



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias De La Tierra

Instituto de Geofísica

**ENERGÍA IRRADIADA DE RÉPLICAS EN LA ZONA DE
SUBDUCCIÓN DE GUERRERO, MÉXICO**

TESIS

Que para optar por el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra

Presenta:
Raymundo Omar Plata Martínez

Tutora de tesis:

Dra. Xyoli Pérez Campos Instituto de Geofísica, UNAM

Miembros del jurado:

Dr. Shri Krishna Singh Instituto de Geofísica, UNAM
Dr. Miguel Ángel Santoyo Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM
Dr. Raúl Castro Escamilla CIGESE
Dr. Luis Rivera Université de Strasbourg

Ciudad de México, Febrero 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.

Tabla de contenido

Listado de Figuras	III
Abstract	5
Resumen	6
1 Introducción	8
2 Estimaciones de energía sísmica irradiada	12
3 Fuente sísmica en Guerrero	30
4 Resultados	38
5 Discusión	50
6 Conclusiones	64
Referencias	66
Anexo	78

Listado de Figuras

Figura 1.1: Mapas de la ubicación los sismos de Papanaoa 2014 (izquierda) y Ometepe-Pinotepa Nacional 2012 (derecha) y sus réplicas. Con estrellas se muestran los epicentros de cada uno de los sismos y en círculos blancos sus réplicas. Las líneas negras delimitan las áreas de ruptura de los sismos (UNAM Seismology Group, 2013; 2015). Se muestran los mecanismos focales de los dos sismos principales. Los colores representan la batimetría. 10

Figura 2.1: Esfuerzo dinámico σ_f , en función del deslizamiento, para un modelo de fallamiento de Orowan (izquierda) y un modelo simple de slip weakening (derecha). σ_0 y σ_1 son el esfuerzo inicial y el final, respectivamente, Δu es el desplazamiento total y D_c es el deslizamiento crítico. E_s es la energía sísmica irradiada, E_F es la energía de fricción disipada y E_G es la energía de fractura disipada. Modificada de Shearer (2009). 15

Figura 2.2: Localización de estaciones utilizadas para estimaciones telesísmicas (triángulos invertidos azules). La estrella roja muestra la región de Guerrero, México, estudiada. Las estaciones se encuentran ubicadas dentro de un rango de distancia de 30° y 90° desde Guerrero 28

Figura 2.3: Localización de estaciones utilizadas para estimaciones regionales. Los triángulos invertidos azules son estaciones del SSN y en triángulos invertidos verdes estaciones del Instituto de Ingeniería. Las estrellas muestran los epicentros de los dos sismos principales estudiados. 28

Figura 3.1: Sismicidad importante en la zona de subducción de México. Con estrellas se marcan los sismos de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 y Papanaoa 2014 (Modificado de Kostoglodov y Pacheco, 1999)..... 32

Figura 3.2: Sección transversal esquemática de una zona de subducción, con los cuatro dominios dependientes de profundidad y las propiedades que cada uno tiene. Tomada y modificada de Lay et al. (2012)..... 34

Figura 3.3: (Arriba) Observaciones realizadas por Convers y Newman (2011) para la trinchera Mesoamericana. Los colores en los mecanismos focales representan un valor de energía escalada. La mayor parte de los sismos en la zona de subducción Mesoamericana tienen valores de energía escalada por debajo del promedio global de sismos inversos de -4.74 (modificado de Convers y Newman, 2011). (Abajo) Observaciones globales realizadas por Allman y Shearer (2009) de caídas de esfuerzo. Con un círculo se muestra la zona de subducción de Guerrero con valores bajos de caídas de esfuerzo (modificado de Allman y Shearer, 2009) 36

Figura 4.1: Espectros de fuente de desplazamiento. Papanaoa y sus réplicas (izquierda) y Ometepec-Pinotepa Nacional con sus réplicas (derecha). 39

Figura 4.2: Energía sísmica irradiada estimada (E_s) vs momento sísmico para las dos secuencias de sismos. En triángulos y cruces azules se tienen estimaciones regionales y telesísmicas, respectivamente, para la secuencia del sismo de Papanaoa 2014. En círculos y cruces naranjas se tienen estimaciones regionales y telesísmicas, respectivamente, para la secuencia del sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional 2014. En cuadros negros vacíos se tienen estimaciones de Singh y Ordaz (1994) y en cuadros negros, los valores de Singh y Ordaz (1994) con una corrección promedio por efecto de sitio. Las líneas representan valores constantes de energía escalada de -4.72 (discontinua) y de -5.04 (continua)..... 40

Figura 4.3: Comparación de estimaciones telesísmicas con regionales para los seis sismos con registros telesísmicos y regionales. La línea discontinua representa que los dos tipos de

estimaciones son iguales, valores por debajo de ella indica estimaciones telesísmicas menores que las regionales y valores sobre ella, estimaciones telesísmicas mayores que las regionales..... 41

Figura 4.4:Estaciones del SSN (en triángulos azules invertidos) para los cuales se analizó la distribución de las estimaciones de E_s . Se muestra la ubicación de los sismos principales con estrellas rojas. 43

Figura 4.5: Diferencias entre estimaciones de energía sísmica en cada una de las estaciones y estimaciones promedio de E_s para los sismos de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012. Los diamantes negros, círculos magenta y triángulos azules representan las diferencias en las estaciones, CUIG, TLIG y PNIG, respectivamente. Las cruces verdes son las diferencias en las demás estaciones utilizadas para la estimación de energía sísmica. Las líneas discontinuas representan los promedios de las diferencias para cada una de las estaciones, de acuerdo con su color. La línea roja punteada representa el valor en el que las estimaciones en las estaciones son igual que la estimación de E_s . De lado derecho se muestran las distribuciones de las estimaciones para cada una de las estaciones con su respectivo color, y en rojo para todos los datos. El parámetro K_{ts} representa el valor de kurtosis para cada una de las distribuciones..... 43

Figura 4.6: Diferencias entre estimaciones de energía sísmica en cada una de las estaciones y estimaciones promedio de energía E_s para los sismos de Papanaoa 2014. Los diamantes negros, círculos magenta y triángulos azules representan las diferencias en las estaciones, CUIG, TLIG y PNIG, respectivamente. Las cruces verdes son las diferencias en las demás estaciones utilizadas en la estimación de energía sísmica. Las líneas discontinuas representan los promedios de las diferencias para cada una de las estaciones, de acuerdo con su color. La línea roja punteada representa el valor en el que la estimación de las estaciones es igual a la estimación E_s . De lado derecho se muestran las distribuciones de los estimaciones para cada una de las estaciones con su respectivo color, y en rojo para todos los datos. El parámetro K_{ts} representa el valor de kurtosis para cada una de las distribuciones..... 44

Figura 4.7: Correlaciones de la energía sísmica escalada con momento sísmico (izquierda), distancia del epicentro a la trinchera (centro) y profundidad (derecha). En círculos naranjas se tienen las estimaciones de la secuencia de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 y en triángulos azules, los de la de Papanoa 2014. Las líneas continuas representan la media de los datos (Ecuación 4.2), las líneas discontinuas, el mejor ajuste lineal (Ecuación 4.1) y las punteadas un intervalo equivalente a dos desviaciones estándar. El valor p representa el resultado de la prueba de hipótesis y m , el valor de la pendiente del ajuste lineal..... 46

Figura 4.8: Distribución espacial de la energía sísmica escalada. Las áreas delimitadas por F1, F2, F3 y F4 representan comportamientos particulares de la energía sísmica escalada. Las áreas negras muestran zonas de ruptura de sismos importantes ocurridos en Guerrero. 47

Figura 4.9: Energía escalada contra momento sísmico para cada una de las regiones: F1(círculos rojos), F2(cuadros verdes), F3 (diamantes morados) y F4 (triángulos naranjas). Las líneas representan la media y desviaciones estándar para cada una de las muestras de datos. 48

Figura 4.10: Energía escalada contra momento. Las áreas de colores delimitan los intervalos de los valores de energía escalada para cada región: F1 en rojo, F2 en verde, F3 en morado y F4 en naranja. 49

Figura 5.1: Momento sísmico contra frecuencia de esquina. En colores se muestran los valores respectivos para cada región (F1-F4) y sus ajustes lineales. La línea continua negra y las discontinuas representa el mejor ajuste lineal para todos los datos y su desviación estándar, respectivamente. 51

Figura 5.2: Esfuerzo aparente contra momento sísmico para una recopilación de estudios; A95: Abercrombie (1995), KA93: Kanamori et al. (1993), SO94: Singh y Ordaz (1994), MW96: Mayeda y Walter (1996), PE00: Prejean y Ellsworth (2000), KF88: Kikuchi y Fukao

(1988), NO98: Newman y Okal (1998), PB01: Pérez-Campos y Beroza (2001), PA14: Papanoa 2014, OM12: Ometepec-Pinotepa Nacional 2012. De estos estudios KF88, NO98 y PB01 son resultados telesísmicos mientras que todos los demás son regionales. 53

Figura 5.3: Comparación de energías telesísmicas reportadas por IRIS con estimadas en este trabajo..... 54

Figura 5.4: Comparación de espectros de fuente regional (naranja) y telesísmico (azul) para el sismo del 2014/05/08 a las 17:00.0 horas de M_w 6.4. Con líneas discontinuas se muestran los intervalos de confianza de los espectros..... 55

Figura 5.5: Energía sísmica estimada contra momento sísmico para las cuatro regiones (F1 a F4). Los triángulos negros son datos de sismos tsunami: 1- Nicaragua 1992, 2- Java 1994, 3- Perú 1996, 4- Java 2006 (Newman y Okal, 2011). Las líneas continuas representan valores constantes de la media de la energía escalada de cada región. El color de cada línea corresponde a la región. La línea negra representa el umbral establecido de energía escalada para sismos tsunami (Newman y Okal, 2011)..... 60

Figura 5.6: (Arriba) Esquema de una zona de subducción, con tres zonas de condiciones de fricción: estable, inestable y condicionalmente estable. La zona condicionalmente estable tiene heterogeneidades laterales ocasionadas por presión de poro, fases sedimentarias y rasgos de la batimetría subduciendo. En esta zona se encuentran sismos tsunami (modificada de Bilek y Lay, 2002). (Abajo) Mapa esquemático con las condiciones de fricción en cada una de las cuatro regiones: F1 (cuadros), F2 (círculos), F3 (triángulos) y F4 (diamantes). Con estrellas rojas y áreas rojas se marcan los epicentros y las zonas de ruptura del sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional y Papanoa. El área naranja delimita las zonas con deslizamientos lentos reportados por Radiguet et al. (2002). En azul se muestra la brecha de Guerrero. 63

Agradecimientos

Mis más sinceros agradecimientos a la Dra. Xyoli Pérez Campos por la guía y consejo que siempre me ha ofrecido durante los últimos años. Le agradezco todo el tiempo y energía invertida para poder completar este trabajo. De la misma forma agradezco al Dr. Krishna Singh por todo su apoyo y guía. También agradezco a los Dres. Luis Rivera, Raúl Castro y Miguel Santoyo por sus valiosas contribuciones en la elaboración de esta tesis.

Agradezco a mi familia por la ayuda que me han brindado durante todo este tiempo, en especial a mi madre y mis hermanas. Gracias por ser el mejor ejemplo para mí y por siempre estar presentes en cada momento. Las amo a todas.

De la misma forma agradezco a mis amigos de la maestría y de toda la UNAM, por ser mis compañeros de viaje en todo este proceso. A Ana por ser un rayo de sol en mi vida y a mis amigos, Miguel, Carlos, Ketzallina, Emmanuel, Conrado, Itzel, Thalía y a todos los que han estado presentes. Gracias a todos por su apreciable amistad

Esta investigación fue realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN107216. Agradezco a la DGAPA-UNAM el por el apoyo recibido. De igual forma agradezco a la Coordinación de Estudios de Posgrado y al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM y al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACYT). También agradezco al Instituto de Geofísica de la UNAM.

Los datos sismológicos fueron obtenidos por el Servicio Sismológico Nacional (México), agradezco a todo el personal del mismo por el mantenimiento de las estaciones, la

adquisición y distribución de los datos. Los datos sísmicos proporcionados a través del Sistema de Base de Datos Acelerográficos en web, han sido producto de las labores de instrumentación y procesamiento de la Unidad de Instrumentación Sísmica del Instituto de Ingeniería de la UNAM, así como de la infraestructura de TI del propio instituto.

Por último, agradezco a mi maestro Sathya Sai Baba, que he marcado mi vida y ha moldeado a la persona que soy el día de hoy. Ofrezco este trabajo a Dios.

Mis más profundos agradecimientos a mi alma mater la UNAM.

“Por mi Raza hablará el Espíritu”

Abstract

Two significant large earthquakes were analyzed to explore the processes that control radiation and distribution of seismic energy at Guerrero, Mexico subduction zone. Source spectra were calculated to estimate teleseismic and regional radiated seismic energy for the Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 (M_w 7.5) and the Papanao 2014 (M_w 7.3) earthquakes, along with their aftershocks. Teleseismic and regional energy estimations differ by a factor that ranges between 1.29 and 6.27. The scaled energy, i.e., the mean ratio of the radiated seismic energy over the seismic moment, is calculated as $9.12e-6$, similar to the one reported by Convers and Newman (2011) for Mesoamerican earthquakes ($7.94e-6$). This parameter does not show a clear correlation with depth, nor with seismic moment. On the other hand, we find a weak dependence of scaled energy with distance from the trench. We use the ratio of the seismic energy over the seismic moment as a discriminant to identify slow rupturing earthquakes. Our results indicate a slow rupturing behavior for Ometepec earthquakes located near the trench area, where the 1996 tsunami earthquake (Iglesias et al., 2003) took place. Distribution of seismic energy is not homogeneous along the trench, manifesting regions with different dynamic properties capable of modifying seismic energy release. These regions can be the result of the interaction of seismic slip over previous rupture patches or depth varying seismic domains.

Resumen

Dos sismos de gran tamaño fueron analizados para explorar los factores que influyen la liberación y distribución de la energía sísmica irradiada en la zona de subducción del estado de Guerrero, México. Espectros de fuente, telesísmicos y regional, fueron calculados para estimar la energía sísmica irradiada para los sismos de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 (M_w 7.5) y de Papanoa 2014 (M_w 7.3), junto con sus respectivas réplicas. Las estimaciones de energía telesísmicas y regionales difieren por factores que se encuentran en un rango entre 1.29 y 6.27. La energía sísmica escalada, es decir, la proporción entre energía sísmica irradiada y momento sísmico fue calculada para cada sismo obteniendo un valor de $9.12e-6$, similar a $7.94e-6$ reportado para sismos en la zona de subducción de Centro América (Convers y Newman; 2011). Este parámetro no presenta correlación con respecto a profundidad o momento sísmico. Sin embargo, se encontró una correlación poco significativa de la energía escalada con respecto a la distancia hacia la trinchera. Utilizando la energía escalada como un discriminante para identificar sismos tsunami o con ruptura lenta, nuestros resultados sugieren un comportamiento de ruptura lenta en la región cercana a la trinchera en Ometepec, ubicada sobre la zona de ruptura del sismo de 1996, el cual fue caracterizado como sismo tsunami por Iglesias et al. (2003). La distribución de energía sísmica no es homogénea en la zona de subducción de Guerrero, con regiones a lo largo de la interfaz con propiedades dinámicas diferentes, capaces de modificar la irradiación de energía. Estas regiones pueden ser producto de la interacción de deslizamiento sísmico sobre parches de ruptura o dominios sísmicos que varían con la profundidad.

Capítulo 1

Introducción

El planeta Tierra se formó hace aproximadamente 4,500 millones de años. Desde su inicio, la Tierra ha pasado por una serie de procesos que han modificado sus propiedades físicas y químicas en una lenta y muy larga evolución de nuestro planeta. Al día de hoy podemos confirmar que estos procesos aún continúan y que ellos dan lugar a eventos como la creación y destrucción de continentes o pisos oceánicos. Una de las consecuencias de la permanente evolución de la Tierra es la actividad sísmica, en la que se libera energía acumulada en la corteza terrestre en la forma de ondas sísmicas. Desafortunadamente, este tipo de consecuencias pueden ser de inevitable peligro para el ser humano, por lo que es de vital importancia entender este tipo de procesos que actúan en el planeta.

México es un país sísmicamente activo, localizado en el margen de varias placas tectónicas que dan origen a la actividad sísmica. Debido a esto, dentro de la historia mexicana existen capítulos en los que sismos o tsunamis han puesto en peligro la vida humana. Unos de los estados de la República Mexicana que está expuesto a estos peligros es Guerrero. Es por tal motivo que el objetivo de esta tesis es ayudar a esclarecer los procesos de liberación y distribución espacial de la energía sísmica a lo largo de la zona de subducción en el estado de Guerrero.

Para cumplir nuestro objetivo, estimamos la energía sísmica irradiada de los últimos dos sismos de mayor magnitud en Guerrero: el sismo del 20 de marzo de 2012 de M_w 7.5 ocurrido

en Ometepec-Pinotepa Nacional con 87 de sus réplicas (magnitud mayor de 4.0) y el sismo del 18 de abril del 2014 M_w 7.3 ocurrido en Papanoa junto con 28 de sus réplicas (magnitud mayor de 4) (Figura 1.1).

Para el sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional, UNAM Seismology Group (2013) reportó la localización del hipocentro del sismo con una latitud de 16.254°N, longitud de 98.531°W y profundidad de 20.0 km. El *Earthquake Engineering Research Institute* (EERI, 2012) reportó los daños provocados por el sismo: cerca de 2,000 casas derrumbadas y más de 3,000 dañadas; también, el sismo provocó la evacuación de edificios en la Ciudad de México y daños en rieles del metro de la ciudad (EERI, 2012). Por tal motivo, este sismo se considera de gran impacto para la sociedad mexicana. El sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional tuvo un gran número de réplicas en un periodo que duró 67 días (Figuroa Soto, 2014).

El segundo sismo analizado es el de Papanoa 2014. Este sismo está localizado en una latitud de 17.22°N, longitud de -101.18°W y una profundidad de 26.2 km (UNAM Seismology Group, 2015). Este sismo rompió en la frontera de la brecha de Guerrero, la cual no ha tenido un sismo de magnitud mayor de 7 en más de 115 años.

Tabla 1.1: Mecanismos focales de los dos sismos principales

Sismo	Rumbo (°)	Echado (°)	Buzamiento (°)
Ometepec-Pinotepa Nacional, 2012	307.8	19.1	100.9
Papanoa, 2014	303.0	18.0	98.0

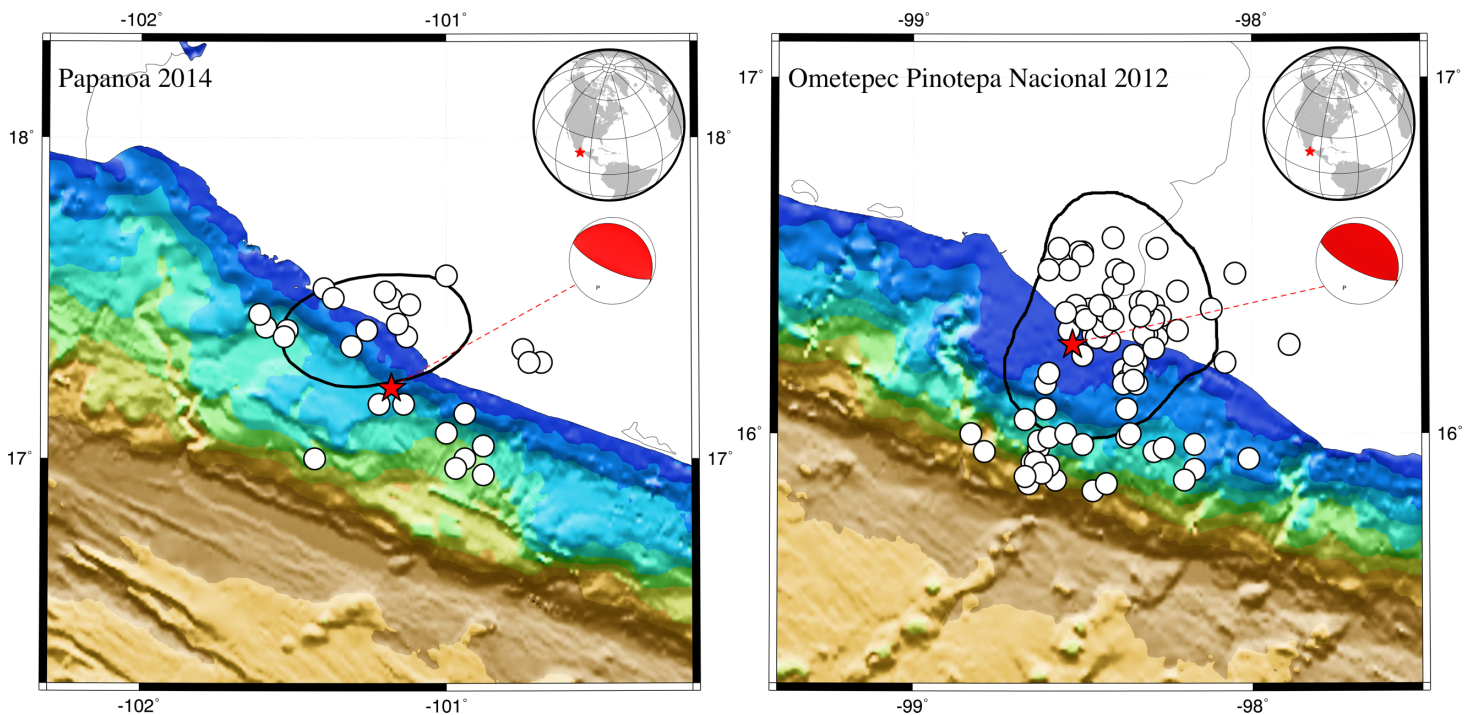


Figura 1.1: Mapas de la ubicación los sismos de Papanoá 2014 (izquierda) y Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 (derecha) y sus réplicas. Con estrellas se muestran los epicentros de cada uno de los sismos y en círculos blancos sus réplicas. Las líneas negras delimitan las áreas de ruptura de los sismos (UNAM Seismology Group, 2013; 2015). Se muestran los mecanismos focales de los dos sismos principales. Los colores representan la batimetría.

La presente tesis es la continuación de un primer trabajo en el que iniciamos un análisis de la liberación de energía del sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 y sus réplicas (Plata-Martínez, 2015). La primera parte de este trabajo fue esencial para determinar la metodología que utilizamos para realizar nuestro análisis de energía sísmica. De la misma forma, fue un primer paso para conocer el comportamiento general de la energía sísmica en Guerrero, encausar adecuadamente el presente trabajo y establecer algunas de las brechas que habría que llenar en el conocimiento de la fuente sísmica en la zona de subducción mexicana y Guerrero.

En el Capítulo 2 de esta tesis se aborda brevemente la teoría fundamental en la que este trabajo se sustenta. Revisamos las definiciones de algunos parámetros macroscópicos de la fuente sísmica, así como su utilidad en nuestro estudio. También precisamos con más detalle la definición de la energía sísmica irradiada y la metodología que utilizamos para estimarla para sismos ocurridos en México.

En el Capítulo 3, Fuente sísmica en Guerrero, estudiamos algunos de los hallazgos más relevantes en las propiedades de fuente de la sismicidad en la zona de subducción de México. Esto incluye estudios regionales y globales de energía sísmica entre otros parámetros, que se han realizado en los últimos años.

El Capítulo 4 muestra los resultados obtenidos en esta investigación, entre ellos valores de estimaciones telesísmicas y regionales de energía, así como un análisis de la distribución espacial de la energía escalada. Estos resultados son interpretados para determinar características generales de la liberación de energía en la zona de subducción.

En el último capítulo, el número 5, discutimos cuales son los motivos e implicaciones de los resultados obtenidos. Por último, finalizamos este trabajo postulando las conclusiones a las que llegamos en esta investigación.

Capítulo 2

Estimaciones de energía sísmica irradiada

Parámetros de fuente

La fuente de un sismo se origina de la dislocación de una falla que libera energía acumulada en el interior de la Tierra. En el escenario de una fuente puntual, la dislocación y su deslizamiento entre los dos lados de la falla, generarán un campo de desplazamientos. Ya que la falla está completamente rodeada por una corteza elástica y no hay trabajo realizado por fuerzas externas, el momento lineal y el momento angular se conservan durante el fallamiento. Se ha demostrado que el sistema de fuerzas que conserva los momentos y que reproduce el campo de desplazamientos asociado a la dislocación puntual, es una combinación de pares de fuerzas perpendiculares (Burridge y Knopoff, 1964). El momento escalar de cada par de fuerzas está dado por

$$M_0 = \mu \Delta u S, \quad (2.1)$$

donde M_0 es el momento sísmico escalar, Δu es el deslizamiento promedio de la falla, μ es el módulo de cizalla o de rigidez del medio y S es el área de ruptura del plano de falla. El momento sísmico depende del estado inicial y final del sismo y no de la historia temporal del fallamiento, por lo tanto, es un parámetro estático. Sus unidades en el Sistema Internacional

(SI) de unidades son Newton·metro, en lugar de Joule, ya que M_0 es el momento resultante del sistema de fuerzas y no representa directamente ninguna cantidad de energía relacionada con la fuente.

Debido a que este parámetro incluye al área de la falla, el deslizamiento y la rigidez del material en la ruptura, el momento escalar se considera una buena representación física del tamaño de un sismo.

En el mismo modelo simplificado de ruptura descrito anteriormente, el deslizamiento Δu es producido por la interacción de energía potencial elástica, que actúa como esfuerzos y deformaciones. Cuando las fuerzas acumuladas son las suficientes, los esfuerzos superarán la fuerza del material o a la fricción que mantienen a la falla unida. El cambio de esfuerzos producido antes y después de la falla se le llama caída de esfuerzo estático $\Delta\sigma$.

Si los esfuerzos de cizalla antes y después de la fractura son σ_0 y σ_1 , respectivamente, el esfuerzo promedio $\bar{\sigma}$ y la caída de esfuerzo estático $\Delta\sigma$, se definen como

$$\bar{\sigma} = \frac{(\sigma_0 + \sigma_1)}{2} \quad (2.2)$$

y

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1, \quad (2.3)$$

respectivamente.

La caída de esfuerzo representa la fuerza por unidad de área utilizada para lograr el deslizamiento, y $\bar{\sigma}$ es el esfuerzo promedio antes y después del deslizamiento.

Energía sísmica

La energía potencial liberada durante una ruptura se puede expresar como (Kanamori y Brodsky, 2004)

$$E = \frac{1}{2} \overline{(\sigma_0 + \sigma_1) \Delta u} S, \quad (2.4)$$

donde la barra representa el promedio espacial. Usando la Ecuación (2.2) en la (2.4), se puede expresar a E en términos de la caída de esfuerzo

$$E = \bar{\sigma} \overline{\Delta u} S = \frac{1}{2} \Delta \sigma \overline{\Delta u} S + \sigma_1 \overline{\Delta u} S. \quad (2.5)$$

En un contexto simplificado, la energía total liberada durante una ruptura se disipa de tres formas principales. La primera de ellas es por medio de ondas sísmicas irradiadas que se propagan en el interior de la Tierra, E_s . De la misma forma, otra fracción de la energía se disipa generalmente en forma de calor por efecto de la fricción durante el deslizamiento, E_f . Por último, queda la energía mecánica requerida para crear la fractura en la roca, E_G . La suma de las tres partes dará la energía total

$$E = E_s + E_f + E_G. \quad (2.6)$$

El balance de energía entre las tres se puede ejemplificar con dos escenarios distintos en la Figura 2.1. El primero de ellos es el modelo de Orowan (1960), donde el esfuerzo dinámico en la falla, σ_f , cae instantáneamente a σ_1 tan pronto como el deslizamiento inicia, por lo que σ_1 será el esfuerzo de fricción dinámico. En este caso no hay energía de fractura y la energía total liberada sería la suma de E_s y E_f .

El segundo escenario es un modelo de *slip weakening* donde σ_f posee una trayectoria más compleja (Figura 2.1). En este caso, el esfuerzo cae desde σ_0 hasta σ_1 cuando el deslizamiento llega a su punto de deslizamiento crítico D_G , donde permanece constante con $\sigma_f = \sigma_1$. En el modelo de *slip weakening*, la energía irradiada E_s se reduce y en su lugar más energía es utilizada por E_G para generar una fractura. E_G se puede expresar como,

$$E_G = E - E_f - E_s = \frac{\Delta \sigma}{2\mu} M_0 - E_s, \quad (2.7)$$

por lo que E_G se puede estimar si conocemos el momento escalar, la caída de esfuerzo y la energía irradiada. En modelos más complejos similares al de *slip weakening*, la fracción de

energía dependerá de las leyes de fricción que rigen a la fractura (Kanamori y Brodsky, 2004).

Esta misma partición de la energía sísmica liberada durante un sismo fue descrita conceptualmente por Kostrov (1974) como,

$$E_s = \frac{1}{2} \int_{\Sigma} (\sigma_{ij}^1 - \sigma_{ij}^2) \Delta u_i v_j dS - \int_{\Sigma} 2\gamma dS - \int_{\Sigma} dS \int_{t_1}^{t_2} \dot{\sigma}_{ij} \Delta u_i v_j dS, \quad (2.8)$$

donde σ_{ij} es el esfuerzo, v_j un vector normal a la superficie, dS es un elemento diferencial de superficie, Σ es la representación de una superficie abierta en el plano de falla, t_1 el tiempo inicial de la dislocación y t_2 un tiempo arbitrario después de la dislocación. En la Ecuación (2.8), el primer termino de lado derecho representa el cambio de la energía potencial total, el segundo término representa la energía necesaria para crear una nueva superficie en los extremos de la falla, γ es la energía de superficie y el tercer término es el trabajo realizado en el plano de falla durante el deslizamiento.

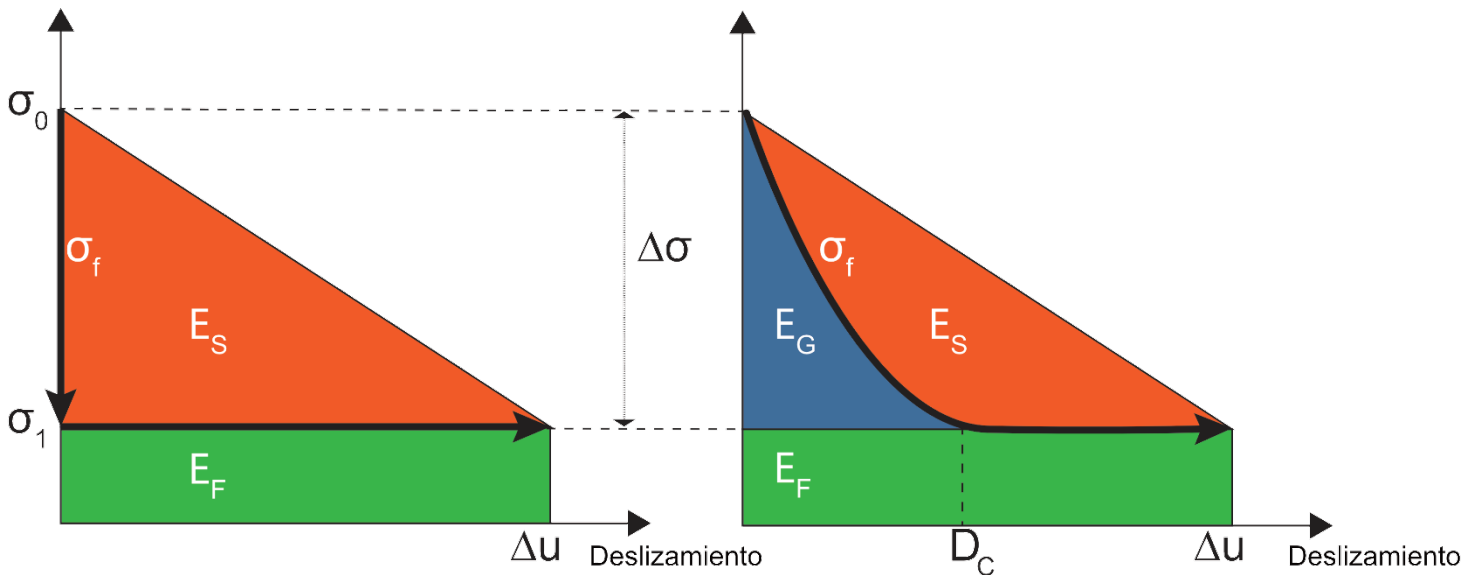


Figura 2.1: Esfuerzo dinámico σ_f , en función del deslizamiento, para un modelo de fallamiento de Orowan (izquierda) y un modelo simple de slip weakening (derecha). σ_0 y σ_1 son el esfuerzo inicial y el final, respectivamente, Δu es el desplazamiento total y D_c es el deslizamiento crítico. E_s es la energía sísmica irradiada, E_F es la energía de fricción disipada y E_G es la energía de fractura disipada. Modificada de Shearer (2009).

La eficiencia sísmica se define como la proporción de energía irradiada con la energía total

$$\eta = \frac{E_s}{E} \quad (2.9)$$

(Savage y Wood, 1971); sin embargo, debido a la dificultad que se tiene para calcular la energía total E , es mejor calcular la eficiencia radiativa η_R , que es la proporción de la energía irradiada con la energía disponible; es decir,

$$\eta_R = \frac{E_s}{E_s + E_G} = \frac{2\mu E_s}{\Delta\sigma M_0}. \quad (2.10)$$

El parámetro η_R es un parámetro útil dentro de sismología, que puede ser empleado para conocer propiedades dinámicas de la ruptura, como por ejemplo la velocidad de ruptura (Kanamori y Brodsky, 2004).

De mayor importancia para este trabajo es la energía que se irradia en forma de ondas sísmicas. Una onda plana transmite energía en forma de energía cinética y energía potencial. La energía cinética, KE , transmitida por una onda plana dentro de un volumen V , será la integral sobre el volumen de la energía cinética asociada a cada componente del desplazamiento. Por otro lado, la energía de deformación W , acumulada en el volumen, es la integral del producto de las componentes de los esfuerzos y de las deformaciones.

En una longitud de onda de una onda plana, la suma de la energía cinética y potencial resulta en la energía total E , igual a (Stein, 2003)

$$E = KE + W = \frac{B^2\omega^2\rho}{2}, \quad (2.11)$$

donde B es la amplitud de la onda y ω es la frecuencia angular igual a $2\pi f$, con frecuencias f y ρ la densidad de la roca. Con la energía total E , es posible conocer el flujo de energía, \dot{E} , en la dirección de propagación, multiplicando por la velocidad onda, c ,

$$\dot{E} = c \frac{B^2\omega^2\rho}{2}. \quad (2.12)$$

La energía total y el flujo de energía son proporcionales al cuadrado de la amplitud y al cuadrado de la frecuencia, así que, para ondas con la misma amplitud, la onda con mayor frecuencia será la que transporta mayor energía.

Haskel (1964) definió el concepto de energía irradiada como la fracción de energía que sería transportada por ondas sísmicas desde la fuente hasta el infinito en un medio sin atenuación.

Conociendo el campo de ondas completo en un medio homogéneo sin atenuación, la energía sísmica irradiada para la onda P , E_s^P , con desplazamiento dado por $u(r, t)$ en coordenadas esféricas (r, θ, φ) , sería

$$E_s^P = \rho\alpha \int_{S_0} \int_{-\infty}^{\infty} \dot{u}^2(r, t) dt dS_0, \quad (2.13)$$

con S_0 siendo una superficie esférica alrededor de la fuente a una distancia lejana y α , la velocidad de la onda P . De forma análoga se puede calcular la energía sísmica en una onda S , mientras que la energía sísmica total, E_s , será la suma del aporte energético de la onda P y de la onda S (Boatwright y Fletcher, 1984),

$$E_s = E_s^P + E_s^S. \quad (2.14)$$

Sin embargo, a causa de la complejidad de la Tierra, para estimar la energía irradiada se requiere tomar consideraciones sobre la fuente sísmica, los efectos de propagación en el medio, atenuación, dispersión de las ondas y efectos de sitio. Hoy en día aún existen dificultades para realizar estimaciones de energía precisas debido a estas variantes que la Tierra presenta. De la misma forma, las estimaciones de energía se llevan a cabo utilizando registros de instrumentos de banda ancha, con el fin de incluir el mayor rango de frecuencias posible en la estimación. Para un modelo ω^{-2} del espectro de fuente, el 90% de la energía total irradiada se encuentra en la integración de frecuencias hasta 10 veces mayores a la frecuencia de esquina (Ide y Beroza, 2001).

A la proporción de la energía sísmica irradiada y el momento sísmico (Boatwright, 1984),

$$\tilde{e} = \frac{E_s}{M_0} = \frac{E_s}{\mu\Delta uS}, \quad (2.15)$$

se le conoce como, energía sísmica escalada, un parámetro adimensional. La energía sísmica escalada es proporcional a la energía sísmica irradiada por unidad de área de falla y por unidad de desplazamiento. Por tal motivo la energía escalada es un parámetro útil para comparar características dinámicas de sismos grandes con pequeños y eventos en distintos ambientes tectónicos (Kanamori y Rivera, 2006) o con diferentes características de fuentes sísmicas. Investigaciones han mostrado que la energía escalada permanece constante en un rango de 17 a 19 órdenes del momento sísmico (Ide y Beroza, 2001; Convers y Newman,

2011). Sin embargo, otros autores han discutido este comportamiento, ya que observaron una energía escalada más pequeña para sismos pequeños que para sismos mayores (Abercrombie, 1995).

Por otro lado, Newman y Okal (1998) mostraron que la energía sísmica escalada puede ser un discriminante útil de sismos tsunami, que se caracterizan por ser sismos con movimientos lentos, aceleraciones máximas bajas, poco contenido energético en altas frecuencias y energías escaladas bajas.

El producto de la energía escalada con el módulo de rigidez μ , es conocido como el esfuerzo aparente σ_a . El esfuerzo aparente es una medida del esfuerzo relajado en la ruptura (Boatwright, 1984), por lo que representa la fracción del trabajo total que está disponible para radiación sísmica (McGarr, 1999). En un escenario simplificado de un modelo de falla con fricción constante, el esfuerzo aparente está relacionado con la caída de esfuerzo de la siguiente forma (Savage y Wood, 1971),

$$2\sigma_a < \Delta\sigma. \quad (2.16)$$

Esta desigualdad implicaría un mecanismo con *overshoot*, y en caso de que la desigualdad se invirtiera se tendría un mecanismo de *undershoot* (Zúñiga, 1993; Beeler et al., 2003; Kanamori y Rivera, 2006).

El tamaño de un sismo puede ser calculado a partir de su energía sísmica irradiada utilizando una magnitud de energía, M_e (Choy y Boatwright, 1995). Este tipo de magnitud surge a partir de relaciones empíricas que existen entre la energía irradiada con la magnitud o tamaño de un sismo. Gutenberg y Richter (1956) realizaron estimaciones de energía (en ergios) a partir de la magnitud de ondas superficiales (M_S) utilizando la relación empírica lineal,

$$\log(E_s) = 1.5 M_S - 11.8; \quad (2.17)$$

sin embargo, se ha encontrado que la expresión (2.17) sobreestima la energía (Singh y Ordaz, 1994; Choy y Boatwright, 1995). Despejando M_S de la Ecuación (2.17) se llega a una nueva escala de magnitud en función de la energía irradiada (en Joules)

$$M_e = \frac{2}{3}\log(E_s) - 3.2. \quad (2.18)$$

Este tipo de magnitud, así como la magnitud de momento sísmico, no tiene un nivel de saturación, a diferencia de otras magnitudes que únicamente cuantifican el contenido energético en un rango de frecuencias restringido. La ventaja de poder estimar la energía sísmica directamente de registros es poder medir el contenido energético en un ancho de banda extenso para cuantificar una magnitud. Sin embargo, esta magnitud tiende a mostrar magnitudes mayores para sismos de falla lateral en comparación con la magnitud de momento que refleja mayores magnitudes para sismos inversos (Choy y Boatwright, 1995).

Singh y Pacheco (1994) encontraron una magnitud de energía irradiada (en ergios), M_E , para sismos de subducción en México,

$$M_E = \frac{2}{3} \log(E_s) - 8.45. \quad (2.19)$$

Los resultados de esta expresión son coherentes con valores obtenidos de magnitud de ondas de cuerpo, m_b . Las diferencias entre las ecuaciones 2.18 y 2.19 pueden ser debidas a que M_E es únicamente válida para sismos provenientes de la costa de Guerrero y que hayan sido registrados en la estación CUIG, ubicada en la Ciudad de México. Siendo los datos de la estación CUIG la que se emplea para estimar la energía sísmica irradiada. Esto, aunado a las amplificaciones producidas en el valle de México (Singh et al., 1988; Kawase y Aki, 1989; Ordaz y Singh, 1992, Singh et al., 1995), hace que los resultados tengan una mayor incertidumbre

Estimación de energía sísmica irradiada

Las estimaciones de energía en este trabajo se realizaron empleando los métodos desarrollados originalmente por Boatwright y Choy (1986) y Singh y Ordaz (1994).

Para las estimaciones telesísmicas es necesario el cálculo del flujo de energía y la aplicación de correcciones a ondas de cuerpo para remover efectos del proceso de ruptura y de la propagación de las ondas a través de la Tierra. La energía sísmica se encuentra particionada en la onda P y la onda S (Boatwright y Fletcher, 1984), con una proporción de contenido energético entre onda S y P que puede llegar a ser tan grande como 25. De esta forma Boatwright y Fletcher (1984) derivaron la expresión para la energía irradiada del grupo de ondas P , E_s^P , como

$$E_s^P = 4 \pi \langle F^P \rangle^2 \left(\frac{G^P}{F^P} \right)^2 \varepsilon_P^*, \quad (2.20)$$

donde ε , es el flujo de energía de ondas de cuerpo y el asterisco indica que este elemento ha sido corregido por efectos de atenuación. F^P es el coeficiente del patrón de radiación generalizados, G^P es un factor de la dispersión geométrica y $\langle F^P \rangle^2 = 4/15$ es el promedio cuadrado de los coeficientes de radiación (Aki y Richards, 2002). Una expresión análoga puede ser descrita para estimar la energía en el grupo de ondas S , E_s^S .

ε se calcula con el producto de la densidad ρ , la velocidad de onda c , y la integral del cuadrado de la velocidad de partícula, $\dot{u}_d^2(t)$,

$$\varepsilon_c = \rho c \int_0^\infty \dot{u}_d^2(t) dt \quad (2.21)$$

(Bullen, 1965). La integral se calcula dentro del intervalo de tiempo en la cual arriba el grupo de onda deseado. El flujo de energía puede ser severamente afectado por la atenuación en el medio (Snoke et al., 1983; Boatwright, 1984), por lo que se debe corregir este efecto. Pasando al dominio de las frecuencias y agregando una corrección por atenuación, la Ecuación (2.21) queda como

$$\varepsilon_d^* = \frac{\rho c}{\pi} \int_0^\infty |u_d(\omega)|^2 e^{\omega t_d^*(\omega)} d\omega, \quad (2.22)$$

donde la corrección por atenuación queda expresada por el factor exponencial en (2.22), en el cual asumimos un modelo dependiente de la frecuencia, f , dado por

$$t^* = \begin{cases} 0.9 - 0.1 \log(f) & f < 0.1 \\ 0.476 - 0.524 \log(f) & 0.1 < f < 0.3 \\ 0.6 - \frac{0.6}{\log(0.3)} \log(f) & 0.3 < f < 1.0 \\ 0.6 - \frac{0.1}{\log(5)} \log(f) & f > 1 \end{cases} \quad (2.23)$$

(Choy y Cormier 1986).

Los efectos de atenuación son mayores en zonas de subducción (Boatwright y Choy, 1989), por lo que en la costa del océano Pacífico de México, el modelo t^* requiere una corrección mayor, sobre todo en frecuencias altas del espectro. La función de atenuación se modifica de modo que ahora se tiene $t^* + \Delta t^*$, donde $\Delta t^* = 0.17$ (Pérez-Campos et al., 2003), aplicado en todas las frecuencias.

El rango de integración en el dominio de frecuencias en la Ecuación (2.22) debe extenderse hasta el infinito. Sin embargo, sobre espectros observados únicamente pueden ser utilizados una banda de frecuencias delimitado por niveles bajos de ruido. Por este motivo, la integración del espectro debe ser truncada en altas frecuencias a partir de una frecuencia de corte ω_c , donde los niveles de ruido son altos. A la integral numérica truncada en ω_c la denotamos como, $N[I_d^*(\omega_d)]$.

Para compensar la integración desde ω_c hasta ∞ se agrega una integral residual, $R[I_d^*(\omega)]$, que se aplica sobre un espectro de fuente corregido y aproximado a un modelo de Brune (1970) (Pérez-Campos y Beroza, 2001). El flujo de energía corregido será la suma de la integral residual y la integral truncada,

$$\varepsilon_d^* = \rho c N[I_d^*(\omega_d)] + \rho c R[I_d^*(\omega)] = \rho c I_d^* \quad (2.24)$$

(Pérez-Campos y Beroza, 2001).

En la Ecuación (2.20), F^P es un coeficiente de corrección por patrón de radiación, que para el grupo de ondas P (gP), sería equivalente a

$$(F^{gP})^2 = (F^P)^2 + (\dot{P}\dot{P}F^{pP})^2 + \frac{2\alpha}{3\beta}q(T\dot{S}\dot{P}F^{sP})^2, \quad (2.25)$$

donde F^P es un coeficiente del patrón de radiación de la onda P directa, $\dot{P}\dot{P}$ es el coeficiente de reflexión del plano de onda reflejada en la superficie de la fase pP y $\dot{S}\dot{P}$ es el coeficiente de reflexión para la fase sP en la superficie que se multiplica por un factor de corrección T debido a la esfericidad de las ondas cerca de la fuente (Aki y Richards, 2002).

El último factor de la Ecuación (2.20) es el coeficiente de corrección por dispersión geométrica (Aki y Richards, 2002, p. 115)

$$G^P = |x| |\xi| \left[\frac{\cos(i_x) \cos(i_\xi) \sin(\Delta)}{p} \left| \frac{\partial \Delta}{\partial p} \right| \right]^{1/2}, \quad (2.26)$$

donde x y ξ son las posiciones de la fuente y un punto de observación respectivamente, $i_{x,\xi}$ es el ángulo de salida de un rayo de onda determinado, p , el parámetro de rayo y Δ es la distancia entre x y ξ . En este caso G^P requiere una corrección, dividiendo por la amplificación de superficie libre (Pérez-Campos y Beroza; 2001), F_S (Aki y Richards, 2002, p. 185),

$$F_S = \frac{2 \frac{\cos(i)}{\beta^2} \left(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2 \right)}{\left(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2 \right)^2 + 4p^2 \frac{\cos(i) \cos(j)}{p}},$$

donde i y j son el ángulo de incidencia y de reflexión del rayo de onda en la en la superficie, respectivamente.

En seguida se integra una corrección por efecto de sitio, $A(f)$ (Pérez-Campos et al., 2003). Este procedimiento corrige efectos de amplificación y atenuación dependientes de la frecuencia, ocasionados por la estructura somera en un sitio. La expresión de corrección por efectos de sitio está dada por

$$A(f) = A_0(f)e^{-\pi\kappa f}, \quad (2.27)$$

donde $A_0(f)$ es el factor de amplificación,

$$A(f) = \sqrt{\frac{\rho_s \beta_s}{\bar{\rho} \bar{\beta}}}, \quad (2.28)$$

donde ρ_s y β_s son la densidad y la velocidad de onda S cerca de la fuente, κ es un parámetro de atenuación (Boore y Joyner, 1997). Como limitante al método de estimación, se eligen únicamente datos provenientes de estaciones que se encuentren en roca muy dura (Pérez-Campos et al., 2003). Debido a que en las estimaciones telesísmicas se emplean estaciones operadas por Geoscope y la Global Seismograph Network, las estaciones se encuentran en roca muy dura, en donde los efectos de sitio son muy pequeños, se utilizan factores genéricos de amplificación para una roca muy dura y parámetros generalizados de atenuación, con un valor de κ de 0.01 s (Boore y Joyner, 1997).

Para promediar un valor de energía sísmica de un conjunto de mediciones de flujos de energía, Boatwright y Fletcher (1984) utilizaron un promedio aritmético de flujos de energía corregidas por atenuación, antes de aplicar una corrección por patrón de radiación. Con esto lograban reducir los errores introducidos por F^2 , por estaciones cercanas a planos nodales. Sin embargo, para tomar en cuenta la variabilidad en los parámetros y al mismo tiempo reducir el efecto de la presencia de estaciones cercanas a los planos nodales, Pérez-Campos y Beroza (2001) expresan a la energía sísmica irradiada como un problema inverso. Su expresión está dada como

$$\varepsilon_i = \frac{1}{4\pi\langle F \rangle^2} \left[\frac{F_i^2}{R_i^2} \right] E_S^P, \quad (2.29)$$

donde ε_i es un vector formado por valores de flujo de energía en distintas estaciones i , la matriz kernel, \mathbf{G} , está conformada por el cociente de F^2 y R^2 de cada estación, dividido por el factor $4\pi\langle F \rangle^2$. El resultado de esta inversión es un valor escalar de la energía sísmica irradiada E_S^P . Utilizando una inversión de mínimos cuadrados pesados con una matriz de covarianza, se estima la energía sísmica como

$$E_S^P = \mathbf{G}^{-g} \boldsymbol{\varepsilon}, \quad (2.30)$$

donde \mathbf{G}^{-g} se define como

$$\mathbf{G}^{-g} = [\mathbf{G}^T (\boldsymbol{\Sigma}_\varepsilon + \boldsymbol{\Sigma}_G)^{-1} \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T (\boldsymbol{\Sigma}_\varepsilon + \boldsymbol{\Sigma}_G)^{-1} \quad (2.31)$$

(Tarantola y Valette, 1982), Σ es la matriz de covarianza que viene de las incertidumbres al estimar el flujo de energía sísmica (Σ_ϵ), el patrón de radiación y la dispersión geométrica (Σ_G).

Las varianzas de los parámetros se estiman utilizando el método de bootstrap paramétrico (Efron, 1979). El bootstrap se hace re-muestreando el rumbo, el echado, el ángulo de deslizamiento, la profundidad, la distancia y el azimut entre la estación y el evento, y la frecuencia de esquina. Se hacen 200 re-muestrados con remplazo de los parámetros para poder estimar la distribución del flujo de energía, la dispersión geométrica y el patrón de radiación (Pérez-Campos y Beroza, 2001). Con las distribuciones resultantes se calculan las varianzas que serán los elementos diagonales de la matriz de covarianza para \mathbf{G} y ϵ formando Σ_G y Σ_ϵ .

Si tomamos a q como la proporción entre la energía en la onda S y la onda P podemos generar una equivalencia de forma que, $E_s^S = q E_s^P$. En este estudio se usará un valor de $q = 15.6$ (Boatwright y Choy, 1986). El procedimiento descrito hasta este momento, puede ser aplicado para los grupos de onda SH y SV .

Con la aplicación de las correcciones necesarias en el cálculo de energía de onda P o S , la estimación de energía sísmica irradiada, E_s , se expresará usando el valor de proporción q ,

$$E_s = (1 + q)E_s^P = \left(1 + \frac{1}{q}\right)E_s^S. \quad (2.32)$$

Para el caso de registros telesísmicos, E_s se calcula utilizando el contenido energético de onda P , ya que la onda S sufre mayor atenuación e interferencias con fases profundas al propagarse a través de la Tierra (Choy y Boatwright, 1995).

Las estimaciones de energía sísmica con registros regionales se realizan de forma similar a las estimaciones telesísmicas. Para las estimaciones regionales empleamos el método desarrollado por Singh y Ordaz (1994) y modificado por Pérez-Campos et al. (2003). De la misma forma que en la metodología previamente descrita, el método de Singh y Ordaz (1994) calcula el flujo de energía integrando el cuadrado de registros de velocidad y corrigiendo por efectos de atenuación, dispersión geométrica, patrón de radiación y efectos

de sitio. Con registros regionales son necesarias ventanas de tiempo que incluyan al grupo de ondas S en sus tres componentes para realizar el cálculo del flujo de energía.

El espectro de fuente de aceleración de onda S en la superficie de un semiespacio puede ser expresado como,

$$a(f, R) = C (2\pi f)^2 \dot{M}_0(f) \frac{e^{-\pi f R / Q(f) \beta}}{G(R)}, \quad (2.33)$$

donde,

$$C = \frac{R_{\theta\phi} F_s P}{4\pi\rho\beta}. \quad (2.34)$$

En las ecuaciones (2.33) y (2.34), $\dot{M}_0(f)$ es la función temporal del momento, R es la distancia hipocentral entre el evento y la estación, $Q(f)$ es el factor de calidad, $\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$ es la densidad, $\beta = 3.5 \text{ km/s}$ es la velocidad de onda S , $R_{\theta\phi} = 0.55$ es el patrón de radiación promedio (Boore y Boatwright, 1984), $F_s = 2$ es la amplificación en superficie libre y $P = 1/\sqrt{2}$ considera la partición igual de energía en las dos componentes horizontales (Singh et al., 1994).

Asumiendo que la aproximación de una fuente puntual para el campo lejano es válida y que la expresión para la estimación de energía sísmica regional, en el dominio de las frecuencias es

$$E_s = \frac{4\pi R^2 [G^2(R)/R^2] \rho \beta}{F_s^2} \cdot \left[2 \int_0^\infty [V_N^2(f) + V_E^2(f) + V_Z^2(f)] e^{\frac{2\pi f R}{\beta Q(f)}} df \right] \cdot A \quad (2.35)$$

(Singh y Ordaz, 1994). El término exponencial dentro de la integral en (2.35) corrige por atenuación con un factor de calidad $Q(f)$, $G(R)$ es un término para corregir por dispersión geométrica, A es el factor de corrección por efectos de sitio calculado con la Ecuación (2.27), $F_s = 2$ es la amplificación en superficie libre (Singh et al., 1994) y $V_i(f)$ son las componentes de los registros de velocidad.

El factor de calidad utilizado para la corrección por atenuación,

$$Q(f) = 273f^{0.66} \quad (2.36)$$

(Ordaz y Singh, 1992), es únicamente válido para sismos con fuentes sísmicas interplaca en la trinchera Mesoamericana en las costas de Guerrero y cuyas ondas sísmicas hayan tenido un trayecto hacia el centro del país.

La corrección por dispersión geométrica $G(R)$, en la Ecuación (2.35), está dada por

$$G(R) = \begin{cases} R & R \leq R_0 = 100 \\ \sqrt{R_0 R} & R > R_0 = 100 \end{cases} \quad (2.37)$$

donde R_0 es la distancia (en Km) en la que previamente dominan las ondas de cuerpo y posteriormente dominan las ondas superficiales (Ordaz y Singh, 1992).

En la corrección por efectos de sitio se utilizan factores de amplificación para una roca genérica (Boore y Joyner, 1997) y valores promedio de atenuación. El parámetro κ de la Ecuación (2.27) para algunas estaciones se obtuvo de estudio previos de Castro et al. (1990) y Humphrey y Anderson (1992). En el caso de que no se contara con el valor de κ , se utilizó un valor de roca dura genérica de $\kappa = 0.0306$. A diferencia de las estaciones operadas por Geoscope y la Global Seismograph Network, no todas las estaciones del SSN tienen efectos de sitio comparables con los de roca muy dura (Solano Hernández, 2006), presentando amplificaciones mayores.

Las estimaciones de energía irradiada de registros telesísmicos y regionales pueden llegar a diferir hasta por factores de 10, tendiendo a ser los regionales mayores que los telesísmicos (Singh y Ordaz, 1994; Pérez-Campos et al., 2003). Estas diferencias se han reducido conforme las correcciones en el proceso de estimación han ido mejorando y otras nuevas se han agregado (Pérez-Campos et al., 2003, Venkataraman et al., 2004). Hasta este momento aún existe espacio para mejorar los procesos de estimación y reducir al mínimo las diferencias entre resultados de los métodos.

En este trabajo se realizaron estimaciones de energía telesísmicas y regionales de los sismos de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 y Papanoa 2014, junto con 87 y 28 de sus réplicas, respectivamente. El catálogo de sismos se muestra en la Tabla A-1 del Anexo. Para

estimaciones telesísmicas se usan datos de varias redes globales: Global Seismographic Network [GS] (Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS, 1980), Geoscope [G], GSN IRIS/IDA [II] (Scripps Institution of Oceanography, 1986), GSN IRIS/USGS [IU] (Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS, 1988), red virtual sensores _STS-1), descargados de Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). Mientras que para las estimaciones regionales se usan datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2014-2017) y datos de aceleración del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). En la Figura 2.2 y en la Figura 2.3 se muestran las estaciones utilizadas para las estimaciones telesísmicas y regionales, respectivamente.

El momento sísmico de los sismos analizados se obtuvo del Global Centroid Moment Tensor Catalog (GCMT, <http://www.globalcmt.org/>; Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012). Cuando el momento sísmico no fue reportado por GCMT, se hizo el mejor ajuste de los espectros de fuente observados y corregidos a un modelo de Brune (1970), por medio de una inversión por cristalización simulada. Ésta se resuelve para estimar el momento sísmico y frecuencia de esquina de los espectros observados.

El método de cristalización simulada es un algoritmo iterativo de búsqueda para problemas de optimización global (Kirkpatrick et al., 1983). Utiliza una función de costo que se debe minimizar para obtener el mejor ajuste a un modelo teórico. La función de costo que usamos (norma L_2) utiliza la resta de un espectro de fuente observado, e_0 , y uno teórico a partir del modelo de Brune (1970), e_s ,

$$Er = \sqrt{\sum_{i=1}^n (e_0 - e_s)^2}, \quad (2.38)$$

donde Er es la función de costo o error relativo y n es el número de observaciones en el espectro. El modelo de Brune (1970) dado por,

$$S(\omega) = \frac{M_0}{\left(1 + \left(\frac{\omega}{f_c}\right)^2\right)}, \quad (2.39)$$

es perturbado al variar el momento sísmico, M_0 , y la frecuencia de esquina, f_c , hasta que la función de costo se minimice.

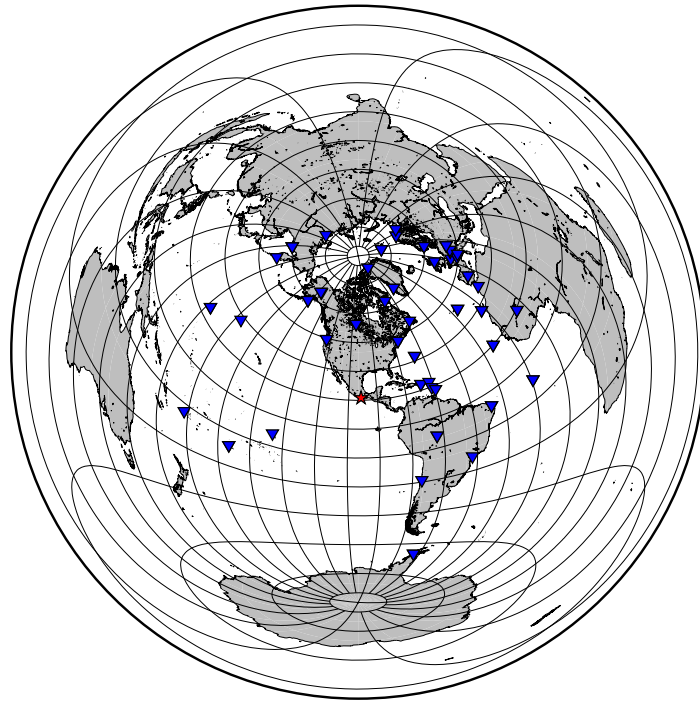


Figura 2.2: Localización de estaciones utilizadas para estimaciones telesísmicas (triángulos invertidos azules). La estrella roja muestra la región de Guerrero, México, estudiada. Las estaciones se encuentran ubicadas dentro de un rango de distancia de 30° y 90° desde Guerrero

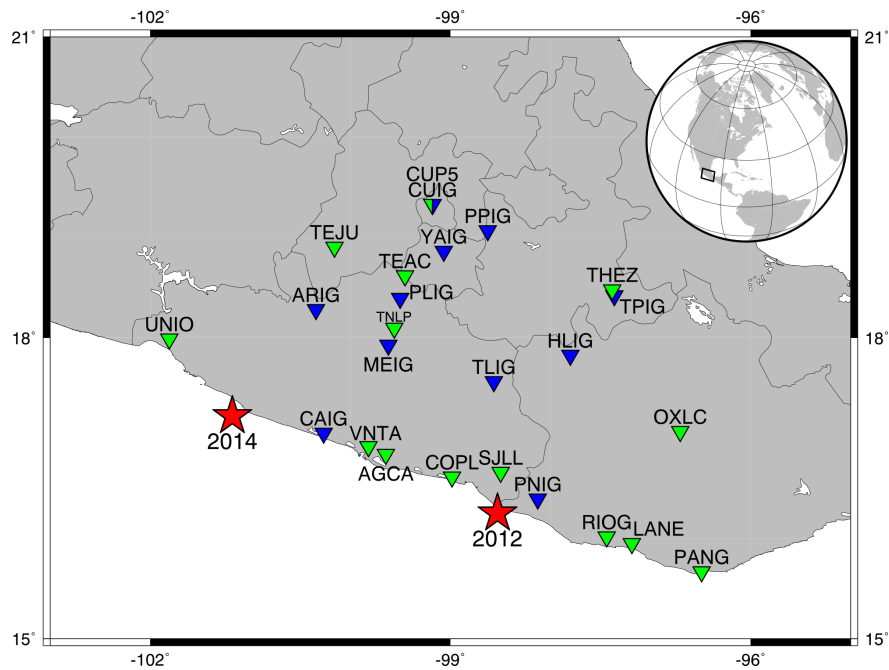


Figura 2.3: Localización de estaciones utilizadas para estimaciones regionales. Los triángulos invertidos azules son estaciones del SSN y en triángulos invertidos verdes estaciones del Instituto de Ingeniería. Las estrellas muestran los epicentros de los dos sismos principales estudiados.

Capítulo 3

Fuente sísmica en Guerrero

La trinchera Mesoamericana se forma por la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa de Norte América a velocidades relativas que van desde 2.9 cm/año a 5.7 cm/año (DeMets et al., 1990). En México, la zona de subducción es paralela a la costa mexicana desde el estado de Colima hasta el estado de Chiapas, pasando por el estado de Guerrero. Prácticamente, en toda la zona de subducción mexicana se reporta sismicidad constante y sismos con magnitudes mayores de 7 (Figura 3.1) en los últimos 115 años. Singh et al. (1981) reportan un periodo de recurrencia de 32 a 56 años para sismos mayores de M_s 7.4 en la zona de subducción mexicana.

Sobre la plataforma oceánica existen estructuras geológicas, como la zona de fractura de Orozco, la zona de fractura de O’Gorman y la dorsal de Tehuantepec. Se sabe que algunos de estos rasgos geológicos, como son la zona de fractura de O’Gorman y la dorsal de Tehuantepec, son cadenas paralelas de conos volcánicos submarinos con dimensiones de hasta 20 km de diámetro y 1700 m de altura (Kanjorski, 2003). Estos montes submarinos subducen debajo de la placa de Norte América con una orientación de 15° a 20° de la ortogonal de la trinchera y con una separación entre ellos de 50 a 100 km. Por tal motivo se

sugiere que la corteza oceánica se encuentra altamente fragmentada a lo largo de fallas sobre las cadenas montañosas (Kanjorski, 2003). Esto ocasionaría que la subducción de la corteza oceánica y su topografía pueda influir en la sismicidad de la zona. Por lo tanto, durante sismos grandes cada uno de los fragmentos de la placa subducida podría romper independientemente.

Una situación similar se ha presentado en el margen continental de Ometepec, Guerrero. En esta región Yamamoto et al. (2013) proponen un modelo en el que existen segmentaciones en la corteza continental, localizada en franjas perpendiculares a la trinchera. Los segmentos crean regímenes de sismicidad delimitados por bandas de baja sismicidad que se interpretan como interrupciones en el margen continental. Una vez más, esto ocasionaría que los regímenes de sismicidad delimitados, puedan poseer propiedades independientes en su característica sísmica.

En la costa de Guerrero, la placa de Cocos subduce con una pendiente baja, con una profundidad de 20 km a una distancia de 90 km de la trinchera (Pardo y Suárez, 1995; Suárez y Sánchez, 1996). La costa de Guerrero presenta sismicidad importante, siendo ésta una zona altamente sísmica con un periodo de recurrencia observado de 13 ± 11 años para magnitudes mayores de 7.5 (Zúñiga et al., 2017) y un parámetro b de 0.75 ± 0.03 (Zúñiga et al., 2017). Sismos importantes ocurridos en Guerrero son por ejemplo el doblete de 1982 en Ometepec de M_s 6.9 y M_s 7.0 (Astiz y Kanamori, 1983), 1996 Ometepec M_w 6.6 (Iglesias et al., 2003), 1985 Guerrero M 7.6, 1979 Guerrero M 7.4, 1943 Zihuatanejo M 7.4, 1962 Coyuca M 7.1, 1989 Mazquite M 6.8, 1957 Acapulco M 7.8 (Kostoglodov y Pacheco 1999) y 1995 Copala M_w 7.3 (Courboulex et al., 1997), entre otros.

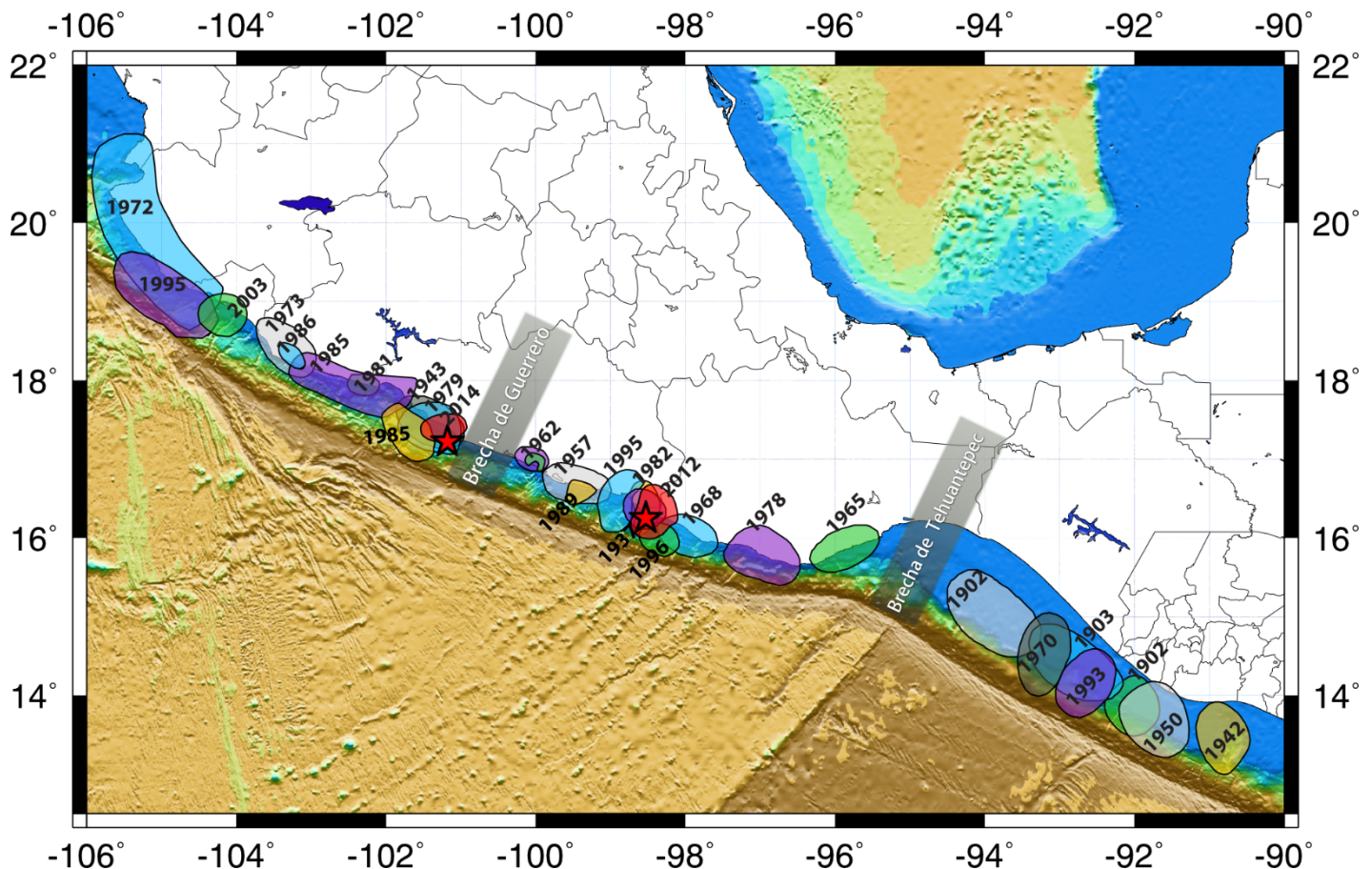


Figura 3.1: Sismicidad importante en la zona de subducción de México. Con estrellas se marcan los sismos de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 y Papanao 2014 (Modificado de Kostoglodov y Pacheco, 1999)

Un fenómeno observado en Guerrero es la ausencia de sismicidad de magnitud mayor de 6.5 en un segmento de aproximadamente 200 km. A esta región ausente de sismicidad se le denomina Brecha de Guerrero (Figura 3.1). No se ha observado sismicidad importante en esta brecha en más de 115 años, por lo que se ha propuesto que un sismo de hasta magnitud M_w 8.3 podría ocurrir, si todo el segmento llegara a romper (Singh y Mortera, 1991). La Brecha de Guerrero ha sido sujeto de investigación concurrente, en las que se han observado sismos con deslizamiento lento con duraciones de hasta 6 ó 7 meses y con deslizamientos promedios de 10 cm sobre un área de 550,250 km² (Kostoglodov et al., 2003). Este tipo de desplazamientos equivaldrían a sismos con una magnitud de M_w 7.5, siendo la Brecha de Guerrero uno de los sitios con los sismos de deslizamientos lentos más grandes del mundo (Radiguet et al., 2016).

La zona de subducción de Guerrero puede ser comparada con el modelo de Lay et al. (2012) de zonas de subducción (Figura 3.2). Si este modelo fuera completamente cierto, tendríamos el dominio A que se extiende desde la trinchera hasta aproximadamente 15 km de profundidad por debajo del nivel del mar. Este dominio se caracteriza por tener deslizamientos asísmicos, al igual que grandes sismos tsunami. Los sismos de tamaños moderados a grandes que ocurren en esta región tienden a tener una mayor duración que sismos más profundos y con el mismo momento sísmico.

El siguiente dominio, B, va de 15 a 35 km de profundidad. En este dominio se presentan sismos grandes con deslizamientos extensos, pero con energías pequeñas en periodos cortos. La magnitud y el comportamiento espectral para sismos pequeños son promedio, al igual que su energía escalada para sismos grandes.

El dominio C va de 35 a 55 km de profundidad y tiende a presentar sismos con deslizamientos moderados. Sismos grandes en el dominio C muestran mayores contenidos energéticos en frecuencias altas, y valores relativamente grandes de energía escalada.

El último dominio, D, según Lay et al. (2012), se forma preferentemente en placas de subducción jóvenes con buzamientos someros. Este dominio se encuentra en una zona de transición dentro del dominio C, entre los 30 y 45 km. En él, hay una combinación de sismos con deslizamientos lentos, bajas frecuencias y tremores sísmicos. Aún no se ha establecido si esta región está presente en todas las zonas de subducción.

Algunos sismos anómalos han sido reportados en la costa de Guerrero. Entre ellos, el sismo del 15 de julio de 1996 en Ometepec con magnitud M_w 6.6 y dos sismos del 18 de abril 2002 M_w 6.7 y M_w 5.9 cercanos a Papanaoa. La anomalía de estos sismos recae en que sus fuentes sísmicas presentaron propiedades afines a sismos tsunami (Iglesias et al., 2003). Estos tres sismos exhiben, con respecto a sismos en la costa con el mismo momento sísmico, una duración mayor, velocidad de ruptura menor, aceleraciones máximas de menor amplitud y contenido energético en altas frecuencias deficiente. Asimismo, tienen valores menores que -5.7 en el logaritmo de su energía escalada. Este tipo de sismos son consistentes con lo descrito en el dominio A de Lay et al. (2012).

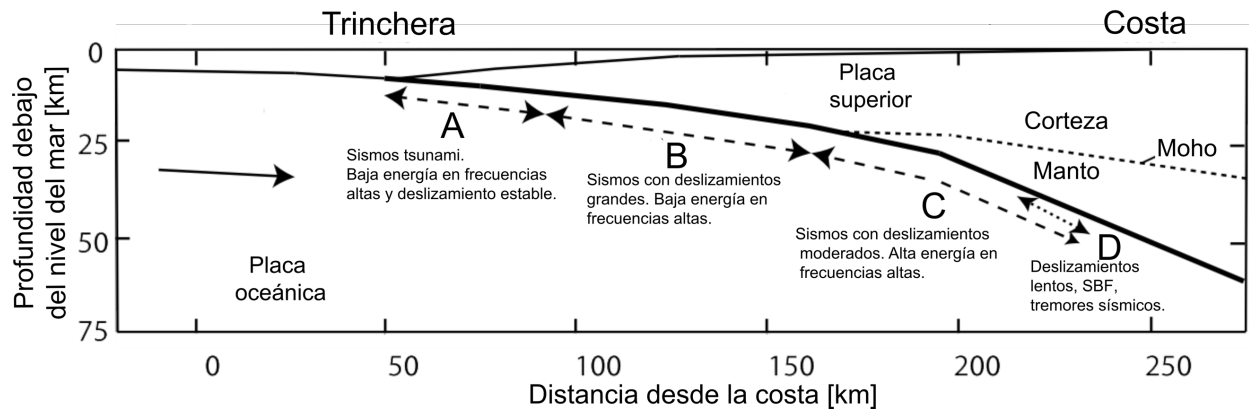


Figura 3.2: Sección transversal esquemática de una zona de subducción, con los cuatro dominios dependientes de profundidad y las propiedades que cada uno tiene. Tomada y modificada de Lay et al. (2012).

Es posible que sismos posteriores, que ocurrieran sobre estas asperidades anómalas puedan repetir las mismas características descritas. Como se ha visto anteriormente, algunas rupturas de fallas de sismos grandes pueden repetir características como magnitud, distribución y función de deslizamiento en dos o más sismos consecutivos, mostrando comportamientos recurrentes en áreas de ruptura o parches de fracturamiento (Sieh y Kerry, 1996). Esto puede derivar en que sismos grandes resultan del fallamiento de uno o más parches, cada uno caracterizado por una función de deslizamiento que es aproximadamente invariante.

Singh y Ordaz (1994) realizaron estimaciones de energía sísmica para 18 eventos con momentos sísmicos en un rango de 10^{15} a 10^{21} Nm, localizados a lo largo de la zona de subducción de Guerrero y Michoacán. Estas estimaciones se realizaron con registros acelerográficos que se corrigieron por atenuación y patrón de radiación, omitiendo una corrección por efecto de sitio. El promedio del logaritmo de energías sísmicas escaladas y esfuerzo aparente obtenido por Singh y Ordaz (1994) es de $-4.15 (\pm 0.275)$ y 2.4 MPa, respectivamente. Por otro lado, Okal y Newman (2001) y Convers y Newman (2011) encontraron promedios del logaritmo de energías sísmicas escaladas, para la trinchera Mesoamericana, de -5.1 y -5.25 , respectivamente. Todos estos valores son menores que los promedios globales observados de -4.52 (Ide y Beroza, 2001) y -4.59 (Convers y Newman, 2011), y al promedio global de eventos de falla inversa, de -4.74 (Convers y Newman, 2011).

Con estas observaciones se determina que los valores de energía sísmica escalada en la trinchera Mesoamericana son 30% menores que los promedios globales (Figura 3.3).

Comportamientos similares han sido observados con caídas de esfuerzos en la trinchera Mesoamericana. Asumiendo que la caída de esfuerzo en sismos puede variar en un rango de 0.3 a 50 MPa, con una mediana de 4 MPa (Allman y Shearer, 2009), en la trinchera Mesoamericana se tienen diferentes valores (Allman y Shearer, 2009). Esto se debe a las observaciones de caídas de esfuerzo sumamente bajas a lo largo de la subducción de Cocos en México y Centro América, en sismos inversos interplaca (Figura 3.3). Cabe resaltar que, sismos de la misma región, con mecanismos distintos, presentan caídas de esfuerzo similares a promedios globales, aislando este comportamiento a la subducción de Cocos (Allman y Shearer, 2009).

Como ya se ha mencionado antes, Guerrero también está sujeto a importantes sismos de deslizamiento lento. Estos sismos de deslizamiento lento ocurren de forma periódica en la región de la Brecha de Guerrero, en intervalos de cuatro años aproximadamente, los últimos ocurridos en 2001/2002, 2006, 2009/2010 y 2014 (Radiguet et al., 2012; Radiguet et al., 2016). Todos ellos han tenido deslizamientos equivalentes a un sismo de magnitud de momento sísmico de 7.50 a 7.65. Estos sismos van acompañados de tremores tectónicos y sismos de muy baja frecuencia que ocurren a mayores profundidades y distancias desde la trinchera.

A raíz de esta actividad sísmica, se ha encontrado que la porción somera de la interfaz de las placas, desde la trinchera hasta la costa, está débilmente acoplada. Asimismo, el déficit de deslizamiento acumulado en la Brecha de Guerrero en un periodo de doce años, es únicamente $\frac{1}{4}$ del déficit de deslizamiento acumulado en las zonas aledañas a la Brecha (Radiguet et al., 2012). Este tipo de actividad puede influir en el ciclo sísmico de la región, aumentando el tiempo de recurrencia de la Brecha de Guerrero (Radiguet et al., 2012). Incluso, se ha encontrado que el sismo de deslizamiento lento del 2014 pudo haber disparado el sismo del 18 de abril en Papanoa (Radiguet et al., 2016). De forma similar, aproximadamente diez sismos de deslizamientos lentos se han localizado en la parte sur de

Guerrero en la frontera con Oaxaca (Graham et al., 2014).

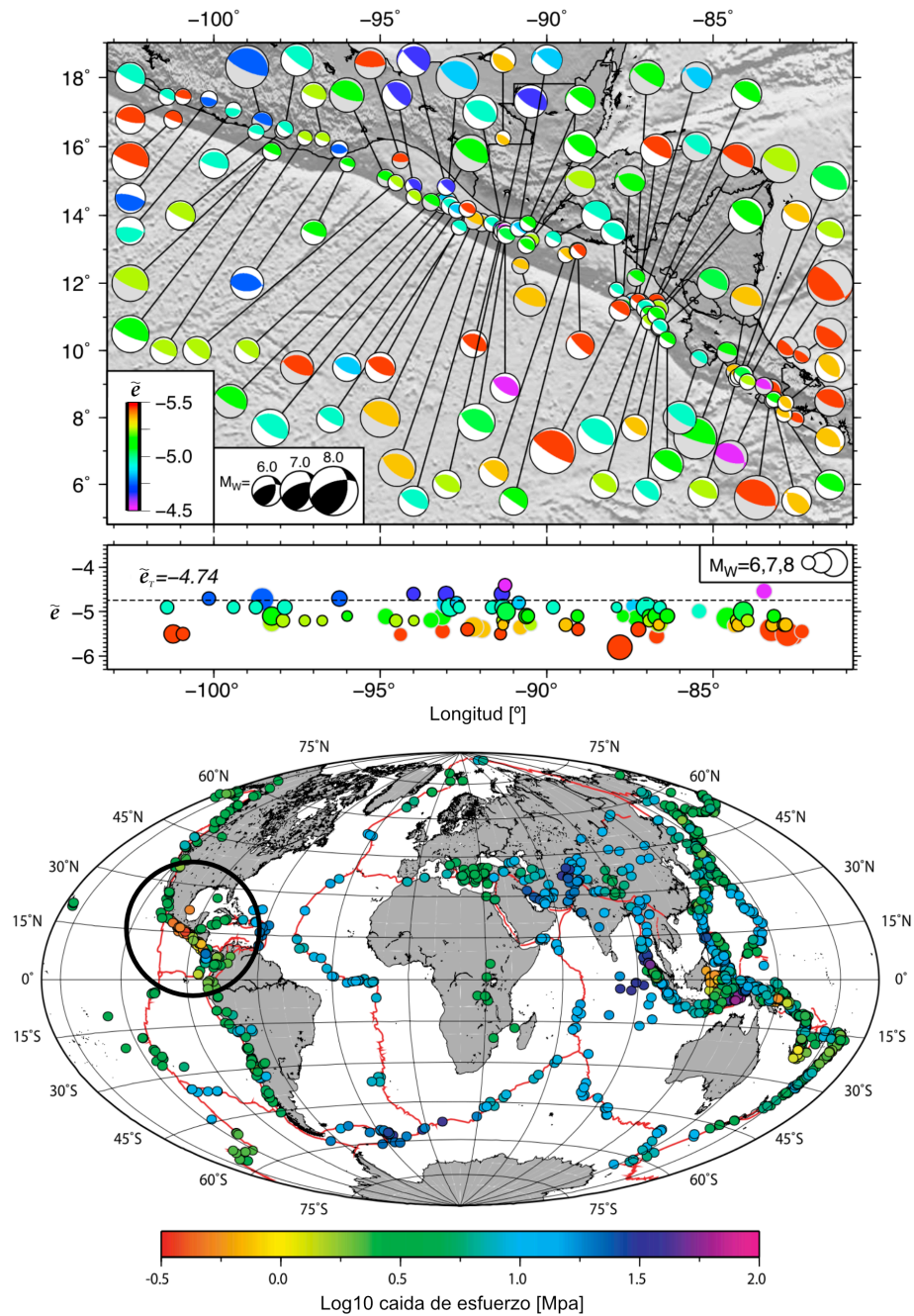


Figura 3.3: (Arriba) Observaciones realizadas por Convers y Newman (2011) para la trinchera Mesoamericana. Los colores en los mecanismos focales representan un valor de energía escalada. La mayor parte de los sismos en la zona de subducción Mesoamericana tienen valores de energía escalada por debajo del promedio global de sismos inversos de -4.74 (modificado de Convers y Newman, 2011). (Abajo) Observaciones globales realizadas por Allman y Shearer (2009) de caídas de esfuerzo. Con un círculo se muestra la zona de subducción de Guerrero con valores bajos de caídas de esfuerzo (modificado de Allman y Shearer, 2009)

Este breve resumen sobre la sismicidad en la subducción de Guerrero nos acerca al estado del arte sobre la fuente sísmica en la zona. Sin embargo, aún hace falta mucho que explorar sobre la sismicidad en la subducción mexicana para lograr entender correctamente los procesos de la Tierra en este segmento. Existen pocos análisis detallados sobre irradiación de energía sísmica en México y los que existen deben ser re-confirmados, ya que se hicieron hace varios años, con pocos datos. Confiamos que los resultados de esta tesis puedan incluir un apartado adicional a lo ya logrado hasta ahora en el tema. Todos los puntos mencionados en este capítulo fueron considerados para la interpretación y discusión de los resultados obtenidos en esta tesis.

Capítulo 4

Resultados

En la Figura 4.1, observamos los espectros de fuente de desplazamiento regionales calculados con la Ecuación (2.33) para cada uno de los sismos analizados en el catálogo (Tabla A-2). Esto incluye el sismo principal de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 junto con 89 réplicas y el sismo de Papanoa 2014 con 28 de sus réplicas. Cada espectro representa el espectro promedio obtenido a partir de observaciones realizadas en un conjunto de estaciones para cada sismo. Los espectros fueron corregidos por atenuación (Ecuación 2.36), patrón de radiación (Ecuación (2.33), (2.34) y efectos de sitio (Ecuación (2.27). También fueron extrapolados en frecuencias altas para eliminar efectos de ruido. En general, el comportamiento de los espectros es coherente con un modelo de Brune (1970), con una caída en frecuencias altas de ω^{-2} . La barra de colores de los espectros representa el momento sísmico, siendo los sismos de menor momento los de frecuencia de esquina mayor. En el rango de frecuencias entre 0.1 y 0.2 Hz se observa un incremento en amplitud en sismos pequeños, generando un máximo local. Este comportamiento está presente en las dos secuencias de sismos.

La Figura 4.2 muestra los resultados de estimaciones de energía sísmica irradiada con datos telesísmicos y regionales para las dos secuencias de sismos. Las estimaciones telesísmicas se realizaron para los seis sismos más grandes (Tabla A-1) y las estimaciones regionales para todos los sismos del catálogo (Tabla A-2). En la Figura 4.2 se muestran las estimaciones telesísmicas en cruces y las regionales en círculos (Ometepec-Pinotepa Nacional) y triángulos (Papanoa). Las estimaciones de energía regionales y telesísmicas forman una correlación lineal positiva con el momento sísmico, con un coeficiente de correlación de 0.99. Las estimaciones de energía telesísmicas son semejantes a las reportadas en IRIS (Convers y Newman, 2011, <http://dx.doi.org/10.17611/DP/1736843>), para cinco de los seis sismos. Entre las estimaciones telesísmicas de este estudio y las de IRIS, existen diferencias pequeñas con factores que van en un rango entre 1.11 y 2.09. Cada uno de los resultados telesísmicos obtenidos en este estudio, así como los reportados por IRIS, se encuentran en el Tabla A-1.

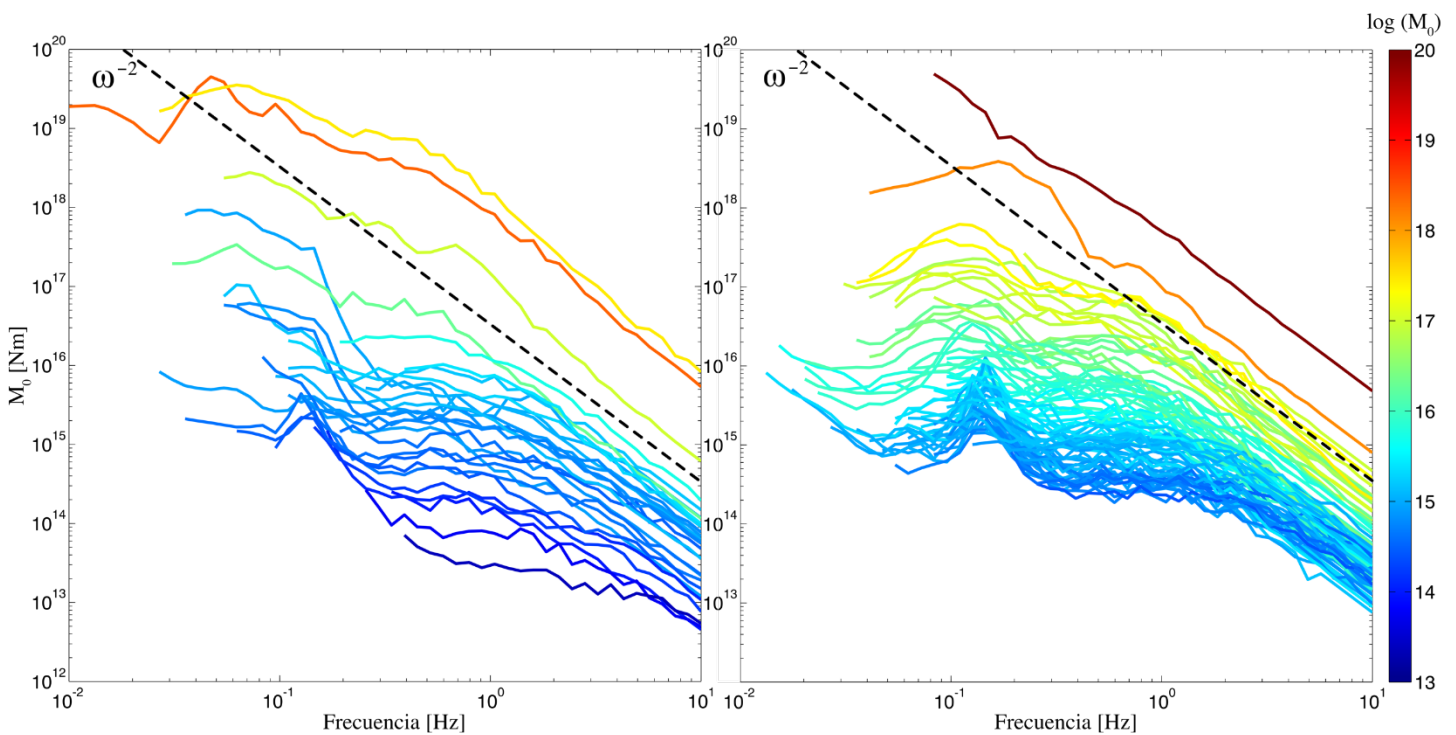


Figura 4.1: Espectros de fuente de desplazamiento. Papanoa y sus réplicas (izquierda) y Ometepec-Pinotepa Nacional con sus réplicas (derecha).

Los resultados de energía sísmica irradiada se compararon con los obtenidos por Singh y Ordaz (1994) para 18 sismos ocurridos entre 1985 y 1992 con momentos sísmicos entre 10^{15} a 10^{21} Nm. Los valores de Singh y Ordaz (1994) están por encima de los obtenidos en

este estudio, con energías mayores. Sin embargo, cuando los resultados de Singh y Ordaz (1994) son corregidos con un factor equivalente de 3/11, correspondiente a una corrección promedio por efecto de sitio (Pérez-Campos et al., 2003), sus valores de energía decrecen y se aproximan a los obtenidos en este trabajo. Las líneas continuas en la Figura 4.2 representan valores constantes de energía escalada equivalentes al promedio obtenido en este estudio y al promedio de los datos corregidos de Singh y Ordaz (1994), con valores de $\log(E_s/M_0)$ de -5.04 y -4.72, respectivamente.

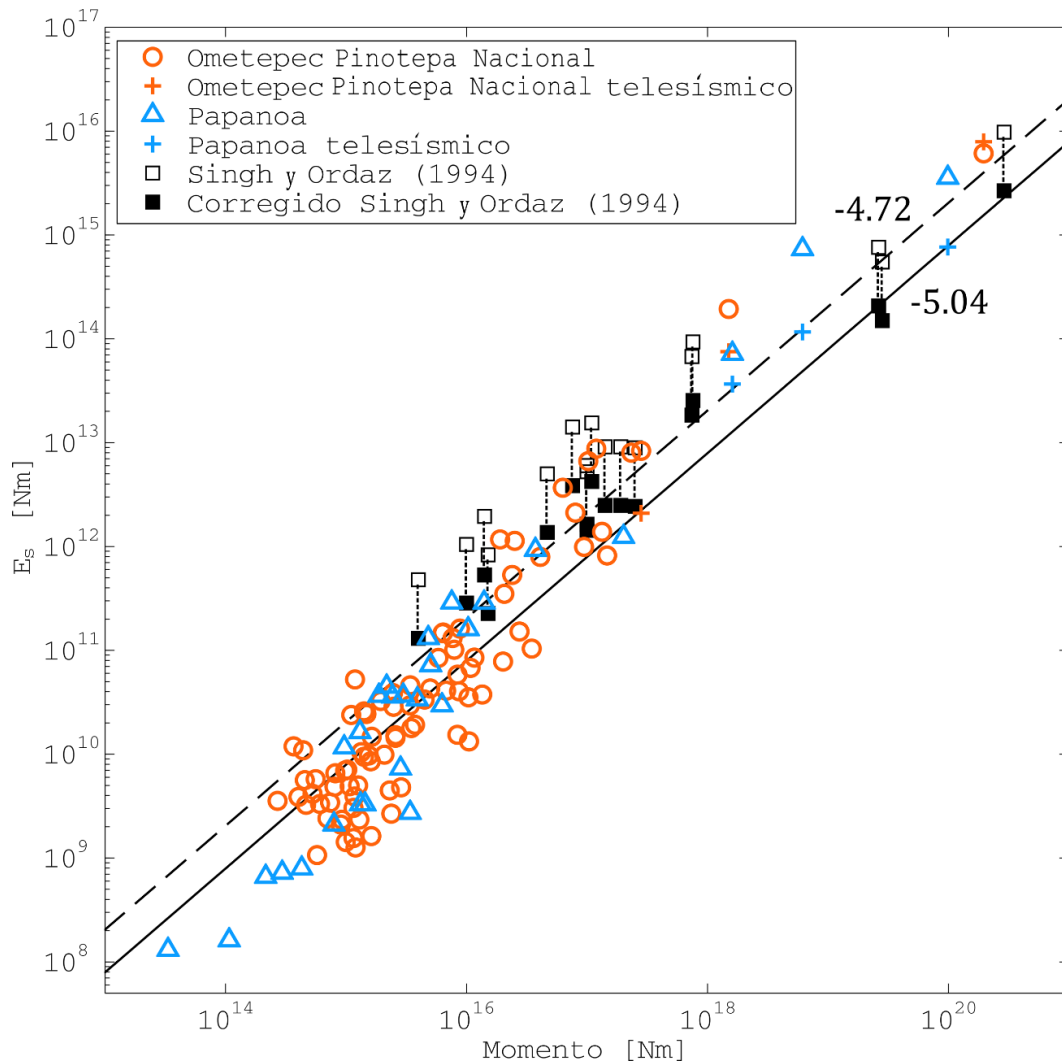


Figura 4.2: Energía sísmica irradiada estimada (E_s) vs momento sísmico para las dos secuencias de sismos. En triángulos y cruces azules se tienen estimaciones regionales y telesísmicas, respectivamente, para la secuencia del sismo de Papanaoa 2014. En círculos y cruces naranjas se tienen estimaciones regionales y telesísmicas, respectivamente, para la secuencia del sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional 2014. En cuadros negros vacíos se tienen estimaciones de Singh y Ordaz (1994) y en cuadros negros, los valores de Singh y Ordaz (1994) con una corrección promedio por efecto de sitio. Las líneas representan valores constantes de energía escalada de -4.72 (discontinua) y de -5.04 (continua).

Al comparar las estimaciones telesísmicas con las regionales encontramos diferencias con factores que van en un rango entre 0.16 y 1.29 (Figura 4.3). Las estimaciones telesísmicas tienden a ser menores que las regionales en cada caso, con excepción del sismo principal de Ometepec-Pinotepa Nacional, donde la diferencia es la mínima obtenida con un factor de 1.29. La comparación entre energías telesísmicas y regionales para cada sismo se listan en el Tabla A-1.

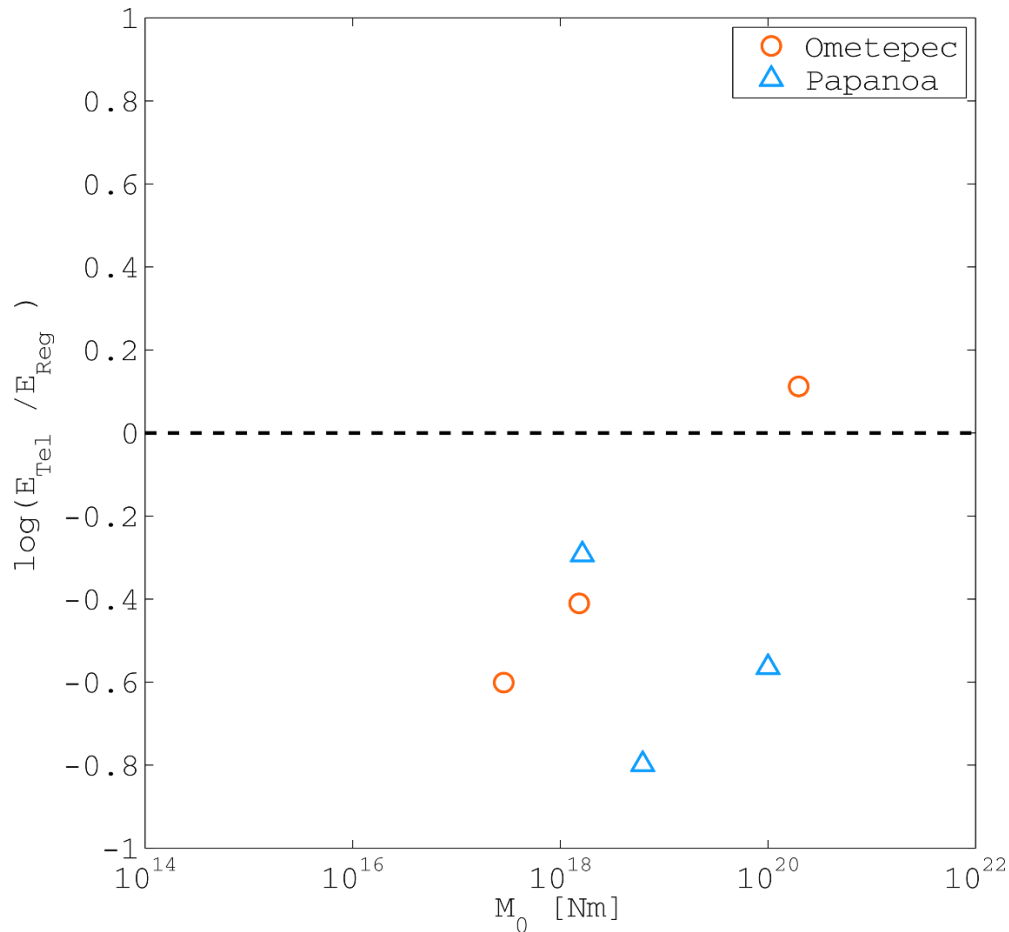


Figura 4.3: Comparación de estimaciones telesísmicas con regionales para los seis sismos con registros telesísmicos y regionales. La línea discontinua representa que los dos tipos de estimaciones son iguales, valores por debajo de ella indica estimaciones telesísmicas menores que las regionales y valores sobre ella, estimaciones telesísmicas mayores que las regionales.

Se realizó un análisis detallado del procedimiento de estimación de energía regional, observando las estimaciones de tres estaciones del SSN: Pinotepa Nacional, Oaxaca (PNIG), Tlapa, Guerrero (TLIG) y Ciudad Universitaria, en la Ciudad de México (CUIG) (Figura 4.4). Cada estación presentó comportamientos particulares, sobrestimando o subestimando de

forma recurrente sus estimaciones de energía. Para la muestra de datos obtenida en cada estación se calculó su valor de Kurtosis para determinar numéricamente la medida de concentración de sus estimaciones, alrededor de su media. Este valor se estimó con

$$kts = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4}{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2\right)^2} - 3, \quad (4.1)$$

donde x es una variable aleatoria y n es el tamaño de la muestra. Un valor de kurtosis igual a cero representan una distribución normal.

En el caso de la secuencia de sismos de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 (Figura 4.5) y Papanao 2014 (Figura 4.6), con datos de la estación CUIG siempre se sobrestimó la energía por un factor promedio de 5.24 y 4.36, respectivamente, con distribuciones estrechas con valores de kurtosis de 0.48 y 0.76, respectivamente. De forma contraria, con datos de la estación PNIG la energía sísmica se subestimó en un factor promedio de 0.33 para el sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 y 0.18 para el de Papanao 2014. La distribución de las estimaciones en la estación PNIG para el evento de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 muestra una dispersión amplia, con un valor de kurtosis de -1.4 mientras que para el de Papanao 2014, es estrecha con un valor de kurtosis de 0.78.

Por último, la estación TLIG brinda estimaciones de energía muy cercanas a la E_S promedio estimada. La energía sísmica se subestimó por un factor despreciable de 0.99 y 0.95 para las secuencias de Ometepec-Pinotepa Nacional y Papanao, respectivamente. Por lo que en general, las estimaciones son esencialmente iguales al promedio. Las distribuciones de las E_S en TLIG tuvieron un valor de kurtosis de -0.10 y 0.44 para los eventos de Ometepec-Pinotepa Nacional y Papanao, respectivamente.

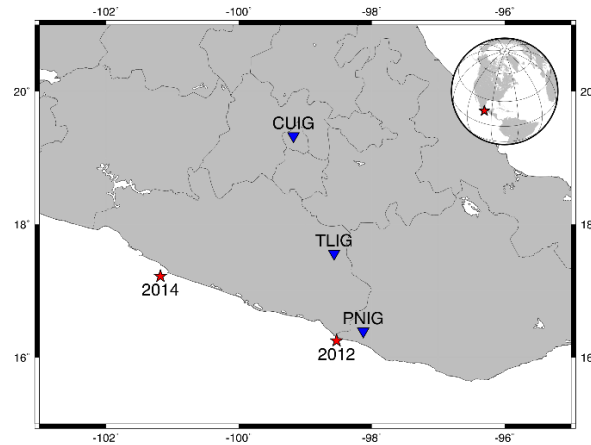


Figura 4.4: Estaciones del SSN (en triángulos azules invertidos) para los cuales se analizó la distribución de las estimaciones de E_s . Se muestra la ubicación de los sismos principales con estrellas rojas.

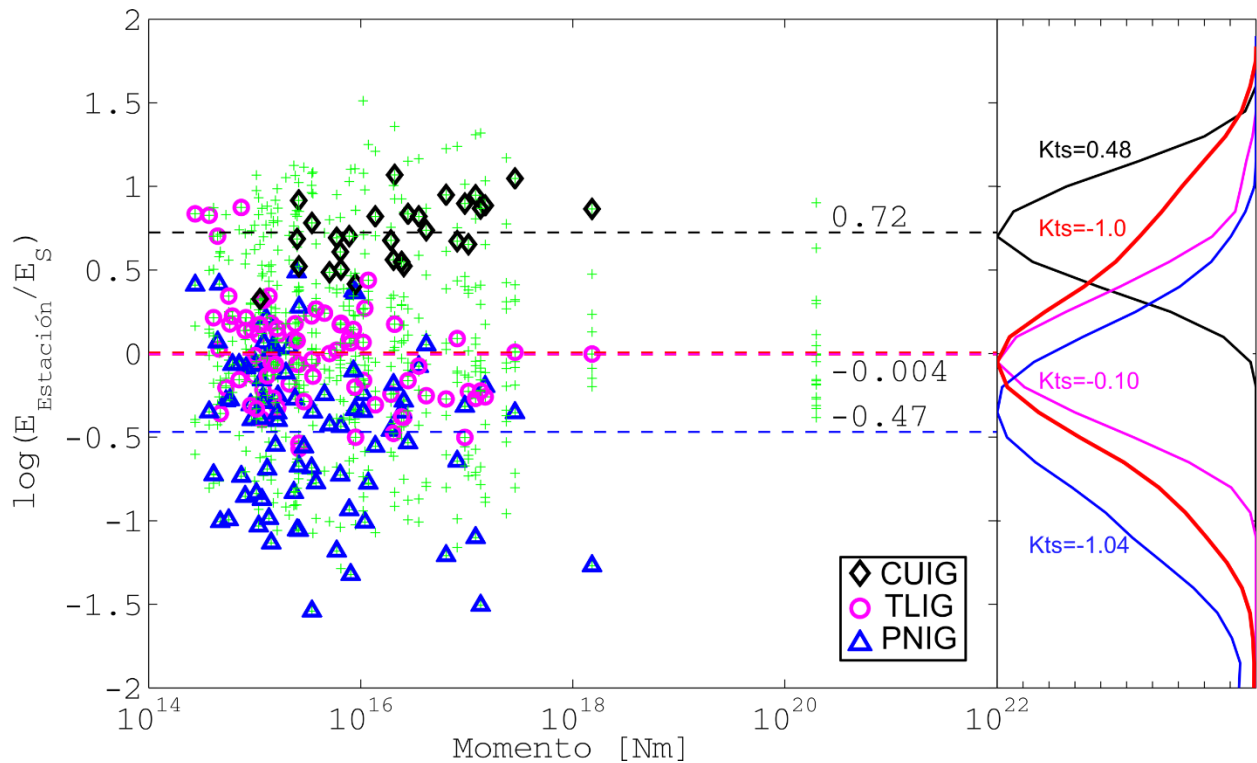


Figura 4.5: Diferencias entre estimaciones de energía sísmica en cada una de las estaciones y estimaciones promedio de E_s para los sismos de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012. Los diamantes negros, círculos magenta y triángulos azules representan las diferencias en las estaciones, CUIG, TLIG y PNIG, respectivamente. Las cruces verdes son las diferencias en las demás estaciones utilizadas para la estimación de energía sísmica. Las líneas discontinuas representan los promedios de las diferencias para cada una de las estaciones, de acuerdo con su color. La línea roja punteada representa el valor en el que las estimaciones en las estaciones son igual que la estimación de E_s . De lado derecho se muestran las distribuciones de las estimaciones para cada una de las estaciones con su respectivo color, y en rojo para todos los datos. El parámetro Kts representa el valor de kurtosis para cada una de las distribuciones.

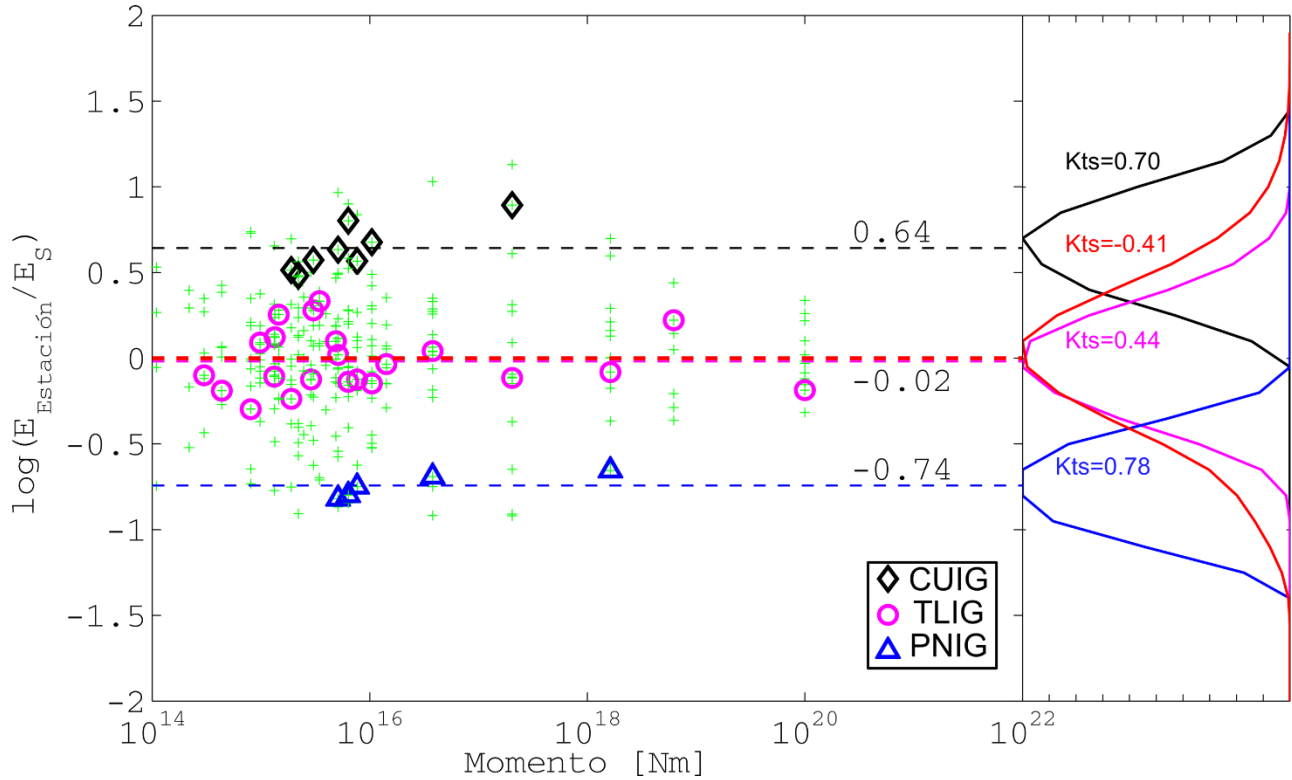


Figura 4.6: Diferencias entre estimaciones de energía sísmica en cada una de las estaciones y estimaciones promedio de energía E_S para los sismos de Papanoa 2014. Los diamantes negros, círculos magenta y triángulos azules representan las diferencias en las estaciones, CUIG, TLIG y PNIG, respectivamente. Las cruces verdes son las diferencias en las demás estaciones utilizadas en la estimación de energía sísmica. Las líneas discontinuas representan los promedios de las diferencias para cada una de las estaciones, de acuerdo con su color. La línea roja punteada representa el valor en el que la estimación de las estaciones es igual a la estimación E_S . De lado derecho se muestran las distribuciones de las estimaciones para cada una de las estaciones con su respectivo color, y en rojo para todos los datos. El parámetro Kts representa el valor de kurtosis para cada una de las distribuciones.

Se examinó la existencia de correlaciones entre parámetros de la fuente con la energía sísmica irradiada. Para hacer esto se analizó el logaritmo de la energía sísmica escalada con respecto al momento sísmico, la distancia del epicentro a la trinchera y la profundidad. Para ello se hicieron ajustes lineales y se evaluaron con una prueba de hipótesis basadas en un análisis de varianzas (ANOVA) (Sanford, 1985). En la prueba de hipótesis se compararon las varianzas de dos modelos,

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + e_i, \quad (4.2)$$

$$y_i = \beta_0 + e_i, \quad (4.3)$$

y se conformó una hipótesis nula (HN), en la que el modelo de la Ecuación (4.3) con pendiente igual a cero representa de mejor forma a los datos, y una hipótesis alternativa (HA) en la que el ajuste lineal de la Ecuación (4.2) representa mejor el comportamiento de la muestra. Es decir,

$$HN: y_i = \beta_0 + e_i, \quad (4.4)$$

$$HA: y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + e_i.$$

El resultado del análisis ANOVA es un valor F , obtenido de comparar el cuadrado de la media de la regresión, SS_{reg} , con el estimador de la varianza o la media de los residuos al cuadrado, $\hat{\sigma}^2$,

$$F = \frac{SS_{reg}}{\hat{\sigma}^2}. \quad (4.5)$$

El valor F se evalúa en una distribución F , para obtener un valor p y compararlo con el de un valor de confianza de 0.01. Si p es menor que 0.01, entonces se rechaza la hipótesis nula y tomamos la hipótesis alternativa. En el caso opuesto; i.e., p sea mayor de 0.01, no se rechaza la hipótesis nula.

En el caso del momento sísmico y la profundidad, las pruebas de hipótesis no rechazaron la hipótesis nula establecida, por lo que la energía sísmica escalada puede quedar igualmente representada por un modelo dado por la Ecuación (4.3). Es así que, con base en las pruebas de hipótesis, no se encontró dependencia de la energía sísmica con estas dos variables (Figura 4.7).

Una situación diferente se encontró analizando la correlación de la energía sísmica escalada con la distancia a la trinchera (Figura 4.7). En este caso la prueba de hipótesis rechazó la hipótesis nula y confirmó la existencia de correlación entre las variables, con un ajuste lineal con una pendiente pequeña de 0.006.

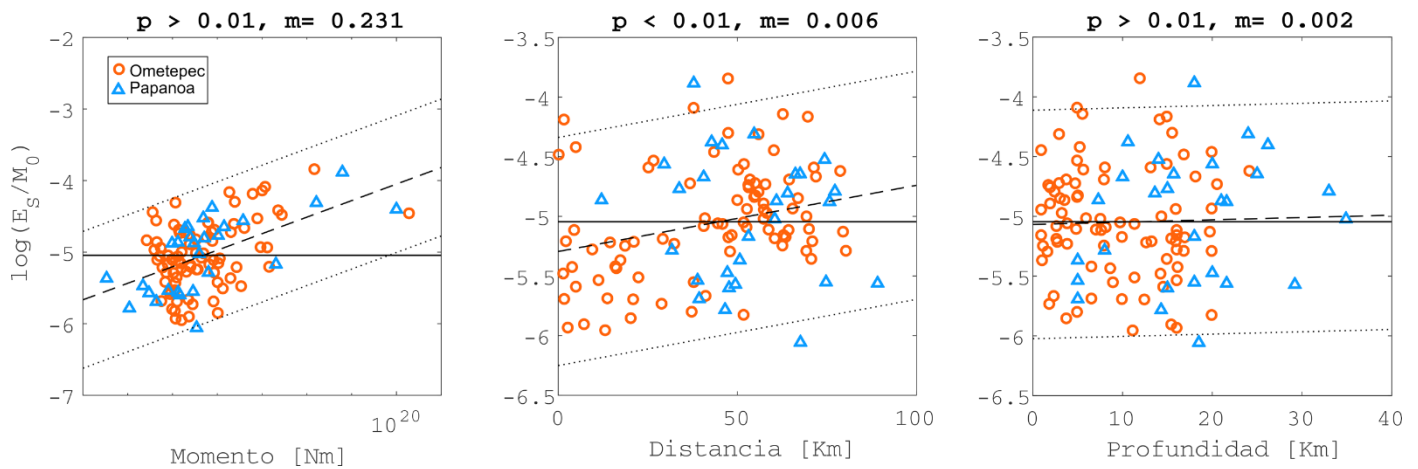


Figura 4.7: Correlaciones de la energía sísmica escalada con momento sísmico (izquierda), distancia del epicentro a la trinchera (centro) y profundidad (derecha). En círculos naranjas se tienen las estimaciones de la secuencia de Ometepec-Pinotepa Nacional 2012 y en triángulos azules, los de la de Papanao 2014. Las líneas continuas representan la media de los datos (Ecuación 4.2), las líneas discontinuas, el mejor ajuste lineal (Ecuación 4.1) y las punteadas un intervalo equivalente a dos desviaciones estándar. El valor p representa el resultado de la prueba de hipótesis y m , el valor de la pendiente del ajuste lineal.

Dentro de esta dependencia pequeña de la energía sísmica escalada con la distancia a la trinchera, se observa que los sismos más cercanos a la trinchera en Ometepec, a distancias menores de 30 km, tienen energías escaladas menores que el promedio de -5.045 (Figura 4.7, centro). Varios sismos anómalos con energía escaladas particularmente bajas, cercanas a -6, se ubican en esta región. Valores tan bajos de energías escalada pueden ser asociados con sismos con rupturas lentas. Estos sismos se localizan sobre el área de ruptura del sismo de 1996, que fue descrito como un sismo anómalo con propiedades de sismo tsunami (Iglesias et al., 2003). Sin embargo, tres réplicas del sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional, a menos de 10 km de la trinchera, muestran un comportamiento contrastante con energías escaladas elevadas.

Tomando en cuenta esta zona con menores capacidades energéticas, la distribución espacial de la energía escalada se puede dividir en distintas regiones a lo largo de la zona de subducción. Utilizando el algoritmo para *clustering K-mean* (David y Sergi, 2007), la zona de subducción de Guerrero puede ser caracterizada en cuatro regiones (F1, F2, F3, F4), cada una de ellas con propiedades energéticas distintas. Las regiones y sus comportamientos se muestran la Figura 4.8. F1 y F2 están compuestas por sismos en Ometepec-Pinotepa Nacional

y F3 y F4, por sismos en Papanaoa. F1 tiene sismos cercanos a la trinchera con energías escaladas bajas comparadas con los sismos en F2, que están ubicados echado abajo en la interfaz y presentan energías escaladas mayores (Figura 4.9). La media del logaritmo de la energía escalada para F1 y F2 es de -4.61 y -5.36, respectivamente. Por otro lado, F3 y F4 tienen comportamientos contrastantes uno con el otro, con F3 irradiando significativamente menos energía con una media de -5.55 comparado con F4 que tiene una media de -4.62 (Figura 4.9).

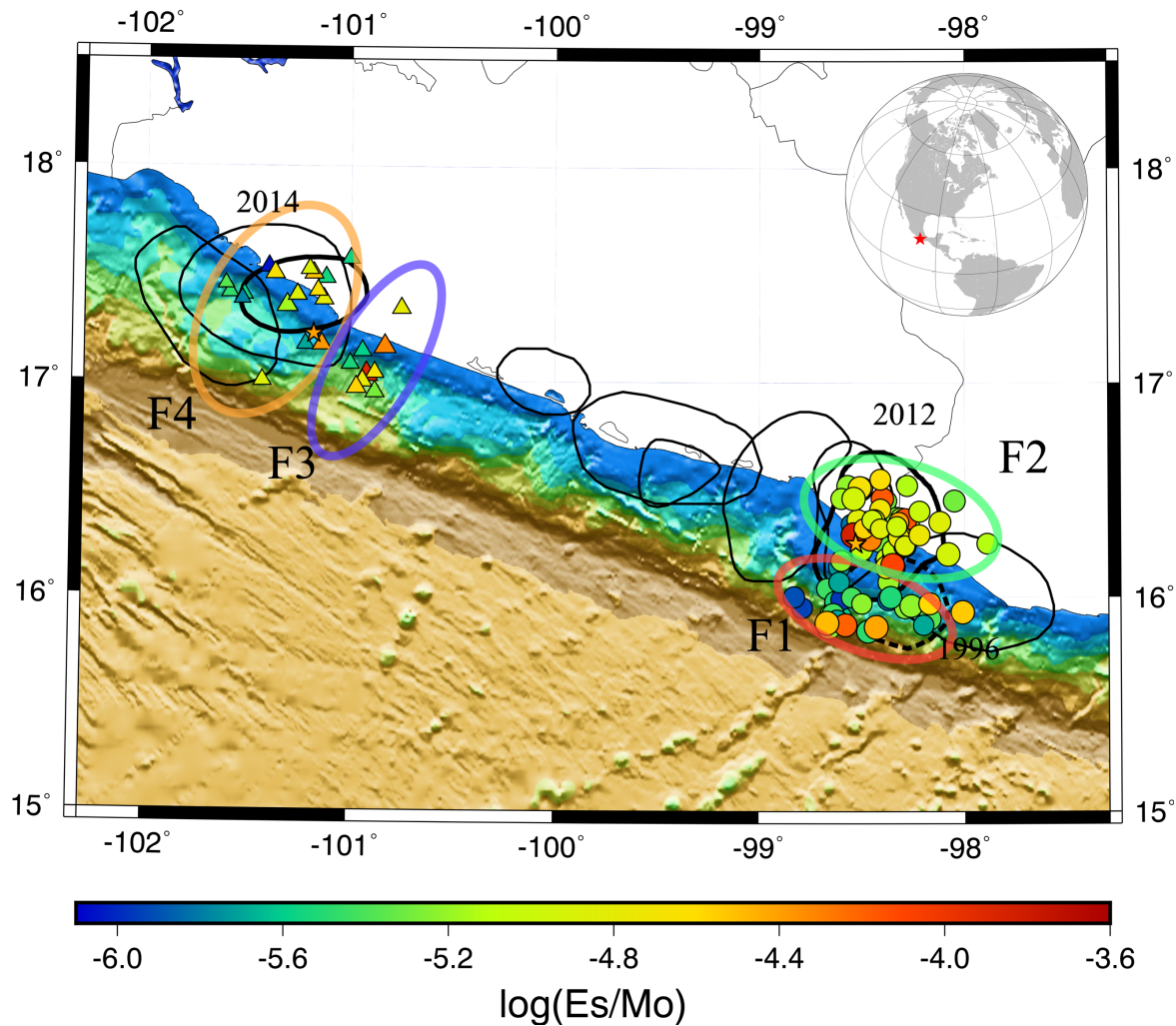


Figura 4.8: Distribución espacial de la energía sísmica escalada. Las áreas delimitadas por F1, F2, F3 y F4 representan comportamientos particulares de la energía sísmica escalada. Las áreas negras muestran zonas de ruptura de sismos importantes ocurridos en Guerrero.

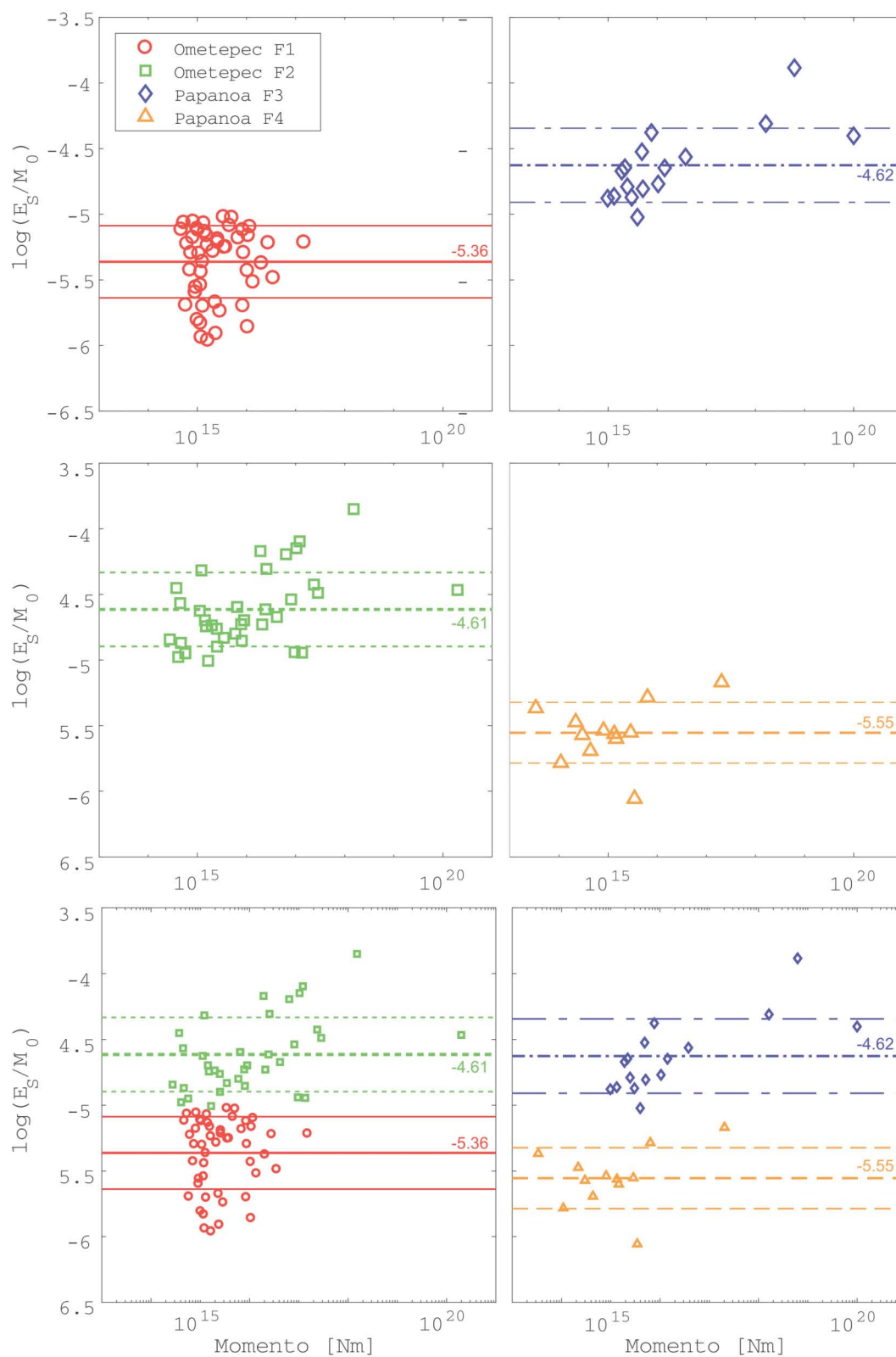


Figura 4.9: Energía escalada contra momento sísmico para cada una de las regiones: F1(círculos rojos), F2(cuadros verdes), F3 (diamantes morados) y F4 (triángulos naranjas). Las líneas representan la media y desviaciones estándar para cada una de las muestras de datos.

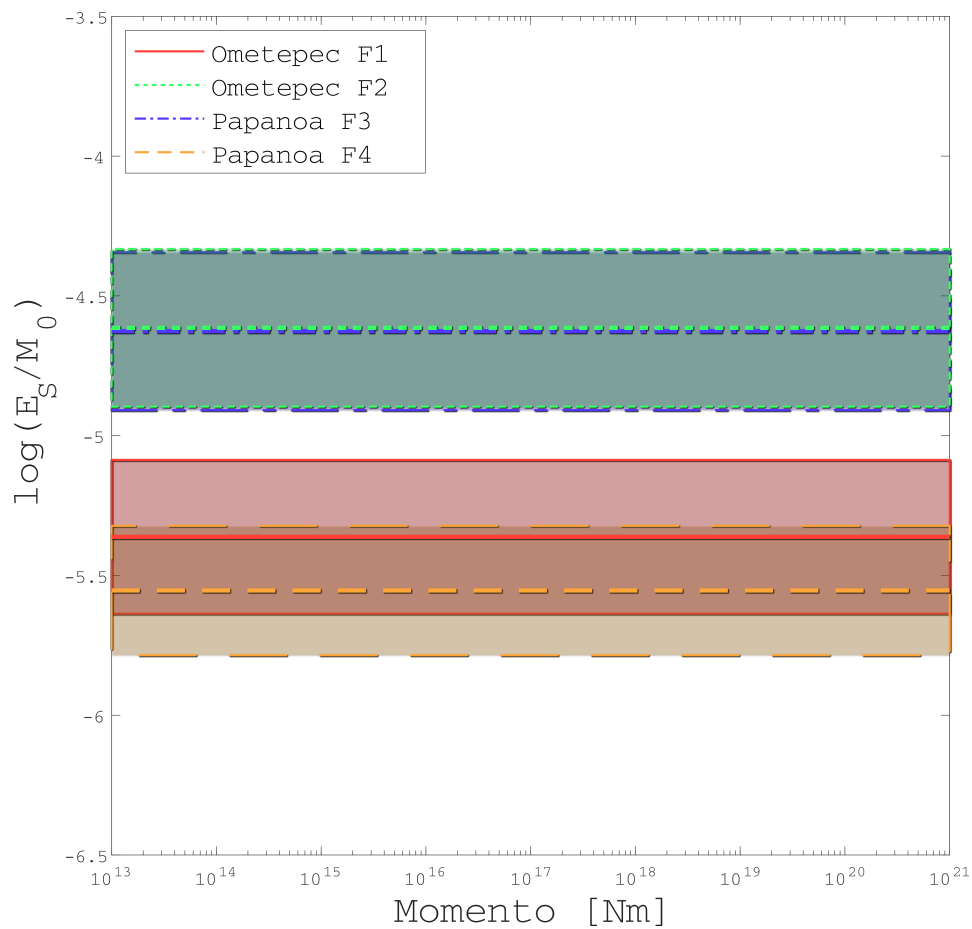


Figura 4.10: Energía escalada contra momento. Las áreas de colores delimitan los intervalos de los valores de energía escalada para cada región: F1 en rojo, F2 en verde, F3 en morado y F4 en naranja.

El comportamiento en las cuatro regiones sugiere que la distribución de la energía sísmica en Guerrero no es homogénea y que puede ser controlada por heterogeneidades sobre la interfaz de la placa.

Capítulo 5

Discusión

En general, los espectros de fuente de las dos secuencias de sismos pueden ser descritos por un modelo de Brune (1970) con una caída de ω^{-2} . Utilizando un mejor ajuste (descrito en el Capítulo 2), de un modelo de Brune (1970) a los espectros observados, se obtuvieron las frecuencias de esquina y los momentos sísmicos (Figura 5.1). Los espectros de fuente de las dos secuencias forman una tendencia de la frecuencia de esquina con el momento sísmico con una proporción de $M_0 \propto f_c^{-3.17}$. Este comportamiento de los espectros y frecuencias de esquina es cercano a un modelo con una caída de esfuerzo constante, como lo han establecido otros autores (e.g., Iio Yoshihisa, 1986; Abercrombie, 1995; Hiramatsu et al., 2002), con una proporción de $M_0 \propto f_c^{-3}$.

Una constante que observamos en espectros de sismos pequeños de las dos secuencias, es un máximo en amplitudes en un rango de frecuencias entre 0.1 y 0.2 Hz. No conocemos el origen de la amplificación de los espectros en esta banda de frecuencias, sin embargo, como una primera hipótesis suponemos que puede ser causado por sismos someros, prominentes en ondas superficiales que excitan estas frecuencias. En teoría, las ondas superficiales no se

deben incluir dentro de nuestro análisis; sin embargo, en nuestros registros regionales es complicado delimitar dónde inicia y termina el grupo de onda *S*. Un mayor análisis de la fuente de estos sismos será necesario para determinar el origen de la amplificación. Un comportamiento de este tipo no tiene una influencia significativa en nuestras estimaciones de energía, ya que más del 80% de la energía irradiada proviene de frecuencias cercanas y mayores que la frecuencia de esquina (Ide y Beroza, 2001). Los sismos pequeños en nuestro estudio, que presentan este comportamiento, tienen sus frecuencias de esquina en frecuencias mayores al rango mencionado.

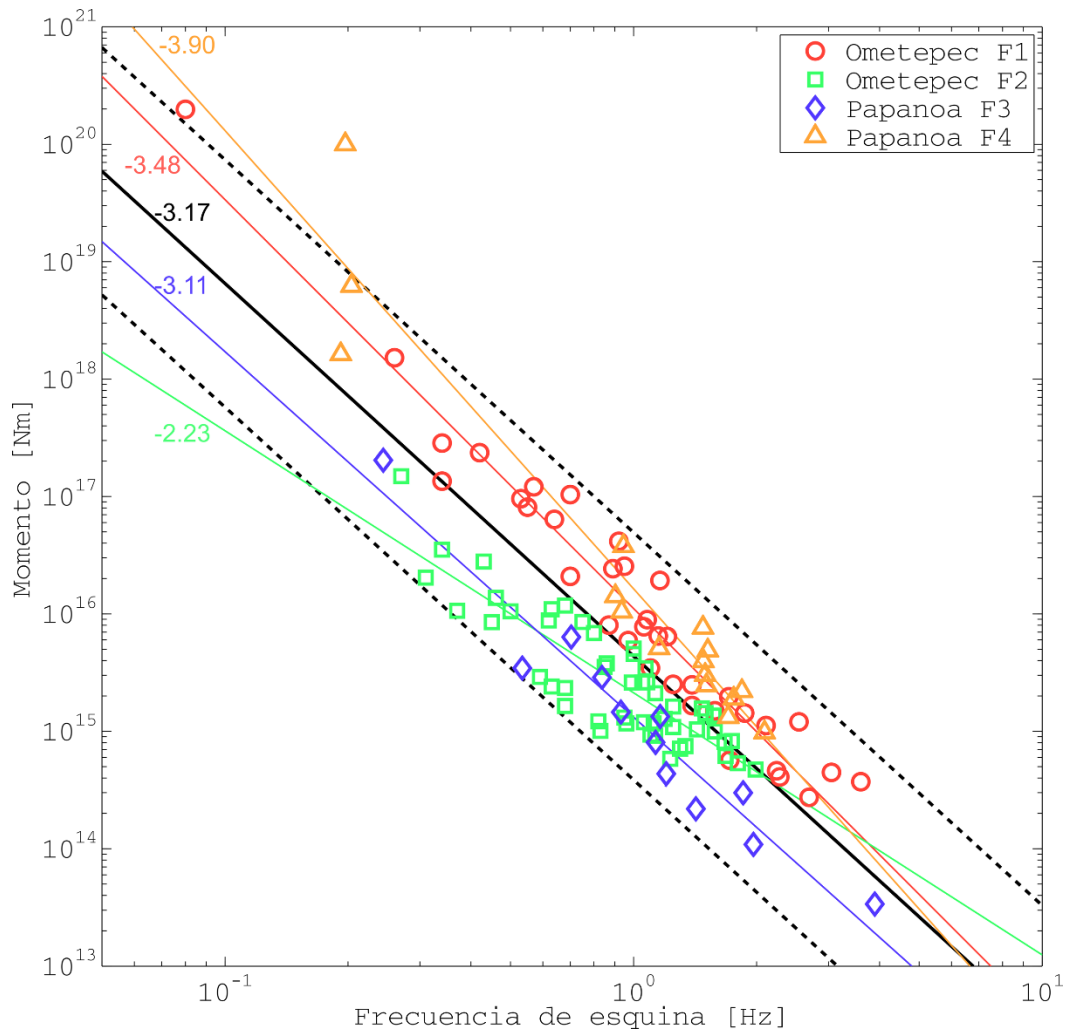


Figura 5.1: Momento sísmico contra frecuencia de esquina. En colores se muestran los valores respectivos para cada región (F1-F4) y sus ajustes lineales. La línea continua negra y las discontinuas representa el mejor ajuste lineal para todos los datos y su desviación estándar, respectivamente.

Existen dos puntos que se deben abordar dentro de nuestro análisis. Uno de ellos es la corrección por patrón de radiación en el método de estimación regional. Singh y Ordaz (1994) asumieron que la aproximación de una fuente puntual para el campo lejano es válida y que el patrón de radiación puede ser ignorado. En nuestro caso utilizamos un valor promedio para el patrón de radiación (Ecuación (2.34)). Plata Martínez (2015), comprobó que variaciones en el mecanismo focal no tienen influencias importantes dentro de nuestro método de estimaciones de energía regional. De esta forma concluimos que las estimaciones de energía regionales no son dependientes a variaciones menores en el mecanismo focal y la corrección promedio por el mecanismo focal es válida.

Por otro lado, el segundo elemento que requiere atención es la discriminación entre sismos interplaca y corticales. Varias de las interpretaciones que hemos realizado hasta este momento han sido para sismos interplaca ubicados en la interfaz. Sin embargo, existe la posibilidad que algunos de los sismos dentro de nuestro estudio sean sismos producidos en fallas al interior de la placa superior y no en la interfaz de la placa subducida. Estos sismos son someros y podrían tener un mecanismo focal diferente al del evento principal y en consecuencia serían descartados como réplicas. Tomando en cuenta que un fallamiento de tipo normal suele presentar energías mayores a las de uno inverso (Choy y Boatwright, 1995, Convers y Newman, 2011), Plata Martínez (2015) verificó si nuestros resultados de energía sísmica irradiada tienen algún comportamiento específico derivado de fuentes corticales en nuestro estudio. Concluyó que no existe un cambio estadísticamente significativo en las tendencias de los resultados al excluir los posibles sismos corticales.

Las estimaciones regionales de energía obtenidas para las secuencias de Ometepe-Pinotepa Nacional y Papanoa son semejantes a las estimaciones de Singh y Ordaz (1994) corregidos por efectos de sitio, con medias de $\log(E_s/M_0)$ de -5.04 y -4.72, respectivamente. Los valores de energía escalada, o esfuerzo aparente, están dentro del promedio global obtenidos por distintos estudios (Figura 5.2), pero existe mayor similitud a los resultados de estimaciones regionales de sismos en California de Kanamori (1993) y Mayeda Walter (1996). La media obtenida para la energía escalada en este estudio de -5.04, es menor que los promedios globales de -4.52 y $-4.59 (\pm 0.36)$ reportados por Ide y Beroza (2001) y Convers y Newman

(2011), respectivamente. Las diferencias entre la media obtenida y las globales reportadas previamente se deben a que nuestro estudio únicamente incluye sismos con un origen tectónico inverso. El ambiente tectónico inverso tiene valores de energía escalada menores que los de fallamiento normal y de rumbo (Choy y Boatwright, 1995; Pérez-Campos y Beroza, 2001; Convers y Newman, 2011). Para fallamiento inverso, Pérez-Campos y Beroza (2001) y Convers y Newman (2011) reportaron una media de -5.3 y -4.72, respectivamente. Sin embargo, la zona de subducción Mesoamericana posee energías escaladas menores que la media de un ambiente tectónico inverso (Figura 3.3), con una media de -5.15 (Convers y Newman, 2011), un valor cercano al de -5.04 obtenido en este trabajo.

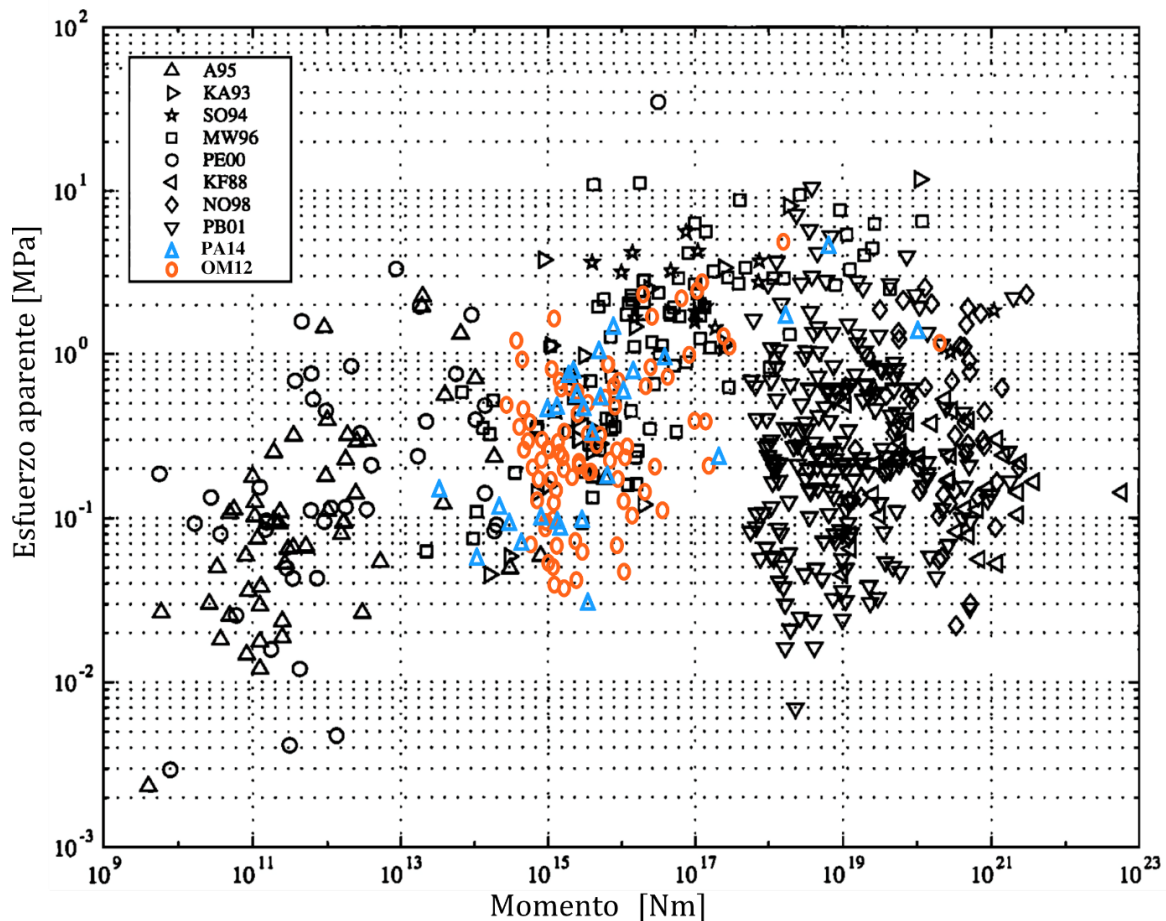


Figura 5.2: Esfuerzo aparente contra momento sísmico para una recopilación de estudios; A95: Abercrombie (1995), KA93: Kanamori et al. (1993), SO94: Singh y Ordaz (1994), MW96: Mayeda y Walter (1996), PE00: Prejean y Ellsworth (2000), KF88: Kikuchi y Fukao (1988), NO98: Newman y Okal (1998), PB01: Pérez-Campos y Beroza (2001), PA14: Papanoa 2014, OM12: Ometepe-Pinotepa Nacional 2012. De estos estudios KF88, NO98 y PB01 son resultados telesísmicos mientras que todos los demás son regionales.

La Tabla A-1 anexa, muestras las comparaciones de las energías telosísmicas obtenidas en este trabajo con las publicadas por IRIS y las regionales estimadas. En general, las estimaciones reportadas por IRIS son mayores que las estimadas en este trabajo; no obstante, las diferencias son pequeñas y en ocasiones despreciables (Figura 5.3). IRIS utiliza el método descrito por Convers y Newman (2011), que en esencia es el mismo al que se utiliza en este trabajo, motivo por el cual las estimaciones de energía reportadas por IRIS y las nuestras son similares.

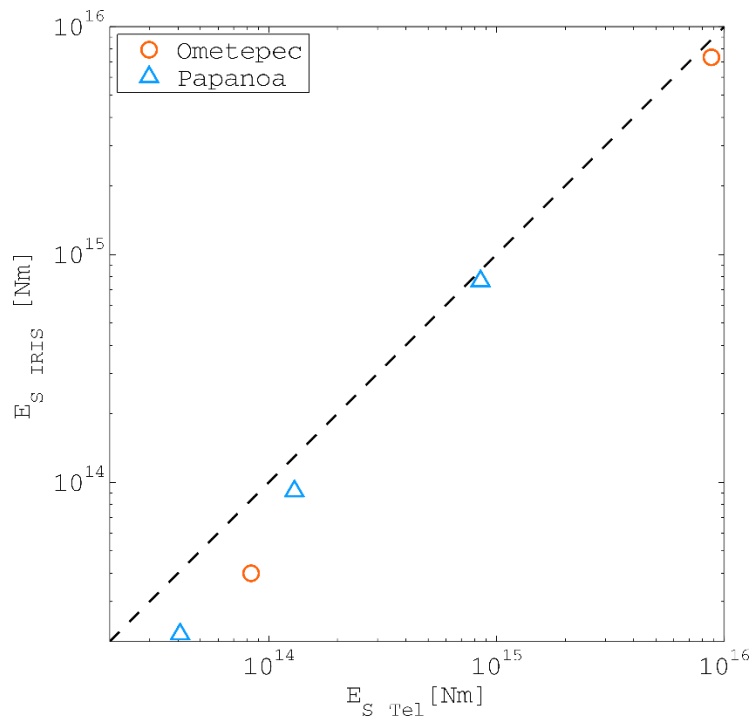


Figura 5.3: Comparación de energías telosísmicas reportadas por IRIS con estimadas en este trabajo

Por otro lado, las estimaciones telosísmicas y regionales también presentan un margen de error entre sí. En este estudio, la diferencia menor entre estimaciones regionales y telosísmicas fue con un factor de 1.29 para el sismo principal de Ometepec-Pinotepa Nacional. Este factor es menor que los derivados por Singh et al. (2004) y Venkataraman et al. (2002), con factores de 1.47 y 1.5, para el sismo de Bhuj del 2006 (M_w 7.6) y el sismo de Hector Mine del 1999 (M_w 7.1), respectivamente. La mayor discrepancia en nuestros resultados se encontró para el sismo del 8 de mayo de 2014 (M_w 6.4), con un factor de 0.16, en el cual el espectro regional está sobre el nivel del momento sísmico de 6.22×10^{18} Nm en frecuencias bajas e incrementado con respecto al espectro telosísmico (Figura 5.4). Este

efecto pudo haber surgido durante la corrección de atenuación del espectro regional. Aun así, el factor de diferencia es menor que la discrepancia de un orden de magnitud que se ha observado anteriormente (Singh y Ordaz, 1994; Pérez-Campos et al, 2003). Pérez-Campos et al. (2003) determinaron que estos desacuerdos pueden ser reducidos disminuyendo el espectro regional, más que incrementando el telesísmico.

Aun cuando estas diferencias existen, se han logrado obtener estimaciones telesísmicas y regionales suficientemente precisas gracias a las correcciones aplicadas durante los procesos de estimación. Las diferencias se han ido reduciendo, sin embargo, esfuerzos para completamente constreñir las estimaciones de energía serán beneficiosos para este tipo de estudios.

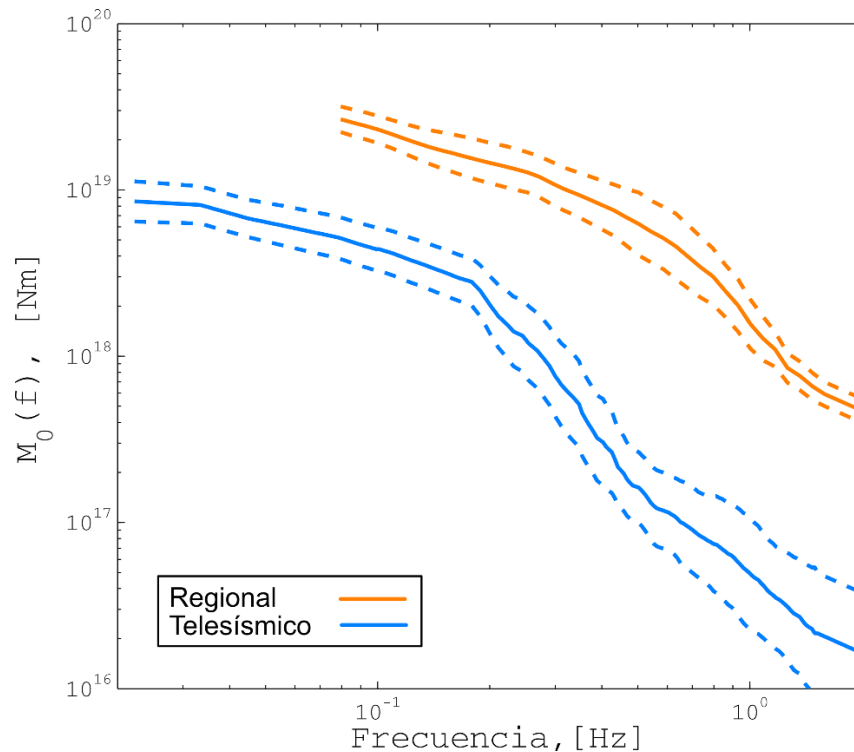


Figura 5.4: Comparación de espectros de fuente regional (naranja) y telesísmico (azul) para el sismo del 2014/05/08 a las 17:00.0 horas de M_w 6.4. Con líneas discontinuas se muestran los intervalos de confianza de los espectros.

Aún con una corrección por efecto de sitio en las estimaciones de energía regionales, existe un comportamiento constante en algunas estaciones del SSN. Para las dos secuencias de sismos, la energía sísmica tiende a ser subestimada y sobreestimada si es calculada en las

estaciones de PNIG y CUIG, respectivamente. Por el contrario, las estimaciones con datos de la estación TLIG tienen valores muy cercanos al valor promedio de energía sísmica.

En promedio, la energía sísmica fue subestimada usando datos de la estación PNIG, pero la dispersión en las estimaciones para los sismos de Ometepec-Pinotepa Nacional fue grande y una pequeña para los sismos de la secuencia de Papanoa. No conocemos el motivo exacto por el cual el comportamiento de las estimaciones con datos de PNIG es inconsistente; sin embargo, esto puede ser reflejo de un efecto de sitio y de trayecto. La región de Ometepec ha sido descrita con segmentaciones en el margen continental de la placa superior, perpendiculares a la trinchera (Yamamoto et al., 2013). Esta segmentación podría crear efectos de sitio y trayecto más complejos en la región, causando estimaciones irregulares de energía sísmica con datos de la estación PNIG. Por otro lado, en Papanoa estos efectos desaparecen al alejarnos de la zona fracturada y sumar un trayecto ajeno a la zona de Ometepec. Un estudio más detallado es necesario para aislar apropiadamente el origen de este comportamiento.

Las estimaciones con datos de la estación CUIG siempre se sobreestimaron con una dispersión reducida para las dos secuencias. El factor de diferencias en las estimaciones (5.2 y 4.3 para las secuencias de Ometepec-Pinotepa Nacional y Papanoa, respectivamente) es equivalente a las diferencias encontradas por Singh y Pacheco (1994). En la misma estación se obtuvieron estimaciones de energía sísmica cinco veces mayores con respecto a estaciones con estaciones en la costa. Esto se debe a efectos de sitio en la estación CUIG, en la cual se sabe que la compleja estructura geológica del Valle de México, con materiales de baja velocidad, crea un aumento en amplitud y duración de las ondas sísmicas (Singh et al., 1988; Kawase y Aki, 1989; Ordaz y Singh, 1992, Singh et al., 1995). Aunque CUIG se encuentra ubicada en la zona de lomas, con roca dura dentro del Valle de México, se ha observado una amplificación de hasta 10 veces en algunas frecuencias (0.2 a 0.7 Hz) (Ordaz y Singh; 1992, Singh et al., 1995). Singh et al. (1988) calcularon el cociente espectral entre este sitio y estaciones cercanas en la costa, lo cual podría emplearse para corregir los efectos de sitio en esta estación.

Por último, estimaciones de energía sísmica obtenidas con datos de la estación TLIG, para las dos secuencias, fueron esencialmente iguales que el valor promedio de energía. Las diferencias en las estimaciones pueden ser consideradas despreciables, por lo que surge la opción de utilizar únicamente esta estación para realizar una estimación rápida de energía.

Los resultados de cada estación indican que las correcciones por efectos de sitio que utilizamos aún requieren mejoras. Para corregir apropiadamente los efectos de sitio es necesario estimar los parámetros de amplificación y atenuación en cada una de las estaciones, tarea que sale de los alcances y propósitos de este trabajo, pero que sin duda ayudaría a obtener estimaciones de energía sísmica más precisas. No obstante, lo observado en TLIG indica que los factores de amplificación y atenuación generalizados de tipos de roca que usamos, pueden ser una buena aproximación.

Nuestros resultados de energía escalada no muestran correlación con el momento sísmico. Este resultado concuerda con aquellos de diferentes estudios en los que se ha llegado a la misma conclusión (Ide y Beroza, 2001; Pérez-Campos y Beroza, 2001; Newman y Okal, 2001; Baltay et al., 2011; Convers y Newman, 2011; Plata Martínez, 2015), en los cuales se ha observado que la energía escalada permanece constante en rango hasta de 19 órdenes del momento sísmico (Convers y Newman, 2011). Sin embargo, previamente existió la discusión sobre si esta observación era real y algunos autores (Abercrombie, 1995; Mayeda y Walter, 1996; Kanamori y Heaton, 2000) sugirieron que sismos con momento sísmico menor poseían energías escaladas hasta 10 a 100 veces menores a sismos mayores (Kanamori y Heaton, 2000). Esta tendencia pudo haber sido consecuencia de un ancho de banda de frecuencias limitada o suposiciones de modelos inapropiadas (Ide y Beroza, 2001; Ide et al. 2004). Nuestros resultados soportan los enunciados en los que la energía escalada permanece constante con el momento sísmico.

Tampoco se encontró correlación de la energía escalada con la profundidad. Considerando que la energía escalada es un parámetro que incorpora propiedades dinámicas de la falla, este parámetro es un indicio de la lentitud (*slowness*) de su ruptura. Suponiendo que la lentitud está asociada con la presencia de fases sedimentarias en la interfaz (Okal y Newman,

2001), esperaríamos una región confinada de lentitud mayor y energías escaladas menores, en las zonas donde se existan fases sedimentarias. Las fases sedimentarias se encuentran en regiones someras donde la subducción inicia y los sedimentos son termodinámicamente posibles. Su presencia disminuiría conforme la profundidad incrementa en dirección del echado. Nuestros resultados no encontraron correlación entre la profundidad y la energía escalada, de la misma forma como se ha visto en diferentes zonas de subducción en el mundo (Newman y Okal, 2001; Bilek et al., 2004). Es importante señalar que, en nuestras localizaciones de sismos la profundidad es el parámetro menos restringido y con la mayor incertidumbre, que podría estar enmascarando nuestros resultados. Es cierto que la región cercana a la trinchera de Ometepe-Pinotepa Nacional se tiene sismos con energías escaladas bajas y profundidades someras, pero más que reflejar una dependencia con la profundidad parece ser un reflejo de la duración de la ruptura.

Por razones similares a las mencionadas con el parámetro de la profundidad, buscamos una relación de la energía escalada con la distancia a la trinchera. Si la influencia de fases sedimentarias no es clara usando la profundidad, la distancia a la trinchera puede ser otra forma de ver este efecto. Aunado a esto, los sismos tsunamis con rupturas lentas se ubican cercanos a la trinchera por cuatro posibles razones; deslizamientos lentos en la base del prisma de acreción, fallas del tipo *steeply dipping* en el prisma de acreción, depresión de sedimentos cercanos a la trinchera o una ruptura que alcance el piso oceánico (Kanamori, 1972; Shapiro et al, 1998). Encontramos una correlación débil entre la energía escalada y la distancia a la trinchera; sin embargo, esta correlación es pequeña para poder hacer una interpretación sobre ella y confirmar una relación entre los parámetros.

Utilizando la energía escalada como un discriminante para identificar sismos con rupturas lentas, nuestros resultados indican un comportamiento repetitivo de sismos con ruptura lenta en la región cercana a la trinchera en la región de Ometepe (Figura 5.5). Newman y Okal (2011) identificaron sismos tsunamis con rupturas lentas (Nicaragua 1992, Java 1994, Perú 1996, Java 2006) utilizando como indicador el logaritmo de la energía escalada por debajo de un umbral de -5.6, representado con una línea negra en la Figura 5.5.

En nuestro caso, varios sismos en F1 cercanos a la trinchera (distancias menores de 30 km) tienen valores por debajo del umbral determinado. Los sismos mencionados son consistentes con la fuente sísmica descrita en el dominio A de Lay et al. (2012). Estos sismos se encuentran sobre la zona de ruptura del sismo de 1996, que fue caracterizado como sismo tsunami con aceleraciones máximas pequeñas y deficiente en contenido energético de altas frecuencias (Iglesias et al., 2003). Existen complejidades sobre fallas de ruptura que pueden influir en el comportamiento de la sismicidad, incluso llegando a generar sismos tsunami (Bilek y Lay, 2002). Por lo tanto, las réplicas ocurridas sobre la zona de ruptura de 1996 están rompiendo parches pequeños de la zona de ruptura mayor y, por consecuencia, repiten las mismas propiedades de fuente del sismo de 1996.

Podemos concluir que la región cercana a la trinchera en Ometepec es la más propensa a presentar sismos tsunamis en Guerrero, aun cuando dos réplicas con energías escaladas altas ocurrieron en la zona. Esta región ahora puede ser distinguida como una de mayor riesgo por tsunami, por lo que esfuerzos adicionales deben ser dirigidos a la detección rápida de sismos con ruptura lenta, alertas tempranas de tsunamis y medidas de protección a la población cercana.

Por otro lado, en la región de Papanaoa también se tiene réplicas con energías escaladas menores que el umbral dentro de la región F4 (Figura 5.5). Sin embargo, estos sismos están lejos de la trinchera.

Es importante reconocer las limitaciones que tiene la energía escalada como indicador de sismos con ruptura lenta: los sismos de ruptura lenta exhiben valores bajos de energía escalada, pero no todos los sismos con energía escalada bajas serán necesariamente uno de ruptura lenta. Es por ello que, por medio de únicamente la energía escalada no podemos asegurar que los sismos en F1 y F4 son verdaderamente sismos con rupturas lentas.

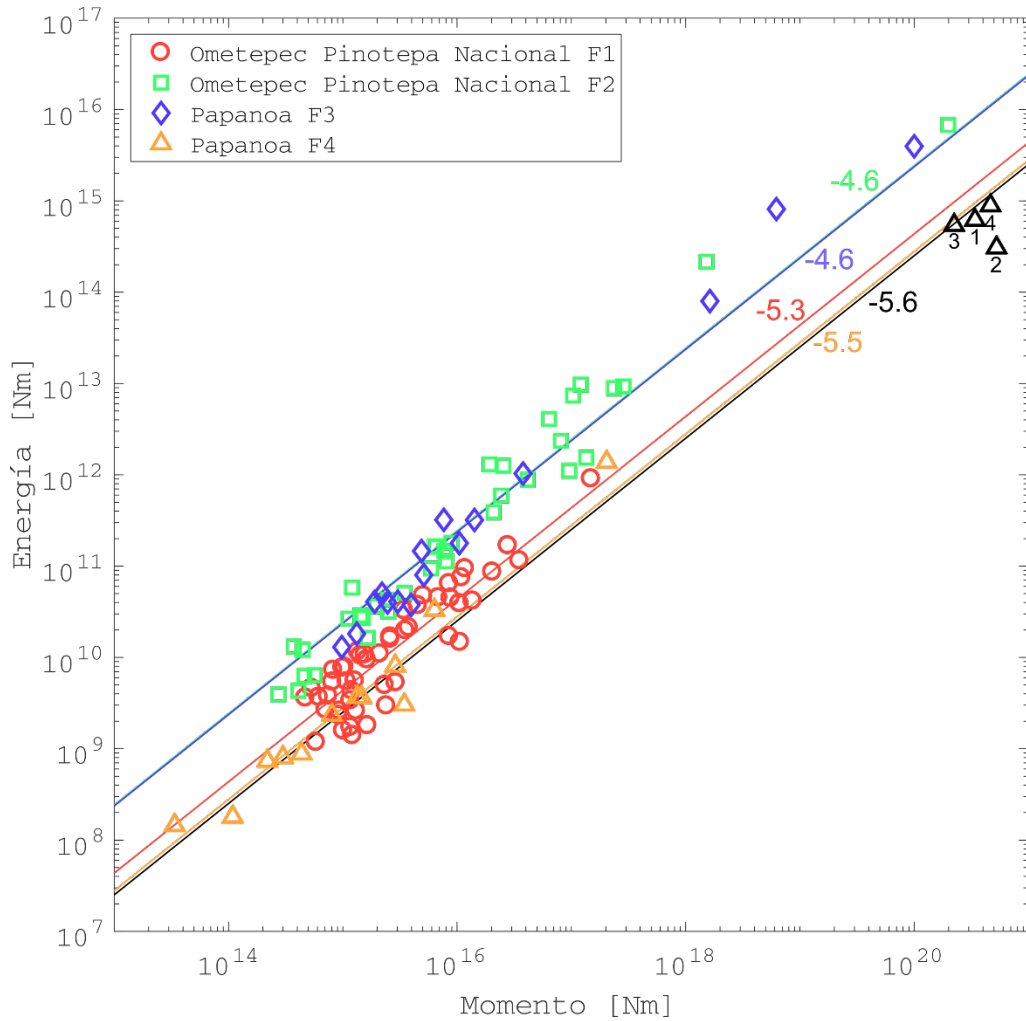


Figura 5.5: Energía sísmica estimada contra momento sísmico para las cuatro regiones (F1 a F4). Los triángulos negros son datos de sismos tsunامي: 1- Nicaragua 1992, 2- Java 1994, 3- Perú 1996, 4- Java 2006 (Newman y Okal, 2011). Las líneas continuas representan valores constantes de la media de la energía escalada de cada región. El color de cada línea corresponde a la región. La línea negra representa el umbral establecido de energía escalada para sismos tsunامي (Newman y Okal, 2011).

El comportamiento contrastante de la energía escalada en las cuatro regiones (F1 a F4) sugiere que la distribución de la energía sísmica en Guerrero no es homogénea y puede ser controlada por heterogeneidades sobre la interfaz de la placa. Kanamori (1993) determinó que la distribución espacial de energía liberada por tremores podía reflejar heterogeneidades en la resistencia de la interfaz, que pudiera establecer comportamientos sísmicos. De la misma forma, la energía escalada de cada una de las regiones puede ser un reflejo de complejidades en la interfaz, establecidas por zonas de ruptura previas, dominios sísmicos en zonas de subducción o propiedades físicas que se traducen en un

comportamiento heterogéneo de liberación de energía. Kanjorski (2003) y Yamamoto et al. (2013), han propuesto modelos en los que la corteza oceánica y margen continental en la costa sur de Guerrero tienen un alto grado de fragmentación a lo largo de cinturones volcánicos que entran en la subducción. En el caso de Ometepepec, la fragmentación define distintos dominios sísmicos que rompen independientemente con características particulares (UNAM Seismology Group, 2013). Efectos de una asperidad previa se observa en F1, donde irradiaciones menores de energía sísmica se correlacionan con la zona de ruptura del sismo de 1996. Sismos en F2, con mayor energía sísmica, pertenecería al dominio B de Lay et al. (2012) o al dominio “sísmico” de UNAM Seismology Group (2013) donde se espera acoplamiento y sismos de mayor tamaño en zonas de subducción.

Las regiones F3 y F4 en Papanao, muestran comportamientos contrastantes entre ellos. F3 está localizado dentro de la Brecha de Guerrero y tiene capacidades energéticas mayores. El esfuerzo aparente nos brinda una medida de la caída de esfuerzo promedio y lo podemos usar como una medida generalizada del estado de esfuerzo. Kanamori et al. (1993) describió valores altos de caídas de esfuerzo como el resultado de la acumulación de esfuerzo durante periodos de recurrencia largos. Cuando la falla de una ruptura se mantiene bloqueada y no presenta ningún deslizamiento, el esfuerzo dentro del material se incrementa mientras la falla continua en su ciclo sísmico. Papanao está ubicado adyacente a la Brecha de Guerrero, la cual ha estado bloqueado por más de 115 años, un periodo suficientemente largo para acumular grandes cantidades de esfuerzo. Por esta razón, se puede esperar que los sismos cercanos a la Brecha de Guerrero tengan esfuerzos aparentes grandes como resultado del periodo largo de inactividad que ha incrementado los esfuerzos en la falla de Papanao. Tal es el caso de la región F3. Persiste el cuestionamiento si el deslizamiento lento ocurrido periódicamente en Guerrero pudiera influir en el estado de esfuerzos de la región.

En la Figura 5.1 mostramos como las frecuencias de esquina para cada una de las regiones están delimitadas y tienen desviaciones de la proporción $M_0 \propto f_c^{-3}$. Nuestras observaciones indican que F1 y F4, que presentan energías escaladas bajas, también tienen frecuencias de esquina menores, y de forma equivalente F2 y F3 tienen energías escaladas y frecuencias de esquina mayores. Esto indica que existe una relación de la frecuencia de esquina con la

energía irradiada. La frecuencia de esquina responde a características de la velocidad y área de ruptura. Puesto que la energía escalada descarta efectos del área de ruptura cuando se normaliza la energía irradiada con el momento, únicamente nos queda relacionar la velocidad de ruptura con la energía escalada, a través de la frecuencia de esquina. Por lo tanto, la frecuencia de esquina está confirmando que cada región sísmica está controlada por complejidades en la interfaz generando propiedades de fuente características. En esta ocasión tenemos velocidades de ruptura lentas en F1 Y F4 con energías sísmicas bajas y mayores velocidades y energías en F3 y F4. Las desviaciones de las frecuencias de esquina de la proporción $M_0 \propto f_c^{-3}$, pueden estar causadas por velocidades de ruptura y deslizamiento bajos (Yoshihisa, 1986).

Algunas razones por las cuales complejidades aparecen en la interfaz pueden ser (Bilek et al., 2002; Bilek et al., 2004): procesos de fluidos, variaciones en sedimentación y variaciones en la estructura de la placa subduciendo. Es claro que estos procesos están conectados entre ellos y que ninguno por sí solo controla las variaciones en la sismicidad en cada región. De forma análoga a los dominios descritos por Lay et al. (2012), una zona de subducción puede ser delimitada en tres zonas según sus condiciones de fricción (Figura 5.6). La primera es la región más somera por debajo del prisma de acreción, la cual se denomina estable y se comporta asísmicamente liberando esfuerzo a través de *creep*. La segunda se localiza a una mayor profundidad y es inestable con deslizamientos sísmicos episódicos. La tercera, que es condicionalmente estable, se ubicada entre las zonas inestable y estable, su deslizamiento generalmente es estable, pero puede ser interrumpido si experimenta una carga de esfuerzo de un sismo cercano. La zona condicionalmente estable es heterogénea, incluyendo porciones de condiciones de fricción inestable debido a variaciones laterales de presión de poro por movimiento de fluidos, fases sedimentarias y rasgos batimétricos subduciendo. Sismos con origen en la región condicionalmente estable, como F1 y F3, incluyen sismos tsunamis con rupturas lentas, mientras que sismos en F2 y F4 se encuentran en una zona con condiciones inestables de fricción.

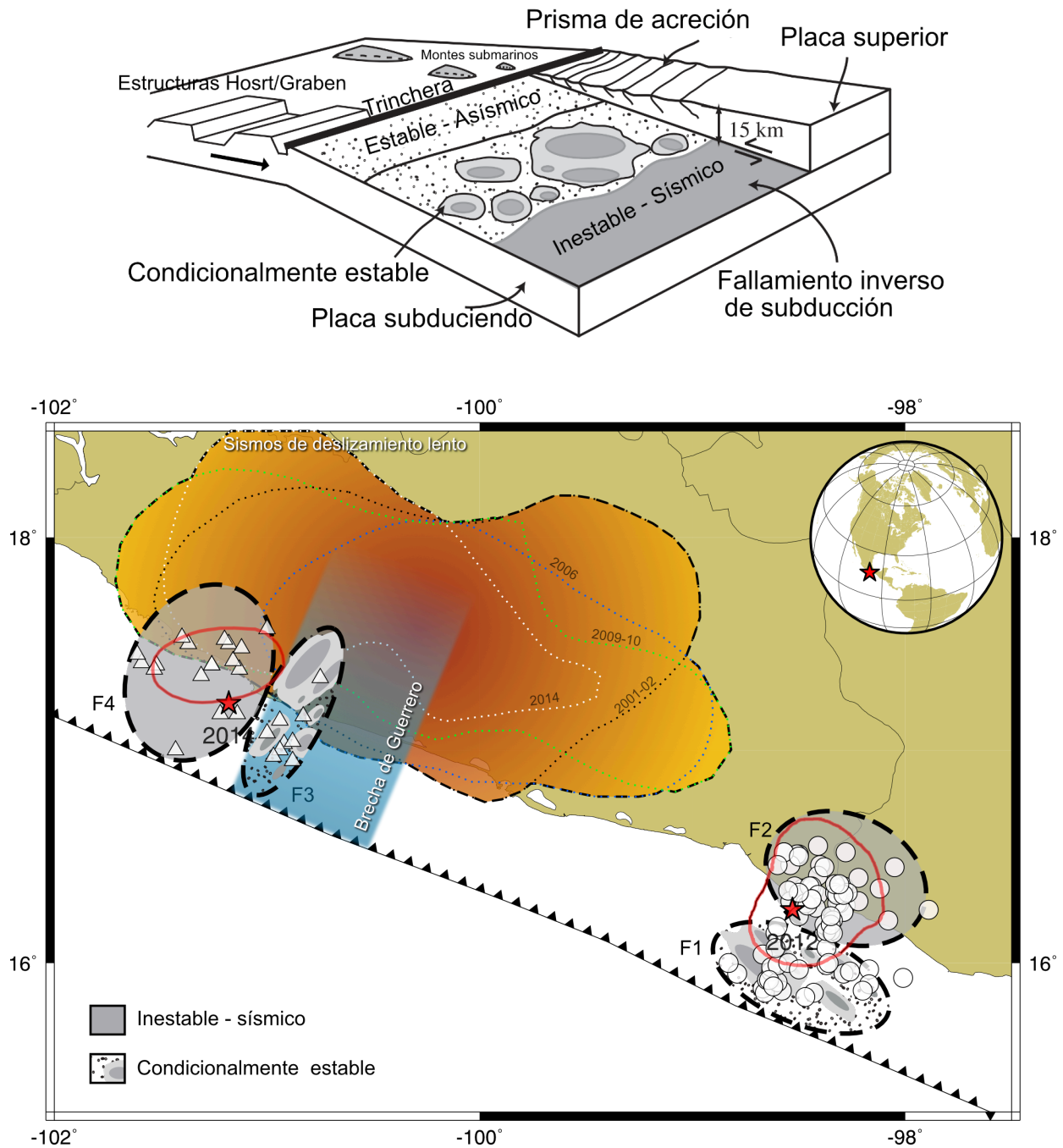


Figura 5.6: (Arriba) Esquema de una zona de subducción, con tres zonas de condiciones de fricción: estable, inestable y condicionalmente estable. La zona condicionalmente estable tiene heterogeneidades laterales ocasionadas por presión de poro, fases sedimentarias y rasgos de la batimetría subduciendo. En esta zona se encuentran sismos tsunami (modificada de Bilek y Lay, 2002). (Abajo) Mapa esquemático con las condiciones de fricción en cada una de las cuatro regiones: F1 (cuadros), F2 (círculos), F3 (triángulos) y F4 (diamantes). Con estrellas rojas y áreas rojas se marcan los epicentros y las zonas de ruptura del sismo de Ometepec-Pinotepa Nacional y Papanoa. El área naranja delimita las zonas con deslizamientos lentos reportados por Radiguet et al. (2002). En azul se muestra la brecha de Guerrero.

Capítulo 6

Conclusiones

Los espectros de fuente regionales calculados se pueden describir apropiadamente con un modelo ω^{-2} , mientras que sus frecuencias de esquina tienen una proporción con el momento sísmico de $M_0 \propto f_c^{-3.17}$, cercano a un modelo de caída de esfuerzo constante. Los valores de energía escalada son semejantes a los obtenidos por Singh y Ordaz (1994), cuando a los segundos se les integra una corrección por efecto de sitio. Del mismo modo, la media de la energía escalada de este estudio de -5.04, es similar a la reportada por Convers y Newman (2011) para sismos de subducción en la trinchera Mesoamericana, de -5.15.

Nuestras estimaciones de energía telesísmicas son semejantes a las reportadas por IRIS, mientras que la diferencias entre estimaciones telesísmicas y regionales en este trabajo tienen factores en un rango entre 1.29 y 0.16. Estas diferencias son pequeñas, pero mejoras en los métodos de estimación aún son necesarias para restringir las estimaciones de energía. Por otro lado, las estimaciones regionales con datos de las estaciones CUIG y PNIG, en promedio sobreestimaron y subestimaron la energía sísmica, respectivamente; mientras que las estimaciones obtenidas con datos de la estación TLIG resultaron cercanas a la media. Los

comportamientos en cada estación se deben a efectos de sitio, que aún podrían ser mejorados con una corrección específica por efectos de sitio.

No se encontró correlación de la energía escalada con el momento sísmico o la profundidad. Una correlación pequeña se encontró entre la energía escalada y la distancia a la trinchera; sin embargo, esta correlación es tan pequeña que no es posible hacer alguna interpretación significativa sobre ella y confirmar una relación entre los parámetros

Usando la energía escalada como discriminante de sismos con ruptura lenta, encontramos que la región F1, cercana a la trinchera en Ometepec es la más propensa en Guerrero a tener sismos tsunamis. Los sismos de esta región están localizados sobre el área de ruptura del sismo de 1996, por lo que están repitiendo las mismas propiedades de fuente de sismos tsunamis que fueron reportadas para el sismo de 1996. De entre las cuatro regiones analizadas, la región F1 ahora puede ser categorizada como la de mayor riesgo por tsunami, por lo que medidas de respuesta rápida al peligro pueden ser consideradas, por ejemplo, detección temprana de sismos tsunamis, alertamiento a poblaciones cercanas y medidas de evacuación para situar a personas en lugares seguros del tsunami.

La distribución de la energía sísmica en Guerrero no es homogénea. Más bien puede estar controlada por heterogeneidades sobre la interfaz de la placa. La liberación de energía sísmica de cada una de las regiones puede ser un reflejo de complejidades en la interfaz, delimitadas por zonas de ruptura previas, dominios sísmicos en zonas de subducción o propiedades físicas que se traducen en un comportamiento heterogéneo de liberación de energía. Algunas razones por las cuales complejidades aparezcan pueden ser procesos de presión por fluidos, variaciones en fases sedimentarias, periodos de recurrencia largos y variaciones en la estructura de la placa subduciendo, que crean zonas de fricción condicionalmente estables con heterogeneidades en la interfaz.

Referencias

- Abercrombie, R. (1995). Earthquakes source scaling relationships from -1 to 5 ML using seismograms records at 2-5-km depth. *Journal of Geophysical Research*, 100(B12), 24,015-24,036.
- Aki, K., & Richards, P. (2002). *Quantitative Seismology*. Sausalito: University Science Books.
- Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS (1980): US Geological Survey Networks. International Federation of Digital Seismograph Networks. Other/Seismic Network. 10.7914/SN/GS.
- Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS (1988): Global Seismograph Network (GSN - IRIS/USGS). International Federation of Digital Seismograph Networks. Other/Seismic Network. 10.7914/SN/IU.
- Allmann, B. P., & Shearer, P. M. (2009). Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 114(B01310), 1-22.
- Amante, C., & Eakins, B. (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M [access date].
- Astiz, L., & Kanamori, H. (1984). An earthquake doublet in Ometepec, Guerrero, Mexico . *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 34, 24-45.
- Baltay, A., Ide, S., Prieto, G., & Beroza1, G. (2011). Variability in earthquake stress drop and apparent stress. *Geophysical Research Letters*, 38, L06303.
- Beeler, N., Wong, T.-F., & Hickman, S. (2003). On the expected relationships among apparent stress, static stress drop, effective shear fracture and efficiency. *Bulleting of the Seismological Society of America*, 93(3), 1381-1389.

- Bilek, S. L., Lay, T., & Ruff, L. (2004). Radiated seismic energy and earthquake source duration variations from teleseismic source time functions for shallow subduction zone thrust earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *109*(B093008), 1-14.
- Boatwright, J., & Choy, G. (1986). Teleseismic estimates of the energy radiated by shallow earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *91*(B2), 2095-2112.
- Boatwright, J. (1980). A spectral theory for circular sources; Simple estimates of source dimensions, dynamic stress drop and radiated seismic energy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *70*(1), 1-27.
- Boatwright, J. (1984). Seismic estimates of stress release. *Journal of Geophysical Research*, *89*(B8), 6961-6968.
- Boatwright, J. (1986). Teleseismic estimates Of the energy radiated by shallow earthquakes. *Journal of Geophysical Reasaerch*, *103*(B11), 2095-2112.
- Boatwright, J., & Choy, G. (1989). Aceleration spectra for subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *94*(B11), 15,541-15,553.
- Boatwright, J., & Fletcher, J. (1984). The partition of radiated energy between P and S waves. *Bulletin of the seismological society of america*, *74*(2), 361-376.
- Boore, D. M., & Joyner, W. (1997). Site amplification for generic rock sites. *Bulletin of the seismological Society of America*, *78*(2), 327-341.
- Boore, D., & Boatwright, J. (1984). Average body-wave radiaion coefficients. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *74*(5), 1615-1621.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *75*(26), 4997-5009.
- Bullen, K. E. (1965). *An introduction to the theory of seismology*. New York: Cambridge University Press.
- Burridge, R., & Knopoff, L. (1964). Body force equivalentents for seismic dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *54*(6), 1875-1888.

- Castro, R. R., Anderson, J., & Singh, S. (1990). Site response, attenuation and source spectra of the S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone. *Bulletin of Seismological Society of America*, 80(6), 1481-1503.
- Choy, G. L., & Boatwright, J. (1995). Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *Journal Of Geophysical Research*, 100(B9), 18,205-18,228.
- Choy, G. L., & Cormier, V. (1986). Direct measurements of the mantle attenuation operator from broadband P and S waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 91(B7), 7326-7342.
- Choy, G. L., McGarr, A., Kirby, S., & Boatwright, J. (2006). An overview of the global variability in radiated energy and apparent stress. *Geophysical Monograph series 170, American Geophysical Union*, 43-57.
- Convers, J., & Newman, A. (2011). Global evaluation of large earthquakes energy from 1997 through mid-2010. *Journal of Geophysical Research*, 116(B08304), 1-17.
- Courboux, F., Santoyo, M. A., Pacheco, J. F., & Singh, S. K. (1997). The 14 September 1995 (M = 7.3) Copala, Mexico, earthquake: A source study using teleseismic, regional, and local data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(4), 999-1010.
- David, A., & Sergi, V. (2007). K-means++: The advantages of careful seeding. *SODA '07: Proceedings of the Eighteenth Annual ACM-SIAM Symposium on Discrete Algorithms*, 1027-1035.
- DeMets, C., & Stein, S. (1990). Present day kinematics of the Rivera Plate implications for tectonics in Southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 95(B13), 21,931-21,948.
- Dziewonski, A., Chou, T.-A., & Woodhouse, J. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4), 2825-2852.
- EERI. (n.d.). *The March 20, 2012, Ometepe, Mexico, earthquake. Special earthquake Report.* Institute, Earthquake Engineering Research.

- Efron, B. (1979). Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife. *The Annals of Statistics*, 7(1), 1-26.
- Ekström, G., Nettles, M., & Dziewonski, A. (2012). The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200(201), 1-9.
- Figueroa, Á. G. (2014). *Modelación espacial temporal de los procesos de relajación del esfuerzo para secuencias de réplicas*. Ciudad de México: Centro de Geociencias, UNAM.
- GEOSCOPE - French Global Network of broadband seismic stations - Institut de Physique du Globe de Paris - doi:10.18715/GEOSCOPE.G
- Goldstein, P. A. (n.d.). Sac Availability for the IRIS Community. *Incorporated Institutions For Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*. <http://www.iris.edu/news/newsletter/vol7no1/page1.htm>.
- Graham, S. E., DeMets, C., Cabral-Cano, E., Kostoglodov, V., Walpersdorf, A., Cotte, N., . . . Salazar-Tlaczani, L. (2014). GPS constraints on the 2011–2012 Oaxaca slow slip event that preceded the 2012 March 20 Ometepepec earthquake, southern Mexico. *Geophysical Journal International*, 197(3), 1593-1607.
- Gutenberg, B., & Richter, C. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. 1-15.
- Haskell, N. A. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagation faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(6), 1811-1841.
- Hiramatsu, Y., Yamanaka, H., Tadokoro, K., Nishigami, K., & Ohmi, S. (2002). Scaling law between corner frequency and seismic moment of microearthquakes: Is the breakdown of the cube law a nature of earthquakes? *Geophysical Research Letters*, 29(8), 1211.
- Humphrey, J. R., & Anderson, J. (1992). Shear-waves attenuation and site response in Guerrero, Mexico. *Bulletin of Seismological Society of America*, 81(4), 1622-1645.

- Ide, S., & Beroza, G. (2001). Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophysical Research Letters*, *28*(17), 3349-3352.
- Ide, S., Matsubara, M., & Obara, K. (2004). Exploitation of high-sampling Hi-net data to study seismic energy scaling: The aftershocks of the 2000 Western Tottori, Japan, earthquake. *Earth Planets Space*, *56*, 859-871.
- Iglesias, A., Singh, S. K., Pacheco, J. F., Alcántara, L., Ordaz, M., & Ortiz, M. (2003). Near-trench mexican earthquakes have anomalously low peak acelerations. *Bulletin of Seismological Society of America*, *93*(2), 953-959.
- Iio, Y. (1986). Scaling relation between earthquake size and duration of faulting for shallow earthquakes in seismic moment between 10^{10} and 10^{25} dyne cm. *Journal of Physics of the Earth*, *34*(2), 127-169.
- Instituto de Ingeniería (IINGEN) UNAM. (n.d.). Base de datos de registros acelerográficos de la Red Sísmica Mexicana. *Formas de onda y localizaciones fueron provistas por la Base de datos de registros acelerográficos de la Red Sísmica Mexicana y su personal*. Ciudad de México, México.
- Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics Earth Planet Interiors*, *6*(5), 346-359.
- Kanamori, H. (1977). The energy released in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *82*(20), 2981-2987.
- Kanamori, H., & Brodsky, E. (2004). The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics*, *67*(8), 1429-1496.
- Kanamori, H., & Heaton, T. H. (2000). Microscopic and macroscopic physics of earthquakes. *GeoComplexity and the Physics of Earthquakes Geophysical Monograph*, *120*, 147-163.
- Kanamori, H., & Rivera, L. (2006). Energy Partitioning During an Earthquake. *American Geophysics Union, Geophysical Monograph Series 170*, 3-13.

- Kanamori, H., & Rivera, L. (2006). Energy Partitioning during an earthquake en Earthquakes: Radiated energy and the physics of faulting. *Geophysical Monograph Series 170*, 3-13.
- Kanamori, H., Mori, J., Egill, H., Heaton, T., Hutton, L., & Jones, L. (1993). Determination of earthquakes energy release and ML using TERRAScope. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *83*(2), 330-346.
- Kanjorski, N. M. (2003). *Cocos plate structure along the middle America subduction zone off Oaxaca and Guerrero, Mexico: Influence of subducting plate morphology on tectonics and seismicity*. University of California. San Diego: University of California.
- Kawase, H., & Aki, K. (1989). A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *79*(5), 1961-1982.
- Kikuchi, M., & Fukao, Y. (1988). Seismic wave energy inferred from long-period body wave inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *78*(5), 1707-1724.
- Kirkpatrick, S., Gelatt, C., & Vecchi, M. (1983). Optimization by simulated annealing. *Science*, *220*(4598), 671-680.
- Kostoglodov, V., & Pacheco, J. F. (1999). *Cien años de sismicidad en México*. Retrieved from Instituto de Geofísica, UNAM: <http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/sismos/100a%F1os.html>
- Kostoglodov, V., Singh, S., Santiago, J., Franco, S., Larson, K., Lowry, A., & Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, *30*(15), 1807.
- Kostrov, V. V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys Solid Earth*, *1*, 23-44.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C., Koper, K., Hutko, A., Ye, L., . . . Rushing, T. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, *117*(B4), 1-21.

- Mayeda, K., & Walter, W. R. (1996). Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes. *Journal of Geophysical Research*, *101*(B5), 11,195-11,208.
- McGarr, A. (1999). On relation of apparent stress to the stress causing earthquakes fault slip. *Journal of Geophysical Research*, *104*(B2), 3003-3011.
- Newman, A. V., & Okal, E. (1998). Teleseismic estimates of radiated seismic energy; The E/M0 discriminant for tsunami earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *103*(B11), 26,885-26,898.
- Okal, E. A., & Newman, A. V. (2001). Tsunami earthquakes: the quest for a regional signal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *124*(1-2), 45-70.
- Ordaz, M., & Singh, S. (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of the amplification in the hill zones of Mexico City. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *82*(1), 24-43.
- Orowan, E. (1960). *Mechanism of seismic faulting*. Department of Mechanical Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge 39, Massachusetts .
- Pardo, M., & Suarez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implication. *Journal of Geophysical Research*, *100*(B7), 12,357-12-373.
- Pérez-Campos, X., & Beroza, G. (2001). An apparent mechanism dependence of radiated seismic energy. *Journal of Geophysical Research*, *106*(B6), 11,127-11,136.
- Pérez-Campos, X., Singh, S., & Beroza, G. (2003). Reconciling teleseismic and regional estimates of seismic energy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *93*(5), 2123-2130.
- Plata-Martínez. (2015). Analysis de energía sísmica de réplicas de sismo del 20 de marzo del 2012 en Ometepe-Pinotepa Nacional, México. Universidad Nacional Autónoma de México.

- Prejean, S. G., & Ellsworth, W. L. (2001). Observations of earthquake source parameters and attenuation at 2 km depth in the Long Valley Caldera, eastern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2), 165-177.
- Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Walpersdorf, A., Cotte, N., & Kostoglodov, V. (2012). Slow slip event and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 117(B4), B043305.
- Radiguet, M., Perfettini, H., Cotte, N., Gaulandi, A., Valette, B., Kostoglodov, V., . . . Campillo, M. (2016). Triggering of the 2014 Mw7.3 Papanoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico. *Nature Geoscience*, 9, 829-833.
- Sanford, W. (1985). *Applied Linear Regresion*. Nuevo York: John Wiley & Sons.
- Savage, J., & Wood, M. (1971). The relation between apparent stress and stress drop. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), 1381-1388.
- Servicio Sismológico Nacional, UNAM. (n.d.). Formas de onda y localizaciones fueron provistas por el Servicio Sismológico Nacional y su personal. <http://www.ssn.unam.mx/>. Ciudad de México, México.
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to Seismology Second Edition*. UK: Cambrigde University.
- Sieh, K. (1996). The repetition of large-earthquakes ruptures. *PNAS*, 93(9), 3764-3771.
- Singh, S. K., & Mortera, F. (1991). Source time functions of Large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone, age of the plate, and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 96(B13), 21,487-21,502.
- Singh, S. K., & Pacheco, J. (1994). Magnitude determination of mexican earthquakes. *Geoffisica Internacional*, 33(2), 189-198.
- Singh, S. K., Astiz, L., & Havskov, J. (1981). Seismic gaps recurrence periods of large earthquakes along the mexican subduction zone: A reexaminatoin. *Bulletin of the Seismological Socierty of America*, 71(3), 827-843.
- Singh, S. K., Lermo, J., Domínguez, J., Ordaz, M., Espinosa, J. M., Mena, E., & Quaas, R. (1988). The Mexico earthquake of september 19, 1985- A Study of the amplification of seismic

- waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site. *Earthquake Spectra*, 4(4), 653-673.
- Singh, S. K., Mena, E., & Castro, R. (1988). Some aspects of source characteristics of the 19 september 1985 michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico city from strong motion data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2), 451-477.
- Singh, S. K., Pacheco, J., Bansal, B., Pérez-Campos, X., Dattatrayam, R., & Suresh, G. (2004). A source study of the Bhuj, India, earthquake of the 26 January 2001 (Mw 7.6). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4), 1194-1206.
- Singh, S. K., Quaaas, R., Ordaz, M., Mooser, F., Almora, D., Torres, M., & Vásquez, R. (1995). Is there truly a "hard" rock site in the Valley of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 22(4), 481-484.
- Singh, S., & Ordaz, M. (1994). Seismic energy release in Mexican subduction zone earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1533-1550.
- Singh, S., & Pacheco, J. (1994). Magnitude Determination of Mexican Earthquakes. *Geofísica Internacional*, 33(2), 189-198.
- Snoke, J. A., Linde, A., & Sacks, I. (1983). Apparent stress: An estimate of the stress drop. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(2), 339-348.
- Solano Hernández, E. A. (2006). *Evaluación de efectos de sitio en estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional*. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- SSN (2014): Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México. URL: <http://www.ssn.unam.mx>, doi: <https://doi.org/10.21766/SSNMX/SN/MX>.
- Stein, S. (2003). *Introduction to Seismology Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing.

- Suárez, G., & Sánchez, O. (1996). Shallow depth of seismogenic coupling in southern Mexico: implications for the maximum size of earthquakes in the subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 93(1-2), 53-61.
- Tarantola, A., & Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(2), 219-232.
- The facilities of IRIS Data Services, and specifically the IRIS Data Management Center, were used for access to waveforms, related metadata, and/or derived products used in this study. IRIS Data Services are funded through the Seismological Facilities for the Advancement of Geoscience and EarthScope (SAGE) Proposal of the National Science Foundation under Cooperative Agreement EAR-1261681.
- UNAM, S. G. (2013). Ometepe-Pinotepa Nacional, Mexico earthquake of 20 march 2012 (Mw 7.5): Preliminary report. *Geofísica Internacional*, 52(2), 173-196.
- UNAM, S. G. (2015). Papanao, Mexico earthquake of 18 April 2014 (Mw7.3). *Geofísica Internacional*, 54(4), 363-386.
- Venkataraman, A. (2004). Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 109(B05302), 1-20.
- Venkataraman, A., Beroza, G., & Boatwright, J. (2006). A brief review of techniques used to estimate radiated seismic energy. *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting, Geophysical Monograph Series 170*, 15-24.
- Venkataraman, A., Rivera, L., & Kanamori, H. (2002). Radiated energy from the 16 october 1999 Hector Mine Earthquakes: Regional and teleseismic estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4), 1256-1265.
- Yamamoto, J., González-Morán, T., Quintanar, L., Zavaleta, A., Zamora, A., & Espíndola, V. (2013). Seismic patterns of the Guerrero-Oaxaca, Mexico region, and its relationship to the continental margin structure. *Geophysical Journal International*, 192(1), 375-389.

Zúñiga, F. R., Suárez, G., Figueroa-Soto, Á., & Mendoza, A. (2017). A first-order seismotectonic regionalization of Mexico for seismic hazard and risk estimation. *Journal of Seismology*, 21(6), 1295-1322.

Zúñiga, R. (1993). Frictional overshoot and partial stress drop which one? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(3), 939-944.

Anexo

Tabla A-1: Comparación de estimaciones de energía irradiada telesísmicas

Sismo	Momento (Nm)	Telesísmica (J)	Regional (J)	IRIS (J)	Tel/Reg	Tel/IRIS
120320_180247	1.980E+20	8.775E+15	6.779E+15	7.340E+15	1.29	1.20
120402_173642	1.520E+18	8.356E+13	2.149E+14	3.990E+13	0.39	2.09
120929_071115	2.852E+17	2.324E+12	9.274E+12	N.D.	0.25	N.D.
140418_142700	1.000E+20	8.500E+14	3.118E+15	7.660E+14	0.27	1.11
140508_170000	6.220E+18	1.294E+14	8.127E+14	9.160E+13	0.16	1.41
140510_073600	1.630E+18	4.073E+13	7.992E+13	2.160E+13	0.51	1.89

Cada sismo está nombrado según su fecha (año, mes, día) y hora (hora, minuto, segundo) de ocurrencia, en el formato aammdd_hhmmss. IRIS: Estimaciones de energía telesísmicas publicadas por IRIS (Convers y Newman, 2011, <http://dx.doi.org/10.17611/DP/1736843>). N.D.: Datos no disponibles.

Tabla A-2: Catálogo de sismos analizados

Evento	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	M_0 (Nm)	E_s (J)	$\log(E_s/M_0)$
120320_180247	16.25	-98.53	20.00	1.980E+20	6.779E+15	-4.47
120320_201441	16.36	-98.29	5.60	1.037E+17	7.374E+12	-4.15
120320_222538	15.93	-98.01	5.00	8.110E+16	2.351E+12	-4.54
120321_022529	15.86	-98.66	13.30	1.490E+17	9.093E+11	-5.21
120321_025440	16.46	-98.4	15.00	1.925E+16	1.300E+12	-4.17
120321_040240	16.51	-98.5	13.20	6.498E+15	1.649E+11	-4.60
120321_055833	16.32	-98.32	7.60	5.070E+15	4.771E+10	-5.03
120321_064433	16.52	-98.57	4.90	9.981E+14	7.731E+09	-5.11
120321_071933	16.07	-98.37	2.70	2.604E+15	1.664E+10	-5.19
120321_102812	16.34	-98.46	3.00	7.773E+15	1.457E+11	-4.73
120321_113614	16.51	-98.51	18.20	4.150E+16	8.822E+11	-4.67
120321_155414	16.27	-98.28	2.00	2.488E+15	4.301E+10	-4.76
120321_161451	16.26	-98.42	1.70	1.089E+15	5.459E+09	-5.30
120321_164131	16.18	-98.38	6.00	3.445E+15	3.280E+10	-5.02
120321_170507	16.35	-98.48	2.50	5.922E+15	9.403E+10	-4.80
120321_180216	16.2	-98.34	3.90	5.348E+14	4.616E+09	-5.06
120322_031142	16.15	-98.37	9.00	9.372E+14	2.597E+09	-5.56
120322_035217	16.18	-98.35	2.40	2.336E+15	4.970E+09	-5.67
120322_105823	15.99	-98.37	3.80	1.063E+16	1.472E+10	-5.86
120322_164647	15.87	-98.58	14.20	6.380E+16	4.081E+12	-4.19
120322_204204	16.14	-98.38	4.80	2.088E+16	3.894E+11	-4.73
120322_221445	16.27	-98.46	15.60	2.546E+16	1.259E+12	-4.31
120323_021622	15.92	-98.65	16.10	8.537E+15	6.472E+10	-5.12
120323_044211	15.96	-98.63	16.10	2.111E+15	1.099E+10	-5.28
120323_065458	16.36	-98.52	5.10	3.462E+15	5.103E+10	-4.83
120323_171356	15.9	-98.17	1.10	2.040E+16	8.650E+10	-5.37
120323_171938	16.22	-98.5	2.70	4.551E+15	3.728E+10	-5.09
120324_015835	16.24	-98.29	5.70	2.430E+16	5.911E+11	-4.61
120324_231345	16.33	-98.27	15.50	2.616E+15	1.688E+10	-5.19
120325_014626	16.35	-98.12	3.10	8.028E+15	1.125E+11	-4.85
120325_031320	16.4	-98.22	14.40	1.656E+15	1.635E+10	-5.01
120325_062207	16.52	-98.57	16.00	2.612E+15	1.596E+10	-5.21
120325_131521	16.04	-98.67	8.70	1.196E+15	4.347E+09	-5.44
120325_210235	16.5	-98.5	15.00	1.279E+15	5.556E+09	-5.36
120326_093259	15.98	-98.63	16.10	1.169E+15	3.370E+09	-5.54

Tabla A-2: Continuación

Evento	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	M_0 (Nm)	E_s (Nm)	$\log(E_s/M_0)$
120326_104625	15.84	-98.47	14.30	3.523E+16	1.153E+11	-5.49
120326_161146	15.95	-98.29	1.20	3.539E+15	1.981E+10	-5.25
120327_030138	15.91	-98.6	14.60	9.180E+14	2.331E+09	-5.60
120328_053939	16.28	-98.31	3.80	8.946E+15	1.798E+11	-4.70
120328_120352	15.95	-98.79	16.10	1.216E+15	1.402E+09	-5.94
120328_152200	16.52	-98.28	19.80	1.430E+15	1.049E+10	-5.13
120328_164725	16.28	-98.32	1.80	1.499E+15	2.706E+10	-4.74
120328_223300	16	-98.36	11.40	1.371E+16	4.169E+10	-5.52
120329_113526	15.99	-98.6	11.20	1.647E+15	1.804E+09	-5.96
120331_054432	16.14	-98.34	5.00	1.010E+15	1.582E+09	-5.81
120401_222348	16.46	-98.54	20.00	9.580E+16	1.101E+12	-4.94
120402_173642	16.29	-98.54	12.00	1.520E+18	2.149E+14	-3.85
120402_182627	16.28	-98.47	1.00	1.095E+16	7.515E+10	-5.16
120402_183912	16.27	-98.46	17.00	6.874E+15	4.534E+10	-5.18
120402_221503	16.3	-98.44	9.80	8.280E+14	7.279E+09	-5.06
120402_235500	16.3	-98.44	9.80	8.277E+14	7.279E+09	-5.06
120403_053517	16.33	-98.5	8.20	1.177E+16	9.442E+10	-5.10
120403_070152	16	-98.83	15.50	2.410E+15	2.968E+09	-5.91
120405_214925	16.22	-98.35	11.40	1.360E+15	1.161E+10	-5.07
120406_013140	16.45	-98.05	16.90	8.802E+15	4.475E+10	-5.29
120406_104525	16.34	-98.55	20.00	1.170E+15	1.728E+09	-5.83
120406_141312	16.24	-98.29	3.60	4.622E+14	6.243E+09	-4.87
120407_234423	16.32	-98.49	15.00	4.468E+14	1.210E+10	-4.57
120409_031802	16.41	-98.41	8.00	1.429E+15	2.869E+10	-4.70
120409_195534	16.34	-98.43	3.00	1.206E+15	5.819E+10	-4.32
120412_165838	16.36	-98.44	2.00	2.512E+15	3.179E+10	-4.90
120413_041957	16.32	-98.29	7.10	4.723E+14	3.618E+09	-5.12
120413_101004	16.15	-98.35	5.00	1.210E+17	9.707E+12	-4.10
120413_130628	16.2	-98.08	16.00	1.351E+17	1.538E+12	-4.94
120414_223303	16.45	-98.38	20.00	7.477E+14	3.793E+09	-5.30
120419_143514	15.92	-98.64	16.20	1.052E+16	3.913E+10	-5.43
120420_225623	15.89	-98.62	10.00	8.523E+15	1.708E+10	-5.70
120421_062841	16.35	-98.32	1.00	3.726E+14	1.319E+10	-4.45
120422_050710	16.36	-98.45	1.00	5.677E+14	6.389E+09	-4.95
120423_011322	15.96	-98.26	2.80	2.789E+16	1.686E+11	-5.22
120423_013059	15.97	-98.17	8.10	6.413E+15	1.628E+11	-4.60
120424_050352	15.87	-98.2	6.60	5.839E+14	1.184E+09	-5.69

Tabla A-2: Continuación

Evento	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	M_0 (Nm)	E_s (Nm)	$\log(E_s/M_0)$
120424_111152	16.37	-98.33	8.00	3.789E+15	2.131E+10	-5.25
120424_113430	16.37	-98.31	10.00	8.127E+14	5.397E+09	-5.18
120429_115702	16.14	-98.61	1.90	2.909E+15	5.317E+09	-5.74
120429_125905	16.07	-98.61	12.50	1.308E+15	2.606E+09	-5.70
120502_130416	16	-98.55	6.60	7.122E+14	2.676E+09	-5.43
120504_123345	16.17	-98.6	3.90	1.629E+15	9.492E+09	-5.24
120505_230832	16.32	-98.41	5.00	2.743E+14	3.939E+09	-4.84
120507_052532	16.55	-98.41	24.20	1.120E+15	2.654E+10	-4.63
120507_235753	15.97	-98.5	12.70	6.178E+14	3.687E+09	-5.22
120508_174117	16.25	-97.89	7.70	1.039E+15	7.880E+09	-5.12
120511_005820	16.33	-98.33	3.30	4.087E+14	4.307E+09	-4.98
120516_141656	16.29	-98.22	20.60	1.968E+15	3.616E+10	-4.74
120517_022647	16.46	-98.6	16.10	1.567E+15	1.077E+10	-5.16
120929_071115	15.88	-98.67	16.90	2.852E+17	9.274E+12	-4.49
130326_130448	15.86	-98.43	5.30	2.364E+17	8.890E+12	-4.43
140418_142700	17.22	-101.18	26.20	1.000E+20	3.964E+15	-4.40
140418_145700	17.4	-101.26	34.90	3.957E+15	3.761E+10	-5.02
140418_152100	17.17	-101.14	10.60	7.653E+15	3.212E+11	-4.38
140418_155400	17.5	-101.18	14.00	4.885E+15	1.463E+11	-4.52
140418_170100	17.48	-101.12	18.00	2.879E+15	8.086E+09	-5.55
140419_065200	17.38	-101.13	13.60	5.117E+15	7.996E+10	-4.81
140419_145800	17.35	-101.31	18.00	2.037E+17	1.380E+12	-5.17
140419_155000	17.41	-101.59	20.00	2.188E+14	7.357E+08	-5.47
140419_155900	17.4	-101.26	21.00	3.029E+15	4.081E+10	-4.87
140419_181400	17.53	-101.4	18.50	3.453E+15	3.031E+09	-6.06
140419_204800	17.57	-101	21.60	1.338E+15	3.667E+09	-5.56
140420_122300	17	-101.43	7.30	1.324E+15	1.815E+10	-4.86
140420_124000	17.5	-101.37	15.70	1.419E+16	3.200E+11	-4.65
140424_130800	17.4	-101.52	29.20	2.994E+14	8.045E+08	-5.57
140430_033100	17.52	-101.2	21.60	9.800E+14	1.298E+10	-4.88
140508_170000	17.03	-100.92	18.00	6.220E+18	8.127E+14	-3.88
140508_171600	17.34	-100.75	33.00	2.465E+15	4.000E+10	-4.79
140508_172600	17.04	-100.88	10.00	1.902E+15	4.060E+10	-4.67
140508_174700	17.14	-100.94	15.00	1.457E+15	3.661E+09	-5.60
140509_165800	17.38	-101.53	14.30	1.089E+14	1.795E+08	-5.78
140510_004600	17.17	-101.22	5.00	4.356E+14	8.848E+08	-5.69
140510_073600	17.16	-100.83	24.00	1.630E+18	7.992E+13	-4.31

Tabla A-2: Continuación

Evento	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	M_0 (Nm)	E_s (Nm)	$\log(E_s/M_0)$
140510_100100	17.08	-101.00	5.00	8.049E+14	2.339E+09	-5.54
140510_135500	17.00	-100.94	15.00	1.046E+16	1.782E+11	-4.77
140510_172600	16.97	-100.97	20.00	3.780E+16	1.033E+12	-4.56
140511_051100	17.45	-101.61	5.00	3.378E+13	1.452E+08	-5.37
140516_054000	16.95	-100.88	8.00	6.350E+15	3.292E+10	-5.29
140610_132500	17.42	-101.16	25.00	2.204E+15	4.986E+10	-4.65

Cada sismo está nombrado según su fecha (año, mes, día) y hora (hora, minuto, segundo) de ocurrencia en el formato aammdd_hhmmss