



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**SIMULACIÓN DE UN ESCENARIO SÍSMICO EN LA CIUDAD
DE TAPACHULA, CHIAPAS, USANDO EL MÉTODO DE
FUNCIÓN DE GREEN EMPÍRICA**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO**

PRESENTA :

MIGUEL ACOSTA PÉREZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. JORGE AGUIRRE GONZÁLEZ**

CIUDAD UNIVERSITARIA

OCTUBRE 2012



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.

*«Basta un poco de espíritu
aventurero para estar siempre
satisfechos, pues en esta vida,
gracias a Dios, nada sucede
como deseábamos, como
suponíamos, ni como teníamos
previsto»
Noel Clarasó.*

*«Las personas cambian
cuando se dan cuenta del
potencial que tienen para
cambiar las cosas»
Paulo Coelho.*

*«-¿Cuánto tiempo es para
siempre?-
-A veces, sólo un segundo-»
Lewis Carroll.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo lo dedico, ante todo, a mis padres, María Guadalupe Pérez Medina y Miguel Acosta Cedillo. Ellos son mi inspiración, mi ejemplo a seguir, mis mejores amigos... sin ellos, simplemente no sería la persona que hoy soy. Los amo, gracias por su paciencia y apoyo incondicional en los momentos más adversos, y por la confianza que me han brindado en cada decisión que he tomado, aunque en muchas ocasiones no entiendan por qué construyo así mi camino. Este trabajo representa el más puro agradecimiento que les pueda expresar.

A mi tutor, Dr. Jorge Aguirre González, porque no sólo fue un gran Director de esta tesis, sino que se convirtió en un amigo que me compartió infinidad de experiencias, y siempre creyó en mí. Gracias por tantas horas de pláticas constructivas, porque muchas veces fueron de sismología... pero otras tantas no.

A Liliana Martínez Peláez, quien hasta ahora ha sido mi compañera en la escuela, en el trabajo... en la vida. Gracias por aguantar mi mal humor, por levantarme el ánimo y secarme las lágrimas cuando la vida se nublabá, por siempre decirme que yo podía hacerlo todo, que no lo negara, por ser mi faro en la más profunda oscuridad, y mi arcoíris en la más inclemente tormenta... Eres una triunfadora, yo siempre creeré en ti, no lo olvides jamás.

A Hugo Samuel Sánchez Reyes, y Jesús Gustavo Ponce Cortés, mis grandes amigos en esta travesía que se llamó Licenciatura. No me negaron jamás un consejo, un abrazo, una felicitación, una opinión sincera... recibí de ustedes, siempre, una amistad pura, sin envidias ni rencores, y nunca me dieron la espalda. Amigos míos, gracias por todo, son parte muy importante de este triunfo.

A Oscar de la Vega Cabrera y Luis Antonio Valdés Bernal, porque también se valía divertirse en esta experiencia universitaria. Cada uno de ustedes me ayudó con su particular estilo a ver la vida con otro color, y a liberarme de lo que me agobiaba cuando era necesario... gracias.

AGRADECIMIENTOS

A mis sinodales, en orden alfabético: Dr. Jorge Aguirre González, Dr. Martín Cárdenas Soto, M. C. David Escobedo Zenil, Dra. Vala Hjörleifsdóttir, y Dr. Leonardo Ramírez Guzmán, por sus atinados comentarios y su seguimiento a esta tesis.

Al Programa de Becarios del Instituto de Ingeniería de la UNAM (PBII) por las facilidades brindadas en la realización de mi tesis.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) con el proyecto IT114011-1 (2): *Mediciones de Velocidad Sísmica de Cortante para la Microzonificación de Varias Ciudades de México y Sísmica Mientras se Perfora.*

A mis compañeros del Instituto de Ingeniería, René Solano Bahena y Sergio Valderrama Membrillo, por su ayuda en el procesamiento de los datos.

A todos los que colaboraron en la elaboración del *Catálogo de Registros Sísmicos de la Red Temporal de Tapachula, Chiapas, de los Institutos de Ingeniería y Geofísica de la UNAM.* Muy en particular a Maricarmen Reyes Olvera, Alejandra Robles Mendoza, Liliana Martínez Peláez, Ricardo Vázquez Rosas, Horacio Mijares Arellano y César Gutiérrez Rodríguez, que fueron piezas muy importantes en la adquisición y formato de dicha recopilación.

A las siguientes Instituciones de la ciudad de Tapachula: Colegio de Ingenieros Civiles de Tapachula, Instituto Tecnológico de Tapachula, Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas, Instituto de Protección Civil del estado de Chiapas, delegación en Tapachula y Protección Civil municipal, así como al presidente municipal Emmanuel Nivón González y al Comité de Agua Potable y Alcantarillado del Municipio de Tapachula, quienes facilitaron las gestiones y apoyaron en la instalación temporal de las estaciones. Vaya nuestro agradecimiento a todas ellas y a las personas que de una u otra forma colaboraron. Juntos lo hacemos mejor.

RESUMEN

En este trabajo se generó un escenario sísmico en la ciudad de Tapachula, Chiapas, mediante el modelado de una fuente sísmica de magnitud 7.2, por el método de la función empírica de Green. De esta aplicación, se obtuvieron registros sísmicos sintéticos que fueron utilizados para la estimación de parámetros de movimientos fuertes, aplicables al diseño estructural.

Se utilizó como sismo a modelar el ocurrido el 10 de septiembre de 1993 de $M_w = 7.2$ para evaluar la peligrosidad sísmica en esta ciudad. La función empírica de Green fue elegida de entre una serie de 26 eventos, registrados en el Catálogo de Registros Sísmicos de la Red Temporal de Tapachula, Chiapas, de los Institutos de Ingeniería y Geofísica de la UNAM, grabados del 15 de Junio al 29 de Julio de 2011. De estos sismos, se realizaron localizaciones propias y se calcularon sus mecanismos focales mediante dos métodos distintos: polaridad de onda P y cálculo del tensor de momento sísmico. Por un lado, se pudo comparar ambas metodologías y evaluar si su funcionamiento es adecuado en aplicaciones similares a la hecha en este trabajo. También se pudo cuantificar, mediante el segundo método, su momento sísmico escalar y su magnitud M_w , lo que permite, junto con la geometría aportada por los mecanismos, una mejor caracterización de la fuente.

Se pudo dividir la región de alcance de la red en cuatro zonas sismogénicamente diferentes, donde se puede apreciar una transición de sismos someros y de deslizamiento oblicuo en los primeros kilómetros de la trinchera, a sismos profundos de componente puramente inversa y de echados pronunciados bajo la zona continental del estado de Chiapas. Como una zona adicional, se encontró una serie de sismos intraplaca, someros y de componente lateral que podrían ser asociados al sistema transcurrente Motagua-Polochic, traza principal del contacto de las placas Norteamericana y del Caribe.

Para la fuente del sismo mayor se evaluaron dos métodos en términos de las aceleraciones máximas y de los espectros de desplazamiento: el de función empírica de Green original propuesto por Irikura (1986), y el de fractales (Irikura y Kamae, 1994).

Se obtuvieron acelerogramas sintéticos en seis localizaciones distintas de la zona urbana de Tapachula. Esto permitió el análisis de aceleraciones máximas en el terreno, siendo el máximo valor encontrado de 63.82 cm/s^2 , en la estación TACA, localizada en el noreste de la ciudad. Se obtuvo también un valor de Intensidad de Mercalli modificada V para los seis sitios, y mediante el análisis de espectros de respuesta y del contenido espectral de las trazas simuladas se encontraron indicios de al menos dos periodos dominantes diferentes en el terreno a lo largo de la ciudad.

Este trabajo constituye la culminación de un análisis sísmico de la zona, que inició con la localización y caracterización de sismos, para después extrapolar la información obtenida a un análisis de fuente tridimensional, y finalmente, la obtención de acelerogramas sintéticos que permiten evaluar el peligro sísmico en términos de la sismología de movimientos fuertes.

ABSTRACT

Considering the high seismic hazard level of the city of Tapachula, in Chiapas the state, which is mostly caused by the subduction process occurring in front of its cost line, in this thesis, a seismic scenario was generated by modeling a seismic source of magnitude 7.2, using the empirical Green's function method. Then, synthetic seismic traces were obtained and used for the estimation of strong motion parameters, useful in structure design.

For the construction of the scenario, the September 10, 1993 earthquake was used. The empirical Green's function was selected over 26 events, obtained from the Seismic Records Catalog of the Temporal Tapachula's Network, installed by the *Instituto de Ingeniería* and the *Instituto de Geofísica* both from UNAM, wich recorded from June 15 to July 29, 2011. We got our own locations for each of these small earthquakes and then we calculated their focal mechanisms using two different methods: P-wave polarity and by the seismic moment tensor solution. The performance of both techniques was tested considering the particular network used for this work. With the second method, the scalar moment and Mw magnitude were also estimated, and combined with the geometry of the focal mechanisms, a better source characterization was obtained.

With these results, the region was divided into four different seismic zones. It was seen a transition of shallow and oblique displacement earthquakes in the first kilometers of the subduction zone to deeper, purely inverse and dipper events beneath the continental zone of Chiapas state. As one additional zone, there were found some intraplate, shallow events, with lateral displacement that could be associated to the Motagua-Plochic fault system, which is the principal geology structure that defines the Northamerican and Caribbean plates contact.

For the modeling of the principal seismic source, two methods were also used: the original Green's function method (Irikura, 1986), and the modified proposed by Irikura and Kamae (1994). Both methods were evaluated using the criteria of the maximum observed acceleration and also by the displacement amplitude spectrum.

There were obtained synthetic accelerograms on six different locations along the Tapachula's urban zone. This traces allowed us to analyze the maximum ground accelerations, being the highest value of 63.82 cm/s^2 , presented on TACA station, on the northeast of the city. Mercalli Modified Intensity calculated for this scenario was V for all the stations, and with a response spectra and frequency content joined analysis we found evidence of the presence of at least two different dominant ground periods along Tapachula.

This thesis work constitutes the culmination of a complete seismic analysis of this zone, which was initiated with the localization and characterization of small events, and then this information was extrapolated for its use in a tridimensional source analysis and, finally, the calculation of synthetic seismic waveforms that allows evaluating the seismic hazard in terms of strong ground motions.

ÍNDICE

Resumen.....	V
Abstract	VI
Índice	VII
Lista de figuras	IX
Lista de tablas	XIII

CAPÍTULO 1. Introducción1

CAPÍTULO 2. Fundamentos Teóricos5

2.1 Introducción	5
2.2 Las fallas como fuentes sísmicas.....	6
2.3 El tensor de momento sísmico y las funciones de Green	8
2.3.1 El momento sísmico escalar y el tensor de momento sísmico.....	9
2.3.2 Expresión del desplazamiento en términos del tensor de momento sísmico.....	13
2.3.3 La solución a la función de Green y los patrones de radiación.....	14
2.4 Los Mecanismos Focales	20
2.4.1 Definición.....	20
2.4.2 Método de polaridad de onda P para la obtención del mecanismo focal.....	23
2.4.3 Los mecanismos focales a partir del tensor de momento sísmico	24

CAPÍTULO 3. Antecedentes del Estudio26

3.1 Introducción	26
3.2 Marco tectónico.....	26
3.3 Geología regional.....	29
3.4 Sismicidad en el estado de Chiapas	30
3.5 La ciudad de Tapachula.....	33
3.5.1 Zonificación sísmica de Tapachula	35

CAPÍTULO 4. Descripción de los Métodos Utilizados36

4.1 Introducción	36
4.2 Tratamiento de los sismos como fuentes puntuales	36
4.2.1 Modelo de velocidades y funciones de Green teóricas en una dimensión.....	36
4.2.2 Cálculo de los mecanismos focales y tensores de momento sísmico	37
4.3 El método de la función de Green empírica.....	40
4.4 Parámetros del movimiento del terreno utilizados	44
4.4.1 Aceleración y velocidad pico	44
4.4.2 Espectros de respuesta	45

ÍNDICE

CAPÍTULO 5. Aplicación de los Métodos y Análisis de Resultados.....	47
5.1 Introducción	47
5.2 Adquisición de los datos y diseño experimental.....	47
5.3 Pre-procesado y procesado de los datos.....	49
5.3.1 Filtrado de ruido ambiental	49
5.3.2 Localización de los eventos	51
5.3.3 Cálculo de distancias fuente-receptor y tratamiento de las señales	53
5.4 Modelo unidimensional de velocidades y cálculo numérico de las funciones de Green teóricas en una dimensión.....	55
5.5 Obtención del mecanismo focal y del tensor de momento sísmico	58
5.6 Determinación del sismo elemento y del sismo objetivo	66
5.7 Construcción del escenario sísmico.....	68
5.8 Obtención de parámetros del movimiento del terreno	87
5.8.1 Aceleraciones y velocidades pico por componente	88
5.8.2 PHA y PHV a distintos periodos.....	91
5.8.3 Espectros de respuesta calculados	98
CAPÍTULO 6. Conclusiones	104
Referencias.....	108
Anexos.....	112
Anexo 1 Relación de los sismos utilizados para el desarrollo del trabajo	112
Anexo 2 Mecanismos focales a partir del tensor de momento sísmico	113
Anexo 3 Tabla comparativa de magnitudes	126
Anexo 4 Acelerogramas del sismo utilizado como función de Green empírica.....	127
Anexo 5 Acelerogramas y sismogramas simulados en las seis estaciones para el cálculo de los parámetros de movimiento del terreno	130

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1. Introducción.

Figura 1.1. Mapa del Cinturón de Fuego del Pacífico. Toda la costa occidental de México pertenece a esta región de sismicidad mundial (Portal Electrónico del Gobierno del estado de Guerrero, 2012).....	1
Figura 1.2. Mapa de regionalización sísmica de México (Modificada de Comisión Federal de Electricidad, 2008).....	2
Figura 1.3. Proceso a seguir para la valuación del peligro sísmico, utilizando un análisis determinístico.....	3

CAPÍTULO 2. Fundamentos Teóricos.

Figura 2.1. Representación simplificada de un proceso sísmico (Modificada de Stein y Wysession, 2003).....	5
Figura 2.2. Representación gráfica de la teoría del rebote elástico (Shearer, 2009).....	6
Figura 2.3. Representación gráfica de la geometría de una falla. (Modificada de Stein y Wysession, 2003).....	7
Figura 2.4. Representación de dobles pares de fuerzas asociados a una falla. (Modificada de Stein y Wysession, 2003).....	9
Figura 2.5. Parte superior: Cálculo de la función de momento sísmico, como la integral de todos los desplazamientos en la superficie de deslizamiento a través del tiempo. Centro: Estimación del tamaño de la falla mediante el momento sísmico escalar. Parte Inferior: El momento sísmico escalar como magnitud del sistema de doble par de fuerzas (Stein y Wysession, 2003).....	11
Figura 2.6. Representación de los nueve pares de fuerzas que componen un tensor de momento sísmico. Cada uno consiste de dos fuerzas opuestas separadas por una distancia d . Su fuerza neta siempre es cero. (Stein y Wysession, 2003).....	11
Figura 2.7. Esquema de conversión de coordenadas cartesianas a esféricas, considerando una fuente de doble par. (Shearer, 2009).....	17
Figura 2.8. Patrón de radiación de campo lejano para ondas P y S para una fuente de doble par, suponiendo una esfera que envuelve simétricamente a la fuente. (Modificada de Shearer, 2009).....	18
Figura 2.9. Representación de los patrones de radiación de onda P (superior) y S (inferior) en proyección al plano (x_1, x_3). En ambos casos, del lado izquierdo se muestra en amplitud, y en el lado derecho la dirección del desplazamiento (Modificada de Stein y Wysession, 2003).....	19
Figura 2.10. Representación geométrica de un punto en la superficie de la Tierra con respecto a una fuente sísmica, siguiendo la Teoría de Rayos.....	21
Figura 2.11. Esquemización de los pasos que se siguen para proyectar planos de falla a sus mecanismos focales. El plano se orienta en un sistema de referencia (a), se encierra en la esfera focal (b), se separan los hemisferios en el plano ecuatorial para observar el hemisferio inferior (c), y finalmente se dibuja la proyección en planta del plano (d) (Modificada de Ragan, 1980).....	21
Figura 2.12. Representación de fallas básicas en la esfera focal, y su proyección ecuatorial que define al mecanismo focal.....	22
Figura 2.13. Representación del patrón de radiación de onda P acompañado de los planos que lo pudieron haber generado (a), y la proyección en el plano del sistema equivalente de fuerzas (b). Las direcciones del eje de dilatación y de compresión corresponden a los máximos desplazamientos generados por el patrón de radiación, a 45° de los ejes coordenados.....	22
Figura 2.14. Siguiendo el patrón de radiación, obtención de los cuadrantes de dilatación y compresión para un corrimiento de rumbo, y su respectivo mecanismo focal. Los arribos con polaridad positiva se asocian a compresiones, y los de polaridad negativa a dilataciones (Modificada de Stein y Wysession, 2003).....	23

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.15. Relación que existe entre el tensor de momento y el mecanismo focal para distintos tipos de fuente (Modificada de Stein y Wysession, 2003)..... 24

CAPÍTULO 3. Antecedentes del Estudio.

Figura 3.1. Elementos principales de la interacción tectónica en el sureste de México. El recuadro rojo encierra la zona de interés de este estudio (Modificada de CENAPRED, 2001)..... 27

Figura 3.2. Modelo isostático utilizado por Narcía-López *et al.* (2004) para justificar el cambio de espesor de la corteza continental bajo el estado de Chiapas..... 28

Figura 3.3. Localización de las estructuras geológicas más importantes de la zona (Modificada de Guzmán-Speziale y Meneses Rocha, 2000)..... 30

Figura 3.4. Zonificación Sísmica del estado de Chiapas (Protección Civil del estado de Chiapas, 2010)... 31

Figura 3.5. Localización de las zonas de ruptura de los sismos más intensos registrados en México durante el Siglo XX. Se debe de notar la importante actividad sísmica frente a las costas del estado de Chiapas (Modificada de Kostoglodov y Pacheco, 1999)..... 32

Figura 3.6. Localización de los principales sismos para la región de Chiapas de 1900 a enero de 2012, listados en la tabla 3.1 (Google Earth, 2012)..... 32

Figura 3.7. Localización geográfica de la ciudad de Tapachula, Chiapas (Google Earth, 2012)..... 34

CAPÍTULO 4. Descripción de los Métodos Utilizados.

Figura 4.1. Sistema lineal que conforma un sismograma. Aunque el resultado en el sismograma $u(t)$ es diferente para los dos sismos, si ocurren en lugares muy cercanos y bajo características dinámicas similares, los elementos de la estructura $q(t)$ y el instrumento $i(t)$ pueden considerarse iguales para ambos. (Modificada de Stein y Wysession, 2003)..... 41

Figura 4.2. Representación geométrica del método de la función empírica de Green. El sismo principal es subdividido en elementos cuyo tamaño depende del sismo que se toma como función empírica (Modificada de Irikura, 1986)..... 41

Figura 4.3. Representación de la división de la fuente sísmica del terremoto objetivo mediante (a) el método original de Irikura (1986), y (b) mediante el método modificado de Irikura y Kamae (1994). Ambas fuentes tienen la misma dimensión, y el sismo elemento en ambos ejemplos es del mismo tamaño..... 44

Figura 4.4. Representación de la construcción de un espectro de respuesta. En (a) se tienen distintos sistemas de un grado de libertad, que son excitados mediante una fuerza externa en (b). La respuesta diferenciada en cada estructura se calcula mediante una convolución, y se representa mediante su espectro de respuesta (c)..... 45

CAPÍTULO 5. Aplicación de los Métodos y Análisis de Resultados.

Figura 5.1. Localización geográfica de las estaciones correspondientes a la red acelerográfica temporal. Encerradas en un círculo, las estaciones que también grabaron registros de velocidad (Modificada de Google Earth, 2012)..... 49

Figura 5.2. Descripción gráfica del proceso para elegir la frecuencia de filtrado por ruido ambiental. En la superior (A), se muestra la traza sísmica sin filtrar, acompañada de los espectros de Fourier de la señal antes del sismo (azul) y de toda la traza sísmica (verde). De igual manera se muestra la traza después de filtrarla, con las mismas ventanas de cálculo del espectro de amplitud de Fourier. El sismograma corresponde al evento 16, componente EW, estación TACA. 50

LISTA DE FIGURAS

Figura 5.3. Ejemplo de identificación de fases de onda P y S en las trazas sísmicas de los eventos de interés con ayuda del software <i>Seisan</i> . Aunado a esto, también se definieron los arribos de onda P como de compresión (C) o de dilatación (D). La imagen corresponde a los sismogramas de las 4 estaciones de registro del evento 6	51
Figura 5.4. En la parte superior (a), la localización epicentral de los 26 sismos analizados (Modificada de Google Earth, 2012), en la parte inferior (b), el perfil de profundidades de dichos eventos, en dirección N29°E.....	52
Figura 5.5. Proceso de tratamiento para las trazas sísmicas utilizadas. (1) Se utilizaba la señal después de haberla filtrado por ruido ambiental. (2) Se corrigió por línea base, y se removió la respuesta instrumental. (3) Se rotó a la dirección radial. (4) Se interpoló a una muestra por segundo. La imagen corresponde a la componente NS, estación TACC, sismo 1	55
Figura 5.6. Mecanismos focales obtenidos mediante el método de polaridad de onda P para los 26 sismos analizados.	59
Figura 5.7. Mecanismos focales obtenidos a partir del cálculo del tensor de momento sísmico para los 26 sismos analizados	59
Figura 5.8. Mecanismo focal del evento 7 obtenido mediante el método de polaridad de onda P. La combinación de una pobre cobertura acimutal y la ambigüedad de los arribos de la onda derivaron en mecanismos focales inadecuados	61
Figura 5.9. En la parte superior (a), modelado de los sismogramas completos del evento 16. En la parte inferior (b), modelado únicamente de las fases de cuerpo del evento 1	63
Figura 5.10. Gráfica de barras que representa el número de eventos que obtuvieron determinada calidad de inversión	64
Figura 5.11. Perfil de profundidades y magnitudes. Ambas características representadas en la dirección N29°E.....	65
Figura 5.12. Mecanismo focal del sismo que se utilizó como objetivo, acompañado de los tres mecanismos de los eventos que se consideraron candidatos para utilizarlos como función empírica de Green	67
Figura 5.13. Representación de los distintos modelos de la fuente sísmica del sismo objetivo discretizado, dependiendo del sismo elemento a utilizar. Asimismo, se muestra el sistema de referencia relativo utilizado en la discretización, el cual se conserva para los tres modelos.	69
Figura 5.14. Comparación de acelerogramas sintéticos para las 6 estaciones con inicio de ruptura en (1,1) y velocidad de ruptura de 2.3 km/s. El evento elemento utilizado fue el 1. Componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c).	70
Figura 5.15. Comparación de acelerogramas sintéticos de la estación TACA con inicio de ruptura en (1,1) y velocidad de ruptura de 2.3 km/s en la parte superior, y 3 km/s en la inferior. Componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c).....	72
Figura 5.16. Representación gráfica del movimiento relativo del hipocentro con respecto a las coordenadas de los elementos de subdivisión de la fuente principal. Se puede notar que, aunque el hipocentro se mantiene siempre fijo en coordenadas absolutas (azul), la posición relativa de éste cambia dependiendo de la posición de la falla (negra o roja)	74
Figura 5.17. Comparación de aceleraciones sintéticas variando la posición relativa del punto de inicio de ruptura. De arriba a abajo (1,1), (1,4), (15,1), (15,4) y (7,2). Estación TACA, componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c).	74
Figura 5.18. Comparación de acelerogramas sintéticos utilizando los 3 diferentes sismos como elemento. Se muestra el sismo 1 en la parte superior, el 16 en el centro y el 20 en la parte inferior. Estación TACA, componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c)	76

LISTA DE FIGURAS

Figura 5.19. Comparación de acelerogramas sintéticos utilizando los 3 diferentes sismos como elemento, utilizando la magnitud reportada por el SSN. Estación TACA, componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c)	78
Figura 5.20. Espectros de amplitud del desplazamiento de las trazas sísmicas del sismo objetivo obtenidas a partir de los tres distintos elementos. Estación TACA, componente EW	81
Figura 5.21. Representaciones gráficas de los 4 modelos de fuente fractalizada utilizados en el método de Irikura y Kamae (1994). En todos los casos, el hipocentro se consideró fijo en la misma coordenada..	82
Figura 5.22. Comparación de acelerogramas sintéticos utilizando el método original de Irikura (1986) y cuatro modelos del método de Irikura y Kamae (1994). Estación TACA, componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c)	82
Figura 5.23. Gráfica de los espectros de amplitud del desplazamiento de los cinco modelos propuestos. Estación TACA, componente EW	84
Figura 5.24. Configuración final utilizada para el escenario sísmico. Se presentan los sismos elemento y objetivo, y la ciudad de Tapachula, Chiapas	86
Figura 5.25. Registros de aceleración y velocidad que presentaron los máximos valores. En (a), la estación TACA con una $a_{\max}=63.82$ cm/s ² . En (b), la estación TATC con una $v_{\max}=4.53$ cm/s. Ambas son componente EW.....	86
Figura 5.26. Vista en perspectiva y en dirección sur-norte de la ciudad de Tapachula, Chiapas. Se presenta también la localización de las estaciones (Modificada de Google Earth, 2012).....	87
Figura 5.27. Mapa de PHA estimadas mediante interpolación lineal (Modificada de Google Earth, 2012).....	90
Figura 5.28. Representación gráfica del proceso de filtrado a los acelerogramas para observar la amplitud de los registros en frecuencias particulares. El ejemplo corresponde a las trazas de la estación TATC, componente EW. Las amplitudes en el eje de las ordenadas fueron modificadas para apreciar de mejor forma los máximos absolutos	91
Figura 5.29. Mapas de PHA calculada en distintos periodos: 0.5s (a), 1s (b), 2s (c) y 3s (d) (Modificadas de Google Earth, 2012).	93
Figura 5.30. Espectros de respuesta para las dos componentes horizontales de todas las estaciones: TACA (a), TACC (b), TALV (c), TAPP (d), TAPT (e) y TACC (f)	98

LISTA DE TABLAS

CAPÍTULO 3. Antecedentes del Estudio.

Tabla 3.1. Sismos de magnitud importante para la zona de Chiapas de 1900 a mayo de 2012. Para el siglo XX, se listan los sismos con magnitud igual o mayor a 6.5. Para este siglo, se listan los sismos con magnitud mayor o igual a 6.0 (Catálogo Global CMT; SSN, 2012)..... 33

CAPÍTULO 5. Aplicación de los Métodos y Análisis de Resultados.

Tabla 5.1. Nombre, clave y coordenadas geográficas de las seis estaciones de la Red Temporal de Tapachula. Las primeras dos estaciones (subrayadas) corresponden a estaciones que grabaron únicamente registros de aceleración. Las cuatro restantes grabaron registros de velocidad y de aceleración	48
Tabla 5.2. Características nominales de los (a) acelerógrafos Kinematics® K2 y (b) sismógrafos Güralp® CMG-40T	48
Tabla 5.3. Modelo unidimensional de velocidades, construido con base en las características tectónicas y geológicas de la zona expuestas en el capítulo 3.....	55
Tabla 5.4. Comparación entre las velocidades promedio para distintas rocas propuestas por Clark (1966) y las utilizadas para la construcción del modelo regional. También se presenta la estimación del error	56
Tabla 5.5. Clasificación de las inversiones con respecto al valor de la reducción de la varianza	63
Tabla 5.6. Características principales del sismo objetivo elegido. Todos los parámetros fueron consultados del catálogo de CMT (2012).....	66
Tabla 5.7. Características principales de los sismos evaluados como posibles funciones de Green empíricas.....	67
Tabla 5.8. Listado de las características geométricas de los eventos valuados como función empírica de Green	69
Tabla 5.9. Características principales del modelo definitivo de fuente sísmica para construir el escenario sísmico.....	85
Tabla 5.10. Aceleraciones (a) y velocidades (b) pico registradas para todas las estaciones.....	88
Tabla 5.11. PHA y PHV calculadas para las seis estaciones, para los registros originales de la simulación.....	89
Tabla 5.12. PHA y PHV calculadas para las seis estaciones, para los registros filtrados a (a) 0.5s, (b) 1s, (c) 2s y (d) 3s	92
Tabla 5.13. Relación rápida entre periodo de vibración del terreno y número de pisos de las estructuras de concreto reforzado más afectadas por dicha oscilación (Modificada de Scholl y Kustu, 1981).....	101

1

Introducción.

México es un país altamente sísmico debido a su localización geográfica. Se encuentra en la periferia del Océano Pacífico, que es la franja de sismicidad más importante del planeta. Esta zona de sismicidad mundial también es conocida como Cinturón de Fuego del Pacífico, y comprende desde la Patagonia hasta Ecuador en América del Sur, Centroamérica, la parte occidental de México, Estados Unidos y Canadá, atraviesa el Océano Pacífico y continúa en Japón, Las Filipinas y termina en Nueva Zelanda (Figura 1.1). Debido a que esta actividad sísmica ha ocurrido durante millones de años en nuestro país es importante estudiarla y tratar de comprenderla con el fin de prevenir desastres.

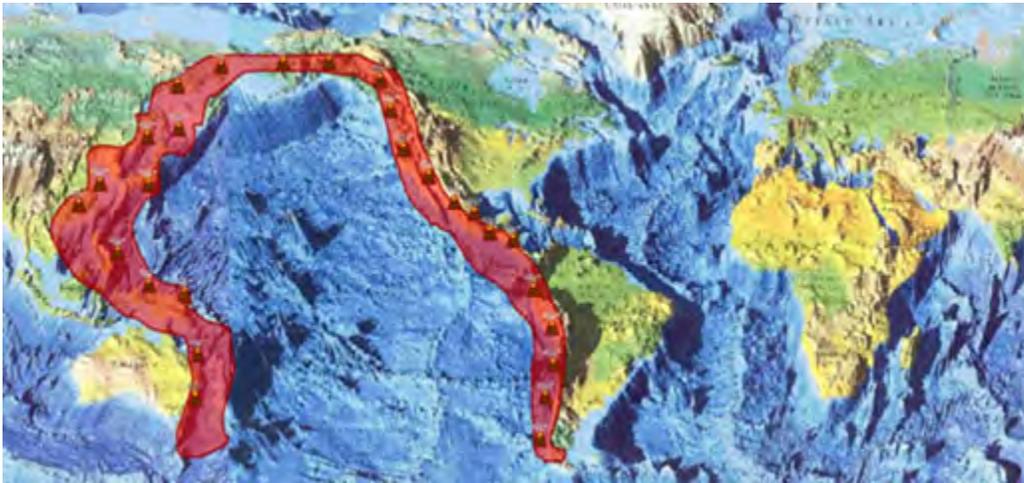


Figura 1.1. Mapa del Cinturón de Fuego del Pacífico. Toda la costa occidental de México pertenece a esta región de sismicidad mundial (Portal electrónico del gobierno del estado de Guerrero, 2012).

El origen de los sismos de gran magnitud que afectan el territorio mexicano es en la costa del Pacífico, a lo largo de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. Aunque en mucha menor cantidad, se han presentado también sismos en el centro y sur de Veracruz y Puebla, norte y centro de Oaxaca y Chiapas, estado de México y en la zona fronteriza con Estados Unidos. También se considera la alta actividad sísmica del estado de Baja California.

Con base en esta actividad sísmica, el Manual de Obras Civiles de la Comisión Federal de Electricidad (2008) clasifica al territorio mexicano según el peligro sísmico al que están expuestas las construcciones (Figura 1.2).



Figura 1.2. Mapa de regionalización sísmica de México (Modificada de Comisión Federal de Electricidad, 2008).

Para esta regionalización sísmica, la zona de muy baja peligrosidad es donde no hay registros históricos de temblores, ni se han reportado sismos grandes en los últimos 80 años y donde las aceleraciones máximas del terreno se esperan menor al 10% del valor de la gravedad ($g=9.81 \text{ m/s}^2$). En zonas de peligro bajo y mediano se presentan pocos sismos y se espera que sus aceleraciones no rebasen el 70% del valor de g . Por último, en la zona de alta peligrosidad sísmica han ocurrido con frecuencia grandes sismos, que pueden generar aceleraciones en el terreno mayores al 70% de g . Es importante señalar que en esta regionalización no se toman en cuenta fenómenos locales de amplificación del movimiento, y únicamente se consideran efectos en terreno firme.

De la figura 1.2 es notorio que el estado de Chiapas presenta una zona de alta peligrosidad sísmica, motivo por el cual se decidió estudiar esa zona. Particularmente, se analizará la ciudad de Tapachula, siendo la ciudad de esta entidad que mayor población concentra en la zona de alto peligro sísmico.

Para el estado de Chiapas, diversos autores han estudiado los fenómenos tectónicos que se presentan en la zona. Trabajos como los de Ponce *et al.* (1992), Pardo y Suarez (1995), Rebollar *et al.* (1999) o Narcía-López *et al.* (2004) han sido enfocados en la descripción y el mejor entendimiento de la zona de subducción frente a Chiapas. Por otro lado, Guzmán-Speziale (2010) y Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000) se han enfocado al sistema de fallas Motagua-Polochic, de carácter activo y que también genera peligro para la entidad.

Particularmente para la ciudad de Tapachula, el trabajo de mayor relevancia en cuanto a peligro sísmico se refiere corresponde al presentado por Cruz *et al.* (1997), quienes realizaron una campaña de zonificación sísmica de la zona urbana, caracterizando el periodo dominante del terreno mediante ruido sísmico. Desafortunadamente el uso de equipo inadecuado para la técnica y los elevados recursos necesarios para un estudio de esta magnitud, desencadenaron en resultados que parecen no ser del todo congruentes con las características litológicas y geográficas de la ciudad, obteniendo un valor homogéneo del periodo dominante en prácticamente toda la ciudad.

Existen pues, diversos estudios realizados de carácter general para todo el estado, pero la ciudad de Tapachula no ha sido estudiada a detalle. De esto, resulta razonable definir como la justificación de esta tesis contribuir a la prevención de desastres de carácter sísmico en esta ciudad, aportando información relevante, y así tratar de evitar pérdidas tanto humanas como económicas. Por lo tanto, se pretende que los resultados de esta tesis puedan ser utilizados para nutrir las reglamentaciones de construcción en la ciudad de estudio. El objetivo principal de esta tesis es generar un análisis determinístico del peligro sísmico en la ciudad de Tapachula, Chiapas, mediante el planteamiento de un escenario sísmico.

Kramer (1996) definió los cuatro pasos principales de este método, que serán los desarrollados a lo largo de esta tesis para la construcción del escenario sísmico final (Figura 1.3):

- Identificación y caracterización de las fuentes sísmicas capaces de producir movimiento significativo del terreno.
- Selección de la distancia a la que se encontrará dicha fuente, que puede ser epicentral o hipocentral, dependiendo del método de simulación a utilizar.
- Selección del terremoto que se espera produzca el mayor daño.
- Aplicación de algún método particular de simulación sísmica.
- Valuación del peligro sísmico en términos de parámetros del movimiento del terreno.

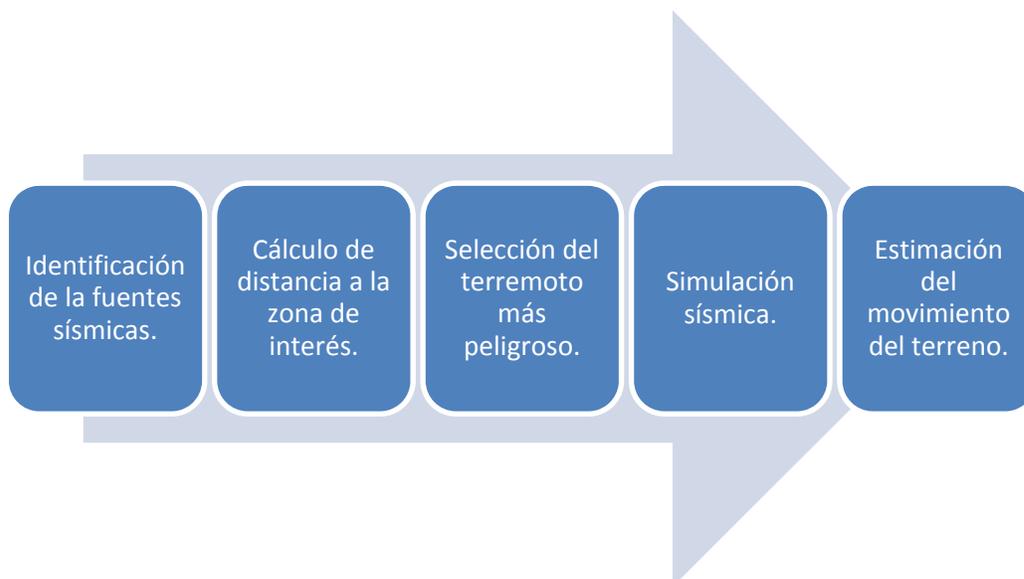


Figura 1.3. Proceso a seguir para la valuación del peligro sísmico, utilizando un análisis determinístico.

La construcción de la simulación en esta tesis se realizará mediante el modelado de una fuente sísmica de $M_w = 7.2$ por el método de la función empírica de Green. A partir de esto, se obtendrán los parámetros de movimientos fuertes de aceleración y velocidad pico total y horizontal, Intensidad de Mercalli Modificada, aceleración pico horizontal en ventanas de periodo específico y espectros de respuesta. Todos estos parámetros son aplicables al diseño estructural.

Para la aplicación del método de la función empírica de Green, es necesario el registro de sismos previos de pequeña magnitud en la misma región en la que se modelará la fuente sísmica del escenario. Para esto, se utilizaron los registros obtenidos del *Catálogo de Registros Sísmicos de la Red Temporal de Tapachula, Chiapas (2011)*, de los Institutos de Ingeniería y Geofísica de la UNAM, grabados del 15 de Junio al 29 de Julio de 2011.

Además del escenario sísmico, durante el desarrollo de esta tesis se obtendrán y discutirán parámetros de la sismología regional de todo el estado, que serán tomados en cuenta como objetivos secundarios del estudio. Tal es el caso de la caracterización de las fuentes sísmicas de los sismos pequeños registrados, que nos aportarán información relevante de los procesos tectónicos que pueden desencadenar en un sismo mayor. Incluso, se podrá comparar la funcionalidad de un par de métodos para la obtención de mecanismos focales para esta red, que podrá ser tomada en cuenta para aplicaciones similares a la hecha en esta tesis.

En el capítulo segundo, se explicará la teoría elemental de la sismología en la que se basó este trabajo, enfocándose principalmente a la caracterización general de las fuentes sísmicas y a la descripción matemática del trayecto de las ondas sísmicas. En los capítulos tercero y cuarto, se hace una descripción y un análisis extenso de los estudios previos para la zona y de los métodos particulares utilizados para la construcción del escenario, respectivamente. En el quinto capítulo, se presentan los resultados obtenidos de la aplicación de dichos métodos, y se irán discutiendo en paralelo. Esto debido a la dependencia de los resultados entre procesos subsecuentes. Las conclusiones se presentan en el capítulo sexto.

2

Fundamentos Teóricos.

2.1 Introducción.

Un sismo se define como el movimiento en la superficie de la tierra debido a una liberación repentina de la energía elástica. Ésta se encuentra acumulada durante cierto tiempo en la corteza o en la parte superior del manto, y una vez liberada, se propaga en forma de ondas que provocan el movimiento del terreno en la superficie.

La sismología es la ciencia que se encarga de estudiar todos los fenómenos que intervienen en la generación, propagación y registro de los sismos. Para esto, se puede conceptualizar un sismo como un proceso (Figura 2.1) en el que las ondas sísmicas son generadas en una fuente, se propagan a través de un medio, que es cierta porción de la tierra, y son percibidas en la superficie. Si el movimiento generado es considerable, se puede percibir aún sin instrumentación especial, pero en cualquier caso, sea el movimiento grande o pequeño, se registra en instrumentos especiales que detectan el movimiento generado por estas ondas. Estos registros se denominan sismogramas.

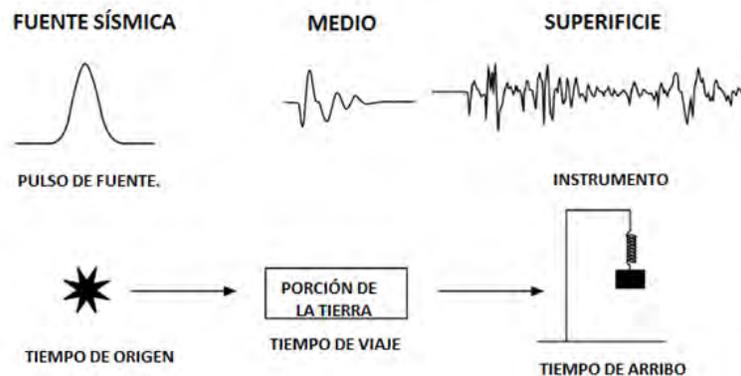


Figura 2.1. Representación simplificada de un proceso sísmico (Modificada de Stein y Wyssession, 2003).

Las ondas se generan en la fuente y viajan por el medio, y aportan información de ambos elementos, por lo que resulta importante definir las. Las ondas elementales son las de cuerpo P y S, y en un medio homogéneo, lineal, isótropo e infinito son las únicas ondas que se pueden generar. Las ondas P son las primeras en llegar, y se propagan en el medio comprimiéndolo y dilatándolo. Las ondas S en cambio llegan después de la onda P, y se propagan en el medio de forma cortante, esto es, generan movimiento en dirección perpendicular a la que se están propagando. Debido a la diferencia en su forma de propagación, estas ondas tienen también una diferente velocidad, que depende directamente del medio. Cuando estas ondas de cuerpo interactúan con la superficie y capas más someras de la tierra, se generan las denominadas ondas superficiales que, como su nombre indica, viajan por la superficie.

En un sismograma se registra la interacción de los efectos de la fuente sísmica, de los fenómenos en la propagación de las ondas de cuerpo por el medio, y de las ondas superficiales, todo esto mas cierta cantidad de ruido, que es el resultado de las características ambientales e instrumentales del registro.

A lo largo de este capítulo se hablará tanto de la fuente y de algunas técnicas que se utilizan para caracterizarla físicamente y describirla con las observaciones hechas en superficie, así como del trayecto de las ondas sísmicas, descrito por la denominada *función de Green*. Las particularidades de la superficie se tocarán en los capítulos subsecuentes.

2.2 Las fallas como fuentes sísmicas.

En los primeros años de la sismología, las fallas se asociaban como un efecto de los sismos y no como la causa de los mismos, hasta que H. Reid propuso en 1910 la teoría del rebote elástico. En ella, se considera que el material que está a cada lado de la falla se mueve uno con respecto del otro, pero la fricción bloquea el movimiento sobre el plano de ésta y evita que se dé el deslizamiento. Eventualmente el esfuerzo acumulado en la roca será mayor del que la falla puede resistir, y entonces ocurre el deslizamiento, lo que resulta en terremotos (Figura 2.2).

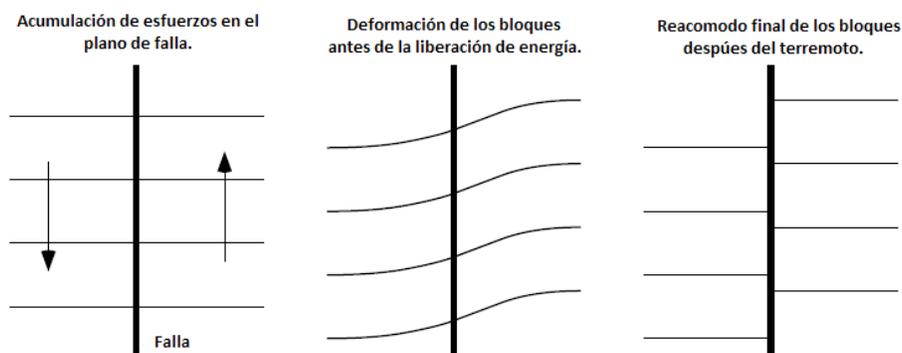


Figura 2.2. Representación gráfica de la teoría del rebote elástico (Shearer, 2009).

El considerar que los sismos pueden ser generados por procesos asociados a las fallas ayuda a responder por qué hay ciertas zonas en el planeta, como las fronteras entre las placas tectónicas, en las que ocurren gran cantidad de sismos. Estos eventos se pueden pensar como fallas de gran tamaño, en las que cada placa tectónica es un bloque distinto de ellas. Tras la acumulación de esfuerzos, se genera un rompimiento, liberando ondas sísmicas.

Las fallas usualmente se clasifican según su geometría. Para ello, se considera a ésta como una superficie plana donde el movimiento relativo de un plano con respecto al otro ocurre. Aunque en la realidad se presentan irregularidades en la forma de la superficie de la falla, en general el considerarla plana no afecta en gran medida su análisis.

La falla se describe en términos de la orientación del plano y en la dirección del movimiento a lo largo y ancho de éste. El plano de falla separa dos bloques que se conocen como bloques de techo

y de piso, en el que el primero se define como el que se encuentra en la parte superior del plano, y el segundo en la parte inferior. En la figura 2.3 se muestra una representación gráfica de la geometría de una falla.

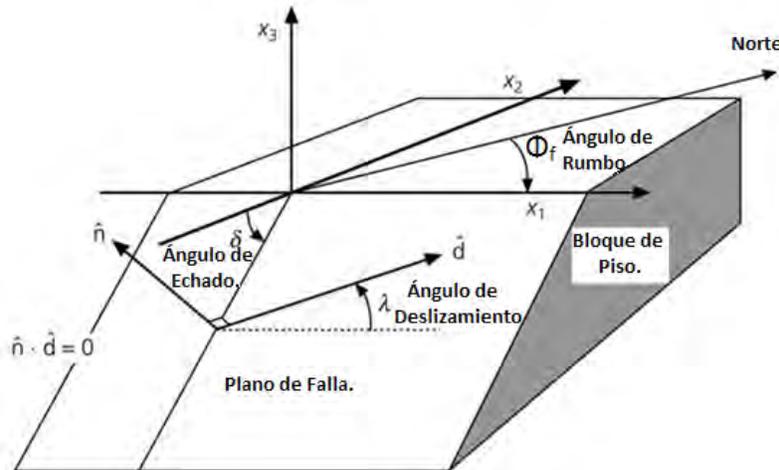


Figura 2.3. Representación gráfica de la geometría de una falla. (Modificada de Stein y Wysession, 2003).

El plano de falla está definido por un vector normal \mathbf{n} . La dirección del movimiento sobre el plano está dada por el vector de deslizamiento \mathbf{d} . Este vector indica la dirección en la que el bloque de techo se movió con respecto al bloque de piso.

Aunque podría ser cualquier otra combinación, por comodidad los ejes coordenados usualmente se representan como x_3 vertical hacia arriba y x_1 en dirección del rumbo del plano de falla, que es la intersección del plano de falla con la superficie terrestre. El eje x_2 es perpendicular a los otros dos. El ángulo de echado δ nos da la inclinación del plano de falla, mediante la orientación del plano con respecto a la superficie. Debido a que el eje x_1 puede también ser definido como rotado 180° , se elige dicha orientación de tal forma que el echado medido desde $-x_2$ sea menor a 90° , esto es, se utiliza la regla de la mano derecha para definir el plano. La dirección del movimiento es representado mediante el ángulo de deslizamiento λ , medido en dirección contraria a las manecillas del reloj en el plano de falla a partir de la dirección x_1 , y determina el movimiento del bloque de techo con respecto al de piso. Por último, para orientar este sistema coordenado con respecto a las direcciones geográficas, se utiliza el ángulo de rumbo Φ_f definido como el ángulo medido en la superficie de la tierra en dirección horaria entre el norte y la dirección de rumbo de la falla.

Existen tres tipos básicos de fallas, clasificadas con base en el valor del ángulo de deslizamiento.

- *Fallas inversas puras:* Cuando $\lambda = 90^\circ$, implica que el bloque de techo únicamente sube y no tiene movimiento lateral, por lo que se considera un movimiento puramente inverso.
- *Fallas normales puras.* Cuando $\lambda = 270^\circ$ (ó -90°), el bloque de techo se desliza únicamente hacia abajo sin tener movimiento lateral, por lo que se considera un movimiento normal puro.

- *Fallas de corrimiento de rumbo puras.* Cuando los dos bloques de la falla se mueven horizontalmente uno con respecto al otro se consideran de este tipo, y no es usual definir los bloques de piso y de techo. Cuando $\lambda = 0^\circ$, el movimiento se considera lateral izquierdo. De manera similar, cuando $\lambda = 180^\circ$, el bloque se considera lateral derecho.

Es importante conocer estos tres tipos básicos para una identificación rápida del mecanismo de deslizamiento que se tiene en un sismo. Cabe mencionar que la mayoría de los sismos consisten en una combinación de estos mecanismos de deslizamiento puros. A este tipo de fallas se les denomina oblicuas.

Por otro lado, para fuentes sísmicas de tamaño considerable, la dimensión a lo largo del rumbo se conoce como la longitud de la falla, y la dimensión en la dirección del echado se conoce como el ancho de la falla.

A continuación se definen matemáticamente las expresiones que representan físicamente los deslizamientos, así como sus efectos en términos de propagación del desplazamiento desde la fuente hasta la superficie. La siguiente descripción nos ayudará, junto con la geometría de la falla, a obtener la representación de ésta a partir de las mediciones en superficie.

2.3 El tensor de momento sísmico y las funciones de Green.

Para justificar físicamente el desplazamiento observado en la superficie durante un sismo, es importante considerar la relación que existe entre el movimiento y las propiedades de la fuente sísmica. Para comenzar, se puede utilizar la ecuación de movimiento en un medio continuo elástico, homogéneo e isótropo:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \sigma_{ij} + f_i, \quad (2.1)$$

donde ρ es la densidad, u_i es el desplazamiento, $\partial_j \sigma_{ij}$ es la derivada de cada elemento del tensor de esfuerzos con respecto a cada una de las direcciones coordenadas, y f_i es el término de las fuerzas de cuerpo, que se asocian usualmente a un término de fuerza gravitacional y a uno de fuente sísmica (Shearer, 2009). Si se considera un campo de desplazamientos en un volumen V delimitado por una superficie S , los desplazamientos en V deben de ser función únicamente de las condiciones iniciales del problema, de las fuerzas internas del medio V , y de las tracciones derivadas de las condiciones de frontera en S .

Resolver (2.1) es complicado debido al desconocimiento del término f_i , y para muchas aplicaciones y deducciones en sismología este término se desprecia. Pero cuando hablamos de los efectos de la fuente, es necesario utilizarlo para describir las fuerzas que generan el deslizamiento.

Para evadir el problema de la complejidad de (2.1), se puede plantear el problema de otra forma. Se considera entonces un vector de fuerza $f(x_0, t_0)$ aplicado en el punto x_0 en el instante t_0 . Podemos también considerar un desplazamiento $u(x, t)$ medido en una posición x que se genera como resultado de aplicar la fuerza f . La función $u(x, t)$ variará para distintas posiciones de la fuerza y el receptor, y el resultado de u será también una función de la estructura de velocidades y

densidades por las que se transmita el movimiento. Aún así, se puede considerar que para cada $f(x_0, t_0)$ y cada x , existirá un único desplazamiento $u(t)$ que describe la respuesta de la tierra.

Para encontrar entonces el desplazamiento, se define la función elastodinámica de Green $G(x, t)$, que nos describe el i -ésimo componente de desplazamiento en un punto x resultado de la fuerza f aplicada en el punto x_0 , en la dirección j . En general se puede expresar como:

$$u_i(x, t) = G_{ij}(x, t; x_0, t_0) f_j(x_0, t_0), \quad (2.2)$$

donde u es el desplazamiento, f es el vector de las fuerzas de cuerpo, y G es la función de Green elastodinámica. Si despreciamos las fuerzas gravitacionales, entonces f representará a la fuente sísmica. Considerando que el medio se comporta de forma lineal, para fuentes más complejas que un solo vector, la función de fuente se puede construir con la superposición de varias fuentes elementales. Asimismo, el desplazamiento resultante de cualquier distribución de fuerzas de fuente puede ser calculado mediante la suma de todas las soluciones de cada fuerza.

La ecuación (2.2) explica matemáticamente cómo se obtienen los desplazamientos en cualquier punto del espacio a partir de una perturbación (f), que se desplaza a través del medio representado por la función G . A continuación se explicará cómo se maneja el término de la fuerza f en términos del *tensor de momento sísmico*, de tal manera que represente el movimiento generado en una falla, que se ha asumido como el origen de los sismos.

2.3.1 El momento sísmico escalar y el tensor de momento sísmico.

Para expresar las fuerzas que originan el desplazamiento en un sismo, es común utilizar un sistema de *doble par de fuerzas*, que consiste en la conjunción de cuatro fuerzas actuando al mismo tiempo, ya sea como un dipolo vectorial, o por medio de la representación de un brazo de palanca (Figura 2.4) con lo que se logra, por un lado, apuntar la fuerza aplicada en la dirección de desplazamiento y, por otro lado, anular las posibles rotaciones que se generarían al utilizar cualquier otra configuración.

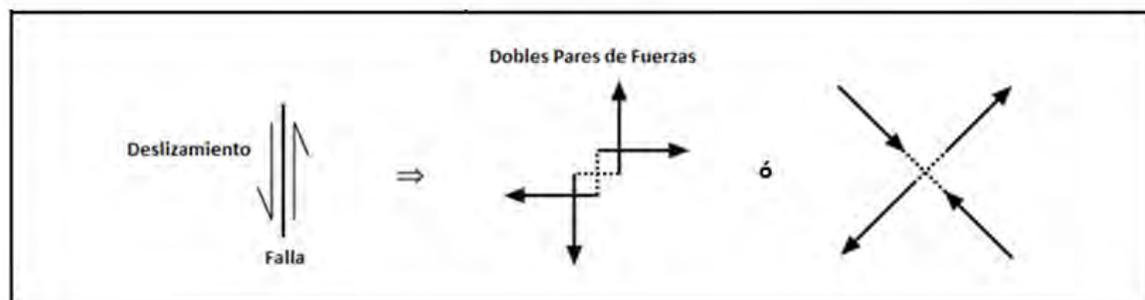


Figura 2.4. Representación de dobles pares de fuerzas asociados a una falla. (Modificada de Stein y Wysession, 2003).

Si se utiliza este sistema para describir el movimiento de una falla, el desplazamiento registrado siempre tendrá como solución dos planos perpendiculares en los que los movimientos generados por uno u otro serán los mismos en puntos simétricos, y se tiene que discernir cual de los dos planos es la solución real al problema mediante el contexto tectónico del lugar. El plano de solución se denomina *plano de falla o de deslizamiento*, y al plano alterno se le denomina *plano auxiliar*. En conjunto a estos dos planos se les denomina *planos nodales*.

Esta representación es la más usual para describir el movimiento sísmico provocado por una falla. Para poder simplificar los movimientos ocurridos en ésta mediante un doble par de fuerzas, se introducen a continuación algunos conceptos adicionales.

Es razonable pensar que los procesos de ruptura asociados a la generación de sismos pueden ser representados como función del tiempo y del espacio. Bajo esta consideración, se define la *función de momento sísmico*:

$$M(t) = \mu D(t)S(t). \quad (2.3)$$

La ecuación (2.3) describe el proceso de ruptura en una falla en términos de la rigidez del material μ , de la historia de deslizamiento $D(t)$ y del área de la falla $S(t)$. Estos últimos dos términos son dependientes del tiempo, porque varían durante un terremoto. Dado que el encontrar el valor total de la función M implicaría integrar todos los desplazamientos a lo largo de la superficie para todos los instantes de tiempo, una buena aproximación al tamaño y liberación de energía de un terremoto evitando la integración es mediante el *momento sísmico escalar*:

$$M_0 = \mu \bar{D}S, \quad (2.4)$$

donde \bar{D} es el deslizamiento promedio de una falla de área S . Comúnmente se sustituye (2.4) en la expresión (2.3) para obtener una expresión de la función del momento sísmico en términos del momento sísmico escalar:

$$M(t) = M_0 x(t), \quad (2.5)$$

donde $x(t)$ se define como la función temporal de la fuente, y tiene una integral temporal unitaria. Por lo tanto, se ocupa al momento sísmico escalar como un factor de escala. El momento sísmico escalar también se puede considerar como la magnitud del sistema de fuerzas equivalentes que describen el proceso de deslizamiento (Figura 2.5).

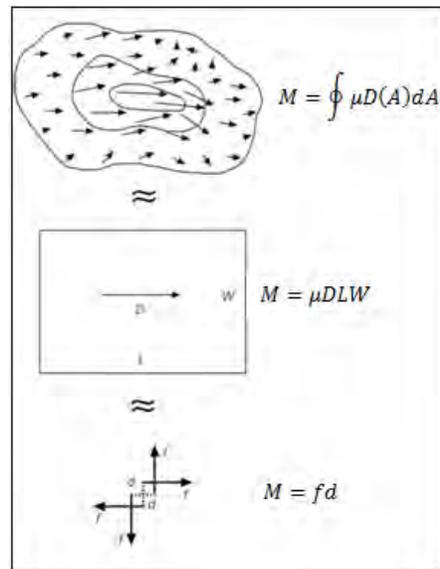


Figura 2.5. Parte superior: Cálculo de la función de momento sísmico, como la integral de todos los desplazamientos en la superficie de deslizamiento a través del tiempo. Centro: Estimación del tamaño de la falla mediante el momento sísmico escalar. Parte Inferior: El momento sísmico escalar como magnitud del sistema de doble par de fuerzas (Stein y Wysession, 2003).

Si consideramos ahora la combinación de los pares de fuerzas que generan sismos en un sistema tridimensional, podemos hablar de nueve pares de fuerzas en una matriz de 3x3 elementos, que se denomina como *tensor de momento sísmico*. La figura 2.6 muestra los pares de fuerzas posibles, cuya representación matricial se aprecia en la ecuación (2.6).

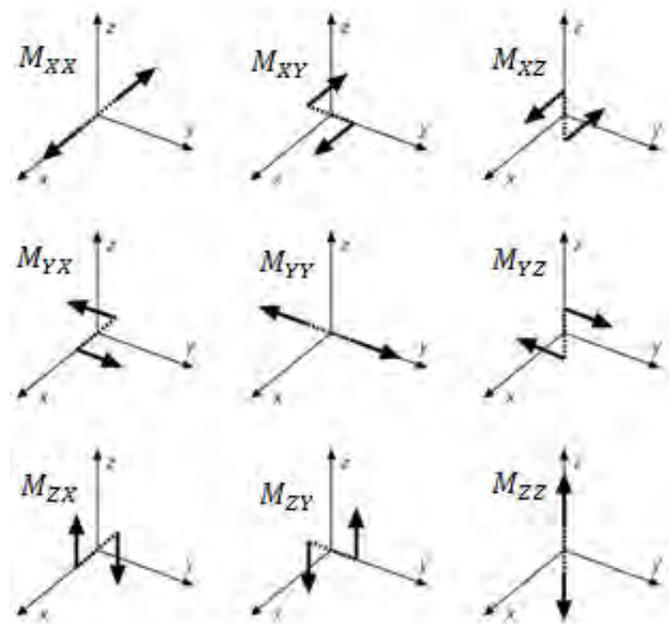


Figura 2.6. Representación de los nueve pares de fuerzas que componen un tensor de momento sísmico. Cada uno consiste de dos fuerzas opuestas separadas por una distancia d . Su fuerza neta siempre es cero. (Stein y Wysession, 2003).

$$M = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix}. \quad (2.6)$$

Este tensor es una representación matemática simple tanto de la geometría de la falla, mediante las diferentes componentes, como del tamaño del sismo, mediante el momento sísmico escalar. Por ejemplo, si un sismo puede ser representado únicamente mediante el doble par de fuerzas formado por las componentes M_{xy} y M_{yx} , ambas de magnitud unitaria, entonces podríamos representar su tensor de momento sísmico como:

$$M = M_0 \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}. \quad (2.7)$$

Este tensor se puede escribir en cualquier sistema ortogonal de coordenadas, ya que sus ecuaciones son válidas para cualquier sistema. Por tanto, es común transformar de coordenadas ortogonales cualquiera a las direcciones de rumbo, echado y azimut de la falla. Esto se aplica sobre todo en la inversión de sismogramas, donde se tienen datos de coordenadas geográficas, y se transforman a datos coordinados propios de la falla. No obstante en qué sistema de coordenadas se exprese, el tensor es siempre simétrico, lo que físicamente implica que no importa el plano en el que se considere el deslizamiento, ya sea el auxiliar o el de falla, la radiación de energía siempre será la misma, y, por tanto, las ondas sísmicas emitidas desde la fuente serán las mismas no importa el plano que se considere.

Tensor De Doble Par.

Si suponemos que un sismo es generado únicamente por un deslizamiento sobre el plano de falla, implica que la dirección de las fuerzas siempre es paralela a éste, y no tendrá componentes normales, es decir, no habrá cambios volumétricos, por lo que la traza del tensor será siempre cero. La ecuación (2.8) representa este tipo de tensor, al que se le llama *DC (Doble par o double couple, en idioma inglés)*, y es el tensor de momento más elemental para la representación de un sismo.

$$M = M_0 \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad \text{ó} \quad M = M_0 \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix}. \quad (2.8)$$

Dipolos Vectoriales Linealmente Compensados.

Otro caso de fuentes sísmicas que no son modeladas con un doble par de fuerzas son las que se refieren a dipolos vectoriales linealmente compensados o CLVD (*compensated linear vector dipoles, en idioma inglés*). Estos son arreglos de tres dipolos de fuerzas que están compensados, con un dipolo -2 veces la magnitud de las otras dos:

$$M = \begin{bmatrix} -\lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda/2 & 0 \\ 0 & 0 & \lambda/2 \end{bmatrix}. \quad (2.9)$$

En el tensor definido en (2.9), la traza es cero, por lo que aún se cumple que no hay cambio de volumen en la falla, pero presenta tres elementos distintos de cero. No obstante que las fuentes con componentes CLVD son raras, han sido identificadas en algunos ambientes tectónicos complicados, como volcanes.

En la práctica, aún si la fuente fuera puramente un doble par, el ruido en los datos y la falta de conocimiento pleno de la estructura de la tierra normalmente producen un tensor que, una vez diagonalizado, resulta:

$$M = \begin{bmatrix} a & 0 & 0 \\ 0 & b & 0 \\ 0 & 0 & c \end{bmatrix}, |a| > |b| > |c|. \quad (2.10)$$

De (2.10), si M representa un doble par, entonces $a=-b$, y $c=0$, pero a menos de que el tensor sea construido para cumplir dichas condiciones, la mayoría de las veces no será así. No obstante, los valores se pueden acercar a dichas condiciones, sin llegar a ser exactos. En estas circunstancias, se interpreta el tensor de momento descomponiéndolo de tal forma que podamos encontrar el tensor de doble par que más se aproxime al fenómeno, y expresar en qué porcentaje éste se comporta como un tensor CLVD.

Como ya se ha podido apreciar, el tensor de momento nos permite realizar una descripción general de las fuerzas internas generadas en la fuente, que pueden actuar en un medio elástico. No obstante que se trata de una idealización, el utilizar el tensor de momento en la expresión de las fuerzas de fuente en la ecuación (2.2) ha mostrado ser una muy buena aproximación para modelar los desplazamientos generados por fuentes que se pueden considerar puntuales debido a la distancia con respecto al receptor. Incluso si se considera una fuente no puntual, esta herramienta puede seguir siendo utilizada considerando una superposición de fuentes puntuales. A continuación se muestra cómo se adapta el concepto del tensor de momento al cálculo del desplazamiento.

2.3.2 Expresión del desplazamiento en términos del tensor de momento sísmico.

Para poder obtener una expresión del desplazamiento en términos del tensor de momento, retomamos la ecuación (2.2) para expresar el desplazamiento que resulta de un par de fuerzas aplicado en el punto x_0 en términos de la función de Green. Siguiendo a Shearer (2009), lo podemos expresar como:

$$u_i(x, t) = G_{ij}(x, t; x_0, t_0) f_j(x_0, t_0) - G_{ij}(x, t; x_0 - \hat{x}_k d, t_0) f_j(x_0, t_0). \quad (2.11)$$

La expresión (2.11) significa que el desplazamiento observado en x será la suma algebraica de los efectos generados por cada una de las dos fuerzas que conforman el par, separadas una distancia d en la dirección \hat{x}_k . Dado que los sentidos de las fuerzas se contraponen, aparece el signo negativo en la expresión.

Aunque se trata de un doble par de fuerzas separadas por una distancia d , estas actúan sobre un solo punto, por lo que entonces la distancia entre los pares de fuerza tiende al mínimo, y en lugar de la resta se considera la derivada de la función de Green con respecto a la dirección de d , es decir, con respecto al brazo de palanca del doble par de fuerzas. Por lo tanto (2.11) se puede expresar como:

$$u_i(x, t) = \frac{\partial G_{ij}(x, t; x_0, t_0)}{\partial (x_0)_{\hat{k}}} f_j(x_0, t_0) d_{\hat{k}}. \quad (2.12)$$

Dado que la definición primordial del momento es fuerza por distancia, el producto de los vectores de fuerza f_j y la distancia d en la dirección \hat{x}_k da como resultado la k -ésima columna de M_{jk} , por lo tanto podemos expresar el desplazamiento como:

$$u_i(x, t) = \frac{\partial G_{ij}(x, t; x_0, t_0)}{\partial (x_0)_{\hat{k}}} M_{jk}(x_0, t_0). \quad (2.13)$$

La ecuación (2.13) muestra que se puede obtener una relación lineal entre el desplazamiento y las componentes del tensor de momento, si se incluyen las derivadas espaciales de la función elastodinámica de Green para una fuente puntual. Esta función de Green se puede estimar a partir del modelo de velocidades de la región, y se obtendrá matemáticamente en la siguiente sección de este capítulo.

La formulación de las ecuaciones (2.12-2.13) se hace con respecto al tensor de momento sísmico, que a su vez lo definimos independiente de la función temporal de la fuente, mediante el momento sísmico escalar (Ecuación 2.4). Si lo que se desea es hacer el cálculo analítico del campo de desplazamientos que produce una fuerza, entonces se debe considerar la función de momento sísmico, que describe el fenómeno durante toda la ruptura, expresada por la ecuación (2.5). En este caso, al tratarse de una función continua del tiempo, entonces el desplazamiento se define como una convolución:

$$u_i(x, t) = \frac{\partial G_{ij}(x, t; x_0, t_0)}{\partial (x_0)_k} * M_{jk}(x, t; x_0, t_0). \quad (2.14)$$

Mediante las expresiones (2.11-2.14) hemos logrado introducir el concepto del momento sísmico a la solución de los desplazamientos observados en la superficie como resultado de un sismo. A continuación se presenta cómo se opera la función de Green, para tener una expresión completa de la ecuación (2.2).

2.3.3 La solución a la función de Green y los patrones de radiación.

El encontrar el campo de desplazamientos para una fuente simple equivale a deducir la función elastodinámica de Green. Si el impulso unitario que representa la fuente es aplicado en $x=x_0$ en un instante $t=t_0$ en la n -ésima dirección, entonces la i -ésima componente del desplazamiento en (x, t) puede ser calculada mediante la función de Green $G_{in}(x, t; x_0, t_0)$. Esta función de Green es un

tensor, y depende de las coordenadas de la fuente y del receptor. Esta función debe de cumplir en todo medio infinito y lineal la ecuación (2.15):

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} G_{in} = \delta_{in} \delta(x - x_0) \delta(t - t_0) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(c_{ijkl} \frac{\partial}{\partial x_l} G_{kn} \right), \quad (2.15)$$

donde ρ es la densidad del medio, δ representa funciones impulsivas, y c representa el tensor de las constantes elásticas del medio. En todas las aplicaciones, las condiciones iniciales serán que G y $\partial G/\partial t$ serán cero para $t \leq t_0$ y $x \neq x_0$. Por lo tanto para cada problema particular de sismología, se fijan condiciones de frontera para la superficie S .

Si la superficie S es siempre rígida, podemos considerar entonces que las condiciones de frontera son independientes del tiempo, y entonces G sólo tiene una dependencia temporal con respecto al origen del impulso. Por lo tanto podemos reescribir la ecuación (2.15) como:

$$G(x, t; x_0, t_0) = G(x, t - t_0; x_0, 0). \quad (2.16)$$

La ecuación (2.16) implica una relación recíproca para los tiempos de origen y de recepción. Por otro lado, si G satisface condiciones homogéneas de frontera en la superficie S , entonces podemos encontrar una relación recíproca entre las posiciones de la fuente y el receptor. En el tiempo inicial $t_0 = 0$:

$$G_{nm}(x, t; x_0, 0) = G_{mn}(x_0, t, x, 0). \quad (2.17)$$

La ecuación (2.17) se puede interpretar como una reciprocidad, pero espacial entre la fuente y el receptor.

Debido a que el objetivo final es presentar una función de Green que pueda ser sustituida en las ecuaciones (2.13) ó (2.14), se buscará entonces el campo de desplazamientos asociado a una fuente puntual modelada mediante un doble par de fuerzas, cuya solución se muestra a continuación.

Resolver la ecuación (2.1) implica conocer los desplazamientos producidos por un sismo. Para un medio homogéneo, isótropo e infinito, podemos expresar esta ecuación en términos únicamente del desplazamiento, de la fuente, de ρ y de las constantes elásticas de Lamé:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = \mathbf{f} + (\lambda + 2\mu) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}), \quad (2.18)$$

donde \mathbf{f} es una fuerza con la forma $F(t)\delta(x - x_0)$ aplicada en cualquier punto del espacio y apuntando a cualquier dirección. Aki y Richards (2002) presentan la solución para el desplazamiento en (2.18):

$$u_i(x, t) = \frac{1}{4\pi\rho} (3\gamma_n\gamma_p - \delta_{np}) \frac{1}{r^3} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau F_p(t - \tau) d\tau + \frac{1}{4\pi\alpha^2\rho r} \gamma_n\gamma_p F_p(t - r/\alpha) - \frac{1}{4\pi\beta^2\rho r} (\gamma_n\gamma_p - \delta_{np}) F_p(t - r/\beta), \quad (2.19)$$

donde

$$\alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \text{ (Velocidad de Onda P).}$$

$$\beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \text{ (Velocidad de Onda S).}$$

$$\tau = (|x - x_0|/\alpha) \text{ (Tiempo de Retardo).}$$

$$r = |x - x_0| \text{ (Distancia entre la fuente y cualquier punto del espacio).}$$

$$\gamma_i = (x_i - x_{0i})/r = \partial r / \partial x_i \text{ (Cosenos directores).}$$

Siguiendo a Aki y Richards (2002), para poder considerar en lugar de una fuerza única un doble par de fuerzas como el sistema que origina el sismo,, la ecuación (2.19) se puede evaluar para $F(t)$ aplicada en $x_0 + \Delta l_q$, donde Δl_q es la pequeña distancia que existe entre el doble par, y posteriormente se resta el valor de $F(t)$ aplicada en x_0 . Esta diferencia dará como resultado el campo de desplazamientos en x debido al doble par de fuerzas con una magnitud de momento de $|\Delta l_q| |F|$. La resta anteriormente señalada, al tratarse de una distancia muy pequeña, equivale a la derivación necesaria para operar a la función de Green con el tensor de momento, expresada en la ecuación (2.13). También se debe de acotar la función calculando el límite cuando $\Delta l_q \rightarrow 0$ y $F_p \rightarrow \infty$ para que el producto de estas dos magnitudes permanezca finito, cuando se opera con cada una de las componentes del tensor de momento M_{pq} . Este límite se expresa como:

$$M_{pq} * G_{np,q} = \lim_{\substack{\Delta l_q \rightarrow 0 \\ F_p \rightarrow \infty \\ \Delta l_q F_p = M_{pq}}} (\Delta l_q F_p * G_{np}). \quad (2.20)$$

La operación total de cada una de las componentes del tensor de momento, en las direcciones p y q , arroja como resultado:

$$\begin{aligned} M_{pq} * G_{np,q} = & \left(\frac{15\gamma_n \gamma_p \gamma_q - 3\gamma_n \delta_{pq} - 3\gamma_p \delta_{nq} - 3\gamma_q \delta_{np}}{4\pi\rho} \right) \frac{1}{r^4} \int_{\frac{r}{\alpha}}^{\frac{r}{\beta}} \tau M_{pq}(t - \tau) d\tau \\ & + \left(\frac{6\gamma_n \gamma_p \gamma_q - \gamma_n \delta_{pq} - \gamma_p \delta_{nq} - \gamma_q \delta_{np}}{4\pi\rho\alpha^2} \right) \frac{1}{r^2} M_{pq}(t - r/\alpha) \\ & - \left(\frac{6\gamma_n \gamma_p \gamma_q - \gamma_n \delta_{pq} - \gamma_p \delta_{nq} - 2\gamma_q \delta_{np}}{4\pi\rho\beta^2} \right) \frac{1}{r^2} M_{pq}(t - r/\beta) + \frac{\gamma_n \gamma_p \gamma_q}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} \dot{M}_{pq}(t - r/\alpha) \\ & - \frac{\gamma_n \gamma_p - \delta_{np}}{4\pi\rho\beta^3} \gamma_q \frac{1}{r} \dot{M}_{pq}(t - r/\beta). \end{aligned} \quad (2.21)$$

La expresión (2.21) es el campo de desplazamientos generado por un doble par de fuerzas, pero se puede apreciar de mejor forma si se expresa en sistema de coordenadas esféricas (r, θ, ϕ) . Se eligen los ejes de tal forma que el plano de falla se encuentre sobre el plano (x_1, x_2) , con vector normal en dirección de x_3 , y se sitúa la fuente en el origen. Se considera θ el ángulo entre r y la vertical x_3 , el eje x_1 en dirección del deslizamiento, y $\phi = 0$ en el plano que contiene al eje vertical y al vector r al mismo tiempo (Figura 2.7).

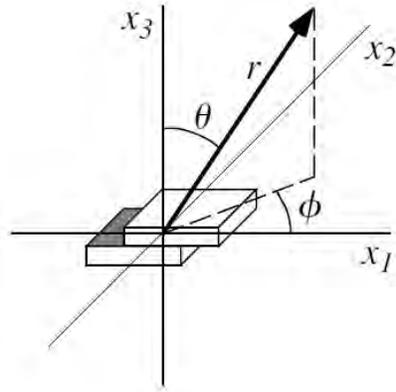


Figura 2.7. Esquema de conversión de coordenadas cartesianas a esféricas, considerando una fuente de doble par. (Shearer, 2009).

Con esta geometría, podemos definir los vectores unitarios del nuevo sistema de referencia, y las equivalencias entre los dos sistemas coordenados como $\hat{r} = \gamma = (\text{sen}\theta\text{cos}\phi, \text{sen}\theta\text{sen}\phi, \text{cos}\theta)$, $\hat{\theta} = (\text{cos}\theta\text{cos}\phi, \text{cos}\theta\text{sen}\phi, -\text{sen}\theta)$, $\hat{\phi} = (-\text{sen}\phi, \text{cos}\phi, 0)$, $x_3/r = \text{cos}\theta$, $x_1/r = \text{sen}\theta\text{cos}\phi$ y $x_2/r = \hat{r}_i$, con lo que se obtiene:

$$\begin{aligned}
 u(x, t) = & \left(\frac{1}{4\pi\rho}\right) A^N \frac{1}{r^4} \int_{\frac{r}{\alpha}}^{\frac{r}{\beta}} \tau M_0(t - \tau) d\tau + \left(\frac{1}{4\pi\rho\alpha^2}\right) A^{IP} \frac{1}{r^2} M_0(t - r/\alpha) \\
 & + \left(\frac{1}{4\pi\rho\beta^2}\right) A^{IS} \frac{1}{r^2} M_0(t - r/\beta) + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A^{FP} \frac{1}{r} \dot{M}_0(t - r/\alpha) \\
 & + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{FS} \frac{1}{r} \dot{M}_0(t - r/\beta),
 \end{aligned} \tag{2.22}$$

donde

$$A^N = 9\text{sen}2\theta\text{cos}\phi \hat{r} - 6(\text{cos}2\theta\text{cos}\phi \hat{\theta} - \text{cos}\theta\text{sen}\phi \hat{\phi}),$$

$$A^{IP} = 4\text{sen}2\theta\text{cos}\phi \hat{r} - 2(\text{cos}2\theta\text{cos}\phi \hat{\theta} - \text{cos}\theta\text{sen}\phi \hat{\phi}),$$

$$A^{IS} = -3\text{sen}2\theta\text{cos}\phi \hat{r} + 3(\text{cos}2\theta\text{cos}\phi \hat{\theta} - \text{cos}\theta\text{sen}\phi \hat{\phi}),$$

$$A^{FP} = \text{sen}2\theta\text{cos}\phi \hat{r},$$

$$A^{FS} = \text{cos}2\theta\text{cos}\phi \hat{\theta} - \text{cos}\theta\text{sen}\phi \hat{\phi}.$$

Debido a que se utilizan coordenadas esféricas y a que se buscó la simetría en el problema, no se necesitan definir direcciones en la componente del tensor de momento. En su lugar, se utiliza la función de momento sísmico definida en (2.5), considerando que, si se trata de un doble par, la magnitud de las componentes del tensor diferentes de cero será M_0 . Aunado a esto, se define en (2.22) $\dot{M}(t)$, que es la *función de tasa de momento sísmico*, y es la derivada temporal de la ecuación (2.5). Siendo el desplazamiento proporcional a ella, esta función nos define el cambio de la función temporal de fuente con respecto al tiempo.

El campo de desplazamientos en (2.22) puede dividirse de acuerdo a los elementos que conforman la expresión. El término integral decae como r^{-4} con respecto a la distancia, y debido a que éste será menos significativo mientras más nos alejamos de la fuente, se le denomina *campo cercano*. De los 4 términos restantes, los proporcionales a r^{-2} se denominan de *campo intermedio*, cuyo nombre se adopta debido a que se encuentran intermedios entre el decaimiento del campo cercano y los elementos que decaen como r^{-1} , que son los del *campo lejano*. Para todos estos términos, la dirección del movimiento generado durante la propagación es dependiente únicamente de los valores que tomen los cosenos directores sin importar la magnitud de la fuerza aplicada. A esta dirección de movimiento se le conoce como *patrón de radiación*.

Todos los coeficientes A en las expresiones (2.22) corresponden a los patrones de radiación de cada uno de los campos, y muestran explícitamente la dirección en la que el desplazamiento tiene lugar para cada uno de los términos. De aquí, es notorio que los elementos de campo cercano e intermedio tienen componentes de desplazamiento en las tres direcciones.

Particularmente para el campo lejano, se muestran los términos para ondas P y S, separados de la expresión (2.22):

$$u^p = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \text{sen}2\theta\text{cos}\phi \frac{1}{r} \dot{M}_0(t - r/\alpha) \hat{r}, \tag{2.23}$$

$$u^s = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} (\text{cos}2\theta\text{cos}\phi \hat{\theta} - \text{cos}\theta\text{sen}\phi \hat{\phi}) \frac{1}{r} \dot{M}_0(t - r/\beta).$$

Proporcional a su patrón de radiación A^{FP} , el campo de onda P tiene componente de desplazamiento únicamente en la dirección radial, mientras que el término para las ondas S, proporcional a su patrón de radiación A^{FS} , tiene componente de desplazamiento únicamente en las componentes transversales (Figura 2.8).

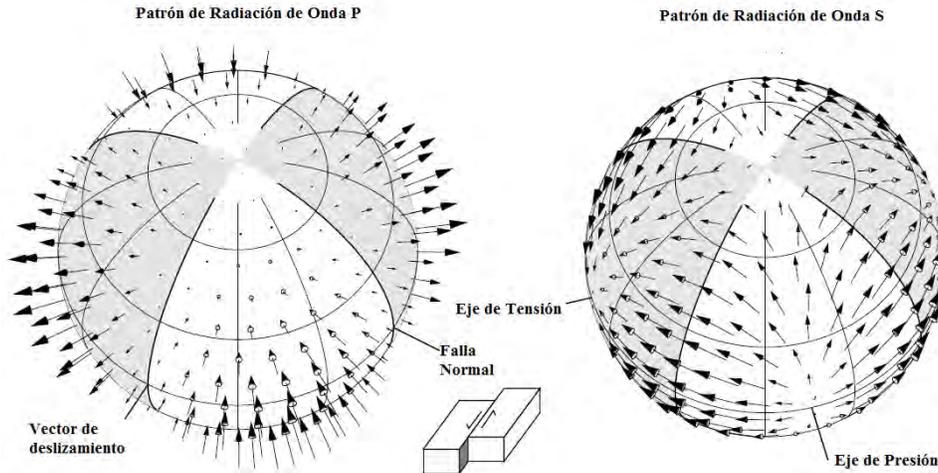


Figura 2.8. Patrón de radiación de campo lejano para ondas P y S para una fuente de doble par, suponiendo una esfera que envuelve simétricamente a la fuente. (Modificada de Shearer, 2009).

El patrón de radiación de onda P muestra que el plano de falla y el auxiliar forman líneas de desplazamiento nulo en sus intersecciones, que separa en cuatro cuadrantes la dirección de la onda P. Si se asume $\dot{M}(t)$ positivo, implica que las flechas que apuntan hacia afuera generan compresiones en el medio, por lo que se asocian a ondas P compresivas. Por otro lado las flechas que apuntan hacia dentro de la esfera se asocian a ondas P de dilatación. Esto genera que se presenten dos cuadrantes de dilatación y dos cuadrantes de compresión.

La propia polarización de la onda P (es decir, si apunta hacia arriba o hacia abajo) nos define los planos nodales, y es la base para construir la representación gráfica más utilizada para una falla: los mecanismos focales. Este tema se abordará más adelante, y en este punto sólo basta decir que esta polarización de P nos permite delimitar los planos que pudieron haber generado el sismo. El eje de tensión T, se encuentra a la mitad del cuadrante compresivo, y el eje de presión P se encuentra a la mitad del cuadrante de dilatación.

El patrón de radiación de S es más complicado, ya que no se pueden definir con esta representación los planos nodales, pero sí puntos nodales, que son puntos de convergencia o divergencia de las flechas que indican el desplazamiento provocado por la onda S.

Si se hace una proyección de estas esferas sobre el plano (x_1, x_3) definido por el sistema coordenado de la figura 2.7, es mucho más clara la dirección de desplazamiento de cada uno de los patrones de radiación, y también podemos observar de mejor forma qué pasa con la amplitud de estas ondas.

En la figura 2.9 se muestran estas proyecciones, y para el patrón de ondas P, es notorio que la amplitud es máxima a 45° de cada uno de los ejes, y existe un cambio de polaridad en la dirección del desplazamiento cada 90°. Para el patrón de onda S, aunque más complicado, se puede observar que la mayor amplitud se encuentra sobre los ejes del plano, y a 45° de la máxima amplitud de onda P (lo que conlleva a pensar que una amplitud máxima en P implica una amplitud nula en S). En el caso de la dirección de desplazamiento, se aprecia que ésta es siempre es normal a la dirección de propagación.

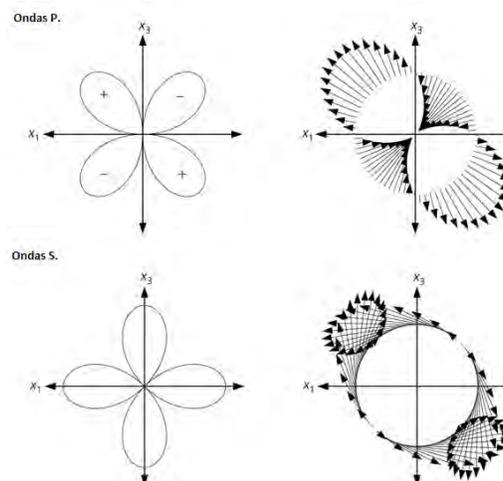


Figura 2.9. Representación de los patrones de radiación de onda P (superior) y S (inferior) en proyección al plano (x_1, x_3) . En ambos casos, del lado izquierdo se muestra en amplitud, y en el lado derecho la dirección del desplazamiento (Modificada de Stein y Wysession, 2003).

2.4 Los Mecanismos Focales.

2.4.1 Definición.

Como se mencionó anteriormente, la forma más utilizada para representar el mecanismo de un terremoto idealizado como una falla de superficie plana es mediante la construcción del mecanismo focal. Para construir estos mecanismos, se utiliza el patrón de radiación de onda P definido anteriormente en la ecuación (2.23), y las características geométricas de las fallas definidas en el apartado 2.2.

Para la representación de los mecanismos, se utiliza el concepto de esfera focal definido por Köning (1942), que consiste en una esfera de radio unitario y material homogéneo con centro en el foco del terremoto, y las trayectorias definidas por el patrón de radiación se proyectan a su superficie.

Para la construcción de los mecanismos focales se utiliza la *Teoría de Rayos* como aproximación a la propagación de la onda. Esta teoría se basa en que las ondas de cuerpo viajan con una velocidad local de propagación a lo largo de caminos definidos por la ley de Snell:

$$\text{sen } \theta = v_h \frac{dt}{d\Delta}, \quad (2.24)$$

donde θ es el ángulo de salida del rayo en la fuente, v_h es la velocidad con la que el rayo viaja, t es el tiempo que tarda en llegar de la fuente al receptor, y Δ es la distancia angular del epicentro a la fuente.

Para esto, se supone un frente de onda plano, definido por un vector denominado *número de onda* k , que es siempre perpendicular al frente de onda. Por lo tanto, la propagación de la onda se reduce a funciones trigonométricas en función de los ángulos entre el vector número de onda y las superficies por las que la onda se propaga, y de las velocidades de cada uno de los medios de propagación.

Bajo esa premisa, el método consiste en posicionar los distintos puntos sobre la superficie de la tierra a puntos equivalentes sobre la superficie de la esfera focal. Cada punto, o estación, a distancia angular Δ del epicentro y azimut φ se proyecta sobre la esfera focal siguiendo la trayectoria del rayo y queda definido por sus coordenadas polares (θ, φ) siendo (Figura 2.10):

- θ = ángulo de salida del foco; se mide desde la vertical.

Toma los siguientes valores $0^\circ \leq \theta \leq 180^\circ$

- φ = azimut de la estación con respecto al epicentro: ángulo que forma la dirección del rayo con el norte geográfico.

Toma los siguientes valores $0^\circ \leq \varphi \leq 360^\circ$

Ambos ángulos se calculan a partir de las coordenadas del foco y de la estación.

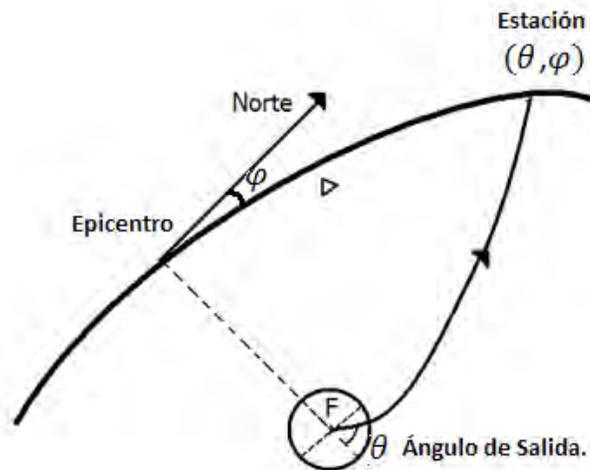


Figura 2.10. Representación geométrica de un punto en la superficie de la Tierra con respecto a una fuente sísmica, siguiendo la Teoría de Rayos.

Aunque la teoría supone una proyección de los puntos de la superficie terrestre a la esfera focal, en la práctica ésta es también proyectada a su propio plano ecuatorial. La figura 2.11 muestra el proceso de proyección de la esfera.

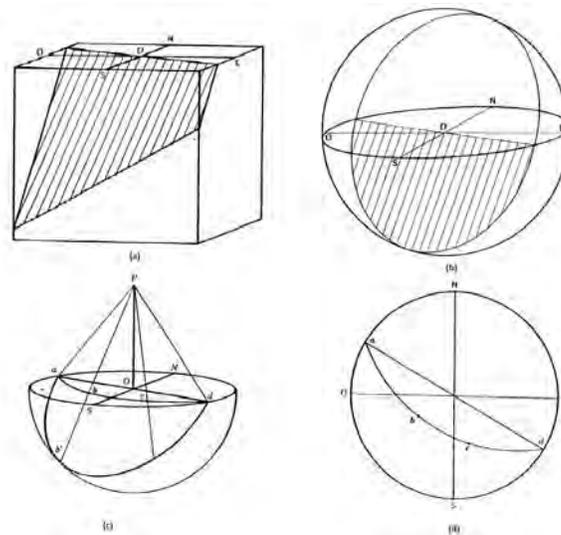


Figura 2.11. Esquemización de los pasos que se siguen para proyectar planos de falla a sus mecanismos focales. El plano se orienta en un sistema de referencia (a), se encierra en la esfera focal (b), se separan los hemisferios en el plano ecuatorial para observar el hemisferio inferior (c), y finalmente se dibuja la proyección en planta del plano (d) (Modificada de Ragan, 1980).

Con esta técnica se puede definir al mecanismo focal como la proyección del plano de falla sobre el plano ecuatorial de la esfera focal, con el cual podemos caracterizar la geometría de la falla vista desde la superficie. La figura 2.12 muestra las esferas focales y sus respectivas proyecciones de las fallas puras.

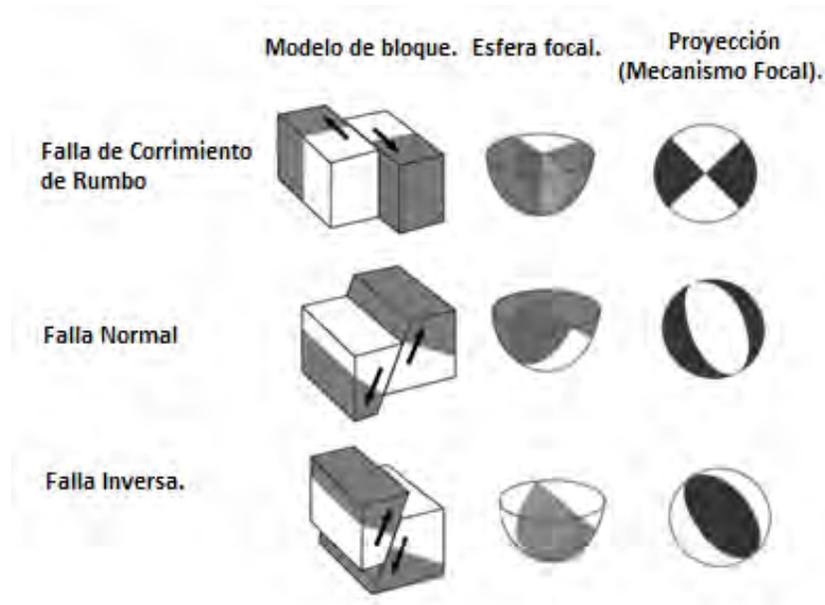


Figura 2.12. Representación de fallas básicas en la esfera focal, y su proyección ecuatorial que define al mecanismo focal.

Cualquier otra falla definida como la combinación de cualquiera de las fallas puras, presentará también un mecanismo focal combinado. Debido a la forma gráfica que adoptan, algunas veces se les suele llamar “pelotas de playa”.

No obstante que la falla presenta un único plano de deslizamiento, en los mecanismos focales invariablemente se observan dos. Esto se debe a que una fractura es equivalente a un sistema de doble par de fuerzas, y que la solución puede ser cualquiera de los dos planos nodales. Se reitera el hecho de que el definir a un plano como el de falla y a otro como el auxiliar, depende del contexto tectónico del lugar. En un mecanismo focal, uno de los pares está en la dirección de la dislocación y el otro en el de la normal al plano. Este sistema equivale también a un sistema de fuerzas de presión y tensión situadas en el mismo plano normal al de la falla y que contiene la dirección de dislocación, y a 45° de las direcciones de los pares de fuerzas, si tomamos como base el patrón de radiación de la onda P (Figura 2.13).

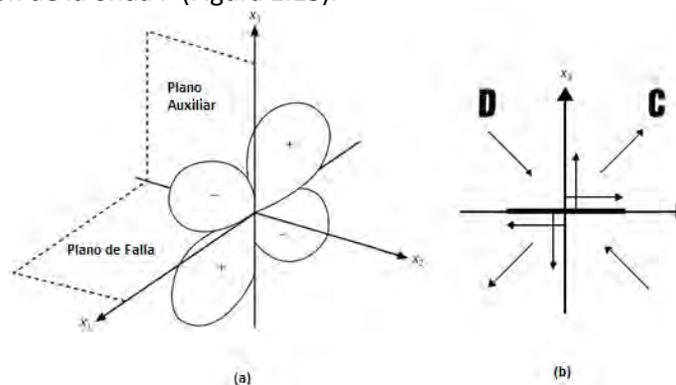


Figura 2.13. Representación del patrón de radiación de onda P acompañado de los planos que lo pudieron haber generado (a), y la proyección en el plano del sistema equivalente de fuerzas (b). Las direcciones del eje de dilatación y de compresión corresponden a los máximos desplazamientos generados por el patrón de radiación, a 45° de los ejes coordenados.

2.4.2 Método de polaridad de onda P para la obtención del mecanismo focal.

Un método sencillo y de gran aplicación en sismología para determinar la orientación de los planos de falla de un terremoto, se deriva de considerar el carácter del patrón de radiación de la onda P generado por un modelo de una fractura de cizalla que, como ya se mencionó, forma cuatro cuadrantes de signo alterno de compresiones y dilataciones.

La compresión (C) se asocia al desplazamiento de la onda en dirección foco - punto de observación. La componente vertical del movimiento es hacia arriba y la componente horizontal es opuesta a la dirección del epicentro. Por otro lado, la dilatación (D) se asocia al desplazamiento de la onda en sentido contrario, del punto de observación hacia el foco. El movimiento vertical es hacia abajo y el horizontal hacia el epicentro. El identificar la polaridad de la onda P en un sismograma entonces permite caracterizar a la falla mediante su mecanismo focal (Figura 2.14).

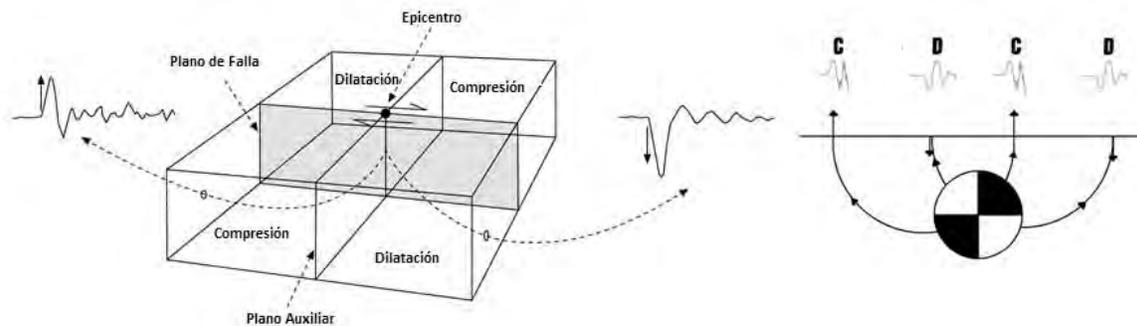


Figura 2.14 Siguiendo el patrón de radiación, obtención de los cuadrantes de dilatación y compresión para un corrimiento de rumbo, y su respectivo mecanismo focal. Los arribos con polaridad positiva se asocian a compresiones, y los de polaridad negativa a dilataciones (Modificada de Stein y Wyession, 2003).

El método gráfico de polaridad de onda P consiste en dibujar sobre una proyección de la esfera focal las observaciones una vez reducidas a su superficie, utilizando un símbolo distinto según se trate de compresiones o dilataciones. La representación debe ser hecha mediante una proyección a algún hemisferio de la esfera. De no ser así las proyecciones se encimarían y no se comprendería el mecanismo, y generalmente se elige el inferior. De este modo, si existen datos cuyo rayo haya atravesado el hemisferio superior, éstos se retro-proyectan sobre el punto opuesto aprovechando la simetría del patrón de radiación.

Una vez representadas las observaciones sobre la proyección de la esfera focal se separan las compresiones y dilataciones por dos planos ortogonales, dibujando primero uno de los dos planos y situando su polo. El segundo plano debe pasar por dicho polo.

Posteriormente, situados los dos polos de los planos se pasa por ellos un círculo máximo y sobre él, a 45° de los ejes, se sitúan los ejes de presión y tensión del mecanismo, de forma que el eje de tensión quede en el cuadrante de compresiones y el eje de presión en el de dilataciones. Del

propio diagrama obtenido se determinan los ángulos $(\Phi_f, \delta, \lambda)$ de los planos nodales, con lo que tenemos caracterizada la geometría de la falla en términos de los ángulos de dirección.

Este método es de mucha utilidad si se trata de conocer el mecanismo focal únicamente mediante la expresión geométrica de la fuente sísmica, sin tener que calcular las fuerzas generadoras del sismo. En sí mismo, el mecanismo focal representa únicamente la geometría de la falla.

Otra forma de obtención del mecanismo focal se presenta a continuación, en donde la estimación de los planos se hace con base en la información que arroja el cálculo del tensor de momento sísmico. El que este tensor nos brinde las componentes de doble par de fuerzas que actuaron para generar un sismo, nos habla también de la geometría del movimiento presentado en el plano de falla.

2.4.3 Los mecanismos focales a partir del tensor de momento sísmico.

Como ya se ha estudiado bien, el construir un mecanismo focal depende del entendimiento del patrón de radiación de la onda P para un caso particular, dado un sistema coordenado de referencia. Aunado a esto, basta con estudiar la polaridad de esta onda para inferir las características geométricas de la falla.

Pero, como ya también se ha mencionado, el tensor de momento sísmico es una representación matricial tanto del sistema de fuerzas equivalentes al que se reduce la fuente, como de la geometría que tiene este sistema. Conociendo el tensor de momento sísmico, podemos encontrar también el mecanismo focal.

En la figura 2.15 se muestran tensores de momento diagonalizados para fuentes sísmicas básicas, acompañadas de su respectivo mecanismo focal característico. Estos tensores de momento son obtenidos si se considera el patrón de radiación para un doble par de fuerzas definido en la ecuación (2.23), y considerando el mismo sistema de referencia definido en la figura 2.7. El cambiar de patrón de radiación o de sistema de referencia cambiaría también la forma de los mecanismos focales.

Tensor de Momento	Mecanismo Focal	Tensor de Momento	Mecanismo Focal
$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$	

Figura 2.15. Relación que existe entre el tensor de momento y el mecanismo focal para distintos tipos de fuente (Modificada de Stein y Wyssession, 2003).

En la misma figura 2.15 podemos observar en la segunda, tercera y cuarta fila fallas que corresponden a mecanismos de deslizamiento en dirección del rumbo, de deslizamiento en dirección del echado, y de falla inversa pura, respectivamente. Todas estas fallas corresponden a tensores DC.

Las figuras de la primera, quinta y sexta fila no corresponden a tensores DC, lo que demuestra una ventaja de la obtención del mecanismo focal a partir del tensor de momento.

Si seguimos el procedimiento para encontrar el mecanismo focal mediante las polaridades de onda P, los pasos a seguir conllevan invariablemente a encontrar una solución DC, mientras que al resolver el tensor de momento sísmico y de allí partir para encontrar el mecanismo focal nos da la oportunidad de encontrar fuentes con componente tensorial del tipo CLVD.

En la figura 2.15, la primera fila corresponde a los mecanismos focales de una explosión y a una implosión, en los cuales las polaridades de onda P serán todas de compresión o de dilatación según sea el caso. Para la quinta y la sexta fila, la distribución de polaridades es muy diferente a un tensor DC. En realidad, dejan de tener la forma tradicional de “pelotas de playa”, para adoptar formas de “pelotas de beisbol” o de “ojos”. Este tipo de mecanismos focales son los que se obtienen a partir de tensores CLVD, y se presentan en ambientes tectónicos complejos, donde el sismo no se puede simular como un simple deslizamiento sobre una falla plana.

Por tanto, la expresión de la fuente en términos del tensor de momento es una representación muy completa, que incluye los factores geométricos y las fuerzas equivalentes que generan un sismo.

3

Antecedentes del Estudio.

3.1 Introducción.

El sureste mexicano es una región muy compleja tectónicamente hablando. La interacción de tres placas tectónicas distintas ha generado a lo largo del tiempo rasgos geológicos característicos en toda esta zona, incluyendo estructuras anticlinales y sinclinales, fallas activas e inactivas, y actividad volcánica. Sísmicamente hablando, el sureste es también una región muy activa. Debido a que la acción tectónica de la zona es compleja, la sismicidad tiene rasgos distintivos que la diferencian del resto de la zona de subducción mexicana. La porción del país que mejor representa estos procesos diferenciados del resto de los sismos mexicanos es el estado de Chiapas.

En este capítulo, se abordará el contexto tectónico y geológico del sureste mexicano, haciendo énfasis en el estado de Chiapas y en la ciudad de Tapachula. Además, se mostrará lo muy complejo que resulta analizar la zona del estudio. Todos los subtemas de este capítulo tienen como propósito brindar información y datos relevantes para el desarrollo de esta tesis.

Se avanzará de lo general a lo particular, partiendo del marco tectónico de toda la región y de sus características. Posteriormente, se analizarán las estructuras geológicas más importantes en el sureste mexicano, que son producto de la propia actividad tectónica. Ya que se hayan definido mediante estos dos subtemas las posibles fuentes sísmicas en la región, se abordará el tema de la sismicidad particularmente para esta entidad. En este subtema, se presenta una recopilación de los sismos más importantes del siglo XX y de los primeros años del siglo XXI. Para finalizar, se hablará especialmente de la ciudad de Tapachula, lugar de donde se desarrollará el escenario sísmico que comprende esta tesis. En este subtema, se presentan características geográficas y una descripción geológica de la ciudad, que ayude a enmarcar la zona del estudio, así como una referencia a los trabajos previos de zonificación sísmica en su zona urbana.

3.2 Marco tectónico.

La tectónica del sureste mexicano está dominada por la interacción de tres placas tectónicas: la placa Norteamericana, la de Cocos y la del Caribe (Guzmán-Speziale 2010; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Chael y Stewart, 1982) (Figura 3.1). La parte noreste de la placa de Cocos se subduce bajo la Norteamericana y la del Caribe a lo largo del límite convergente conocido como la Trinchera Mesoamericana. Esta zona de subducción se extiende 3000 km con dirección a Centroamérica, y va creciendo en profundidad conforme se mueve más hacia el sur. Se observa una rápida progresión de sismos superficiales a de profundidad media a lo largo de la Trinchera (Chael y Stewart, 1982), y un hundimiento de ésta de hasta 5500 m bajo el nivel del mar (Narcía-López et al., 2004) frente a las costas chiapanecas. Por otro lado Guzmán-Speziale (2010),

considera como el límite entre las placas Norteamericana y del Caribe un sistema de fallas transcurrentes que corren en dirección SW-NE, siendo la más importante la Motagua-Polochic.

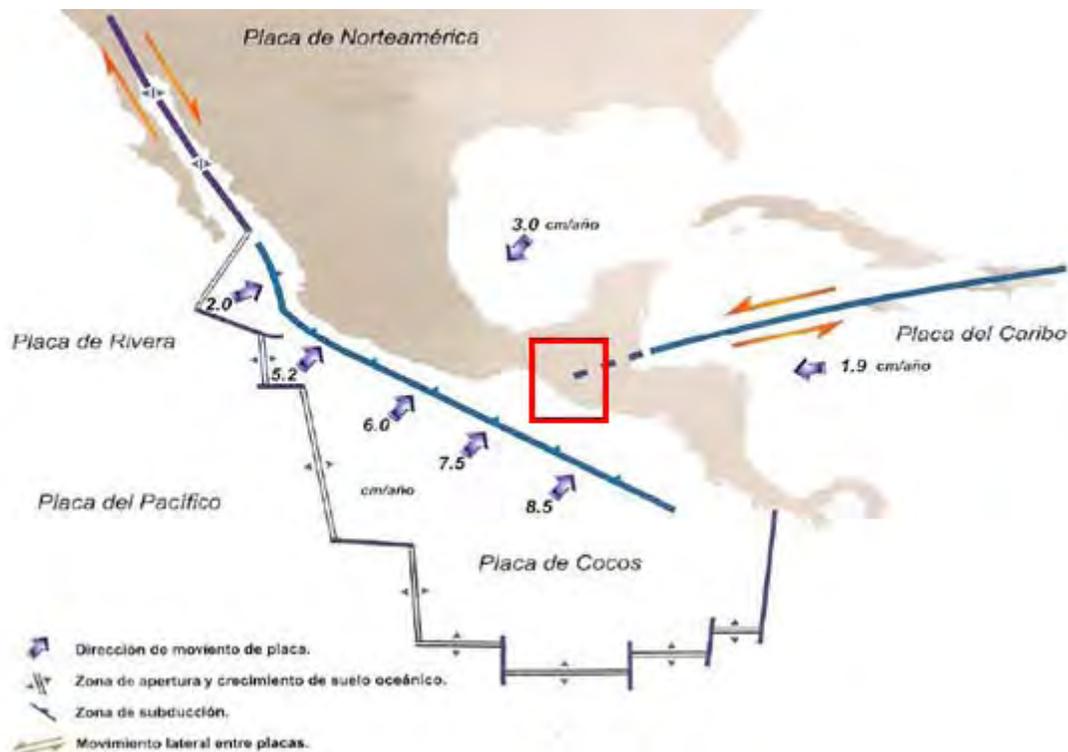


Figura 3.1. Elementos principales de la interacción tectónica en el sureste de México. El recuadro rojo encierra la zona de interés de este estudio (Modificada de CENAPRED, 2001).

Guzmán-Speziale (2010) propone una tasa de subducción promedio de la placa de Cocos bajo la Norteamericana de 66 mm/año y un desplazamiento promedio de 18 mm/año de la del Caribe en dirección oriental con respecto a la placa Norteamericana. Particularmente para la zona de Chiapas, el Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana (2001) indica un desplazamiento promedio de 75 mm/año de la placa de Cocos bajo la Norteamericana.

Existe una variación lateral en el ángulo de subducción de la placa de Cocos entre los 94° W y 96° W, (Ponce *et al.*, 1992; Pardo y Suárez, 1995; Espíndola, 1996). Las investigaciones apuntan a que este ángulo varía desde los 10° en el noroeste del istmo de Tehuantepec, hasta los 45° en el lado sureste de la costa de Chiapas. Siguiendo estos resultados se puede hablar de una zona de transición de 150 km que une ambos lados de la Trincheras Mesoamericana. Particularmente en la zona que se encuentra frente a las costas de Chiapas, Pardo y Suárez (1995) proponen que los eventos asociados a la subducción de la placa de Cocos llegan a tener ángulos de inclinación cercanos a las 45° . Sedlock *et al.* (1993) realizaron estudios con los que sugirieron una triple unión de las placas de Cocos, Norteamericana y del Caribe, que genera variaciones en el soporte que se

le da a la litósfera en ambos lados del istmo, lo que podría explicar esta diferencia en el ángulo de inclinación.

Narcía-López *et al.* (2004), explicaron por medio de modelos isostáticos los resultados que obtuvieron al buscar el espesor de la corteza y las velocidades de ondas de corte para la corteza y el manto superior bajo cuatro regiones de Chiapas (ciudades de Arriaga, Comitán, Tapachula y Tuxtla Gutiérrez) (Figura 3.2). El trabajo, realizado mediante el cálculo de las diferencias en el tiempo de llegada de las ondas S y Sp, arrojó como resultado un incremento tanto en el espesor de la corteza como en la velocidad de corte conforme la distancia a la Trinchera Mesoamericana aumenta. Para la ciudad de Tapachula se reportó un espesor de la corteza de 17 km, mientras que bajo Tuxtla Gutiérrez el espesor encontrado fue de 49 km. Asimismo, la velocidad de onda S en la corteza que se obtuvo para la zona de Tapachula fue de 3.3 km/s y en Tuxtla Gutiérrez de 3.5 km/s. Por último se encontró una velocidad de onda S para el manto superior de 4.1 km/s, mientras que para Tuxtla Gutiérrez fue de 5.7 km/s. Estos resultados corresponden a la aportación más importante de estudios de la estructura de velocidades por debajo de Chiapas. Trabajos como el de Melgar y Pérez-Campos (2011) se han enfocado en la porción occidental de Oaxaca estudiando la estructura por debajo del istmo de Tehuantepec, pero esta zona tiene características diferentes a las del estado de Chiapas.

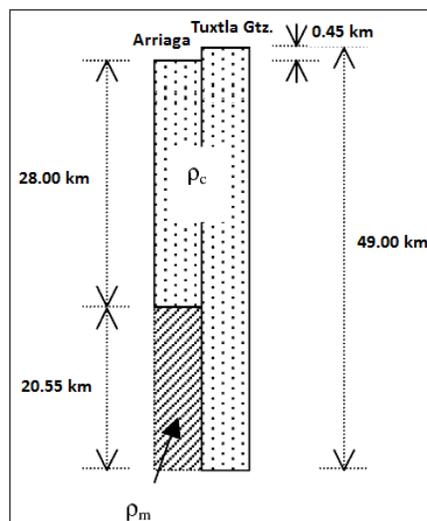


Figura 3.2. Modelo isostático utilizado por Narcía-López *et al.* (2004) para justificar el cambio de espesor de la corteza continental bajo el estado de Chiapas.

Las variaciones del espesor de la corteza encontradas por Narcía-López *et al.* (2004) se han explicado en trabajos anteriores como particularidades regionales en la profundidad del Moho, asociado a procesos tectónicos complejos a lo largo del tiempo. En otras zonas de actividad sísmica como en el arco Japonés (Horiuchi *et al.*, 1982 b), en las costa del oeste de Estados Unidos (Stein y Wysession, 2003) y en Baja California, México (Reyes *et al.*, 2001), se han presentado variaciones muy similares, donde todas pueden ser entendidas bajo el régimen de la teoría de la isostasia, asumiendo un nivel de compensación particular para cada tirante rocoso, y a partir de ese punto se puede considerar uniformidad en la tierra.

Bajo esta premisa, y considerando los valores obtenidos a partir de su estudio, Narcía-López *et al.* (2004) obtuvieron una relación entre las densidades del manto superior y la corteza de $\rho_m = 1.022\rho_c$. Con estos datos se redondeó la aportación de Rebollar *et al.* (1999), quienes encontraron una relación V_p/V_s de 1.71 para la corteza por debajo de Chiapas.

En dirección noreste, la subducción de la placa de Cocos bajo la Norteamericana y del Caribe provoca que el movimiento a lo largo del límite de las placas se transmita a la falla Motagua-Polochic (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000), que genera una serie de procesos geológicos de mucho interés que se abordarán más adelante. Un evento muy importante que es resultado de la subducción de la placa de Cocos bajo la del Caribe es la formación y actividad desde el Mioceno hasta el reciente del Cinturón Volcánico Centroamericano, cuya mayor representación se encuentra en el volcán activo Tacaná, con un aumento significativo en dicha actividad registrado por última vez en 1986 con eventos de explosiones y fumarolas. Este volcán tiene una elevación de 1,092 msnm, y se localiza al noroeste de la ciudad de Tapachula, Chiapas (Servicio Geológico Mexicano, 2005).

3.3 Geología regional.

La intensa actividad tectónica en el sureste de México ha generado estructuras geológicas diversas en esta área. Debido a las características específicas de cada una, se puede hacer una división en cuatro complejos estructurales importantes (Figura 3.3).

- *El sistema de fallas Motagua Polochic.*

Este sistema de fallas es posiblemente el más representativo del límite transcurrente que existe entre las placas Norteamericana y del Caribe. Es un sistema de fallas laterales izquierdas que atraviesan Guatemala con dirección SW-NE. Se tienen indicios de que este sistema de fallas tuvo desplazamientos de magnitud considerable, pero no se sabe con certeza cuándo ocurrió. Deaton y Burkart (1984) proponen que este desplazamiento tuvo lugar en el Neógeno, mientras que Anderson *et al.* (1985) sugieren que este movimiento ocurrió en el Cretácico Superior. Ambas fallas siguen activas. Asociada a este sistema se encuentra la falla activa de Ixcán, con una longitud aproximada de 200 km, y que se encuentra aproximadamente 85 km al norte de la falla Polochic.

- *El Masivo o Batolito Chiapaneco.*

Es una estructura de rocas intrusivas que corre en dirección paralela a la costa de Chiapas (dirección NW– SE) una distancia de 300 km, de una altura promedio de 2000 m, y un ancho de 80 km. La zona sureste de este masivo marca el fin de la falla Polochic, y hacia la zona noreste existen rocas sedimentarias del Paleozoico acumuladas discordantemente sobre éste, secuencia que fue plegada para formar lo que hoy se conoce como el anticlinal de Chicomuselo, o de Comalapa (Guzmán-Speziale y Meneses Rocha, 2000). Movarec (1983), define la falla La Concordia como el límite entre el batolito y las rocas sedimentarias. Esta estructura corre en dirección del valle del río Grijalva; hoy en día está cubierta por la presa La Angostura. Movarec (1983) considera esta falla como de movimiento inverso, pero en realidad se trata de una falla lateral izquierda sísmicamente activa (Guzmán –Speziale, 2010).

- *Provincia de Fallas de Corrimiento de Rumbo.*

Gran parte de la zona oeste y central de la Sierra Chiapaneca es cubierta por esta provincia de bloques que sufren elevaciones y hundimientos que son limitados por fallas de corrimiento de rumbo, en particular lateral izquierdo. Guzmán-Speziale y Meneses Rocha (2000) sugieren que la provincia de fallas de corrimiento de rumbo tiene su origen en ser parte de la propia frontera de las placas Norteamericana y del Caribe, al igual que el sistema Motagua-Polochic. Las fallas de mayor longitud en esta provincia son de entre 120 y 170 km de largo.

- *Provincia de Fallas Inversas.*

Esta provincia ocupa la parte este de la sierra de Chiapas, y se extiende hasta la zona norte de Guatemala. Debido a la diferenciación política, recibe distintos nombres en ambos países: provincia de Miramar en México y el Arco de la Libertad en Guatemala. Es una zona muy compleja estructuralmente, formada en su mayoría por fallas inversas que cortan a anticlinales en sus flancos. Aunque su presencia es en menor número, también existen ciertas fallas normales que se generan a partir del movimiento inverso de las estructuras principales.

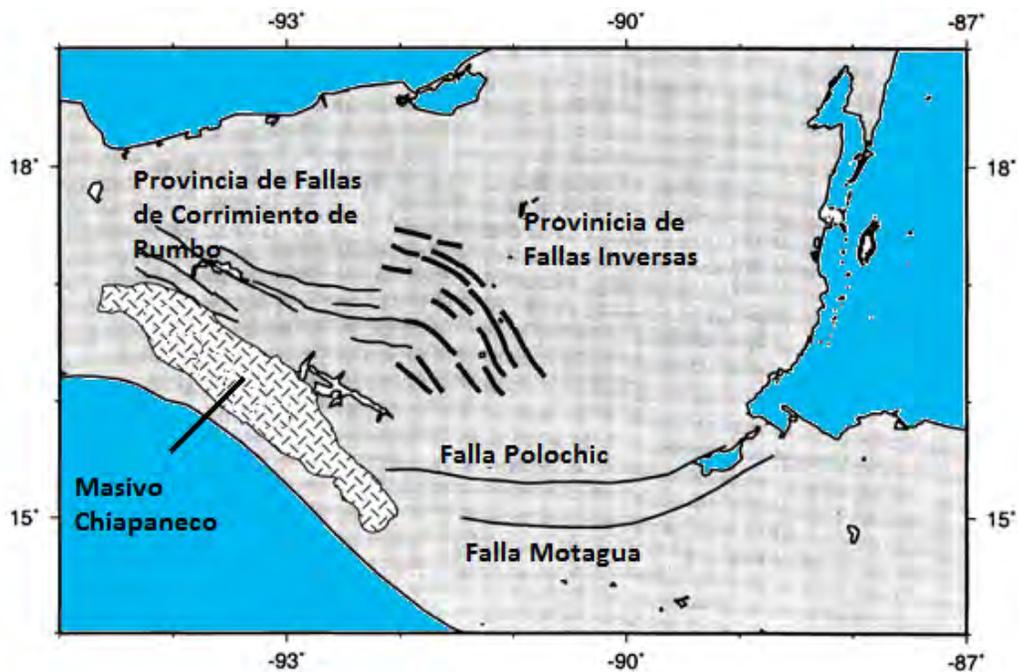


Figura 3.3. Localización de las estructuras geológicas más importantes de la zona (Modificada de Guzmán-Speziale y Meneses Rocha, 2000).

3.4 Sismicidad en el estado de Chiapas.

Como se ha justificado anteriormente, existe una fuerte actividad tectónica que envuelve al estado de Chiapas. Numerosos sismos han azotado a la entidad, y en ocasiones han generado grandes consecuencias humanas y económicas sobre áreas extensas de zonas tanto rurales como entidad en tres regiones de peligro sísmico (Figura 3.4).

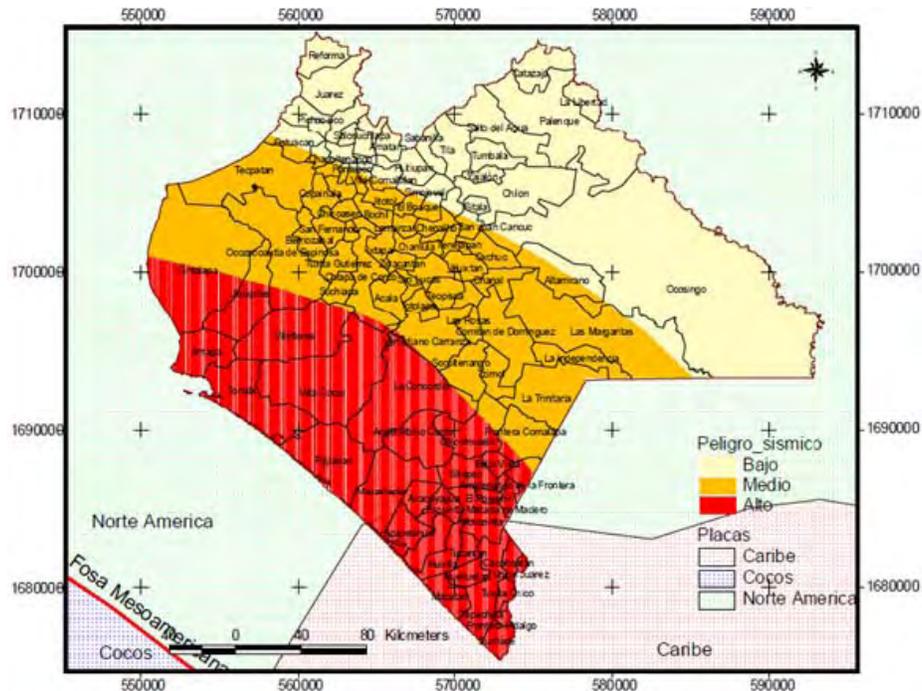


Figura 3.4. Zonificación Sísmica del estado de Chiapas (Protección Civil del estado de Chiapas, 2010).

Se aprecia claramente en la figura 3.4 que la zona definida por el organismo como de mayor peligro sísmico es la que se encuentra a menor distancia de la costa, y esto es debido a que el 90% de la energía sísmica liberada en la región es ocasionada por la interacción de la placa de Cocos con la Norteamericana. Narcía-López *et al.* (2004) sugieren que los procesos en la Trincheras Mesoamericana hacen a la región de Chiapas una zona de gran actividad sísmica, con terremotos con profundidades de hasta 300 km y magnitudes de hasta $M_s=7.8$.

Sin considerar los sismos volcánicos y los debidos a la actividad humana, la otra componente importante de sismicidad en el estado de Chiapas es ocasionada por los sistemas de fallas geológicas descritas anteriormente. Guzmán-Speziale (2010) define a las fallas de Ixcán y de la Concordia con una actividad sísmica importante a lo largo de la historia, y que aún se da en la actualidad. En la falla Ixcán se tienen sismos de una magnitud considerable desde 1816, y de 1964 a 2010 se han registraron 9 eventos localizados en esta falla con magnitudes que van desde 4.2 hasta 5.7. Por otro lado, la falla de la Concordia, aunque en menor cantidad, también presenta movimientos perceptibles en la zona de Chiapas.

En 1976, un sismo de $M_s = 7.2$ se generó en el sistema de fallas Motagua Polochic, en la zona perteneciente a Guatemala. Kanamori y Stewart (1978) estudiaron este sismo y definieron una ruptura de 230 km sobre la falla Motagua. También se tienen registros de sismos en 1945 ($M_s=5.7$) y en 1980 ($M_s=6.4$) en esta zona.

En 1970, ocurrió un sismo de magnitud 7.3 con epicentro donde presuntamente se localiza la unión triple de las placas de Cocos, Norteamérica y del Caribe, a lo largo de la traza oeste de la falla Motagua en Guatemala. Debido a la incertidumbre en la posición de la triple unión de las placas, no está claro cuál interacción en particular fue la causante de este sismo. Este es el claro

ejemplo de que la combinación de todos los agentes tectónicos y geológicos de la zona desencadena sismos en la región.

La tabla 3.1 lista los sismos ya descritos, y también se han agregado los asociados a las zonas de ruptura más grandes del siglo XX para la zona de subducción frente a las costas de Chiapas (Figura 3.5), así como los sismos con magnitud 6 o mayor ocurridos en el transcurso de este siglo (hasta enero de 2012) (Figura 3.6). Esta cantidad considerable de sismos listados hacen notar la necesidad de realizar estudios en la región para comprender de mejor forma la actividad sísmica presentada, y así aplicar estos conocimientos para tratar de minimizar potenciales afectaciones a la población.

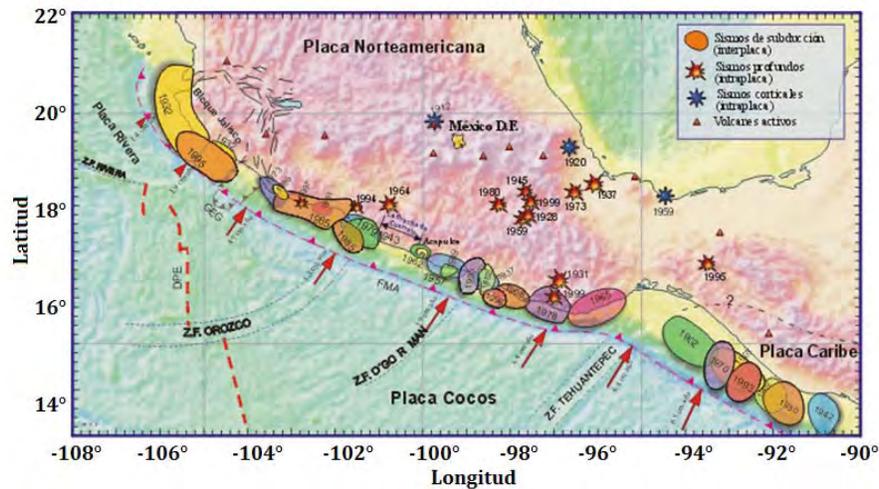


Figura 3.5. Localización de las zonas de ruptura de los sismos más intensos registrados en México durante el Siglo XX. Se debe de notar la importante actividad sísmica frente a las costas del estado de Chiapas (Modificada de Kostoglodov y Pacheco, 1999).



Figura 3.6. Localización de los principales sismos para la región de Chiapas de 1900 a enero de 2012, listados en la tabla 3.1 (Google Earth, 2012).

Fecha (mm/dd/aa)	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Profundidad (km).	Magnitud
04/19/1902	14.900	91.50	25	7.5
09/23/1902	16.500	92.50	25	7.7
01/14/1903	15.000	93.00	33	7.6
12/09/1912	15.500	93.0	-	7.0
12/10/1925	15.50	92.50	-	7.0
12/14/1935	14.75	92.50	-	7.3
06/28/1944	15.00	92.50	-	7.1
04/29/1970	14.463	92.683	44	7.3
02/04/1976	15.14	89.78	16	7.2
08/09/1980	16.15	88.27	11	6.5
09/10/1993	14.41	92.99	29	7.2
10/21/1995	16.811	93.474	160	7.1
03/12/2000	14.44	93.0	20	6.4
01/16/2002	15.58	93.6	36	6.3
01/20/2003	13.33	91.43	20	6.2
08/25/2003	13.43	91.41	60	6.0
06/13/2007	13.26	91.43	20	6.6
07/05/2007	16.9	94.1	100	6.2
04/14/2008	13.27	91.04	40	6.5
10/16/2008	13.87	92.5	23	6.6
01/21/2012	14.74	93.24	16	6.0
05/01/2012	14.11	93.16	40	6.1

Tabla 3.1. Sismos de magnitud importante para la zona de Chiapas de 1900 a mayo de 2012. Para el siglo XX, se listan los sismos con magnitud igual o mayor a 6.5. Para este siglo, se listan los sismos con magnitud mayor o igual a 6.0 (Portales electrónicos de CMT y SSN, 2012).

3.5 La Ciudad de Tapachula.

La ciudad de Tapachula se encuentra en el suroriente del estado de Chiapas (coordenadas extremas 14°-51' - 14°57' N, 92° 12' - 92° 18' W), en la zona conocida como el Soconusco (región limítrofe entre Chiapas y Guatemala), y cubre un área de 1,720 km² (Figura 3.7). Limita al norte, con el municipio de Motozintla; al noreste, con la República de Guatemala; al oriente, con los municipios de Cacahoatán, Tuxtla Chico, Frontera Hidalgo y Suchiate; al sur, con el Océano Pacífico y al poniente con los municipios de Tuzantán, Huehuetán y Mazatán. Tiene una altitud media de 171 msnm.

Esta ciudad constituye, con aproximadamente 300 mil habitantes, el segundo municipio más poblado del estado de Chiapas (únicamente después de la ciudad capital de Tuxtla Gutiérrez), de los cuales el 71.1% se concentra en la zona urbana. Es una ciudad económicamente muy activa basada en la ganadería y agricultura en el área rural, pero mayormente en las comunicaciones, las finanzas públicas y el turismo en el área urbana, así como en la zona de Puerto Chiapas (también denominado Puerto Madero).

La ciudad de Tapachula queda comprendida dentro de la provincia fisiográfica de las Tierras Altas de Chiapas, en la subprovincia de la Planicie Costera, que se extiende desde las faldas del volcán Tacaná hasta el Océano Pacífico. La evolución tectónica de la región está relacionada con el vulcanismo del Cinturón Volcánico Centroamericano representado por el volcán Tacaná, y las

rocas que afloran en el área corresponden a depósitos volcánicos producto de las emisiones del mismo, que se presentan como lahares, algunas coladas y piroclastos de composición andesítica, expuestos en las faldas del volcán.

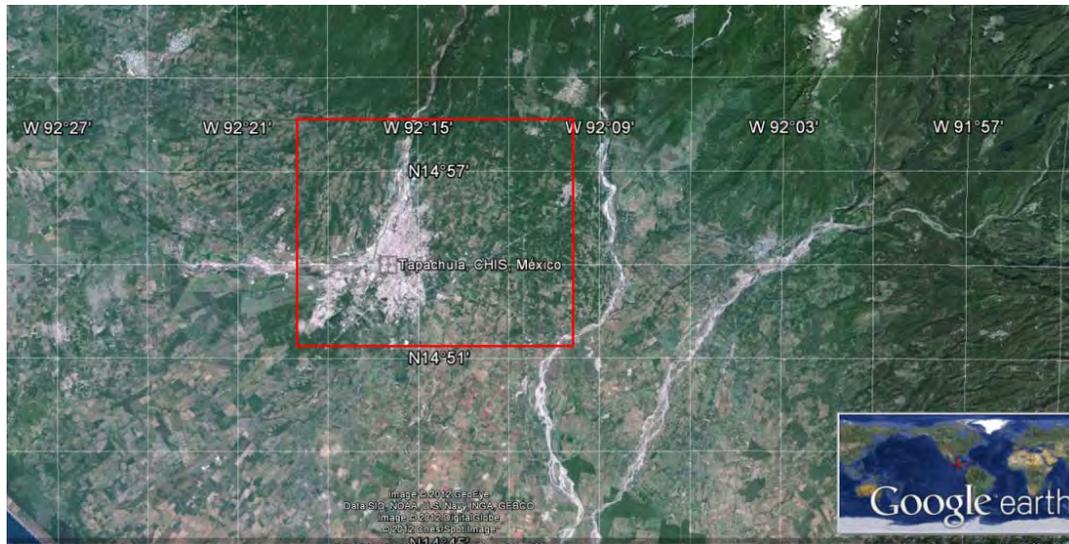


Figura 3.7. Localización geográfica de la ciudad de Tapachula, Chiapas (Google Earth, 2012).

La estratigrafía del estado de Chiapas sugiere que este afloramiento de roca volcánica descansa sobre roca caliza con contenido de arcillas y de dolomía del Cretácico, que a su vez se encuentra por encima de un complejo formado de rocas de bajo metamorfismo como pizarras y filitas en la parte superior, y rocas de alto metamorfismo en la parte inferior, todas asociadas al Paleozoico (Servicio Geológico Mexicano, 2005).

Rellenando los valles, ríos y arroyos se encuentran depósitos de aluvión (arcilla, limo, arena y grava) producto de la desintegración de rocas volcánicas de la zona de lomas. En la zona paralela a la costa existen depósitos palustres (arcilla, limo, arena, sales y materia orgánica). También se presentan depósitos lacustres compuestos de sedimentos finos depositados en pequeñas lagunas someras separadas del mar por un cordón litoral (Servicio Geológico Mexicano, 2005).

Se tiene una zona de lomas en la parte norte de la ciudad de Tapachula, generada por las elevaciones de origen volcánico. Los elementos orográficos más importantes son el ya mencionado volcán Tacaná (1,092 msnm) y los cerros Tochmaya (2,680 msnm), Siete Orejas (2,680 msnm) y Las Tenazas (1,960 msnm) (Gobierno del municipio de Tapachula, 2012).

3.4.1 Zonificación sísmica de Tapachula.

Tapachula encuentra en la zona de alto peligro sísmico del estado de Chiapas, por lo que estudiar su respuesta ante un sismo de magnitud considerable resulta de interés. Cruz *et al.* (1997), ante la carencia, citando a los autores, “de información propia para el diseño de construcciones sismoresistentes”, realizaron una zonificación sísmica de esta ciudad, mediante el cálculo del periodo dominante de vibración del suelo. Para esto, utilizaron grabaciones de ruido ambiental hechas con acelerógrafos únicamente de componente horizontal en 42 puntos a lo largo de la ciudad.

Sus resultados arrojaron como el periodo más alto de la ciudad un valor de 0.35s, un valor mínimo de 0.13s y prácticamente una homogeneidad en el valor de entre 0.27s y 0.30s. Con esto, los autores consideran un único tipo de suelo a lo largo de la ciudad, correspondiente a terreno firme.

Debido a las carencias de información geotécnica de la zona, estos valores no pudieron ser corroborados con mayor información. Aún así, este trabajo corresponde a la aportación más relevante en términos de peligro sísmico para la ciudad de Tapachula.

4

Descripción de los Métodos Utilizados.

4.1 Introducción.

Debido a los distintos métodos que pueden ser utilizados en el análisis sísmológico, este capítulo funge como auxiliar en la descripción de las herramientas que se eligieron para trabajar en esta tesis.

A lo largo de éste, se desarrollan los métodos particulares usados para la construcción del escenario sísmico, como es el caso de los algoritmos utilizados para la obtención de mecanismos focales, los métodos de función de Green empírica (Irikura, 1986) y el de fractales (Irikura y Kamae, 1994), y por último se describen los parámetros de sismología de movimientos fuertes utilizados para caracterizar el escenario sísmico final y evaluar sus implicaciones. Se desarrollan a continuación dichos métodos.

4.2 Tratamiento de los sismos como fuentes puntuales.

Dada la magnitud reportada por el SSN para los sismos utilizados, y la banda de frecuencias que se usó para su análisis, fue válido representar sus fuentes sísmicas como puntuales. El análisis de las fuentes sísmicas en este apartado se basa en los fundamentos teóricos expuestos en el capítulo 2.

4.2.1 Modelo de velocidades y funciones de Green teóricas en una dimensión.

En el capítulo 2 se expuso de forma detallada que si se conoce la estructura de velocidades por la cual viajan las ondas sísmicas, se puede construir una expresión matemática que incluya los efectos del trayecto desde la fuente de un sismo hasta un receptor en la superficie terrestre. Siguiendo esta teoría se calcularon las funciones de Green asociadas a los eventos elegidos para trabajar, y poder determinar así los tipos de fuente sísmica que los generaron.

Para una buena representación de la interacción fuente-medio-receptor, es elemental contar con un modelo de velocidades que describa de buena forma las observaciones obtenidas en superficie, dada una fuente sísmica. El calibrar un modelo de velocidades sísmicas para obtener un catálogo de funciones de Green para cierta región es el paso más importante para la aplicación de los métodos que se expondrán a lo largo de este capítulo aplicables a fuentes puntuales.

Por esta razón, mientras se realizaban las localizaciones epicentrales utilizando el programa *Hypocenter 3.2* (Lienert, 1994), se calibró un modelo de velocidades unidimensional, construido con base en la información del capítulo 3 para la zona de Tapachula, Chiapas:

- Espesor de la corteza de 17 km bajo la ciudad de Tapachula, Chiapas (Narcía-López *et al.*, 2004).
- Velocidad de onda S promedio para la corteza en la misma zona de 3.3 km/s (Narcía-López *et al.*, 2004).
- Relación V_p/V_s para la corteza bajo Chiapas de 1.71 (Rebollar *et al.*, 1999).
- Relación lineal entre las densidades de la corteza y el manto superior de $\rho_m = 1.022\rho_c$ (Narcía-López *et al.*, 2004).
- Rocas volcánicas extrusivas aflorando en la ciudad de Tapachula, Chiapas, resultado de la evolución tectónica del volcán Tacaná (Servicio Geológico Mexicano, 2005).
- Estratigrafía chiapaneca de rocas ígneas extrusivas resultado del volcán Tacaná, descansando sobre rocas calizas del Cretácico. Todo este paquete rocoso sobre rocas metamórficas del Paleozoico (Servicio Geológico Mexicano, 2005).

La estructura de velocidades fue ajustada para cumplir todos estos parámetros. Dada la gran cantidad de modelos que podrían haber resultado de estos datos, el modelo se ajustó también con las localizaciones de los sismos de mejor calidad de registro. Se propusieron cuatro modelos distintos, de los cuales el que menor error arrojó en las localizaciones (*Error cuadrático medio rms* < 0.1) se tomó como el definitivo para utilizarlo en las aplicaciones posteriores. El cálculo y presentación del modelo final se muestran en el siguiente capítulo.

Con la estructura de velocidades ya definida, se pueden construir las funciones de Green para la zona a determinada distancia fuente-receptor. Para esto, se utilizó el software FKRPROG desarrollado por Saikia (1994), que consiste en un código que sintetiza los sismogramas regionales en un medio de capas, y modela los efectos de los frentes de onda regionales mediante la evaluación de la respuesta del sismograma en el dominio frecuencia-número de onda. Este programa permite calcular numéricamente funciones de Green teóricas asignando cierta profundidad, distancia epicentral y una estructura de velocidades, y obtenerlas en desplazamiento o en velocidad. De este programa, se utilizaron particularmente las funciones de Green en dirección radial, transversal y vertical para cada uno de los sismos elegidos.

4.2.2 Cálculo de los mecanismos focales y tensores de momento sísmico.

Para la obtención del mecanismo focal de cada sismo se aplicó, por un lado, el método de polaridad de onda P expuesto en el apartado 2.4.2, y por otro lado la determinación a partir del tensor de momento sísmico, expuesto en el apartado 2.4.3, ambos del capítulo 2.

El cálculo del mecanismo focal mediante el método de polaridad de onda P se realizó con ayuda del software de análisis sísmológico *Seisan*, y en particular usando el programa *fpfit*, desarrollado por Reasenber y Oppenheimer (1985).

Este programa utiliza las polaridades para encontrar los planos de falla de un sismo que mejor las ajustan, mediante un proceso de inversión que busca en cierto intervalo de grados el plano que minimiza las discrepancias de una suma normalizada y ponderada de los primeros arribos.

Para cada sismo, el algoritmo compara la polaridad observada en la k -ésima estación con la calculada para una serie de modelos de fuente M^i . De tal forma, se define la función de desajuste normalizada como:

$$F^{i,j} = \frac{\sum_k (|P_0^{j,k} - P_t^{i,k}| \cdot W_0^{j,k} \cdot W_t^{i,k})}{\sum_k (W_0^{j,k} \cdot W_t^{i,k})}, \quad (4.1)$$

donde $P_0^{j,k}$ y $P_t^{i,k}$ representan, respectivamente, la polaridad observada y teórica, asignando un valor de 0.5 para la compresión y -0.5 para la dilatación. Por otro lado, el término $W_0^{j,k}$ es el peso en la observación que se asigna al dato, dependiendo de la seguridad que se tenga en su polaridad. El término $W_t^{i,k}$ es la raíz cuadrada de la amplitud teórica esperada y normalizada $A(i,k)$ de la onda P, dependiendo del patrón de radiación definido por el modelo M^i para la k -ésima estación.

Para probar cada uno de los modelos M^i y determinar los planos finales, se utiliza una búsqueda dividida en dos etapas a lo largo de la proyección estereográfica. Primero, se va incrementando en 20° el valor del rumbo, echado y ángulo de deslizamiento de los planos. En esta búsqueda, se incluyen todos los valores posibles para los últimos dos ángulos, y sólo se utiliza la mitad de los valores posibles del rumbo de la falla, para evitar que M^i sea valuado tanto en el plano de falla como en el auxiliar. Cuando se encuentran todos los planos que tienen un error menor al que se le asigna como límite al algoritmo, se realiza una búsqueda más fina en el que se varía cada 5° el rumbo y echado, y cada 10° el ángulo de deslizamiento. Cuando se hace esta variación más fina sobre los planos que originalmente se separan como posibles soluciones, se encuentran los planos nodales finales, que son los que llevan a la función $F^{i,j}$ al mínimo.

Esta estimación del mecanismo focal corresponde únicamente a técnicas geométricas, y se tratará de verificar su precisión en diseños experimentales como el que se propuso para esta tesis.

Por otro lado, para complementar la descripción de cada una de las fuentes puntuales, se realizó el cálculo de los tensores de momento sísmico para los sismos utilizados. Estos tensores fueron calculados usando el programa *mtpackagev1.1*, desarrollado por Dreger (2002).

Este algoritmo de obtención del tensor de momento sísmico toma como base la expresión (2.13) del capítulo 2, en el que se representa una fuente sísmica puntual como una multiplicación del tensor de momento sísmico y el tensor de funciones de Green asociadas al trayecto de las ondas. Esta ecuación, en forma alternativa a la mostrada en el capítulo 2, puede ser también expresada como:

$$U_n(x, t) = M_{ij} \cdot G_{ni,j}(x, z, t), \quad (4.2)$$

Donde U_n es la n -ésima componente del desplazamiento, $G_{ni,j}$ es la n -ésima componente de la función de Green para una orientación específica de un par de fuerzas, y M_{ij} es el tensor de momento sísmico.

El algoritmo resuelve la ecuación (4.2) mediante la técnica de mínimos cuadrados, dada una profundidad, y esta inversión calcula el tensor de momento sísmico descompuesto en:

- Porcentaje de tensor de doble par DC.
- Porcentaje de tensor de dipolo vectorial linealmente compensado CLVD.
- Porcentaje de tensor Isotrópico.
- 5 componentes independientes del tensor de momento.
- Momento sísmico escalar M_0 .
- Magnitud de momento sísmico M_w .

La magnitud M_w arrojada por el programa corresponde a la desarrollada por Kanamori (1977a), basada en el valor del momento sísmico escalar, que brinda información del tamaño y liberación de energía en un sismo, y que se calcula, con M_0 en *dina · cm* siguiendo la expresión:

$$M_w = \frac{\log(M_0)}{1.5} - 10.73. \quad (4.3)$$

Por otro lado, el porcentaje del tensor isotrópico siempre tendrá como resultado cero, esto debido a que este algoritmo de inversión no puede resolver la componente isotrópica, ya que no considera cambios de volumen.

Las funciones de Green utilizadas para la solución de (4.2) fueron las calculadas mediante el código de Saikia (1994), y los desplazamientos corresponden a las trazas sísmicas de los eventos analizados. Dado que el algoritmo para el cálculo de las funciones de Green permite hacer este proceso para registros de desplazamiento o de velocidad, se decidió evitar una integración numérica a las trazas sísmicas utilizadas, y generar todos los cálculos en velocidad. Debido a esto, la ecuación que realmente se resolvió para la obtención del tensor de momento es:

$$\dot{U}(x, t) = M_{ij} \cdot \dot{G}_{ni,j}(x, z, t), \quad (4.4)$$

donde es claro que los elementos en la ecuación que se soluciona por el método de mínimos cuadrados corresponden a la velocidad registrada en el terreno, y a la primera derivada temporal de las funciones de Green. Dado que, como se explicó en el capítulo 2, el tensor de momento sísmico es independiente del tiempo, al derivar la expresión (4.4) el tensor permanece constante, y la inversión nos sigue entregando su valor original.

El algoritmo de Dreger (2002) genera buenas soluciones para eventos con $M_w < 7.5$, y utiliza ondas con periodo entre 10s y 50s. También se debe de considerar que asume que la historia de la fuente es la misma para todos los elementos del tensor de momento, y que la función temporal de fuente se puede aproximar como una función impulsiva de la forma $\delta(t)$.

La inversión de los parámetros de la fuente puntual viene acompañada de medidas de dispersión para discernir entre buenos y malos resultados. Se obtiene una varianza total de los datos, pero generalmente este valor es pequeño debido a las también pequeñas amplitudes de los registros, por lo que no es muy significativa. Por otro lado un valor que sí determina de buena forma la calidad de la inversión es la reducción de la varianza, calculada como:

$$VR = 100 * \left(1 - \sum_i \frac{\sqrt{(dato_i - sintético_i)^2}}{\sqrt{dato_i^2}} \right), \quad (4.5)$$

donde a mayor valor de VR , mejor calidad en la inversión. Para soluciones preferentemente de doble par, también se puede utilizar el cociente entre la varianza y el porcentaje de tensor de doble par obtenido en cada inversión, es decir:

$$VAR/Pdc = \left(\sum_i \sqrt{(dato_i - sintético_i)^2} \right) / Pdc. \quad (4.6)$$

Con este par de medidas de dispersión es posible determinar la calidad de la inversión, aunadas a la comparación visual entre trazas sintéticas y registradas en los sismogramas.

Como se mencionó en el apartado 2.4.3, el cálculo del tensor de momento sísmico nos permite también obtener el mecanismo focal de la fuente puntual. Por lo tanto, el algoritmo de inversión del tensor de momento sísmico también nos entrega el mecanismo focal asociado. De esto, se pudo realizar una comparación entre los dos métodos expuestos en el capítulo 2 para construir los mecanismos focales de una fuente puntual, y discutir las ventajas y desventajas de uno u otro para el diseño experimental particular de esta tesis.

Con este desarrollo se puede obtener una caracterización geométrica de las fuentes, mediante el mecanismo focal, y una estimación del tamaño de las mismas, mediante el momento sísmico escalar M_0 y la magnitud M_w . Todos estos resultados del análisis de fuentes puntuales se convirtieron en datos para los posteriores métodos aplicados en esta tesis.

4.3 El método de la función de Green empírica.

Este método fue propuesto por Hartzell (1978), para modelar una fuente sísmica de un terremoto de magnitud grande a partir de sus réplicas (o de sus premonitores). En este trabajo, seguiremos la formulación propuesta por Irikura (1986). Se basa en la idea de que la propagación de ondas de un sismo pequeño, denominado sismo o función elemento, que ocurra lo suficientemente cerca del sismo principal, denominado sismo o función objetivo, ambos con características geométricas y dinámicas similares, será afectada por el mismo trayecto que el sismo principal, y también por la misma respuesta instrumental, si es que ambos son registrados en el mismo instrumento. De esta forma, ambos sismogramas comparten la información de la estructura de viaje y del instrumento.

Teóricamente, si consideramos los registros sísmicos de ambos eventos como un par de sistemas lineales en el tiempo, donde se relacionan mediante una convolución los efectos de la fuente sísmica, de la estructura de viaje y del instrumento de grabación. Entonces para ambos sismos el trayecto de las ondas y la respuesta instrumental (considerando que ambos eventos fueron registrados en la misma estación) aportan la misma información a las trazas de ambos sismos (Figura 4.1), por lo que podemos estudiar directamente los efectos aportados por la fuente sísmica de los dos eventos.

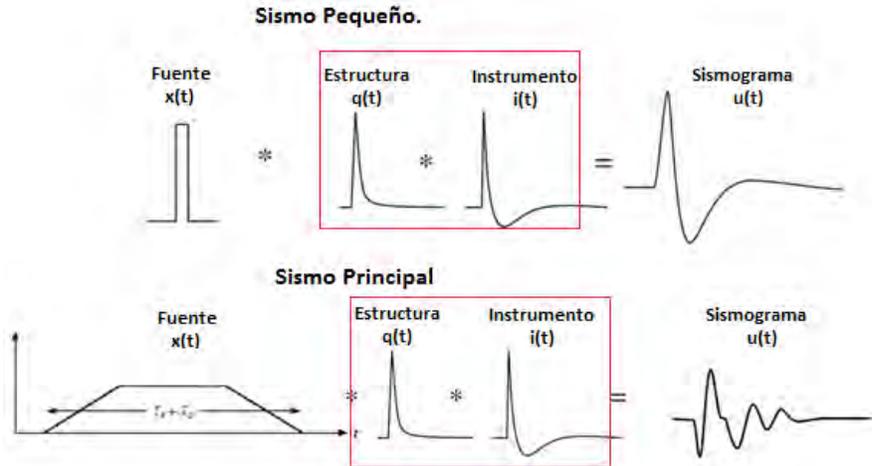


Figura 4.1. Sistema lineal que conforma un sismograma. Aunque el resultado en el sismograma $u(t)$ es diferente para los dos sismos, si ocurren en lugares muy cercanos y bajo características dinámicas similares, los elementos de la estructura $q(t)$ y el instrumento $i(t)$ pueden considerarse iguales para ambos. (Modificada de Stein y Wyession, 2003).

Este método resulta de gran utilidad en modelados sísmicos para zonas donde la estructura por donde viajan las ondas sísmicas no se conoce detalladamente, debido a la información del trayecto que contienen las trazas del evento elemento.

Así, se plantea discretizar la falla del sismo principal de superficie $S = LW$ en pequeños elementos de área $\Delta S = \Delta L \Delta W$, que son definidos por el sismo elemento, que adopta el nombre de *función empírica de Green*, por contener información del trayecto de las ondas desde la fuente hasta el receptor. De esta forma, la geometría del problema se define según el tamaño de ambos sismos (Figura 4.2).

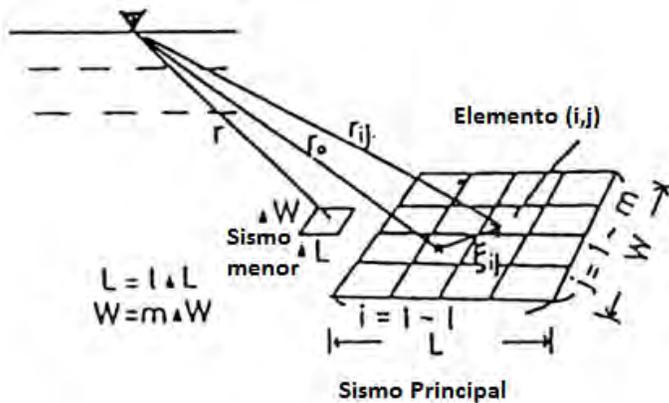


Figura 4.2. Representación geométrica del método de la función empírica de Green. El sismo principal es subdividido en elementos cuyo tamaño depende del sismo que se toma como función empírica (Modificada de Irikura, 1986).

Para operar con los elementos de la fuente, se define un factor de escalamiento entre los sismos de la forma:

$$N^3 = N_x \times N_W \times N_t, \tag{4.7}$$

donde N_x y N_w son el número de subeventos en los que se divide la fuente principal a lo largo y a lo ancho, respectivamente, y N_t es el factor de escalamiento en el modelo de ω^2 (Aki, 1967), que se asocia a la relación de desplazamientos permanentes de ambos sismos de la forma $D_{principal} = (N_t)(d_{elemento})$. N se puede estimar mediante el cociente de los desplazamientos, aceleraciones o momentos sísmicos de los 2 eventos, representando con mayúsculas al sismo principal y con minúsculas al sismo elemento:

$$\frac{\overline{U}_0}{\overline{u}_0} = \frac{M_0}{m_0} = N^3, \quad (4.8a)$$

$$\frac{\overline{A}_0}{\overline{a}_0} = \left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1/3} = N. \quad (4.8b)$$

Es importante señalar que la falla siempre se divide en $N \times N$. Finalmente, podemos expresar la aceleración generada por el sismo mayor como:

$$A(t) = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_w} \left(\frac{r}{r_{ij}}\right) F_{ij}(t - t_{ij}) * a(t), \quad (4.9a)$$

donde

$$F_{ij}(t - t_{ij}) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N_t-1)n'} \delta\left[t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(N_t-1)n'}\right]. \quad (4.9b)$$

De esta última ecuación, n' es un entero apropiado para eliminar periodicidad espuria, r es la distancia de la estación al hipocentro del sismo pequeño, r_{ij} es la distancia de la estación al elemento (i,j) , t_{ij} es el tiempo de retraso para la ruptura del punto de salida del elemento (i,j) al sitio observado y τ es el tiempo de ascenso (*rise time, en idioma inglés*).

El método original de Irikura (1986) se propuso para estudiar la fuente sísmica del objetivo a partir de sus réplicas, conociendo los sismogramas generados por ambos fenómenos, donde la incógnita es la fuente sísmica del sismo principal.

Si por el contrario, lo que se desea es utilizar el método de función de Green empírica para generar una simulación de movimientos fuertes en el terreno, como es el objetivo de esta tesis, el método entonces es utilizado para obtener sismogramas sintéticos del sismo objetivo, a partir del conocimiento de los sismogramas y la fuente del sismo elemento, y de la proposición de una fuente sísmica para el objetivo. En este caso, el sismo elemento no es considerado como una réplica, sino como un premonitor al sismo objetivo.

Dado que el método se desarrolló suponiendo que el modelo de ω^2 (Aki, 1967) describe de buena forma ambas funciones, los sismogramas sintéticos generados para la función objetivo deben de coincidir con dicho modelo. El método original demostró que cuando se quiere modelar un terremoto muy grande a partir de un evento muy pequeño, con cociente del momento sísmico escalar entre ambos mayor a 10^3 , se obtienen ciertas deficiencias en las amplitudes espectrales del modelo ω^2 , sobre todo en frecuencias intermedias y altas.

Para tratar de eliminar este efecto, Irikura y Kamae (1994) plantearon el utilizar el método de la función empírica de Green por fractales, dividiendo la fuente del sismo objetivo en subeventos similares a sí mismos de diferentes tamaños, distribuidos en el área total de ruptura. Tomaron como base física de este método la idea de que el proceso de ruptura en la fuente se propaga en el área de ruptura como barreras entre fracturas pequeñas, y la acumulación de ellas eventualmente generará una fractura más grande.

Se presenta a continuación el ejemplo brindado por Irikura y Kamae (1994) del método modificado. Si se asume que el área de ruptura es un cuadrado de longitud L , que la distribución de los eventos es similar a sí mismo, y que la dimensión de los fractales de la distribución de los subeventos es 2, entonces el número de subeventos $N(x)$ con longitud mayor o igual a x que ocurren en el área total del objetivo L^2 es proporcional a L^2/x^2 . Además, proponen el tamaño mínimo l_0 y el máximo l_m . La función de densidad de probabilidad está dada por:

$$n(x) = \frac{dN(x)}{dx} = \begin{cases} 0 & x < l_0 \\ \frac{kL^2}{x^3} & l_0 < x < l_m \\ 0 & l_m < x < L \end{cases} \quad (4.10)$$

Se considera una distribución discreta de los subeventos, cuyos tamaños están dado como x_i ($i=1,2,\dots,m$) y el número del subevento con tamaño x_i está dado como N_i , definido como:

$$N_i = n(x_i)\Delta x = \frac{kL^2}{x_i^2} \Delta x. \quad (4.11)$$

N_i es el número de subeventos con tamaños entre x_i y $x_i + \Delta x$. El área total es cubierta por subeventos que no se traslapan. La suma del área de subeventos es igual a la de la fuente del sismo objetivo:

$$\sum_{i=1}^m x_i^2 N_i = L^2, \quad (4.12)$$

y de las expresiones (4.11) y (4.12) el número de subeventos con un tamaño x_i está dado por:

$$N_i = \frac{L^2}{x_i^3 \sum_{i=1}^m 1/x_i}. \quad (4.13)$$

Una buena forma de determinar el valor de l_0 es igualarlo con el tamaño del sismo elemento x_1 , por lo que el subevento más pequeño será del mismo tamaño que el elemento, y los subeventos restantes deberán de ser más grandes que l_0 , siguiendo la fórmula:

$$x_i = [(i - 1)q + 1]x_1, \quad (4.14)$$

donde q es un número natural. El acelerograma total del evento objetivo se puede seguir calculando mediante la aplicación de la ecuación (4.9), manipulándola de tal forma que se

considere el tamaño de cada subevento para igualar el deslizamiento y su duración, y después el momento total del objetivo. La figura 4.3 representa una fuente simulada por este método.

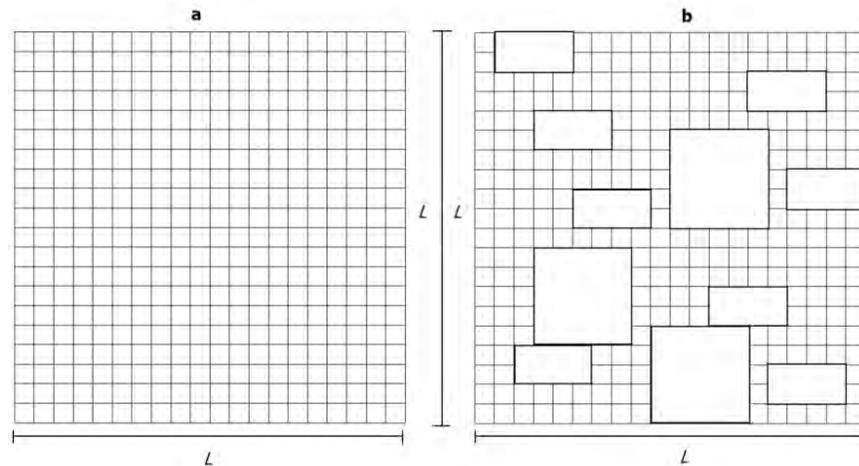


Figura 4.3. Representación de la división de la fuente sísmica del terremoto objetivo mediante (a) el método original de Irikura (1986), y (b) mediante el método modificado de Irikura y Kamae (1994). Ambas fuentes tienen la misma dimensión, y el sismo elemento en ambos ejemplos es del mismo tamaño.

4.4 Parámetros del movimiento del terreno utilizados.

El conocimiento de la respuesta del terreno ante un sismo en una región es muy importante para las aplicaciones en ingeniería sísmica. Es necesario describir sus características principales e identificar una serie de parámetros de movimiento del suelo que reflejen dichas características. Debido a la variedad disponible de parámetros para su caracterización, a continuación se definen los utilizados en esta tesis como elementos de descripción del movimiento del terreno.

4.4.1 Aceleración y velocidad pico.

La aceleración pico, también llamada máxima, es simplemente el valor absoluto más grande de un acelerograma, por lo que se considera un parámetro de amplitud del registro. Usualmente se hace referencia a este parámetro con las siglas PGA (*Peak Ground Acceleration, en idioma inglés*).

Kramer (1996) divide este parámetro en la aceleración pico horizontal PHA (*Peak Horizontal Acceleration, en idioma inglés*) y en la aceleración pico vertical PVA (*Peak Vertical Acceleration, en idioma inglés*). Mientras que PVA se puede medir directamente de un acelerograma, PHA se estima mediante la suma vectorial de los máximos de las dos componentes ortogonales horizontales. García *et al* (2005) estima PHA con registros en las direcciones EW y NS como:

$$PHA = \sqrt{(a_{maxEW})^2 + (a_{maxNS})^2}. \quad (4.15)$$

Regularmente, PHA es más utilizada en ingeniería sísmica, debido a que se usa para describir las fuerzas inerciales que el terreno genera sobre las estructuras. Usualmente, las fuerzas que se definen como las máximas inducidas a una estructura durante su diseño, están directamente

relacionadas con el valor de PHA. Esto se hace considerando lo que dicta la segunda ley de Newton, que relaciona directamente a la fuerza aplicada a un objeto de cierta masa con la aceleración que éste experimenta.

Por otro lado, PVA no es tan utilizada en ingeniería sísmica debido, principalmente, a que las medidas de seguridad para soportar las fuerzas verticales provocadas por la gravedad terrestre, proporcionan, en gran número de ocasiones, una resistencia adecuada a las fuerzas dinámicas provocadas por las aceleraciones verticales en el terreno.

De la misma forma que se calcula PHA, también se puede encontrar el valor de velocidad pico horizontal ó PHV (*Peak Horizontal Velocity, en idioma inglés*) mediante la ecuación (4.15), sustituyendo los máximos de aceleración por los de velocidad.

4.4.2 Espectros de respuesta.

Este parámetro es uno de los más utilizados en ingeniería sísmica. Describe la máxima respuesta de un sistema de un grado de libertad a una particular excitación como función de la frecuencia natural y del amortiguamiento de dicho sistema. Esta interacción se representa en ingeniería sísmica mediante la convolución de un acelerograma o sismograma con la respuesta al impulso unitario del sistema de un grado de libertad (Figura 4.4).

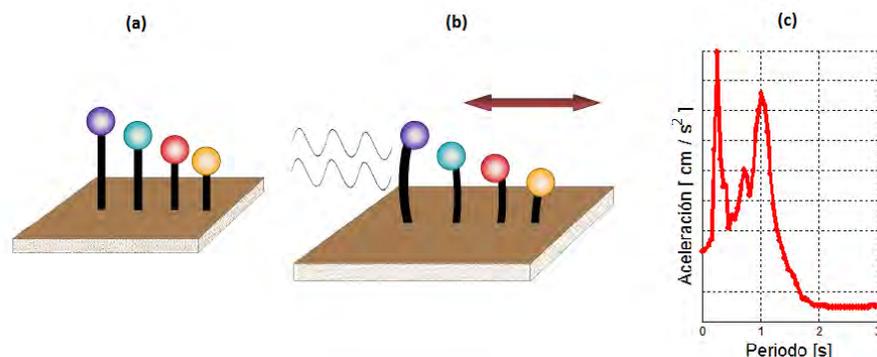


Figura 4.4. Representación de la construcción de un espectro de respuesta. En (a) se tienen distintos sistemas de un grado de libertad, que son excitados mediante una fuerza externa en (b). La respuesta diferenciada en cada estructura se calcula mediante una convolución, y se representa mediante su espectro de respuesta (c).

Esta es una simplificación que ha demostrado funcionar y muchas estructuras civiles han sido modeladas como sistemas de un grado de libertad amortiguados. Esta consideración es mucho más significativa cuando se estudian edificios de masa uniforme y fuerza distribuida.

La forma en cómo vibrará el sistema depende de la rigidez de la estructura, de su altura y de su masa, lo que se traduce en el número de pisos que presenta. Debido a que la simplificación de las estructuras a un sistema de un grado de libertad ha resultado adecuada hasta ahora, entonces los espectros de respuesta permiten caracterizar el comportamiento de estructuras civiles convencionales ante una excitación que provenga desde el suelo.

Kramer (1996) indica que un espectro de respuesta de forma típica muestra que la aceleración espectral pico, velocidad y desplazamiento son valores asociados directamente con distintas frecuencias. En bajas frecuencias el desplazamiento espectral promedio es constante, mientras

que en altas frecuencias la aceleración espectral tiende a ser constante. Debido a este comportamiento, los espectros de respuesta son comúnmente divididos en controlados por aceleración o por desplazamiento, dependiendo de las frecuencias que se quieren apreciar.

Una característica importante es que el espectro de respuesta refleja las características del movimiento del terreno indirectamente, debido a que las trazas sísmicas son “filtradas” por la respuesta del sistema de un grado de libertad. La amplitud, el contenido de frecuencia, y la duración de la señal de entrada influyen en los valores espectrales.

Estos espectros representan las máximas respuestas de una serie de estructuras con distintos periodos fundamentales modeladas como sistemas de un grado de libertad, pero únicamente para un sismo particular. Aún así, la respuesta de dichas estructuras es de gran importancia en la ingeniería sísmica, y el espectro de respuesta ha probado ser una importante y muy útil herramienta para la caracterización del movimiento del terreno.

5

Aplicación de los Métodos y Análisis de Resultados.

5.1 Introducción.

En este capítulo se expondrá de forma secuencial cómo fueron conjuntados los fundamentos teóricos, los estudios previos y los métodos particulares propuestos para construir el objetivo final de este trabajo: un escenario sísmico para la ciudad de Tapachula, Chiapas.

Como se podrá ir aclarando a lo largo de este capítulo, los pasos trazados en esta construcción del escenario permitieron que los resultados de ciertos procedimientos de análisis se convirtieran a su vez en datos de procesos posteriores. Para la justificación de todos los elementos de esta tesis, los resultados obtenidos se discutirán en paralelo con la aplicación del método. Esto con el fin de validar su utilización en el planteamiento del escenario sísmico final.

De esta forma, se comenzará por describir los datos se utilizaron y cómo fueron adquiridos y tratados de forma preliminar. Posteriormente, se hablará de los sismos que fueron considerados como de fuente puntual y qué información se pudo obtener de ellos. Finalmente se expondrá la forma en que estos resultados fueron propuestos a su vez para la construcción del escenario sísmico, correspondiente al objetivo final de esta tesis.

5.2 Adquisición de los datos y diseño experimental.

Los registros sísmicos que se utilizaron en esta tesis corresponden a grabaciones obtenidas del *Catálogo de Registros Sísmicos de la Red Temporal de Tapachula, Chiapas* (2011), de los Institutos de Ingeniería y Geofísica de la UNAM, grabados del 15 de Junio al 29 de Julio de 2011. Para montar la red, se instalaron seis estaciones acelerográficas temporales. En cuatro de éstas, se instalaron también sismógrafos de banda ancha para registrar velocidad y complementar los registros de aceleración. La tabla 5.1 sintetiza la localización de estas seis estaciones.

Los acelerógrafos utilizados en las seis estaciones fueron de marca *Kinematics*[®], modelo *K2*, mientras que los sismógrafos de banda ancha utilizados en las cuatro estaciones con grabaciones de velocidad fueron de marca *Güralp*[®], modelo *CMG-40T*. En las tablas 5.2a y 5.2b se presentan las características genéricas más importantes de los acelerógrafos y los sismógrafos, respectivamente.

ESTACIÓN	NOMBRE	LATITUD °N	LONGITUD °W	ALTURA (msnm)
<u>TALV</u>	Lavandería	14.904598	92.259064	173
<u>TACA</u>	Colegio de Arquitectos	14.9200325	92.2478197	195
TACC	Colegio de Ingenieros Civiles	14.877251	92.252304	129
TAPP	Planta Potabilizadora	14.958396	92.253960	227
TAPT	Planta de Tratamiento	14.834894	92.261864	86
TATC	Tecnológico de Tapachula	14.889265	92.274734	131

Tabla 5.1. Nombre, clave y coordenadas geográficas de las seis estaciones de la Red Temporal de Tapachula. Las primeras dos estaciones (subrayadas) corresponden a estaciones que grabaron únicamente registros de aceleración. Las cuatro restantes grabaron registros de velocidad y de aceleración.

Instrumento.	Acelerógrafo Kinematics K2.
Rango Dinámico	~114 dB (2.5 V)
Frecuencia Natural del Instrumento	50 Hz.
Amortiguamiento del Sensor	0.67
Número de Canales Activos	3

Tabla 5.2a. Características nominales de los acelerógrafos Kinematics® K2.

Instrumento	Sismógrafo Güralp CMG-40T
Salida estándar (sensitividad)	800 v/m/s
Amortiguamiento	0.707
Cte. De Normalización	-0.314 Hz.
Frecuencia Natural del Instrumento	50 Hz.
Número de Canales Activos	3

Tabla 5.2b. Características nominales de los sismógrafos Güralp® CMG-40T.

De los 220 sismos reportados en el catálogo, se eligieron únicamente 26 para trabajar. Esta selección se hizo con base en el número y tipo de estaciones que registraron el evento (al menos tres estaciones con registro de velocidad), si fueron registrados por el Servicio Sismológico Nacional (abreviado como SSN a partir de este punto), y en su magnitud (igual o mayor a 3.3, reportada por el propio SSN). Las magnitudes reportadas se utilizaron únicamente para compararlas con las obtenidas en este trabajo. Se utilizaron un total de 288 trazas sísmicas de velocidad y 162 de aceleración.

Se persiguió que los sismos utilizados cumplieran con el primer parámetro listado anteriormente debido a que los cálculos en la primera parte de esta tesis resultaron ser mucho más estables con registros de velocidad, en lugar de usar los de aceleración, ya que ocupar estos últimos implicaba una integración numérica, que traía como consecuencia errores de consideración. Por lo tanto, para el análisis de fuentes puntuales únicamente se utilizaron los registros de velocidad de las estaciones TAPT, TAPP, TACC y TATC (Figura 5.1). Para la construcción del escenario sísmico se utilizaron los registros de aceleración de todas las estaciones de la red.

5.3 Pre-procesado y procesado de los datos.

5.3.1 Filtrado de ruido ambiental.

Lo primero que se realizó fue un filtrado a las 288 trazas de velocidad para eliminar el ruido ambiental, esto debido a que todas las estaciones se localizaban dentro de la ciudad de Tapachula, y se encontraban muy afectadas por contenido de altas frecuencias, derivada de la propia actividad urbana.

Para encontrar el filtro adecuado que debía aplicarse a las señales, se realizó un análisis del espectro de Fourier de las trazas antes de la llegada de onda P, considerando que durante este tiempo el instrumento únicamente registraba ruido ambiental. Como en bastantes ocasiones dicha onda se encontraba enmascarada en las frecuencias que no eran de interés y no era posible apreciarla, se tomaban como límites de la ventana de tiempo el inicio del registro por un lado, y por el otro el tiempo donde las amplitudes (en el dominio temporal) presentaban un incremento súbito.

La figura 5.2 es una representación gráfica del proceso. En la parte superior de ésta se puede apreciar cómo la ventana azul del registro, correspondiente a grabación inmediatamente anterior al evento de interés, tiene un contenido de amplitud importante en la parte alta del eje de frecuencias, iniciando una tendencia creciente en 5 Hz. Por otro lado al obtener el espectro de amplitudes de toda la traza sísmica, se aprecia ese mismo contenido de frecuencias, pero aunada a una gama de amplitudes de banda más ancha, que representa el contenido de la señal sísmica. En la parte inferior de la imagen se aprecian los espectros de Fourier de esas mismas ventanas de tiempo, después de aplicar un filtro pasa-bajas con una frecuencia de corte en 5 Hz. Para esta nueva señal, mientras que en el espectro de la señal antes del sismo las amplitudes han desaparecido en prácticamente todas las frecuencias, en el espectro de toda la traza se siguen conservando las frecuencias menores a la de corte.

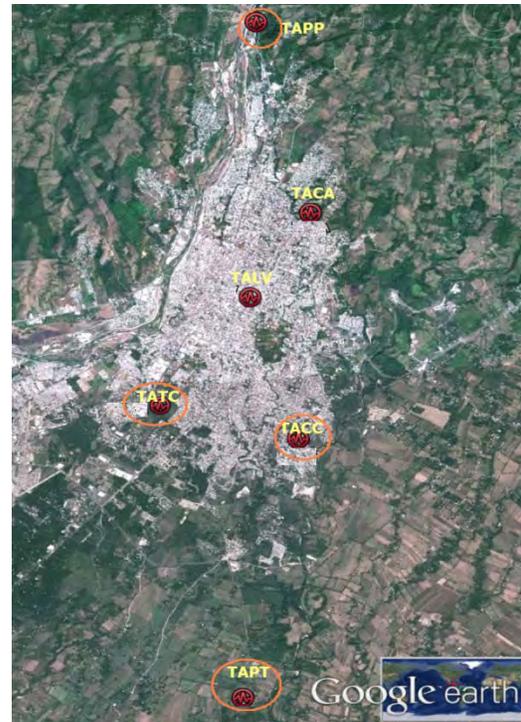


Figura 5.1. Localización geográfica de las estaciones correspondientes a la red acelerográfica temporal. Encerradas en un círculo, las estaciones que también grabaron registros de velocidad (Modificada de Google Earth, 2012).

Debido a que todas las trazas sísmicas mostraban esta tendencia, se aplicó un filtro pasa-bajas generalizado a los 288 registros, con una frecuencia de corte de 5 Hz, asumiendo que con este proceso se eliminó el ruido ambiental, y conservamos la información en frecuencias de cada uno de los eventos.

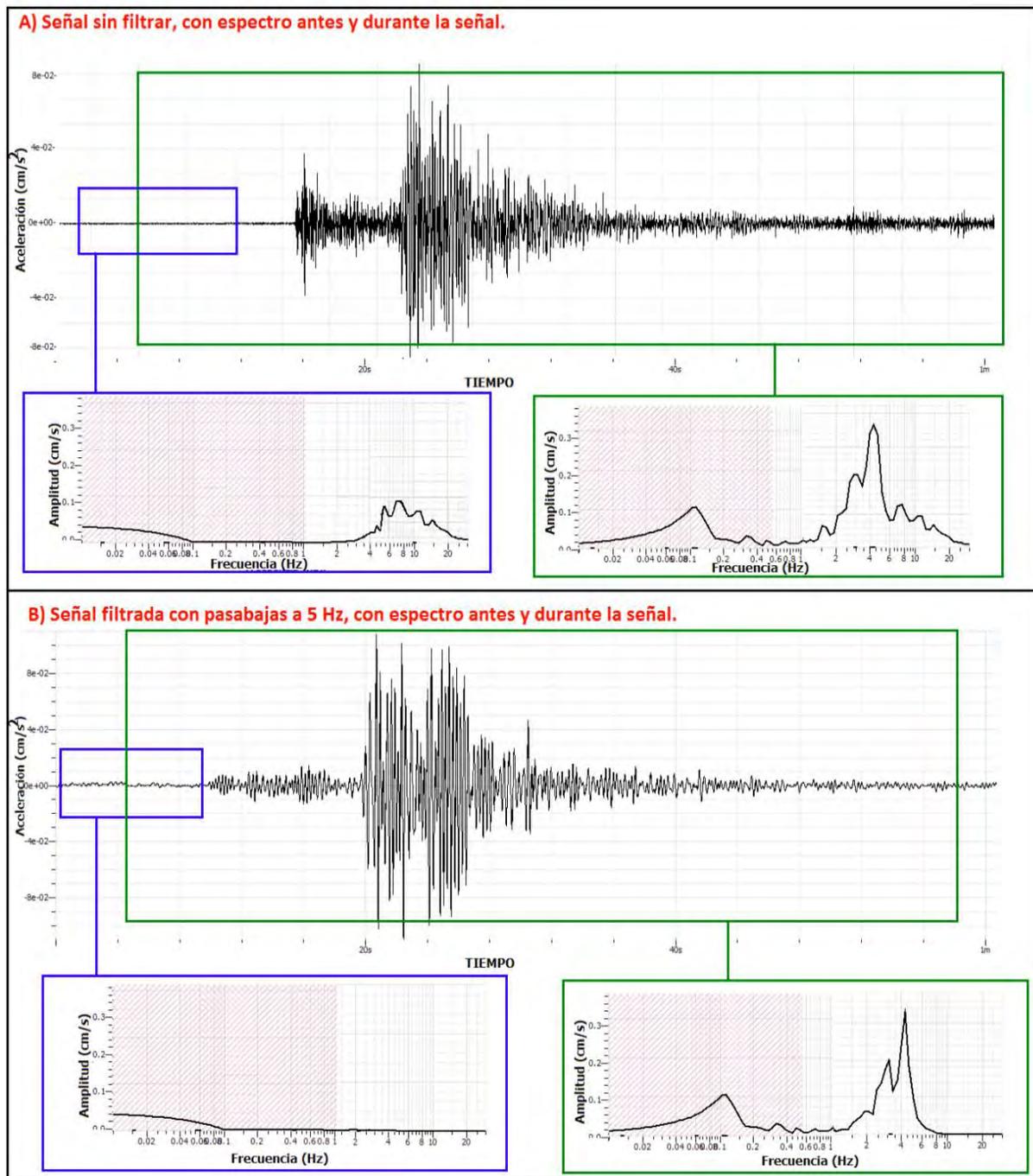


Figura 5.2. Descripción gráfica del proceso para elegir la frecuencia de filtrado por ruido ambiental. En la superior (A), se muestra la traza sísmica sin filtrar, acompañada de los espectros de Fourier de la señal antes del sismo (azul) y de toda la traza sísmica (verde). De igual manera se muestra la traza después de filtrarla, con las mismas ventanas de cálculo del espectro de amplitud de Fourier. El sismograma corresponde al evento 16, componente EW, estación TACA.

5.3.2 Localización de los eventos.

Después de haber retirado el ruido ambiental de las trazas sísmicas, se realizó una localización del epicentro de los 26 sismos elegidos y un ajuste de la profundidad utilizando el algoritmo *Hypocenter 3.2* de Lienert (1994), a través del software de análisis sísmológico *Seisan* (Figura 5.3), mediante la identificación de las ondas P y S. La relación de los sismos utilizados, así como la fecha, hora de ocurrencia, sus localizaciones epicentrales y profundidades calculadas se presentan en el apartado de *Anexos (1)*. Particularmente para los sismos 22 y 24, su epicentro no se pudo relocalizar, debido a que los sismogramas no se registraron en tiempo absoluto. Para estos dos eventos se utilizó la localización y la profundidad reportada por el SSN.

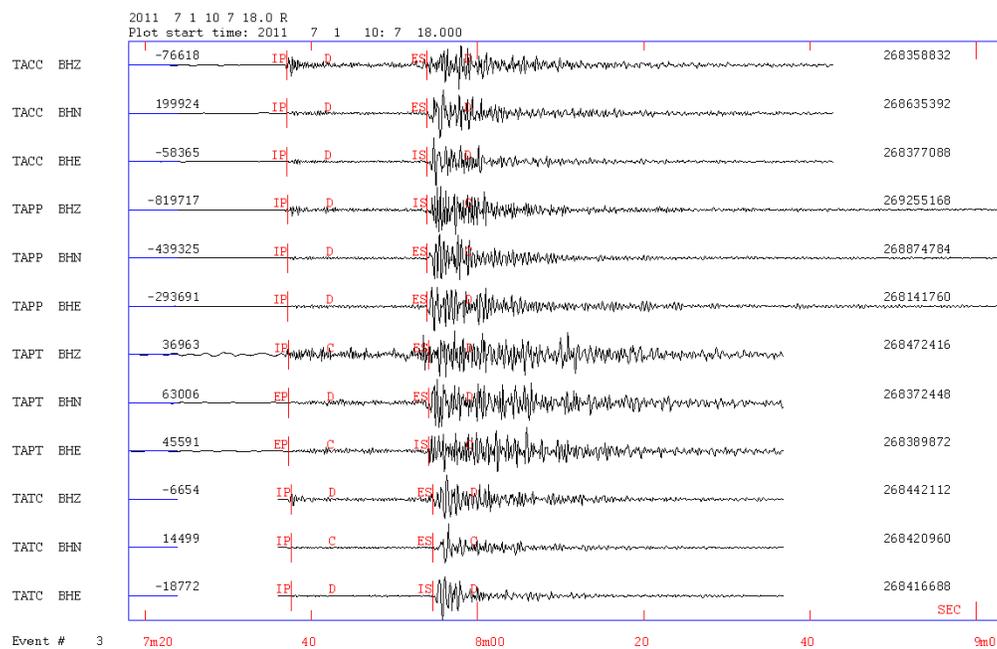


Figura 5.3. Ejemplo de identificación de fases de onda P y S en las trazas sísmicas de los eventos de interés con ayuda del software *Seisan*. Aunado a esto, también se definieron los arribos de onda P como de compresión (C) o de dilatación (D). La imagen corresponde a los sismogramas de las 4 estaciones de registro del evento 6.

La figura 5.4 muestra las localizaciones epicentrales obtenidas mediante la aplicación de este método. En esta misma figura se presenta una línea $\overline{AA'}$ con dirección N29°E trazada perpendicularmente a la trinchera, que inicia en el epicentro del evento 21 con una distancia total de 312.18 km. Sobre ésta, se realizó una proyección de los 26 sismos para apreciar también la distribución en profundidad de los eventos analizados.

Resultado de estas localizaciones, podemos hablar de características generales de los sismos estudiados analizando la figura 5.4, dividiendo la región en lo que parecen ser cuatro zonas sísmogénicamente disímiles:

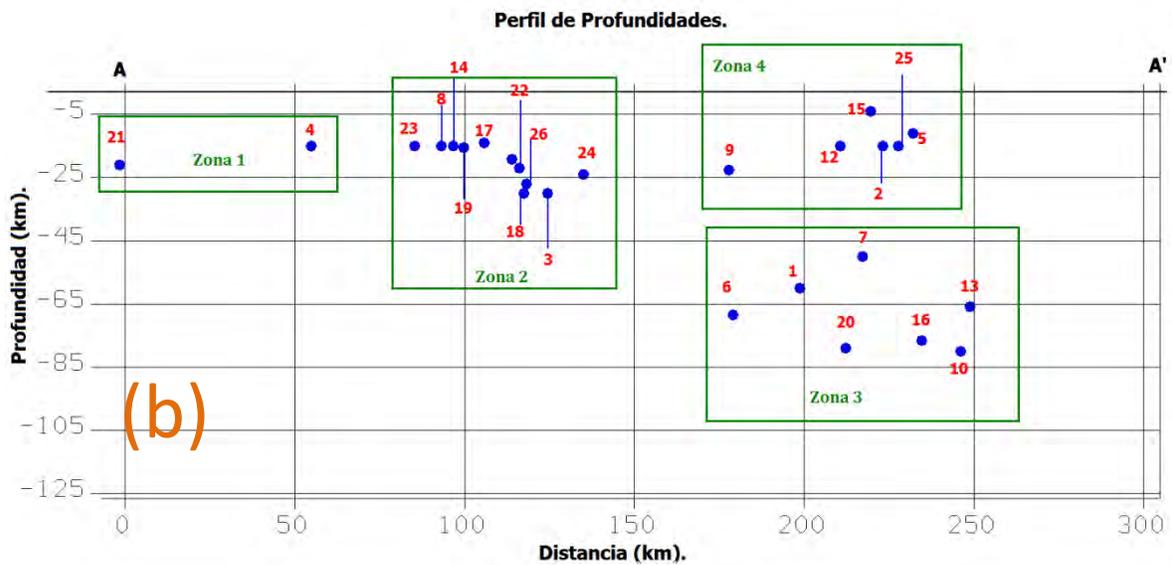


Figura 5.4. En la parte superior (a), la localización epicentral de los 26 sismos analizados (Modificada de Google Earth, 2012), en la parte inferior (b), el perfil de profundidades de dichos eventos, en dirección N29°E.

- **Zona 1:** Aislados, y al parecer fuera de la zona de contacto entre placas, se encuentran los sismos 21 y 4. Estos eventos presentan una profundidad intermedia (21 km y 15 km, respectivamente), y como preámbulo no se consideran sismos propios del proceso de subducción.
- **Zona 2:** Existe una concentración importante de sismos aproximadamente a 150 km del sismo 21. Aunque en la figura 5.4 es notoria esta aglomeración a una profundidad muy similar, también se observa que los epicentros no están tan concentrados, y se encuentran dispersos sobre la trinchera. Por la tendencia del descenso de profundidad conforme la línea se acerca al continente, en primera instancia se puede inferir una mayor dependencia de estos eventos con los procesos de subducción en la zona.
- **Zona 3:** A partir del sismo 6 y hasta el sismo 13 (entre 179 km y 250 km del evento 21), se presentan una serie de sismos profundos (de entre 45 km y 85 km de profundidad), que aparecen en la zona más cercana a la corteza continental. Estas profundidades no fueron obtenidas en la primera porción de la trinchera, y los eventos también se encuentran distribuidos a lo largo de la línea de costa.
- **Zona 4:** Sobre el sector de la línea perteneciente a la corteza continental, también se encuentran sismos pero de menor profundidad. Un hecho importante es que para estos eventos que consideraremos en un inicio corticales, en ningún momento se superan 17 km de profundidad, mismo valor propuesto por Narcía-López *et al.* (2004) como espesor de la corteza para la zona de Chiapas cercana a la costa, y particularmente la ciudad de Tapachula.

Debido a la compleja zona tectónica de estudio, aunque con las localizaciones epicentrales y en profundidad se puede inferir la naturaleza del proceso, la determinación final del tipo de deslizamiento y su posible origen para los eventos sólo pudo ser discutido mediante la obtención de los parámetros de fuente. Por lo tanto, la clasificación final de los eventos se realizó hasta que se calcularon los tensores de momento sísmico y los mecanismos focales de los 26 eventos que se presentará más adelante.

5.3.3 Cálculo de distancias fuente - receptor y tratamiento de las señales.

Con las localizaciones geográficas de los epicentros, se calculó la distancia lineal y acimutal fuente-receptor entre el epicentro y cada una de las cuatro estaciones con instrumentos de velocidad que registraron el sismo. De los 26 sismos elegidos para trabajar, 19 generaron registro en las 4 estaciones con instrumentos de grabación de velocidad, y 7 sismos únicamente lo hicieron en 3 de estas estaciones. Para estos últimos se despreció la estación restante en la que no se generó un registro de calidad.

En este mismo proceso, los 288 sismogramas fueron sometidos a un tratamiento de señales específico, con la intención de rescatar la información relevante de las trazas sísmicas para este trabajo. Estos procesos se realizaron con ayuda de la ejecución de un macro en código *C-Shell*, reconocido por el sistema operativo Unix, mediante instrucciones al código de análisis sísmico *sac2000*. Los pasos realizados mediante este macro fueron los siguientes (Figura 5.5):

- *Cálculo de las distancias epicentrales.*
- *Corrección por línea base.*
- *Remoción de la respuesta instrumental.* Este proceso se realizó mediante un filtro de transformada Z, con la información de polos y ceros obtenida de los manuales de los sismómetros utilizados. También se aplicó una constante de normalización, y se multiplicaron las trazas por la constante instrumental, para convertir los datos a unidades de velocidad (cm/s).
- *Rotación de las componentes horizontales.* Dado que el cálculo del tensor de momento sísmico se optimiza si se hace en las direcciones radial y transversal del desplazamiento, se realizó una rotación de las componentes NS y EW de cada señal horizontal.
- *Filtrado en bajas frecuencias.* Dado que el algoritmo de Dreger (2002) modela sismogramas sintéticos en muy bajas frecuencias, se buscó una ventana en el dominio de Fourier que contuviera información de los eventos sísmicos, y que estuviera libre de ruido. En la figura 5.2, que representa el proceso de remoción del ruido ambiental, se observa un rango de frecuencias bajas con componente importante en el sismograma. Este rango va desde 0.02 y hasta 0.2 Hz. Después de probar con varios sismogramas aislados, se decidió que una ventana en la que se podía seguir apreciando información del sismo era entre 0.05 y 0.1 Hz, por lo que ese fue el rango de filtrado pasa-bandas en bajas frecuencias.

Cuando se realizó el filtrado, también se encontró que muchas trazas perdían coherencia, por lo que este fenómeno fue contrarrestado añadiendo 40 segundos de ceros a todas las trazas sísmicas antes de su inicio. De esta forma, su contenido de frecuencias no se afectaba, al no tener amplitud alguna, pero le dio una buena estabilidad a la señales para cambiar de un dominio a otro y realizar el filtrado.

- *Remuestreo de los datos.* La última tarea programada fue remuestrear las señales a una muestra por segundo. Con esta información se dejaron listas las trazas para someterlas al proceso de inversión.

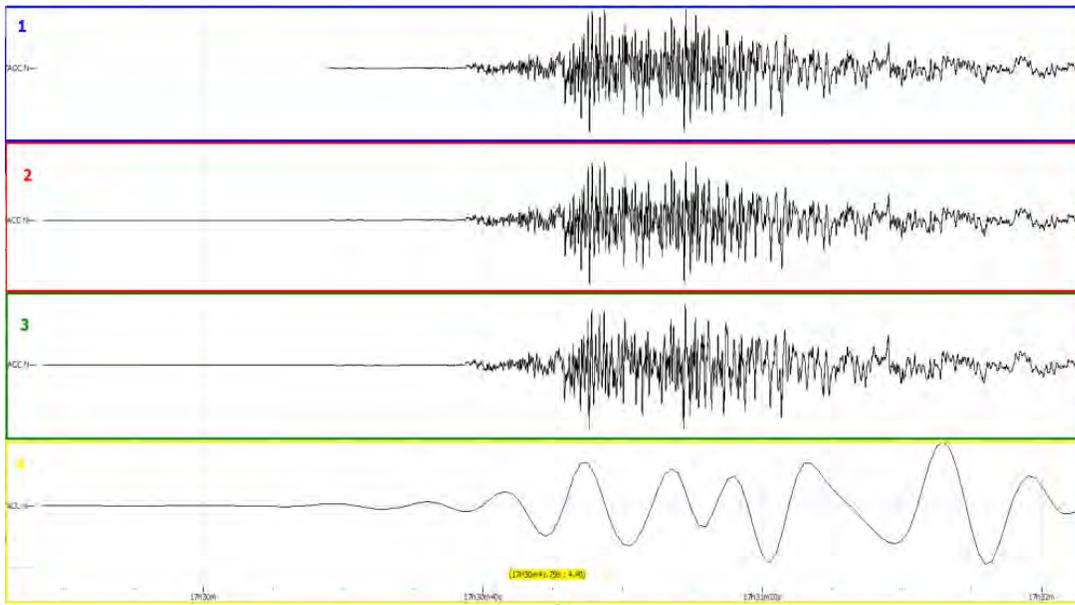


Figura 5.5. Proceso de tratamiento para las trazas sísmicas utilizadas. (1) Se utilizaba la señal después de haberla filtrado por ruido ambiental. (2) Se corrigió por línea base, y se removió la respuesta instrumental. (3) Se rotó a la dirección radial. (4) Se interpoló a una muestra por segundo. La imagen corresponde a la componente NS, estación TACC, sismo 1.

5.4 Modelo unidimensional de velocidades y cálculo numérico de las funciones de Green teóricas en una dimensión.

El modelo que se utilizó para las localizaciones y para la construcción de las funciones de Green unidimensionales se presenta a continuación (Tabla 5.3).

Roca	Espesor (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Densidad (g/cm ³)	Q _α	Q _β
Lahar	4.0	5.4	3.16	2.72	650	280
Caliza	3.0	5.22	3.05	2.72	500	250
Metamórfica	10.0	5.87	3.43	2.72	650	280
Manto Superior	Semiespacio	8.2	4.80	2.77	700	300

Tabla 5.3. Modelo unidimensional de velocidades, construido con base en las características tectónicas y geológicas de la zona expuestas en el capítulo 3.

Este modelo generó errores en la localización bajos (*Error cuadrático medio*, rms < 0.1), y cumple con las características tectónicas y geológicas mencionadas en el capítulo 3:

- *Estratigrafía.* Se utilizó la reportada por el Servicio Geológico Mexicano (2005) para el estado de Chiapas. La capa más antigua corresponde a roca metamórfica, seguida de depósitos de caliza y dolomía. La capa más reciente corresponde a depósitos del volcán Tacaná.

- *Espesor de la Corteza.* Se utilizó un valor de 17 km (4 km de roca ígnea, 3 km de sedimentaria y 10 km de metamórfica), correspondiente a lo reportado por Narcía-López *et al.* (2004). El espesor particular de cada capa se estimó con las velocidades de onda, que se explican a continuación.
- *Velocidades de onda P y S.* Para la velocidad de onda S se realizó una búsqueda alrededor de los valores promedios de velocidad de onda S para distintos tipos de roca presentados por Clark (1966). Estos valores se presentan en la Tabla 5.4.

Tipo de Roca	Vs Promedio (km/s).	Vs Utilizada (km/s).	Error asociado ($V_{prom} - V_{util}$)/ V_{prom}
Ígnea (Basalto)	3.20	3.16	0.0125
Caliza	3.03	3.05	0.006
Metamórfica (Gabro)	3.42	3.43	0.003

Tabla 5.4. Comparación entre las velocidades promedio para distintas rocas propuestas por Clark (1966) y las utilizadas para la construcción del modelo regional. También se presenta la estimación del error.

Por otro lado, Narcía-López *et al.* (2004) propusieron una velocidad de onda S promedio para la corteza por debajo de la ciudad de Tapachula de 3.3 km/s, por lo que si se considera un estrato equivalente de 17 km, se tiene un tiempo de tránsito de

$$t = \frac{d}{v}. \quad t = \frac{17km}{3.3km/s} \quad t = 5.15 s \quad (5.1)$$

Por lo tanto el modelo de velocidades debía de cumplir de buena forma con esta restricción. Si se considera el tiempo de tránsito individual para cada uno de los estratos, y se suman, se tiene que:

$$t_{lahar} + t_{caliza} + t_{metamórfica} \approx 5.15 s, \quad (5.2a)$$

$$\frac{4 km}{3.16 km/s} + \frac{3 km}{3.05 km/s} + \frac{10km}{3.43km/s} \approx 5.15 s, \quad (5.2b)$$

es decir,

$$5.16 s \approx 5.15 s, \quad (5.2c)$$

con un error de

$$\varepsilon = \frac{|t_{teórico} - t_{propuesto}|}{t_{teórico}} = \frac{|5.15 s - 5.16 s|}{5.15 s} = 0.002 \quad (5.2d)$$

Para el cálculo de las velocidades de onda P, se utilizó la relación de $V_p/V_s = 1.71$ propuesta por Rebollar *et al.* (1999), de tal forma que:

$$Vp_{lahar} = 1.71 \left(3.16 \frac{km}{s} \right) = 5.40 \frac{km}{s}, \quad (5.3a)$$

$$Vp_{caliza} = 1.71 \left(3.05 \frac{km}{s} \right) = 5.22 \frac{km}{s}, \quad (5.3b)$$

$$Vp_{metamórfica} = 1.71 \left(3.43 \frac{km}{s} \right) = 5.87 \frac{km}{s}. \quad (5.3c)$$

- *Densidades.* Para las densidades, se utilizó la relación lineal obtenida por modelos isostáticos, utilizada por Narcía-López *et al.* (2004) para las densidades de la corteza y manto por debajo de Tapachula. Reportaron para esta zona una densidad promedio de la corteza de 2.72 g/cm^3 , por lo tanto:

$$\rho_m = 1.022\rho_c = 1.022 \left(2.72 \frac{gm}{cm^3} \right) = 2.77 \frac{gm}{cm^3}. \quad (5.4)$$

Los factores de calidad Q_α y Q_β de todos los paquetes rocosos corresponden a referencias teóricas tomadas de Lay y Wallace (1995).

Con la obtención de este modelo de velocidades, fue posible calcular funciones de Green unidimensionales utilizando el programa FKRRPROG de Saikia (1994), partiendo de las distancias fuente-receptor calculadas en el apartado 5.3.3. Dado que el algoritmo de Dreger (2002) utiliza ondas de periodo largo para la obtención del tensor de momento, la construcción de las funciones de Green debe de hacerse en un rango muy similar de frecuencias. Esta es también una razón por la cual el modelo de velocidades propuesto no contempla los depósitos de aluvión que rellenan los valles de la ciudad de Tapachula, ya que su espesor es despreciable con respecto a la longitud de onda en la que fueron filtrados los sismogramas que, como se mencionó anteriormente, se hizo en un rango de entre 0.05 y 0.1 Hz. Las funciones de Green teóricas obtenidas también se filtraron en esta misma ventana de frecuencias.

5.5 Obtención del mecanismo focal y del tensor de momento sísmico.

Lo primero que se realizó fue intentar determinar el mecanismo focal de cada uno de los 26 sismos mediante el método de polaridad de la onda P, con ayuda del algoritmo *fpfit* de Reasenberg y Oppenheimer (1985). Se presentan estos mecanismos focales vistos en planta (Figura 5.6).

Para obtener un análisis mucho más completo de las fuentes sísmicas que generaron estos eventos, se aplicó también el algoritmo de Dreger (2002), obteniendo los parámetros de fuente citados en el capítulo 4. Debido a que uno de estos parámetros calculados es también el mecanismo focal asociado al tensor de momento, de igual forma se presenta un mapa con los mecanismos focales vistos en planta (Figura 5.7). Estos mecanismos focales, acompañados del tensor de momento sísmico asociado, magnitud, momento sísmico escalar y medidas de dispersión de la inversión aplicada por sismo también se pueden consultar de forma individual en el apartado de *Anexos (2)*.

Con la aplicación de los dos métodos, se tuvo la oportunidad de definir cuál de estos dos aportó soluciones más confiables, tomando como base el contexto tectónico de la zona. Para esta discusión acerca del método de obtención de mecanismos focales, se utilizó la división por zonas definida en el apartado 5.3.2 de este capítulo, cuando se discutió la localización de estos eventos.

Por lo tanto, podemos hablar de:

- **Zona 1:** Definida por los eventos 21 y 4, que mediante las localizaciones se asociaron como eventos que se generaron fuera de la zona de contacto entre placas. Esto implica que el mecanismo focal esperado de estos sismos no debía reflejar un comportamiento de falla inversa, característico de las zonas de subducción. Mediante la polaridad de onda P, ambos sismos presentaron mecanismos de falla inversa prácticamente pura, con ángulos muy bajos de echado (δ). Particularmente el evento 4 se muestra incluso en una dirección de compresión completamente opuesta a la esperada.

Con el método del tensor de momento, ambos mecanismos focales muestran planos de deslizamiento lateral predominante, con cierta componente de falla inversa. Esta solución es más posible, si se considera que el corrimiento lateral se debe a desgarres provocados por el avance y hundimiento diferencial de la placa de Cocos bajo la Norteamericana y la del Caribe. En la figura 5.4, donde se puede apreciar la batimetría de la zona, se identifican diferentes trazas en superficie de fallas laterales muy cercanas a los epicentros de estos dos sismos, que podrían ser asociadas a estos eventos.

- **Zona 2:** Diversos sismos (3, 8, 11, 14, 17, 18, 19, 22, 23, 24, 26) fueron agrupados en esta clasificación. De la figura 5.4 debemos recordar que, aunque en la proyección para apreciarlos en profundidad los sismos se agrupan marcadamente, epicentralmente se encuentran más separados, por lo que se esperaba cierta tendencia en la solución de los mecanismos focales, pero cabía la posibilidad de encontrar más de un fenómeno tectónico.

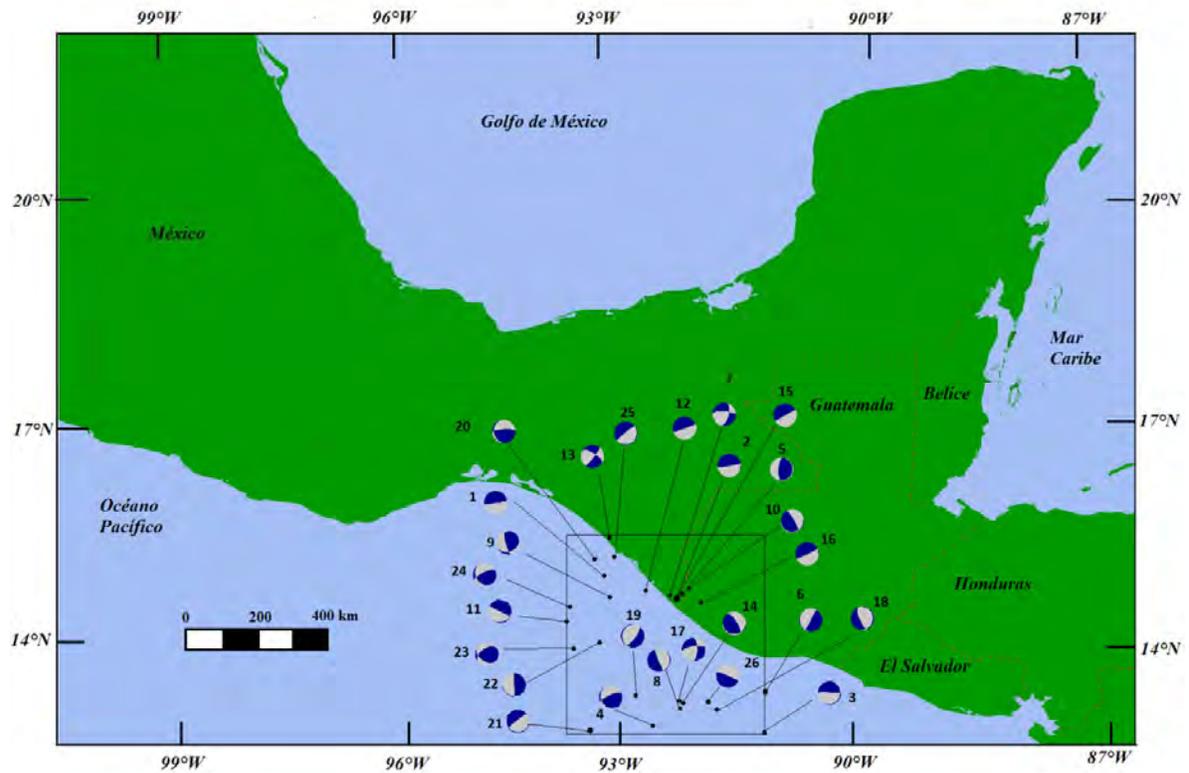


Figura 5.6. Mecanismos focales obtenidos mediante el método de polaridad de onda P para los 26 sismos analizados.

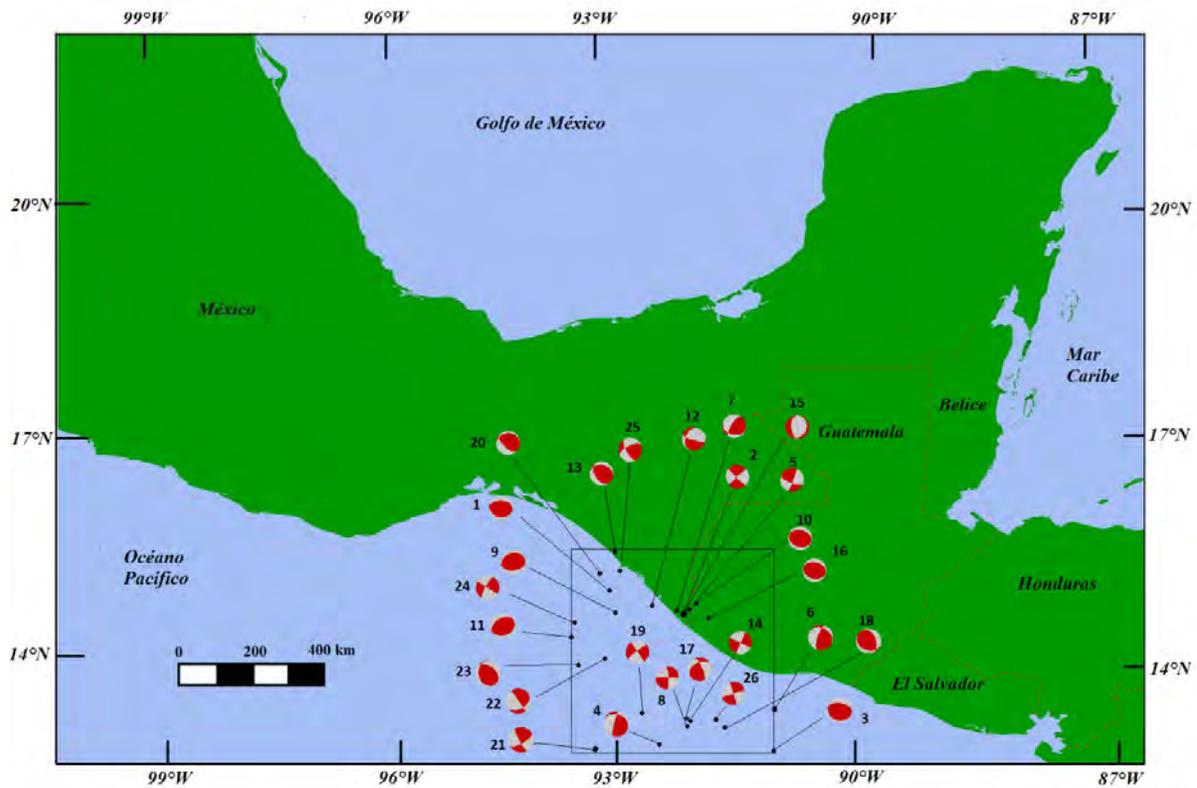


Figura 5.7. Mecanismos focales obtenidos a partir del cálculo del tensor de momento sísmico para los 26 sismos analizados.

Con el método de polaridades, aunque algunos de estos eventos presentan mecanismos focales que podrían ser asociados con procesos de subducción (por ejemplo, eventos 3 y 11), el ángulo de echado δ es muy bajo con respecto a lo que se ha encontrado para la zona (Ponce *et al.*, 1992; Pardo y Suárez, 1995; Espíndola, 1996). Aunado a esto, eventos como el 14 y el 26 indican que la zona de esfuerzos compresivos apunta en dirección contraria a la esperada.

Con el tensor de momento, se encuentran dos tipos de mecanismos predominantes para estos eventos: de corrimiento de rumbo e inversos. Los primeros aparecen mayormente en la zona sur-centro del estudio, y a profundidades menores que los inversos. Estos últimos aparecen a lo largo de toda la trinchera, y parecen tener una tendencia a presentarse a mayor profundidad mientras nos movemos más hacia el oriente y nos acercamos a la línea de costa. Existen también eventos como el 22 que presentan un mecanismo focal combinado de estos dos tipos anteriores.

Estos mecanismos parecen ser más congruentes con las características tectónicas de la región. Los sismos de subducción presentan ángulos δ más grandes (entre 38° y 60°), que aumentan en dirección oriental, y que coinciden de mejor forma con lo reportado para la zona. Respecto a los mecanismos de corrimiento de rumbo, todos parecen presentar los mismos cuadrantes de compresión y dilatación, y se concentran en un área particular, en la que puede considerarse una zona de desgarre de la placa subducida. Las profundidades de estos sismos coinciden entre 15 y 25 km. Los elementos de fallas combinadas posiblemente sean originados por una transición entre la zona de corrimiento lateral y el comienzo de los sismos por eventos de subducción.

- **Zona 3:** Estos sismos (1, 6, 7, 9, 10, 13, 16, 20), debido a la profundidad a la que se presentan, se presumieron como de subducción. De igual forma, estos eventos se encuentran distribuidos a lo largo de la trinchera.

Mediante el método de polaridad de onda P, se encontraron mecanismos focales propios del proceso de subducción, pero una vez más con ángulos δ muy pequeños, y en algunos casos, como en el evento 20, en dirección completamente opuesta a la esperada. Incluso se presentaron algunos eventos, como el 7 y el 13, en el que el mecanismo focal es muy diferente a lo esperado.

Con el método del tensor de momento sísmico, se tiene una tendencia más marcada a obtener sismos de falla inversa, cuyos echados coinciden de mejor forma con los reportes para la zona. Ejemplos de esto son los ángulos δ de los eventos 1, 10, 16 y 18 (55° , 43° , 43° y 46° , respectivamente). Particularmente los sismos 6 y 7 no coinciden del todo con estas características, ya que sí presentan componente de falla inversa, pero también con un corrimiento en la dirección del rumbo de importancia. Tampoco el sismo 6 presenta una dirección esperada de los esfuerzos compresivos.

- **Zona 4:** En este último grupo (eventos 2, 5, 12, 15 y 25), debido a su localización epicentral y a su profundidad, se esperaban mecanismos focales propios de sismos corticales, y no de inversos como en las dos zonas anteriores.

Con el primer método, se obtuvieron una vez más mecanismos focales de falla inversa con ángulos δ muy bajos, aunque en esta ocasión, salvo el evento 5, todos con direcciones de esfuerzos compresivos que podrían ser asociados a la dirección esperada en la zona. Pero estos mecanismos no eran supuestos para este grupo.

Con el segundo método, con excepción del sismo 15, que presentó un mecanismo focal de falla inversa, todos los demás agrupados en esta categoría presentan mecanismos de deslizamiento en la dirección del rumbo, lo que coincide de mejor forma con eventos corticales. Estos eventos, que en la parte occidental de la zona de estudio parecen alinearse con la línea de costa, y mientras nos movemos hacia el oriente parecen cambiar de dirección hacia el NE, se encuentran bajo la estructura del batolito chiapaneco, y continúan a lo largo de lo que parecen ser trazas secundarias del sistema de fallas Motagua Polochic.

Con este análisis diferenciado por zonas de los mecanismos focales obtenidos, por lo que se refiere al método de polaridad de onda P, éste resultó no ser muy útil para el arreglo utilizado en esta tesis. Esto se debe principalmente a la pobre cobertura acimutal que se tuvo, y que es determinante para poder representar las estaciones de registro sobre la esfera focal. Por otro lado, en registros que estaban altamente afectados por ruido, la identificación de la fase y polaridad de la onda P resultó complicada y dependió mucho de elementos subjetivos. Por ejemplo, en el evento 7, en el que se esperaba un mecanismo de subducción, se obtuvo uno de corrimiento de rumbo (Figura 5.8).

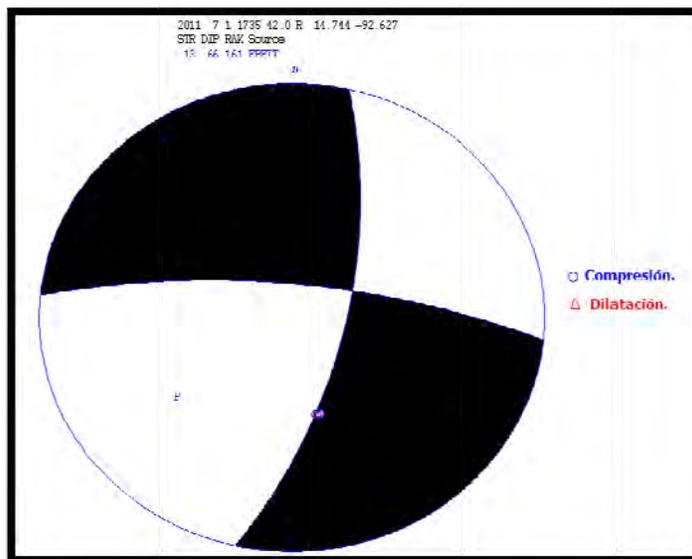


Figura 5.8. Mecanismo focal del evento 7 obtenido mediante el método de polaridad de onda P. La combinación de una pobre cobertura acimutal y la ambigüedad de los arribos de la onda derivaron en mecanismos focales inadecuados.

La combinación de estos efectos derivó en una muy amplia posibilidad de planos de falla para cada evento, y aunque el algoritmo *fpfit* de Reasenbergy y Oppenheimer (1985) presenta como resultado el plano de menor error de aproximación, la variedad era tan amplia que simplemente no se pudo converger al plano solución.

Por estas razones, se decidió utilizar la información de los mecanismos focales obtenidos por el método del cálculo del tensor de momento sísmico.

Con respecto a estos resultados, se pudo definir que, aunque con algunos casos particulares, en general los mecanismos focales obtenidos mediante el cálculo del tensor de momento sísmico se apegaron más a las características tectónicas de la zona, y quedaron como primera opción para ser utilizados en procesos posteriores.

Una ventaja de utilizar este método es que podemos obtener soluciones combinadas de tensores de doble par con CLVD. Esto es determinante, si consideramos que la mitad de los mecanismos focales (13 eventos) presentan más del 25% de componente CLVD en su solución. Aunque en la figura 5.7 únicamente se muestran los planos obtenidos considerando una solución de doble par pura, en el *Anexo 2* se pueden consultar los porcentajes de CLVD para cada una de las 26 soluciones obtenidas.

Estas soluciones normalmente corresponden a zonas donde la actividad tectónica es muy compleja, como se mencionó en el capítulo 2. Para la zona de estudio, se tiene una interacción tectónica que no está definida en su totalidad. Reflejo de lo anterior es que aunque se sabe que existe una interacción de la placa de Cocos, Norteamericana y del Caribe, no se ha logrado establecer el o los puntos de convergencia de estas tres placas, y únicamente se asume su localización (Sedlock, *et al.*, 1993).

Por lo tanto, en gran parte de los procesos sísmicos que se presentan en la zona, el desajuste de la solución del mecanismo focal y del tensor de momento a un doble par de fuerzas puro es esperado. A esto se asocia que la muestra de 26 eventos utilizados en esta tesis refleje valores de CLVD altos. Estas razones hacen suponer con mayor certidumbre que las soluciones obtenidas son posibles, y por tanto los mecanismos focales mediante este método fueron aceptados.

Debido a que este análisis aporta más elementos para el estudio de la fuente sísmica, también lo hace para la discusión y validación de resultados. Previo a ésta, se debe comentar que el proceso de modelado del sismograma sintético para calcular el tensor se realizó en dos formas principalmente (Figura 5.9):

- Cuando el sismograma registrado, después de haber recibido todo el tratamiento descrito en el apartado 5.3.3 de este capítulo mostraba una señal libre de ruido, con pulsos propios de un sismograma en bajas frecuencias, este se modelaba de forma completa.
- Cuando el sismograma registrado presentaba ruido aún después de haber sido sometido al tratamiento mencionado, se modelaba únicamente la porción del sismograma perteneciente a las ondas de cuerpo, que es la parte más significativa para el modelado de fuente puntual por este método.

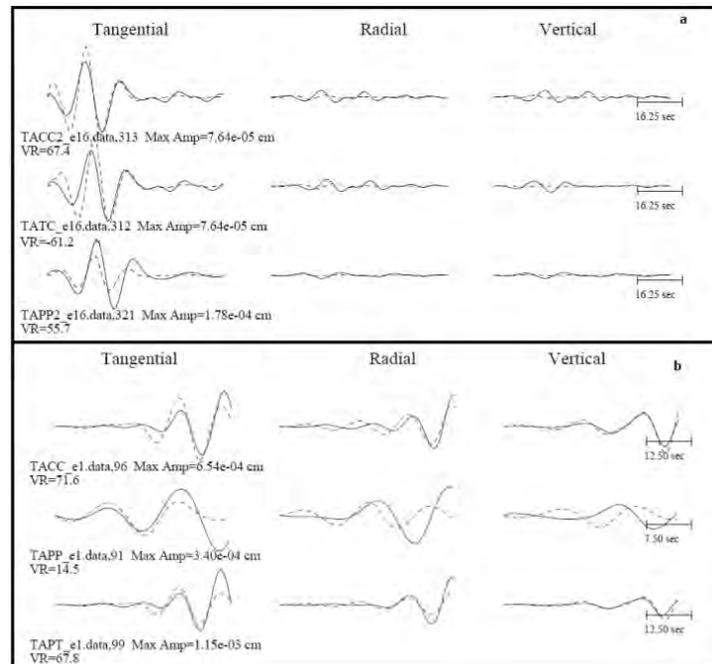


Figura 5.9. En la parte superior (a), modelado de los sismogramas completos del evento 16. En la parte inferior (b), modelado únicamente de las fases de cuerpo del evento 1.

Con respecto a las medidas de dispersión que califican cada una de las inversiones, podemos hablar de una calidad intermedia de las mismas. Dreger (2002) propone para su algoritmo una clasificación cualitativa de la calidad de la inversión considerando la reducción de la varianza como el elemento más significativo de dispersión, asignando un valor de $Q=0$ a la más pobre y $Q=4$ a la mejor posible (Tabla 5.5).

Valor de Q.	Intervalo de VR.	Calidad.
0	0-19.9	Baja
1	20.0-39.9	Intermedia-Baja
2	40.0-59.9	Intermedia-Alta
3	60.0-79.9	Alta
4	80.0-99.9	Muy Alta.

Tabla 5.5. Clasificación de las inversiones con respecto al valor de la reducción de la varianza.

La figura 5.10 corresponde al gráfico de los valores de Q obtenidos en los 26 eventos analizados.

El mayor número de eventos correspondieron a calidad intermedia-alta, que indica que la mayor parte de las inversiones se consideran de buena calidad.

Casi con el mismo número de eventos se presentan las calidades de intermedia-baja y alta. De los primeros se debe decir que el ajuste no fue del todo acertado, y estos valores se presentan en los sismos más lejanos a las estaciones. De los de calidad alta, cuyas formas de onda registrada y sintética son muy parecidas, se presentaron en su mayoría en señales donde se pudo modelar todo el sismograma, debido a que ya no se presentaba contenido de ruido significativo.

Se obtuvieron dos inversiones de calidad baja (eventos 10 y 22), cuyos valores de reducción de varianza se acercaron mucho al umbral de calidad intermedia baja, pero no alcanzaron esta clasificación.

No se obtuvieron inversiones de calidad muy alta, aunque hubiera sido lo deseado. Esto seguramente se debe a que la distancia entre las estaciones es muy pequeña con respecto a

la de cada uno de los epicentros a dichas estaciones. Esto deriva en que el algoritmo de inversión no pueda diferenciar del todo los sismogramas, recordando que el modelado de onda depende de la función de Green teórica a una distancia fija. Aún así, se consiguieron un número considerable de inversiones de calidad intermedia–alta y alta, lo que hace inferir que en su mayoría los mecanismos focales y los tensores de momento obtenidos son válidos.

Como otra forma de validación, podemos enfocarnos en la magnitud obtenida. Como se mencionó en el apartado 5.2 de este capítulo, para la elección de los sismos que se estudiaron se consideró el que el SSN los hubiera reportado, con la intención de comparar la magnitud reportada con la obtenida mediante el cálculo del momento sísmico escalar. En el apartado de *Anexos (3)*, se muestra una tabla comparativa entre la magnitud reportada por el SSN y la magnitud M_w calculada con el momento sísmico escalar M_0 obtenido. De aquí se puede mostrar que en general los valores concuerdan, teniendo incluso 8 eventos en los que la magnitud reportada y calculada en esta tesis es la misma. La figura 5.11 muestra sobre el perfil AA' la localización de los 26 eventos, pero mostrando en escala de colores la magnitud calculada.

Particularmente existen dos eventos en los que la variación de magnitudes es muy grande, y posiblemente el momento sísmico escalar no es un valor fidedigno. Mientras el evento 2 fue sobrestimado con una diferencia en magnitudes de 1.9, el sismo 6 fue subestimado por un valor de 0.8.

Asumiendo que las estimaciones del momento sísmico escalar en estos dos eventos no son correctas, y eliminándolas de un análisis estadístico, se tiene un valor medio de variación de la magnitud de $M_w = \pm 0.3$ entre el valor reportado y el valor calculado.

De estos sismos, los que más variación en magnitud presentan son el 14, el 18, el 19 y el 20. Singh y Pacheco (1994) propusieron un par de escalas para determinar la magnitud de los sismos mexicanos, M_A y M_E , ambas relacionadas con la magnitud de momento M_w , y utilizadas por el SSN para caracterizar los sismos registrados en la estación de Ciudad Universitaria.



Figura 5.10. Gráfica de barras que representa el número de eventos que obtuvieron determinada calidad de inversión.

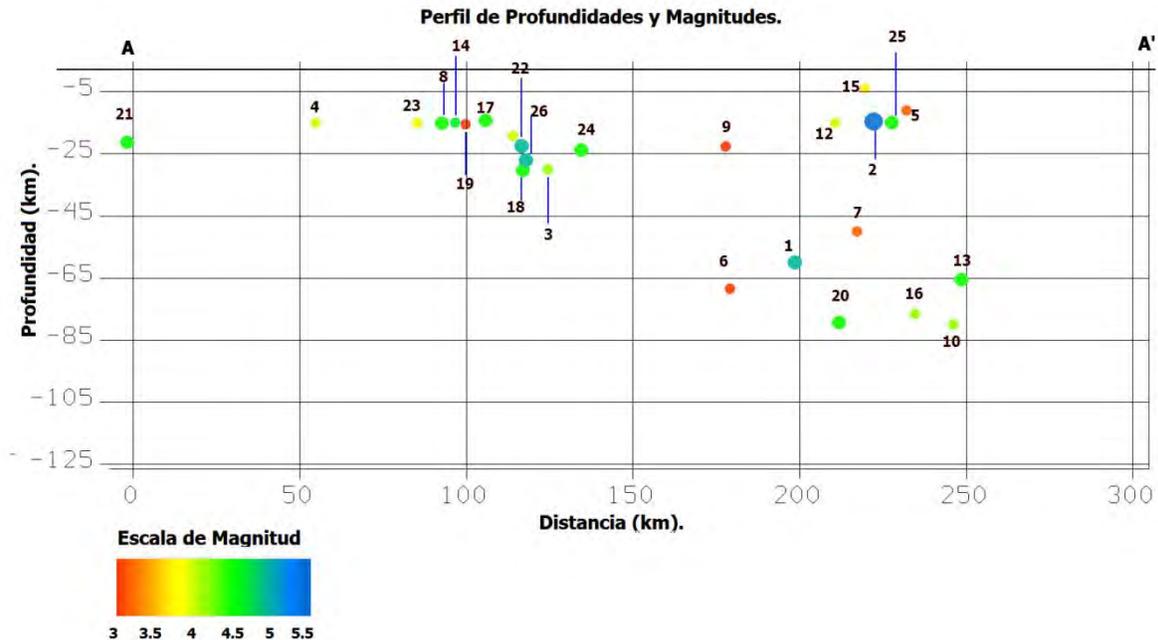


Figura 5.11. Perfil de profundidades y magnitudes. Ambas características representadas en la dirección N29°E.

M_A es utilizada para sismos moderados y superficiales, con profundidades de 20 ± 5 km, clasificación en la cual entran los eventos 14, 18 y 19. Una posible razón de la disparidad de los valores de magnitud es que M_A fue calibrada con una curva de atenuación correspondiente a una fuente a 20 km de profundidad con un mecanismo inverso pero de echado pequeño, considerando que la mayoría de los sismos de subducción en nuestro país presentan esa tendencia. Pero dado el diferente ambiente tectónico de la zona de Chiapas, es posible que esa curva no ajuste de buena forma a estos eventos, y la magnitud sea dispar.

Por otro lado, M_E es utilizada para sismos de todas las profundidades, por lo que el sismo 20, que es un sismo profundo, entra en esta categoría. Cuando se realizaron los cálculos que llevaron a la definición de esta magnitud, se consideraron sismos con magnitudes M_w de entre 4 y 8, apareciendo muy pocos eventos en el umbral inferior de la regresión. En este caso el evento 20 se reporta con una magnitud de 4.0, por lo que la diferencia en este caso se asocia a la menor certidumbre del valor de la magnitud M_E para sismos pequeños.

Considerando lo específico de estos casos, aunados al valor promedio de las variaciones, se considera que las estimaciones de magnitud son aceptables, y que en general el valor del momento sísmico escalar M_0 calculado mediante el proceso de inversión puede ser utilizado en cálculos posteriores.

5.6 Determinación del sismo elemento y del sismo objetivo.

El análisis de la fuente sísmica de cada uno de los 26 eventos elegidos en esta tesis, permitió una descripción completa de los parámetros de fuente puntual. Además del panorama general de las características sísmicas para la región durante el periodo de observación, también se obtuvo información importante para discernir cuál de estos eventos podría ser utilizado como la función o sismo elemento en el método de la función de Green empírica.

Como se explicó en el capítulo anterior, la elección del sismo elemento se realiza considerando que éste debe de ocurrir lo suficientemente cerca del sismo principal, y con características geométricas y dinámicas similares. Por lo tanto se eligió primero el sismo objetivo, y luego se valoraron las características de los 26 sismos estudiados para determinar el que mejor se ajustaba al método.

Para el sismo objetivo, se realizó un análisis de los 22 sismos históricos de mayor magnitud para la región listados en la tabla 3.1 del capítulo 3. Debido a que la mayoría de los 26 sismos pequeños se localizaron en la zona de subducción frente a las costas de la entidad, el primer elemento de discriminación fue precisamente el epicentro calculado para los sismos analizados.

Posteriormente, debido a la necesidad de conocer sus parámetros focales, se buscó que para el sismo objetivo se tuvieran previamente reportados los parámetros de fuente de magnitud, rumbo, echado y ángulo de deslizamiento de la falla. De este análisis únicamente se rescataron el sismo del 29 de abril de 1970 ($M=7.3$), y el del 10 de septiembre de 1993 ($M_w=7.2$). Debido a que el primero aconteció antes de que Kanamori (1977) propusiera la escala de momento sísmico M_w , valor que es muy importante para la aplicación del método de la función de Green empírica, se decidió utilizar el terremoto de septiembre de 1993 como sismo objetivo, y valorar los efectos que un evento de características similares a éste podría generar en la ciudad de Tapachula. La tabla 5.6 muestra las características más importantes de este sismo.

Sismo.	Fecha (mm/dd/aa).	Magnitud M_w .	Localización.	Profundidad	Rumbo Φ .	Echado δ .	Angulo de deslizamiento λ .
Objetivo	09/10/1993	7.2	14.41°N, 92.99°W.	29.1 km.	289°	24°	76°

Tabla 5.6. Características principales del sismo objetivo elegido. Todos los parámetros fueron consultados del catálogo de CMT (2012).

Conociendo el sismo a modelar, entonces se realizó un análisis de los 26 sismos de fuente puntual estudiados anteriormente, con el fin de utilizar como función empírica de Green el que mejor se apegara a las características del sismo objetivo.

Para esto, se consideró en primera instancia, que el sismo objetivo y el elemento debían de tener características geométricas similares, por lo que se comparó el mecanismo focal del sismo objetivo con cada uno de los obtenidos para los 26 eventos pequeños analizados.

Como segunda discriminación, se buscaron los sismos que se encontraban más cercanos al epicentro reportado para el sismo objetivo y que cumplieran con el primer parámetro de elección.

Por último, se utilizó el parámetro de *calidad de la inversión* del análisis del apartado 5.5 de este capítulo para definir los sismos que serían candidatos potenciales a ser utilizados como función empírica de Green.

Después de todos los pasos descritos anteriormente se decidió elegir los eventos 1, 16 y 20 del análisis de fuentes puntuales, para evaluar sus características y tratar de modelar la fuente sísmica del sismo principal. La tabla 5.7 muestra las características principales de estos tres eventos, y la figura 5.12 corresponde a un mapa que presenta los sismos elegidos para trabajar en el escenario sísmico, acompañados del sismo objetivo a modelar.

Evento.	Magnitud Mw Calculada.	Localización (°N, °W).	Profundidad (km).	Plano de Falla. ($\Phi^\circ, \delta^\circ, \lambda^\circ$).	Calidad de la inversión Q.	Diferencia entre magnitudes.
1	4.9	14.98,93.19	60	271,55,80	3	0
16	4.2	14.63,91.98	76.6	283,47,89	3	+0.4
20	4.6	15.19,93.32	79	265,34,48	2	+0.6

Tabla 5.7. Características principales de los sismos evaluados como posibles funciones de Green empíricas.

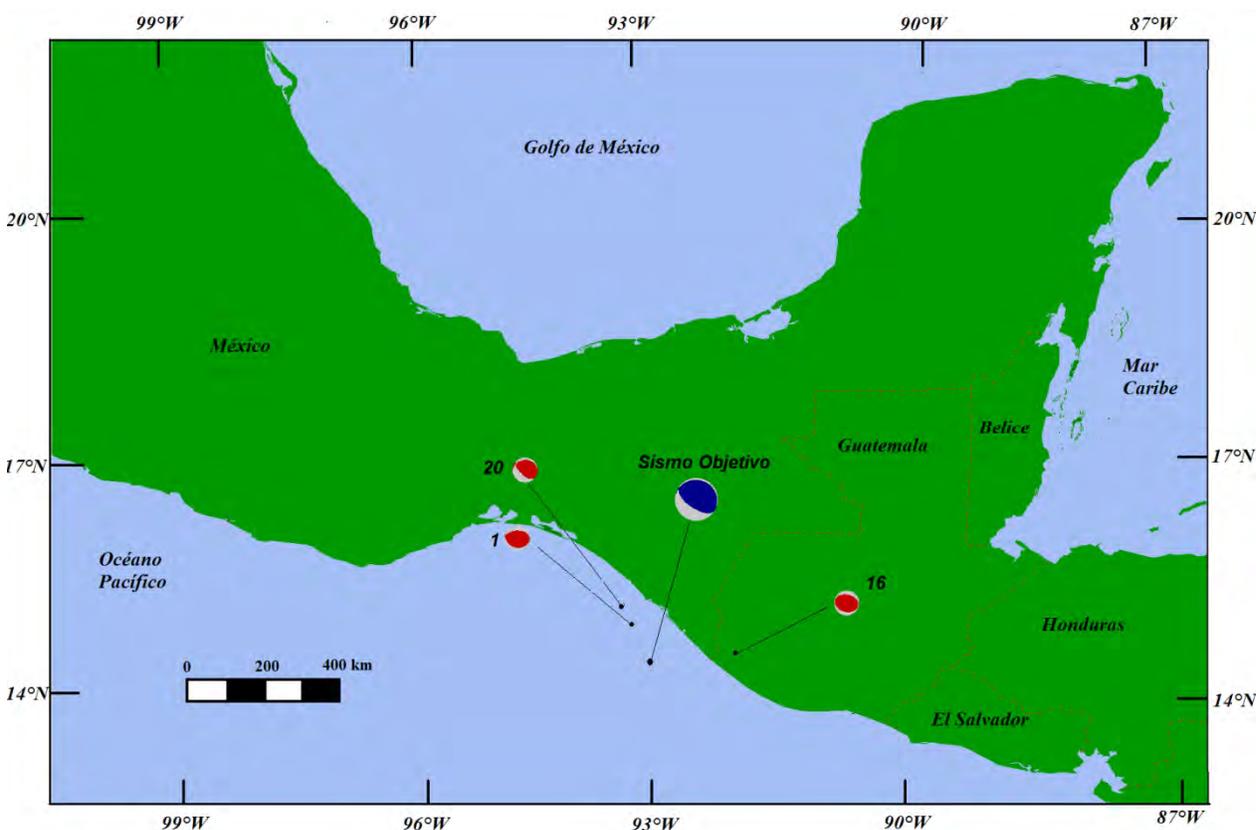


Figura 5.12. Mecanismo focal del sismo que se utilizó como objetivo, acompañado de los tres mecanismos de los eventos que se consideraron candidatos para utilizarlos como función empírica de Green.

5.7 Construcción del escenario sísmico.

Con el sismo objetivo y los posibles elementos elegidos, se definieron las características geométricas y cinemáticas de la fuente del sismo objetivo, para posteriormente ser discretizada con base en las características de cada uno de los sismos elementos, como lo dicta el método de Irikura (1986).

Para estimar las características de la fuente, se utilizaron las relaciones empíricas de Somerville *et al.* (2002), que proponen el cálculo de diversos elementos de la fuente sísmica a partir del valor del momento sísmico escalar M_0 . Para el sismo objetivo, el catálogo CMT reportó un valor de $M_0 = 8.34 \times 10^{26} \text{ dina} \cdot \text{cm}$. A partir de él se calcularon los siguientes parámetros de fuente, considerando el sismo como de subducción:

- Área de ruptura :

$$A = (5.20 \times 10^{-15}) \times M_0^{2/3} \approx 4607 \text{ km}^2. \quad (5.5a)$$

- Área de la máxima aspereza :

$$A_M = (8.87 \times 10^{-16}) \times M_0^{2/3} \approx 785 \text{ km}^2. \quad (5.5b)$$

- Distancia hipocentral al centro de la aspereza más cercana:

$$R_A = (1.76 \times 10^{-8}) \times M_0^{1/3} \approx 16.5 \text{ km}. \quad (5.5c)$$

Para la geometría y dimensiones de la fuente, se utilizó como dato el resultado de la ecuación (5.5a), y se consideró una fuente cuadrada. Esta geometría se utilizó debido a que, utilizando subdivisiones cuadradas para la falla, se ajustó en buena medida a la forma de la zona de ruptura propuesta por Kostoglodov y Pacheco (1999), y esta consideración facilitó los cálculos de la fuente. La longitud de cada uno de los lados de la falla cuadrangular quedó definida como:

$$L = \sqrt{A} = \sqrt{4607} \approx 68 \text{ km}. \quad (5.5d)$$

Estas fueron consideradas las características generales de la fuente del sismo objetivo utilizadas a lo largo de la construcción del escenario sísmico. Como se explicó en el capítulo anterior, la subdivisión de la fuente en áreas más pequeñas depende del tamaño del sismo elemento, por lo que la discretización se realizó individualmente para cada función elemento utilizada (Figura 5.13). Mediante un cálculo similar a los mostrados en las ecuaciones 5.5, pero utilizando los momentos sísmicos escalares de cada uno de los tres eventos elegidos, se obtuvieron los datos expresados en la tabla 5.8.

Como sistema de referencia en las fuentes propuestas, se considera en todos los casos una numeración de subfallas (ϕ, δ), y para mayor comodidad, en la figura 5.13 también se muestran las coordenadas de cada uno de los puntos extremos de las fallas. Es importante señalar que para todos los modelos de fuente, se utilizó un patrón radial de ruptura.

Evento.	Área de Ruptura (km ²).	Longitud de la falla elemento (km).	Número de subeventos en la falla principal.
1	21.3	4.61	15x15
16	3.99	2.1	34x34
20	10.94	2.99	23x23

Tabla 5.8. Listado de las características geométricas de los eventos valuados como función empírica de Green.

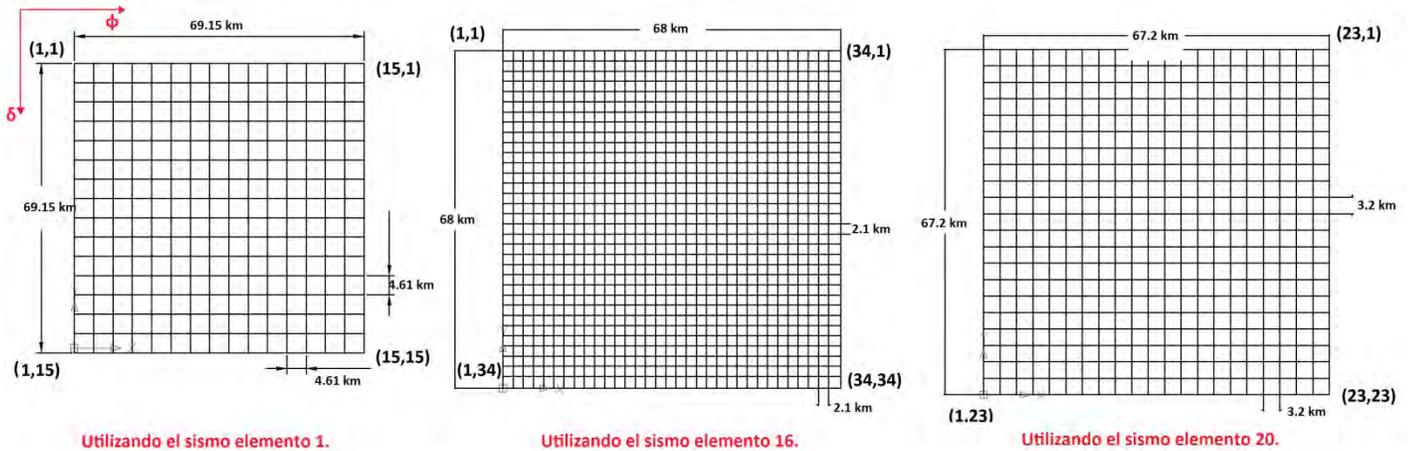


Figura 5.13. Representación de los distintos modelos de la fuente sísmica del sismo objetivo discretizado, dependiendo del sismo elemento a utilizar. Asimismo, se muestra el sistema de referencia relativo utilizado en la discretización, el cual se conserva para los tres modelos.

Debido a que existían innumerables caminos para definir el escenario sísmico, se definió un esquema de trabajo que intentara ser lo más incluyente posible de todas las variables que pueden intervenir en la construcción del mismo, y que desembocara en el escenario más violento posible y valorar sus efectos en términos de parámetros del movimiento del terreno.

Dado que la relación entre momentos sísmicos escalares entre el sismo objetivo y el elemento es un parámetro muy importante en el modelado por función de Green empírica, se decidió que, en un inicio, se obtendrían los acelerogramas sintéticos a partir del sismo de mayor magnitud, es decir, el evento 1, de Mw = 4.9. Además, esta estimación tuvo una diferencia nula en su valor con respecto a la reportada por el SSN.

Tomando este evento como sismo elemento, se calcularon las aceleraciones sintéticas para las tres componentes de cada una de las seis estaciones que conformaron el arreglo de la red temporal, utilizando el método original de Irikura (1986). La localización del punto de ruptura se fijó en la coordenada (1,1), y se utilizó una velocidad de ruptura propuesta por Stein y Wysession (2003) para la falla de:

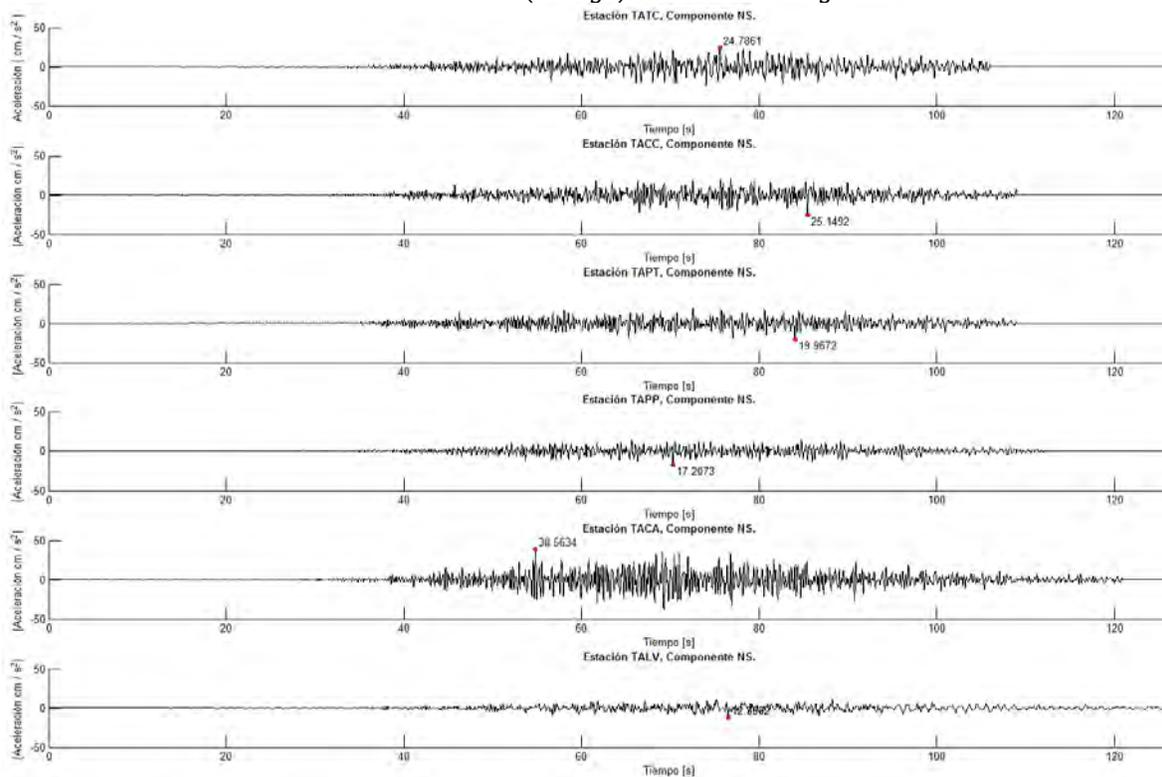
$$v_r = 0.7\beta = 0.7 \left(3.3 \frac{km}{s} \right) = 2.3 \frac{km}{s}, \tag{5.6}$$

donde el valor de la velocidad de onda de corte β fue tomado de Narcía-Lopez *et al.* (2004) utilizado en ocasiones anteriores a lo largo de este trabajo.

Los resultados de esta primera simulación se muestran en la figura 5.14. De estas, se observó que en las tres componentes, la estación que presentaba aceleraciones pico de mayor valor fue TACA, teniendo en la componente EW una $a_{max} = 33.95 \text{ cm/s}^2$, en la NS una $a_{max} = 38.56 \text{ cm/s}^2$, y en la componente Z una $a_{max} = 14.69 \text{ cm/s}^2$. Se decidió entonces continuar la búsqueda del escenario sísmico más crítico con los registros acelerográficos de esta estación.

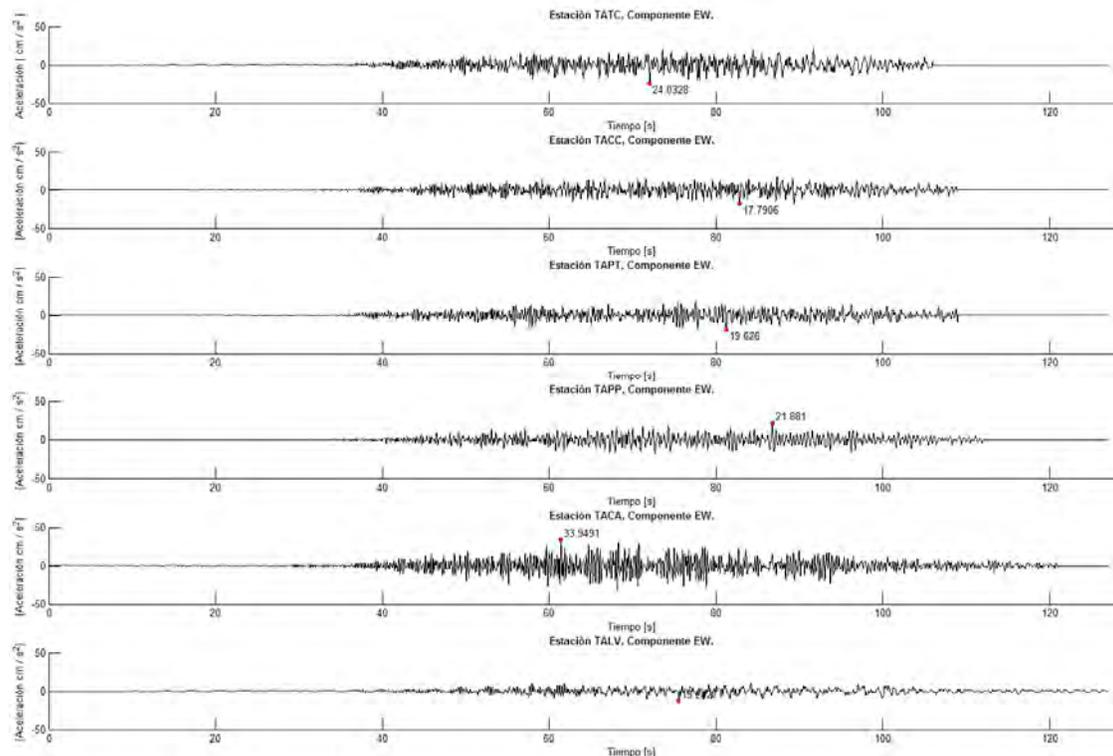
El siguiente cambio que se realizó a las simulaciones fue aumentar la velocidad de ruptura de la fuente del sismo objetivo, conservando el mismo punto de inicio de ruptura, con el fin de evaluar si existía un crecimiento en las aceleraciones pico en los registros sintéticos. Madariaga (1976) generó cálculos de la dinámica de la ruptura proponiendo un valor de $v_r = 0.9\beta$ para predecir el espectro de ω^2 (Aki, 1967) de la onda P. Tomando ese valor, este parámetro fue sustituido por:

$$v_r = 0.9\beta = 0.9 \left(3.3 \frac{\text{km}}{\text{s}} \right) = 2.99 \approx 3.0 \frac{\text{km}}{\text{s}}. \quad (5.7)$$

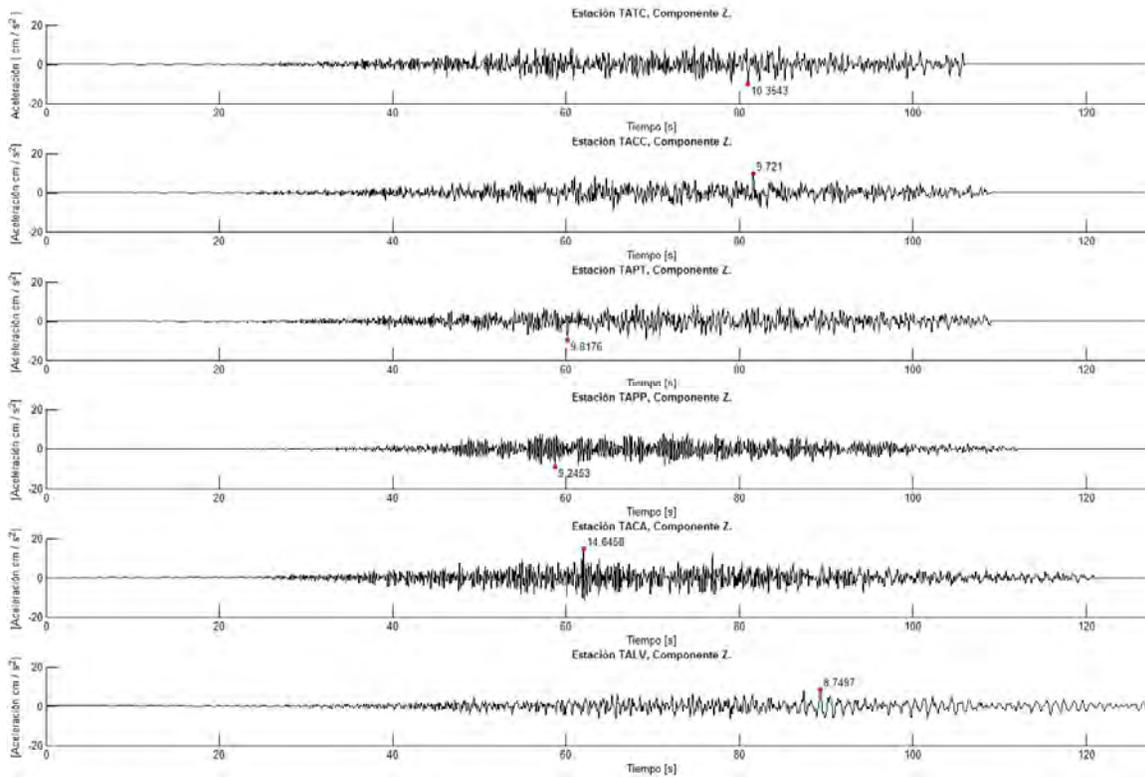


(a)

Figura 5.14. Comparación de acelerogramas sintéticos para las 6 estaciones con inicio de ruptura en (1,1) y velocidad de ruptura de 2.3 km/s. El evento elemento utilizado fue el 1. Componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c).



(b)



(c)

Figura 5.14 (Continuación).

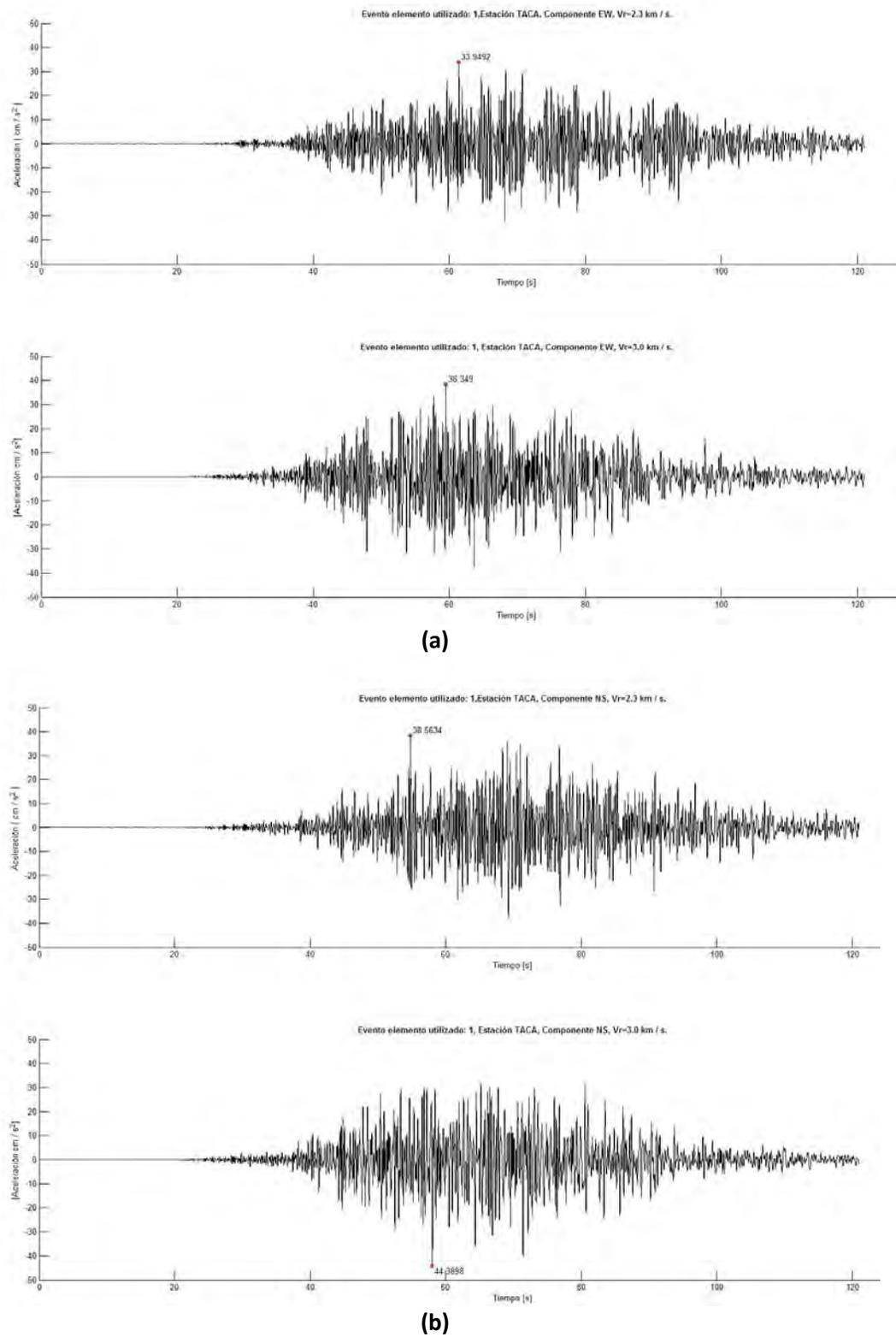


Figura 5.15. Comparación de acelerogramas sintéticos de la estación TACA con inicio de ruptura en (1,1) y velocidad de ruptura de 2.3 km/s en la parte superior, y 3 km/s en la inferior. Componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c).

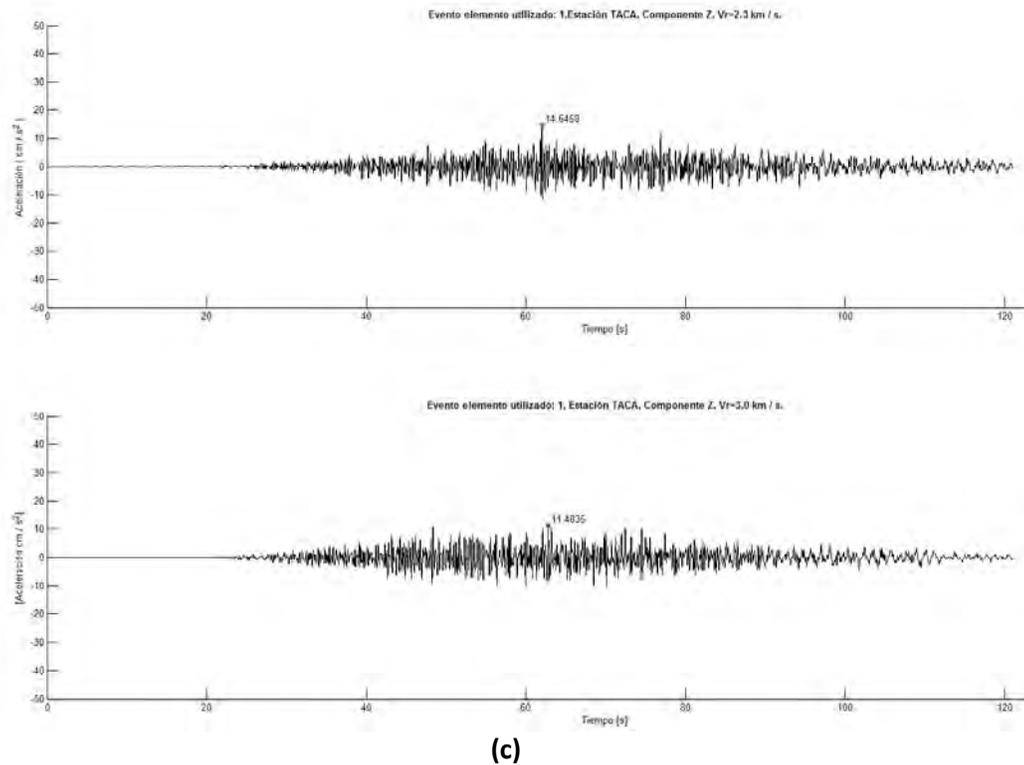


Figura 5.15 (Continuación).

Los resultados de esta simulación se muestran en la figura 5.15. De aquí, se encontró un aumento de aceleraciones pico en las componentes horizontales al aumentar la velocidad de ruptura, dado que en la componente EW el valor cambió de $a_{max1} = 33.95 \text{ cm/s}^2$ a $a_{max2} = 38.35 \text{ cm/s}^2$, y en la NS de $a_{max1} = 38.56 \text{ cm/s}^2$ a $a_{max2} = 44.37 \text{ cm/s}^2$. Por otro lado, en la componente vertical se encontró un decremento del valor de la aceleración pico, cambiando de $a_{max1} = 14.69 \text{ cm/s}^2$ a $a_{max2} = 11.49 \text{ cm/s}^2$. De estas comparaciones se resolvió que, aunque PVA disminuyó, PHA aumentó, y considerando su mayor importancia en ingeniería sísmica, se decidió trabajar con una velocidad de ruptura definitiva de 3.0 km /s.

Con la estación TACA y la velocidad de ruptura definida, se decidió entonces variar la posición relativa del punto de inicio de la ruptura dentro de la falla del sismo objetivo. Dado que el hipocentro reportado por el catálogo de CMT para este evento se fijó en todo momento como el punto de inicio de ruptura, la variación de localización fue relativa con respecto al plano de falla. En otras palabras, el elemento que se movió en un sistema geográfico absoluto fue la falla, y no el hipocentro.

Para determinar estas coordenadas de la malla donde se localizaría el hipocentro, primero se definió cual sería la profundidad menor que se aceptaría como inicio de la fuente, ya que al variar la posición relativa del hipocentro en dirección del echado, la profundidad de la zona más somera de la fuente también variaría (Figura 5.16). Para esto, se definió una profundidad mínima de 10 km, que son 5 km menos de la profundidad en la que se observó el inicio de los sismos con mecanismo focal inverso en el análisis de fuentes puntuales, del apartado 5.5 de este capítulo.

Mediante relaciones trigonométricas, se encontró que el desplazamiento máximo en dirección del echado que se podría realizar de la falla para conservar una profundidad mínima de ésta de 10 km era de 28.79 km, que equivale, siguiendo la subdivisión expresada en la tabla 5.8, a que el cuadro de inicio de ruptura en el modelo no podría tener un valor mayor a 4.5 en dirección del echado. Por lo tanto, la única zona en que era posible localizar el hipocentro dentro de la falla quedó acotada por las coordenadas (1,1), (1,4), (15,1) y (15,4). Estas coordenadas, junto con la coordenada del centro del área de factibilidad (coordenada (7,2)), fueron donde se localizó el punto de inicio de ruptura. Los acelerogramas sintéticos resultantes se muestran en la figura 5.17.

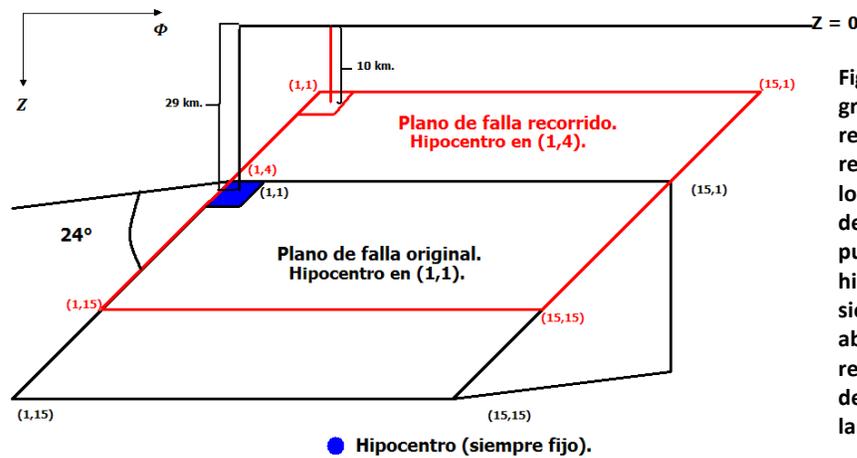


Figura 5.16. Representación gráfica del movimiento relativo del hipocentro con respecto a las coordenadas de los elementos de subdivisión de la fuente principal. Se puede notar que, aunque el hipocentro se mantiene siempre fijo en coordenadas absolutas (azul), la posición relativa de éste cambia dependiendo de la posición de la falla (negra o roja).

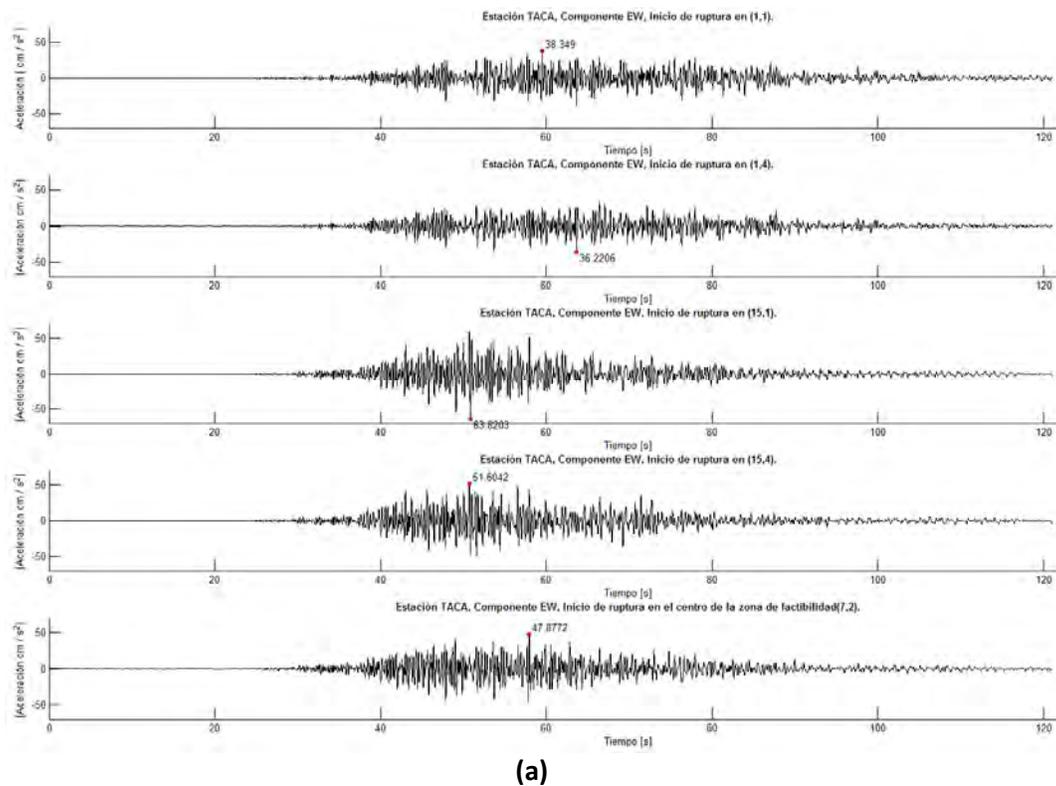
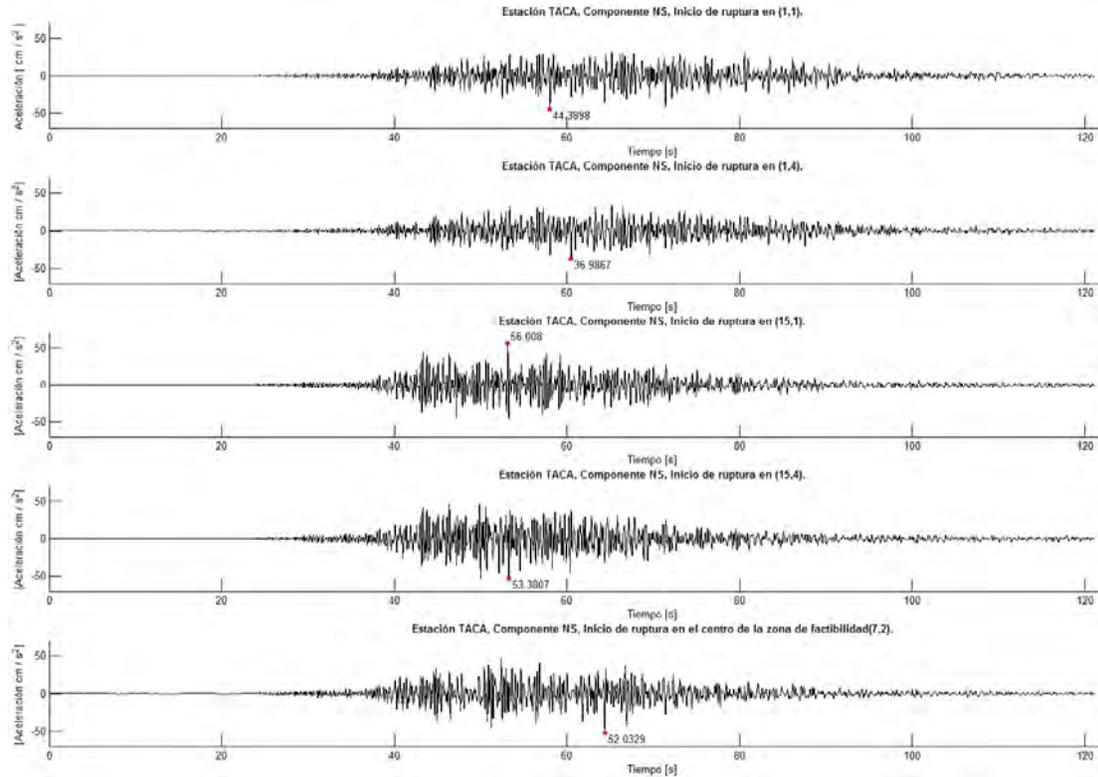
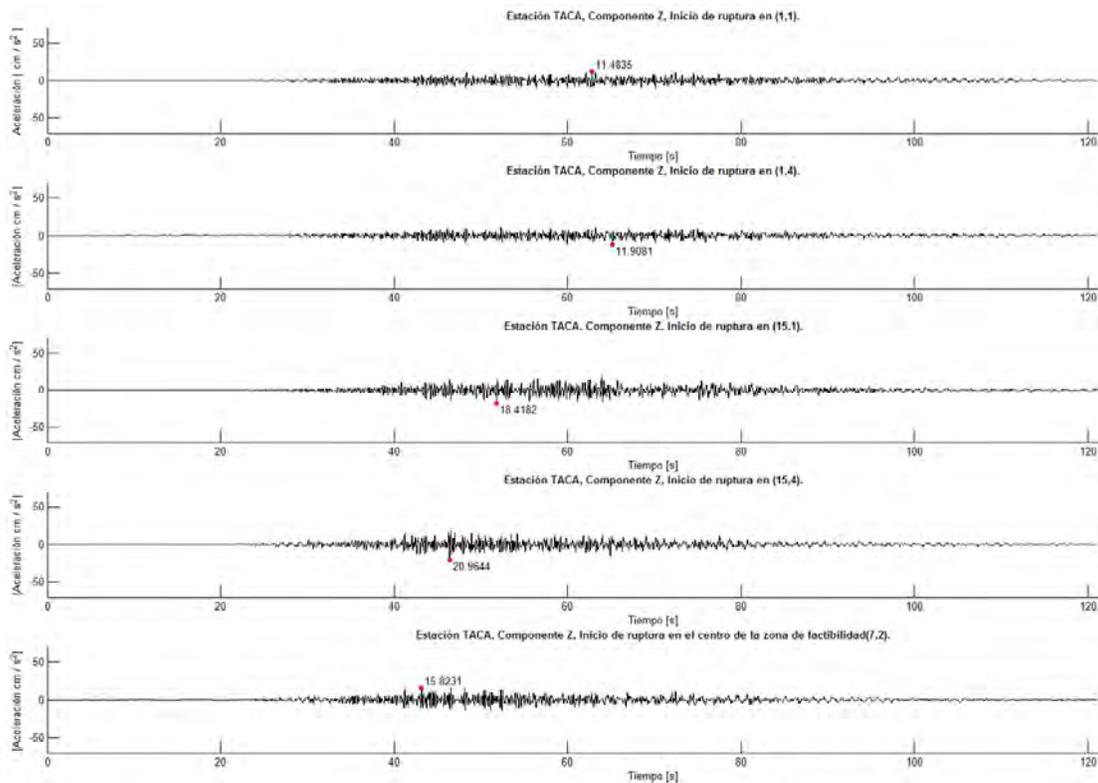


Figura 5.17. Comparación de aceleraciones sintéticas variando la posición relativa del punto de inicio de ruptura. De arriba a abajo (1,1), (1,4), (15,1), (15,4) y (7,2). Estación TACA, componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c).



(b)



(c)

Figura 5.17 (Continuación).

De estas simulaciones se observó que dos coordenadas en particular generaban una aceleración pico más significativa en los registros: (15,1) y (15,4). Para la componente EW, el valor de (15,1) llegó a ser de $a_{max(15,1)} = 63.82 \text{ cm/s}^2$, y en (15,4) de $a_{max(15,4)} = 51.6 \text{ cm/s}^2$; en la componente NS se obtuvieron valores de $a_{max(15,1)} = 56.01 \text{ cm/s}^2$ y $a_{max(15,4)} = 53.4 \text{ cm/s}^2$; y para la componente vertical $a_{max(15,1)} = 18.41 \text{ cm/s}^2$ y $a_{max(15,4)} = 20.97 \text{ cm/s}^2$. Al igual que en la simulación anterior, en este caso se tuvo que elegir qué parámetro se conservaría para simulaciones posteriores. Se aplicó entonces el mismo criterio de elección en términos de PHA, y se determinó que la ruptura sería situada en el punto (15,1) de la falla.

Teniendo definidas la velocidad y la coordenada de inicio de la ruptura, el siguiente paso fue comparar qué sismo funcionaría mejor como función elemento en términos de una mayor aceleración máxima en la estación TACA, y en términos de la calidad del espectro de desplazamiento, conservando una velocidad de ruptura de 3.0 km/s y la coordenada de inicio de la ruptura en (15,1). La figura 5.18 corresponde a la comparación de acelerogramas sintéticos para cada componente, utilizando los sismos 1, 16 y 20 como funciones empíricas de Green. Se debe resaltar que debido a las magnitudes distintas obtenidas para cada uno de estos sismos, las subdivisiones de la fuente sísmica también variaron, y por ende, también las coordenadas de ruptura relativas, por lo que para el sismo 16 se situó en (29,1) y para el 20 en (20,1).

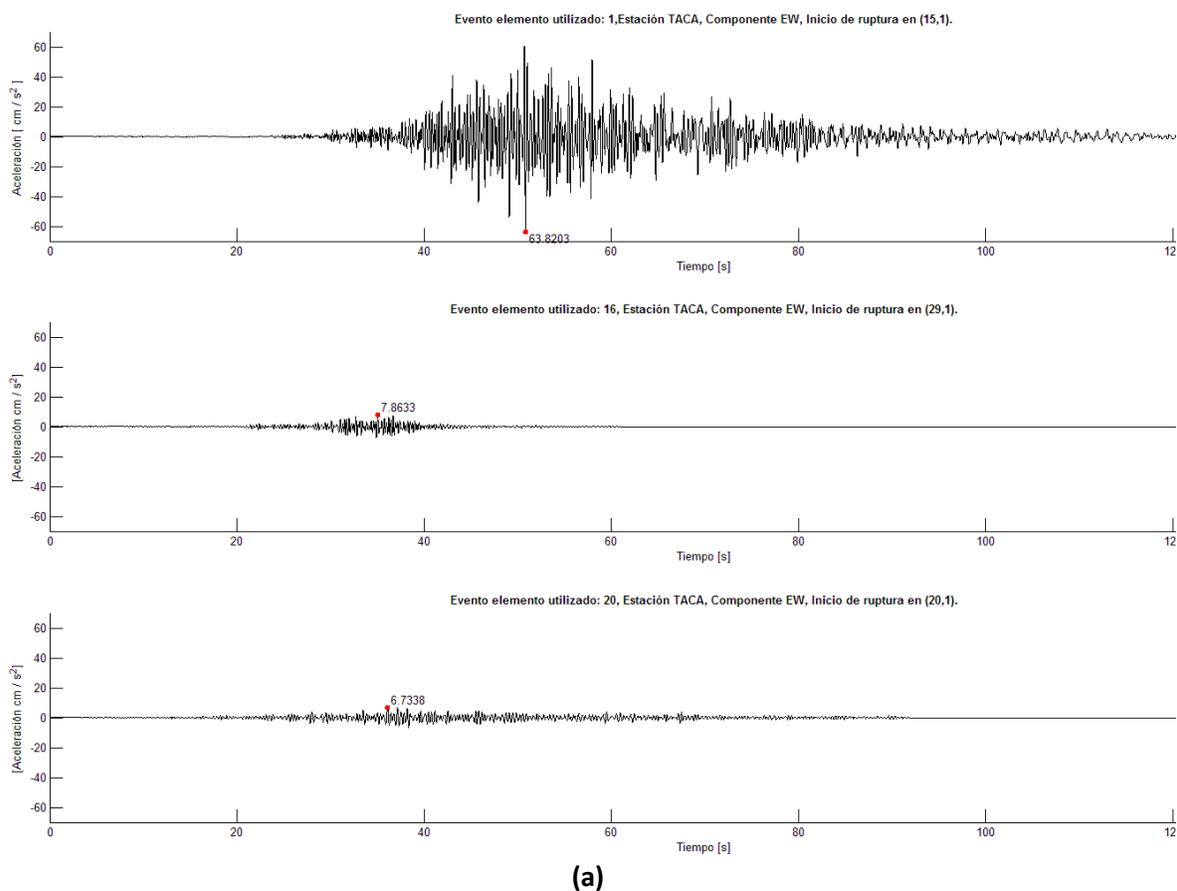


Figura 5.18. Comparación de acelerogramas sintéticos utilizando los 3 diferentes sismos como elemento. Se muestra el sismo 1 en la parte superior, el 16 en el centro y el 20 en la parte inferior. Estación TACA, componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c).

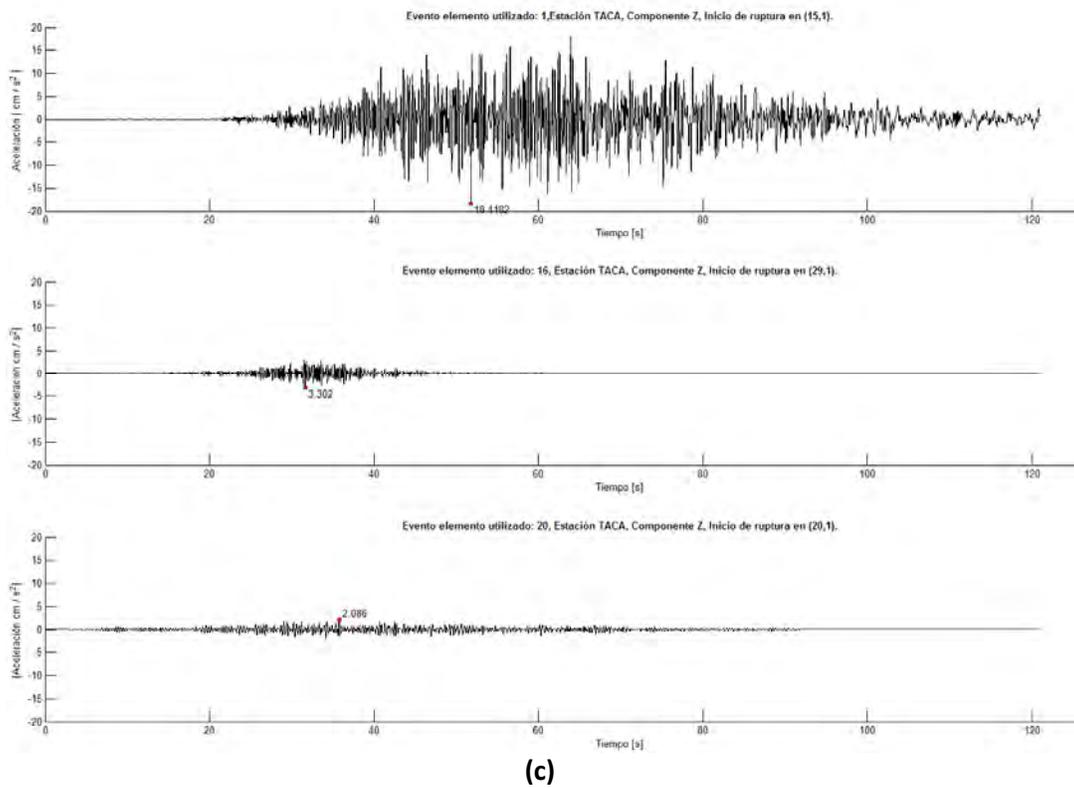
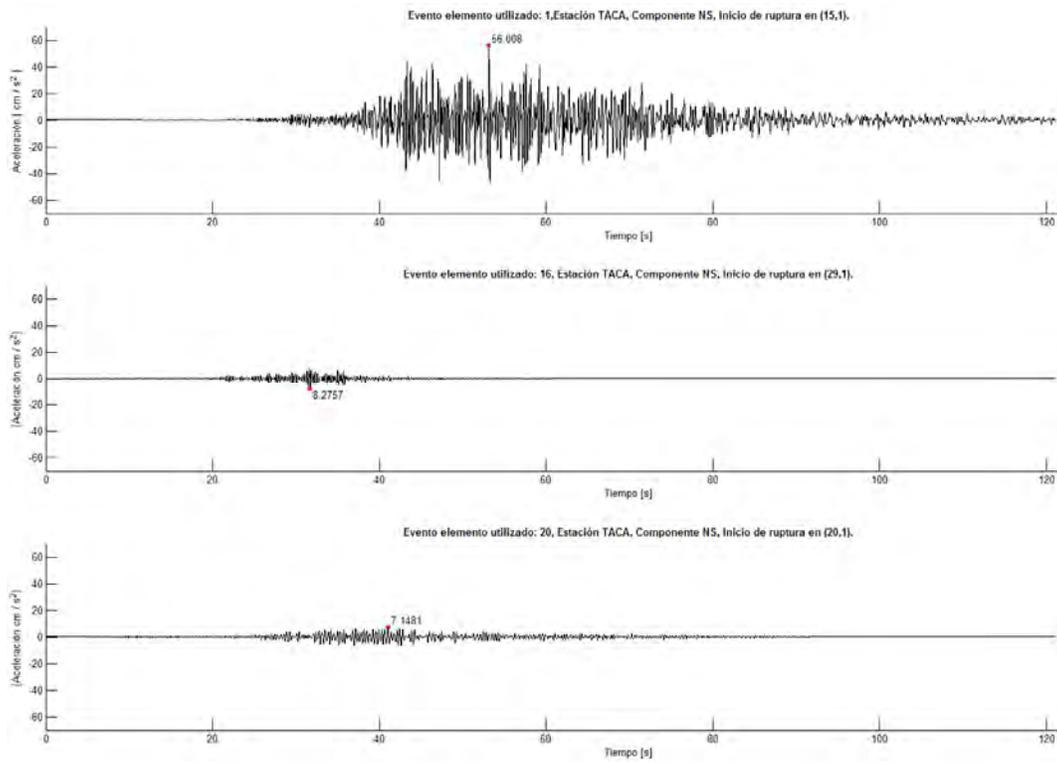


Figura 5.18 (Continuación).

De la figura 5.18 es notorio que las aceleraciones obtenidas utilizando el sismo 1 superan de gran forma a las de los sismos 16 y 20. Para el sismo 1 utilizado como elemento se tiene una $a_{max(1)} = 63.82 \text{ cm/s}^2$ en la componente EW, en la cual para los acelerogramas sintéticos utilizando los otros dos eventos se tienen valores de $a_{max(16)} = 7.86 \text{ cm/s}^2$ y $a_{max(20)} = 6.74 \text{ cm/s}^2$. Estos resultados no eran los esperados, ya que en su lugar se suponía un mayor acercamiento entre los valores de aceleraciones máximas.

El motivo más probable de esta diferencia tan significativa, era una posible sobreestimación de las magnitudes calculadas con respecto a las reportadas por el SSN, y a las que se puede referir en el apartado de *Anexos (3)*. Para verificar si esto era lo que generaba aceleraciones tan pequeñas en los sismos 16 y 20, se supuso entonces que la magnitud reportada en el SSN para estos sismos era Mw, y se calcularon una vez más los acelerogramas sintéticos de la fuente principal utilizando un valor de momento sísmico escalar equivalente. Los resultados de estas nuevas simulaciones, comparándolas nuevamente con las obtenidas a partir del sismo 1, se muestran en la figura 5.19.

Después de este procedimiento, aunque todavía menores que las obtenidas con el sismo 1, se obtuvieron valores mayores de aceleraciones máximas para los sismos 16 y 20. Para la componente EW, se obtuvieron aceleraciones máximas de $a_{max(1EW)} = 63.82 \text{ cm/s}^2$, $a_{max(16EW)} = 30.61 \text{ cm/s}^2$ y $a_{max(20EW)} = 18.20 \text{ cm/s}^2$. Asimismo para la componente NS de $a_{max(1NS)} = 56.01 \text{ cm/s}^2$, $a_{max(16NS)} = 30.78 \text{ cm/s}^2$ y $a_{max(20NS)} = 24.07 \text{ cm/s}^2$, y para la componente Z $a_{max(1Z)} = 18.42 \text{ cm/s}^2$, $a_{max(16Z)} = 7.44 \text{ cm/s}^2$ y $a_{max(20Z)} = 7.14 \text{ cm/s}^2$.

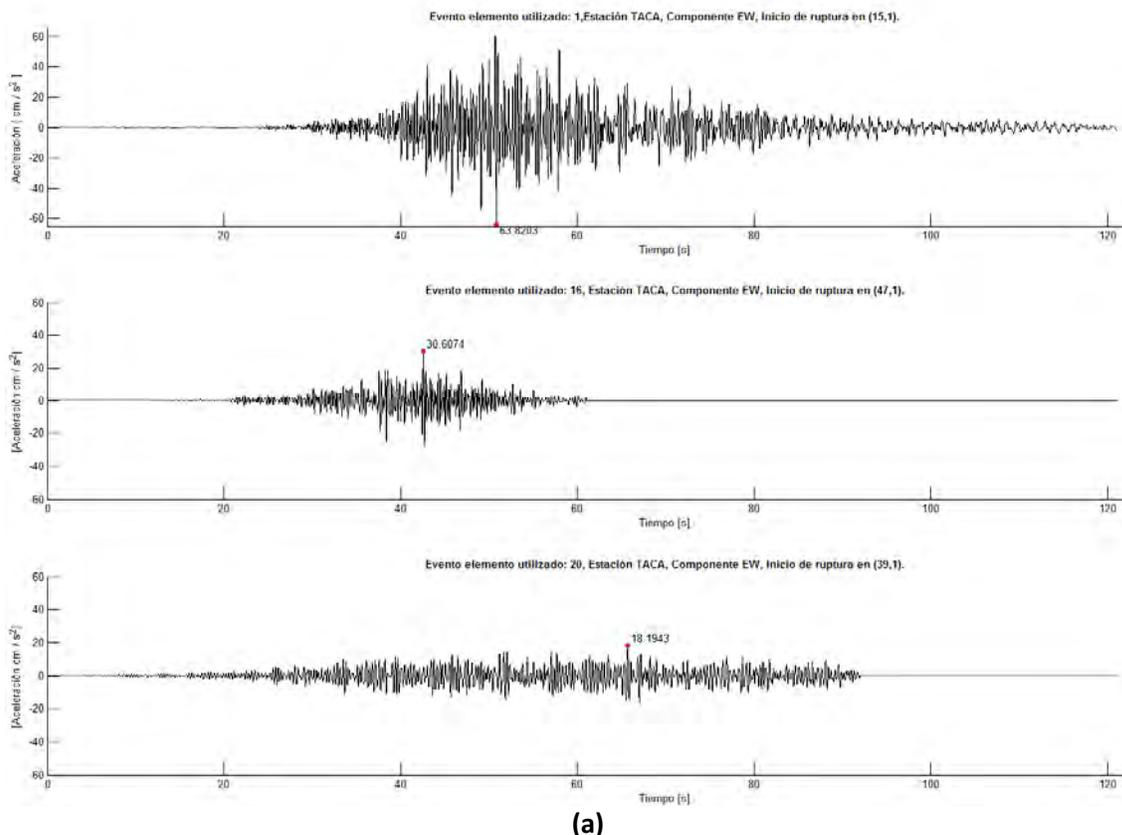


Figura 5.19. Comparación de acelerogramas sintéticos utilizando los 3 diferentes sismos como elemento, utilizando la magnitud reportada por el SSN. Estación TACA, componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c).

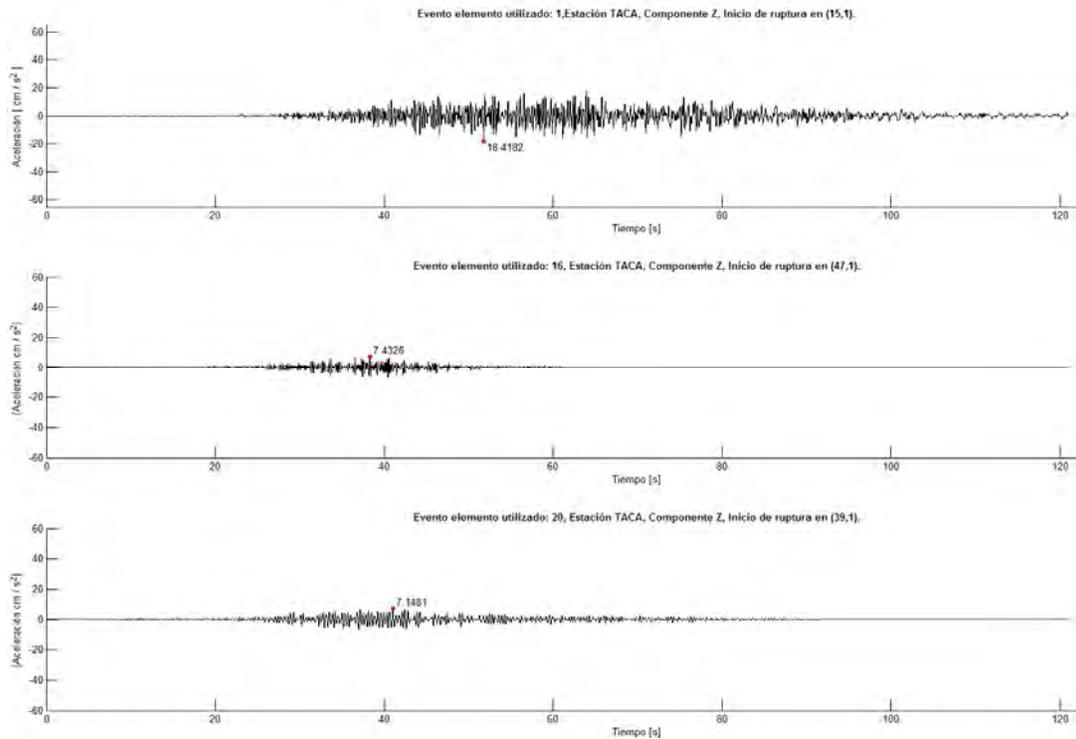
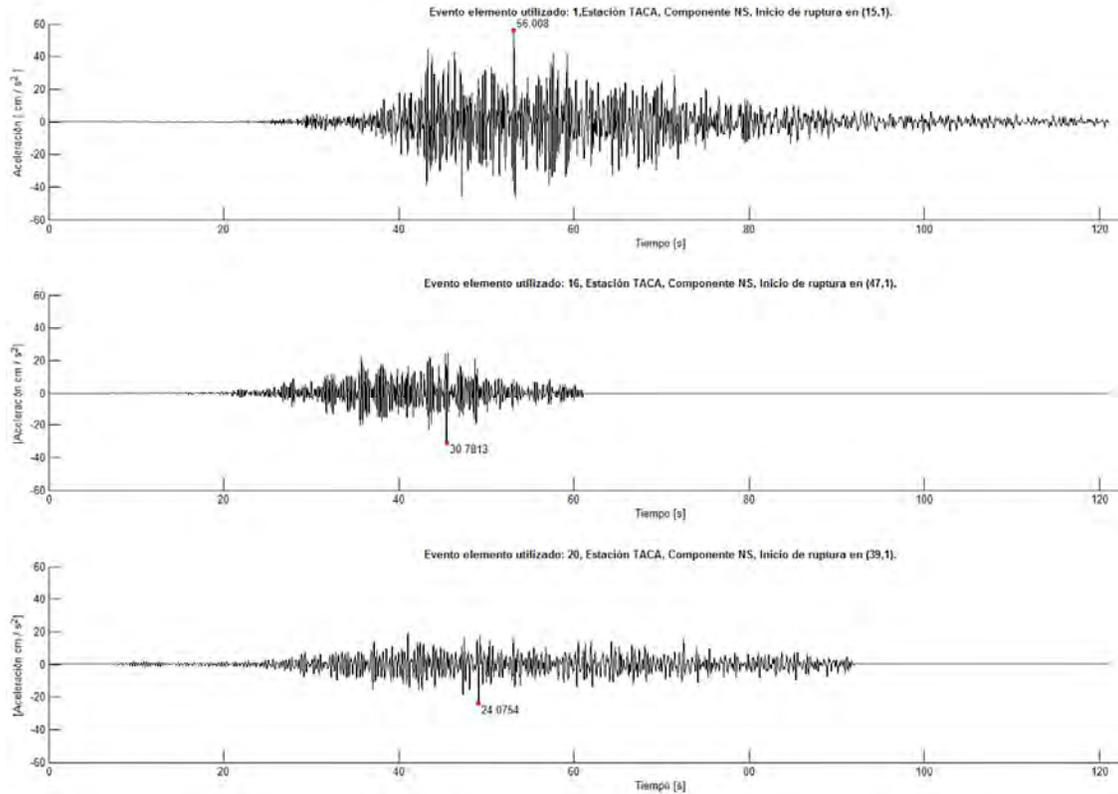


Figura 5.19 (Continuación).

Con estos resultados, se pudo concluir, por un lado, que posiblemente la magnitud de los eventos 16 y 20 sí está sobreestimada en nuestro análisis, ya que la magnitud reportada por el SSN como Mw genera que las aceleraciones del sismo objetivo se acerquen más a las obtenidas con el sismo 1.

Posiblemente lo anterior se debe a que las características climáticas de la zona de estudio, principalmente la alta temperatura, y un importante porcentaje de humedad en el ambiente, generaron que las lecturas tendieran a disminuir un poco su valor real, por lo que la magnitud para estos eventos no fue calculada adecuadamente. No obstante, aún después de esta consideración el sismo 1 generó aceleraciones mucho más significativas que los otros dos.

Aunado al análisis de los acelerogramas sintéticos, en la figura 5.20 se muestran los espectros de desplazamiento de cada una de las trazas de la componente EW del evento objetivo, resultado de la simulación realizada con cada sismo elemento. De aquí también se pueden apreciar las deficiencias en los espectros simulados a partir de los elementos 16 (rojo) y 20 (azul) con respecto al simulado con el elemento 1 (negro).

En bajas frecuencias, la deficiencia es debido a la menor duración de los registros con respecto al sismo 1, lo que genera una menor cantidad de frecuencias observables; en altas frecuencias, se aprecia la deficiencia del espectro de los sismos con respecto al modelo ω^2 (Aki, 1967) a partir de 4 Hz, especialmente cuando se usa el evento 20.

Como se mencionó en el capítulo anterior, Irikura y Kamae (1994) encontraron que mientras menor sea la magnitud del sismo elemento, la deficiencia en el espectro en altas frecuencias será mayor, lo que concuerda con lo obtenido. Debido a la división en mayor número de cuadros de la fuente del sismo objetivo utilizando los sismos 16 y 20, la construcción del espectro no es óptima. El sismo 1 parece no tener este problema.

Tanto la obtención de aceleraciones máximas mayores como la mejor forma del espectro y mayor información en frecuencias del sismo 1 fueron tomadas en cuenta para elegirlo como función de Green empírica. Los acelerogramas de este sismo, utilizados como función elemento, se pueden consultar en el apartado de *Anexos (4)*.

Con el sismo elemento elegido, el siguiente y último paso para la determinación de la fuente del sismo objetivo que sería utilizada como modelo final en este trabajo, fue considerar todos los elementos evaluados anteriormente en el modelo fractalizado de Irikura y Kamae (1994), y comparar si existían diferencias significativas en los espectros de desplazamiento y en las aceleraciones máximas de las trazas calculadas mediante este método y el original de Irikura (1986), con el que se había trabajado hasta este momento.

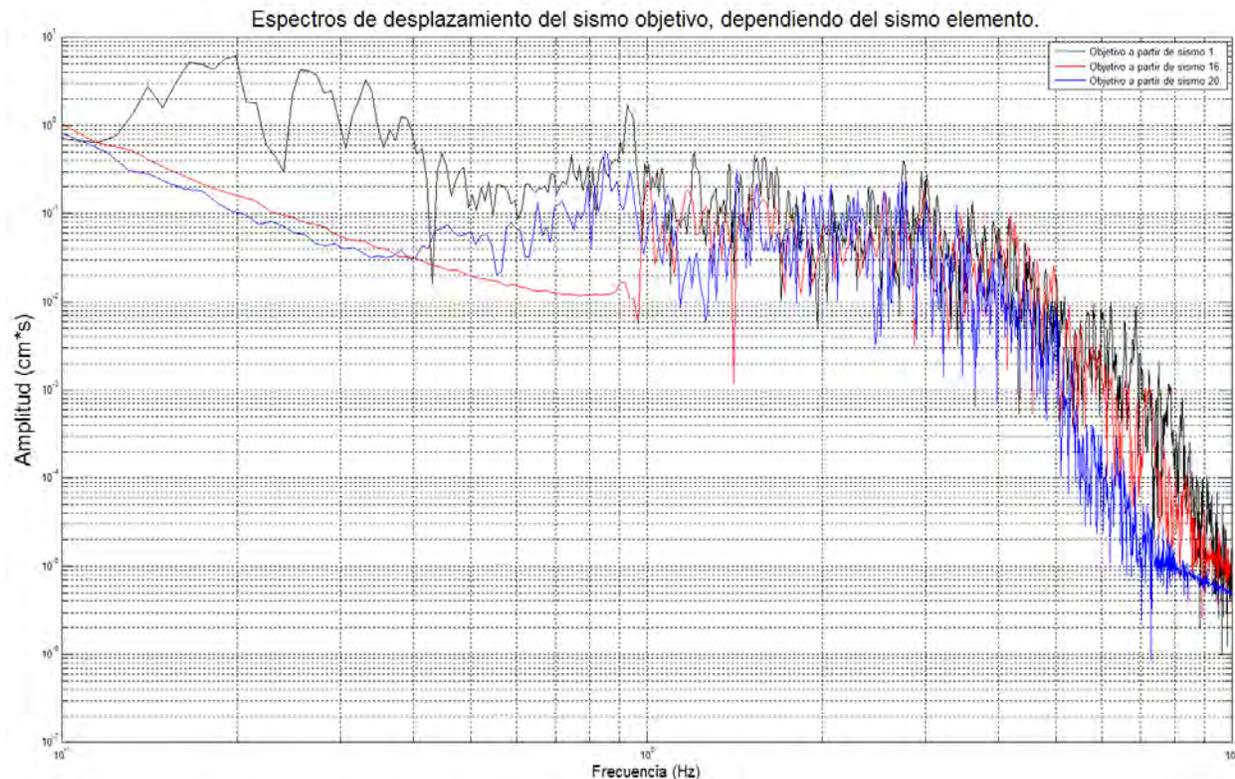


Figura 5.20. Espectros de amplitud del desplazamiento de las trazas sísmicas del sismo objetivo obtenidas a partir de los tres distintos elementos. Estación TACA, componente EW.

Para esto, sobre la fuente original del sismo 1, se colocaron “parches” de mayor tamaño con respecto a los cuadros calculados a partir del sismo elemento, que fungieron como asperezas en el modelo. Se generaron 4 modelos alternativos, dividiendo la fuente original en cuatro cuadrantes y colocando una aspereza en cada uno de forma individual (Figura 5.21).

Las dimensiones de la aspereza se tomaron del valor obtenido en la ecuación (5.5b) que determina el área de la máxima aspereza y que equivale, en número de cuadros elemento de la fuente original, a una aspereza de 6x6 cuadros. Para el modelo 1, donde el hipocentro y la aspereza se encuentran en el mismo cuadrante, esta última tuvo que ser colocada a una distancia no menor a la determinada por la ecuación (5.5c), que describe la distancia mínima entre el hipocentro y la aspereza más cercana.

Como en los procesos anteriores, se utilizó la estación TACA y se compararon los acelerogramas de los 4 modelos fractalizados y el modelo original. Los registros resultantes por componente se presentan en la figura 5.22.

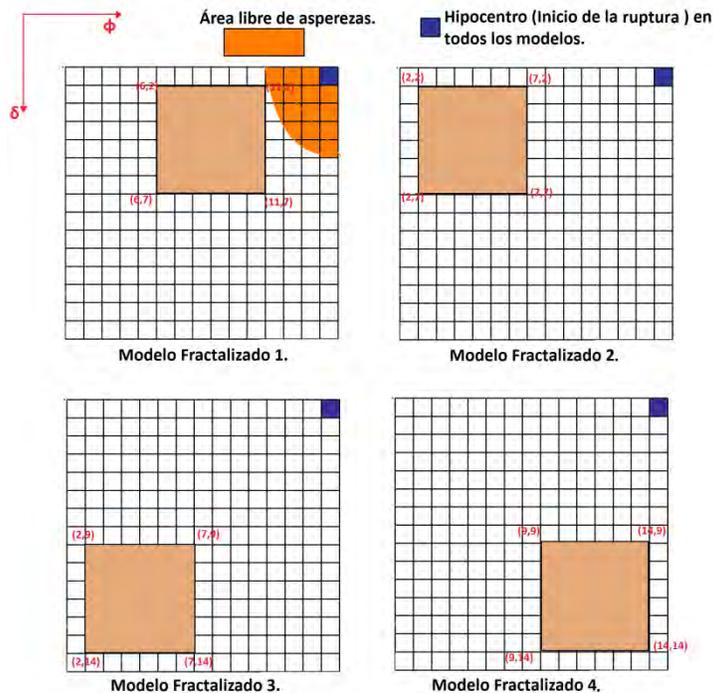
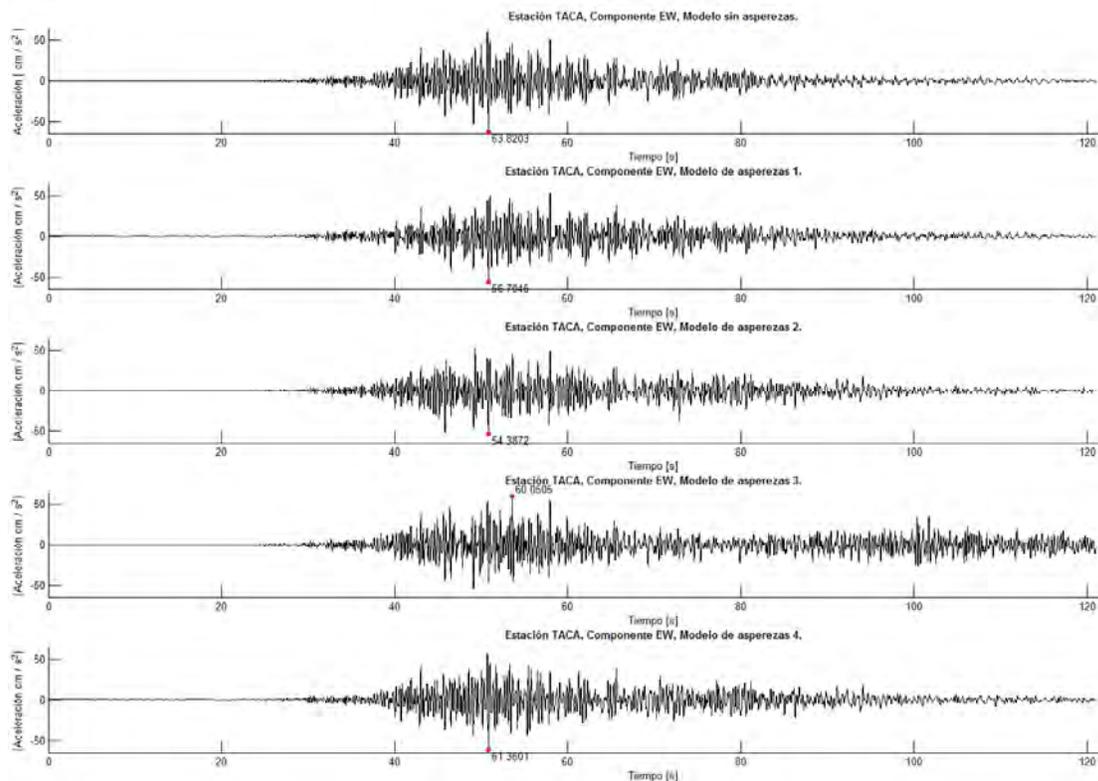
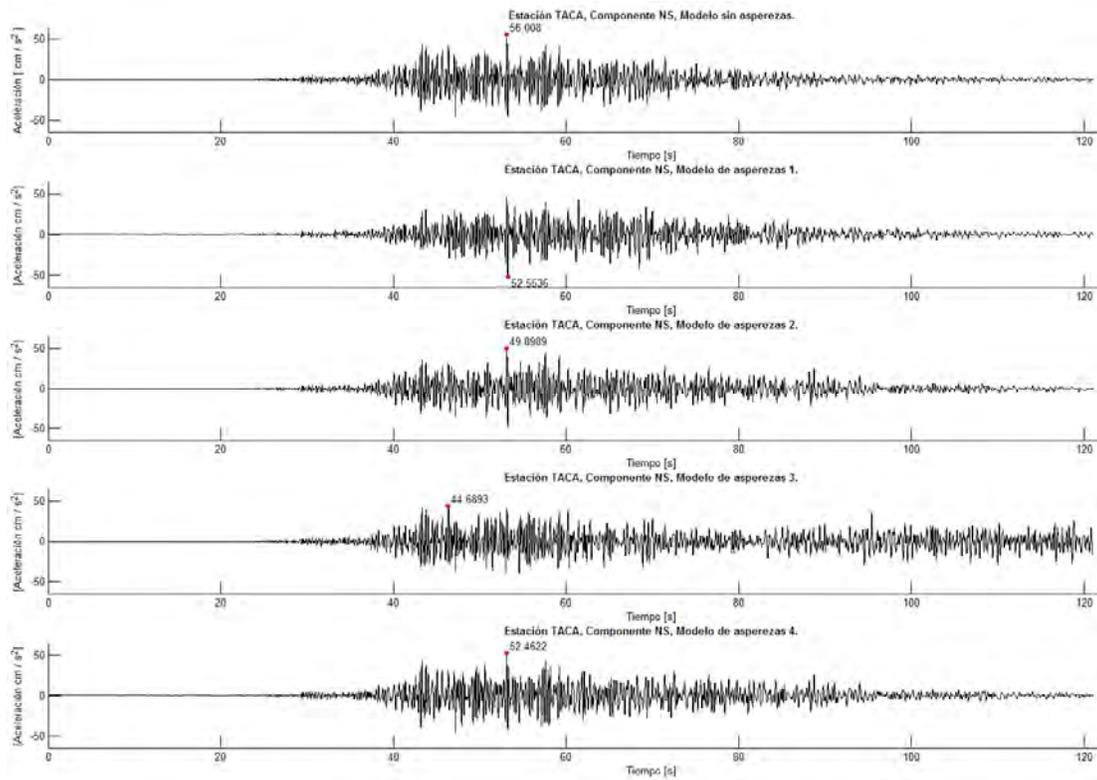


Figura 5.21. Representaciones gráficas de los 4 modelos de fuente fractalizada utilizados en el método de Irikura y Kamae (1994). En todos los casos, el hipocentro se consideró fijo en la misma coordenada.

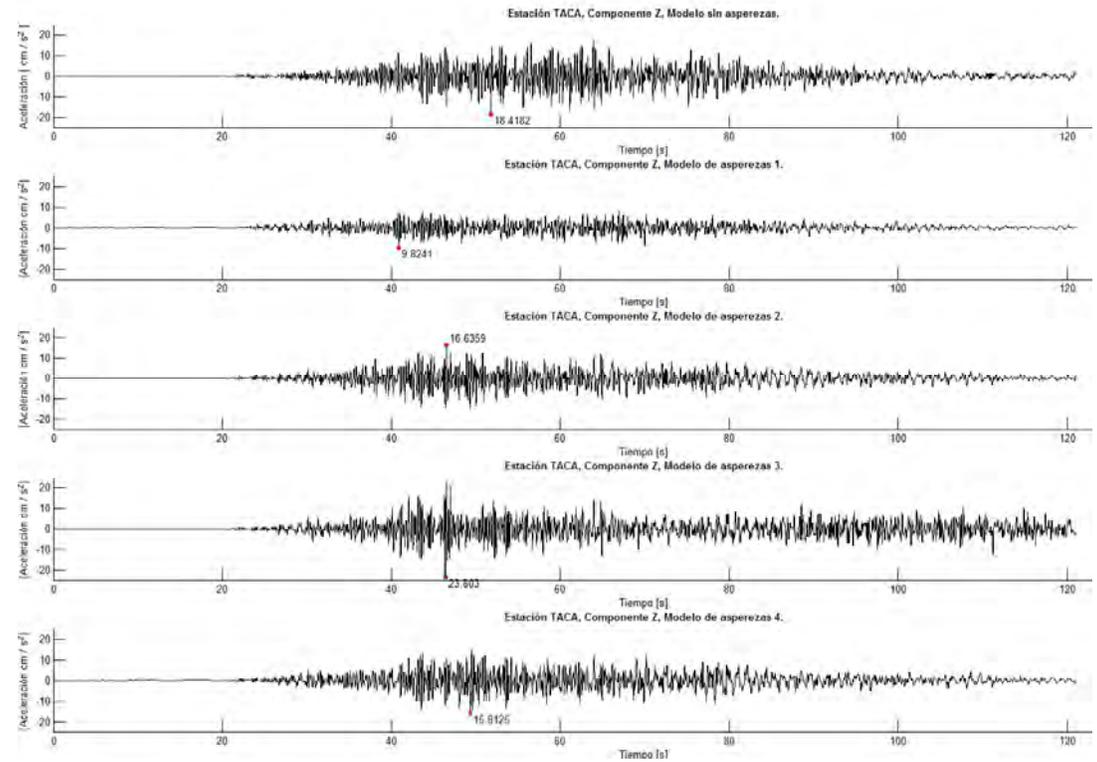


(a)

Figura 5.22. Comparación de acelerogramas sintéticos utilizando el método original de Irikura (1986) y cuatro modelos del método de Irikura y Kamae (1994). Estación TACA, componente EW (a), componente NS (b) y componente Z (c).



(b)



(c)

Figura 5.22 (Continuación).

En términos de aceleraciones máximas obtenidas, sólo un modelo de fractales, en una componente, superó a las obtenidas con el original. En la componente EW, el método original arrojó una $a_{max(origEW)} = 63.82 \text{ cm/s}^2$, la cual ningún otro modelo superó, al igual que en la componente NS, con una $a_{max(origNS)} = 56.01 \text{ cm/s}^2$. Únicamente en la componente Z, el modelo fractalizado 3 obtuvo una $a_{max(mod3Z)} = 23.81 \text{ cm/s}^2$, superando a la del modelo original $a_{max(origZ)} = 18.42 \text{ cm/s}^2$. Considerando una vez más a PHA de mayor relevancia que PVA, se consideró al modelo original como el mejor en términos de aceleraciones pico.

Debido a que el método de Irikura y Kamae (1994) se utiliza para ajustar de mejor forma los espectros de los registros sintéticos al modelo ω^2 (Aki, 1967), el uso del modelo sin asperezas quedó condicionado a si el espectro de amplitudes de sus señales no era muy deficiente con respecto a alguno de los modelos fractalizados. Para esto, se calcularon los espectros de amplitud del desplazamiento de las trazas sintéticas de la componente EW de todos los modelos y se compararon entre sí.

La figura 5.23 corresponde a la gráfica de dichos espectros de amplitud. En ella, se puede observar claramente que no existen diferencias significativas entre los espectros generados por los distintos modelos, sino que por el contrario, su parecido es notable.

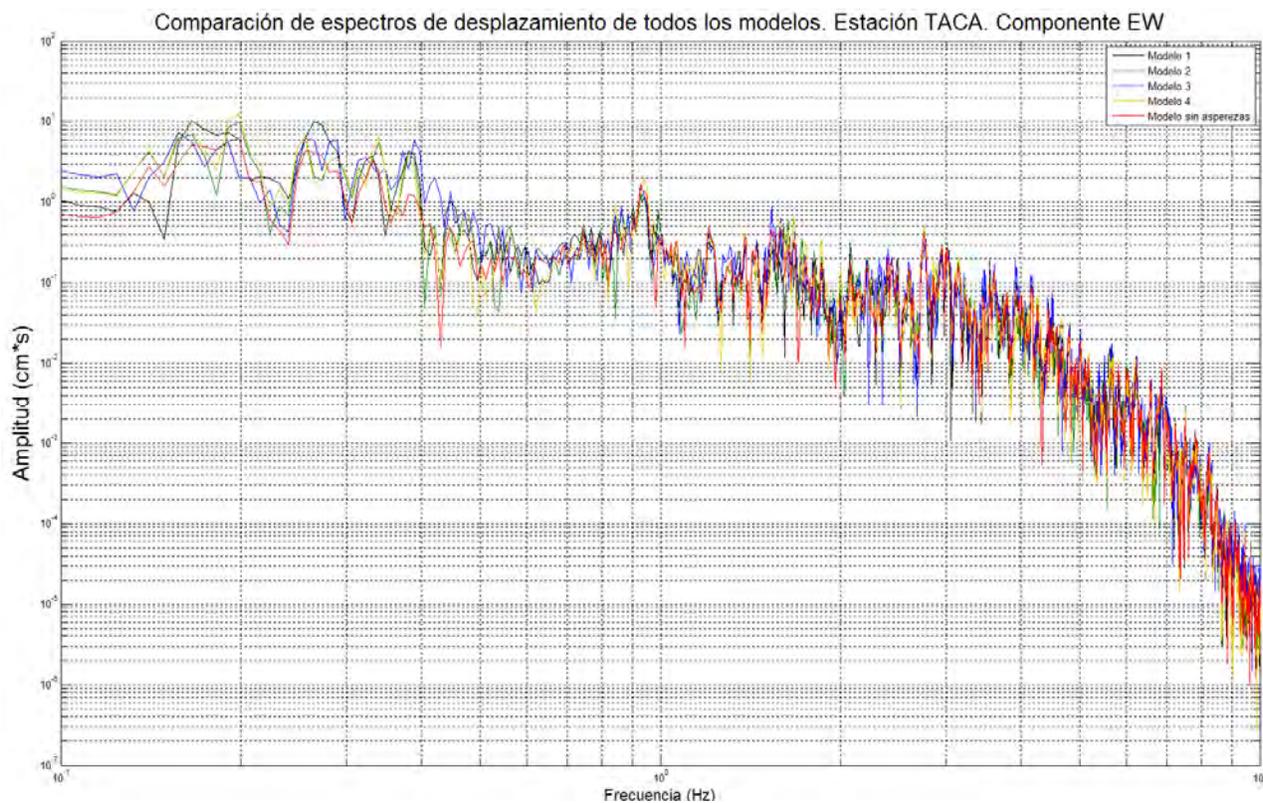


Figura 5.23. Gráfica de los espectros de amplitud del desplazamiento de los cinco modelos propuestos. Estación TACA, componente EW.

Mediante esta gráfica, se concluyó que, en términos del modelo de ω^2 (Aki, 1967), era indistinto el uso del método de Irikura (1986), o el de Irikura y Kamae (1994), dado que no existía mejora del espectro al utilizar este último. Por lo tanto, debido a la PHA más significativa del modelo sin asperezas, se definió a éste como el modelo final de fuente del sismo objetivo a utilizar.

Con este último paso se terminó de modelar la fuente, paso previo a la obtención del escenario sísmico final en términos de los parámetros de movimientos del terreno. En la tabla 5.9 se resumen las características principales del modelo final utilizado.

Característica	Valor o Comentario
Magnitud del sismo elemento.	Mw = 4.9.
Localización del sismo elemento.	14.975°N, 93.195°W.
Magnitud del sismo objetivo.	Mw=7.2.
Geometría de la ruptura del sismo objetivo.	Cuadrada.
Dimensiones de la ruptura del sismo objetivo.	Área de ruptura $\approx 4607 \text{ km}^2$. Longitud de cada lado $\approx 68 \text{ km}$.
Coordenadas extremas del sismo objetivo.	14.41°N, 92.99°W. 14.91°N, 92.64°W. 14.06°N, 92.49°W. 14.56°N, 92.14°W.
Subdivisión del área de ruptura del sismo objetivo	15 x 15 cuadros de 4.61 km de lado cada uno.
Localización absoluta y relativa del epicentro.	14.41°N, 92.99°W. Coordenada (15,1) de la fuente objetivo.
Velocidad de ruptura.	Vr = 3.0 km/s.
Patrón de ruptura.	Radial.
Método de modelado utilizado.	Original de Irikura (1986).

Tabla 5.9. Características principales del modelo definitivo de fuente sísmica para construir el escenario sísmico.

La figura 5.24 corresponde al mapa de la fuente utilizada del sismo objetivo, acompañada del que fue utilizado como función empírica de Green. La figura 5.25a corresponde al acelerograma de la componente EW de la estación TACA, que fue la que mayor valor presentó. Para aplicaciones posteriores, se realizó una integración de los acelerogramas para obtener velocidades. La figura 5.25b corresponde a la componente EW de la estación TATC, que presentó el máximo en velocidad. Las demás trazas sísmicas simuladas se pueden consultar en el apartado de *Anexos (5)*.

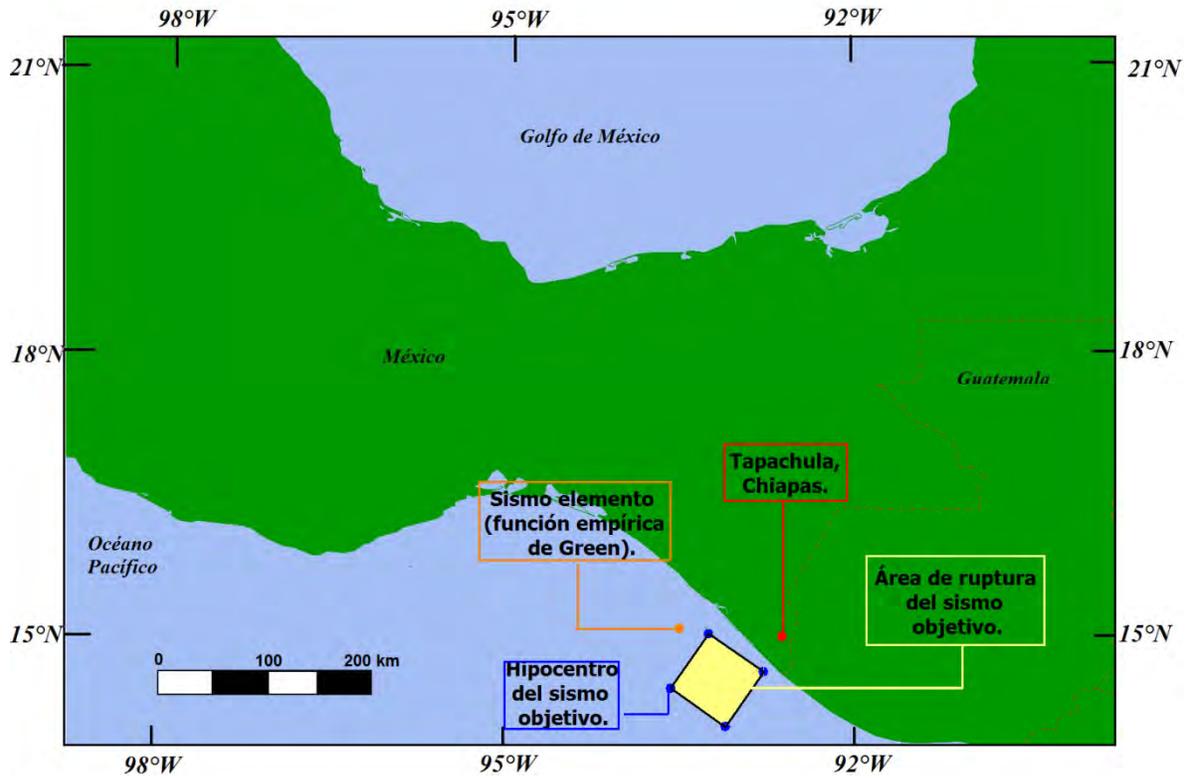


Figura 5.24. Configuración final utilizada para el escenario sísmico. Se presentan los sismos elemento y objetivo, y la ciudad de Tapachula, Chiapas.

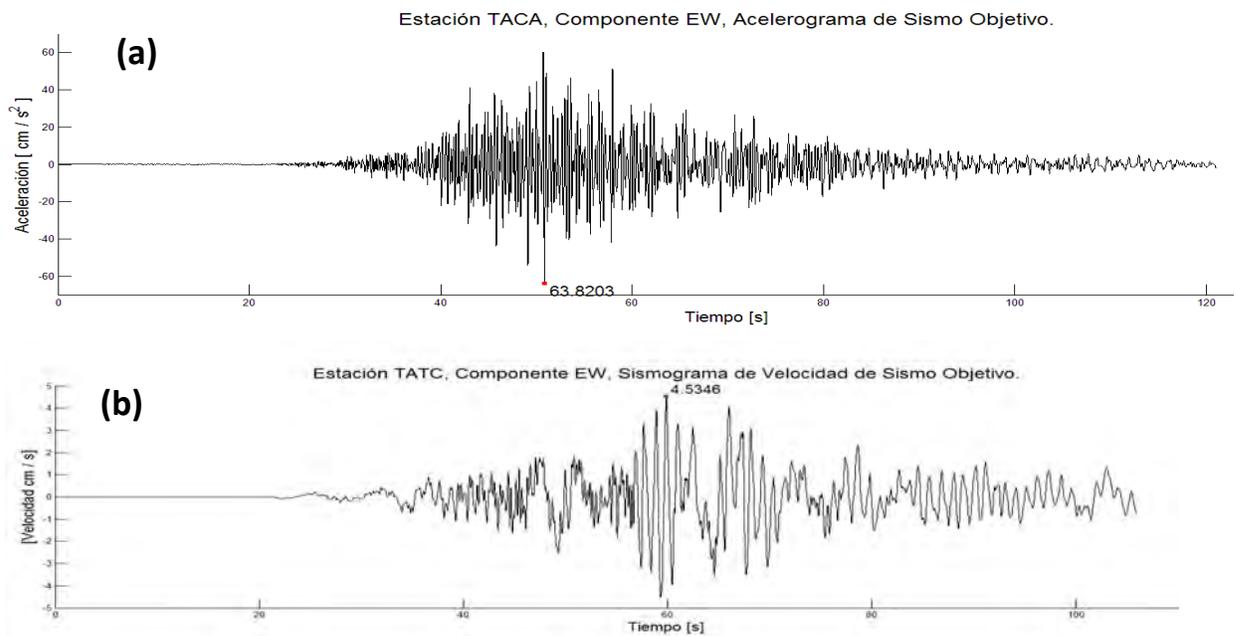


Figura 5.25. Registros de aceleración y velocidad que presentaron los máximos valores. En (a), la estación TACA con una $a_{max}=63.82 \text{ cm/s}^2$. En (b), la estación TATC con una $v_{max}=4.53 \text{ cm/s}$. Ambas son componente EW.

5.8 Obtención de los parámetros del movimiento del terreno.

Con el cálculo de los acelerogramas sintéticos, generados a partir del modelo final propuesto para la fuente sísmica del sismo objetivo, el paso final consistió en valorar el peligro sísmico en las seis estaciones de la red acelerográfica, mediante los parámetros del movimiento del terreno descritos en el capítulo 4.

La figura 5.26 corresponde a una vista en perspectiva y en dirección sur-norte de la ciudad de Tapachula, Chiapas, donde también se encuentran localizadas las seis estaciones de la red montada. Se puede observar que las estaciones TAPP, TACA Y TAPT se localizan en la periferia de la zona urbana, mientras que TATC, TALV y TACC se encuentran dentro de la mancha urbana. Las zonas donde se localizaron cada una de las estaciones fueron determinantes en los resultados obtenidos, por lo que es importante considerar estas localizaciones.

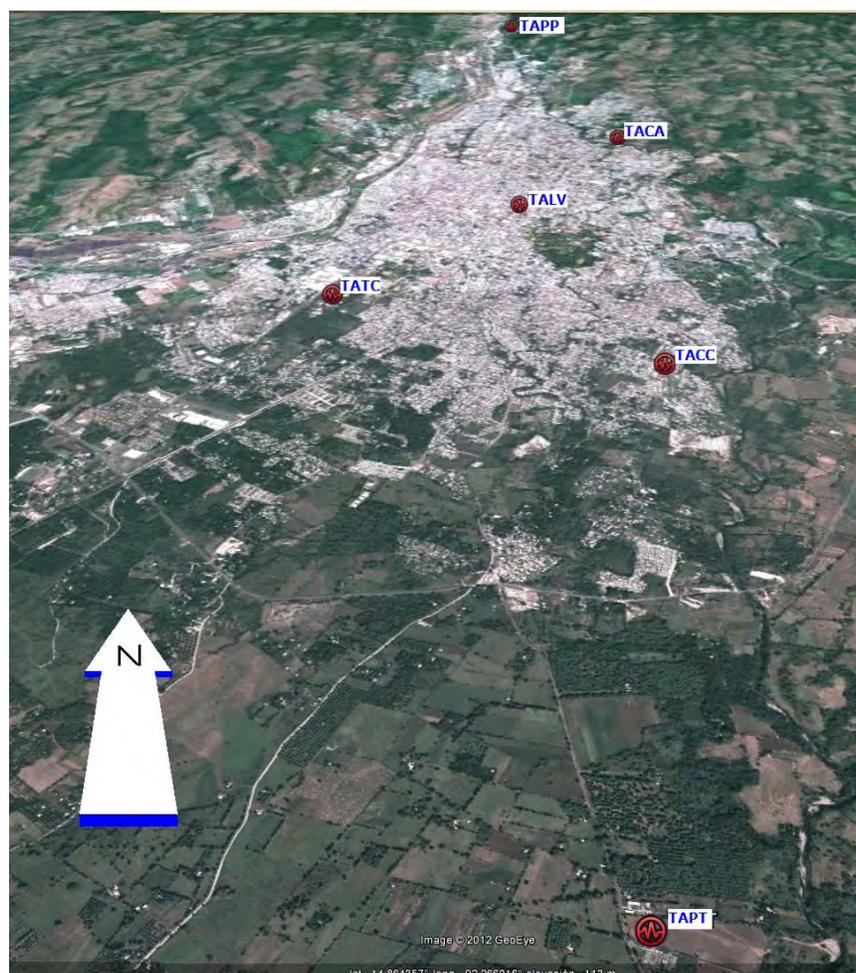


Figura 5.26. Vista en perspectiva y en dirección sur-norte de la ciudad de Tapachula, Chiapas. Se presenta también la localización de las estaciones (Modificada de Google Earth, 2012).

A continuación se presentan el análisis de los resultados de los parámetros obtenidos del movimiento del terreno.

5.8.1 Aceleraciones y velocidades pico por componente.

Para estos parámetros, se consultaron los valores absolutos máximos de todos los acelerogramas y sismogramas de la figura 5.25, y se presentan en las tablas 5.10a y b. Sombreadas, se encuentran las estaciones que presentaron las mayores aceleraciones y velocidades pico.

Estación.	Componente.	PGA (cm/s ²).
TACA	EW	63.82
	NS	56.08
	Z	18.42
TACC	EW	39.29
	NS	39.83
	Z	17.52
TALV	EW	15.75
	NS	21.65
	Z	9.89
TAPP	EW	40.90
	NS	34.90
	Z	14.11
TAPT	EW	33.69
	NS	54.08
	Z	18.51
TATC	EW	46.57
	NS	40.41
	Z	16.80

Tabla 5.10a. Aceleraciones pico registradas para todas las estaciones. La estación TACA fue la que mayor valor obtuvo, en su componente EW.

Estación.	Componente.	PGV (cm/s).
TACA	EW	4.44
	NS	3.14
	Z	1.32
TACC	EW	3.79
	NS	3.66
	Z	1.60
TALV	EW	2.55
	NS	2.43
	Z	1.55
TAPP	EW	3.00
	NS	2.32
	Z	0.89
TAPT	EW	3.75
	NS	3.99
	Z	1.83
TATC	EW	4.53
	NS	4.05
	Z	1.59

Tabla 5.10b. Velocidades pico registradas para todas las estaciones. La estación TATC fue la que mayor valor obtuvo, en su componente EW.

En cuanto a las aceleraciones, la estación TACA conservó los valores máximos, cualidad que fue observada desde el proceso de elección de la fuente sísmica para el modelo. No obstante, la velocidad pico de mayor valor la presentó TATC.

En el capítulo 4 se definieron a los parámetros de las componentes horizontales como de mayor interés con respecto a los verticales, por lo que a partir de este punto se descartaron los valores de las componentes verticales de todas las estaciones. Se calcularon entonces PHA y PHV para las seis estaciones, cuyos resultados se presentan en la tabla 5.11.

Estación	PHA (cm/s ²).	PHV (cm/s).
TACA	84.95	5.44
TACC	55.94	5.27
TALV	26.77	3.52
TAPP	53.76	3.79
TAPT	63.71	5.48
TATC	61.66	6.08

Tabla 5.11. PHA y PHV calculadas para las seis estaciones, para los registros originales de la simulación.

Con estos valores, se utilizaron las relaciones de Wald *et al.* (1999) para correlacionar los valores de aceleración y velocidad pico con la escala de intensidad de Mercalli modificada (MMI). Para todas las estaciones, se obtuvo una intensidad V, correspondiente a una sacudida moderada-alta, pero con un potencial ligero de causar daños severos.

Debido al resultado homogéneo de intensidades sísmicas en todas las estaciones, no se generó un mapa de este parámetro. En su lugar se presenta uno que representa los cambios en PHA a lo largo de la mancha urbana (Figura 5.27).

Para estimar este valor en toda la zona, se utilizó un método de interpolación lineal, mediante triangulación entre las estaciones (Lee y Schachter, 1980). El uso de esta técnica se justifica por la poca cantidad de datos con los que se contaba para generar una interpolación. Contrario a otros métodos similares, en el que es necesaria una densidad considerable de datos a lo largo del área de interpretación, la simplicidad matemática de la interpolación lineal genera que, aunque se trate de una aproximación a los valores intermedios no muy robusta, no se introduzcan errores o falsas interpretaciones adicionales mediante la técnica, derivadas de la falta de información. Como consecuencia del uso de la interpolación lineal, únicamente se pueden calcular valores en el área delimitada por los puntos de observación, y no se puede extrapolar información a puntos fuera del arreglo, lo que genera que para la figura 5.27 y mapas subsecuentes, la forma de la interpolación no es cuadrangular, y al mismo tiempo, que las iso-curvas de PHA no sean suavizadas, y se asemejen a triángulos. No obstante, se consideró éste como el método más viable para la presentación de los mapas.

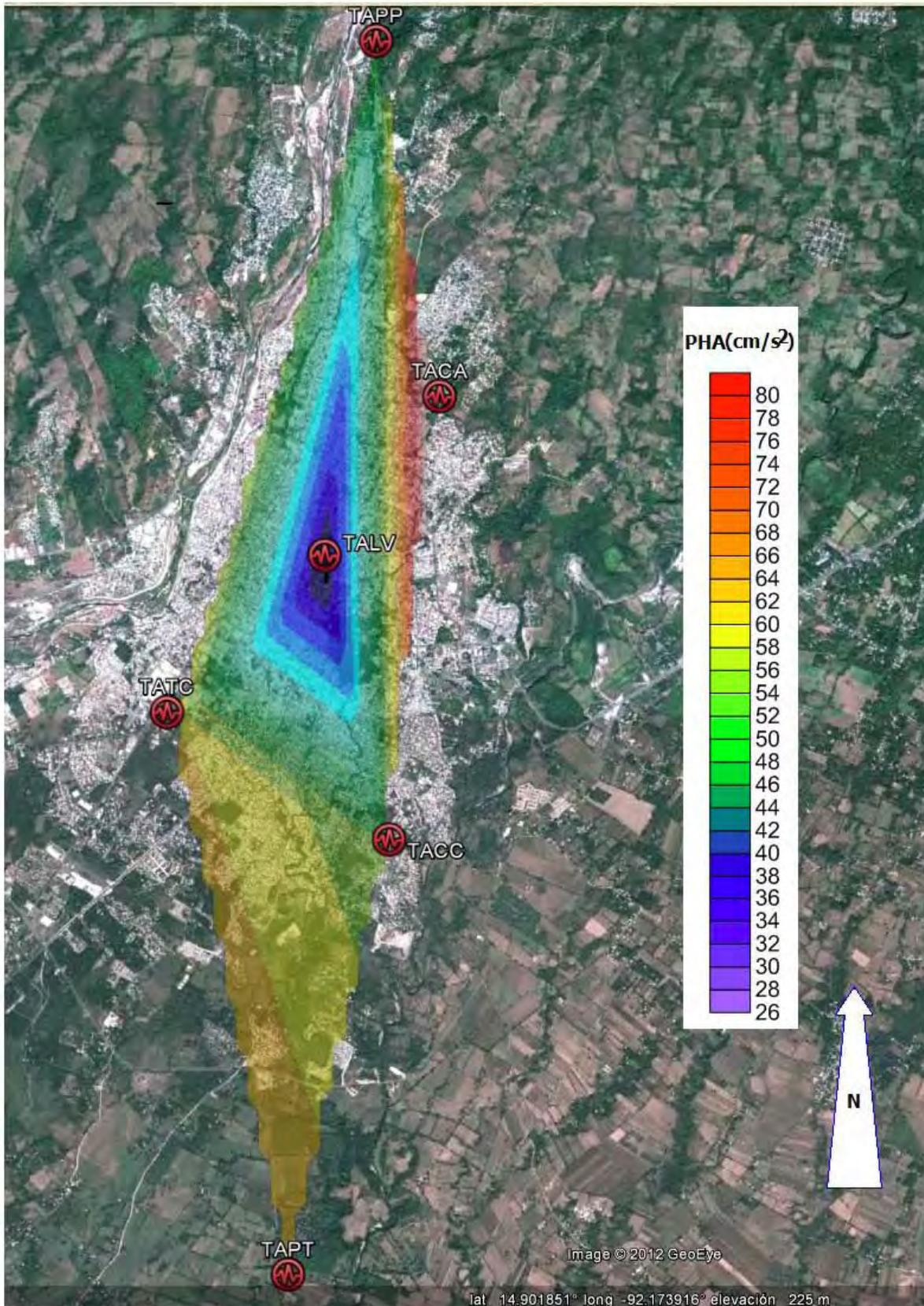


Figura 5.27. Mapa de PHA estimadas mediante interpolación lineal (Modificada de Google Earth, 2012).

De la figura 5.27 se aprecia claramente que PHA disminuye conforme nos acercamos al centro de la ciudad. Este resultado no era esperado, considerando que los depósitos de aluvión deberían tender a aumentar en el centro del valle, lo que generaría valores de PHA mayores en el centro. Por el contrario, en la parte nororiental de la ciudad es donde se presentaron los valores máximos. Con este mapa, únicamente podemos definir que los resultados de la simulación arrojaron valores mínimos en el centro, y crecientes hacia la zona de lomas. Para complementar la información que las amplitudes de los registros aportaron, se realizó un tratamiento particular a PHA y PHV, que se muestra a continuación.

5.8.2 PHA y PHV a distintos periodos.

La estimación de PHA y PHV no sólo se realizó con las trazas sísmicas originales obtenidas de la simulación. Como un proceso adicional, PHA y PHV se calcularon con los acelerogramas y sismogramas filtrados en una banda de frecuencias muy angosta, lo que nos permitió observar los valores máximos en frecuencias (ó periodos) particulares de interés en ingeniería sísmica. La figura 5.28 es una representación de los sismogramas filtrados para poder observar las trazas a periodos de 0.5 s, 1 s, 2 s y 3 s, aunados al registro original de la simulación.

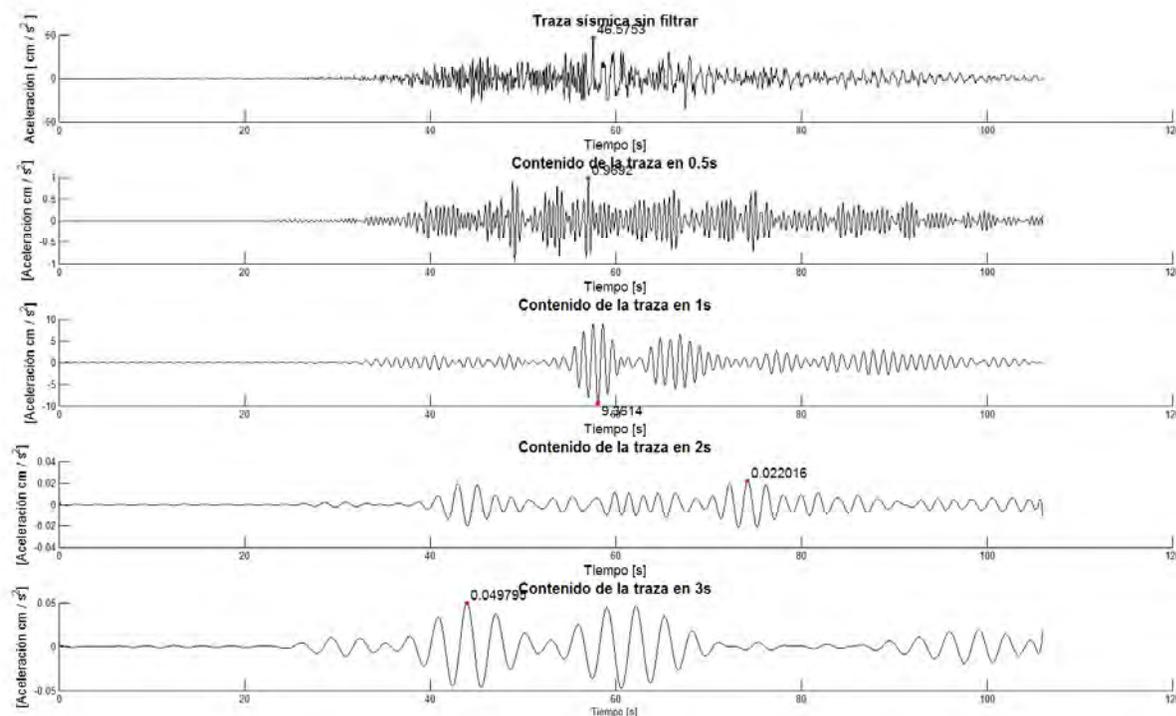


Figura 5.28. Representación gráfica del proceso de filtrado a los acelerogramas para observar la amplitud de los registros en frecuencias particulares. El ejemplo corresponde a las trazas de la estación TATC, componente EW. Las amplitudes en el eje de las ordenadas fueron modificadas para apreciar de mejor forma los máximos absolutos.

Las tablas 5.12a-d muestran los valores obtenidos de PHA y PHV para todos los periodos calculados, y en ellas también se encuentran sombreadas las estaciones con los mayores valores registrados. Asimismo, la figura 5.29 corresponde a los mapas interpolados de PHA observados en distintos periodos.

Registros filtrados a 0.5s.		
Estación	PHA (cm/s ²).	PHV (cm/s).
TACA	2.13	0.16
TACC	1.83	0.15
TALV	0.64	0.05
TAPP	3.51	0.26
TAPT	2.12	0.16
TATC	1.79	0.15

Tabla 5.12a. PHA y PHV calculadas para las seis estaciones, para los registros filtrados a 0.5s.

Registros filtrados a 1s.		
Estación	PHA (cm/s ²).	PHV (cm/s).
TACA	3.84	0.62
TACC	7.14	1.24
TALV	3.66	0.62
TAPP	2.50	0.43
TAPT	3.98	0.65
TATC	10.12	1.67

Tabla 5.12b. PHA y PHV calculadas para las seis estaciones, para los registros filtrados a 1s.

Registros filtrados a 2s.		
Estación	PHA (cm/s ²).	PHV (cm/s).
TACA	0.026	0.016
TACC	0.032	0.023
TALV	0.036	0.023
TAPP	0.018	0.013
TAPT	0.019	0.037
TATC	0.025	0.022

Tabla 5.12c. PHA y PHV calculadas para las seis estaciones, para los registros filtrados a 2s.

Registros filtrados a 3s.		
Estación	PHA (cm/s ²).	PHV (cm/s).
TACA	0.063	0.030
TACC	0.056	0.029
TALV	0.063	0.031
TAPP	0.011	0.007
TAPT	0.021	0.036
TATC	0.055	0.029

Tabla 5.12d. PHA y PHV calculadas para las seis estaciones, para los registros filtrados a 3s.

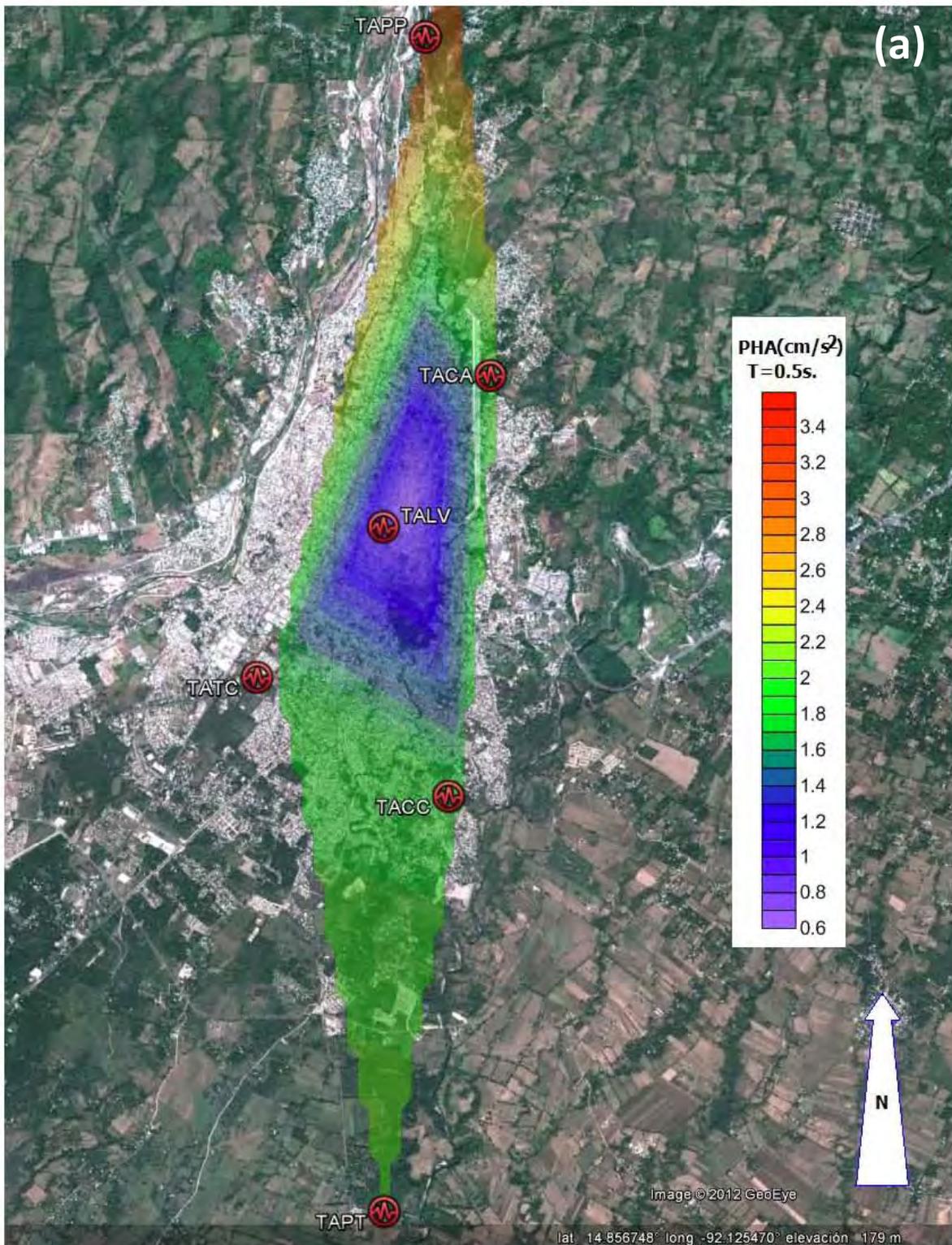


Figura 5.29. Mapas de PHA calculada en distintos periodos: 0.5s (a), 1s (b), 2s (c) y 3s (d) (Modificadas de Google Earth, 2012).

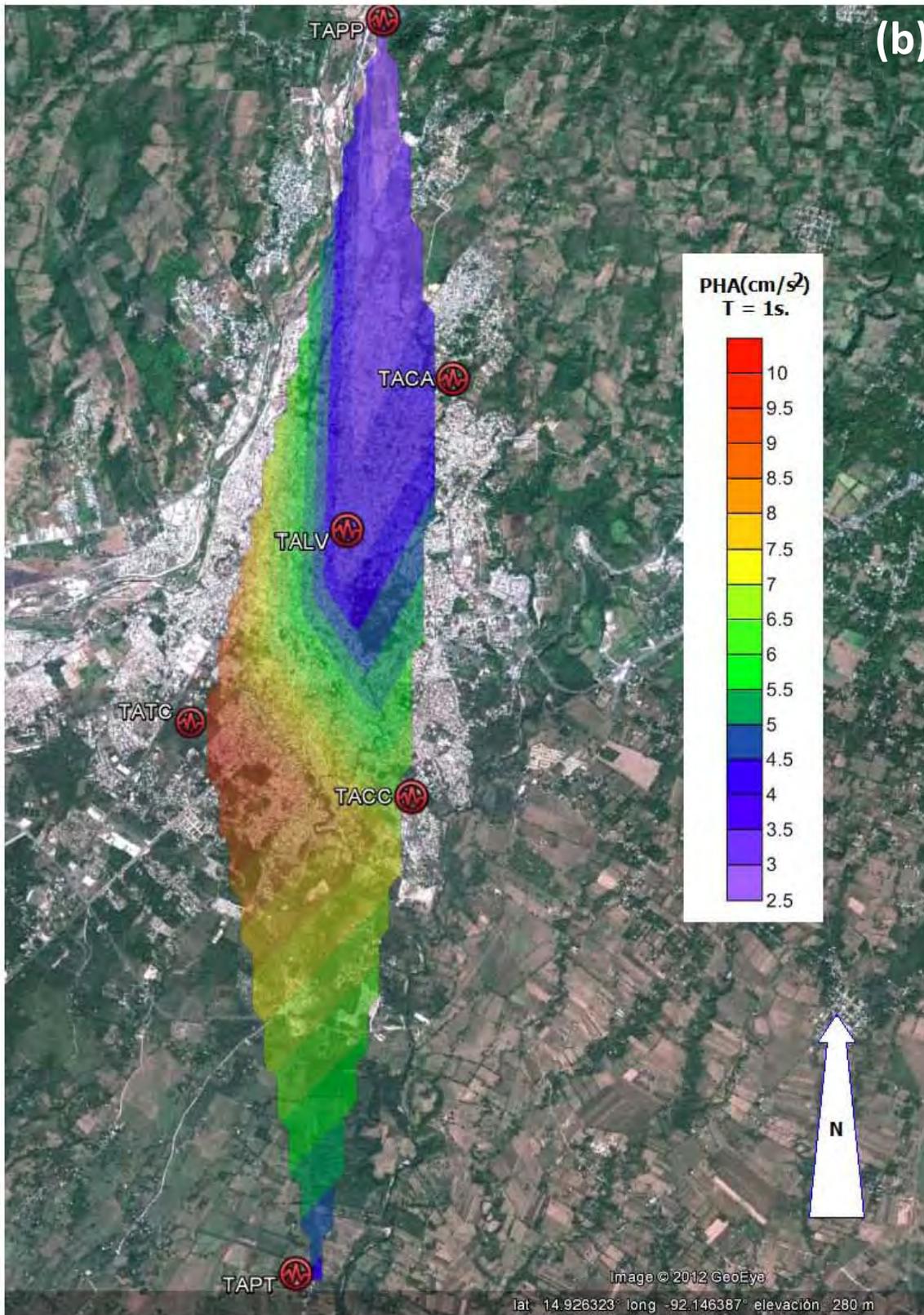


Figura 5.29 (Continuación).

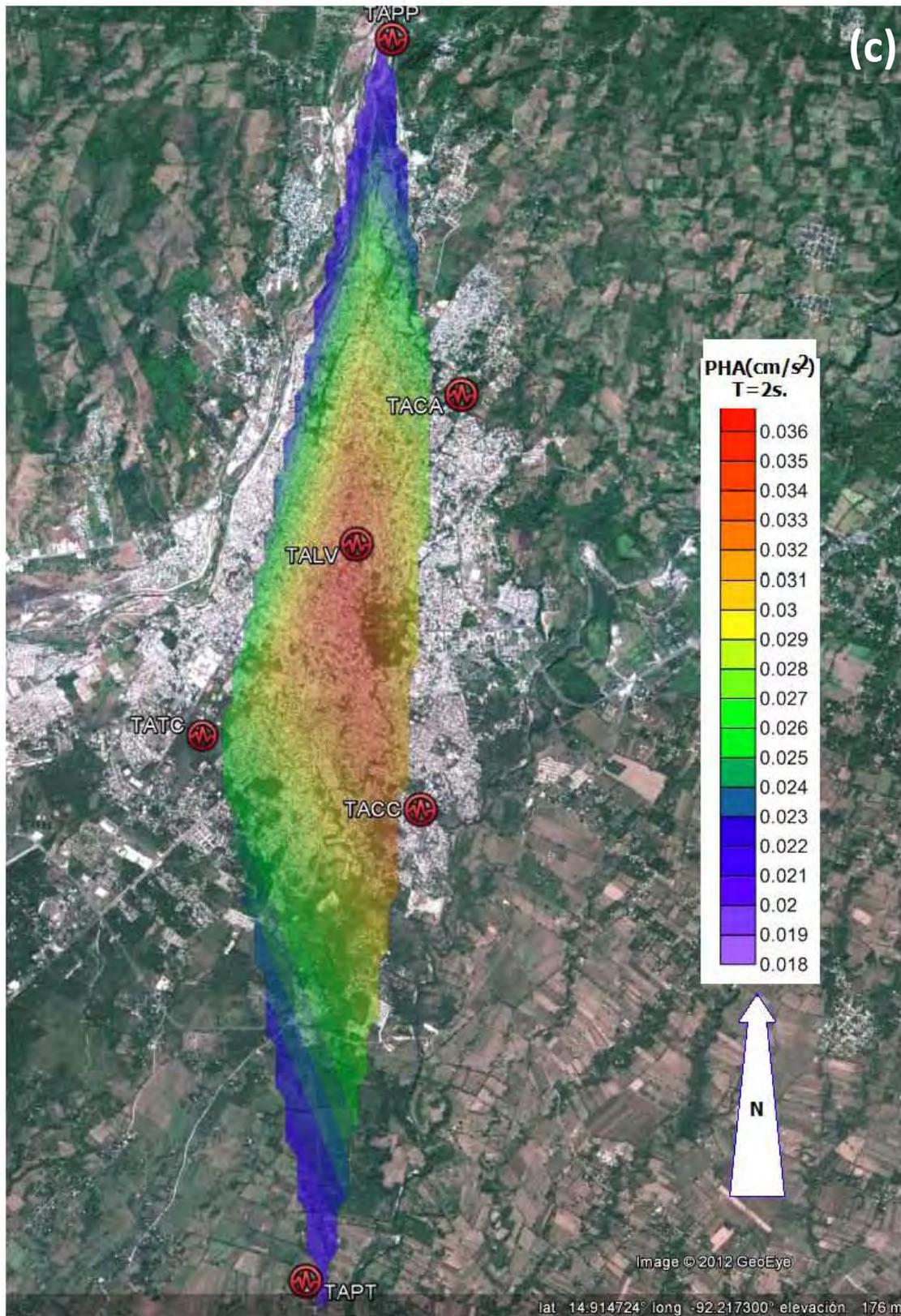


Figura 5.29 (Continuación).

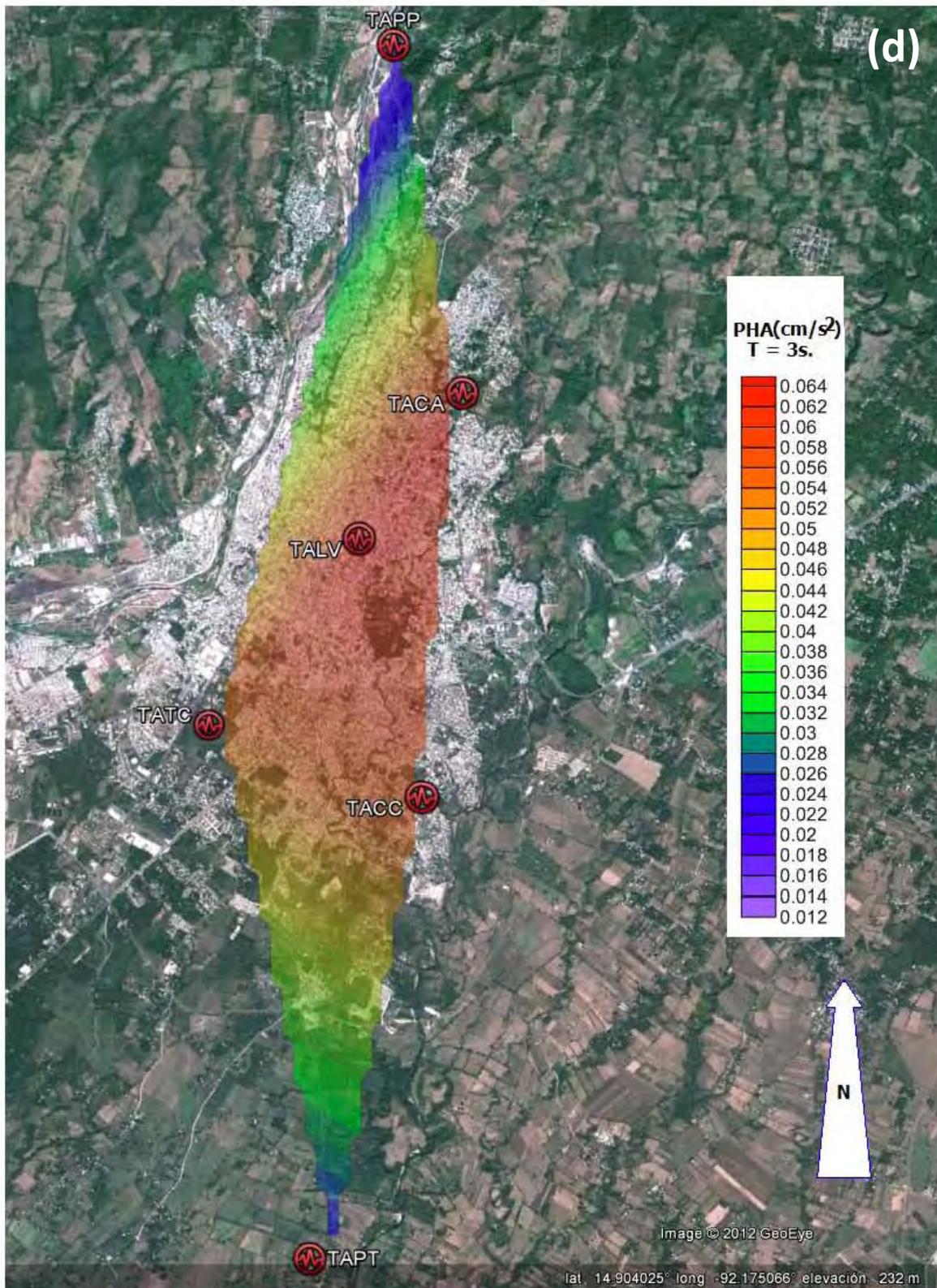


Figura 5.29 (Continuación).

Es importante señalar que mediante este proceso, no sólo se evaluaron los parámetros de amplitud del registro. Intrínsecamente, al obtener los valores de amplitud para únicamente un periodo, también se está caracterizando el movimiento del terreno en frecuencia, lo que permite un análisis mucho más preciso de PHA y PHV.

Se debe enfatizar que los valores de PHA para los distintos periodos son disímiles, y las amplitudes de los registros fueron decreciendo conforme el valor del periodo de observación aumentaba. No obstante si se hace una comparación de amplitudes relativas de la figura 5.29, se puede apreciar cómo, para periodos cortos (0.5 s), las mayores aceleraciones se presentan en la periferia de la ciudad, pero conforme se incrementa el valor del periodo, las mayores PHA se van acercando al centro de la zona urbana, y los valores menores se empiezan a dirigir a las afueras. La imagen 5.29d, correspondiente al análisis de PHA observada en $T=3s$ es el claro ejemplo de la concentración de aceleraciones mayores en el centro de la ciudad, donde las tres estaciones pertenecientes a la zona centro tienen valores de aproximadamente cinco veces la amplitud de PHA en los extremos norte y sur de la ciudad.

Aún así, debido a que la amplitud de PHA no es muy significativa en periodos mayores a 1 s, cabe la posibilidad de que un análisis con un sismo elemento de mayor magnitud pudiera generar valores mucho más altos de PHA en periodos largos, o en su caso, que los registros de aceleración sean grabados con instrumentos de banda ancha con el mismo propósito; este punto se deja abierto a posibles mejoras al modelo propuesto en esta tesis.

El que en ventanas de periodos bajos la zona central de la ciudad presente máximos y viceversa, sí es un resultado esperado, considerando que posiblemente el tipo de suelo que presenta cada una de las zonas genera una diferenciación en el periodo predominante para las PHA. Mientras que la zona de depósitos de aluvión no consolidados en el centro de la ciudad respondería con mayores amplitudes a periodos largos, la zona de lomas, de roca ígnea de los derrames del volcán Tacaná, respondería a en periodos cortos con amplitudes mayores.

Debido a que los valores analizados anteriormente son una combinación de analizar la amplitud y la frecuencia de un registro, su discusión y posible validación se ampliará con el siguiente parámetro calculado.

5.8.3 Espectros de respuesta calculados.

Este parámetro se calculó para las dos componentes horizontales de todas las estaciones. Para su diseño, se eligió un rango de periodos que coincidiera con el de los cálculos de PHA y PHV, mientras que para todos los espectros se eligió que el amortiguamiento del oscilador fuera de 5%, que es un valor estandarizado para el análisis en ingeniería sísmica. A continuación se muestran los espectros de respuesta en aceleración para todas las estaciones del arreglo (Figura 5.30).

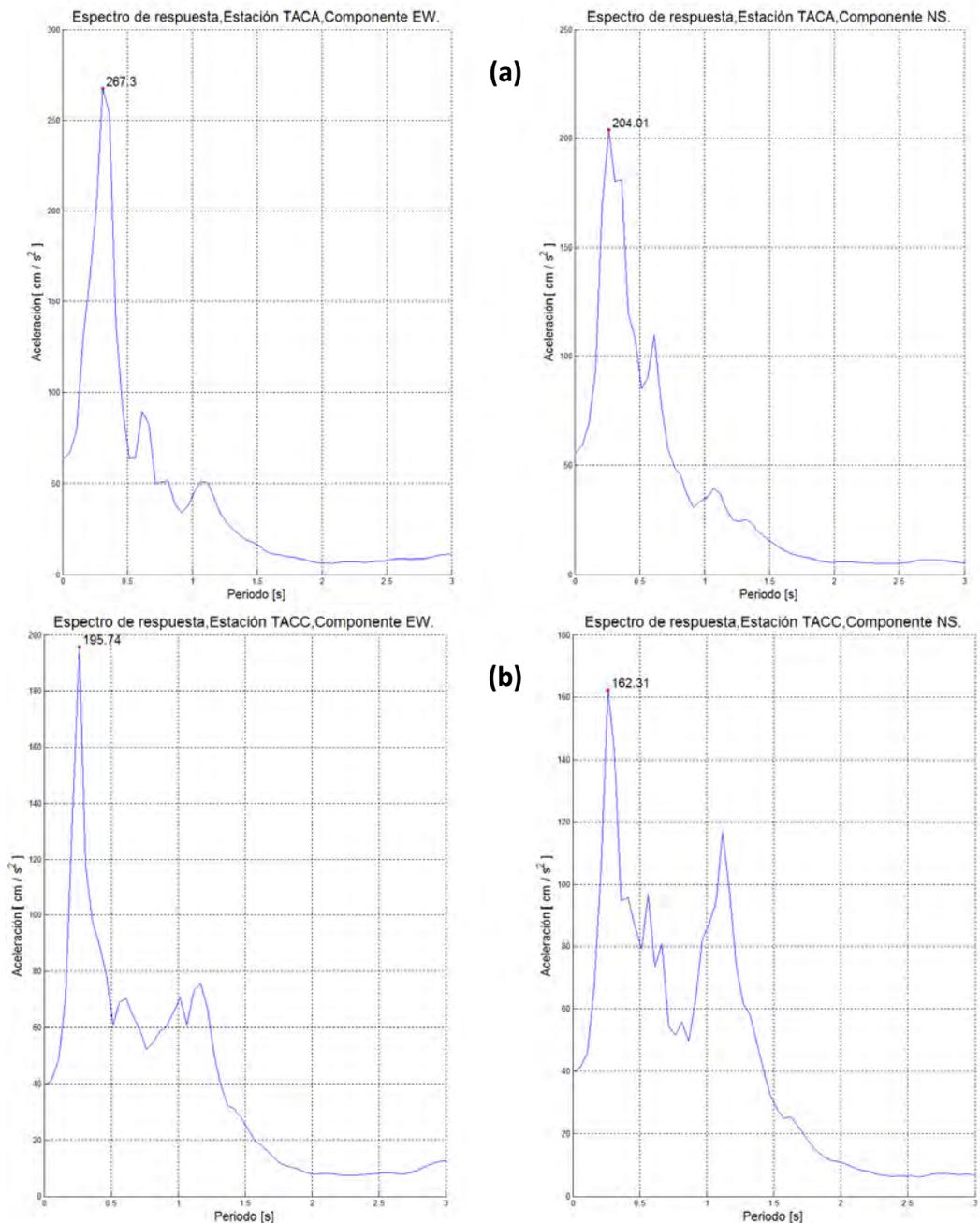
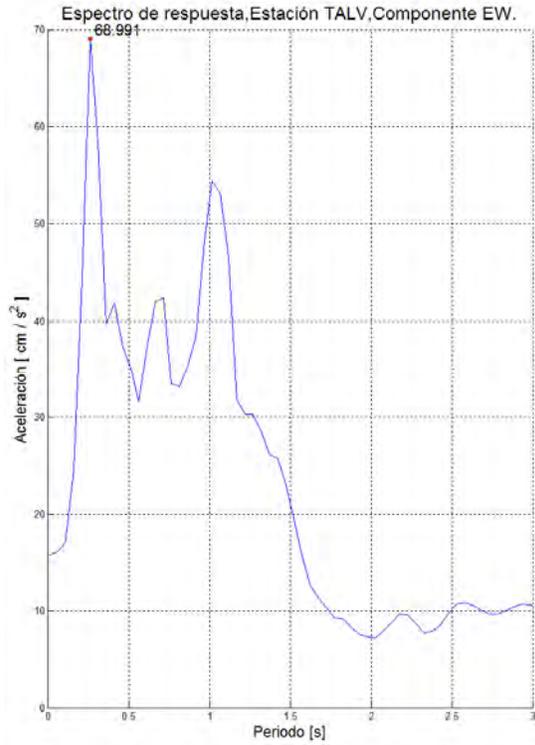
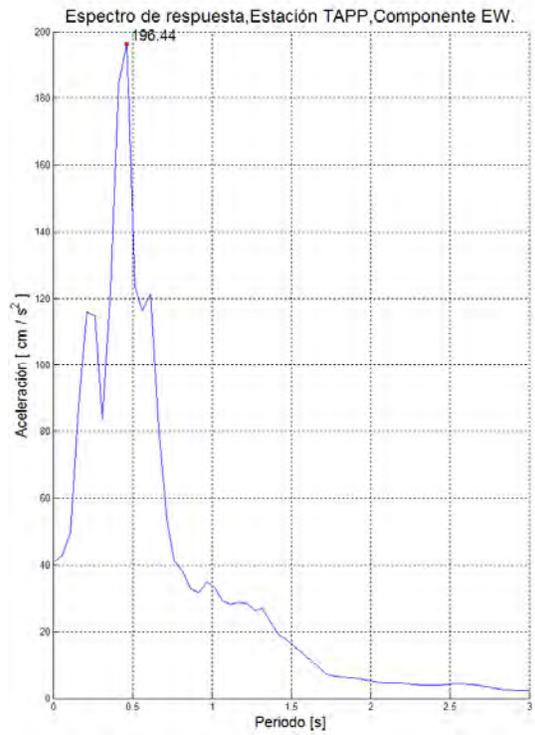
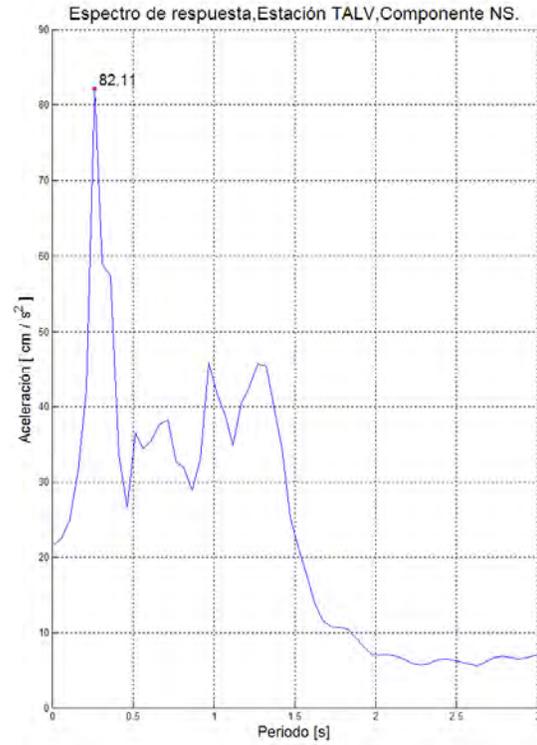


Figura 5.30. Espectros de respuesta para las dos componentes horizontales de todas las estaciones: TACA (a), TACC (b), TALV (c), TAPP (d), TAPT (e) y TACC (f).



(c)



(d)

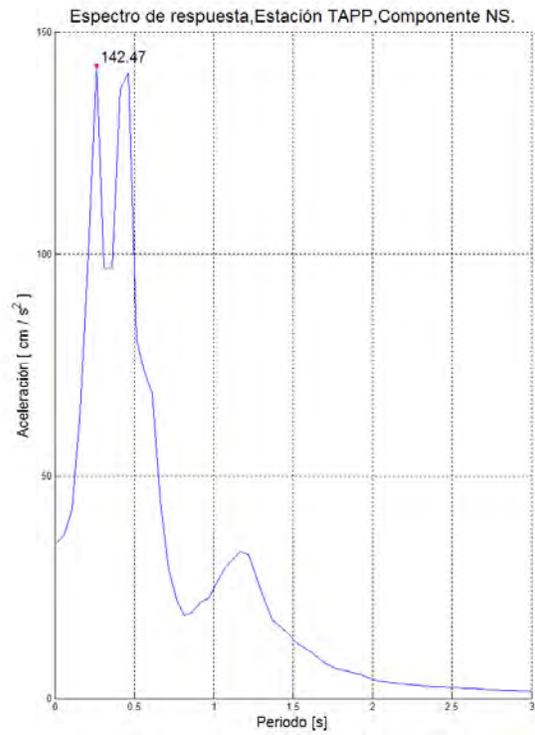
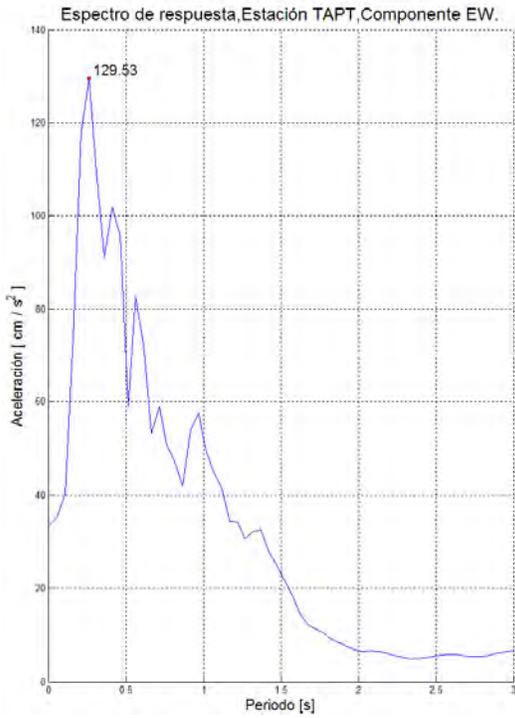
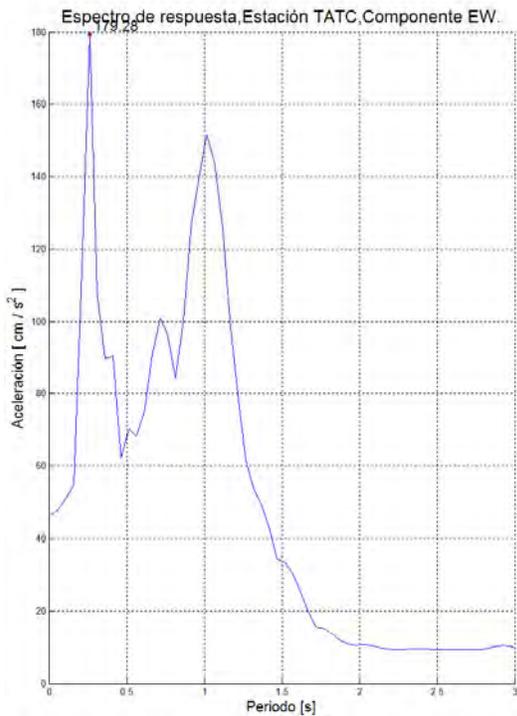
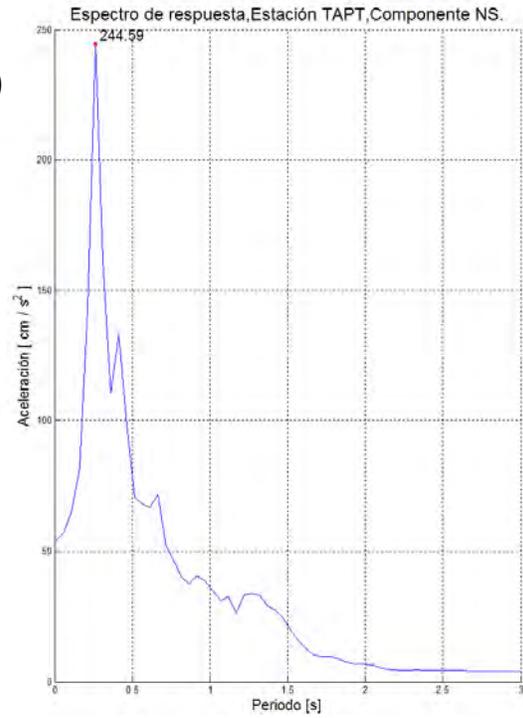


Figura 5.30 (Continuación).



(e)



(f)

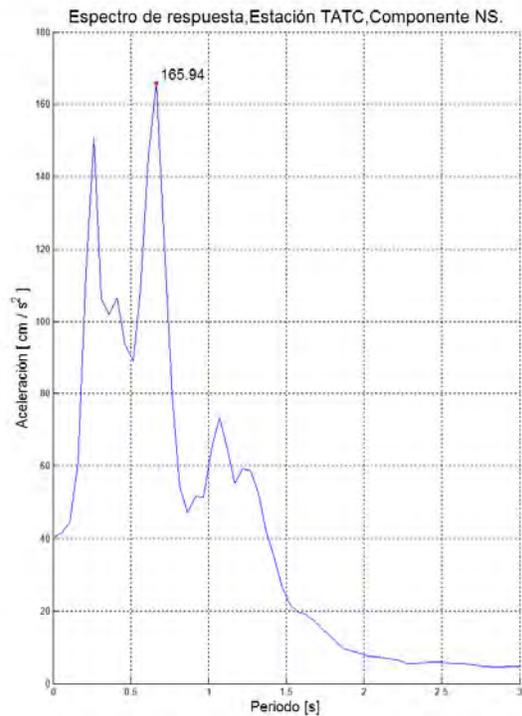


Figura 5.30 (Continuación).

Todos los espectros de respuesta obtenidos muestran información relevante del comportamiento del terreno a lo largo de la ciudad. Por un lado, todas las gráficas muestran un pico en periodos de entre 0.25 y 0.5s. Las estaciones TACA y TAPT son los que presentan la mayor aceleración del sistema en este rango de frecuencias, con 267.3 y 244.6 cm/s^2 , respectivamente, que equivale a 0.27g ($g=981 \text{ cm/s}^2$, valor promedio de la gravedad terrestre). Particularmente la estación TAPP tiene sus máximos precisamente en 0.5s, con un valor de 196.4 cm/s^2 (0.2g). Estos valores a los que las estructuras de un grado de libertad serían sometidas son de una magnitud considerable.

Existe otro periodo, el de 1s, en el que también se presentan máximos de consideración sobre todo en las estaciones TALV, TAPT, TACC y TATC (52, 55, 118 y 150 cm/s^2 , respectivamente). Periodos más largos que estos valores no tienen amplitudes significativas salvo en TALV, en donde los picos de amplitud de importancia no decrecen sino hasta después de 1.3s.

Como se mencionó en el capítulo 4, las estructuras civiles se pueden modelar de forma básica como un sistema de un grado de libertad. Bajo esta simplificación las estructuras pequeñas se asocian a ser afectadas por periodos cortos, y las estructuras altas por periodos largos. Para esta interpretación, se utilizó la tabla 5.13, que muestra la relación rápida entre periodo de oscilación dominante y número de pisos para estructuras de concreto reforzado propuesta por Scholl y Kustu (1981):

Periodo de Vibración (s).	Número de Pisos de Estructura.
0.1	1
0.3	3
0.5	5
1	10
2	20
3	30

Tabla 5.13. Relación rápida entre periodo de vibración del terreno y número de pisos de las estructuras de concreto reforzado más afectadas por dicha oscilación (Modificada de Scholl y Kustu, 1981).

Debido a que en todas las estaciones se presentan máximos en los espectros de respuesta a periodos cortos, las edificaciones de poca altura, como casas particulares y oficinas pequeñas de entre 2 y 5 pisos, resultarían más vulnerables al movimiento del terreno a lo largo de toda la ciudad. La ventana de periodos de entre 0.25s y 0.5s parece ser más desfavorable para el diseño de estructuras.

Las estaciones TACC, TALV y TATC, que curiosamente se encuentran en la zona centro de Tapachula, presentan también valores de interés en 1s de periodo. Para esta zona, edificaciones con periodos naturales cercanos a 1s, como edificios de 10 pisos también resultarían vulnerables ante un sismo con estas características. Por lo tanto, para la zona urbana central, se recomendaría poner especial cuidado en edificaciones con periodos iguales o menores a 1 s en el diseño estructural.

El hecho de que en la periferia de la ciudad únicamente se presenten picos en periodos cortos, mientras que si nos acercamos más al centro se comienzan a observar picos en el espectro en periodos más largos, se puede deber a la mayor concentración de los depósitos de aluvión en la zona central de la ciudad, que ocasiona que las frecuencias naturales de oscilación en el terreno sean más bajas, lo que se traduce en periodos de vibración de las estructuras más largos.

Por otro lado, el norte de la ciudad descansa sobre las coladas del volcán Tacaná. Esta roca, mucho más rígida que los depósitos sedimentarios del valle en la zona central de la ciudad, genera que los picos en el espectro de respuesta sean en periodos cortos. Como esta roca se encuentra en toda la ciudad, los picos de periodos cortos se presentaron en todas las estaciones, con la diferencia de que las que se encuentran en la periferia, únicamente descansando en esta roca y no en los depósitos sedimentarios, no presentan picos en periodos más largos.

La estación TAPT es un caso especial, debido a que se encuentra en el límite sur de la ciudad de Tapachula, y aunque se hubiera esperado únicamente picos en periodos cortos, presentó algunos valores importantes alrededor de 1s. Esto se puede explicar con el hecho de que esta estación pertenece a la zona de transición entre la línea costera del Pacífico y las coladas del volcán Tacaná. Por tanto, puede presentar en poca medida depósitos de arena mal consolidada, que recorre también los picos a periodos un poco más largos.

Dado que tanto los espectros de respuesta como las PHA y PHV fueron calculadas para los mismos periodos, se pudo hacer una comparación conjunta de estos parámetros. En los espectros de respuesta, la estación TAPP encontró su máxima aceleración absoluta en 0.5s de periodo. En PHA y PHV, igualmente la que mayor valor presentó para esa ventana de periodo fue, para los dos parámetros, TAPP.

Para 1 s, se repitió este fenómeno, coincidiendo el valor de aceleración absoluta máxima en el espectro de respuesta con las PHA y PHV máximas en la estación TATC. Por lo tanto, se encontró una relación entre ambos parámetros calculados en este para este trabajo, a periodos determinados.

Para los periodos de 2 y 3s, esta relación no fue del todo observable, debido a que, por un lado, PHA y PHV no presentaron amplitudes absolutas significativas; por otro lado en los espectros de respuesta en estos periodos no se observaron aceleraciones absolutas de consideración. Aún así, no se concluye la ausencia de efectos para estructuras de 20 o mayor número de pisos, y en su lugar, se propone la ampliación de esta tesis para estudiar particularmente los periodos largos, mediante la grabación de registros con instrumentos de banda ancha o el uso de un sismo elemento de mayor magnitud en la simulación.

La importancia de analizar PHA y los espectros de respuesta en conjunto, y en bandas de frecuencias estrechas, radica en que se encontró una relación entre ambos parámetros, ya que las estaciones que presentaban aceleraciones absolutas máximas en determinado periodo mediante el espectro de respuesta, se localizaban en las zonas de mayor PHA para ese periodo.

Si bien es cierto que esta tesis no se enfocó en la estimación del periodo dominante del terreno en la ciudad de Tapachula, no se debe descartar que los resultados expuestos en este trabajo hagan pensar que efectivamente se tienen periodos dominantes distintos a lo largo de la zona urbana.

La observación de los mapas de PHA y su cambio con respecto al periodo utilizado, indirectamente muestra diferencias con lo expuesto en el trabajo de Cruz *et al.* (1997). Mediante el cálculo del periodo dominante, encontraron valores de entre 0.27 s y 0.30 s. El valor más pequeño registrado fue de 0.13 s, encontrado en el centro de la ciudad, y el más alto de 0.35 s a las afueras de la misma. Comparado con lo obtenido en esta tesis, se ha encontrado que el suelo de la zona central responde de mejor forma a periodos largos, y en la zona periférica a cortos.

Debido a esta discrepancia, se considera de utilidad repetir la zonificación con métodos diferentes, para evaluar ambas posibilidades. El hecho de que Cruz *et al.* (1997) hayan reportado valores muy similares de periodos dominantes en prácticamente toda la mancha urbana, sugiere que no existe un cambio significativo en la estructura del suelo a lo largo de la ciudad, mientras que lo obtenido en este trabajo parece demostrar que se tienen, por lo menos, dos zonas distintas de suelo sobre el cual descansa la ciudad de Tapachula, Chiapas.

6

Conclusiones.

Debido al camino elegido para la construcción del escenario sísmico, a lo largo de este trabajo se fueron analizando diversos puntos de la sismología del estado de Chiapas, desde un panorama regional, con la caracterización de las fuentes sísmicas para sismos de pequeña magnitud, hasta la descripción local de un escenario sísmico en la ciudad de Tapachula. A continuación se describe, en el mismo orden en el que fueron presentados, lo que se concluye de cada resultado obtenido.

Para caracterizar los 26 sismos pequeños utilizados para el desarrollo del escenario sísmico, fue necesaria la construcción de un modelo regional de velocidades para la estructura debajo de la ciudad de Tapachula, para el cual se recopiló información geológica y tectónica que ayudó a calibrar una estructura de tres capas de espesor considerable, siendo la más pequeña de 3 km. La litología del modelo fue empalmada con lo reportado por el Servicio Geológico Mexicano (2005), y las características como velocidad de onda compresional y de corte, así como las densidades del modelo, fueron tomadas de trabajos anteriores en la zona (Rebollar *et al.*, 1999, Narcía-López *et al.*, 2004). Elementos como el factor de calidad Q fueron tomados de valores promedio (Lay y Wallace, 1995).

Esta estructura de velocidades regional, demostró su efectividad tanto en las localizaciones, obteniendo un valor de *rms* menor a 0.1, como en el modelado de onda utilizado para la obtención de los tensores de momento sísmico. Se trata de un modelo muy general, que bien podría ser utilizado para otras aplicaciones en las que la longitud de onda considerada sea lo suficientemente grande como para que el trayecto a través de los paquetes rocosos tan espesos que se propusieron tenga validez. Definitivamente no constituye un modelo de velocidades detallado. Se propone para trabajos futuros, un estudio más a fondo de la estructura de velocidades para el estado de Chiapas.

Por otro lado, se pudieron evaluar y comparar dos métodos para la obtención de mecanismos focales: el método de polaridad de onda P, utilizando el algoritmo de Reasenberg y Oppenheimer (1985), y a partir del cálculo del tensor de momento sísmico, con el algoritmo de Dreger (2002).

Los resultados arrojados resultaron de interés, al poder concluir que para el primer método, si bien es cierto que resulta el más sencillo y con una certeza amplia del resultado en muchas aplicaciones, particularmente para la red utilizada en esta tesis demostró no brindar resultados adecuados. Esto se debió principalmente a la pobre cobertura acimutal que se tuvo, y que es determinante para poder representar las estaciones de registro sobre la esfera focal. Por otro lado, en registros que estaban altamente afectados por ruido, la identificación de la fase y polaridad de la onda P resultó complicada y dependió mucho de elementos subjetivos.

Del cálculo de los mecanismos a partir del tensor de momento sísmico, se pudo apreciar un buen funcionamiento en redes estrechas como la utilizada, y estos mecanismos focales fueron los que se tomaron como base para seguir adelante en la construcción del escenario sísmico. Estas inversiones presentaron un valor cualitativo intermedio-alto, lo que, en su mayoría, aportó veracidad a los resultados obtenidos, aunados a que gran número coincidió con trabajos previos en la zona (Ponce *et al.*, 1992, Sedlock, *et al.*, 1993; Pardo y Suárez, 1995; Espíndola, 1996).

La combinación de las localizaciones obtenidas y los mecanismos focales calculados permitió la delimitación de lo que aparentemente son cuatro regiones sismogénicas distintas que presentaron actividad durante el periodo de grabación utilizado. Hecho el análisis en dirección N29°E, y comenzando un poco antes de la zona de trinchera, se encontró una región de sismos poco profundos (21 km), con fallas de deslizamiento lateral predominante, que se asociaron a desgarres provocados por el avance y hundimiento diferencial de la placa de Cocos bajo la Norteamericana y la del Caribe. Se encontró, posteriormente, una zona de transición entre sismos de componente lateral y sismos de falla inversa distribuidos a lo largo de la costa del estado, y a profundidades de entre 15 y 30 km. Estos últimos comienzan a presentar ángulos de echado de entre 38° y 60°, que aumentan en dirección oriental y cuya solución se acopla de buena forma a lo reportado en la zona. Una tercera zona sismogénica corresponde a los eventos profundos (de 60 a 80 km) cuyo mecanismo focal se presenta en su mayoría puramente inverso. Estos eventos se encuentran aproximadamente a 180 km del inicio de la trinchera, y aunados a su profundidad se asoció su origen a la propia subducción de la placa de Cocos, en su parte más profunda. Una serie de eventos corticales se consideró como la cuarta zona detectada, con mecanismos focales de corrimiento lateral, y que se pueden asociar a trazas secundarias del sistema de fallas Motagua Polochic.

La variedad de mecanismos focales encontrados, además del alto porcentaje de componente CLVD obtenido en los tensores calculados, demuestra la complejidad tectónica de la región, y demanda un mayor estudio. Por un lado, se corroboró que gran parte de la actividad sísmica registrada en esta zona del país corresponde directamente a efectos de la Trinchera Mesoamericana y la zona de subducción, la cual siempre debe de ser monitoreada y su entendimiento es necesario; pero un rasgo característico y también muy importante puntualizado en esta tesis es la aparición de sismos muy pequeños, pero también cercanos a la ciudad de Tapachula, correspondientes a la última zona sismogénica caracterizada. Estos eventos podrían ser un indicador de un sismo de mayores proporciones, y si esto es factible, su peligro se propone sea evaluado.

El haber caracterizado los sismos pequeños permitió elegir de entre varias posibilidades al sismo que fungiría como elemento para el método de Irikura (1986) y el de Irikura y Kamae (1994). Por otro lado, la recopilación de los sismos más importantes para este segmento de la zona de subducción en nuestro país hizo posible evaluar qué sismo sería el más relevante de modelar, considerando los datos que se pudieron obtener de ellos. De este análisis se decidió modelar el sismo del 10 de septiembre de 1993, utilizando un sismo pequeño que coincidiera de la mejor forma posible en geometría y localización, para lo cual de los 26 sismos iniciales se conservaron tres.

Se construyó el modelo de fuente sísmica con ayuda de las relaciones de Somerville *et al.* (2002), y a éste se le modificaron secuencialmente algunos parámetros para llegar al modelo más violento para este sismo. Considerando el hipocentro del sismo como el reportado por el catálogo de CMT, y fijándolo en todo momento, se evaluaron los efectos del sismo en términos de las aceleraciones pico de la estación TACA, fijando la velocidad de ruptura de la falla en 3 km/s.

Después de considerar estos efectos en el modelo de fuente, se utilizaron entonces los tres distintos sismos elementos considerados, y se determinó cual sería el definitivo a usar en el escenario sísmico final. Evaluándolo no solo por el resultado en términos de las aceleraciones pico, el sismo elemento final elegido mostró generar menos deficiencias en el espectro de amplitud del sismo objetivo en términos del modelo ω^2 (Aki, 1967) con respecto a los otros dos sismos, que eran de magnitud menor. De esto, se logró mostrar que efectivamente, como lo reportaron Irikura y Kamae (1994), si existe una diferencia significativa entre las magnitudes M_w del sismo objetivo y del elemento, en altas frecuencias el espectro decae considerablemente, lo que no corresponde a un modelado adecuado.

Para definir la fuente sísmica, el último paso que se realizó fue aplicar precisamente el modelo de Irikura y Kamae (1994), y verificar una vez más los espectros de amplitud del sismo objetivo. Este procedimiento demostró que para el uso particular del sismo elemento elegido, no existía diferencia significativa entre los métodos, por lo que se decidió utilizar el método original de Irikura (1986), que fue el que mayores aceleraciones pico generó, para modelar el sismo de septiembre de 1993, y evaluar sus posibles efectos en seis puntos distintos a lo largo de la ciudad de Tapachula.

De los acelerogramas sintéticos obtenidos para el escenario sísmico, se calcularon en las seis estaciones los valores de PGA y PGV. Para el primer parámetro, el valor máximo encontrado fue en la estación TACA, con 63.82 cm/s^2 , y el del segundo se encontró en la estación TATC, con 4.53 cm/s . Asimismo, se calcularon los valores de PHA y PHV, donde la estación TACA presentó la mayor PHA de 84.95 cm/s^2 , y la mayor PHV fue de 6.08 cm/s , en la estación TATC. Con estos valores se estimó la Intensidad de Mercalli Modificada (MMI) para todos los puntos evaluados, y se encontró un valor de intensidad V generalizado, correspondiente a una sacudida moderada-alta, pero con un potencial ligero de daños severos. Este valor resultó ya interesante, pudiendo discutir sus efectos en términos de percepción de los daños, pero los parámetros de movimiento del terreno adicionales que se calcularon mostraron información aún más significativa.

Se calcularon PHA y PHV a distintos periodos, lo que permitió observar un efecto diferenciado a distintos periodos de vibración a lo largo de la ciudad. Para su presentación, se realizó una triangulación con interpolación lineal entre las estaciones para apreciar en mapas de la ciudad el efecto del sismo a distintos periodos. Mientras que para periodos cortos las respuestas mayores en aceleración se presentaron en las afueras de la ciudad, en periodos largos las mayores amplitudes se presentaron en el centro.

De aquí se concluye que posiblemente existen componentes distintos en el suelo por lo menos entre las afueras y el centro de la zona urbana. Ya que los valores de PHA son relativamente pequeños en periodos largos con respecto a los obtenidos para cortos, una mejora importante de este análisis sería el utilizar para la simulación registros de instrumentos de banda ancha, que

evidencien de mejor forma lo que ocurre en periodos más largos a 1 s, o, en su caso, con el mismo fin, que el modelado se realice con un sismo de magnitud mayor al usado.

Como último parámetro, se calcularon espectros de respuesta para esta simulación en los seis puntos ya mencionados de la ciudad, obteniendo información relevante de la respuesta de estructuras de distintos periodos. En todas las estaciones se presentaron máximos en periodos cortos de entre 0.25s y 0.5s, por lo que se puede concluir que esta simulación mostró que, siguiendo las relaciones de Scholl y Kustu (1981), las edificaciones de concreto reforzado de entre 2 y 5 pisos podrían resultar más vulnerables al movimiento del terreno a lo largo de toda la ciudad. Asimismo, para la zona central, se encontró que también las estructuras de alrededor de 10 pisos podrían presentarse vulnerables ante un sismo con estas características. Estos valores resultan interesantes para posteriores aplicaciones en el diseño estructural en la ciudad de Tapachula.

De la combinación de PHA y los espectros de respuesta, se concluye que indirectamente se encontraron, por lo menos, dos zonas de distinta composición del suelo a lo largo de la ciudad, contraponiendo los resultados de Cruz *et al.* (1997), quienes propusieron que únicamente se tenía suelo de lomas. Este dato constituye un indicador de la necesidad de una zonificación a detalle de toda la ciudad, para delimitar de mejor forma las posibles diferencias que se presentan en la respuesta sísmica de la mancha urbana.

Estas conclusiones reflejan la gran cantidad de parámetros que se incluyeron en el desarrollo de este trabajo de tesis, con el fin de construir este escenario sísmico de la forma más justificada posible. Se lograron pues, caracterizar las fuentes sísmicas consideradas como puntuales, hacer un análisis de la sismicidad en la región y proponer de la mejor forma posible el escenario, este último evaluado con parámetros del movimiento del terreno relevantes para aplicaciones en ingeniería sísmica. Aunado a esto, se ha tratado en todo momento de abrir caminos para la mejora de este trabajo, todo en beneficio de la ciudad de Tapachula, en el estado de Chiapas.

Referencias.

Aguirre González, Jorge, Mora Chaparro, Juan Carlos, González Herrera, Raúl, Reyes Olvera, Maricarmen, Robles Mendoza, Alejandra, Piña Flores, José, Mijares Arellano, Horacio y Gutiérrez Rodríguez, César. 2011. **Catálogo de Registros Sísmicos. Red Temporal, Tapachula, Chiapas.** Instituto de Ingeniería UNAM e Instituto de Geofísica UNAM.

Aki, K. 1967. **Scaling law of seismic spectrum.** J. Geophys. Res. Vol. 72, 1217-1231 (en inglés).

Aki, K., y Richards, P. G. 2002. **Quantitative Seismology. Second Edition.** W. H. Freeman, San Francisco, EUA. 63-92 (en inglés).

Anderson, T. H., Erdlac, R. J. y Sandstorm M. A. 1985. **Late Cretaceous and post Cretaceous strike-slip displacement along the Cuilco-Chixoy-Polochic fault, Guatemala.** Tectonics, Vol. 4, 453-475 (en inglés).

Chael, E. P. y Stewart, G. S. 1982. **Recent Large Earthquakes Along the Middle American Trench and their implications for the subduction process.** Journal of Geophysical Research. Vol. 87, 329-338 (en inglés).

Clark, S. P. 1966. **Handbook of Physical Constants.** Geological Society of America, Vol. 97 (en inglés).

Comisión Federal de Electricidad. 2008. **Manual de Diseño de Obras Civiles: Diseño por Sismo.** México, 2-10.

Cruz, R., Ramírez, M., Rodríguez, J., Albores, A., Nájera, F., García, J. y Rivero, F. 1997. **Zonificación Sísmica de la Ciudad de Tapachula, Chiapas.** Memorias del XI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. México, 340-348.

Deaton, B. C. y Burkart, B. 1984. **Time of sinistral slip along the Polochic fault of Guatemala.** Tectonophysics. Vol. 102, 297-313 (en inglés).

Diagnóstico de Peligros de Identificación de Riesgos de Desastres en México. 2001. **Atlas nacional de riesgos de la República Mexicana.** Centro Nacional de Prevención de Desastres.

Dreger, D. S. 2002. **Time-Domain Moment Tensor INVerse Code (TDMT_INV) Version 1.1.** Berkeley Seismological Laboratory, EUA (en inglés).

Espíndola, V. H. 1996. **Sismicidad asociada a la zona de subducción de Chiapas.** Tesis de Maestría. CICESE, México.

García, D., Singh, K., Herraiz, M., Ordaz, M. y Pacheco, J. 2005. **Inslab Earthquakes of Central Mexico: Peak Ground Motion Parameters and Response Spectra.** Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 95. 2272-2282 (en inglés).

Guzmán-Speziale, M. 2010. **Beyond the Motagua and Polochic faults: Active strike-slip faulting along the Western North America–Caribbean plate boundary zone.** Tectonophysics. Vol. 496. 17–27 (en inglés).

- Guzmán-Speziale, M. y Meneses-Rocha, J.J. 2000. ***The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic fault system: a fault jog in southeastern Mexico.*** Journal of South American Earth Sciences. Vol. 13, 459–468 (en inglés).
- Hartzell, S. H. 1978. ***Earthquake Aftershocks as Green’s Functions.*** Geophysical Research Letters. Vol. 5. 1 – 3. (en inglés).
- Horiuchi, S., Yamamoto, A., Ueki, S., Tachibana, K., Kono, T. y Takagi, A. 1982b. ***Two-dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku district, the northeastern Japan arc. Part II. Moho discontinuity and P-wave velocity.*** J. Phys. Earth. Vol. 30, 71-86 (en inglés).
- Instituto de Protección Civil para el Manejo Integral de Riesgos de Desastres. 2010. ***Plan Operativo de Protección Civil por Riesgo Sísmico.*** Protección Civil, Gobierno del estado de Chiapas, México.
- Irikiura, K. 1986. ***Prediction of Strong Acceleration Motions Using Empirical Green’s Function.*** Proceedings of the seventh Japan earthquake engineering symposium, Japón. 151-156 (en inglés).
- Irikura, K. y Kamae, K. 1994. ***Simulation of strong ground motion based on fractal composite faulting model and empirical Green’s function.*** Strong Motion Seismology, Lesson from the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, 49-54 (en inglés).
- Kanamori, H. 1977a. ***The energy release in great earthquakes.*** J. Geophys. Res. Vol. 82, 2981-2987 (en inglés).
- Kanamori, H. y Stewart, G. 1978. ***Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976.*** J. Geophys. Res. Vol. 83, 3427-3434 (en inglés).
- Köning, L. P. G. 1942. ***On the mechanism of deep-focus earthquakes.*** Gerl. Beitr. Geophys. Vol. 58, 159–197 (en inglés).
- Kostoglodov V. y Pacheco F. J. 1999. ***Cien Años de Sismicidad en México.*** Portal de Internet del Instituto de Geofísica, UNAM.
- Kramer, S. L. 1996. ***Geotechnical Earthquake Engineering.*** Prentice-Hall, New Jersey, EUA, 54-115 (en inglés).
- Lay, T. y Wallace, T. C. 1995. ***Modern Global Seismology.*** Elsevier Press, San Diego, EUA, 74-106 (en inglés).
- Lee, D. T., y Schachter, B. J. 1980. ***Two Algorithms for Constructing a Delaunay Triangulation*** International Journal of Computer and Information Sciences, Vol. 9, No. 3, p. 219-242 (en inglés).
- Lienert, B. R. 1994, ***Hypocenter 3.2. A computer Program for Locating Earthquakes Locally, Regionally and Globally.*** Hawaii Institute of Geophysics & Planetology, EUA (en inglés).
- Madariaga, R. 1976. ***Dynamics of an expanding circular fault,*** Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 66. 639–66 (en inglés).
- Melgar, D. y Pérez-Campos, X. 2011. ***Imaging the Moho and Subducted Oceanic Crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from Receiver Functions.*** Pure Appl. Geophys, Vol 168. 1449–1460 (en inglés).

- Movarec, D. 1983. **Study of the Concordia Fault System near Jericó, Chiapas, Mexico**. University of Texas, Arlington, Master of Science in Geology Thesis, EUA (en inglés).
- Narcía-López, R, Castro, R. R. y Rebollar, C. J. 2004. **Determination of crustal thickness beneath Chiapas, Mexico using S and Sp waves**. Geophys. J. Int. Vol. 157, 215-228 (en inglés).
- Ottmøller, L., Voss, P y Havskov, J. 2011. **Seisan Earthquake Analysis Software for Windows, Solaris, Linux and MacOSX**. Copyright © (en inglés).
- Pardo, M. y Suárez, G. 1995. **Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications**. J. Geophys. Res. Vol. 12, 357-373 (en inglés).
- Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G. y Lomas, E. 1992. **Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico**. Geophys. Res. Lett. Vol. 19, 773-776 (en inglés).
- Ragan, D. M. 1980. **Geología Estructural, Introducción a las técnicas geométricas**. Ediciones Omega, S. A., Barcelona, España, 91-102.
- Reasenber, P. y Oppenheimer, D. 1985. **Introduction to programs FPFIT, FPLOT y FPPAGE**. U. S. Geological Survey Open File. No. 85-739 (en inglés).
- Rebollar, C. J., Espíndola, V. H., Uribe, A., Mendoza, A. y Pérez-Vertti, A. 1999. **Distribution of stresses and geometry of the Wadati-Benioff zone under Chiapas, Mexico**. Geofísica Internacional. Vol. 38, 95-106 (en inglés).
- Reyes, L. M., Rebollar, C. J. y Castro, R. 2001. **Depth of the Moho in northern Baja California using (Pg-Pn) travel times**. Geofísica Internacional Vol. 40, 21-29 (en inglés).
- Saikia, C. K. 1994. **Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature; modeling of Lg waves in eastern North America**. Geophys. Journ. Int.. Vol. 118, 142-158 (en inglés).
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. C. 1993. **Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico**. GSA Books Science, Denver, CO, USA, 4-7 (en inglés).
- Servicio Geológico Mexicano, 2005. **Carta Geológica D-15 2: Huixtla; Carta Geológica D-15 5: Tapachula**. Cartas Geológicas esc. 1:250,000, estado de Chiapas, México.
- Scholl, R.E. y Kustu, O., 1981, **Proc. Conference XIII, Evaluation of Regional Seismic Hazards and Risk**, USGS Open-file report, 81-437 (en inglés).
- Singh, S. K y Pacheco, J. F. 1994. **Magnitude Determination of Mexican Earthquakes**. Geofísica Internacional. Vol. 33, 189-198 (en inglés).
- Shearer, P. M. 2009. **Introduction to Seismology. Second Edition**. Cambridge University Press, San Diego, EUA. 241-261 (en inglés).
- Sommerville, P., Sato, T., Toru, I., Collins, N., Dan, K. e Hiroyuki, F. 2002. **Characterizing subduction earthquake slip models for the prediction of strong motion**. Proc. Of the 11th Symposium of Earthquake Engineering, Vol. 1, 163-166 (en japonés).

Stein, S. y Wysession, M. 2003. ***An introduction to seismology, earthquakes and earth structure***. Blackwell Publishing, Malden, MA, EUA. 215-270 (en inglés).

Wald, D. J., Quitoriano, V., Heaton, T. H. y Kanamori, H. 1999b. ***Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity and Modified Mercalli Intensity in California***, Earthquake Spectra. Vol. 15, 557-564 (en inglés).

Portales de internet consultados.

Portal electrónico de Google Earth. 2012. ***http://earth.google.com***

Portal electrónico del gobierno del estado de Guerrero. 2012. ***www.guerrero.gob.mx***

Portal electrónico del gobierno del municipio de Tapachula, Chiapas. 2012. ***www.tapachula.gob.mx***

Portal electrónico del programa Global Centroid Moment Tensor "CMT". 2012. ***www.globalcmt.org***

Portal electrónico del Servicio Sismológico Nacional "SSN". 2012 ***www.ssn.unam.mx***

Anexos.

Anexo 1.

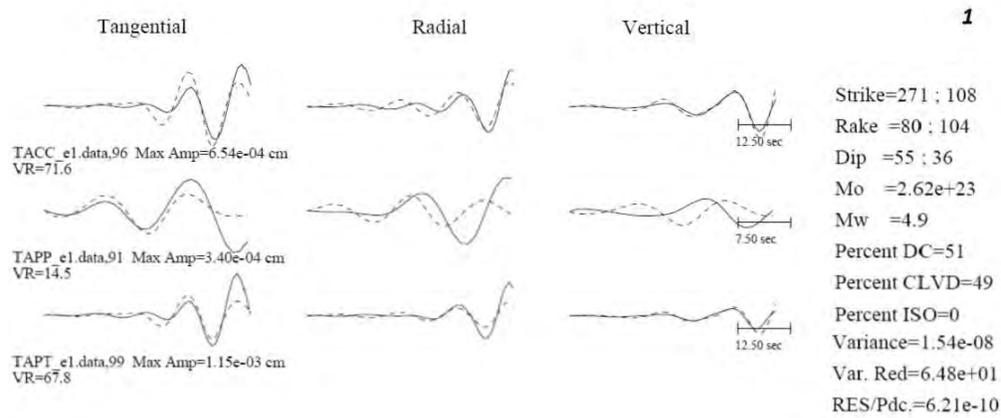
Relación de los sismos utilizados para el desarrollo del trabajo. Se lista el número de identificación, fecha, hora de ocurrencia, profundidad y localización epicentral obtenida.

No. De Sismo.	Fecha (GMT). aa-mm-dd	Tiempo del Primer Registro (GMT). hh:mm:ss	Profundidad (Km).	Localización Epicentral.	
				Latitud (°N).	Longitud (°O).
1	2011-06-18	17:30:17	60	14.975	-93.195
2	2011-06-19	7:33:43	15	14.679	-92.26
3	2011-06-28	15:13:16	30	12.943	-91.115
4	2011-07-01	7:14:29	15	13.045	-92.51
5	2011-07-01	8:38:13	11	14.713	-92.159
6	2011-07-01	10:07:18	68.5	13.521	-91.111
7	2011-07-01	17:35:10	50	14.698	-92.398
8	2011-07-05	9:25:41	15	13.252	-92.178
9	2011-07-05	15:55:18	22.6	14.718	-93.134
10	2011-07-07	14:24:11	80	14.823	-92.094
11	2011-07-09	9:13:32	19.2	14.371	-93.69
12	2011-07-11	1:35:28	15	14.783	-92.658
13	2011-07-11	16:02:51	65.9	15.47	-93.136
14	2011-07-12	10:06:36	15	13.238	-92.093
15	2011-07-14	7:46:37	4	14.678	-92.322
16	2011-07-14	9:33:05	76.6	14.632	-91.978
17	2011-07-14	9:37:22	14	13.385	-92.177
18	2011-07-15	23:43:19	30	13.245	-91.738
19	2011-07-18	22:58:06	15.5	13.37	-92.258
20	2011-07-20	9:30:58	79	15.192	-93.321
21	2011-07-22	6:39:03	21	12.968	-93.382
22	2011-07-22	10:07:39	22	14.14	-93.26
23	2011-07-23	6:08:07	15	14.037	-93.637
24	2011-07-23	6:27:12	24	14.57	-93.65
25	2011-07-23	22:09:47	15	15.212	-93.077
26	2011-07-27	5:59:11	27	13.284	-91.789

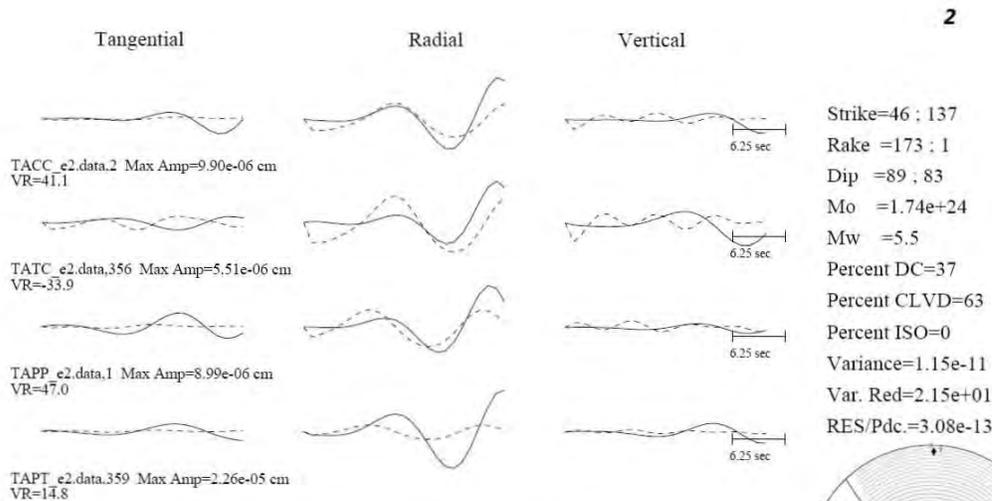
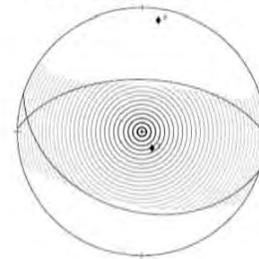
Eventos cuya localización y profundidad fueron tomadas del Servicio Sismológico Nacional.

Anexo 2.

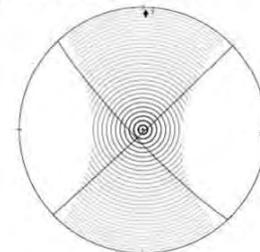
Mecanismos focales a partir del tensor de momento sísmico. Los tensores de momento fueron calculados usando el paquete mtpackagev1.1 desarrollado por Douglas Dreger (2002) del laboratorio de Sismología de Berkeley, y las funciones de Green fueron calculadas usando el software FKRPROG de Chandan Saikia (1994) de URS.

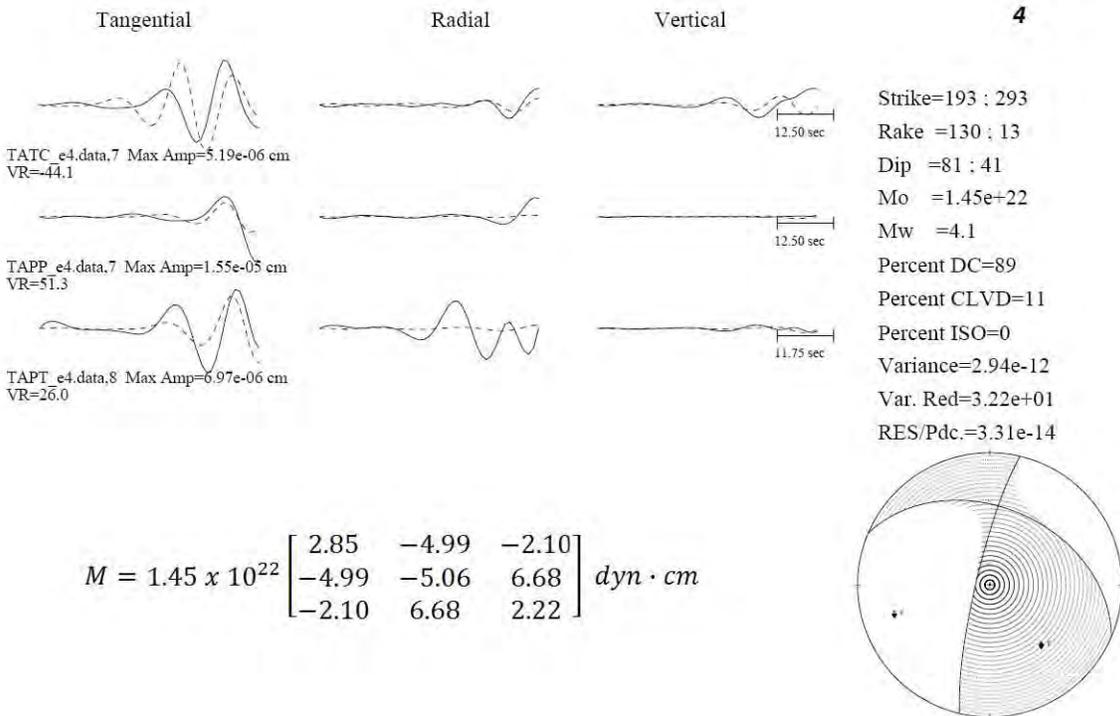
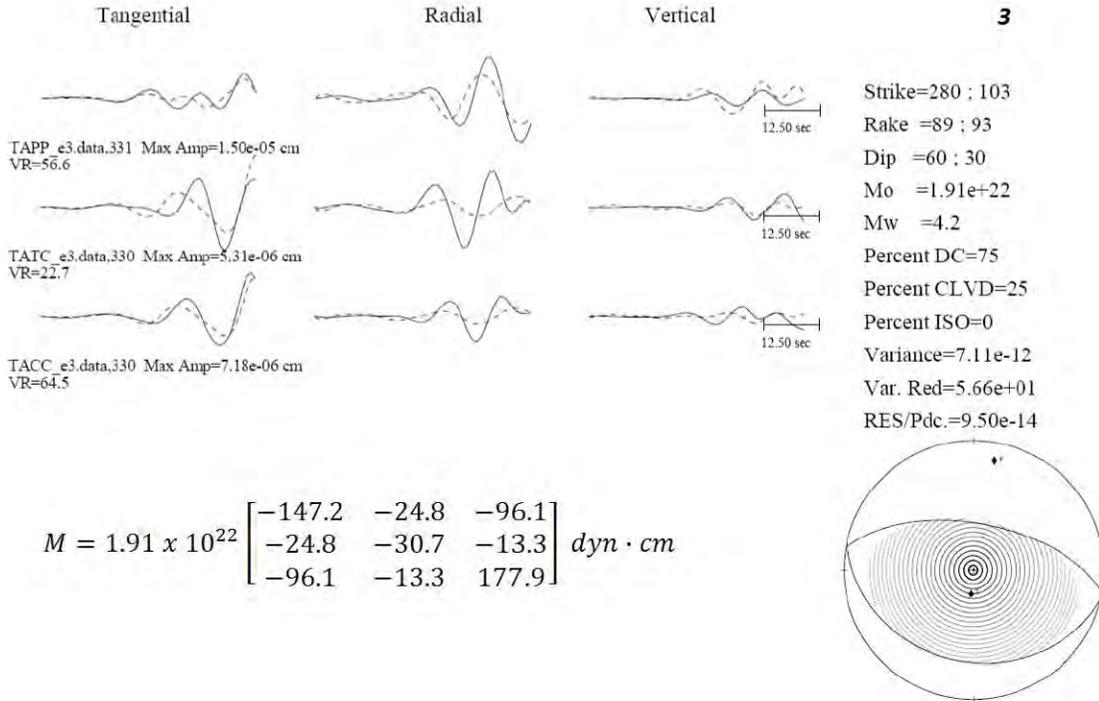


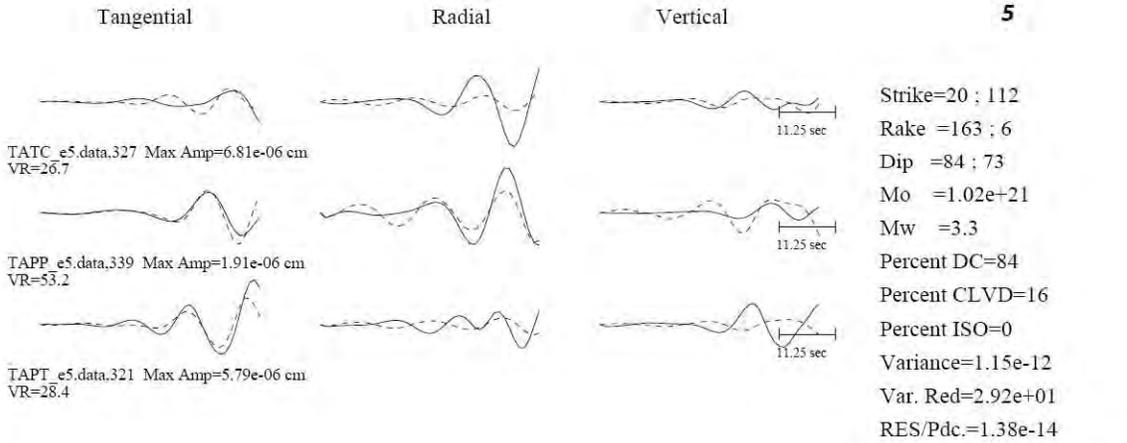
$$M = 2.62 \times 10^{23} \begin{bmatrix} -2752.9 & -549.4 & -875.7 \\ -549.4 & 674.0 & 83.7 \\ -875.7 & 83.7 & 2078.9 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$



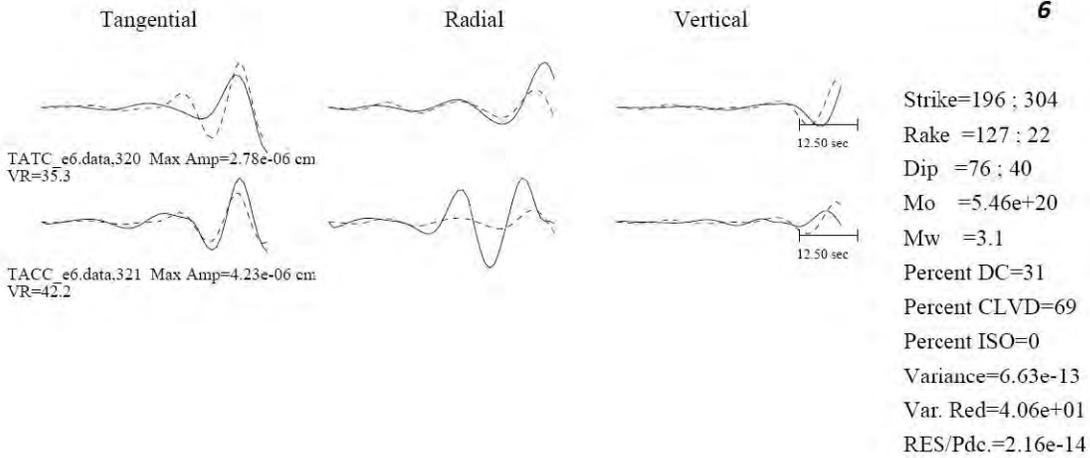
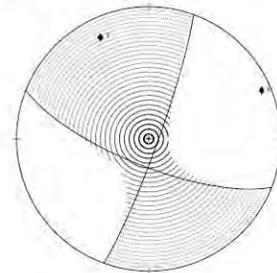
$$M = 1.74 \times 10^{24} \begin{bmatrix} 14056.0 & 956.7 & 822.7 \\ 956.7 & -20460.3 & -1842.5 \\ 822.7 & -1842.5 & 6404.2 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$



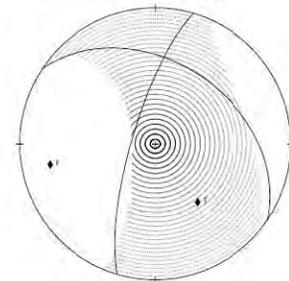


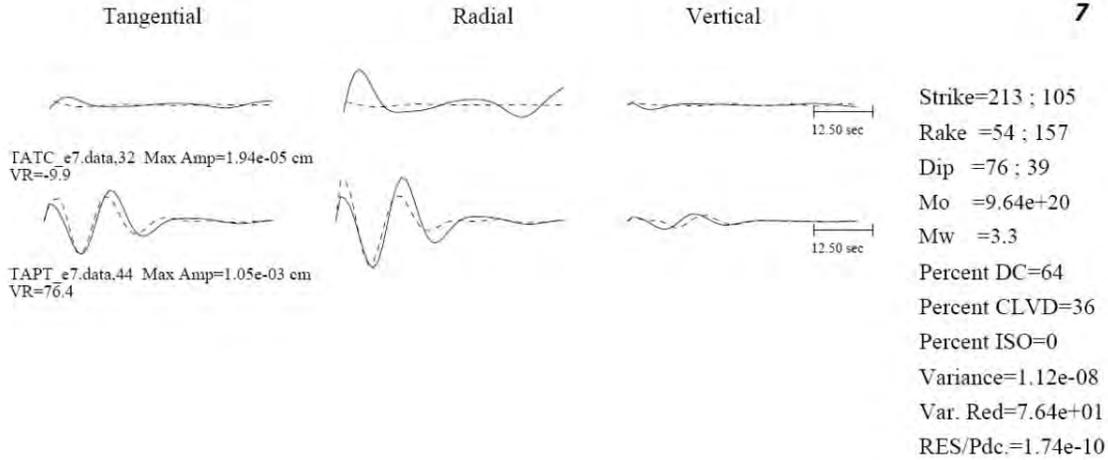


$$M = 1.02 \times 10^{21} \begin{bmatrix} 5.83 & -7.23 & 1.53 \\ -7.23 & -7.16 & -2.42 \\ 1.53 & -2.42 & 1.33 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$

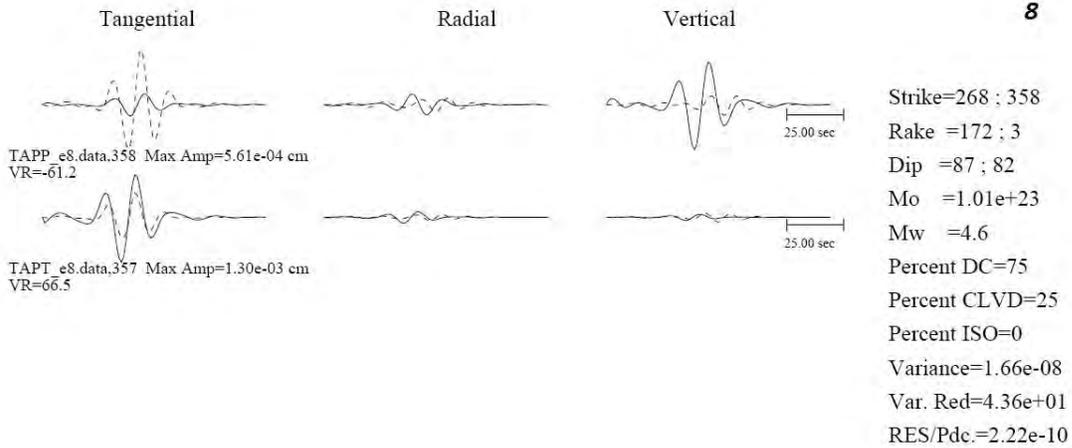
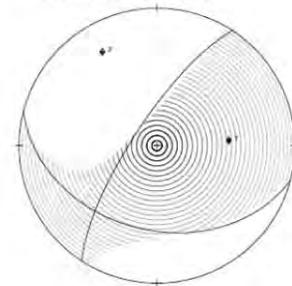


$$M = 5.46 \times 10^{20} \begin{bmatrix} 2.64 & -1.95 & -0.21 \\ -1.95 & -4.73 & 3.61 \\ -0.21 & 3.61 & 2.09 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$

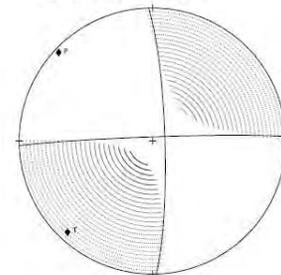


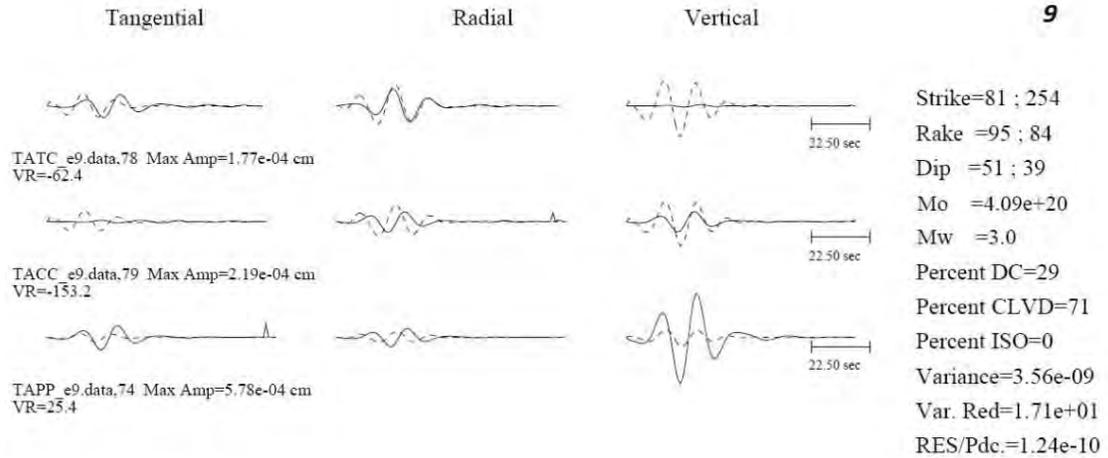


$$M = 9.64 \times 10^{20} \begin{bmatrix} -722.2 & 576.4 & -417.9 \\ 576.4 & -284.4 & 660.1 \\ -417.9 & 660.1 & 437.8 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$

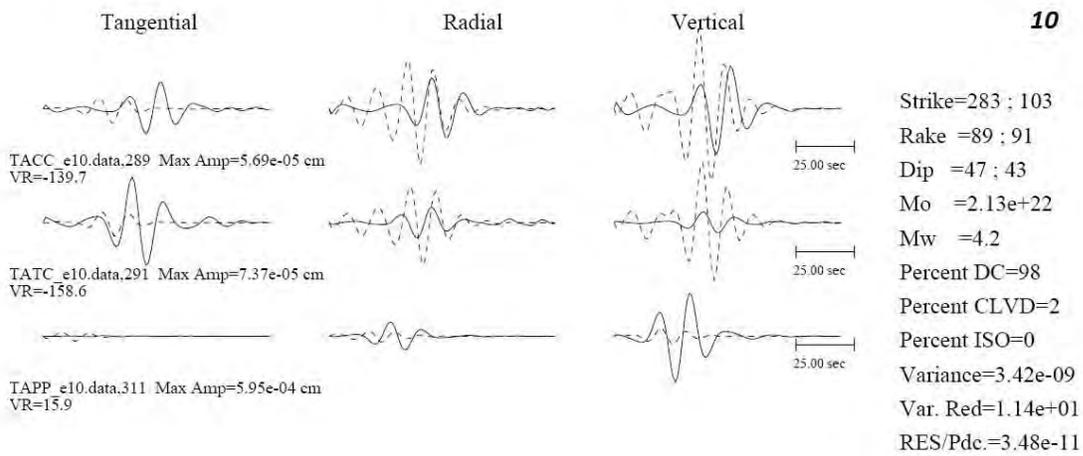
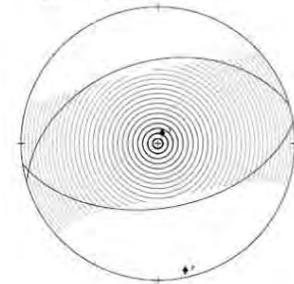


$$M = 1.01 \times 10^{23} \begin{bmatrix} 124.7 & 994.3 & -144.4 \\ 994.3 & -5.06 & -65.4 \\ -144.4 & -65.4 & -119.6 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$

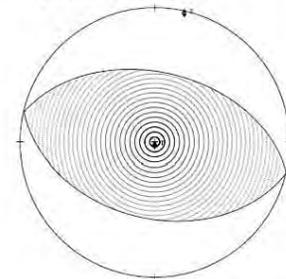


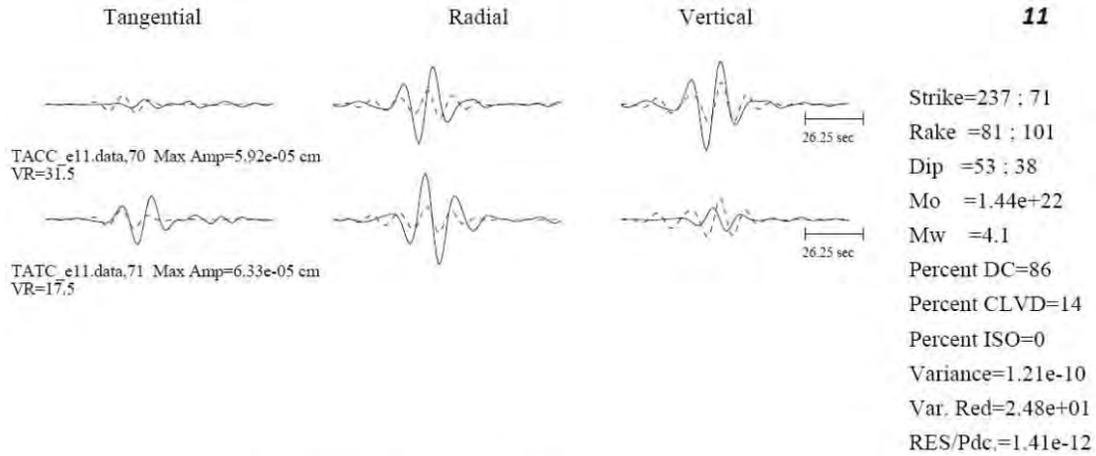


$$M = 4.09 \times 10^{20} \begin{bmatrix} -1052.1 & 317.3 & 184.7 \\ 317.3 & 338.8 & -17.6 \\ 184.7 & -17.6 & 713.3 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$

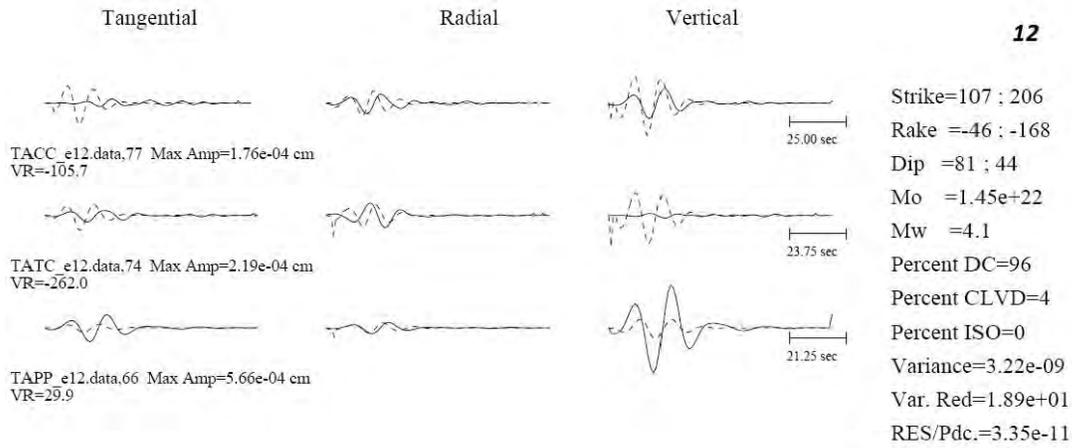
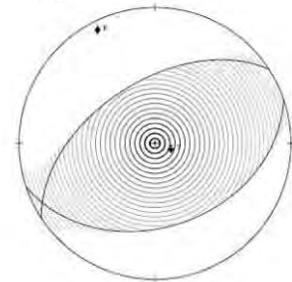


$$M = 2.13 \times 10^{22} \begin{bmatrix} -201.3 & -45.9 & -14.1 \\ -45.9 & -12.2 & -1.62 \\ -14.1 & -1.62 & 213.1 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$

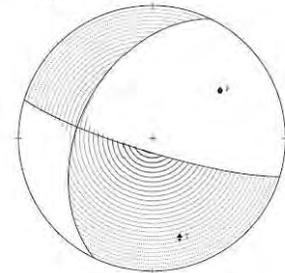


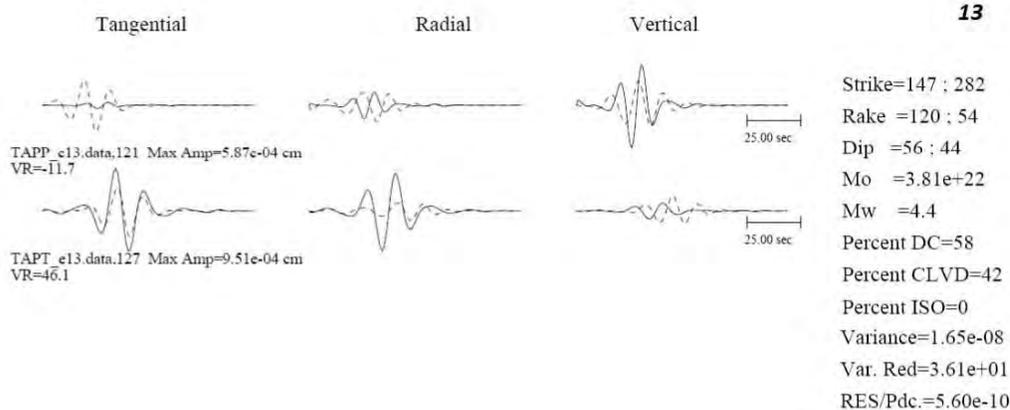


$$M = 1.44 \times 10^{22} \begin{bmatrix} -114.6 & 62.1 & -24.8 \\ 62.1 & -18.1 & 30.0 \\ -24.8 & 30.0 & 132.6 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$

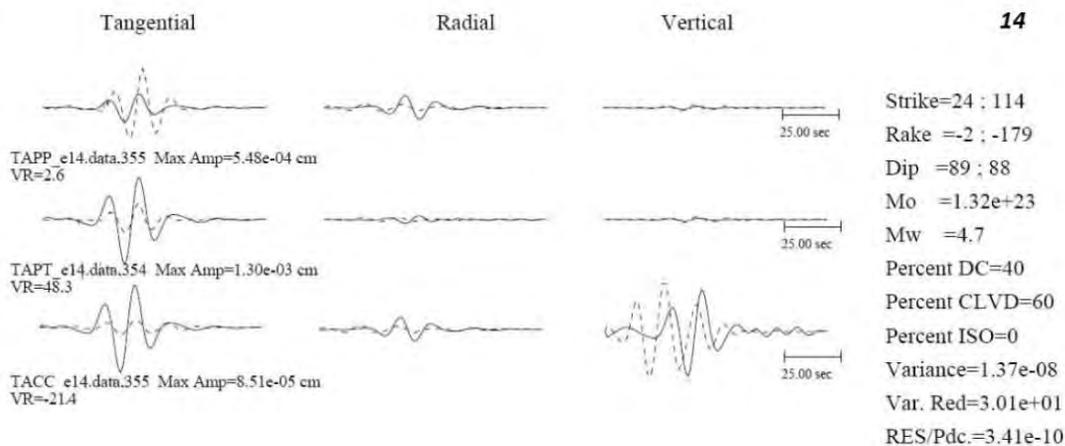
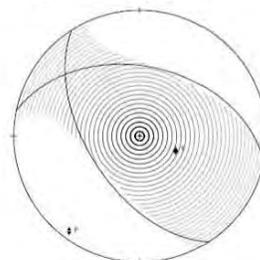


$$M = 1.45 \times 10^{22} \begin{bmatrix} 82.0 & -74.1 & -91.6 \\ -74.1 & -51.4 & -45.4 \\ -91.6 & -45.4 & -30.6 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$

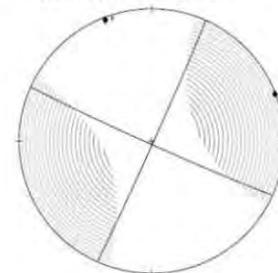


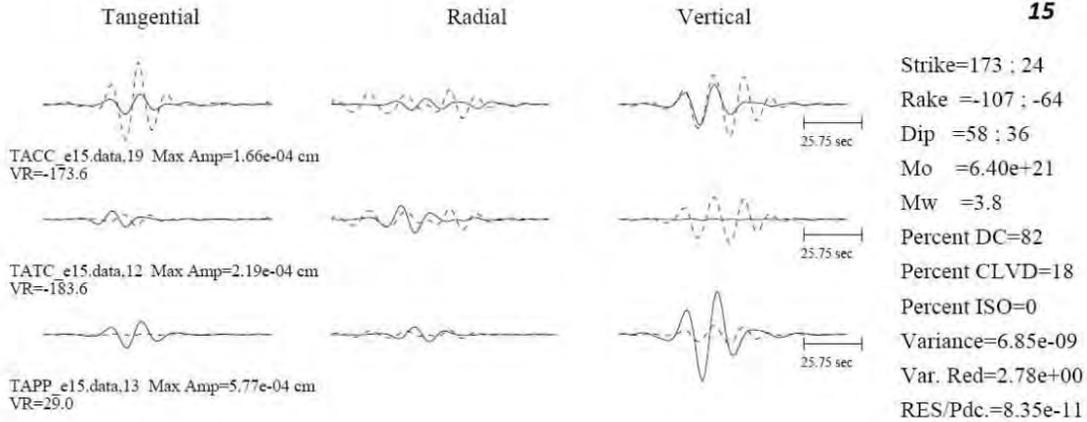


$$M = 3.81 \times 10^{22} \begin{bmatrix} -231.0 & -258.7 & 11.7 \\ -258.7 & -53.4 & 123.6 \\ 11.7 & 123.6 & 284.4 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$

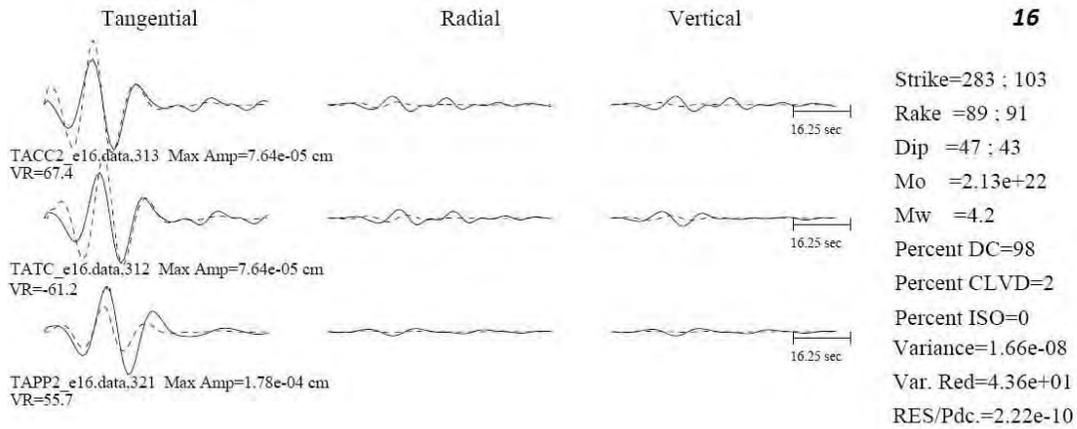
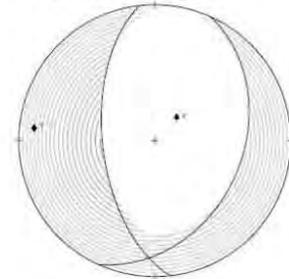


$$M = 1.32 \times 10^{23} \begin{bmatrix} -755.5 & 879.5 & -16.0 \\ 879.5 & 1220.5 & 25.6 \\ -16.0 & 25.6 & -465.0 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$

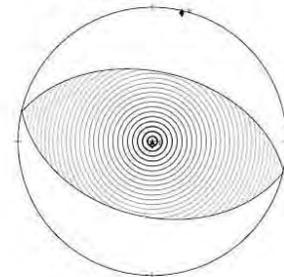


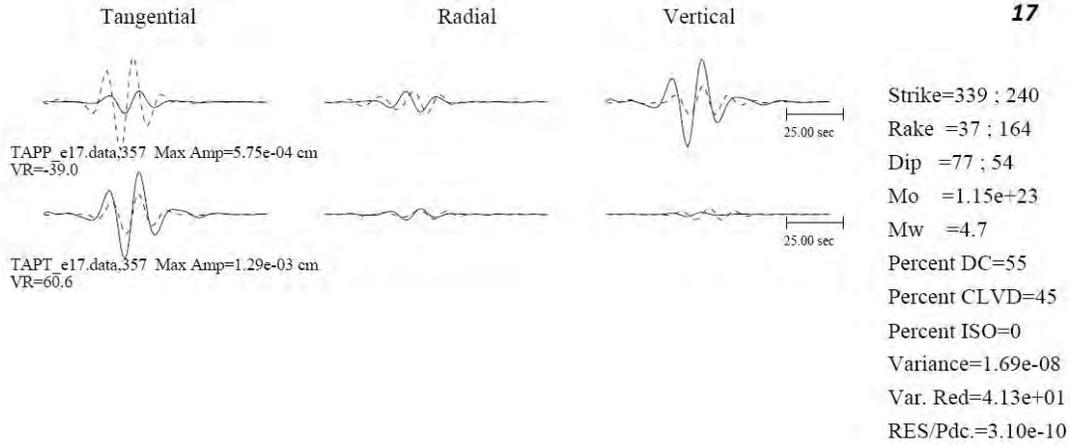


$$M = 6.40 \times 10^{21} \begin{bmatrix} 2.42 & -9.36 & -15.33 \\ -9.36 & 54.51 & -26.33 \\ -15.33 & -26.33 & -56.93 \end{bmatrix} \text{dyn} \cdot \text{cm}$$

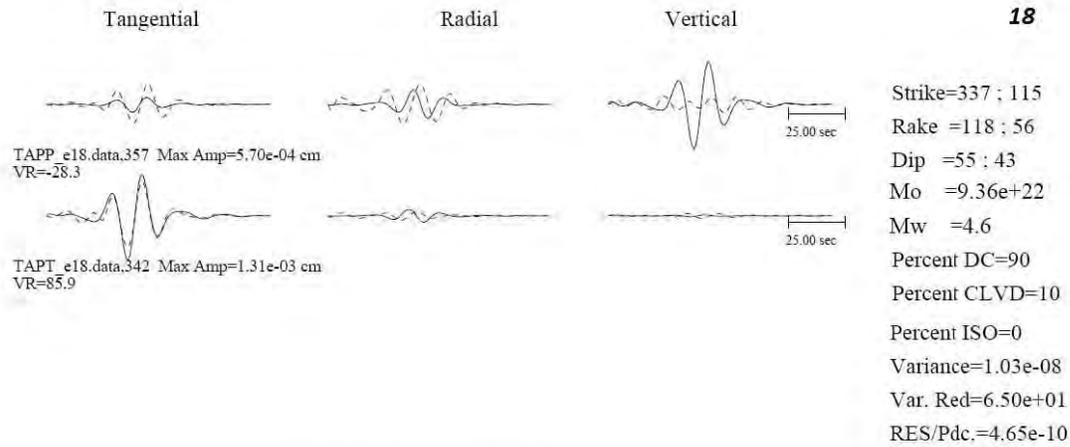
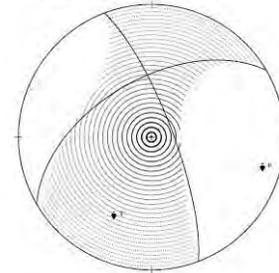


$$M = 2.13 \times 10^{22} \begin{bmatrix} -201.3 & -45.9 & -14.1 \\ -45.9 & -12.2 & -1.61 \\ -14.1 & -1.61 & 213.5 \end{bmatrix} \text{dyn} \cdot \text{cm}$$

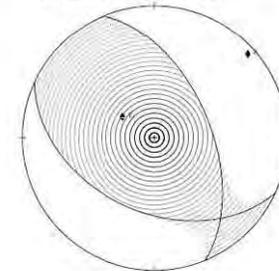


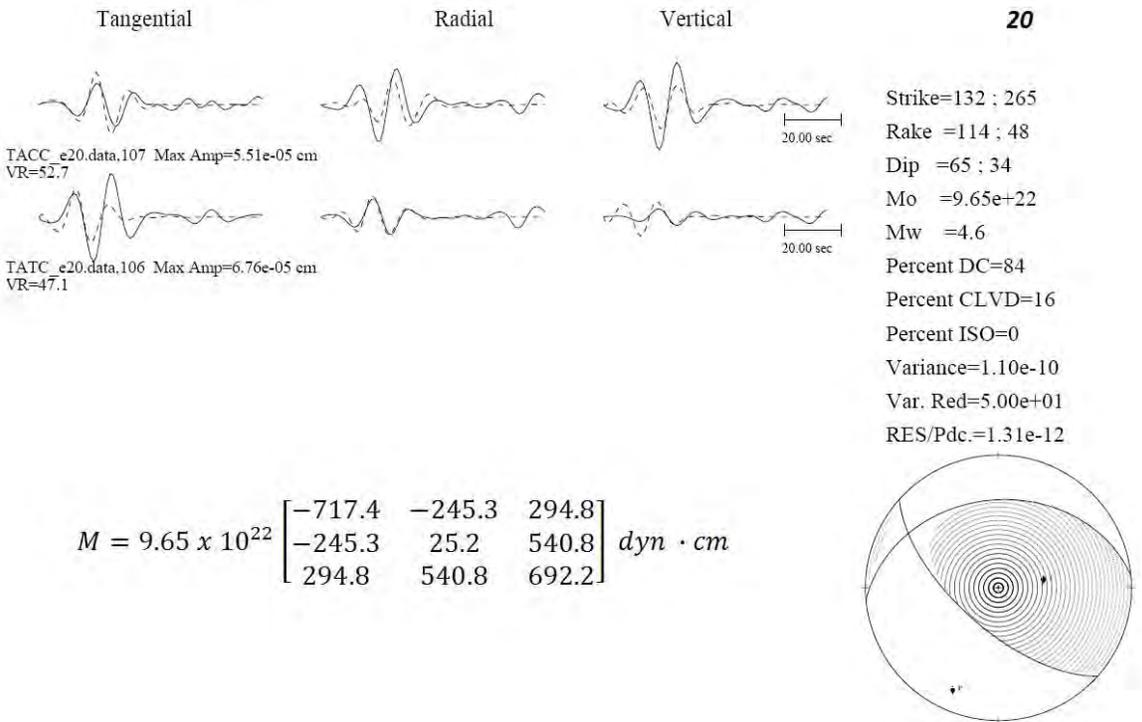
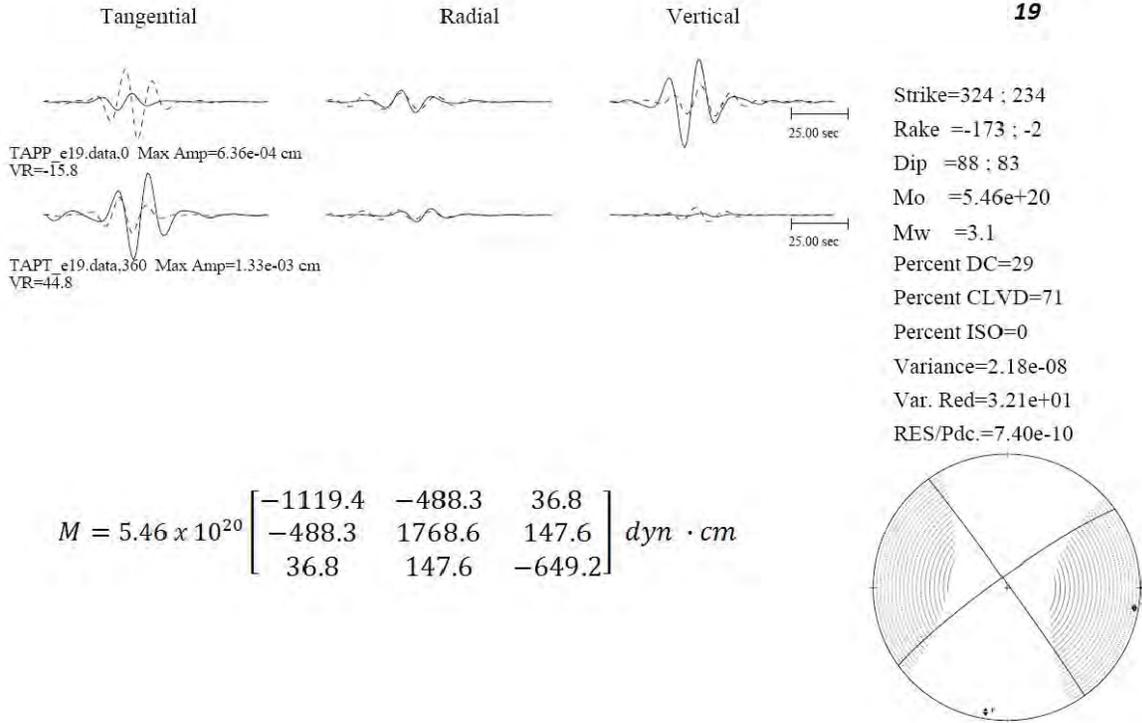


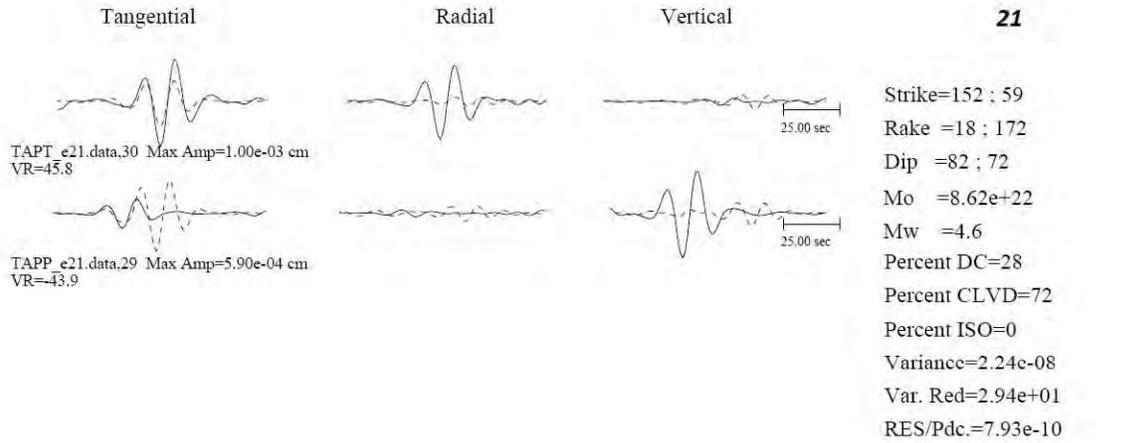
$$M = 1.15 \times 10^{23} \begin{bmatrix} 579.1 & 560.7 & -198.2 \\ 560.7 & -1004.6 & -518.0 \\ -198.2 & -518.0 & 425.5 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$



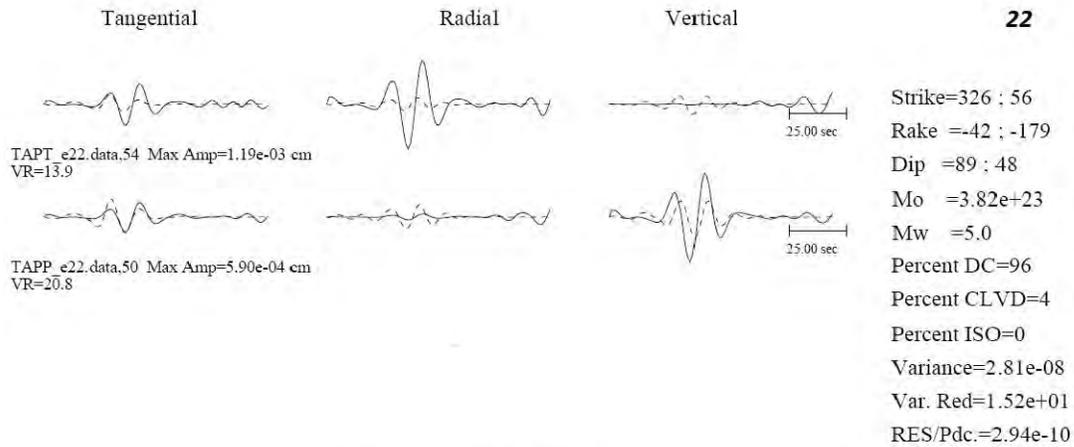
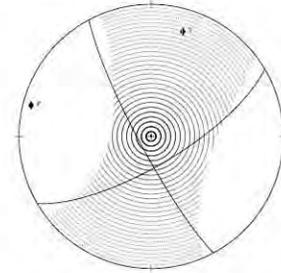
$$M = 9.36 \times 10^{22} \begin{bmatrix} -1.55 & -2.44 & 0.44 \\ -2.44 & -1.78 & -1.51 \\ 0.44 & -1.51 & 3.33 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$



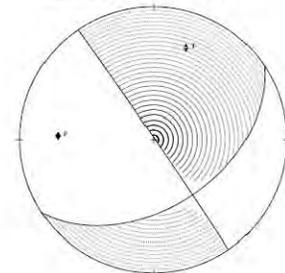


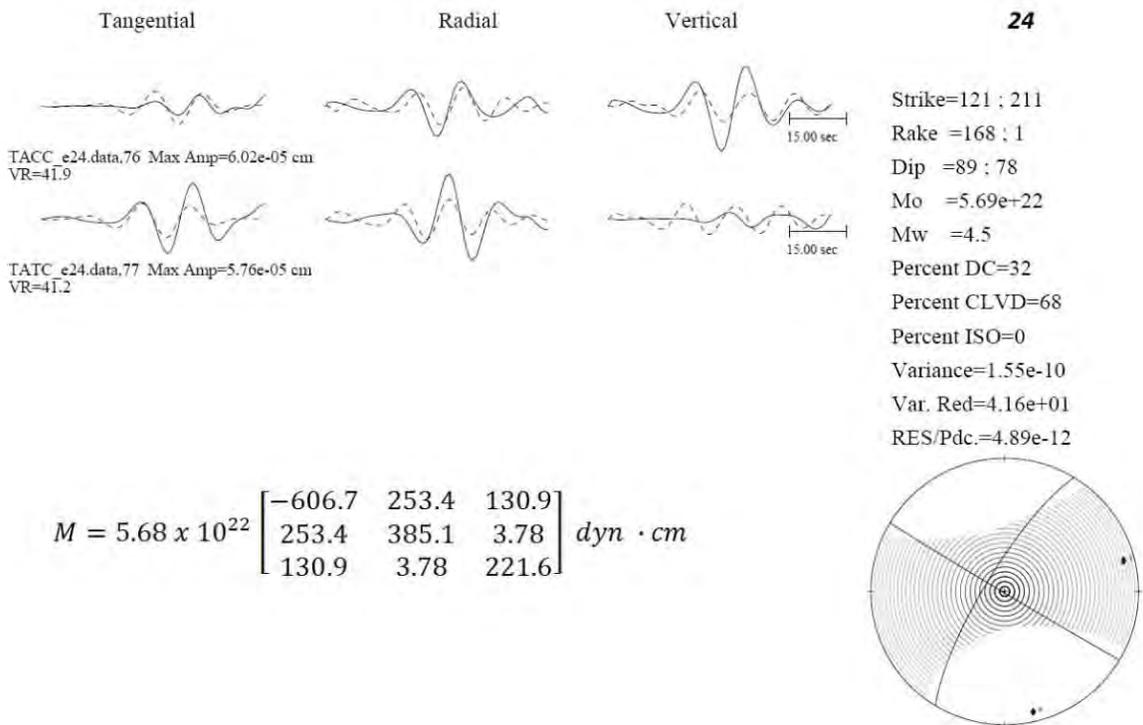
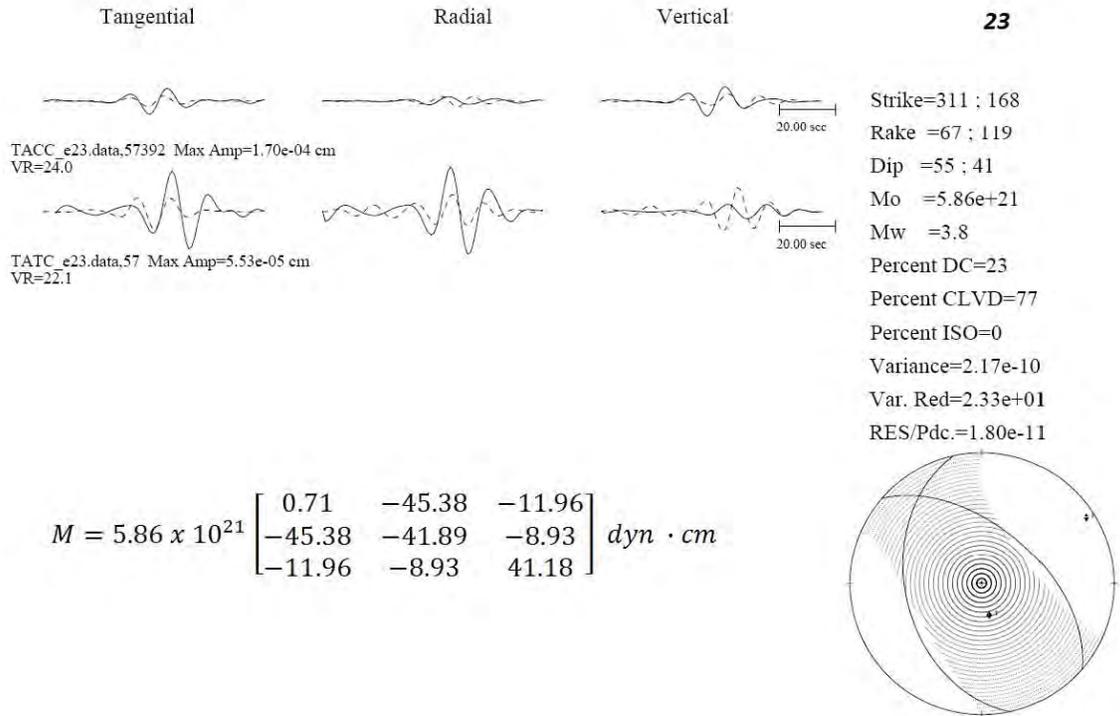


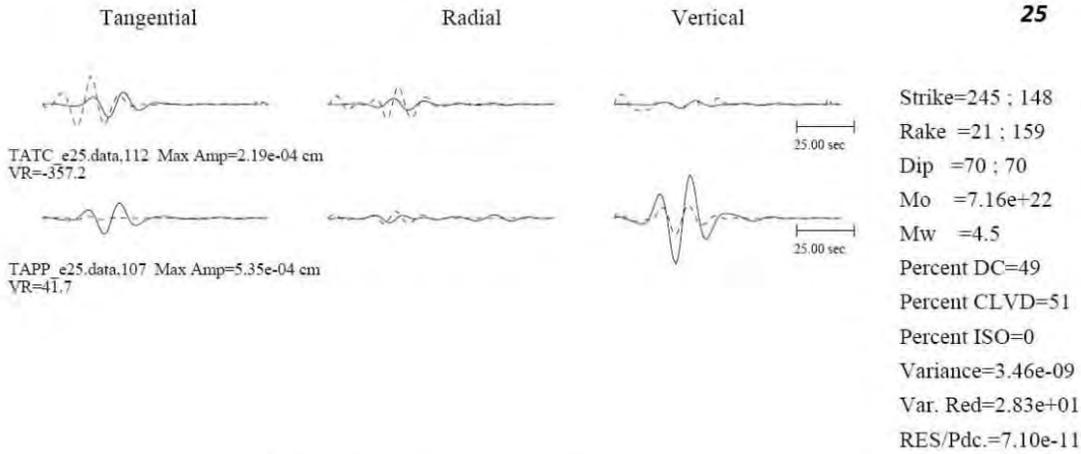
$$M = 8.62 \times 10^{22} \begin{bmatrix} 2367.1 & 1845.1 & 183.8 \\ 1845.1 & -4075.4 & 842.7 \\ 183.8 & 842.7 & 1708.3 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$



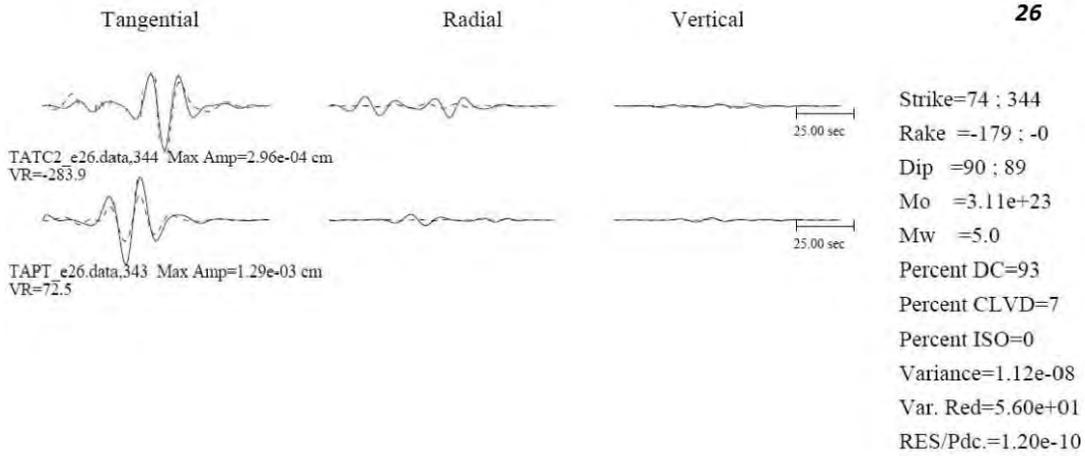
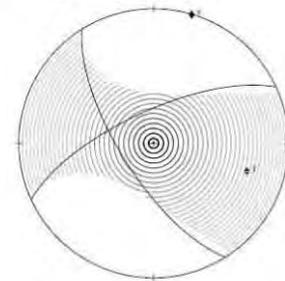
$$M = 3.82 \times 10^{23} \begin{bmatrix} 601.1 & 245.6 & 330.2 \\ 245.6 & -577.0 & 475.2 \\ 330.2 & 475.2 & -24.1 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$



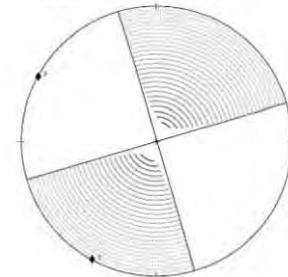




$$M = 7.16 \times 10^{22} \begin{bmatrix} -712.7 & -365.0 & -53.8 \\ -365.0 & 410.5 & 159.3 \\ -53.8 & 159.3 & 302.2 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$



$$M = 3.11 \times 10^{23} \begin{bmatrix} 1747.1 & 2612.6 & -30.2 \\ 2612.6 & -1633.0 & 8.73 \\ -30.2 & 8.73 & -114.1 \end{bmatrix} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$$



Anexo 3.

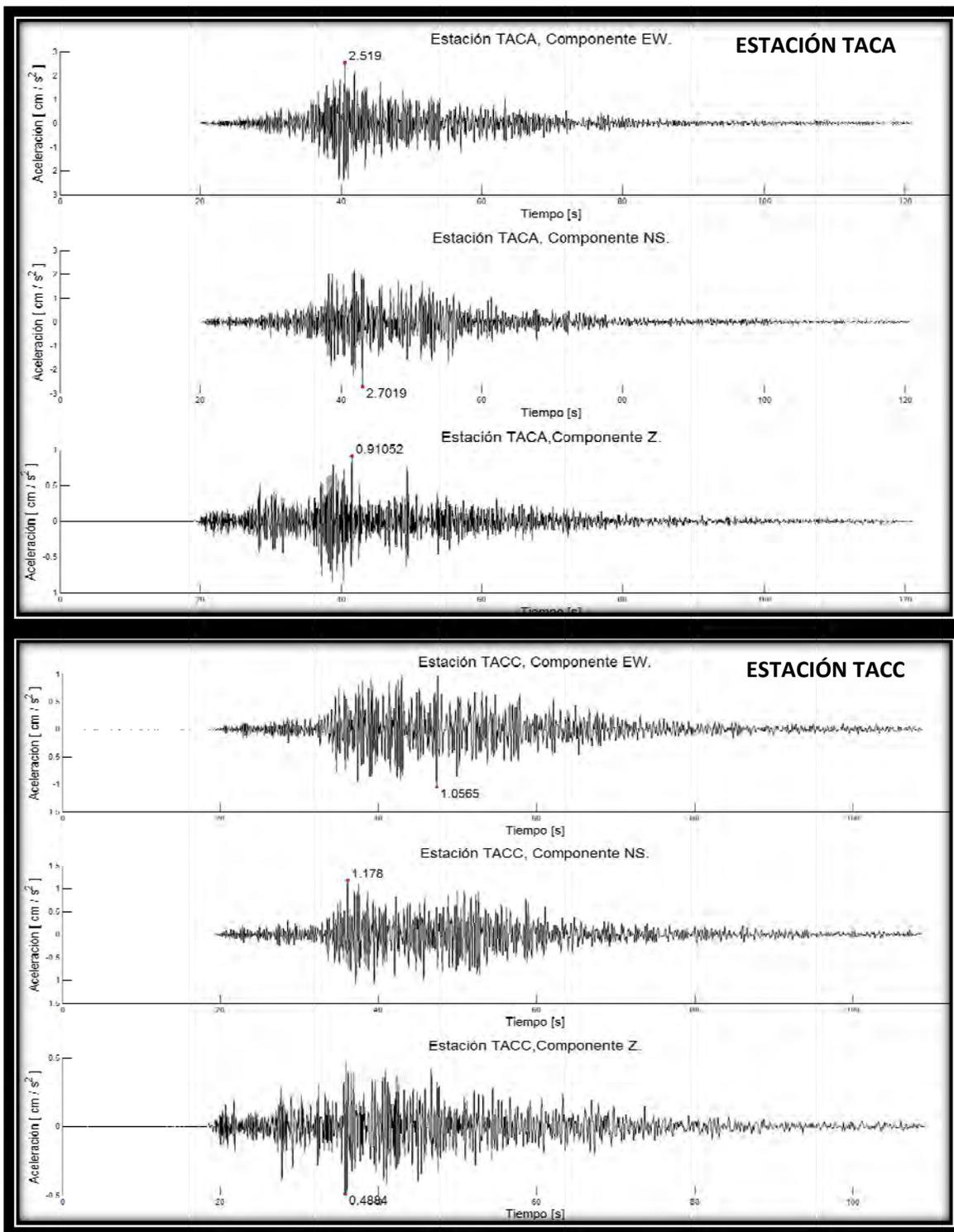
Tabla comparativa entre las magnitudes reportadas por el SSN, y las magnitudes de momento Mw obtenidas mediante cálculo del tensor de momento sísmico.

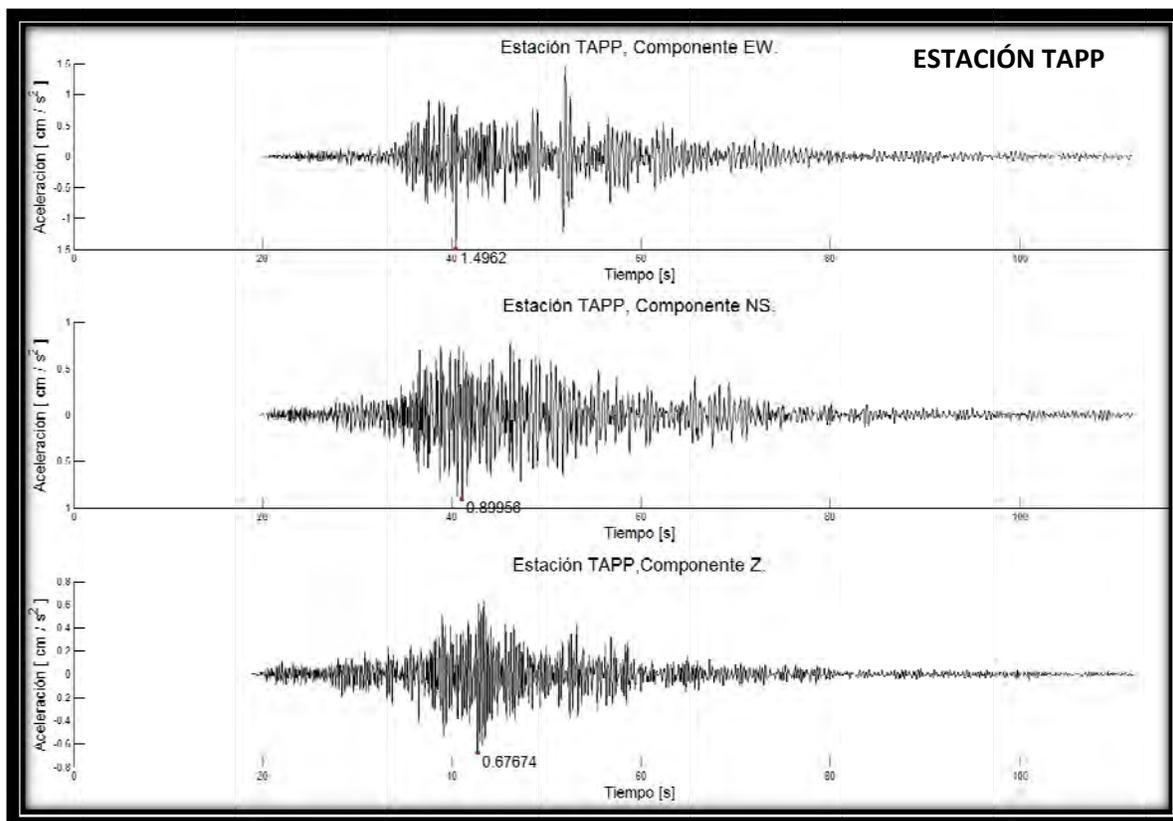
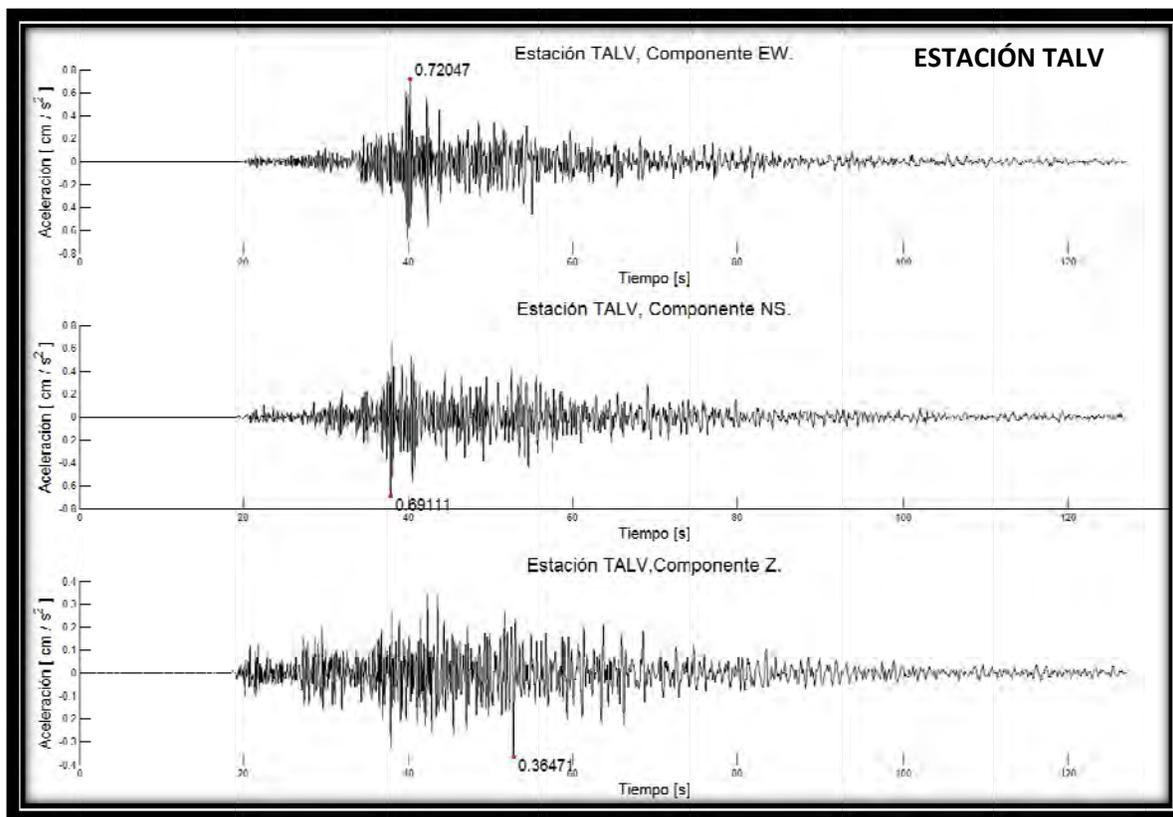
Evento	Magnitud SSN	Magnitud Mw (Calculada).	Diferencia Absoluta.
1	4.9	4.9	0
2	3.6	5.5	1.9
3	4.0	4.2	0.2
4	4.1	4.1	0
5	3.8	3.3	0.5
6	3.9	3.1	0.8
7	3.3	3.3	0
8	4.1	4.6	0.5
9	3.5	3.0	0.5
10	3.7	4.2	0.5
11	4.3	4.1	0.2
12	3.7	4.1	0.4
13	4.4	4.4	0
14	4.0	4.7	0.7
15	3.8	3.8	0
16	3.8	4.2	0.4
17	4.7	4.7	0
18	3.9	4.6	0.7
19	3.7	3.1	0.6
20	4.0	4.6	0.6
21	4.6	4.6	0
22	4.7	5.0	0.3
23	3.9	3.8	0.1
24	4.0	4.5	0.5
25	4.1	4.5	0.4
26	4.5	5.0	0.5

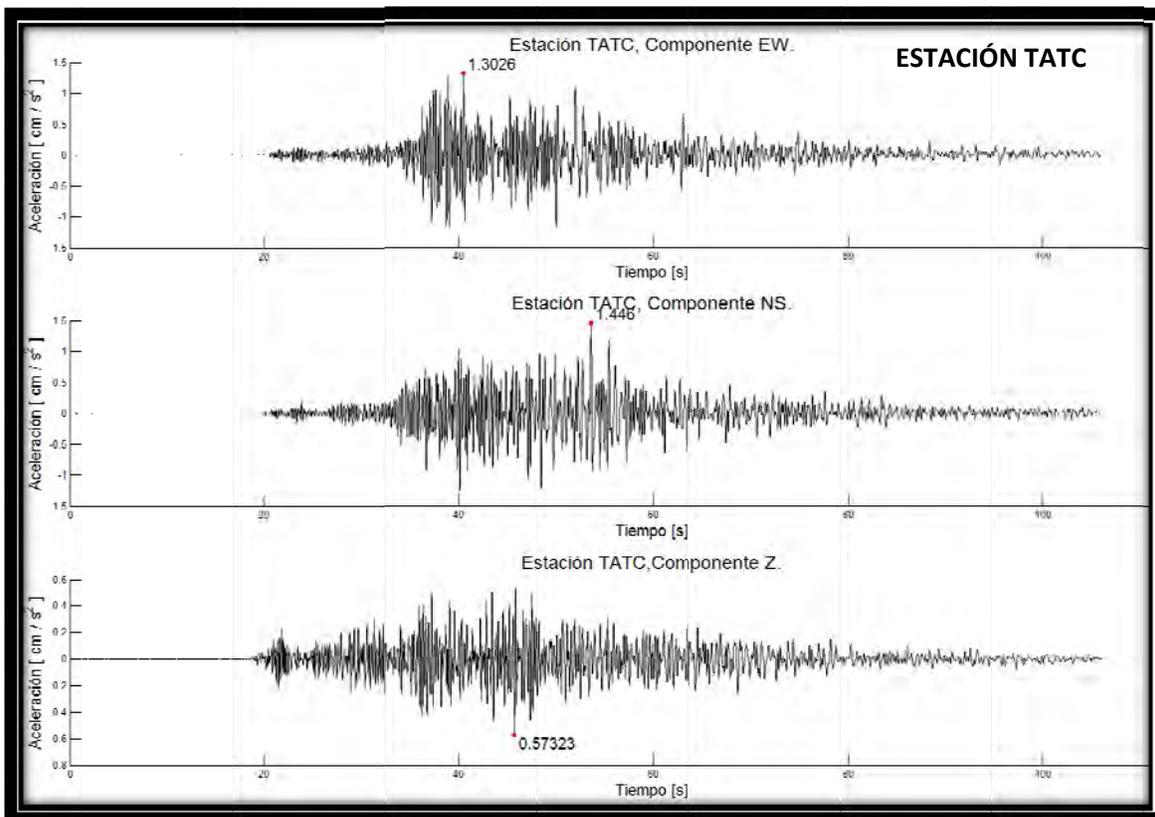
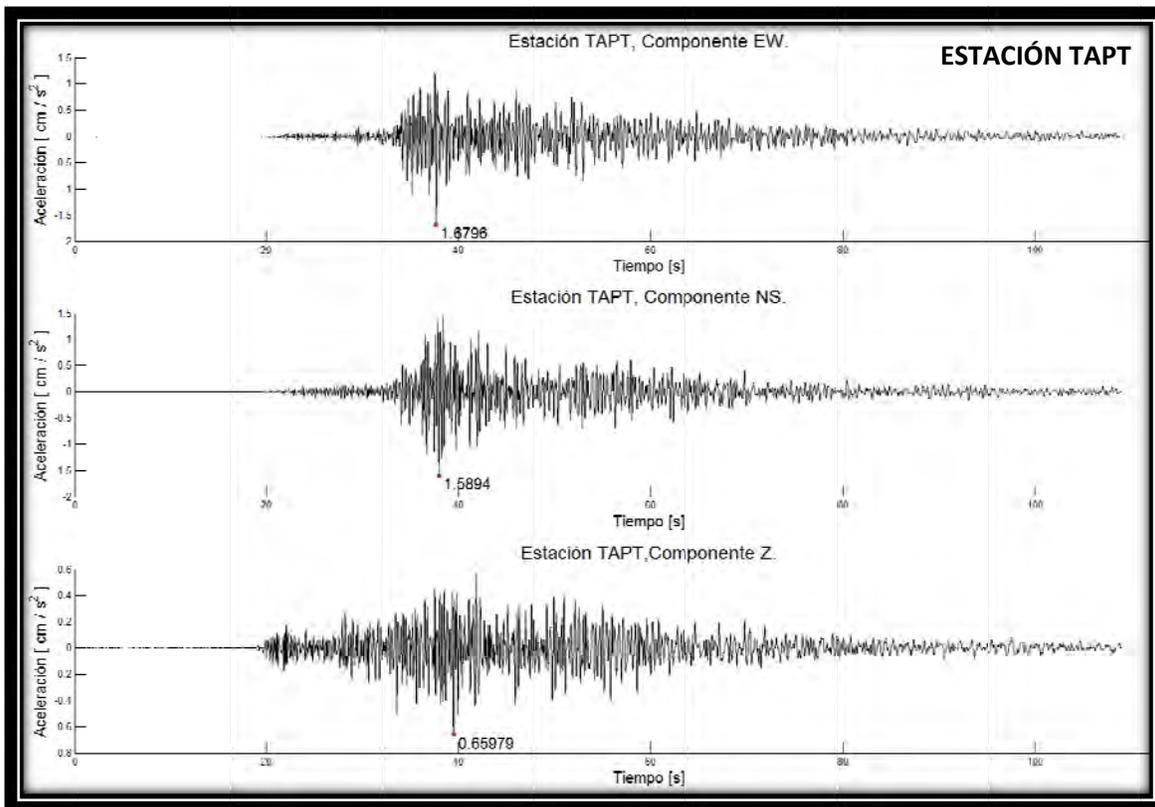
 Mayor Sobrestimación.
 Mayor Subestimación.

Anexo 4.

Acelerogramas del sismo utilizado como función de Green empírica para la construcción del escenario sísmico.







Anexo 5.

Acelerogramas y sismogramas simulados en las seis estaciones para el cálculo de los parámetros del movimiento del terreno.

