salen de la fuente muy cerca de los planos nodales, haciendo que su amplitud se disminuya (*Boatwright y Choy*, 1986). Entonces, se utilizan ondas de periodo largo de estaciones telesísmicas para hacer el modelado de eventos sísmicos en fallas transformantes oceánicas (*McGuire y Jordan*, 2000; *Abercrombie y Ekström*, 2001a, 2003). Se ha observado que en este tipo de zonas es donde se reporta mayor cantidad de sismos no impulsivos a nivel mundial (*Pérez-Campos et al.*, 2003; *Abercrombie y Ekström*, 2003; *Ekström*, 2006). Durante el desarrollo de este trabajo, sismos no impulsivos o sismos atípicos hacen referencia al tipo de eventos previamente descritos.

La historia de registros sismológicos digitales se remonta a la década de los 60's. Los equipos tenían poco espacio de memoria y sólo podían grabar eventos que rebasaran el nivel de disparo. Cuando se pudo empezar a guardar el registro continuo, se pudo urgir un poco más en los datos donde no se había reportado evento alguno pero quizá filtrando en una banda de periodos largos, se podrían encontrar nuevas detecciones. Y, si las detecciones coincidían en tiempo en un conjunto de estaciones sísmicas a diferentes distancias entonces, se tendría un evento nuevo detectado (*Shearer*, 1994). Teniendo como antecedente lo anterior, a escala global *Ekström* (2006) implementó la búsqueda de sismos no impulsivos que emplea ondas superficiales de periodo largo que son registradas principalmente en redes globales de banda ancha. Mediante el análisis de los datos se lleva a cabo la detección y el algoritmo de localización que tienen su fundamento en técnicas empleadas en procesamiento de datos de arreglos sísmicos usando estaciones de prueba. Los datos sísmicos son analizados para una malla de localizaciones de prueba sobre la superficie terrestre. Se monitorea en la banda de frecuencia de onda Rayleigh proveniente del lugar de prueba y después de una corrección de tiempo de viaje a cada estación, estará en fase a lo largo de las estaciones del arreglo global. Para tomar en cuenta las velocidades de fase variables para las distintas componentes de frecuencia de las ondas superficiales, se usan mapas globales de velocidad de fase para calcular el tiempo de viaje de las ondas a las localizaciones de prueba. Luego se vigila la amplitud de las ondas retroproyectadas desde todas las estaciones sísmicas, a todas las estaciones de prueba. Los eventos son localizados

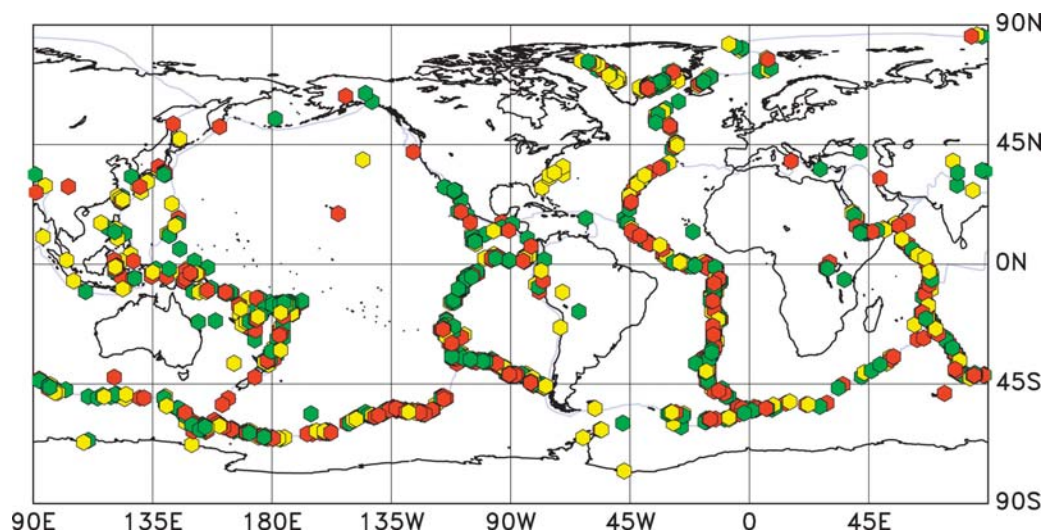


Fig. 2.6. Mapa de 1,860 eventos nuevos detectados usando ondas superficiales (1993-2003), sin reporte en catálogos de ISC o NEIC, a nivel mundial. El color de los círculos indica la calidad de la detección: rojo-excelente, verde-muy buena, amarillo-buena. La mayoría de eventos están en zonas sísmicamente activas. Muchos de los eventos nuevos detectados se localizan en zonas de fallas transformantes oceánicas y dorsales. Se distinguen también detecciones (más de 100) en las costas de Groenlandia, estos son llamados *icequakes* (*Ekström et al., 2003*) (Figura tomada de <https://www.iris.edu/gallery3/research/2006proposal/earthquakes/ekstrom1fig>).

donde la presencia de picos de las envolventes de los sismogramas corregidos por efectos de propagación sucedan al mismo tiempo. Por último, los resultados se publican en la Global Seismographic Network (GSN) en la sección de sismos detectados usando ondas superficiales (*Ekström, 2006*). Del trabajo anterior, se desprendieron varios hallazgos de sismos que ocurrían en zonas inusuales como en las costas de Groenlandia (Fig. 2.6) y de los que hablaremos más adelante.

La gran erupción y colapso de uno de los flancos del monte Santa Elena en 1980 fue registrada por muchas estaciones alrededor del globo. De los registros de la erupción se observó que el contenido de frecuencias bajas era inusualmente más grande comparado con el porcentaje de frecuencias altas. Lo anterior se explica con el deslave al norte del cono que generó un porcentaje mayor de ondas superficiales, de largo periodo (*Kanamori y Given, 1982*). Por otro lado, se han modelado desplazamientos súbitos de laderas ocasionados por el paso de tifones en Asia. Estos eventos generan ondas sísmicas principalmente en una banda de frecuencias de 20 a 50 s. y pueden ser modelados usando una sola fuerza (*Lin et al., 2010*). En los Alpes Franceses se ha instrumentado con sensores meteorológicos, sismológicos e hidrológicos una zona recurrente de deslaves para observar como los distintos factores impactan la dinámica de los movimientos de roca (*Agnès y Stéphane, 2010; Lacroix y Helmstetter, 2011*). Recientemente, el uso de ondas superficiales en combinación con el procesamiento de imágenes de satélite, ha extendido el campo de conocimiento en la detección y caracterización de avalanchas súbitas de rocas de gran tamaño (*Ekström y Stark, 2013*). Mediante el análisis de señales sísmicas de periodo largo y revisando resultados de la modelación de ondas junto con las imágenes de satélite se ha

podido determinar la trayectoria y masa desplazada. Donde al final del evento, la masa deslizada pierde inercia y la fuerza de fricción es aplicada al subsuelo en una dirección hacia abajo (*down-dip*). Del análisis de la función de fuente de los eventos, se obtiene la duración del deslizamiento y un estimado de la pérdida de energía potencial.

En el caso de volcanes activos, hay sismos con magnitudes considerables ($4.6 \leq M \leq 5.3$) que no son registrados en los catálogos de sismicidad global. Por ejemplo, en el volcán Nyiragongo en RDC, África, se encontraron 5 eventos nuevos con componente CLVD alta, donde los autores infieren que los primeros tres fueron originados por el colapso del techo de una cámara superficial a lo largo de una falla anular en forma de cono y los siguientes dos debidos a la alimentación de magma hacia la superficie que empujaba el cono hacia arriba (*Shuler y Ekström, 2009*).

Otra aplicación de la detección de eventos no impulsivos utilizando ondas superficiales es en cambio climático. Con registros de redes sísmicas globales, se pueden observar los llamados sismos glaciares (*glacial earthquakes o icequakes*) en lugares como Groenlandia y Antártica y de los que antes se desconocía su existencia (*Ekström et al., 2003, 2006; Nettles y Ekström, 2010*). Su origen se debe al rompimiento súbito de grandes masas de hielo de los glaciares y ocurren cercanos a la costa (*Veitch y Nettles, 2012*). Los estudios hechos sobre sismos glaciares han mostrado que hay una variación estacional en la frecuencia de ocurrencia de dichos sismos, misma que se ha duplicado en los últimos 11 años, dando un indicativo de los cambios climáticos.

Existen otros eventos sísmicos, como los sismos silenciosos, que por tener duraciones largas que van desde días hasta algunos años, por lo que no se pueden detectar en el registro sísmico. Gracias a mediciones continuas de estaciones GPS, han sido observados en varias zonas de subducción alrededor del mundo (e.g., *Hirose et al., 1999; Yarai y Ozawa, 2013*) y en México (e.g., *Kostoglodov, 2003*). Dichos sismos tienen magnitudes equivalentes de Mw 6-7. También hay sismos deficientes en frecuencias altas y con duraciones de ~ 20 seg., los sismos VLF (*Very Low Frequency*), que han sido detectados en zonas como Japón (e.g., *Ide et al., 2007*), Cascadia (e.g., *Ghosh et al., 2015; Hutchison y Ghosh, 2016*) y México (e.g., *Maury et al., 2016*) donde también hay ocurrencia de sismos silenciosos y se ha postulado que ambos son parte de un mismo fenómeno. Sin embargo, estos eventos sísmicos de mayor duración, no son parte de esta investigación.

2.5. Dorsales oceánicas y fallas transformantes

Uno de los pioneros de la tectónica de placas, John Tuzo-Wilson, descubrió en 1965 el tercer tipo de límite entre placas, las fallas transformantes, que completaban el rompecabezas de lo que en ese momento era sólo una teoría. Esta sección comprende las características tectónicas de las dorsales y de las fallas transformantes asociadas, además de las características mineralógicas y de temperatura que tienen relación con la actividad sísmica en esas zonas.

Las dorsales oceánicas son zonas del planeta por donde sale el material caliente del manto para formar nuevo piso oceánico. Su distribución mundial se aprecia en la Fig. 2.7

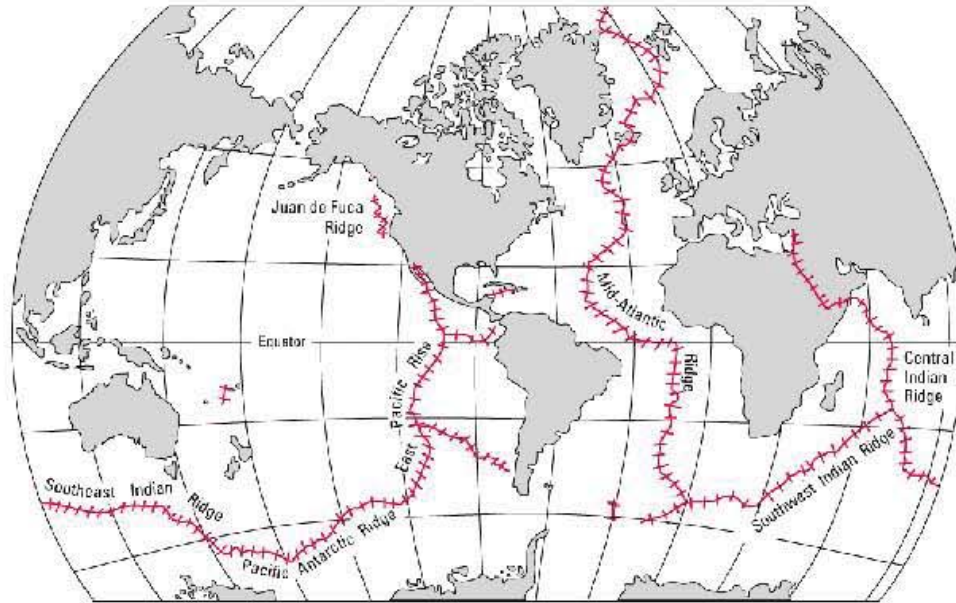


Fig. 2.7. Distribución mundial de dorsales oceánicas. (Figura tomada de <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/baseball.html>)

y delimitan varios de los límites de las placas tectónicas junto con las fallas transformantes que las conectan. Las fallas transformantes en la litósfera oceánica son rasgos lineales prominentes que son perpendiculares a las dorsales. Son fallas de desplazamiento lateral de una placa tectónica respecto a la otra y sus límites son conservativos, es decir, no se crea o se destruye la placa, aunque los materiales en la falla sí están sujetos a esfuerzos de cizalla y deformaciones. Su plano de falla es, por lo general, vertical y paralelo a la dirección de movimiento. Existen tres tipos de fallas transformantes, definidos por el tipo de fronteras que unen: dorsal-dorsal (Fig. 2.8a), dorsal-trinchera (Fig. 2.8b) y trinchera-trinchera (Fig. 2.8c). El tipo de límite en el cual nos enfocaremos es en el tipo dorsal-dorsal. Adicionalmente, existe otro rasgo en estas zonas llamado zona de fractura y se extiende varios kilómetros a ambos lados de la dorsal e incluye las zonas de paleofallas (Fig. 2.8a).

El movimiento de las placas tectónicas es generado por celdas de convección en el manto, las cuales llevan el material del manto que tiene mayor temperatura hacia la superficie y el material con menor temperatura desciende. El material que asciende a la superficie por las dorsales, adquiere la dirección del campo magnético terrestre existente. Al modificarse la polaridad del campo magnético terrestre, el material nuevo que sale de la dorsal, tendrá esa misma polaridad. Estos cambios de polaridad son las bandas magnéticas del piso oceánico y si se conoce su distancia a la dorsal, se puede estimar la velocidad, u , con que se separan las placas tectónicas. Lo anterior, se conoce como tasa de expansión o tasa de apertura de la dorsal.

La estructura y morfología de fallas transformantes dorsal-dorsal varía sistemáticamente, dependiendo de la temperatura de las placas a lo largo de la falla. La distancia entre las dorsales en los extremos de las fallas transformantes y el régimen de salida de

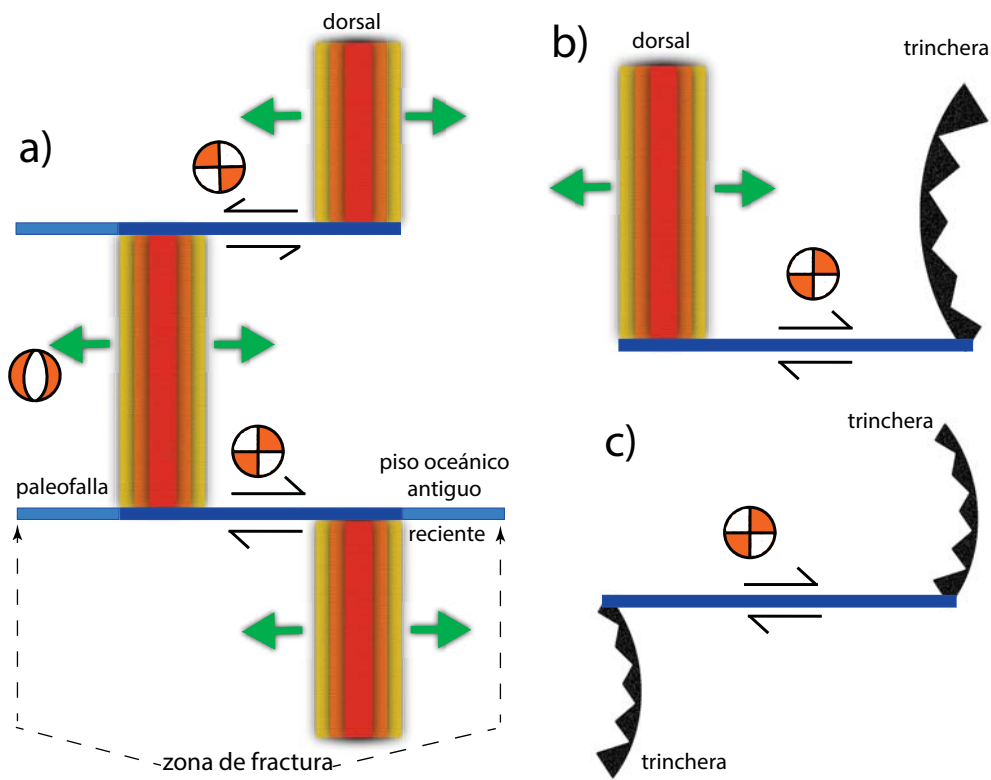


Fig. 2.8. Tipos de fallas transformantes de longitud constante. a) dorsal-dorsal, b) dorsal-trincheras y c) trincheras-trincheras. Las flechas verdes indican la dirección de expansión del piso oceánico. Los colores más cálidos en las dorsales, refieren a una temperatura mayor del material magmático nuevo que sale. El movimiento relativo de las fallas transformantes está expresado por las flechas negras.

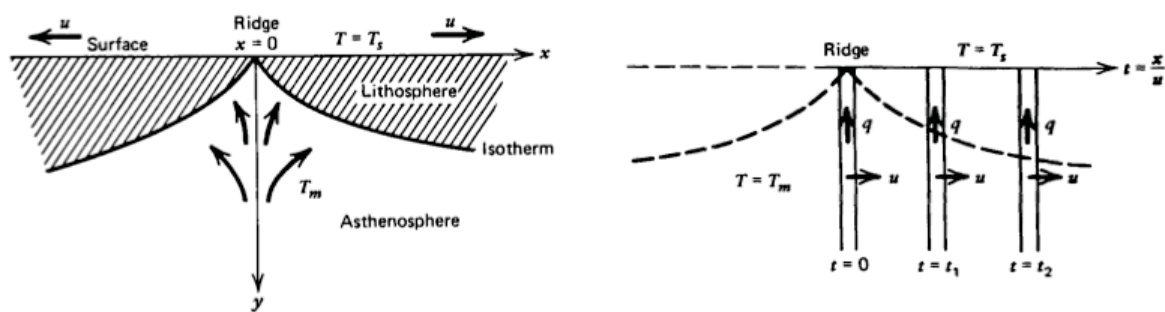


Fig. 2.9. Esquema de enfriamiento de la corteza oceánica. x es la distancia a la dorsal, u es la velocidad de la placa, T_m y T_s son temperaturas de formación del material y la temperatura en superficie, q es el flujo de calor y t es el tiempo donde $t_2 > t_1 > 0$. La conducción de calor se considera sólo vertical porque la placa se aleja más rápido de la dorsal que el calor que se conduce de manera horizontal (Figuras tomadas de *Turcotte y Schubert, 2002*).

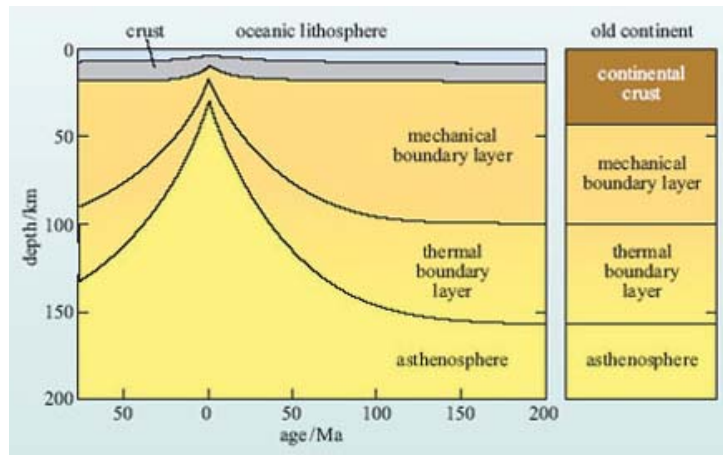


Fig. 2.10. Modelo térmico de las placas litosféricas. La profundidad está en km. Del lado izquierdo, las edades de la placa oceánica en el eje X, parten de cero en la dorsal hacia los extremos, en Ma. La placa se divide en dos capas: la mecánica y la térmica. En la columna derecha se observan los espesores de las capas debajo de la corteza continental, que es más gruesa respecto a la corteza oceánica (Figura tomada de *Fowler, 2005*).

material en la dorsal, o tasa de expansión, juegan un papel importante en los modelos térmicos que se han propuesto. De los modelos más usados son el modelo térmico propuesto por *McKenzie* (1967), modelo de placas; el cual consiste en una placa con cierto espesor constante, a , que se genera en una zona de apertura con una velocidad constante, u , y la temperatura de la base, T_m , corresponde a su temperatura de formación (Fig. 2.9). El otro modelo consiste en un semi-espacio (e.g., *Turcotte y Schubert, 2002; Fowler, 2005*) donde la base de la litósfera es una isoterma y por tanto, el espesor de la placa oceánica aumenta conforme se aleja de la dorsal y la temperatura de la misma, disminuye (Fig. 2.10). Ambos modelos suponen que las placas se mueven como una unidad y que la transferencia de calor es por conducción. De ambos modelos se pueden deducir relaciones entre la edad de la placa (t en *Ma*) y su espesor (d en *metros*) (*Stein y Stein, 1992*), que brindan estimados similares sobre el flujo de calor de los modelos globales de flujo de calor (e.g., modelo GDH1: *Global Depth and Heat flow*). En el modelo de semi-espacio, la placa que se forma en la dorsal se divide, en profundidad, en dos capas: la capa superior rígida que se conoce como capa mecánica; y la capa inferior viscosa, la capa térmica.

Durante la formación de la placa oceánica en las dorsales, el agua del océano entra en contacto con el material caliente al que enfría y fractura, filtrándose hacia abajo de la placa donde nuevamente es calentada. El agua caliente vuelve a subir hacia el océano en las ventilas hidrotermales (*black smokers*) cercanas a los centros de expansión del piso oceánico. Este proceso se conoce como circulación hidrotermal.

La tasa de expansión trazará la estructura térmica y la morfología de la zona a los lados de la dorsal. Si la tasa de salida de material de la dorsal es rápida, las isoterma del piso oceánico a una distancia dada de la dorsal, estarán más cercanas a la superficie y en el caso de apertura lenta, serán más profundas. La morfología en dorsales de lenta expansión, se forma una estructura de graben central que evoluciona con la extensión de

los flancos y que está sujeta a grandes esfuerzos extensionales a causa de un suministro lento de material desde la dorsal. El régimen de salida de material también puede variar de dorsal a dorsal y mostrar diferencia de edades de la litósfera en cada uno de los lados de las fallas transformantes entre dorsales oceánicas (Fig. 2.8a). Por ejemplo, la zona de fractura Romanche en el océano Atlántico difiere en edades de un lado y otro de la falla transformante de 600 m de longitud, por 50 Ma, mientras que en la zona de fractura de Clipperton, la falla es de ~ 85 km de longitud y la diferencia de edades es de 1.5 Ma aproximadamente.

En cuanto a la mineralogía de las muestras de roca obtenidas en dorsales y zonas de fractura se tienen peridotitas y gabros. Estos contienen minerales de serpentina, mayoritariamente, antigorita, un mineral de alta temperatura. Las serpentinitas se forman, principalmente, por la hidratación de peridotitas abisales cuando el agua de mar penetra por la corteza delgada hacia el manto cerca de las dorsales oceánicas (e.g., *Cannat et al.*, 1992; *Hattori y Guillot*, 2007). La serpentinita, al tener baja densidad y poca dureza, puede fluir y subir por la corteza, formando dorsales angostas y largas de serpentinita, que son características de fallas transformantes de dorsales de expansión lenta. Incluso, este tipo de minerales promueven el debilitamiento de la fuerza de fricción (e.g., *Escartín et al.*, 2001; *Rutter y Brodie*, 1987). De estudios hechos con olivino en laboratorio y de análisis de microestructuras en milonitas peridotíticas de fallas oceánicas transformantes, han observado que la transición de procesos quebradizos a dúctiles, tiene un límite de profundidad entre 600 y 800°C (e.g., *Warren y Hirth*, 2006; *Behn et al.*, 2007). Si se incorpora una reología visco-plástica en la estructura térmica de los sistemas dorsal-dorsal, se obtiene una estructura más caliente al centro de la falla transformante, lo que mantiene la deformación localizada en la zona de la falla y concordante con la edad a lo largo de la placa (*Behn et al.*, 2007).

2.6. Sismicidad en dorsales y fallas transformantes en el océano

La actividad sísmica en las zonas de expansión oceánica se presenta, principalmente, en las fallas transformantes. Los sismos en las fallas transformantes pueden ser de corrimiento lateral derecho o izquierdo, de acuerdo con el movimiento relativo de las placas (Fig. 2.8a). En algunos otros casos, existen sismos que salen del modelo estándar de los sistemas de fallas de corrimiento lateral, cuyo comportamiento queda evidenciado en su mecanismo focal inusual al de las fallas transformantes ocasionado quizá por la geometría de la falla o la presencia de otros rasgos estructurales que varían el deslizamiento en la falla (*Wolfe et al.*, 1993). En contraste, en las zonas de las dorsales, ocurren sismos que tienen mecanismo focal normal y se relacionan con la formación del valle axial de la dorsal (Fig. 2.8a). Existe cierta tendencia de sismos con mecanismo focal inverso hacia donde la placa es más antigua (*Stein y Pelayo*, 1991) y pueden ser más profundos de acuerdo con los modelos térmicos de dorsales. Es importante mencionar que el número de sismos intraplaca y su correspondiente liberación de momento acumulado, disminuye conforme la distancia de la dorsal aumenta, es decir, hay una ocurrencia menor de sismos conforme

la placa es más antigua.

En cuanto a la ocurrencia temporal de sismos en fallas transformantes, se ha observado que ocurren en enjambres sísmicos, con eventos de baja magnitud y se sugiere que se relacionan con la ascensión de magma (*McGuire et al.*, 2005). Los enjambres sísmicos se presentan generalmente antes del evento principal y, por lo general, hay menos réplicas en comparación con la cantidad de sismos precursores. Otro rasgo de la actividad sísmica es la presencia o ausencia de eventos con componentes de ruptura lenta (e.g., *McGuire et al.*, 1996; *McGuire y Jordan*, 2000; *Abercrombie y Ekström*, 2001b, 2003; *Pérez-Campos et al.*, 2003) que podrían ser considerados como precursores de los sismos principales que ocurren en fallas transformantes oceánicas (e.g., *McGuire et al.*, 1996; *McGuire y Jordan*, 2000).

A nivel mundial, el mayor porcentaje de sismos no impulsivos o, sismos que sólo se detectan con métodos de ondas superficiales se ha reportado en sistemas de fallas transformantes y dorsales (*Ekström*, 2006). Algunos de los sismos ocurridos en estas zonas tienen una magnitud de ondas de cuerpo m_b menor en comparación con su magnitud de ondas superficiales M_S y su magnitud de momento M_w , como en la dorsal del Atlántico (e.g., *Sykes*, 1967; *Kanamori y Stewart*, 1976; *Okal y Stewart*, 1982) y en otras zonas del mundo asociadas a sistemas de fallas transformantes y dorsales (e.g., *Stein y Pelayo*, 1991; *Ihmlé y Jordan*, 1994; *Shearer*, 1994).

Primeramente abordaremos la relación de sismicidad en fallas transformantes oceánicas y con la temperatura en las dorsales. Posteriormente, revisamos aspectos de la sismicidad de acuerdo con las condiciones en las fallas transformantes para después mencionar las diversas justificaciones que hay sobre la discrepancia entre las magnitudes de ondas de cuerpo, m_b y la magnitud obtenida con ondas superficiales o de periodo largo, M_S en los sismos que ocurren en estas zonas.

2.6.1. Sismicidad y su relación con la temperatura en las dorsales

En zonas cercanas a las dorsales, la litósfera es relativamente joven y caliente, los ejes de tensión, T, de los mecanismos focales están orientados paralelamente a la dirección de extensión haciendo el eje de la dorsal reológicamente débil, es decir, que no puede soportar esfuerzos elevados. El comportamiento de los materiales de la litósfera en los bordes e interior de las placas, se obtiene a partir de modelos térmicos y pruebas mecánicas de laboratorio de muestras extraídas. La profundidad de los sismos también refleja las condiciones visco-elásticas, porque ocurren en zonas donde la litósfera es suficientemente competente como para soportar la sismicidad (capa mecánica Fig. 2.10); mientras que en la zona viscosa (astenósfera) no hay sismos.

La distribución de sismicidad en profundidad en fallas transformantes está en función de la edad de la placa y de la temperatura de la misma (*Stein y Stein*, 1992). La profundidad que limita la actividad sísmica está en función de la temperatura y diversos estudios

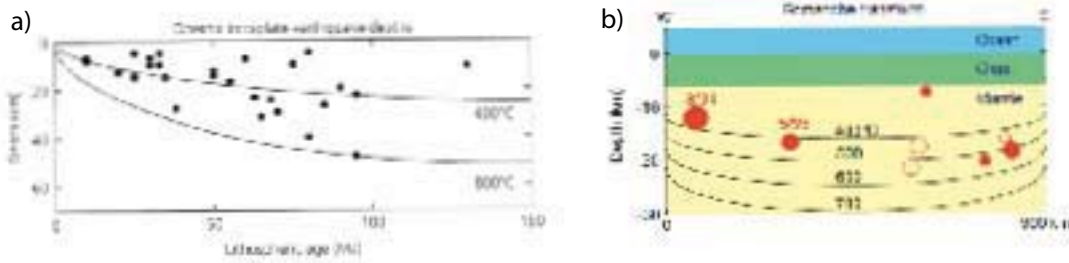


Fig. 2.11. Profundidad de sismos intraplaca en el océano (a) global y (b) en la falla Romanche en el océano Atlántico (Figuras tomadas de *Stein y Stein, 1992* y de *Abercrombie y Ekstrom, 2001*, respectivamente).

han encontrado que la profundidad de los centroides está delimitada por las isothermas entre 600°C a 800°C para sismos intraplaca en la corteza oceánica (*Stein y Stein, 1992*), sismos en fallas transformantes oceánicas (e.g., *Wolfe et al., 1993; Chen, 1988; Abercrombie y Ekström, 2001a, 2003*) o enjambres sísmicos registrados con equipo cercano a la falla (e.g., *McGuire et al., 2012*). Los valores de profundidad obtenidos varían de acuerdo con varios factores: los modelos térmicos utilizados, el calor producido por el cizallamiento (*Chen, 1988*), las técnicas de relocalización de eventos y el tipo de ondas que se usaron en la inversión. Los resultados coinciden con los obtenidos en simulaciones numéricas realizadas para una zona de debilitamiento quebradizo (*Behn et al., 2007*). Algunos ejemplos de las profundidades de los sismos en fallas transformantes obtenidos por dos estudios en distintas zonas de fallas transformantes alrededor del mundo, los ubican por arriba de las isothermas de 800°C (Fig. 2.11) (e.g., *Stein y Stein, 1992; Abercrombie y Ekström, 2001a*). Se observa que los sismos son de menor profundidad cuando están más cerca de la dorsal y siguen el patrón de enfriamiento de la placa.

Como vimos en la sección 2.5, en estas zonas hay actividad hidrotermal y está asociada a la migración de actividad sísmica a lo largo de la dorsal. La circulación hidrotermal en las dorsales se encuentra comúnmente a lo largo de su eje. Aunque también se ha sugerido que la circulación de calor en las dorsales tiene influencia de los llamados reflectores de cámaras magmáticas axiales (Axial Magma Chamber reflector, AMC). Estas estructuras cambian el estado de esfuerzos en el eje de la dorsal, generando sismicidad ocasionada por fracturamiento hidrotermal (*Tolstoy et al., 2008*) (Fig. 2.12).

2.6.2. Sismicidad y las condiciones en las fallas transformantes

De investigaciones paleosísmicas se sabe que los sismos en fallas transformantes son más frecuentes que en fallas normales o fallas inversas localizadas dentro de la placa (*Hamblin y Christiansen, 2004*). Aun cuando la geometría de las fallas transformantes es sencilla, mucho se ha debatido sobre algunos de los eventos sísmicos que han tenido lugar en dichas zonas. Reid (1910) propuso el ciclo sísmico donde menciona que si hay una acumulación de esfuerzo por un periodo largo de tiempo, habrá una liberación de esfuerzos a través de un evento sísmico y de nuevo empezaría una acumulación de esfuerzos (Fig. 2.13).

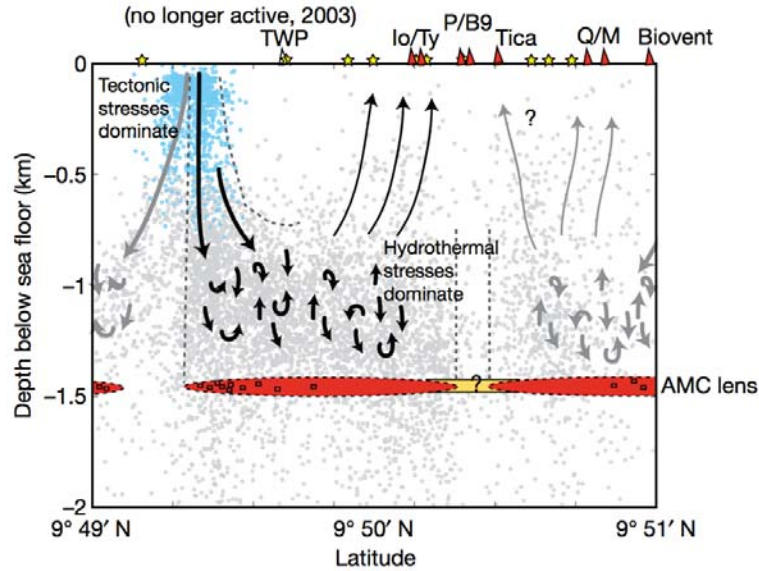


Fig. 2.12. Modelo propuesto por *Tolstoy et al.* (2008) que muestra como el área de ocurrencia de hipocentros se expande en profundidad. Los hipocentros azules ilustran el área donde es probable que los esfuerzos tectónicos dominen la generación de sismos, creando una zona de permeabilidad. Los puntos grises ilustran donde dominan, probablemente, los esfuerzos hidrotermales. La ubicación exacta de esta transición no está bien restringida. Las ventileras hidrotermales están alimentadas por las discontinuidades en $\sim 9^{\circ} 51.59' N$ y $\sim 9^{\circ} 49.259' N$. Las características de la célula hidrotermal mejor definida se muestran con flechas negras, y las características inferidas en las células adyacentes se muestran con flechas grises. La ausencia de sismicidad en $\sim 9^{\circ} 50.39' N$ puede representar una interrupción o zona de transición dentro del AMC (Figura tomada de *Tolstoy et al.* 2008).

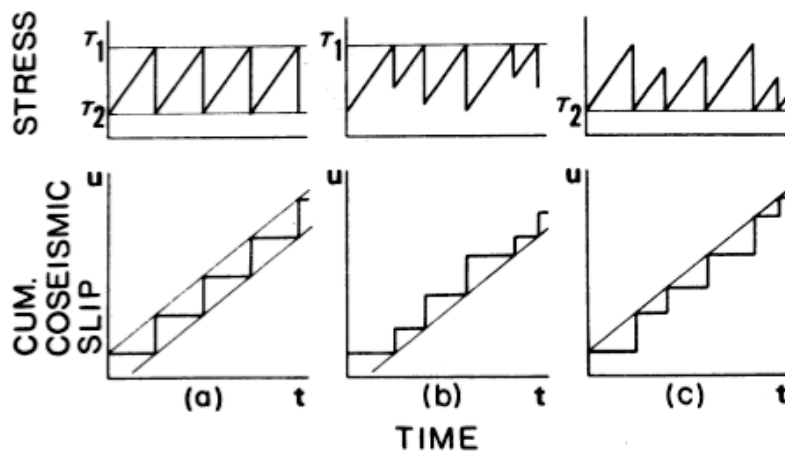


Fig. 2.13. Modelos simples de recurrencia de sismos: (a) Modelo periódico perfecto de Reid; (b) Modelo previsible de tiempo; (c) Modelo previsible de deslizamiento. El segundo ejemplo surge de la observación de sismos en Nankaido, Japón (Figura tomada de *Shimazaki y Nakata, 1980*).

La liberación de esfuerzos durante un sismo, se relaciona con la cantidad y tamaño de asperezas en la falla. El movimiento durante un sismo a gran escala puede romper el contacto entre las asperezas en la superficie de la falla y, en consecuencia, la fuerza de cohesión entre asperezas cambia. Cuando existe un acoplamiento fuerte entre los dos lados de la falla, la caída de esfuerzos es grande durante los sismos y la liberación del esfuerzo es rápida (*Mikumo*, 1981). Si hay inclusión de magma o la falla tiene minerales hidratados, habrá mayor lubricación y la falla se vuelve fuertemente desacoplada, con poca resistencia a desplazamientos (*Morrow et al.*, 2000). Esto provoca rupturas aisladas de pequeñas asperezas que generan pequeños sismos donde la liberación del esfuerzo estará controlado por el número de asperezas que rompan. Las propiedades cohesivas del material de la zona de falla, en particular, de la disposición espacial de asperezas en la superficie de deslizamiento pueden contribuir a un proceso de ruptura lento (*Okubo y Dieterich*, 1984), tomando en cuenta la distribución estática y de deslizamiento de los esfuerzos de fricción (*Mikumo*, 1981).

Las fallas oceánicas transformantes tienen altos porcentajes de movimientos asísmicos en comparación con fallas transformantes continentales (e.g., *Abercrombie y Ekström*, 2003; *Boettcher y Jordan*, 2004), es decir, son deficientes en su tasa de liberación de momento sísmico comparados con sus tasas de deslizamiento (*Davies y Brune*, 1971). Lo anterior se ha relacionado con las cantidades de serpentinita y olivino presentes en la falla y que cambian las condiciones de fricción en la misma. Se estima que los movimientos asísmicos ocurren hacia el manto superior donde las velocidades sísmicas de deslizamiento, son tan altas como en una zona de serpentización (*Abercrombie y Ekström*, 2003).

Otra de las características sísmicas de las zonas de dorsales y fallas transformantes es, que se presentan muchos sismos precursores y muy pocas réplicas, por lo que se pueden tener predicciones sobre el sismo principal (e.g., *McGuire et al.*, 2005, 2012) debido a su geometría simple, composición y estructura térmica a diferencia de las complejidades que presenta la estructura de fallas transformantes localizadas en litósfera continental. En estudios sísmicos en sistemas de dorsal de apertura rápida como en el EPR (*East Pacific Rise*), se observan enjambres sísmicos con eventos de baja magnitud que se asocian a actividad volcánica e hidrotermal con los que analizan parámetros estadísticos de ciclos sísmicos y predictibilidad (*McGuire et al.*, 2005). Para la zona del EPR sugieren que las fallas tienen el tipo de ciclo de Reid donde se incrementa lentamente el esfuerzo cerca del límite de fallamiento (controlando la predictibilidad a periodos grandes) mientras que un evento transitorio como una fractura o movimiento de fluido disparan los enjambres de sismos moderados y grandes, además de controlar la predictibilidad a periodos cortos de tiempo.

2.6.3. Sismos no impulsivos en fallas transformantes oceánicas

En la Fig. 2.14 se muestran los sismos reportados en el catálogo de International Seismological Centre (ISC) de 2001 a 2015 con $M_w > 4$. Los círculos rojos son sismos cuyo valor reportado de m_b es menor que el de M_w (Allen Husker, comunicación personal, marzo 2018). Algunos de estos sismos son ejemplos de los llamados sismos lentos y a los que nos referimos en la Sec. 2.4 como sismos no impulsivos. Muchos de los sismos lentos

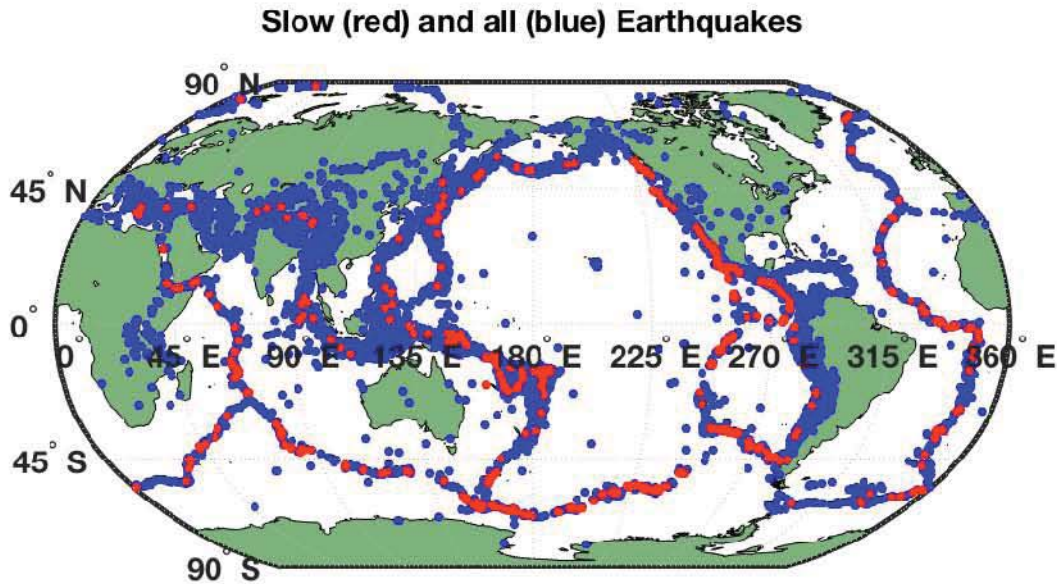


Fig. 2.14. Distribución mundial de sismos lentos. Los círculos azules son sismos de 2001 a 2015 ($M_w > 4$) reportados en el catálogo de ISC. Los círculos rojos son sismos cuya diferencia $|m_b - M_w| \geq 0.7$ (Figura realizada por Allen Husker, 2018).

ocurren en fallas transformantes en el océano. Su estimación de magnitud puede variar porque se usan distintas bandas de filtrado para obtenerlas (Sec. 2.2) lo que las hace sensibles a distintas partes del espectro de fuente del sismo. Las diferencias también se observan en la parte plana de su espectro de fuente donde la frecuencia de esquina está corrida hacia bajas frecuencias (Fig. 2.15) (e.g., McGuire y Jordan, 2000; Abercrombie y Ekström, 2003; Pérez-Campos et al., 2003; Schramm y Stein, 2009).

La diferencia entre las magnitudes, m_b y M_S , de sismos ocurridos en fallas transformantes puede ser causada porque la generación de ondas superficiales de largo periodo es inusualmente más grande que lo normal (e.g., Kanamori y Stewart, 1976; Okal y Stewart, 1982). Lo anterior podría ser evidencia de un proceso tectónico que refleja la ascensión, intermitente, y en aumento, de material en la dorsal, manifestándose en un incremento de la actividad sísmica, la cual, eventualmente, acumula el esfuerzo en la zona de fractura. La acumulación de esfuerzo generará un sismo grande de falla de corrimiento lateral (Kanamori y Stewart, 1976). Al interpretar la forma de onda en términos del tiempo de ascenso de fuente puntual y su longitud de ruptura, observan que hay un evento precursor y sugieren que estos sismos inician con liberación mínima de esfuerzo que aumenta hasta una fractura mayor. La duración total de este proceso de liberación de esfuerzo es muy largo, por lo cual, aumenta la generación de ondas superficiales de periodo largo.

Se ha sugerido que en las fallas transformantes ocurren sismos anómalos compuestos de una o más rupturas en una zona sismogénica somera, iniciados por un evento precursor lento en la litósfera adyacente o subyacente y un sismo ordinario posterior, el cual domina el espectro de la fuente en altas frecuencias (Ihmlé et al., 1993; Ihmlé y Jordan, 1994;

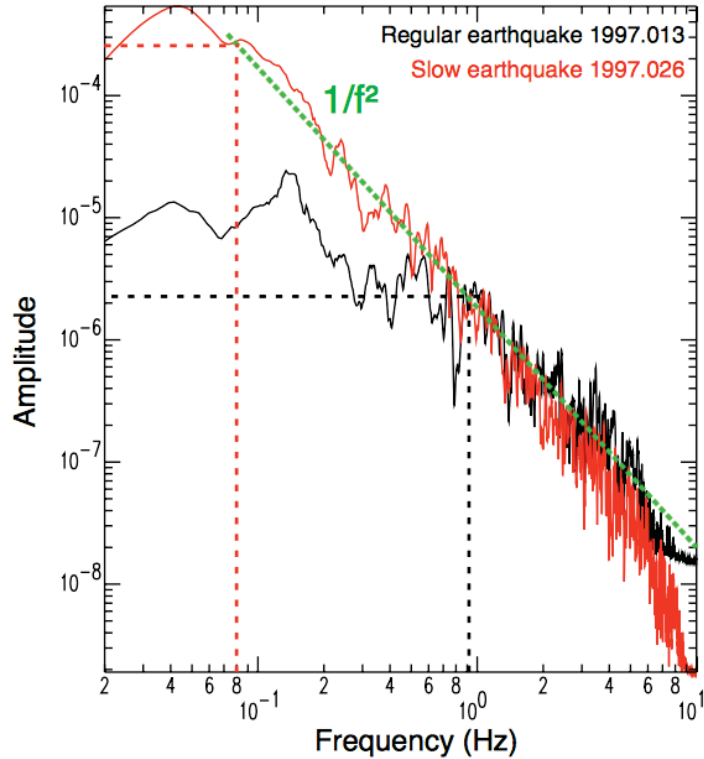


Fig. 2.15. Espectros de desplazamiento de la componente transversal de una estación en California (WDC) para sismos ocurridos en *Mendocino Triple Junction*. La frecuencia de esquina del sismo lento (0.08 Hz) es menor que lo esperado, comparada con la del evento regular (0.9 Hz). Las magnitudes estimadas del evento lento son $M_L = 4.0$ y $M_w = 5.2$. Las magnitudes del evento regular son $M_L = 4.0$ y $M_w = 4.2$ (Figura tomada de *Guilhem, 2011*).

McGuire et al., 1996). Estos sismos tienen una componente de ruptura lenta que libera energía a bajas frecuencias y otra componente rápida que corresponde al sismo ordinario, donde las diferencias en ruptura y/o velocidades de partícula resultan en aceleraciones de momento menores durante la componente lenta del evento. De acuerdo con estas evidencias, se plantea que los esfuerzos en fallas transformantes estarían regulados por eventos lentos más que por rupturas súbitas como en el caso de la litósfera continental. Por lo que los eventos ordinarios en fallas oceánicas transformantes podrían ser sólo réplicas de eventos lentos (*Boettcher y Jordan, 2004*).

Los espectros de fuente de los sismos en fallas transformantes pueden verse afectados por directividad en algunas de las estaciones empleadas, aunque la rampa correspondiente a bajas frecuencias del evento lento es visible en las ondas P telesísmicas en cualquier acimut (*McGuire y Jordan, 2000*). Si se corrigen los datos por el patrón de radiación de la fuente (Sec. 2.4), entonces las amplitudes bajas de ondas de cuerpo son consecuencia del mecanismo focal del evento y no un comportamiento de la fuente (*Abercrombie y Ekström, 2003; Pérez-Campos et al., 2003; Schramm y Stein, 2009*) (Fig. 2.16). Aunque si se tienen dos eventos que provienen del mismo sitio y presentan diferencias entre sus espectros de fuente, con M_L iguales pero M_w distintas, como en el caso mostrado en la Fig. 2.15,

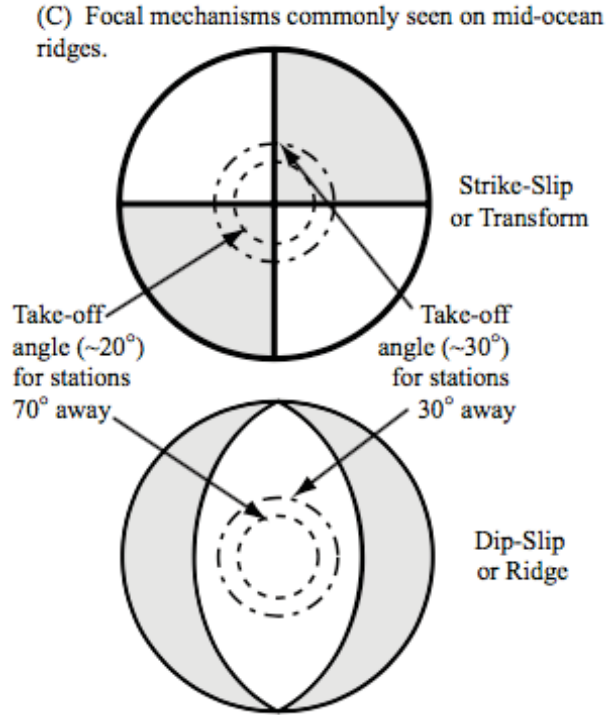


Fig. 2.16. Mecanismos focales que se observan usualmente en dorsales oceánicas. Las amplitudes de las ondas de cuerpo están sesgadas debido a la salida de los rayos de la fuente cerca de los planos nodales. (Figura tomada de *Schramm y Stein, 2009*).

se puede considerar un efecto de la fuente (*Guilhem, 2011*). Las amplitudes de los espectros de la fuente del sismo lento decaen rápidamente antes de 10 mHz, indicando que son fuentes de larga duración que radian energía por debajo de dicho cambio de pendiente.

Del análisis posterior de los sismos que habían sido reportados como sismos compuestos o inusuales, se encontró que en realidad son sismos ordinarios con espectros de fuente planos para periodos largos sin indicios de energía inusual en dichos periodos (*Abercrombie y Ekström, 2001b, 2003*). Las posibles causas de haber encontrado precusores en estudios anteriores quizá sea consecuencia del modelado y no, el resultado de dos eventos, siendo el primero, de ruptura lenta.

El esfuerzo aparente es una medida de qué tan energético es un sismo respecto a su tamaño (*Pérez-Campos et al., 2003*). Si se realiza un análisis de esfuerzos aparentes de los sismos contra el corrimiento del tiempo del centroide, se pueden identificar los sismos lentos. Del análisis anterior se ha observado que en zonas de fallas transformantes en el océano hay tanto sismos regulares con alto esfuerzo aparente, como sismos lentos con bajo esfuerzo aparente. Además de que en términos de esfuerzo aparente, el comportamiento de sismos que ocurren en el océano y los que ocurren en fallas transformantes en el continente, es distinto (*Pérez-Campos et al., 2003*). Si se estiman las caídas de esfuerzo a partir de un modelo de Brune (Ec. 2.16) puede que las dimensiones de ruptura sean mayores que las de sismos regulares, ocasionando que sus caídas de esfuerzo sean subestimadas (*Ide et*

al., 2003).

La liberación lenta de energía conlleva a que los valores de M_S sean más grandes que m_b por más de una unidad en los sismos en fallas transformantes, dando evidencia de un régimen de liberación de esfuerzo más lento que lo normal. El régimen de liberación de energía está controlado por factores locales más que por la geometría o el movimiento de un límite de placas en particular (*Okal y Stewart*, 1982). Aunque otros autores sugieren que la discrepancia en valores de m_b y M_S es un rasgo global de fallamiento que incluye zonas de litósfera oceánica joven y algunas zonas de subducción (*Kaverina et al.*, 1996). Sin embargo, las propiedades del material en la falla son otro factor que influye en comportamiento anómalo, es decir, son resultado de circulación de fluido en la falla (*McGuire et al.*, 2012). Los mecanismos que pudieran explicar el comportamiento de aumento de fricción es la alteración de los minerales con contenido de agua como lo es la serpentinita o el talco; además de presencia de alta porosidad y/o presión del fluido en esta región. Sin embargo, el volumen de serpentinita necesario para causar las bajas velocidades de onda P, no concuerda con los valores de gravedad local y por tanto no provee una explicación del mecanismo de ruptura. Por lo que concluyen que el causante del comportamiento anómalo puede ser la presión de poro alta, además de los efectos ocasionados por la presencia de fluidos y, no sólo los efectos térmicos los que controlan la ruptura en las fallas transformantes. Incluso, la hidratación del manto y la presencia de sedimentos es importante en el proceso de las dorsales como parámetros de control (*Lizarralde et al.*, 2007).

2.7. Áreas de estudio

Nuestras áreas de estudio son zonas de dorsales y fallas transformantes oceánicas ubicadas en el golfo de California (GoC) y en la dorsal oriental del Pacífico (EPR, por sus siglas en inglés) donde se han detectado sismos a través de ondas superficiales (*Ekström*, 2006).

El territorio mexicano está compuesto por las placas tectónicas de Norteamérica (NAM), Caribe (CAR), Cocos (COC), Rivera (RIV) y Pacífico (PAC) (Fig. 4.1). Las zonas con límites de fallas transformantes y sistemas de dorsales se encuentran del lado oeste en el océano Pacífico (Fig. 2.17) y al sureste hacia el mar Caribe. De sur a norte, está el límite de placas de Caribe con Norteamérica compuesta por el sistema de fallas Motagua-Polochic. Continuando al oeste, tenemos la interacción de las placas de Cocos y Norteamérica, donde se ubica la zona de subducción y se presenta la mayor actividad sísmica del país. Hacia al norte, interactúan las placas de Cocos, Rivera y el Pacífico, la cual, es una de las zonas de interés para el estudio de sismos relacionados a fallas transformantes y zonas de dorsales (Fig. 2.17). Hacia la zona nororiental se encuentra el golfo de California, donde interactúan las placas de Pacífico y Norteamérica en una serie de fallas transformantes y dorsales que dan origen a cuencas y canales.

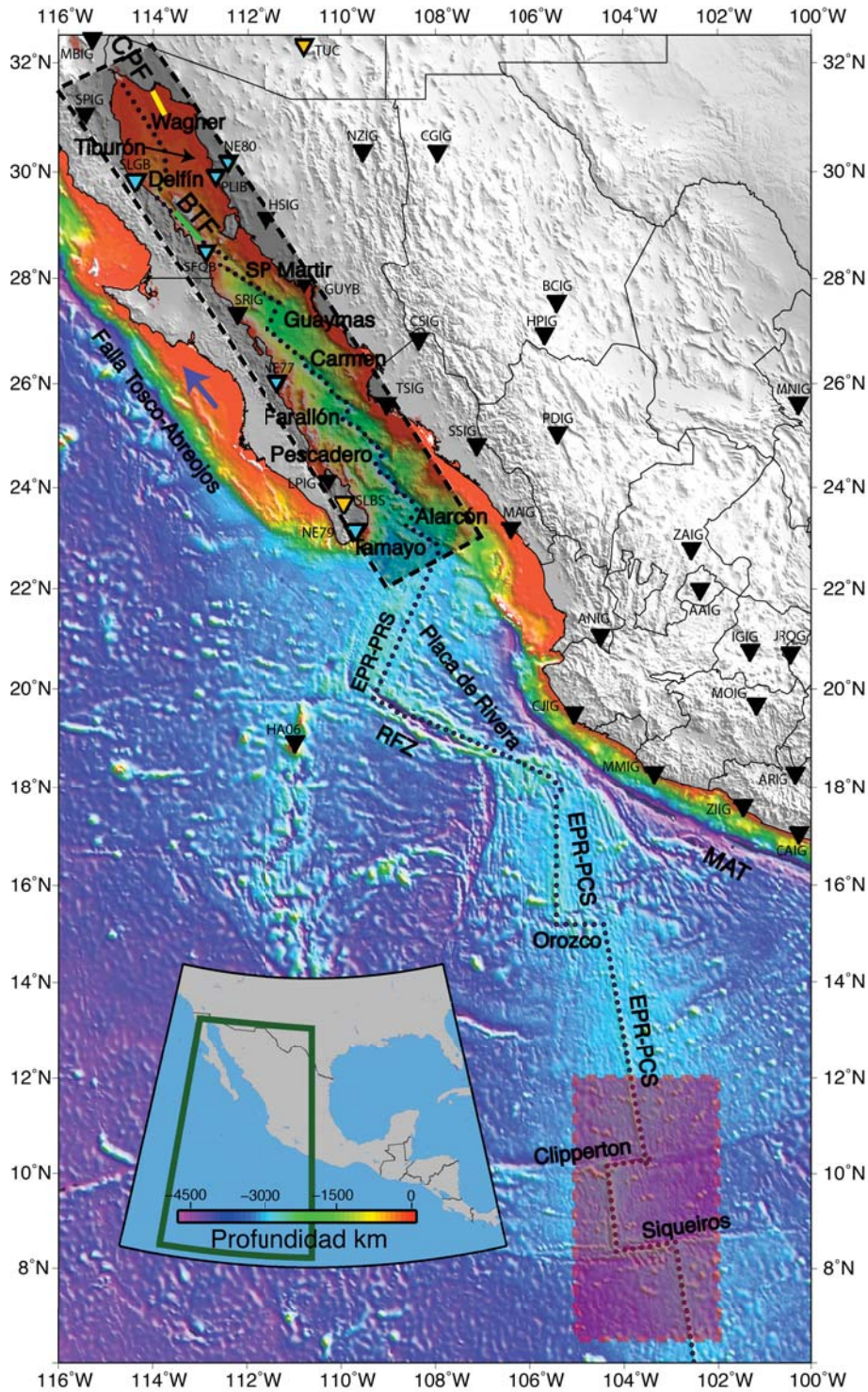


Fig. 2.17. Áreas de estudio (enmarcadas en rectángulos): GoC (gris) y EPR (rojo). Los triángulos denotan algunas de las estaciones sísmológicas empleadas: Servicio Sísmológico Nacional (SSN): negro, Red Sísmológica de banda ancha del golfo de California (RESBAN): azul, United States Geological Service (USGS): amarillo. Los puntos sobre los límites de placas son las localizaciones de prueba que se ubican cada 20 km (Sec. 3.3). Los nombres de los elementos morfotectónicos mencionados en la Secs. 2.7, 2.7.1 y 2.7.3 están resaltados. Los colores del piso oceánico son los valores de batimetría en km (Mapa generado con *Generic Mapping Tools-GMT*).

2.7.1. Golfo de California (GoC)

El golfo de California (GoC) o mar de Cortés, comprende una pequeña parte del océano Pacífico, de 100 a 150 km de ancho y de aproximadamente 1200 km de largo. Es parte de una depresión estructural que se formó por el desprendimiento y separación oblicua de la península del continente. La apertura del golfo comenzó hace 12-15 Ma, antes que la subducción al oeste de las placas de Guadalupe y Magdalena se detuviera (*Ferrari et al.*, 2013). Mientras que la Dorsal del Pacífico, (EPR, por sus siglas en inglés) se acercaba a la paleo-trincheras, la placa de Farallón que se subducía, se rompió en distintas microplacas; cuando la subducción paró, estas microplacas, junto con la península de Baja California, se acoplaron con la placa del Pacífico, resultando en el ahora límite de placas en el GoC (*Lizarralde et al.*, 2007). El estilo de apertura actual inició hace ~ 6 Ma. Un factor crucial para el desarrollo de la cadena de cuencas oceánicas que distinguen al golfo de una falla transformante intracontinental fue que el movimiento relativo subsecuente de las placas de Pacífico y Norteamérica fue 10 a 20 grados oblicuo a la nueva zona de cortante interior haciendo que se formaran varias fallas transformantes largas en *échelon*, paralelas al movimiento relativo (Tiburón, Ballenas, Guaymas, Carmen, Farallón) conectadas por cuencas extensionales (Carmen, Delfín y Guaymas), que derivan en sitios de acreción cortical (*Lonsdale*, 1989) (Fig. 2.18). La península se mueve ahora junto con la placa del Pacífico a una velocidad de separación de ~ 48 mm/año, lo cual representa el 92 % del movimiento relativo de Pacífico y Norteamérica (*DeMets y Dixon*, 1999; *Dixon et al.*, 2000; *Lizarralde et al.*, 2007)

En la parte norte del GoC en la transición de placa oceánica a continental, se presenta deformación cortical difusa sin centros de expansión oceánica con fallas de deslizamiento oblicuo (*Persaud et al.*, 2003). Al oeste de la cuenca de Wagner se encuentran los centros de extensión en el norte del golfo, mientras que al este se encuentra la falla de Cerro Prieto (NW 43°) que inicia en el valle de Mexicali (*Pérez-Cruz*, 1980). Las cuencas de Wagner y Tiburón son todavía partes activas del límite de placa (*Lonsdale*, 1989). Hacia la parte central del golfo de California, la región central se divide en dos dominios tectono-sedimentarios, el Este y el Oeste (*Aragón-Arreola et al.*, 2005). La parte Este se compone de las fallas Pedro Nolasco (Este y Oeste), que a su vez forman parte del sistema de fallas de Tiburón, además de la falla y cuenca del Yaqui. La sección Oeste está limitada por la falla transformante activa, Guaymas, la cual controla la evolución de la cuenca del mismo nombre y que contiene el centro de expansión naciente de Guaymas. En cuanto a actividad volcánica, las zonas de fractura tienen grupos de volcanes, incluyendo los recientemente activos escudos toleíticos como los de Isla Tortuga en la cuenca de Guaymas y los domos de obsidiana de Islas San Luis. La cuenca de Guaymas es una dorsal angosta cubierta por una capa de espesor de $\sim 1-2$ km de sedimentos, que tiene mucha actividad hidrotermal y magmática que ha incrementado el espesor de la corteza entre 6 y 8 km desde hace 6 Ma aproximadamente (*Lizarralde et al.*, 2007). Mientras que al norte del golfo la actividad hidrotermal en la cuenca de Wagner, es intensa y se refleja en los valores de flujo de calor altos y la actividad sísmica intensa (*Prol-Ledesma et al.*, 2013).

La estructura debajo del GoC ha sido analizada por diversos autores con estudios de tomografía de ondas superficiales (*Zhang et al.*, 2007; *Wang et al.*, 2009; *Zhang et al.*, 2009; *Zhang y Paulssen*, 2012) y funciones receptor (*Persaud et al.*, 2007; *Fernández y*

Pérez-Campos, 2017). Se observan tres zonas de baja velocidad de onda S, entre 40 y 90 km de profundidad a lo largo del eje del golfo (*Wang et al.*, 2009). Mientras que se registran zonas de alta velocidad en el centro-sur del GoC entre 120 y 160 km de profundidad, que interpretan como el remanente de la extinta placa de Guadalupe (*Zhang et al.*, 2007, 2009; *Zhang y Paulssen*, 2012). En cuanto al espesor de la litósfera, observan que varía a lo largo del GoC, siendo la parte más delgada hacia el sur del golfo (*Fernández y Pérez-Campos*, 2017). Mientras que la corteza más cercana al golfo es más delgada (*Lizarralde et al.*, 2007; *Fernández y Pérez-Campos*, 2017).

2.7.2. Actividad sísmica en el GoC

La actividad sísmica en el GoC está concentrada en los límites de las placas de Norteamérica y del Pacífico a lo largo de las fallas transformantes (NW-SE) y en los límites con las cuencas que se conoce como la Provincia Extensional del golfo de California (GEP), siendo las partes más activas del GoC: la cuenca Delfín ($\sim 30.2^\circ\text{N}$, 113.8°W) y las cuencas Carmen ($\sim 26.5^\circ\text{N}$, $\sim 110.2^\circ\text{W}$) y Guaymas ($\sim 27^\circ\text{N}$, $\sim 111.5^\circ\text{W}$) que generan el 60% de los sismos en los límites de placas con $M_S > 6$ (*Goff et al.*, 1987; *Castro et al.*, 2017b).

En las cuencas de Wagner y Delfin, la actividad sísmica se caracteriza por enjambres sísmicos con profundidades menores de 7 km con reportes de eventos de fallamiento normal en la cuenca de Wagner (e.g., *Lomnitz et al.*, 1970; *Thatcher y Brune*, 1971) y en centros de expansión (segmentos de cresta) donde conectan con las fallas transformantes (*Goff et al.*, 1987). Hacia el Canal de Ballenas se ha observado migración de sismicidad hacia el norte como resultado de la transferencia de esfuerzos generados por la ruptura en la falla ubicada en esa área (*Castro et al.*, 2011). También se han localizado enjambres de eventos intraplaca originados en fallas pre-existentes o irregularidades geométricas fuera del área del eje de la dorsal y fallas transformantes (*Castro et al.*, 2017a). La presencia de enjambres sísmicos en el campo volcánico de Tres Vírgenes (Fig. 2.18), alineado NW-SE, se relaciona con el régimen tectónico transtensional del golfo de California (e.g., *Garduño-Monroy et al.*, 1993; *Víctor y Luis*, 2006). Los valores de b (pendiente de la relación ocurrencia-magnitud, Gutenberg-Richter) son mayores hacia la parte sur del GoC, indicando que es la parte más activa sísmicamente (*Castro et al.*, 2017a).

En cuanto a caídas de esfuerzo de varios sismos a lo largo del GoC se observa que los valores más grandes se ubican en las fallas transformantes en el sector comprendido entre las cuencas Guaymas y Farallón (*López-Pineda y Rebollar*, 2005). En los bajos batimétricos se observa bastante sismicidad, debida al incremento de esfuerzos en las orillas de los segmentos de fallas transformantes donde la deformación cambia de un régimen de deslizamiento a uno de extensión (*Sumy et al.*, 2013). Los mecanismos focales de algunos de los eventos analizados por *Sumy et al.* (2013), no eran paralelos al desplazamiento de la falla, lo que podría ser atribuido al cambio en el campo de esfuerzos. Hacia la región sur del Golfo, en la región entre las cuencas Guaymas y Farallón, algunos autores (e.g., *López-Pineda y Rebollar*, 2005; *Zhang et al.*, 2007) sugieren que al ser más delgada la corteza oceánica, los sismos pueden tener longitudes de ruptura más grande que si ocurrieran en otro ambiente tectónico con una corteza más gruesa.

Durante el periodo de estudio de este trabajo, año 2015, se reportaron 392 sismos por diversos servicios sismológicos (Fig. 2.18), 12 de ellos con $M_w \geq 4.9$. En julio hubo un enjambre sísmico en la zona delimitada por las cuencas Guaymas y San Pedro Mártir. El segundo enjambre sísmico del año se ubicó en la zona entre Carmen y Farallón, frente a las costas de la ciudad de La Paz, BCS., durante el mes de septiembre. Además, en el año 2000 ocurrió un sismo no impulsivo que fue localizado por medio de la metodología de ondas superficiales (*Ekström*, 2006) (estrella roja en Fig. 4.6).

2.7.3. Dorsal del Pacífico Oriental (EPR)

La historia del EPR comenzó aproximadamente hace 80 Ma (e.g., *Rowley et al.*, 2016) con la apertura de la dorsal. El EPR es un sistema de dorsales oceánicas y fallas transformantes que inicia en el norte a partir de la falla transformante de Tamayo de ~ 70 km de longitud que es la parte más austral del GoC (Fig. 2.17). Continúa en dirección suroeste por el límite de placas de Rivera y Pacífico conocido como segmento Pacífico-Rivera (EPR-PRS), cambiando luego de dirección al sureste en la zona de fractura de Rivera (RFZ) hasta llegar al punto triple de las placas de Pacífico-Rivera-Cocos ($\sim 18^\circ\text{N}$). Siguiendo hacia el sur está el segmento Pacífico-Cocos (EPR-PCS) que interseca a la falla transformante de Orozco ($\sim 15^\circ 25'\text{N}$). Hacia el sur, la zona entre las fallas transformantes de Clipperton y Siqueiros es considerada una dorsal de apertura rápida (*fast spreading ridge*) que contiene segmentos de fallas múltiples separados por centros de apertura intra-transformante *intra-transform spreading centres* (ITSC) (e.g., *Fox y Gallo*, 1984; *Fornari et al.*, 1989; *Gregg et al.*, 2006), los cuales pueden incrementar el grosor de la corteza. Su velocidad de deslizamiento de las fallas transformantes pasa de una velocidad de menos de 40 mm/año en la falla transformante de Tamayo, hasta más de 60 mm/año en la falla transformante de Siqueiros (*Fornari et al.*, 1989).

Hacia la falla transformante de Siqueiros se observan múltiples zonas de fracturamiento que se asocian a una corteza más delgada (*Fox y Gallo*, 1984; *Fornari et al.*, 1989). Los datos estructurales que se tienen de diversas campañas en las zonas de fallas transformantes de Orozco, Clipperton y Siqueiros indican que este límite de placas ha estado estable desde hace 1.5 M.a. Entonces, la actividad volcánica observada en los centros de expansión (cresta de la dorsal) en Siqueiros, puede ser por interacción de anomalías fundidas del manto con fallas a lo largo de la zona de fractura (*Fornari et al.*, 1989). En estudios recientes de levantamientos magnetotelúricos (*Key et al.*, 2013) y de perfiles de refracción (e.g., *Dunn et al.*, 2000; *Canales et al.*, 2003; *Arnulf et al.*, 2014), se obtuvieron imágenes de estructuras de material proveniente del manto en la zona entre Clipperton y Siqueiros en forma de lentes en la corteza, lo que implica que hay fuerzas convectivas desde el manto que no sólo influyen en el espesor de la corteza de la dorsal sino que también modifican el campo de esfuerzos en la zona. También se observa que las velocidades sísmicas son bajas y pueden estar relacionadas con el aumento de fracturamiento y porosidad en cada una de las fallas (e.g., *Van Avendonk et al.*, 2001; *Canales et al.*, 2003). Hacia los flancos de las fallas transformantes hay anomalías negativas de gravedad; ergo, hay un déficit de masa, que puede indicar un aumento de porosidad de la roca, serpentización de la peridotita del manto o un aumento del grosor de la corteza (*Gregg et al.*, 2007).

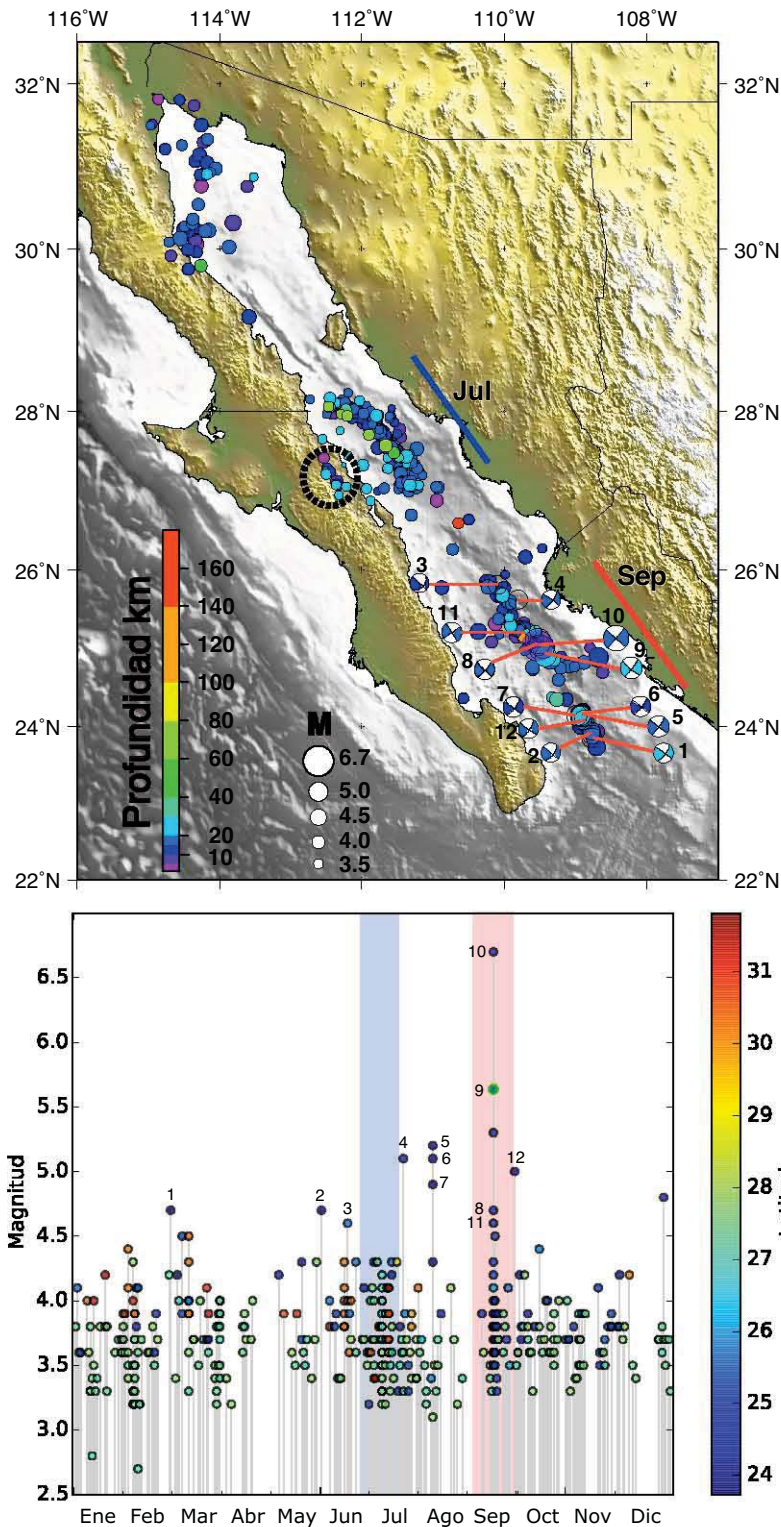


Fig. 2.18. Arriba: sismos reportados por SSN en 2015 a lo largo del GoC. En el mapa, los mecanismos focales de los eventos con $M_w > 4.9$ (del 1 al 12) fueron obtenidos de la página de Global Centroid-Moment-Tensor (GCMT) con la ubicación del catálogo de SSN. El círculo discontinuo ubica el campo volcánico de Tres Vírgenes. Abajo: distribución temporal de sismos en 2015 contra magnitud. Los rectángulos azul y rojo denotan dos enjambres sísmicos en julio y septiembre. Los colores de los círculos son de acuerdo con la latitud reportada. El círculo con el número 9 fue reportado en GCMT con $M_{5.6}$, mientras que el SSN reportó $M_{3.6}$ (Mapa generado con *Generic Mapping Tools-GMT*).

2.7.4. Actividad sísmica en la EPR

La inyección de magma del manto hacia las dorsales genera con frecuencia enjambres sísmicos de cientos de eventos. Sin embargo, muchos de estos enjambres sólo pueden ser estudiados a detalle si hay equipos instalados en la zona. En el EPR se han llevado a cabo campañas de instalación de equipo con estaciones hidroacústicas (e.g., *McGuire et al.*, 2005; *Roland y McGuire*, 2009), arreglos de OBS (e.g., *Tolstoy et al.*, 2008), en combinación con estaciones en tierra. Por ejemplo, en 2001 se registró una secuencia de 170 eventos con el sismo principal de M_w 5.7 (GCMT) y 13 réplicas con $M > 4.2$ (*Roland y McGuire*, 2009). En campañas llevadas a cabo entre 2003 y 2004 con una red densa de OBSs (*Ocean Bottom Seismometer*), se ha sugerido que la sismicidad perpendicular al eje de la dorsal se debe a una cámara magmática axial (*Tolstoy et al.*, 2008; *Bohnenstiehl et al.*, 2008; *Waldhauser y Tolstoy*, 2011). La sismicidad podría ser asociada a la inyección de material en una estructura superior en forma de pipa ubicada en 9.8°N a una profundidad de 1.5 km. Se observa que los valores de b varían de 2.0 en profundidades someras en el eje de la dorsal y descienden a 1.0 alejándose de la cresta de la dorsal, dando un indicativo de que las condiciones de esfuerzos y heterogeneidad estructural varían en un rango de metros *Bohnenstiehl et al.* (2008).

Las variaciones espacio-temporales de la sismicidad en las fallas transformantes de la EPR demuestran que existen ciclos sísmicos de corto y largo periodo (*McGuire et al.*, 2005; *Zhong et al.*, 2015). La predictibilidad de sismos en la EPR es consistente con un modelo donde los eventos transitorios de deslizamiento lento (*slow slip transients*) son los que disparan los eventos sísmicos incrementando su contenido de bajas frecuencias (*McGuire et al.*, 2005).

La sismicidad reportada en catálogos del SSN, del United States Geological Survey (USGS) y del ISC indica 7 sismos en marzo de 2012 y 6 sismos en mayo de 2016. Los detalles de los eventos se encuentran en el Apéndice E. Por otro lado, el GCMT reporta 7 eventos localizados con ondas superficiales (*Ekström*, 2006) de 2008 a noviembre de 2017 con magnitudes de 4.8 a 5.1.

Capítulo 3

Método de correlación cruzada para detección de sismos no impulsivos

En esta sección explicamos la metodología de detección de eventos no impulsivos usando la forma de onda completa basada en los métodos adjuntos y la retroproyección del campo de ondas. Primero describimos cómo obtener el tensor de momento de la fuente a través del método adjunto (Sec. 3.1) y posteriormente, mostramos cómo puede ser empleado este resultado para la detección de sismos usando retroproyección (Sec. 3.2). Luego, demostraremos cómo el método de retroproyección puede ser descrito como un método de correlación cruzada (Sec. 3.3). Por último, se muestra a través de un experimento sintético los pasos detallando el método (Sec.3.6). Esta sección es la traducción al español de las Secs. 2 y 3.2 del artículo *Full-waveform detection of non-impulsive seismic events based on time-reversal methods* (Solano et al., 2017) (Apéndice A), en el que presentamos dicho método.

3.1. Método adjunto

Supongamos que queremos estimar los elementos del tensor de momento, $M_{ij}(\mathbf{x}_s, t)$, de una fuente puntual localizada en \mathbf{x}_s en el tiempo $t = 0$, donde cada elemento del tensor de momento varía de forma independiente con el tiempo t . Los datos que usamos son sismogramas de tres componentes, $d_i(\mathbf{x}_r, t)$, con duración T , registrados en N estaciones ubicadas en \mathbf{x}_r , $r = 1, \dots, N$. Si tenemos una idea inicial de los parámetros de la fuente, podemos calcular sismogramas sintéticos, $s_i(\mathbf{x}_r, t, \mathbf{M}(x_s, t))$ para dicha fuente. Para monitorear la concordancia de los parámetros de fuente, escogemos la función de ajuste de la forma de onda (Nolet, 1987):

$$\chi^2 = \frac{1}{2} \sum_{r=1}^N \sum_{i=1}^3 \int_0^T [s_i(\mathbf{x}_r, t, \mathbf{M}(x_s, t)) - d_i(\mathbf{x}_r, t)]^2 dt. \quad (3.1)$$

Usamos el resultado de *Tromp et al.* (2005) según el cual, suponiendo que conocemos la estructura de la Tierra, el gradiente de la función de ajuste puede ser escrito como:

$$\delta\chi = \int_0^T \varepsilon^\dagger(\mathbf{x}_s, T - t) : \delta\mathbf{M}(\mathbf{x}, t) dt, \quad (3.2)$$

donde $\varepsilon^\dagger = \frac{1}{2} [\nabla \mathbf{s}^\dagger + (\nabla \mathbf{s}^\dagger)^T]$ es la *deformación adjunta* que corresponde al *desplazamiento adjunto* dado por

$$s_k^\dagger(\mathbf{x}', t') = \int_0^{t'} \int_V G_{ki}(\mathbf{x}', \mathbf{x}, t' - t) f_i^\dagger(\mathbf{x}, t) d^3 \mathbf{x} dt. \quad (3.3)$$

El término G_{ki} , es la componente k de la función de Green debida a una fuerza puntual y el término f_i^\dagger , es la *fuerza adjunta* descrita por

$$f_i^\dagger(\mathbf{x}, t) = \sum_{r=1}^N [s_i(\mathbf{x}_r, T - t) - d_i(\mathbf{x}_r, T - t)] \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_r). \quad (3.4)$$

En la Ec. 3.2 observamos que la deformación adjunta, $\varepsilon^\dagger(\mathbf{x}, t)$, actúa como un kernel de sensibilidad para los elementos del tensor de momento, indicándonos cómo ajustar el tensor de momento inicial que teníamos ubicado en \mathbf{x}_s al tiempo $t = 0$ y así, mejorar el ajuste entre los datos observados y los sismogramas sintéticos.

Ahora, si en el tensor de momento inicial que propusimos, los elementos son cero, los sismogramas sintéticos serán nulos y la fuente adjunta corresponderá a los sismogramas observados pero con tiempo en reversa. Entonces, podremos calcular la deformación adjunta para estos parámetros de la fuente. En las ubicaciones y los tiempos donde la deformación es grande, los parámetros de fuente no son nulos, por lo tanto, tendremos una detección. A continuación, discutimos dos enfoques que llevan a la práctica lo anterior: la retroproyección y la correlación cruzada, cada uno con sus ventajas y desventajas.

3.2. Enfoque usando método de retroproyección

Supongamos que queremos buscar eventos a lo largo de una dorsal oceánica durante m días usando la metodología de la Sec. 2.1.2. Siguiendo el método de retroproyección (*Larmat et al.*, 2006; *Kim et al.*, 2011; *O'Brien et al.*, 2011), tenemos m días de sismogramas de estaciones sismológicas, a los cuales colocamos con tiempo en reversa como una fuerza $f_i^\dagger(\mathbf{x}, t)$ en las estaciones donde fueron registrados. Propagamos el campo de ondas, usando alguna herramienta de simulación de propagación de ondas, y durante la simulación registramos la deformación en un conjunto de localizaciones de prueba que distribuimos a lo largo de la dorsal oceánica. Cuando la deformación sea considerable de acuerdo con un criterio dado, la declaramos como detección. Sin embargo, existen algunos inconvenientes con este enfoque:

1. La duración de la simulación. Se tienen que hacer simulaciones para m días de sismogramas. Dependiendo de m y el tipo de simulador de campo de ondas podría tomar un tiempo de cómputo extenso.
2. Inflexibilidad de nuevos datos. Si se quieren agregar o quitar datos de una estación ruidosa o que no funciona bien, se necesitaría repetir toda la simulación.

3. Un evento cercano temporalmente, afecta la detección de otro evento que ocurre antes. Al no tener un sumidero en la fuente para eliminar las ondas que llegan, se seguirán propagando hacia afuera, es decir, antes (pero en tiempo en reversa) del tiempo de ocurrencia de la fuente, por lo que interferirán con la detección de eventos que ocurran antes de un gran sismo.

La ventaja de este enfoque es que sólo se necesita una simulación, posiblemente de larga duración, para detectar eventos que ocurren en el conjunto de localizaciones de prueba durante todo el tiempo de la simulación.

3.3. Enfoque usando método de correlación cruzada

Una alternativa diferente al método anterior es utilizar correlación cruzada, como se describirá en este apartado. La deformación del campo adjunto calculado para la suposición inicial $s(x, t) = 0$, insertando (3.4) en (3.3), y tomando el gradiente con respecto a la localización de la fuente \mathbf{x}' , quedaría como:

$$\begin{aligned} \partial_j s_k^\dagger(\mathbf{x}', t') &= -\partial_j \left(\int_0^{t'} \int_V G_{ki}(\mathbf{x}', \mathbf{x}, t' - t) \left[\sum_{r=1}^{N_{estac}} d_i(\mathbf{x}_r, T - t) \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_r) \right] d^3 \mathbf{x} dt \right) \\ &= -\sum_{r=1}^N \int_0^{t'} \partial_j G_{ki}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, t' - t) d_i(\mathbf{x}_r, T - t) dt . \end{aligned} \quad (3.5)$$

Ahora la deformación adjunta sería:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{jk}^\dagger(\mathbf{x}', t') &= \frac{1}{2} [\partial_j s_k^\dagger + \partial_k s_j^\dagger] \\ &= -\sum_{r=1}^N \int_0^{t'} \frac{1}{2} [\partial_j G_{ki}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, t' - t) + \partial_k G_{ji}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, t' - t)] d_i(\mathbf{x}_r, T - t) dt . \end{aligned} \quad (3.6)$$

De acuerdo con la reciprocidad de la función de Green, se puede reescribir como:

$$\varepsilon_{jk}^\dagger(\mathbf{x}', t') = -\sum_{r=1}^N \int_0^{t'} \frac{1}{2} [\partial_j G_{ik}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}', t' - t) + \partial_k G_{ij}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}', t' - t)] d_i(\mathbf{x}_r, T - t) dt . \quad (3.7)$$

Simplificamos la notación utilizando el término $s_i^{M_{jk}} = \frac{1}{2} [\partial_j G_{ki} + \partial_k G_{ji}]$ que es la respuesta del tensor de momento, también conocida como el tensor de deformación de Green (*Zhao et al.*, 2006), o bien, la i -ésima componente del sismograma en el receptor \mathbf{x}_r calculada para un tensor de momento con todos los elementos nulos excepto en las componentes jk y kj -ésimas del tensor de momento, M_{jk} , con $M_{kj} = M_{jk} = 1$ en la localización de la fuente \mathbf{x}' .

A donde se quiere llegar es a la versión de tiempo en reversa de la deformación adjunta, por tanto, se introduce el término de *deformación de la detección* como $\hat{\varepsilon}(\mathbf{x}, t) = \varepsilon^\dagger(\mathbf{x}, T - t)$. Cambiando la variable de integración de $t \rightarrow T - \tau$ de la ecuación 3.7, se obtiene

$$\varepsilon_{jk}^\dagger(\mathbf{x}, t') = \sum_{r=1}^N \int_{-T-t'}^T s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}', -T + t' + \tau) d_i(\mathbf{x}_r, \tau) d\tau . \quad (3.8)$$

Finalmente, se sustituye $t' \rightarrow T - t$ en la ecuación 3.8:

$$\hat{\varepsilon}_{jk}(\mathbf{x}', t) = \varepsilon_{jk}^\dagger(\mathbf{x}, T - t) = \sum_{r=1}^N \int_t^T s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, \tau - t) d_i(\mathbf{x}_r, \tau) d\tau, \quad (3.9)$$

o al tiempo de la fuente:

$$\hat{\varepsilon}_{jk}(\mathbf{x}', 0) = \varepsilon_{jk}^\dagger(\mathbf{x}, T) = \sum_{r=1}^N \int_0^T s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, \tau) d_i(\mathbf{x}_r, \tau) d\tau . \quad (3.10)$$

En la ecuación (3.9), se observa que la componente jk -ésima de la deformación de la detección $\hat{\varepsilon}$ es la correlación, en el tiempo cero, entre la respuesta del tensor de momento, $s_i^{M_{jk}}$ y los sismogramas observados, $d_i(\mathbf{x}_r, \tau)$, sumados (apilados) sobre cada una de las componentes de los sismogramas en todas las estaciones. Definimos la deformación de detección en función del tiempo hacia adelante pero depende de las señales que se propaguen hacia los receptores en el tiempo hacia delante y después son retroproyectadas con tiempo en reversa hacia la fuente. Las magnitudes relativas de las componentes de la deformación de detección, al tiempo y localización de la fuente, reflejan las magnitudes relativas de las componentes del tensor de momento de la fuente que generó el sismograma observado (*Tromp et al.*, 2005; *Kim et al.*, 2011).

Ahora, queremos encontrar una fuente que ocurre en la localización \mathbf{x}_s durante una ventana de tiempo (t_0, t_1) . En lugar de propagar en reversa todo el campo de ondas, como se mencionó en la Sección 3.2, utilizamos un simulador de propagación de ondas para calcular la respuesta del tensor de momento, $s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, \tau)$, para los seis elementos independientes del tensor de momento M_{jk} , para una localización de prueba. El total de cálculos sería 6 (elementos del tensor de momento) * 3 (componentes del desplazamiento) * N (estaciones de registro). La deformación de detección estará dada ahora por la correlación de estos registros con los datos observados, $d_i(\mathbf{x}_r, t)$. Por tanto, al momento en que la deformación de detección sea grande, será el tiempo de ocurrencia del evento en esa localización de prueba.

Una de las ventajas principales de este enfoque es que la respuesta calculada del tensor de momento, $s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_r, \tau)$, puede tener una duración mucho más corta que los datos. La duración, T , de las simulaciones sólo tiene que durar suficiente para que las ondas que queremos observar, lleguen a todas las estaciones de registro. Por tanto, la correlación entre $s_i^{M_{jk}}$ y los datos observados, d_i , es:

$$\tilde{\varepsilon}_{jk}(\mathbf{x}', t) = \sum_{r=1}^N \int_0^T s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, \tau) d_i(\mathbf{x}_r, \tau + t) d\tau. \quad (3.11)$$

Se puede observar que $\tilde{\varepsilon} \neq \hat{\varepsilon}$, excepto para $t = 0$. Para un $T - t$ pequeño, $\hat{\varepsilon}$ corresponde a una ventana de tiempo muy pequeña de las respuestas del tensor de momento correlacionadas con los datos observados. Por el contrario, $\tilde{\varepsilon}$ puede ser vista como la deformación

detectada resultante de suponer que el tiempo t es el tiempo de la fuente, correlacionando con toda la traza de duración T , de la respuesta del tensor de momento con los datos observados. De ahora en adelante se hará referencia, indistintamente, a $\hat{\varepsilon}$ o $\tilde{\varepsilon}$, por lo que las tildes se omiten.

Entonces, los tiempos y localizaciones donde la deformación detectada ε es grande, corresponden a eventos sísmicos. Sin embargo, ε es un tensor de segundo orden donde cada uno de sus seis elementos independientes oscila entre valores positivos y negativos, lo que complica el seguimiento. Para simplificar, se toma la envolvente de cada uno de los elementos de ε y lo que se monitorea es la norma resultante, E , que será la *función de detección* y se define como:

$$E(\mathbf{x}, t) = \sqrt{\sum_{j,k} (\text{env}(\varepsilon_{jk}(\mathbf{x}, t)))^2}. \quad (3.12)$$

La función $E(\mathbf{x}, t)$ varía ahora suavemente como un escalar positivo facilitando así el control de detección. Adicionalmente, la función de detección puede ser usada para estaciones individuales, por ejemplo, determinar $E(\mathbf{x}, t)$, dado $\varepsilon_{jk}(\mathbf{x}', t)$. Tenemos que la *deformación de detección debida a una sola estación* es:

$$\varepsilon_{jk}^r(\mathbf{x}', t) = \int_0^T s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, \tau) d_i(\mathbf{x}_r, \tau + t) d\tau \quad (3.13)$$

y su correspondiente *función de detección debida a una estación*, $E^r(\mathbf{x}, t)$, como:

$$E^r(\mathbf{x}, t) = \sqrt{\sum_{j,k} (\text{env}(\varepsilon_{jk}^r(\mathbf{x}, t)))^2}. \quad (3.14)$$

3.3.1. Fuerza simple

En el caso caso de deslaves o de *glacial earthquakes* (Sec. 2.4) las fuentes se modelan como fuerzas simples, la ecuación para el gradiente en la función de ajuste (Eq. 3.2) puede ser escrita como (*Tromp et al.*, 2005):

$$\delta\chi = \int_0^T \mathbf{s}^\dagger(\mathbf{x}, T - t) \delta\mathbf{f}(\mathbf{x}, t) dt, \quad (3.15)$$

donde $\mathbf{f}(\mathbf{x}, t)$ es una fuerza puntual, y las tres componentes de la fuerza pueden tener distinta historia temporal. Utilizando el proceso antes mencionado, se puede mostrar que la función a vigilar ahora es el desplazamiento adjunto \mathbf{s}^\dagger (Eq. 3.3), en lugar de la deformación adjunta ε y que la función de detección usando correlación estará dada por:

$$E(\mathbf{x}, t) = \sqrt{\sum_i (\text{env}(s_i^\dagger(\mathbf{x}, t)))^2}. \quad (3.16)$$

En el enfoque de tiempo en reversa, la deformación detectada es justo la derivada espacial del desplazamiento adjunto, así que el desplazamiento adjunto se calcula al mismo

tiempo y puede ser monitoreado simultáneamente con la deformación adjunta. En el caso del enfoque con correlación cruzada, la función de Green $G_{ik}(\mathbf{x}, t)$ se calcula de manera separada de su gradiente o de la respuesta del tensor de momento $s_i^{M_{jk}}$, lo que implica buscar de manera simultánea la fuente puntual y el tensor de momento, incrementando el número de simulaciones numéricas en un 50%. Una alternativa es usar el teorema de reciprocidad para reducir el tiempo de cálculo.

3.4. Pesos y ventanas, cociente ruido-señal (NSR)

En las secciones anteriores nos hemos referido al uso de la forma de onda completa para detectar sismos. Sin embargo, en ocasiones se utilizan ventanas en cierto rango de frecuencias, con lo cual se agregan ciertos pesos a las distintas ventanas o a las estaciones. Por ejemplo, en los casos donde hay muchas estaciones en cierta dirección acimutal y pocas en otra dirección, se pueden asignar pesos a las estaciones de acuerdo con su distribución o si es el caso, de acuerdo con el nivel de ruido de cada estación. En estos casos, se modifica la función de ajuste (Ec. 3.1) para incluir las ventanas $w_l^r(t)$ y los pesos a_l :

$$\chi^2 = \frac{1}{2} \sum_{r=1}^N \sum_{i=1}^3 \sum_{l=1}^{N_r} [a_l w_l^r(t) (s_i(\mathbf{x}_r, t, m) - d_i(\mathbf{x}_r, t))]^2, \quad (3.17)$$

donde s_i y d_i son los sismogramas sintéticos y observados, filtrados en la misma banda de frecuencias, y N_r es el número de ventanas en el sismograma r . De acuerdo con los pasos descritos en las secciones 3 y 3.3, se obtiene que la deformación detectada, con base en la Ecuación 3.11, puede ser descrita como:

$$\varepsilon_{jk}(\mathbf{x}', t) = \sum_{r=1}^N \sum_{l=1}^{N_r} \int_0^T a_l w_l(\tau + t) s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, \tau) d_i(\mathbf{x}_r, \tau + t) d\tau. \quad (3.18)$$

Este método puede ser usado para ondas P, ondas S y ondas superficiales o una combinación de ellas con sólo escoger la función de ventaneo adecuada, $w_j(t)$. Por ejemplo, si escogemos usar sólo ondas P, la función de Green podría ser un impulso con un tiempo de retraso dado por el tiempo de trayecto y una polaridad dada por su mecanismo focal. En este caso, nuestro método se reduce a un método de arreglos sísmicos para detectar sismos (e.g., *Rost y Thomas, 2002; Ishii et al., 2005; Gibbons y Ringdal, 2006*).

Aún queda la pregunta de cómo asignar los pesos. En nuestro método, las estaciones con amplitudes mayores tendrán mayor impacto en la inversión y por esa razón una opción es normalizar. Por ejemplo, se escogería $a_i = \max(d_i)$ en el caso de inversiones de falla finita (e.g., *Ji et al., 2001*). O bien, ponderar de acuerdo con la amplitud de las ondas superficiales que varía con la distancia angular, Δ , como $\sqrt{\sin \Delta}$. En otras aplicaciones, se pueden asignar pesos de acuerdo con el área de la superficie de cada estación usando celdas de Voronoi (*Larmat et al., 2006*). En todos los casos, las ventanas escogidas y los pesos reflejan el tipo de función de ajuste que se quiera utilizar en la detección.

En nuestro estudio usamos el criterio de ponderación que contempla dejar estaciones útiles para detectar señales. Basándose en esta premisa, se usa el cociente ruido-señal

(*Noise to Signal Ratio*, *NSR*, por sus siglas en inglés) para las estaciones de registro siguiendo a *Ekström* (2006). El primer paso es estimar el nivel de ruido de cada estación i . Para ello, es necesario ponderar las estaciones de acuerdo con su utilidad en la detección, por lo que se calcula la raíz cuadrática media (RMS) de la amplitud de la señal r_i (en metros). Luego se toma el valor del percentil P_{20} ; es decir, una vez ordenados los datos de RMS de menor a mayor, el valor que corresponde al 20 % (inferior) de valores RMS del conjunto. Entre más pequeño es este valor, la estación tiene menos ruido y por consiguiente, más útil. El segundo paso es calcular la amplitud de la señal (s_i) tomando en cuenta la expansión geométrica de las ondas superficiales. Considerando que la amplitud de la señal decae como $1/\sqrt{\sin \Delta}$ entre la localización de prueba y la estación de registro, y para evitar la singularidad en $\Delta = 0^\circ$, se fija $\Delta = 5^\circ$ para estaciones con $\Delta < 5^\circ$, entonces la amplitud de la señal a cierta distancia se estima como:

$$s_i = \min \left[(\sin \Delta)^{-1/2} \frac{(\pi - \Delta)}{\pi}, 3.293 \right]; \Delta \text{ en radianes.} \quad (3.19)$$

Dividiendo el nivel de ruido estimado de cada estación, r_i , entre la amplitud de la señal esperada s_i a cierta distancia, el Noise to Signal Ratio (NSR) será

$$r'_i = \frac{r_i}{s_i}. \quad (3.20)$$

Ahora r'_i determina la importancia relativa de la función de detección en cada estación de acuerdo con su NSR. El valor máximo permitido dependerá de la distancia entre la localización de prueba y las estaciones de registro y, del ruido de fondo del arreglo de estaciones sísmicas.

3.5. Detección

Una vez calculada la función de detección, se observa que la amplitud de sus picos no son los mismos para cada evento porque son proporcionales a sus momentos escalares. Además, el ruido asociado a eventos grandes es mayor que la señal de eventos pequeños, por lo que fijar un nivel de disparo en la función de detección no es lo más eficiente. Entonces, se optó por el cociente STA/LTA (*short-term/long-term average*; *Whiters et al., 1998; Trnkoczy, 2012*) mencionado en Sec. 2.1.1. El cociente STA/LTA corrige automáticamente por variaciones temporales en el nivel de ruido. Entonces, se declara una detección cuando se ha sobrepasado en $E(x, t)$ el nivel de disparo fijado usando STA/LTA. El tiempo del valor máximo del STA/LTA en esa detección, es el tiempo de la detección.

Los valores de duración de la ventana de STA tienen que ser más cortos o similares a la duración de los picos en la función de detección. En cambio, la duración de la ventana de LTA tiene que ser más grande que la duración de los picos. Lo anterior es porque si la ventana de STA es muy corta, se verá afectada por los picos en los datos, que pueden ser ruido. Si la longitud es muy grande, la importancia relativa de un pico se verá disminuída. Para la longitud de ventana de LTA se observa que si es muy larga, disminuye la resolución, ocasionando que se reduzca el número de detecciones después de otro evento detectado.

3.6. Experimento sintético

Con el propósito de detallar paso a paso el método propuesto, se realizó un experimento sintético. Para ello, se elaboraron los sismogramas sintéticos usando un simulador de propagación de ondas en 3D conocido como SPECFEM y del que se detalla más en la Sección 4.2. Se construyeron registros sísmicos sintéticos que contuvieran dos eventos, M 4.5 y M 4.2, ocurriendo en dos distintas ubicaciones en el área de estudio de la EPR y con una hora de diferencia. La primera ubicación, fue al noroeste de la falla transformante de Clipperton y la segunda, en el eje de la dorsal al sur de de falla transformante de Siqueiros (Fig. 3.1). Los lugares se escogieron de acuerdo con la sismicidad histórica de la región. Se generaron sismogramas sintéticos de todas las estaciones del SSN y de dos estaciones de la Global Seismograph Network (GSN - IRIS/USGS) (IU). Adicionalmente, se agregó ruido aleatorio a los datos sintéticos. Los pasos siguientes describen como se aplica el método a los datos sintéticos (sismogramas observados en este caso) y se muestran de manera gráfica en la Figura 3.1.

Paso 1-Procesamiento de datos.

Usamos sólo los datos de la componente vertical de los sismogramas sintéticos porque al usar las tres componentes se agrega ruido en las detecciones (ver detalles en *Solano et al., 2017*). Removimos la respuesta instrumental (en el caso sintético no es necesario) y filtramos en la banda de frecuencias deseada (e.g., 20-80 s).

Paso 2-Calcular la deformación adjunta.

En este punto se puede seguir uno de los dos enfoques descritos en la Sec. 3: (1) Enfoque de correlación cruzada (Sec. 3.3), (2) enfoque usando retroproyección (Sec. 3.2).

Enfoque 1: Correlación cruzada.

Paso 2a: Se eliminan las estaciones con niveles de ruido alto usando el cociente NSR descrito en la Sec. 3.4 y Ec. 3.20.

Paso 2b: Se calcula la correlación cruzada entre los sismogramas observados y las funciones de deformación de Green que luego se apilan (Ec. 3.11).

Enfoque 2: Retroproyección.

La deformación adjunta se puede calcular usando los sismogramas observados con tiempo en reversa como una fuerza que emana de cada estación y luego se propaga. El campo de ondas resultante en deformación se registra, por ejemplo, en cada punto de una malla o en las localizaciones de prueba usadas en el enfoque 1.

Paso 3-Detección del evento.

Una vez que se obtiene la deformación adjunta en las localizaciones de prueba, los pasos siguientes son los mismos para ambos enfoques.

Paso 3a: Se calcula la función de detección, E , referida en la Ecuación 3.12.

Paso 3b: Luego obtenemos el cociente STA/LTA de la función de detección, E (Sec. 3.5). De esto se obtienen una lista de tiempos, para cada estación, donde hay una detección potencial.

Paso 4-Agrupar detecciones.

Para todas las localizaciones de prueba en el área de estudio, se agrupa y se ordenan las

detecciones según el tiempo y el valor de la función de detección. Si existen detecciones en más de 20 localizaciones de prueba, en un periodo de no más de 12 segundos de diferencia entre ellas, se considera como un evento nuevo potencial. El valor más grande de la función de detección dentro de este grupo, determinará la ubicación y el tiempo de ocurrencia del evento.

Paso 5-Evaluar detecciones.

Se hace una inspección visual de las detecciones resultantes en el paso anterior por medio de secciones de los sismogramas de las estaciones en el tiempo y localización encontrada. Los sismogramas están alineados de acuerdo con el arribo de ondas superficiales suponiendo 3.8 km/s como la velocidad de propagación. Entonces, si hay un pico coherente en forma, con la localización en el mapa y la sección de sismogramas, se declara una detección real.

Los pasos anteriores se observan en la Fig. 3.1. En el primer recuadro del lado izquierdo está el mapa con las estaciones empleadas (SSN y USGS-NEIC). En verde están las trazas de estaciones que cumplen el criterio de $NSR < 9e^{-9}$ (Sec. 3.4) y en negro las que no lo cumplen. Las trazas están filtradas en una banda de 20 s a 80 s. En el cuadro intermedio se muestran las localizaciones de prueba (círculos rojos) en el EPR donde buscaremos por eventos potenciales. Los dos sismos para el experimento sintético están en las localizaciones de prueba 165 y 184 (círculos amarillos).

Los rectángulos amarillos y verdes del centro muestran los dos enfoques que presentamos para calcular la deformación adjunta (Secs. 3.2 y 3.3). En el rectángulo verde mostramos como pueden retroproyectarse los sismogramas (rojo) del panel 1, resultando en la deformación adjunta (azul) que se registra en una localización de prueba. El rectángulo superior amarillo (paso 2a) muestra los resultados cuando se aplica el cociente NSR a los sismogramas observados (Sec. 3.4). La línea vertical verde corresponde al percentil 20. En este punto, las trazas que tienen un valor menor que el NSR fijado, son las que se guardan para el análisis. El rectángulo de abajo (paso 2b) muestra cómo se obtiene la deformación adjunta con el enfoque de correlación cruzada. Las funciones del tensor de deformación de Green (trazas rojas) se calculan para cada una de las 50 localizaciones de prueba (puntos rojos, acercamiento del lado izquierdo) y se convolucionan con los sismogramas observados (trazas verdes) de todas las estaciones y se suman, obteniendo así, la deformación adjunta (trazas azules).

Una vez que se calculó la deformación adjunta, ya sea por el enfoque 1 ó 2, en el paso 3a estimamos la función de detección (traza naranja). Después calculamos el cociente STA/LTA (traza morada, paso 3b) sobre la función de detección. Los resultados del experimento sintético produjeron 5 detecciones donde se sobrepasó el nivel de disparo del cociente STA/LTA ($on = 9$); los dos sismos (círculos rojos) y 3 detecciones falsas (círculos azules).

El paso 4 muestra las funciones de detección para las localizaciones de prueba de norte a sur (descendente). Se resaltan con negro los lugares donde las detecciones alcanzan los valores máximos de E (localizaciones de prueba 165 y 183). El eje de tiempo está en la

parte inferior de la gráfica. Los colores de las trazas son sólo para diferenciar entre trazas.

El recuadro naranja (paso 5) contiene los mapas y los registros sísmicos de las estaciones que nos ayudan a discriminar eventos verdaderos de los falsos. Las trazas de estaciones del lado izquierdo tienen el valor de NSR correspondiente a esa localización de prueba. E es la traza naranja y la línea morada es el cociente STA/LTA obtenido. Los valores de la función E y el tiempo de detección están abajo. Los mapas de la derecha muestran la distribución espacial de los valores de E (barra de color) para cada localización de prueba. En el mapa inferior algunas de las localizaciones de prueba no se muestran porque los tiempos de arribo a la localización de prueba fueron de más de 12 segundos (ver Paso 4). Detectamos los dos eventos sísmicos que propusimos inicialmente con un error en la ubicación (2 localizaciones de prueba) y con una diferencia de tiempo de 4 segundos.

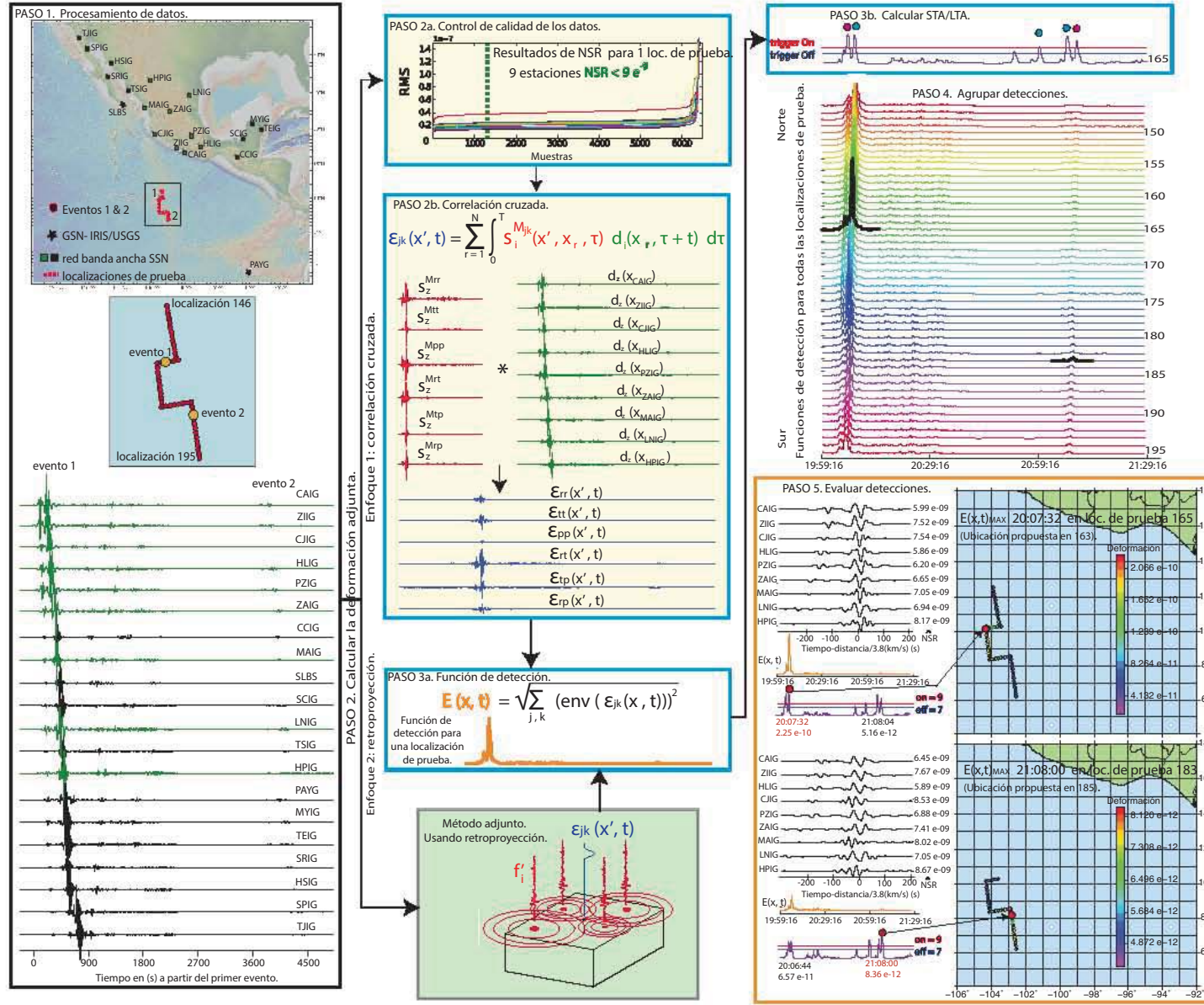


Fig. 3.1. Pasos del método de correlación cruzada de la forma de onda completa usando datos sintéticos. *Paso 1:* Procesamiento de datos. *Paso 2:* Obtener NSR de las estaciones empleadas para quitar estaciones "ruidosas". *Paso 3a:* Calcular ϵ_{jk} , que es la correlación entre los datos de las estaciones y el tensor de deformación de Green. *Paso 3b:* Obtener la función de detección, $E(x, t)$. *Paso 3c:* Calcular el cociente STA/LTA de la función de detección para obtener las detecciones. *Paso 4:* Agrupar y ordenar las detecciones individuales de las localizaciones de prueba para así ver eventos. *Recuadros azules* indican el procedimiento a seguir para cada localización de prueba. *Rectángulo verde* indica el procedimiento alternativo al paso 3a, retroproyectando los datos hacia la fuente, guardando la deformación adjunta en cada localización de prueba (las cuáles pueden ser cada punto de una malla). Los resultados del experimento sintético de dos eventos, 1 y 2, están del lado derecho. Los tiempos de detección y las ubicaciones de dichos eventos se indican con puntos rojos en los mapas. (Mapas generados con *Generic Mapping Tools-GMT* y <http://www.geomapp.org>)

Capítulo 4

Metodología

Partiendo de que la función de detección es la envolvente de la sumatoria de la correlación entre la respuesta del tensor de deformación de Green, $s_i^{M_{jk}}$ y los sismogramas observados, d_i , (Ec.3.11), explicaremos en el capítulo presente los detalles técnicos de las redes sismológicas de las que se obtuvieron los datos y el proceso previo a su ingreso al algoritmo de detección. De igual forma, se habla de cómo obtuvimos los sismogramas sintéticos usados para el tensor de deformación. Así mismo, se describen los pasos de cada una de las dos metodologías que empleamos en las áreas de estudio: el enfoque del método adjunto usando correlación cruzada y el método de filtro adaptativo (*matched filter*). Después se describen los detalles para estimar la magnitud de eventos nuevos. Nos referimos a nuevos eventos a las detecciones que no tienen un correspondiente en los catálogos de sismicidad de servicios sismológicos como USGS, el ISC o el SSN. Por último, se exponen las particularidades para el cálculo de energía sísmica usando datos telesísmicos y regionales para eventos en el GoC.

4.1. Redes sismológicas usadas y procesamiento de los datos

En un primer estudio, *Solano et al.* (2017) abarcaron dos zonas de estudio: el EPR (marzo 2012 y mayo 2016) y el GoC (julio y septiembre 2015), usando las dos metodologías de detección de eventos descritas en Sec. 3.3 y Sec. 2.1.3. En un inicio se usaban sólo estaciones del SSN pero la cobertura acimutal y la densidad de estaciones no era suficiente. Por tanto, se agregaron estaciones de redes sismológicas internacionales. Los datos usados para esta primera etapa, provienen de estaciones de la red de banda ancha del SSN (<https://doi.org/10.21766/SSNMX/SN/MX>) y de estaciones de la *Global Seismograph Network* (GSN) (<https://doi.org/10.7914/SN/IU>) y *Caltech Regional Seismic Network* (CI) descargadas del sitio de *Incorporated Research Institutions for Seismology* (IRIS).

Posteriormente, se amplió el periodo de estudio para el GoC a todo el año 2015, agregando estaciones de la *Red Sismológica de Banda Ancha del Golfo de California* (RESBAN) pertenecientes al *Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada* (CICESE). Las ubicaciones están indicadas en el mapa de la Fig. 4.1. Las coor-

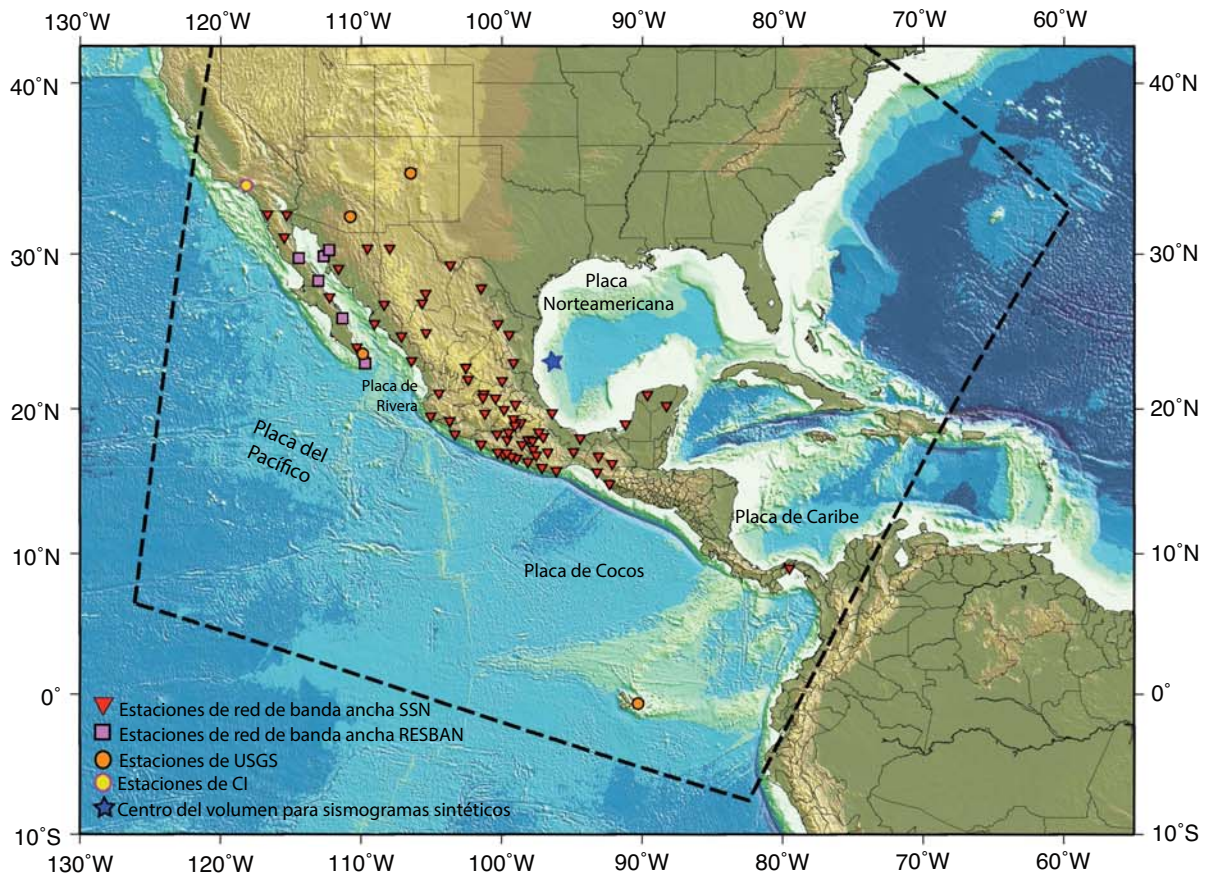


Fig. 4.1. Mapa de estaciones de registro sísmico empleadas en los distintos periodos de estudio: 2012, 2015 y 2016. Los triángulos son estaciones de SSN, los cuadros son estaciones de CICESE (RESBAN) y los círculos son estaciones pertenecientes a USGS y Caltech. La región en línea discontinua es el volumen empleado en SPEC-FEM (Sec. 4.2) para los sismogramas sintéticos y su centro es la estrella azul. (Mapa generado con *Generic Mapping Tools-GMT*).

denadas, localidades e instrumental específico de cada estación de las redes sismológicas empleadas en este trabajo, se encuentran en los apéndices B y C.

4.1.1. Red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN)

La red de banda ancha del SSN en 2017 contaba con 61 estaciones a lo largo y ancho del territorio nacional. La mayor densidad de estaciones se ubica hacia los estados del suroeste cercanos a la Trinchera Mesoamericana y hacia el eje neovolcánico. Las estaciones cuentan con un sensor de banda ancha, un digitalizador, un acelerómetro y un reloj GPS. Los datos se transmiten vía satelital, internet y radio. Las casetas donde están instalados los equipos fueron construidas con doble pared para ayudar al aislamiento térmico de los instrumentos. Adicionalmente, los sensores están cubiertos con una caja de aluminio y material aislante. La frecuencia de muestreo de los datos de las estaciones es 100 muestras por segundo.

4.1.2. Red Sismológica de Banda Ancha del Golfo de California (RESBAN)

La red sismológica de banda ancha RESBAN entró en funcionamiento en 1995 con dos estaciones. En 2018 cuenta con 13 estaciones alrededor del GoC para monitorear la sismicidad de la zona de apertura continental activa. Cuenta con sensores de banda ancha de tres componentes, digitalizador y GPS. Los datos de 11 estaciones de la red llegan vía satélite a CICESE. Las casetas internamente están forradas, tanto en paredes como en el techo, por un material aislante termico, además los sensores tienen cajas de este mismo material. Los sismos reportados por esta red, aparecen en el catálogo del ISC bajo el código ECX. Para el periodo de 2015 utilizamos sólo datos de seis estaciones especificadas en el Apéndice C. Adicionalmente, se utilizaron datos de eventos ocurridos en el GoC de 2009 a 2015 con $M > 5$ para el cálculo de energía sísmica con datos regionales. La frecuencia de muestreo de los datos de 5 estaciones es de 20 mps y una estación a 80 mps.

4.1.3. Estaciones pertenecientes a redes internacionales

Agregamos cinco estaciones de redes internacionales; cuatro son de la red de GSN y una de la red de CI en Pasadena, California. Se escogieron cuatro estaciones cercanas a la zona del GoC y una en las Islas Galápagos, en el océano Pacífico con el fin de tener una mejor cobertura acimutal. Las estaciones de GSN son operadas por el Laboratorio Sismológico de Albuquerque (ASL) y USGS y tienen sensores de tres componentes, digitalizador y acelerómetros que envían los datos de manera telemétrica. Los sensores de las estaciones de Albuquerque e Islas Galápagos, están en pozo. La estación de PASC de CI se encuentra en Caltech y forma parte de la red de banda ancha del sur de California. La frecuencia de muestreo de los datos de las estaciones es de 20 muestras por segundo.

4.1.4. Procesamiento de datos

Para ingresar los datos a cualquiera de las dos metodologías empleadas para buscar eventos no impulsivos, primero era necesario que se corrigieran por instrumento, se disminuyera la frecuencia de muestreo y se filtraran. A continuación detallamos el procesamiento de los datos.

De acuerdo con la capacidad de almacenamiento y transmisión de datos, las redes sísmicas guardan sus datos con frecuencias de muestreo distintas. Para homogenizar la entrada de datos al ciclo de procesamiento, primeramente, se convierten a formato SAC (*Seismic Analysis Code*) y no se consideran las ventanas de datos (6 horas) que tienen *gaps* o ceros en un periodo mayor a un segundo ya que al filtrar se producen picos que conllevan a detecciones falsas.

Para hacer la corrección por instrumento, los formatos de los archivos de respuesta instrumental que se utilizan son distintos porque los datos provienen de diferentes redes sismológicas. En cada estación del SSN, hay una combinación distinta de sensor y digitalizador, por ello, fue necesario en algunos casos, hacer los archivos de polos y ceros que reflejaran la combinación correcta. Inclusive en el periodo de estudio, hubo cambios de

equipo, por lo cual los archivos que usamos para quitar la respuesta instrumental, también tenían que mostrar dicho cambio. Como parte de este trabajo generamos archivos RESP para todas las estaciones de banda ancha del SSN para que de manera automática se escogieran las respuestas instrumentales de acuerdo con los distintos periodos de tiempo del estudio. Sin embargo, al no tener toda la información referente a sensibilidad, ganancia y generación de cada sensor que se necesitaba para completar el archivo RESP, se optó por los archivos de polos y ceros proporcionados por el SSN para cada periodo. Para las estaciones de RESBAN se usó un factor de conversión de cuentas a velocidad (m/s) obtenido desde la página del sitio de RESBAN. Este factor considera la respuesta plana del sensor en un intervalo de frecuencias para cada una de las componentes E-W, N-Z y vertical, la cual abarca el periodo de 20 a 80 segundos de filtrado que usamos. En el caso de las estaciones descargadas de IRIS se usaron los archivos de polos y ceros que provienen de los archivos *full-seed* en formato StationXML.

Posteriormente, se filtran los datos con un filtro anti-aliasing pasabajas (0.4 Hz) y luego se convierte a una muestra cada segundo. Un segundo filtro pasabandas, entre 20 y 80 segundos, se aplica a los datos. El límite inferior del filtro lo fijamos a 20 s con el propósito de ver eventos de periodos cortos considerando la relación señal-ruido de las señales. El límite de periodo de 80 s es suficiente para no incluir periodos donde la relación señal-ruido es muy baja y aún detectar eventos con magnitudes $M < 5$. Luego del filtrado pasabandas, aplicamos otro filtro anti-aliasing pasabajas (0.1 Hz) para bajar nuevamente la frecuencia de muestreo a una muestra cada 4 segundos. Este último paso se implementó, después de realizar pruebas en el algoritmo de detección y así ahorrar tiempo de cálculo en las correlaciones.

Los datos pasan por una rutina de verificación de *NSR* (Sec. 3.4). La ventana móvil de RMS usada es de 80 segundos. Los procesos antes mencionados, se llevan a cabo antes de usarse en la metodología de correlación cruzada y en la metodología de filtro adaptativo.

4.2. Tensor de deformación de Green

Después de detallar el procesamiento de datos provenientes de las estaciones sismológicas, en este apartado describimos el proceso para construir la respuesta de los elementos del tensor de deformación de Green, $s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, t)$, que se usan en la correlación descrita en la Ecuación 3.11. Para tal propósito, usamos el programa SPEC-FEM3D-GLOBE que es un paquete para calcular sismogramas sintéticos en modelos 3D basado en métodos de elementos espectrales (*Komatitsch y Tromp, 2002a,b*).

El método de elementos espectrales (SEM) ha resultado ser un método numérico poderoso para estudiar los fenómenos de propagación de ondas a escala global y regional. En la actualidad su desarrollo se ha expandido gracias a los avances computacionales que optimizan su implementación con algoritmos en paralelo. La malla de elementos espectrales usada para las simulaciones 3D incorpora la topografía y batimetría en superficie, los efectos de gravedad, rotación y atenuación, las discontinuidades de primer orden a la profundidad de 24.4 km, 220 km, 400 km y 670 km, el límite núcleo-manto (CMB, siglas en inglés) y la frontera entre núcleo interior y exterior (ICB, siglas en inglés). También

respetar las discontinuidades de segundo orden a 500 km, 771 km y D". La malla incrementa doblemente su tamaño debajo del Moho, una segunda vez debajo de la discontinuidad de 670 km y, una tercera vez por debajo del límite ICB. Para eficiencia computacional, la Tierra está dividida en 6 trozos o secciones, cada uno de 160 x 160 elementos en la superficie libre y 20 x 20 elementos en el ICB. El modelo de velocidades usado se divide en dos: modelo de corteza, Crust 2.0 (*Bassin et al.*, 2000), el cuál tiene una resolución de 2 x 2 grados; y el modelo de manto, S362ANI (*Kustowski et al.*, 2008).

Se calcularon los sismogramas sintéticos usando el método adjunto que brinda el programa SPECFEM que usa el teorema de reciprocidad; es decir, en lugar de calcular sismogramas sintéticos que se registren en las estaciones sísmológicas, calculamos sismogramas que fueran de las estaciones hacia cada una de localizaciones de prueba (método adjunto), \mathbf{x}' , que se ubicaron a cada 20 km a lo largo de los límites de placas en las zonas de estudio, como se muestra en la Figura 2.17, para todas las estaciones de registro, $\mathbf{x}_r, r = 1..N$, disponibles. Inicialmente se hicieron corridas para cada estación sísmológica hacia todas las localizaciones de prueba contempladas en un principio (370). De ese conjunto inicial de 370, se usaron 70 localizaciones de prueba en el GoC, mientras que para el EPR se usaron 31 localizaciones de prueba. Existe un factor de escalamiento entre la simulación directa y la simulación adjunta en el programa SPECFEM, por lo que se multiplican las componentes de los sismogramas sintéticos conforme a: $s_i^{M_{jj}}$ por un factor de $5.7e^{13}$, las componentes $s_i^{M_{NZ,NE}}$ por un factor de $-10.14e^{13}$ y $s_i^{M_{EZ}}$ por un factor de $10.14e^{13}$. Las simulaciones numéricas se llevaron a cabo en el clúster Pohualli del departamento de Sismología del Instituto de Geofísica de la UNAM.

4.3. Búsqueda de eventos con el método de correlación cruzada

Para los distintos periodos y áreas de estudio usé datos de las redes mencionadas en la Sección 4.1. En nuestro caso y como se explica en *Solano et al.* (2017), empleamos sólo la componente vertical de los registros porque las componentes horizontales normalmente tienen niveles de ruido más alto. Los sismogramas iniciaban, para nuestro estudio, a las 23 horas del día anterior y terminaban a la 1 am un día después, por lo que duraban 26 horas en total. El propósito de la duración es que cuando se haga el ventaneo de cada 6 horas con traslape de una hora (23 h - 5 h, 4 h - 10 h, 9 h - 15 h, 14 h - 20 h y 19 h - 1 h), para no perder información. Después se procesan los datos como se explica en la Sec. 4.1.4 de todo el registro de 26 horas.

Para las correlaciones cruzadas entre los datos de las estaciones y los sismogramas sintéticos, utilizamos sólo los registros de estaciones cuyo $NSR < 9.9e^{-9}$ (Sec. 3.4, Ec. 3.20). El valor se fijó después de haber realizado varias pruebas entre el número de detecciones falsas y reales de acuerdo con la calidad de las señales. En la Fig. 4.2 se muestra cómo va cambiando el valor de NSR de acuerdo con la distancia a estaciones y el nivel de ruido inherente a la estación.

Previamente al ingreso del algoritmo de detección, los sismogramas sintéticos (componentes del tensor de deformación de Green) que correlacionamos con los datos, siguen un procesamiento similar a los datos de las estaciones, a excepción de la corrección por instrumento que no se hace porque se calcula directamente el desplazamiento. Una vez que se tienen ambas series de tiempo, datos y sintéticos, se pasa a la correlación entre ambos. Para reducir el tiempo de cálculo de las correlaciones, corrimos en paralelo en dos servidores para conjuntos de 5 a 10 localizaciones de prueba.

Los archivos resultantes del proceso anterior contienen los valores de la función de detección, $E(\mathbf{x}, t)$, con los que se calculan los cocientes STA/LTA y se obtienen listas de detecciones para cada localización de prueba. La localización de prueba que tiene el valor más alto de la función de detección, $E(\mathbf{x}, t)$, para ese instante, se considera como la ubicación temporal y espacial de la detección. Para ayudar con la verificación entre eventos reales y falsos se preparan mapas con la ubicación y los valores de detección en todas las localizaciones de prueba. Además se hace una sección con los sismogramas filtrados ordenados por distancia epicentral y alineados con el arribo de ondas superficiales, suponiendo 3.8 km/s como la velocidad de propagación.

Las nuevas detecciones se pueden reconocer en las secciones de sismogramas de datos filtrados porque se presentan como un pulso alineado en el arribo de ondas de Rayleigh (Figs. 5.2-5.4, 5.12 y 5.13). Cuando no hay alineación de pulsos o cuando los pulsos de mayor amplitud no están en las estaciones cercanas, se tiene una detección falsa ocasionada por un evento, regional o telesísmico, fuera del área de estudio (Fig. 4.3) .

En algunos casos se observa una alineación de casi todos los pulsos en el tiempo *cero* correspondiente al arribo de ondas superficiales viajando a 3.8 km/s (Fig. 4.4), a excepción de algunas estaciones que muestran un arribo adelantado de ondas superficiales. Lo anterior, da la clave para saber que el evento está fuera del área y que como eran estaciones sismológicas en el norte del área de estudio (San Pedro Mártir, SPIG; Tijuana, TJIG; Pasadena, PASC; Albuquerque, ANMO) entonces, quizá el evento provendría del norte. Entonces, buscamos en los catálogos de ISC y NEIC eventos reportados fuera del área que estuvieran cercanos al tiempo de la detección. Al hacer la prueba cambiando la ubicación del evento al que encontramos en los catálogos, la alineación de todas las trazas es consistente. Este ejemplo muestra la necesidad de revisar cada detección detenidamente para constatar que no hay sismos en catálogos que sean coincidentes con la detección.

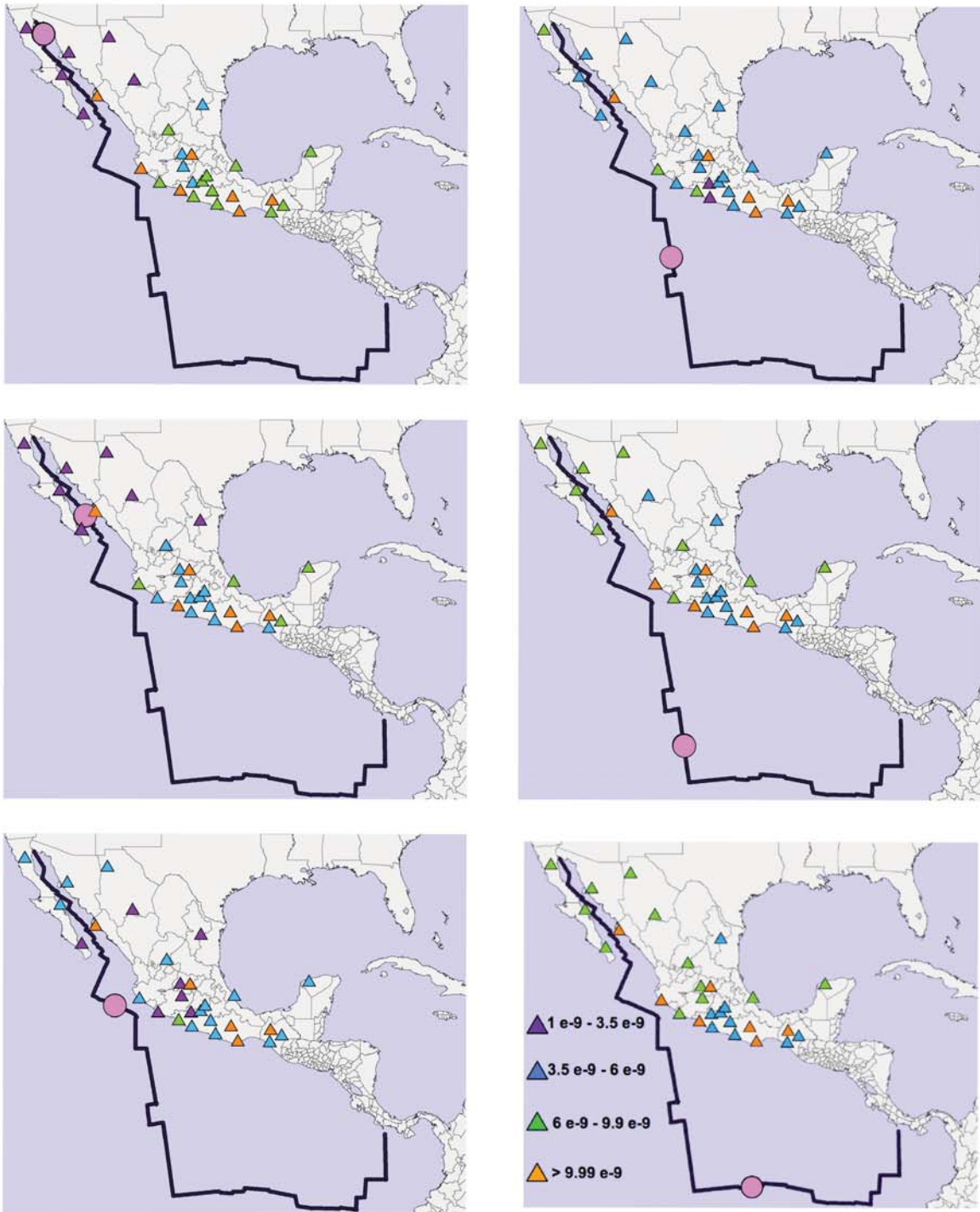


Fig. 4.2. Ejemplo de variación de valores NSR. Los triángulos corresponden a estaciones sísmológicas. Las localizaciones de prueba en las que calculamos las componentes del tensor de deformación de Green (*Zhao et al., 2006*) separadas cada 20 km se encuentran en los límites de placas (línea oscura). El círculo rosa indica la posición para la cual se muestran resultados de NSR. Los colores indican el rango de NSR.

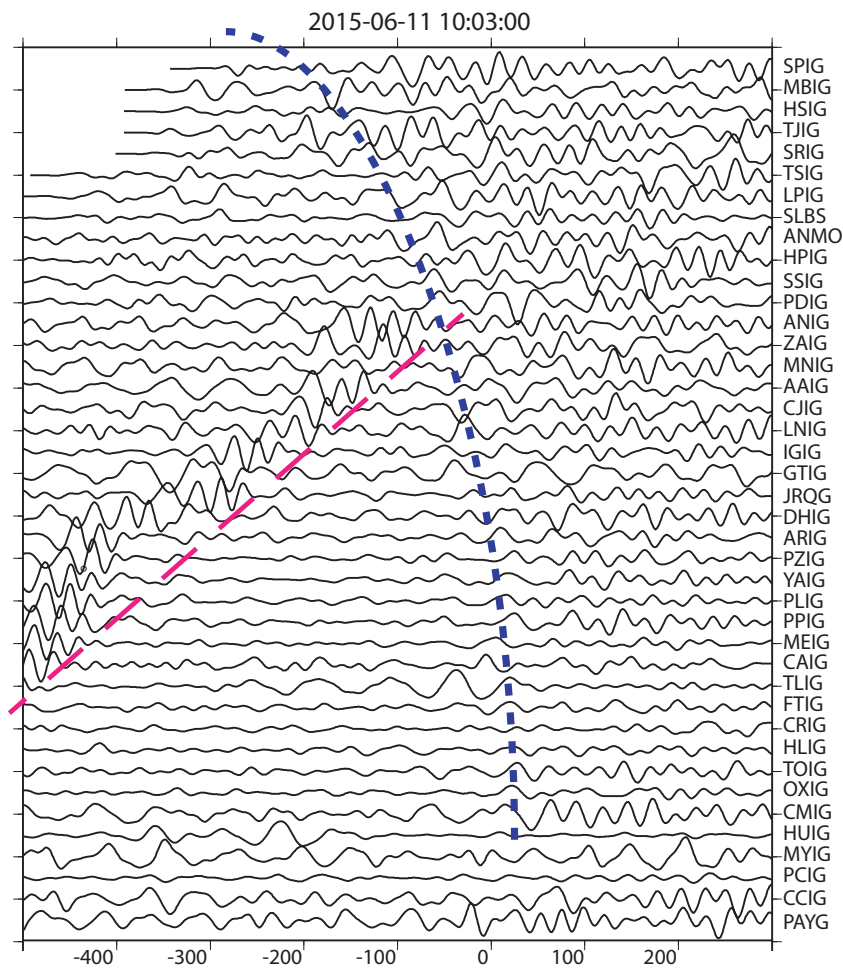


Fig. 4.3. Ejemplo de detecciones falsas. En este caso se aprecia un tren de ondas (evento regional fuera del área de estudio) en el lado izquierdo (líneas largas discontinuas). Del lado derecho, se observan trenes de ondas de periodo largo que pueden provenir de un telesismo (arco líneas cortas discontinuas).

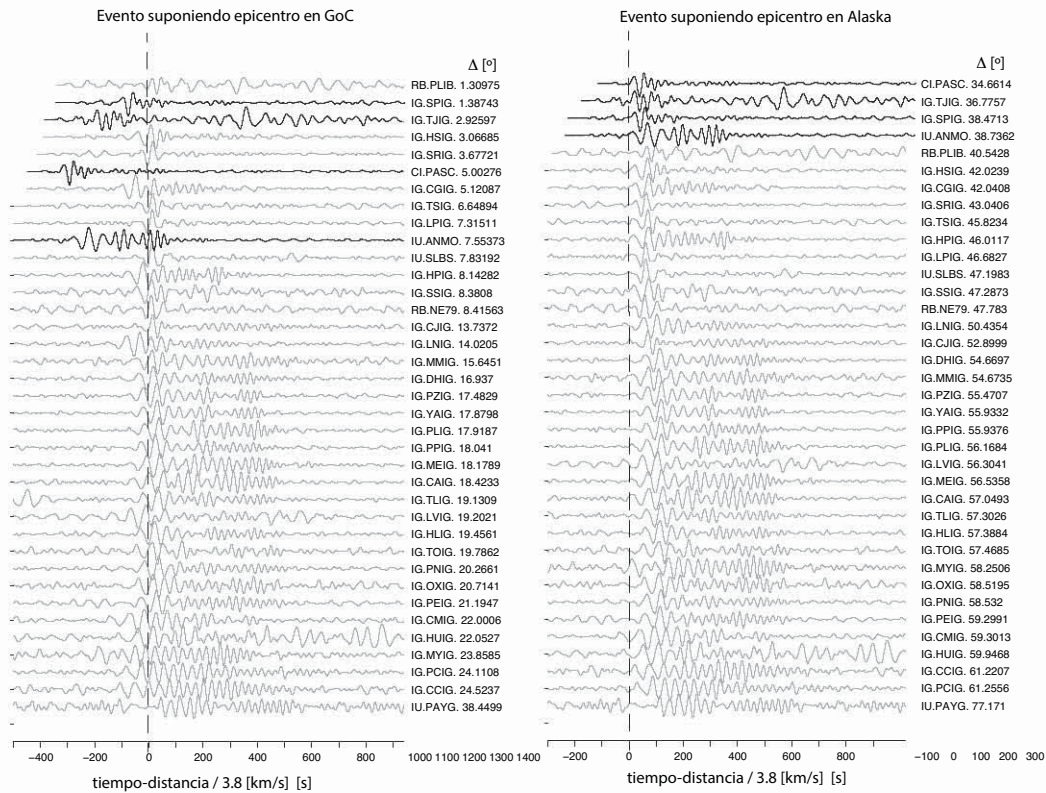


Fig. 4.4. Ejemplo de detección de un evento fuera del área del GoC. En ambos lados, los sismogramas están ordenados por su distancia a la localización de prueba propuesta en orden ascendente de arriba hacia abajo. Del lado izquierdo se tiene el resultado de una detección con ubicación en el GoC (30.42°N, 114.06°W) a las 01:10:12.5 del 6 de julio de 2015. Los sismogramas con arribos tempranos están resaltados en ambos lados. Del lado derecho se supone la ubicación con la de un sismo reportado en Alaska (62.13°N, 150.79°W) a las 00:50:33 con M4.9 el mismo día. Las líneas verticales discontinuas es el tiempo de arribo de ondas superficiales (3.8 km/s).

4.4. Búsqueda con metodología de filtro adaptativo

Con nuestro método de correlación cruzada de la forma de onda completa basada en principios de retroproyección (Sec. 3.3) no necesitamos información previa de los eventos. Por esta razón primero usamos el método de correlación cruzada en las zonas de estudio para detectar eventos no impulsivos. Una vez detectados algunos sismos no impulsivos, se pueden utilizar como eventos patrón y hacer una búsqueda con la metodología de filtro adaptativo.

Primero escogimos los eventos patrón a utilizar. Los eventos patrón los seleccionamos de tal manera que estuvieran distribuidos a lo largo de GoC de manera uniforme y cercanos al límite de placas tectónicas (Fig. 4.6). El conjunto de eventos, se compone de 31 sismos con $4.1 \leq M \leq 6.8$. Se incluye un evento detectado por *Ekström* (2006) usando la metodología de ondas superficiales. Los epicentros y magnitudes de cada uno se encuentran en el Apéndice D.

Los datos que se usaron fueron los mismos que se procesaron para la metodología de correlación cruzada. Se leen los archivos de resultados del cociente NSR (Sec. 3.4) para descartar estaciones ruidosas o sin datos. Este último paso se hace antes de ingresar a la rutina de filtro adaptativo descrita en Sec. 2.1.3.

Escogimos la rutina de filtro adaptativo dentro del paquete de distribución abierta **EQcorrscan**, escrito en lenguaje Python para la detección y análisis de sismicidad con repetición (*Chamberlain et al.*, 2017). Una de las ventajas que tiene la rutina implementada en **EQcorrscan** es que usa la transformada rápida de Fourier en el dominio de la frecuencia en lenguaje C, haciendo más rápidos los cálculos para las correlaciones. Además de que los cálculos se distribuyen de manera paralela.

Para el control de detecciones se consideran tres aspectos en la suma de CC :

- **Tipo de límite.** Hay tres opciones: *Abs*, *avchancorr* o *MAD*. *Abs* es un límite absoluto basado en la suma de la correlación de los canales. *Avchancorr*, es el promedio de la correlación en un sólo canal y *MAD* (*Mean Absolute Deviation*) es la mediana de los valores absolutos de las desviaciones respecto de la mediana y se calcula como:

$$MAD = \text{mediana}(|X_i - \text{mediana}(X)|), \quad (4.1)$$

donde X_i son las correlaciones de cada una de las estaciones, i , para cierto evento patrón. Nosotros usamos *MAD* como el estimador de la variabilidad en la suma de las correlaciones por ser robusto con respecto a *outliers* en los datos.

- **Umbral.** Es un número real positivo que se fija como límite de la *MAD* para considerar una detección. Si para una variable aleatoria distribuida normalmente, la desviación estándar es $1.4826 * MAD$, entonces el valor límite fijado es el valor dividido por 1.4826 (e.g, *Shelly et al.*, 2006). Este valor corresponderá al número de veces que sigma (desviación estándar) se encuentra por encima de la media. En nuestro caso escogimos 6, que es aproximadamente 4.04 sigma.

- **Intervalo mínimo.** Tiempo mínimo en segundos para considerar una nueva detección. Escogimos un lapso de 20 segundos que es el periodo menor en el filtro empleado (20-80 s)

Los valores anteriores son los que determinan si hay o no una detección. En **EQcorrscan** el conjunto de varios eventos patrón se nombra *Tribe*. Dentro de la rutina se revisa que los canales, componentes y estación de los eventos patrón sean iguales a los de los sismogramas. Posteriormente, se realizan las sumas de *CC* y donde haya picos que rebasan el nivel de detección fijado en el tipo de límite, el pico se convierte en detección y se guarda.

Los archivos de salida de la rutina de **EQcorrscan** contienen el nombre del evento patrón que hizo la detección, el tiempo de detección, el número y lista de estaciones empleadas, el tipo y valor de la detección, y el valor de la suma de la correlación. Una vez que se tienen las detecciones, se remueven los eventos duplicados considerando un periodo de ocurrencia entre detección y detección de más de 20 segundos por estación. Posteriormente, se agrupan eventos con tiempo similar y sólo se considera aquella detección que tiene un valor máximo de *CCsum* y dará el tiempo y lugar de la detección. Esta última detección será la que sea una detección final y depurada para pasar a la inspección visual de eventos detectados. La inspección visual de los datos consta de los mismos elementos que en la metodología de correlación cruzada.

Esta rutina es eficiente en cuanto a procesamiento, ya que emplea la paralelización de cálculos en varios CPUs, además de ser adaptable a la capacidad de núcleos que se tengan en el servidor que se emplee. El nivel de detección de eventos se incrementa porque se explota la característica de detección de eventos usando arreglos sísmicos: coeficiente de correlación entre detecciones de las trazas empleadas de las estaciones. A este respecto, *Frank y Shapiro* (2014) mencionan que la coherencia entre los valores del coeficiente de correlación entre estaciones en el método de filtro adaptativo ayudan a reducir el número de falsas detecciones.

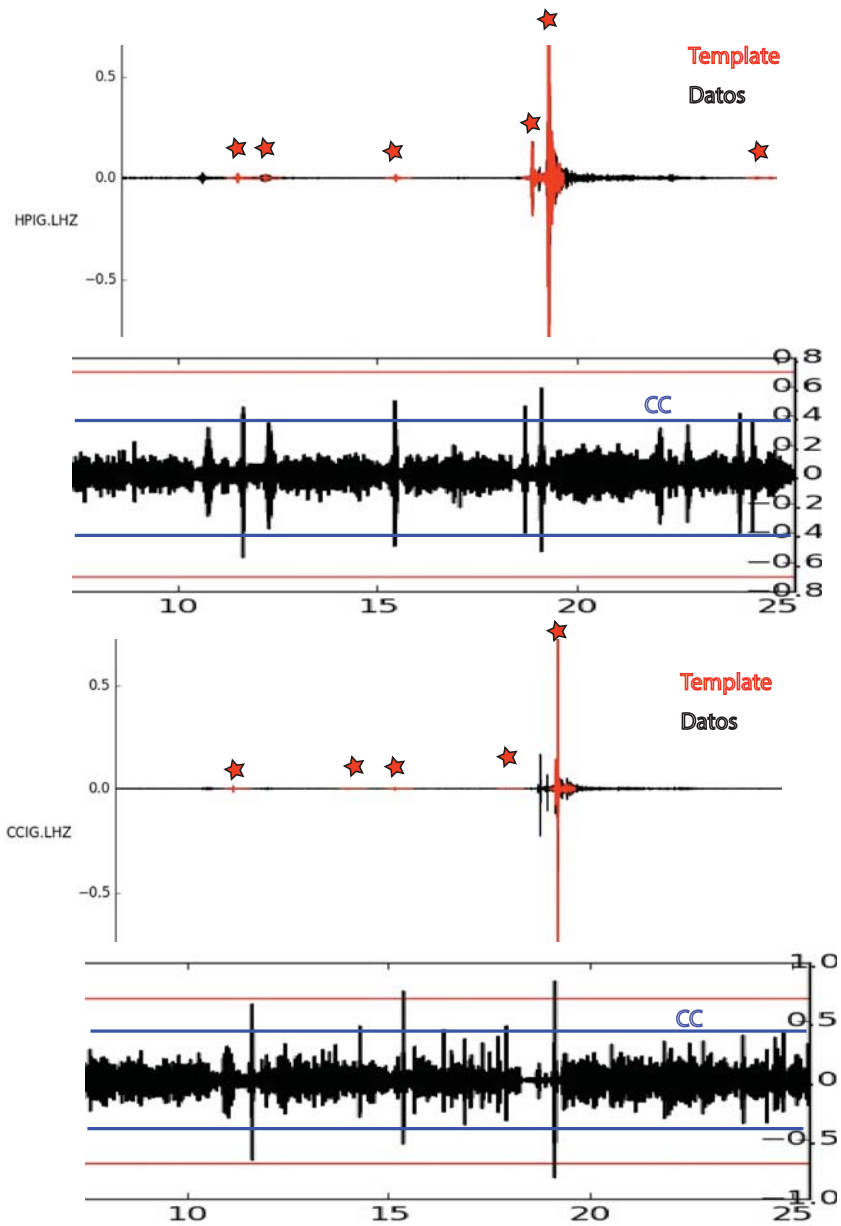


Fig. 4.5. Aplicación del método de filtro adaptativo. El evento patrón (*template*) se usa en las estaciones HPIG y CCIG. El valor de CCsum se apila para dar un valor de la detección entre el número de estaciones que coincidieron en esa detección. Las estrellas rojas indican donde el valor de CC (línea azul) fue rebasado. La traza debajo de cada sismograma es el correlograma.

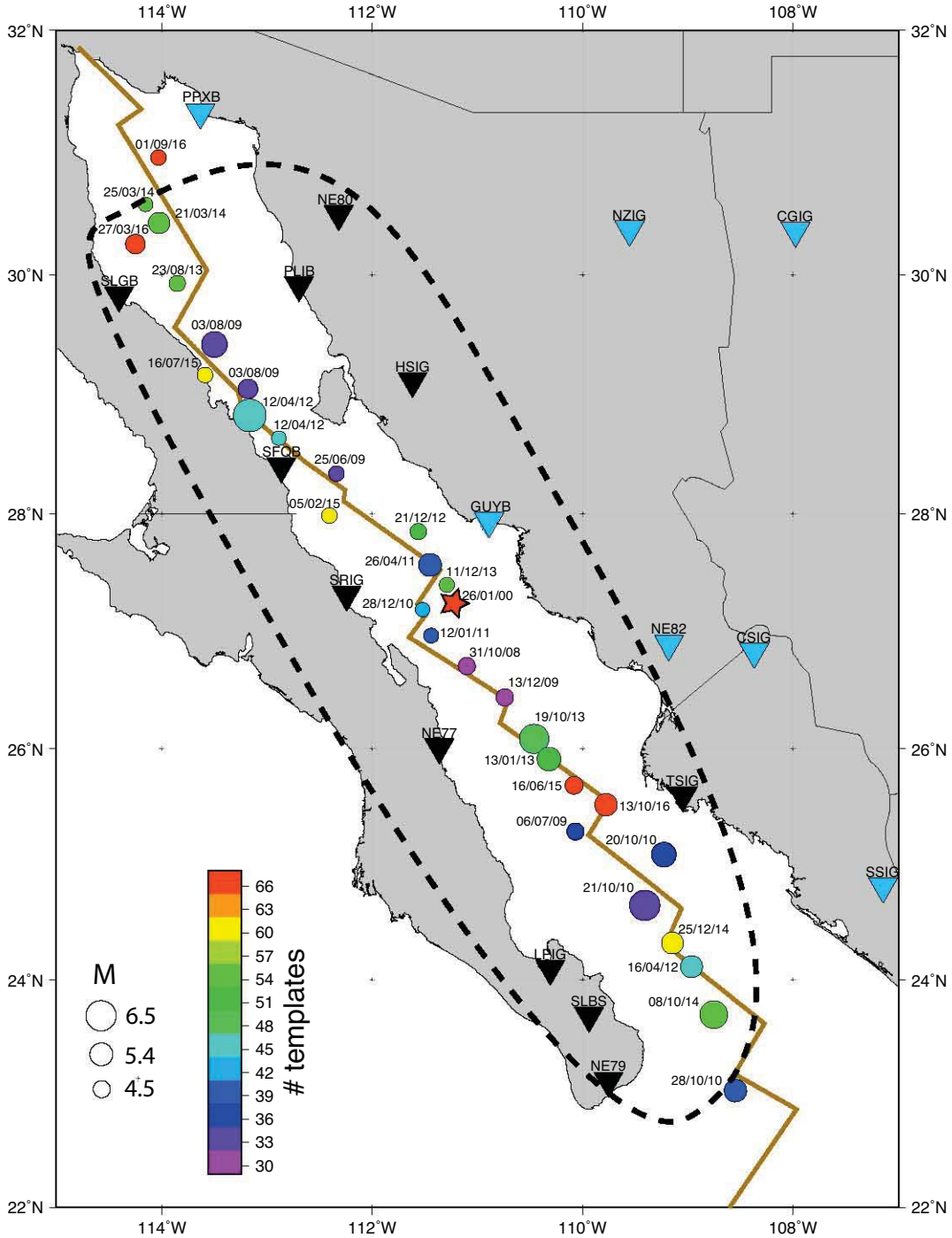


Fig. 4.6. Mapa del golfo de California con las ubicaciones de los eventos patrón (círculos en color) usados en el método de filtro adaptativo. La línea café denota los límites de placas tectónicas. Los colores indican el número de estaciones disponibles del evento patrón y el tamaño, su magnitud. La estrella roja indica la posición del evento reportado por *Ekström* (2006) usando la metodología de ondas superficiales. Los triángulos son las estaciones de banda ancha, en negro son las que usamos y están dentro del área delimitada por la línea discontinua donde consideramos válida la función de atenuación para ondas S propuesta por *Castro et al.* (2017b). (Mapa generado con *Generic Mapping Tools-GMT*)

4.5. Tiempo de cálculo

Al inicio se tenían contempladas 371 localizaciones de prueba a lo largo de los límites de placas desde la parte más al norte del GoC, pasando por la placa de Rivera y continuar por toda la parte oriente de la placa de Cocos. Esto hace un total de 371 localizaciones de prueba, una cada 20 km. Para reducir el costo computacional usamos la reciprocidad del tensor de Green para calcular las respuestas del tensor de momento (*Zhao et al.*, 2006). Entonces, en lugar de calcular la respuesta para cada una de las localizaciones de prueba, para cada uno de los 6 elementos del tensor de momento, calculamos el campo de onda para fuentes puntuales en las 3 componentes E-N, N-S y Z, para cada estación de registro. Y cada vez que se agregaran datos de una estación de registro en el análisis, sólo se requería hacer 3 simulaciones por estación. El tiempo de cálculo usando 25 núcleos en el clúster, para cada componente de una estación, para 20 minutos de simulación tomaba 2 horas. Este enfoque nos ayudó cuando agregamos las estaciones de la red de IRIS porque sólo se hicieron las simulaciones adicionales hacia las localizaciones de prueba del EPR y GoC.

Para los cocientes NSR, correlaciones cruzadas y detecciones, se emplearon dos servidores y los procesos se corrieron en paralelo para diferentes conjuntos de localizaciones de prueba. Por ejemplo, para un mes de datos con 54 estaciones de registro y 70 localizaciones de prueba, incluyendo los cálculos de NSR para cada estación, la correlación cruzada tomaba cerca de 10 días para hacer todo el proceso en 32 núcleos.

La implementación del código de filtro adaptativo, *EQcorrscan*, hizo posible que el tiempo para detectar eventos en todo el año 2015 para el GoC, se redujera en un 80% comparado con el método de correlación cruzada de la forma de onda completa.

4.6. Cálculo de energía sísmica irradiada

Para tener un nivel de comparación de las energías sísmicas de los eventos nuevos con sismos reportados en la región del GoC es necesario tener un marco de referencia de energías. Entonces, primero se hacen las estimaciones de energía sísmica usando datos a distancias telesísmicas de eventos reportados y luego se estiman energías empleando datos regionales para así poder contrastar los resultados obtenidos de estimación de energía con ambos datos. Posteriormente, se comparan los resultados de datos regionales con las de dos eventos nuevos que por su magnitud, sólo son visibles en estaciones regionales.

En la Tabla 6.1 se presentan los sismos reportados en GoC ($M_w \geq 5.9$) utilizados para estimar energías sísmicas irradiadas usando datos a distancias telesísmicas y regionales. Sin embargo, no en todos los casos, se pudo hacer cálculo de energía para ambos casos ya que el cociente señal ruido y la disponibilidad de datos, no lo permitió. Los datos de ubicación, M_w , M_0 y Δt son tomados del catálogo de GCMT.

Tabla 4.1. Eventos usados para estimar energía sísmica irradiada en GoC.

Evento	Fecha	Hora GMT	Latitud (°)	Longitud (°)	M_w	Δt (s)	M_0 (Nm)
1	2015-09-13	08:14:08	24.913	-109.622	6.6	4.2	9.91 e+18
2	2014-10-08	02:40:53	23.8441	-108.3311	6.1	3	1.75 e+18
3	2013-10-19	17:54:57	25.9612	-110.3639	6.6	9	8.92 e+18
4	2012-10-08	06:26:23	25.0882	-109.6135	6.0	2	1.21 e+18
5	2012-09-25	23:45:24	24.7742	-110.1836	6.3	2.5	3.14 e+18
6	2012-04-12	07:15:49	28.8386	-113.127	7.0	16	4.55 e+19
7	2011-07-26	17:44:21	25.09	-109.5366	6.0	2.3	1.45 e+18
8	2010-10-21	17:53:13	24.7878	-109.1744	6.7	6.8	1.32 e+19
9	2009-08-03	18:40:49	29.4343	-113.756	6.2	5.1	2.92 e+18
10	2009-08-03	17:59:56	29.0705	-112.9137	6.9	6.7	2.55 e+19
11	2007-09-01	19:14:23	24.9881	-109.6641	6.1	3.6	1.91 e+18
12	2006-01-04	08:32:33	28.2303	-112.1263	6.6	4.9	9.62 e+18
13	2003-03-12	23:41:33	26.649	-110.5775	6.3	5.9	3.90 e+18
14	2002-10-03	16:08:29	23.3039	-108.496 1	6.5	11.5	6.22 e+18

Los datos de cada sismo se obtuvieron del GCMT. Δt es el tiempo de centroide menos el tiempo de origen.

4.6.1. Cálculo de energía con datos telesísmicos

Para hacer el cálculo de energía usando datos a distancias telesísmicas, se emplea la componente vertical de registros sísmicos de velocidad deconvolucionados con la respuesta del instrumento de estaciones ubicadas entre 30° y 90° de distancia epicentral. Con esto se asegura que se tienen sólo los arribos del grupo de ondas P (ondas P, pP y sP). Debido a que la distribución acimutal de estaciones, la disponibilidad y la calidad de los datos, y sobre todo, que en algunos eventos no se observaban los arribos de onda P en las estaciones telesísmicas, usamos sismos con $M_w \geq 5.9$.

La ventana de duración empleada para el grupo de ondas P está definida por la función de tasa de momento (*moment rate function, MRF*). En nuestro caso se emplea una ventana siguiendo la metodología de *Pérez-Campos y Beroza (2001)* de ~ 30 segundos con 15 segundos de *taper* antes del arribo de P y 15 segundos al final. Luego se obtiene su espectro de frecuencias elevado al cuadrado (*Boatwright y Choy, 1986*). Al cual, posteriormente, se multiplica por un factor de amplificación obtenido de hacer las correcciones por atenuación anelástica (Ec. 2.22) y efecto de sitio (Ec. 2.23). Para el cálculo de atenuación anelástica tomamos en cuenta las diferencias entre el cálculo de energía usando datos regionales y telesísmicos, añadiendo un Δt^* a las estimaciones de atenuación con datos telesísmicos (*Pérez-Campos et al., 2003*). En el caso de fallas transformantes este valor es 0.04.

Se usa un valor de $q = 15.58$ como la relación entre energías de ondas S y ondas P (*Boatwright y Choy, 1986*) considerando las modificaciones de *Pérez-Campos y Beroza (2001)* para calcular F^2 de la Ec. 2.27 mencionada en la Sec. 2.3. Posteriormente, se corrige por efecto de sitio, considerando los valores de densidad y velocidad de onda P

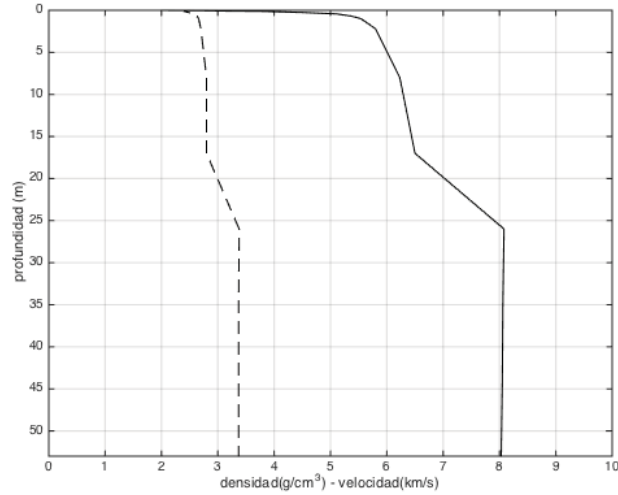


Fig. 4.7. Modelo de velocidades de onda P utilizado para calcular la amplificación debida a la geología en los últimos metros debajo de la estación. La velocidad onda P se indica con línea continua y la densidad en línea discontinua.

mostrados en la Fig. 4.7.

Para corregir por expansión geométrica, R , se asume una Tierra esférica y se considera el valor cuadrático medio del coeficiente del patrón de radiación: $\langle (R^P)^2 \rangle = \frac{4}{5}$ y se calculan los coeficientes del patrón de radiación de onda P, pP y sP para calcular la energía total (Ec. 2.26).

El promedio suavizado de los espectros de amplitud obtenidos para cada una de las estaciones y los resultados de E_S y obtenidos de los 13 eventos, se muestran en la Tabla 5.5 y en las Fig. 5.20, 5.21 y 5.22, para sismos reportados ($M > 5.9$).

4.6.2. Cálculo de energía con datos regionales

Alrededor de la zona del GoC para el 2015, se tienen datos de 16 estaciones de banda ancha de las redes SSN, RESBAN y USGS. De estas estaciones, sólo se emplean los datos disponibles de las estaciones en la Tabla C.1. Los registros de las 3 componentes de las estaciones se corrigen por línea base restando la media de los datos y por instrumento (Sec.4). Posteriormente se hace el cálculo de flujo de energía en el dominio de la frecuencia de acuerdo con la Ec. 2.31 (*Singh y Ordaz, 1994*).

Para corregir por atenuación, buscamos funciones de atenuación de estudios previos en el GoC (e.g., *Vidales-Basurto et al., 2014; Castro et al., 2017b*) que incluyen la atenuación intrínseca y el *scattering*. Aunque ambos estudios muestran resultados similares, escogimos la función de atenuación para ondas S propuesta por *Castro et al. (2017b)* para las estaciones dentro del área donde consideramos que las funciones de atenuación escogidas fueran válidas. Dicha área se encuentra delineada con línea discontinua en la Fig. 4.6. La función Q_S es:

$$Q_S = 135.4 \pm 1.1 f^{0.58 \pm 0.03} . \quad (4.2)$$

Para calcular la respuesta que tiene cada lugar ante un sismo, se estima el efecto de sitio en cada una de las estaciones empleadas considerando el tipo de roca y el factor de atenuación $A(f) = A_0 e^{-\pi \kappa f}$ considerando los valores de los parámetros de atenuación, κ , mostrados en la Tabla 4.2 que han sido reportados en estudios previos (*Castro y Ávila-Barrientos, 2015*) y, en los casos que se desconoce el tipo de roca, se utilizan los valores de roca genérica reportados por NEHRP (*National Earthquake Hazards Reduction Program*). Aparte de la atenuación física, las amplitudes de las ondas sísmicas decrecen conforme nos alejamos de la fuente, esto se conoce como expansión geométrica. Por ello, consideramos la distancia, R , que recorrió la onda desde la fuente para hacer la corrección con la función de expansión geométrica, $G(R)$, de la Ec. 2.32, considerando $R_0=100$ km.

Tabla 4.2. Estaciones para cálculo de energía con datos regionales en GoC.

Código	Red	(Lat, Lon) (°)	tipo de roca	kappa
SLGB	RB	29.830, -114.404	brecha volcánica	0.0306
NE77	RB	26.015, -111.361	depósitos sedimentarios	0.0306
NE79	RB	23.119, -109.756	granito	0.0006
NE80	RB	30.50, -112.319	arenisca no consolidada	0.0460
PLIB	RB	29.915, -112.694	granodiorita	0.0306
SFQB	RB	28.405, -112.861	granito	0.0306
SLBS	IU	23.686, -109.944	genérica	0.0306
TSIG	SSN	25.605, -109.047	basalto	0.0306
LPIG	SSN	24.102, -110.308	toba dacítica	0.0306
SRIG	SSN	27.319, -112.241	genérica	0.0306
HSIG	SSN	29.117, -111.617	genérica	0.0306

Los datos de tipo de roca y valores kappa de estaciones de RESBAN son de *Castro y Ávila-Barrientos (2015)*. Los valores de kappa para estaciones del SSN y SLBS son para una roca genérica de acuerdo con el NEHRP.

Los resultados de las estimaciones de E_S usando datos regionales se encuentran en la Tabla 5.6 junto con los valores de M_0 , f_c y $\Delta\sigma$. Los espectros de amplitud corregidos a la fuente para cada uno de los 7 eventos con datos de más de cuatro estaciones para las estimaciones de E_S , se encuentran en las Figs. 5.23 - 5.25.

4.7. Cálculo de magnitud de eventos nuevos

Para poder comparar los sismos nuevos con los reportados previamente por el SSN en el GoC, estimamos su magnitud de acuerdo con la Ec. 2.12 en la Sec. 2.2. Para obtener los valores de m y c de la ecuación, primero, tomamos un conjunto de calibración de eventos reportados en 2015 por GCMT que tuvieran magnitud M_w calculada, en total fueron 12 sismos (Tabla 4.3). Los valores de amplitud máxima de los sismogramas de desplazamiento de cada estación i , filtrados, $u_i(t)$, se obtienen midiendo los valores de amplitud máxima positiva (*depMáx*) y amplitud máxima negativa (*depMín*) (Fig. 4.8), el valor máximo de estos, será la *amp_Máx* (en milímetros) del registro empleado. Cabe mencionar que si se calcula el valor promedio de amplitud para cada estación o si se escoge el valor máximo absoluto entre *depMáx* o *depMín*, los resultados de magnitud son similares. Un ejemplo de los sismogramas de uno de los eventos usados (28-feb-2015, M_w 5) está en la Fig. 4.8 donde se muestran las ventanas donde se lee el valor de amplitud máxima en cada estación. Las ventanas corresponden a los tiempos de arribo de una onda con velocidad de 2.5 km/s y 4.5 km/s.

Se calcula el logaritmo de la amplitud máxima de cada estación, $amp_Max(u_i)$ y se suma el logaritmo de $\sqrt{\text{sen}(\Delta)}$ para corregir por distancia epicentral, Δ . Del conjunto de valores de amplitud corregidos por distancia, se toma el valor que corresponde a la mediana, y ese es el valor U_{med} :

$$U_{med} = \text{mediana} \left(\log amp_Max(u_i(t)) + \log \sqrt{\text{sen}(\Delta)} \right). \quad (4.3)$$

Una vez graficados los valores de U_{med} de cada evento contra su M_w como se observa en la Fig. 4.9a, se obtienen los valores de la pendiente m y la ordenada c , quedando la siguiente ecuación para estimación de magnitud a partir de ondas superficiales para sismogramas filtrados de 20 a 80 s (Fig. 4.9b):

$$M_{SW} = (0.67 * U_{med}) + 5.1 . \quad (4.4)$$

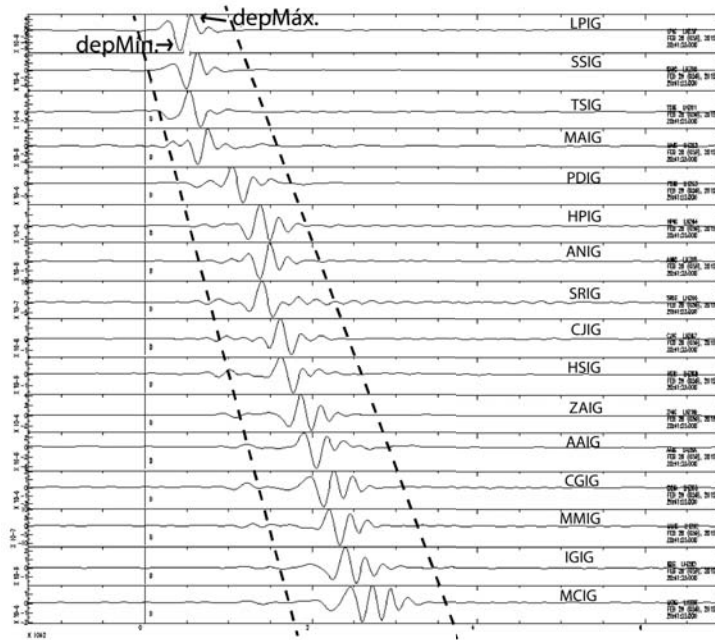


Fig. 4.8. Sismogramas en desplazamiento filtrados (20 a 80 s) de 16 estaciones para un sismo ocurrido el 28 de febrero de 2015 (20:41:23 GMT) ordenadas por distancia epicentral. La magnitud reportada por el SSN es de 4.7. La magnitud reportada por GCMT es M_w 5. La magnitud estimada que obtuvimos es M_{SW} 5. Las flechas en el primer sismograma indican *depMáx* (amplitud máxima positiva) y *depMín* (amplitud máxima negativa). Las líneas discontinúas marcan los valores de ventana donde se lee la amplitud máxima de cada sismograma (Figura hecha en *Seismic Analysis Code-SAC*)

El conjunto de estaciones consideradas para estimar la magnitud de cada evento, contempla el valor de NSR de la Sec. 3.4. Inclusive, sólo se contabilizan los valores de amplitudes máximas donde es apreciable el tren de ondas superficiales a las estaciones. En la Fig. 4.10 se muestran los valores de magnitudes obtenidas para un solo evento en cada estación. Se aprecia que los valores de magnitud no varían tanto respecto a la mediana, que es el valor que tomamos como magnitud de ondas superficiales, M_{SW} de cada evento.

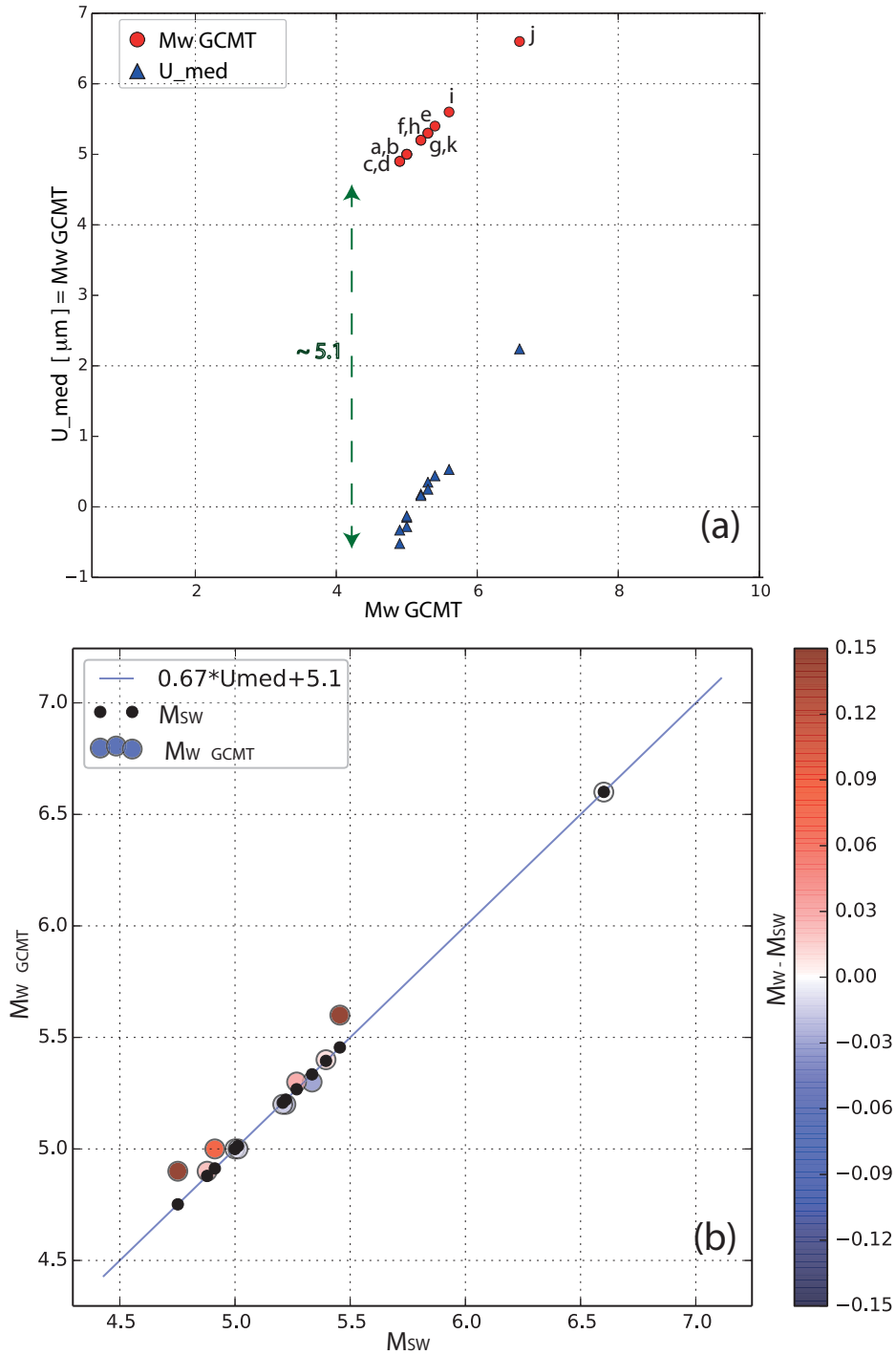


Fig. 4.9. Obtención de función de equivalencia para estimación de magnitud de nuevos eventos a partir de comparar eventos reportados en GCMT con M_w en el GoC. En (a) se muestran los eventos $M_w \geq 4.9$ (círculos rojos) y la mediana de las amplitudes corregidas por distancia epicentral U_{med} de las estaciones para cada evento (triángulos azules). Las letras de los eventos tienen su correspondiente en la Tabla 4.3. En (b) se muestran los valores de las magnitudes estimadas a partir de la función de equivalencia (4.4) denotada por la línea azul. La barra de color refiere las diferencias entre los valores de magnitud M_w (círculos grandes) y magnitud estimada M_{sw} (círculos pequeños).

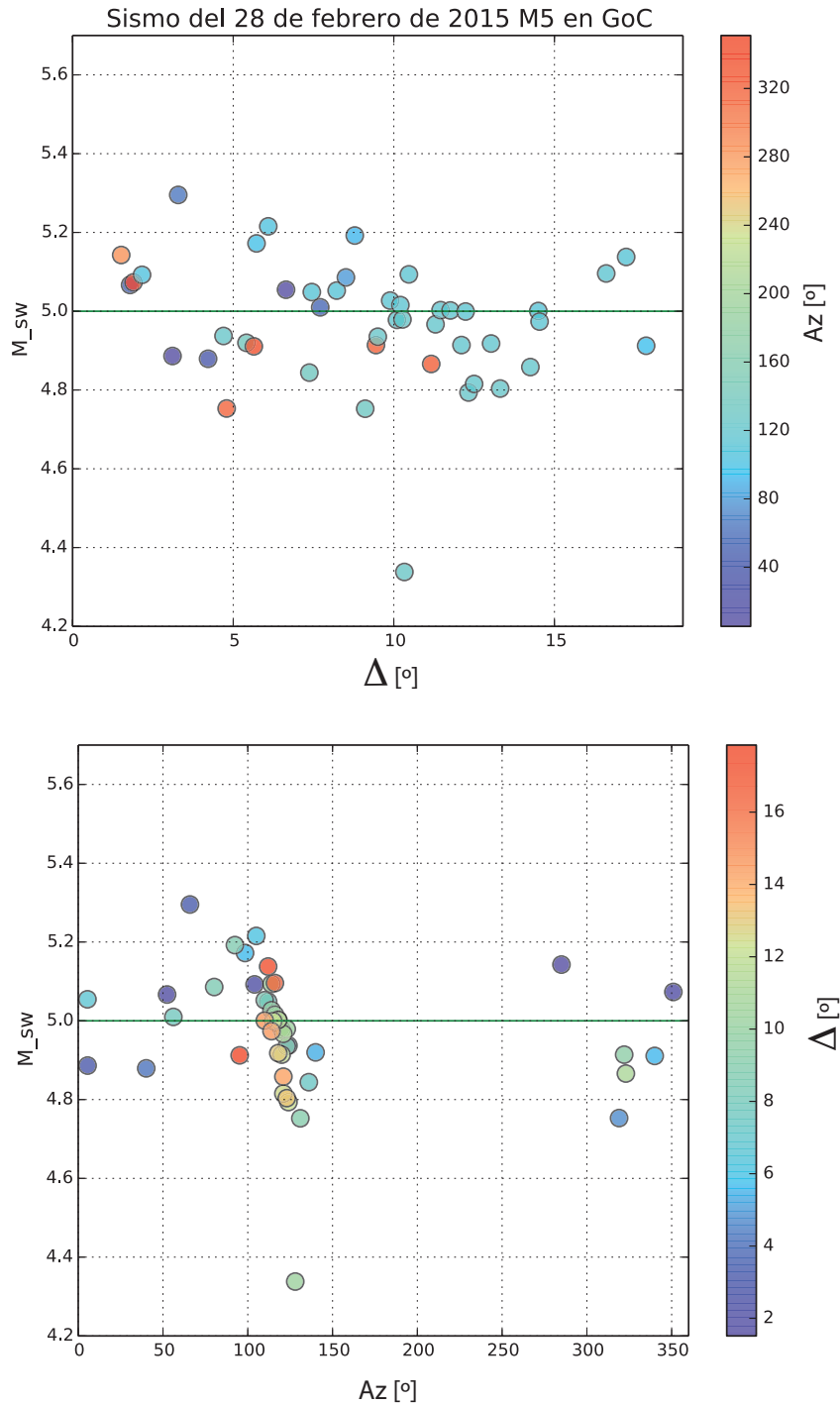


Fig. 4.10. Ejemplo de magnitudes estimadas por estación. *Arriba:* valores estimados de magnitud con respecto a la distancia epicentral. El color corresponde al azimut. *Abajo:* Valores estimados de magnitud con respecto al azimut. El color corresponde a la distancia epicentral. La línea verde, en ambos cuadros, es el valor de la mediana del conjunto de magnitudes M_{SW} . La estación con $M < 4.4$ corresponde a la estación de CAIG (Cayaco, Gro) donde un pico espurio previo al arribo del tren de ondas afecta el valor de amplitud.

Tabla 4.3. Tabla de eventos de calibración para estimar M_{SW} .

Evento	Fecha	Hora GMT	M_w	U_{med}	M_{SW}	M_{SSN}
a	2015-02-28	20:41:23	5.0	-0.15	5.0	4.7
b	2015-05-31	18:44:21	5.0	-0.28	4.91	4.7
c	2015-06-16	07:39:12	4.9	-0.52	4.75	4.6
d	2015-07-20	06:31:30	4.9	-0.33	4.88	5.1
e	2015-08-07	04:35:02	5.4	0.44	5.39	5.2
f	2015-08-07	05:53:53	5.3	0.35	5.33	4.9
g	2015-08-07	06:52:19	5.2	0.18	5.22	5.1
h	2015-09-13	07:40:37	5.3	0.25	5.27	4.7
i	2015-09-13	07:55:35	5.6	0.53	5.45	3.6
j	2015-09-13	08:14:09	6.6	2.24	6.60	6.7
k	2015-09-13	15:04:57	5.2	0.16	5.21	4.6
l	2015-09-26	13:47:51	5.0	-0.13	5.01	5.0

Sismos reportados por GCMT ($M_w \geq 4.9$) en GoC para obtener M_{SW} . En la última columna están los valores reportados por el SSN para estos eventos.

Capítulo 5

Resultados

En este capítulo se incluyen eventos detectados en las dos áreas de estudio, EPR y GoC, en los distintos periodos de estudio. En ambas áreas de estudio se compararon nuestras detecciones con los sismos reportados en los catálogos del SSN, de USGS y del ISC para comparar con nuestros resultados. Se estimó la magnitud de eventos nuevos y reportados en catálogos de acuerdo con la Sec. 4.7. En la zona de EPR encontramos que hay eventos muy similares en su forma de onda y presentamos dichos eventos filtrados en distintas bandas. Además, en el GoC estimamos la energía sísmica irradiada para eventos reportados con $M \geq 5.9$. La frecuencia de esquina, f_c y el momento sísmico, M_0 se calculan primeramente, haciendo la inversión con cristalización simulada para un modelo de Brune de los espectros de amplitud corregidos a la fuente de cada evento. En la mayoría de los casos, se ajustaba el momento sísmico de acuerdo a los espectros observados y se hacía de nuevo la inversión dejando fijo el valor de M_0 . La caída de esfuerzos, $\Delta\sigma$, se calcula asumiendo un modelo de Brune ω^{-2} de falla circular simétrica (Ec. 2.16).

5.1. Eventos detectados en el EPR

En esta sección se presentan los resultados de la aplicación del método de detección de correlación de forma de onda completa y de filtro adaptativo en el EPR durante marzo de 2012 y mayo de 2016. Las localizaciones de prueba que delinean el límite de placas entre los 6°N y 12.5°N son 50 localizaciones de prueba a cada 20 km (círculos equidistantes de colores en mapas Fig. 5.2, 5.3 y 5.4). La primera tabla presentada (5.1) es el resumen de detecciones en el EPR para marzo de 2012 y mayo de 2016. Después de una inspección visual de las detecciones, se dividieron en:

Falsas:ruido: ocasionadas por picos espurios o saltos en los sismogramas en algunas estaciones.

Falsas:sismos: coincidencias con telesismos o sismos regionales que se observan como picos no alineados en el tiempo supuesto de arribo de ondas superficiales en algunas o todas las estaciones.

Coincidentes: son eventos que fueron reportados por SSN o USGS-NEIC que nosotros también detectamos.

Nuevas: detecciones de eventos nuevos que en las secciones de sismogramas filtrados,

los trenes de ondas de periodo largo están alineados en el tiempo de arribo de ondas superficiales y no hay reporte de ellos en catálogos de sismicidad regional (SSN) o global (USGS-NEIC). Cabe mencionar que al inicio buscábamos eventos sólo en estos catálogos porque cubren las áreas de estudio usando estaciones a las que también teníamos acceso. Posteriormente, revisamos catálogos que tienen reportes de redes locales como (ECX, red CICESE) o redes que implementan otros métodos de búsqueda de eventos que producen ondas sísmicas (IDC-OTPCEN).

Tabla 5.1. Tabla de eventos detectados en la EPR.

Periodo	Detecciones					reportados	No
	Total	Falsas:Ruido	Falsas:sismos	Coincidentes	Nuevos	SSN y/o USGS	detectados
1-31/03/2012	218	149	64	4	1	5	1
1-31/05/2016	247	182	56	4	5	7	3

La descripción de cada una de las columnas se especifica en la Sec. 5.1. Los sismos reportados en catálogos que no detectamos están en la columna *No detectados*.

5.1.1. Identificación de eventos nuevos

Los eventos nuevos detectados, en la mayoría de los casos, tienen la particularidad que en los datos sin filtrar no se distinguen arribos de onda P (alta frecuencia) ni arribos de ondas superficiales (largo periodo) (lado izquierdo de Fig. 5.1). Pero, si se filtran los sismogramas en una banda de periodos largos (e.g., 10 -50 s, 20 -80 s), se observa el paquete de ondas superficiales (Fig. 5.1) de las estaciones cercanas y lejanas aun cuando el nivel de ruido es alto (trazas grises lado derecho de Fig. 5.1). En los sismogramas no se percibe el arribo de onda P teórico, incluso en las estaciones de la costa y son las más cercanas a la zona de estudio ($\Delta \sim 10^\circ$) pero, usando dos filtros distintos que incluyen periodos largos, el tren de ondas superficiales sí se observa.

Como se mencionó en la Sec. 4.3, se usaron secciones de los sismogramas filtrados de las estaciones empleadas para descartar eventos nuevos de detecciones falsas junto con mapas que muestran los valores de la función de detección $E(x, t)$ en las localizaciones de prueba. De los nuevos eventos encontrados por nuestra metodología de correlación cruzada de la forma de onda completa se tenía un evento para marzo de 2012 y cuatro para mayo de 2016. Se encontró un evento nuevo adicional para el periodo de mayo, usando la metodología de filtro adaptativo. Para cada uno de los seis eventos nuevos encontrados, se muestra el conjunto de sismogramas usados y mapas con los valores de la función de detección $E(x, t)$ en cada una de las localizaciones de prueba (Figs. 5.2, 5.3 y 5.4). En los mapas hay líneas discontinuas donde las localizaciones de prueba no aparecen porque la diferencia de tiempo entre arribos entre las localizaciones de prueba era mayor que 12 s (Paso 4, Sec. 3.6). La ubicación de cada uno de los eventos corresponde al punto donde el valor de $E(x, t)$ es máximo y se puede distinguir porque la tendencia de colores apunta a la región donde los valores aumentan (colores cálidos). Para el evento de marzo de 2012 (Fig. 5.2a), el número de estaciones empleadas es menor porque varias estaciones del SSN fueron instaladas posteriormente. Además, para esa fecha no hubo disponibilidad de datos

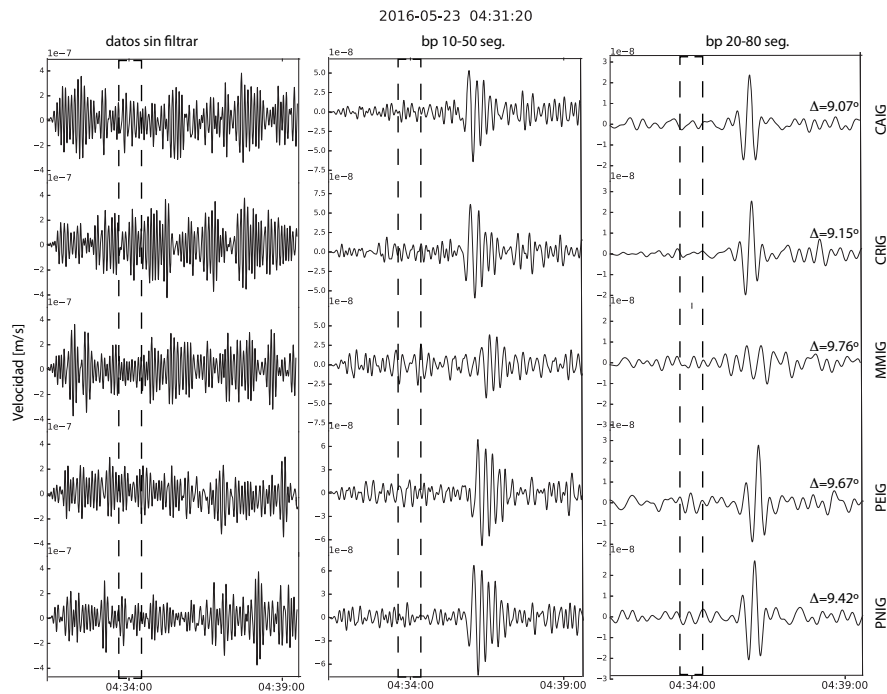
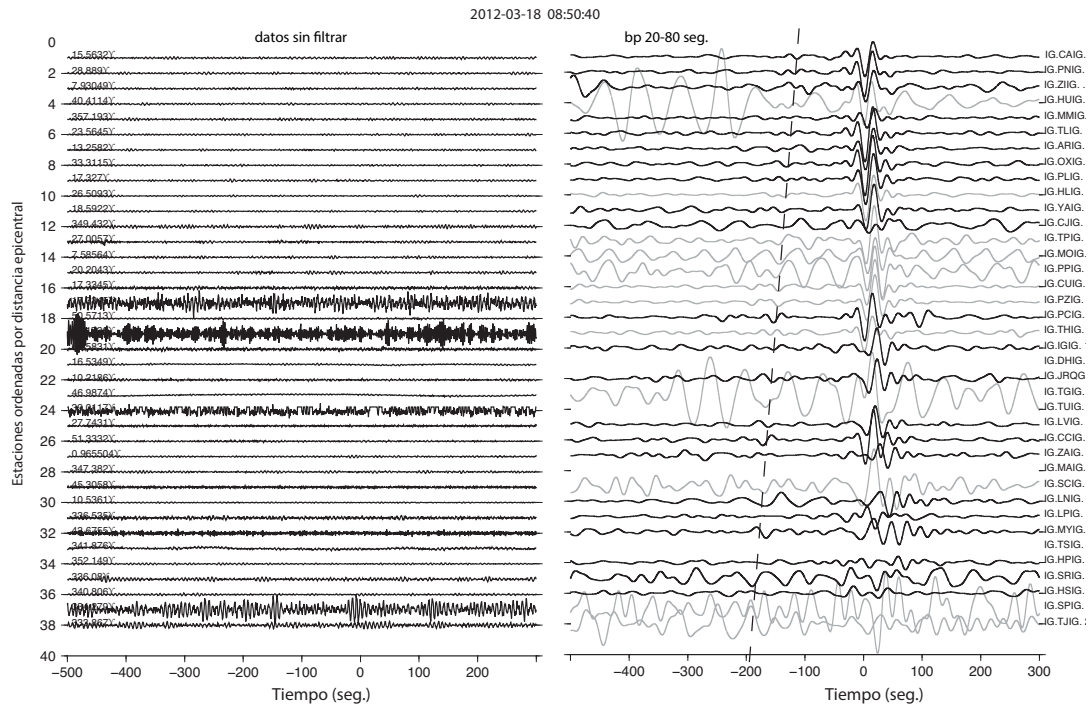


Fig. 5.1. Nuevas detecciones en el EPR del 8 de marzo de 2012 (arriba) y 23 de mayo de 2016 (abajo) en distintas estaciones. Las estaciones están ordenadas de arriba hacia abajo por distancia epicentral a la localización de prueba donde se tuvo el valor mayor de deformación en la función de detección $E(x, t)$. El valor de 0 en el eje X es el estimado para el arribo de ondas superficiales con velocidad de 3.8 km/s. Del lado izquierdo están los sismogramas en velocidad sin filtrar. *Arriba:* del lado izquierdo están los sismogramas (vel.) sin filtrar. Del lado derecho están los sismogramas filtrados. Las trazas en gris son las estaciones con $NSR > 9e-9$ y no fueron utilizadas para la detección. La línea discontinua señala el arribo de onda P a las estaciones. *Abajo:* sismograma (vel.) sin filtrar y filtrados de las 5 estaciones más cercanas al evento. Del lado derecho el mnemónico de estación y el valor de distancia epicentral en grados. Las líneas discontinuas hacen referencia al lapso de tiempo donde se estima el arribo de la onda P.

en continuo de las dos estaciones de la red IU (PAYG y SLBS). Se puede observar que los pulsos son más claros en las estaciones más cercanas al evento que en estaciones más lejanas. Además que para algunos eventos, como los del 23 de mayo de 2015, los pulsos se aprecian claramente y muy bien alineados, lo que nos da un indicativo de la precisión de la localización. También se observa que el nivel de ruido es menor que en el caso de los eventos del 3 y 17 de mayo. En algunas estaciones lejanas se puede apreciar que el paquete de ondas superficiales es más largo y en algunas otras no es distinguible un pulso pero, como el nivel de NSR era bajo para esas estaciones, el algoritmo sí las utilizó.

Otra forma que usamos para visualizar los resultados de las ubicaciones resultantes de las detecciones nuevas es graficar los sismogramas ordenados por distancia epicentral sin considerar velocidades de arribo de alguna fase. En todos los casos observamos una buena alineación de los pulsos (Fig. 5.5).

En la Tabla 5.2 están los resultados de tiempo y localización de los eventos nuevos detectados junto con la magnitud estimada M_{SW} (Sec. 4.7). Las letras son para identificar los eventos en el mapa de la Fig. 5.9.

Se muestra de manera gráfica un resumen de los resultados para marzo de 2012 de los cocientes STA/LTA de la función de detección $E(x, t)$ obtenida para una localización de prueba ubicada entre las fallas transformantes de Clipperton y Siqueiros (Fig. 5.8). Se indican los periodos donde no se pudieron hacer detecciones porque el nivel de ruido en las estaciones eran altos. Las líneas rojas punteadas hacen referencia al nivel de disparo on , que al ser rebasado se tiene una detección. En marzo hubo 2 días con sismos reportados por SSN y USGS en la zona (24 y 26 de marzo) donde nuestras detecciones coinciden con ellos (círculos verdes encerrados). Muchas otras detecciones son consecuencia de sismos fuera del área de estudio con magnitudes considerables cuyas ondas superficiales llegan casi al mismo tiempo a todas las localizaciones de prueba pero, al observar sus sismogramas, tienen una duración muy larga para ser eventos locales. Para ejemplificar, se colocaron círculos (Fig. 5.8) en donde hay eventos reportados por SSN y NEIC a distintas distancias de la zona de estudio y se observa que si hay una secuencia sísmica cercana (sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional (M 7.4) del 20 de marzo) también habrá muchas detecciones falsas. Hemos corroborado que las detecciones que no coinciden con sismos reportados y no son eventos nuevos son detecciones falsas ocasionadas por señales espurias en los sismogramas.

Tabla 5.2. Nuevos eventos detectados en la EPR.

Evento	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud M_{SW}
a	2012-03-18	08:50:40	8.17	-102.82	4.37
b	2012-03-18 (m_b 3.3, IDC)	08:50:44	7.55	-102.54	
c	2016-05-03	08:53:52	10.388	-103.53	3.98
d	2016-05-17	09:23:36	8.35	-102.85	4.02
e	2016-05-23	03:19:16	8.4633	-103.4246	4.43
f	2016-05-23 (m_b 3.4, IDC)	03:19:13	8.1809	-104.2014	
g	2016-05-23	04:31:20	8.4633	-103.4246	4.23
h	2016-05-30	18:29:32	10.3882	-103.5342	4.15

Nuevos eventos detectados por los dos métodos de detección (sin reporte correspondiente en los catálogos de USGS-NEIC o SSN y cuyas trazas se alinean conforme al arribo de ondas superficiales, 3.8 km/s). La localización y el tiempo de origen es de acuerdo con la localización de prueba como indica el Paso 4 de la Sec. 3.6. Se agregan los reportes por parte del IDC-OTPCEN para los eventos del 18 de marzo de 2012 y del 23 de mayo 2016.

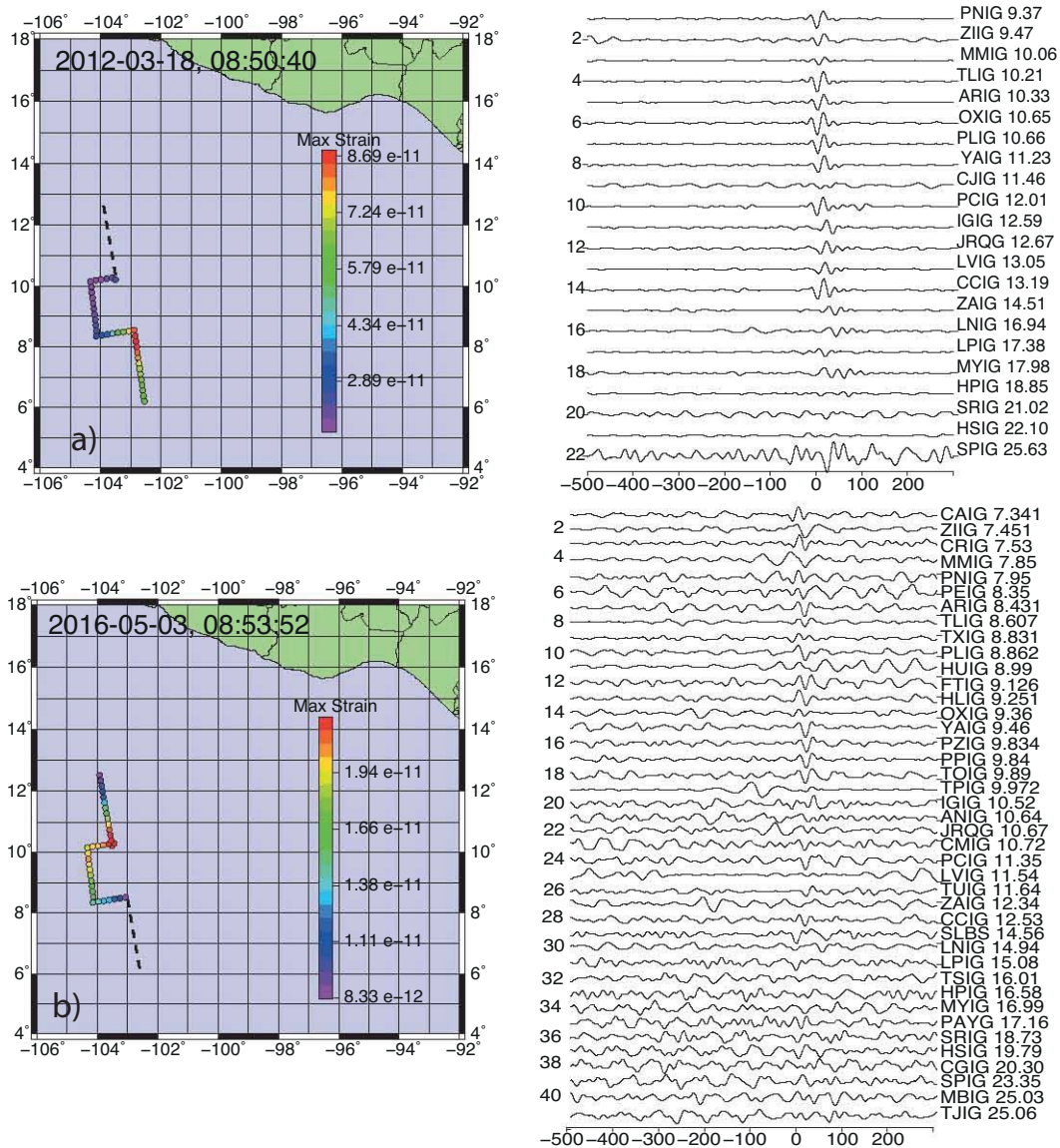


Fig. 5.2. Nuevas detecciones en la EPR. La hora del evento nuevo que corresponde a la localización de prueba con el valor más alto de la función de detección $E(\mathbf{x}, t)$ está en la esquina superior izquierda de los mapas. Las barras de color indican los valores de $E(\mathbf{x}, t)$ para cada localización de prueba (círculos). En las secciones del lado derecho, las estaciones están ordenadas de menor a mayor distancia epicentral, de arriba hacia abajo. El valor 0 en el eje x corresponde con el arribo de ondas superficiales, asumiendo 3.8 km/s como la velocidad de propagación. (Mapas generados con *Generic Mapping Tools-GMT*).

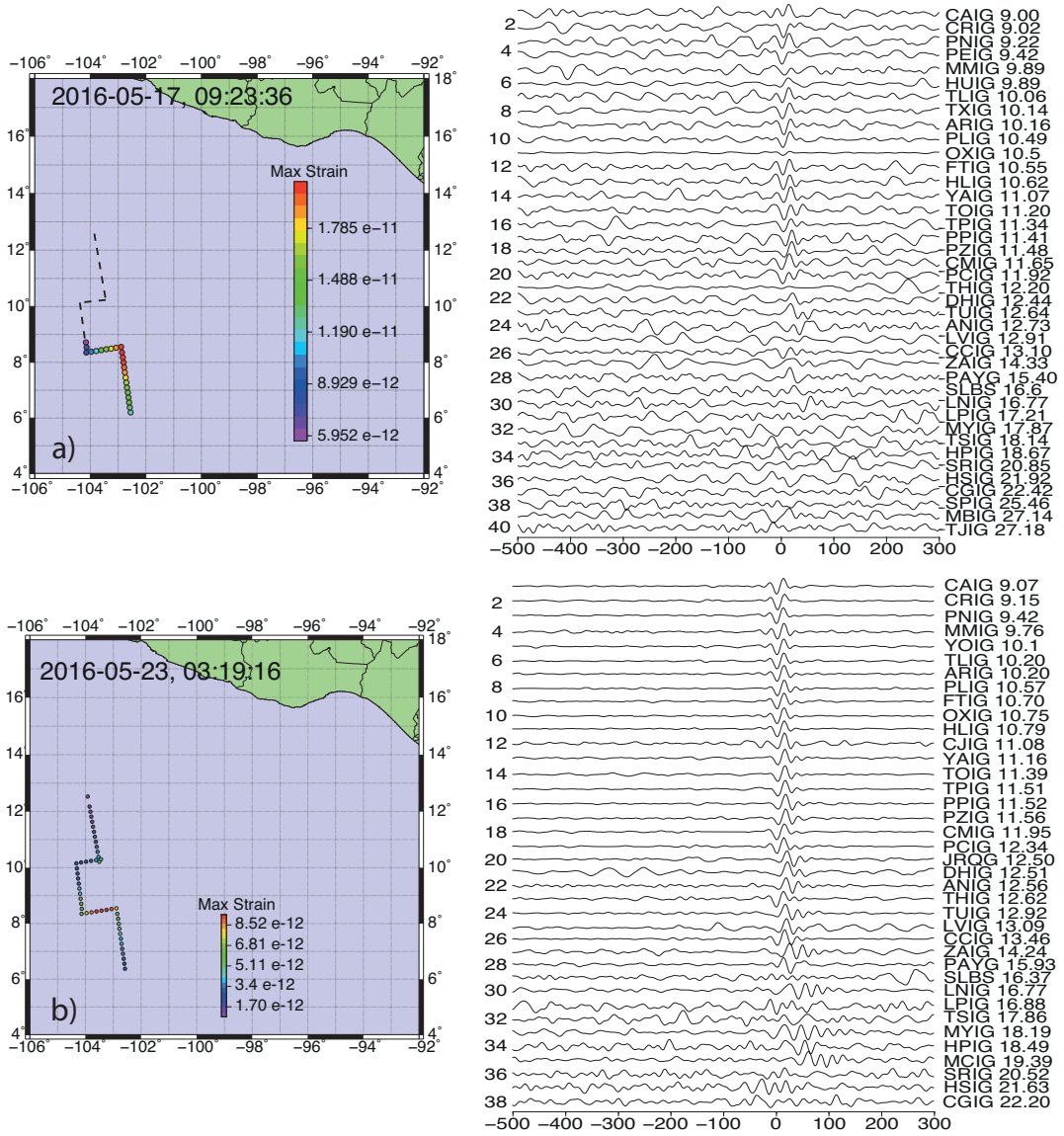


Fig. 5.3. Nuevas detecciones en la EPR (continuación). Misma descripción que Fig. 5.2.

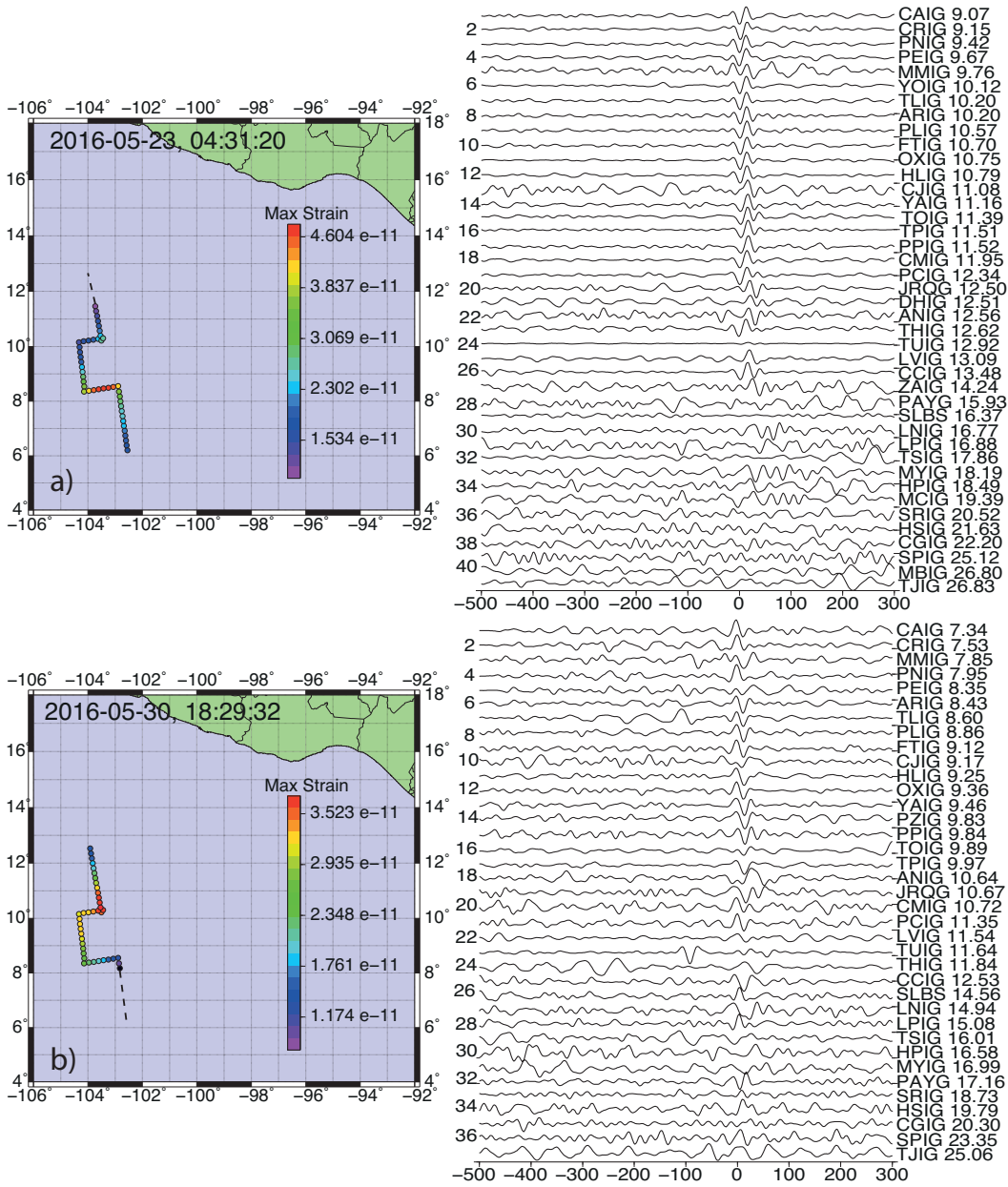


Fig. 5.4. Nuevas detecciones en el EPR (continuación). Misma descripción que Fig. 5.2.

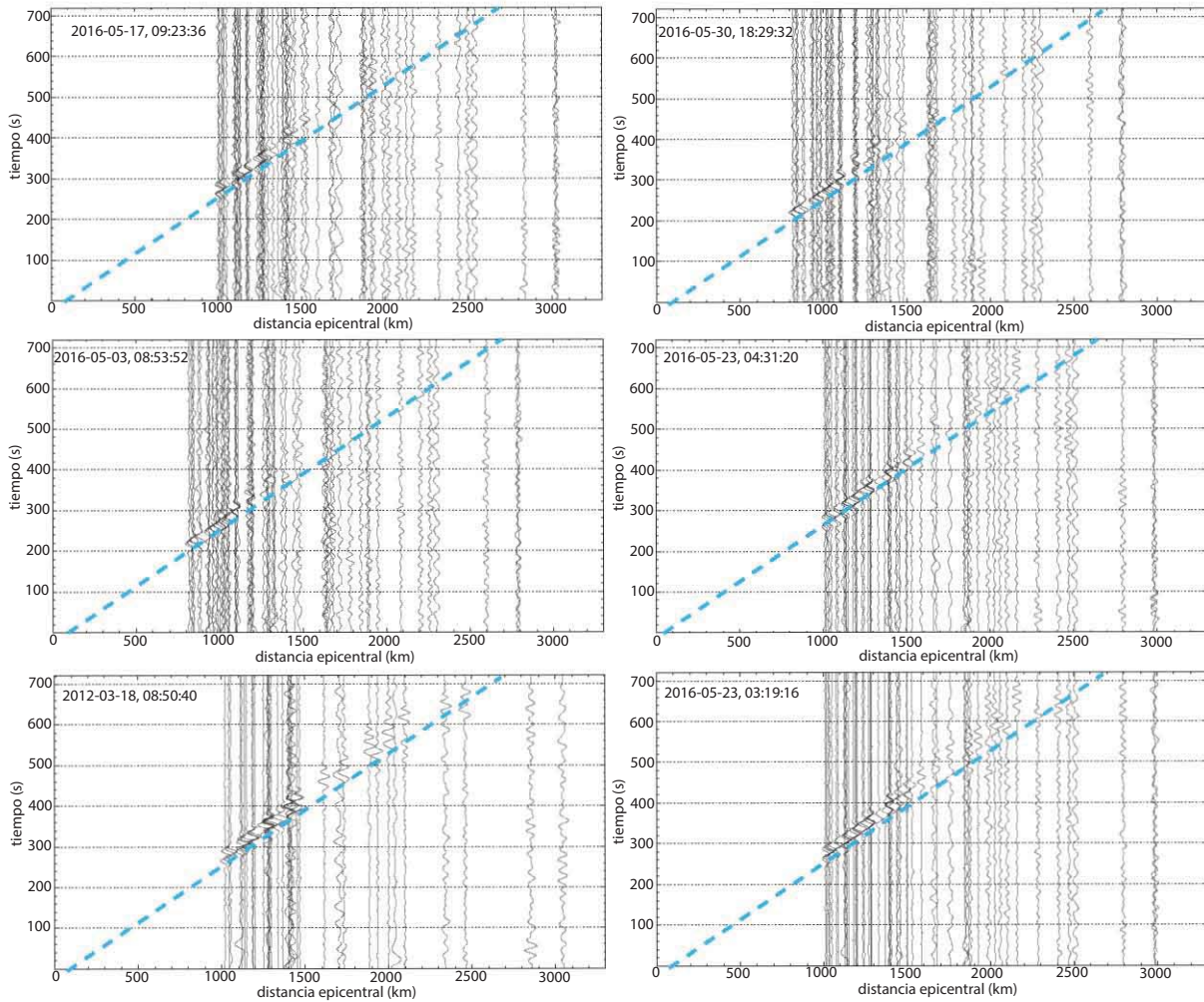


Fig. 5.5. Secciones de nuevas detecciones en el EPR. Sismogramas filtrados (20-80 s) de cada uno de los 6 nuevos eventos detectados ordenados por distancia epicentral a la localización de prueba con el valor más alto de la función de detección $E(\mathbf{x}, t)$. Los valores de los ejes ordenados (y) están en segundos. La fecha y tiempo de origen del evento están del lado izquierdo de cada sección.

Para comparar las formas de onda de los nuevos eventos con las de un sismo reportado en la misma área y registrado por la misma estación, graficamos juntos los sismogramas de la estación de Pinotepa Nacional, Oaxaca (PNIG) (Fig. 5.6). En algunos de los eventos sí es perceptible el arribo de onda P (a y e, de la Tabla 5.2), en otros, sólo es apenas visible el tren de ondas superficiales (c, d y h). De la anterior comparación, se observa que 3 eventos (a, e y g), que están al sur del área de estudio en la falla transformante de Siqueiros, sus formas de onda son similares. En cambio los eventos que están hacia el norte (c y h), en la falla transformante de Clipperton, sus formas de onda no son parecidas a las anteriores.

Una vez que identificamos los tres eventos nuevos con formas de onda similares, se compararon y sobrepusieron para comprobar dicha similitud (Fig. 5.7), pudiendo ser síntoma de que se originaron en el mismo lugar. Cabe resaltar que un evento es de marzo 2012 y los otros dos de mayo 2016.

Para observar si los eventos nuevos detectados coincidían espacialmente con los eventos reportados en catálogos para marzo de 2012 y mayo de 2016, incluyendo las ubicaciones reportadas por IDC-OTPCEN de la Tabla 5.2 (Apéndice E), los ubicamos en un mapa (lado izquierdo de la Fig. 5.9) junto con las localizaciones de eventos nuevos detectados. Nos percatamos de que las localizaciones dadas por el IDC-OTPCEN y las localizaciones que obtuvimos, difieren por 50 km aproximadamente. Sin embargo, sí ocurren sobre el mismo rasgo fisiográfico. También distinguimos que los tres eventos con formas de onda similares (Fig. 5.7) ocurren hacia el sur de la zona de estudio y están cercanos entre sí.

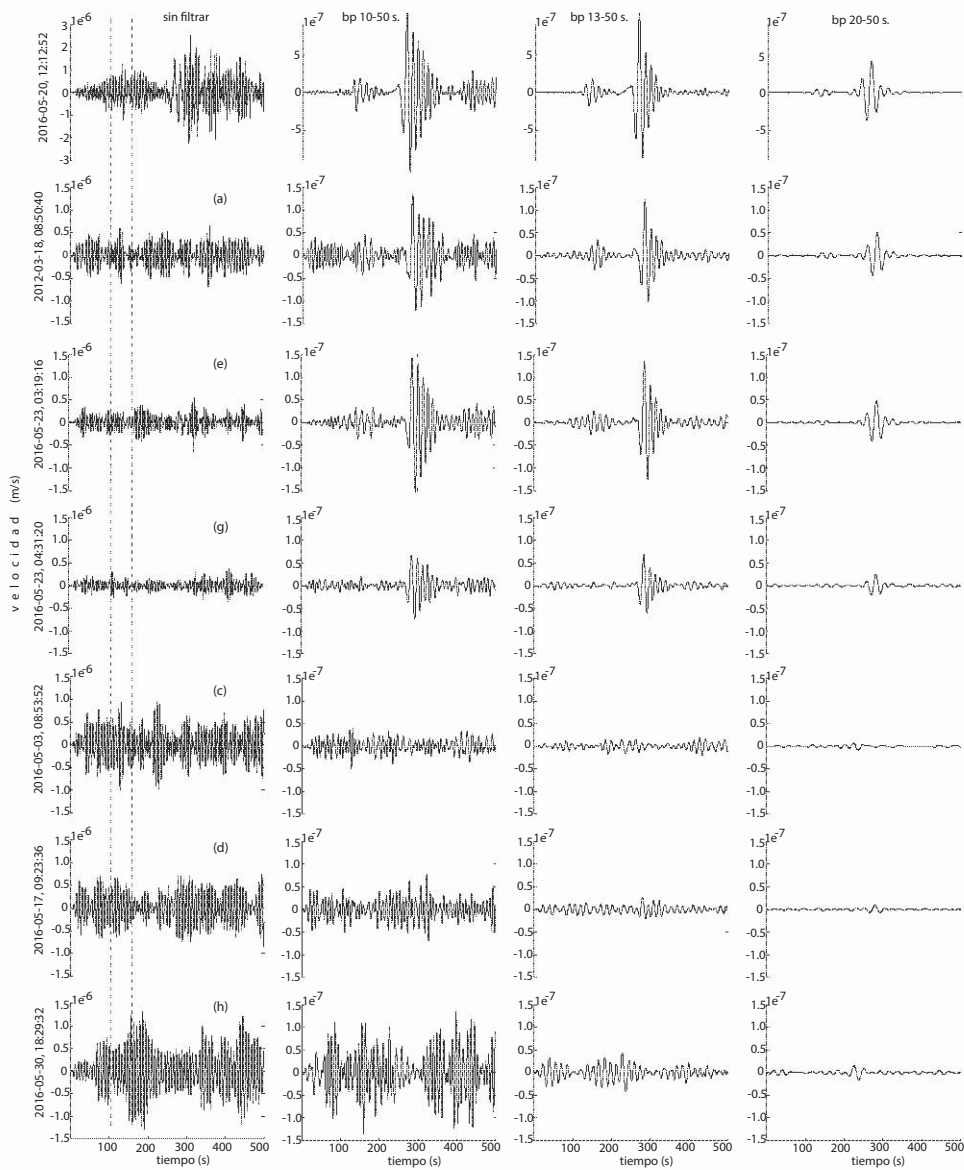


Fig. 5.6. Sismogramas en velocidad (comp. Z) de nuevas detecciones en el EPR con distintos filtros registrados en la estación de Pinotepa Nacional, Oaxaca (PNIG). Cada renglón corresponde a un evento. Las fechas de cada evento están en el lado izquierdo. Cada columna corresponde a una banda de filtrado. El evento en la parte superior es un sismo reportado por USGS (M4.7) cercano al evento (d). Todas las trazas, a excepción del evento superior, tienen la misma escala. Las líneas discontinuas hacen referencia al lapso de tiempo donde se estima el arribo de la onda P.

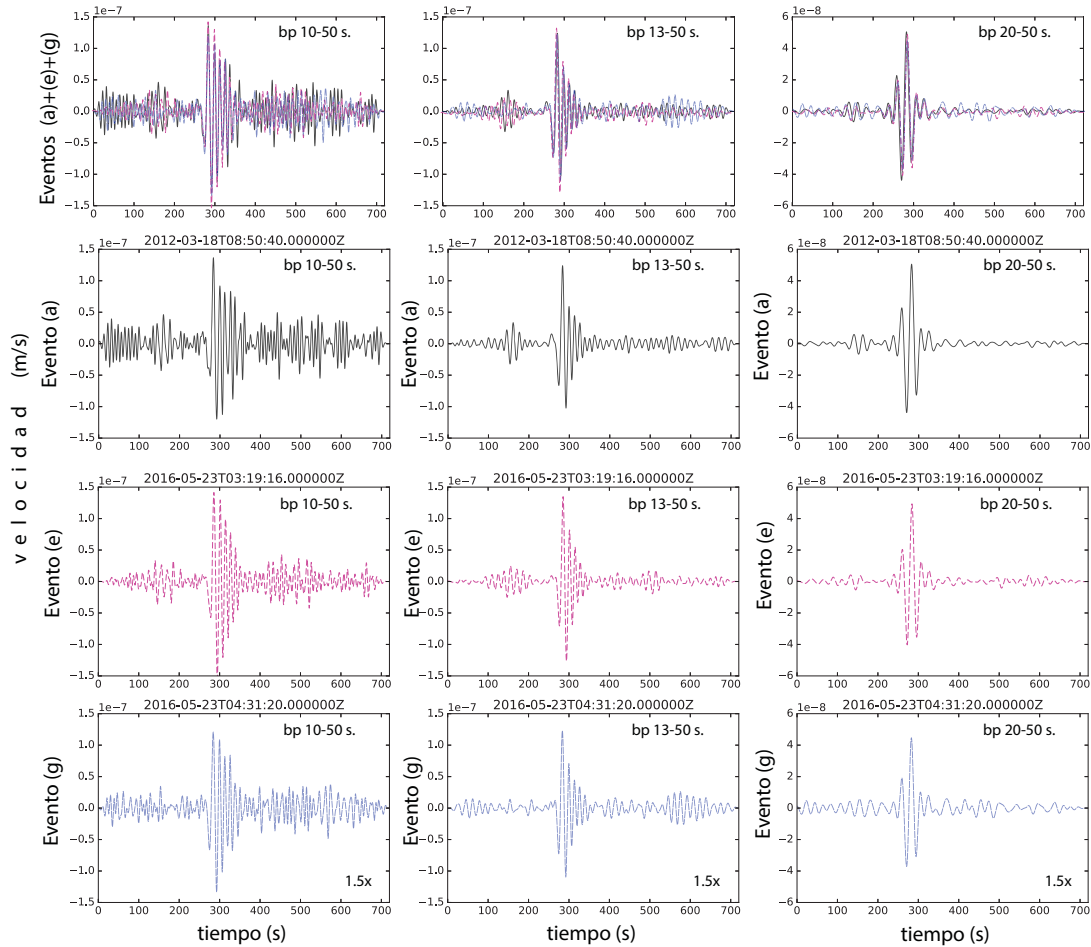


Fig. 5.7. Sismogramas en velocidad de nuevas detecciones (comp. Z) en el EPR con distintos filtros registrados en la estación de Pinotepa Nacional, Oaxaca (PNIG). En el primer renglón superior están traslapados los tres eventos (círculos amarillos en Fig. 5.9). En los siguientes tres renglones se dejaron por separado los eventos. Las fechas de cada evento están en la parte superior. Cada columna corresponde a una banda de filtrado. Los tres eventos fueron escalados para tener la misma escala vertical.

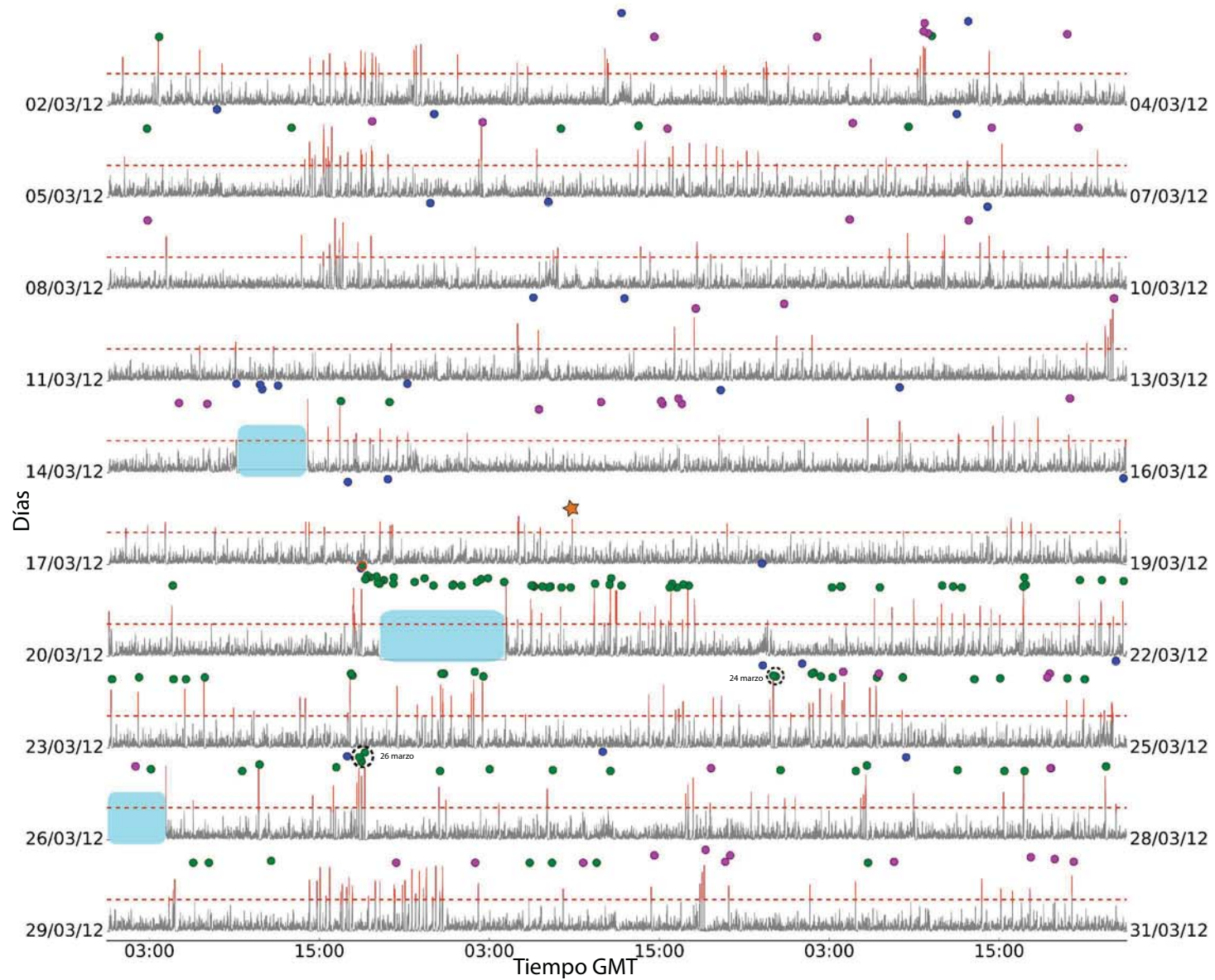


Fig. 5.8. Detecciones del método de correlación cruzada de forma de onda completa aplicado en la zona de la EPR durante marzo de 2012. Las líneas grises son los cocientes STA/LTA de la función $E(x,t)$ para una localización de prueba (170, entre las fallas transformantes de Clipperton y Siqueiros). Cada traza tiene tres días de duración. Las líneas rojas verticales es donde los valores de la función están por encima del nivel de disparo del cociente STA/LTA (líneas rojas discontinuas). La estrella indican el nuevo evento encontrado. Los círculos verdes son eventos con distancia epicentral menor a 1000 km a la localización de prueba. Los círculos magenta son eventos entre 1000 km y 3000 km de distancia epicentral y $M \geq 4$. Los círculos azules son eventos más allá de 3000 km de la zona de estudio y $M \geq 5.5$. El sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional (M 7.4) del 20 de marzo fue el evento de mayor magnitud. Este evento y sus réplicas ocasionaron que en algunos periodos el nivel de NSR en los datos fuera tan grande que tuvieron que ser descartados (rectángulos azules).

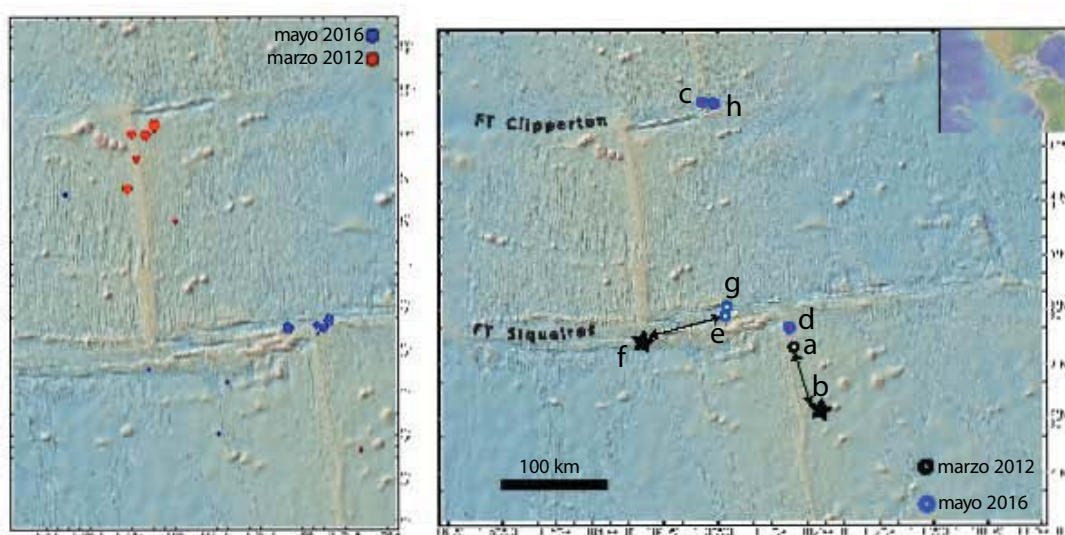


Fig. 5.9. Mapa de ubicación de sismos reportados en catálogos y eventos nuevos detectados en el EPR. Del lado izquierdo están los sismos reportados para marzo 2012 (círculos rojos) y para mayo 2016 (círculos azules). Del lado derecho están los tres eventos de la Fig. 5.7 (círculos amarillos). Las estrellas son las ubicaciones reportadas por el IDC-OTPCEN que son el mismo evento aunque distinta ubicación: a-b, g-h (unidos por líneas discontinuas). Las letras de cada evento están en la Tabla 5.2. (Mapa generado con <http://www.geomapapp.org>)

5.2. Eventos detectados en el GoC

El área de estudio del GoC se cubre con 70 localizaciones de prueba sobre los límites de placas tectónicas. Usamos la metodología de detección de correlación cruzada de la forma de onda completa para los meses de julio y septiembre de 2015. Posteriormente, utilizamos la metodología de filtro adaptativo para los mismos meses, notamos que era más rápido en cuanto a tiempo de cálculo y los eventos nuevos encontrados eran los mismos. Entonces, optamos por emplear la metodología de filtro adaptativo para todo el año 2015 en esta área con los eventos patrón mostrados en la Fig. 4.6 (los detalles de los sismos se presentan en el Apéndice D). En cada caso se especificará el método de detección usado. Primeramente mostramos un resumen, en mapas, de las detecciones para 2015, por mes, usando filtro adaptativo (Figs. 5.10 y 5.11). Los catálogos usados son los del SSN, de USGS y del ISC para comparar con nuestros resultados. De este último catálogo se tienen los reportes del IDC (*Centro Internacional de Datos*) de la *Organización del Tratado de Prohibición Completa de los Ensayos Nucleares (OTPCEN)* y de la red identificada con ECX del CICESE. Los compendios de los catálogos de sismos, para cada zona, se encuentran en los Apéndices E y F. El número de sismos reportados en catálogos reportados en catálogos es 392. Las imágenes muestran la ubicación de eventos coincidentes y nuevos eventos detectados con nuestra metodología y con filtro adaptativo. También se denotan las ubicaciones de algunas de las estaciones sismológicas usadas. Si hay eventos reportados por más de dos servicios simológicos o redes, se considera primero la localización del SSN y enseguida las reportadas por IDC o por ECX. En todos los casos, los sismos reportados por USGS también han sido reportados por el SSN y por esa razón no aparecen en los mapas.

La sismicidad durante el 2015 se concentró en la región central del Golfo en la cuenca de Guaymas y hacia el sur al final de la cuenca de Carmen y en la cuenca de Farallón. En la parte más al norte del Golfo en la cuenca Wagner en enero y julio se reportaron algunos sismos. En marzo y julio se observa sismicidad en la cuenca Delfín. Los tres periodos con más sismos reportados son febrero, julio y septiembre. El sismo de mayor magnitud ($M_{6.7}$), en este año, ocurrió el 13 de septiembre.

5.2.1. Identificación de eventos nuevos

El número de detecciones falsas, eventos nuevos y detecciones coincidentes con los reportados en catálogos están en la Tabla 5.3. Las fechas, tiempo de detección y coordenadas geográficas de los 10 eventos nuevos, junto con la magnitud estimada, están en la Tabla 5.4. Las secciones de sismogramas de las estaciones empleadas junto con el mapa de eventos nuevos están compilados en las Fig. 5.12 y 5.13. En los sismogramas observamos una diferencia notable con respecto a los eventos nuevos detectados en el EPR, la alineación y definición de pulsos porque no se ven en las estaciones más lejanas. El evento que es más visible y con una alineación muy buena de los trenes de ondas superficiales es el del 8 de julio de 2015. Este evento es el sismo que tiene la mayor magnitud calculada ($M_{SW}=4.5$) y se ubica en el centro del Golfo. Ubicamos los 10 eventos nuevos detectados en un mapa y observamos que la mayor cantidad de eventos está hacia el sur del Golfo

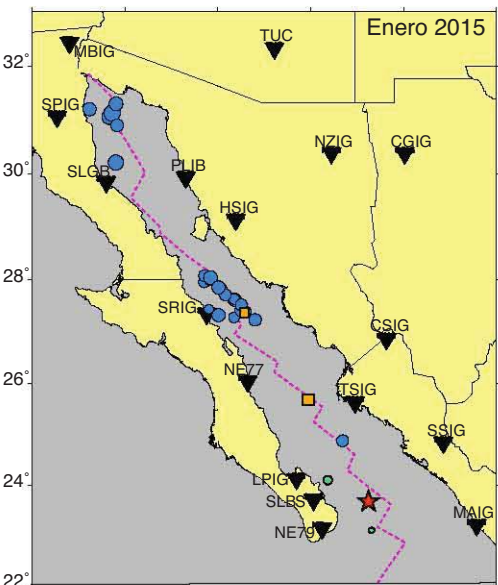
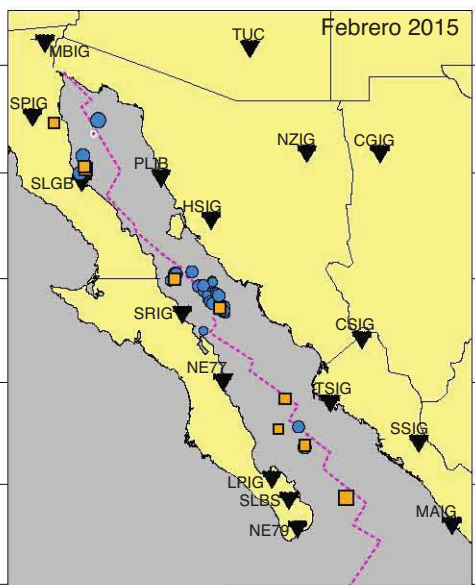
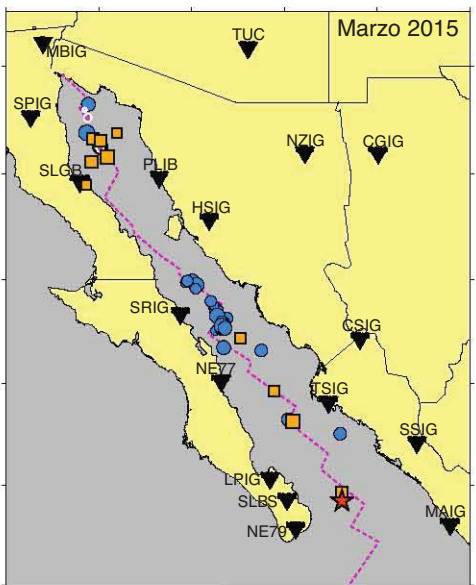
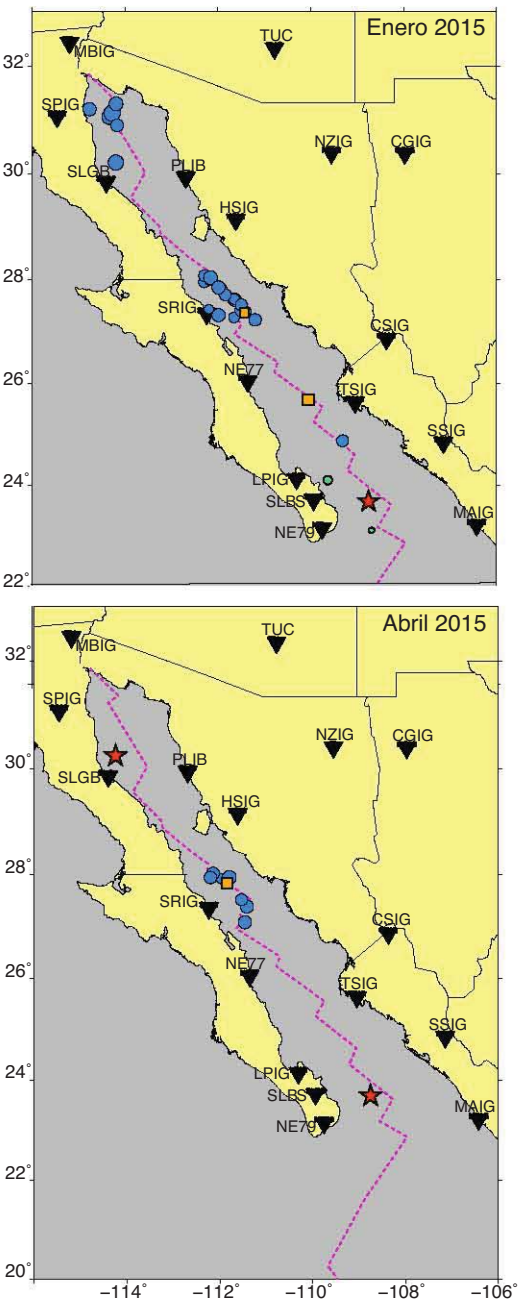
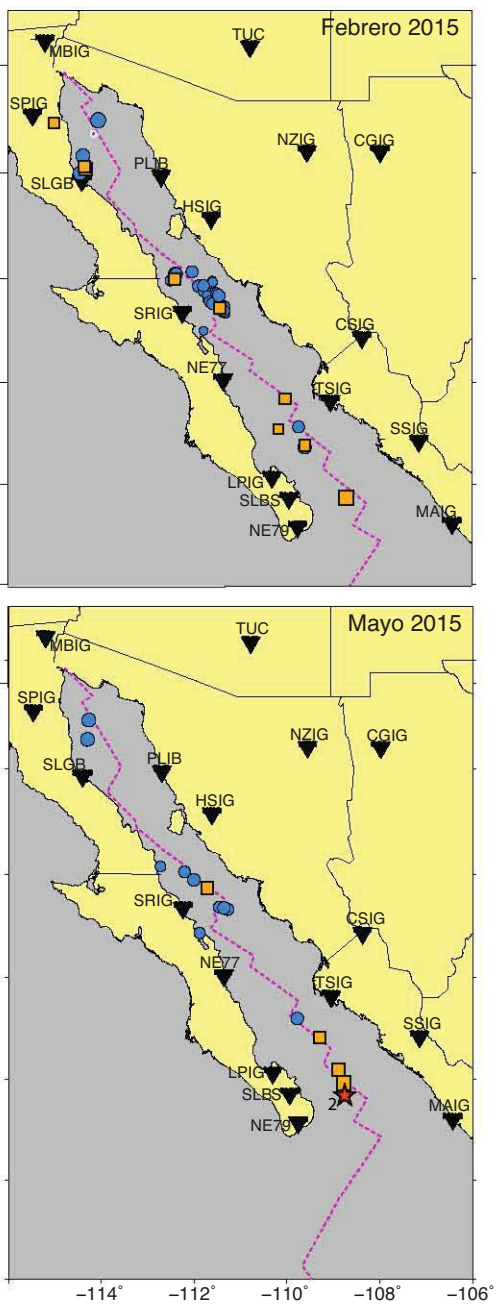
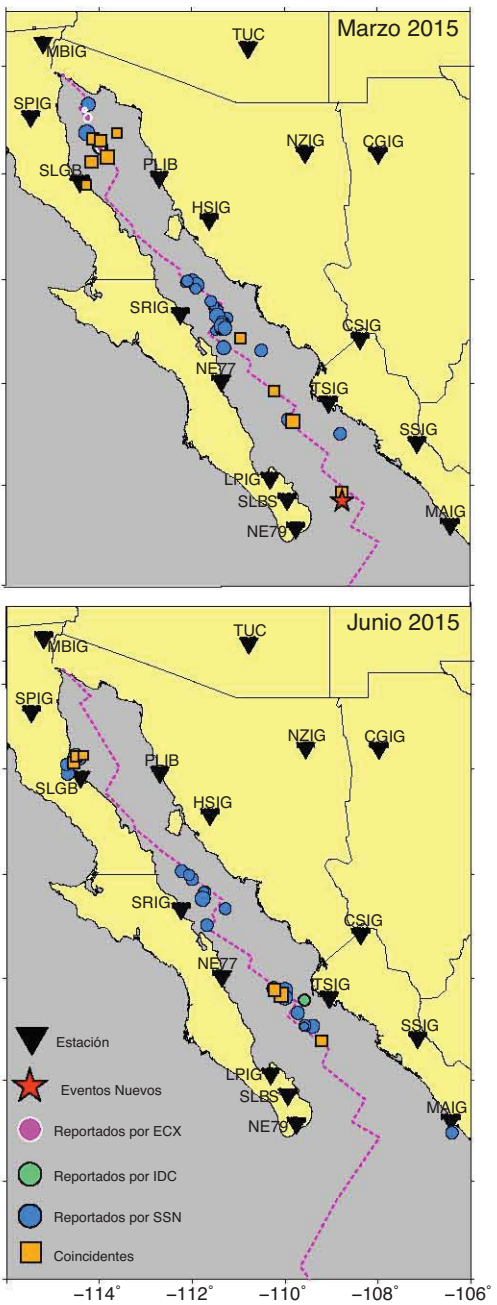


Fig. 5.10. Sismos reportados por SSN, IDC y ECX además de sismos nuevos (estrellas rojas) en el GoC para el primer semestre de 2015. La localización es el evento patrón con el valor más grande de la suma de la correlación. (Mapas generados con *Generic Mapping Tools-GMT*).

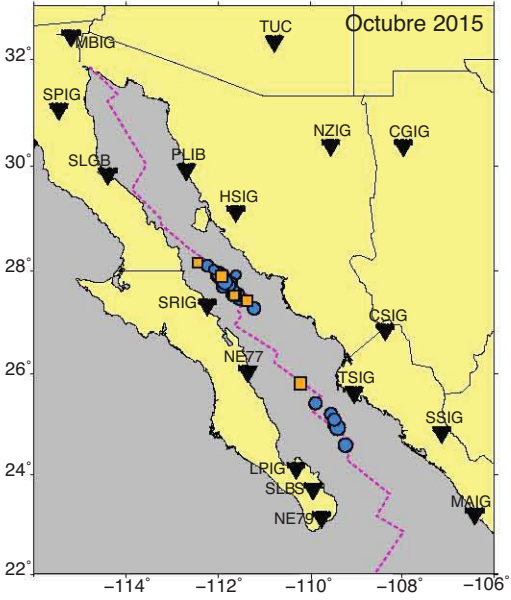
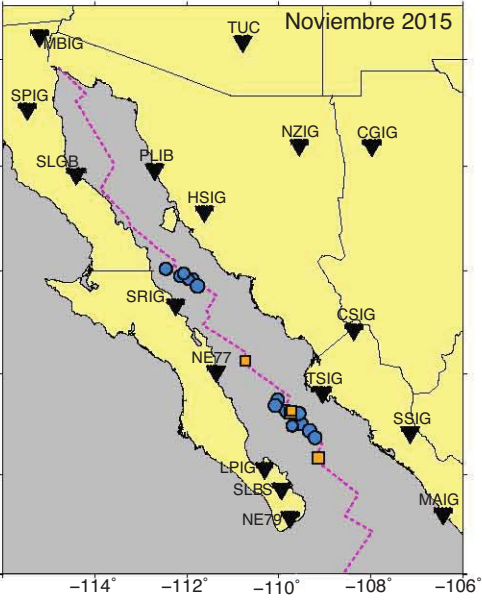
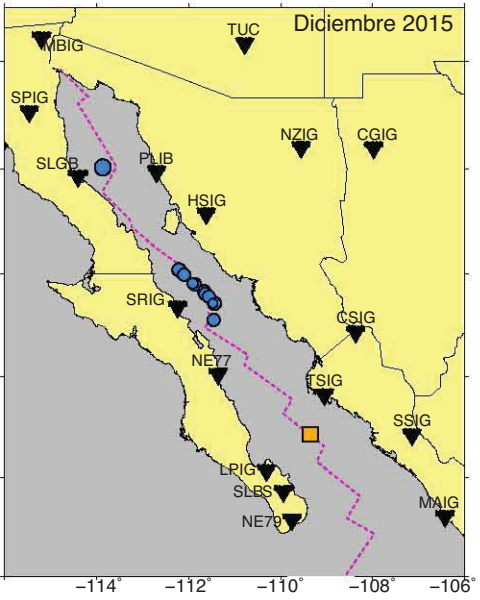
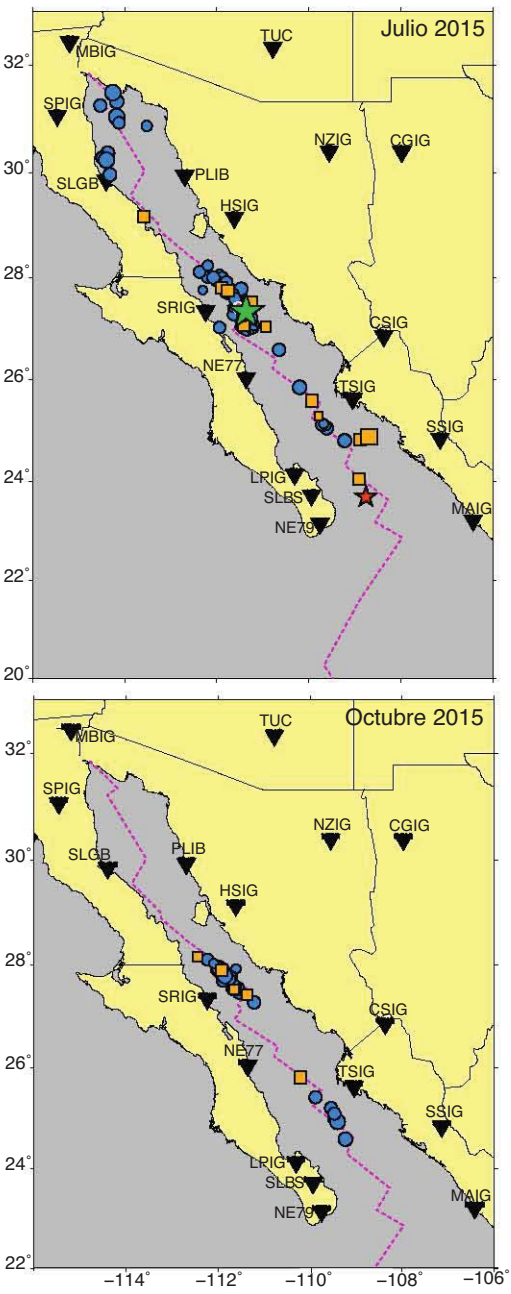
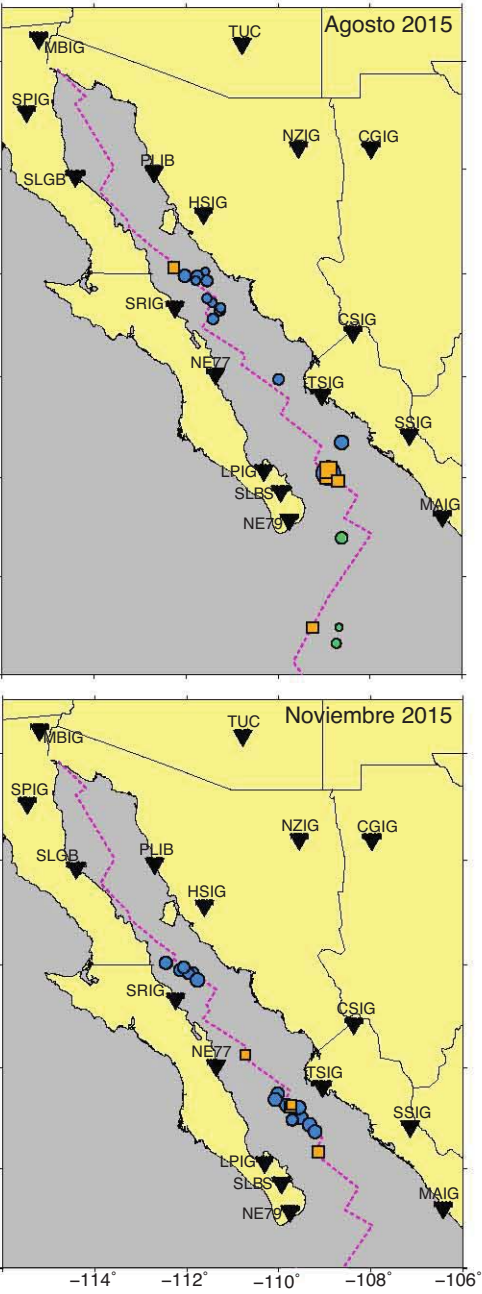
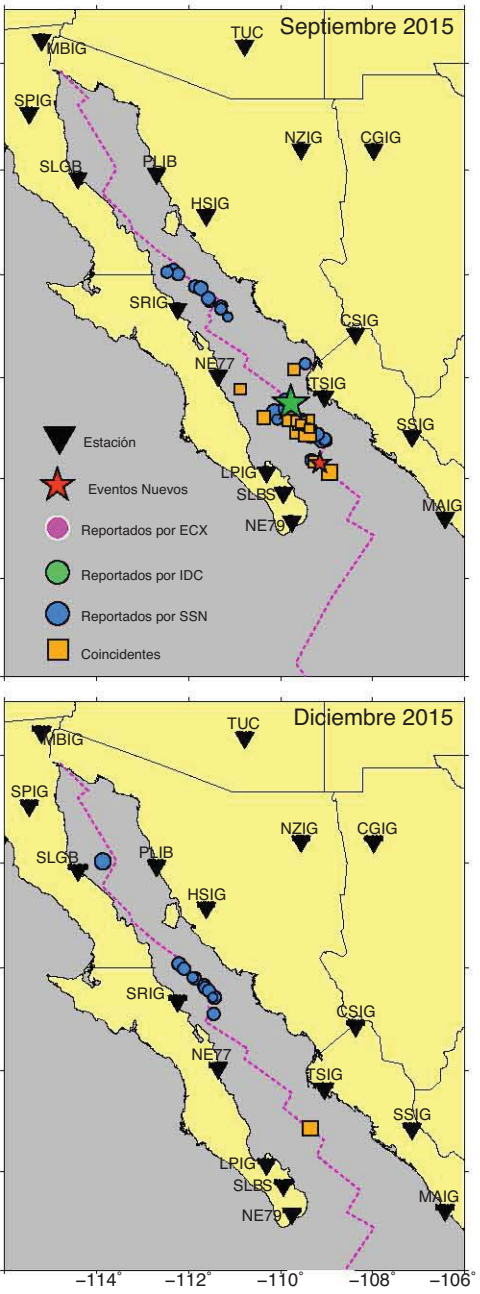


Fig. 5.11. Sismos reportados por SSN, IDC y ECX además de sismos nuevos (estrellas rojas) en el GoC para el primer semestre de 2015. La localización es el evento patrón con el valor más grande de la suma de la correlación. (Mapas generados con *Generic Mapping Tools-GMT*).

donde el sismo patrón que los detectó (sismo del 08/10/14 en Fig. 4.6) tiene la mayor cantidad de sismogramas, es decir, el mayor número de estaciones que lo registraron en comparación con los sismos patrón alrededor de él (Tabla del Apéndice D). Los eventos 1, 5 y 7 son los que presentan menos alineación de pulsos y tienen la ubicación del mismo evento patrón (30), el cual no necesariamente muestra la localización más certera, como se discute en la Sec. 6.2. El sismograma de la estación TSIG (Topolobampo, Sinaloa) mostrado para el evento nuevo cuatro, se muestra plano completamente con sólo un pulso amplio, originado artificialmente por el filtro aplicado en el procesamiento de los datos. En los sismogramas del evento nuevo 6, se observa un pico de la estación (PPIG, Popocatepetl) previo al pico menor que es el relativo a la detección en el GoC. Posiblemente sea un evento vulcanotectónico porque no hay reportes de sismos en esa zona. Los eventos 9 y 10 son eventos que consideramos nuevos porque no hay reporte de ellos en el catálogo de SSN o USGS. Sin embargo, la red local del ECX y el IDC lo reportan.

Tabla 5.3. Tabla de eventos detectados en el GoC usando filtro adaptativo.

Periodo	Detecciones				Reportados en catálogo
	Falsas: Ruido o telesismos	Coincidentes	Nuevos	Total	
enero 2015	14	3	1	18	31
febrero 2015	10	12	0	22	43
marzo 2015	12	16	1	29	46
abril 2015	15	1	2	18	9
mayo 2015	16	4	2	22	14
junio 2015	16	10	0	26	30
julio 2015	18	15	2	35	74
agosto 2015	20	9	0	29	20
sept. 2015	27	18	2	47	56
octubre 2015	10	5	0	15	31
nov. 2015	9	4	0	13	20
dic. 2015	11	2	0	13	16
TOTALES	178	99	10	287	390

Detecciones es el número total de detecciones, depuradas, para cada periodo. *Falsas:Ruido* es el número de falsas detecciones ocasionadas por ruido y/o picos en la señal. *Falsas:sismos* corresponden a arribos de fases de sismos regionales o telesísmicos fuera del área de estudio. *Reportados* se refiere a eventos dentro del área de estudio reportados por servicios sismológicos (SSN,USGS-NEIC). *Coincidentes* son eventos reportados por servicios y que también detectamos. *Nuevos* eventos son detecciones con trazas alineadas y sin algún reporte correspondiente en USGS-NEIC o SSN.

Tabla 5.4. Nuevos eventos detectados en el GoC.

Evento	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Evento patrón	M_{SW}
1	2015-01-14	15:20:36	23.6963	-108.755	08/10/14	4.0
2	2015-03-20	09:58:00	23.6963	-108.755	08/10/14	3.8
3	2015-04-03	05:05:24	30.25	-114.25	27/03/16	3.9
4	2015-04-12	14:59:00	23.6963	-108.755	08/10/14	3.8
5	2015-05-10	07:59:24	23.6963	-108.755	08/10/14	3.9
6	2015-05-31	20:24:00	23.6963	-108.755	08/10/14	3.9
7*	2015-07-30	14:18:04	23.6963	-108.755	08/10/14	4.0
8*	2015-09-16	18:22:16	24.3232	-109.149	25/12/14	3.8
9	2015-07-08	09:16:24	27.63	-111.47	05/02/15	4.5
	2015-07-08	09:16:26	27.41	-111.526		3.4 (m_b ,IDC)
10	2015-09-13	23:09:12	25.23	-109.80	25/12/14	4.1
	2015-09-13	23:09:05	25.1073	-109.6142		3.4 (m_b ,IDC)

La localización y el tiempo de origen es de acuerdo con la localización del evento patrón. Para los meses de julio y septiembre, donde se usaron ambas metodologías de detección, la ubicación y tiempo de origen de los eventos, 9 y 10, es la de la localización de prueba como indica el Paso 4 de la Sec. 3.6. Los eventos 7* y 8* sólo fueron detectados por el método de filtro adaptativo. Se agregan localizaciones y magnitudes (m_b) por parte del IDC-OTPCEN para los eventos del 8 de julio y del 13 de septiembre de 2015.

5.2.2. Estimación de magnitud de eventos nuevos

Para observar la distribución temporal de sismos reportados en catálogos junto con los eventos nuevos, los graficamos con sus magnitudes reportadas por SSN, NEIC, IDC y ECX, según sea el caso junto con las magnitudes M_{SW} de los nuevos eventos calculadas de acuerdo con la Sec. 4.7 (Fig. 5.14). Se pueden apreciar los conjuntos de eventos correspondientes a las secuencias sísmicas de febrero, julio y agosto. Para hacer una distinción entre los eventos que detectamos y que tienen correlación con eventos reportados en catálogos, los pusimos en distintos colores para mostrar la diferencia de distancia radial entre la localización del evento patrón y la ubicación reportada (70 km de distancia). Los sismos con magnitud menor o igual que 3 son los reportados por la red ECX en el catálogo del ISC, de los cuáles sólo uno, no detectamos. La mayor densidad de eventos reportados se encuentra entre M3 y M4. También se observa que los sismos con magnitudes mayores sí los detectábamos. Los que no detectamos, en la mayoría de los casos, son eventos que ocurren en lapsos de tiempo muy cortos y el algoritmo no los percibe.

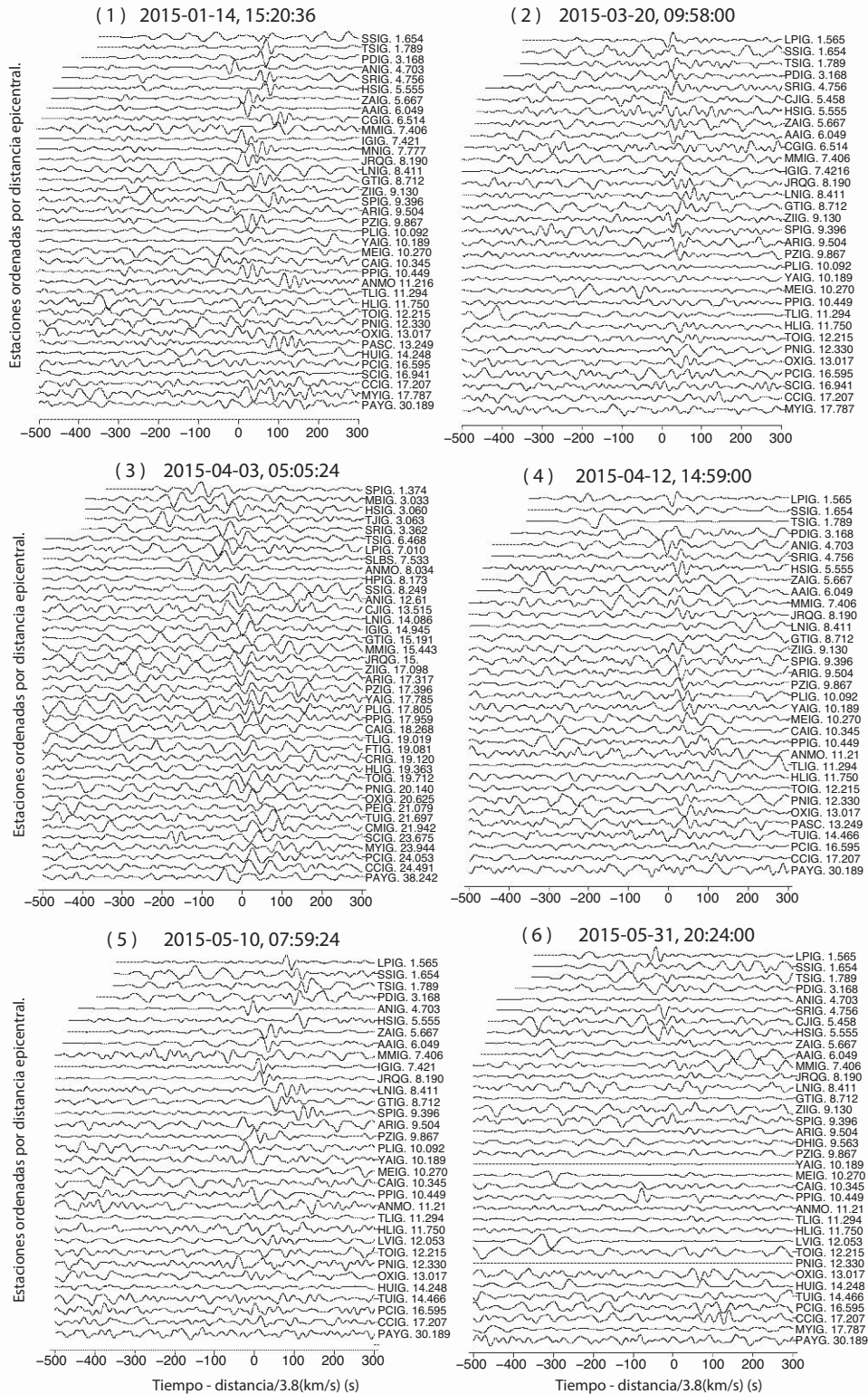


Fig. 5.12. Eventos nuevos detectados en el GoC. El número, la fecha y hora del evento nuevo está en la parte superior de cada grupo de sismogramas. En las secciones las estaciones están ordenadas de menor a mayor distancia epicentral, de arriba hacia abajo. El valor 0 en el eje x corresponde con el arribo de ondas superficiales, asumiendo 3.8 km/s como la velocidad de propagación. En el mapa de la Fig. 5.13 están indicadas, con su número, las ubicaciones de cada evento nuevo.

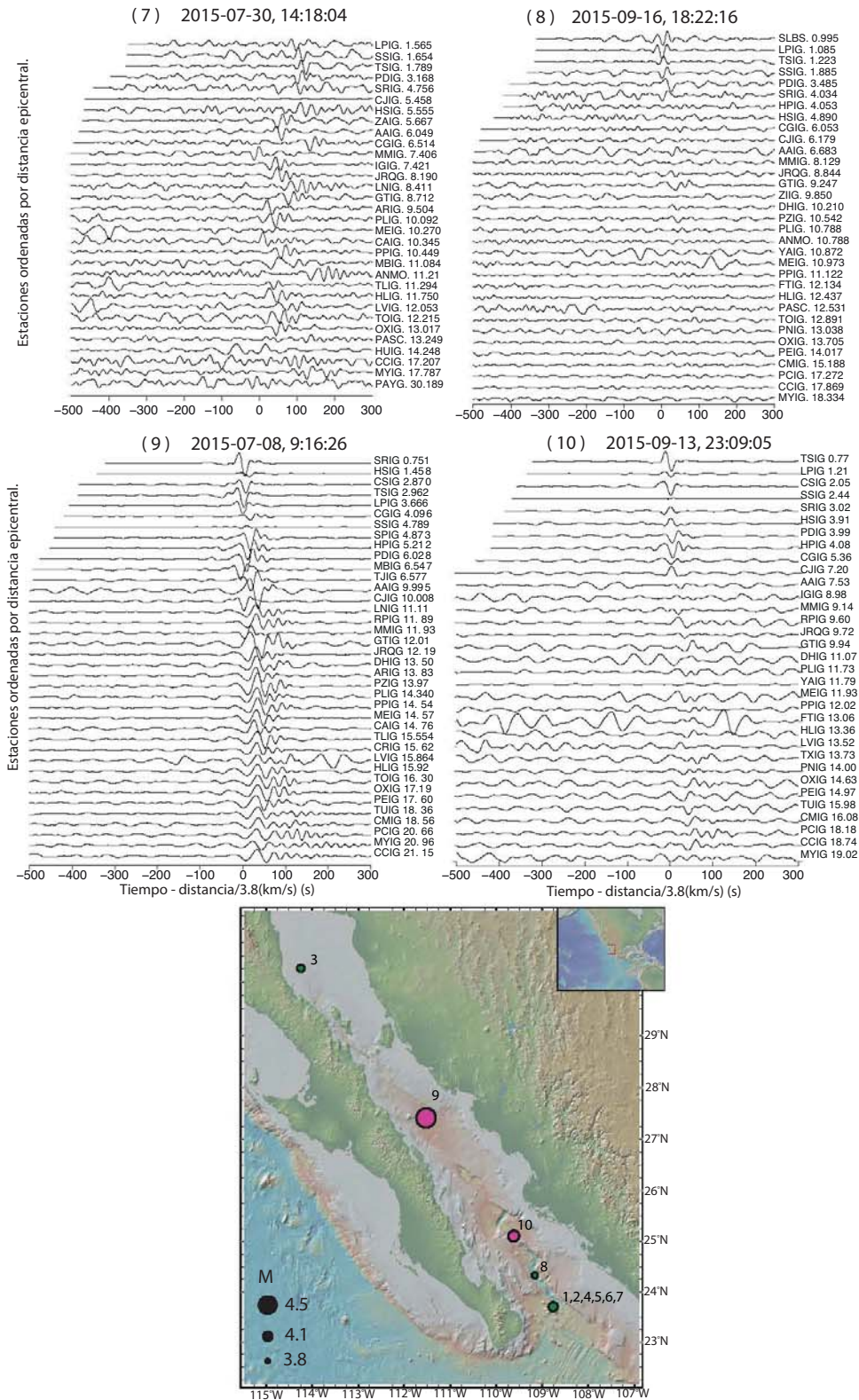


Fig. 5.13. Eventos nuevos detectados en el GoC. Mismas indicaciones de las trazas que en la Fig. 5.12. En el mapa están indicadas, con su número, las ubicaciones de cada evento nuevo. El tamaño del círculo corresponde a su magnitud. Los eventos reportados por IDC están en color magenta. (Mapa generado con <http://www.geomapapp.org>).

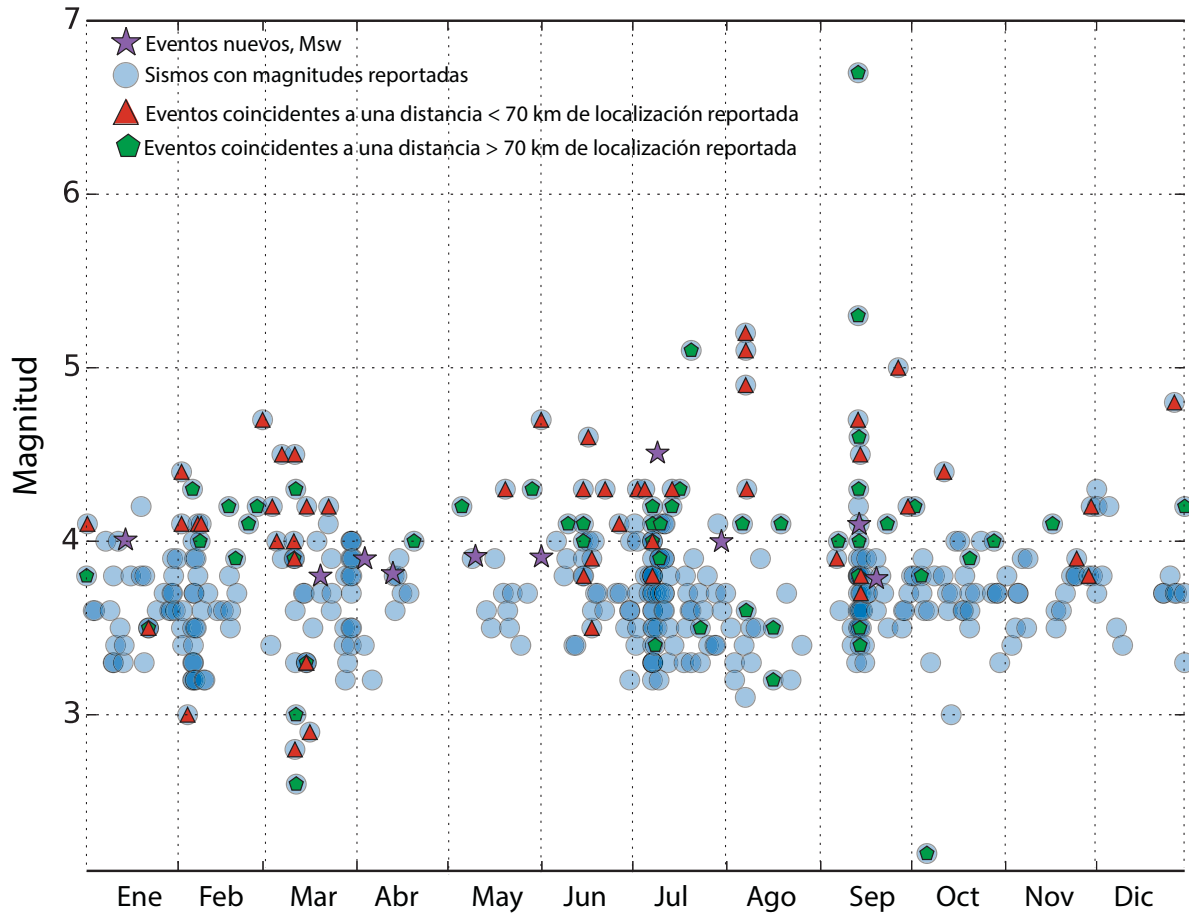


Fig. 5.14. Magnitudes de eventos reportados, eventos nuevos y coincidentes para 2015 en GoC. En círculos azules están los eventos reportados por SSN, NEIC, IDC y ECX. Las estrellas moradas son nuevos eventos con sus magnitudes estimadas. Los eventos coincidentes, es decir, reportados por algún servicio y detectados con el método de filtro adaptativo están en verde y rojo. Los eventos coincidentes en rojo están a menos de 70 km de distancia de la localización reportada. Las magnitudes son las reportadas por cada una de las redes.

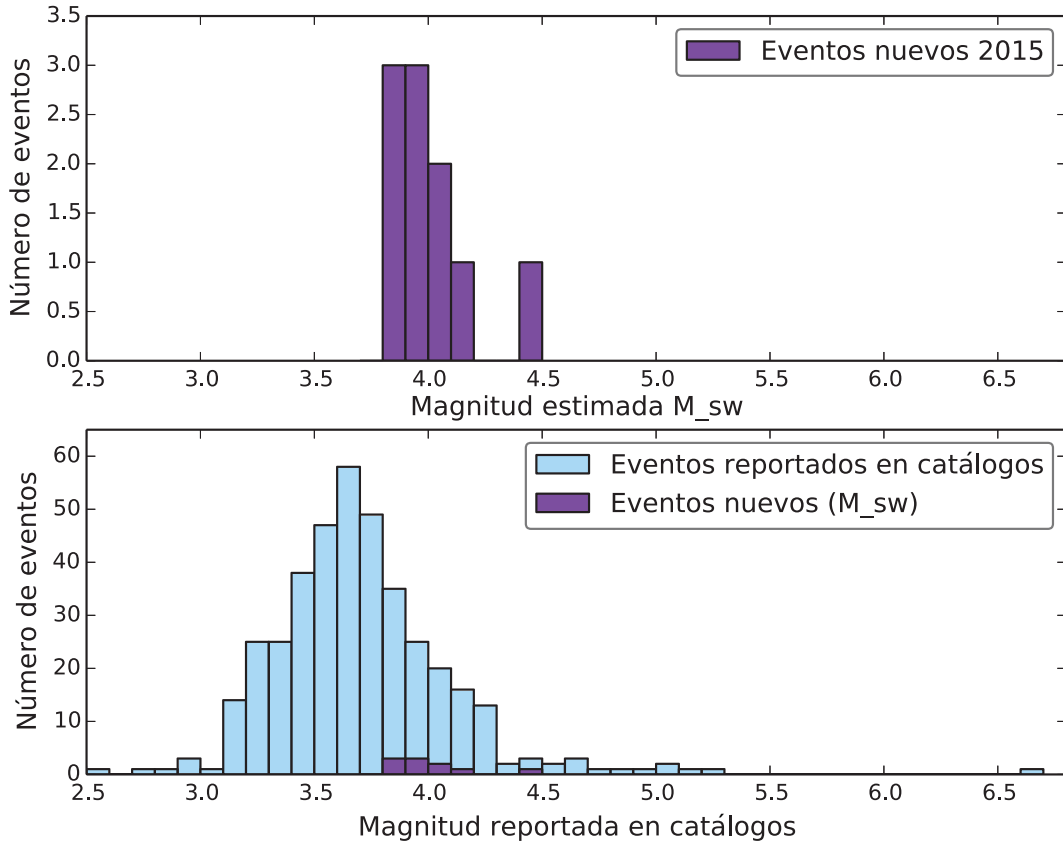


Fig. 5.15. Histograma de magnitudes calculadas para eventos nuevos y de sismos reportados en el GoC. El valor máximo de magnitud estimada es de 4.5 y el mínimo es de 3.8 para un total de 10 eventos nuevos encontrados en 2015. El total de sismos en el catálogo es 392 para la zona del GoC.

Una vez que graficada la distribución temporal, se procedió a graficar la distribución de las magnitudes respecto al número de eventos reportados en catálogos. Por tanto, se hicieron dos histogramas: uno que contiene los valores de magnitudes M_{SW} de los eventos nuevos y otro donde se muestra el número de sismos reportados en los catálogos para el GoC (Fig. 5.15). El rango de magnitudes estimadas con la Ec. 2.12 para eventos nuevos es de 3.8 a 4.5 con promedio igual a 3.98 y mediana de 3.9. Se puede observar con los dos histogramas juntos que los eventos nuevos son una ínfima parte de todos los eventos reportados en la zona de estudio.

5.2.3. Eventos reportados con diferencia de magnitudes m_b y M_S

Al iniciar esta investigación en el GoC, se esperaba obtener un mayor número de eventos nuevos no impulsivos que ocurren en fallas transformantes oceánicas porque nuestro periodo de búsqueda era de un año. Pero sólo se encontraron 10 eventos nuevos que no fueron detectados porque tienen un bajo contenido de altas frecuencias. Entonces, para complementar el número de eventos encontrados, se buscaron eventos de 2015 en el

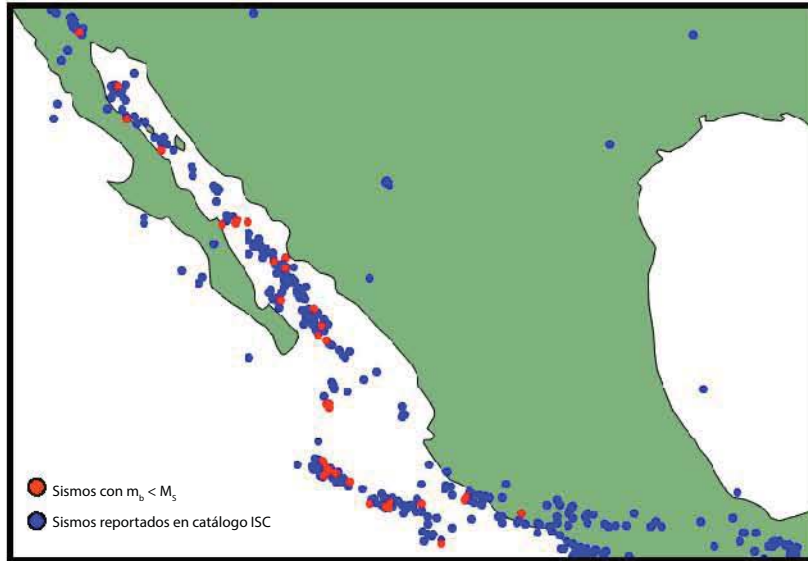


Fig. 5.16. Eventos con $m_b(NEIC) - M_w(GCMT) \leq -0.7$ (círculos rojos). Los círculos azules son todos los eventos reportados en el catálogo de ISC de 2001 a 2015 con $M \geq 4$. (Figura modificada de *Allen Husker, 2018*)

catálogo del ISC con $M \geq 4$ que tuvieran diferencias entre m_b y M_S porque son eventos que pueden tener bajo contenido de altas frecuencias con respecto a su contenido de ondas superficiales. En el mapa de México (Fig. 5.16) se observan las ubicaciones de los sismos con $m_b < M_w$ reportados en los catálogos de USGS y/o GCMT. Los catálogos se descargaron de la página del ISC y comprenden de 2001 a 2015. Los sismos que se reportan con una m_b menor que M_w , probables eventos lentos, aparecen sólo en algunas zonas a lo largo de los límites de placas. La distribución de las diferencias de magnitudes $m_b(NEIC)-M_S(NEIC)$ tiene el grueso de la población entre -0.7 a -0.1; el mayor número de eventos es el que tiene una diferencia de -0.3 de m_b con respecto a M_S (Fig. 5.17). Para observar la densidad de eventos por área se presenta un mapa además de las gráficas de comparación de magnitudes, con diferencias mayores que 0.7 entre magnitud de ondas de cuerpo y ondas superficiales: $m_b(NEIC)-M_S(NEIC)$ y $M_w(GCMT)-M_S(NEIC)$, donde se observa que $M_S > m_b$ en el 62% de los eventos, donde casi el 50% de esos eventos tiene una diferencia $m_b - M_S \geq 0.5$. La diferencia $|M_S - M_w| \leq 0.5$ en casi el 90% de los sismos. Las Figuras 5.16 y 5.17 fueron hechas con un programa provisto por el Dr. Allen Husker.

Posteriormente, para comparar las magnitudes estimadas con el catálogo de SSN de sismos reportados en el GoC para 2015, se calculó la magnitud M_{SW} de todos los eventos reportados y se graficaron en conjunto con los eventos nuevos. Se puede apreciar en la parte superior de la Fig. 5.18 que los eventos nuevos (estrellas negras) se encuentran distribuidos a lo largo del año y alrededor de la media. El umbral de magnitud mínima M_{SW} es 3.8 (línea discontinua). De los 392 sismos con magnitudes reportadas (MR, líneas azules), incluidos los del IDC: hay 56 sismos con $MR \geq M_{SW}$ y 45 sismos tienen una diferencia $M_{SW}-MR$ mayor o igual que 0.8, de los cuales, 37 tienen $M_{SSN} < 3.7$ (líneas

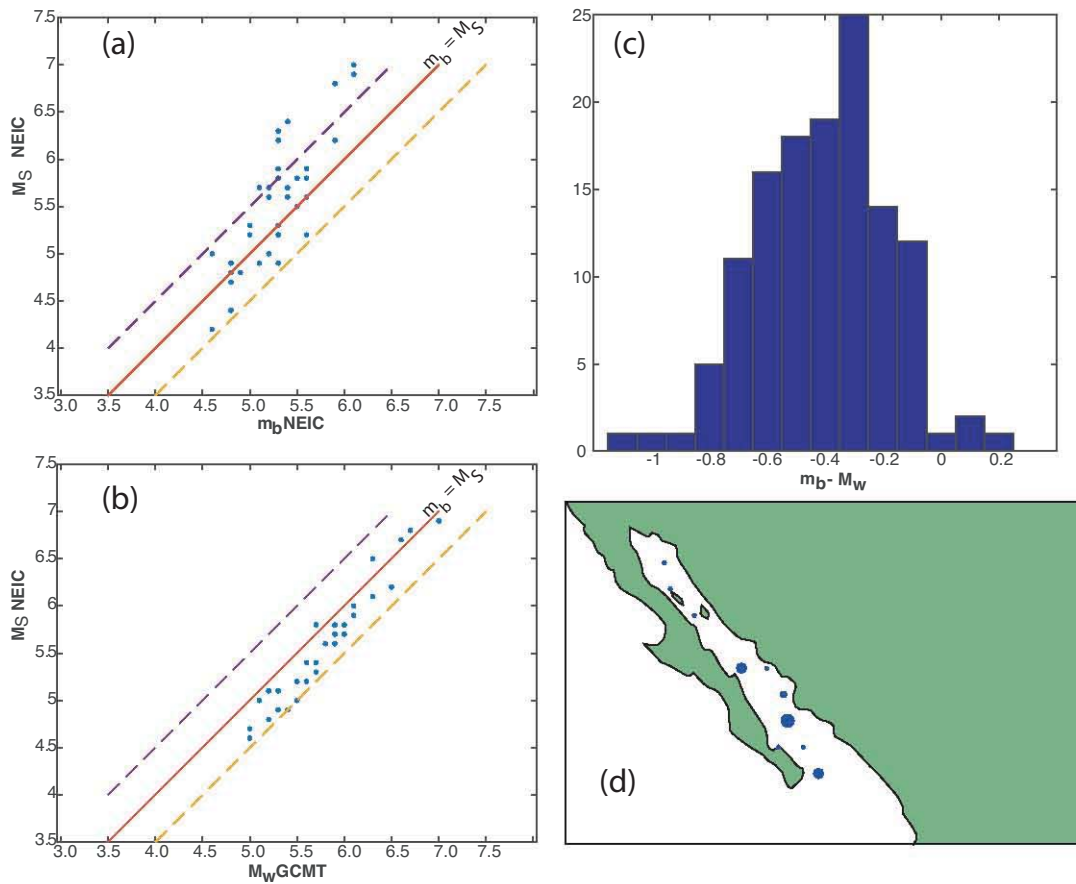


Fig. 5.17. Los círculos azules en las gráficas de la izquierda son todos los eventos reportados en el catálogo de ISC de 2001 a 2015 para la zona del GoC con $M \geq 4$. (a): m_b comparada con M_S reportadas por el USGS-NEIC. (b): M_w comparada con M_S reportadas por el GCMT y el USGS-NEIC, respectivamente. (c): Número de eventos con diferencias entre m_b y M_w . (d): Densidad (tamaño del círculo) de sismos con $m_b - M_w \leq -0.7$.

naranjas).

Para contabilizar los sismos que tenían un tren de ondas visible en el periodo donde se midió la amplitud del sismograma para obtener la magnitud M_{SW} , se revisaron las secciones de sismogramas filtrados de 20 a 80 s de todos los eventos reportados. Se contabilizaron 51 sismos que tienen un tren de ondas superficiales visible con una diferencia $M_{SSN} - M_{SW} < 0$. El mapa con la distribución espacial y la gráfica con la distribución temporal de estos eventos, se muestra en la Fig. 5.19. Los eventos más al sur, en los límites de la placa de Rivera y la placa del Pacífico, se grafican y contabilizan porque, aunque están fuera del área de estudio, los detectamos.

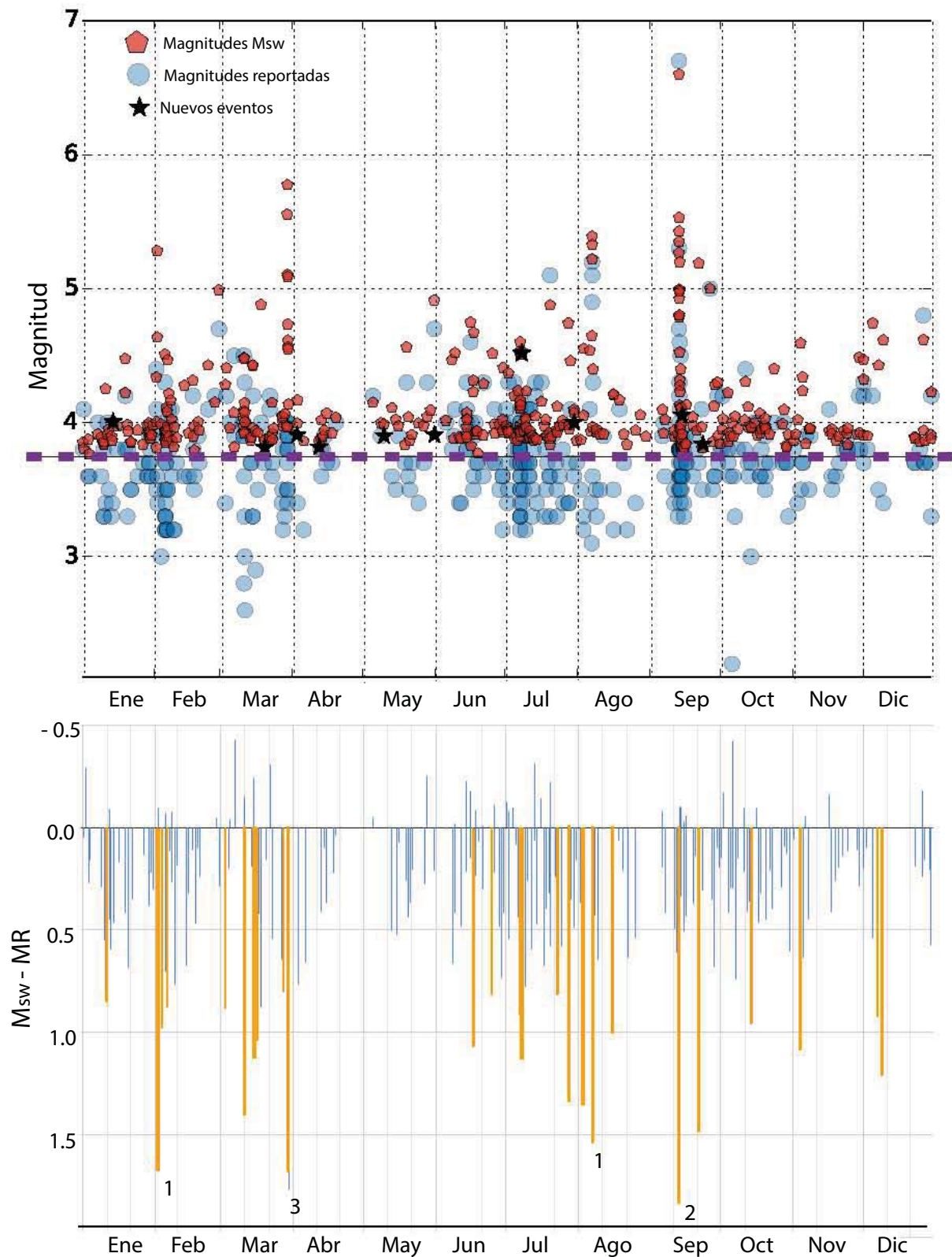


Fig. 5.18. *Arriba:* Magnitudes estimadas, M_{SW} , de eventos reportados (en rojo) y eventos nuevos (estrellas negras) para 2015 en GoC. En círculos azules están los eventos reportados por SSN, NEIC, IDC y ECX con sus magnitudes reportadas (MR). La línea morada discontinua indica el umbral de magnitud mínima, $M_{SW}3.8$. *Abajo:* Diferencias por evento entre magnitud reportada (MR) y M_{SW} (líneas azules). Los números indican el número de eventos con la diferencia $M_{SW} - MR \geq 1.5$. Los eventos con $M_{SSN} < 3.7$ y $M_{SW} - MR \geq 0.81$ están resaltados con líneas naranjas.

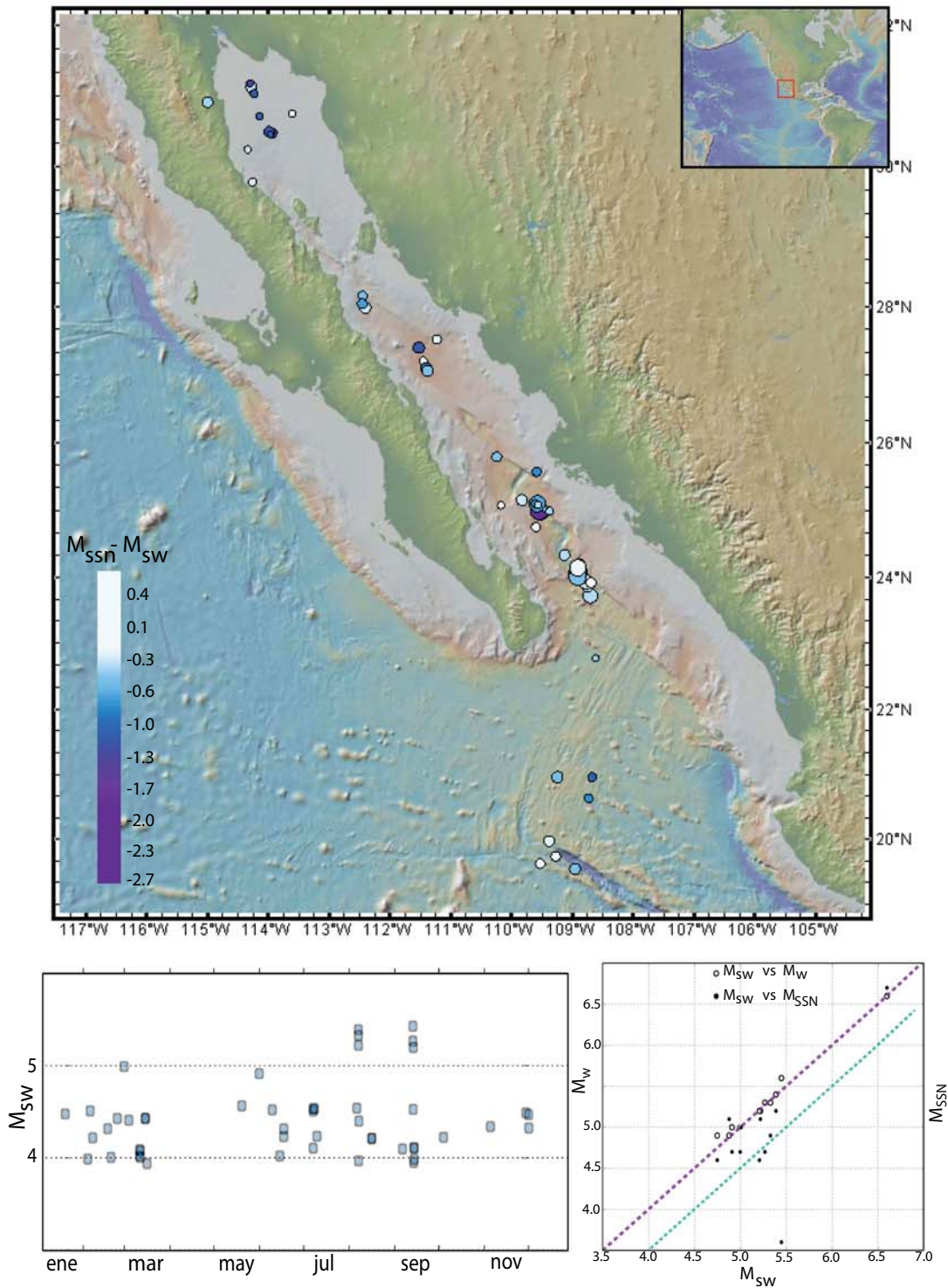


Fig. 5.19. Sismos reportados en 2015 en el GoC. El tamaño de los círculos es la magnitud M_{SW} y el color es la diferencia de magnitudes reportada por el SSN y nuestra magnitud estimada ($M_{SSN} - M_{SW}$) descartando sismos pequeños sin tren de ondas superficiales perceptibles entre 20-80 s. La gráfica inferior muestra su ocurrencia temporal contra su M_{SW} estimada. La gráfica del lado derecho compara magnitudes de los sismos usados ($M_w > 4.5$) para elaborar nuestra magnitud estimada M_{SW} (Tabla 4.3) con las magnitudes M_{SSN} y M_W (Mapa generado con <http://www.geomapapp.org>).

5.2.4. Estimación de energía sísmica irradiada, E_S

El propósito de estimar energía sísmica irradiada (E_S) de sismos reportados en el GoC es estudiar como varía la E_S en función de M_0 y calcular sus parámetros de fuente para ver su distribución espacial. Una vez que tuvimos estas estimaciones pudimos conjuntar esta información con las estimaciones que obtuvimos de dos de los eventos nuevos detectados y poder hacer comparaciones de manera cuantitativa respecto a sus parámetros de fuente. Primeramente, buscamos sismos con $M \geq 5.9$ en el catálogo de GCMT entre 1996 a marzo 2017 para calcular su E_S con estaciones a distancias telesísmicas entre 30° y 90° (Sec. 4.6.1). Luego, calculamos E_S de ese mismo conjunto de sismos usando datos de estaciones regionales.

De los 15 sismos encontrados con $M \geq 5.9$ en el catálogo de GCMT que se localizaran en la parte interna del GoC, sólo se pudieron usar los datos de 14 de ellos para la estimación de energía sísmica usando estaciones a distancias telesísmicas (Tabla 5.5). El sismo cuyos registros no pudimos usar fue porque no se apreciaban los arribos de onda P. Los espectros de amplitud de la componente vertical de los sismogramas corregidos por atenuación, directividad y efecto de sitio de las estaciones empleadas para la estimación de E_S (Sec. 2.3, Ec. 2.21) se presentan en las Fig. 5.20, 5.21 y 5.22 junto con el mapa de localización de los sismos y su mecanismo focal. Los resultados se presentan divididos en tres partes: zona centro (5 sismos), y posteriormente los 8 sismos (4 y 4) en el sur para efectos de visualización. El valor promedio de E_S y desviaciones estándar se muestran en líneas negras (sólida y discontinuas, respectivamente). Se observa que los espectros en su mayoría decaen como un modelo de ω^{-2} (Aki, 1968) y las variaciones respecto a la media son más evidentes hacia bajos periodos o altas frecuencias. Las variaciones en altas frecuencias en los espectros pueden ser una consecuencia del modelo de velocidades usado en los últimos metros que subyacen a las estaciones (Fig. 4.7). A partir de los espectros de amplitud calculamos los parámetros de la fuente sísmica como son frecuencia de esquina, f_c , momento sísmico, M_0 (estos dos últimos señalados en líneas discontinuas azules en cada uno de los sismos), caída de esfuerzos, $\Delta\sigma$, y esfuerzo aparente, τ_α , asumiendo un modelo de ω^{-2} para una falla circular (Sec. 2.3). El compendio de estos resultados se encuentra en la Tabla 5.5.

En un primer bloque de eventos (Fig. 5.20) que están en el centro del Golfo, las magnitudes varían de 6.3 a 7.0. Donde claramente el número de estaciones usadas es menor para el sismo con magnitud más pequeña, mientras que para los dos sismos más grandes, el número de estaciones que lo registraron y cuyos sismogramas pudimos emplear, es mayor. Los eventos del segundo conjunto (Fig. 5.21) están espacialmente, uno muy cerca del otro. Estos ocurrieron en un lapso de 5 años y sus magnitudes varían de 6.0 a 6.7, siendo los sismos con M6 los que presentan en sus espectros de amplitud, corregidos a la fuente, mayores variaciones respecto a la media. En el último grupo de eventos (Fig. 5.22), tenemos el único sismo con mecanismo de falla normal, el cual presenta el valor menor de esfuerzo aparente calculado en todos los eventos (6a columna en Tabla 5.5).

Para la estimación de E_S usando datos de estaciones regionales (SSN y RESBAN), se usaron datos de 7 sismos (Tabla 5.6) donde el nivel de ruido y la disponibilidad de datos de las estaciones lo permitió. Los espectros de amplitud corregidos de las estaciones

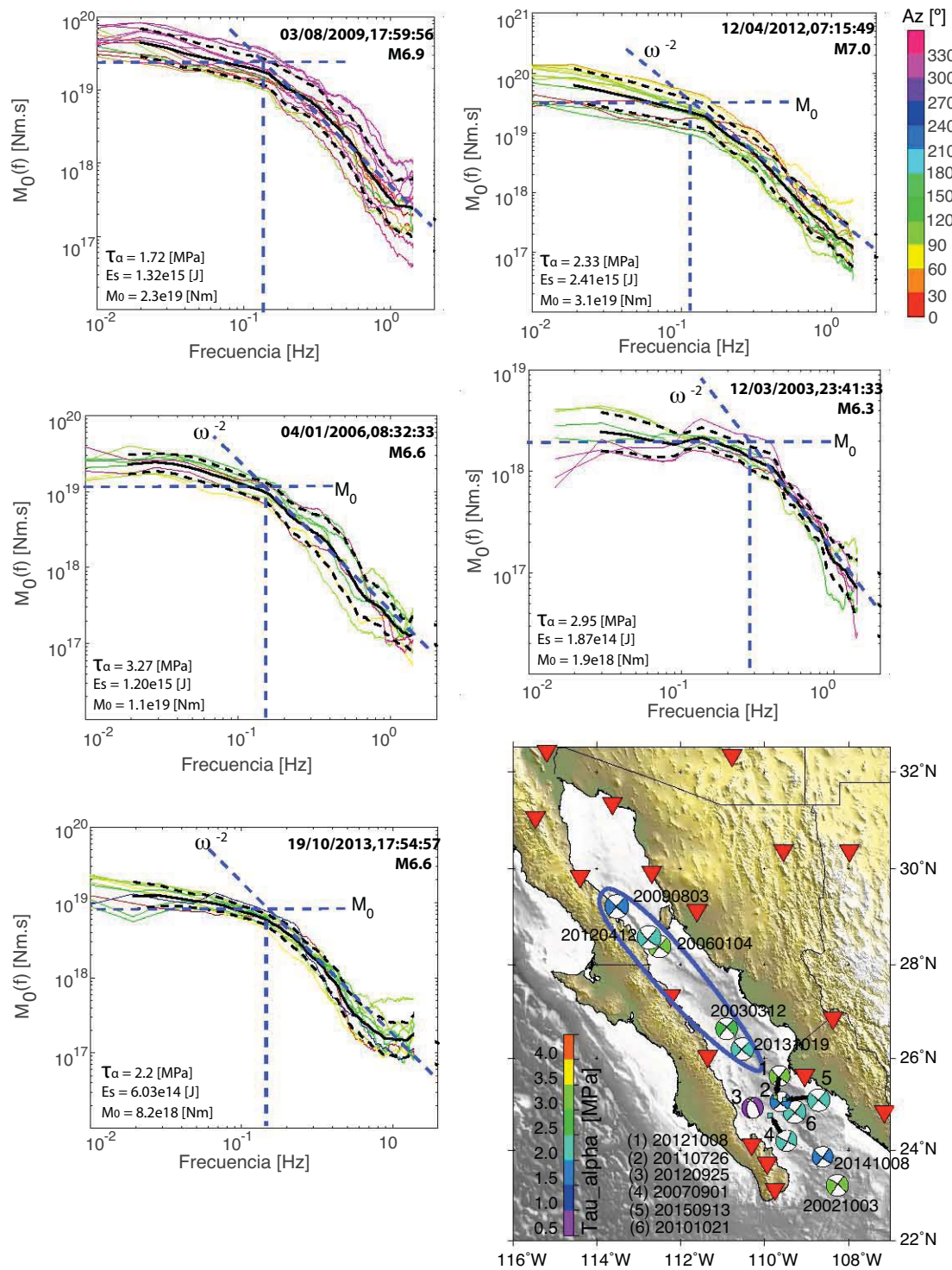


Fig. 5.20. Espectros de amplitud y mecanismos focales para eventos ocurridos en el GoC con $M > 5.9$ entre 1996 y 2017. Los colores de los espectros están en función de la dirección acimutal de las estaciones usadas. Los colores de los mecanismos corresponden con los esfuerzos aparentes τ_α estimados usando datos telúsmicos de acuerdo con *Pérez-Campos y Beroza (2001)*.

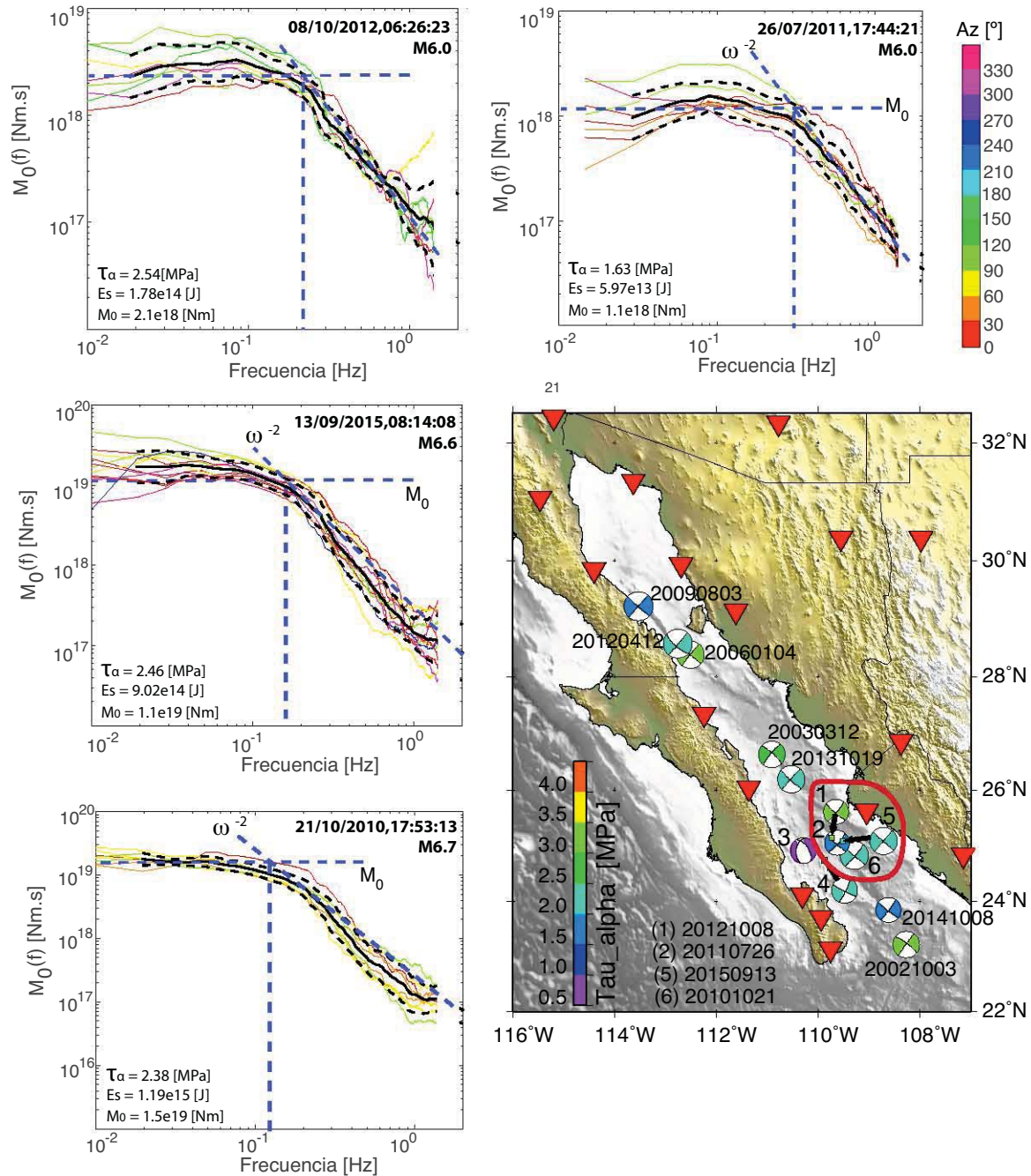


Fig. 5.21. Espectros de amplitud y mecanismos focales para eventos ocurridos en el GoC con $M > 5.9$ entre 1996 y 2017. Los colores de los espectros están en función de la dirección acimutal de las estaciones usadas. Los colores de los mecanismos corresponden con los esfuerzos aparentes τ_α estimados usando datos telismicos de acuerdo con Pérez-Campos y Beroza (2001).

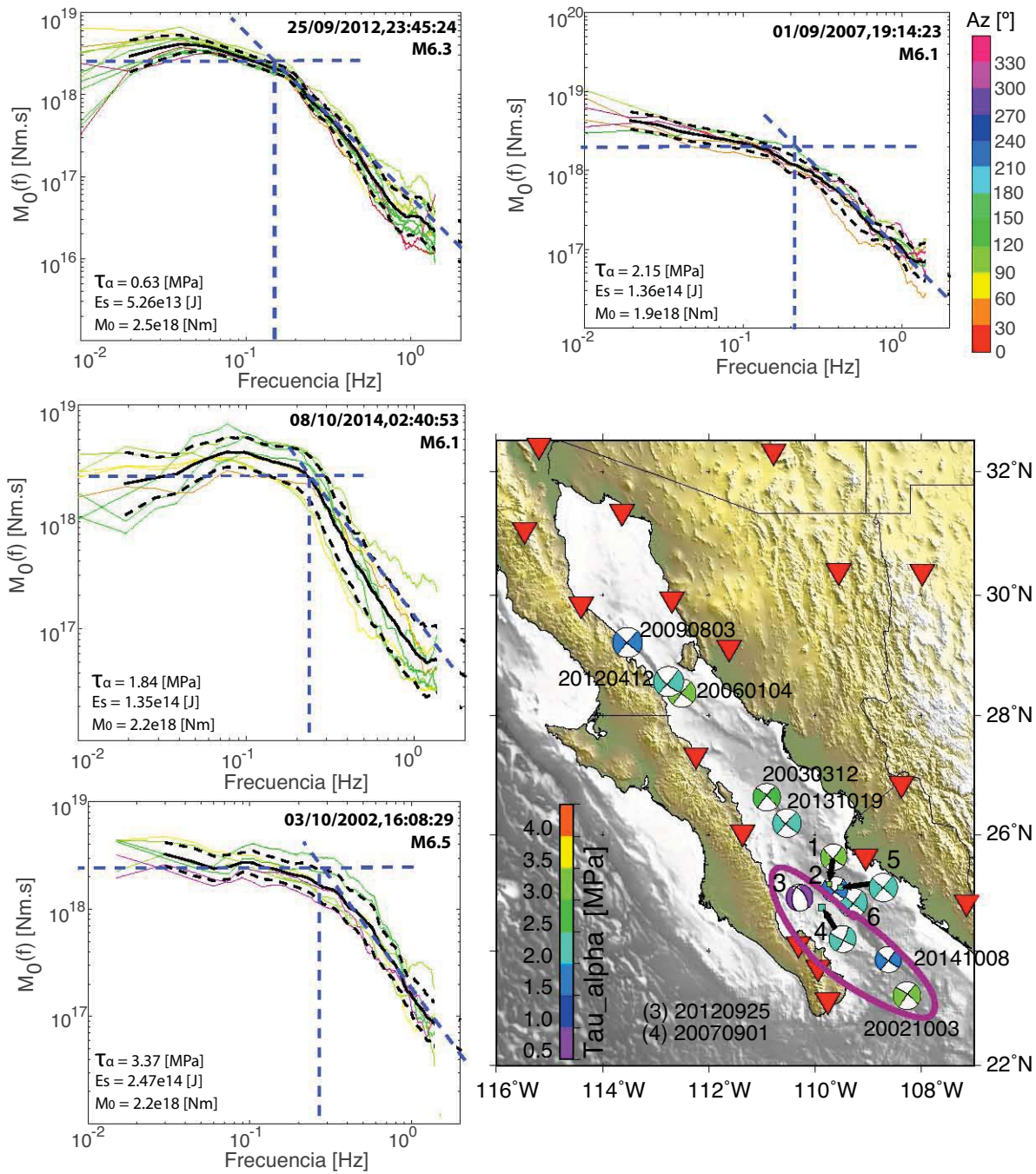


Fig. 5.22. Espectros de amplitud y mecanismos focales para eventos ocurridos en el GoC con $M > 5.9$ entre 1996 y 2017. Los colores de los espectros están en función de la dirección acimutal de las estaciones usadas. Los colores de los mecanismos corresponden con los esfuerzos aparentes τ_α estimados usando datos telesísmicos de acuerdo con *Pérez-Campos y Beroza (2001)*.

Tabla 5.5. Resultados de energía sísmica irradiada de sismos en GoC usando datos telesísmicos.

Fecha	# estaciones	E_s (J)	M_0 (Nm)	$\log(E_s/M_0)$	M_w	τ_α (MPa)	f_c	$\Delta\sigma$ (MPa)
2015/09/13	13	9.02 e+14	1.1 e+19	-4.09	6.6	2.46	0.18	12.72
2014/10/08	10	1.35 e+14	2.2 e+18	-4.21	6.1	1.84	0.23	5.31
2013/10/19	10	6.03 e+14	8.2 e+18	-4.13	6.5	2.20	0.14	4.46
2012/10/08	8	1.78 e+14	2.1 e+18	-4.07	6.1	2.54	0.21	3.86
2012/09/25	12	5.26 e+13	2.5 e+18	-4.68	6.2	0.63	0.18	2.89
2012/04/12	14	2.41 e+15	3.1 e+19	-4.11	6.9	2.33	0.11	8.18
2011/07/26	8	5.97 e+13	1.1 e+18	-4.27	5.9	1.63	0.3	5.89
2010/10/21	18	1.19 e+15	1.5 e+19	-4.10	6.7	2.38	0.12	5.14
2009/08/03	sin datos suficientes							
2009/08/03	15	1.32 e+15	2.3 e+19	-4.24	6.8	1.72	0.11	6.07
2007/09/01	6	1.36 e+14	1.9 e+18	-4.14	6.1	2.15	0.2	3.01
2006/01/04	8	1.20 e+15	1.1 e+19	-3.96	6.6	3.27	0.15	7.36
2003/03/12	7	1.87 e+14	1.9 e+18	-4.01	6.1	2.95	0.29	9.19
2002/10/03	7	2.47 e+14	2.2 e+18	-3.95	6.1	3.37	0.29	10.64

El valor de M_w se calculó a partir del M_0 estimado de los espectros de amplitud corregidos a la fuente.

regionales empleadas se muestran junto con la duración de ventana dentro de la que se calculó E_S y su distancia epicentral (Fig. 5.23, 5.24 y 5.25). Un aspecto notorio en las figuras es que el número de estaciones regionales empleadas es mucho menor respecto a las estaciones telesísmicas. El número mínimo de estaciones usadas es cuatro y el máximo es seis. Sin embargo, para estimaciones con datos regionales usamos las tres componentes de acuerdo con lo planteado en la Sec. 2.3. Observamos, en pruebas previas, que la mayoría de estaciones con distancias epicentrales mayores que 400 km ocasionaban una curva más pronunciada hacia arriba entre las frecuencias de 0.08 a 0.2 Hz, por ende, intentamos no usar estaciones más allá de 400 km. En los casos que usamos estaciones con $\Delta > 400km$ la línea es punteada. Los espectros de las estaciones se ven, en algunos casos, afectados por directividad, es decir, para un sólo evento, los espectros están divididos por la media de acuerdo con su acimut. Los valores de E_S y los parámetros de la fuente sísmica calculados, se encuentran en la Tabla 5.6 donde también agregamos los valores reportados de magnitudes m_b y M_S en el catálogo de USGS-NEIC para dichos eventos. Podemos observar que los valores reportados de magnitudes obtenidas con ondas de cuerpo son menores y en algunos casos, con diferencias mayores que 0.7.

En los diez nuevos eventos detectados, sólo fue posible estimar energía sísmica de dos eventos, los más grandes ($M_{SW}4.5$ y $M_{SW}4.1$) usando datos de estaciones regionales. Como los eventos son pequeños, primero revisamos que el nivel de ruido de cada una de las estaciones no estuviera por arriba del nivel de la señal. Para esto, se calcularon y compararon los espectros de amplitud de los eventos y de ruido (Fig. 5.26). Para el sismo del 8 de julio de 2015 ($M_{SW} 4.5$) se usaron sólo dos estaciones mientras que para el sismo del 13 de septiembre ($M_{SW} 4.1$), sólo la estación de La Paz (LPIG) fue útil. El promedio de los espectros de amplitud de las tres componentes y de cada evento, se muestran en la Fig. 5.27 junto con el espectro de un sismo que ya habíamos calculado su energía (13-sep-2015, 08:14:08, M6.6). Agregamos como referencia el modelo ω^{-2} de

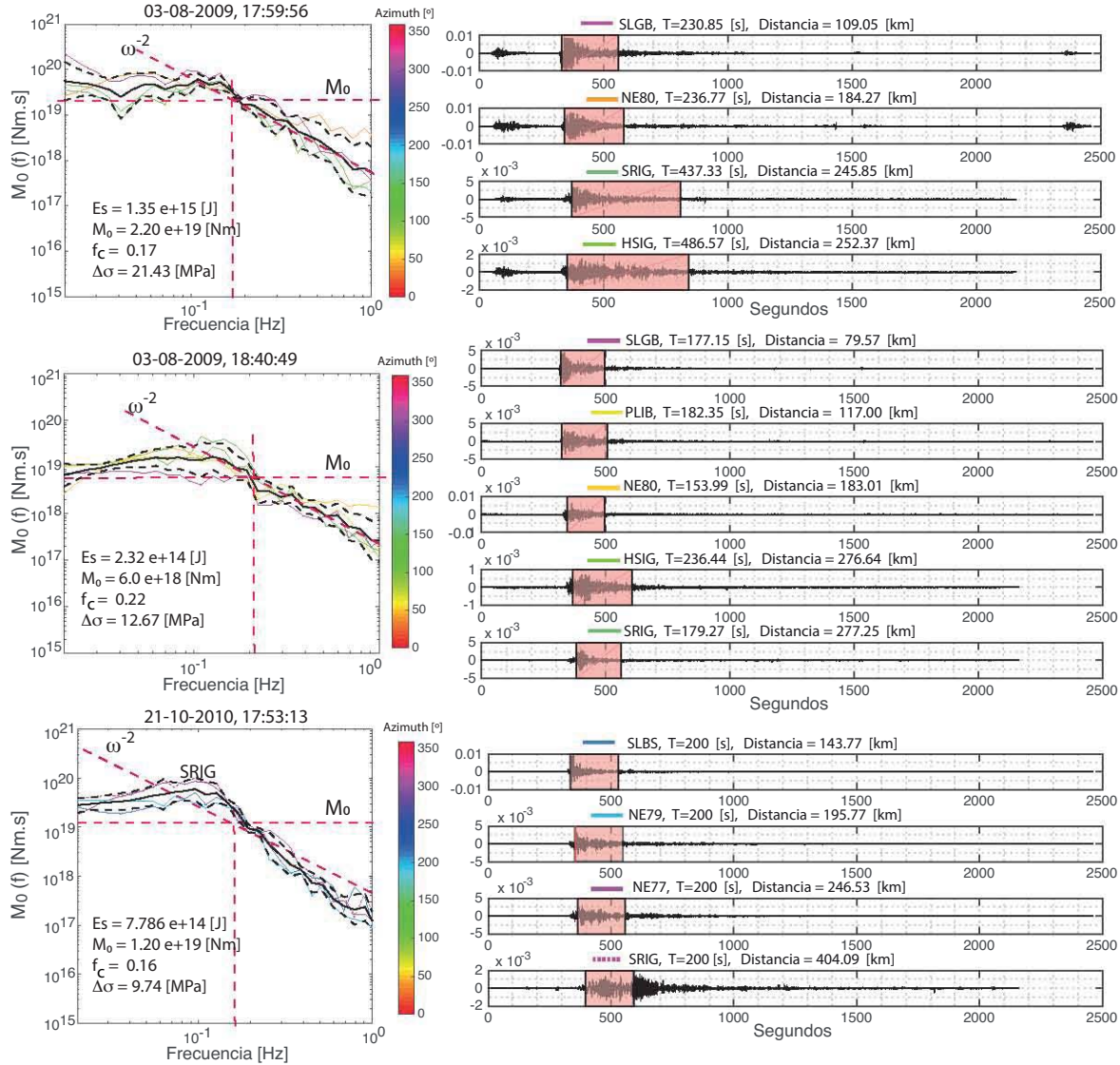


Fig. 5.23. Espectros de amplitud de estaciones a distancias regionales para eventos ocurridos en el GoC con $M > 5.9$ entre 1996 y 2017. Los colores de los espectros están en función de la dirección acimutal de las estaciones usadas (barra de color). Las líneas rectas discontinuas indican una pendiente de ω^{-2} , y los valores de M_0 y f_c . Los sismogramas del lado derecho son de las estaciones usadas y el rectángulo de color corresponde a las ventanas usadas para estimar E_S (T: longitud en segundos) y la distancia epicentral en km.

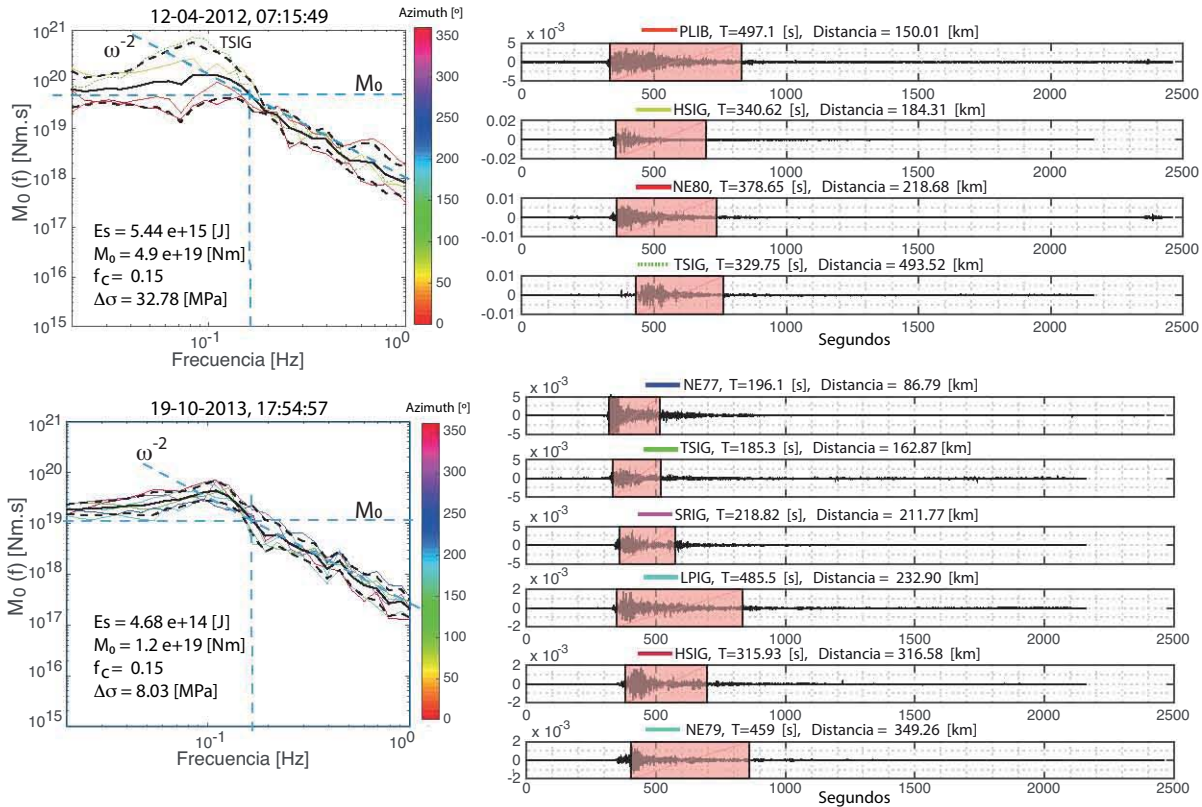


Fig. 5.24. Espectros de amplitud de estaciones a distancias regionales para eventos ocurridos en el GoC con $M > 5.9$ entre 1996 y 2017. Los colores de los espectros están en función de la dirección acimutal de las estaciones usadas (barra de color). Las líneas rectas discontinuas indican una pendiente de ω^{-2} , y los valores de M_0 y f_c en cada caso. Los sismogramas del lado derecho son de las estaciones usadas y el rectángulo de color corresponde a las ventanas usadas para estimar E_S (T: longitud en segundos) y la distancia epicentral en km.

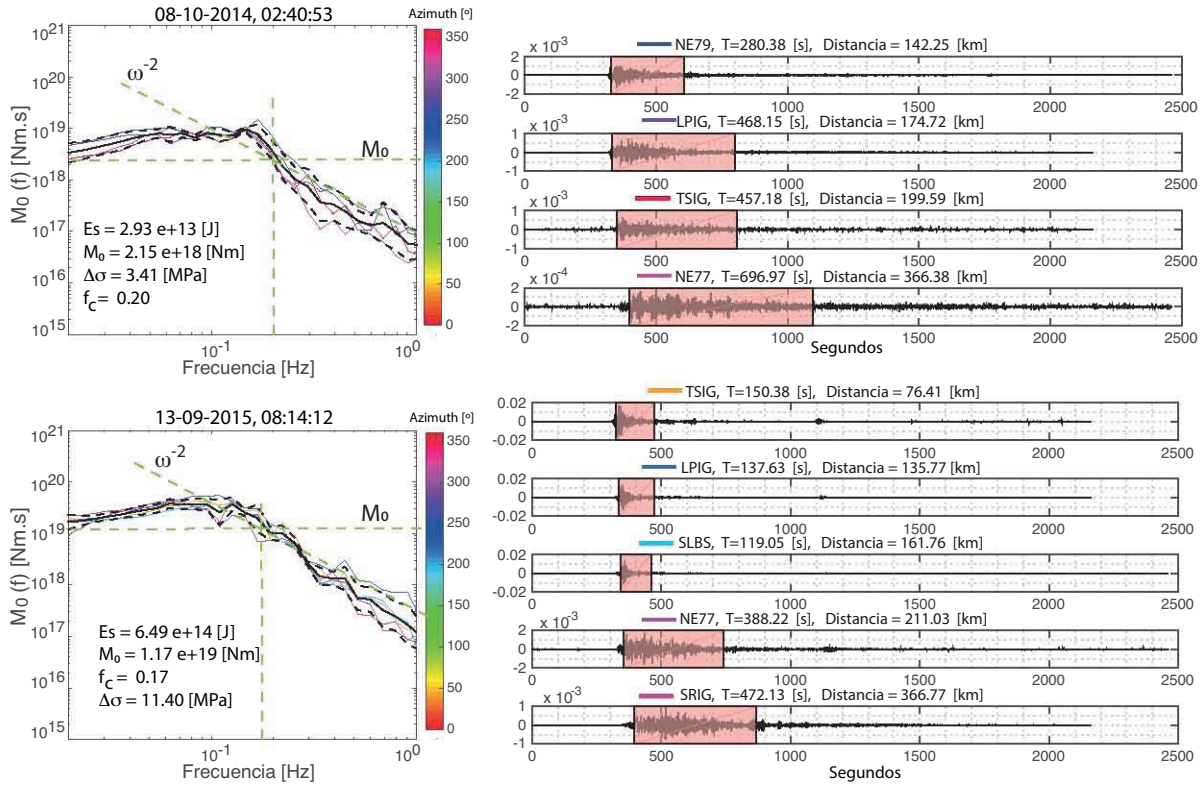


Fig. 5.25. Espectros de amplitud de estaciones a distancias regionales para eventos ocurridos en el GoC con $M > 5.9$ entre 1996 y 2017. Los colores de los espectros están en función de la dirección acimutal de las estaciones usadas (barra de color). Las líneas rectas discontinuas indican una pendiente de ω^{-2} , y los valores de M_0 y f_c en cada caso. Los sismogramas del lado derecho son de las estaciones usadas y el rectángulo de color corresponde a las ventanas usadas para estimar E_S (T: longitud en segundos) y la distancia epicentral en km.

Tabla 5.6. Energía sísmica irradiada y parámetros de fuente de sismos en GoC usando datos regionales.

Fecha	# estac.	E_s (J)	M_0 (Nm)	$\log(E_s/M_0)$	M_w	τ_α (MPa)	f_c	$\Delta\sigma$ (MPa)	m_b	M_S
2015/09/13	5	6.49 e+14	1.17 e+19	-4.26	6.6	1.66	0.17	11.40	5.9	6.7
2014/10/08	4	2.93 e+13	2.15 e+18	-4.87	6.1	0.41	0.20	3.41	5.5	6.1
2013/10/19	6	4.68 e+14	1.20 e+19	-4.41	6.6	1.17	0.15	8.03	6.1	6.6
2012/10/08	sin datos suficientes								5.6	6.0
2012/09/25	sin datos suficientes								5.9	6.3
2012/04/12	4	5.44 e+15	4.90 e+19	-3.95	7.0	3.33	0.15	32.78	6.2	7.0
2011/07/26	sin datos suficientes								5.6	6.0
2010/10/21	4	7.86 e+14	1.20 e+19	-4.18	6.6	1.96	0.16	9.74	6.2	6.8
2009/08/03	5	2.32 e+14	6.0 e+18	-4.41	6.4	1.16	0.22	12.67	5.9	6.2
2009/08/03	4	1.35 e+15	2.20 e+19	-4.21	6.8	1.84	0.17	21.43	6.2	6.9
2007/09/01	sin datos suficientes								5.5	6.3
2006/01/04	sin datos suficientes								6.1	6.7
2003/03/12	sin datos suficientes								5.5	6.5
2002/10/03	sin datos suficientes								5.4	6.2

Los valores de m_b y M_S son los reportados en el catálogo de USGS-NEIC. El valor de M_w se calculó a partir del M_0 estimado de los espectros de amplitud corregidos a la fuente.

Brune con $\Delta\sigma = 3$ MPa, que es el promedio para sismos interplaca, junto a los espectros de amplitud de los eventos nuevos. Los resultados de las estimaciones de energía usando los espectros corregidos de velocidad de las tres componentes, de acuerdo con la Ec. 2.31 (Sec. 2.3) y de los parámetros de fuente, se encuentran en la Tabla 5.7.

Tabla 5.7. Energía sísmica irradiada y parámetros de fuente de nuevos eventos en GoC usando datos regionales.

Evento	E_s (J)	M_0 (Nm)	$\log(E_s/M_0)$	M_w	τ_α (MPa)	f_c	$\Delta\sigma$ (MPa)	m_b	M_{SW}
2015-09-13	2.23 e+9	9.70 e+15	-6.64	4.6	0.007	0.48	0.21	3.4	4.1
2015-07-08	1.59 e+9	1.20 e+16	-6.88	4.6	0.004	0.34	0.09	3.4	4.5

Los valores de τ_α y $\Delta\sigma$ se obtuvieron de la misma forma que con datos telesísmicos. Los valores de m_b son los reportados por el IDC-OTPCEN en el catálogo del ISC. El valor de M_w se calculó a partir del M_0 estimado de los espectros de amplitud corregidos.

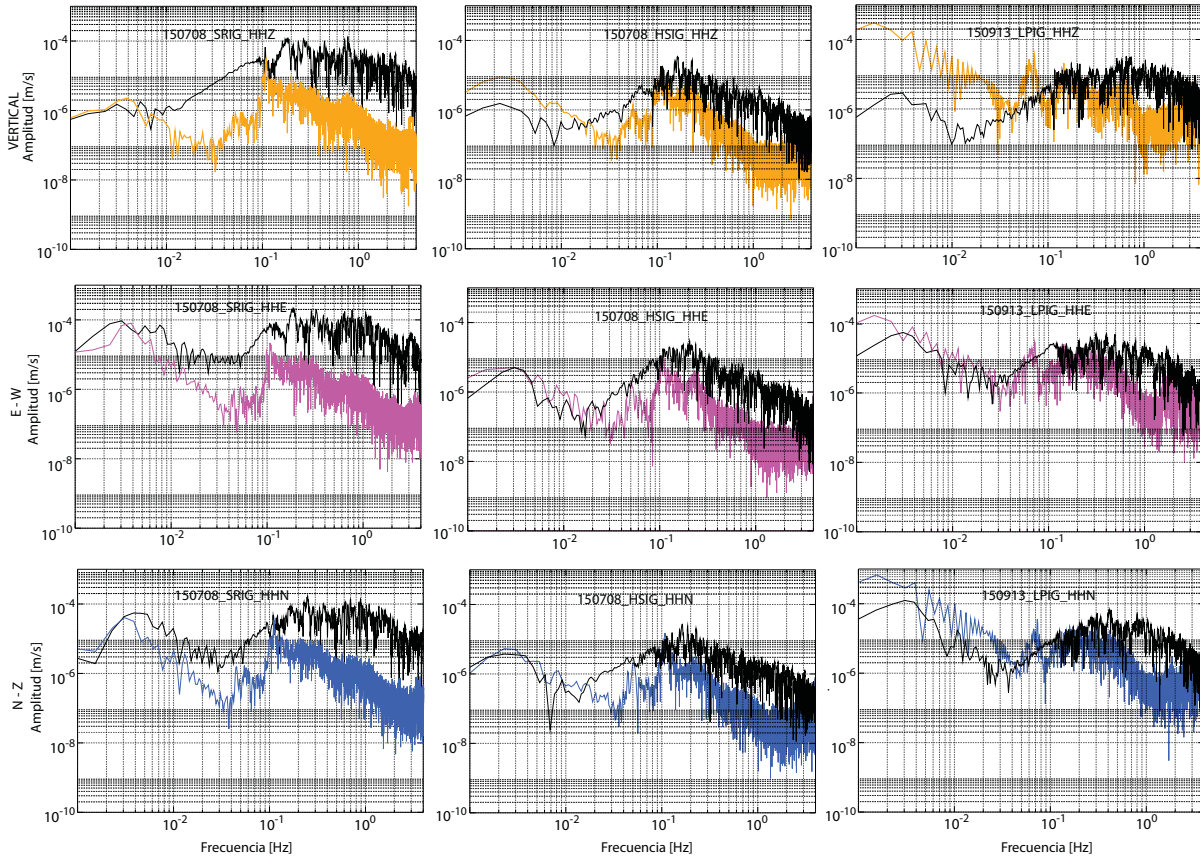


Fig. 5.26. Espectros de amplitud de eventos nuevos comparados con el espectro de ruido de la estación. Primeras dos columnas lado izquierdo: Sismo del 08-07-2015 a las 09:16:26 con $M_{SW} = 4.5$ (SRIG, HSIG). Tercera columna: Sismo del 13-09-2015 a las 23:09:05 con $M_{SW} = 4.1$ (LPIG). Los colores de los espectros de ruido cambian de acuerdo con la componente. Los espectros de amplitud de los sismogramas de velocidad correspondientes a los sismos están en negro.

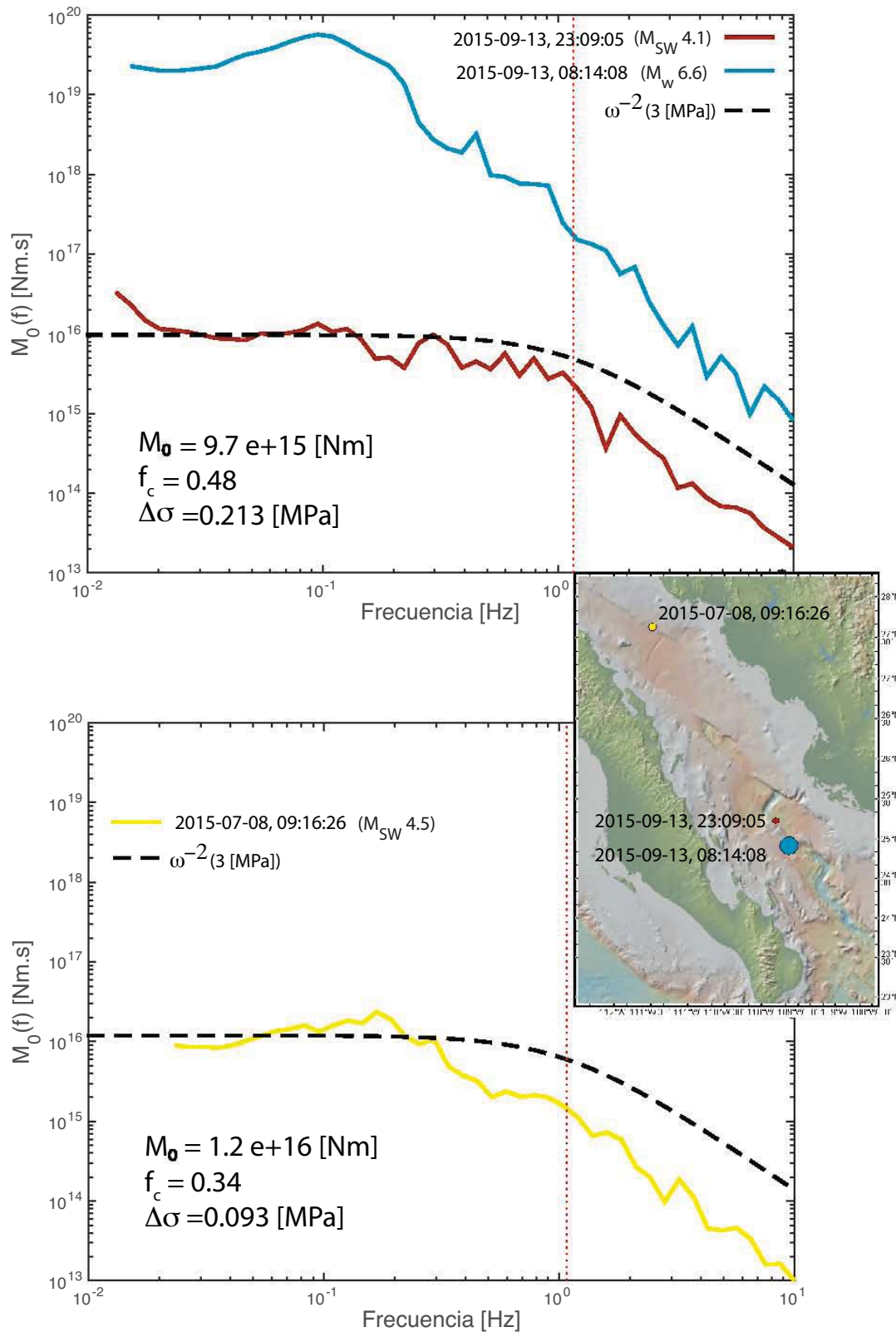


Fig. 5.27. Espectros de amplitud de eventos nuevos. *Arriba:* Sismo del 13-09-2015 a las 23:09:05 y $M_{SW} = 4.1$ (línea amarilla) junto con el sismo ocurrido el mismo día (08:14:08) M_w 6.6 entre las fallas transformantes de Farallón y Pescadero. *Abajo:* Sismo del 08-07-2015 a las 09:16:26 con $M_{SW} = 4.5$. Las ubicaciones de los tres eventos presentados se muestran en el mapa, donde el color del círculo corresponde con el del espectro.

Capítulo 6

Discusión

En el capítulo anterior se mostraron los resultados obtenidos a través de la aplicación de dos métodos de detección de sismos no impulsivos: nuestro método de correlación cruzada de forma de onda completa y el método de filtro adaptativo, en dos zonas de estudio. La primera sección (Sec. 6.1) discute las generalidades de los dos métodos de detección empleados. Posteriormente, se contrastan los resultados de ambos métodos en cuanto a localización de eventos se refiere. Luego se discuten los aspectos de: la distribución espacio-temporal de nuevos eventos detectados y sus similitudes en cuanto a formas de onda, las posibles causas en las diferencias en magnitudes reportadas m_b , M_S y M_w y nuestra magnitud estimada M_{SW} de eventos en el GoC, así como los parámetros de fuente de eventos estudiados. Todo lo anterior contrastado con estudios previos para poder tener una mejor comprensión de los procesos que acompañan la actividad sísmica en la EPR y el GoC.

6.1. Detección de eventos

6.1.1. Optimización de detecciones con el NSR y reducción del tiempo de cálculo

Para hacer más rápido el cálculo de correlaciones en ambas metodologías, redujimos la frecuencia de muestreo de los datos empleados es este punto, a 1 muestra cada 4 segundos, evitando afectar la capacidad de detección. La detección de nuevos eventos con ambas metodologías, correlación cruzada de la forma de onda completa y filtro adaptativo, se vió mejorada con el uso de un control de calidad en los datos: el NSR. Al implementarlo, se eliminan estaciones con un cociente señal/ruido bajo, considerando su distancia epicentral. Además, dentro de la rutina se revisa que no haya lapsos con ceros en los datos, contribuyendo así a que el número de falsas detecciones disminuya porque se reduce el número de picos espurios de la función de detección. El programa de filtro adaptativo en *EQcorrscan* considera lo anterior dentro de la rutina de pre-procesamiento. Otra implementación adicional a la metodología es la paralelización de cálculos. En nuestra metodología, aún no está implementada la paralelización de manera automática pero, la rutina de detección está programada de tal manera que se pueden hacer corridas en paralelo de distintos días o de distintos conjuntos de localizaciones de prueba. En la rutina de *EQcorrscan* la parte de dividir los cálculos en varios procesadores, ya está desarrollada.

6.1.2. Eventos detectados: nuevos, falsos y coincidentes

En los periodos de tiempo donde ambas metodologías fueron aplicadas, el número de nuevos eventos detectados por cada método fue: 8 detectados por nuestro método (6 en EPR y 2 en GoC) y 10 detectados por el método de filtro adaptativo (6 en EPR y 4 en GoC). Aunque la metodología de filtro adaptativo encontró dos eventos nuevos más, el número de detecciones falsas hechas por éste método, también aumentó, en comparación con nuestra metodología. Para los mismos periodos, el número de detecciones (nuevas, falsas y coincidentes) hechas por el método de filtro adaptativo es 6663, 14.5 veces más que el número de detecciones hechas por nuestro método (459). El número inicial de detecciones del método de filtro adaptativo, se redujo a 578 detecciones después de una depuración visual de eventos donde no se apreciaban posibles detecciones. La depuración consistió en mantener detecciones cuyas secciones de sismogramas tuvieran indicios de varios picos con cierta alineación, que bien podrían ser detecciones coincidentes con eventos dentro o fuera del área de estudio en cuestión. Las detecciones depuradas son las que se contrastaban con los catálogos de sismos reportados por los servicios sismológicos más a detalle. Sin embargo, es pertinente afinar los parámetros de calibración para reducir el número de detecciones. Recientemente se ha propuesto considerar las duraciones de los registros de los evento patrón en función de la distancia de las estaciones al evento, es decir, ventanas cortas para estaciones cercanas y ventanas largas para estaciones más lejanas; incrementando así el valor del coeficiente de correlación en el arreglo de estaciones de registro (*Frank y Abercrombie, 2018*). Lo anterior es recomendable en el caso de áreas de longitud grande, como GoC, donde la longitud del arreglo de eventos patrón es de más de 1000 km y la duración de los registros entre estaciones, para un evento, es variable.

El número de detecciones hechas que coinciden con eventos reportados en catálogos es de 109 (28 %) para el GoC, mientras que para el EPR es de 8 (66 %). Existen varios factores que generan estos resultados: la cantidad y la magnitud de sismos reportados, la amplitud de las ondas superficiales respecto a las distancias epicentrales, la frecuencia de la actividad sísmica. En el EPR detectamos eventos con magnitudes reportadas entre 4.4 y 5.8, mientras que en el GoC la mayor densidad de eventos reportados se encuentra entre M3 y M4. La distancia a la estación más cercana desde el EPR es de más de 800 km, mientras que en el GoC la zona tiene buena cobertura acimutal y las distancias epicentrales mínimas son menores a 100 km. Esto genera que, a distancia grandes sí podamos observar ondas en los periodos que utilizamos (20-80 s) pero, a distancias cortas, la mayoría de eventos pequeños tiene mayor contenido de altas frecuencias. La ocurrencia de enjambres sísmicos en el GoC donde ocurrieron eventos en lapsos de tiempo muy cortos, nuestro algoritmo no los percibió.

Las detecciones de eventos nuevos en el EPR fueron más fáciles de identificar porque los arribos de ondas superficiales se alineaban verticalmente y eran claros (Figs. 5.2-5.4), a diferencia de las del GoC donde las ondas superficiales son de menor amplitud y los arribos no están colocados sobre una línea vertical evidente. Esta diferencia en la detección y alineación de las trazas de las estaciones puede ser, porque en el EPR las magnitudes de los eventos nuevos detectados es más grande que en el GoC. En el EPR las magnitudes

están en un rango de $3.98 \leq M_{SW} \leq 4.5$ (sólo uno de los 8 eventos tiene magnitud menor que 4), mientras que en el GoC, el rango es de $3.8 \leq M_{SW} \leq 4.5$ (sólo dos de los 10 eventos tienen magnitud arriba de 4). Cabe mencionar que nuestro método es automático y no pretende remplazar la interfaz humana de un analista que revisa los espectrogramas de las estaciones disponibles de una red sísmológica, como en el caso del SSN. Al contrario, buscamos incrementar el número de eventos detectados usando otros métodos distintos a los métodos automáticos tradicionales de detección y ayudar en la completitud del catálogo.

6.2. Comparación de los dos métodos de detección empleados

Para la comparación siguiente, se buscaron detecciones donde ambos métodos de detección hayan sido aplicados. Se muestran las secciones de sismogramas de dos detecciones nuevas en el GoC (Fig. 6.1) en julio y septiembre de 2015. Estos dos eventos también fueron reportados por el IDC de la OTPCEN. En los mapas están las localizaciones reportadas en catálogos y aquellas obtenidas por ambos métodos. La localización de los eventos está restringida a las localizaciones de prueba, en el caso de nuestro método de detección o, en el caso del método de filtro adaptativo, a la ubicación del evento patrón. Entonces, la localización inicial obtenida por cualquiera de los métodos, no necesariamente es la localización mejor del evento y por tanto, será necesario un refinamiento de la localización. Para las localizaciones de prueba usadas en nuestro método, se observa la convergencia de los valores de la función de detección (círculos de colores), $E(x,t)$ (Ec. 3.12, Sec. 3.3) hacia su valor máximo. La ausencia de algunas localizaciones de prueba es porque la diferencia de tiempos de detección entre localizaciones contiguas era mayor que 12 segundos (Paso 4, Sec. 3.6).

Como se explicó en la Sec. 4.4, la ubicación del evento usando la metodología de filtro adaptativo es proporcionada por el evento patrón con el valor más grande de la suma de la correlación dentro del conjunto de eventos patrón que lo hayan detectado. Se puede observar que la distribución y densidad de las localizaciones de prueba proporciona una ubicación más precisa que la del método de filtro adaptativo donde las distancias entre eventos patrón, en algunos casos, es más grande que 20 km y su distribución espacial no es homogénea. Si los pulsos de cada estación se alinean en el tiempo de arribo de ondas superficiales, correspondiente a esa localización, consideramos que la localización es confiable (secciones de sismogramas de la Fig. 6.1). Se observó que las localizaciones de eventos nuevos proporcionados por el método de filtro adaptativo están sesgados hacia donde hay más estaciones de registro que conforman el conjunto de los eventos patrón (Fig. 4.6). Por ejemplo, la ubicación de los dos eventos por el método de filtro adaptativo está dada por eventos patrón que contienen 60 sismogramas de estaciones de registro, siendo que los eventos patrón más cercanos que tienen 42 y 36 sismogramas se acercan más a las localizaciones reportadas y a nuestras localizaciones.

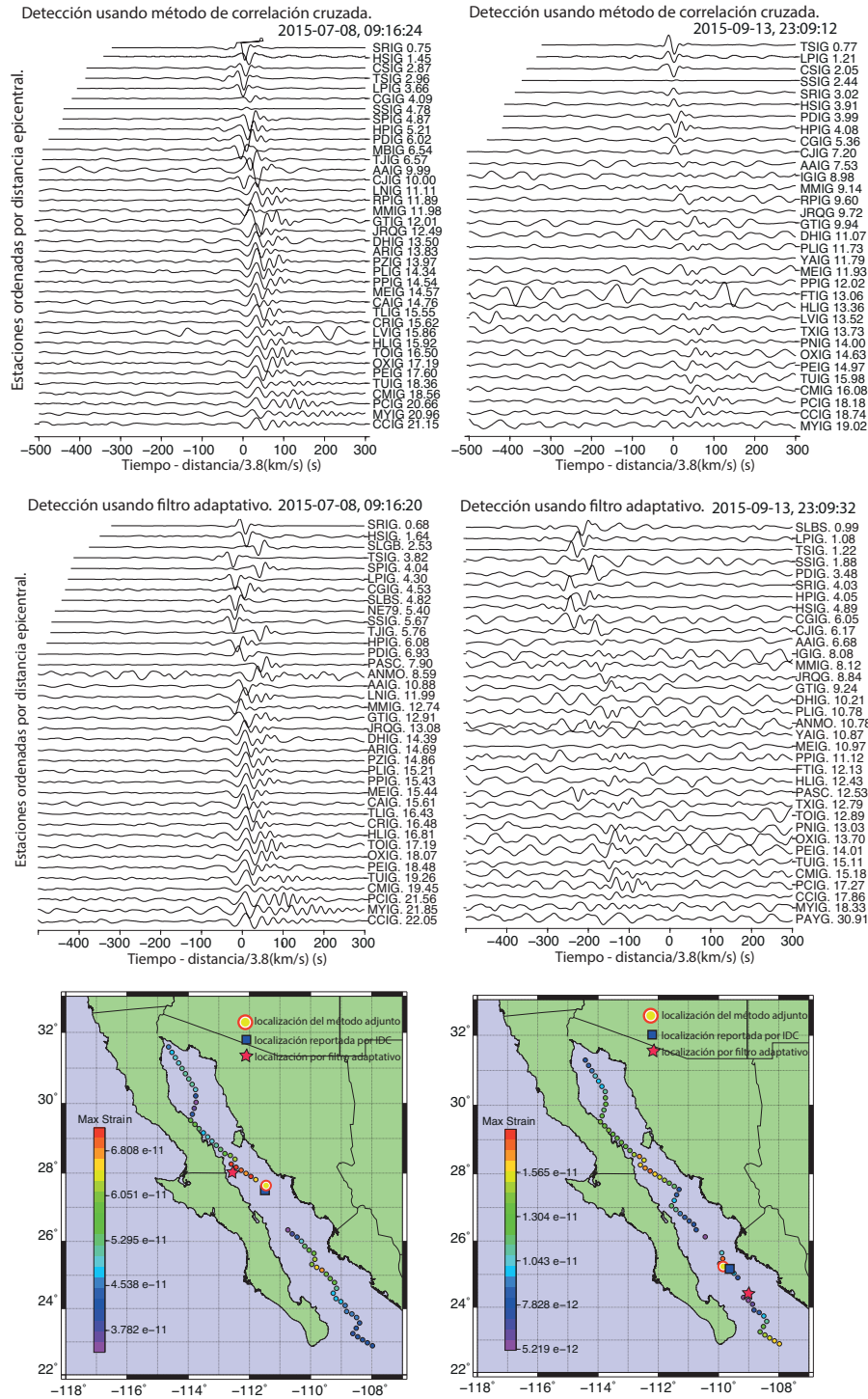


Fig. 6.1. Comparación de resultados entre dos eventos detectados (izq. 05/02/15; der. 25/12/14) con el método de correlación cruzada usando la forma de onda completa basado en métodos adjuntos (1) y el método de detección de filtro adaptativo (2). En el primer renglón están las secciones obtenidas de las localizaciones y tiempos de detección obtenidas usando el método (1). El segundo renglón son los resultados de la detección con el método (2). El valor 0 en el eje x corresponde con el arribo de ondas superficiales, asumiendo 3.8 km/s como la velocidad de propagación y las estaciones están ordenadas por distancia epicentral de arriba hacia abajo. Los mapas contienen las ubicaciones de cada uno de los métodos más las localizaciones reportadas por IDC-OTPCEN. Los círculos de color corresponden a los valores de la función de detección $E(x, t)$ (barra de color).

6.3. Distribución espacial y temporal de eventos detectados

En el EPR se observa que los eventos nuevos detectados ocurren en las zonas donde hay reportes de sismos en los catálogos globales y del SSN (Fig. 5.9). Hacia la parte oeste de la falla transformante de Siqueiros y de la dorsal que conecta al poniente fue donde más eventos nuevos encontramos en el EPR. Dos de ellos fueron reportados por el IDC (2012-03-18, 08:50:40 y 2016:05:23, 03:19:16) aunque con ubicaciones que difieren por ~ 80 km de la nuestra (Fig. 5.9). Consideramos, por la alineación de las trazas, que la localización obtenida de los eventos a partir de nuestro método es aceptable porque los arribos de las ondas superficiales se alinean en el tiempo de llegada de dichas ondas (Fig. 5.2 y 5.3). El evento nuevo del 18 de marzo de 2012 (evento *a* en Fig. 5.9) ocurre en la dorsal ($\sim 8^\circ\text{N}10'$) dos días antes del inicio de la secuencia sísmica de seis eventos (reportados por USGS y IDC) entre el 24 y 26 de marzo hacia el norte del área de estudio ($\sim 9^\circ\text{N}40'$). En 2016, también uno de los eventos nuevos sucede dos semanas antes (3 de mayo) de la secuencia sísmica de 10 eventos reportados entre el 14 y 30 de mayo, aunque no en la misma dorsal de ocurrencia. Mientras que los cuatro eventos nuevos restantes, ocurren dentro de la secuencia sísmica y en la misma área, a excepción del último que se localizó donde ocurrió el evento del 3 de mayo.

En el GoC, los eventos nuevos se sitúan en las zonas de mayor actividad sísmica (e.g., *Goff et al.*, 1987; *Sumy et al.*, 2013; *Castro et al.*, 2017a) y coinciden con áreas donde se observaron sismos con $m_b \neq M_w$ en catálogos globales (Fig. 5.16) y con las zonas donde $M_{SSN} \neq M_{SW}$ (Fig. 5.19). El evento nuevo del día 8 de julio de 2015, que detectamos con ambos métodos, ocurre en la misma área de un sismo reportado por *Ekström* (2006) usando el método de ondas superficiales a escala global (estrella roja en Fig. 4.6). De la Fig. 5.18 observamos que los eventos nuevos y los sismos con magnitud reportada (MR) menor que M_{SW} , ocurren como parte de las secuencias sísmicas y en las mismas áreas de ocurrencia (Fig. 6.7).

6.4. Similitud en formas de onda de eventos nuevos

Al comparar las formas de onda de los eventos nuevos ocurridos en el EPR usando distintos filtros, se pudo apreciar que cuatro eventos tienen formas de onda muy parecidas, uno ocurre en marzo de 2012 hacia la dorsal y los otros tres en mayo 2016 sobre la falla. En la Fig. 5.7 se muestran las formas de onda de ellos; ubicados en la dorsal (*a*) y en la falla transformante de Siqueiros *f*, *i*, *g*. Estos eventos ocurren en distintos tiempos (años), lo que podría indicar que son eventos que rompen las mismas partes de la falla, sugiriendo que son las características de ese segmento de la falla las que producen los eventos no impulsivos. Por tanto, podríamos buscar más eventos en esa zona. El tipo de evento que encontramos también se ha analizado en secuencias sísmicas en fallas transformantes continentales, como en la Falla de San Andrés (e.g., *Guilhem*, 2011) y en fallas transformantes oceánicas en el Pacífico (e.g., *McGuire et al.*, 2005; *Roland y McGuire*, 2009). Especialmente en el EPR, en la falla transformante de Gofar, se han estudiado con

instrumentos cercanos a la zona, similitudes en la forma de onda de secuencias de más de 200 sismos con el objetivo de entender los ciclos sísmicos (*McGuire et al.*, 2012) donde la predictibilidad de secuencias sísmicas se relaciona también con la velocidad de expansión del piso oceánico. Recordemos que la velocidad a la que se separa la placa del Pacífico de la placa de Cocos y Norteamérica, es más alta hacia el Ecuador y disminuye hacia el norte.

Por otro lado, en el GoC, también pudimos observar que eventos reportados y detectados, tienen formas de onda similares y ocurren en la misma área durante las secuencias sísmicas. Por tanto, los eventos nuevos encontrados que tienen formas de onda similares en cada una de las áreas de estudio, podrían ser usados como eventos patrón para buscar más eventos.

6.5. Análisis de posibles causas de diferencias entre magnitudes usando ondas de cuerpo, ondas superficiales y M_0

Sumy et al. (2013) en estudios previos en el GoC usan las amplitudes de onda S junto con una curva de atenuación para calcular magnitudes estimadas ($M_w = 0.65M + 1.7$). En este estudio se usan directamente los sismogramas de la componente vertical filtrados en la banda de 20 a 80 s. Luego, se ajustan esos valores a la curva dada por los eventos reportados en la zona que tuvieran una M_w calculada previamente por GCMT. En la Fig. 6.2 se observa que 43% de los valores de M_{SW} de los 392 sismos reportados en catálogos en 2015 para el GoC están entre 3.4 a 3.8. El 72% de las magnitudes M_{SW} para eventos en el GoC tienen una diferencia absoluta menor de 0.5 con respecto a las magnitudes reportadas por el SSN (Fig. 5.18). Sólo 32 de los 392 eventos reportados (8%) tienen $M_{SW} - M_{SSN} \geq 1$. La máxima diferencia absoluta (1.8) corresponde al evento i de la Tabla 4.3, para el cual el catálogo de SSN reportaba una magnitud de 3.6 (<http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>, último acceso 7 de abril de 2018), mientras que GCMT reporta M_w 5.6 y nosotros obtuvimos M_{SW} 5.45. Pensamos que lo anterior era un error de compilación en los catálogos más que un error en la estimación de magnitud ya que este paso se lleva a cabo de manera automática en el SSN (comunicación personal con Miguel Ángel Vela)*. De la Fig. 5.18 también podemos inferir que sólo se pueden estimar las magnitudes de sismos con $M > 3.7$. Los sismos con magnitudes menores que 3.7 con distancias epicentrales mayores de 100 km, las ondas superficiales no son observables en el rango de periodos de 20 a 80 s. Otros estudios que han detectado sismos no reportados en Antártida usan datos de estaciones telesísmicas filtradas de 20 a 100 s y su umbral de detección para la mayoría de eventos es $M > 4$ (*Rouland et al.*, 2003).

1

Al revisar los sismogramas de los sismos reportados en el catálogo de 2015, filtrados en un rango de 20 a 80 s pudimos separar los sismos reportados con contenido de frecuencias altas de los que tienen mayor porcentaje de contenido en periodos largos. De lo anterior se observa que hay sismos cuya magnitud es muy pequeña para ser vista a distancias

¹ En el catálogo revisado y actualizado (junio 2018) se muestra una magnitud de 5.6.

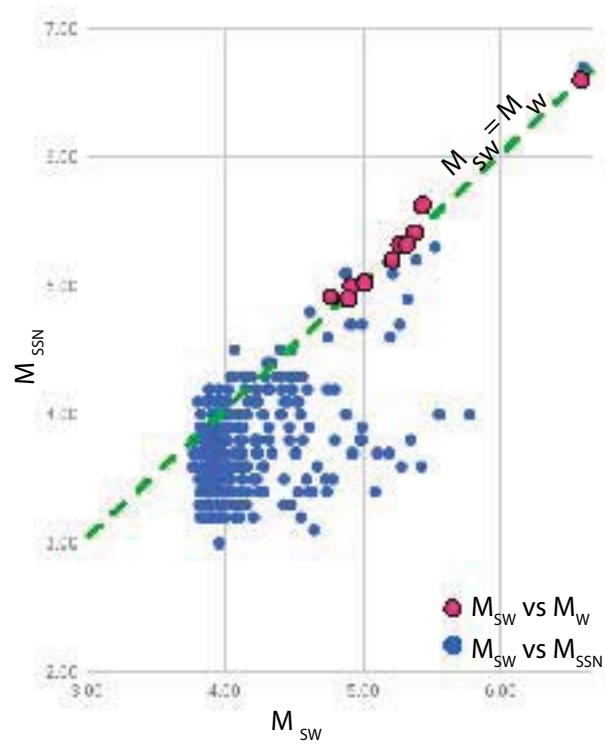


Fig. 6.2. Comparación de magnitudes de todos los sismos reportados en GoC de 2015: M_{SSN} y M_{SW} (círculos azules). En círculos magenta están los sismos que se usaron como eventos de calibración con magnitudes M_w reportadas por GCMT. La línea verde indica la relación 1 a 1 de las escalas M_{SW} y M_W .

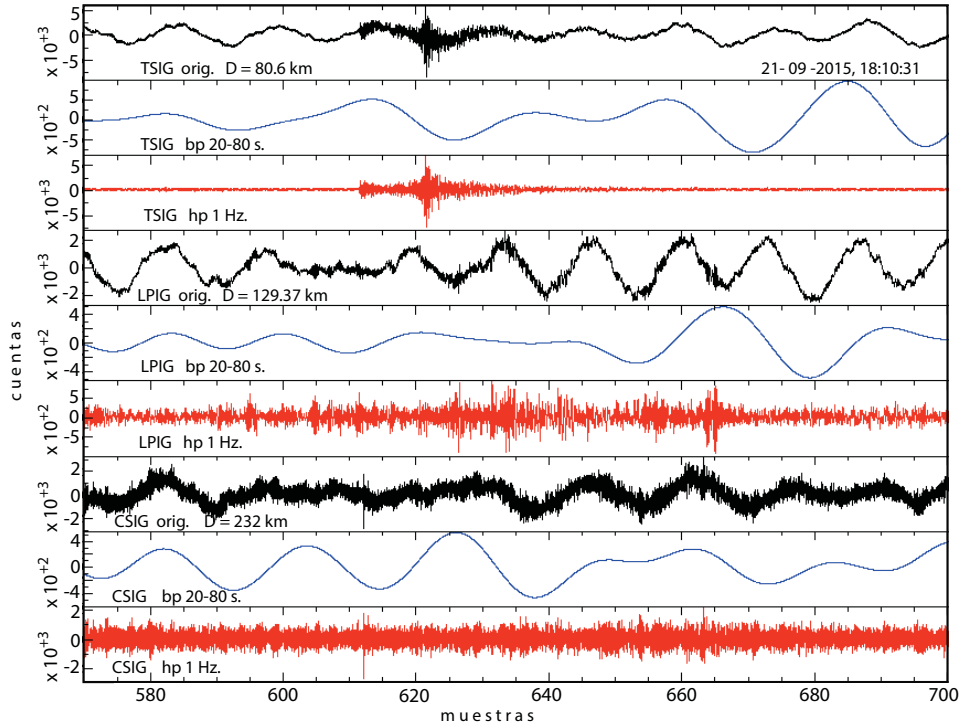


Fig. 6.3. Ejemplo de uno de los sismos reportados y no detectados que tienen magnitud $M_{SSN} < M_{SW}$. Los sismogramas son de las estaciones TSIG, LPIG y CSIG (originales, filtrado 20-80 s y filtrado pasa altas a 1 Hz.), en el lado izquierdo se indica el nombre de estación, filtro y distancia epicentral.

mayores de 100 km y que sí son visibles a 1 Hz como en el ejemplo de la Fig. 6.3, aunque no generan ondas sísmicas en el rango de periodos de 20 a 80 segundos. Este evento también es un ejemplo de varios sismos reportados que no pudimos detectar. De los sismos reportados que sí tienen un tren de ondas superficiales visible de 20 a 80 s, se constató que su ocurrencia, tanto temporal como espacial, coincide con la actividad sísmica reportada en la zona (Fig. 6.7). Esto podría indicar que hay sismos reportados con bajo contenido de altas frecuencias que ocurren durante y en el mismo lugar que las secuencias sísmicas.

6.6. Análisis de los parámetros de fuente estimados para el GoC

En la zona del GoC estimamos la energía sísmica irradiada para eventos con $M \geq 5.9$ usando datos de estaciones regionales y telesísmicas. Para dos eventos nuevos en el GoC se estimaron sus parámetros de fuente usando una y dos estaciones, las más cercanas a los eventos, porque la amplitud de las ondas era imperceptible en el resto de estaciones. Para los sismos en la EPR, no calculamos energía sísmica porque no hay funciones de atenuación reportadas y para eventos de magnitud menor a 4, la relación señal ruido es pequeña a una distancia de 800 km, que es la distancia a la estación más cercana.

Estimamos la energía de 14 sismos reportados en el GoC con $M > 5.9$. Se observa en los espectros corregidos a la fuente de los datos regionales una pequeña prominencia en un rango de frecuencias de 0.07 a 0.15 Hz, se ha sugerido que es el efecto de ondas superficiales de sismos someros (*Plata-Martínez, 2018*). La mayoría de las frecuencias de esquina calculadas (65 %) están por arriba de 0.15 Hz. El efecto que pudiera tener esta prominencia en los resultados obtenidos no se estimó pero se considera que es mínimo porque más del 80 % de la energía irradiada proviene de frecuencias alrededor y por encima de la frecuencia de esquina (*Ide y Beroza, 2001*).

De los 14 sismos reportados, sólo se pudieron comparar sus E_S usando datos regionales y telesísmicos de seis sismos (de la Tabla 6.1, eventos: 1, 2, 3, 6, 8, 10). De los resultados de energía sísmica irradiada se observa que para cuatro eventos (1, 6, 8, 10) $E_S^{reg} \approx E_S^{tele}$, es decir, no hay una sobrestimación de valores de energía de los valores regionales sobre los telesísmicos. En cambio, para el evento 2, se tiene que $5 \times E_S^{reg} \approx E_S^{tele}$; mientras que para el evento 3, $E_S^{reg} \approx 2 \times E_S^{tele}$. (Fig. 6.4, a y d). Las discrepancia puede provenir de la corrección por atenuación de los espectros o bien del efecto de sitio de las estaciones empleadas para el cálculo. Por ejemplo, en estudios previos de atenuación en el GoC, observan que las ondas P, usadas en estimaciones con datos telesísmicos, sufren mayor atenuación que las ondas S (*Vidales-Basurto et al., 2014*) usadas para estimar energía con datos regionales. En todas las gráficas de las Figs. 6.4 y 6.5 el código de colores hace referencia a la diferencia entre magnitudes $m_b - M_S$ de la Tabla 5.6 obtenidas de los catálogos de USGS-NEIC.

En las gráficas que se muestran en las Figs. 6.4 y 6.5 comparamos los distintos parámetros de fuente y energía que obtuvimos con datos regionales y datos telesísmicos. Considerando que la duración de la fuente sísmica puede estimarse con $2 * \Delta t$, donde Δ es el corrimiento del tiempo de centroide; en las gráficas comparativas de M_0 con respecto a $2 * \Delta t$ podemos decir que para las estimaciones con datos telesísmicos, los eventos 3, 6 y 14 tienen valores altos de $2 * \Delta t$ con respecto a su tamaño. Los eventos 3 y 6, en las estimaciones con datos regionales, son los eventos que, en comparación con los demás eventos, también tienen valores altos de $2 * \Delta t$ con respecto a M_0 . Lo anterior puede indicar que tienen duraciones de fuente grandes comparadas con su M_0 (*Beroza y Jordan, 1990; McGuire et al., 1996*).

Podemos observar en las gráficas *c* y *f* de la Fig: 6.4, donde se muestran los valores obtenidos de M_0 y E_S , que a excepción de dos eventos, los demás son más energéticos (liberan más energía) respecto a su tamaño ($\tau_\alpha > 1$). Quizá entonces, se podría estar subestimando el M_0 de los eventos, o bien, concuerda con lo citado en otros estudios donde encuentran que hay un déficit de momento sísmico en fallas transformantes en el océano a nivel mundial (*Wolfson-Schwehr et al., 2014*).

De las gráficas de $\Delta\sigma$ y M_w , los resultados a partir de datos telesísmicos no muestran una dependencia entre los parámetros (Fig. 6.5b). Sin embargo, para los resultados a partir de datos regionales se observa cierta relación de la magnitud con la caída de esfuerzos (Fig. 6.5e). Aun en la actualidad persiste la controversia sobre si son dependientes ambas cantidades (*Abercrombie, 1995; Ide et al., 2003; Baltay et al., 2011*). El único sismo del

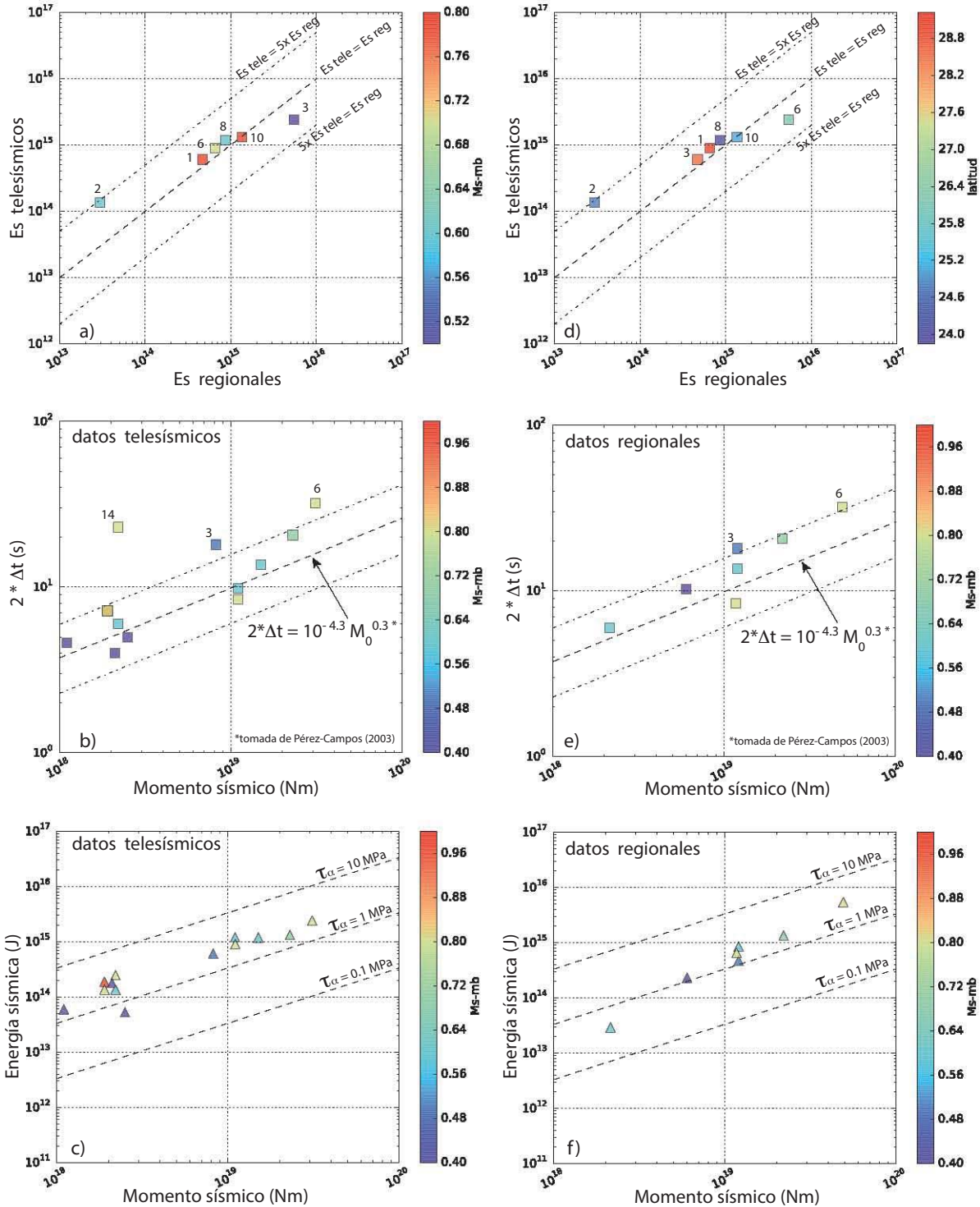


Fig. 6.4. Comparación de energías sísmicas estimadas usando datos telesísmicos y regionales. En el renglón superior se comparan las energías sísmicas irradiadas usando datos telesísmicos contra regionales. Los números de los eventos correspondientes están en la Tabla 6.1. Los colores indican la diferencia $M_S - m_b$ (izq.) y la latitud (der.). El renglón intermedio contrapone resultados de corrimiento de tiempo del centroide Δt con M_0 . En el renglón inferior se compara E_S con M_0 . Las líneas discontinuas indican valores constantes de esfuerzo aparente (τ_α).

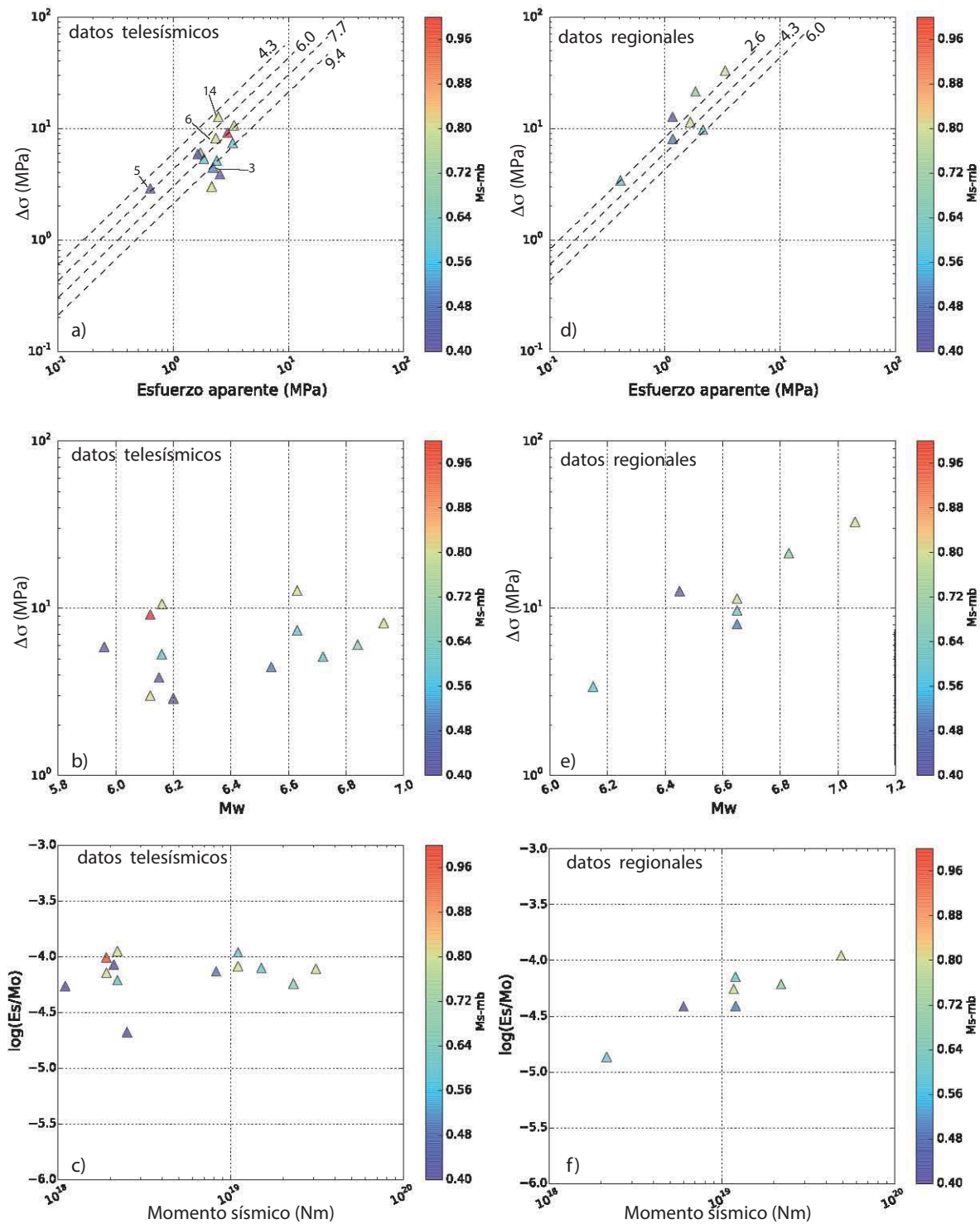


Fig. 6.5. Comparación de energías sísmicas estimadas usando datos teleseísmicos y regionales. En el renglón superior se comparan valores de esfuerzo aparente (τ_α) contra los valores de caídas de esfuerzos ($\Delta\sigma$). Los colores indican la diferencia $M_S - m_b$ en todos los casos. El renglón intermedio contraponen resultados de $\Delta\sigma$ con M_w . En el renglón inferior está el escalamiento de E_S/M_0 respecto a M_0 .

Tabla 6.1. Comparación de $\Delta\sigma$ reportadas en GoC con este estudio usando datos telesísmicos.

Reportado por	Fecha	Hora GMT	M_w	$\Delta\sigma$ (MPa)	f_c (Hz)	radio (km)
Este estudio	2013-10-19	17:54:57	6.6	4.46	0.14	
<i>Castro et al.</i> (2017b)	2013-10-19	17:54:57	6.6	1.71		13.25
Este estudio	2009-08-03	17:59:56	6.9	6.07	0.11	
<i>Castro et al.</i> (2011)	2009-08-03	17:59:56	6.9	2.2	0.069	
Este estudio	2003-03-12	23:41:33	6.3	9.19	0.29	
<i>López-Pineda y Rebollar</i> (2005)	2003-03-12	23:41:33	6.3	3.8		6.8

Los datos de ubicación y M_w de cada sismo se obtuvieron del GCMT.

conjunto estudiado, con mecanismo focal de falla normal, es el que tiene menor esfuerzo aparente (evento 5 en Fig. 6.5 a) calculado sólo con datos telesísmicos. Los resultados obtenidos de caídas de esfuerzo concuerdan con lo reportado en otros estudios previos a escala global para sismos de fallas transformantes oceánicas (e.g., *Pérez-Campos et al.*, 2003; *Allmann y Shearer*, 2009).

Los resultados mostrados en las gráficas de energía escalada E_S/M_0 (Figs. 6.5 c y f) muestran que todas las estimaciones, usando datos regionales o datos telesísmicos, están por arriba del umbral de -5.6 que han tomado como indicador de sismos tsunamis con rupturas lentas (*Newman y Okal*, 1998; *Okal y Newman*, 2001), por lo que estos resultados indicarían que no hay eventos con componente lenta. En cambio, los resultados de E_S/M_0 para los dos nuevos eventos detectados es \sim 6.7 (Tabla 5.7).

En estudios previos en el GoC se observan caídas de esfuerzo más altas en zonas de dorsal (*Sumy et al.*, 2013) en las cuencas de Farallon-Carmen. La actividad mágmática en la cuenca de Guaymas (*Lizarralde et al.*, 2007) puede influir en los valores de $\Delta\sigma$. Se ha observado que hacia el sur del golfo la corteza es más delgada en comparación con la del norte (e.g., *Zhang et al.*, 2007), de manera que se esperaría que las caídas de esfuerzo fueran menores hacia el sur del golfo. De las caídas de esfuerzo obtenidas con datos telesísmicos y regionales, tres de los eventos con valores más altos de $\Delta\sigma$ (6, 9, 10) se encuentran hacia la parte norte del golfo, mientras que la mayoría de valores bajos de caídas de esfuerzo están hacia el sur (Fig. 6.6).

En estudios a nivel global de caídas de esfuerzo, se estiman valores de 6 MPa para sismos en fallas transformantes oceánicas (*Allmann y Shearer*, 2009) (línea discontinua Fig. 6.5, a, d). A modo de comparación con tres estudios previos de sismos en el GoC que coinciden de nuestra lista de sismos estudiados, se presenta la Tabla 6.1 con los datos obtenidos de $\Delta\sigma$ en este estudio de estimaciones con datos telesísmicos y observamos que los valores de caídas de esfuerzo reportados y los que obtuvimos son similares.

De los dos eventos nuevos que pudimos estimar su frecuencia de esquina y momento sísmico, graficamos sus espectros corregidos y los comparamos con un evento (M6.6) que había ocurrido en la misma área y el mismo día (2015-09-13) (Fig. 5.27). Las caídas de esfuerzo bajas son un indicativo de deficiencia en altas frecuencias como se ha observado para eventos en zonas de subducción en México (e.g., *Shapiro et al.*, 1998; *Iglesias et al.*,

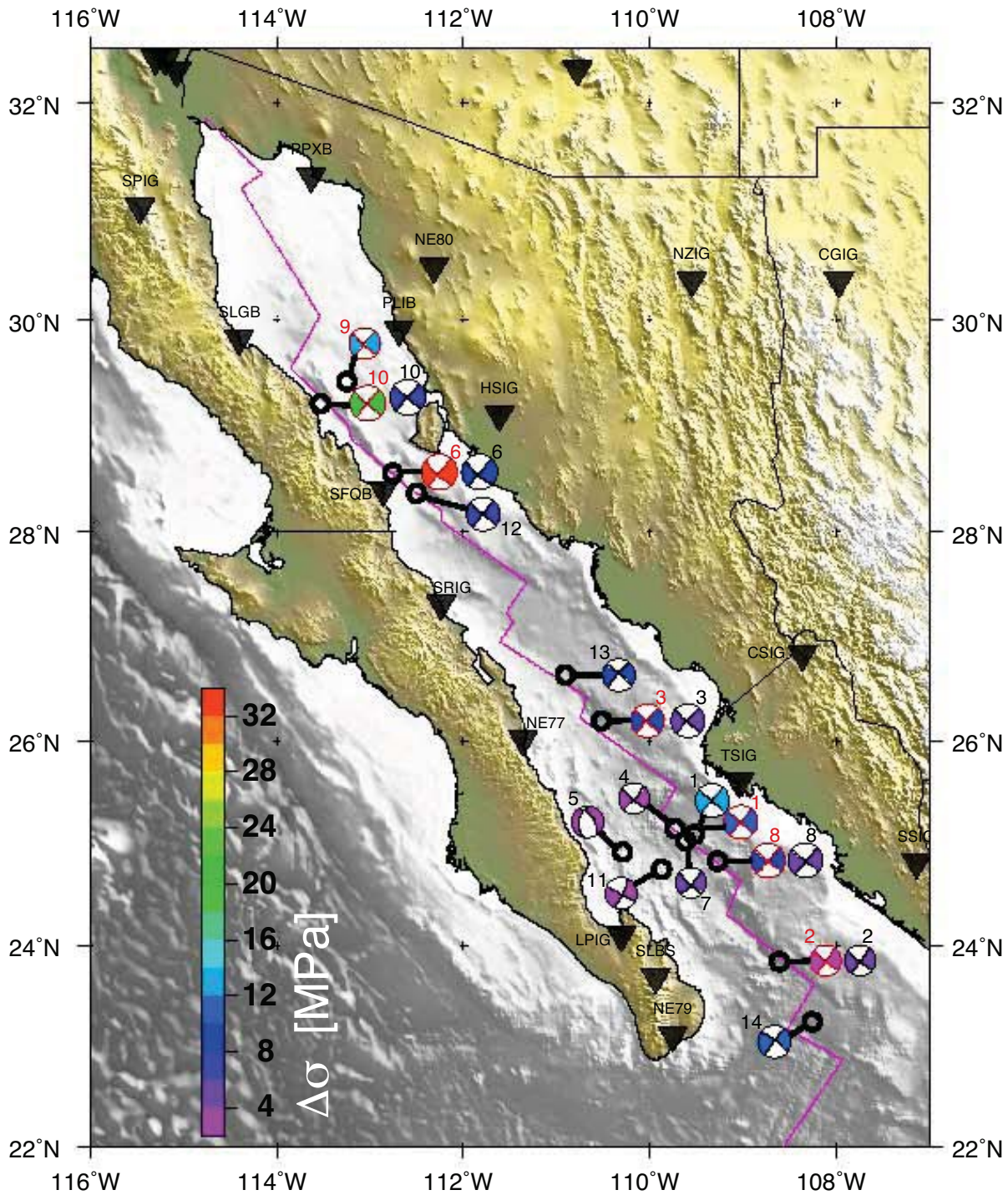


Fig. 6.6. Mapa de caídas de esfuerzos estimados a partir de los espectros de amplitud de datos regionales y telesísmicos para eventos $M > 5.9$. Los mecanismos focales con líneas rojas son con resultados con datos regionales y mecanismos focales con líneas negras son resultados de estimar con datos telesísmicos. En ambos casos es la misma escala de color. Los números corresponden al evento en la Tabla 6.1.

2003; *García et al.*, 2004) y que concuerdan con las diferencias entre sus m_b , M_{SW} y M_w reportadas en catálogos globales y catálogos regionales de sismicidad (M_{SSN}).

En los espectros de los nuevos eventos, si sus frecuencias de esquina están corridas a bajas frecuencias indica que duran más o que se desplazan a una velocidad menor de ruptura o ambas posibilidades (*Perez-Campos et al.*, 2003). A partir del M_0 obtenido de los dos nuevos eventos, calculamos M_w y usando la relación propuesta por *Wells y Coppersmith* (1994) para estimar la longitud de ruptura de fallas transformantes (*strike-slip rupture*):

$$L = 10^{-2.44+0.59M_w}; \text{ L en km,} \quad (6.1)$$

obtenemos que la longitud de ruptura sería de 2 km para una magnitud estimada promedio M_w 4.65, y asumiendo una velocidad de ruptura de 3 km/s tenemos que la duración de la ruptura es de 0.67 s. Si se modelara la fuente y la duración de ésta fuera más grande, entonces se podría asumir que tiene duración más larga que un sismo común. Pero, los dos sismos del 13 de septiembre de 2015 son en la misma zona y fueron registrados por el mismo instrumento, entonces podría decirse que la fuente que los origina, es distinta.

Por último, mostramos una serie de mapas que conforman el compendio de resultados que obtuvimos de calcular parámetros de fuente comparándolos con las zonas sísmicas que han sido reportadas y los eventos que encontramos con $M_{SSN} - M_{SW}$ para 2015 y $m_b - M_w$ de 2000 a 2015. Las zonas coincidentes nos dan los síntomas de actividad generadora de sismos lentos o no impulsivos en zonas de fallas transformantes oceánicas donde hemos detectado eventos nuevos. Las caídas de esfuerzos de los nuevos eventos, que ocurren en las mismas zonas y durante los enjambres sísmicos, son muy pequeñas respecto a su magnitud de momento.

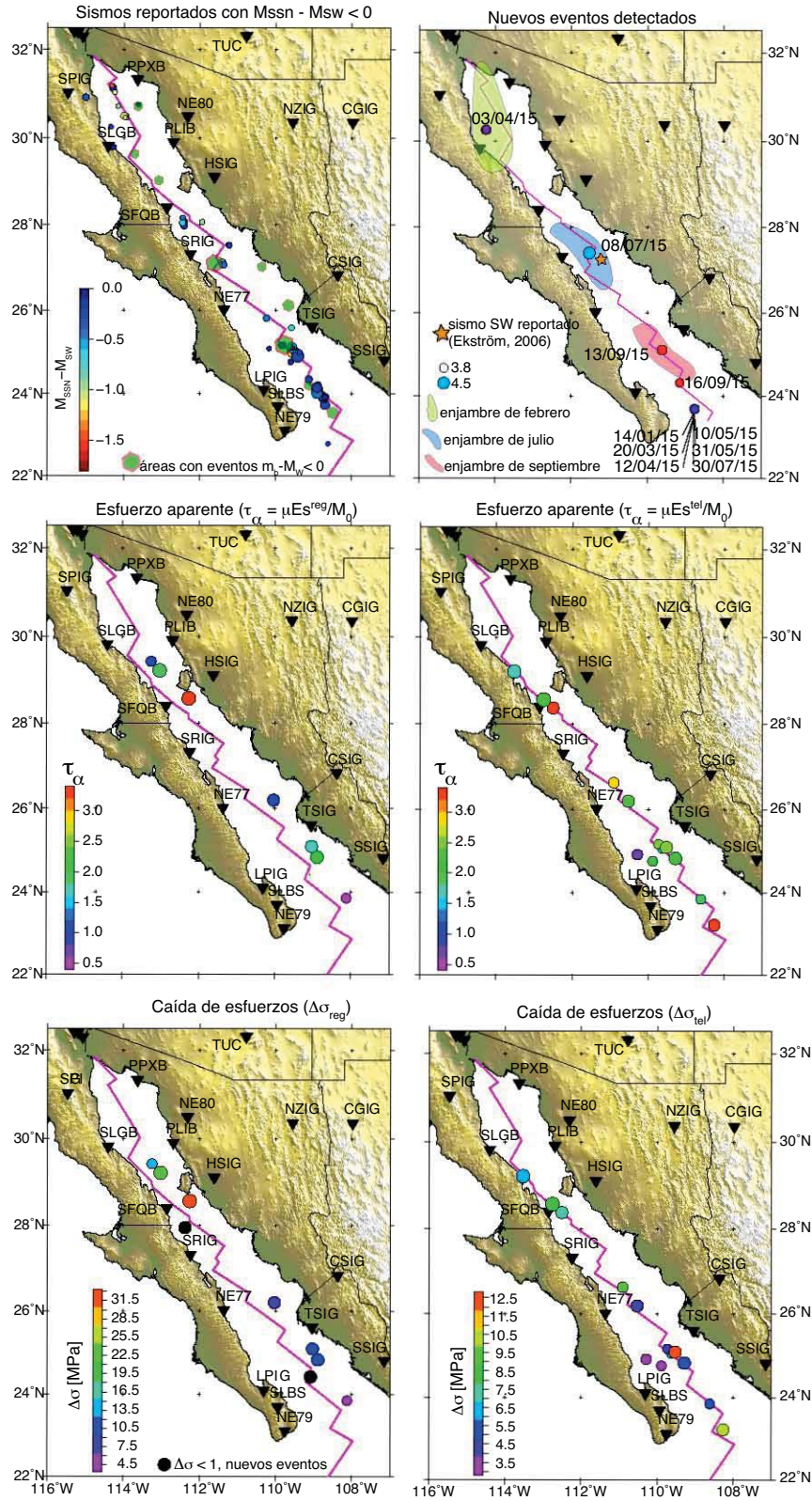


Fig. 6.7. Mapas con resultados de magnitudes y parámetros de fuente estimados a partir de los espectros de amplitud de datos regionales y telesísmicos para eventos $M > 5.9$. La áreas en el mapa de eventos nuevos son las correspondientes a enjambres en los meses de febrero, julio y septiembre 2015.

Capítulo 7

Conclusiones

En este trabajo hemos presentado un nuevo método para la detección de eventos sísmicos no impulsivos, basado en la correlación cruzada de registros sísmicos continuos con el tensor de deformación de Green; o el tensor que contiene las derivadas espaciales de las funciones de Green. Mostramos que con ese método se pueden detectar eventos, aún cuando la disponibilidad de datos es escasa y las estaciones lejanas. El método no se restringe a distintas fases en el sismograma, ni a una banda de frecuencias; por lo tanto, se puede adaptar para la búsqueda de eventos a distintas escalas espaciales y temporales, además para sismos de diferentes magnitudes. Adicionalmente, usamos otro método de detección de sismos, el método de filtro adaptativo (*Ziemer y Tranter, 1988*).

Con ambos métodos de detección, encontramos eventos no impulsivos en las dos zonas de estudio; 1) en la Dorsal del Pacífico Oriental (EPR), un total de seis eventos en un lapso de dos meses y 2) en el Golfo de California (GoC), un total de 10 eventos en un lapso de 12 meses. Las localizaciones de los eventos no impulsivos detectados coinciden con las áreas donde se han presentado eventos cuyas magnitudes de ondas superficiales son más grandes que las magnitudes de ondas de cuerpo. Mostramos que las localizaciones obtenidas por el método de correlación cruzada, comparado con las localizaciones de los mismos eventos usando el filtro adaptativo, son más confiables por la distribución no uniforme en el espacio de los eventos patrón usados para el método de filtro adaptativo.

En ambos lapsos de tiempo analizados en el EPR, detectamos eventos no impulsivos que ocurren días antes de los enjambres sísmicos. Lo anterior es consistente con un modelo donde los eventos transitorios de deslizamiento lento (*slow slip transients*) son los que disparan los eventos sísmicos con contenido de bajas frecuencias mayor que el de ondas de alta frecuencia y queda evidenciado en las diferencias de valores m_b (*McGuire et al., 2005*) y M_{SW} . En el GoC los eventos no impulsivos que detectamos no tienen una distribución temporal determinada aunque sí ocurren durante periodos de actividad sísmica.

La presencia de sismos no impulsivos, como los que detectamos en ambas zonas de estudio, pueden ser una manifestación de la presencia de fluidos en la zona de falla (*McGuire et al., 2012*). En estudios hechos con instrumentos en las zonas de fallas transformantes oceánicas (*McGuire et al., 2012*); dichos eventos presentan cierta recurrencia periódica en el tiempo a consecuencia de movimientos constantes de las placas tectónicas y acumulación de esfuerzos sobre las fallas. En el caso del GoC también se ha explorado la

posibilidad que la presencia de sedimentos sobre las fallas transformantes cambien el estado de esfuerzos de un deslizamiento estable a uno inestable (*Marone y Scholz, 1988*). Las estimaciones de energía sísmica escalada de los eventos nuevos en el GoC tienen valores de $\log(ES/M0)$ por debajo del umbral de -5.6, y junto con la observación de deficiencia de frecuencias altas en los espectros de amplitud corregidos a la fuente, indican que podrían ser sismos con rupturas lentas (e.g., *Bilek et al., 2014*), aunque no todos los sismos con energía escalada baja son necesariamente sismos de ruptura lenta.

En estudios anteriores se ha observado que durante episodios de sismicidad alta en fallas transformantes oceánicas, ocurre una mayor cantidad de sismos precursores que réplicas del sismo principal. Por tal razón, en un estudio futuro, se podrían buscar eventos antes de los periodos de estudio y así poder interpretar de mejor manera la secuencia sísmica. Adicionalmente recomendaríamos obtener los mecanismos focales de los nuevos eventos y resolver para un doble par a distintas profundidades, para después conjuntar los resultados previos de mecanismos focales reportados para la región (e.g., *Sumy et al., 2013*) y complementar las estimaciones del estado de esfuerzos en el GoC. Ampliando el periodo de estudio en estas zonas sujetas a ciclos sísmicos, podríamos inclusive observar los procesos magmáticos como la inflación y deflación de la cámara magmática a partir de las estimaciones de las caídas de esfuerzo de eventos antes, durante y después de erupciones marinas en las dorsales (*Moyer et al., 2018*). Mientras que los eventos impulsivos que se han reportado, los podemos utilizar para hacer inferencias sobre el movimiento de magma del interior hacia el piso oceánico.

Recomendamos que al usar el método de correlación cruzada de forma de onda completa se considere usar reciprocidad para calcular los sismogramas sintéticos que vayan de las estaciones (fuente adjunta) hacia cada una de localizaciones de prueba ya que este enfoque permite agregar mas estaciones con sólo haciendo las simulaciones adicionales desde las estaciones agregadas hacia las localizaciones de prueba. En cuanto al método de filtro adaptativo, recientemente se ha propuesto considerar las duraciones de los registros de los evento patrón en función de la distancia de las estaciones al evento incrementando así el valor del coeficiente de correlación entre las estaciones de registro del arreglo (*Frank y Abercrombie, 2018*) donde las áreas de estudio sean de extensión lateral grande.

Referencias.

- Abercrombie, R. E. (1995), Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 ml using seismograms recorded at 2.5 km depth, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B12), 24,015–24,036, doi: 10.1029/95JB02397.
- Abercrombie, R. E., y G. Ekström (2001a), Earthquake slip on oceanic transform faults, *Nature*, *410*, 74–77.
- Abercrombie, R. E., y G. Ekström (2001b), Earthquake slip on oceanic transform faults., *Nature*, *410*(6824), 74–77, doi: 10.1038/35065064.
- Abercrombie, R. E., y G. Ekström (2003), A reassessment of the rupture characteristics of oceanic transform earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *108*(B5), 2225, doi: 10.1029/2001JB000814.
- Agnès, H., y G. Stéphane (2010), Seismic monitoring of séchilienne rockslide (french alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *115*(F3), doi: 10.1029/2009JF001532.
- Aki, K. (1968), Seismic displacements near a fault, *Journal of Geophysical Research*, *73*(16), 5359–5376, doi: 10.1029/JB073i016p05359.
- Aki, K., y P. Richards (1980), *Quantitative Seismology: Theory and Methods, A Series of books in geology*, vol. 1, W. H. Freeman.
- Allen, R. V. (1978), Automatic earthquake recognition and timing from single traces, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *68*(5), 1521.
- Allmann, B. P., y P. M. Shearer (2009), Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *114*(B01310), doi: 10.1029/2008JB005821.
- Aragón-Arreola, M., M. Morandi, A. Martín-Barajas, L. Delgado-Argote, y A. González-Fernández (2005), Structure of the rift basins in the central gulf of california: Kinematic implications for oblique rifting, *Tectonophysics*, *409*(1), 19 – 38, doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.002>.
- Arnulf, A. F., S. C. Singh, y J. W. Pye (2014), Seismic evidence of a complex multi-lens melt reservoir beneath the 9°N Overlapping Spreading Center at the East Pacific Rise, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 6109–6115, doi: 10.1002/2014GL060859.
- Baltay, A., S. Ide, G. Prieto, y G. Beroza (2011), Variability in earthquake stress drop and apparent stress, *Geophysical Research Letters*, *38*(6), doi: 10.1029/2011GL046698.

- Bassin, C., G. Laske, y G. Masters (2000), The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, *EOS*, 81(F897), also available at mahi.ucsd.edu/Gabi/crust2.html.
- Beeler, N. M., T.-F. Wong, y S. H. Hickman (2003), On the expected relationships among apparent stress, static stress drop, effective shear fracture energy, and efficiency, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3), 1381, doi: 10.1785/0120020162.
- Behn, M. D., M. S. Boettcher, y G. Hirth (2007), Thermal structure of oceanic transform faults, *Geology*, 35(4), 307–310, doi: 10.1130/G23112A.1.
- Beroza, G. C., y T. H. Jordan (1990), Searching for slow and silent earthquakes using free oscillations, *Journal of Geophysical Research*, 95, doi: 10.1029/JB095iB03p02485.
- Bilek, S. L., T. Lay, y L. J. Ruff (2014), Radiated seismic energy and earthquake source duration variations from teleseismic source time functions for shallow subduction zone thrust earthquakes, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B9), doi: 10.1029/2004JB003039.
- Boatwright, J., y G. L. Choy (1986), Teleseismic estimates of the energy radiated by shallow earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 91, 2095–2112.
- Boatwright, J., y J. Fletcher (1984), The partition of radiated energy between P and S waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 361–376.
- Boettcher, M. S., y T. H. Jordan (2004), Earthquake scaling relations for mid-ocean ridge transform faults, *J. Geophys. Res.*, 109, B12,302, doi: 10.1029/2004JB003110.
- Bohnenstiehl, D. R., F. Waldhauser, y M. Tolstoy (2008), Frequency-magnitude distribution of microearthquakes beneath the 9°50'N region of the East Pacific Rise, October 2003 through April 2004, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(10), n/a–n/a, doi: 10.1029/2008GC002128, q10T03.
- Boore, D. M., y W. B. Joyner (1997), Site amplifications for generic rock sites, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(2), 327–341.
- Brune, J. (1970), Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997–5009.
- Canales, P. J., R. S. Detrick, D. R. Toomey, y W. S. D. Wilcock (2003), Segment-scale variations in the crustal structure of 150–300 kyr old fast spreading oceanic crust (east pacific rise, 8°15'n–10°5'n) from wide-angle seismic refraction profiles, *Geophysical Journal International*, 152(3), 766–794, doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01885.x.
- Cannat, M., D. Bideau, y H. Bougault (1992), Serpentinized peridotites and gabbros in the mid-atlantic ridge axial valley at 157n and 16 2n, *Earth and Planetary Science Letters*, 109(1), 87 – 106, doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90076-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90076-8).
- Castro, R., J. Stock, E. Hauksson, y R. Clayton (2017a), Active tectonics in the gulf of california and seismicity (m_j3.0) for the period 2002–2014, *Tectonophysics*, 719–720(Supplement C), 4–16, doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.015>, from continental to oceanic rifting in the Gulf of California.

- Castro, R. R., y L. Ávila-Barrientos (2015), Estimation of the spectral parameter kappa in the region of the gulf of california, mexico, *Journal of Seismology*, 19(4), 809–829, doi: 10.1007/s10950-015-9496-x.
- Castro, R. R., C. Valdés-González, P. Shearer, V. Wong, L. Astiz, F. Vernon, A. Pérez-Vertti, y A. Mendoza (2011), The 3 august 2009 mw 6.9 canal de ballenas region, gulf of california, earthquake and its aftershocks, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(3), 929–939, doi: 10.1785/0120100154.
- Castro, R. R., J. M. Stock, E. Hauksson, y R. W. Clayton (2017b), Source functions and path effects from earthquakes in the farallon transform fault region, gulf of california, mexico that occurred on october 2013, *Pure and Applied Geophysics*, 174(6), 2239–2256, doi: 10.1007/s00024-016-1346-4.
- Chamberlain, C. J., D. R. Shelly, J. Townend, y T. A. Stern (2014), Low-frequency earthquakes reveal punctuated slow slip on the deep extent of the alpine fault, new zealand, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(7), 2984–2999, doi: 10.1002/2014GC005436.
- Chamberlain, C. J., C. J. Hopp, E. Boese, C. M. and Warren-Smith, D. Chambers, S. X. Chu, K. Michailos, y J. Townend (2017), Eqcorrscan: repeating and near-repeating earthquake detection and analysis in python, *Seismological Research Letters*, 0(accepted), n/a–n/a.
- Chen, P., T. H. Jordan, y E.-J. Lee (2010), Perturbation kernels for generalized seismological data functionals (gsdf), *Geophysical Journal International*, 183(2), 869–883, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04758.x.
- Chen, Y. (1988), Thermal model of oceanic transform faults, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B8), 8839–8851, doi: 10.1029/JB093iB08p08839.
- Davies, G., y J. N. Brune (1971), Global plate motion rates from seismicity data., *Nature*, 229, 101–107.
- DeMets, C., y T. Dixon (1999), New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present. i. evidence for steady motion and biases in the NUVEL-1A model, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1921–1924.
- Dixon, T., F. Farina, C. DeMets, F. Suarez-Vidal, J. Fletcher, B. Marquez-Azua, M. Miller, O. Sanchez, y P. Umhoefer (2000), New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present. ii. evidence for a "Baja California shear zone", *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1921–1924.
- Douglas, A. (2002), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, vol. 81A, cap. Seismometer Arrays-Their use in earthquake and test ban seismology, p. 1200, 1st ed., Academic Press.
- Douglas, A., D. Bowers, P. D. Marshall, J. B. Young, D. Porter, y N. J. Wallis (1999), Putting nuclear-test monitoring to the test, *Nature*, 398, 474 EP –.

- Dunn, R. A., D. R. Toomey, y S. C. Solomon (2000), Three-dimensional seismic structure and physical properties of the crust and shallow mantle beneath the east pacific rise at 9°30'n, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *105*(B10), 23,537–23,555, doi: 10.1029/2000JB900210.
- Ekström, G. (2006), Global detection and location of seismic sources by using surface waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *96*(4A), 1201 — 1212, doi: 10.1785/0120050175.
- Ekström, G. (2006), Global detection and location of seismic sources by using surface waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *96*(4), 1201–1212.
- Ekström, G., y C. P. Stark (2013), Simple scaling of catastrophic landslide dynamics, *Science*, *339*, doi: 10.1126/science.1232887.
- Ekström, G., M. Nettles, y G. A. Abers (2003), Glacial earthquakes., *Science*, *302*(5645), 622–624, doi: 10.1126/science.1088057.
- Ekström, G., M. Nettles, y V. C. Tsai (2006), Seasonality and increasing frequency of greenland glacial earthquakes, *Science*, *311*(5768), 1756–1758, doi: 10.1126/science.1122112.
- Escartín, J., G. Hirth, y B. Evans (2001), Strength of slightly serpentinized peridotites: Implications for the tectonics of oceanic lithosphere, *Geology*, *29*(11), 1023, doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<1023:SOSSPI>2.0.CO;2.
- Fernández, A., y X. Pérez-Campos (2017), Lithosphere thickness in the gulf of california region, *Tectonophysics*, *719-720*(Supplement C), 17 – 26, doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.016>, from continental to oceanic rifting in the Gulf of California.
- Ferrari, L., M. López-Martínez, T. Orozco-Esquivel, S. E. Bryan, J. Duque-Trujillo, P. Lonsdale, y L. Solari (2013), Late oligocene to middle miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern sierra madre occidental, mexico: The beginning of the gulf of california rift, *Geosphere*, *9*(5), 1161, doi: 10.1130/GES00925.1.
- Fichtner, A. (2011), *Full Seismic Waveform Modelling and Inversion*, 343 pp., Springer-Verlag Berlin Heidelberg, doi: 10.1007/978-3-642-15807-0.
- Fornari, D. J., D. G. Gallo, M. H. Edwards, J. A. Madsen, M. R. Perfit, y A. N. Shor (1989), Structure and topography of the Siqueiros transform fault system: Evidence for the development of intra-transform spreading centers, *Marine Geophys. Res.*, *11*(263), doi: 10.1007/BF00282579.
- Fowler, C. M. R. (2005), *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*, 2 ed., Cambridge University Press, doi: 10.1017/CBO9780511819643.
- Fox, P. J., y D. G. Gallo (1984), A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries: Implications for the structure of oceanic lithosphere, *Tectonophysics*, *104*(3), 205 – 242, doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90124-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90124-0).

- Frank, W. B., y R. E. Abercrombie (2018), Adapting the matched-filter search to a wide-aperture network: An aftershock sequence and an earthquake swarm in connecticut, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(1), 524, doi: 10.1785/0120170190.
- Frank, W. B., y N. M. Shapiro (2014), Automatic detection of low-frequency earthquakes (lfes) based on a beamformed network response, *Geophysical Journal International*, 197(2), 1215, doi: 10.1093/gji/ggu058.
- García, D., S. K. Singh, M. Herráiz, J. F. Pacheco, y M. Ordaz (2004), Inslab earthquakes of central mexico: Q, source spectra, and stress drop, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(3), 789, doi: 10.1785/0120030125.
- Garduño-Monroy, V., H. Vargas-Ledezma, y J. Campos-Enriquez (1993), Preliminary geologic studies of sierra el aguajito, baja california, mexico: a resurgent-type caldera, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 47–58.
- Ghosh, A., E. Huesca-Pérez, E. Brodsky, y Y. Ito (2015), Very low frequency earthquakes in cascadia migrate with tremor, *Geophysical Research Letters*, 42(9), 3228–3232, doi: 10.1002/2015GL063286.
- Gibbons, S. J., y F. Ringdal (2006), The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation, *Geophysical Journal International*, 165(1), 149–166, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02865.x.
- Gibbons, S. J., F. Ringdal, y T. Kväerna (2008), Detection and characterization of seismic phases using continuous spectral estimation on incoherent and partially coherent arrays, *Geophysical Journal International*, 172(1), 405–421, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03650.x.
- Global Seismograph Network (2018), International Federation of Digital Seismograph Networks, <https://doi.org/10.7914/SN/IU>.
- Goff, J. A., E. A. Bergman, y S. C. Solomon (1987), Earthquake source mechanism and transform fault tectonics in the Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*, 92(10), 485–510.
- Gregg, P. M., J. Lin, y D. K. Smith (2006), Segmentation of transform systems on the East Pacific Rise: Implications for earthquake processes at fast-slipping oceanic transform faults, *Geology*, 34(4), 289, doi: 10.1130/G22212.1.
- Gregg, P. M., J. Lin, M. D. Behn, y L. G. J. Montési (2007), Spreading rate dependence of gravity anomalies along oceanic transform faults, *Nature*, 448, 183 EP –.
- Guilhem, A. (2011), Analysis of unusual earthquake and tremor seismicity at the mendocino triple junction and parkfield, california, Tesis de Doctorado, University of California, Berkeley.
- Hamblin, W. K., y E. H. Christiansen (2004), *Earth's Dynamic Systems*, 10 ed., Prentice Hall, Inc.

- Hattori, K. H., y S. Guillot (2007), Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the alps, cuba, and the himalayas: Recycling of elements in subduction zones, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(9), n/a–n/a, doi: 10.1029/2007GC001594, q09010.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, y S. Miyazaki (1999), A slow thrust slip event following the two 1996 hyuganada earthquakes beneath the bungo channel, southwest japan, *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3237–3240, doi: 10.1029/1999GL010999.
- Hjörleifsdóttir, V. (2007), Earthquake source characterization using 3D numerical modeling, Tesis de Doctorado, Caltech.
- Hutchison, A. A., y A. Ghosh (2016), Very low frequency earthquakes spatiotemporally asynchronous with strong tremor during the 2014 episodic tremor and slip event in cascadia, *Geophysical Research Letters*, 43(13), 6876–6882, doi: 10.1002/2016GL069750.
- Ide, S., y G. C. Beroza (2001), Does apparent stress vary with earthquake size?, *Geophysical Research Letters*, 28(17), 3349–3352, doi: 10.1029/2001GL013106.
- Ide, S., G. C. Beroza, S. G. Prejean, y W. L. Ellsworth (2003), Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5), doi: 10.1029/2001JB001617.
- Ide, S., G. Beroza, D. Shelly, y T. Uchide (2007), A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, 447, doi: 10.1038/nature05780.
- Iglesias, A., S. K. Singh, J. F. Pacheco, L. Alcántara, M. Ortiz, y M. Ordaz (2003), Near-Trench Mexican earthquakes have anomalously low peak accelerations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(2), 953–959, doi: 10.1785/0120020168.
- Ihmlé, P. F., y T. H. Jordan (1994), Teleseismic search for slow precursors to large earthquakes, *Science*, 266(5190), 1547–1551, doi: 10.1126/science.266.5190.1547.
- Ihmlé, P. F., P. Harabaglia, y T. H. Jordan (1993), Teleseismic detection of a slow precursor to the great 1989 macquarie ridge earthquake, *Science*, 261(5118), 177–183.
- International Seismological Centre (2018), Internatl. Seismol. Cent., On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>.
- Ishii, M., P. Shearer, H. Houston, y J. Vidale (2005), Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array, *Nature*, 435, doi: 10.1038/nature03675.
- Ji, C., D. Helmberger, T.-R. Song, K.-F. Ma, y D. Wald (2001), Slip distribution and tectonic implication of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 28(23), 4379 – 4382.
- Joswig, M. (1990), Pattern recognition for earthquake detection, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(1), 170.
- Kanamori, H. (1993), W phase, *Geophysical Research Letters*, 20(16), 1691–1694, doi: 10.1029/93GL01883.

- Kanamori, H., y D. L. Anderson (1975), Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5), 1073.
- Kanamori, H., y E. Brodsky (2004), The physics of earthquakes, *Rep. Prog. Phys.*, 67(8).
- Kanamori, H., y J. W. Given (1982), Analysis of long-period seismic waves excited by the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens—A terrestrial monopole?, *Journal of Geophysical Research*, 87(B7), doi: 10.1029/JB087iB07p05422.
- Kanamori, H., y M. Kikuchi (1993), The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, *Nature*, 361(6414), 714–716.
- Kanamori, H., y L. Rivera (2006), Energy partitioning during an earthquake, *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting. Geophysical Monograph Series*, 170, 3–13.
- Kanamori, H., y L. Rivera (2008), Source inversion of Wphase: speeding up seismic tsunami warning, *Geophysical Journal International*, 175(1), 222–238, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03887.x.
- Kanamori, H., y G. S. Stewart (1976), Mode of the strain release along the gibbs fracture zone, mid-atlantic ridge, *pepi*, 11(4), 312 – 332, doi: DOI:10.1016/0031-9201(76)90018-2.
- Kaverina, A. N., A. V. Lander, y A. G. Prozorov (1996), Global creepex distribution and its relation to earthquake-source geometry and tectonic origin, *Geophys. Jour. Int.*, 125, 249–265.
- Key, K., S. Constable, L. Liu, y A. Pommier (2013), Electrical image of passive mantle upwelling beneath the northern east pacific rise, *Nature*, 495, 499 EP –.
- Kim, W.-Y., V. Aharonian, A. L. Lerner-Lam, y P. G. Richards (1997), Discrimination of earthquakes and explosions in southern russia using regional high-frequency three-component data from the iris/jsp caucasus network, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3), 569.
- Kim, Y., Q. Liu, y J. Tromp (2011), Adjoint centroid-moment tensor inversions, *Geophysical Journal International*, 186(1), 264–278, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05027.x.
- Komatitsch, D., y J. Tromp (2002a), Spectral-element simulations of global seismic wave propagation - I. Validation, *Geophys. Jour. Int.*, 149(2), 390–412.
- Komatitsch, D., y J. Tromp (2002b), Spectral-element simulations of global seismic wave propagation - II. Three-dimensional models, oceans, rotation and self-gravitation, *Geophys. Jour. Int.*, 150(1), 303–318.
- Kostoglodov, V. (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophysical Research Letters*, 30(15), doi: 10.1029/2003GL017219.
- Kustowski, B., G. Ekström, y A. M. Dziewoński (2008), Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth’s mantle: A global model, *J. Geophys. Res.*, 113(B06306), doi: 10.1029/2007JB005169.

- Lacroix, P., y A. Helmstetter (2011), Location of seismic signals associated with microearthquakes and rockfalls on the séchilienne landslide, french alps, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(1), 341, doi: 10.1785/0120100110.
- Larmat, C., J. Montagner, M. Fink, Y. Capdeville, A. Tourin, y E. Clévéde (2006), Time-reversal imaging of seismic sources and application to the great Sumatra earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 33(L19312), doi: 10.1029/2006GL026336.
- Lin, C. H., H. Kumagai, M. Ando, y T. C. Shin (2010), Detection of landslides and submarine slumps using broadband seismic networks, *Geophysical Research Letters*, 37(L22309), doi: 10.1029/2010GL044685.
- Lizarralde, D., et al. (2007), Variation in styles of rifting in the gulf of california, *Nature*, 448(7152), 466–9, copyright - Copyright Nature Publishing Group Jul 26, 2007; Last updated - 2014-03-30; CODEN - NATUAS; SubjectsTermNotLitGenreText - Gulf of California.
- Lomnitz, C., F. Mooser, C. R. Allen, J. N. Brune, y W. Thatcher (1970), Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California, Mexico: preliminary results, *Geofísica Internacional*, 10, 37–48.
- Lonsdale, P. (1989), *Geology and tectonic history of the Gulf of California*, in *The Geology of North America, The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, vol. N, pp. 499–522, Geol. Soc. of Am., Boulder, Colo.
- López-Pineda, L., y C. J. Rebollar (2005), Source characteristics of the mw 6.2 loreto earthquake of 12 march 2003 that occurred in a transform fault in the middle of the gulf of california, mexico, *BSSA*, 95(2), 419–430, doi: 10.1785/0120030227.
- Madariaga, R. (1976), Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66(3), 639–666.
- Marone, C., y C. H. Scholz (1988), The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes, *Geophysical Research Letters*, 15(6), 621–624, doi: 10.1029/GL015i006p00621.
- Maury, J., S. Ide, V. M. Cruz-Atienza, V. Kostoglodov, G. González-Molina, y X. Pérez-Campos (2016), Comparative study of tectonic tremor locations: Characterization of slow earthquakes in guerrero, mexico, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(7), 5136–5151, doi: 10.1002/2016JB013027.
- McGarr, A. (1999), On relating apparent stress to the stress causing earthquake fault slip, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 3003–3011, doi: 10.1029/1998JB900083.
- McGuire, J., F. P. Ihmlé, y T. Jordan (1996), Time-domain observations of a slow precursor to the 1994 romanche transform earthquake, *Science*, 274, 82–85.
- McGuire, J. J., y T. H. Jordan (2000), Further evidence for the compound nature of slow earthquakes: The prince edward island earthquake of april 28, 1997, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B4), 7819–7827, doi: 10.1029/1999JB900439.

- McGuire, J. J., M. S. Boettcher, y T. H. Jordan (2005), Foreshock sequences and short-term earthquake predictability on East Pacific Rise transform faults., *Nature*, *434*, 457–461, doi: 10.1038/nature03377.
- McGuire, J. J., J. A. Collins, P. Gouédard, E. Roland, D. Lizarralde, M. S. Boettcher, M. D. Behn, y R. D. van der Hilst (2012), Variations in earthquake rupture properties along the gofar transform fault, east pacific rise, *Nature Geoscience*, *5*, 336 EP –.
- McKenzie, D. P. (1967), Some remarks on heat flow and gravity anomalies, *Journal of Geophysical Research*, *72*(24), 6261–6273, doi: 10.1029/JZ072i024p06261.
- Mikumo, T. (1981), A possible rupture process of slow earthquakes on a frictional fault, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *65*(1), 129–153, doi: 10.1111/j.1365-246X.1981.tb02704.x.
- Morrow, C. A., D. E. Moore, y D. A. Lockner (2000), The effect of mineral bond strength and adsorbed water on fault gouge frictional strength, *Geophysical Research Letters*, *27*(6), 815–818, doi: 10.1029/1999GL008401.
- Moyer, P. A., M. S. Boettcher, y D. R. Bohnenstiehl (2018), Earthquake stress changes before, during, and after the 2015 eruption at axial seamount, poster presentation at the SSA Meeting.
- Nettles, M., y G. Ekström (2010), Glacial earthquakes in greenland and antarctica, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *38*(1), 467–491, doi: 10.1146/annurev-earth-040809-152414.
- Newman, A., y E. Okal (1998), Teleseismic estimates of radiated seismic energy: The e/mo discriminant for tsunami earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, *103*(B11), 26,885–26,898.
- Nolet, G. (1987), Waveform tomography, in *Seismic tomography, with Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics*, editado por G. Nolet, pp. 301 – 322, Reidel, Dordrecht.
- O’Brien, G. S., I. Lokmer, L. D. Barros, C. J. Bean, G. Saccorotti, J. Metaxian, y D. Patane (2011), Time reverse location of seismic long-period events recorded on Mt Etna, *Geophysical Journal International*, *184*(B05303), 452–462, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04851.x.
- Okal, E. A., y A. V. Newman (2001), Tsunami earthquakes: the quest for a regional signal, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *124*(1), 45 – 70, doi: [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00187-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00187-X).
- Okal, E. A., y L. M. Stewart (1982), Slow earthquakes along oceanic fracture zones: evidence for asthenospheric flow away from hotspots?, *Earth and Planetary Science Letters*, *57*(1), 75 – 87, doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90174-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90174-1).
- Okubo, P. G., y J. H. Dieterich (1984), Effects of physical fault properties on frictional instabilities produced on simulated faults, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *89*(B7), 5817–5827, doi: 10.1029/JB089iB07p05817.

- Pérez-Campos, X., S. K. Singh, y G. C. Beroza (2003), Reconciling teleseismic and regional estimates of seismic energy, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 5(93), 2123–2130, doi: 10.1785/0120020212.
- Perez-Campos, X., S. K. Singh, y G. C. Beroza (2003), Reconciling teleseismic and regional estimates of seismic energy, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5), 2123, doi: 10.1785/0120020212.
- Pérez-Cruz, G. A. (1980), Exploración Petrolera de la Porción Noroccidental del Golfo de California, *Bol. Asoc. Mex. Geofís. Explor.*, pp. 81–128.
- Persaud, J. M., P. and Stock, M. S. Steckler, A. Martín Barajas, J. Diebold, A. González-Fernández, y G. Mountain (2003), Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfín Basins, northern Gulf of California, Mexico, *Journal of Geophysical Research*, 108(B7), doi: 10.1029/2002JB001937.
- Persaud, P., X. Pérez-Campos, y R. W. Clayton (2007), Crustal thickness variations in the margins of the gulf of California from receiver functions, *Geophysical Journal International*, 170(2), 687–699, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03412.x.
- Plata-Martínez, R. O. (2018), Energía irradiada de réplicas en la zona de subducción de Guerrero, México, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, maestría en Ciencias de la Tierra Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- Prol-Ledesma, R. M., M.-A. Torres-Vera, R. Rodolfo-Metalpa, C. Ángeles, C. H. Lechuga Deveze, R. E. Villanueva-Estrada, E. Shumilin, y C. Robinson (2013), High heat flow and ocean acidification at a nascent rift in the northern gulf of California, *Nature Communications*, 4, 1388 EP –.
- Pérez-Campos, X., y G. C. Beroza (2001), An apparent mechanism dependence of radiated seismic energy, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B6), 11,127–11,136, doi: 10.1029/2000JB900455.
- Rogers, J. A., y C. D. Stephens (1995), Ssam: Real-time seismic spectral amplitude measurement on a pc and its application to volcano monitoring, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(2), 632.
- Roland, E., y J. J. McGuire (2009), Earthquake swarms on transform faults, *Geophysical Journal International*, 178(3), 1677–1690.
- Rost, S., y C. Thomas (2002), Array seismology: Methods and applications, *Rev. Geophys.*, 40(3), 1008, doi: 10.1029/2000RG000100.
- Rouland, D., C. Condis, y G. Roullet (2003), Overlooked earthquakes on and around the antarctica plate: identification and location of 1999 shallow depth events, *Tectonophysics*, 376(1), 1 – 17, doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.08.006>.
- Rowley, D. B., A. M. Forte, C. J. Rowan, P. Glišović, R. Moucha, S. P. Grand, y N. A. Simmons (2016), Kinematics and dynamics of the east Pacific rise linked to a stable, deep-mantle upwelling, *Science Advances*, 2(12), doi: 10.1126/sciadv.1601107.

- Rutter, E. H., y K. H. Brodie (1987), On the mechanical properties of oceanic transform faults, *Annales Tectonicae*, 1, 87–96.
- Savage, J. C., y M. D. Wood (1971), The relation between apparent stress and stress drop*, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), 1381–1388.
- Schramm, K., y S. Stein (2009), Apparent slow oceanic transform earthquakes due to source mechanism bias, *Seismological Research Letters*, 80(1), doi: 10.1785/gssrl.80.1.102.
- Servicio Sismológico Nacional (2018), Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Catálogo en línea, doi: 10.21766/SSNMX/SN/MX, <http://www.ssn.unam.mx>.
- Shapiro, N. M., S. K. Singh, y J. Pacheco (1998), A fast and simple diagnostic method for identifying tsunamigenic earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 25(20), 3911–3914, doi: 10.1029/1998GL900015.
- Shearer, P. M. (1994), Global seismic event detection using a matched filter on long-period seismograms, *J. Geophys. Res.*, 99(B7), 13,713–13,725, doi: 10.1029/94JB00498.
- Shearer, P. M. (2009), *Introduction to Seismology*, 2 ed., Cambridge University Press, doi: 10.1017/CBO9780511841552.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, y S. Nakamura (2006), Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip., *Nature*, 442, doi: 10.1038/nature04931.
- Shuler, A., y G. Ekström (2009), Anomalous earthquakes associated with nyiragongo volcano: Observations and potential mechanisms, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.01.011.
- Singh, S. K., y M. Ordaz (1994), Seismic energy release in mexican subduction zone earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1533.
- Solano, E. A. (2013), Estudio y metodología para la detección de sismos atípicos, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Solano, E. A., V. Hjörleifsdóttir, y Q. Liu (2017), Full-waveform detection of non-impulsive seismic events based on time-reversal methods, *Geophysical Journal International*, 211(3), 1396–1413, doi: 10.1093/gji/ggx372.
- Stein, C. A., y S. Stein (1992), A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age, *Nature*, 359, 123 EP –.
- Stein, S., y A. Pelayo (1991), Seismological constraints on stress in the oceanic lithosphere, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 337, 53–72.
- Stewart, S. W. (1977), Real-time detection and location of local seismic events in central california, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(2), 433.

- Sumy, D. F., J. B. Gaherty, W. Kim, T. Diehl, y J. A. Collins (2013), The mechanisms of earthquakes and faulting in the southern gulf of california, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *103*(1), 487–506, doi: 10.1785/0120120080.
- Sykes, L. R. (1967), Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges, *Journal of Geophysical Research*, *72*(8), 2131–2153, doi: 10.1029/JZ072i008p02131.
- Tape, C., Q. Liu, y J. Tromp (2007), Finite-frequency tomography using adjoint methods—Methodology and examples using membrane surface waves, *Geophysical Journal International*, *168*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03191.x.
- Tarantola, A. (1984), Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation, *Geophysics*, *49*, 1259–1266.
- Thatcher, W., y J. N. Brune (1971), Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California,, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, *22*, 473–489.
- Thurber, C. H., X. Zeng, A. M. Thomas, y P. Audet (2014), Phase-weighted stacking applied to low-frequency earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, doi: 10.1785/0120140077.
- Tolstoy, M., F. Waldhauser, D. R. Bohnenstiehl, R. T. Weekly, y W. Y. Kim (2008), Seismic identification of along-axis hydrothermal flow on the east pacific rise, *Nature*, *451*, 181 EP –.
- Trnkoczy, A. (2012), Understanding and parameter setting of stalta trigger algorithm., in *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, editado por P. Bormann, pp. 1–20, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Tromp, J., C. Tape, y Q. Liu (2005), Seismic tomography, adjoint methods, time reversal and banana-doughnut kernels, *Geophys. Jour. Int.*, *160*(1), 195–216.
- Turcotte, D. L., y G. Schubert (2002), *Geodynamics*, 2nd ed., Cambridge University Press, doi: 10.2277/0521661862.
- United States Geological Survey (2018), USGS, On-line Earthquakes Catalog, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>.
- Van Avendonk, H. J. A., A. J. Harding, J. A. Orcutt, y J. S. McClain (2001), Contrast in crustal structure across the clipperton transform fault from travel time tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *106*(B6), 10,961–10,981, doi: 10.1029/2000JB900459.
- Veitch, S. A., y M. Nettles (2012), Spatial and temporal variations in greenland glacial-earthquake activity, 1993–2010, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *117*(F4), n/a–n/a, doi: 10.1029/2012JF002412, f04007.
- Víctor, W., y M. Luis (2006), Seismicity, focal mechanisms, and stress distribution in the tres vírgenes volcanic and geothermal region, baja california sur, mexico, *Geofísica Internacional*, *45*(1), 23–37.

- Vidales-Basurto, C. A., R. R. Castro, C. I. Huerta, D. F. Sumy, J. B. Gaherty, y J. A. Collins (2014), An attenuation study of body waves in the south-central region of the gulf of california, méxico, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(4), 2027–2042, doi: 10.1785/0120140015.
- Waldhauser, F., y M. Tolstoy (2011), Seismogenic structure and processes associated with magma inflation and hydrothermal circulation beneath the east pacific rise at 9°50n, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(8), n/a–n/a, doi: 10.1029/2011GC003568, q08T10.
- Wang, Y., D. W. Forsyth, y B. Savage (2009), Convective upwelling in the mantle beneath the gulf of california, *Nature*, 462, 499 EP –.
- Warren, J. M., y G. Hirth (2006), Grain size sensitive deformation mechanisms in naturally deformed peridotites, *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1), 438–450, doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.006>.
- Wells, D. L., y K. J. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974.
- Withers, M., R. Aster, C. Young, J. Beiriger, M. Harris, S. Moore, y J. Trujillo (1998), A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88(1), 95–106.
- Wolfe, C. J., E. A. Bergman, y S. C. Solomon (1993), Oceanic transform earthquakes with unusual mechanisms or locations: Relation to fault geometry and state of stress in the adjacent lithosphere, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B9), 16,187–16,211, doi: 10.1029/93JB00887.
- Wolfson-Schwehr, M., M. S. Boettcher, J. J. McGuire, y J. A. Collins (2014), The relationship between seismicity and fault structure on the discovery transform fault, east pacific rise, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(9), 3698–3712, doi: 10.1002/2014GC005445.
- Wyss, M., y J. N. Brune (1968), Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region, *J. Geophys. Res.*, 73, 4681–4694.
- Yarai, H., y S. Ozawa (2013), Quasi-periodic slow slip events in the afterslip area of the 1996 hyuga-nada earthquakes, japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(5), 2512–2527, doi: 10.1002/jgrb.50161.
- Yoon, C. E., O. O'Reilly, K. J. Bergen, y G. C. Beroza (2015), Earthquake detection through computationally efficient similarity search, *Science Advances*, 1(11), doi: 10.1126/sciadv.1501057.
- Zhang, X., y H. Paulssen (2012), Geodynamics of the Gulf of California from surface wave tomography, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 192-193(Supplement C), 59 – 67, doi: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.12.001>.

- Zhang, X., H. Paulssen, S. Lebedev, y T. Meier (2007), Surface wave tomography of the Gulf of California, *Geophysical Research Letters*, 34(15), n/a–n/a, doi: 10.1029/2007GL030631, 115305.
- Zhang, X., H. Paulssen, S. Lebedev, y T. Meier (2009), 3D shear velocity structure beneath the Gulf of California from Rayleigh wave dispersion, *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3), 255 – 262, doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.01.003>.
- Zhao, L., P. Chen, y T. H. Jordan (2006), Strain Green's tensors, reciprocity, and their applications to seismic source and structure studies, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, doi: 10.1785/0120050253.
- Zhong, Q., J. Lin, y T. Zheng (2015), Temporal and spatial variations in seismicity of fast-slipping oceanic transform faults at the East Pacific Rise, *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Ziemer, R., y W. Tranter (1988), *Principles of Communications*, 465–468 pp., John Wiley and Sons.

APÉNDICES

Apéndice A

Full-waveform detection of non-impulsive seismic events based on time-reversal methods

Full-waveform detection of non-impulsive seismic events based on time-reversal methods

Ericka Alinne Solano,¹ Vala Hjörleifsdóttir¹ and Qinya Liu²

¹*Departamento de Sismología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico. E-mail: vala@igeofisica.unam.mx*

²*Department of Physics and Department of Earth Sciences, University of Toronto, Toronto M5S 1A7, Canada*

Accepted 2017 September 5. Received 2017 August 14; in original form 2017 January 11

SUMMARY

We present a full-waveform detection method for non-impulsive seismic events, based on time-reversal principles. We use the strain Green's tensor as a matched filter, correlating it with continuous observed seismograms, to detect non-impulsive seismic events. We show that this is mathematically equivalent to an adjoint method for detecting earthquakes. We define the detection function, a scalar valued function, which depends on the stacked correlations for a group of stations. Event detections are given by the times at which the amplitude of the detection function exceeds a given value relative to the noise level. The method can make use of the whole seismic waveform or any combination of time-windows with different filters. It is expected to have an advantage compared to traditional detection methods for events that do not produce energetic and impulsive *P* waves, for example glacial events, landslides, volcanic events and transform-fault earthquakes for events which velocity structure along the path is relatively well known. Furthermore, the method has advantages over empirical Greens functions template matching methods, as it does not depend on records from previously detected events, and therefore is not limited to events occurring in similar regions and with similar focal mechanisms as these events. The method is not specific to any particular way of calculating the synthetic seismograms, and therefore complicated structural models can be used. This is particularly beneficial for intermediate size events that are registered on regional networks, for which the effect of lateral structure on the waveforms can be significant. To demonstrate the feasibility of the method, we apply it to two different areas located along the mid-oceanic ridge system west of Mexico where non-impulsive events have been reported. The first study area is between Clipperton and Siqueiros transform faults (9°N), during the time of two earthquake swarms, occurring in March 2012 and May 2016. The second area of interest is the Gulf of California where two swarms took place during July and September of 2015. We show that we are able to detect previously non-reported, non-impulsive events and recommend that this method be used together with more traditional template matching methods to maximize the number of detected events.

Key words: Pacific Ocean; Seismicity and tectonics; Oceanic transform and fracture zone processes.

1 INTRODUCTION

Seismic events are typically detected by scanning ground velocity seismograms, looking for abrupt changes in the high-frequency portion of the wavefield. The timing at which the velocity starts changing is recorded and associated with the traveltime of the first arriving *P*-wave. The timing of the arrival is often estimated manually, or using an energy detector, such as a short time over long time average or STA/LTA (e.g. Earle & Shearer 1994; Trnkoczy 2012). The traveltimes observed at various stations are then used to locate the earthquake. However, if the events are not impulsive, the first arrival may not be abrupt, and the events can remain undetected.

An important subset of seismic events do not have impulsive arrivals, such as low-frequency events in volcanoes (Neuberg *et al.* 2000; Chouet 2003; Kumagai *et al.* 2005; Shuler & Ekström 2009; Bean *et al.* 2013), earthquakes in the shallow part of the subduction interface (e.g. Kanamori & Kikuchi 1993; Iglesias *et al.* 2003; Schwartz & Rokosky 2007) and further down dip (Shelly *et al.* 2006) from the traditionally seismogenic part, glacial events (Ekström *et al.* 2003), volcanic (Konstantinou & Schlindwein 2002) and non-volcanic tremor (Obara 2002) and landslides (Lin *et al.* 2010; Allstadt 2013; Ekström & Stark 2013).

A suite of methods can be used to detect these non-impulsive events. Correlation, matched filter, or template event methods

(e.g. Rubinstein & Beroza 2007; Schaff & Waldhauser 2010) are very efficient for detecting smaller events occurring in a similar place and with the same mechanism as a larger template event. These methods correlate the observed continuous seismograms with the observed records of the template event and a detection is declared when there is simultaneous correlation at several stations. These methods have been used to detect small impulsive events (Rubinstein & Beroza 2007; Schaff & Waldhauser 2010) as well as low-frequency earthquakes within tremor (Shelly *et al.* 2006). Schaff & Waldhauser (2010) showed that by using the template-event correlation method for events around Parkfield, California, there was a decrease in detection threshold by a whole magnitude unit compared to those of an energy detector. This decrease in detection threshold led to an increase in the number of detected events by a factor of 10. Subspace methods (Harris 2006) furthermore amplify the range of events that can be detected by searching for linear combinations of a set of template events.

Unfortunately, template events are not available for all locations and all mechanisms. To detect shallow events on a global scale it is advantageous to use surface waves, which are typically the largest phases in the seismogram. Grid-search methods systematically look for events occurring at or near grid-points or test locations. One could conceive a method in which a template surface wave calculated for a given test location is compared to the observed continuous seismograms, and a similarity indicates that an event occurred at the timing and location of the test source. However, in order to calculate the waveform of the template surface wave the mechanism of the earthquake is needed, although in general it is not known until after the event has been detected, which renders the method unsuitable for detecting new events. There is a promise in this method, if we build a Greens function database of all elemental mechanisms, which is how scattering integral methods have been applied to source inversions (Lee *et al.* 2011).

The effect of the mechanism on the waveforms can be eliminated by using stacks of STA/LTA of long period seismograms from large earthquakes as a template to search for moderate sized earthquakes around the globe (Shearer 1994; Chen *et al.* 2011). The observed STA/LTA as a function of time and distance are correlated with corresponding template STA/LTA. The location and time at which the correlation is large is declared a detection. A second surface wave detection method (Ekström 2006) employs reverse dispersion of the surface waves, utilizing global maps of phase velocity to calculate the traveltime as a function of period for each great circle path between station and receiver, which in turn is used to undo the dispersion. If the reversely dispersed surface waves from many stations is large at the same time for a given test location a detection is declared. The effect of the mechanism is removed by correlating the reverse dispersed surface wave with a theoretical pulse that depends on the source phase. An important advantage of this method is that the global phase-velocity maps partially account for lateral variations in Earth structure.

The surface waves used in these studies are filtered to long periods before the detection to minimize effects of unmodelled lateral heterogeneities. As small events excite long-period waves less efficiently than large events, the low-pass filtering leads to a minimum magnitude limit for detected events.

Methods based on the whole observed record can also be used to detect earthquakes. McMechan (1982) showed how back-propagating the observed wavefield numerically, in a synthetic Earth model, could lead to its constructive interference at the location and time of the source. A similar result was later obtained on the reservoir scale (Gajewski & Tessmer 2005; Artman *et al.* 2010) and on

the global scale (Tromp *et al.* 2005; Kawakatsu & Montagner 2008; Larmat *et al.* 2008; Kim *et al.* 2011; Montagner *et al.* 2012). An advantage of this method is that the mechanism does not need to be known beforehand. Furthermore, these time-reversal, or adjoint, methods give information about the spatial distribution of slip in the earthquake (Larmat *et al.* 2006; Kremers *et al.* 2011) as well as the relative sizes of the moment-tensor elements (Kim *et al.* 2011). Time-reversal methods have also been used on a local scale (O'Brien *et al.* 2011) to search for long-period earthquakes in a volcano.

In this paper we show how to formulate a time-reversal method as a grid-search cross-correlation method, so that it can be applied systematically, and efficiently, to detect non-impulsive seismic events. We then apply the method to two different regions to detect non-impulsive earthquakes off-shore Mexico.

2 TIME-REVERSAL AND GRID-SEARCH

First we outline an adjoint method for obtaining moment-tensor source parameters (for more detailed derivations, refer to Kim *et al.* (2011), as well as Tromp *et al.* (2005); Liu & Tromp (2006, 2008)). We then show how this result is used to detect an earthquake using a time-reversal approach and finally demonstrate how the time-reversal method can be written as a cross-correlation method.

2.1 Adjoint method

First suppose we wish to estimate the moment tensor elements, $M_{ij}(\mathbf{x}_s, t)$, of an earthquake point source, located at \mathbf{x}_s , occurring at $t = 0$, where each moment tensor element can vary independently with time t . The data used, $d_i(\mathbf{x}_r, t)$, are three component seismograms of duration T , recorded at N number of stations, located at $\mathbf{x}_r, r = 1, \dots, N$. If we have an initial guess for the moment tensor elements, we can compute synthetic seismograms, $s_i(\mathbf{x}_r, t, \mathbf{M}(\mathbf{x}_s, t))$ for this source. To quantify the quality of the source parameters we choose a waveform misfit (Nolet 1987):

$$\chi^2 = \frac{1}{2} \sum_{r=1}^N \sum_{i=1}^3 \int_0^T [s_i(\mathbf{x}_r, t, \mathbf{M}(\mathbf{x}_s, t)) - d_i(\mathbf{x}_r, t)]^2 dt. \quad (1)$$

Next we use the result of Tromp *et al.* (2005), assuming we have full knowledge of the Earth's structure, that shows that the gradient of this misfit function can be written as

$$\delta\chi = \int_0^T \varepsilon^\dagger(\mathbf{x}_s, T-t) : \delta\mathbf{M}(\mathbf{x}, t) dt, \quad (2)$$

where $\varepsilon = \frac{1}{2}[\nabla\mathbf{s}^\dagger + (\nabla\mathbf{s}^\dagger)^T]$, is the *adjoint strain*, corresponding to the *adjoint displacement* given by

$$s_k^\dagger(\mathbf{x}', t') = \int_0^{t'} \int_V G_{ki}(\mathbf{x}', \mathbf{x}, t' - t) f_i^\dagger(\mathbf{x}, t) d^3\mathbf{x} dt. \quad (3)$$

Here G_{ki} is the Greens function and f_i^\dagger is the *adjoint source* given by

$$f_i^\dagger(\mathbf{x}, t) = \sum_{r=1}^{N_{\text{stat}}} [s_i(\mathbf{x}_r, T-t) - d_i(\mathbf{x}_r, T-t)] \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_r). \quad (4)$$

The adjoint strain, $\varepsilon^\dagger(\mathbf{x}, t)$ therefore acts as a Fréchet kernel for the moment tensor elements, telling us how to adjust the moment tensor of our initial guess at \mathbf{x}_s and $t = 0$ to improve the fit between the observed and synthetic seismograms.

We can turn this into a detection problem by simply choosing as the initial guess that the moment tensor elements are zero, so the

synthetic seismogram is a flat line and the adjoint source is just the observed seismograms reversed in time. We next calculate the adjoint strain for this choice of source parameters. The locations and times at which the adjoint strain is large, are those where non-zero source parameters are needed to better fit the observed seismograms, i.e. we have a detection. The question remains as to how to implement this in practice. Here we briefly discuss two ways, the time-reversal and the cross-correlation approaches, together with their advantages and disadvantages.

2.2 Time-reversal approach

We would now like to apply the approach mentioned above to the detection problem. Suppose we would like to search for events along an oceanic ridge during m days. Following the time-reversal approach (Larmat *et al.* 2006; O’Brien *et al.* 2011; Kim *et al.* 2011), we use the m days of seismograms from all the recording stations, reverse in time (starting with the last sample and ending with the first), as the force $f_i^\dagger(\mathbf{x}, t)$. We propagate the resulting wavefield using our favourite wave propagating solver. During the simulation we would monitor the strain at a set of locations distributed along the ridge and when the strain is large we declare a detection. There are several downsides to this approach, for example:

- (i) Long duration of simulation. We need to simulate m days of seismograms in the wave-propagation solver. Depending on m and the type of solver this may require an unsurmountable amount of computing time.
- (ii) Inflexibility towards new data. If we wish to add or remove data from a new or malfunctioning/noisy station we need to repeat the simulation.
- (iii) An event can have effect on the detection of events occurring *before* it. Without a sink acting at the source to remove the waves imploding on the source, they will continue to propagate before (after in reverse time) the occurrence of the source, interfering with the detection of events occurring before a large earthquake.

The primary advantage of the time-reversal approach is that it only requires one simulation, although possibly very long, to detect events occurring at the whole set of test locations.

2.3 Cross-correlation approach

An alternate path is the cross-correlation approach. We write the strain of the adjoint wave-field calculated for our initial guess of no source, inserting (4) into (3), assuming $s(x, t) = 0$ and taking the gradient with respect to the source location \mathbf{x}' . We get that:

$$\begin{aligned} \partial_j s_k^\dagger(\mathbf{x}', t') &= -\partial_j \left(\int_0^{t'} \int_V G_{ki}(\mathbf{x}', \mathbf{x}, t' - t) \right. \\ &\quad \times \left. \left[\sum_{r=1}^{N_{\text{stat}}} d_i(\mathbf{x}_r, T - t) \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_r) \right] d^3 \mathbf{x} dt \right) \\ &= -\sum_{r=1}^N \int_0^{t'} \partial_j G_{ki}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, t' - t) d_i(\mathbf{x}_r, T - t) dt \end{aligned} \quad (5)$$

The adjoint strain is now:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{jk}^\dagger(\mathbf{x}', t') &= \frac{1}{2} \left[\partial_j s_k^\dagger + \partial_k s_j^\dagger \right] = -\sum_{r=1}^N \int_0^{t'} \frac{1}{2} \left[\partial_j G_{ki}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, t' - t) \right. \\ &\quad \left. + \partial_k G_{ji}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, t' - t) \right] d_i(\mathbf{x}_r, T - t) dt \end{aligned} \quad (6)$$

According to the reciprocity of Green’s function, it can be rewritten as:

$$\begin{aligned} &= -\sum_{r=1}^N \int_0^{t'} \frac{1}{2} \left[\partial_j G_{ik}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}', t' - t) \right. \\ &\quad \left. + \partial_k G_{ij}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}', t' - t) \right] d_i(\mathbf{x}_r, T - t) dt \end{aligned} \quad (7)$$

Here it is helpful to note that term in the brackets, $s_i^{M_{jk}} = \frac{1}{2}[\partial_j G_{ki} + \partial_k G_{ji}]$ is the moment tensor response also known as the strain Green’s tensor (Zhao *et al.* 2006), or the i -th component of the seismogram at receiver location \mathbf{x}_r calculated for a moment tensor with all zero elements except jk and kj th component as 1 at the source location \mathbf{x}' . We are interested in the time-reversed version of the adjoint strain (eq. 2). However, to avoid the confusion that comes with discussing the time-reversal of the time-reversed field, we define a new quantity, the *detection strain*, as $\hat{\varepsilon}(\mathbf{x}, t) = \varepsilon^\dagger(\mathbf{x}, T - t)$. By changing the integration variable from $t \rightarrow T - \tau$ for eq. (7), we get:

$$\varepsilon_{jk}^\dagger(\mathbf{x}, t') = \sum_{r=1}^N \int_{-T-t'}^T s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}', -T + t' + \tau) d_i(\mathbf{x}_r, \tau) d\tau \quad (8)$$

Finally we substitute $t' \rightarrow T - t$ in eq. (8):

$$\hat{\varepsilon}_{jk}(\mathbf{x}', t) = \varepsilon_{jk}^\dagger(\mathbf{x}, T - t) = \sum_{r=1}^N \int_t^T s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, \tau - t) d_i(\mathbf{x}_r, \tau) d\tau \quad (9)$$

or, at the time of the source:

$$\hat{\varepsilon}_{jk}(\mathbf{x}', 0) = \varepsilon_{jk}^\dagger(\mathbf{x}, T) = \sum_{r=1}^N \int_0^T s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, \tau) d_i(\mathbf{x}_r, \tau) d\tau \quad (10)$$

By observing eq. (9) we see that the jk -th component of the detection strain $\hat{\varepsilon}$ is the correlation at zero-lag between the moment tensor response and the observed seismograms, summed (stacked) over all components of the seismograms at all stations. The detection strain is defined for forward time but depends on signals that have propagated towards the receivers in forward time and then been retroprojected back to the source in reverse time. As discussed by Tromp *et al.* (2005) and Kim *et al.* (2011), the relative magnitudes of the components of the detection strain, at the location and time of the source, are indicative of the relative magnitudes of the moment tensor components of the source that generated the observed seismogram.

The way of rewriting the detection strain (eq. 9) has set us up for the detection problem. We wish to look for a source occurring at location \mathbf{x}_s during a window of time (t_0, t_1). Instead of time-reversing the whole field as discussed in Section 2.2, which would be computationally expensive for a long time-window, we calculate the moment tensor response, $s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, \tau)$ for the six independent elements of the moment-tensor M_{jk} , for the test location. This is a total of six calculations, resulting in 6 (elements of moment tensor) * 3 (components of the displacements) * N (stations) records. The detection strain is now given by the correlation of these records with the observed data, $d_i(\mathbf{x}_r, t)$. The times at which the detection strain is large give us the timing of events occurring in this test location.

One of the main advantages of this approach, is that the moment-tensor response calculated, $s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_r, \tau)$, can have a much shorter duration than the data. The duration T of the simulations just has to be long enough for all the waves we are interested in to arrive at

all the stations. We then do a correlation between the resulting time series, $s_i^{M_{jk}}$ and the observed data d_i :

$$\tilde{\varepsilon}_{jk}(\mathbf{x}', t) = \sum_{r=1}^N \int_0^T s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, \tau) d_i(\mathbf{x}_r, \tau + t) d\tau. \quad (11)$$

We note that $\tilde{\varepsilon} \neq \hat{\varepsilon}$, except for $t = 0$. For small $T - t$, $\hat{\varepsilon}$ corresponds to a very short time-window of the moment tensor responses being correlated with the observed data. On the contrary, $\tilde{\varepsilon}$ can be viewed as the detection strain calculated supposing that time t is the time of the source, thus correlating with the whole trace, with duration T , of the moment tensor response with observed data. From hereon we will refer interchangeably to $\hat{\varepsilon}$ and $\tilde{\varepsilon}$ and drop the hat/tilde.

We have now established that the detection strain ε is large at the times and locations that correspond to seismic events. However, ε is a second-order tensor where each of the six independent elements oscillates between positive and negative values, which complicates the monitoring. To simplify the detection we take the envelope of each of the elements of ε and monitor the norm of the result, which we will refer to as E or the *detection function*, and is defined as:

$$E(\mathbf{x}, t) = \sqrt{\sum_{j,k} (\text{env}(\varepsilon_{jk}(\mathbf{x}, t)))^2}. \quad (12)$$

The function $E(\mathbf{x}, t)$ is smoothly varying positive scalar which allows for ease in monitoring.

Sometimes it can be beneficial to view the detection function for individual stations, i.e. determine $E(\mathbf{x}, t)$ given $\varepsilon_{jk}(\mathbf{x}', t)$ calculated for only one station. We will use the terminology that the *detection strain due to one station* is:

$$\varepsilon_{jk}^r(\mathbf{x}', t) = \int_0^T s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, \tau) d_i(\mathbf{x}_r, \tau + t) d\tau \quad (13)$$

and the corresponding *detection function due to one station*, $E^r(\mathbf{x}, t)$, is given by

$$E^r(\mathbf{x}, t) = \sqrt{\sum_{j,k} (\text{env}(\varepsilon_{jk}^r(\mathbf{x}, t)))^2}. \quad (14)$$

In Section 3.2, we will apply this methodology to synthetic seismograms and in Section 4 to real data.

2.4 Single Force

In previous sections we have discussed how to detect moment tensor sources. However, various of the sources that we wish to detect may be better modelled as single forces. In this case only a slight modification of the theory is needed. The equation for the gradient of the misfit function (eq. 2) can be written as (Tromp *et al.* 2005)

$$\delta\chi = \int_0^T \mathbf{s}^\dagger(\mathbf{x}, T - t) \delta\mathbf{f}(\mathbf{x}, t) dt, \quad (15)$$

where $\mathbf{f}(\mathbf{x}, t)$ is a point force, and the three components of the force can have a different time history. The function to monitor now is the adjoint displacement \mathbf{s}^\dagger (eq. 3), instead of the adjoint strain ε , and the detection function is now given by:

$$E(\mathbf{x}, t) = \sqrt{\sum_i (\text{env}(s_i^\dagger(\mathbf{x}, t)))^2}. \quad (16)$$

In the time reversal approach, the adjoint strain is just the spatial derivative of the adjoint displacement, so the adjoint displacement is already being calculated and can be monitored simultaneously

with the adjoint strain. In the cross-correlation approach, the Green function $G_{ik}(\mathbf{x}, t)$ has to be calculated separately from its gradient or the moment tensor response $s_i^{M_{jk}}$, implying that searching simultaneously for point and moment-tensor sources increases the number of numerical simulations by 50 per cent. However, as will be discussed in Section 5.1 this increase in computing time can in most cases be avoided by using reciprocity.

2.5 Weights and windows, Noise to Signal Ratio (NSR)

In previous sections we have focused on using whole waveforms to detect earthquakes. However, commonly it is helpful to use only particular windows or frequency bands, and applying different weights to the various windows or stations. This may be particularly attractive for example in cases where there are many stations within a particular azimuth and few in others, or for emphasizing or depreciating stations that are known to be particularly quiet or noisy, respectively. In this case we modify the misfit function (eq. 1), to include the windows $w_i^r(t)$ and weights a_i :

$$\chi^2 = \frac{1}{2} \sum_{r=1}^N \sum_{i=1}^3 \sum_{l=1}^{N_r} [a_l w_l^r(t) (s_i(\mathbf{x}_r, t, m) - d_i(\mathbf{x}_r, t))]^2 \quad (17)$$

where s_i and d_i are synthetic and observed seismograms, filtered with the same pass-band and N_r is the number of windows within seismogram r . Following the same steps as in Sections 2.1 and 2.3 we now obtain that the detection strain, based on eq. (11) can be computed as:

$$\varepsilon_{jk}(\mathbf{x}', t) = \sum_{r=1}^N \sum_{l=1}^{N_r} \int_0^T a_l w_l(\tau + t) s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, \tau) d_i(\mathbf{x}_r, \tau + t) d\tau. \quad (18)$$

It now follows that this method can be used for example for P -waves, S -waves and surface waves or a combination thereof, simply by choosing the appropriate windowing function $w_i(t)$. For example, if we choose to use only the P -wave, the Green function would be an impulse, with a lag time given by the traveltime, and a polarity given by the focal mechanism. In this case, our method reduces to an array method for detecting earthquakes (e.g. Rost & Thomas 2002; Ishii *et al.* 2005; Gibbons & Ringdal 2006).

The question still remains of how to choose the weights. Effectively, the stations with higher amplitudes have more of an impact on the inversion. For this reason the amplitudes are often normalized in finite source inversions (e.g. Ji *et al.* 2001), choosing for example $a_i = \max(d_i)$. The amplitude of the surface waves varies with angular distance Δ as $\sqrt{\sin \Delta}$. Therefore, if the largest signals within the chosen window contains mainly surface waves, we can choose $a_i = \sqrt{\sin \Delta}$. Furthermore, the weight can be based on the area of the surface that each station represents using Voronoi tessellation, such that stations that are close to each other have proportionally lower weights than those who are from other stations (Larmat *et al.* 2006). In all cases the chosen windows and weights reflect our judgement on which misfit function we wish to use for the detection.

The weighting criteria we have chosen is to keep only useful stations for detecting signals. Based on this premise, we use the noise-to-signal ratio (NSR) at the recording stations following Ekström (2006). The first step is estimate the noise level for each station i . To rank the stations in order of their usefulness for the detection we obtain the root-mean-square (rms) signal amplitude r_i then we take the value that corresponds to 20 per cent of the time

in the 6-hr long record. The second step is to calculate the relative signal level estimated (s_i) based on geometric spreading of surface waves. It takes into account the amplitude decay between recording station and test location, avoiding the singularity at $\Delta = 0^\circ$, by setting the signal estimate at all stations of $\Delta < 5^\circ$, to that at $\Delta = 5^\circ$:

$$s_i = \min \left[(\sin(\Delta))^{-1/2} \frac{(\pi - \Delta)}{\pi}, 3.333 \right]. \quad (19)$$

Dividing the noise estimate by a signal estimate we have the NSR as:

$$r'_i = \frac{r_i}{s_i}. \quad (20)$$

Now r'_i will determine the relative importance of the detection function at each station according to the NSR of the data. The maximum value allowed will depend on the distance between test location and recording stations and, background noise of the array of seismic stations.

2.6 Detection

After obtaining the detection function, a judgement has to be made as to how big of a strain results in a detection. The amplitude of the detection function for the different events is expected to be proportional to their scalar moments, so the amplitude ratio of the detection function for two events of M_w 7.5 and 4.5 respectively, could be up to 1000. The ‘noise’ associated with the large events is much larger than the signal from the smaller events, which makes using a specific cut-off value for the detection function unpractical. Furthermore, the base level can depend on the noise in the Earth on the given day and the particular stations available. To remedy these issues we use a short-term/long-term average (STA/LTA; Withers *et al.* 1998; Trnkoczy 2012), but other detection methods could be applied as well. The STA/LTA has the advantage of automatically correcting for a temporally varying noise level and has a smaller difference in magnitude between large and small events. We declare windows within which the STA/LTA ratio is larger than a given detection level as events. Within the window of the event we look for the peak of the detection function and declare that as our event time.

3 DATA, DATA PROCESSING AND SYNTHETIC EXPERIMENT

3.1 Data and data processing

We first calculate the response to the individual moment tensor elements (the $s_i^{M_{jk}}(\mathbf{x}', \mathbf{x}_r, t)$ in eq. 10), for all available stations, located at \mathbf{x}_r , $r = 1..N$, using test locations \mathbf{x}' every 20 km along the plate boundaries of the study areas (Fig. 1). The GoC is covered by 70 test locations and the EPR segment contains 49 test locations. The responses, or synthetic seismograms, were calculated using SPEC3D_GLOBE (Komatitsch & Tromp 2002a,b) together with Earth model S362ANI (Kustowski *et al.* 2008) and crustal model CRUST2.0 (Bassin *et al.* 2000).

The data was recorded by, at least, 43 broadband stations of the SSN and 2 stations of the Global Seismograph Network (GSN-IRIS/USGS, PAYG and SLBS). Since we use continuous data in algorithm, we pre-process data which includes discarding data with gaps and data that does not comply with the criteria of NSR specified (Section 2.5). Data and synthetic seismograms mentioned in

the previous paragraph, are filtered with anti-alias filter then down-sampled to 0.25 sps and filtered between 20 and 80 s. The detection function is only computed over a set of selected test locations before start the cross-correlations.

Once we have the detection function $E(\mathbf{x}, t)$ for a test location we apply the STA/LTA average, as discussed in Section 3.5. We use a short-time window of 8 samples and a long-time window of 128 samples (32/512 in s). All peaks of the STA/LTA that exceed the threshold are declared detections. The timing assigned to the detection is the maximum of $E(\mathbf{x}, t)$. The effect of using other choices for window lengths and threshold are discussed in Section 3.5.

Usually, we will have a detection at many test-locations simultaneously, and we have to choose the best location. The optimal location is selected by identifying the maximum value of the detection function, $E(\mathbf{x}, t)$, from a set of at least 20 test locations with a trigger and with difference in timing between them less than 12 s (this choice depends on test locations spacing). So, the location of the detected event will be given by the test location with the highest value of above set.

Finally, the maps of the maximum value of the detection functions at each test location are manually revised by an operator. Furthermore, record sections of the original filtered data, aligned on the Rayleigh wave arrival, are revised, and only detections where there is a visible moveout from the station nearest to determined location, are kept.

3.2 Synthetic experiment

To detail the steps of the method, we did a synthetic experiment. For this we use synthetic seismograms obtained as described in Section 3.1. We construct records that contains two events M 4.5 and M 4.2 occurring in 2 different locations: (1) northwest of the Clipperton transform and (2) on the ridge axis just southward of the Siqueiros transform fault (Fig. 2), chosen to represent areas where most of the historic events in this region occurred. In the synthetic experiment, the two events are set to occur with a 1 hr time difference and are recorded at all the SSN as well as two nearby GSN stations. We add noise to simulate a more realistic record. The following steps describe how the method is applied to this ‘synthetic data trace’, which we will refer to as the observed seismogram and each step is shown graphically in Fig. 2.

Step 1-Data processing.

Filter observed seismograms (vertical component only, see Section 3.3) for time period of interest.

Step 2-Calculate adjoint strain.

Here we could follow either one of the two different approaches described in Section 2: (1) the cross-correlation approach described in Section 2.3, (2) the time-reversal approach discussed in Section 2.2.

Approach 1: Cross-correlation

Step 2a-Data quality control: Discard noisy data using the NSR method described in Section 2.5 and eq. (20).

Step 2b-Cross-correlation: Calculate cross-correlation between observed seismograms and strain Green functions and sum the resulting records according to eq. (11).

Approach 2: Time-reversal

The adjoint strain could be calculated by using the time-reversed observed traces as a force inserted at each station, propagating the resulting wavefield in a forward solver and recording the resulting

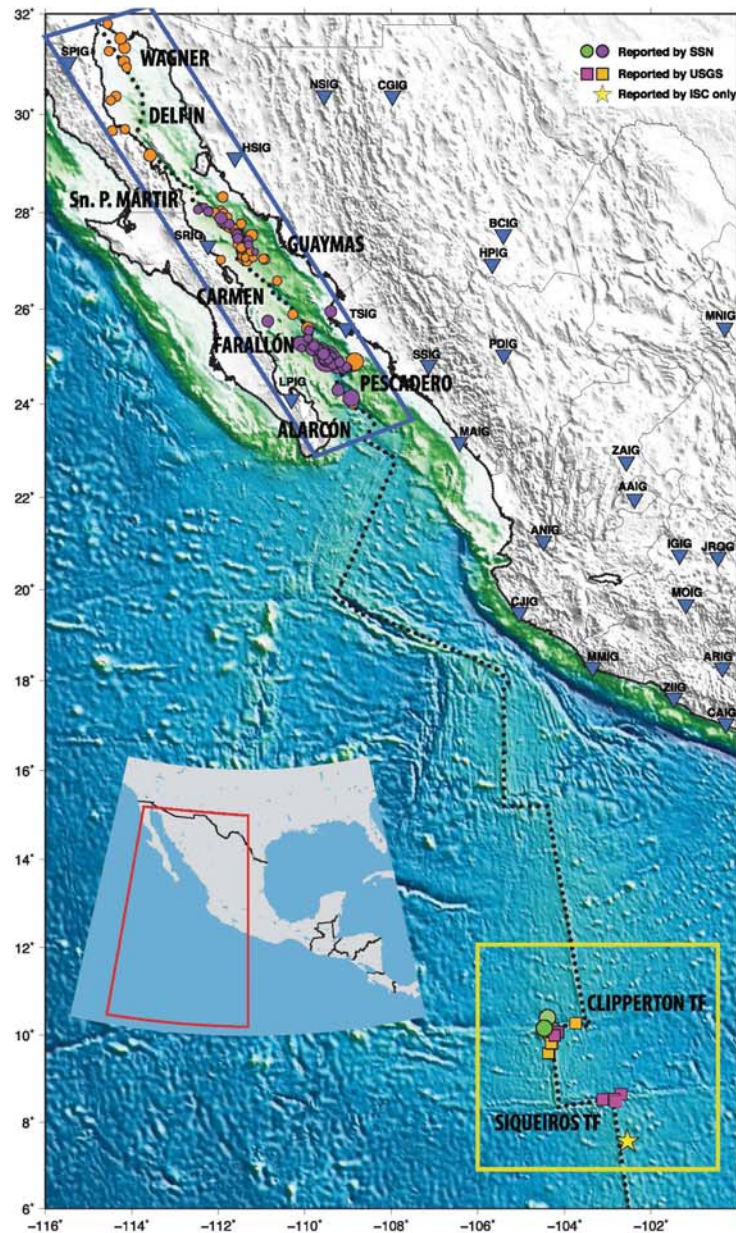


Figure 1. We used data from the National Seismic Network of Mexico (SSN). Some of the stations used are denoted by inverted blue triangles. The study area in the Gulf of California is marked by the blue box and the transform faults are labelled. The East Pacific Rise study area is shown by a yellow box. Events reported by the NEIC-USGS are shown in squares (orange: March 2012, pink: April–May 2016), and events reported by SSN in circles (green: March 2012, orange: July 2015, purple: September 2015). The yellow star is an event in the catalogue of the ISC (International Seismic Centre) on 2012 March 18th. The small black circles along the plate boundaries are the test locations, separated by 20 km. (Map generated with Generic Mapping Tools-GMT)

strain (for example at each point in the mesh or at the test locations used in approach 1).

Step 3-Detect earthquake.

Assuming that the adjoint strain was calculated at the test locations, the following steps will be the same for both approaches.

Step 3a: Obtain the detection function, E , through eq. (12).

Step 3b: Apply STA/LTA (see Section 2.6) to the detection function obtained. This will result in a list of times, for each station, at which we have a potential detection.

Step 4-Group detections.

Many of the detections at each station will represent the same event and they need to be grouped to encounter unique potential events. For all the test locations in the study area, we group and sort detections according to time and detection value. We use the criteria that if there are detections at more than 20 test locations with no more than 12 s of occurrence time difference of adjacent stations, it is considered as a potential new event. Within this group

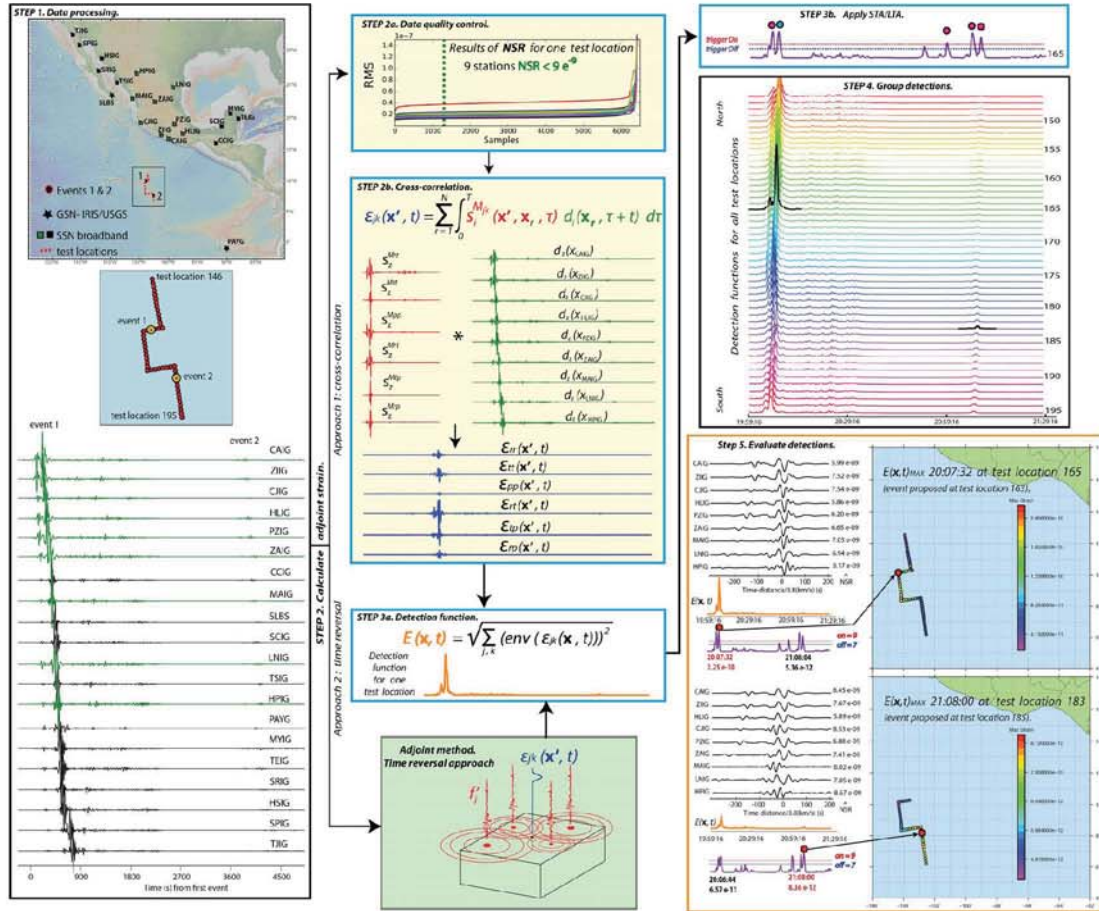


Figure 2. A graphic explanation of the steps used in the detection method presented in this paper. For description, see Section 3.2. (Maps generated with <http://www.geomapp.org> and Generic Mapping Tools-GMT)

of detections, the highest detection value is chosen as the occurrence location and time of the event.

Step 5-Evaluate detections.

Once we have a detection, we do a visual inspection of the spatial distribution of the detection value, E , at the test locations. We also inspect the record section of the observed seismograms, aligned on surface waves arrivals assuming 3.8 km s^{-1} propagation velocity. If there is a coherent and localized peak of the detection value in the map and seismograms with shapes consistent with a surface wave in the record section, observed on various stations, arriving at the surface wave arrival time, we declare a true detection.

All this steps are outlined in Fig. 2. The first panel shows the data used for the test. The map shows the distribution of the stations used (from networks SSN and USGS-NEIC). Green squares and traces are the stations that comply with the NSR criteria (Section 2.5), whereas black squares and traces do not. The traces have been bandpassed at 20–80 s. The two larger yellow circles show the locations of the two events considered in the synthetic test, at test locations 165 and 184 respectively, and the red smaller circles all the test locations at which we will look for potential events.

The yellow and green panels show the two approaches discussed for calculating the adjoint strain. In the green panel we show how the observed seismograms from panel 1 (red traces) are time reversed resulting in the adjoint strain (blue trace) which is shown recorded at

one test location in this . The upper yellow panel shows results of the NSR applied to the observed seismograms (Section 2.5). The dashed vertical green line indicates 20 per cent of the time of the time window. Only the traces that have NSR below the threshold value at this point are kept for the analysis. The following yellow panel shows how the adjoint strain is calculated by cross-correlations. The strain Green functions (red traces) calculated for one of the test locations (red dots in inset, 50 test locations), are convolved with the observed seismograms (green traces) from all of the stations and then summed, giving the adjoint strain (blue traces).

Once the adjoint strain has been calculated, either by approach 1 or 2, we can calculate the detection function (orange trace), as shown in step 3a. Then we apply the STA/LTA to the detection function (purple trace) shown in step 3b. The results of the synthetic test produced five detections; the two events (red circles) as well as three false detections (blue circles) where the STA/LTA ratio exceeds the trigger established ($on = 9$).

Step 4 shows the detection functions for all test location of the test, ordered from north to south. In bold we mark the maximum values of E (test location 165 for the first event and 183 for the second event). The time axis is shown at the bottom of the plot.

Step 5 shows the maps and record sections used for discriminating between true and false detections. The record section of each detection shows the stations used and the values of its

correspondent NSR value on the right. E is the orange trace and purple line is the STA/LTA. Below are the times and values of E corresponding to each detection. On the right are the maps of the distribution of E values as indicated by the colour bar. For the second event, in the map, some of the test locations are not showed because the times of arrival to the test location were larger than 12 s (see Section 3.1). We recover both events, with an error in location of two test locations and the timing differs by 4 s.

3.3 Optimizing the detections: vertical versus horizontal components

The theory we developed in Section 2.1 suggests that we use all three components of the seismogram. However, it is straight forward to show, that if we define the misfit function as the difference between the vertical components of the observed and synthetic seismograms, we will use only the vertical component as the adjoint source (eq. 4), and this will in turn lead to including only the vertical component in the correlation using the cross-correlation approach (eq. 6). We can therefore choose to use all three components, or any other combination of the three, or only a single component, such as the vertical.

As the horizontal components frequently are significantly noisier (e.g. Peterson 1993), we tested the algorithm using: (1) all three components and (2) just the vertical component (Fig. 3). We found that using only the vertical component resulted in a less noisy detection function and correspondingly more detections. For this reason we only use the vertical component record in what follows.

3.4 Optimizing the detections: NSR

The number of false detections is reduced by more than 50 percent when we only use records that have Noise to Signal Ratio (eq. 20) below the cut-off value. The NSR limit was determined by trial and error, counting the number of true and false detections obtained by our algorithm. We use a cut-off value for NSR of 9×10^{-9} m.

Once we include NSR before cross-correlations, noisy stations for certain windows and dates were discarded. We detected a new event not reported by SSN or NEIC on 2012 March 18 (Fig. 5a) that we could not detect before due to the noise at some of the stations that masked the detection.

The corners of the band-pass filter used in the algorithm are also very important. The long-period corner should be sufficiently low to not to include periods where the signal to noise ratio for the events is very low. To detect events that have magnitudes $M < 5$, we set this corner to $T = 80$ s. The lower corner is controlled by the accuracy of the Earth model. We expected to detect fewer events using shorter periods, as the Earth model used (S362ANI, Kustowski *et al.* (2008) together with crustal model Crust2.0 Bassin *et al.* (2000)) is well constrained only by waves at periods of 50 s and longer. However, perhaps due to short propagation paths, and higher signal to noise ratios at shorter periods, we obtained most detections when including periods down to 20 s. Furthermore, a wider pass-band results in more peaked detection functions.

3.5 Optimizing the detections: STA/LTA

Other important parameter that affect the number of detections is the size of the STA/LTA windows. The STA window should be shorter than or similar to the duration of the peaks in the detection function, and the LTA should be much longer than the duration of the peaks. If

the STA window is too short, it is more heavily influenced by spikes in the data, if it is too long, the relative importance to the average of the peak we want to detect is diminished. The duration of the LTA window should be several times that of the STA window. However, if the LTA window is too long, it diminishes the resolution, causing a reduced number of detections for a longer time after the previous event.

We tried different window lengths for the STA/LTA in order to maximize the number of true detections, while not excessively increasing the number of false detections. For example, we tried 50/360 and 32/512 s with trigger levels high and low of 9/7 and 5/3 for both cases. We were able to raise the trigger level once the NSR quality control was applied. For shorter STA time windows there are relatively more false detections, without a corresponding increase in true detections. With a higher trigger level, there are much fewer detections, but also drastically fewer false detections. Depending on the desired detection level, and the tolerance for false detections, a higher trigger value may be preferred. Also, the use of NSR in combination with the STA/LTA gave us better results because the detection level can be lowered without increasing the number of false detections due to the lack of peaks caused by noisy stations (Fig. 4b).

4 APPLICATION TO THE EAST PACIFIC RISE AND GULF OF CALIFORNIA

With the goal of calibrating the full waveform detection method detailed in the previous section against known earthquake sequences, we apply the method in two different regions and time periods. To demonstrate the capabilities and limitations of the method, we choose to look for earthquakes occurring near and inside the areas of study and compare to those detected by the National Seismological Service network (Servicio Sismológico Nacional, SSN), National Earthquake Information Center, NEIC, and International Seismological Centre, ISC.

The Gulf of California (GoC) and the northern East Pacific Rise (EPR) were chosen because they are tectonic plate boundaries with transform faults and ridges systems. This type of boundaries commonly produce non-impulsive earthquakes (Abercrombie & Ekström 2001, 2003; Roland & McGuire 2009).

The study area of the EPR we analysed is along the ridge segment between Clipperton and Siqueiros Transform Faults. The Clipperton TF is an unsegmented transform system of 50-km long. The Siqueiros transform fault system is formed by four intra-transform spreading centres (ITSCs) and five strike-slip faults. The total width of the transform domain is thought to be around 20 km according to bathymetric and side-looking sonar data (Fornari *et al.* 1989).

We analysed two time periods for this region. The first is the month of March 2012, during which a total of six events, ranging between M 3.3 and M 6.0, were reported by at least one of NEIC, ISC or SSN. The second time span analysed was May 2016 because an M 6.6 earthquake occurred on 2016 April 29 and five aftershocks were reported during May 2016, ranging from M 5.8 to M 4.4.

The other study area is the GoC, a \sim 1700 km long continental rifting area in a series of long transform faults and short spreading centres masked by sediments (Lonsdale 1989). The seismic activity along this boundary is distributed along the main basins, move from continental extension in the north to sea floor transition in the south: Wagner, Delfin, Guaymas, Carmen, Farallón, Pescadero, and Alarcón. The earthquakes in this area are mostly right-lateral strike slip occurring near transform faults and normal faulting earthquakes

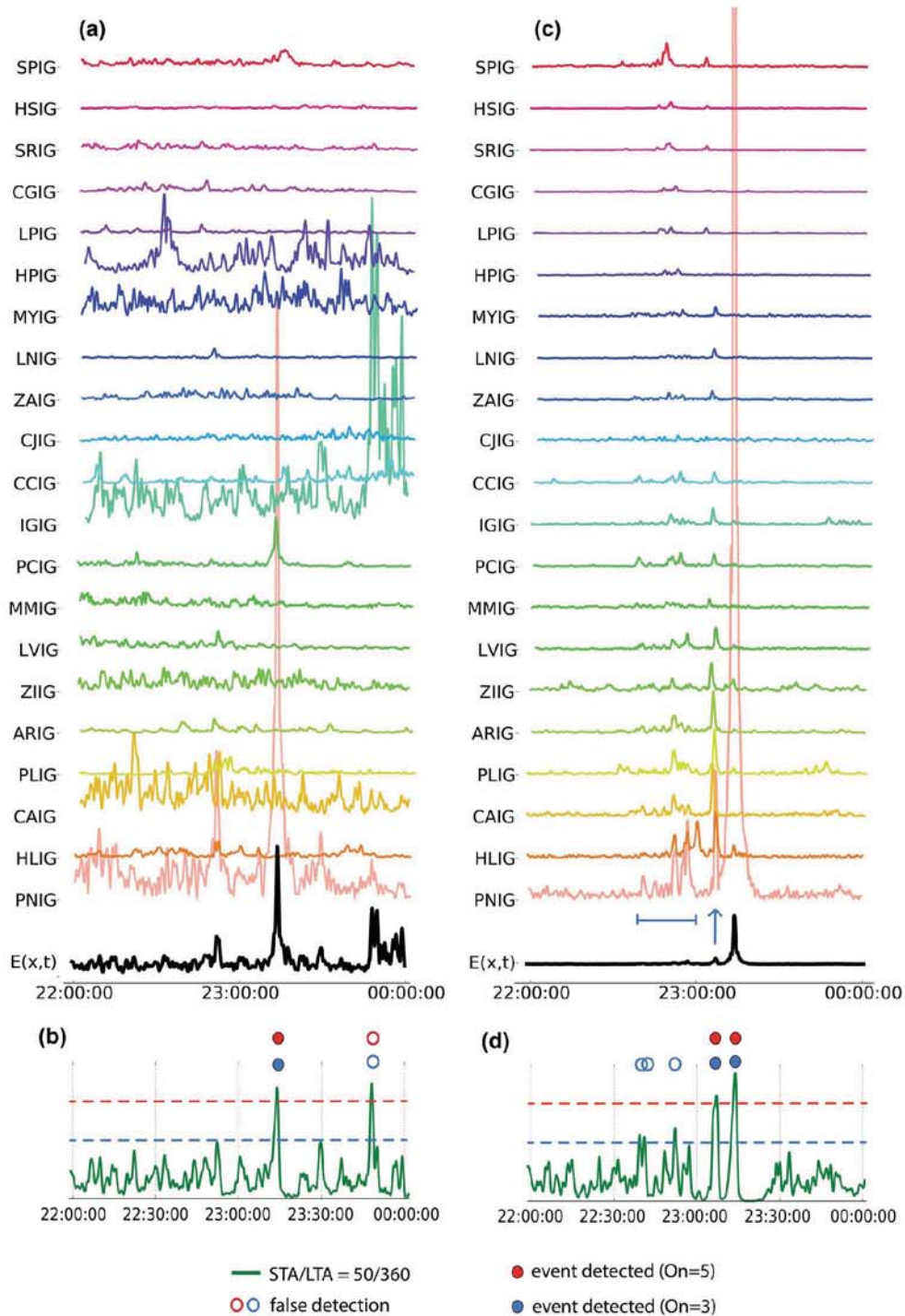


Figure 3. Example of a new detection, a teleseismic event and effect of using vertical component only. Panels (a) and (b) show the detection function using all three components of the seismograms for the detection, whereas in panels (c) and (d) we only used the vertical component. The blue arrow indicates a new detection that was not reported by SSN, and was not visible when using all three components. The misalignment of the peaks demonstrates that the event occurred slightly away from the test location. The blue horizontal line shows the multiple peaks associated with a teleseismic event. Solid blue and red circles show detections and open circles false detections. Red dashed line correspond to a trigger-on = 5 and blue dashed line is trigger-on = 3. Here we used $STA/LTA = 30/480$ at 1 sps. In panels (a) and (c), colour is to distinguish between traces.

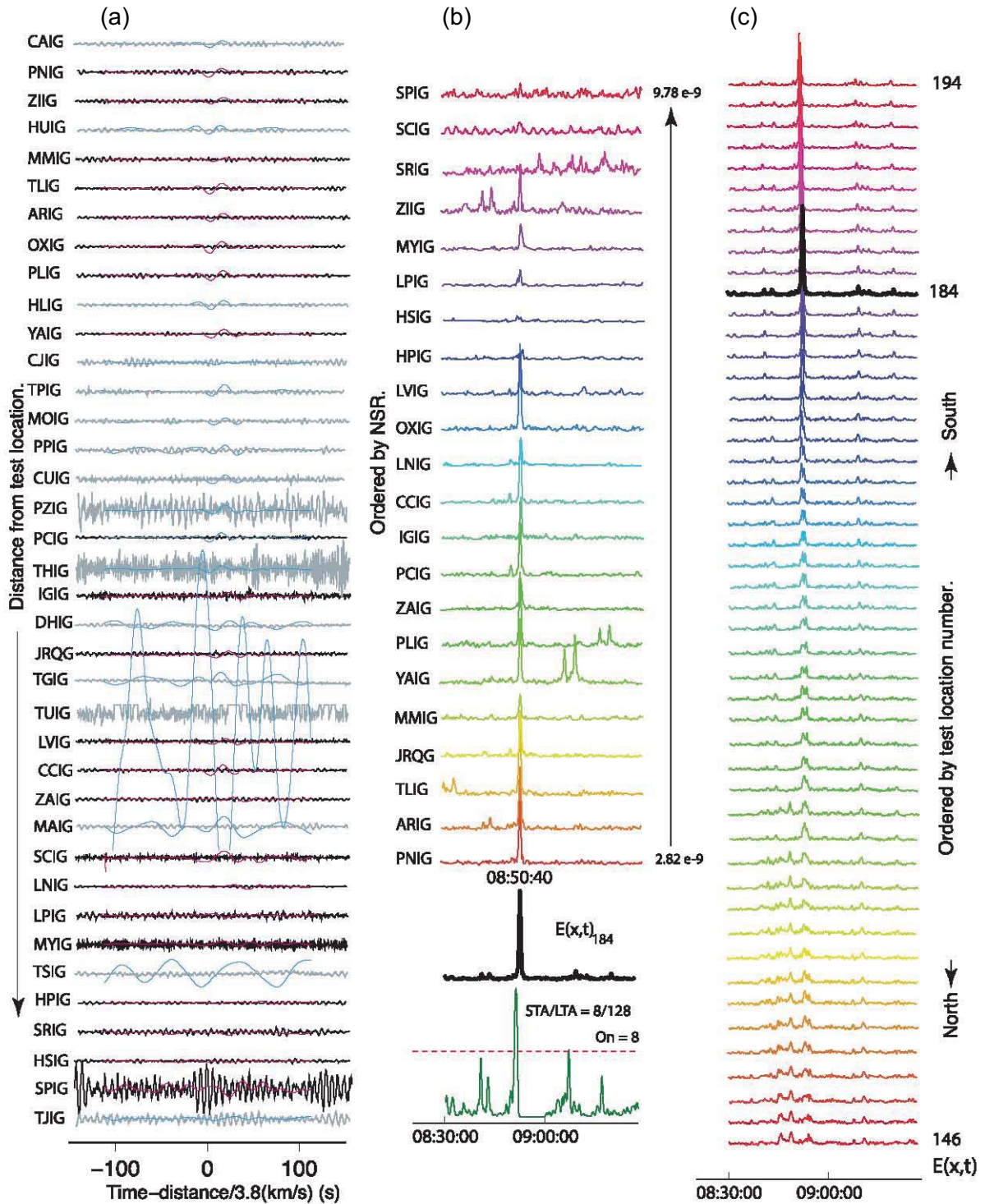


Figure 4. An example of a new event found on 2012 March 18 at 08:50:40 at the EPR. (a) Raw data in black (if used) and grey (if discarded) and bandpass filtered data (20–80) in red used and light blue not used. (b) Detection functions for one test location in every recording station of the SSN within the accepted NSR range ($NSR < 9e-9$) corresponding to red traces in panel (a). At the bottom the total detection function is shown in black, the STA/LTA ratio in green and the red dashed line is the trigger-on level. (c) Total Detection functions, $E(x,t)$, at every test location of the EPR study area. Bold black line defines the test location (184) where the detection function is maximum. Rainbow colours in panels (b) and (c) are to differentiate between traces.

in fast spreading centres (Castro *et al.* 2010). We analyse the months of July and September 2015, during which earthquake swarms occurred on the Guaymas basin and between Farallon and Pescadero transform faults, respectively. The number of earthquakes reported close to the transform faults along the Gulf are 69 events in July and 57 in September (Fig. 1).

4.1 New detections

We refer to new detections as events detected by our algorithm with no corresponding report in the USGS-NEIC, ISC (International Seismic Centre) or SSN catalogues. New detections are recognized in the record sections of raw filtered data, as a pulse aligned on the Rayleigh wave arrival (Figs 5 and 6). When the alignment is not consistent, and/or large arrivals are not seen at the nearest stations, we have a false detection.

We encountered six new events in the EPR, one on 2012 March 21 and five on May 2016 (for details see Tables 1 and 2). Furthermore, we found three events reported only by ISC (mb 3.5, 3.4 and 3.3). Here we do not report these events as new events, although they could be regarded as such, comparing to the NEIC or SSN catalogues. These events probably have magnitudes significantly larger than those reported by ISC, in order to produce surface waves large enough to be observed by our method, indicating that they are non-impulsive events. The events reported in the area by USGS-NEIC, SSN and ISC were five and seven for those months respectively. We missed only two events, and the reasons are described in Section 4.3. For three new events (Fig. 5) we observed similar values of the detection function for the first two. The waveforms of the two events occurring the same day are quite similar although the values of the colour bar are quite different. This last observation could mean that the latter event occurring about an hour after, is smaller. We only declare a detection when the detection function reach the trigger level of the STA/LTA ratio in a test location and when the time difference between triggers at test locations, ordered by value of the detection function, is less than 12 s.

We might expect most of the events to occur on the transforms, however, some of the detections appear on the ridge axis. There may be two reasons for this discrepancy; (1) the new detections may have a location error due to errors in the Green functions, (2) these events are atypical (extensional?) events and in fact are located on the ridge axis. Interestingly, the event located on the ridge axis (Fig. 5) was reported by IDC/CTBTO with an mb 3.3 and might therefore represent a non-impulsive event. Furthermore, the location of this event by the ISC is 20 km east of the ridge axis, further from the transform fault. A future study of these events, including their focal mechanisms, might be able to discriminate between those options.

In the GoC area we identified two events not reported by the SSN or USGS-NEIC. ISC catalogue reported two events, detected by a regional network operated by CICESE, at almost same location and time of occurrence of those we found with our method (Fig. 6). The difference of values of the detection function for these events is about four times. Also the alignment and consistency of peaks are not well defined which implies that test location is not fitting with the true location of the event.

4.2 False detections

Unfortunately, as with any detection algorithm, there are false detections.

For our experiments, we found that glitches, local events only detected at one station (Fig. 4b) as well as regional (Fig. 7a) or large teleseismic events (Fig. 7b) are the most frequent sources of false detections. A criteria of only permitting detections where more than one station has a large value of the detection strain (or STA/LTA) could be established to reduce the number of false detections due to glitches and local events, but this has not been implemented yet for our algorithm. We eliminated false detections due to zeros in the data by removing those data windows, however, dropouts that are filled with non-zero values are more difficult to remove.

Regional and large teleseismic events generate false detections, as they can have the same move out on several stations, as an event at the test location. These events are recognized by large detection functions with several bumps in them, at all the stations, that do not align. These events can be screened out by visual inspection and by excluding a time period after known teleseismic events that have previously been reported (approach favoured by e.g. Ekström 2006). Teleseismic events can appear as two or more different detections, due to different arrivals (Fig. 7b). Also, some detections cannot be well defined due to uneven azimuthal coverage of the stations used.

4.3 Missed detections

We refer to missed detections as events that are reported by other agencies but are not detected by our method. This can occur for various reasons. Some events were missed as a result of the STA/LTA not reaching the triggering level for a detection. Other events were missed because of their proximity in time to a bigger event, for which the reverberations in the detection function due to later arrivals are still large at the time of the smaller event. Consequently, the STA/LTA trigger was still on by the time of the occurrence of the second event (see example in Fig. 8). The majority (about 70 per cent) of missed events in the Gulf of California have magnitudes smaller than 3.8. These events do not efficiently excite surface waves with periods within the range we were looking for, 20–80 s, and therefore we do not expect to detect them. For the EPR area we missed only two events of the 15 earthquakes reported, however, it should be kept in mind that the global agencies are able to detect smaller events in GoC than at the EPR, due to the higher density of stations there (for details see Table 2).

4.4 Comparison with matched filter detection method

We next assess the effectiveness of the full-waveform cross-correlation detection method, comparing it to a matched filter detection method.

The full-waveform cross-correlation detection method cross-correlates moment tensor response synthetic seismograms with continuous data. The benefit of using the synthetic seismograms is that we are not limited to regions and focal mechanisms of events that have previously been observed. However, if the earth model used is not sufficiently similar to the real Earth, the synthetic traces do not necessarily match the observed data. The matched filter method takes the opposite approach; correlating observed events with continuous data. The benefit is that the structure along the trajectory is perfectly accounted for, however, we are limited to regions and focal mechanisms of previously observed events.

For the comparison we use the matched filter routine of the EQcorrscan python package (Chamberlain *et al.* 2014; Frank & Shapiro 2014; Thurber *et al.* 2014) for two months of data (March 2012 and May 2016). The family of templates we consider are all

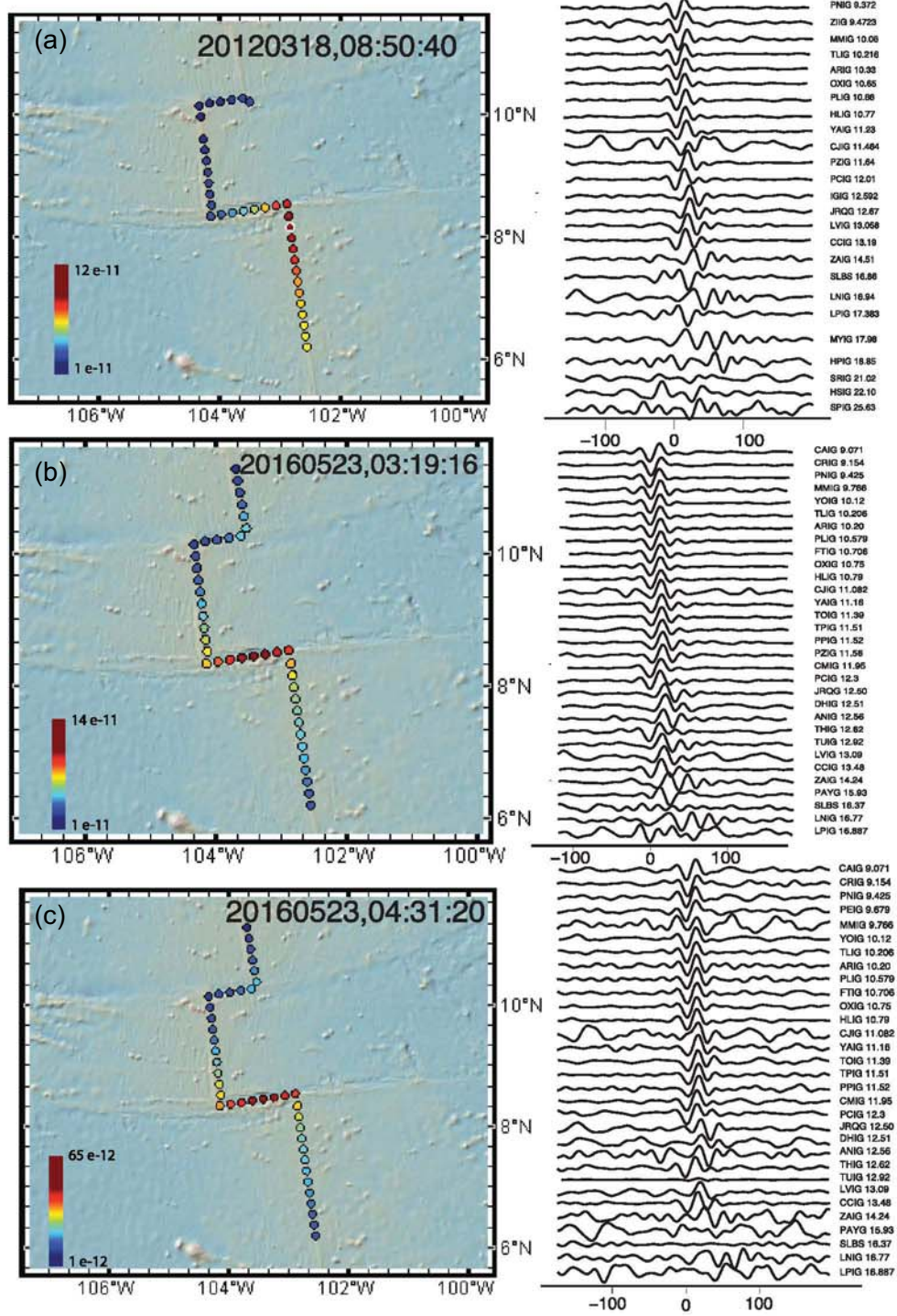


Figure 5. Examples of three new events found at the EPR study area. Labels on the maps correspond to date and time of occurrence of event as obtained by our algorithm. The right column shows the record sections of the data filtered from 20 to 80 s. Traces are aligned on surface waves arrivals assuming 3.8 km s^{-1} propagation velocity. The colour of the circles is the maximum value of the detection function at every test location (20 km separation). Some of the test locations do not appear in the map because: (1) $E(x,t)$ did not reach the trigger level of the STA/LTA ratio. (2) Time difference between test locations, ordered by $E(x,t)$, is more than 12 s. (Maps generated with <http://www.geomapp.org>)

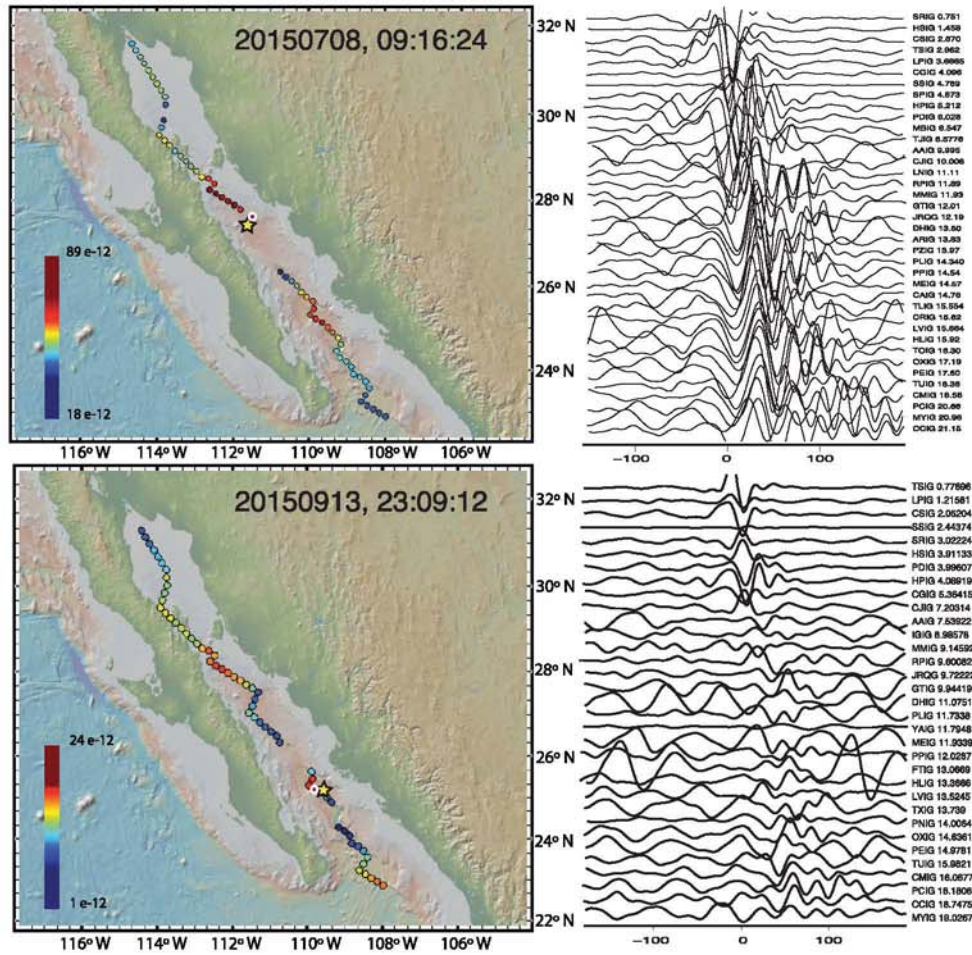


Figure 6. Examples of the two new events found at the Gulf of California in July and September 2015, shown in same way as Fig. 5. Shown are the test locations where trigger criteria were met. The circles with white edges denote the location of the maximum value of detection function. The ISC was the only agency reporting the events. Yellow star shows, in every case, the location given by ISC. The time of occurrence reported for every event is 09:16:18 and 23:09:05, respectively. (Maps generated with <http://www.geomapapp.org>)

Table 1. New events detected by our algorithm, defined as detections that have no corresponding report in the USGS-NEIC or SSN catalogues and pass the visual inspection criteria detailed in Section 4.1. Location and time of occurrence it is constrained by the test location as stated in step 4 of Section 3.2.

Date	UTC time	Latitude	Longitude
2012-03-21	11:57:20	8.54	-102.88
2016-05-03	08:53:52	10.388	-103.53
2016-05-17	09:23:36	8.35	-102.85
2016-05-21	13:50:44	12.52	-103.91
2016-05-23	04:31:20	8.4633	-103.4246
2016-05-30	18:29:32	10.3882	-103.5342
2015-07-08	09:16:24	27.63	-111.47
2015-09-13	23:09:12	25.23	-109.80

the earthquakes reported in that area from 2005 to 2016, a total of 110 events. We performed two tests: (1) including all observed records and (2) only considering records with low NSR (similarly to Section 2.5).

The results obtained without including the quality control by using NSR are 201 detections, out of which 8 are new events. When the NSR was considered, the number of detection increased to 303 and an additional new event was found (or 9 new events in total). As in the case of our method, half of the false detections are due to earthquakes outside the study area which are showed as repeated detections. We note that using the matched filter method we detect the same new events as with the cross-correlation method, as well as two additional events.

The timing of the events we obtained using the matched filter and the cross-correlation methods are almost the same.

5 DISCUSSION

5.1 Compute time

In order to reduce the compute time necessary to generate the moment tensor responses (strain Green’s functions), we use reciprocity (Zhao *et al.* 2006). Instead of calculating the response for each test location (119), for each element of the moment tensor (6), or a total

Table 2. Summary of event detections. *Detections* is the number of total detections for each period. *False:noise* is the number of false detections due to noise/dropouts. *False:events out* correspond to regional or teleseismic phase arrivals of events from outside the study region. *Reported* refer to events inside the study area reported by NEIC-SSN-ISC. *Coincidences* are events reported both by us and other agencies. *New events* are detections with aligned traces with no corresponding report in the USGS-NEIC or SSN catalogues.

Zone	Period	Detections	False:noise	False:events out	Reported	Coincidences	New
EPR	1st–31st Mar 2012	217	148	64	5	4	1
EPR	1st–31st May 2016	246	181	56	7	4	5
GoC	1st–30th Jul 2015	265	209	47	71	8	1
GoC	1st–30th Sep 2015	194	115	69	58	9	1

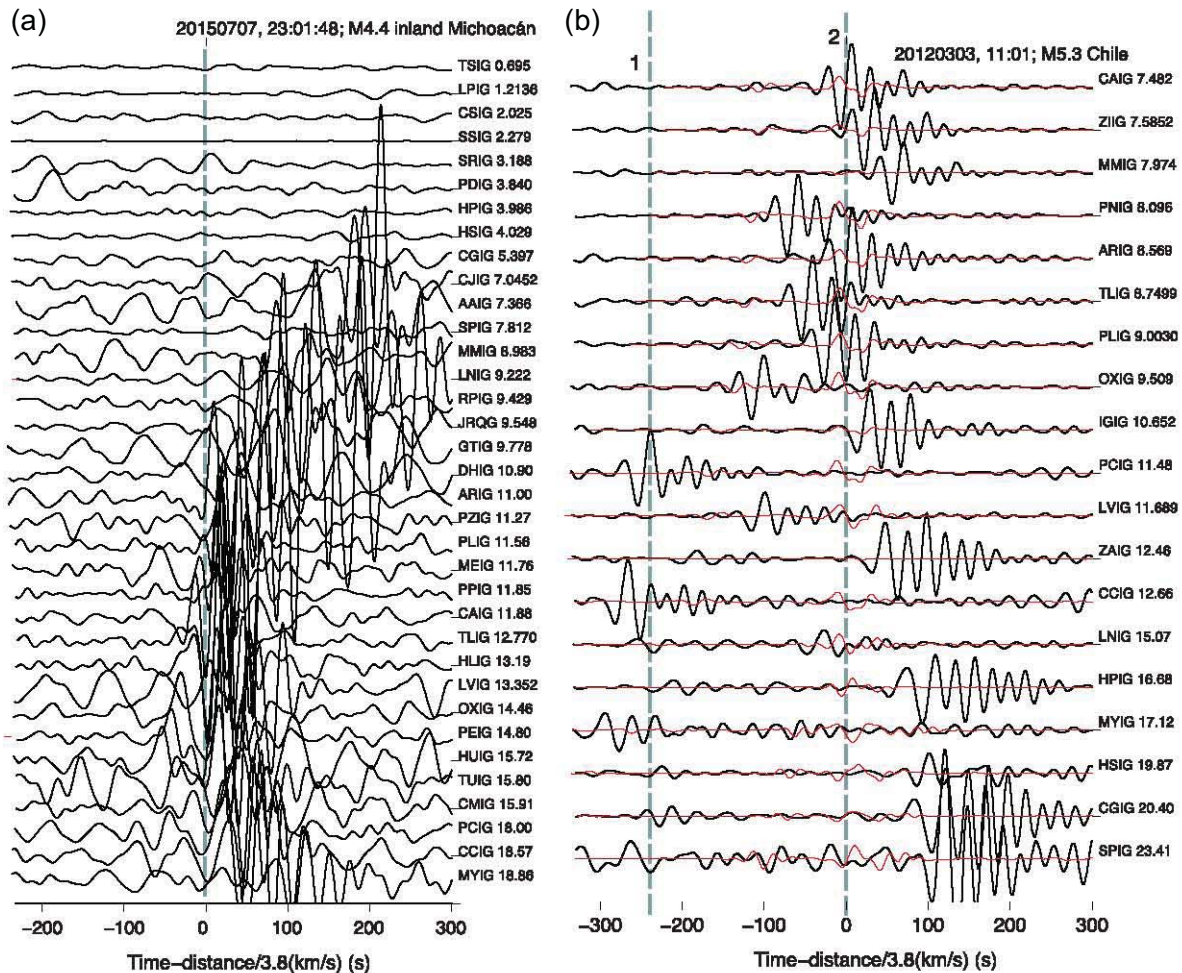


Figure 7. Record sections showing the waveforms corresponding to two false detections. Both are reported events although outside of the study area (regional and teleseismic earthquakes). (a) This record section correspond to an event that occurred inland in the state of Michoacán (west Mexico). (b) An event occurred in Chile (right) led to two false detections denoted by the dashed lines 1 and 2. The arrivals in (1) correspond to stations farther south in Chiapas state. The latest arrivals on the right can be observed in the north of Mexico. Red lines are the synthetic seismograms for an event located in the test location with maximum value of $E(x,t)$.

of 714 simulations, we calculate the wavefield for point forces in each direction (3), at each station (54), or a total of 162 simulations, and store the strain at each station. Adding new stations requires only 3 simulations per station. Each 20 min of simulation takes 2 hr on 25 cores on our local cluster.

The cross correlation process is also time intensive. We run the correlations in parallel for different subsets of test locations. For example, a month of data from 54 stations cross-correlated with

70 test locations, including NSR calculations of every station, takes about 10 d of calculation on 32 cores.

5.2 Earth model

The crustal model used for the computation of the moment tensor responses, Crust 2.0 (Bassin *et al.* 2000), has a resolution of

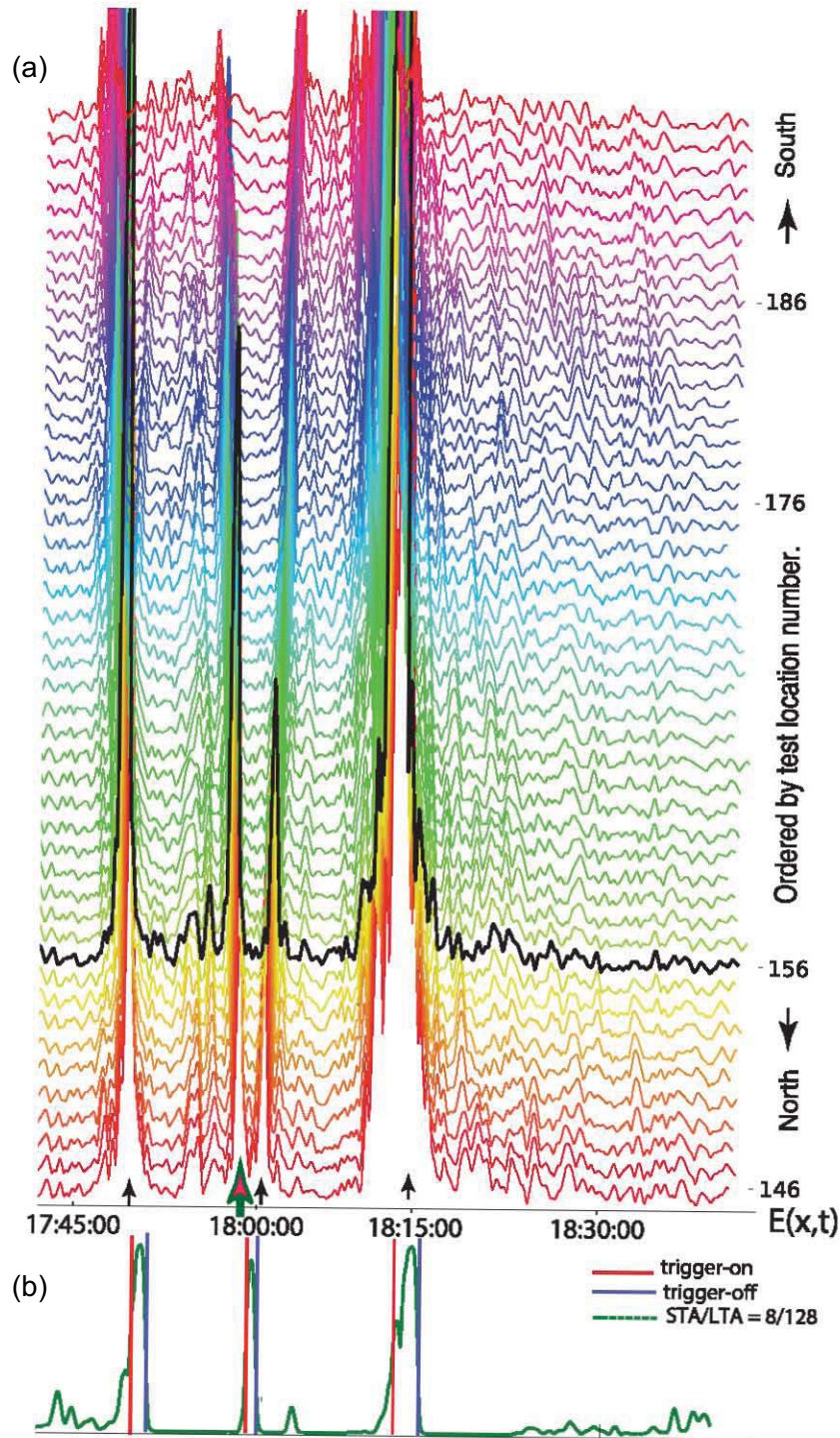


Figure 8. Example of a missed detection. (a) Results of detection functions at every test location of the EPR study area for the corresponding time of the four events sequence at the EPR on 2012 March 26 within an hour (17:48:42 M 5.5, 17:56:18 M 5.2, 17:58:25 M 5, 18:12:52 M 6.0). The event denoted by the red arrow was not detected by our algorithm because the trigger of the STA/LTA did not go off before the next event occurred. (b) The STA/LTA ratio and windows where triggers are on (red lines) and off (blue lines).

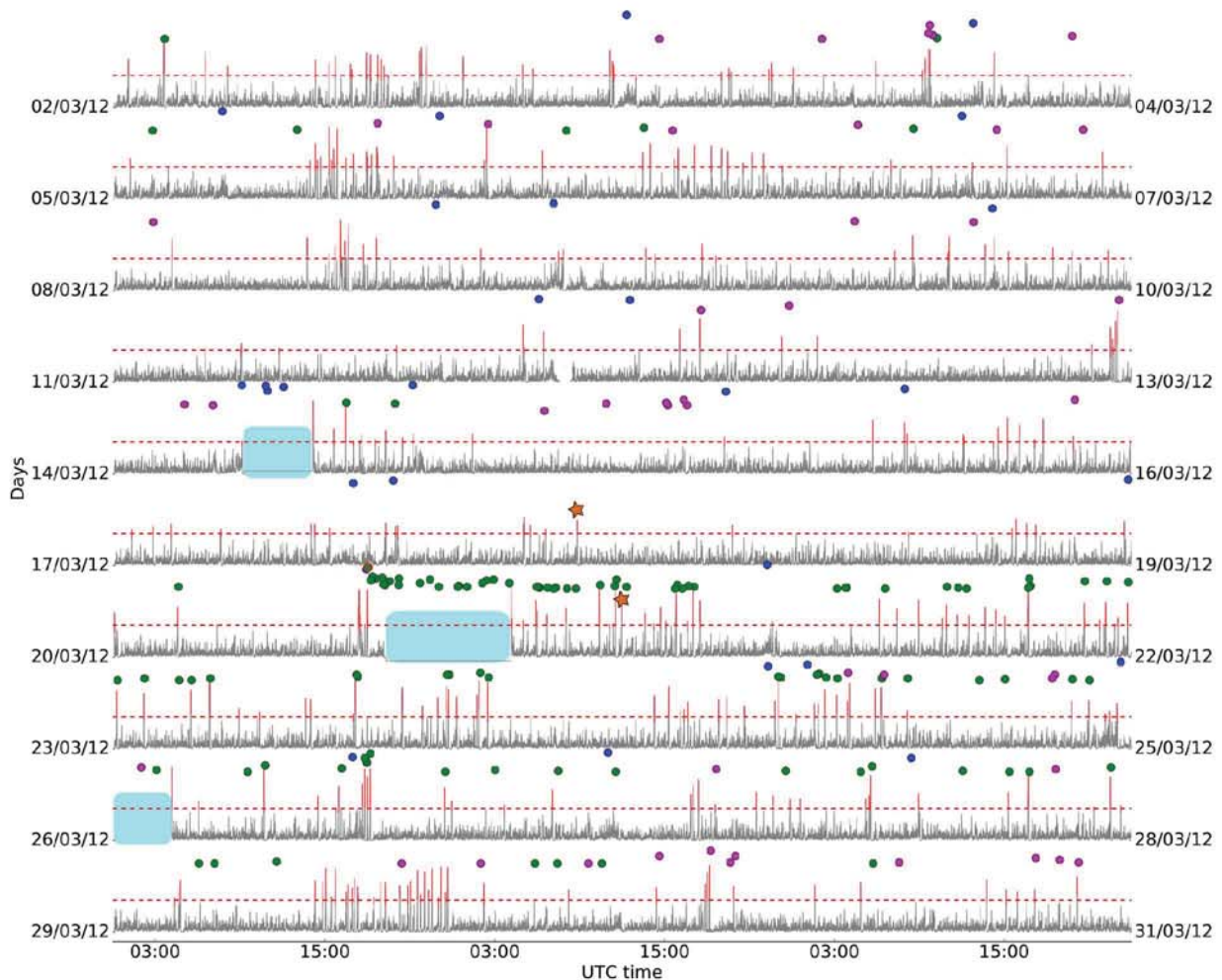


Figure 9. Detections found using full-waveform cross-correlation detection method at the EPR during March 2012. Grey lines are $E(x,t)$ for one test location (170, on the ridge in the central part of the study area). Every trace is 3 d long. Red vertical lines are the detections corresponding to that test location that exceed STA/LTA (red dashed lines). Stars indicate new events found after discarding false and previously reported events. Green circles are events within less than 1000 km epicentral distance from EPR. Magenta circles are events between 1000 km and 3000 km epicentral distance from EPR and $M \geq 4$. Blue circles are events with an epicentral distance larger than 3000 km and $M \geq 5.5$. The largest event during this time period was Ometepec-Pinotepa Nacional earthquake ($M 7.4$) on the 20th of March. This event and its aftershocks caused large NSR in data. We exclude a total of three time periods (blue boxes) as not enough records fulfilled the NSR criteria. A summary of false, missed and new events of this month is found in Table 2.

2×2 degrees which is relatively coarse for the size of the study region (i.e. about 40×20 degrees). The mantle model used, S362ANI (Kustowski *et al.* 2008) has even longer wavelength features. We expect that shorter wavelength regional models that have recently been developed (e.g. Gaite *et al.* 2014; Spica *et al.* 2016) could give significantly better results. In particular, being able to use a wider passband to filter the data and synthetics, will lead to more features in the seismograms, that if well represented by the synthetics, will lead to higher correlations, that will better separate out real events (as opposed to noise) and smaller events that excite proportionally more short period waves. This would greatly improve the detection threshold and minimize the number of false detections.

5.3 Proposed method for exhaustive search of events

We have shown that the proposed full-waveform cross-correlation detection method can be used to detect seismic events, with un-

known mechanisms, in regions where no events have been reported. However, if the strain Green functions used cannot reproduce observed data effectively, the method may not be able to detect as many events as more traditional template matching methods, in regions of high seismicity. Therefore, we suggest that they be used together.

In this type of scheme, the full-waveform cross-correlation method is applied first, potentially encountering unknown, and possibly non-impulsive, events. This has been shown very effective by for example Ekström *et al.* (2003), Shuler & Ekström (2009) and Ekström & Stark (2013), where a whole suite of previously unreported events, associated with glacial calving, volcanoes and landslides are reported, using a surface-wave detection method. Subsequently, a template matching method is applied, using both previously reported events, as well as the new detections, as templates.

As described in Section 2.1, the detection method described, is the first step of a moment tensor inversion. Therefore, the moment tensor could be estimated by this method as described by

Kim *et al.* (2011). However, moment tensors for shallow earthquakes are difficult to estimate by time-reversal as some components of the adjoint strain go to zero, and this has to be corrected for. For this reason, we would suggest an approach of using the readily available moment tensor responses (that we have already calculated for the test location) to invert directly for the moment tensor.

6 CONCLUSIONS

We have developed an efficient full-waveform, cross-correlation method, for detecting seismic events, particularly aimed at frequently underdetected events without impulsive *P* waves. The method uses continuous observed seismograms, together with Green functions and/or moment-tensor responses calculated for a 3D structure.

We applied the method to two different areas and periods of time for data recorded by the Mexican National Seismic Network (SSN) as well as two GSN stations, for calibration purposes. We found that for this particular setup we were able to detect events of magnitude M_w 4 and above relatively consistently, and a few events with reported M_w 3.9. These events are substantially smaller than the smallest events reported by surface wave detection methods used routinely on a global scale (www.globalcmt.org). We foresee that with improved velocity models, the detection level could be significantly lowered. For the different earthquake sequences, we were able to detect events that had not been previously reported within the study areas. The new events are the type of non-impulsive events the method was designed to detect, which demonstrates the promise of the method for identifying this type of events.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank SSN personnel for installation and maintenance of the stations and making data availability possible, in particular Caridad Cárdenas, Jesús Pérez, Iván Rodríguez, Víctor Hugo Espíndola and Miguel Ángel Vela. We thank Allen Husker, Xyoli Pérez Campos and Víctor Cruz-Atienza for helpful discussions. Furthermore, this study utilized seismic waveform data from the GSN-IRIS/USGS archived at the IRIS datacentre. Synthetic seismograms were calculated on the computer cluster *Pohualli*, of the department of Seismology at UNAM using the package SPECFEM3D_GLOBE, distributed by CIG (<http://www.geodynamics.org>). The work was supported by grants UNAM/ DGAPA/ PAPIIT, IA102411, IB101812 and IN111316. EASH was supported by a CONACYT Grant through Posgrado de Ciencias de la Tierra, UNAM-CU. QL is supported by the Discovery Grant # 487237 of NSERC. Seismic data processing and plotting was done with ObsPy (Beyreuther *et al.* 2010) and SAC (Goldstein & Snoke 2005) and maps prepared with GMT (Wessel & Smith 1991) and GeomapApp (Ryan *et al.* 2009).

REFERENCES

Abercrombie, R.E. & Ekström, G., 2001. Earthquake slip on oceanic transform faults, *Nature*, **410**(6824), 74–77.
 Abercrombie, R.E. & Ekström, G., 2003. A reassessment of the rupture characteristics of oceanic transform earthquakes, *J. geophys. Res.*, **108**(B5), 2225, doi:10.1029/2001JB000814.
 Allstadt, K., 2013. Extracting source characteristics and dynamics of the August 2010 Mount Meager landslide from broadband seismograms, *J. geophys. Res.*, **118**, 1472–1490.

Artman, B., Podladtchikov, I. & Witten, B., 2010. Source location using time-reverse imaging, *Geophys. Prospect.*, **58**(5), 861–873.
 Bassin, C., Laske, G. & Masters, G., 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **81**, F897, mah.ucsd.edu/Gabi/crust2.html.
 Bean, C.J., Barros, L.D., Lokmer, I., Métaxian, J., Brien, G.O. & Murphy, S., 2013. Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes, *Nat. Geosci.*, **7**, 71–75.
 Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y. & Wassermann, J., 2010. Obspy: a python toolbox for seismology, *Seismol. Res. Lett.*, **81**(3), 530–533.
 Castro, R.R., Perez-Vertti, A., Mendez, I., Mendoza, A. & Inzunza, L., 2010. Location of moderate-sized earthquakes recorded by the NARS-Baja Array in the Gulf of California region between 2002 and 2006, *Pure appl. Geophys.*, **168**(8–9), 1279–1292.
 Chamberlain, C.J., Shelly, D.R., Townend, J. & Stern, T.A., 2014. Low-frequency earthquakes reveal punctuated slow slip on the deep extent of the Alpine fault, New Zealand, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **15**(7), 2984–2999.
 Chen, X., Shearer, P.M., Walter, F. & Fricker, H.A., 2011. Seventeen Antarctic seismic events detected by global surface waves and a possible link to calving events from satellite images, *J. geophys. Res.*, **16**, B06311, doi:10.1029/2011JB008262.
 Chouet, B., 2003. Volcano seismology, *Pure appl. Geophys.*, **160**, 739–788.
 Earle, P.S. & Shearer, P.M., 1994. Characterization of global seismograms using an automatic-picking algorithm, *Bull. seism. Soc. Am.*, **84**, 366–376.
 Ekström, G., 2006. Global detection and location of seismic sources by using surface waves, *Bull. seism. Soc. Am.*, **96**(4A), 1201–1212.
 Ekström, G. & Stark, C.P., 2013. Simple scaling of catastrophic landslide dynamics, *Science*, **339**(6126), 1416–1419.
 Ekström, G., Nettles, M. & Abers, G.A., 2003. Glacial earthquakes, *Science*, **302**(5645), 622–624.
 Fornari, D.J., Gallo, D.G., Edwards, M.H., Madsen, J.A., Perfit, M.R. & Shor, A.N., 1989. Structure and topography of the Siqueiros transform fault system: evidence for the development of intra-transform spreading centers, *Mar. Geophys. Res.*, **11**, 263–299.
 Frank, W.B. & Shapiro, N.M., 2014. Automatic detection of low-frequency earthquakes (LFEs) based on a beamformed network response, *Geophys. J. Int.*, **197**(2), 1215–1223.
 Gaité, B., Villaseñor, A., Iglesias, A., Herraiz, M. & Jiménez-Munt, I., 2014. A 3-D shear velocity model of the southern North America and the Caribbean plates from ambient noise and earthquake tomography, *Solid Earth Discuss.*, **6**, 2971–3002.
 Gajewski, D. & Tessler, E., 2005. Reverse modelling for seismic event characterization, *Geophys. J. Int.*, **163**(1), 276–284.
 Gibbons, S.J. & Ringdal, F., 2006. The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation, *Geophys. J. Int.*, **165**(1), 149–166.
 Goldstein, P. & Snoke, A., 2005. SAC Availability for the IRIS Community, in *Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*. Available at: <http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/software/downloads/sac/>.
 Harris, D., 2006. Subspace detectors: Theory, *Tech. rep.*, U.S. Department of Energy, LLNL.
 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. seism. Soc. Am.*, **93**(2), 953–959.
 Ishii, M., Shearer, P.M., Houston, H. & Vidale, J.E., 2005. Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array, *Nature*, **435**, 933–936.
 Ji, C., Helmlinger, D., Song, T.-R., Ma, K.-F. & Wald, D., 2001. Slip distribution and tectonic implication of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(23), 4379–4382.
 Kanamori, H. & Kikuchi, M., 1993. The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, *Nature*, **361**(6414), 714–716.
 Kawakatsu, H. & Montagner, J., 2008. Time-reversal seismic-source imaging and moment-tensor inversion, *Geophys. J. Int.*, **175**, 686–688.

- Kim, Y., Liu, Q. & Tromp, J., 2011. Adjoint centroid-moment tensor inversions, *Geophys. J. Int.*, **186**, 264–278.
- Komatitsch, D. & Tromp, J., 2002a. Spectral-element simulations of global seismic wave propagation—I. Validation, *Geophys. J. Int.*, **149**(2), 390–412.
- Komatitsch, D. & Tromp, J., 2002b. Spectral-element simulations of global seismic wave propagation—II. Three-dimensional models, oceans, rotation and self-gravitation, *Geophys. J. Int.*, **150**(1), 303–318.
- Konstantinou, K.I. & Schlindwein, V., 2002. Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: a review, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **119**, 161–187.
- Kremers, S., Fichtner, A., Brietzke, G.B., Igel, H., Larmat, C., Huang, L. & Käser, M., 2011. Exploring the potentials and limitations of the time-reversal imaging of finite seismic sources, *Solid Earth*, **2**, 264–278.
- Kumagai, H., Chouet, B. & Dawson, P., 2005. Source process of a long-period event at Kilauea volcano, Hawaii, *Geophys. J. Int.*, **161**, 243–254.
- Kustowski, B., Ekström, G. & Dziewoński, A.M., 2008. Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: a global model, *J. geophys. Res.*, **113**, B06306, doi:10.1029/2007JB005169.
- Larmat, C., Montagner, J.-P., Fink, M., Capdeville, Y., Tourin, A. & Clévédy, E., 2006. Time-reversal imaging of seismic sources and application to the great Sumatra earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L19312, doi:10.1029/2006GL026336.
- Larmat, C., Tromp, J., Liu, Q. & Montagner, J., 2008. Time reversal location of glacial earthquakes, *J. geophys. Res.*, **113**, B09314, doi:10.1029/2008JB005607.
- Lee, E.-J., Chen, P., Jordan, T.H. & Wang, L., 2011. Rapid full-wave centroid moment tensor (CMT) inversion in a three-dimensional earth structure model for earthquakes in Southern California, *Geophys. J. Int.*, **186**(1), 311–330.
- Lin, C.H., Kumagai, H., Ando, M. & Shin, T.C., 2010. Detection of landslides and submarine slumps using broadband seismic networks, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L22309, doi:10.1029/2010GL044685.
- Liu, Q. & Tromp, J., 2006. Finite-Frequency Kernels Based on Adjoint Methods, *Bull. seism. Soc. Am.*, **96**(6), 2383–2397.
- Liu, Q. & Tromp, J., 2008. Finite-frequency sensitivity kernels for global seismic wave propagation based upon adjoint methods, *Geophys. J. Int.*, **174**(1), 265–286.
- Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California, in *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, The Geology of North America*, vol. N, pp. 499–521, eds Winterer, E.L., Hussong, D.M. & Decker, R.W., Geological Society of America.
- McMechan, G.A., 1982. Determination of source parameters by wavefield extrapolation, *Geophys. J. Int.*, **71**(3), 613–628.
- Montagner, J.-P., Larmat, C., Capdeville, Y., Fink, M., Phung, H., Romanowicz, B.E.C. & Kawakatsu, H., 2012. Time-reversal method and cross-correlation techniques by normal mode theory: a three-point problem, *Geophys. J. Int.*, **191**, 637–652.
- Neuberg, J., Luckett, R., Baptie, B. & Olsen, K., 2000. Models of tremor and low-frequency earthquake swarms on Montserrat, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **101**, 83–104.
- Nolet, G., 1987. Waveform tomography, in *Seismic Tomography, with Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics*, pp. 301–322, ed. Nolet, G., Reidel.
- Obara, K., 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in Southwest Japan, *Science*, **296**, 1679–1681.
- O'Brien, G.S., Lokmer, I., Barros, L.D., Bean, C.J., Saccorotti, G., Metaxian, J. & Patane, D., 2011. Time reverse location of seismic long-period events recorded on Mt Etna, *Geophys. J. Int.*, **184**, 452–462.
- Peterson, J., 1993. Observations and modeling of seismic background noise. U.S. Geological Survey Open-File Report, (93-322), 94.
- Roland, E. & McGuire, J.J., 2009. Earthquake swarms on transform faults, *Geophys. J. Int.*, **178**(3), 1677–1690.
- Rost, S. & Thomas, C., 2002. Array seismology: methods and applications, *Rev. Geophys.*, **40**(3), 1008, doi:10.1029/2000RG000100.
- Rubinstein, J.L. & Beroza, G.C., 2007. Full waveform earthquake location: application to seismic streaks on the Calaveras Fault, California, *J. geophys. Res.*, **112**, B05303, doi:10.1029/2006JB004463.
- Ryan, W.B.F. *et al.*, 2009. Global multi-resolution topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, Q03014, doi:10.1029/2008GC002332.
- Schaff, D.P. & Waldhauser, F., 2010. One magnitude unit reduction in detection threshold by cross correlation applied to Parkfield (California) and China seismicity, *Bull. seism. Soc. Am.*, **100**(6), 3224–3238.
- Schwartz, S.Y. & Rokosky, J.M., 2007. Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones, *Rev. Geophys.*, **45**, RG3004, doi:10.1029/2006RG000208.
- Shearer, P.M., 1994. Global seismic event detection using a matched filter on long-period seismograms, *J. geophys. Res.*, **99**(B7), 13 713–13 725.
- Shelly, D.R., Beroza, G.C., Ide, S. & Nakamura, S., 2006. Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, **442**, 188–191.
- Shuler, A. & Ekström, G., 2009. Anomalous earthquakes associated with nyiragongo volcano: observations and potential mechanisms, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **181**, 219–230.
- Spica, Z., Perton, M., Calò, M., Legrand, D., Córdoba-Montiel, F. & Iglesias, A., 2016. 3-D shear wave velocity model of Mexico and South US: bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (c1) and correlation of coda of correlations (c3), *Geophys. J. Int.*, **206**(3), 1795–1813.
- Thurber, C.H., Zeng, X., Thomas, A.M. & Audet, P., 2014. Phase-weighted stacking applied to low-frequency earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **104**, 2567–2572.
- Trnkoczy, A., 2012. Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm, in *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, pp. 1–20, ed. Bormann, P., Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Tromp, J., Tape, C. & Liu, Q., 2005. Seismic tomography, adjoint methods, time reversal and banana-doughnut kernels, *Geophys. J. Int.*, **160**(1), 195–216.
- Wessel, P. & Smith, J., 1991. Free software helps map and display data, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **72**(441), 884–892.
- Withers, M., Aster, R., Young, C., Beiriger, J., Harris, M., Moore, S. & Trujillo, J., 1998. A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection, *Bull. seism. Soc. Am.*, **88**(1), 95–106.
- Zhao, L., Chen, P. & Jordan, T.H., 2006. Strain Green's tensors, reciprocity, and their applications to seismic source and structure studies, *Bull. seism. Soc. Am.*, **96**, 1753–1763.

Apéndice B

Estaciones usadas de la red de banda ancha del SSN

Tabla B.1. Estaciones empleadas pertenecientes a la red de banda ancha del SSN.

Estación	Ubicación	Lat, Lon	Inst. Sísmicos
AAIG	Aguascalientes, Ags.	21.9685, -102.380	Q330, PBB-200S
ANIG	Ahuacatlán, Nayarit	21.0538, -104.4830	Q330, STS-2
ARIG	Arcelia, Guerrero	18.2805, -100.3437	Q330, STS-2
BCIG	La Boquilla, Chih.	27.5447, -105.4126	EuropaT, Trillium Compact
CAIG	El Cayaco, Guerrero	17.0478, -100.2673	Q330, STS-2
CCIG	Comitán, Chiapas	16.2830, -92.1370	Q330, STS-2
CGIG	Casas Grandes, Chih.	30.3650, -107.9770	Q330, STS-2
CJIG	Chamela, Jalisco	19.4990, -105.0430	Q680, STS-2
CMIG	Matías Romero, Oax.	17.0910, -94.8840	Q330, STS-2
CRIG	Cruz Grande, Gro.	16.7363, -99.2995	Q330, Trillium240
CSIG	Choix, Sinaloa	26.8362, -108.371	Q330, Trillium240
CUIG/PZIG	Ciudad Universitaria, DF	19.3290, -99.1780	Q680, STS-2/STS-1
DHIG	Demacú, Hidalgo	20.3010, -99.0350	Q680, STS-2
FTIG	Fresnillo de Trujano, Oax.	17.907, -98.132	Q330, Trillium120
GTIG	Gómez Farías, Tams.	23.0668, -99.1691	Q330, STS-2
HLIG	Huajuapán, Oax.	17.8300, -97.8036	Q330, Trillium 240
HPIG	Hgo, del Parral, Chih.	26.9351, -105.6654	Q330, STS-2
HSIG	Hermosillo, Sonora	29.1170, -111.6170	Q330, STS-2
HUIG	Huatulco, Oaxaca	15.7684, -96.1082	Q330, STS-2
IGIG	Irapuato, Guanajuato	20.753, -101.328	Q330, STS-2
JRIG	Juriquilla, Querétaro	20.7037, -100.4471	Q330, STS-2
LNIG	Linares, Nuevo León	24.8981, -99.4657	Q330, STS-2
LPIG	La Paz, BCS	24.1020, -110.3080	Q330, STS-2
LVIG	Laguna Verde, Ver.	19.7232, -96.4177	Q330, STS-2
MAIG	Mazatlán, Sinaloa	23.1883, -106.4244	Q680, STS-2
MBIG	Mexicali, BCN	32.407, -116.656	CMG-40TD
MEIG	Mezcala, Guerrero	17.9260, -99.6200	Q680, STS-2
MMIG	Maruata, Michoacán	18.2885, -103.3456	Q330, STS-2
MNIG	Monterrey, N.L.	25.6093, -100.2852	Q330, STS-2
MOIG	Morelia, Michoacán	19.6779, -101.1889	Q680, STS-2

Continúa en la siguiente página.

Table B.1 Continuación de la página anterior.

Estación	Ubicación	Lat, Lon	Inst. Sísmicos
MYIG	Mérida, Yucatán	20.9481, -89.6396	Q330, STS-2
NZIG	Nacozari, Sonora	30.3730, -109.5541	EuropaT, STS-2
OXIG	Oaxaca, Oaxaca	17.0723, -96.7332	Q330, STS-2
PCIG	Pijijiapan, Chiapas	15.6980, -93.2092	Q330, STS-2
PDIG	S. Papasquiario, Dgo.	25.0404, -105.396	Q330, PBB-200S
PEIG	Puerto Escondido, Oax.	15.9986, -97.1472	Q330, Trillium120
PLIG	Platanillo, Guerrero	18.3923, -99.5023	Q330, STS-2
PNIG	Pinotepa Nal., Oaxaca	16.3923, -98.1271	Q330, STS-2
PPIG	Popocatépetl, Edo. Méx	19.0670, -98.6270	Q680, STS-2
RPIG	Río Verde, S.L.P.	21.8849, -99.9828	Q330, PBB-200S
SCIG	Sabancuy, Campeche	18.9680, -91.1870	Q680, STS-2
SPIG	San Pedro Mártir, BCN	31.0458, -115.4658	Q330, Trillium240
SRIG	Santa Rosalía, BCN	27.3198, -112.2410	Q330, STS-2
SSIG	Sanalona, Sinaloa	24.8165, -107.145	Q330, STS-2
TGIG	Tuxtla Gutiérrez, Chis.	16.7780, -93.1220	Q330, STS-2
THIG	Tapachula, Chiapas	14.8820, -92.3290	Q330, STS-2
TJIG	Tijuana, BCN	32.4337, -116.6748	Q680, STS-2
TLIG	Tlapa, Guerrero	17.5620 -98.5660	Q330, STS-2
TOIG	Toxpalán, Oax.	18.0956, -97.0645	Q330, Trillium120
TPIG	Tehuacán, Puebla	18.4190, -97.3620	Q680, STS-2
TSIG	Topolobampo, Sinaloa	25.6049, -109.0465	Q330, STS-2
TUIG	Tuzandepetl, Veracruz	18.0339, -94.4227	Q680, STS-2
TXIG	Tlaxiaco, Oax.	17.2532, -97.7676	Q330, Trillium120
UPIG	Panamá, Panamá	79.534, 8.981	Q680, STS-2
YAIG	Yautepec, Morelos	18.8620 -99.0667	Q330, STS-2
YOIG	Yosundúa, Oax.	16.8565, -97.5456	Q330, Trillium120
ZAIG	Zacatecas, Zacatecas	22.7690, -102.5670	Q680, STS-2
ZIIG	Zihuatanejo, Guerrero	17.6067, -101.4650	Q330, STS-2
Fin de tabla			

Apéndice C

Estaciones usadas de otras redes

Ubicación	Código	Red	(<i>Lat, Lon</i>) (°)	Sensor	mps
S. L. Gonzaga, B.C.	SLGB	ECX	29.830, -114.404	CMG-ESPD	20
Loreto, B.C.S.	NE77	ECX	26.015, -111.361	CMG-40TD	20
San José del Cabo, B.C.S.	NE79	ECX	23.119, -109.756	CMG-3ESPD/40TD	100/20
Caborca, Son.	NE80	ECX	30.50, -112.319	CMG-40TD	100/80
Puerto Libertad, Son.	PLIB	ECX	29.915, -112.694	CMG-3ESPD	20
San Francisquito, B.C.	SFQB	ECX	28.405, -112.861	CMG-ESPD	20
Albuquerque, Nuevo Méx., EUA.	ANMO	IU	34.946, -106.457	KS54000, Q330	20
Pasadena, California, EUA.	PASC	CI	34.171, -118.185	STS-2	20
Puerto Ayora, Islas Galápagos	PAYG	IU	-0.674, -90.286	KS54000, Q330	20
Sierra la Laguna, B.C.S., Méx.	SLBS	IU	23.686, -109.944	STS-1V/VBB, Q330	20
Tucson, Arizona, EUA.	TUC	IU	32.31, -110.785	STS-1V/VBBw, Q330	20

Tabla C.1. Estaciones usadas de RESBAN y IRIS.

Apéndice D

Listado de eventos patrón usados en el GoC

Núm.	Lat. [°]	Lon. [°]	Fecha	Hora (GMT)	Magnitud	# eventos patrón
1	30.96	-114.03	01/09/16	11:02:26	4.3	65
2	30.5777	-114.152	25/03/14	5:24:15	4.1	54
3	30.4243	-114.024	21/03/14	17:50:13	5.1	53
4	30.25	-114.25	27/03/16	13:55:28	4.9	68
5	29.9265	-113.85	23/08/13	1:54:38	4.4	54
6	29.42	-113.5	03/08/09	18:40:54	5.8	34
7	29.1655	-113.589	16/07/15	13:33:29	4.3	61
8	29.05	-113.18	03/08/09	18:33:34	4.9	34
9	28.8278	-113.164	12/04/12	7:15:46	6.8	46
10	28.6352	-112.887	12/04/12	22:40:12	4.1	44
11	28.34	-112.34	25/06/09	12:33:15	4.3	32
12	27.9872	-112.406	05/02/15	17:56:57	4.3	61
13	27.8528	-111.562	21/12/12	19:24:53	4.4	52
14	27.57	-111.45	26/04/11	21:10:24	5.4	39
15	27.3993	-111.291	11/12/13	20:22:03	4.2	55
16	27.25	-111.25	26/01/00	12:08:08	0.0	3
17	27.19	-111.52	28/12/10	7:56:24	4.1	43
18	26.97	-111.44	12/01/11	17:28:57	4.2	40
19	26.71	-111.1	31/10/08	13:34:52	4.5	29
20	26.44	-110.74	13/12/09	16:59:11	4.5	29
21	26.0867	-110.461	19/10/13	17:54:55	6.3	49
22	25.913	-110.32	13/01/13	16:28:25	5.5	51
23	25.6883	-110.083	16/06/15	7:39:12	4.6	65
24	25.52	-109.78	13/10/16	3:55:11	5.3	66
25	25.29	-110.07	06/07/09	1:37:34	4.5	35
26	25.09	-109.23	20/10/10	4:15:31	5.6	37
27	24.65	-109.41	21/10/10	17:53:11	6.5	34
28	24.3232	-109.149	25/12/14	6:45:40	5.2	59
29	24.1152	-108.966	16/04/12	3:27:41	5.2	45
30	23.6963	-108.755	08/10/14	2:40:49	6.1	55
31	23.03	-108.55	28/10/10	2:22:22	5.3	38

Tabla D.1. Tabla de eventos patrón usados en el golfo de California.

Apéndice E

Catálogo de eventos reportados en marzo de 2012 y mayo de 2016 para la zona del EPR por distintos servicios sismológicos

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
1	2012-03-18	08:50:44	7.559	-102.541	3.3	IDC
2	2012-03-24	23:02:59	9.811	-104.301	4.4	USGS
3	2012-03-26	17:48:42	9.995	-104.228	5.5	USGS
4	2012-03-26	17:56:18	9.581	-104.373	5.2	USGS
5	2012-03-26	17:58:25	10.001	-104.337	5.0	USGS
6	2012-03-26	18:12:52	10.071	-104.160	6.0	USGS
7	2012-03-26	18:47:10	9.331	-103.998	3.6	IDC
8	2016-05-14	18:21:05	8.560	-102.792	5.8	USGS
9	2016-05-14	18:59:26	8.461	-102.879	3.3	IDC
10	2016-05-14	19:07:29	8.506	-102.833	4.9	USGS
11	2016-05-14	19:14:19	8.526	-102.891	4.4	USGS
12	2016-05-14	21:20:48	8.086	-103.598	3.3	IDC
13	2016-05-15	23:20:42	9.5346	-104.8590	3.5	IDC
14	2016-05-16	06:39:04	8.504	-103.112	5.5	USGS
15	2016-05-20	12:12:52	8.562	-102.814	4.7	USGS
16	2016-05-23	03:19:13	8.181	-104.201	3.4	IDC
17	2016-05-30	16:21:18	7.685	-103.654	3.3	IDC

Tabla E.1. Catálogo de eventos reportados en EPR para los periodos de estudio.

Apéndice F

Catálogo de eventos reportados en 2015 para la zona del golfo de California por distintos servicios sismológicos

Los eventos reportados en catálogos que también detectamos con el método de filtro adaptativo, es decir, eventos coincidentes, están indicados con un asterisco.

Tabla F.1. Catálogo de eventos reportados en GoC para 2015.

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
1	2015-01-01	19:15:01	27.3713	-111.431	3.8	SSN*
2	2015-01-02	01:37:02	25.681	-110.049	4.1	SSN*
3	2015-01-03	23:56:09	27.62	-111.652	3.6	SSN
4	2015-01-04	11:29:09	24.8807	-109.315	3.6	SSN
5	2015-01-08	03:11:05	30.22	-114.2	4.0	SSN
6	2015-01-09	12:24:54	28.011	-112.15	3.6	SSN
7	2015-01-10	13:41:06	27.476	-111.499	3.3	SSN
8	2015-01-10	15:33:48	27.6193	-111.64	3.8	SSN
9	2015-01-10	15:43:49	27.634	-111.659	3.3	SSN
10	2015-01-11	09:21:58	27.6355	-111.65	3.4	SSN
11	2015-01-12	05:26:19	31.0712	-114.341	4.0	SSN
12	2015-01-12	20:30:00	27.958	-112.298	3.5	SSN
13	2015-01-13	21:08:11	27.3998	-111.387	3.3	SSN
14	2015-01-14	04:43:49	27.2783	-111.654	3.4	SSN
15	2015-01-16	09:14:27	28.0138	-112.156	3.8	SSN
16	2015-01-19	18:56:09	31.144	-114.281	4.2	SSN
17	2015-01-19	19:12:36	31.212	-114.766	3.8	SSN
18	2015-01-20	19:15:29	27.4388	-112.196	3.3	SSN
19	2015-01-20	23:39:20	27.3243	-111.987	3.8	SSN
20	2015-01-22	05:46:41	23.1121	-108.6911	3.5	IDC*
21	2015-01-22	05:50:42	24.105	-109.6373	3.5	IDC*
22	2015-01-25	02:14:10	27.8185	-111.931	3.6	SSN
23	2015-01-27	08:54:24	27.234	-111.2	3.7	SSN
24	2015-01-29	05:16:40	28.0802	-112.288	3.6	SSN
25	2015-01-29	16:26:23	27.7143	-111.84	3.6	SSN
26	2015-01-29	22:12:16	30.9127	-114.175	3.7	SSN
27	2015-01-30	03:33:04	28.0407	-112.164	3.9	SSN

Continúa en la siguiente página.

Table F.1 Continuación de la página anterior.

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
28	2015-01-30	04:30:55	27.4105	-111.5	3.7	SSN
29	2015-01-30	12:28:31	27.8535	-111.989	3.8	SSN
30	2015-01-31	02:16:20	27.5222	-111.498	3.6	SSN
31	2015-01-31	14:59:38	31.3127	-114.198	3.9	SSN
32	2015-02-02	01:51:50	27.402	-111.405	3.5	SSN
33	2015-02-02	03:01:32	30.0615	-114.328	4.4	SSN*
34	2015-02-02	03:07:47	30.1112	-114.35	4.1	SSN*
35	2015-02-02	11:04:36	27.856	-111.892	3.6	SSN
36	2015-02-02	11:30:52	27.9578	-112.495	3.4	SSN
37	2015-02-04	02:51:55	30.728	-114.15	3.0	ECX*
38	2015-02-05	17:56:57	27.9872	-112.406	4.3	SSN*
39	2015-02-05	18:08:01	27.7123	-111.502	3.5	SSN
40	2015-02-05	19:06:22	27.3182	-111.3	3.2	SSN
41	2015-02-05	19:38:33	27.9042	-111.615	3.3	SSN
42	2015-02-05	21:36:26	27.956	-111.594	3.2	SSN
43	2015-02-05	21:46:06	30.9785	-114.052	4.0	SSN
44	2015-02-05	23:31:37	27.9283	-111.588	3.3	SSN
45	2015-02-06	00:49:37	27.463	-111.332	3.4	SSN
46	2015-02-06	02:09:27	27.595	-111.659	3.3	SSN
47	2015-02-06	05:22:15	27.7625	-111.759	3.7	SSN
48	2015-02-06	05:40:18	27.613	-111.669	3.7	SSN
49	2015-02-06	09:55:37	29.9923	-114.443	3.9	SSN
50	2015-02-06	13:12:20	27.6835	-111.712	3.2	SSN
51	2015-02-06	16:40:58	27.5543	-111.631	3.2	SSN
52	2015-02-06	17:01:25	27.5538	-111.644	3.5	SSN
53	2015-02-06	22:07:13	30.3167	-114.381	3.9	SSN
54	2015-02-06	23:35:55	27.5207	-111.596	3.5	SSN
55	2015-02-07	11:28:50	24.7585	-109.604	4.1	SSN*
56	2015-02-07	12:18:39	24.7267	-109.601	3.8	SSN
57	2015-02-08	06:11:10	19.4122	-109.044	4.0	SSN*
58	2015-02-08	14:22:59	25.6753	-110.026	4.1	SSN*
59	2015-02-08	19:19:52	27.5162	-111.586	3.6	SSN
60	2015-02-09	12:37:20	26.993	-111.78	3.2	SSN
61	2015-02-09	19:52:07	27.3378	-111.371	3.2	SSN
62	2015-02-10	19:15:10	27.6713	-111.455	3.7	SSN
63	2015-02-14	00:31:26	28.1268	-112.031	3.6	SSN
64	2015-02-15	22:30:06	27.8608	-111.785	3.6	SSN
65	2015-02-17	16:49:53	19.7452	-109.274	4.2	SSN*
66	2015-02-17	22:05:42	28.0892	-112.39	3.8	SSN
67	2015-02-18	05:30:55	27.3742	-111.343	3.5	SSN
68	2015-02-18	07:45:29	25.124	-109.733	3.6	SSN
69	2015-02-19	22:52:04	25.0813	-110.176	3.9	SSN*

Continúa en la siguiente página.

Table F.1 Continuación de la página anterior.

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
70	2015-02-20	08:45:37	28.0837	-112.373	3.7	SSN
71	2015-02-24	05:24:12	30.9278	-115.001	4.1	SSN*
72	2015-02-26	16:29:02	30.647	-114.187	2.5	ECX
73	2015-02-27	01:48:49	27.4397	-111.432	4.2	SSN*
74	2015-02-28	20:41:23	23.7263	-108.706	4.7	SSN*
75	2015-03-03	13:35:43	27.9485	-112.127	3.4	SSN
76	2015-03-04	01:24:20	23.8578	-108.757	4.2	SSN*
77	2015-03-05	12:39:05	26.8752	-110.95	4.0	SSN*
78	2015-03-07	05:38:14	25.2472	-109.811	4.5	SSN*
79	2015-03-07	08:34:14	25.287	-109.909	3.9	SSN
80	2015-03-11	03:56:46	25.847	-110.224	4.0	SSN*
81	2015-03-11	05:44:58	30.7637	-113.612	3.9	SSN*
82	2015-03-11	09:33:46	29.7957	-114.263	3.9	SSN*
83	2015-03-11	11:53:40	30.3173	-113.811	4.5	SSN*
84	2015-03-11	12:51:11	30.524	-113.948	2.8	ECX*
85	2015-03-11	14:46:41	27.9312	-111.919	3.6	SSN
86	2015-03-11	16:42:32	27.0182	-111.487	3.3	SSN
87	2015-03-11	19:32:49	30.2253	-114.158	4.3	SSN*
88	2015-03-11	21:13:07	31.047	-114.237	3.0	ECX*
89	2015-03-11	23:10:57	31.194	-114.303	2.6	ECX*
90	2015-03-14	08:21:49	27.8798	-111.914	3.7	SSN
91	2015-03-14	15:03:29	27.9862	-111.979	3.7	SSN
92	2015-03-15	06:51:25	30.491	-113.947	3.3	IDC*
93	2015-03-15	06:52:58	30.51	-113.988	3.3	IDC*
94	2015-03-15	09:57:52	30.6582	-114.123	4.2	SSN*
95	2015-03-16	10:53:39	30.475	-113.965	2.9	ECX*
96	2015-03-17	10:52:26	27.46	-111.504	3.5	SSN
97	2015-03-18	19:14:47	27.8915	-111.894	4.0	SSN
98	2015-03-20	03:21:35	26.6337	-110.498	3.7	SSN
99	2015-03-22	12:43:43	30.7667	-114.259	4.1	SSN
100	2015-03-22	15:49:45	30.6133	-113.954	4.2	SSN*
101	2015-03-23	11:51:52	27.2533	-111.242	3.6	SSN
102	2015-03-23	14:06:56	31.2972	-114.226	3.9	SSN
103	2015-03-23	17:17:26	25.0095	-108.796	3.7	SSN
104	2015-03-27	18:31:13	27.8235	-111.913	3.4	SSN
105	2015-03-27	23:15:29	27.9742	-112.09	3.5	SSN
106	2015-03-28	04:03:52	27.517	-111.517	3.2	SSN
107	2015-03-28	06:07:54	27.401	-111.457	3.8	SSN
108	2015-03-28	21:56:49	27.4935	-111.512	3.3	SSN
109	2015-03-29	21:44:54	26.692	-111.308	3.9	SSN
110	2015-03-29	22:56:07	27.1543	-111.316	3.8	SSN
111	2015-03-29	23:29:27	27.1378	-111.308	3.5	SSN

Continúa en la siguiente página.

Table F.1 Continuación de la página anterior.

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
112	2015-03-30	00:07:37	27.0682	-111.302	4.0	SSN
113	2015-03-30	01:46:05	27.3048	-111.45	4.0	SSN
114	2015-03-30	03:06:39	27.0525	-111.361	3.7	SSN
115	2015-03-30	03:20:04	27.203	-111.347	3.4	SSN
116	2015-03-30	05:28:17	27.583	-111.584	3.5	SSN
117	2015-03-30	06:41:18	27.0673	-111.326	3.9	SSN
118	2015-03-30	06:59:52	27.0758	-111.346	3.8	SSN
119	2015-03-30	07:06:04	27.1092	-111.349	4.0	SSN
120	2015-03-30	13:18:12	27.066	-111.28	3.9	SSN
121	2015-04-03	09:46:38	27.9183	-111.97	3.4	SSN
122	2015-04-06	00:46:37	27.9667	-112.158	3.2	SSN
123	2015-04-13	06:30:17	27.3835	-111.422	3.8	SSN
124	2015-04-13	14:00:22	27.5105	-111.537	3.6	SSN
125	2015-04-14	04:10:12	27.0775	-111.463	3.8	SSN
126	2015-04-14	20:35:20	27.9402	-111.8	3.9	SSN
127	2015-04-15	20:58:39	28.0187	-112.151	3.7	SSN
128	2015-04-18	03:43:43	27.9378	-112.204	3.7	SSN
129	2015-04-19	19:41:06	27.8337	-111.846	4.0	SSN*
130	2015-05-05	14:46:34	24.84	-109.304	4.2	SSN*
131	2015-05-08	23:59:15	30.5435	-114.299	3.9	SSN
132	2015-05-13	17:06:50	28.0438	-112.21	3.6	SSN
133	2015-05-15	07:21:16	27.3652	-111.467	3.5	SSN
134	2015-05-16	11:17:59	30.905	-114.27	3.9	SSN
135	2015-05-19	07:06:29	25.2038	-109.777	3.7	SSN
136	2015-05-19	22:40:53	24.1973	-108.893	4.3	SSN*
137	2015-05-20	17:29:35	27.321	-111.28	3.6	SSN
138	2015-05-21	08:11:07	26.8702	-111.881	3.5	SSN
139	2015-05-22	05:54:28	27.3513	-111.357	3.7	SSN
140	2015-05-25	01:17:29	28.1457	-112.726	3.4	SSN
141	2015-05-27	06:25:33	27.8903	-112.007	3.7	SSN
142	2015-05-28	19:19:03	27.731	-111.712	4.3	SSN*
143	2015-05-31	18:44:21	23.935	-108.777	4.7	SSN*
144	2015-06-05	19:48:46	25.7733	-110.003	4.0	SSN
145	2015-06-08	07:15:42	25.3273	-109.728	3.8	SSN
146	2015-06-09	05:18:59	25.0658	-109.406	3.9	SSN
147	2015-06-09	15:27:15	19.55	-108.96	4.1	SSN*
148	2015-06-11	13:46:03	27.6812	-111.714	3.4	SSN
149	2015-06-12	05:16:25	27.6742	-111.753	3.4	SSN
150	2015-06-14	14:12:58	29.916	-114.682	3.8	SSN
151	2015-06-14	16:02:25	30.1283	-114.551	4.3	SSN*
152	2015-06-14	16:03:54	30.2162	-114.441	3.9	SSN
153	2015-06-14	16:06:03	30.244	-114.508	4.0	SSN*

Continúa en la siguiente página.

Table F.1 Continuación de la página anterior.

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
154	2015-06-14	16:53:42	30.244	-114.508	4.1	SSN*
155	2015-06-14	19:02:38	30.258	-114.341	3.8	SSN*
156	2015-06-16	07:39:12	25.6883	-110.083	4.6	SSN*
157	2015-06-16	11:13:05	25.6333	-110.005	4.0	SSN
158	2015-06-17	11:21:30	25.5793	-109.5865	3.5	IDC*
159	2015-06-17	11:38:01	25.8033	-110.245	3.9	SSN*
160	2015-06-17	15:55:37	30.216	-114.441	3.6	SSN
161	2015-06-18	07:05:10	30.216	-114.441	4.0	SSN
162	2015-06-18	17:05:17	28.0718	-112.232	3.7	SSN
163	2015-06-19	09:32:12	22.9588	-106.406	3.7	SSN
164	2015-06-21	16:58:20	27.3515	-111.289	3.6	SSN
165	2015-06-21	20:49:54	25.7838	-110.224	4.3	SSN*
166	2015-06-25	15:53:49	27.0328	-111.685	3.7	SSN
167	2015-06-26	12:16:31	24.7845	-109.217	4.1	SSN*
168	2015-06-26	17:52:11	27.9145	-112.001	3.7	SSN
169	2015-06-28	15:11:45	27.9998	-112.07	3.5	SSN
170	2015-06-29	23:48:16	25.0815	-109.571	3.6	SSN
171	2015-06-29	23:50:27	25.062	-109.589	3.2	SSN
172	2015-06-30	00:03:39	30.0872	-114.709	3.6	SSN
173	2015-06-30	05:46:01	27.541	-111.776	4.0	SSN
174	2015-07-01	14:25:55	27.8017	-111.893	4.1	SSN
175	2015-07-02	00:06:44	30.878	-113.521	3.4	SSN
176	2015-07-02	11:30:58	27.5028	-111.523	4.0	SSN
177	2015-07-02	11:51:25	27.5107	-111.518	3.7	SSN
178	2015-07-02	12:19:51	27.4803	-111.527	3.5	SSN
179	2015-07-02	12:29:24	24.0428	-108.904	4.3	SSN*
180	2015-07-04	22:50:41	27.7435	-111.761	4.3	SSN*
181	2015-07-05	03:02:21	25.054	-109.614	3.8	SSN
182	2015-07-06	07:53:16	25.1183	-109.708	3.7	SSN
183	2015-07-06	13:56:28	27.7003	-111.746	3.8	SSN
184	2015-07-07	11:19:49	28.0683	-111.937	3.2	SSN
185	2015-07-07	11:20:07	27.2133	-111.456	4.0	SSN*
186	2015-07-07	11:25:35	27.3467	-111.545	3.8	SSN
187	2015-07-07	11:42:37	27.0927	-111.429	4.0	SSN*
188	2015-07-07	11:49:57	27.1113	-111.406	3.7	SSN
189	2015-07-07	11:51:30	27.0673	-111.381	4.1	SSN*
190	2015-07-07	11:55:09	27.0637	-111.41	4.2	SSN*
191	2015-07-07	12:12:01	27.0992	-111.411	3.9	SSN
192	2015-07-07	12:15:41	26.9962	-111.342	3.8	SSN
193	2015-07-07	12:19:54	27.2357	-111.463	3.8	SSN*
194	2015-07-07	12:56:35	27.8355	-111.849	3.4	SSN
195	2015-07-07	13:02:10	27.1118	-111.438	3.8	SSN

Continúa en la siguiente página.

Table F.1 Continuación de la página anterior.

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
196	2015-07-07	13:52:06	27.512	-111.602	3.3	SSN
197	2015-07-07	13:52:39	27.7667	-111.755	3.3	SSN
198	2015-07-07	13:53:58	27.58	-111.605	3.3	SSN
199	2015-07-07	13:54:10	27.6928	-111.658	3.6	SSN
200	2015-07-07	14:13:18	27.2437	-111.484	3.5	SSN
201	2015-07-07	14:15:20	27.9905	-111.882	3.6	SSN
202	2015-07-07	14:18:32	27.2838	-111.473	3.7	SSN
203	2015-07-07	17:08:16	27.8938	-111.845	3.5	SSN
204	2015-07-08	09:16:26	27.41	-111.526	3.4	ECX,IDC*
205	2015-07-09	00:57:11	28.0323	-112.196	3.7	SSN
206	2015-07-09	00:59:19	27.9985	-112.2	3.5	SSN
207	2015-07-09	15:55:43	27.7523	-112.305	3.2	SSN
208	2015-07-09	20:48:24	27.042	-110.928	3.9	SSN*
209	2015-07-09	20:57:11	27.0412	-111.231	3.9	SSN
210	2015-07-10	02:11:47	27.5257	-111.23	4.1	SSN*
211	2015-07-10	02:16:52	27.05	-110.95	3.7	SSN
212	2015-07-11	04:41:50	27.5302	-111.584	3.6	SSN
213	2015-07-11	09:34:22	30.3623	-114.372	3.9	SSN
214	2015-07-11	09:43:22	30.2797	-114.487	3.7	SSN
215	2015-07-11	09:56:06	31.0495	-114.176	4.1	SSN
216	2015-07-11	10:14:51	31.2598	-114.53	3.7	SSN
217	2015-07-11	10:22:20	31.333	-114.173	3.9	SSN
218	2015-07-11	10:26:34	30.936	-114.125	3.6	SSN
219	2015-07-11	15:38:39	31.4997	-114.26	4.1	SSN
220	2015-07-12	15:21:56	27.6232	-111.665	3.3	SSN
221	2015-07-12	22:19:51	27.0672	-111.382	3.5	SSN
222	2015-07-13	06:11:27	27.7738	-111.471	3.8	SSN
223	2015-07-13	22:16:52	24.8172	-108.881	4.2	SSN*
224	2015-07-13	23:14:59	25.5952	-109.932	4.3	SSN*
225	2015-07-14	14:03:06	27.9255	-112.007	3.4	SSN
226	2015-07-16	13:33:29	29.1655	-113.589	4.3	SSN*
227	2015-07-17	20:53:02	25.1017	-109.622	3.3	SSN
228	2015-07-18	09:07:08	24.8032	-109.219	3.8	SSN
229	2015-07-18	15:10:57	27.0742	-111.2	3.5	SSN
230	2015-07-19	02:55:20	27.2145	-111.255	3.7	SSN
231	2015-07-19	20:48:53	27.0282	-111.938	3.6	SSN
232	2015-07-20	05:20:58	27.2827	-111.635	3.6	SSN
233	2015-07-20	05:27:18	27.4148	-111.643	3.3	SSN
234	2015-07-20	06:31:30	24.881	-108.681	5.1	SSN*
235	2015-07-21	01:41:36	25.8548	-110.197	3.9	SSN
236	2015-07-22	20:27:14	27.9008	-111.789	3.7	SSN
237	2015-07-23	06:55:53	25.2888	-109.783	3.5	SSN*

Continúa en la siguiente página.

Table F.1 Continuación de la página anterior.

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
238	2015-07-23	07:13:15	25.1335	-109.677	3.3	SSN
239	2015-07-24	07:14:07	28.1	-112.374	3.6	SSN
240	2015-07-25	13:56:56	29.9622	-114.322	3.8	SSN
241	2015-07-25	23:42:25	28.2242	-112.194	3.4	SSN
242	2015-07-28	01:37:15	27.6785	-111.636	3.4	SSN
243	2015-07-28	09:46:39	27.9645	-112.051	3.4	SSN
244	2015-07-28	11:30:35	27.9953	-112.074	3.7	SSN
245	2015-07-29	01:01:39	30.234	-114.399	4.1	SSN
246	2015-07-30	10:02:25	27.5857	-111.609	3.6	SSN
247	2015-07-31	15:26:58	26.5922	-110.645	3.7	SSN
248	2015-08-02	08:55:49	27.2965	-111.265	3.5	SSN
249	2015-08-03	13:47:36	27.3362	-111.247	3.3	SSN
250	2015-08-03	14:16:15	27.4365	-111.427	3.2	SSN
251	2015-08-06	04:19:02	20.97	-109.25	4.1	SSN*
252	2015-08-06	17:06:38	25.94	-109.99	3.4	SSN
253	2015-08-07	02:37:25	28.034	-111.58	3.1	SSN
254	2015-08-07	04:35:02	24.0832	-108.908	5.2	SSN*
255	2015-08-07	05:53:53	24.0148	-108.913	4.9	SSN*
256	2015-08-07	06:52:19	24.1483	-108.913	5.1	SSN*
257	2015-08-07	09:47:00	22.7819	-108.617	3.6	IDC*
258	2015-08-07	14:28:04	23.9237	-108.695	4.3	SSN*
259	2015-08-08	22:37:11	27.9523	-111.757	3.5	SSN
260	2015-08-09	02:38:58	27.5168	-111.545	3.3	SSN
261	2015-08-10	15:01:24	27.8567	-111.544	3.5	SSN
262	2015-08-12	02:39:00	24.6933	-108.617	3.9	SSN
263	2015-08-16	08:14:05	20.9691	-108.6768	3.2	IDC*
264	2015-08-16	08:15:12	20.6423	-108.7336	3.5	IDC*
265	2015-08-18	20:58:11	28.1142	-112.265	4.1	SSN*
266	2015-08-20	17:57:48	27.9528	-112.029	3.7	SSN
267	2015-08-22	04:28:30	27.8642	-111.786	3.2	SSN
268	2015-08-25	19:01:27	27.1168	-111.413	3.4	SSN
269	2015-09-06	06:55:27	25.0975	-109.644	3.9	SSN*
270	2015-09-06	19:49:41	18.7317	-107.7535	4.0	IDC*
271	2015-09-07	08:21:54	28.0992	-112.329	3.6	SSN
272	2015-09-11	08:19:06	27.4735	-111.539	3.4	SSN
273	2015-09-11	08:20:31	27.5275	-111.56	3.5	SSN
274	2015-09-12	20:17:22	27.1887	-111.15	3.3	SSN
275	2015-09-13	07:40:37	24.9908	-109.522	4.7	SSN*
276	2015-09-13	07:55:35	25.0048	-109.545	3.6	SSN
277	2015-09-13	08:14:09	25.0352	-109.533	6.7	SSN*
278	2015-09-13	08:27:13	24.903	-109.422	5.3	SSN*
279	2015-09-13	08:42:57	25.2423	-108.813	3.8	SSN*

Continúa en la siguiente página.

Table F.1 Continuación de la página anterior.

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
280	2015-09-13	09:24:13	25.358	-109.958	3.8	SSN
281	2015-09-13	09:52:26	25.0867	-109.593	3.9	SSN
282	2015-09-13	10:15:26	25.1513	-109.718	3.7	SSN
283	2015-09-13	10:33:11	25.3577	-109.938	3.5	SSN
284	2015-09-13	10:42:58	25.3143	-110.13	4.2	SSN
285	2015-09-13	10:46:51	25.252	-109.851	3.8	SSN
286	2015-09-13	10:59:33	25.1118	-109.53	3.8	SSN
287	2015-09-13	12:27:47	25.0842	-109.64	3.8	SSN
288	2015-09-13	12:37:21	25.1617	-109.831	4.3	SSN*
289	2015-09-13	15:04:57	25.1063	-109.58	4.6	SSN*
290	2015-09-13	15:12:31	25.1035	-109.603	3.8	SSN
291	2015-09-13	15:15:12	25.1525	-109.66	4.0	SSN*
292	2015-09-13	15:56:44	24.9085	-109.494	3.8	SSN
293	2015-09-13	16:42:56	26.164	-109.707	4.1	SSN*
294	2015-09-13	20:27:28	24.7613	-109.015	3.6	SSN
295	2015-09-13	21:03:32	25.0205	-109.429	3.5	SSN*
296	2015-09-13	23:09:05	25.1073	-109.6142	3.4	IDC*
297	2015-09-14	00:07:45	24.9362	-109.558	3.6	SSN
298	2015-09-14	01:12:07	25.2142	-110.365	4.5	SSN*
299	2015-09-14	05:10:48	25.0882	-109.562	3.7	SSN*
300	2015-09-14	06:00:34	24.9948	-109.376	3.8	SSN*
301	2015-09-14	07:24:53	24.8555	-109.297	3.9	SSN
302	2015-09-14	09:37:48	25.3937	-109.931	3.5	SSN
303	2015-09-14	10:59:53	27.7768	-111.863	3.7	SSN
304	2015-09-14	11:31:01	24.7825	-109.03	3.6	SSN
305	2015-09-14	20:04:29	24.7917	-109.044	3.6	SSN
306	2015-09-15	06:17:13	24.8393	-109.351	3.8	SSN
307	2015-09-15	09:59:16	25.177	-110.069	3.4	SSN
308	2015-09-15	12:22:10	25.1942	-109.679	3.3	SSN
309	2015-09-16	02:54:47	25.2257	-109.793	3.9	SSN
310	2015-09-16	07:45:16	25.562	-109.907	3.7	SSN
311	2015-09-16	11:27:18	28.017	-112.228	3.7	SSN
312	2015-09-19	05:04:47	27.7428	-111.736	3.9	SSN
313	2015-09-19	08:37:14	27.3893	-111.289	3.6	SSN
314	2015-09-20	20:08:07	27.5457	-111.571	3.8	SSN
315	2015-09-21	18:20:31	25.0112	-109.509	3.7	SSN
316	2015-09-22	23:02:16	25.7735	-110.879	4.1	SSN*
317	2015-09-23	05:26:12	26.2745	-109.465	3.5	SSN
318	2015-09-26	13:47:51	24.1325	-108.933	5.0	SSN*
319	2015-09-27	19:17:28	27.3418	-111.299	3.5	SSN
320	2015-09-28	07:18:56	24.9545	-109.457	3.6	SSN
321	2015-09-28	16:07:44	28.0567	-112.468	3.6	SSN

Continúa en la siguiente página.

Table F.1 Continuación de la página anterior.

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
322	2015-09-29	18:42:54	24.344	-109.265	4.2	SSN*
323	2015-09-30	01:31:58	24.3703	-109.332	3.7	SSN
324	2015-09-30	22:59:48	24.8885	-109.203	3.8	SSN
325	2015-10-01	18:17:19	27.474	-111.548	3.8	SSN
326	2015-10-02	01:45:42	27.893	-111.936	4.2	SSN*
327	2015-10-04	04:26:26	28.1582	-112.451	3.8	SSN*
328	2015-10-04	09:48:01	27.279	-111.223	3.7	SSN
329	2015-10-04	16:53:38	24.5425	-109.237	3.9	SSN
330	2015-10-05	04:41:23	28.108	-112.238	3.6	SSN
331	2015-10-06	00:30:04	32.592	-115.793	2.2	ECX*
332	2015-10-06	13:15:04	27.5293	-111.567	3.6	SSN
333	2015-10-07	06:10:09	27.9308	-111.614	3.3	SSN
334	2015-10-08	13:01:14	25.0133	-109.474	3.8	SSN
335	2015-10-11	09:15:29	27.7647	-111.735	3.8	SSN
336	2015-10-11	17:24:23	25.8157	-110.215	4.4	SSN*
337	2015-10-12	19:40:18	27.917	-112.031	3.7	SSN
338	2015-10-13	00:55:25	27.5593	-111.571	3.6	SSN
339	2015-10-14	01:00:04	18.7902	-111.033	3.0	SSN
340	2015-10-14	04:19:00	27.9672	-111.979	3.7	SSN
341	2015-10-15	13:12:32	27.5687	-111.666	4.0	SSN
342	2015-10-16	21:13:07	24.935	-109.405	4.0	SSN
343	2015-10-17	22:30:32	27.606	-111.655	3.6	SSN
344	2015-10-18	02:42:02	27.8057	-111.863	3.6	SSN
345	2015-10-18	12:35:03	27.9548	-112.011	3.8	SSN
346	2015-10-20	03:00:16	27.52	-111.655	3.5	SSN
347	2015-10-20	03:36:06	27.7213	-111.766	3.7	SSN
348	2015-10-20	04:12:45	27.5337	-111.647	3.9	SSN*
349	2015-10-20	05:14:26	27.845	-111.843	3.6	SSN
350	2015-10-22	00:26:32	27.7003	-111.899	3.7	SSN
351	2015-10-23	22:28:31	27.7917	-111.857	4.0	SSN
352	2015-10-27	14:38:16	25.4243	-109.886	3.7	SSN
353	2015-10-28	04:08:13	27.433	-111.378	4.0	SSN*
354	2015-10-29	04:14:21	25.2045	-109.547	3.7	SSN
355	2015-10-29	06:10:53	25.1002	-109.478	3.7	SSN
356	2015-10-30	01:17:12	28.0313	-112.098	3.3	SSN
357	2015-11-01	09:56:27	25.0138	-109.51	3.8	SSN
358	2015-11-03	00:56:28	28.0385	-112.426	3.4	SSN
359	2015-11-04	06:24:28	27.8592	-111.867	3.5	SSN
360	2015-11-05	02:29:47	28.0452	-112.456	3.7	SSN
361	2015-11-05	02:39:29	27.9093	-112.138	3.7	SSN
362	2015-11-06	11:03:54	24.8768	-109.331	3.9	SSN
363	2015-11-07	22:24:31	27.8373	-111.96	3.5	SSN

Continúa en la siguiente página.

Table F.1 Continuación de la página anterior.

Núm.	Fecha	Hora GMT	Latitud	Longitud	Magnitud	Reportado por
364	2015-11-08	09:07:03	27.7147	-111.765	3.9	SSN
365	2015-11-16	11:34:57	25.2285	-109.748	4.1	SSN*
366	2015-11-17	14:49:05	24.9768	-109.709	3.6	SSN
367	2015-11-17	15:08:22	24.977	-109.708	3.5	SSN
368	2015-11-19	09:23:42	27.9567	-112.068	3.6	SSN
369	2015-11-20	17:14:15	25.4933	-110.024	3.7	SSN
370	2015-11-22	17:37:11	25.3777	-110.081	3.8	SSN
371	2015-11-24	02:56:19	24.7408	-109.21	3.8	SSN
372	2015-11-24	07:45:32	25.221	-109.563	3.8	SSN
373	2015-11-24	10:34:00	25.2692	-109.721	3.9	SSN*
374	2015-11-28	09:22:09	26.2587	-110.725	3.8	SSN*
375	2015-11-29	05:18:53	24.3415	-109.131	4.2	SSN*
376	2015-11-29	15:52:58	25.2643	-109.831	3.8	SSN
377	2015-12-01	01:29:14	19.982	-109.383	4.3	SSN
378	2015-12-01	01:57:11	27.7852	-111.86	3.7	SSN
379	2015-12-01	05:03:23	19.635	-109.531	4.2	SSN
380	2015-12-02	20:04:22	28.0717	-112.214	3.8	SSN
381	2015-12-05	01:48:40	30.025	-113.865	4.2	SSN
382	2015-12-07	14:06:38	27.5525	-111.569	3.5	SSN
383	2015-12-09	14:13:07	27.8057	-111.911	3.4	SSN
384	2015-12-23	01:47:25	27.6545	-111.66	3.7	SSN
385	2015-12-23	02:11:11	27.6038	-111.642	3.7	SSN
386	2015-12-25	06:11:29	27.4182	-111.439	3.8	SSN
387	2015-12-26	16:03:31	24.8502	-109.355	4.8	SSN*
388	2015-12-26	21:17:47	27.0997	-111.454	3.7	SSN
389	2015-12-27	10:04:12	27.9755	-112.101	3.7	SSN
390	2015-12-29	23:10:24	27.5507	-111.563	3.7	SSN
391	2015-12-30	00:56:03	27.4192	-111.477	3.3	SSN
392	2015-12-30	01:48:56	34.175	-117.417	4.2	NEIC*
Fin de tabla						