



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO.

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geofísica

Sismología

ESTIMACIÓN DE ESCENARIOS SÍSMICOS EN EL ESTADO DE MICHOACÁN.

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA:

RICARDO VÁZQUEZ ROSAS

TUTOR PRINCIPAL.

DR. JORGE AGUIRRE GONZÁLEZ.
(INSTITUTO DE INGENIERÍA, SISMOLOGICA)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. CARLOS VALDÉS GONZÁLEZ (INSTITUTO DE GEOFISICA).
DR. SINGH SINGH SHRI KRISHNA (INSTITUTO DE GEOFISICA).
DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA (INSTITUTO DE GEOFISICA).

México, DF. Noviembre 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

A Dios por darme la oportunidad de seguir en vida, y darme la fuerza para seguir adelante.

Con todo el cariño y a mis padres Amancio Vázquez C. y M^a. Dolores Rosas M. Por su inalcanzable ejemplo de superación, trabajo y honestidad. Por haberme brindado su apoyo durante todo este tiempo para poder culminar mis estudios, mil gracias Papa y Mama.

A quienes gracias a ustedes (papa y mama) este trabajo fue posible llevarlo a su culminación tanto económico como en todos los sentidos. Sin su apoyo este trabajo nunca hubiese sido culminado.

Este trabajo de tesis es uno de los más completos que se ha realizado en los últimos años en el estado de Michoacán y/o en la República mexicana en la estimación de escenarios sísmicos. Dicho esto por que este trabajo fue elaborado sin apoyos económicos y sin que existiera un proyecto patrocinado para el estado de Michoacán. Este proyecto se construyó con recursos propios y de apoyos de la gente que creyó en este trabajo. Que se llevo mucho esfuerzo y dedicación con la finalidad de brindar y dar a conocer la importancia de los desastres naturales (en este caso lo sismos) que existen en nuestro estado de Michoacán. Muchas gracias a nuestra máxima casa de estudios (UNAM) quien brindo y cobijo mi formación como profesionista desde mi tesis de licenciatura hasta la presente tesis de doctorado.

A Nancy, Karla Denis y Alice , quienes brindaron todo su apoyo incondicional y fueron parte importante dentro de todo este trabajo.

Gracias

PADRES.

Agradecimientos.

Al Dr. Jorge Aguirre González, por la confianza, amistad, sus comentarios y sus críticas para mejorar todos y cada uno de los trabajos de tesis (que fueron: Licenciatura, Maestría y Doctorado). Por todas las enseñanzas a lo largo de mi formación académica (gracias de toda la vida).

Al Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy principalmente por su amistad, su apoyo confianza y enseñanzas.

Al Dra. Hortensia Flores E., Dr. Hugo Ferrer T., Dr. Cinna Lomnitz, Dr. Shri Krishna, Dr. Arturo Iglesias, Dr. Carlos Valdés, Dr. Juan Carlos Montalvo, Dr. Sánchez Sesma, por su amistad, apoyo, críticas para mejorar este trabajo.

Al Ing. Horacio Mijarez Arrellano por su valiosa amistad, por todas sus enseñanzas, paciencia, y por el tiempo dedicado durante el trabajo realizado en campo y en el laboratorio.

A todas las familias de Michoacán que me abrieron las puertas de su hogar y me permitieron instalar equipos sísmicos en sus hogares.

A todos aquellos que durante el tiempo que duro este trabajo estuvieron brindando me su amistad, apoyo y su confianza.

Agradecimientos.

A CONACYT, por haberme apoyado con una beca para poder terminar mis estudios de doctorado.

A Nuestra Máxima Casa de Estudios UNAM.

y al Instituto de Ingeniería, UNAM, por haberme brindado sus instalaciones para consolidar mi formación como profesionista y brindarme un espacio como becario para culminar este trabajo de tesis.

Y al instituto de Geofísica.

GRACIAS.

ÍNDICE

Resumen

Introducción.

I. SISMICIDAD EN EL ESTADO DE MICHOACÁN.

I.1	Generalidades.	1
I.2	Contexto geodinámico de Michoacán.	2
I.3	Marco Sismo-tectónico del estado de Michoacán y la geología regional.	4
I.4	Carta geológica del Michoacán.	5
I.5	Sismos históricos.	6
I.5.1	Descripción histórica de la sismicidad del estado de Michoacán.	6
I.6	Estadística regional y local.	13
I.7	Zonas sismogénicas en el estado de Michoacán.	16
I.8	Datos poblacionales del estado de Michoacán.	19
I.9	Conclusiones.	22
I.10	Referencias.	23

II. DEFINICIONES TEÓRICAS.

II.1	Parámetros de modelación del movimiento del terreno.	25
a).	Magnitud sísmica.	26
b).	Distancia fuente-sitio.	27
c).	Mecanismo de falla.	29
d).	Condiciones locales del sitio.	30
e).	Caída de esfuerzos.	32
f).	Directividad de la fuente y patrón de radiación.	33
g).	Efectos de bloque de techo y fondo.	34
h).	Relación de Atenuación.	35
II.2	Métodos Estadísticos.	37
a).	Análisis de regresión.	37
b).	Valor de predicción.	37
II.3	Métodos Teóricos.	38
1).	Espectro de la fuente.	39
2).	Caída de esfuerzos.	41
3).	Atenuación de la corteza.	41
4).	Respuesta del sitio.	42
II.4	Modelos ingenieriles.	43
II.5	Referencias.	45

III. RED TEMPORAL EN MICHOACÁN.

III.1	Descripción de los sitios y eventos registrados en la red temporal.	53
III.2	Resultados.	60

IV. ESTIMACIÓN DE LA ATENUACIÓN DEL MOVIMIENTO FUERTE EN EL ESTADO DE MICHOACÁN.

IV.1	Resumen.	62
IV.2	Abstrac.	62
IV.3	Introducción.	62
IV.4	Atenuación perpendicular a la costa.	64
IV.5	Procesado y análisis de los datos.	65
IV.6	Estimación de la amplificación sísmica para 8 frecuencias.	71
IV.7	Resultados.	76
IV.8	Referencias.	77

V. EFECTO DE SITIO.

V.1	Estudio de microtemores.	81
V.2	Naturaleza de los microtemores.	82
V.3	Metodologías para la medición del efecto de sitio.	85
V.4	Observación de microtemores en arreglos instrumentales.	87
V.5	Observación con respecto a la relación espectral con un sitio de referencia.	88
V.6	Observación con una sola estación.	89
V.7	Microzonificación sísmica.	89
V.8	Microzonificaciones sísmicas en Michoacán.	91
A).	Microzonificación sísmica de la ciudad de Uruapan, Michoacán.	92
B).	Microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora, Michoacán.	93
C).	Microzonificación sísmica de la ciudad de Maravatio Michoacán.	94
D).	Microzonificación sísmica de la ciudad de Pátzcuaro, Michoacán.	95
E).	Microzonificación sísmica de Zitácuaro, Michoacán.	96
F).	Microzonificación sísmica de la ciudad de Angangueo Michoacán.	97
G).	Microzonificación sísmica de la ciudad de Lázaro Cárdenas Michoacán.	98
V.9	Discusión y conclusiones.	99
V.10	Referencias.	100

VI. SIMULACIÓN DE MOVIMIENTOS FUERTES BASADOS EN EL MÉTODO DE LAS FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS EN EL ESTADO DE MICHOACÁN, MÉXICO.

VI.1	Introducción.	105
VI.2	Método de las Funciones de Green Empíricas.	106
VI.3	Aplicación del método.	107

VI.4	Discusión y conclusiones.	124
VI.5	Referencias.	125

VII. ESTIMACIÓN DE UN ESCENARIO SÍSMICO EN LA CIUDAD DE MARAVATIO MICHOACÁN.

VII.1	Introducción.	127
VII.2	Contexto geodinámico y geología regional de Maravatio Michoacán.	128
VII.3	Estudio y aplicación del método de Autocorrelación Espacial en Maravatio.	129
	a) Descripción.	129
	b) Aplicación.	130
VII.4	Curvas de elipticidad y la relación con los cocientes espectrales H/V.	133
VII.5	Resultados de las estructuras de velocidad estimadas, así como las curvas de Elipticidad para los 5 sitios de estudio.	134
VII.6	Análisis Unidimensional de respuesta sísmica del terreno en un medio estratificado y viscoelástico.	139
	a) Descripción del problema y de los parámetros más importantes.	139
	b) Aproximación lineal.	140
	c) Propagación SH.	141
VII.7	Modelo de un medio estratificado sometido a la incidencia vertical de ondas planas SH.	142
VII.8	Funciones de transferencia para un medio estratificado.	144
VII.9	Simulación de los acelerógramas sintéticos para los 5 sitios de estudio.	147
VII.10	Espectros de respuesta.	150
VII.11	Espectros de respuesta e intensidad espectral.	150
VII.12	Estimación de los espectros de respuesta mediante el manual de CFE.	158
VII.13	Discusión de resultados y conclusiones.	163
VII.14	Referencias.	165
VIII	Discusión de resultados generales.	172
VIII.1	Conclusiones Generales	176

Resumen.

En la presente tesis se presentan los resultados de un estudio experimental realizado en el Estado de Michoacán. La finalidad es recopilar los elementos que permitan la simulación de movimientos fuertes para generar los escenarios sísmicos dentro del Estado de Michoacán y por tanto una mejor estimación del peligro sísmico.

En esta tesis se realiza la construcción de un escenario sísmico donde se abordan tres partes importantes del sismo, como lo son la fuente, el trayecto y los efectos de sitio. Con ello podríamos reconstruir las historias de movimiento en aceleración y/o velocidad, y a su vez las características dinámicas de los edificios, así como evaluar con mayor detalle los escenarios sísmicos en función del peligro sísmico.

El peligro sísmico comúnmente se caracteriza por dos enfoques. El primero es el probabilista, basado en la estimación de aceleraciones máximas del movimiento (por sus siglas en inglés PGA) para un periodo de tiempo dado, con base en la definición de las zonas simogénicas y las relaciones de atenuación del movimiento del terreno. El segundo enfoque es el determinista, en este es donde se generan las formas de onda (sismogramas) para un escenario sísmico específico. En este enfoque, se busca incluir detalles de la caracterización de las fuentes sísmicas, del trayecto y de los efectos de sitio (de los estratos superficiales).

En el presente trabajo, se estudia el Estado de Michoacán que es una de las zonas simogénicas más importantes de México. En el estado se generan sismos tectónicos, volcánicos y debidos a fallas locales en la región. Por esta razón, es importante estudiar los parámetros de la fuente, trayecto y efectos de sitio en el Estado de Michoacán.

En particular se estudian los tres factores más importantes dentro de la sismología donde se pretende llegar a un mejor entendimiento de los efectos que producen los sismos dentro del estado. Ello involucró la aplicación de métodos de análisis tanto para el análisis de ruido sísmico (microtremores) como de registros sísmicos. Además de los registros de eventos sísmicos como los de microtremores, fueron registrados como parte de esta tesis, por redes de estaciones temporales, así como por mediciones de microtremores en siete ciudades del estado de Michoacán. La red temporal correspondió a la instalación de siete estaciones acelerográficas por aproximadamente cuatro meses con el propósito de estudiar la atenuación sísmica. Además, los registros obtenidos por esta red fueron usados para generar un escenario sísmico por medio del método de la función de Green empírica. Los registros de microtremores fueron usados en primera instancia para generar mapas de isoperiodos en siete ciudades del estado. En algunas de ellas además se midieron microtremores simultáneamente en arreglos, lo que permitió la aplicación del método SPAC para estimar las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en los estratos superficiales y con ello estimar el efecto de sitio.

El ejercicio más completo del uso de los métodos y datos recopilados en esta tesis se realizó en la ciudad de Maravatío debido a que ahí se usaron todos los tipos de datos, análisis y métodos expuestos en esta tesis. Para esta ciudad se generó un mapa de isoperiodos, se aplicaron varios arreglos SPAC y se determinó la estructura de velocidades en cinco sitios formando un perfil. Con un evento sísmico registrado en la estación temporal instalada en la misma ciudad y dentro del perfil de velocidades, se generaron escenarios sísmicos aplicando el método de la función de Green Empíricas (Irikura,1986). Usando el perfil de velocidades y con el método de Thomson-Haskell (1950,1953) se generaron registros sintéticos de ese escenario en los otros cinco puntos

del perfil. La utilidad de los sismogramas generados por estos escenarios a través de la combinación de los métodos empleados, se demuestra al discutir los resultados en términos de aceleraciones pico (PGA), velocidades pico (PGV), espectros de respuesta, intensidades de Arias e intensidades de Mercalli modificadas (IMM). Aunque el escenario no corresponde a un sismo potencialmente destructivo para la ciudad de Maravatio, ya que las IMM máximas fueron de III, la potencialidad de la combinación de estos métodos para generar escenarios sísmicos seguramente se verá aumentada en el futuro cuando se cuente con estaciones permanentes.

Abstrac.

In this thesis we present the results of an experimental study in the state of Michoacán. The aim is to gather the elements to strong motion simulation to generate seismic scenarios within the State of Michoacán and therefore a better estimate of seismic hazard.

In this thesis is the construction of an earthquake scenario which addresses three important parts of the earthquake, such as the source, path and site effects. This could reconstruct the histories of movement acceleration and / or velocity, and in turn the dynamic characteristics of the buildings, as well as further evaluation scenarios based seismic hazard.

Seismic hazard commonly characterized by two approaches. The first is the probabilistic estimation based on the maximum acceleration of movement (for its acronym in English PGA) for a given time period , based on the definition of seismogenics areas and attenuation relations of ground motion . The second approach is the deterministic, this is where the waveforms generated (seismogram) for a specific seismic scenario. In this approach, we seek to include details of the characterization of the seismic sources, path and site effects (of the surface layers) .

In this paper, we study the state of Michoacán is one of the most important seismogenic Mexico. In the state are generated tectonic earthquakes, volcanic, and due to local faults in the region. For this reason, it is important to study the parameters of the source, path and site effects in the state of Michoacán.

In particular we study the three most important factors in seismology which aims to reach a better understanding of the effects of earthquakes within the state. This involved the application of both analytical methods for the analysis of seismic noise (microtremors) and seismic records. Besides seismic event logs as microtremor, were recorded as part of this thesis, for temporary station networks, as well as measurements of microtremors in seven cities in the state of Michoacán. The temporary network corresponded to the installation of seven seasons accelerographic for about four months in order to study the seismic attenuation. Furthermore, the records obtained by this network were used to generate a seismic scenario by the method of Green's function empirically. Microtremor records were used in the first instance to generate maps isoperiodos in seven cities in the state. In addition some were measured simultaneously Microtremor arrangements, allowing SPAC applying the method to estimate the propagation velocities of seismic waves in the surface layers and thus estimate the effect site.

The most comprehensive exercise methods and use of data collected in this thesis was conducted in the city of Maravatío because there were used all types of data, analysis and methods outlined in this thesis. To this city map generated isoperiods, various arrangements SPAC applied and determined the velocity structure in five sites forming a profile. With a seismic event recorded in the temporary station installed in the same city and in the velocity profile, seismic scenarios were generated using the method of Empirical Green's function (Irikura, 1986). Using the velocity profile and the Thomson- Haskell method (1950-1953) synthetic records were generated that scenario in the other five points of the profile. The usefulness of these scenarios seismograms generated by the combination of the methods is demonstrated by discussing the results in terms of peak accelerations (PGA), peak velocities (PGV), response spectra, Arias intensities and intensities of modified Mercalli (IMM). Although the scenario does not correspond to a potentially destructive earthquake city Maravatio, as were maximum IMM III, the potential of the combination of these methods for generating seismic scenarios likely will be increased in the future when you count on permanent stations.

Introducción.

El Estado de Michoacán se localiza en una de las zonas de más alta sismicidad en el país (Acambay, 1912; Maravatio, 1979; Lázaro Cárdenas, 1985). El estado se encuentra sujeto a un peligro y riesgo sísmico latente, que ha dado lugar en la historia de los sismos en México.

Frente a este panorama tan desalentador, en zonas geológicas con escenarios donde la sismicidad esta latente es importante tener una visión global de lo que se supone en las evaluaciones del riesgo y el peligro sísmico. Comenzando por la propia definición y clasificación del peligro y riesgo en general, así como los métodos que se emplean para su estimación. En este trabajo se describen las partes o fases a seguir, en la evaluación del peligro sísmico indicando los problemas y las soluciones que se encuentran en cada uno de los aspectos del estudio de movimiento fuerte y que contribuyen a la definición de la peligrosidad de una zona en estudio. Por otro lado, se presentan también los principales métodos utilizados hasta nuestros días para el análisis a la hora de evaluar el peligro sísmico.

Los resultados de toda evaluación de peligrosidad dependen del parámetro que representa el movimiento del terreno. Para fines de diseño sísmico, la peligrosidad debe ser expresada en términos de parámetros que definan las fuerzas sísmicas. El mas comúnmente usado es la aceleración pico (por sus siglas en ingles, PGA), que presenta cierta correlación con el daño causado. Sin embargo, la PGA no considera el contenido frecuencial del movimiento sísmico, y a su vez, es independiente de la duración del movimiento, que puede ser determinante en la respuesta dinámica de la estructura. Por ello, cobran cada vez más importancia los estudios de peligrosidad en términos de las ordenadas espectrales de aceleración, velocidad y desplazamiento para diferentes frecuencias del movimiento. En cualquier caso, la estimación de la peligrosidad en función de estos parámetros se puede volver complicado cuando no se tienen los suficientes registros o datos para realizar la estimación del movimiento fuerte del suelo.

En el presente trabajo se estudian y se caracterizan las zonas de más alta sismicidad dentro del estado y se evalúan diferentes aspectos que son de vital importancia para generar los escenarios de peligrosidad sísmica como se muestran a continuación. Donde se abordan el efecto de sitio, trayecto, fuente y estimación de los escenarios sísmicos.

En el primer capítulo se abordan, el contexto geodinámico, la geología regional la sismicidad histórica dentro del estado, datos poblacionales de todo el estado, un análisis de la sismicidad de Michoacán, así como la división del estado de Michoacán en zonas sismogénicas.

Mientras que para el segundo capítulo, se aborda la parte teórica en la que se definen los diversos parámetros que se utilizan en los diferentes análisis aplicados en este trabajo para la construcción de los escenarios sísmicos.

Para el tercer capítulo se describe la instalación y ubicación de la red temporal que se instalo en el Estado de Michoacán, la cual fue de base para poder estudiar el trayecto y el modelado de la fuente principalmente.

A partir del Cuarto capítulo se analizan las partes experimentales de este trabajo, iniciando con el estudio del *trayecto*, mediante la estimación de la relación de atenuación para el Estado de Michoacán. La cual se realizó mediante el uso de los datos de la red temporal , así

como también en este apartado se analizaron las amplificaciones en cada uno de los sitios mediante la función de atenuación para cada una de las estaciones de la red de aceleración que paso por: Faro de Brucerías, Aguililla, Apatzingán, Taretán, Pátzcuaro, Morelia hasta llegar a Maravatío.

La parte del *efecto de sitio* se aborda en el quinto capítulo de este trabajo mediante el cual se estudian los microtemores para la caracterización y/o determinación de diversos mapas de isoperiodos (o de microzonificación sísmica) realizados dentro del estado para siete ciudades, como los son; la ciudad de Uruapan, Zamora, Maravatio, Pátzcuaro, Zitácuaro, Angangueo y Lázaro Cárdenas.

Estos estudios se llevaron a cabo no de una manera ordenada sino conforme se obtuviera los recursos y viabilidad para llevarse a cabo, desde su recopilación de datos en campo, así como su procesamiento de los registros. Una de las ventajas importantes es de que en algunos de ellos se aplicó otra metodología para la estimación del efecto de sitio mediante el método de autocorrelación espacial (SPAC). Este método tiene la finalidad de estimar la profundidad de la capa resonante por medio de un modelo de velocidades donde se estima la velocidad de ondas de corte. El cual se aplicó en la ciudad de Uruapan, Zamora y Maravatío.

Para el Capítulo Seis abordamos el estudio de la *fuerza*, mediante el uso de las funciones de Green Empíricas siguiendo la metodología de Irikura (1986), En este apartado se seleccionaron dos eventos sísmicos registrados en la red temporal de Michoacán, el primero fue de $M_w=4.3$ y el segundo de $M_w=5.1$ con epicentros entre Colima y Michoacán. Con esta información fue posible estudiar el área de falla, escalar a un sismo de $M_w=7.1$. También se generaron las formas de onda sintéticas mediante el método de las funciones de Green empíricas. Con 18 escenarios sísmicos dentro del estado de Michoacán.

Y por último para el séptimo capítulo se construyen dos escenarios sísmicos en su forma espectral uno utilizando microtemores y el segundo con las formas de onda sintéticas del sismo con magnitud $M_w=7.1$. Los cuales sus resultados se representaron en aceleraciones máximas, velocidades máximas, e intensidades y en las formas espectrales para 5 sitios de estudio dentro de la Ciudad de Maravatio.

I. SISMICIDAD EN EL ESTADO DE MICHOACAN.

I.1 Generalidades.

México es una zona de mucha sismicidad debido a que las placas de Cocos y la de Rivera subducen a la placa Norteamérica. La primera se mueve con una velocidad relativa de aproximadamente 5 cm/año, respecto a la placa continental, mientras que la segunda se desplaza en promedio 2.5 cm/año.

En la falla de esta zona costera del Pacífico se acumulan grandes cantidades de energía que al liberarse provocan los grandes sismos que afectan a nuestro país. De ello se desprende que el conocimiento de esta zona de subducción es fundamental para determinar la sismicidad en nuestro territorio.

Dado que la medición de la ruptura de la corteza terrestre después de un gran sismo, proporciona un dato no sólo cuantitativo de la energía liberada por el sismo, sino una forma más directa para comprender la magnitud del temblor, en la figura 1.1 se muestra un mapa de algunos sismos para los cuales se ha podido estimar el área de ruptura.

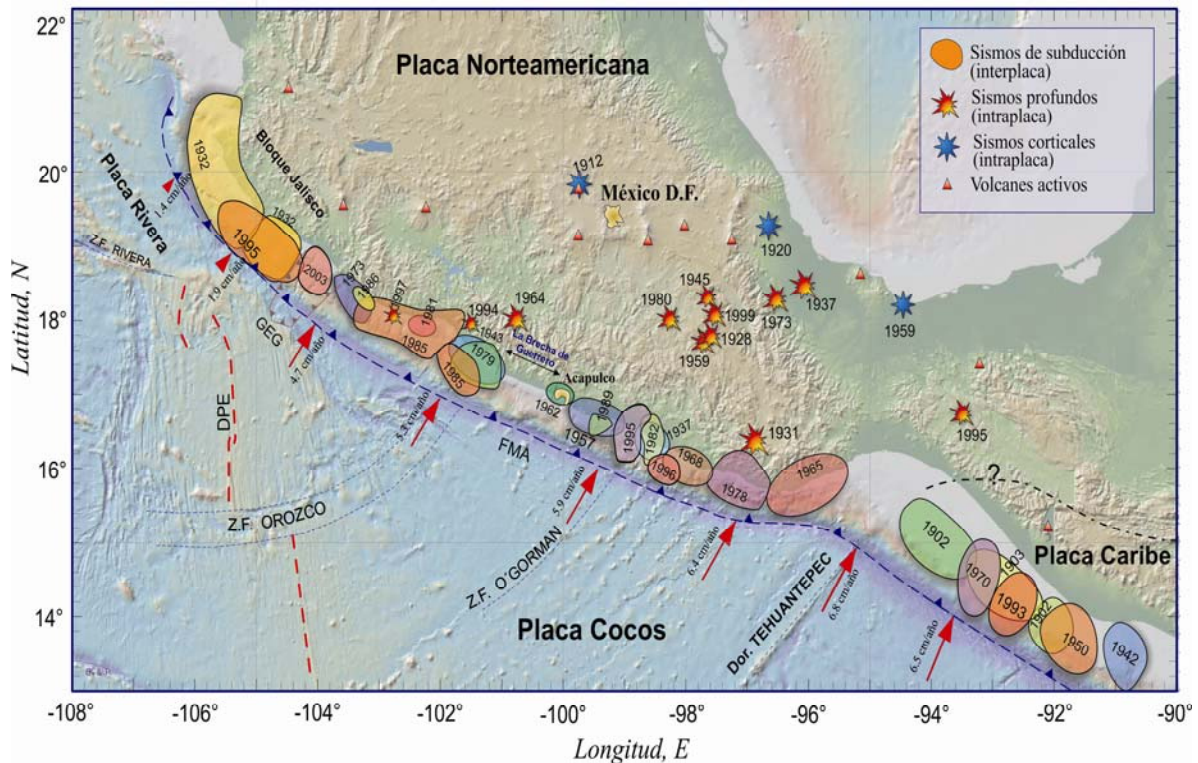


Figura 1.1. En el mapa pueden apreciarse las áreas de ruptura de algunos sismos, a lo largo de la costa del Pacífico. Estos han ocurrido debido a la subducción de las placas de Cocos y la Rivera bajo la placa continental mexicana. También aparecen las áreas de ruptura de los sismos de septiembre de 1985, (modificada de Kostoglodov, V. et al., (1999)).

1.2 Contexto Geodinámico de Michoacán.

Michoacán forma parte de un margen de tipo activo, donde la placa ha sido la responsable de algunos de los más violentos sismos de México. En el sismo de Michoacán del 19 de septiembre de 1985, la sismicidad de la placa de Cocos mostró sus efectos a una de las ciudades más grandes de México (el D.F. y su área metropolitana), la cual quedó indiferente en la historia ante un evento de sísmico tan destructivo como lo fue éste. En la reunión de la Unión de Geofísica Mexicana llevada en Morelia en 1987, se dio a conocer la presencia de una brecha sísmica localizada entre Petatlán y Zihuatanejo, la cual ha estado acumulando energía por más de 40 años. Esta energía podría ser liberada con un sismo de características semejantes al de 1985.

Por otro lado en la parte central del estado de Michoacán se han desarrollado grandes cuencas lacustres, las cuales son delimitadas en su parte sur por fallas E-W que se ha demostrado que son sísmicamente activas (p.e. fallas de Pajacuarán, de Morelia-Acambay, etc.; Garduño-Monroy *et al.*, 1998) hacia el sur del estado, la depresión de Telpalcatepec es reflejo de una gran estructura que podría ser parte de la falla Oaxaca-Chapala.

La sismicidad en la historia de Michoacán es sin duda alguna un factor importante. En el estado se tienen las tres fuentes potenciales sísmicas siguientes:

VOLCÁNICAS: son todos aquellos sismos y temblores asociados a la actividad volcánica del estado, tales son los casos de los sismos que se produjeron en las erupciones de los volcanes del Jorullo (1759) y el Parícutín (el 23 de febrero de 1942). Días antes de que se presentaran las erupciones de estos volcanes hubo la existencia de los ruidos subterráneos. Los geólogos lo conocen como premonitores y evidencian una próxima erupción. En el caso del volcán Parícutín (23 de febrero de 1942). Días antes de que se presentaran las erupciones de estos volcanes hubo la existencia de los ruidos subterráneos. En el caso del volcán Parícutín arrasó con el pueblo de Parangaricutiro, Michoacán. Dejando enterradas, afortunadamente sólo casas.

TECTÓNICAS: 1.- Subducción o interplaca: son aquellos sismos producto de la subducción de la placa de Cocos en la placa de Norteamérica (que se dan en la costa de Michoacán), que ocurren a profundidad ($> 30\text{km.}$). Como ejemplo podemos mencionar los sismos de 1932 (M 7.4), 1979 (M 7.4) y 1985 (M 8.1). 2.- Intraplaca o fallas locales: son todas aquellas fallas que se encuentran localizadas en el interior de la placa continental, estas podrían o no ser activas, en el caso de la existencia de fallas activas representa una zona de alta vulnerabilidad (como se muestra en la figura 2). Puesto que los sismos producto de las fallas locales son de focos superficiales y esto provoca que la energía liberada producto de un evento de este tipo incida casi directamente (como la Falla de Acambay 1912) tales son los casos de los sismos del 7 de abril de 1847 y el del 19 de junio de 1858.

Provocados por el Hombre: como son los originados por explosiones o bien el colapso de galerías en grandes explosiones mineras



Figura I.2. Muestra las fallas localizadas dentro del estado de Michoacán (editada de Google Earth).

Como podemos observar (en la figura I.2) el Estado de Michoacán se encuentra afectado por diferentes fuentes sísmicas importantes. De aquí surge la necesidad de la realización de trabajos de investigación más profundos para el estudio del comportamiento de los suelos y las estructuras existentes en el Estado de Michoacán.

Todo lo anterior nos lleva a entender que el estado de Michoacán no sólo es una zona de alto riesgo sísmico debido a los sismos que se producen por la subducción de la placa de Cocos y en la Norteamericana, sino también se presentan los conos volcánicos que atraviesan todo el estado, y la presencia de fallas locales potencialmente activas, las cuales representan un peligro latente para los asentamientos mas cercanos a estas, debido al grandes asentamientos urbanos.

Lo anterior pone de manifiesto la alta probabilidad de que se generen de sismos en las fallas locales con epicentros muy superficiales, Estos podrían causar daños importantes a zonas urbanas como por ejemplo las que se localizan cerca de la falla de Acambay, el cual provocaría que las ondas sísmicas producidas por un evento de este tipo incidan directamente en las zonas urbanas cerca de la falla.

1.3 Marco Sismo-Tectónico del estado de Michoacán y la geología regional.

La geología del Estado de Michoacán ha quedado involucrada, desde su origen (Triácico) al denominado Sistema Cordillerano, el cual involucra toda la margen activa del Pacífico. Los procesos de esta margen activa han ocasionado que los factores de tectonismo, magmatismo e intemperismo sean los principales procesos que han diseñado la morfología del estado de Michoacán. Por un lado el magmatismo ligado a la subducción y en combinación con una corteza continental (placa Norteamericana), ha generado un magmatismo que ha dado lugar a arcos volcánicos continentales. No obstante en esta margen activa también existen evidencias de arcos volcánicos con afinidad geoquímica de tipo oceánica. La geometría de la subducción y las grandes suturas en el basamento son las que han gobernado la distribución del magmatismo a todo lo largo de la margen cordillerana (figura 1.3), Carta geologica de Michoacan (1999).

El estado de Michoacán se encuentra localizado dentro de dos provincias tectónicas importantes, a) el basamento configurado en rocas del Mesozoico que forman parte del terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983); cubriendo a estos paquetes encontramos a vulcanitas y cuerpos plutónicos del terciario inferior que se interdigitan, hacia el este, con rocas terrígenas depositadas en cuencas endorreicas. b) Todos estos paquetes anteriores son coronados por las secuencias volcánicas o lacustres del cinturón Volcánico Mexicano (figura 3), Carta geologica de Michoacan (1999).

Las secuencias mesozoicas han sido deformadas por dos fases Plicativas (se dice que forma pliegues y fallas inversas, es decir es una tectónica de compresión asociada a la compresión que ejerce la placa Pacífica a la placa Norteamericana), durante el cretácico superior, y por una tectónica, de fallas transcurrentes del Mioceno que afectan al cinturón Volcánico Mexicano, Carta geologica de Michoacan (1999).

Con la finalidad de tener un marco tectónico del estado de Michoacán con los datos recientes más relevantes, podemos decir que en el estado se pueden separar en (ver carta geológica de Michoacán (1999), en la figura 3):

- 1.- El terreno de Guerrero. Abarca mayor parte de todo el estado de Michoacán, se contemplan dos zonas:
 - a). El terreno Guerrero de Arteaga–Tumbiscatio- Huetamo- Zitácuaro-Tlalpujahuá (Tm, Hu, **Tl, Zi**)
 - b). El terreno Guerrero de Tzitzio. La estructura de Tzitzio. (**Tz**).
- 2.- La depresión Tepalcatepec.
- 3.- Cinturón Volcánico Mexicano.
- 4.-El corredor Tarasco (**Z, M, TZ, Zi**)
- 5.-El Volcanismo de la región Zamora (**Za**).
- 6.-Depresión lacustre de Cuitzeo-Chapala. (**Ji, Za, Z**).

1.4 Carta Geológica De Michoacán (UMSNH., 1999).

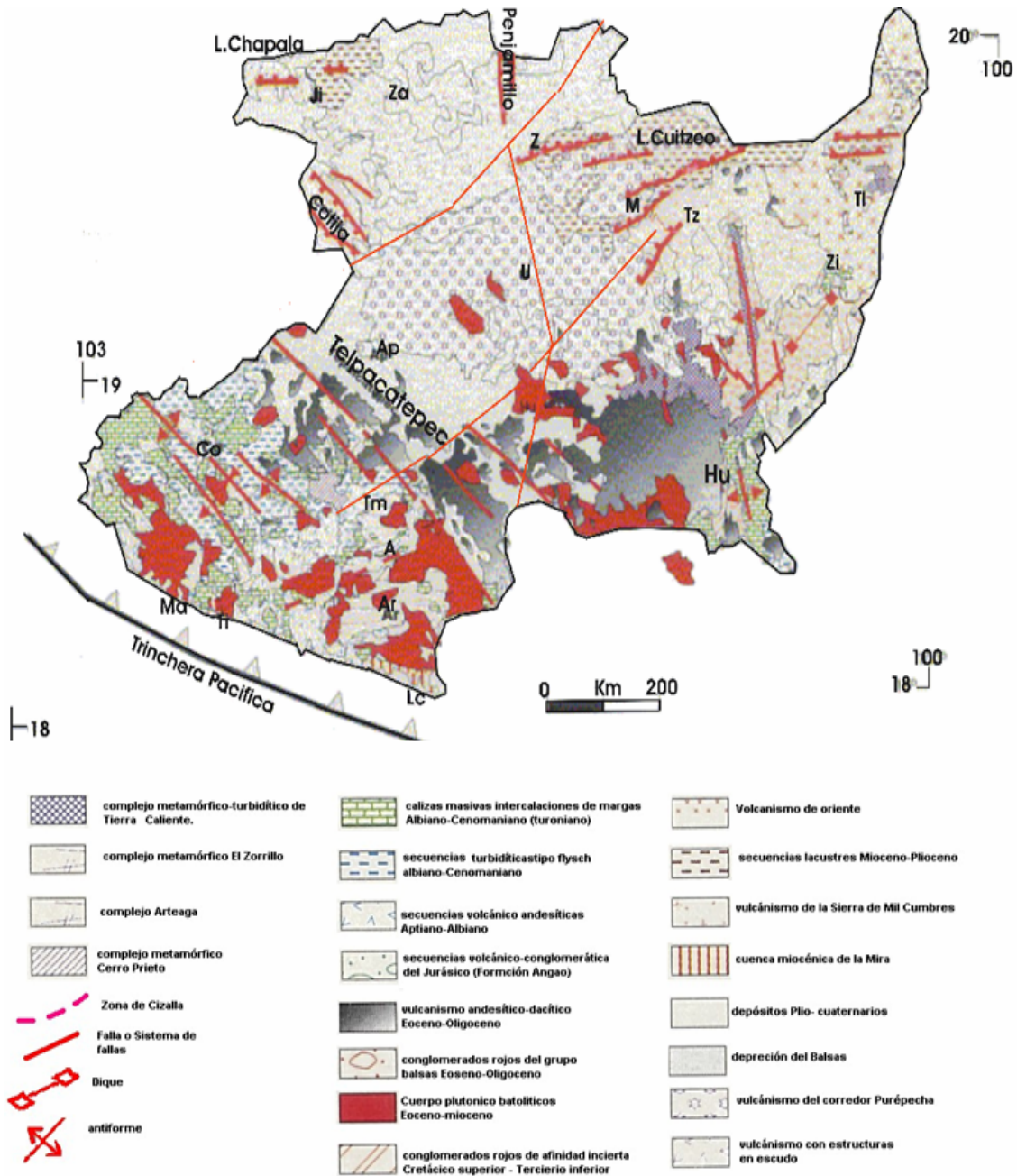


Figura 1.3. Mapa Geológica de Michoacán 1999 (Tomada de carta geológica de Michoacán ,1999).

Con relación a lo anterior, se mencionan algunos de los temblores sentidos en Michoacán, según archivos del Servicio Sismológico Nacional, y los reportados en el boletín de información Sísmica preliminar, del Instituto de Ingeniería, a partir de 1975. Algunos de ellos fueron destructores en ciertos poblados, pero el riesgo sísmico del área resalta especialmente con el temblor del 19 de septiembre de 1985, uno de los mas fuertes de este siglo, el cual fue localizado en las costas del estado, dentro de la brecha de Michoacán (Singh *et. al.*, 1980).

Dicho sismo provocó una importante cantidad de pérdidas humanas y daños materiales en Coalcoman, Lázaro Cárdenas, Aguililla Arteaga y Chinicuila (Michoacán), así como en Ciudad Guzmán (Jalisco) y la ciudad de México (Martínez y Javier, 1987). Aún tomando en cuenta su elevada magnitud, 8.1 Mb (USGS), y su profundidad focal de 16 km., los efectos que produjo en la capital mexicana, situada a 400 km. del epicentro, resultan extraordinarios. Hay que hacer notar que entre la ciudad de México y el área epicentral hubo localidades, como las del estado de Guanajuato, donde el movimiento se manifestó con intensidad mucho menor a pesar de su proximidad con la zona epicentral.

Otros sismos que han tenido impacto por su destructividad son el del 15 de abril de 1941, con 7.0 Mb de magnitud (sismológico de Tacubaya), el cual dañó algunas poblaciones del estado y alcanzó una intensidad de VII MM en la ciudad de México, además de que fue seguido por un enjambre de temblores hasta el 28 de diciembre del mismo año. El 19 de junio del 1958, 7.0 Mb de magnitud (sismológico de Tacubaya), fue el destructor de Michoacán. Finalmente el del 25 de octubre de 1981, con 6.1 Mb de magnitud (Havskov *et al.*, 1983), localizando también dentro de la brecha de Michoacán, el cual causó grandes daños en el estado y en la capital de la República.

1.5 Sismos Históricos

En el estado de Michoacán se ha observado sismos desde antes de la llegada de los españoles. Por ejemplo, en un registro de la lamina XLII de la Relación de Ceremonias y ritos y población y gobierno de los indios de la provincia de Michoacán (1541); y otro queda inscrito en la Relación de Zacatula, levantada en el año de 1580 en donde se menciona que “las casas que hay en esta provincia son todas de baxas, armadas sobre unos horcones de madera con unas varas atravesadas y embarradas que hacen pared, y son cubiertas todas de paja, la tierra no sufre otras causas a causa de los fuertes temblores de tierra.” (Garduño-Monroy *et al.*, 1997).

Durante el Siglo XVI los sismos se les atribuían a la furia de los dioses, los cuales en venganza por alguna desobediencia hacia que la tierra se moviera, causando gran pánico y desolación entre nuestros antepasados (Nava, 1998).

Si embargo no fue sino hasta mediados del siglo XVII, en el cual se presentan los primeros informes en forma de las autoridades existentes a los daños producidos por los terremotos, principalmente emanados de las autoridades eclesiásticas las cuales a su vez los atribuían a las fuerzas divinas, y cada vez que sucedía un terremoto elevaban oraciones, para pedir clemencia a Dios por sus pecados (García Acosta V., *et al.*, 1996).

No fue sino hasta fines del siglo XVIII y principios del siglo XIX, cuando se comienza a dar una explicación lógica a los fenómenos sísmicos en el estado, un ejemplo muy claro de esto se da en la erupción del volcán el Jorullo en el estado de Michoacán en el cual se presentan una serie de explicaciones científicas, desarrolladas en aquel tiempo (ver informe con fecha 1º de abril de 1759).

1.5.1 Descripción histórica de la sismicidad del estado de Michoacán.

1603 Pátzcuaro, Mich.: 'En el transcurso M siglo XVII, los temblores maltrataron sobremanera el edificio [Basílica de Nuestra Señora de b Salud]. En 1682, el simborio estaba afianzando con sogas, por estar quebrado todo y a punto de caerse al suelo el techo, se le hicieron entonces algunos reparos con la ayuda de los naturales de cuatro barrios pertenecientes a la parroquia, como eran los de San Salvador, Tzurumutaro y Cuanajo." Ramírez R., Y: 74 (B) 1611 Michoacán:"Gran terremoto." Reséndiz: 69 (B) 1758

Pátzcuaro, Mich.: "(...) en 1750, cuando se concedió licencia episcopal para construir una torre (en la basílica). si estos reparos se hicieron fueron para poco tiempo, pues en 1758 se destruyó gran parte de la iglesia por un terremoto."

1759, 1º de abril, Michoacán: 29 de junio de 1759: Sismo "fuerte: Jorullo, destrucción al hacer erupción; tres meses antes muchos temblores (hasta 47 en un día) [...] [el del 29 de junio] de los más fuertes. Figueroa, 1963:115 (b)

1759, 1º de abril. Jorullo Mich.: 'La experiencia enseña también, que los grandes terremotos se anuncian comúnmente por un sonido subterráneo, más o menos sordo, parecido algunas veces a descargas sucesivas de artillería y otras de muchos carruajes que corren a un tiempo (...) El único ejemplo que tenemos de estos ruidos subterráneos en nuestro país es el que se observo el año de 1759 en el valle inmediato a la ciudad de Pátzcuaro, Mich.: " Este valle perteneciente a una hacienda propia de un particular llamado d. José Pimentel, quienes dieron parte, de que en un punto de aquel terreno se oía un ruido subterráneo parecido al de un torrente de agua muy caudaloso. El dueño de la hacienda despreció en ávido teniéndolo preocupación pero Viendo que lo confirmaban todas las personas empleadas en las labores de la hacienda quiso observarlo él mismo, y se convenció de que era verdad. Inmediatamente mandó que se empezara a romper aquel terreno para aprovechar el agua que creía hallar en su interior, pero a poco más dé tres varas de profundidad, se vio que el terreno estaba hueco, formando una especie de bóveda, y que se cimbraba en un espacio muy considerable, y esta circunstancia fue bastante para inspirar temor al dueño y hacerle desistir de su empresa. Un mes después de este acontecimiento empezaron a sentirse ligeros terremotos, percibiéndose en fa excavación un olor Azufroso y desagradable, que obligo a Pimentel a dar parte a las autoridades de

Pátzcuaro. Estas recomendaron el examen del terreno al P. Ignacio Molina(jesuita bastante conocido entonces por su instrucción), quien desde luego dijo que habían que abandonarse aquellos lugares, pues continuaban los terremotos, era de temer que se formase en ellos una abertura volcánica. Efectivamente los terremotos, aunque ligeros, continuaron con más o menos frecuencia por espacio de cinco meses, hasta que el 29 de septiembre del mismo año 1759, día de San Miguel, reventó el terreno con violencia, arrojando a la superficie de la tierra grandes peñascos, vomitando materias encendidas, y formando el célebre volcán de Jorullo que existe actualmente, y hace sus erupciones como cualquier otro."

Gómez de la Cortina, 1840:17,19-21 (B)

1779, junio Guadalajara, Jal.; Michoacán: ' Frecuentes temblores de tierra con muchos ruidos subterráneos en el mes de junio, que continuaron en el mes de septiembre. Apareció el volcán del Jorullo en el departamento de Michoacán.'

Gómez de la Cortina, 1840:22(B); Iglesias:201-203(B)

1779, junio Otros archivos que hablen sobre los temblores provocados por el volcán. Localidades se sintió el primer terremoto con fuerza."Catálogo: 64 (B); compendio:75 (B); Martínez, 1890 (B); Figueroa, 1963:115 (B).

1771, 10 de Marzo México D.F.; Michoacán; Guerrero.: " En Michoacán, Colíma, México y otras

1784, 23 de agosto, la Piedad Mich.: "(...) acaeció en este pueblo un temblor de tierra lo cual no se había experimentado nunca, por estar situado en cantera muy firme, el que no se sintió en lugares circunvecinos sin embargo de ser más propensos a temblores." hubo una fuerte granizada. El cura interino dispuso sacar en procesión al "Milagroso, Simulacro de Cristo Crucificado", también hubo misas. GM. 29 dic. 1784:212 (H)

1787, 28 de marzo. Morelia, Mich.: "Se sintió un movimiento de tierra considerable, de sur a norte, con duración de unos dos minutos, y repitió más lento, a las 9:27. Se desconoce si hubo daños."

GM, 17 abr. 1787:325 (H)

1801, 25 de marzo. Pátzcuaro Mich.: "El bachiller don Francisco Velázquez. cura y juez eclesiástico de la ciudad de Pátzcuaro por el curso que más lugar haya ordenado, parezco ante usted y digo:

que de resultas del terremoto, acaecido [...] quedó la iglesia parroquial de aquella ciudad tan deteriorada que sobre amenaza una funesta ruina, apenas e haya servible en una mínima parte; cuyo corto resintió no basta para abrasar el numeroso pueblo, que allí concurre para recibir los santos sacramentos, y a los divinos oficios; los cuales a más de que se celebre con el peligro no se verifican, con la debida libertad y decencia, ya por la estrechura de las gentes, ya también porque la actual situación del edificio no permite la mayor limpieza aseo. Para reparar en tiempo, tanto los presuntos daños, como los que pueden sobrevenir, más funestos y terribles y ocurre al venerable señor Deán y Cabildo de esta Santa Iglesia Catedral, presentando su licencia para invertir en estos indispensables gastos, los caudales de la fábrica de aquella parroquia, y que no teniendo por su instituto otro destino, son también los únicos que en dicha, se pueden proporcionar para el efecto, porque aquel vecindario está en lo general destruido de medios con que subvenir[...]" AHMCR.

1810. Morelia, Mich.: "Poco antes de la insurrección de 1810, el templo [de Ntra. Sra. de la Asunción] fue arruinado por un terremoto; y el único recuerdo que queda de él era la torre que había sido respetada por los temblores, el tiempo y la reforma; al fin se destruyó el año próximo pasado." Romero, 1972:47 (B)

1818 Morelia, Mich.: "La inmediatez a los volcanes de Jorullo y de Colíma ha ocasionado fuertes temblores, y la última erupción de este último en 1818, sitiando las tropas reales a Jaujilla, puso a Valladolid en alarma, por la semejanza del ruido con un ataque de artillería." Martínez, 1951:(B);Reséndiz:70 (B).

1819 Michoacán: "[...] la tierra de Michoacán de abrió en diversas direcciones" a causa de un sismo. Saussure:143(B)

1819. Ixtlán Mich.: " Habíamos ahora entrado en el estado de Michoacán [...] [describe su estancia en la hacienda de Buena Vista] cabalgando después de aquí ocho leguas desde la Barca, Negamos al pequeño pueblo desparramado de Ixtlán, el que se encuentra en el valle perfectamente plano de dos millas de ancho por bajas y boscosas montañas. La llanura es interesante [de aquí se extraen Salinas, pues la llanura esta cubierta con eflorescencia de moriato de sodio] [...] [se encuentran pozos de agua hirviendo que sumando varios cientos se

encuentran dispersos en un espacio de una milla y media por un cuarto de milla de ancho hacia el este y el oeste]. De hecho toda la superficie de este lugar no es más que la corteza de un volcán; y hace 7 años un volcán abrió una grieta enorme en el plan, de donde brotaron fuentes de agua Purísima, así como lodo ambos de un calor hirviendo. Lyon: 180(B)

1832, 5 de enero, Michoacán: " fuerte terremoto." Reséndiz :70 (B)

1837, 9 de agosto. Morelia, Michoacán:[Obtenido del artículo de M.H. Galeotti: J" en 1837 a 9 de agosto sentí en Morelia (capital del departamento Michoacán) a las cuatro y cuarto de la tarde , dos sacudimientos de temblor de tierra, fueron poco violentos, y con intervalo de uno a otro de 2 segundos, oscilaciones SN. A las cuatro y media fuerte tempestad que venía del NNE con descargas eléctricas tan continuas, que la atmósfera parecía de fuego. En la noche hice un gran número de observaciones. De(10 de agosto al 1º de septiembre de 1837 note todas las noches el fenómeno de las exhalaciones".

SDN. 10 nov. 1842:3(H); Martínez, 1890 (B)

1837, 1 º de septiembre. Ario Mich.: Obtenido del artículo de M H. Galeotti: " el 1 º de septiembre, violenta tempestad en Ario (a cuatro leguas del volcán del Jorullo), truenos y torrentes de agua; ligera oscilación SN. Algunas horas antes del sacudimiento una violenta tempestad descargaba sobre el llano del Jorullo, y una nube parda y densa envolvía el cono del volcán. Subía a el hacia las doce, el cielo estaba puro; en la noche siguiente el cielo sereno y exhalaciones".

SDN. 10 nov. 1842:3(H)

1837,23 de noviembre Pátzcuaro, Mich.: "[...] Cuarteó la torre antigua (de la basílica de Nuestra Señora de la Salud), inutilizando su segundo cuerpo al grado de obligar a que se derribara completamente para evitar el peligro que presentaba." Ramírez R, Y: 76 (B)

1845, 7 de abril. "En Morelia a las tres y cincuenta minutos de la tarde, prolongado y fuerte terremoto que comenzó por un movimiento de oscilación de E a O, seguido de fuertes trepidaciones y terminando con un movimiento oscilatorio de N a S, repitió el mismo día a las 7 de la noche. SDN. 8 abril 1845:4(H); Orozco, 1887:376-380 ídem. Morelia, Mich.: « por los periódicos del interior de la República, que recibimos ayer, vemos que el terremoto del 7 se

sintió a la misma hora que aquí en Guadalajara y Morelia. SDNAS abril 1845:4(H);DO, 14 abril, 1845:416 (H) ídem Morelia, Mich.: “Su inmediatez a los volcanes de Colima y Jorullo ocasionan fuertes temblores, habiendo sido el más sensible el de abril de 1845. Noticias:56 (B)

1849,28 de septiembre. Morelia, Mich.: “[...] hubo en Morelia uno, que duro tres segundos.”SDN, 5 oct. 1849:448 (H).

1854, 13 de enero Tlalpujahua Sismo fuerte.4 Figueroa, 1963:116 (B).

1854, febrero. Tlalpujahua febrero y marzo del mismo año se sintieron muchas repeticiones.” Figueroa, 1963:116 (B)

1857,19 de agosto. Cuernavaca, Yautepec , Mor.; Orizaba, Córdoba, Ver.; Oaxaca, Oax.; Morelia, Mich.; Puebla, Chalchicomula, Pue.; Tlaxcala, Tlax.; Oaxaca.: “ En Yautepec, a las once y veinte minutos de la mañana, se experimentó una fuerte sacudida que repitió poco después, terminando con una fuerte trepidación, que causó el derrumbe de la cúpula de la iglesia. Se sintió también en Cuernavaca y otras poblaciones del sur. En Oaxaca, a las once y veinte minutos, se sintió un temblor oscilatorio de este a oeste. En Puebla, Tlaxcala, Orizaba,

Córdoba y otras ciudades sintieron también el terremoto. De una manera leve también se observó el fenómeno en Morelia. En Chalchicomula y Puebla fue a consecuencia del la erupción del volcán de Tixtla.” SDN, 28 de ago. 857: 3 (H); Orozco, 1887: 394 (B)

1858, 19 de junio. Michoacán; Jalisco:” Puede decirse que este terremoto partió del centro que existe entre Michoacán y Jalisco.” Zayas, 1893:135 (B)ídemMorelia, Mich.: “ Escriben de aquella ciudad: ' El día 19 del corriente, como a las nueve y cinco minutos de la mañana, se ha sentido en esta población el terremoto más espantoso de que hay memoria entre sus habitantes: la catedral, que es un edificio muy sólido, ha padecido extraordinariamente, y los vaivenes, que se prolongaron por espacio de un minuto y medio, dejaron en ruinas casi la iglesia de la Compañía, la de San Agustín y otro convento. Entre los edificios, no quedó uno sano, y muchos vinieron a tierra con gran estrépito, y con mucha consternación por parte de los habitantes, que jamás habían visto cosa semejante.”

José María Arteaga.' AHMeR, NO, 1. 1 y 3 (A)

1858, 21 de julio. AMM, AC Santa María, Mich. “ [...] y que en la mañana se sintió otro temblor que duró cinco minutos.” AMM, AC, 7 sep. 1858 (A)

1860, 26 de febrero. Zamora, Tanguñucaro, Mich. ‘Por estos días se han sentido temblores muy repetidos en Zamora y pueblos inmediatos [...] Se oyen ruidos subterráneos;en Tanguñucaro se derrumbó la iglesia.”Galván: 78 (8).

1868, 22 de mayo. Pátzcuaro, Mich.“Otra vez se trabaja en la reedificación [de la iglesia de Ntra. Sra. de la Salud], después de incendio del 5 de enero de 1867, cuando:' de fácto apenas ha comenzado esta obra y se han sentido el día'.” Ramírez R., 1: 77 (B)

1872, 22 de octubre. Agua Fria, Jaripeo, Ucareo, Zinapécuaro Maravatío, Mich.; Acámbaro, Gto. “Pasando a examinar el fenómeno que ha dado origen a esta disgregación y que constituye el objeto del presente estudio, puede decirse que consisten en una serie de temblores que se comenzaron a sentir en el estado de Michoacán, e 22 de octubre en el punto llamado el Agua Fria, de la municipalidad de Tajimaroa, en la hacienda del Jaripeo, en Ucareo, Zinapécuaro, Acámbaro estado de Guanajuato-, y muy posteriormente con mucha suavidad en Maravatío, comprendiendo una extensión de ochenta leguas cuadradas.” Ramírez y Reyes: 72-73 (B)

1872, 26 de octubre. Ucareo, Mich. “ Terremotos [...] telegrama[... 1 que ha recibido el Ministerio de Fomento: Telegrama oficial. Remitido de Acámbaro el 3 de noviembre de 1872 y recibido en México a las siete y veinticinco minutos de la noche. ' Ciudadano Ministro de Fomento: En Ucareo, de; 26 al 27 del pasado [octubre] se han sentido más de 40 temblores; varias familias emigran de ese rumbo. De usted seguro servidor. J. M. Bribiesca'.” SDN, 5 nov. 1872: 3(H); Galván: 214 (B)

1872, noviembre. Zinapécuaro, Ucareo, Mich. “ En Zinapécuaro y en Ucareo han continuado con fuerza los temblores, siendo unas veces de oriente a poniente, otras de sur a norte, de movimiento oscilatorio. los habitantes han abandonado sus hogares. El gobierno de Michoacán ha mandado ya una comisión científica que conozca esas localidades, y se esperan Los respectivos informes.” MR, 13 nov 1872:4 (H)

1873, 2 de enero. Ucareo, Maravatío, Tepetongo, Jaripeo, Mich. “[...] tembló la tierra en Ucareo, Maravatío, Tepetongo y Jaripeo. Los moradores de esta última hacienda abandonaron sus hogares, pues se repitieron hasta 27 veces los sacudimientos. En los cerros del Gallo y del Gallito se abrieron nuevos respiratorios.” Galván: 216 (B); Martínez, 1890 (B).

1873, 3 de enero Morelia, Zinapécuaro, Mich. “La Voz de México da cuenta de la manera siguiente del terremoto que últimamente se ha sentido en Morelia:” Esta mañana a las dos y media se ha sentido aquí un fuerte temblor; fue precedido de un ruido subterráneo, al que siguieron unos ligeros y violentos sacudimientos de trepidación. A las cuatro y media hubo otros dos movimientos breves de la segunda clase, y a las seis y treinta y cinco minutos otros Movimientos de oscilación. Me aseguran que a las dos y media de la tarde hubo otro temblor; pero yo no lo sentí. En Zinapécuaro se cuartearon casi todas las casas, y dicen que si ha durado un poco más el de la media noche, hubieran venido a tierra.” SDN, 12 ene. 1873: 3(H); ECOL, 24 ene. 1873: 32 (H).

1873, 6 de enero Ucareo, Mich. “Al gobernador de; estado se le ha comunicado lo siguiente:’ De las once de la mañana de ayer a las cuatro de la de hoy, se han sentido en Ucareo 22 temblores; uno muy fuerte destruyo parte de algunas casas, resultando lastimada una señora; las familias continúan emigrando a varios puntos [...] Han aparecido en el cerro de las Palmas tres respiradores; tal vez a consecuencia de esto han escaseado algo los temblores en este lugar. E. Gil y Villamil’,” SDN, 15 ene. 1873: 4(H).

1874, 24 de octubre. Zinapécuaro, Mich.; Acámbaro, Gto. “[...] tembló la tierra con fuerza en Zinapécuaro y Acámbaro.” Galván: 236 (B); Martínez, 1890 (B).

1875, 9 de marzo. México, D. F.; Sombrerete, Zacatecas, Zac.; Aguas Calientes, Ags.; León, Gto.; Morelia, Mich.; Colima, Manzanillo, Col.; Mascota, Ameca, Jal. El temblor del 9 de marzo fue el que movió una extensión mayor de la República, Sombrerete, Zacatecas, Aguas Calientes, León, México, Morelia, Manzanillo y todo el litoral hasta el norte de S. Blas, sienten el movimiento.” [Tiempo de duración 32 seg.]. MR, 13 mar. 1875: 3 (H); Almanaque: 20 (B); Iglesias: 131 y 136 (B)

1880, 30 de enero. Morelia, Mich. “Señor Director del Observatorio. Temblor ligero a las 5 horas y 20 minutos am., tres oscilaciones SO a NE, no hubo accidentes de consideración. N. Tena [...] duración diez segundos.”

MR, 23 mar. 1880: 4 (H); SDN, 22 MAR. 1880: 3 (H); Orozco, 1887: 452 (B)

1882. 19 de julio. Morelia, Zitácuaro, Mich. “ En Morelia, 2 h 30 m. p.m., se sintió el temblor; dirección N-S; duración 5 seg. En Zitácuaro 2 h 30 m p.m. fuerte temblor oscilatorio de N-S: duración 64 segundos.” LL, 21 jul.: 2 y (H); SON, 21 jul. 1882: 2 (H). Pátzcuaro, Mich. [...] 2 h 25 m. p.m. temblor de trepidación.” SON, 21 jul. 1882: 2 (H).

1885, 16 de septiembre. Morelia, Mich. “[...] Tembló la tierra en Morelia y otras localidades del estado de Michoacán,” Martínez, 1890 (B).

1887, 10 de julio Aguililla, Mich. Leemos en la Gaceta Oficial de Morelia ` [...] a las 6 y 56 minutos de la tarde se sintió un fuerte temblor de tierra en Aguililla, distrito de Apatzingán. Aún no sabemos si hubo desgracias personales.” MR, 7 jul. 1887: 3 (H).

1889, 1º de agosto. Tacámbaro, Pátzcuaro, Santa Clara, Ario, Mich. “El Director del Observatorio Meteorológico Central, recibió esta comunicación que el SR. 0. Pascual Borbón, de Tacámbaro, le dirigió con fecha 2 del corriente:’ a las 7 h 15 m. a.m. hubo un temblor de 3 segundos de duración, movimientos oscilatorio y dirección NO a SE. Sin duda por la hora en que se verifico, sólo fue sentido por muy pocas personas, pero las oficinas telegráficas de Pátzcuaro, Santa Clara y Ario, dieron aviso, sin pormenores, de haberse sentido en aquellos puntos. La dirección del movimiento me induce a creer que no fue procedente del Jorullo, que en este año no dio, como ha sucedido en todos los años anteriores, señal de la aproximación de estío, con uno o más temblores, precedidos de truenos subterráneos que se oyeron a 10 y 12 leguas de distancia, según las condiciones del terreno, y de las humaredas expedidas intermitentemente por su cráter.’”

MR, 8 ago. 1889: 3 (H); Galván: 357 (B).

1889, 7 de octubre. México, D. F.; Zamora, Morelia, Zacapu, Mich.; Tototlán, Tonila, Zapotlán, Sayula, Guadalajara, Jal.; Manzanillo, Colima, Col. En relación con la erupción del 5 de noviembre de 1889 del volcán de Colima, Puga señala que algunos temblores que la precedieron:

" El día 23 de octubre hubo otra conmoción que fue sentida en los lugares siguientes: En Zamora, a 6 h 55 m a.m., fuerte temblor trepidatorio y oscilatorio; dirección de NE a SO y duración 8 segundos. En Tototlán, a 6 h 55m. a. m., fuerte temblor de EN a SO; duración 50 segundos. En Manzanillo, movimiento de N a S; duración 3 segundos. En Colima, movimiento fuerte de N a S; duración 5 segundos. En Tonila, a 6 h 45 m. a.m., fuerte temblor de oscilación; duración 7 segundos. En Zapotlán, a 6 h 45 m a. m., fuerte temblor oscilatorio. En Sayula, idem. En Zacapu, a 6 h 55 m a.m., temblor de EN a SO; duración 15 segundos. En Morelia, a 6 h 55 m a.m., temblor trepidatorio y oscilatorio de NO a SE; duración 20 segundos; y en Guadalajara a las 6 h 45 m a.m., movimiento de N a S; duración 20 segundos. Este movimiento apenas fue sentido en la capital." Puga, 1889: 98 (B); MR, 25 oct. 1889: 2 (H)

1889, 25 de octubre . Morelia, Mich. "[...] a 6 h 45 m a.m., se sintió fuerte temblor trepidatorio al principio y después oscilatorio, dirección de NO a SE duración 20 segundos aproximadamente." MR, 25 oct. 1889:2 (H)

1890, 2 de diciembre. Morelia, Zamora, Mich. Morelia: intensidad 11; Zamora: duración 4 s, dirección NE-SO, intensidad III. Puga y Aguilar: 133-134 (B).

1894, 2 de noviembre .Morelia, Mich. "Al decir del periódico Oficial de aquel estado, el temblor del día de muertos fué sentido en Morelia a las 6:35 p.m. y duró 20 segundos. El fenómeno sísmico fue sentido en toda aquella entidad federativa, según añade el mismo periódico." MR, 8 nov. 1894: 3 (H).

Morelia, Mich.; Irapuato, Gto.; Oaxaca, Tequixtlán, San Carlos, Oax. "Morelia e Irapuato ligero temblor oscilatorio de S a N. También se sintió en Oaxaca donde duró 15 segundos, fue oscilatorio; en Tequixtlán y San Carlos, con bastante fuerza." MR, 4 nov. 1894: 3 (H); SDN, 5 nov. 1894: 3 (H).

1895, 16 marzo. Ario, Mich. "[...] Sintiendo temblor de oscilación y trepidación con dirección de S a N y duración de 5 segundos."PDM, 21 mar. 1895:6 (H).

1895, 5 de abril. Morelia, Taretán, Pátzcuaro, Mich. Morelia: fuerte temblor oscilatorio de S a N duración de 3 a 4 segundos. Taretán: con duración de unos tres segundos, sintiéndose fuerte temblor

oscilatorio. Pátzcuaro: temblor oscilatorio de Sur a norte, duración media 5 segundos." POM, 21 mar. 1895. 6 (H)

1895, 4 de agosto Michoacán." Escribe a El universal una persona que en estos días se ha observado que el cráter del volcán arroja densas columnas de humo y que se han sentido conmociones subterráneas y ruidos sordos, síntomas que hacen presagiar una erupción próxima." POM 4 ago. 1895: 5 (H)

1895, 27 de septiembre. Morelia, Carácuaro, parácuaro, Apatzingán, Aguililla Taretán, Cotija, Zamora, Puruandiro, Pungarabato, Huetamo, Zirándaro, Nuevo Urecho, Pátzcuaro, Tacámbaro, Mich. "Morelia: fuerte temblor de tierra trepidación y oscilación, NE a SO duración 7 segundos. Carácuaro: temblor de 5 segundos de duración , de 0 a P oscilatorio. Parácuaro: fuerte temblor oscilatorio. Apatzingán: fuerte temblor, siendo trepidatorio al principio y oscilatorio después. Duró algún tiempo, repitiendo con más fuerza como a la media hora. Aguililla: fuerte temblor que duraría como unos 30 segundos, oscilatorio de Sur a Norte. Taretán: con duración de 9 a 12 segundos, un fuerte temblor, siendo al principio de trepidatorio y continuando oscilatorio. Zamora: hubo un fuerte temblor oscilatorio de norte a sur habiéndose sentido también en Cotija. Duración 3 segundos. Puruándiro. fuerte temblor oscilatorio, de Sur a Norte, repitiéndose dos veces, con intervalos de dos minutos, y siendo la duración de cada uno de ellos, de cinco segundos. Pungarabato: temblor fuerte duración 5 segundos. Huetamo: fuerte temblor de trepidación, duración 5 segundos. Zirándaro fuerte temblor, duración 4 segundos. Nuevo Urecho: fuerte temblor de tierra, oscilatorio con dirección de N a S y duración aproximada de 5 segundos. Pátzcuaro: temblor oscilatorio EN a SO y trepidación; duración media, 10 segundos. Tacámbaro: fuerte temblor de tierra. Fue oscilatorio de NO a SO. No pude apreciar duración." POM, 29 sep.1895: 11 (H)

1896,2 de marzo. Quiroga, Tacámbaro, Aguililla, Coalcomán, Zamora, Cotija, Jiquilpan, Sahuayo, Ixtlán, Prácuaro, Paracho, Cherán, Tangancícuaro, Uruapan, Los Reyes, Apatzingán, Pátzcuaro, Mich. a Quiroga: [...] fuerte temblor. Tacámbaro: [...] temblor oscilatorio de N a S. Aguililla: [...] fuerte temblor de 40 segundos, repitió a las 12:35 y a las 4:32. Coalcomán: [...] fuerte temblor 4

segundos. Población alarmada, se cayeron 2 casa, los comercios sufrieron pérdidas. Zamora: [...] fuerte temblor oscilatorio de P a 0 de 10 segundos sentido en Cotija, Jiquilpan, Sahuayo, Ixtlán. Parácuaro: temblor de 45 segundos. Paracho: [...] temblor de 30 segundos, de P a 0. Cherán: temblor de 30 segundos, repitió a las 2:30 y 4 a.m. Tancítaro: fuerte temblor oscilatorio que duró como 20 segundos, repitió a las 2:40 y a las 4:15 de N a S. Los reyes: [...] oscilatorio de 8 segundos. Apatzingán: [...] temblor precedido de ruidos subterráneos, repitió a las 3 a.m. Pátzcuaro: [...] fuerte temblor oscilatorio de N a S, duró 8 segundos." [El temblor fue, según las localidades, entre las 23:50 del día 2 y las 0:10 del día 3.] POM, 5 mar. 1896: 3 (H)

1897, 18 de agosto. Coalcomán, Mich. "[...] a las 10 h 21 m. a.m., temblor, duración 4 segundos, movimiento oscilatorio. López Martínez." EU, 21 ago. 1897: 4 (H)

1899, 13 de enero. Aguililla, Mich. "[...] a las 7:52 p.m. fuerte temblor oscilatorio y trepidatorio." EU, 15 ene. 1899:2(H). Carrizal, Mich. "[...] fuerte temblor trepidatorio y oscilatorio a las 7:55 p.m." EU, 15 ene. 1899: 2 (H).

1902, 16 de enero. México, D. F.; Chilpancingo, Gro.; Edo. de México; Morelos; Chiapas; Michoacán; Oaxaca; Hidalgo. "Un temblor oscilatorio y trepidatorio azotó el estado de Guerrero. El centro del terrible fenómeno fue Chilpancingo, y se extendió hasta los estados de [...] sin graves consecuencias como en el estado de Guerrero.[...]"

1904, 23 de marzo. Jalapa, Zacoalco, Juchitlán, Huejutitlán, Jal. Morelia, Cotija, Los reyes, Jiquilpan, Apatzingán Zamora, Mich. A las 11:00 p.m. "Jalapa, Zacoalco y Juchitlán: oscilatorio, de S a N, duración de 40, 12 y 3 segundos respectivamente. Ixtlán y pueblos de Michoacán: oscilatorio y trepidatorio, duración de 8 y 15 segundos respectivamente. Huejutitlán: trepidatorio y luego ligera oscilación de NE a SO, 30 segundos. El péndulo marcó una pequeña elipse de 24 mm. Por eje mayor y 12 mm. por eje menor. Instituto, 1909 a: 395-398 (B)

1905, 9 de mayo. México, D. F.; Guadalajara, Jal.; Chilpancingo, Gro.; Coahuayana, Coalcomán, Aguililla, Mich.; Puebla, Pue. "En la capital (México), a las 0 h 08 m. a.m., sintiéndose dos movimientos oscilatorios: el primero con

dirección de N a S; trazó en el sismógrafo una elipse cuyo eje mayor mide 157 mm. y su eje menor 29 mm; duración 15 segundos. el segundo movimiento de amplitud extraordinaria y de una duración mayor que la anterior, 48 segundos aproximadamente, trazó numerosas líneas con dirección general de SE a NO, sin determinar figura alguna por haberse salido el estilete de(sismógrafo del platillo y haber pegado la bala en la pared, dando varias oscilaciones en distintos rumbos [...] [a las 0:08 también] Guadalajara, fuerte fenómeno sísmico oscilatorio y trepidatorio, dirección N a S y duración 1 minuto y 7 segundos [...] Puebla a las 0 h 08 m temblor oscilatorio de SSO a NNE y de OSO a ENE, intensidad media, duración inapreciable [...] [A las 0:10 en Chilpancingo[...]. Coahuayana, Coalcomán, Aguililla a, [...] oscilatorio [...] duración de 12 a 15 segundos.]". Galván: 495 (B); Instituto, 1909 a: 419-420 (B)

1907, 14 de abril. Se sintió fuertemente en toda la República [incluyendo Michoacán], pero causo mayores estragos en Guerrero. Morelia, Mich; Chilpancingo Oro. "A las 23:27. Morelia: 0 h 24 s; oscilatorio; fuerte. Chilpancingo: fortísima; 2m 00s; S a N; fuerte olor a azufre; serios perjuicios en construcciones; trepidatorio y oscilatorio. Repitió en Morelia a las 23:28; oscilatorio: 32 s; fuerte." Instituto, 1909a: 442 (B)

1910, 12 de mayo Aguililla, Mich.; [...]. a Aguililla, Acámbaro, Zihiatanejo: Cancani: II; oscilatorio. Instituto, 1909b: SU (B). 1910, 19 de agosto Huetamo, Mich. "Cancani: III; oscilatorio; 5 segundos; N-S; acompañado de ruidos subterráneos." Instituto, 1909b: 538 (B).

1911, 7 junio Aguililla, Mich.; Juchitlán, Jal. "Aguililla: Cancani: 111; oscilatorio; 1 minuto, 30 segundos; N a S; Juchitlán: Cancani: 111; oscilatorio; 16 segundos; E-O." Instituto, 1913: 68 (B).

1912-1914. Zamora, Mich. "[...] muchas casas quedaron en mal estado, y el remate de una de las torres de la catedral cayó sobre la bóveda, abriendo un socabón y hundiéndose dentro del templo." Miranda, : 43 (B).

1912, 31 de enero. Ario, Pátzcuaro, Mich. "Ario: Cancani: IV; oscilatorio; 12 segundos; N-S. Pátzcuaro: Cancani: 111; oscilatorio; corto." Instituto, 1914: 340 (B) Tacámbaro, Mich. "Tacámbaro: Cancani: 111; oscilatorio; 6 segundos; N-S."

El último dato que se encontró como reseña histórica de los sismos ocurridos en el estado, es de 1912, ya que en 1910 se instala de la red Sismológica Mundial, la cual permitió obtener información instrumental.

En los reportes anteriores podemos observar el papel tan importante que jugaba la iglesia desde un punto de vista tanto Político como Económico, ya era esta era la encargada de informar a las autoridades los daños que se producían cuando se presentaba un sismo. Aunque también las autoridades de cada uno de los municipios presentaban sus informes, estos por lo regular tardaban un mayor tiempo en llegar a la Ciudad de Morelia.

De acuerdo a lo anterior también podemos decir que los eventos más significativos que se encontraron en los anteriores escritos, son sin duda alguna los temblores premonitores que se dieron en el transcurso del año de 1759 ante el nacimiento de volcán el Jorullo, y los de 1845 y 1858 los cuales causaron gran destrucción en todo el estado pero principalmente en la región de Pátzcuaro.

La investigación y recopilación de la información anterior, nos muestra la preocupación de una manera más importante de la iglesia y de la población civil, ya que en realidad los que resultaban más perjudicados en su gran mayoría eran los templo, no obstante algunos estudiosos de la época ya comenzaban haciendo sus deducciones de las causas de estos siniestros.

Sismo de Colima del 21 de enero del 2003.

La noche del 21 de enero el terremoto de magnitud 7.6, a las 20.06 horas y con una duración de 50 segundos, sacudió las costas del Pacífico y centro de México con tal fuerza que pudo sentirse en 13 estados mexicanos: *Colima, Jalisco, Michoacán, Nayarit, Guerrero, Zacatecas, Aguascalientes, Hidalgo, Querétaro, Puebla, Tlaxcala, Guanajuato, y el Distrito Federal*; más tarde se reportaron dos réplicas de magnitud 4 y el miércoles 22 hubo otra de magnitud 5.8 a las 13:41 horas que acabó de averiar más o derribar lo que ya estaba resentido. El epicentro se localizó a 15 kilómetros en el mar a la altura de Cuyutlán, Municipio de Armería en el estado de Colima (CENAPRED *et al.*, 2003).

1.6 Estadísticas regional y local.

Sabemos que la probabilidad de ocurrencia de un sismo no es igual en todas las regiones de la Tierra; existen zonas donde ocurren muchísimos sismos y otras asísmicas. La probabilidad de ocurrencia de un sismo en México es mayor que la de uno en Australia. La relación número de sismos contra magnitud es distinta de una región a otra. Aunque en varias regiones se considera que se pueden representar adecuadamente por una relación como la global. Para algunas regiones como México, la relación presenta magnitudes "favoritas", esto es, que son más frecuentes de lo que predice una relación como la global.

Si ahora, en vez de estudiar una región tan grande como México nos fijamos en una zona determinada, como Michoacán, vemos que ya no se aplican las observaciones estadísticas globales o regionales. La ocurrencia de un sismo grande en un lugar sí cambia las probabilidades de ocurrencia de otros sismos. Un caso claro es el de la ocurrencia de réplicas, que son indefectiblemente observadas tras un sismo grande. Para un punto particular, sobre todo si se encuentra cercano a una falla o zona sísmica activa, no es apropiado un modelo estadístico como el de Poisson. El proceso que adoptemos para modelar la sismicidad del lugar debe depender de lo que haya pasado antes (Esteve, 1976 y Hagiwara, 1974). La estadística nos dice que la suma de muchos procesos causales se comporta como un sistema de Poisson. Es por esto que la distribución de la sismicidad global de la Tierra, la suma de todas las zonas sísmicas, es la de Poisson.

Si pudiéramos conocer cada uno de los factores que influyen en la sismicidad y describir cada punto del terreno, cada ruptura, cada roca, etc., entonces podríamos describir de manera analítica el proceso sísmico y predecir la ocurrencia de los terremotos como la de los eclipses. Desgraciadamente el número de parámetros es tan enorme que no podemos llegar a una descripción exacta. Sin embargo, podemos aprovechar las propiedades estadísticas para evaluar probabilidades, aun en el caso de sistemas pequeños como una zona sísmica particular. *Aquí el problema es de nuevo el de la falta de datos*, pues si bien los catálogos de la sismicidad de todo el país contienen un número grande de datos, los referentes a una zona en particular son pocos. Es necesario instrumentar adecuadamente las zonas sísmicas de Michoacán y de algunas zonas de la república mexicana para poder contar con un número mayor de observaciones que permitan obtener resultados estadísticamente confiables.

En la figura I.4 se muestran los datos epicentrales de 1970 al 2007. Ésta se graficó utilizando datos reportados por el SSN y del catálogo del IRIS así como también de algunos datos del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Se usaron datos de sismos iguales y superiores a magnitud 3. En la figura I.4, los puntos indican la posición epicentral y el color está en función de la profundidad hipocentral.

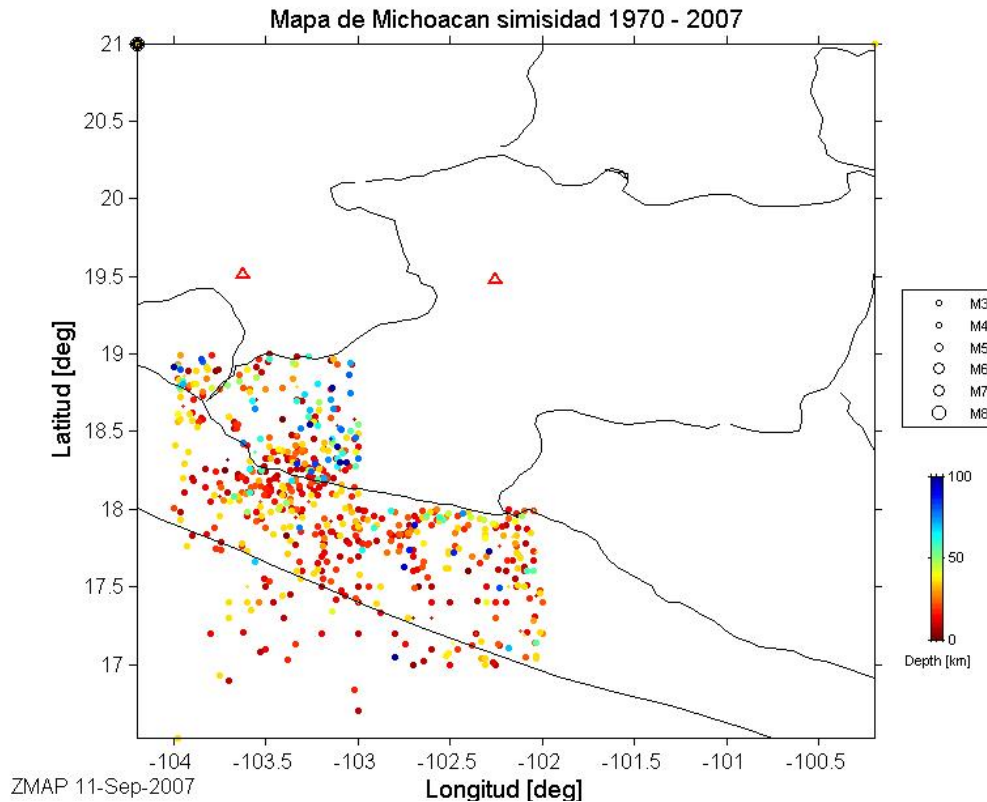


Figura I.4.- Esta imagen se realizó en Zmap las cotas están dadas en grados tanto latitud y longitud.

En esta recopilación se observa que el estado de Michoacán no deja de ser un lugar donde la sismicidad es latente. Con los datos recopilados de él podemos observar en la figura I.5 que la sismicidad en la zona de subducción frente a las costas de Michoacán es enriquecida por sismos entre magnitud 3 a 5, manifestando pocos sismos de magnitudes mayores a 6.

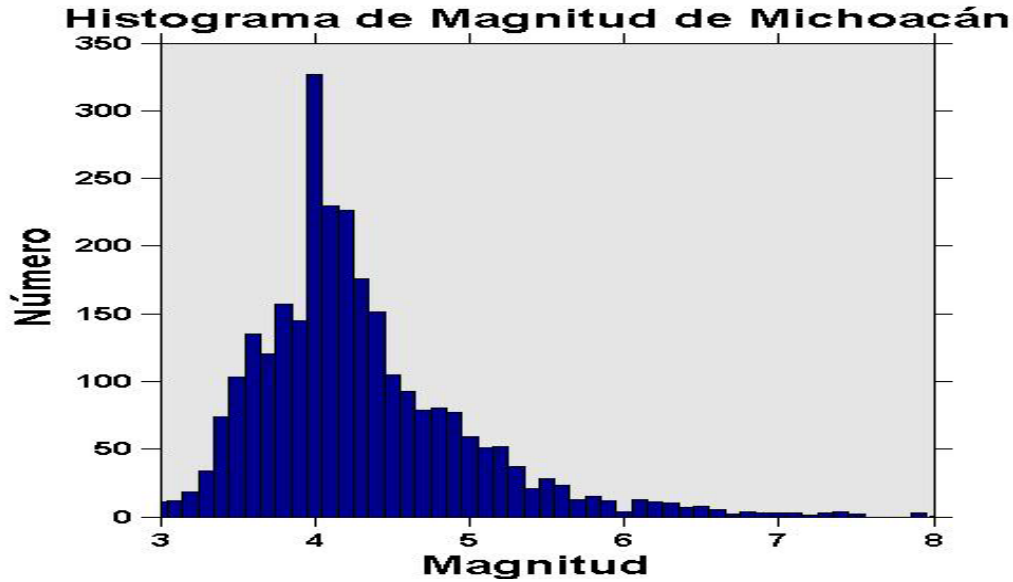


Figura I.5.- Muestra la tendencia del número de eventos versus magnitud de 1970-2007.

Después del sismo del 19 de septiembre de 1985, en las costas michoacanas se ha manifestado un aumento en la actividad sísmica de acuerdo con los datos reportados por el SSN y el catálogo del IRIS. Mientras que entre 1980 y 1996 se mantiene un promedio de alrededor de 50 sismos por cada 10 años, a partir de 1995, se observa un incremento en la sismicidad, considerando que en el 2010-2013 se llegaron a tener alrededor de 5236 sismos en total a partir de 1963 como se presenta en el histograma de tiempo (ver figura I.6).

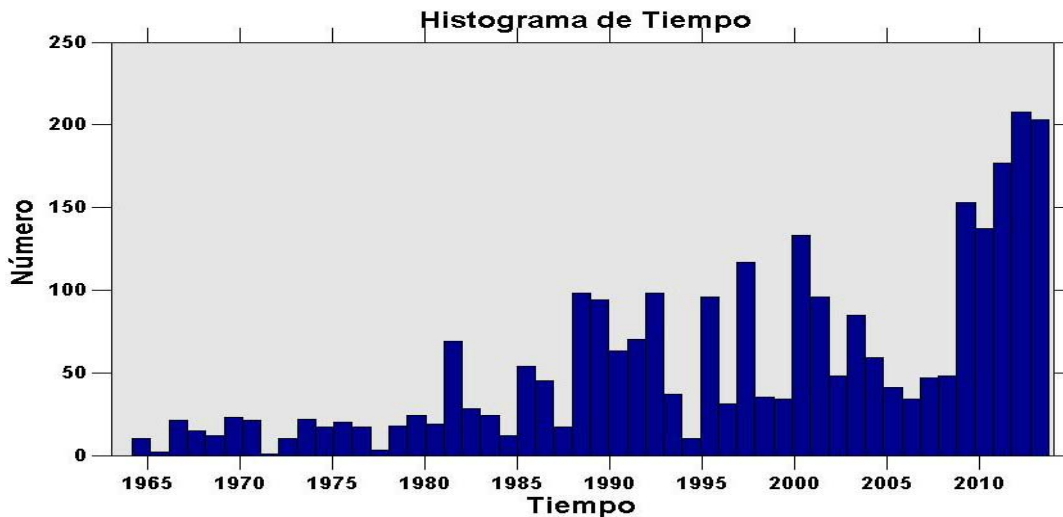


Figura I.6. Histograma de tiempo versus número de eventos ($M \geq 3$) reportados entre los años de 1963-2013.

De estos 5236 sismos, su mayoría son relativamente superficiales localizándose a menos de 50 km de profundidad y considerando que en la mayoría de los sismos reportados oscilan alrededor de 0-60 km de profundidad, y como se puede apreciar en el histograma de profundidad (figura I.7).

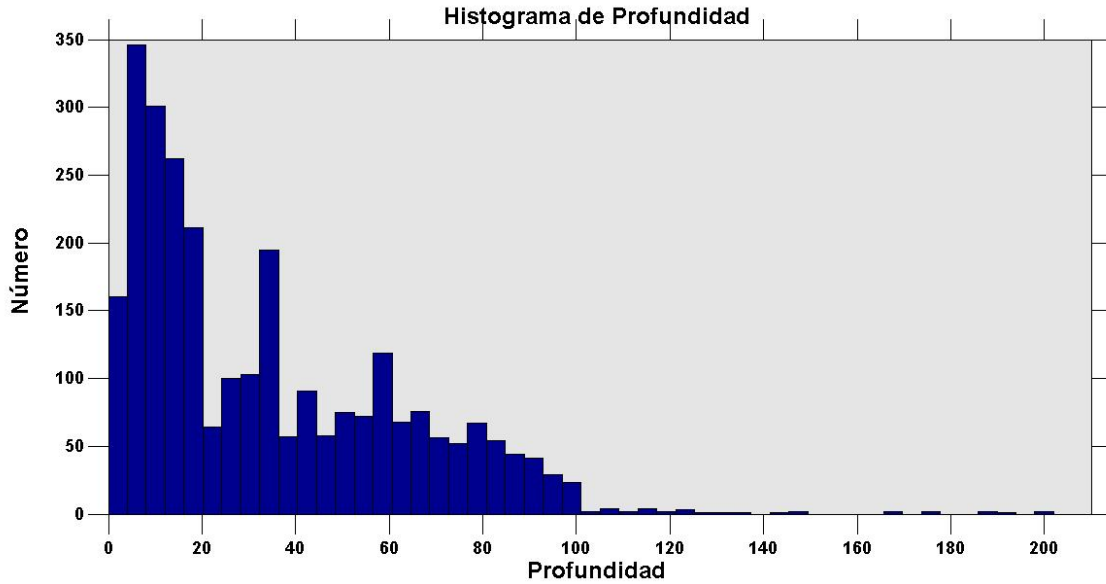


Figura I.7. Histograma de profundidad versus número de eventos entre los años 1963-2013.

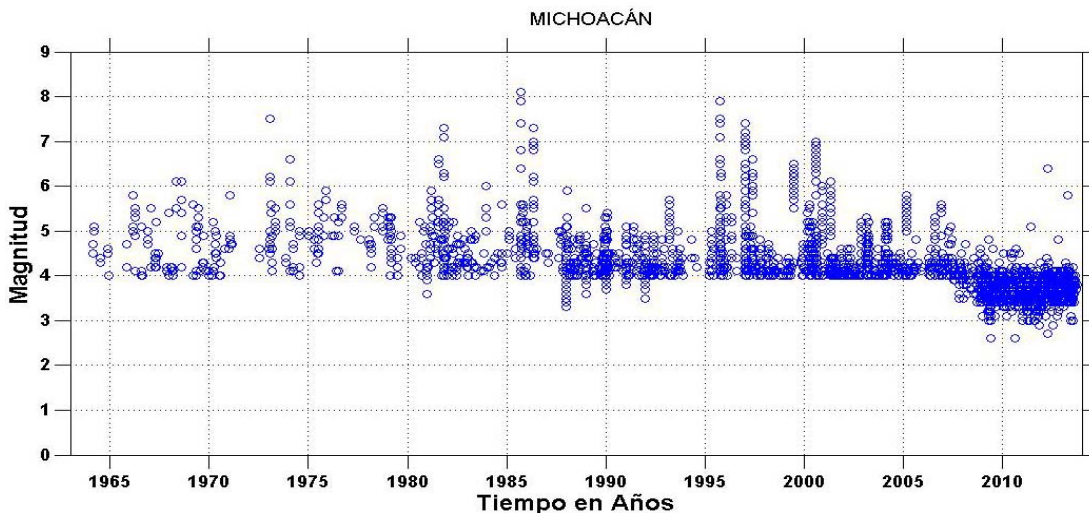


Figura I.8. Tiempo versus magnitud de eventos entre los años 1963-2013.

1.7 Zonas sismogénicas en el estado de Michoacán.

De acuerdo a su ubicación geográfica el estado se encuentra en una zona de alta sismicidad, donde como se puede constatar en los apartados anteriores que ha sido un lugar donde la sismicidad es latente. Así como los mapas de regionalizaciones sísmicas que se han estimado para la republica mexicana muestran que en el estado de Michoacán se presentan las 3 primeras zonas de mayor sismicidad. Como en en los mapas de isostas, realizados en el CENAPRED, se ha puesto de manifiesto que en el estado de Michoacán se han registrado intensidades sísmicas considerables (hasta intensidad X) en la escala de Mercalli Modificada. Esto puede observarse en la figura I.9 donde se muestran los mapas de isostas acumulados de 72 eventos desde 1850 a 1999 de la Republica Mexicana. En el recuadro superior derecho de la figura aparecen el número de veces que

se han observado las diferentes intensidades en el punto marcado dentro del mapa que se encuentra dentro del estado de Michoacán.

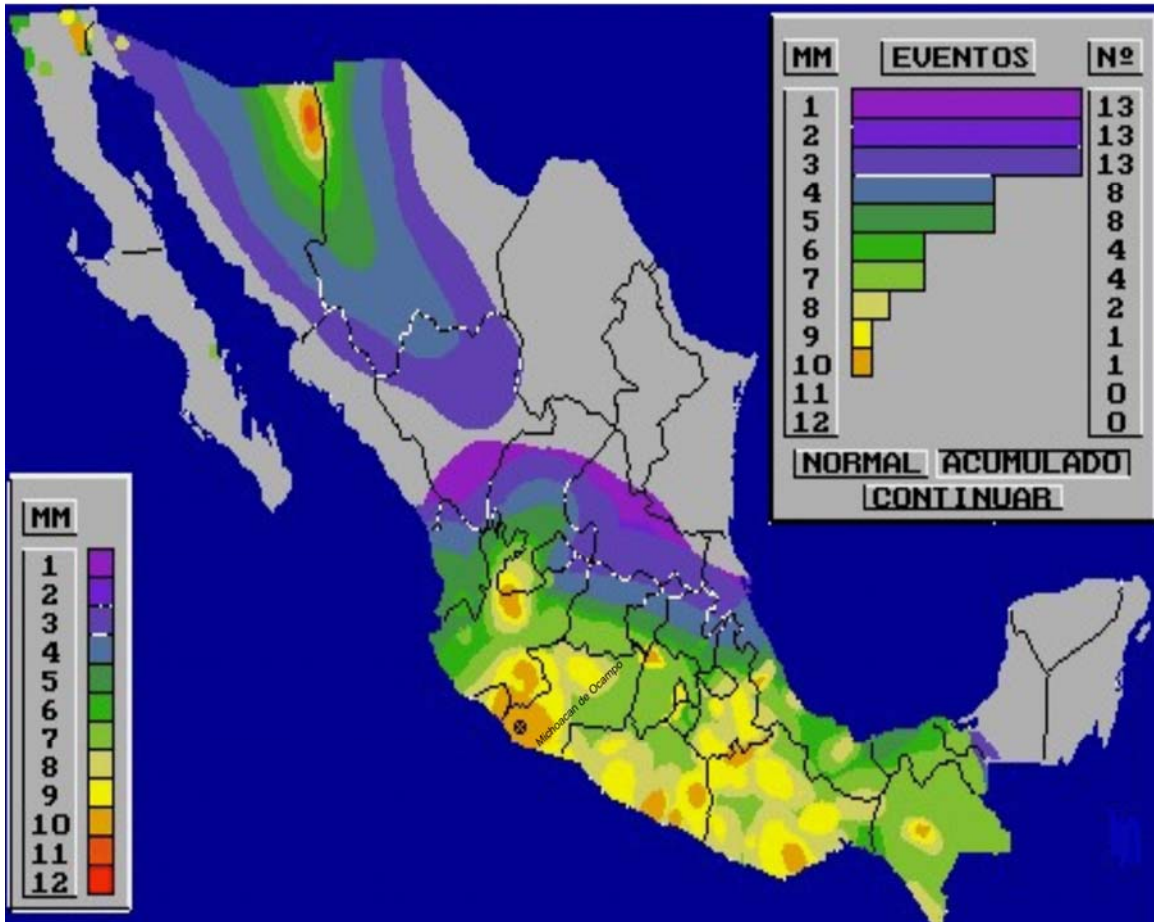


Figura I.9. Mapa de isosistas acumulado de 52 eventos a partir del año 1850 a 1999. Obtenida por medio del programa realizado en el CENAPRED (Gutiérrez Martínez C y Montoya Duche (2000). Con la escala de magnitud de Mercalli modificada MM y número de eventos acumulados)

En el presente trabajo y de acuerdo a la información recopilada hasta el presente se detectaron cuatro zonas dentro del estado de Michoacán que en los últimos años han mostrado una actividad latente. A estas zonas se les denominó A, B-1, B-2 y C y se delimitaron por elipses como se muestra en la figura I.10.

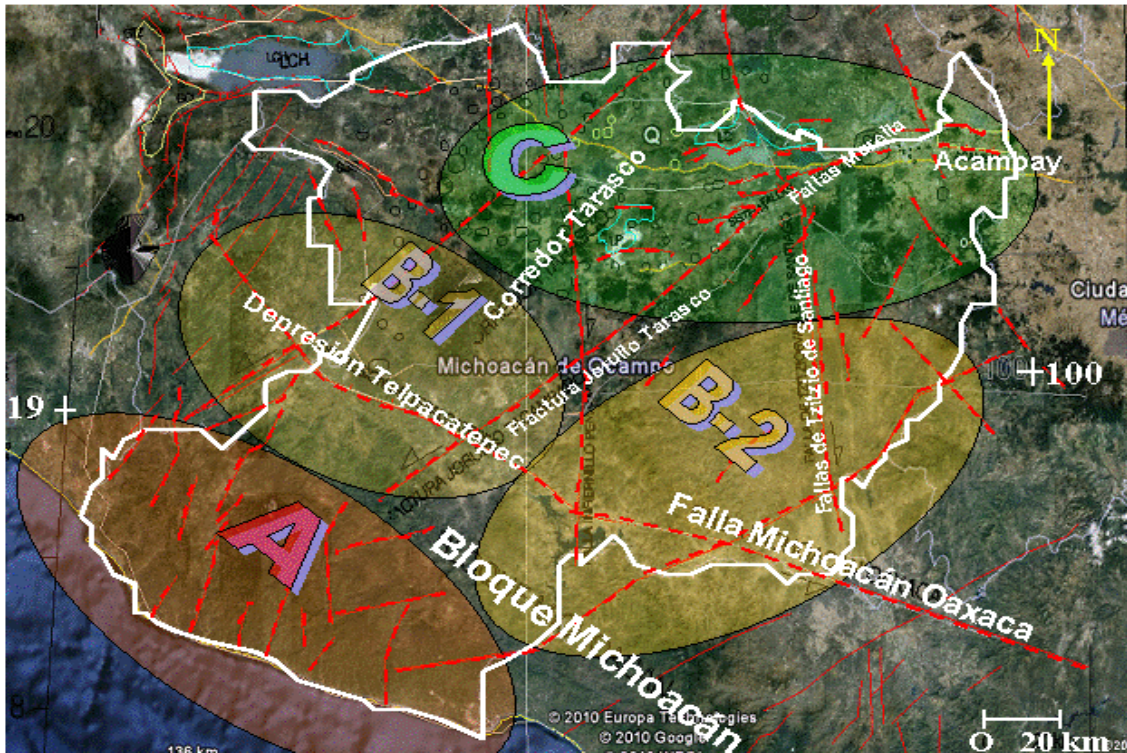


Figura I.10. Zonas sísmicas dentro del estado de Michoacán comprendidas por A, B-1, B-2 y C. (editada de Google-earth).

La Zona A. se localiza dentro del conjunto de fallas del Bloque Michoacán, así como parte de la zona de subducción en las costas del estado. La sismicidad en esta zona es alta.

La Zona B-1. Esta se localiza entre los límites de Jalisco y Michoacán en el conjunto de fallas llamada depresión Telpacatepec y límites con la fractura Jorullo-Tacambaro. En este sitio la sismicidad es relativamente moderada.

La Zona B-2 se localiza en los límites de Michoacán y Guerrero, dentro del complejo de fallas Michoacán Oaxaca, y las fallas Zitzio y Villa de Santiago, con sismicidad relativamente moderada.

La Zona C Esta localizada en lo límites de Guanajuato, Querétaro y Estado de México, dentro del complejo de fallas Acambay y el sistema de fallas Morelia, con sismicidad relativamente baja.

Dentro del estado de Michoacán, de acuerdo a la sismicidad reportada desde el 2006 hasta noviembre del 2012 (por el SSN) y sin considerar la sismicidad anterior al 2006, se han reportado 914 sismos en el estado de Michoacán con magnitudes $M > 3.6$. Éstos ocurridos dentro de las 4 zonas que se limitaron en el presente trabajo. Por razones prácticas no se grafican los datos epicentrales en el mapa dada la densidad de información y con la finalidad de no perder la claridad de las zonas divididas.

1.8 Datos poblacionales del estado de Michoacán.

De acuerdo con los resultados del Segundo Censo de Población y Vivienda 2005 (referido al 17 de octubre de 2005), Michoacán contaba con 3,966.073 habitantes, con una tasa de crecimiento de -0,1% anual en el periodo 2000-2005. De hecho, fue la única entidad federativa con crecimiento poblacional negativo durante el periodo mencionado.

La población estatal está concentrada principalmente en el norte del estado, mientras que la densidad poblacional es baja en el sureste (Tuzantla, Tiquicheo, San Lucas, Huetamo, Turicato), así como en la Sierra Madre del Sur (Aguililla, Arteaga, Tumbiscatio, Coalcomán, Chinicuila).

La estimación de población para el 2010 del Consejo Nacional de Población (CONAPO e INEGI), es de 4,351,037.0 habitantes, de los cuales se calculan 2,102,109.0 hombres y 2,248,928.0 mujeres.

TABLA I.1. Datos proporcionados por el SEDESOL (2010).

Nombre y clave del municipio	Población total	Nombre del municipio	Población total
001 - Acuitzio	10,987	024 - Cheran	18141
002 - Aguililla	16,214	025 - Chilchota	36293
003 - Álvaro Obregón	20,913	026 - Chinicuila	5271
004 - Angamacutiro	14,684	027- Chucandiro	5166
005 - Angangueo	10,768	028 - Churintzio	5564
006 - Apatzingán	12,3649	029 -Churumuco	14366
007- Aporo	3,218	030 - Ecuandureo	12,855
008 - Aquila	23,536	031 - Epitacio Huerta	16,218
009 - Ario	34,848	032 - Erongarícuaro	14,555
010 - Arteaga	21,790	033 - Gabriel Zamora	21,294
011 - Briseñas	10,653	034 - Hidalgo	117,620
012- Buenavista	42,234	035 - Huacana	32 757
013 - Carácuaro	92,12	036 - Huandacareo	11,592
014 -Coahuayana	14,136	037 - Huaniqueo	7,983
015 - Coalcomán de Vázquez Pallares	17,615	038 - Huetamo	41,937
016- Coeneo	20,492	039 - Huiramba	7,925

017 - Contepec	32,954	040 - Indaparapeo	16,427
018 - Copándaro	8,952	041 - Irimbo	14,766
019 - Cotija	19,644	042 - Ixtlán	13,584
020 - Cuitzeo	28227	043 - Jacona	64,011
021 - Charapan	12163	044 - Jiménez	13,275
022 - Charo	21723	045 - Jiquilpan	34,199
023 - Chavinda	9975	046 - Juárez	13,604
047 - Jungapeo	19,986	071 - Puruándiro	67,837
048 - Lagunillas	5,506	072 - Queréndaro	13,550
049 - Madero	17,427	073 - Quiroga	25,592
050 -Maravatío	80,258	074 - Cojumatlán de Régules	9,980
051 - Marcos Castellanos	13,031	075 - Los Reyes	64,141
052 - Lázaro Cárdenas	178,817	076- Sahuayo	72,841
053 - Morelia	729,279	077 - San Lucas	18,461
054 - Morelos	8,091	078 - Santa Ana Maya	12,618
055 - Múgica	44,963	079 - Salvador Escalante	45,217
056- Nahuatzen	27,174	080 - Senguio	18,427
057 - Nocupétaro	7,799	081 - Susupuato	8,704
058 - Nuevo Parangaricutiro	18,834	082- Tacámbaro	69,955
059 - Nuevo Urecho	8,240	083- Tancítaro	29,414
060 - Numarán	9,599	084 - Tangamandapio	27,822
061- Ocampo	22,628	085 - Tangancícuaro	32,677
062 - Pajacuarán	19,450	086 - Tanhuato	15,176
063 - Panindícuaro	16,064	087- Taretan	13,558

064 - Parácuaro	25,343	088- Tarímbaro	78,623
065 – Paracho	34,721	089 - Tepalcatepec	22,987
066 - Pátzcuaro	87,794	090 - Tingambato	13,950
067 - Penjamillo	17,159	091 - Tingüindín	13,511
068 - Peribán	25,296	092 - Tiquicheo de Nicolás Romero	14,274
069- La Piedad	99,576	093 - Tlalpujahuá	27,587
070 - Purépero	15,306	094 - Tlazazalca	6,890
095 - Tocuambo	11,504	105 - Vista Hermosa	18,995
096 - Tumbiscatío	7,890	106 - Yurécuaro	29,995
097 - Turicato	31,877	107 - Zacapu	73,455
098 - Tuxpan	26,026	108 - Zamora	186,102
099 - Tuzantla	16,305	109 - Zináparo	3,247
100 - Tzintzuntzan	13,556	110 - Zinapécuaro	46,666
101- Tzitzio	9,166	111 - Ziracuaretiro	15,222
102 - Uruapan	315,350	112 - Zitácuaro	155,534
103 - Venustiano Carranza	23,457	113 - José Sixto Verduzco	25 576
104 - Villamar	16,991		

INEGI. Panorama Sociodemográfico de Michoacán de Ocampo (2010).

El Censo (CONAPO, INEGI 2010) nos muestra que el Estado de México es la entidad más poblada del país con 15.2 millones de habitantes. Le siguen el Distrito Federal con 8.9 millones, Veracruz con 7.7, Jalisco con 7.4, Puebla con 5.8, Guanajuato con 5.5, Chiapas con 4.8 y Michoacán con 4.4. En conjunto estas ocho entidades concentran cerca de la mitad de la población del país.

I.9 Conclusiones.

De acuerdo con la información recopilada se observa y se reconfirma que el estado de Michoacán se encuentra dentro de los 10 estados de la república mexicana con mayor número de población y por su ubicación geográfica localizado en una de las zonas de alta sismicidad de México. Se determinó que en este estado el peligro sísmico se debe considerar como un factor de vital importancia que no se debe subestimar, y que esto no es un problema actual o que se dio en los últimos años. De acuerdo a lo anterior también podemos decir que los eventos sísmicos más significativos que se manifestaron e hicieron huella y que se encontraron en los escritos antiguos, son sin duda alguna los temblores premonitores que se dieron en el transcurso del año de 1759 ante el nacimiento de volcán el Jorullo, y los de 1845 y 1858 los cuales causaron gran destrucción en todo el estado.

Por otro lado, con la información recopilada sobre la ubicación de las fallas que se localizan dentro del estado y con los datos de la sismicidad, se llegó a hacer una correlación de todos los datos para poder identificar e incluso dividir las zonas de mayor sismicidad que pudieran estar ligadas a las fallas existentes dentro del estado de Michoacán. La primera zona se denominó como la zona A que se le atribuye al conjunto de fallas del bloque michoacano (que es influenciada por la subducción), la zona B-1 se correlaciona con la depresión Telpacatepec y con la fractura Jorullo-Tacambaro, la zona B-2 se le atribuye al complejo de fallas Zitzió y villa de Santiago y por último la zona C se relaciona con el complejo de fallas Acambay y el sistema de fallas Morelia. Con esta información se obtuvo una regionalización sismogénica dentro del Estado de Michoacán.

Dado todos estos argumentos del por qué estudiar la sismicidad en el estado en el presente trabajo se estudiarán los tres principales efectos de los sismos como son la fuente-trayecto- efecto de sitio. En que nos permitirá llevar a un análisis más detallado sobre la importancia de cada uno de estos efectos, no sin antes dar una breve introducción teórica de los parámetros que aquí se manejan.

1.10 Referencias.

- Archivo de base del IRIS. Incorporated Research Institutions for Seismology is a university. <http://www.iris.edu/>.
- Archivo del Servicio Sismológico Nacional. <http://www.ssn.unam.mx>
- Campa, M.F., and Coney, P.J. 1983, "Tectono-Stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México". *Can. Journ. Earth. Sci.*, 20,1040-1051.
- CENAPRED, Protección Civil (2003), SEDESOL. " El Sismo de Tecoman, Colima 21 de enero 2003", informe Técnico para Sustento de la Declaratoria de Desastre Natural de 3 Municipios del Estado de Michoacán, 10 del Estado de Colima y 27 del Estado de Jalisco. 1ª edición, marzo 2003 DI/IEG/26032003.
- Esteva, L. (1976), "Seismicity", in *Seismic Risk and Engineering Decisions*, C. Lomnitz y E. Rosenblueth (comps.), Elsevier Sc. Publ. Co., pp. 179-224.
- García Acosta V. y F. Suárez Reynoso (1996), "Los sismos en la historia de México", primera edición, tomo1, Ediciones Científicas Universitarias, coedición UNAM y el Fondo de cultura económica.
- Garduño M. V. H., Corona-Chávez P., Israde Alcantara., Menella L., Arreygue, E., Bigiogero B. y Chiesa S., (1999). "Carta Geológica de Michoacán escala 1:250,000". Universidad Michoacana de San Nicolas de Hidalgo. Sec. De difusión cultural y Ext. Universitaria,IIM.
- Garduño M .V. H. y Torres Escamilla J.R, (1996). "Revisión Histórica de la Sismicidad en Michoacán. México". *Ciencia Nicolaita*. p. 57-81.
- Garduño–Monroy, V.H., Israde, I., Francalanci, L., Carranza, O., Chiesa, S., Corona, P., Arreygue, E., (1997), "Sedimentology, volcanism and tectonics of the southern margin of the lacustrine basins of Maravatio and Cuitzeo, Mich., Mexico", en *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI). General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, Fieldtrip guidebook: Guadalajara, Jal., México, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial, 15p.*
- Garduño M. V. H., R. E. Arreygue, S. Chiesa, L. Israde Alcántara, T. G. M. Rodríguez y G. M. Ayala (1998), "Las Fallas geológicas y sísmicas de la ciudad de Morelia y su influencia en la amplificación del territorio". *Ingeniería civil*, Vol. 1, No5. p. 3-12.
- Gutiérrez Martínez C y Montoya Duche (2000), "Mapa de isosistas de la República Mexicana". Elaborado en CENAPRED.
- Hagiwara, Y. (1974), "Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain". *Tectonophysics*, vol. 23, pp. 313-318.
- Havskov.J.,S. De la Cruz, S.K. Singh.,F.Medina y C. Gutierrez,(1983). "Seismic activity related to the March-April,1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico",*Geophys. Res. Lett.*,10,293-296.

- INEGI. Censo de Poblacion y Vivienda (2010). “Panorama sociodemografico de Michacan de Ocampo/ Instituto Nacional de Estadistica y Geografica”. Mexico c2011. 248p. :il ISBN 978-607-494-232-3.
- Kostoglodov V. y Pacheco F. J. 1999. “Cien Años de Sismicidad en México”. Portal de Internet del Instituto de Geofísica, UNAM.
- Martínez A., C. Javier, (1987), “Isosistas del macrosismo del 19 de septiembre de 1985”, N° 504, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Nava (1998), Alejandro, “Terremotos”, Fondo de Cultura Económica, México.
- Singh S. K., E. Bazan, and L. Esteva (1980). “Expected earthquake magnitude from a fault”, Bulletin of the Seismological Society of America.70, 903–914.
- Singh, S. K., J. Havskov, K. C. McNally, L. Ponce, T. Hearn, M. Vassiliou (1980). The Oaxaca, Mexico earthquake of 29 November 1978: A preliminary report on aftershocks, Science, 207, pp.1211–1213.

II. DEFINICIONES TEÓRICAS

II.1 Parámetros de modelación del movimiento del terreno.

Una descripción completa de un movimiento del terreno requiere la definición de su amplitud como función del tiempo, conocida como historial o su equivalente en el dominio de la frecuencia, conocido como espectro de Fourier. Para la mayoría de las aplicaciones en la ingeniería, tales descripciones complejas del movimiento del terreno en algunos análisis no son del todo necesarias. En cambio, parámetros simples en el dominio de tiempo y de frecuencia son usados para definir movimientos fuertes del terreno. Históricamente, la aceleración máxima del terreno (PGA, en inglés) y la velocidad máxima del terreno (PGV, en inglés) han sido los parámetros en el dominio del tiempo de uso más común en la ingeniería. Estos representan la amplitud máxima absoluta de la medición de un movimiento del terreno, de un historial registrado o simulado de aceleración o velocidad.

Así como los procedimientos de diseño sísmico se han vuelto más sofisticados, los ingenieros han comenzado a incorporar el periodo natural y la frecuencia natural en el diseño de estructuras, a través del uso de espectros de respuesta (Gupta, 1993). Los parámetros espectrales de respuesta más comunes son la pseudoaceleración (que ha sido denotada variadamente como PSSA, PSA o SA, en inglés) y la pseudovelocidad (que ha sido denotada variadamente como PSRV, PSV o SV, en inglés). Los términos PSA y PSV son usados más adelante en este capítulo para representar la pseudoaceleración y pseudovelocidad, haciendo notar que Gupta (1993) prefería el uso de SA y SV, ya que estos últimos términos han sido también usados para definir la aceleración absoluta y la velocidad relativa, que son similares, pero no iguales a PSA y PSV.

PSA y PSV están relacionados al desplazamiento relativo (SD, en inglés) por la expresión:

$$PSA = \frac{2\pi}{T_n} PSV = \left(\frac{2\pi}{T_n} \right)^2 SD \quad (II.1)$$

Donde T_n es el periodo natural sin amortiguar de un oscilador de un grado de libertad (SDOF, en inglés).

Ha sido una práctica común en el pasado el estimar un diseño de espectro de respuesta a partir de PGA o de la combinación de PGA, PGV y el desplazamiento máximo del terreno (Campbell 2000a; Newmark y Hall, 1982). Incluso en los modernos reglamentos de construcción de los Estados Unidos, el diseño de espectro de respuesta está definido sólo en términos de dos periodos naturales, 0.2 y 1 s. (Leyendecker *et al.*, 2000). Tales procedimientos son típicamente usados en los reglamentos de construcción y otras normas sísmicas donde se requiere un método simple preestablecido para la estimación de un espectro de respuesta sencillo. Para estructuras más importantes, es común en la práctica el desarrollar espectros de respuesta directamente de las relaciones de atenuación, en vez del uso de los espectros de respuesta preestablecidos en reglamentos.

a). Magnitud sísmica.

La magnitud sísmica es usada para definir el “tamaño” de un sismo. Existen muchas escalas diferentes que pueden ser usadas para definir la magnitud. Las escalas de magnitud que han sido

comúnmente usadas en el desarrollo de las relaciones de atenuación en todo el mundo son la magnitud de momento, (denotado por M o M_w), la magnitud de onda superficial M_s , la magnitud de onda de cuerpo m_b , la magnitud local M_L , la magnitud Lg (denotada por m_{Lg} o m_N), y la magnitud JMA M_j . Estas escalas de magnitud son comparadas en la figura II.1. Los operadores de redes sísmológicas, típicamente usan una de las escalas antes mencionadas, como definición de la magnitud en su región. Sin embargo, incluso el uso de la misma escala de magnitud puede llevar a diferentes estimaciones regionales de magnitud debido a diferencias en la forma local en que es definida y calculada. La definición en el dominio del tiempo de todas las escalas de magnitud puede ser dada por la ecuación (Lay and Wallace, 1995):

$$M = \log(A/T) + f(R, h_{\text{hypo}}) + C_s + C_r \quad (\text{II.2})$$

Donde A es la amplitud de la fase sísmica en la que se basa la escala de magnitud, medida en un sísmómetro, T es el periodo de la señal; $f(R, h_{\text{hypo}})$ es una corrección de la distancia de la fuente sísmica al sísmómetro y la profundidad hipocéntrica h_{hypo} , C_s es Una corrección para la ubicación del sísmómetro, y C_r es una corrección para la fuente sísmica regional.

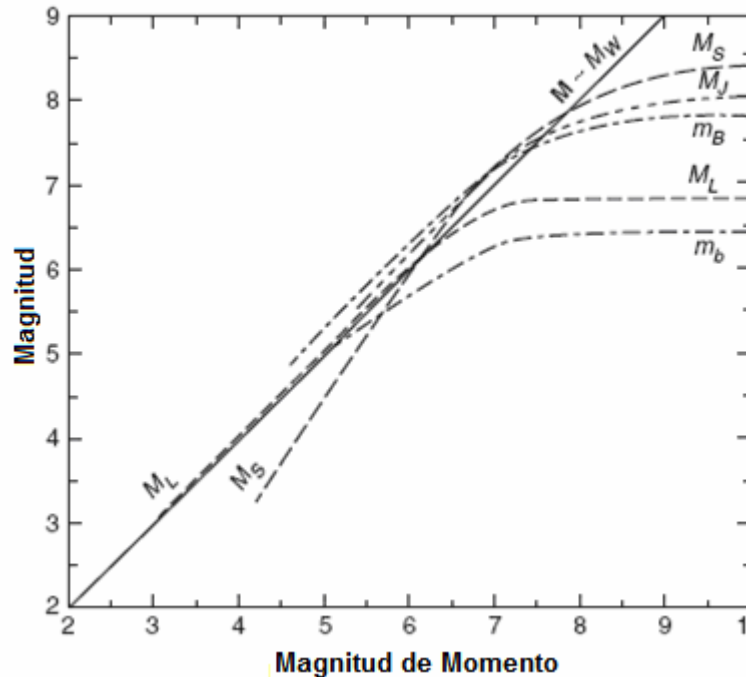


Figura II.1. Comparación de escalas de magnitudes (Heaton et al., 1986).

Hay un aumento en la tendencia de adoptar M_w como el estándar mundial para la cuantificación de la magnitud, debido a sus fuertes bases físicas y sísmológicas (Bolt, 1993). Por definición, M_w está relacionada al momento sísmico M_0 , una medida de la energía sísmica irradiada por un sismo, a través de la fórmula (Hanks y Kanamori, 1979; Kanamori, 1978):

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7 \quad (\text{II.3})$$

b). Distancia Fuente-Sitio

La distancia fuente-sitio es usada para caracterizar la disminución de un movimiento del terreno que se propaga alejándose de la fuente sísmica. Las mediciones de distancia pueden ser agrupadas en dos grupos, dependiendo de si tratan a la fuente sísmica como un punto o como una ruptura de falla finita.

Las mediciones de la distancia de fuentes puntuales incluyen la distancia epicentral r_{epi} y la distancia hipocentral r_{hypo} . La distancia hipocentral es la distancia del sitio al hipocentro o foco de un sismo, definido como el punto dentro de la tierra, donde comienza la ruptura sísmica. La distancia epicentral es la distancia del sitio al epicentro, definido como el punto en la superficie de la tierra directamente encima del hipocentro. Las dos relaciones están relacionadas una con otra por la expresión:

$$r_{hypo} = \sqrt{r_{epi}^2 + h_{hypo}^2} \quad (II.4)$$

Donde h_{hypo} es la profundidad del hipocentro, medida desde la superficie de la tierra. Generalmente hablando, r_{epi} y r_{hypo} son medidas de distancia muy pobres para sismos con grandes áreas de ruptura. Éstas son primordialmente usadas para caracterizar distancias de sismos pequeños que pueden ser razonablemente representados por una fuente puntual. La experiencia ha demostrado que las relaciones de atenuación que usan medidas de fuentes puntuales no deberían ser usadas para estimar movimientos del terreno cercanos a grandes sismos, a menos que no exista absolutamente otra alternativa.

Existen tres medidas de distancia de fuente finita que son comúnmente usadas en la práctica: r_{jb} o la distancia horizontal más cercana a la proyección vertical del plano de ruptura, introducida por Joyner y Boore (1981); r_{rup} o la distancia más cercana al plano de ruptura, presentada por Schnabel y Seed (1973); y r_{seis} o la distancia más corta a la parte sismogénica del plano de ruptura, introducida por Campbell (1987, 2000b). La medida de r_{seis} asume que la ruptura de la falla dentro de los sedimentos cercanos a la superficie o falla poco profunda es no sismogénica, que fue después propuesta y demostrada sismológicamente por Marone y Scholz (1988). Estas medidas de la distancia son comparadas en la figura II.2.

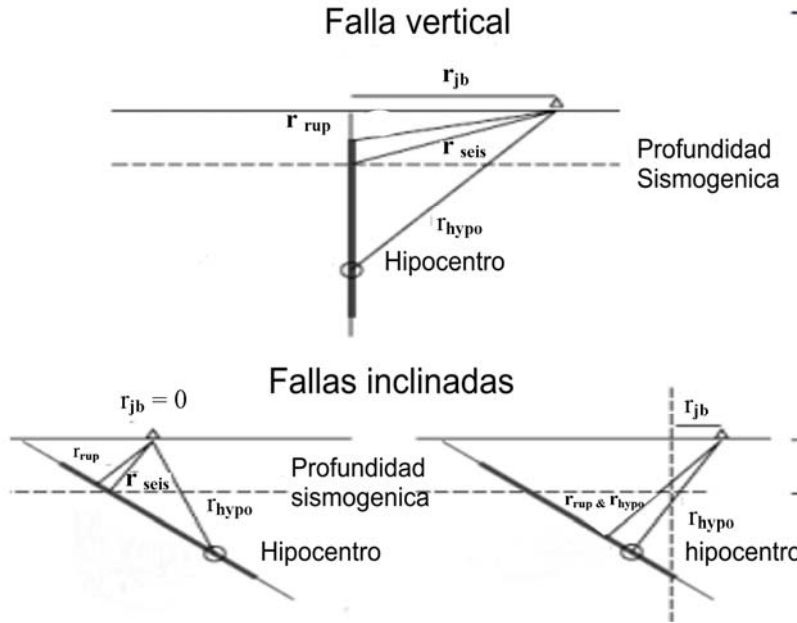


Figura II.2. Comparación de medidas de distancias (Abrahamson y Shedlock, 1997).

A pesar de que r_{jb} es razonablemente fácil de estimar para un futuro sismo, r_{rup} y r_{seis} no son tan fáciles de determinar, particularmente cuando no se espera que el sismo rompa por completo en su longitud sismogénica de la corteza. En tales casos, la profundidad promedio al tope del plano de ruptura deducido, d_{rup} , o a la parte sismogénica de este plano de ruptura, d_{seis} , puede ser calculada a partir de la ecuación (Campbell, 2000):

$$d_i = \begin{cases} \frac{1}{2} [H_{top} + H_{bot} - W \sin(\delta)] & \text{Para } d_i \leq H_i \\ H_i & \text{Para los demás.} \end{cases} \quad (II.5)$$

donde el subíndice $i = rup$ o $seis$, es la medida de la distancia de interés, H_{bot} es la profundidad al fondo de la parte sismogénica de la corteza, H_{top} es la profundidad a la cima de la falla, H_{seis} es la profundidad a la cima de la parte sismogénica de la falla, δ es el ángulo entre la superficie de la tierra y una línea que se extiende perpendicular hacia abajo hasta llegar al rumbo de la falla (ángulo de inclinación); y W es el ancho de la inclinación en bajada de la ruptura de la falla.

La extensión del plano de ruptura puede ser calculada a partir de la expresión (Wells y Coppersmith, 1994):

$$\text{Log } W = -1.01 + 0.32M_w \quad (II.6)$$

Donde W esta en km y la desviación estándar de $\text{Log } W$ es 0.15. Campbell (1997) recomienda usar $H_{seis} \geq 3$ km, incluso cuando las fallas rompan en la superficie de la Tierra. Esta recomendación está basada en: a) observaciones de distribuciones de réplicas y sismicidad de fondo, b) distribuciones aleatorias de estudios de modelación de sismos, y c) una evaluación independiente de ruptura sísmica hecha por Marone y Scholz (1988). Los valores representativos de d_{rup} y d_{seis} para varios valores de δ están dados en la tabla II.1.

Tabla II.1. valores promedios de la profundidad de la falla de ruptura.

Valores Representativos para la profundidad media de la superficie de la ruptura de la falla							
Mw	W (Km)	D _{rup} (km)			D _{seis} (km)		
		$\delta=30^{\circ}$	$\delta=45^{\circ}$	$\delta=90^{\circ}$	$\delta=30^{\circ}$	$\delta=45^{\circ}$	$\delta=90^{\circ}$
5.0	3.9	6.5	6.1	5.6	6.5	6.1	5.6
5.3	4.7	6.3	5.8	5.2	6.3	5.8	5.2
5.5	5.6	6.1	5.5	4.7	6.1	5.5	4.7
5.8	6.8	5.8	5.1	4.1	5.8	5.1	4.1
6.0	8.1	5.5	4.6	3.4	5.5	4.6	3.4
6.3	9.8	5.1	4.0	2.6	5.1	4.0	3.0
6.5	11.7	4.6	3.3	1.6	4.6	3.3	3.0
6.8	14.1	4.0	2.5	0.4	4.0	3.0	3.0
7.0	17.0	3.3	1.5	0.0	3.3	3.0	3.0
7.3	20.4	2.4	0.3	0.0	3.0	3.0	3.0
7.5	24.5	1.4	0.0	0.0	3.0	3.0	3.0
7.8	29.5	0.1	0.0	0.0	3.0	3.0	3.0
8.0	35.5	0.0	0.0	0.0	3.0	3.0	3.0

Nota: Asume $H_{top}=0, H_{bot}=15\text{km}$ y $H_{seis}=3\text{Km}$.. Fuente: adaptada de Campbell (2000).

c). Mecanismo de falla.

El mecanismo de falla, también conocido como el tipo o estilo de falla, caracteriza la dirección del deslizamiento en el plano de la falla, conocido sismológicamente como el ángulo de incidencia (Lay y Wallace, 1995). El ángulo de incidencia es una variable continua que representa el ángulo entre la dirección del deslizamiento en el plano de la falla y el rumbo o la orientación de la falla en la superficie de la tierra. El ángulo de incidencia no ha sido usado directamente en una relación de atenuación para definir el mecanismo de la falla. En cambio, dicho mecanismo ha sido clasificado en términos de dos o más categorías. Estas categorías incluyen el rumbo del deslizamiento, el deslizamiento inverso y el deslizamiento normal. Los valores del ángulo de deslizamiento correspondientes a estos mecanismos de falla son 0° para una falla con rumbo de deslizamiento lateral a la izquierda, 180° para una falla con rumbo de deslizamiento lateral a la derecha, 90° para una falla inversa y 270° para una falla normal (Lay and Wallace, 1995). La falla de corrimiento ó presión es un caso especial de falla inversa en donde el ángulo de inclinación del plano de ruptura es menor a 45° . Una combinación del rumbo del deslizamiento ya sea con el deslizamiento inverso o el normal, es conocida como falla oblicua y tendrá un ángulo de incidencia que cae dentro de aquellos que dimos aquí. Campbell (1981) demostró empíricamente que las fallas inversa y de corrimiento ó compresión causan mayores movimientos del terreno que las fallas de rumbo y normales de deslizamiento. Muchos estudios subsecuentes han probado que este efecto es universal. En el pasado, ha sido común en la práctica colocar eventos de falla de rumbo de deslizamiento y falla normal en la misma categoría. Sin embargo, un estudio reciente hecho por Spudich *et al.* (1999) sugieren que tanto los eventos de falla normal como los eventos de falla de deslizamiento de rumbo, en un régimen extenso de esfuerzo, pueden tener menores movimientos del terreno que otros tipos de sismos profundos dentro de la corteza.

Ha habido un gran consenso en el interés por fallas ocultas de compresión después de observar inusuales movimientos grandes del terreno durante los sismos de Whittier-Narrows, CA en 1987, Saguenay, Canadá en 1988 y Northridge, CA en 1994. Es factible esperar similares movimientos del terreno en todos los sismos ocultos de compresión futuros, aunque es una mera especulación en el presente. Sin embargo, no puede descartarse, considerando la limitada base de datos de

observaciones actuales. Los mayores movimientos del terreno observados durante los sismos previamente mencionados, se ha encontrado que corresponden a la mayor caída de esfuerzos, más que al promedio. Más estudios teóricos y empíricos serán necesarios antes de tener un claro entendimiento de por qué estos sismos produjeron tales caídas de esfuerzo tan altas y cómo tales eventos pueden ser predichos en el futuro.

d). Condiciones locales del sitio.

Las condiciones locales del sitio describen los materiales que yacen directamente por debajo del sitio, desde la superficie hasta la roca de fondo. Éstas son usualmente definidas en términos de la geología superficial o casi superficial, velocidad de onda transversal y la profundidad de los sedimentos bajo la superficie. Las últimas dos descripciones son las preferidas, debido a que representan los parámetros que pueden ser relacionados directamente con la respuesta dinámica de los materiales bajo el sitio, al mismo tiempo que la propagación del movimiento del terreno. Tradicionalmente, las condiciones locales del sitio han sido clasificadas simplemente como suelo o roca. Muchas relaciones de atenuación siguen usando esta sencilla clasificación. Campbell (1981) propuso que las condiciones del sitio deberían ser subdivididas en tierra profunda, tierra suave, tierra firme o de Holoceno, tierra muy firme o del Pleistoceno, y roca cristalina. A pesar de que esta más refinada clasificación geológica no ha sido utilizada en la mayoría de las relaciones de atenuación, Campbell y Bozorgnia (1994) demostraron la importancia de este esquema de clasificación en la predicción de movimientos del terreno cerca de la superficie. Park y Elrick (1998) y Wills y Silva (1998), también demostraron que una clasificación geológica más refinada garantiza su implementación con base en mediciones de la velocidad de onda transversal en varias unidades geológicas de California.

Hay típicamente dos métodos para clasificar un sitio en términos de la velocidad de onda transversal, V_S . El primero es el valor promedio de V_S en los 30m superiores de la configuración del sitio, referido como velocidad a 30 m. El segundo es el valor promedio de V_S sobre una profundidad igual a un cuarto de longitud de onda de un periodo o frecuencia de interés, referido por Boore y Joyner (1991) como velocidad efectiva. Los reglamentos modernos de construcción de Estados Unidos (BSSC, 1998; ICBO, 1997; ICC, 2000) han adoptado la velocidad a 30m, designada V_{S30} , como la base fundamental para clasificar un sitio para propósitos de incorporar condiciones locales de sitio en la estimación de un diseño de movimiento del terreno. Estos reglamentos de construcción definieron cinco tipos de sitios en términos de un rango de velocidades a 30 m, designándolos del tipo A al E. Los valores típicos (usualmente los puntos medios de los rangos) son dados en la tabla 3. Para los tipos de sitios definidos por desigualdades, los valores típicos para el suelo suave son dados por Borchardt (1994) y los de roca dura, que son considerados roca vieja sedimentaria en el Este de Norteamérica, son dados por Savy *et al.* (1987). El valor de la velocidad a 30m está determinado por la fórmula:

$$V_{S30} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n d_i / V_{Si}} \quad (\text{II.7})$$

Donde d_i es el espesor, y V_{Si} es la velocidad de onda transversal en el estrato de tierra i . Capas más profundas de tierra son incorporadas progresivamente hasta que la sumatoria en el numerador iguale los 30m. Boore *et al.*, (1993) fueron los primeros en usar categorías de sitio basadas en V_{S30} , en el desarrollo de una relación de atenuación. En 1994, los mismos autores fueron los primeros en usar

directamente V_{S30} como un parámetro en una relación de atenuación (Boore *et al.* 1994). Debido a su adopción en los reglamentos de construcción, la velocidad a 30m se ha convertido en el parámetro de sitio preferido en los análisis ingenieriles. De acuerdo con Boore y Joyner (1997), una $V_{S30} = 310$ m/s y $V_{S30} = 620$ m/s son estimaciones razonables de la velocidad a 30 m para sitios con suelos comunes y roca común en el oeste de Norteamérica.

Tabla II.2. Definición de las clases de sitio.

Clases de sitio	Tipo de suelo Nombre	Velocidad 30m, V_{S30} (m/s)	
		Rango	Promedio
A	Roca	>1500	1890
B	Roca consolidada	760-1500	1130
BC	frontera entre BC	555-1000	760
C	suelo denso y roca semi-rigida	360-760	560
CD	frontera entre CD	270 - 555	360
D	suelo consolidado	180- 360	270
DE	Frontera entre DF	90 - 270	180
E	suelo blando	<180	150

Fuente: Tomada de Wills *et al.* (2000).

Joyner *et al.* (1981) propusieron un parámetro de sitio V_S basado en que éste está relacionado con la amplificación no resonante, producida como resultado de la conservación de energía de la propagación vertical de ondas sísmicas a través de una configuración de sitio de velocidad gradualmente cambiante. Este parámetro, después referido como velocidad efectiva (Boore y Joyner, 1991), está definido como la velocidad promedio desde la superficie hasta una profundidad correspondiente a un cuarto de longitud de onda de un periodo o frecuencia de interés. La velocidad efectiva puede calcularse a partir de la ecuación II.7, realizando la sumatoria de la profundidad a una correspondiente a un cuarto de longitud de onda, en vez de 30m. Esta profundidad está dada por la expresión:

$$D_{1/4}(f) = \sum_{i=1}^n d_i \quad (\text{II.8})$$

Donde $T = 1/f$ es el periodo de interés. Progresivamente se van usando capas más profundas del terreno en la sumatoria de arriba, hasta que se alcanza la igualdad:

$$\sum_{i=1}^n d_i / V_{Si} = T / 4 \quad (\text{II.9})$$

La velocidad efectiva debería ser un mejor parámetro que la velocidad a 30m, debido a que toma en cuenta el periodo de la onda. Joyner y colaboradores (Joyner y Fumal, 1984; Joyner y Boore, 1988) son los únicos investigadores en incluir la velocidad efectiva como un parámetro en una relación de atenuación empírica. La velocidad efectiva ha encontrado un amplio uso en los cálculos de amplificación del sitio, usando el método estocástico que se discutirá más adelante. Las dos relaciones de atenuación para el este de los Estados Unidos, fueron desarrolladas usando el método estocástico.

La profundidad del sedimento es la profundidad al horizonte de la roca base por debajo del sitio. La roca base es un término geológico que se usa para describir la roca más resistente, generalmente cristalizada, que yace debajo de capas o depósitos irregulares de roca relativamente deformada más

joven. Fue introducido como un parámetro de sitio por Trifunac y Lee (1979) y después usado por Campbell (1987, 2000b) para cuantificar la respuesta de un movimiento del terreno de gran periodo. Ambos investigadores han seguido usando este parámetro en sus estudios subsecuentes, pero no se ha generalizado su uso por otros investigadores. Recientemente su importancia ha sido reconocida por varios sismólogos. Por ejemplo, basándose en consideraciones empíricas y teóricas, Joyner (2000) encontró que la profundidad del sedimento aparenta ser una opción razonable para modelar los efectos de trayecto de las ondas superficiales generadas en el borde de una cuenca sedimentaria. Lee y Anderson (2000), Field (2000) el grupo de trabajo del SCEC Fase III (2000), encontraron que la profundidad del sedimento pudo ser usada para modelar aproximadamente una respuesta tridimensional de la cuenca de Los Ángeles. Rodríguez-Marek y colaboradores (2001) encontraron que esa profundidad al lecho de roca, definida como $V_s \geq 760$ m/s, era un parámetro importante en la estimación de la respuesta sísmica del sitio para los sismos de Loma Prieta, 1989 y Northridge, 1994 en California. Esta misma idea fue adoptada para la ciudad de México (p.e. PRODISIS del manual de obras civiles de CFE.) donde se considera que cuando los estratos superan la velocidad de 720 m/s, se dice que no generan influencia significativa en la respuesta de sitio en las frecuencias de interés ingenieril (0.1-10 Hz), cabe señalar que el que se encuentren velocidades superiores a los 720m/s no garantiza geológicamente que tengamos una roca cristalina, por ello en vez de “basamento rocoso” le denominaremos basamento ingenieril.

e). Caída de esfuerzos.

La caída de esfuerzos o más correctamente, la caída dinámica de esfuerzos, es la cantidad de esfuerzo que es liberado en el frente de la ruptura durante un sismo. Estudios teóricos han demostrado que grandes caídas de esfuerzo resultan en grandes movimientos del terreno. Ha sido demostrado teóricamente (Boore y Atkinson, 1987; Boore, 2004) e implicando empíricamente (Campbell y Bozorgnia, 1994) que la caída de esfuerzos tiene un efecto más duradero en movimientos del terreno de periodos cortos. Ninguna relación de atenuación incluye explícitamente la caída de esfuerzos como un parámetro. Sin embargo, la caída de esfuerzos es uno de los parámetros que deben ser incluidos en el cálculo de un movimiento del terreno usando el método estocástico.

Grandes caídas de esfuerzos son la causa más probable de los relativamente grandes movimientos del terreno observados durante algunos sismos recientes de fallas ocultas. Por otro lado, bajas caídas de esfuerzos pueden ser la causa de los movimientos del terreno relativamente de periodos cortos, observados durante los sismos de Chi-Chi, Taiwán ($M_w=7.6$) (Tsai y Huang, 2000; Boore, 2001), y Kocaeli, Turquía ($M_w=7.4$) (Anderson, 2000) de 1999. La observación de movimientos del terreno relativamente pequeños durante el sismo de Chi-Chi es particularmente significativa, debido a que fue un gran sismo de corrimiento que se había esperado de estudios previos teóricos y empíricos que tuvieran movimientos del terreno relativamente grandes. Las caídas de esfuerzo relativamente bajas para los sismos de Taiwán y Turquía pudieron haber sido causadas por el gran deslizamiento total en las fallas causativas (Anderson 2000) o debido a que rompieron en la superficie de la tierra (Somerville, 2000). Serán necesarios más estudios para mejorar el entendimiento del fenómeno que pudo haber contribuido a estos pequeños movimientos del terreno. Si se encuentra que estos sismos son típicos de grandes sismos en el mundo, entonces la implicación es que las actuales relaciones de atenuación sobre predicen movimientos del terreno de corto periodo en grandes sismos, una característica sugerida de la observación de rocas precarias cerca de grandes sismos en la falla de San Andrés (Brune, 1999).

f). Directividad de la fuente y patrón de radiación.

El patrón de radiación es una descripción geométrica de la amplitud y el sentido del movimiento inicial del terreno distribuido sobre los frentes de onda P y S en la vecindad de una fuente causada por el proceso de falla (Lay y Wallace, 1995). Está estrechamente relacionado al mecanismo de falla del sismo. Un esquema que muestra el patrón de radiación para una falla de deslizamiento con rumbo vertical y su efecto en los componentes de falla normal y falla paralela de desplazamientos del terreno cerca de la falla se ilustra en la figura 13. El patrón de radiación presenta una simetría de bajo orden que puede ser perturbada por la directividad de la fuente, que causa un incremento o disminución en el movimiento del terreno como resultado de la propagación de la ruptura, de manera análoga al efecto Doppler en el sonido. Las amplitudes del movimiento del terreno en la dirección frontal de la propagación de la ruptura se incrementarán, mientras que aquellas en dirección posterior disminuirán debido a la directividad de la fuente. Este efecto es particularmente importante durante fallas unilaterales. El concepto general del patrón de radiación y directividad de la fuente se muestra esquemáticamente en la figura 14. La directividad de la fuente tiene su mayor efecto positivo en el componente horizontal de gran periodo del movimiento del terreno, que está orientado de manera perpendicular o normal al plano de ruptura (la componente normal a la falla). La directividad es un principio sismológico bien conocido (Lay y Wallace, 1995). Ha sido observada como un factor en el control de la dependencia azimutal de movimientos fuertes del terreno durante los siguientes sismos: 1979 Imperial Valley (Singh, 1985), 1980 Livermore (Boatwright y Boore, 1982), 1989 Loma Prieta (Campbell, 1998), 1992 Landers (Campbell y Bozorgnia, 1994), 1999 Chi-Chi y Kocaeli (Somerville, 2000). Excepto en un área limitada (Campbell 1987, 2000b), la directividad de la fuente no ha sido usada directamente en el desarrollo de una relación de atenuación. Somerville y colaboradores (1997) y Abrahamson (2000), desarrollaron un modelo ingenieril sencillo, presentado más adelante, para estimar los efectos de la directividad de la fuente y el patrón de radiación en la predicción de los componentes de falla normal y falla paralela de PSG y PSA. Somerville y colaboradores (1997) proveyeron una lista de historiales cercanos a la fuente que ellos creían que contenían directividades significativas y otros efectos cercanos a la fuente que pueden ser usados para el diseño y la evaluación ingenieril.

Somerville (2000) sugirió que los modelos empíricos propuestos por Somerville *et al.* (1997) y Abrahamson (2000) probablemente que fueran muy simples. El encontró que los efectos de la directividad cercana a la fuente, observados en sismos recientes, incluyendo los eventos de 1999 en Chi-Chi, Taiwán y Kocaeli, Turquía, parecen manifestarse a sí mismos como pulsos de banda estrecha cuyos periodos aumentan con el incremento de la magnitud. Este incremento en el periodo puede llevar a bajos valores de PSA en periodos medios ($T_n \approx 1\text{seg}$) para $M_w > 7 \frac{1}{4}$. Esta observación tardía es inconsistente con la suposición hecha en modelos ingenieriles recientes, de que las amplitudes espectrales deben incrementarse monótonamente con el periodo. El modelo de pulso de la directividad necesita más desarrollo antes de que esté listo para usarse en la ingeniería. Hasta entonces, el modelo ingenieril simple, sugerido por Somerville *et al.* (1997) y Abrahamson (2000) seguirá manteniéndose como estado del arte.

g). Efectos de bloque de techo y fondo.

Hablando generalmente, el bloque de techo es la porción de la corteza que yace sobre el plano de ruptura de una falla inclinada, y el bloque de fondo ó piso es la porción de la corteza que yace bajo este plano. Las definiciones exactas de estos dos regímenes de la corteza difieren dependiendo de su aplicación. Somerville y Abrahamson (1995, 2000), Abrahamson y Somerville (1996), y Abrahamson y Silva (1997) encontraron que los sitios de un sismo localizados sobre el bloque de techo de una falla inversa o de cabalgamiento, generalmente exhiben movimientos del terreno mayores al promedio. Somerville y Abrahamson (1995) encontraron que los sitios de un sismo localizados en el bloque de piso, generalmente tienen movimientos del terreno menores al promedio.

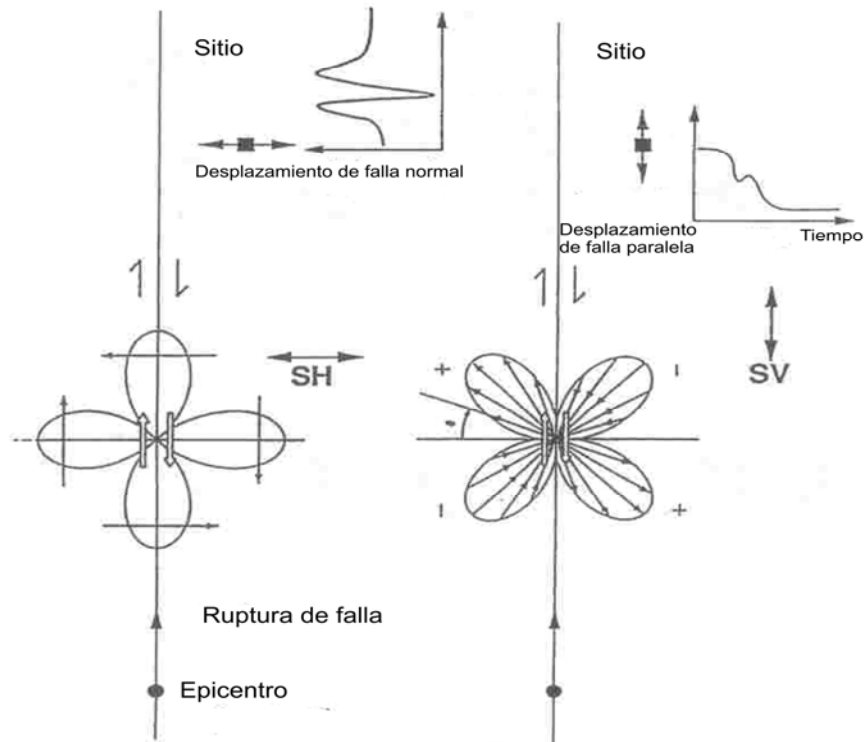


Figura II.3. Patrones de radiación para una falla vertical strike-slip mostrando su efecto sobre las componentes de desplazamiento del terreno normal a la falla y paralelo a la falla, de falla cercana (De Somerville et al., 1997).

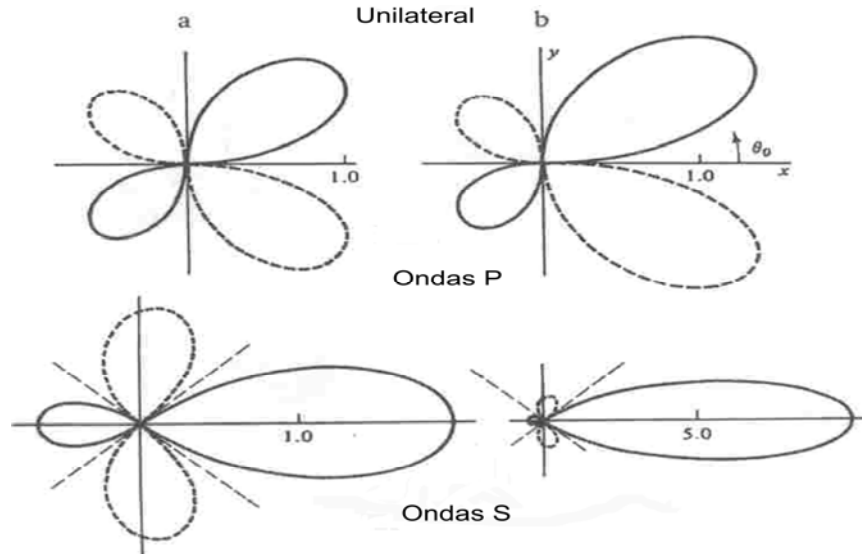


Figura II.4. Patrones de radiación mostrando la variabilidad de las amplitudes de ondas de cortante y horizontal para una ruptura en la falla propagándose de izquierda a derecha.

El efecto del bloque de techo es probablemente causado por una combinación del patrón de radiación, la directividad de la fuente y la captura de las ondas sísmicas dentro de la cuña del bloque de techo de la corteza (la porción entre el plano de ruptura y la superficie de la Tierra). Estos autores presentaron un modelo ingenieril simple, mostrado más adelante, que puede ser usado para estimar los efectos del bloque de techo y del piso en la predicción de movimientos fuertes del terreno. Modelaciones teóricas de movimientos del terreno han mostrado consistentemente que pueden esperarse mayores movimientos del terreno en el bloque de techo de fallas inversas y de cabalgamiento, y menores movimientos del terreno en el bloque de piso de dichas fallas (Anderson, 2003; Brune, 2001). Esto es consistente con la observación de roca fracturada en el sur de California, y la falta de roca fracturada y la presencia de rocas precariamente balanceadas en el bloque de piso de dos fallas de cabalgamiento en esta misma región (Brune, 2001).

h). Relación de atenuación

En su forma más básica, una relación de atenuación puede ser descrita por la expresión:

$$Y = c_1 e^{c_2 M} R^{-c_3} e^{-c_4 R} e^{c_5 F} e^{c_6 S} \varepsilon \quad (\text{II.10})$$

ó por su forma logarítmica común:

$$\ln Y = c_1 + c_2 M - c_3 \ln R - c_4 R + c_5 F + c_6 S + \varepsilon \quad (\text{II.11})$$

Donde el término de distancia R está dado por las expresiones alternativas:

$$R = \begin{cases} r + c_7 \exp(c_8 M) \\ \sqrt{r^2 + [c_7 + \exp(c_8 M)]} \end{cases} \quad (\text{II.12})$$

En las ecuaciones superiores, Y es el parámetro del movimiento fuerte de interés, M es la magnitud, F es el mecanismo de falla del sismo, S es la descripción de las condiciones locales del sitio por debajo de éste, ε es un término de error aleatorio con una media de cero y una desviación estándar de $\sigma \ln Y$ (el error estándar del estimado de $\ln Y$), y r es una medida de la distancia más corta del sitio a la fuente del sismo. En las formas más complicadas de las ecuaciones II.10 a II.12, los coeficientes c_3 , c_6 y c_7 están definidos en términos de M y R . También se ha encontrado que muchos de estos coeficientes son dependientes del ambiente tectónico de las regiones en las que ocurren los sismos.

Muchas de las expresiones matemáticas en las ecuaciones II.10 a II.12 tienen sus raíces en la sismología de terremotos (Lay y Wallace, 1995). Por ejemplo, las expresiones $Y \propto e^{c_2 M}$ y $\ln Y \propto c_2 M$ son consistentes con la definición original de magnitud sísmica (Richter, 1935). La expresión $Y \propto R^{-c_3}$ y $\ln Y \propto -c_3 \ln R$ son consistentes con la *atenuación geométrica* del frente de onda sísmica en su propagación lejos de la fuente del sismo. Algunas relaciones de atenuación asumen $c_3 = 1$, que es el valor teórico para la dispersión esférica del frente de onda como una fuente puntual en un espacio enteramente homogéneo. Si no es controlado, c_3 típicamente será mayor que 1. Algunas veces, c_3 varía como una función de la distancia, para acomodar diferencias en la atenuación geométrica de diferentes tipos de ondas, como las ondas directas u ondas superficiales, y para tomar en cuenta la *reflexión crítica* fuera de la base de la corteza u otros fuertes reflectores de corteza. Las expresiones $Y \propto e^{c_4 R}$ y $\ln Y \propto -c_4 R$ son consistentes con la **atenuación inelástica** que resulta del amortiguamiento y dispersión de las ondas sísmicas debido al material, en su propagación a través de la corteza. La relación entre Y y los parámetros restantes ha sido establecida a través de los años por los modelos teóricos y empíricos de movimiento del terreno. Las relaciones matemáticas definidas en la ecuación (II.12) son usadas para incorporar la sólida creencia de que un movimiento de terreno en **periodo** corto o alta **frecuencia** puede llegar a ser menos dependiente en la magnitud más que en la causa de la falla. Schnabel y Seed (1973) en un inicio modelaron este comportamiento usando sencillas consideraciones geométricas. A partir de entonces, resultados similares han sido obtenidos usando modelos empíricos (Campbell, 1981) y modelos teóricos de fuente finita (Anderson, 2000). Ahora, la mayoría de los modeladores consideran a éste un comportamiento aceptado de un movimiento del terreno cerca de la falla.

II.2 Métodos estadísticos.

a). *Análisis de regresión.*

Ya sea que se hayan desarrollado a partir de observaciones empíricas o de información teórica, todas las relaciones de atenuación son derivadas de un procedimiento de ajuste estadístico conocido como análisis de regresión (Draper y Smith, 1981). Un análisis de regresión se usa para determinar la mejor estimación de los coeficientes C_1 hasta C_8 en las ecuaciones (II.11) y (II.12), usando procedimientos de ajuste estadístico como los mínimos cuadrados o de la probabilidad máxima. Tradicionalmente, ha habido cuatro métodos para realizar un análisis de regresión con el propósito de desarrollar una relación de atenuación:

a) regresión no lineal de mínimos cuadrados, introducida por Campbell (1981).

b) regresión de dos etapas, introducida y después refinada por Joyner y Boore (1981, 1994).

c) regresión de efectos aleatorios, introducida por Brillinger y Preisler (1984).

d) regresión de efectos aleatorios modificada por Abrahamson y Youngs (1992).

Cada uno de estos métodos tiene sus ventajas y desventajas, pero todos tienen la misma intención, mitigar los sesgos producidos por la distribución irregular de registros con respecto a la magnitud, distancia y otros parámetros sismológicos. La ventaja de los últimos dos métodos está en que ellos proveen una estimación directa de los componentes intra e intersísmicos de aleatoriedad.

Todo esto se enfoca específicamente en los temas que conciernen al uso de las relaciones de atenuación para predecir movimientos fuertes del terreno para el diseño y la evaluación ingenieril. Se pone un particular énfasis en la predicción de los parámetros de dominio de tiempo máximo y dominio de frecuencia máximo, debido a que estos parámetros son los más comúnmente usados por los ingenieros.

b). *Valor de predicción.*

Debido a que el valor de predicción de un movimiento del terreno de la ecuación (II.10) es el logaritmo de Y , éste representa la media de $\ln Y$ o equivalentemente, el 50% o el valor medio de Y . La media es el valor de Y que es excedido por un 50% de las observaciones. El estimado percentil $100(1 - \alpha)$ de la media de n_0 observaciones futuras de $\ln Y$, es estadísticamente definido por la expresión (Draper y Smith, 1981):

$$\ln Y_{1-\alpha} = \ln Y + t_v(\alpha) \sqrt{\frac{\sigma_{\ln Y}^2}{n_0} + \sigma_{\ln Y}^2} \quad (\text{II.13})$$

Donde $t_v(\alpha)$ es la distribución estadística t de Student para una probabilidad de excedencia dada α y $v = n - p$ grados de libertad, y $\sigma_{\ln Y}$ es el error estándar del valor medio de $\ln Y$, excluyendo el error aleatorio (un indicador de la incertidumbre epistémica). La estimación percentil de $100(1 - \alpha)$

de una sola observación futura de $\ln Y$, la aplicación más común de la ecuación (II.13), es calculada al dejar $n_0=1$. Es común calcular la estimación percentil $100(1 - \alpha)$ con la variable normal estándar z . Estas consideraciones reducen la ecuación (II.13) a su forma más común y simplificada:

$$\ln Y_{1-\alpha} = \ln Y + z_{\alpha} \sigma_{\ln Y} \quad (\text{II.14})$$

Donde z_{α} es la variable normal estándar para una probabilidad de excedencia de α (esta variable está ampliamente disponible en libros de estadística). Aunque estadísticamente incorrecto, el uso de la ecuación (II.14) no da lugar a resultados significativamente diferentes, excepto cuando el modelo de regresión se basa en muy pocas grabaciones, en cuyo caso la estadística-t debe ser utilizado, o cuando el valor esperado se basa en una extrapolación de la ecuación de regresión, en cuyo caso el valor de $\sigma_{\ln Y}$ no puede ser descuidado.

La aplicación más común de la ecuación (II.14) en la estimación determinista del peligro sísmico (DSHA), por sus siglas en inglés, es la de determinar ya sea el valor medio de Y ($\alpha = 0.5$), poniendo a $z_{\alpha} = 0$, ó el 84° valor percentil de Y ($\alpha = 0.16$), poniendo a $z_{\alpha} = 1$. El 84° valor percentil es a menudo usado como una estimación conservadora de un movimiento del terreno, para usarse en el diseño de inmuebles críticos, tales como plantas nucleares o grandes presas. Se asume que la ecuación (II.14) es una distribución continua de Y cuando se usa en la estimación probabilista del peligro sísmico (PSHA por sus siglas en inglés), a pesar de que es usualmente truncada en $z_{\alpha} = 2$ ó 3 (i.e., a desviaciones estándar de ± 2 ó 3) para evitar valores de predicción irreales. Tanto en los DSHA y los PSHA, es típico incluir incertidumbres en los movimientos del terreno precedidos, al usar más de una relación de atenuación para estimar Y en lugar de la definición formal de $\sigma_{\ln Y}$.

II.3 Métodos teóricos.

Los métodos teóricos son usados para desarrollar relaciones de atenuación en áreas donde hay un número insuficiente de registros de movimientos del terreno. Ha habido algunos intentos de usar modelos dinámicos y cinemáticos más complicados para desarrollar relaciones de atenuación (e.g., Somerville *et al.*, 2001), pero este campo está aún evolucionando. Debido a su popularidad, el método estocástico es resumido más adelante, en el contexto de su uso en el desarrollo de estimaciones ingenieriles de movimientos fuertes del terreno. Dos de las relaciones de atenuación presentadas más adelante (Atkinson y Boore, 1995, 1997; Toro *et al.*, 1997) fueron desarrolladas usando el método estocástico.

En el método estocástico, el espectro de amplitud de Fourier (FAS, por sus siglas en inglés) de la componente promedio horizontal de la aceleración del terreno, está descrito por la relación general:

$$A(f) = Src(f) Attn(f, R) Amp(f) \quad (\text{II.15})$$

Donde $Src(f)$ describe la fuente sísmica, $Attn(f)$ la atenuación causada por la propagación de la onda a través de la corteza, y $Amp(f)$ la respuesta de los materiales bajo el sitio.

1). *Espectro de la fuente.*

El espectro equivalente de aceleración de la fuente, arbitrariamente definido a una distancia de referencia de 1 km, está dado por la ecuación:

$$S(f) = (2\pi f)^2 \left(\frac{R V F S}{4\pi \rho \beta^3} \right) M_0 S(f) \quad (\text{II.16})$$

donde $R = 0.55$ es el patrón promedio de radiación de la onda transversal, $V = 1/\sqrt{2}$ es la partición de la energía irradiada dentro de dos componentes ortogonales horizontales, $FS = 2$ es la amplificación debida a la superficie libre, β es la velocidad de la onda transversal de la corteza en la fuente regional, ρ es la densidad de la corteza en la fuente regional, M_0 es el momento sísmico, y $S(f)$ es el espectro de desplazamiento de la fuente, conocido simplemente como el espectro de la fuente.

La representación más sencilla del espectro de la fuente es el modelo de fuente puntual con una frecuencia de esquina (Brune, 1970, 1971):

$$S(f) = \frac{1}{1 + (f/f_0)^2} \quad (\text{II.17})$$

Donde f_0 es la frecuencia de esquina (el punto de inflexión en el espectro de la fuente). Joyner (1984) argumentó que el espectro de la fuente puede escribirse en términos de dos frecuencias de esquina, una que dependa de la longitud de la ruptura y otra que dependa con el ancho de la ruptura de toda el área sismogénica. Desde entonces, otros han desarrollado modelos de fuente de dos esquinas, basados en consideraciones empíricas y teóricas. Todos estos modelos están basados en la adición o multiplicación de dos espectros de la fuente de una esquina, similares a la ecuación (II.17), con cada uno definido por una frecuencia de esquina diferente, f_a y f_b , y combinados usando un factor ponderado relativo. Atkinson y Boore (1998) dieron una comparación de los espectros de aceleración de fuente cercana a las fuentes estimadas para varios de estos modelos de una esquina y de dos esquinas. Esta comparación se muestra en la figura II.5.

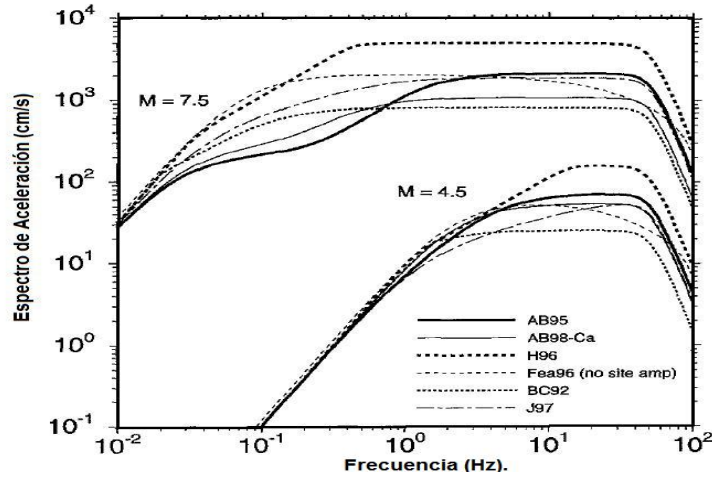


Figura II.5. Espectros de amplitudes de Fourier de aceleración para una distancia de 1 km, basado en varios modelos de espectros de fuente. (Atkinson y Boore, 1998).

Hay dos relaciones de atenuación que están basadas en el método estocástico. Una usa un espectro de fuente de una esquina, y la otra un espectro de fuente de dos esquinas. El espectro de fuente de una esquina usado en la relación de atenuación de Toro y colaboradores (1997) está dado por la ecuación (II.17), en donde la frecuencia de esquina se relaciona a la magnitud con la expresión (Atkinson y Boore, 1998):

$$f_{ci} = \begin{cases} 2.609 + 0.5M_w & \text{Para la región central del continente} \\ 2.446 + 0.5M_w & \text{Para la región de la costa del golfo.} \end{cases} \quad (II.18)$$

Asumiendo $\Delta\sigma = 120$ bar, $h_{\text{hypo}} = 10$ km, y $\beta = 3.76$ m/s para la región central del continente y 2.58 km/s para la región del golfo (EPRI, 1993). De acuerdo a Atkinson y Boore (1998), el espectro de la fuente de dos frecuencias de esquina usado en las relaciones de atenuación de Atkinson y Boore (1995, 1997) está dado por la expresión:

$$S(f) = \frac{1-w}{1+(f/f_a)^2} + \frac{w}{1+(f/f_b)^2} \quad (II.19)$$

Donde

$$\log f_a = \begin{cases} 2.41 - 0.533M_w & \text{para } M_w \geq 4.0 \\ 2.678 - 0.5M_w & \text{para } M_w < 4.0 \end{cases} \quad (II.20)$$

$$\log f_b = \begin{cases} 1.43 - 0.188M_w & \text{para } M_w \geq 4.0 \\ 2.678 - 0.5M_w & \text{para } M_w < 4.0 \end{cases} \quad (\text{II.21})$$

$$\log w = \begin{cases} 2.52 - 0.637M_w & \text{para } M_w \geq 4.0 \\ 0 & \text{para } M_w < 4.0 \end{cases} \quad (\text{II.22})$$

Las diferencias en el movimiento del terreno entre los espectros de fuente de una y dos frecuencias de esquina pueden ser significativas. Por ejemplo, se ha demostrado que el espectro de fuente de dos frecuencias de esquina puede producir valores de PSA en el rango del periodo medio, que son substancialmente menores que aquellos predichos por el modelo de una frecuencia de esquina (Atkinson y Boore, 1995, 1997).

2). *Caída de esfuerzos.*

La caída de esfuerzos está implícitamente incluida en las relaciones teóricas de atenuación desarrolladas a partir del método estocástico, en virtud de su relación con la frecuencia de esquina del espectro de la fuente del sismo (Brune, 1970, 1971):

$$f_{ci} = 4.91 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma/M_0)^{1/3} \quad (\text{II.23})$$

Donde β tiene unidades de km/s, $\Delta\sigma$ unidades de bars, y M_0 unidades de dina-cm. Como originalmente la definió Brune (1970,1971), la caída del esfuerzo es el parámetro que controla la parte de alta frecuencia del espectro de la fuente. Por lo tanto, está más cercanamente relacionada a la caída dinámica del esfuerzo que a la caída estática. De hecho, no debería de confundirse con la caída estática del esfuerzo, que es una medida del desplazamiento promedio en la falla (Lay y Wallace, 1995). Para evitar una confusión potencial, algunos sismólogos prefieren llamar la caída del esfuerzos de Brune “parámetro de esfuerzo” (Atkinson y Beresnev, 1997). El término “caída de esfuerzos” se mantiene aquí, por ser consistente con la terminología original de Brune.

3). *Atenuación de la corteza.*

La atenuación de la corteza está definida como la multiplicación de dos términos:

$$Attn(f, R) = G(R) D(f) \quad (\text{II.24})$$

Donde $G(R)$ describe la *atenuación geométrica* del movimiento del terreno, y $D(f)$ describe la disminución del movimiento del terreno con respecto a la distancia de la fuente, o *amortiguamiento* de la corteza. La atenuación geométrica es modelada usando el parámetro de distancia R^{-n} , donde R puede ser tanto r_{hypo} o r_{rup} , y n varía con la distancia de acuerdo al tipo de onda dominante (e.g.,

ondas directas o superficiales), y ya sea que se incluya la llegada de reflexiones críticas del Moho (el tope del manto terrestre) u otro fuerte reflector de la corteza. La dispersión esférica a partir de una fuente puntual corresponde a $n = 1$.

En la relación de atenuación de Toro *et al.*, (1997), la atenuación geométrica está dada por la expresión general:

$$G(R) = \left[\sum_{i=1}^n G_i^2(R) \right]^{1/2} \quad (\text{II.25})$$

Donde G_i es la atenuación geométrica de una trayectoria individual del movimiento del terreno en una corteza estratificada determinada a partir de observaciones geométricas, y n es el número total de llegadas dentro de la ventana “ergodic” (Ou y Herrmann, 1990). En la relación de atenuación de Atkinson y Boore (1995, 1997), la atenuación geométrica está dada por una expresión tripartita:

$$G(R) = \begin{cases} 1/R & \text{para } R < 70 \text{ km} \\ 1/70 & \text{para } 70 \leq R < 130 \text{ km} \\ (1/70) \sqrt{130/R} & \text{para } R \geq 130 \text{ km} \end{cases} \quad (\text{II.26})$$

El amortiguamiento de la corteza es modelado por la expresión:

$$D(f) = \exp\left(\frac{-\pi f R}{Q(f)\beta}\right) \quad (\text{II.27})$$

Donde $Q(f)$, el factor de calidad, es una medida de la atenuación y dispersión inelásticas dentro de la corteza, que es usualmente definida por la ley exponencial:

$$Q(f) = Q_0 f^\eta \quad (\text{II.28})$$

Donde Q_0 y η varían de acuerdo al ambiente tectónico (e.g., Singh y Herrmann, 1983).

4). **Respuesta del sitio.**

La respuesta del sitio, a menudo llamada amplificación, es calculada a partir de la ecuación:

$$\text{Amp}(f) = \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s(f)\beta_s(f)} \exp(-\pi\kappa_0 f)} \quad (\text{II.29})$$

Donde β y ρ son la velocidad de la onda transversal y la densidad de la corteza, debajo del sitio. La velocidad efectiva $\beta_s(f)$, densidad efectiva $\rho_s(f)$, y el factor de amortiguamiento del sitio κ_0 , son calculados a partir de las expresiones (Boore, 2003):

$$\beta_s(f) = \sum_{i=1}^{n_1} d_i / \sum_{i=1}^{n_1} \frac{d_i}{v_{si}} \quad (\text{II.30})$$

$$\rho_s(f) = \sum_{i=1}^{n_1} \rho_i d_i / \sum_{i=1}^{n_1} d_i \quad (\text{II.31})$$

$$\kappa_0 = \sum_{i=1}^{n_2} \frac{d_i}{v_{si} Q_{si}} \quad (\text{II.32})$$

Donde n_1 es el número de estratos de velocidad diferentes a una profundidad correspondiente a un cuarto de longitud de onda, y n_2 es el número de estos estratos sobre la corteza. La profundidad a un cuarto de longitud de onda es calculada a partir de la ecuación (II.8), sustituyendo n con n_1 . Las estimaciones de κ_0 también pueden ser obtenidas de registros (Anderson y Hough, 1984, Hough *et al.*, 1988) o inferidas de modelos empíricos de movimiento del terreno (Boore *et al.*, 1993, Schneider *et al.*, 1993, Silva y Darragh, 1995).

II.4 Modelos ingenieriles.

Existe un gran número de relaciones de atenuación que han sido y pueden ser usadas para desarrollar estimados ingenieriles de movimientos fuertes del terreno en todo el mundo. Estas relaciones deben estar fácilmente disponibles, así que todas han sido publicadas en revistas internacionalmente reconocidas. Esto excluye los modelos que predicen sólo PGA o alguna medición de la intensidad sísmica, como la Intensidad de Mercalli Modificada (MMI, en inglés), la intensidad de la Agencia Meteorológica de Japón (JMA, en inglés), o la intensidad Karnik Medvedev-Sponheuer (MSK, en inglés). Las relaciones de atenuación seleccionadas se listan en la tabla II.3, y están organizadas de acuerdo al país o la región de origen y ambiente tectónico.

Tabla II.3. Lista de relaciones de atenuación seleccionadas.

Region	Entorno Tectonico	Relacion de Atenuacion
Poniente de Norteamerica	Corteza superficial activa	Abrahamson y Silva (1997) Boore <i>et al.</i> (1997) Campell y Bozorgnia (en prensa) Sadingh <i>et al.</i> (1993,1997)
Oriente de Norte amierica	Corteza superficial estable	Atkinson y Boore (1995,1997) Toro <i>et al.</i> (1997). Campell (en Prensa)
Europa	Corteza superficial activa Corteza superficial estable	Ambraseys <i>et al.</i> (1996) Dahle <i>et al.</i> (1990).
Japon	Combinacion de Todas Corteza superficial extendida	Molas y Yamazaki(1995,1997) Spudich <i>et al.</i> (1999)
En todo el mundo	Interface de subduccion interslab de subduccion convinacion de subduccion	Youngs <i>et al.</i> (1997) Youngs <i>et al.</i> (1997) Course (1991a,1991b)

Los parámetros de movimientos fuertes están definidos ya sea como el componente horizontal mayor o la media geométrica (aquí referido simplemente como el promedio) de los dos componentes horizontales, sin la intención de conversión entre ambos. Si dicha conversión es

necesaria, el mayor componente horizontal puede ser estimado aproximadamente del promedio del componente horizontal, multiplicándolo por 1.15 (Campbell, 1981; Ansary *et al.*, 1995).

Todos los modelos ingenieriles tienen limitaciones que son el resultado de la disponibilidad de registros, el criterio utilizado para seleccionar los registros, las suposiciones teóricas usadas para desarrollar los modelos, y los parámetros sismológicos usados para definir la fuente, trayecto y efectos del sitio. Es peligroso asumir que un modelo ingenieril puede ser extrapolado más allá de la información disponible, las suposiciones teóricas, o la región geográfica de aplicabilidad, y aún así proveer una estimación confiable de un movimiento del terreno. De hecho, algunos de estos modelos vienen con advertencias específicas respecto a su uso.

Dos parámetros específicos, tipo de sitio y mecanismo de falla, designados generalmente como S y F , tienen un reto particular, ya que cada modelo define a estos parámetros de manera diferente. Tipos de sitio diferentes usados en las relaciones de atenuación son denotados por diferentes subíndices. Una correspondencia aproximada entre valores de V_{S30} , los correspondientes tipos de sitio, y los parámetros de sitio usados en las relaciones de atenuación dados en la tabla II.4.

Tabla II.4. Categorías de sitio y Parámetros relacionados al sitio para las relaciones de atenuación seleccionadas (tomadas Earthquake engineering handbook).

Attenuation Relation	Site Parameter	Code Class E	Code Class D	Firm Soil	Generic Soil	Very Firm Soil	Soft Rock	ENA Deep Stiff Soil	Code Class C	Generic Rock	Firm Rock	Code Class B	ENA Hard Rock
Abrahamson and Silva [1997]	S_{Soil}	—	—	—	1	—	—	—	—	0	—	—	—
	S_{Rock}	—	—	—	0	—	—	—	—	1	—	—	—
Boore et al. [1997]	V_{S30}	150	270	298	310	368	421	500	560	620	830	1130	2800
Campbell and Bozorgnia [in press]	S_{FS}	—	—	1	0	0	0	—	—	0	0	—	—
	S_{VFS}	—	—	0	0.25	1	0	—	—	0	0	—	—
	S_{SG}	—	—	0	0	0	1	—	—	0.5	0	—	—
	S_{FR}	—	—	0	0	0	0	—	—	0.5	1	—	—
Sadigh et al. [1997]	S_{Soil}	—	—	—	1	—	—	—	—	0	—	—	—
	S_{Rock}	—	—	—	0	—	—	—	—	1	—	—	—
Ambraseys et al. [1996]	S_D	—	1	—	—	—	—	—	0	—	—	0	—
	S_C	—	0	—	—	—	—	—	1	—	—	0	—
	S_B	—	0	—	—	—	—	—	0	—	—	1	—
Dahle et al. [1990]	S_B	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
Molas and Yamazaki [1995, 1996]	S_1	1	0	—	0	0	—	—	—	0	—	—	—
	S_2	0	1	—	0.5	0	—	—	—	0	—	—	—
	S_3	0	0	—	0.5	1	—	—	—	0	—	—	—
	S_4	0	0	—	0	0	—	—	—	1	—	—	—
Crouse [1991a, 1991b]	S_{Soil}	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Youngs et al. [1997]	S_{Soil}	—	—	—	1	—	—	—	—	0	—	—	—
	S_{Rock}	—	—	—	0	—	—	—	—	1	—	—	—
Spudich et al. [1999]	S_{Soil}	—	—	—	1	—	—	—	—	0	—	—	—
	S_{Rock}	—	—	—	0	—	—	—	—	1	—	—	—
Atkinson and Boore [1995, 1997]	S_{Deep}	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	0
	S_{ENA}	—	—	—	—	—	—	0	—	—	—	—	1
Toro et al. [1997]	S_{ENA}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Campbell [in press]	S_{ENA}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1

Note: Approximate values of 30-m velocity for each site class in m/sec are listed under the entries for Boore et al. [1997]. Blank entries refer to parameters that are not used for that attenuation relation.

El parámetro de mecanismo de falla es establecido generalmente en 0, 0.5 ó 1, dependiendo de la categoría particular del mecanismo de falla, pero cada modelo define estas categorías de manera diferente en términos del ángulo de inclinación λ . En vez de definir diferentes parámetros de mecanismos de falla para cada modelo, los valores de F y su correspondiente rango de λ para las relaciones de atenuación dadas en la tabla II.5.

Tabla II.5. Categorías para mecanismos de Falla y para las relaciones con ángulos de inclinación para la atenuación seleccionada. (Tomadas Earthquake engineering handbook).

Categorías de Mecanismos de Falla y Relacionado con Ángulos de Inclinación para Relaciones de Atenuación Seleccionadas			
Relaciones de atenuación	Categorías	F	Angulo de inclinación (rake, λ)
Abrahamson y Silva (1997)	Lateral	0.0	0-30 ⁰ , 150-210 ⁰ , 330-360 ⁰
	Normal	0.0	210 ⁰ -330 ⁰
	Inversa-oblicua	0.5	30 ⁰ -60 ⁰ , 120-150 ⁰
	Inversa	1.0	60 ⁰ a 120 ⁰
Boore et. al. (1997)	Lateral	-	0 - 30 ⁰ , 150-210 ⁰ , 330-360 ⁰
	Normal	-	210 ⁰ -330 ⁰
	Inversa	-	30 - 150 ⁰
Campbell y Bozorgnia (en prensa)	lateral	-	0 - 22.5 ⁰ , 177.5 - 202.5 ⁰ , 337.5 - 360 ⁰
	Normal	0.0	202.5 ⁰ - 337.5 ⁰
	Inversa (F _{RV} =1)	1.0	22.5 - 157.5 ⁰ ($\delta > 45^\circ$)
	Inversa (F _{TH} =1)	1.0	22.5 - 157.5 ⁰ ($\delta \leq 45^\circ$)
Sadingh et al. (1993,1997)	Lateral	0.0	0 - 45 ⁰ , 135 - 225 ⁰ , 315 - 360 ⁰
	Normal	0.0	225 - 315 ⁰
	Inversa	1.0	45 - 135 ⁰
Spudich et al. (1999)	Lateral	-	0 - 45 ⁰ , 135 - 225 ⁰ , 315 - 360 ⁰
	Normal	-	225 - 315 ⁰

Considerando todas estas relaciones para diferentes partes del mundo y ahora hablando de un caso más particular tenemos a que para México diversas relaciones de atenuación se han desarrollado, principalmente a raíz del terremoto del 19 de septiembre de 1985 que ha significado un parteaguas en el desarrollo de la ingeniería sísmológica mexicana.

Desde el sismo de Michoacán de 1985, el número de estaciones sísmológicas se ha incrementado de manera importante sobretodo entre la costa del Pacífico y la ciudad de México debido a las grandes amplificaciones que se han presentado en la zona del lago respecto a sitios de terreno duro. Bufalaza (1984), Ordaz (1989), Singh et al. (1988a), Ordaz y Singh (1992), Cárdenas et al. (1993), Castro y Murguía (1999), analizaron la forma en que se atenúan ó amplifican las ondas sísmicas desde la costa del Pacífico hacia dentro del continente. La relación de atenuación más utilizada para la evaluación de peligro sísmico en México es la debida a Ordaz (1989) utilizando datos de la red acelerográfica de Guerrero.

Actualmente, han considerado las estimadas por García et al. (2005). Que es otro estudio con datos más recientes de la red acelerográfica de Guerrero para sismos intraplaca. Es importante hacer notar que todas estas relaciones se suscriben a solo una parte de la zona de subducción mexicana, y para cierto tipo de fuente sísmica y que se tienen que tomar con cierta reserva para poder utilizarlas en cualquier estudio de riesgo sísmico de otras regiones de la República Mexicana.

Para el presente trabajo y tomando en cuenta estas consideraciones mencionadas, ahora analizaremos y estudiaremos la atenuación del estado de Michoacán, a partir de una red temporal.

II.5 Referencias.

- Abrahamson, N. A., (2000). "Effects of rupture directivity on probabilistic seismic hazard analysis", Proceedings of the Sixth International Conference on Seismic Zonation: Managing Earthquake Risk in the 21st Century, Palm Springs, CA, 12–15 November 2000.
- Abrahamson, N. A., and Shedlock, K. M. (1997). "Overview". Seismological Research Letters. 68(1), 9–23.
- Abrahamson, N.A. and Somerville, P.G. (1996). "Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake", Bulletin of the Seismological Society of America, 86, S93–99. A
- Abrahamson, N.A. and Silva, W.J. (1997). "Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes". Seismological Research Letters, 68, 94–127.
- Abrahamson, N. A., and Youngs, R. R. (1992). "A stable algorithm for regression analyses using the random effects model". Bulletin of the Seismological Society of America, 82 (1), 505–510
- Ansary, M., Yamazaki, F. and Katayama, T. (1995). "Statistical Analysis of Peaks and Directivity of Earthquake ground Motion". Earthquake Engineering and Structural Dynamics 24, 1527-1539.
- Anderson, J.G. (2000). "Expected shape of regressions for ground motion parameters on rock". Bulletin of the Seismological Society of America, 90, S43–S52
- Anderson, J.G. (2003). "Strong motion seismology. In International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part B", Ed. W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings and C. Kisslinger, Academic Press, London.
- Anderson, J. Hough, S. (1984). "A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies", Bulletin of the Seismological Society of America. 74, 1969-1993.
- Atkinson, G.M. and Boore, D.M. (1995). "New ground motion relations for eastern North America". Bulletin of the Seismological Society of America, 85, 17–30
- Atkinson, G.M. and Boore, D.M. (1997). "Some comparisons between recent ground motion relations". Seismological Research Letters, 68, 24–40.
- Atkinson, G.M. and Boore, D.M. (1998). "Evaluation of models for earthquake source spectra in eastern North America". Bulletin of the Seismological Society of America, 88, 917–934.
- Atkinson, G. M. Beresnev, I. A. (1997). "Don't call it stress drop", Seism. Res. Lett. 68, 3-4.
- Brillinger, D. R., and Preisler, H. K. (1984). "An exploratory analysis of the Joyner-Boore attenuation data". Bulletin of the Seismological Society of America, 74 (4), 1441–1450

- Brune, J.N. (2001). "Shattered rock and precarious rock evidence for strong asymmetry in ground motions during thrust faulting". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 441–447
- Brune, J.N. (1999). "Precarious rocks along the Mojave section of the San Andreas fault, California: Constraints on ground motion from great earthquakes". *Seismological Research Letters*, 70, 29–33.
- Brune, J. (1970). "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves". *Journal of Geophysical Research*, 75, 4997–5009.
- Brune, J. (1971). "Correction: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves". *Journal of Geophysical Research*, 76, 5002.
- Boatwright, J. Boore, D. M. (1982). "Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics", *Bulletin of the Seismological Society of America*. 72, 1843- 1865.
- Boore, D. M. (2004). "Estimating V_{s30} (or NEHRP site classes) from shallow velocity models (depths $\geq 30\text{m}$)". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94 (2), 591 U–597.
- Boore, D.M. (2003). "Prediction of ground motion using the stochastic method". *Pure and Applied Geophysics*, 160, 635–676.
- Boore, D.M. (2001). "Comparisons of ground motions from the 1999 Chi-Chi Earthquake with empirical predictions largely based on data from California". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 1212–1217.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., and Fumal, T. E. (1997). "Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work". *Seismological Research Letters*, 68 (1), 128–153.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., and Fumal, T. E. (1994a). "Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: An interim report. Part 2". *Open File Report 94-127*. U.S. Geological Survey.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., and Fumal, T. E. (1994b). "Ground motion estimates for strike and reverse-slip faults". Provided to the Southern California Earthquake Center and widely distributed as an insert in Boore *et al.*(1994a). Not seen. Reported in Boore *et al.*(1997)
- Boore, D. M., Joyner, W. B., and Fumal, T. E. (1993). "Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: An interim report. Open-File Report 93-509". U.S. Geological Survey. 70 pages.
- Boore, D. M., and Joyner, W. B. (1991). "Estimation of ground motion at deep-soil sites in eastern North America". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81 (6), 2167–2185.
- Boore, D. M., and Atkinson, G. M. (1987). "Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(22), 440–467.

- Borcherdt, R. D. (1994). "Estimates of site-dependent response spectra for design" (methodology and justification). *Earthquake Spectra*, 10 (4), 617–653.
- BSSC, (1998), "NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures", 1997 edition, prepared by the Building Seismic Safety Council, published by the Federal Emergency Management Agency, FEMA 303 Report, Washington, DC.
- Campbell, K. W. (1981). "Near-source attenuation of peak horizontal acceleration". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71 (6), 2039–2070.
- Campbell, K.W., (1987), "Predicting strong ground motion in Utah: Assessment of Regional Earthquake Hazards and Risk along the Wasatch Front, Utah": U.S. Geological Survey Open-File Report 87-585, v. 2, p. L-1-90.
- Campbell, K. W., and Bozorgnia, Y. (1994),(Jul). "Near-source attenuation of peak horizontal acceleration from worldwide accelerograms recorded from 1957 to 1993". Pages 283–292 of: *Proceedings of the Fifth U.S. National Conference on Earthquake Engineering*, vol. III.
- Campbell, K.W. (1997). "Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra". *Seismological Research Letters*, 68, 154–179.
- Campbell, K.W. (2000a). "Engineering seismology". In *Encyclopedia of Physical Science and Technology*, 3rd ed., Academic Press, San Diego.
- Campbell, K.W. (2000b). Erratum: "Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra". *Seismological Research Letters*, 71, 353–355.
- Draper, N.R. and Smith, H. (1981). "Applied Regression Analysis". 2nd ed., John Wiley and Sons, New York.
- Electric Power Research Institute (1993). "Guidelines for determining design basis ground motions. Volume I". Method and guidelines for estimating earthquake ground motion in eastern North America. Report EPRI TR-102293.
- Field, E.H. and the SCEC Phase III Working Group (2000). "Accounting for site effects in probabilistic seismic hazard analyses of Southern California": Overview of the SCEC Phase III report. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, S1–S31.
- Gupta, H.K. (1993). "Seismic Hazard Assessment in the Alpid Belt from Iran to Burma", *Annali Di Geofisica*, Vol. XXXVI, N. 3-4, pp. 61-82. 98
- Gupta, H.K. (1993). "Earthquake Hazard Assessment in the Himalayan Region", *Science and Quality of Life*, edited by S Z Qasim, The Offsetters, NewDelhi pp. 529-544.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979). "A moment magnitude scale", *J. Geophys. Res.*, 84,2348–50.
- Heaton, T.H., Tarima,F., Mori, A.W. (1986). "Estimating ground motions using recorded accelerograms". *Surv. Geophys*,8: 25-83.

- Hough, S. E.J. G. Anderson (1988), "High frequency spectra observed at Anza, California: Implications for Q structure", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 692–707,
- ICBO, 1997, "Uniform Building Code, International Conference of Building". ICC, 2000, *International Building Code*, International Code Council (formerly: Building Officials and Code Administrators International, Inc., International Conference of Building Officials, and Southern Building Code Congress International, Inc.), Birmingham, Alabama Officials, Whittier, California.
- Joyner, W.B., Warrick, R.E. and Fumal, T.E. (1981). "The effect of Quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote Lake, California, earthquake of 1979". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 1333–1349.
- Joyner, W. B., and Boore, D. M. (1981). "Peak horizontal acceleration and velocity from strongmotion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(6), 2011–2038
- Joyner, W. B., and Fumal, T. E. (1984). "Use of measured shear-wave velocity for predicting geologic site effects on strong ground motion". Pages 777–783 of: *Proceedings of Eighth World Conference on Earthquake Engineering*, vol. II.
- Joyner, W. B., and Boore, D. M. (1988). "Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion". Pages 43–102 of: *Proceedings of Earthquake Engineering & Soil Dynamics II*. Geotechnical Division, ASCE.
- Joyner, W.B. (2000). "Strong motion from surface waves in deep sedimentary basins". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, S95–S112.
- Kanamori, H. (1978). "Quantification of earthquakes", *Nature*, 271, 411–414.
- Lay, T. and Wallace, T.C. (1995). "Modern Global Seismology". Academic Press, San Diego.
- Lee, Y. and Anderson, J.G. (2000). "Potential for improving ground-motion relations in southern California by incorporating various site parameters". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, S170–S186.
- Leyendecker, E.V., Hunt, R.J., Frankel, A.D., and Rukstales, K. S.(2000). "Development of maximum considered ground motion maps". *Earthquake Spectra*, 16, 21–40.
- Marone, C. and Scholz, C.H. (1988). "The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes". *Geophysical Research Letters* 15: doi: 10.1029/88GL02148. issn: 0094-8276.
- Newmark, N.M. and Hall, W.J. (1982). "Earthquake Spectra and Design". Monograph, Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, California.
- Ou, G.B., and Herrmann, R.B.(1990). "A statistical model for ground motion produced by earthquakes at local and regional distances" *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80, 1397-1417.

- Park, S. and Elrick, S. (1998). "Predictions of shear-wave velocities in Southern California using surface geology". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 677–685.
- Richter, C.F., (1936). "An instrumental earthquake magnitude scale", *Bulletin of the Seismological Society of America* 25, no., 1-32.
- Rodriguez-Marek, A., Bray, J.D. and Abrahamson, N.A. (2001). "An empirical geotechnical seismic site response procedure". *Earthquake Spectra*, 17, 65–87.
- Sadigh, K., Chang, C.-Y., Abrahamson, N. A., Chiou, S. J., & Power, M. S. (1993). (Mar). "Specification of long-period ground motions: Updated attenuation relationships for rock site conditions and adjustment factors for near-fault effects". Pages 59–70 of: *Proceedings of ATC-17-1 Seminar on Seismic Isolation, Passive Energy Dissipation, and Active Control*.
- Sadigh, K., Chang, C.-Y., Egan, J. A., Makdisi, F., and Youngs, R. R. (1997). "Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data". *Seismological Research Letters*, 68(1), 180–189.
- Savy, J.B., Bernreuter, D.L. and Chen, J.C. (1987). "A methodology to correct for effect of the local site characteristics in seismic hazard analyses In *Ground Motion and Engineering Seismology*", Ed. A.S. Cakmak, Elsevier, Amsterdam, 243–255.
- Schneider, J.F., W.J. Silva, and C.L. Stark (1993). "Ground motion model for the 1989M 6.9 Loma Prieta earthquake including effects of source, path and site. *Earthquake Spectra*", 9(2), 251-87.
- Silva, W.J. and R. Darragh (1995). "Engineering characterization of earthquake strong ground motion recorded at rock sites". Palo Alto, Calif: Electric Power Research Institute, TR-102261.
- Silva, W.J, R. Darragh and N. Gregor (2002). "Incorporation of earthquake source, propagation path, and site uncertainties into assessment of liquefaction potential: Phase 1, validation". USGS Award #02-HQ-GR-0022.
- Singh, J. P., (1985). "Earthquake ground motions: Implications for designing structures and reconciling structural damage". *Earthquake Spectra* 1, 239–270.
- Singh, S. and R. B. Herrmann (1983). "Regionalization of crustal coda Q in the continental United States", *J. Geophys. Res.* 88, 527-538.
- Schnabel, P. B., and Seed, H. B. (1973). "Accelerations in rock for earthquakes in the western United States". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63 (2), 501–516.
- Somerville, P., Collins, N., Abrahamson, N., Graves, R., and Saikia, C. (2001) (Jun). "Ground motion attenuation relations for the central and eastern United States". Tech. rept. Research supported by the U.S. Geological Survey, under award number 99HQGR0098.
- Somerville, P. (2000). "New developments in seismic hazard estimation". *Proceedings, 6th International Conference on Seismic Zonation*, Palm Springs, California, 25 p.
- Somerville, P. G., Smith, N., Graves, R., and Abrahamson, N., (1997). "Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity", *Seismol. Res. Lett.* 68, 199–222.

- Somerville, P.G., C.K. Saikia, D.J. Wald, and R.W. Graves (1996). "Implications of the Northridge earthquake for strong ground motions from thrust faults", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, S115-S125.
- Somerville, P.G. and Abrahamson, N.A. (1995). "Ground Motion Prediction for Thrust Earthquakes", *Proc. SMIP95 Seminar, California Division of Mines and Geology, San Francisco, CA, U.S.A.*, pp. 11-23.
- Spudich, P., Joyner, W. B., Lindh, A. G., Boore, D. M., Margaris, B. M., and Fletcher, J. B. (1999). SEA99: "A revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89 (5), 1156–1170.
- Trifunac, M. D., and Lee, V. W. (1979). "Dependence of pseudo relative velocity spectra of strong motion acceleration on depth of sedimentary deposits" . *Tech. rept. 79-02. Department of Civil Engineering, University of Southern California, Los Angeles, California, U.S.A.*
- Tsai, Y.B. and Huang, M.W. (2000). "Strong ground motion characteristics of the Chi-Chi, Taiwan earthquake of September 21, 1999". *Earthquake Engineering and Engineering Seismology* , 2, 1–21.
- Toro, G.R., N.A. Abrahamson, and J.F. Schneider (1997). "Model of strong ground motions from earthquakes in eastern North America: best estimates and uncertainties", *Seismological Research Letters* 68, 41-57.
- Wells, D. L., and Coppersmith, K. J. (1994). "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement". *Bulletin of the Seismological Society of América*, 84 (4), 974–1002.
- Wills, C.J. and Silva, W. (1998). "Shear-wave velocity characteristics of geologic units in California". *Earthquake Spectra*, 14, 533–556.

III. RED TEMPORAL EN MICHOACÁN.

De acuerdo con la información obtenida en el capítulo I se observa, que el estado se encuentra dentro de las zonas altamente sísmicas del país. Donde hasta hoy en día no se cuenta con una red sísmica bien estructurada y lo suficiente mente equipada que sirva de base para recopilar información de los eventos. Para que permita recopilar datos más confiables y tener así, más argumentos científicos que nos permitan prevenir mayores daños ante los eventos sísmicos. Ya sea tanto locales como los producidos por la zona de subducción. Por otro lado se sabe que el estado (como se vio en el capítulo 1) hoy en día a tenido un gran desarrollo en cuanto a población y vivienda. Lo que esto nos lleva a considerar y tener presente con más rigor los parámetros de diseño por sismo ya que el estado no cuenta con un reglamento propio de construcciones actualizado que considere estos efectos para cada una de sus zonas dentro del estado. No obstante por que cada tipo de suelo tiene un comportamiento muy diferente ante un evento sísmico. Por otro lado sabemos que no se puede seguir permitiendo que se siga construyendo con los mismos parámetros que los de la ciudad de México, ya que esta ciudad en su contexto geodinámico y geología es muy diferente (a la que se tiene en Michoacán).

Con la finalidad de realizar un estudio más detallado sobre uno de los parámetros a considerar en la evaluación del peligro sísmico en este capítulo se estudió sobre las leyes de atenuación en el estado de Michoacán, donde se instaló una red temporal que comprendía siete acelerómetros k2 de kinemáticos. En la figura 16 se muestra el arreglo de la red temporal, su instalación en campo inició el 17 de abril y se concluyó su instalación el 21 de abril del 2007. Esta red estuvo operando durante el periodo del 21 de abril hasta el 31 de julio del 2007. Esta red va desde el Faro de Bucerías cruzando por Aguililla, Apatzingán, Taretán, Pátzcuaro, Morelia y Maravatio. Cubriendo una longitud en línea recta desde la línea de costa hasta la ciudad de Maravatio de 366 km y teniendo una longitud entre estaciones que va desde los 60 km. hasta los 80 km de separación entre cada una como se ve en la figura III.1.

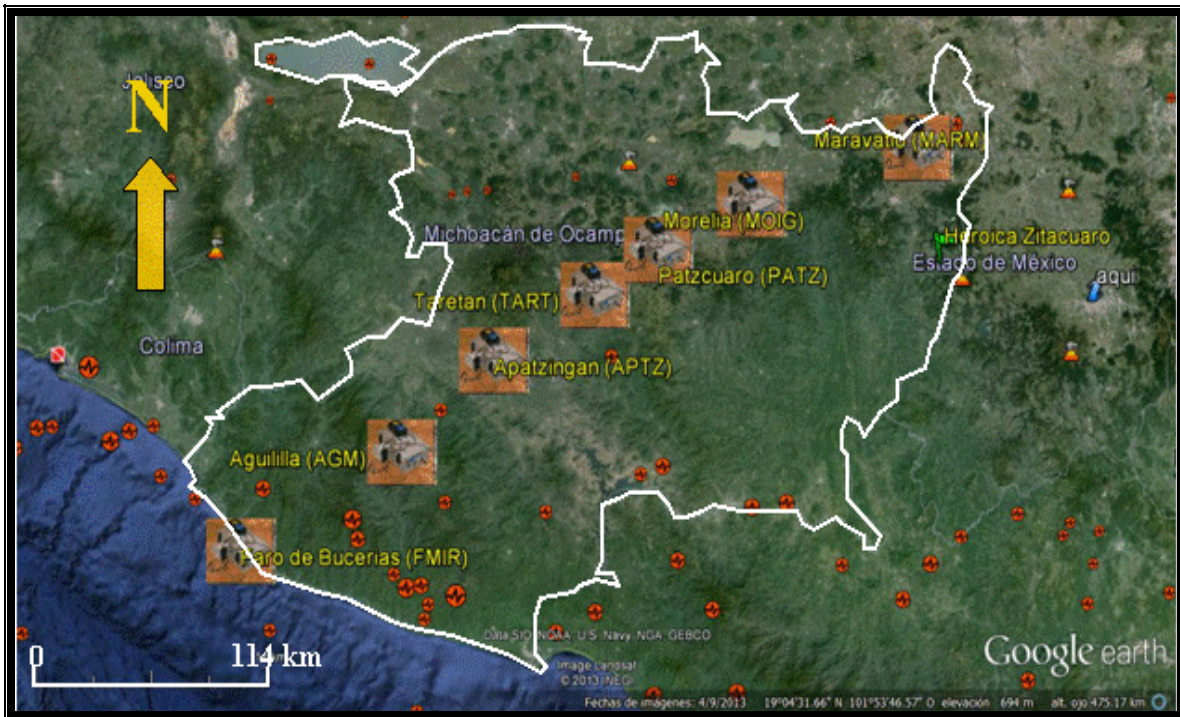


Figura III.1. Muestra las 7 estaciones instaladas dentro del estado de Michoacán (Editada de Google Earth).

III.1 Descripción de los sitios y eventos registrados en la red temporal.

De los 7 sitios en que se instalaron las estaciones fueron en casas particulares (todas en Patios) y todos se orientaron hacia el norte con antenas de gps de propio equipo. El primero de ellos fue en la ciudad de Maravatio Michoacán (MARM) y se instaló en las oficinas de Seguridad Pública. Este sitio se encontraba muy cerca de la plaza central de la ciudad, con coordenadas $N19^{\circ}53.493'$, $W100^{\circ}26.508'$ (figura III.2). En esta estación se observó su $T=2.7s$.



Figura III.2. Muestra la ubicación del sitio dentro de la ciudad de Maravatio (Editada de Google Earth).

El segundo sitio fue en la ciudad de Morelia Michoacán. En esta ciudad se instaló el acelerógrafo en una casa particular ubicada en la calle La Paloma rumbo a la colonia Santa María (MORM) con las coordenadas del sitio son $N19^{\circ}40.629'$, $W101^{\circ}12.157'$ (figura III.3) en el cual se observó $T=2.2s$.

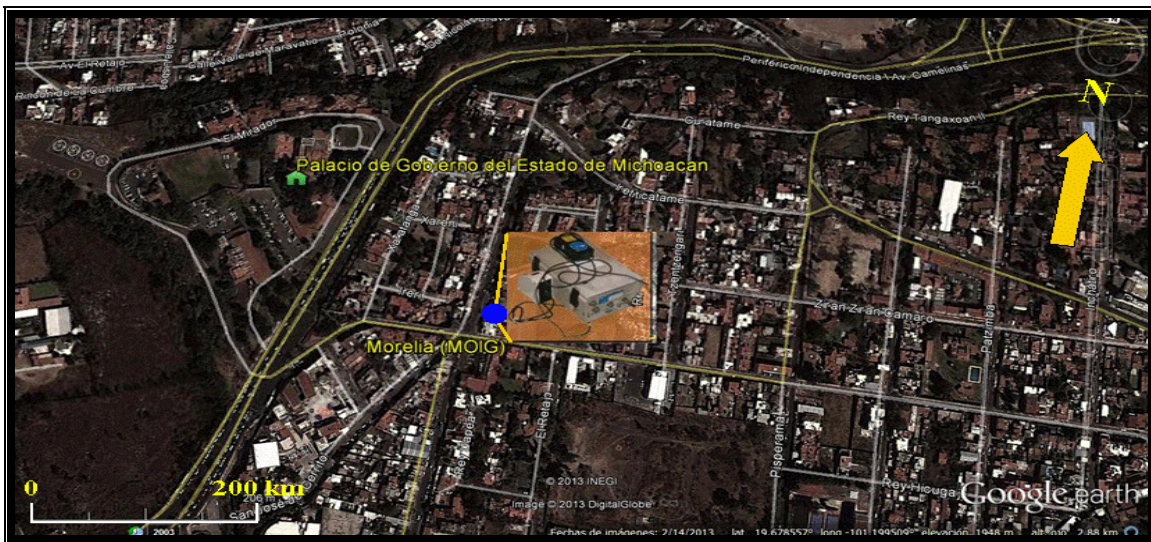


Figura III.3. Muestra la ubicación del sitio dentro de la ciudad de Morelia (Editada de Google Earth).

El tercer sitio fue en la ciudad de Pátzcuaro Michoacán (PTZM) en una casa particular ubicada en el fraccionamiento Infonavit a tras de la central camionera, con coordenadas $N19^{\circ}30.417$ $W101^{\circ}37.190$. En este sitio se instaló un acelerómetro K2 con sensores internos FBA (figura III.4) y se observó un $T=2.0$ s.



Figura III.4. Muestra la ubicación del sitio dentro de la ciudad de Pátzcuaro (Editada de Google Earth).

El cuarto sitio fue en el Pueblo de Taretán Michoacán (TART). Este se instaló en el rancho denominado El Llanito ubicado a unos pocos kilómetros de la auto pista Morelia-Lázaro Cárdenas, con coordenadas $N19^{\circ}20.216'$, $W101^{\circ}54.372'$. Se instaló un acelerómetro con sensores internos FBA (figura III.5) en este se observó un $T=3.0$ s.



Figura III.5. Muestra la ubicación del sitio dentro de la ciudad de Taretán (Editada de Google Earth).

El quinto sitio fue en la ciudad de Apatzingán Michoacán (APTZ). Se instaló en una casa particular ubicada frente al cuartel militar que se ubica sobre la carretera a Telpacatepec, con coordenadas $N19^{\circ}06.143'$, $W102^{\circ}21.799'$. Se instaló un acelerómetro K2 con sensores internos FBA (figura III.6) en este se observó un $T= 3$ s.



Figura III.6. Muestra la ubicación del sitio dentro de la ciudad de Apatzingán (Editada de Google Earth).

El sexto sitio fue en la ciudad de Aguililla Michoacán (AGM). Este se instaló en una bodega de maíz que se ubicaba a un costado de la carretera de Aguililla a Ario de Rosales en la entrada de la ciudad, junto al cuartel militar, con coordenadas $N18^{\circ}44.239'$, $W102^{\circ}46.606'$. En este se instaló un acelerómetro K2 con sensores internos FBA (figura III.7). Aquí se observó un $T= 0.4$ s.



Figura III.7. Muestra la ubicación del sitio de Aguililla Michoacán (Editada de Google Earth).

El séptimo sitio fue en la localidad conocida como Faro de Bucerías (FBM). Este se instaló en la base de policías, con coordenadas N18°21.189, W103°30.270. En el lugar se instaló un acelerómetro con sensores internos FBA (figura III.8). En esta estación se observó un $T = 0.5$ s.



Figura III.8. Muestra la ubicación del sitio dentro de la comunidad conocida como el Faro de Bucerías (Editada de Google Earth).

Durante el periodo de grabación se lograron registrar alrededor de 8500 registros (que no necesariamente corresponden a eventos sísmicos) de los cuales se seleccionaron aquellos que reportados por el SSN. También aquellos no reportados por el SSN, pero que se registraron en más de tres estaciones de la red temporal, como se muestra en la tabla III.1.

Tabla III.1. Muestra los eventos registrados en la red temporal, reportados por el SSN y registrados en más de tres estaciones.

Fecha	Hora (GMT)	Lat. N	Lon. W	Prof. [km]	Mag.	Clave de la estación
13/04/2007	05:42:22	17.09	-100.44	41	6.3	URUA CALE NITA
19/04/2007	10:02:10	17.21	-101.37	24	5.2	AGM TAM PTZM
28/04/2007	13:56:56	16.94	-99.82	9	5	FBM AGM TAM PTZM MARM
01/05/2007	09:44:33	16.96	-102.17	89	4.5	FBM AGM TAM PTZM
07/05/2007	12:34:27	13.26	-90.88	159	4.9	FBM

						AGM APM PTZM
28/05/2007	18:31:42	17.62	-103.07	15	3.9	FBM AGM
28/05/2007	20:36:31	18.44	-99.99	69	4.2	FBM AGM TAM MORM PTZM MARM
31/05/2007	10:10:26	18.66	-104.14	11	5.1	FBM AGM APM TAM PTZM MORM MARM MARU
31/05/2007	18:06:56	18.2	-103.49	5	4.5	FBM AGM APM TAM PTZM
01/06/2007	19:50:32	18.72	-104.07	20	4.8	FBM AGM APM TAM PTZM
05/06/2007	14:11:47	18.35	-100.42	26	3.7	FBM TAM
06/06/2007	02:03:30	18.63	-102.07	34	4.3	FBM AGM APM PTZM
12/06/2007	23:40:50	17.4	-100.72	21	4.3	FBM AGM TAM PTZM
17/06/2007	02:35:53	18.22	-103.44	12	4.4	FBM AGM
19/06/2007	11:07:33	18.34	-102.41	27	4.3	FBM APM TAM PTZM
27/06/2007	09:28:43	18.75	-104.07	8	4.3	FBM APM PTZM
05/07/2007	12:09:47	18.19	-103.44	5	4.1	FBM

						MARU
06/07/2007	01:10:57	16.9	-94.1	100	6.2	FBM TAM PTZM MARM
08/07/2007	14:24:52	18.16	-102.83	16	4.2	FBM TAM
18/07/2007	15:13:30	17.78	-101.65	63	4.7	TAM MORM MARM NITA
25/07/2007	10:55:08	18.6	-101.6	30	4	CANA TAM PTZM
28/07/2007	13:45:10	18.05	-100.84	48	4.8	NITA CANA PTZM MARM
31/07/2007	00:04:00	18.37	-101.96	18	4	PTZM CANA

La tabla III.1 muestra un total de 23 eventos, reportados por el SSN. Por otro lado en la red temporal se identificaron alrededor de 164 registros de eventos sísmicos repartidos por estación como se muestra en la Tabla III.2. La sismicidad aquí encontrada nos da un panorama muy general de cómo es la sismicidad en michoacán desde el Faro de Bucerías hasta la ciudad de Maravatio, en la zona donde mas registros de eventos sísmicos se recopilaban y que muchos de estos no están reportados por el SSN, ya que son de magnitud pequeña fue en la estación de Faro de Bucerías.

Tabla III.2. Muestra los eventos registrados en la red temporal de acuerdo al periodo que duró en operación la red.

Nombre de la Estación	Clave de la Estación	Periodo de Grabación	Número de eventos
Faro de Bucerías	FBM	Abril 23 - julio 12	91
Aguililla	AGM	Abril 19 - junio 17	17
Apatzingán	APM	Mayo 7 - junio 27	7
Taretan	TAM	Abril 19 - julio 27	17
Pátzcuaro	PTZM	Abril 19 - agosto 8	17
Morelia	MORM	Abril 18 - julio 18	8
Maravatio	MARM	Abril 28 - julio 28	7

Una vez seleccionados los registros, se convirtieron a formato SAC y ASCII en los cuales se les aplicó la corrección por línea base para su graficación. En la figura III.9 se ilustra un ejemplo de un evento registrado en la mayoría de las estaciones acelerográficas de la red temporal. Este evento es del 31/05/2007 con M 5.1 con epicentro al sureste de Coalcomán, Michoacán (SSN, 2007).



Figura III.9. Muestra el arreglo temporal de las siete estaciones dentro del estado de Michoacán, y del lado izquierdo se ilustra en forma grafica las señales del evento registrado en cada una de ellas (Editada de Google Earth).

En la figura III.10 se ilustran los registros del evento del día 01/06/2007 a las 18:06:00 (GMT) 26 km al suroeste de ciudad de Armería, Colima. Este se registró en las estaciones del Faro del Bucerías, Aguililla, Apatzingán, Taretán y Pátzcuaro Michoacán.

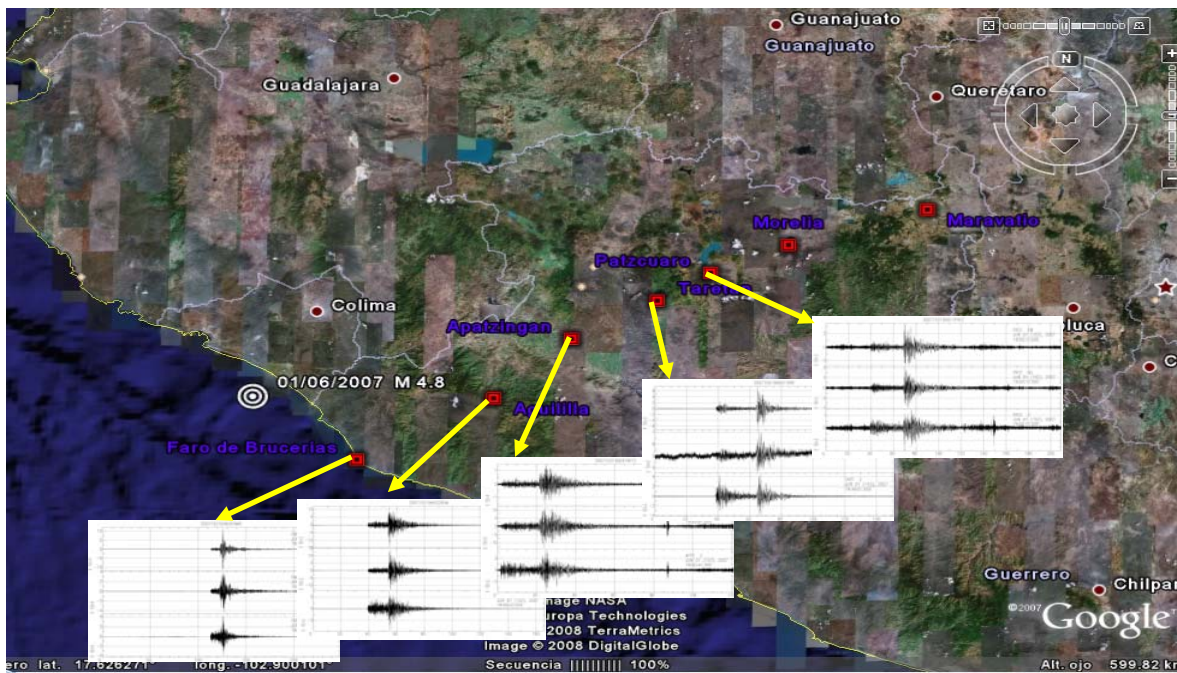


Figura III.10. Se muestra el evento ocurrido al suroeste de cd. de Armería, Colima, del día 01/06/2007 (el epicentro aparece marcado con círculos blancos concéntricos). En la parte inferior ilustran los registros obtenidos en las estaciones de la red temporal (Editada de Google Earth).

En la siguiente figura III.11 se ilustra uno de los registros ya corregido por línea base y graficado con SAC.

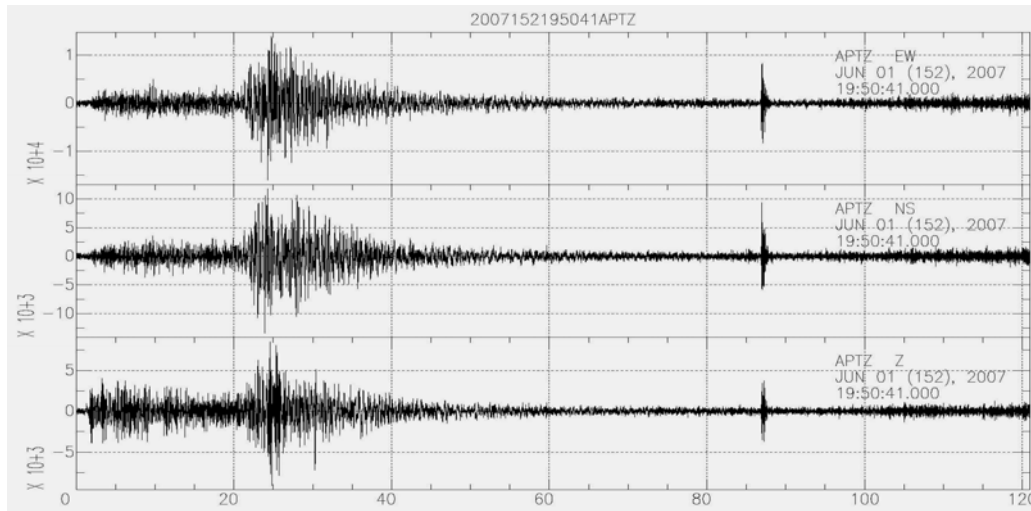


Figura III.11. Muestra la señal de un evento registrado en la estación de Apatzingán Michoacán. Y así como del lado derecho de cada componente se muestra el nombre de la estación así como la fecha y hora en que se registro y el día juliano.

En esta primera etapa se depuró la información recopilada de cada uno de los equipos dejando aquellos que fueran datos útiles (eventos registrados). Con ellos se realizó el análisis del cálculo de las leyes de atenuación, como se mostrará posterior mente.

III.1 Resultados.

Los datos que aquí se recopilaron todos ellos se pusieron en formato SAC y en formato de la base nacional de sismos fuertes, los datos que originalmente se otuvieron estaban en volts/cuentas por lo que antes de ser utilizados se realizó su corrección instrumental para dejarlos en las unidades correspondientes en aceleración cm/s^2 .

Con los registros obtenidos con la red temporal, se pueden realizar varios análisis para caracterizar desde la fuente, el trayecto y el efecto de sitio. Que para el presente trabajo son de base fundamental para realizar dichos estudios.

Ya que lo que se pretende es dar un ejemplo claro de la importancia del por qué y para qué contar con una red sísmica dentro del estado. Esta red temporal el período tan corto que duro instalada se llegó a registrar eventos que sin lugar a duda permitieran mostrar de qué manera se pueden aprovechar la información que estas pueden aportar.

El estado de Michoacán no se tiene una red sísmica como tal y las estaciones existentes en la actualidad no tienen una finalidad para estudiar el estado sino para fines de localizaciones epicentrales, y los posibles efectos y/o estudios que pudieran ser de utilidad para la ciudad de México.

IV. ESTIMACIÓN DE LA ATENUACIÓN DEL MOVIMIENTO FUERTE EN EL ESTADO DE MICHOACÁN.

IV.1 Resumen.

El estado de Michoacán es una de las zonas simogénicas más importantes de México, donde se instaló una red temporal con 7 estaciones acelerográficas. Dichas estaciones se ubicaron en el Faro de Bucerías, Aguililla, Apatzingán, Taretan, Pátzcuaro, Morelia y Maravatío Michoacán. Las estaciones se alinearon de forma perpendicular a la costa, en una línea de 366 km. La distancia entre estaciones varía de 60 a 80 km. Se utilizaron 7 eventos sísmicos localizados en la costa de Michoacán, con magnitudes que varían desde 4.1 hasta 5.1 Mw. Mediante éstos se estimó la ecuación del movimiento ($Q(f)$), después se calculó la función de atenuación para las frecuencias comprendidas entre 0.1 y 10 Hz, esto considerando las frecuencias importantes para la Ingeniería Sísmica. Los resultados obtenidos en este estudio muestran una atenuación mucho mayor en comparación con las leyes de atenuación de los estados de Guerrero y Colima. Una limitación de este estudio es la utilización de los terremotos de magnitud relativamente pequeña, como consecuencia de una operación a corto plazo (cuatro meses) de la red temporal. Otra limitación radica en que todas estas relaciones sólo cubren una parte de la zona de subducción y sólo consideran algunos tipos de fuentes sísmicas para estudiar el riesgo, lo que acota su aplicación para otras regiones de México.

IV.2 Abstrac.

The state of Michoacán is one of the most important seismogenic zones of Mexico, where he set up a temporary network with 7 stations accelerographic. Said stations were located in the Faro de Bucerías, Aguililla, Apatzingán, Taretan, Pátzcuaro, Morelia y Maravatío Michoacán. The stations were aligned in form perpendicular to the coast, in a line of 366 km. the distance between stations varies from 60 to 80 km. We used seven seismic events located on the coast of Michoacán, with magnitudes varying from 4.1 to 5.1 Mw. whereby, we estimated the equation of motion ($Q(f)$). after be calculated the attenuation function for frequencies 0.1 to 10 Hz, considering these important frequencies in Earthquake Engineering. The results obtained in this study show a much higher attenuation compared with attenuation laws of the states of Guerrero and Colima. One limitation of this study is that we used relatively small magnitude earthquakes as a consequence of a short operation period (four months) of the temporal network. Another limitation is that all these relations of attenuation only cover a portion of the subduction zone and only consider some types of seismic sources to study the risk, so that limits its application to other regions of Mexico.

IV.3 Introducción

Efectos de trayecto. A partir del sismo de Michoacán Chávez-García *et al.* (1994), mencionan que las ondas sísmicas se propagan en todas direcciones y la atenuación que se tuvo en este evento no fue independiente de la dirección de propagación. Se ha demostrado que la atenuación a lo largo de la costa del Pacífico es mucho mayor que la que se observa perpendicular a la costa. En los siguientes párrafos, presentaremos un análisis reciente de registros de aceleración obtenidos mediante una red temporal que se instaló en el estado de Michoacán, perpendicular a la costa del

pacífico, con la finalidad de estudiar la atenuación que sufren las ondas sísmicas en su trayecto tierra dentro para el estado de Michoacán.

Relación de atenuación. Diversas relaciones de atenuación se han desarrollado para México, principalmente a raíz del terremoto del 19 de Septiembre de 1985, que ha significado un parteaguas en el desarrollo de la ingeniería sismológica mexicana. Desde 1985, el número de estaciones sismológicas se ha incrementado de manera importante, sobretodo entre la costa del Pacífico y la ciudad de México debido a las grandes amplificaciones que se han presentado en la zona de lago respecto a sitios de terreno duro. Bufaliza (1984), Ordaz (1989), Singh *et al.* (1988a), Ordaz y Singh (1992), Cárdenas *et al.* (1993), Castro y Munguía (1993), analizaron la forma en que se atenúan ó amplifican las ondas sísmicas desde la costa del pacífico hacia dentro del continente. La relación de atenuación más utilizada para la evaluación de peligro sísmico en México es la debida a Ordaz (1989) utilizando datos de la red acelerográfica de Guerrero. García *et al.* (2005) presentan otro estudio con datos más recientes de la red acelerográfica de Guerrero para sismos intraplaca. Es importante hacer notar que todas estas relaciones se suscriben a sólo una parte de la zona de subducción mexicana y para cierto tipo de fuente sísmica que se tienen que tomar con reserva para poder utilizarlas en cualquier estudio de riesgo sísmico de otras regiones de la republica mexicana.

Los sismos se componen de tres partes importantes que son la fuente, trayecto y efecto de sitio. A continuación se hara una breve introducción de estos tres efectos. En este trabajo observaremos más al trayecto y el efecto de sitio.

Las relaciones de atenuación desarrolladas por otros autores no se pueden aplicar a diferentes lugares de México. Varios autores han reportado diferencia notable en la atenuación a lo largo de la costa y hacia el continente (por ejemplo, Valdés *et al.* 1987; Singh *et al.* 1988; Valdés, 1993; Cárdenas *et al.*, 1994, 1997, 1998; Ottemöller *et al.*, 2002; Cárdenas y Chávez, 2003). Estos estudios concluyen que las ondas sísmicas continentales sufren atenuación notablemente menores que las que viajan a lo largo de la costa. Estas observaciones son compatibles con simulaciones numericas, lo que demuestra que los trenes de las ondas Lg y Sn se propagan de manera más eficiente a lo largo de la dirección de convergencia de subducción (Furumura y Kennett, 1998; Furumura y Singh, 2002). Ninguno de los estudios previos proporciona funciones de atenuación para describir las diferencias observadas. Otros estudios, a menudo por los mismos autores, no encuentran una evidencia significativa en la atenuación entre los dos tipos de trayectorias (Gutiérrez y Singh, 1988; Ordaz y Singh, 1992; Novelo y Valdés 2000), lo que sugiere que esta diferencia puede ser debida a la amplificación comun en varios sitios del interior de la costa (especialmente los de la Faja volcánica Transmexicana (TMVB)). La discrepancia entre los resultados también se pueden presentar por las diferentes trayectorias en que cruzan diferentes tipos de áreas o bien por la trayectoria entre la costa y el arco: En México la parte sur-central que es un rompecabezas de diferentes tipos de estructuras y zonas (Campa y Coney, 1983). Varios autores han propuesto diferentes valores de Q para estas zonas (por ejemplo, Castro *et al.*, 1994; Ordaz *et al.* 1992; Yamamoto *et al.*, 1997; Ottemöller *et al.* 2002; García *et al.*, 2005; Singh *et al.*, 2007). Es importante hacer notar que todas estas relaciones se suscriben a sólo una parte de la zona de subducción mexicana, y para cierto tipo de fuente sísmica y que se tienen que tomar con cierta reserva para poder utilizarlas en cualquier estudio de riesgo sísmico de otras regiones de la república mexicana.

IV.4 Atenuación Perpendicular a la Costa.

Gutiérrez y Singh (1988) analizaron sismogramas de papel ahumado obtenidos para sismos pequeños ($2 < M_c < 4$ M_c = magnitud de coda) frente a las costas de Guerrero y Michoacán. Ellos observaron diferencias de hasta un factor 4 en la amplitud de ondas S entre trayectorias hacia adentro del continente, relativo a trayectorias a lo largo de la costa. Estas observaciones se limitaron a distancias pequeñas, no mayores de 30 km de la costa.

El análisis de la atenuación comparada de los registros para el sismo de Michoacán fue presentado en Singh *et al.* (1988), basado en cocientes espectrales entre acelerogramas registrados a lo largo de la costa del Pacífico y en terreno firme en el valle de México. Estos autores determinaron un factor de amplificación espectral de 7.5 para 0.5 Hz entre registros en terreno firme en la Ciudad de México, con relación a una estación en terreno firme a lo largo de la costa para este temblor. Un estudio sistemático de la atenuación del movimiento sísmico entre la costa del Pacífico y el Valle de México fue presentado por Ordaz y Singh (1992).

Ordaz y Singh (1992) realizaron una doble regresión con los datos de 8 temblores. La primera regresión permitió determinar el espectro de fuente para 8 valores de frecuencia entre 0.2 y 5 Hz. La segunda regresión permitió obtener leyes de atenuación de la aceleración máxima observada en bandas estrechas de frecuencia. De donde se puede observar claramente que el movimiento en los sitios en terreno firme en el Valle de México es mucho mayor que el obtenido a partir del promedio de todas las observaciones. Ordaz y Singh (1992) determinan diferencias con factor de 10 entre 0.2 y 0.7 Hz para sitios en terreno firme en el Valle de México relativo a sitios a la misma distancia epicentral, localizados a lo largo de la costa. Estos autores sugieren que las diferencias en la atenuación según la trayectoria aparecen solamente a distancias mayores de 200 km.

Por otro lado Cárdenas *et al.* (1994) estudiaron la atenuación por medio de refracción a gran escala para determinar la estructura de la corteza, donde realizaron varios tiros de explosivo en el mar, frente a las costas de Guerrero. En su estudio analizaron algunos de los registros obtenidos, para los cuales se contaba con una calibración relativa de los sismógrafos digitales utilizados. El objetivo fue estudiar las diferencias entre la atenuación de la energía sísmica siguiendo trayectorias a lo largo y perpendicularmente a la costa. El método de análisis fue similar al utilizado por Ordaz y Singh (1992), con la diferencia de que Cárdenas *et al.* (1994) obtuvieron las curvas de atenuación para los registros a lo largo de la costa independientemente de las correspondientes para los registros obtenidos perpendicularmente a la misma. El lo calculan para cuatro bandas de frecuencia de 0.5, 1.0, 2.0 y 5.0 Hz. Basados en sus observaciones, Cárdenas *et al.* (1994) sugieren que la atenuación se diferencia según la trayectoria a distancias mayores de 100 km. de la costa.

Chávez-García *et al.* (1994) cuestiona sobre cuales son las posibles explicaciones de la atenuación diferencial de la energía sísmica en función de la trayectoria. La primera, sugerida por Ordaz y Singh (1992), considera que se trata de la amplificación producida por rocas sedimentarias del Cretácico que sobreyacen a rocas ígneas más competentes, en un valle de gran extensión. Sin embargo, las observaciones de Cárdenas *et al.* (1994) (en concordancia con las de Gutiérrez y Singh, 1988) indican que las dimensiones que debería tener ese gran valle son enormes, y hacen dudosa esta propuesta. Otra posibilidad más realista podría estar relacionada con la estructura profunda de la corteza entre la costa y el Valle de México. En efecto, la estructura cortical del Sur de México se ve complicada por la presencia de la zona de subducción. Detrás de esta zona, existe la clásica cadena de volcanes (el Eje Volcánico Transmexicano) pero dispuesta oblicuamente a la zona de subducción. Pardo y Suárez (1994) han mostrado que la forma de la interfaz entre la placa subducida y la placa continental es considerablemente irregular y que el ángulo de buzamiento de la

placa cambia a lo largo de la trinchera. Podemos suponer que las diferencias en la atenuación de la energía sísmica en función de la dirección de propagación están relacionadas con las grandes heterogeneidades laterales en la corteza. Actualmente no contamos con datos que nos permitan eliminar o confirmar esta hipótesis. En cuanto a las implicaciones, parece razonable lo siguiente. El movimiento sísmico generado por el temblor de Michoacán en terreno firme en el Valle de México fue diez veces mayor que la ley de atenuación promedio, y ello en una banda de frecuencias crítica para el Valle de México. Por otra parte, esta amplificación regional ha sido observada para trayectorias de las costas de Guerrero hacia el Valle de México. Es seguro que esta amplificación afectará los movimientos generados por el sismo que se produzca en la brecha sísmica de Guerrero y que se propaguen hacia el Valle de México.

Aunque en la actualidad varios autores han reportado notable diferencia en la atenuación a lo largo de la costa y hacia el continente (por ejemplo, Valdés *et al.* 1987; Singh *et al.* 1988; Valdés, 1993; Cárdenas *et al.*, 1994, 1997, 1998; Ottemoller *et al.*, 2002; Cárdenas y Chávez, 2003), estos estudios concluyen que las ondas sísmicas que viajan a través del continente sufren atenuación notablemente menores que las que viajan a lo largo de la costa. Estas observaciones son compatibles con simulaciones numéricas, lo que demuestra que los trenes de ondas Sn y Lg se propagan de manera más eficiente a lo largo de la dirección de convergencia de subducción (Furumura Kennett y 1998; Furumura y Singh, 2002). Ninguno de los estudios anteriores proporciona funciones de atenuación para describir las diferencias observadas.

IV.5 Procesado y análisis de los datos.

En este apartado se muestra gráficamente los 7 eventos sísmicos registrados frente a las costas Michoacanas, con magnitudes que van de 4.1 a 5.1 Mw. Seleccionaron por que para fines del presente estudio serán de base para observar como se atenúan las ondas desde la línea de costa hasta la ciudad de Maravatio donde es el punto más alejado de la línea de costa como se muestra en la siguiente figura IV.1.

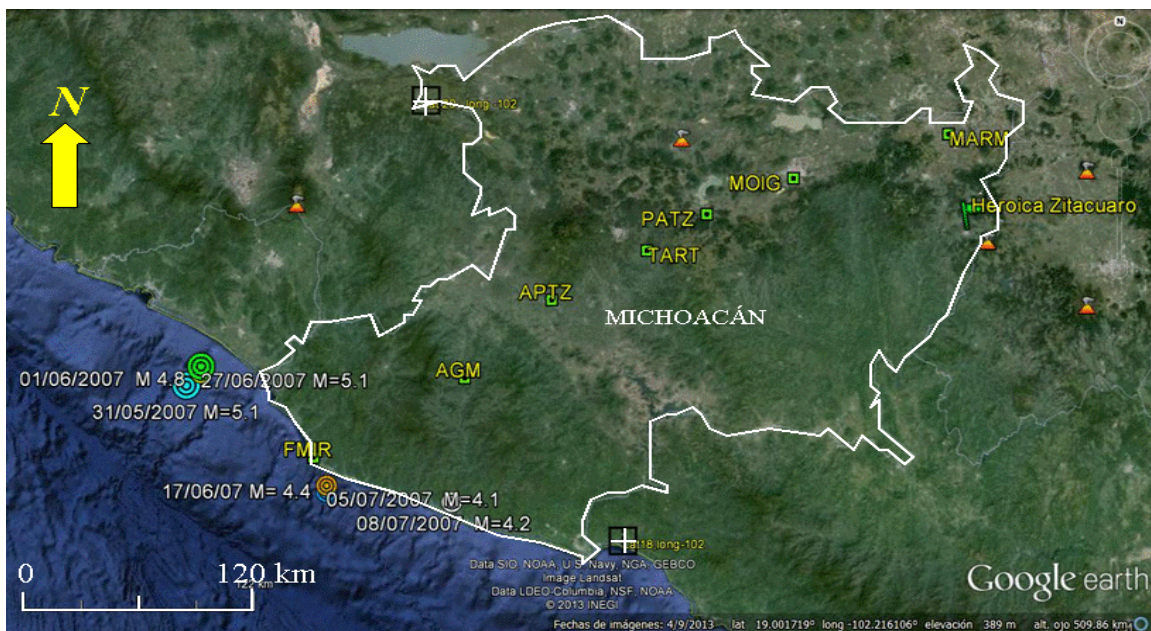


Figura IV.1. Representa la distribución de la red temporal con cuadros verdes y con círculos las localizaciones epicentrales de los eventos seleccionados.

Para procesar los datos se empleó la metodología aplicada por Ordaz y Singh (1992). Primero se obtuvo la magnitud de momento (Kanamori, 1977). En la tabla IV.1 se muestran los datos sísmicos utilizados en el análisis, así como algunos datos de los parámetros de la fuente. Los valores de M_0 (momento sísmico) se calculan a partir de la ecuación propuesta por Kanamori (1977) (ecuación IV.1). En los últimos años se incrementa la tendencia a adoptar M_w como el estándar global para la cuantificación de la magnitud, debido a su fuerte base física y sísmica (Bolt, 1993). La magnitud M_w se relaciona con el momento sísmico M_0 como una medida de la energía sísmica radiada por un terremoto, a través de la ecuación (IV.1) (Hanks y Kanamori 1979, Kanamori, 1977):

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7 \quad (IV.1)$$

Tabla IV.1. Muestra la lista de eventos seleccionados para este análisis.

Evento No	Fecha (d/m/y)	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Profundidad (Km)	Mw	Mo (dyne-cm)
1	31/05//2007	18.66	104.14	11	5.1	5.62×10^{23}
2	31/05//2008	18.2	103.49	5	4.5	7.08×10^{22}
3	06/01/2007	18.72	104.07	20	4.8	1.99×10^{22}
4	17/06/2007	18.22	103.44	12	4.4	5.02×10^{22}
5	27/06/2007	18.75	104.07	8	4.3	3.55×10^{22}
6	07/05/2007	18.19	103.44	5	4.1	1.78×10^{22}
7	07/08/2007	18.16	102.83	16	4.2	2.51×10^{22}

Aquí se analiza la atenuación, por lo que actualmente el procedimiento se aplica en forma abreviada (véanse las referencias anteriores para más detalles). En el análisis suponemos que el campo lejano y la aproximación a un punto cercano a la fuente, es válido. Por lo tanto, la aceleración espectral de Fourier y la amplitud de la parte más intensa de las componentes horizontales de movimiento fuerte de un evento j y una estación i , la podemos escribir como aparece en la ecuación (IV.2):

$$A_i(f, R) = CS_i G(R) e^{-\pi R / \beta Q(f)} \quad (IV.2).$$

Donde R es la distancia hipocentral, β es la velocidad de ondas de corte (3.5 km/s), ρ es la densidad (2.8 gr/cm³), $Q(f)$ es el factor de calidad, y donde:

$$C = \frac{R_{g\phi} FP (2\pi)^2}{4\pi\rho\beta^3} \quad (IV.3).$$

En esta ecuación $R_{g\phi}$ es el promedio del patrón de radiación (0.55, Boore y Boatwright, 1984), F es la amplificación en superficie libre (tomada como 2), P es el particionamiento de la igualdad de la energía en las dos componentes horizontales ($1 / \sqrt{2}$),

$S_i(f)$, El espectro de fuente de la aceleración lo podemos escribir como:

$$S_i(f) = f^2 \dot{M}_{0i}(f), \quad (IV.4).$$

Donde $\dot{M}_{0i}(f)$ es la tasa del espectro de momento. De un modelo de ω^{-2} :

$$S_i(f) = \frac{f^2 f_{ci}^2 M_{0i}}{f^2 + f_{ci}^2} \quad (IV.5).$$

En la ecuación (IV.5), f_{ci} es la frecuencia de esquina, fue dada por (Brune, 1970) y M_{0i} es el momento sísmico del evento i-esimo.

$$f_{ci} = 4.91 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma / M_{0i})^{1/3} \quad (IV.6).$$

Donde $\Delta\sigma$ es la caída de esfuerzos y β esta en km/s. $G(R)$ en la ecuación dos (IV.2) esta en términos de la dispersión geométrica, la cual la podemos escribir como:

$$G(R) = \begin{cases} 1/R & R \leq R_x; \\ (R_x/R)^{-0.5} & R \geq R_x \end{cases} \quad (IV.7).$$

La forma $G(R)$ en la ecuación (IV.7) implica la predominancia de las ondas de cuerpo para la cuando $R < R_x$ y las ondas de superficie $R > R_x$, y cuando se preserva la continuidad en $R = R_x$. Teniendo en cuenta que la atenuación sísmica cerca del sitio, es comúnmente incluida en la ecuación (IV.3) multiplicado por el lado derecho por $e^{-\pi k f}$ (por ejemplo, Singh *et al.*, 1982; Anderson y Hough, 1984), es ignorada aquí, en este estudio las distancia parte de que K que es incluida en términos de la fuente y la parte dependiente de la distancia es absorbida por $Q(f)$.

La ecuación (IV.2) la podemos escribir como

$$\log A_i(f, R) - \log G(R) - \log C = \log S_i(f) - 1.36 f R / \beta Q(f) \quad (IV.8).$$

En esta ecuación $\log S_i(f)$ y $Q(f)$ son las incógnitas. Para resolver el procedimiento de Joyner and Boore (1981), el cual consiste primero en determinar la forma de la curva de atenuación con todos los datos de los sismos, dando a $Q(f)$, y encontrando un cambio apropiado para cada evento, esto en términos de la fuente $\log S_i(f)$. En nuestro caso tomamos el valor para $R_x=100$ km.

Siguiendo la primera metodología donde seleccionamos el registro y después obtenemos su espectro de Fourier. Luego se calculó el valor de C con la ecuación (IV.3). Continuando con el análisis al espectro calculado, se le aplicó un suavizado utilizando la ventana de Von Hannin de 0.3, y una vez calculado el espectro se seccionaron 50 frecuencias para el análisis como se muestra en la figura (IV.2). Esto se realizo para cada uno de los eventos registrados considerando las tres componentes por separado.

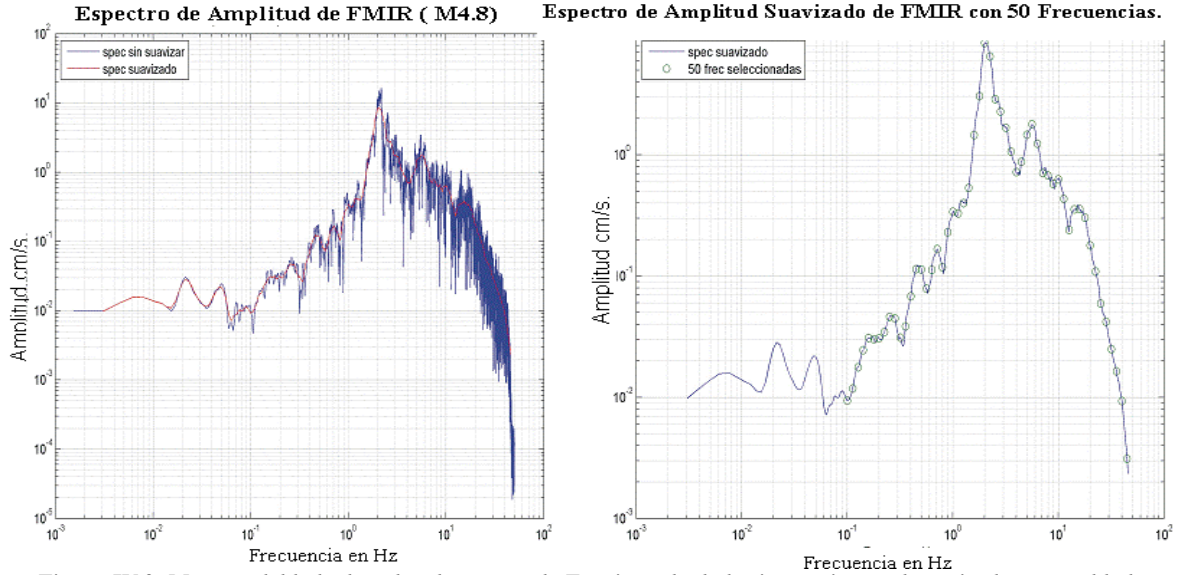


Figura IV.2. Muestra del lado derecho el espectro de Fourier calculado sin suavizar y el suavizado, y por el lado izquierdo se muestra el espectro suavizado con las 50 frecuencias seleccionadas.

Calculados los espectros de Fourier, se procedió a obtener el espectro de fuente (considerando las componentes, NS, WE, Z) de cada evento como se muestra en la figura (IV.3) considerando las 50 frecuencias seleccionadas.

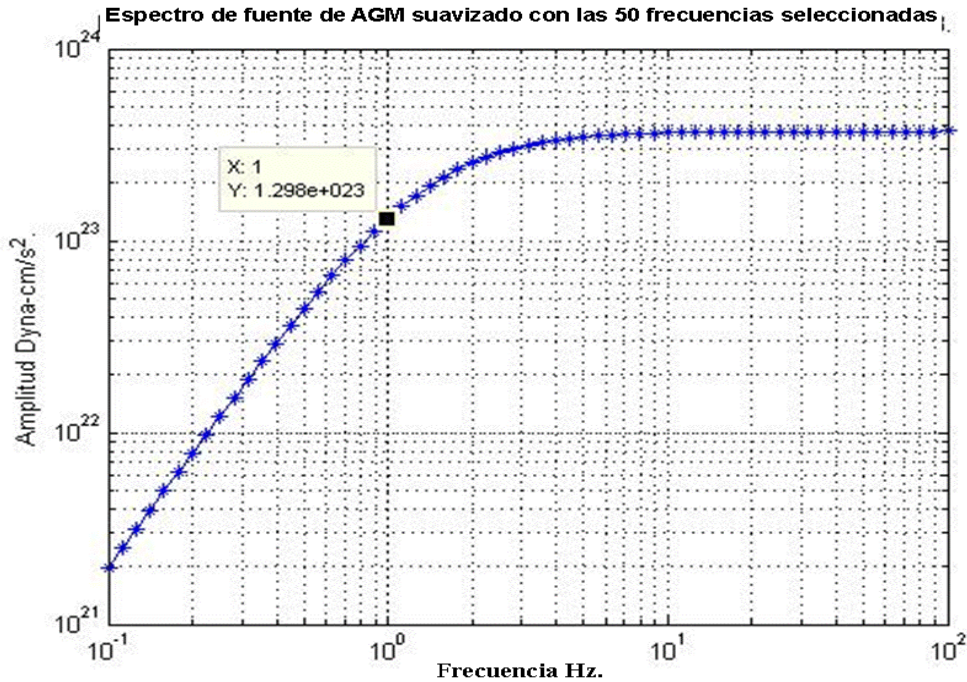


Figura IV.3, se muestra el espectro de fuente calculado para las 50 frecuencias seccionadas.

Retomado la ecuación 37, se despejó el valor de $Q(f)$, quedando de la siguiente manera:

$$Q(f) = \frac{-136 fR}{\beta * \log\left(\frac{Ai(f, R)}{(G(R) * C * S_i(f))}\right)} \quad (\text{IV.9}).$$

Obtenida la ecuación (IV.9) para estimar el factor de calidad, se realizó un análisis adimensional de cada uno de los valores que se involucran en la ecuación con el fin de obtener concordancia en las unidades al realizar el análisis. Por otro lado, como se aplica la metodología de Ordaz y Singh (1992), en este análisis se considera el promedio geométrico de las componentes horizontales.

Algunos autores como Youngs *et al.* (1997), Fukushima *et al.* (1990) y García *et al.* (2005). Utilizan el promedio geométrico (A_G), promedio aritmético (A_M), o el promedio cuadrático (A_C) de los componentes horizontales que están dados de la siguiente forma:

Promedio Geométrico.

$$A_G = \sqrt{\max|a_1(t)|_{for1} \cdot \max|a_2(t)|_{for2}} \quad (\text{IV.10}).$$

Promedio Aritmético.

$$A_M = \frac{\max|a_1(t)|_{for1} + \max|a_2(t)|_{for2}}{2} \quad (\text{IV.11}).$$

Promedio cuadrático.

$$A_C = \sqrt{\frac{\max|a_1(t)|_{for1} \cdot \max|a_2(t)|_{for2}}{2}} \quad (\text{IV.12})$$

Donde $a_1(t)$ es la aceleración máxima de la componente NS $a_2(t)$ es la aceleración máxima de la componente EW.

En el presente trabajo se determinó $Q(f)$, para los 7 eventos utilizados, como se muestra en la siguiente figura (IV.4) donde se grafican los valores promedios de $Q(f)$ de cada uno de los eventos, mas el promedio de todos los eventos y su desviación estándar. El ajuste del promedio del $Q(f)$ obtenido para todos los eventos mediante una línea recta en la escala bi-logarítmica genera como resultado la ecuación (IV.14).

$$Q(f) = 106.90f^{0.73}. \quad (\text{IV.14})$$

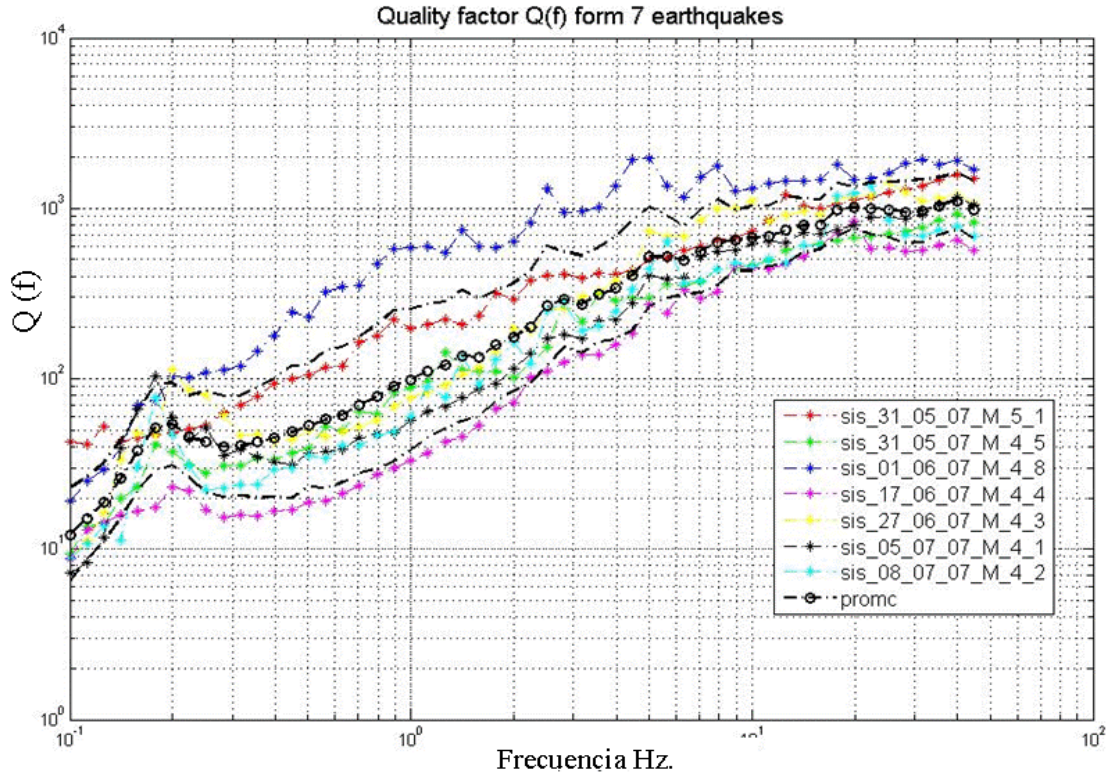


Figura IV.4. Valor de $Q(f)$ contra la frecuencias de las componentes Horizontales.

Estos valores fueron comparados con el resultado obtenido Ordaz *et al.* (1992) y por Castro *et al.* (1990) donde ambos autores lo determinan para el estado de Guerrero. El presente resultado de este trabajo queda por debajo de lo que ellos estiman, para el estado de Guerrero como se muestra en la en la figura (IV.5).

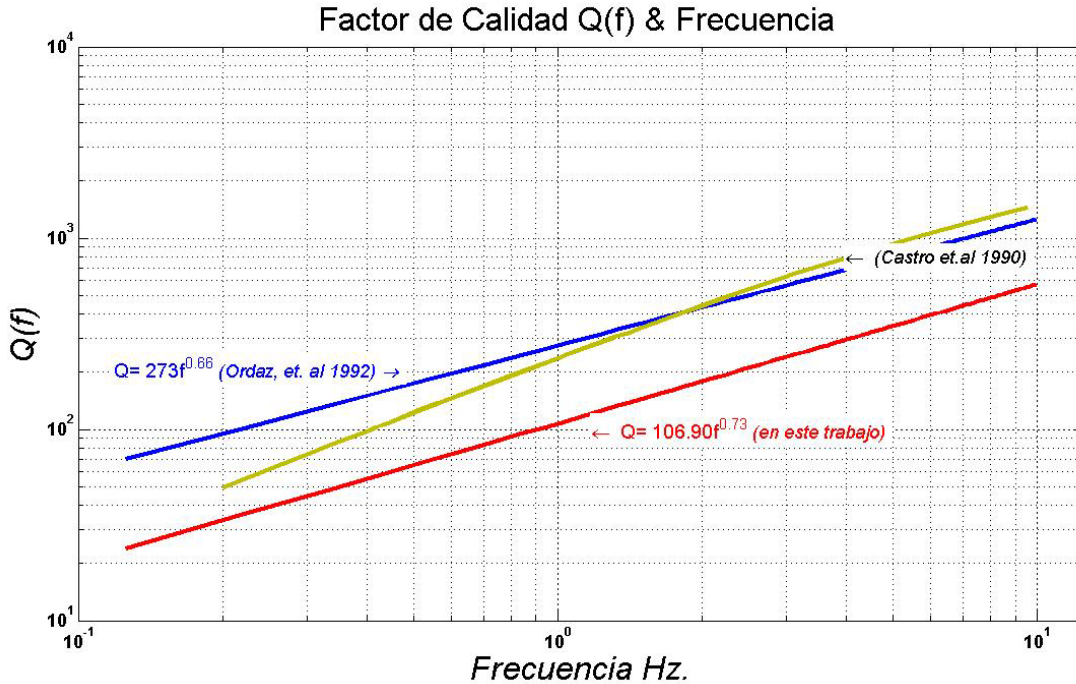


Figura IV.5, factor de calidad contra la frecuencia.

Este resultado puede implicar que hay un gran cambio en la pendiente de la placa de subducción entre el estado de Guerrero y el estado de Colima, pero sin descartar que las magnitudes de los terremotos que se utilizaron para la determinación del factor de calidad Q del estado de Michoacán son relativamente pequeñas. Por otro lado, esto puede estar influenciado por el Cinturón volcánico mexicano. Singh *et al.* (2007) muestran varios resultados sobre $Q(f)$, en la parte central de México, y los valores que obtiene de $Q(f)$ cerca del cinturón volcánico mexicano están alrededor de $98f^{0.66}$.

Para el estado de Michoacán nótese que se utilizaron sismos de magnitud relativamente pequeña y sismos con profundidades que van de 5 a 20 km de profundidad. En este análisis se tomó la distancia hipocentral del de los 7 eventos y calculamos los valores de amplificación para ocho frecuencias que van de 0.2-0.5, 1.0, 2.0 y 5 Hz.

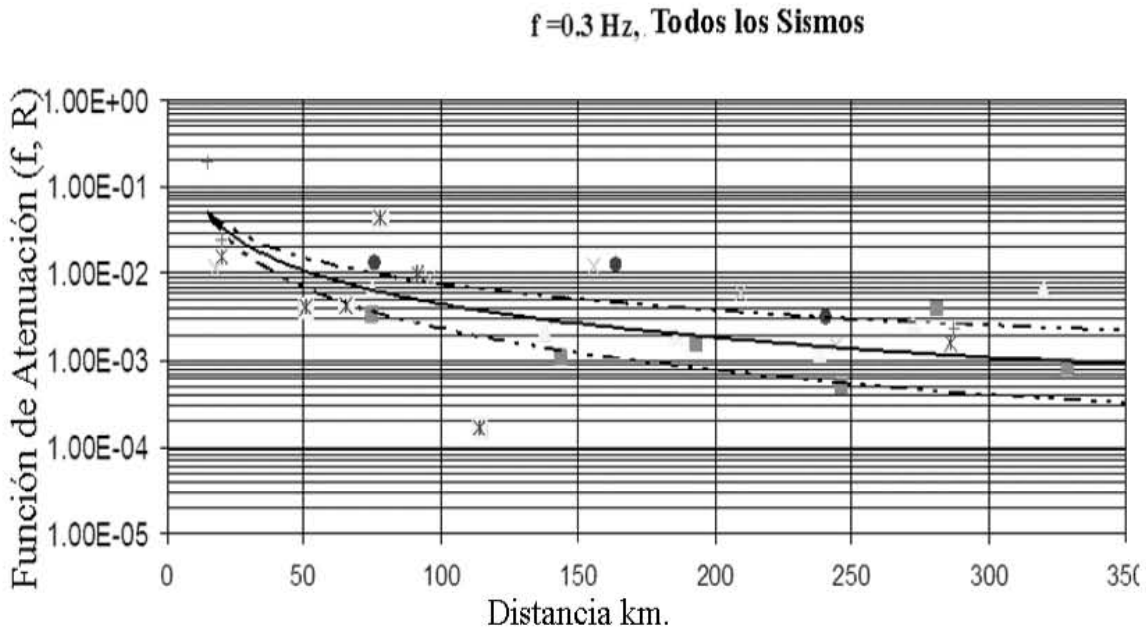
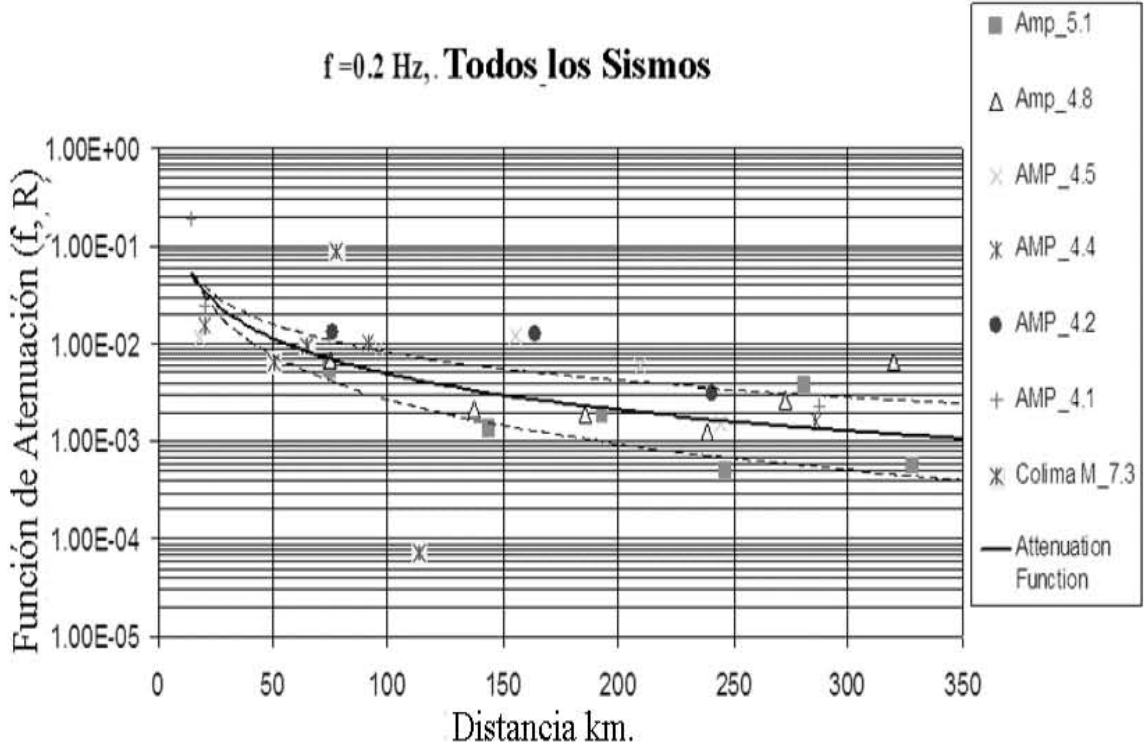
IV.6 Estimación de la amplificación sísmica para 8 frecuencias.

A fin de determinar la función de atenuación para los 7 eventos y utilizando la ecuación obtenida para factor de calidad $Q(f) = 106.90f^{0.727}$, la sustituimos en la ecuación IV.15. con la finalidad de estimar la función de atenuación para 8 frecuencias que van desde 0.2 hasta 5 Hz al igual que Ordaz *et al.* (1992). Dicha función está definida como:

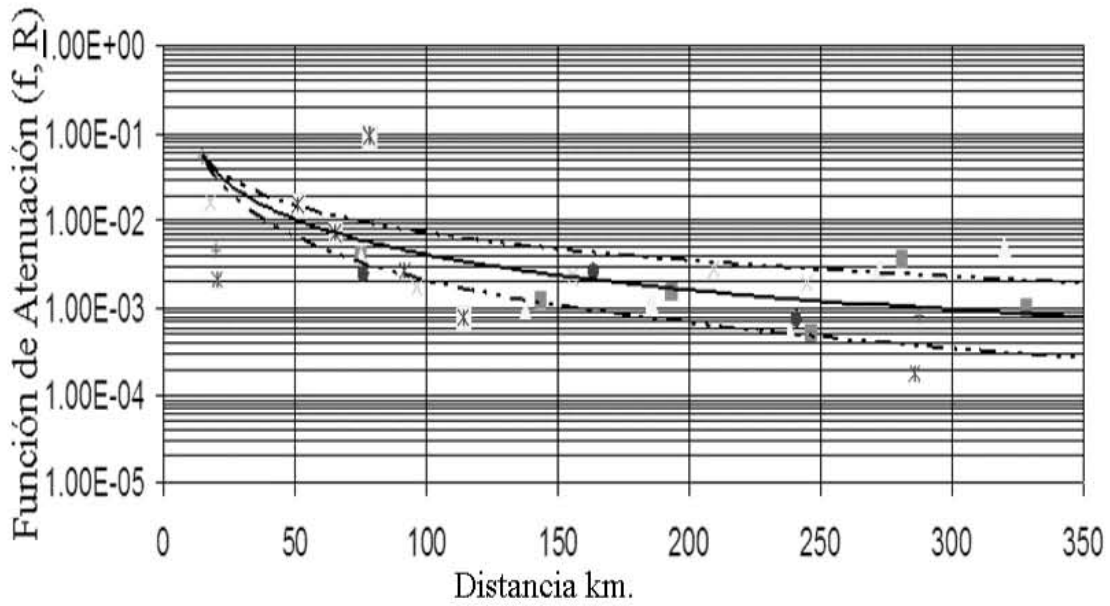
$$\Gamma(f, R) = G(R)e^{-\pi R/Q(f)} \quad (\text{IV.15}).$$

Esta función de amplificación fue calculada para las 8 frecuencias para cada uno de los eventos.

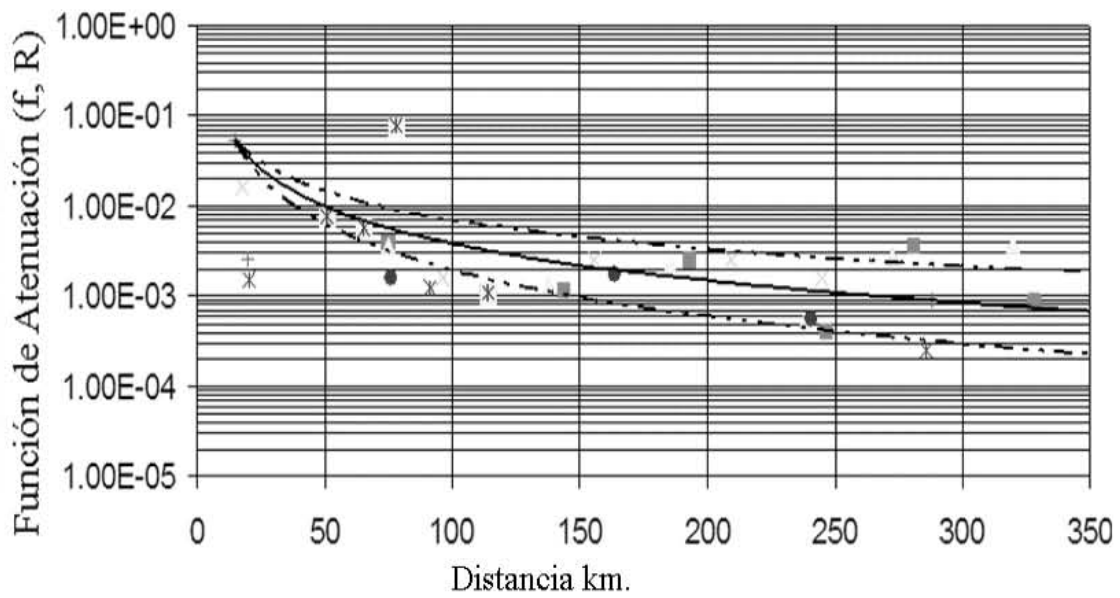
Se utilizaron datos de la red temporal que se instaló en Michoacán, comparando el resultado de la ecuación de amplificación con datos del sismo de Tecoman del 2003, donde se utilizaron registros sintéticos de cuatro estaciones (Comala “Coma”, El Fresnal “EZ5”, Pueblo de Juárez “R15” y Sector 5 “SE5”) en las que se simuló dicho sismo (Ramírez-Gaytan *et al.*, 2010).



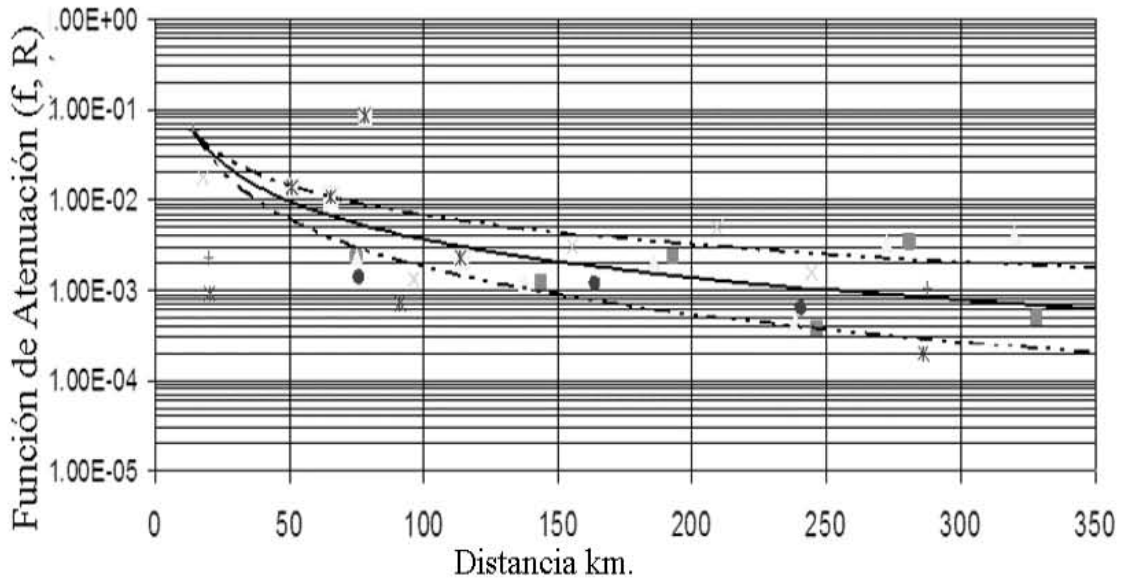
f = 0.4 Hz, Todos los Sismos



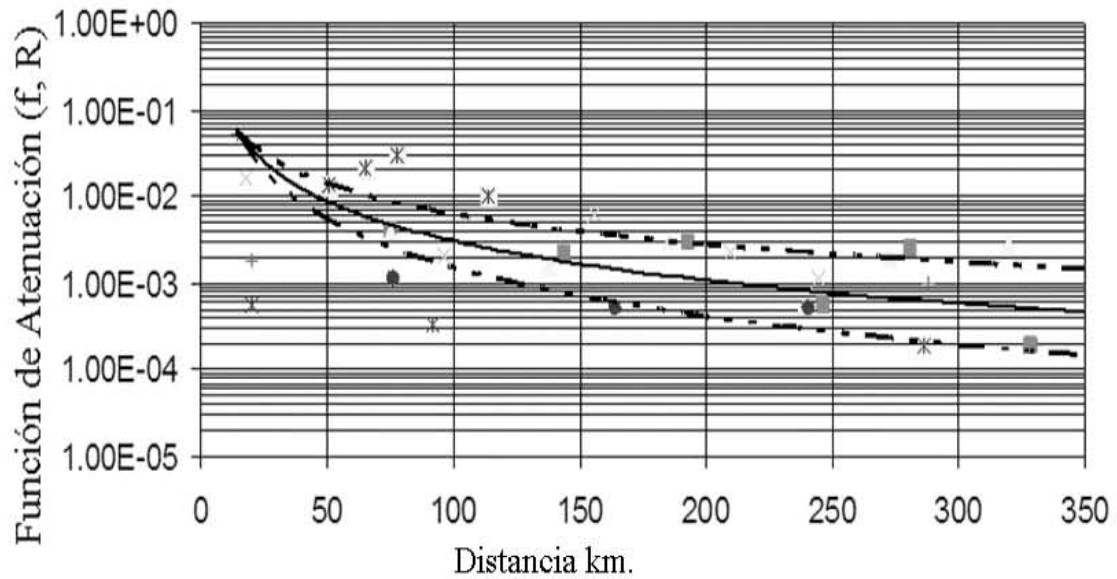
f = 0.5 Hz, Todos los Sismos



f = 0.6 Hz, Todos los Sismos



f = 1.0 Hz, Todos los Sismos



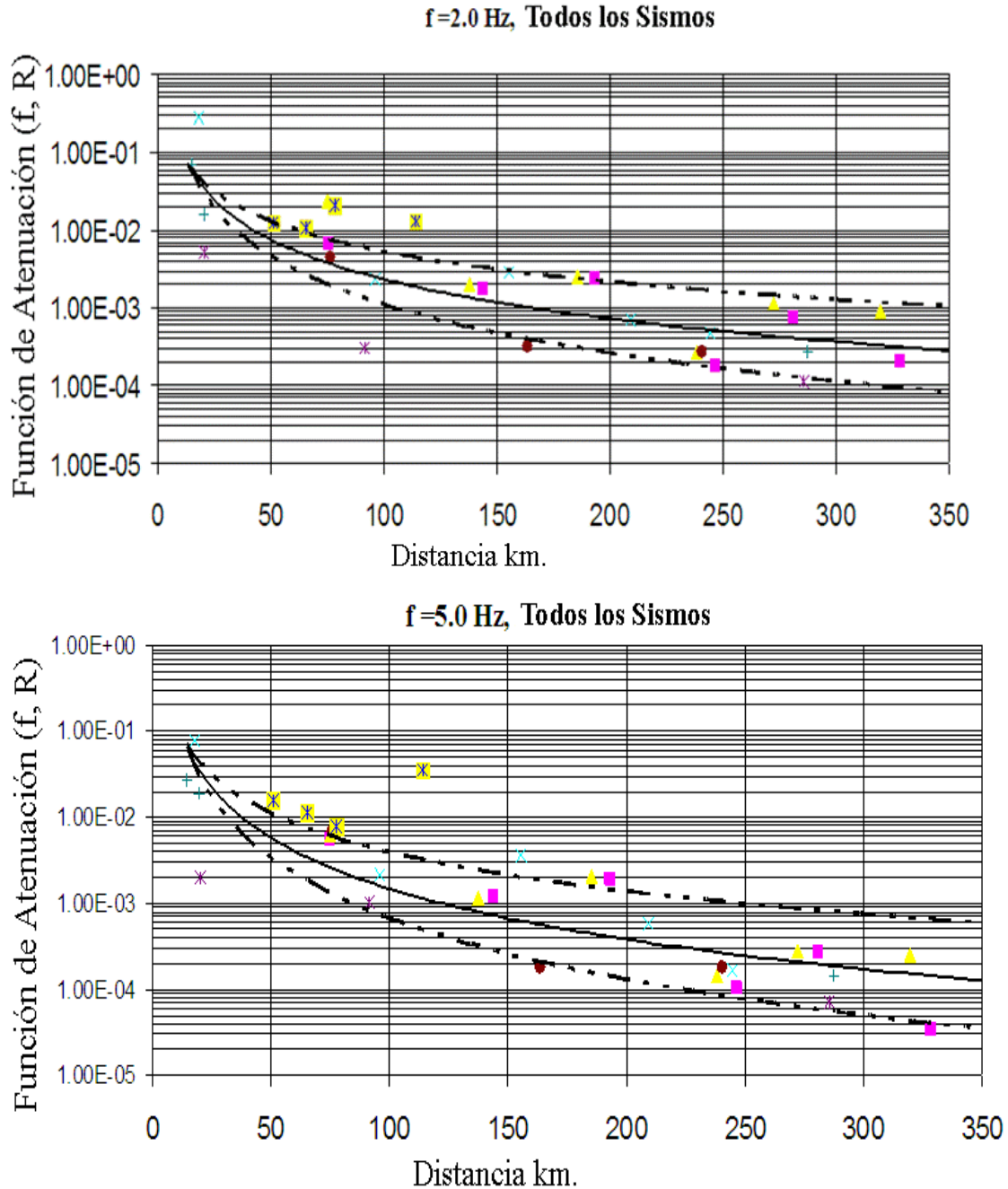


Figura IV.6. Función de Atenuación, en función de la distancia hipocentral R , para 8 frecuencias con su promedio y su desviación estándar.

Para los sismos de M 4.2 y M 4.5, se observa en la figura IV.6 que en las frecuencias de 0.2 y 0.3 con distancia del hipocentro de alrededor de 150km; hay una pequeña amplificación que se sale de las desviaciones estándar estimadas. Así como también se presentan algo similar en las frecuencias de 0.4, 0.5 y 1.0 Hz en las estaciones que está a más de 250 km de distancia del hipocentro. Sin embargo de manera general se observa que las amplificaciones se mantienen dentro del rango de las desviaciones estándar estimadas.

Por otro lado, para el caso del evento de Tecoman el sitio que está a 80 km del epicentro, se observa una amplificación importante hasta la frecuencia de 2.0 Hz lo que se podría atribuir a efectos de sitio mas locales. Sin embargo la estación para el sitio que está a 120 km de distancia muestra una amplificación importante a partir de la frecuencia de 2.0 Hz, lo que implicaría efectos de sitio regionales, pero para validar esta hipótesis hay que evaluar el efecto de sitio local.

IV.7 Resultados.

El valor de Q calculado para todos los eventos se obtuvo como la media de los componentes horizontales y dio lugar a $Q(f) = 106.90f^{0.73}$. Este valor en comparación con el determinado Ordaz *et al.* (1992) para el estado de Guerrero $Q(f) = 273f^{0.66}$ y con el resultado de Castro *et al.* (1990) obtenido $Q(f) = 278f^{0.92}$, se observa que el valor de Q para el estado de Michoacán es menor que la estimada para el estado de Guerrero. Sin embargo, Singh *et al.* (2007) realizan una estimación de Q que cruza el cinturón volcánico mexicano (CVM) en el centro de México y obtienen $Q(f) = 98f^{0.72}$ lo que es un valor de Q menor estimado que en este trabajo. Por otro lado Ottermöller *et al.* (2002) en su trabajo obtuvo $Q(f) = 238f^{0.48}$, para el CVM cerca del valle de México, mientras que Ortega *et al.* (2003) reporta para el CVM un $Q(f) = 110f^{0.66}$. De acuerdo con los resultados observados de estos autores queda claro que los valores de los parámetros estimados de Q no se pueden generalizar para todas las regiones del país, y que existe un gran cambio en la atenuación para sitios fuera y dentro del CVM. Nuestros resultados para el estado de Michoacán, se muestran contundentes, y confiables para la ingeniería sísmica de acuerdo con los estudios de varios colegas que han analizado la atenuación en sitios dentro del CVM. Por otro lado lo que sustenta más en nuestro análisis es que sólo se estudiaron los eventos registrados frente a las costas Michoacanas y con un arreglo temporal, casi perpendicular a la línea de costa. Se recomienda instalar una red permanente y bien distribuida dentro del estado de Michoacán.

IV.8 Referencias.

- Alejandro Ramirez-Gaytan, Jorge Aguirre y Ricardo Vazquez-Rosas (2010). "Simulation of accelerograms, peak ground acceleration and IMM for Tecoman earthquake of 21 January 2003", on high frequency range". Bulletin of the Seismological Society of America. Vol.100, No. 5A, pp 2163-2173 doi:10.1785/0120090053.USA.
- Anderson, J.N. and Hough, S.E., (1984). "A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies", Bulletin of the Seismological Society of America, 74, 1969-1993.
- Anderson, J. G., P. Bodin, J. N. Brune, S. K. Singh, R. Quaas, and M. Ofiate (1986). "Strong ground motion from the Michoacan, Mexico", earthquake, Science 233, 1043-1049.
- Astiz, L. and H. Kanamori (1984). "An earthquake doublet in Ometepec, Guerrero, Mexico", Phys.Earth. Planet. Interiors 34, 24-45.
- Astiz, L., H. Kanamori, and H. Eissler (1987). "Source characteristics of earthquakes in the Michoacan seismic gap in Mexico", Bulletin of the Seismological Society of America. 77, 1326-1346.
- Bard, P.-Y., M. Campillo, F. Nicollin, and F. J. Sanches-Sesma (1988). "A theoretical investigation of large and small-scale amplification effects in the Mexico City Valley", Earthquake Spectra 4, 609-634.
- Brillinger, D.R. and Preisler, H.K., (1984). "An exploratory analysis of the Joyner-Boore attenuation data", Bulletin of the Seismological Society of America, 74, 1441-1450.
- Brillinger, D.R. and Preisler, H.K., (1985). "Further analysis of the Joyner-Boore attenuation data", Bulletin of the Seismological Society of America, 75, 611-614.
- Bolt, B. A. (1973), "Duration of Strong Ground Motion", Proc. 5th World Conf. Earthq. Eng. 6-D, Paper No. 292. [Citado por Trifunac y Brady, 1975]
- Boore, D. M. and J. Boatwright (1984). "Average body-wave radiation coefficient, Bulletin of the Seismological Society of America, 74, 1615-1621.
- Bufaliza, M. (1984), "Atenuación de Intensidades Sísmicas con la Distancia en Sismos Mexicanos", Tesis de Maestría, pp Universidad Nacional Autónoma de México. 94 pp. [Citado por Singh *et al.*, 1988c].
- Campa, M.F. and Coney, P.J., (1983). "Tectono-stratigraphic terrains and mineral resource distributions in Mexico", Can. J. Earth Sci., 20(6), 1040-1051.
- Canas, J.A., Pujades, L. and Egozcue, J., (1988). "Atenuación anelástica Q y atenuación de las ondas Lg en la región Oaxaca-Chiapas del sur de México", Rev. Geofísica, 44(2), 129-134.
- Cárdenas, M., Chávez-García, F.J. and Gusev, A., (1997). "Regional amplification of ground motion in central Mexico. Results from coda length magnitude data and preliminary modeling", J. Seismol., 1(4), 341-355.

- Cárdenas, M., Núñez-Cornú F., Lermo, J., Córdoba, D. and González, A., (1998). “Seismic energy attenuation in the region between the coast of Guerrero and Mexico City: differences between paths along and perpendicular to the coast”, *Phys. Earth planet. Inter.*, 105(1), 47–57.
- Cárdenas, M., Lermo, J., y Núñez-Cornú, F. (1994), “Atenuación de la Energía Sísmica en el Graben de Colima”, *GEOS* 14(5), 112. [Citado por Cárdenas *et al.*, 1998].
- Cárdenas, M. and Chávez-García, F. J. (2003), “Regional Path Effects on Seismic Wave Propagation in Central Mexico”, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 93(3), 973-985. doi:10.1785/0120020083.
- Castro, R. R., Munguía, L., Rebollar, C. J., and Acosta, J. G. (1994), “A Comparative Analysis of the Quality Factor Q for the Regions of Guerrero and Oaxaca, Mexico”, *Geof. Int.* 33(3), 373-383.
- Castro, R.R. and Murguía, L., (1993). “Attenuation of P and S waves in the Oaxaca, Mexico, subduction zone”, *Phys. Earth planet. Inter.*, 76(3), 179–187.
- Castro, R.R. and Ruiz-Cruz, E., (2005). “Stochastic modeling of the 30 September 1999 Mw 7.5 earthquake, Oaxaca”, *Mexico, Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2259–2271.
- Castro, R.R., Anderson, J.G. and Singh, S.K., (1990). “Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero”, Mexico, subduction zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(6), 1481–1503
- Domínguez, T., Rebollar, C.J. and Castro, R.R., (1997). “Regional variations of seismic attenuation of Lg waves in southern Mexico”, *J. geophysics. Res.*, 102(B12), 27 501–27 509.
- Furumura, T. and Kennett, B.L.N., (1998). “On the nature of regional seismic phases-III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero”, *México earthquakes, Geophys. J. Int.*, 135(3), 1060–1084.
- Furumura, T. and Kennett, B.L.N., (2001). “Variations in regional phase propagation in the area around Japan”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(4), 667–682.
- Furumura, T. y Singh, S. K. (2002), “Regional Wave Propagation from Mexican Subduction Zone Earthquakes; the Attenuation Functions for Interplate and Inslab Events”, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 92(6), 2110-2125. doi:10.1785/0120010278.
- Furumura, T. and Singh, S.K., (2002). “Regional wave propagation from Mexican subduction zone earthquakes: the attenuation functions for interplate and inslab earthquakes”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2110–2125.
- Fukushima, Y. and Tanaka, T. (1990), “A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(4), 757-783.

- García, D., Singh, S. K., Herraiz, M., Ordaz, M., and Pacheco, J. F. (2005), "Inslab Earthquakes of Central Mexico: Peak Ground-Motion Parameters and Response Spectra", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 272-2282. doi:10.1785/0120050072.
- García, D. (2006). "Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos interplaca e intraslab en México Central", PhD thesis. Universidad Complutense de Madrid, Spain.
- García, D., Singh, S.K., Herraiz, M., Pacheco, J.F. and Ordaz, M., (2004). "Inslab earthquakes of Central Mexico: Q, source spectra, and stress drop", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(3), 789–802.
- Gutiérrez, C. and Singh, S.K., (1988). "Evidencias de amplificación de fases sísmicas hacia dentro del continente respecto a trayectorias a lo largo de la costa del Pacífico", en México, GEOS, 155.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979). "A moment magnitude scale", *J. Geophys. Res.*, 84,2348–50.
- Hanks, T. C. (1982). "fmax", *Bulletin of the Seismological Society of America*. 72, 1867-1879.
- Joyner, W. B., and Boore, D. M. (1981). "Peak horizontal acceleration and velocity from strongmotion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(6), 2011–2038
- Kanamori, H.,(1977) "Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, in Island Arcs", *Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins Maurice Ewing Ser.*, 1, edited by M. Talwani, and W. C. Pitman III, AGU, Washington, D. C., in press, 1977.
- Novelo, D.A. and Valdés, C.(2000). "Coda wave attenuation parallel and perpendicular to the Mexican Pacific coast", *J. South Am. Earth Sci.*, 13(4–5), 469–476.
- Singh, S.K., Iglesias, A., García, D., Pacheco, J.F. and Ordaz, M.,(2007b). "Q of Lg waves in the Central Mexican Volcanic Belt", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(4), 176–187.
- Singh, S. K., Mena, E., and Castro, R. (1988), "Some Aspects of Source Characteristics of the 19 September 1985 Michoacan Earthquake and Ground Motion Amplification in and Near Mexico City from Strong Motion Data", *Bulletin of the Seismological Society of America*. 78(2), 451-477.
- Singh, S. K., R. Apsel, J. Fried, and J. N. Brune (1982). "Spectral attenuation of SH waves along the Imperial fault", *Bulletin of the Seismological Society of America*. 72, 2003-2016.
- Ordaz, M. and Singh, S.K. (1992). "Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(1), 24–43.
- Ordaz, M., Jara, J. M., and Singh, S. K. (1989), "Riesgo Sísmico y Espectros de Diseño en el Estado de Guerrero", en Mem. VIII Congr. Nac. Ing. Sísmica, Acapulco, México, pp D40.D56.

- Ortega, R., R. B. Herrmann, and L. Quintanar (2003). "Earthquake groundmotion scaling in central Mexico", *Bulletin of the Seismological Society of America*. 93, 397–413.
- Otteñer, L., N. M. Shapiro, S. K. Singh, and J. F. Pacheco (2002). "Lateral variation of Lg wave propagation in southern Mexico", *J. Geophys. Res.* 107, no. B1, 2008, 10.1029/2001JB000206.
- Pardo, M. and Suarez, G., (1995). "Shape of subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications", *geophys. Res.*, 100, 12 357–12 37
- Yamamoto, J., L. Quintanar, R. B. Herrmann, and C. Fuentes (1997). "Lateral variations of Lg coda Q in southern Mexico", *Pageoph* 149, 575–599.
- Youngs, R. and K. Coppersmith (1985). "Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic hazard estimates", *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 75, pp. 939-964.
- Youngs, R.R., S.J. Chiou, W.J. Silva, and J.R. Humphrey (1997). "Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes", *Seism. Res. Letts.*, v. 68, no. 1, pp. 58-73.
- Valdés, C., Novelo, D. and Meyer, R.P., (1987). "Contrast in coda Q parallel and perpendicular to the Mexican Pacific coast", *EOS*, 68(44), 1362.
- Valdés, C., (1993). "Seismic Structure, Scaling, Seismic Attenuation, and Gaps, Using Aftershocks from the Major 1979 Petatlán (Ms=7.6) Earthquake", PhD thesis. University of Wisconsin-Madison, USA.
- Vázquez Rosas, Ricardo, Aguirre González Jorge, Mijares A. Horacio, Alejandro Ramirez Gaytan. (2011) "Estimacion de la atenuacion del movimiento fuerte del terreno en el estado de Michoacán" *Memorias del XVIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Aguascalientes, México (en extenso). Tema 1, 1-28.
- Vázquez Rosas, R., Aguirre, J.; Mijares Arellano, H. (2009). "Study of Spectral Attenuation Laws of Seismic Waves for Michoacán state", *México American Geophysical Union, Fall Meeting (2009)*, abstract #S41B-1918

V. EFECTO DE SITIO.

V.1 Estudio de microtremores.

A partir de 1950 aparecen investigaciones y metodologías lideradas por los japoneses sobre la utilización de los microtremores para el estudio de las propiedades dinámicas del suelo. La primera metodología de análisis fue propuesta por Kanai (1954). Posteriormente Aki (1957) y Kagami *et al.* (1982), entre otros, han realizado investigaciones sobre la naturaleza de los microtremores y han desarrollado o mejorado las técnicas y metodologías para sus aplicaciones. Sin embargo, la idea original de Kanai y sus colegas en la década de los 50, era errónea en cuanto al origen e interpretación de los microtremores (Bard, 1998).

Los microtremores también se conocen como microsismos, ruido sísmico de fondo, oscilaciones omnipresentes o microtrepidaciones. Su definición es variada; desde vibraciones en la superficie debidas a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo, y que se propagan en todas direcciones con la misma energía; como una superposición de ondas superficiales, que constituyen un campo estacionario y homogéneo. De una manera más generalizada Aguirre González *et al.* (2001) mencionan que el ruido ambiental es generado por fuentes naturales y culturales, como el tráfico o la actividad humana.

Nakamura (1989) y Konno (1996) han propuesto metodologías y diversos ensayos de campo para el análisis e interpretación de los microtremores. La metodología de Nakamura permite estimar el periodo dominante del terreno y se ha aplicado ampliamente en todo el mundo como parte de muchos estudios de microzonificación sísmica, por dos razones: Su costo es relativamente económico ya que sólo utiliza una estación, no requiere la generación artificial de fuentes y tampoco se tiene que esperar la ocurrencia de un sismo para poder caracterizar un sitio.

Según Lay and Wallace (1995) las fuentes primarias de ondas sísmicas han sido clasificadas en tres tipos: internas, externas y mixtas. Las fuentes más comunes, que involucran procesos de interés relacionados con las ciencias de la tierra, se listan en la tabla V.1.

Tabla V.1. Fuentes primarias de ondas sísmicas.

<i>Internas</i>	<i>Externas</i>	<i>Mixtas</i>
Fallas sísmicas	Vientos, presión atmosférica	Erupciones volcánicas
Explosiones internas	Oleaje y mareas	Deslizamientos
Flujo hidrológico	Ruido cultural (tráfico, trenes)	Avalanchas
Movimientos del magma	Impacto de meteoritos	
Explotación minera subterránea	Explotación minera superficial	
	Lanzamiento de cohetes	
	Aterrizaje y decolaje de aviones	
Con modificaciones a partir de Lay and Wallace (1995)		

La diversidad de fuentes mostradas en la tabla (V.1) sugiere que tanto los depósitos de suelo como las rocas están sujetos permanentemente a vibraciones.

Dichas vibraciones pueden clasificarse en: (1) naturales: inducidas por cambios de presión atmosférica, tormentas, oleaje y, (2) artificiales: generadas por plantas de energía, voladuras en canteras, tráfico automotor, trenes, etc. Las primeras de periodos relativamente largos - entre 2 y 3 segundos – son conocidas como microsismos¹⁸, mientras que las segundas que generan ondas de periodo corto han sido llamadas microtremores (Nakamura, 1989).

En este sentido las vibraciones aleatorias inducidas a las masas de suelo y roca son conocidas como microtremores. Kanai y Tanaka (1961) las definieron como vibraciones de suelo con amplitudes entre 0.1 y 1 micrones y con periodos entre 0.05 y 2 s, causados por eventos artificiales como el tráfico, maquinaria industrial y otros.

El término microtremores corresponde a una traducción del inglés de *microtremor* pero también son conocidas como vibraciones ambientales o microtremores entre otras. En este trabajo se utilizará el término microtremores.

V.2 Naturaleza de los Microtremores.

La naturaleza de los microtremores ha sido objeto tanto de investigaciones teóricas como aplicadas. Estas se han incluido en el desarrollo de diversas mediciones de campo para investigar los tipos de ondas que las componen, así como simulaciones numéricas de propagación del ruido en modelos geológicos simplificados. Aún no hay un consenso al respecto, se ha considerado que los microtremores están compuestos principalmente por ondas de superficie dispersas o que están compuestos por ondas Rayleigh.

Aki (1957) analizó los microtremores estadísticamente en el espacio y en el tiempo como ondas estocásticas estacionarias y las consideró como ondas de superficie dispersas.

Akamatsu (1961) y Nogoshi e Igarashi (1970, 1971) también consideraron que los microtremores se componen principalmente de ondas superficiales.

Kanai y Tanaka (1961) consideraron que las amplificaciones de los microtremores en capas del subsuelo se deben a múltiples reflexiones de ondas S incidentes verticalmente, en forma similar a los movimientos fuertes. Después de detallados estudios de microtremores Allam (1967) concluyó que los microtremores podrían ser explicados como ondas Love y Rayleigh en los sitios donde las interfaces entre los estratos de suelo están claramente definidas.

Udwadia y Trifunac (1973) mostraron la existencia de movimiento vertical en los microtremores que puede ser explicado por la multi-reflexión de las ondas SH en las capas de subsuelo. Sin embargo Udwadia y Trifunac (1974) mostraron la posible aplicabilidad de los microtremores en un área donde se encuentra resonancia fuerte durante movimientos sísmicos (según Giraldo *et al.*, 1999).

Con base en mediciones de campo y análisis de dispersión de velocidades, Horike (1985) postuló que las componentes verticales de los microtremores consisten de ondas Rayleigh.

Gutiérrez y Singh (1992) observaron además que la amplitud espectral dependía claramente de la hora de medición, relacionada con la cantidad de tráfico vehicular. Esta observación también fue

hecha por Lermo *et al.* (1998). Lermo (1992) observó una gran dependencia entre la amplitud espectral, el periodo dominante y la estratigrafía de la cuenca de México.

Chávez-García *et al.* (1994) mencionan que los registros de microtremores, o vibración ambiental, son útiles para la estimación del efecto de sitio cuando este es muy marcado y en la banda de bajas frecuencias.

Field (1994) define los microtremores como oscilaciones omnipresentes de baja amplitud originadas por perturbaciones oceánicas, atmosféricas y culturales y que, para el caso de las ciudades, su origen se asocia más con el ruido cultural.

Toshinawa *et al.* (1994) anotaron que los problemas entre la teoría y la práctica en relación con el estudio de los microtremores se debe a que las ondas inducidas provienen de muchas clases de fuentes desconocidas.

Ohmachi y Umezono (1998) encontraron que la proporción de ondas Rayleigh en las microtremores varía entre el 10 y el 90% entre diferentes lugares según la hora del día, y que la proporción más frecuente es 40%.

Chávez-García y Cuenca (1998) especifican que los microtremores son una herramienta confiable para completar información acerca de la respuesta de sitio, cuando los datos de terremotos o eventos sísmicos son escasos o difíciles de adquirir.

Bard (1998) menciona algunas de las ventajas del uso de registros de microtremores: a) que pueden ser medidos casi en cualquier momento y en cualquier lugar, b) que los instrumentos para su medición y análisis son simples y c) que su medición no genera problemas ambientales.

En cuanto a las fuentes que producen los microtremores señala que:

- A periodos largos (por debajo de 0.3 a 0.5 Hz) son causados por las ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias, y es posible encontrar buena correlación de los microtremores en estos periodos con condiciones meteorológicas de gran escala en el entorno,

- A periodos intermedios (entre 0.3-0.5 Hz y 1 Hz) los microtremores son generados por las olas del mar cercanas a las costas, por lo que su estabilidad es significativamente menor,

- Para periodos más cortos (frecuencias mayores que 1Hz), las fuentes de los microtremores están ligadas a la actividad humana.

Así mismo, la gran cantidad de trabajos que analizan registros de microtremores con el fin de estimar los efectos de sitio, han reportado similitud con los resultados obtenidos a partir de registros de eventos sísmicos, (Gutiérrez y Shing 1992; Lermo, 1998).

Pero también hay quien en algunos casos no encuentra buena similitud con los resultados justamente por la diferencia en las propiedades de las fuentes generadoras, de los trayectos de las ondas y de que los microsismos dependen del tiempo y del sitio donde se registran (Asten, 1978; Bard, 1998). No obstante, los registros de microtremores pueden ser útiles si se analizan con mucha cautela y se analizan a gran detalle, considerando también sus recomendaciones para las mediciones en campo.

V.3 Metodologías para la medición del efecto de sitio.

La primera metodología propuesta para el estudio y uso de los microtremores fue la de Kanai y Tanaka en 1954 y posteriormente la de Aki (1957). Posteriormente se han desarrollado y aplicado metodologías para el análisis de los microtremores que buscan la determinación de parámetros los dinámicos del suelo. Entre las más investigadas están el periodo fundamental del suelo y su factor de amplificación, así como la determinación de la profundidad del basamento y las velocidades de la onda S.

Estas metodologías se pueden clasificar en tres según el número de estaciones de observación involucradas en los análisis: Método 1. Observación con arreglos de sensores y registro simultáneo. Método 2. Observación con una estación de referencia en roca. Método 3. Observaciones con una sola estación (usando una componente o tres componentes del movimiento).

La metodología propuesta (Kanai y Tanaka, 1954) consistía de la construcción de curvas de distribución de periodos determinados según el método de *Zero Crossing* a partir de registros de vibración ambiental tomados con un sensor horizontal:

Zero crossing. Para determinar periodos directamente de los registros medidos se mide la duración entre dos puntos adyacentes que cruzan la línea cero, ya que esa cantidad medida corresponde a la mitad del periodo, luego se multiplica por un factor de 2.

Curva de distribución. Con base en los periodos obtenidos por el método de Zero crossing, se elabora un histograma del número de ocurrencias para cada intervalo de valores de periodo.

A partir de la curva de distribución Kanai & Tanaka (1954) propusieron dos métodos para clasificar los suelos con el empleo de dos ábacos: uno donde se relacionan los periodos promedio con los periodos mayores en segundos y el otro, que relaciona periodo predominante, en segundos, con las amplitudes mayores, en micrones. Ambos permitían clasificar los suelos en 4 categorías según la siguiente tabla:

Tabla V.2. Clasificación de los suelos según la metodología de Kanai (1954).

Tipo de suelo	Descripción
I	Roca, grava arenosa dura, suelos duros del terciario o más antiguos.
II	Grava arenosa, arcilla dura arenosa, suelo diluvial o aluvial gravoso con espesor de 5 m o más.
III	Suelo aluvial con espesor de 5 m o más.
IV	Suelo aluvial de depósitos blandos, lodo o semejante con profundidad de 30m. o más, terrenos recuperados de pantanos etc.

Kanai y Tanaka (1961) compararon los resultados de periodos predominantes a partir de registros de microtremores y movimiento sísmico fuerte, concluyendo que el periodo predominante de un

movimiento sísmico está bastante relacionado con el periodo de los microtemores, y que también en la relación de la curva de distribución del periodo de los microtemores tiene mas de dos picos, estos en la mayoría de los casos coincide claramente con los picos que se presentan en los movimientos sísmicos.

Kanai y Tanaka (1961) llevaron a cabo observaciones simultáneas de microtemores a diferentes profundidades en perforaciones en varios tipos de suelos y concluyeron que:

- La distribución de periodos varía con la profundidad.
- La variación de la distribución de amplitudes con la profundidad no es simple.
- El registro de microtemores en superficie permite obtener el periodo de resonancia que se obtiene con el sismo.

Las condiciones mínimas para que se determine el periodo predominante del terreno establecidas por Kanai (1957) se enuncian a continuación:

- (1) Cuando el suelo está formado por un sólo estrato la respuesta espectral del suelo tiene un solo pico predominante.
- (2) En el caso de capas múltiples estratificadas la respuesta espectral de las amplitudes en superficie es muy irregular y el valor del pico no es tan grande como en el caso de un único estrato.
- (3) En algunas circunstancias particulares, cuando todas las ondas reflejadas en cada interfase que arriban a la superficie libre están en la misma fase, la amplitud superficial crece a un valor extremadamente alto.
- (4) Es probable que amplitudes de vibración muy grandes aparezcan en superficie, aún si un medio rígido existe en el estrato superficial o en uno intermedio.
- (5) En muchos casos, el periodo predominante de vibración coincide con el periodo natural del estrato más alto.

Estudios posteriores a Kanai y Tanaka (1961), indicaron que la amplitud de los registros de microtemores obtenidas durante el día eran entre 2 y 10 veces más grandes que aquéllas obtenidas durante la noche, lo que muestra que las amplitudes de los microtemores son fuertemente dependientes de las fuentes de vibración artificial alrededor del punto de medición, y que los periodos no varían sustancialmente con el tiempo y dependen mayormente de las propiedades dinámicas del suelo.

Adicionalmente Kanai y Tanaka (1961) efectuaron mediciones de los microtemores en superficie y a diferentes profundidades, encontrando que la relación de las curvas de distribución de periodos obtenidas en la superficie del terreno y a diversas profundidades mantenía los rangos de periodos predominantes obtenidos en cada una las respectivas curvas por separado.

V.4 Observación de microtemores en arreglos instrumentales.

La observación de los microtemores a través de arreglos Instrumentales ha sido desarrollada para conocer la estructura del subsuelo y la naturaleza de la propagación de las microtemores. Los trabajos pioneros fueron los de Aki (1957), Toksöz (1964) y Lacoss *et al.* (1969).

Esta metodología consiste en la instalación de varios sensores tanto en depósitos como en roca, lo cual supone que en los análisis se pueden eliminar los efectos de fuente y de trayecto.

Por otro lado, Bard (1998) menciona a varios autores que ayudaron a cambiar las ideas sobre el uso de los microtemores registrados en una sola estación, y que propusieron técnicas (Método de Autocorrelación Espacial); SPAC; el de Análisis Espectral Frecuencia-Número de Onda: F-k análisis) para el análisis de ruido, que suponen con mayor contenido de ondas superficiales en el registro. También cita un estudio acerca de temores volcánicos, en el que se encontró que éstos están conformados por un 70% de ondas Love y un 30% de ondas Rayleigh. De este modo, el autor concluye que si los temores volcánicos tienen su origen a mayor profundidad que los microtemores, es lógico que estos últimos tengan un contenido mayor de ondas superficiales.

Por otro lado Yamamoto (1998) describe una modificación del método de autocorrelación espacial para estimar la dispersión de las ondas Rayleigh a partir del componente vertical de los registros de microtemores y, la dispersión de las ondas Love a partir de las componentes horizontales. Hace mención de que si se aplican los dos efectos de ondas (Rayleigh y Love) se puede estimar con mayor exactitud la estructura de velocidades de ondas S.

Morikawa *et al.* (1998) consideran que uno de los mayores problemas del método SPAC, es el número de estaciones requeridas por Aki (1957). Por lo que proponen una modificación de dicho método, utilizando solamente dos estaciones. Basándose en el hecho de que Aki (1957), solo calcula las correlaciones entre dos estaciones, ellos comparan los resultados con el método SPAC tradicional y el método de frecuencia número de onda mejor conocido como f-k. Concluyen que con los dos métodos se obtuvieron resultados similares ya que las diferencias se pueden deber más a la naturaleza de los microtemores que al método utilizado en su análisis.

Por otro lado los arreglos de los microtemores, que además de permitirnos obtener mapas de Microzonificación, nos permiten hacer una determinación de la estructura de velocidades.

Los pioneros de los trabajos de determinación de estructura de velocidades usando microtemores fueron los llevados a cabo por Aki (1957), Toksoz (1964), y Lacoss *et al.* (1969). Sus métodos de estimación de estructura de velocidades fueron usando la inversión de la curva de dispersión de velocidad de fase de las ondas superficiales que fueron obtenidas con los microtemores.

Por otro lado Asten y Henstridge (1984), Horike (1985), y Matsushima y Okada (1996) han utilizado la resolución de la determinación de la velocidad de fase que usa observaciones de las series de microtemores en cuencas sedimentarias aplicando el análisis de frecuencia-Número de Onda (f-k) (Capón, 1969).

Aki (1957) dio las bases teóricas del coeficiente de autocorrelación espacial definido para los datos de microtemores y desarrollando el método de SPAC. Invirtiendo la curva de dispersión de velocidad de fase de las ondas superficiales contenidas en los microtemores usando especialmente arreglos circulares.

Henstridge (1979) también introduce la pequeña relación entre el coeficiente de correlación espacial y el modo-fundamental de las ondas Rayleigh. Okada *et al.* (1990), Matsuoka *et al.* (1996), y Okada

(1998) han extendido exploraciones del método SPAC. Por lo que este método ha ido revolucionado su aplicación y ha sido empleado a lo largo de varios tipos de estudios.

Horike (1985) realizó observaciones de microtremores usando un arreglo de sismómetros verticales y obtuvo la dispersión de la velocidad de fase por análisis f-k. Con el método de la inversión generalizada determinó la estructura de las ondas S usando las dispersiones de la velocidad de fase postulando que las componentes verticales de los microtremores consisten de ondas Rayleigh. De esta manera obtuvo modelos de la estructura en dos sitios coincidiendo bien con los obtenidos por otros parámetros geotécnicos medidos in situ. En su análisis usó el rango de las frecuencias entre 0.5 y 2.5 Hz y los modelos de estructura fueron determinados desde la superficie hasta profundidades de varios cientos de metros (en Giraldo *et al.*, 1999). Matsushima y Okada (1990) aplicaron un método similar para determinar la estructura profunda en el Valle de Hokkaido, Japón, y obtuvieron una buena correlación con los datos de gravimetría. Esta técnica ha sido aplicada con microtremores de alta frecuencia en estructuras superficiales (p.e. Sato *et al.*, 1991; Tokimatsu *et al.*, 1994).

Horike (1993) resumió las ventajas de este método en la siguiente forma:

1. Se determina bien la velocidad de fase de ondas superficiales por el método f-k, por una clara separación de las ondas internas.
2. Se determina bien un modelo de estructura profunda de velocidad de ondas S, mejor que con otros estudios geotécnicos convencionales.
3. Este método es aplicable igualmente en áreas urbanas donde otras mediciones geotécnicas son difíciles de llevar a cabo.

V.5 Observación con respecto a la relación espectral con un sitio de referencia.

De igual forma que se hace con los movimientos fuertes y débiles, esta metodología busca compensar los efectos de fuente y trayectoria. Esta comparación supone que las ondas sísmicas no sufren los efectos de amplificación en roca o que éstas pueden ser despreciables.

Esta metodología requiere de un sitio de referencia óptimo en cercanías de la ciudad (o en cercanías del sitio de medición). El procedimiento más común, introducido por Borchardt (1970), es dividir el espectro observado en el sitio en cuestión por el espectro en un sitio de referencia. Si los dos sitios tienen efectos similares de fuente, trayectoria y en el sitio de referencia hay una respuesta de sitio despreciable, el cociente espectral resultante corresponde a una estimación del efecto de sitio.

Como Aki (1988) indicó, que no es fácil compensar el factor de la fuente, porque en un área urbana las fuentes de microtremores de alta frecuencia (> 1 Hz) generalmente están distribuidas por todas partes. En cambio las fuentes de microtremores de baja frecuencia (< 1 Hz) de microtremores, han sido atribuidas a gentes naturales como olas oceánicas y tienen menor variabilidad espacial.

Otah *et al.* (1978) encontraron que los cambios sistemáticos de frecuencia del pico están asociados con el espesor del estrato que subyace a la roca firme. En cambio Kagami *et al.* (1982) no encontraron frecuencias dominantes claras, pero sí importantes correlaciones entre las amplitudes espectrales y el espesor de valles sedimentarios.

El método de la relación espectral fue aplicado con éxito en Flushing Meadows, Nueva York, por Field *et al.* (1990) y en el área de Bahía de San Francisco por Akamatsu *et al.* (1991), Dravinski *et al.* (1991) y Seo *et al.* (1991).

Seo (1992) y Gutiérrez y Singh (1992) encontraron diferencias entre las amplitudes de las relaciones espectrales calculadas a partir de registros de movimiento fuerte y de microtemores.

V.6 Observaciones con una sola estación (1 o 3 componentes).

En términos de costos este es el más barato de los tres métodos, no sólo porque sólo usa un sensor (de tres componentes), sino por que no requiere un sitio de referencia, que a veces puede no existir en cercanías de entornos urbanos sobre llanuras sedimentarias (p.e. New Madrid, Field y Jacob, 1995; y área de Yun-Chia-Nan, Huang y Wu, 1998). Este es el caso de diferentes ciudades del Estado de Michoacán.

Nakamura (1989) introdujo una metodología basada en que la relación espectral entre las componentes horizontales y la vertical, registradas en un mismo sitio, podían considerarse como la pseudo-función de transferencia del suelo.

Como se verá mas adelante, esta función de transferencia está relacionada con la función de transferencia de las ondas SH. Konno (1996) y Ohmachi y Umezono (1998) con base en argumentación teórica sobre la naturaleza de los microtemores han presentado una modificación a la metodología de Nakamura, basados en argumentación teórica sobre la influencia de las ondas Rayleigh en los microtemores y en especial, en el cociente espectral H/V. Por su parte Vázquez-Rosas *et al.* (2011), a realizado una comparación de la relación espectral H/V con las curvas de elipticidad de ondas Rayleigh y con la función de transferencia de las ondas SH, a partir de registros de microtemores utilizando 1 y 3 estaciones en la que encuentra una buena concordancia de la curva de elipticidad respecto a la función de transferencia y el cociente H/V para el periodo dominante.

Tokeshi *et al.* (1996) propusieron una metodología que usa las componentes horizontales de las microtemores. Proponen que en las curvas de espectros de fases, el punto de intersección donde la frecuencia más baja (de la curva) cruza el eje de las frecuencias (abscisas) puede ser usado para estimar la frecuencia fundamental de resonancia de las ondas SH. Sus resultados muestran una coincidencia con la frecuencia fundamental de resonancia de las ondas SH.

V.7 Microzonificación sísmica.

La microzonificación sísmica, consiste en la división de un territorio urbano en microzonas geográficas, donde se pronostican comportamientos diferentes ante la ocurrencia de un sismo fuerte. Estos mapas constituyen un elemento esencial para la reducción del riesgo sísmico, ya que permiten seleccionar los sitios más seguros para la construcción de las nuevas edificaciones, o bien tomar las debidas precauciones para prevenir el colapso de las construcciones si es necesario que estas se ubiquen en sitios expuestos a un considerable peligro sísmico.

Estas investigaciones son obligatorias en las zonas de alta peligrosidad y sus resultados se incluyen en los documentos normativos de muchos países, entre los que se destaca México. En la última

década, estos trabajos se han realizado también, en grandes ciudades ubicadas en las zonas de baja y moderada sismicidad. Esto se debe a que los elementos sometidos a riesgo, pueden ser altamente costosos y vulnerables y las consecuencias de un sismo de moderada intensidad, podrían ocasionar desastres de gran envergadura, con impacto negativo en el medio ambiente natural, construido y socioeconómico.

En el trabajo, se abordan aspectos relativos sobre la metodología utilizada para la microzonificación sísmica y se muestran algunos resultados obtenidos para ciudades importantes del estado de Michoacán. También se analizan las limitaciones de dichos resultados y las acciones que deberán ser acometidas en el futuro, para que los mismos sean de mayor utilidad para los Ingenieros de la construcción. De esta forma, se podrá asegurar el desarrollo sostenible de las ciudades sometidas a estas amenazas naturales, con la introducción de medidas para la prevención y mitigación del riesgo.

De acuerdo con lo mencionado párrafos anteriores tenemos que el estado de Michoacán forma parte de una de las zonas sísmo genéticas mas importantes como se observa en la regionalización sísmica del estado. Tomando en cuenta esto, dentro del estado se han realizado 7 microzonificaciones sísmicas (ver figura V.1), en algunas de las ciudades mas importantes del estado considerando también que estos datos sean una gran contribución para mejorar el reglamento de construcciones del estado de Michoacán.

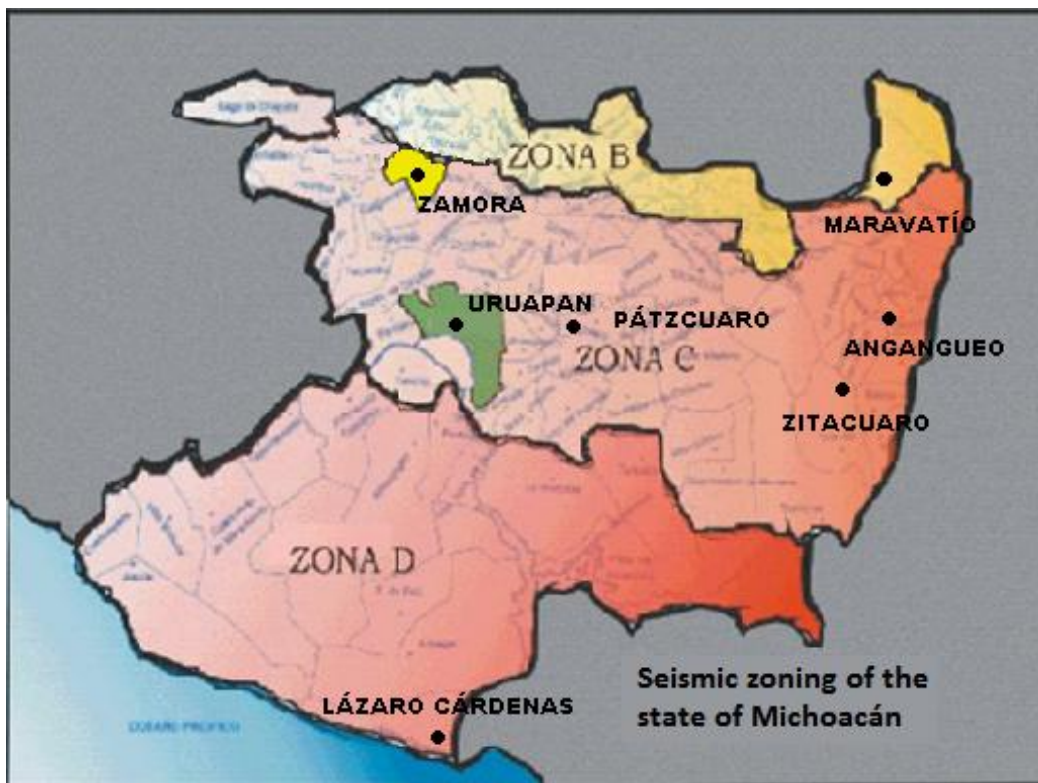


Figura V.1 Regionalización sísmica del estado de Michoacán, por diferente tipo de suelo, muestra los sitios en los que se han realizado las microzonificaciones.

Estas microzonificaciones se realizaron mediante la determinación de los cocientes espectrales H/V propuesto por Nakamura en (1989). Éste es un método para aproximarse a la estimación del efecto de sitio lo que él llamó en su trabajo “las características dinámicas del suelo” a partir de registros de

microtremores. Esta metodología por su fácil adquisición, ha sido una de las más utilizadas en diferentes partes del mundo.

Para estos trabajos en específico la componente horizontal (H) se considera la suma vectorial de las dos componentes Horizontales (NS y EW). De esta forma los cocientes de H/V se calculan como:

$$\frac{H}{V} = \frac{\sqrt{(NS(w))^2 + (EW(w))^2}}{V(w)} \quad (\text{V.1}).$$

Una vez definido la determinación de los cocientes espectrales, es importante resaltar que en todos los trabajos de campo llevado a cabo en las diferentes ciudades del estado de Michoacán, con la finalidad de evaluar el efecto de sitio en las diferentes ciudades de estudio con la finalidad de obtener el periodo dominante de los suelos, ya que conociéndolo se pueden realizar evaluaciones tempranas de las construcciones existentes antes de que ocurra un sismo de magnitud considerable, y por otro lado, evitar la construcción de edificaciones que puedan tener periodos similares a los del sitio y evitando así, el fenómeno de resonancia.

Para estos estudios se utilizaron sensores de velocidad Guralp de 40s. Así como también se utilizaron gps para la ubicación de los puntos a estudiar en las distintas ciudades. En estos estudios se aplicaron las tres técnicas para estudiar el efecto de sitio, mencionadas anteriormente. A continuación solo se muestran los resultados de las microzonificaciones realizadas en 7 ciudades por razones prácticas.

V.8 Microzonificaciones sísmicas en Michoacán.

A. Microzonificación sísmica de la ciudad de Uruapan, Michoacán.

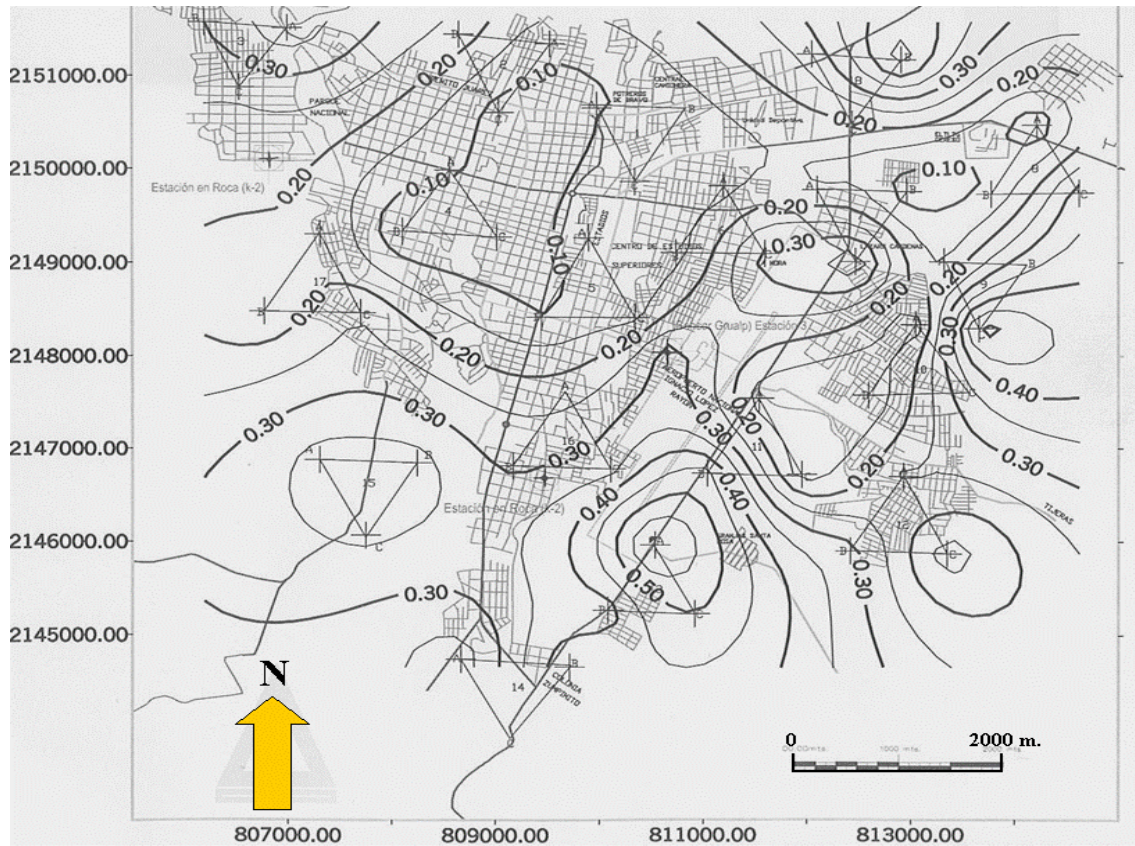


Figura V.2. Mapa de isoperodos para la ciudad de Uruapan, Michoacán. Los contornos están dados en segundos, y las acotaciones de los ejes verticales y horizontales están en metros, coordenadas UTM.

Para la ciudad de Uruapan se realizaron mediciones de microtremores usando sensores Guralp de banda ancha. De acuerdo a las dimensiones de la ciudad se propusieron 18 arreglos en forma de triángulos equiláteros, procurando cubrir toda la ciudad, y al mismo tiempo tener el mayor número de registros posible. Se instalaron también dos acelerómetros K2 que se ubicaron: en dos tipos de suelo, uno en roca y otro en suelo blando. Ambos operando durante un mes. En ese tiempo se logró registrar un evento sísmico (21-01-2003) que fue de apoyo para este trabajo de investigación. Con estos registros se calcularon los cocientes espectrales (H/V) y funciones de transferencia entre la estación en suelo blando y la estación en roca. Una vez procesados los resultados de los cocientes espectrales de microtremores y los cocientes espectrales del evento, junto con la función de transferencia de Fourier de dicho evento, se pudieron observar las frecuencia pico en los cocientes espectrales de microtremores alrededor de $f = 4.8$ Hz, y periodos máximos de alrededor de $T = 0.6$ s. y un mínimo de $T = 0.10$ s. Con estos valores de frecuencias y de periodos se elaboro la propuesta de Microzonificación sísmica de la ciudad de Uruapan Michoacán (Figura V.2) con el fin de que este mapa pueda servir de base para estudios de riesgo sísmico así como apoyo para la elaboración o actualización del reglamento de construcción.

B. Microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora, Michoacán.

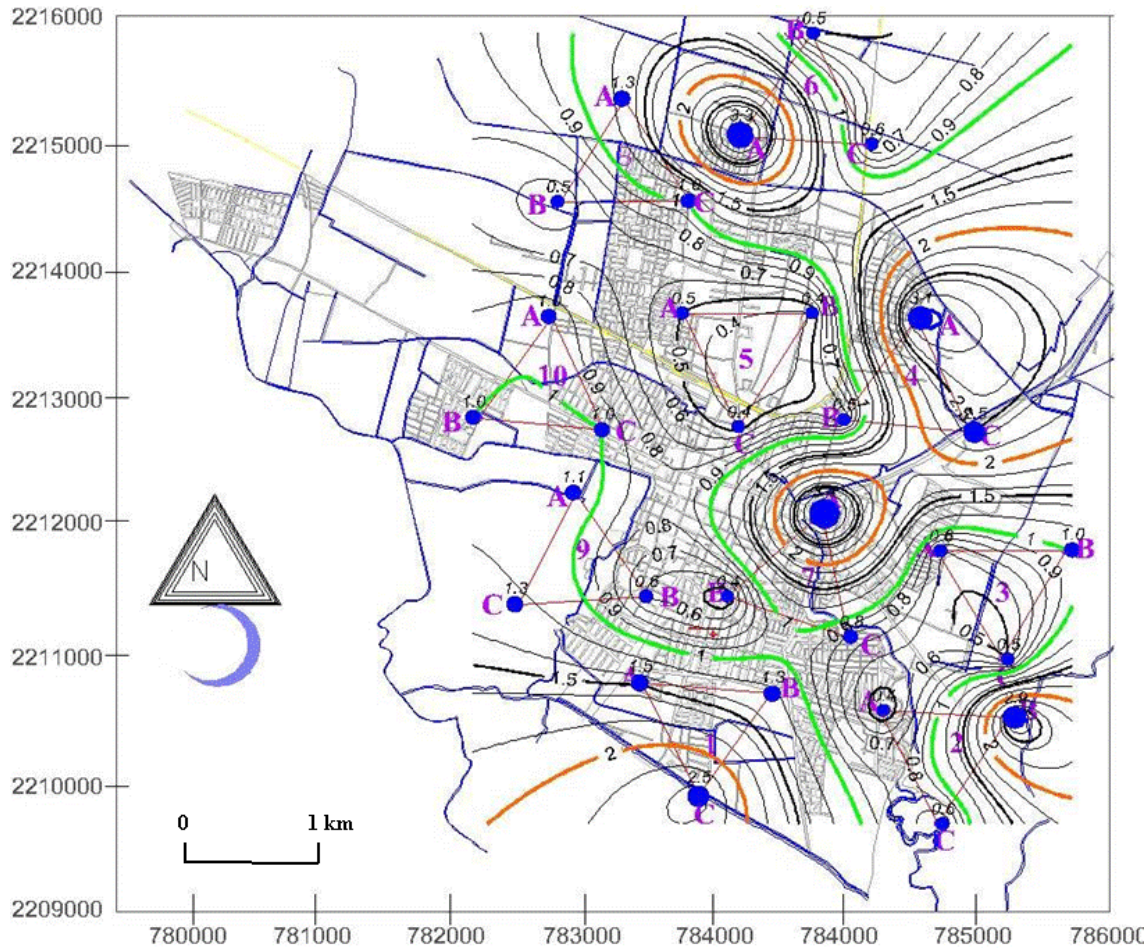


Figura V.3. Mapa de isoperiodos de la Ciudad de Zamora, Michoacán. Los contornos están dados en segundos, y las acotaciones de los ejes verticales y horizontales están en metros, coordenadas UTM.

Para la ciudad de Zamora se realizaron mediciones de microtemores usando sensores Guralp de banda ancha. De acuerdo a las dimensiones de la ciudad se propusieron 10 arreglos en forma de triángulos equiláteros de 1 km de distancia entre sus vértices, procurando cubrir toda la ciudad, y al mismo tiempo tener el mayor número de registros posible. Se instalaron también dos acelerómetros K2 que se ubicaron: uno en roca y otro en suelo blando. Estos acelerómetros se quedaron instalados durante un mes.

Usando los registros de microtemores en 30 sitios de la ciudad de Zamora se estimaron los cocientes espectrales H/V y se construyó el mapa de isoperiodos. Los valores obtenidos de los periodos fundamentales oscilan entre $T = 0.5$ s y $T = 3$ s. Con estos valores de frecuencias y de periodos se elaboró la propuesta de Microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora Michoacán que se muestra en la figura (V.3). Para tener una mejor robustez en los resultados es necesario compararlos con datos de aceleración de un evento sísmico. Sin embargo no se logró registrar ningún un evento sísmico en la estaciones acelerograficas durante el mes que permanecieron instaladas.

C. Microzonificación sísmica de la ciudad de Maravatio, Michoacán.

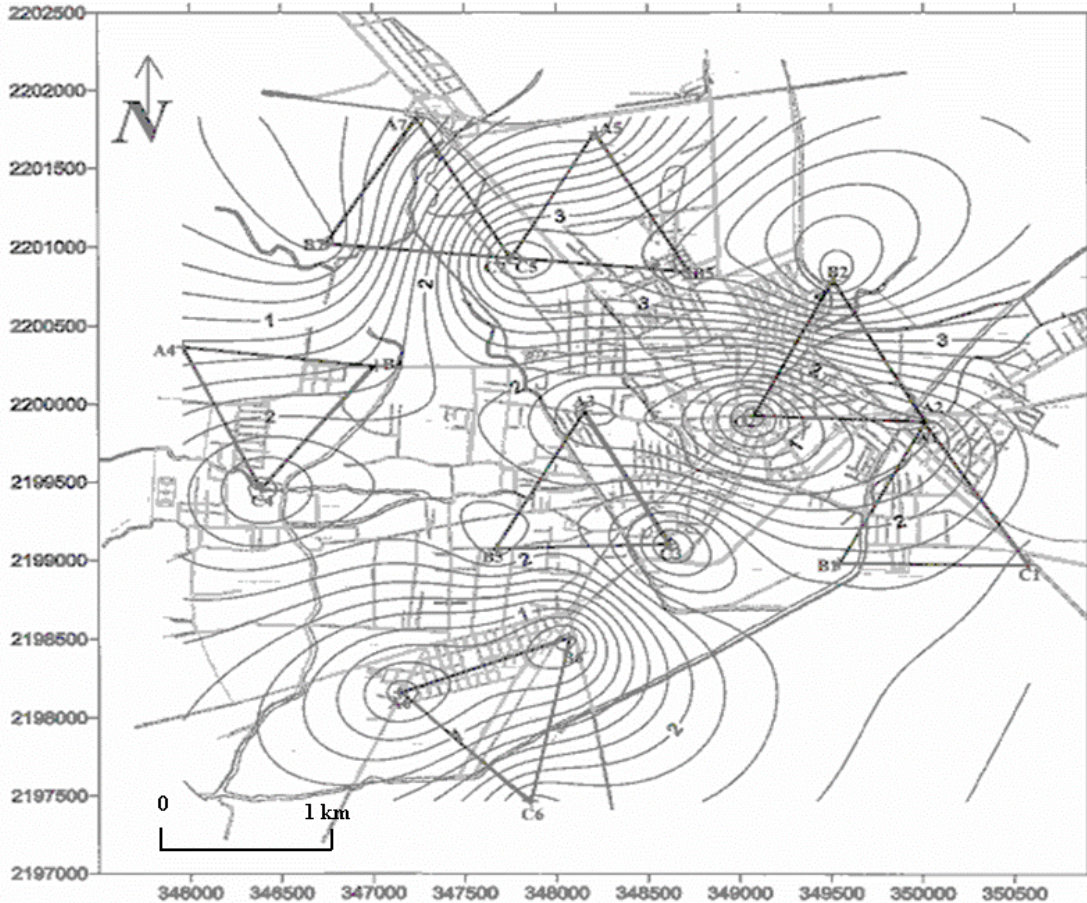


Figura V.4. Mapa de Isofrecuencias de la ciudad de Maravatio Michoacán. Los contornos están dados en frecuencias, y las acotaciones de los ejes verticales y horizontales están en metros coordenadas en UTM.

En el presente trabajo se presenta también una propuesta de Microzonificación sísmica de la ciudad de Maravatio Michoacán usando el método de Nakamura. Basado en la medición de vibración ambiental, se obtiene la distribución del periodo fundamental del suelo para tener un mejor conocimiento del comportamiento ante un evento sísmico. Esta ciudad se localiza al noreste del Estado, en las coordenadas $19^{\circ}54'$ de latitud norte y $100^{\circ}27'$ de longitud oeste, a una altura de 2,020 msnm.

Para la ciudad de Maravatio se realizaron mediciones de microtemores usando sensores Guralp de banda ancha. De acuerdo a las dimensiones de la ciudad se propusieron 21 puntos de medición procurando con ellos cubrir toda la ciudad. Con estos registros se calcularon los cocientes espectrales (H/V). Una vez procesados los resultados de los cocientes espectrales de microtemores, se observaron frecuencias entre $f = 2.5$ Hz. y $f = 9$ Hz s. Con estos valores de frecuencias, se elaboró la propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Maravatio, Michoacán que aparece en la figura (V.4).

D. Microzonificación sísmica de la ciudad de Pátzcuaro, Michoacán.

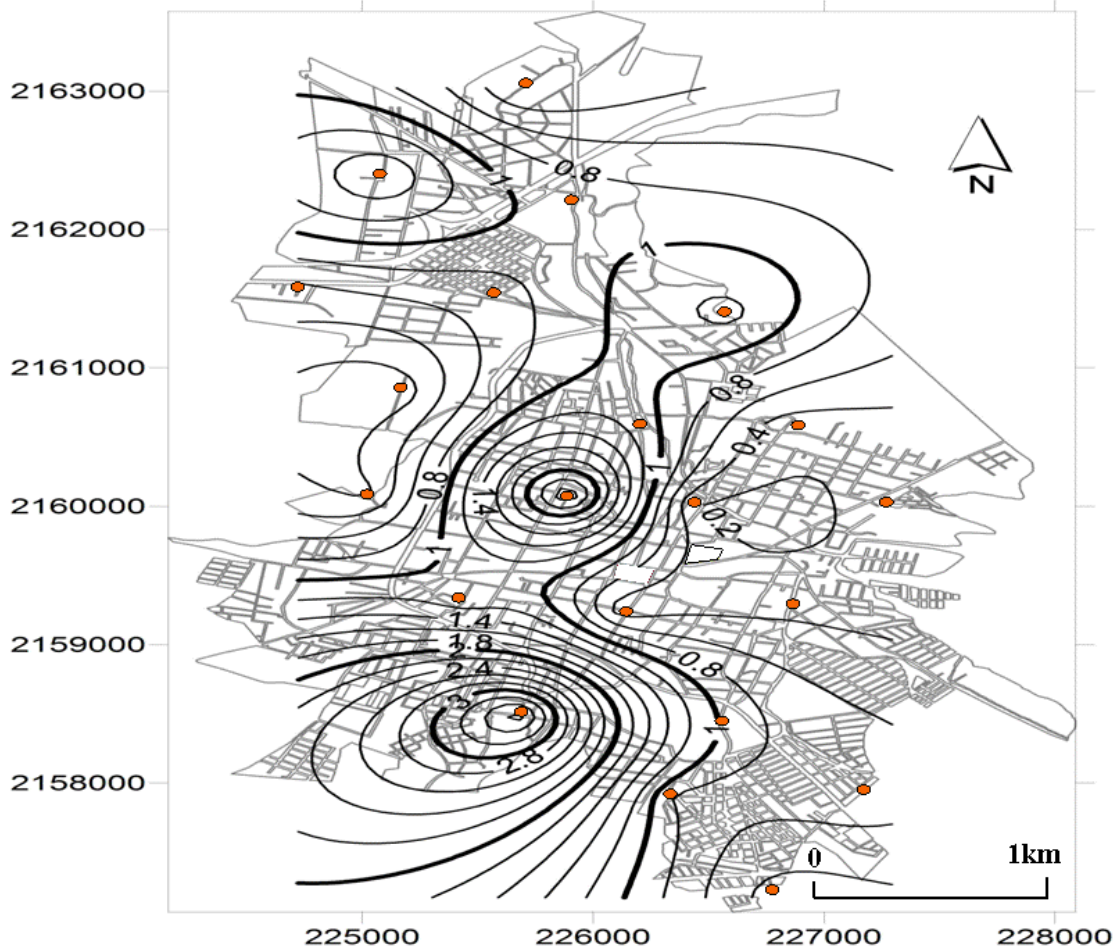


Figura V.5. Mapa de isoperiodos para la ciudad de Pátzcuaro, Michoacán. Las acotaciones de los ejes verticales y horizontales están en metros, coordenadas UTM.

En el caso de la ciudad de Pátzcuaro se realizaron 7 arreglos instrumentales en forma de triángulos equiláteros de 1km con el cual se estimó la microzonificación de la ciudad de Pátzcuaro. Por otro lado se tiene registro de que los eventos sísmicos como los de 1845 y 1858 causaron grandes daños materiales y pérdidas de vidas humanas, afectando principalmente al edificio de la Basílica y donde se obtuvo una respuesta de sitio muy alta.

Por lo que el presente trabajo se realiza una evaluación de la respuesta de sitio, mediante el uso de los microtemores, aplicando método de Nakamura (1989). Para estimar los cocientes espectrales (H/V). Mediante los cuales se encontraron, periodos dominantes de 0.2 a 0.6 s al oriente de la ciudad, lo cual representan una zona de potencial riesgo, debido al tipo de construcciones existentes en el sitio (edificios históricos, construcciones de adobe). Al sur de la ciudad se observan largos periodos dominantes (hasta de 3.7 s) no obstante de ser un basamento rocoso. La distribución de los periodos dominantes en la ciudad de Pátzcuaro se muestra en la figura (V.5).

E. Microzonificación sísmica de Zitácuaro, Michoacán.

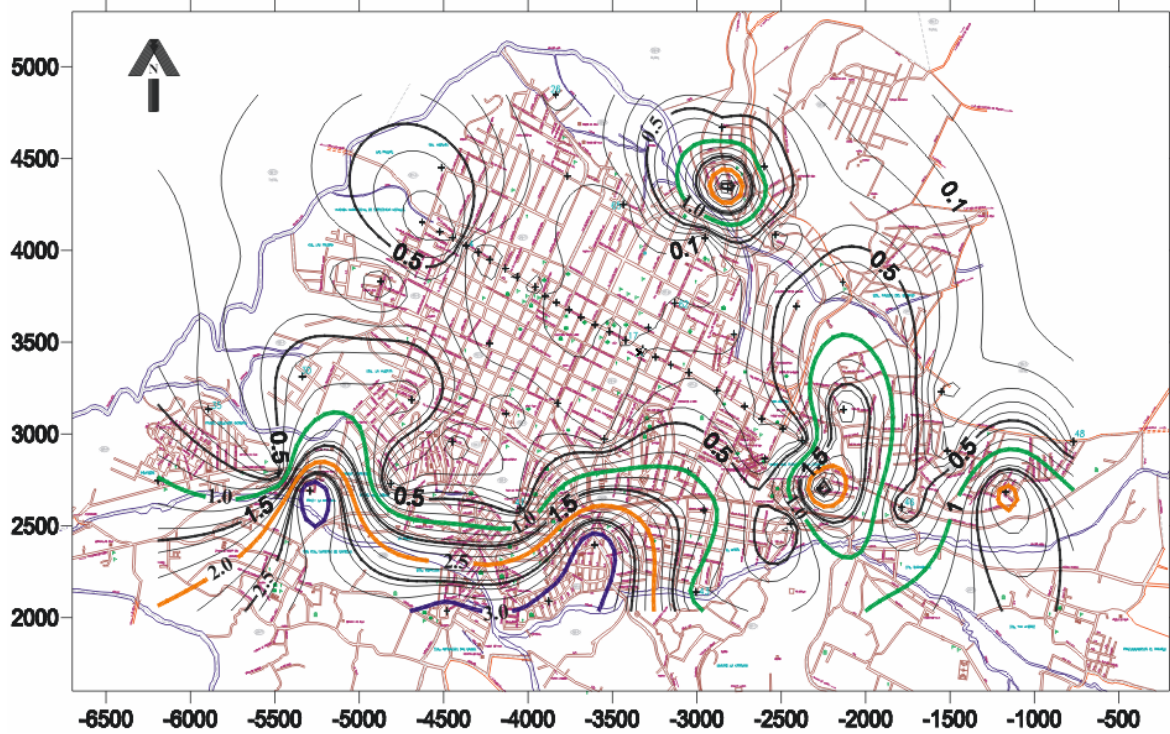


Figura V.6. Mapa de isoperiodos de la ciudad de Zitácuaro Michoacán. Los contornos están dados en segundos, y las acotaciones de los ejes verticales y horizontales están en metros, coordenadas UTM.

La ciudad de Zitácuaro se localiza dentro del complejo Volcánico de Zitácuaro, que surgió a raíz del cinturón volcánico mexicano, en la cual se tienen presencia de domos volcánicos jóvenes (como el Cacique), que en los últimos años cerca de la ciudad (aprox. 5km) se han reportado algunos eventos sísmicos, (M 3.9, Marzo de 2008). En este trabajo se muestra una propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Zitácuaro, usando el método de Nakamura (1989). Basado en la medición de vibración ambiental, se obtiene la distribución del periodo fundamental del suelo para tener un mejor conocimiento del comportamiento ante un evento sísmico. Esta ciudad se localiza al Este del estado, en las coordenadas $19^{\circ}26'$ de latitud norte y $100^{\circ}22'$ de longitud oeste, a una altura de 1940 msnm. Para la ciudad de Zitácuaro se realizaron mediciones de microtemores (15 minutos de grabación) usando un sensor Guralp CMG40T de banda ancha. De acuerdo a las dimensiones de la ciudad se propusieron 69 sitios de medición procurando cubrir toda la ciudad, y al mismo tiempo tener el mayor número de registros posible. Con estos registros se calcularon los cocientes espectrales (H/V). Una vez procesados los resultados de los cocientes espectrales de microtemores, se observaron periodos entre $T = 0.2s.$ y $T = 3.0 s.$ Con estos valores de periodos, se elaboró la propuesta de Microzonificación sísmica de la ciudad de Zitácuaro que se muestra en la figura (V.6). Los periodos más cortos se encontraron hacia el sur de la ciudad, y los periodos más largos en la parte norte de la ciudad. Con el fin de que este mapa pueda servir de base para estudios de riesgo sísmico así como apoyo para la elaboración o actualización del reglamento de construcción.

F. Microzonificación sísmica de Angangueo, Michoacán.

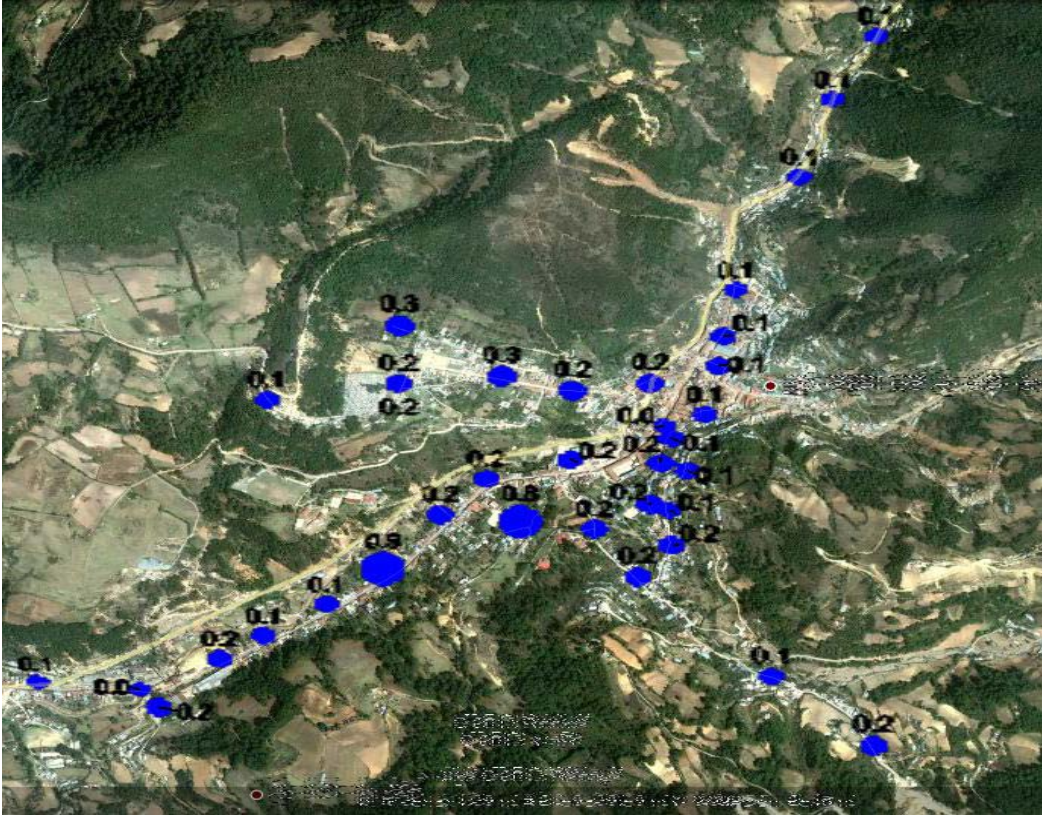


Figura V.7. Mapa de isoperiodos observados en Angangueo, Michoacán. En el radio de los círculos azules es proporcional al promedio cuyo valor numérico aparece junto al círculo en color negro y están dados en segundos.

En esta sección se presenta una propuesta de microzonificación sísmica de Angangueo Michoacán usando el método de Nakamura. Basado en la medición de microtemores, el cual permite obtener la distribución del periodo fundamental de suelo

La ciudad se localiza dentro del complejo volcánico de Zitácuaro, que surgió a raíz del cinturón volcánico mexicano, en el cual se tienen presencia domos volcánicos completamente jóvenes, (como el cerro del cacique), pero en los últimos años cerca de la ciudad (aprox. 5 km.) se han reportado algunos eventos sísmicos.

Este se localiza en el oeste del Estado, en las coordenadas $19^{\circ}37'$ de latitud norte y en los $100^{\circ}17'$ de longitud oeste, a una altura de 2,580 metros sobre el nivel del mar. Limita al norte con Senguio, al este con el Estado de México, al sur con Ocampo y al oeste con Aporo. Su distancia a la capital del Estado es de 170 km. Para este estudio se realizaron Mediciones de microtemores usando un sensor Guralp CMG40T de banda ancha. De acuerdo a las dimensiones de pueblo minero se propusieron 36 mediciones. Con estos registros se calcularon los cocientes espectrales (H/V). Una vez procesados los resultados de los cocientes espectrales de microtemores, se observaron periodos de entre $T=0.16s.$ y $T=0.9s.$ Con estos valores del periodo, se elaboró la propuesta de microzonificación sísmica del pueblo minero de Angangueo Michoacán mostrado en la figura (V.7). Los periodos más largos se encontraron hacia el centro sur de la ciudad, y los periodos más cortos en las orillas de la ciudad.

G. Microzonificación sísmica de Lázaro Cárdenas, Michoacán.

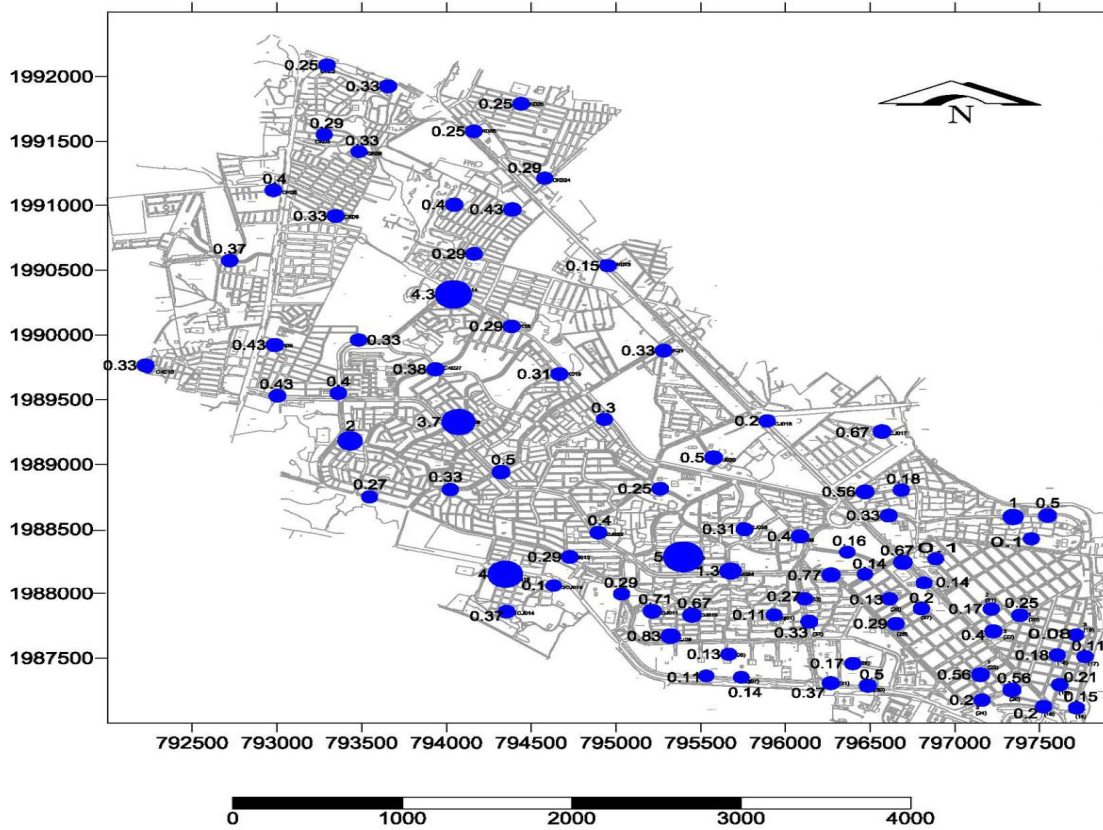


Figura V.8. Mapa de isoperiodos de la ciudad de Lázaro Cárdenas, Michoacán. Los radios de los puntos azules son proporcionales al periodo del sitio y junto a ellos aparecen sus valores numéricos y están dados en segundos, y las acotaciones de los ejes verticales y horizontales están en metros coordenados UTM.

La ciudad de Lázaro Cárdenas (LC) se encuentra en el sector meridional de la costa del estado de Michoacán, dentro de una de las zonas más sísmicas del país en la que se han originado los sismos de mayor magnitud en la historia de México, como el sismo de 1985 que causó graves daños en la ciudad de México.

Para la ciudad de Lázaro Cárdenas se realizaron mediciones de microtremores procurando cubrir toda la ciudad. Se realizaron 83 mediciones de microtremores y se calcularon los cocientes espectrales (H/V) mediante el método de Nakamura (1989). En los cuales se determinaron periodos varían entre 0.1s hasta 5s y se distribuyó en tres zonas de acuerdo con los resultados encontrados y con esto se elaboró la Microzonificación sísmica de la ciudad (figura V.8). Con el fin de que este mapa pueda servir de base para estudios de riesgo sísmico así como apoyo para la elaboración o actualización del reglamento de construcción.

V.9 Discusión y Conclusiones.

Este trabajo tiene la finalidad de aportar a las ciudades de estudio su mapa de microzonificación sísmica que permitan evaluar su peligrosidad sísmica. Este es un primer paso que se debe realizar en todas las ciudades del país sin importar que tan grande sea. Y para dar mayor robustez a este tipo de información es necesario completarla con toda la información existente de cada lugar, ya sea geotécnica, geodinámica, geológica y sísmica en caso de existir estaciones fijas en el lugar.

El estudio de microtremores en México en los últimos años ha tenido un gran auge, ya sea por su fácil aplicación, su bajo costo y sus grandes ventajas que se han mostrado en diferentes estudios realizados en el mundo. Para nuestro caso de interés, una de las tantas aplicaciones fue para estimar mapas de microzonificación sísmica para siete ciudades dentro del estado de Michoacán pues después del sismo de 1985, sólo se realizaron este tipo de estudios en la ciudad de México, debido al impacto de este sismo en la ciudad.

Después del sismo de 1985 con epicentro en las costas Michoacanas, 17 años después al presente se han comenzado a realizar diversos estudios de sismicidad en el estado de Michoacán. Uno de los primeros estudios fue la realización de varios mapas de microzonificación sísmica realizados en el presente estudio en 7 ciudades del estado tal y como se mostró en este apartado.

Estas microzonificaciones juegan un papel importante dentro de la prevención y toma de decisiones en casos de que ocurra un sismo de magnitud considerable. Los mapas de peligro sísmico nos permiten identificar las zonas más expuestas a fuertes movimientos ante la ocurrencia de un evento sísmico, esto en zonas urbanas donde no hay y ni existen normativas adecuadas para el diseño de viviendas en las diferentes zonas sísmogenéticas del país. Como lo es el estado de Michoacán.

En la actualidad se ha confundido demasiado y se ha abusado del término de microzonificación sísmica debido a que existen diversos tipos y metodologías para determinar este tipo de mapas. Como es bien sabido por la comunidad ingenieril, no es lo mismo caracterizar las frecuencias de resonancia del suelo, como el caracterizar las aceleraciones y amplitudes máximas del suelo que este pueda presentar en caso de un evento sísmico. Estas últimas en general la mayoría son estadísticas y no deterministas debido a que en México no se cuenta con una base de datos de registros sísmicos suficientemente amplia y desafortunadamente los registros de eventos de magnitud considerable sólo en algunas estaciones se tienen registros.

Estos mapas de microzonificación sísmica fueron estimados con fines de prevención en donde ya existen asentamientos urbanos y donde en general, las construcciones existentes no fueron diseñadas bajo criterios ingenieriles. En los últimos años las ciudades dentro del estado de Michoacán han tenido un gran crecimiento urbano y poblacional, por lo que es importante contar con este tipo de estudios ya que en la actualidad, aún con la información que se tiene, no existe un buen control en la aplicación de diseños sismorresistentes.

Con estos estudios Michoacán ahora es de los estados que tiene el mayor número de mapas de microzonificación sísmica, realizados en el país. Esperando que esta información sirva de base para complementar y realizar un buen reglamento de construcciones para los diferentes municipios de estado de Michoacán.

V.10 Referencias.

- Aguirre González Jorge, (2001). “Aplicación de observación de arreglos de microtremores a estudios geotécnicos mediante el método SPAC”. Reporte Instituto de Ingeniería, UNAM Julio, 2001.
- Akamatsu, K. (1961). “On microseisms in frequency range from 1 c/s to 200 c/s”. En :Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. Vol. 39. p. 23-75.
- Akamatsu, J., M. Fujita and H. Kameda (1991). “Long-period (1-10s) microtremor measurement in the areas affected by the 1989 Loma Prieta earthquake”. En : PROC. 4TH INT. CONF. ON SEISMIC ZONATION. Stanford, California, aug.25- 29. Vol. 1. (1991); p. 393-400.
- Aki, K. (1998). “Local effects on ground motion”. En : Earthquake Engineering And Soil Dynamics II – Recent Advances In Ground Motion Evaluation (jun. 27– 30). Geotechnical Special Publication. Utah, EEUU p. 103 – 155.
- Aki, K. (1957), “Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremores”, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456.
- Asten, M. W. and Hestridge, J.D (1984). ”Array estimations and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins”, Geophysics, 49, 1828-1837.
- Asten M. W. (1978). “Geological control on the three-component spectra of Rayleigh wave microseisms”, Bulletin of the Seismological Society of America.68, 1623-1635
- Bard, P. (1998). “Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?”. The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), 1251-1279.
- Borcherdt, R. D. (1970). “Effects of local geology on ground motions near San Francisco Bay”. En : Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 60 p. 29 – 61.
- Borcherdt, R. D. and G. Glassmoyer (1994). “Influences of local geology on strong and weak motions in the San Francisco Bay region, California, and their implications for site response code provisions, en The Loma Prieta Earthquake of October 17, 1989 – Strong Ground Motion”. R. D. Borcherdt, Edit. U. S. Geological Survey Professional Paper No. 1551-A p. A77-A108.
- Borcherdt, R. D. (1994). “Simplified site classes and empirical amplification factors for site-dependant code provisions”. En : Proc. of the 1992. nceer/seaoc/bssc workshop on site response during earthquakes and seismic code provisions. g. r. Martin, Edit. University of Southern California. Los Angeles. Nov. 18-20.1992. NCEER 94-SP01. Buffalo, NY.
- Chávez-García, F. J., F. J. Sánchez-Sesma, M. Campillo y P. I. Bard (1994), “El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio”, Física de la Tierra, G. Madrid, España pp.157-200.
- Chávez-García, F. J., and J. Cuenca (1998), “Site Effects and Microzonation in Acapulco”, Earthquake Spectra 14, pp. 75-93.

- Dravinski, M., T. K. Mossesian, H. Kagami, and H. Esharagi (1991). "Predominant motion of the Los Angeles sedimentary basin". En : Eng. Anal. Boundary Elements. Vol. 8. No. 4 p. 206- 214.
- Field, E. H., (1994), "Earthquake Site Response Estimation". Ph.D. thesis, Columbia University E.U.A.
- Field, E. H and K. H. Jacob (1990) ."Using microtremors to assess potential site response: a case study in Glushing Meadows, New York City". En : Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 89 No. 6. p.1456-1480.
- Field, E. H and K. H. Jacob (1995). "A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are not reference site dependant". En : Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 85. p. 1127-1143.
- Giraldo, V., A. Alfaro, L.G. Pujades J.A. Canas (1999). "Estimación de efectos locales con movimientos sísmicos y microtemblores. Monografías de Ingeniería Sísmica". A.H. Barbat, Editor. Monografía CIMNE IS-36, Barcelona. 77p.
- Gutierrez. C., S. K. Shingh (1992), "A site effect study in Acapulco Guerrero, Mexico: A comparison of results from strong motion and microtremor data". Bulletin of the Seismological Society of America.82, pp.642-659
- Henstridge D. J. (1979). A signal processing method for circular arrays, Geophysics 44, 179-184.
- Horike, M. (1985), "Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the S-wave Velocity Structure down to the basement in urbanized areas", J.Phys.Earth, 33 pp. 59-96.
- Horike, M. (1993), "Studies on microtremors. Resumen en ingles" En : Jour. Seism.Soc. Japan, Vol. 64. p. 343-350.
- Huang HC and Wu ST (1998). "Site effect evaluation in the Yun-Chia-Nan area, Taiwan using H/V ratio. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion", IrikuraK, KudoK. OkadaH, Sasatani T (eds). Vol. 2. A.A. Balkema: Rotterdam pp. 681–688.
- Kanai, K and Tanaka T.(1954), "Measurement of microtremor". En : Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. Vol. 32. p. 199 –209.
- Kanai, K. (1957), "The requisite conditions for the predominant vibration of ground". En : Bulletin of the earthquake research institute, Vol 35. Universidad de Tokyo. p. 457-470.
- Kanai, K. & T. Tanaka. (1961), "On Microtremors VIII". En : Bulletin of the Earthquakes Research Institute, Vol. 39, University of Tokyo. p. 97-114.
- Kagami, H., C. Martin, G. Liang, And Y. Otah. (1982), "Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effects upon seismic Wave amplification due to the extremely Deep Soil Deposits". En : Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 72. p. 987-998.
- Konno, K. (1996), "Amplification factor estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor". Paper 1247 En : Eleventh World Conference Of Earthquake Engineering. Acapulco.

- Lay, T. and T. Wallace. (1995), "Modern global seismology". Int. Geoph. Series. Academic Press. 521 p.
- Lacoss, R. T., E. J. Kelly, and M.N. Toksoz (1969), "Estimation of seismic noise structure using arrays". Geophysics 34. 21-38.
- Lermo, J., M. Rodriguez and S. K. Shing (1998), "Natural Period of sites in the Valley of Mexico from Micro tremor Measurements and Strong Motion Data". Earthquake Spectra, 4, pp.805-814.
- Matsuoka, T., N. Umezawa, and H. Makishima (1996). "Experimental studies on the applicability of the spatial autocorrelation method for estimation of geological structures using microtremors", BUTSURI-TANSA 49. 26-41 (in Japanese whit English abstract).
- Matsushima, T. H. Okada and S. Ling (1996). "Determination of deep geological structures under urban areas", BUTSURI-TANSA 43, 21-33.
- Morikawa, H., K. Toki, S. Sawada, J. Akamtsu, K. Miyacoshi, J. Ejiri and D. Nakayima, (1998), "Detection of dispersión curves from microseisms obserbed at two sities. The effects of Surface Geology on Seismic Motion", Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands,pp 719-724.
- Nakamura, Y., (1989), "A method for dynamic characteristics estimation of surface using microtremor on the ground surface". QR of R..T. r., 30-1.
- Nogoshi, M. and T. Igarashi. (1971), "On the amplitud characteristics of microtremor (Part 2)". Resumen en inglés En : Jour. Seism. Soc. Japan, Vol. 24. p. 26
- Ohmachi, T. and Umezono, T. (1998), "Rate of Rayleigh waves in microtremors". Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan, pp. 587 –592.
- Ohta, Y. H., Kagami, N. Goto and K. Kudo. (1978), "Observation of 1 to 5 secod microtremors and their application to earthquake engineering, Part I: Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968". En : Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 68. p. 767-79.
- Okada,H. (1998), "Microtremors as an exploration method", Geo-exploration handbook, Soc. Of Exploration Geophysicists of Japan,2,203-211.
- Okada,H., MatsushimaT., Moriya,T. And Sasatini,T. (1990), "An exploration technique using longperiod microtremors for determination of deep geological structure under urbanized areas" ,BUSURITANSA, 43, 402-417(en japonés con resumen en inglés)
- Sato, T., H. Kawase, M. Matsui, and S. Kataoka (1991). "Array measurement of high frequency microtremors for underground structure estimation", in Proc. of the 4th International Conference on Seismic Zonation, Stanford, California, 25–29 August, Vol. 2, 409–416
- Sato, T., R. W. Graves, and P. G. Somerville (1999). "3-D finite-difference simulations of long-period strong motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (MJ 5.1) and the great 1923 Kanto earthquake (MS 8.2) in Japan",Bull. Bulletin of the Seismological Society of America.89,579–607

- Seo, K. (1992), "A joint work for measurements of microtremors in the Ashigara valley". En : Int. Symp. Effects Of Surf. Geol. On Seismic Motion, Esg. Odawara, Japan, Vol. 2. p. 43-52.
- Tokehshi, J. C., Y. Sugimara; and T. Sasaki (1996), "Assesment of natural frequency from microtremor measurement using phase spectrum". Paper No. 309 En : 11 World Conference on Earthquake Engineering.
- Tokimatsu, K., and Y. Miyadera (1992), "Characteristics of Rayleigh waves in microtremors and their relation to underground structures", J. Struct. Constr. Eng. Trans. Architectural Inst. Japan 439,81-87 (en japonés con resumen en inglés)
- Toksoz, M.N. (1964). "Microseism and an attempted application to exploration". Geophysics, 29, 154-177.
- Toshinawa, T., J. B. Berril and R. O. Davis (1994). "Ground motion characteristics of Christchurch, New Zealand, obtained by microtremor measurements". En : Proc.9TH. INT. Conf. Japan. Earthquake Eng. Symp. Vol. 2 p. 79 -84.273
- Toshinawa, T., J. J. Taber and J. Berril (1997). "Distribution of ground motion intensity inferred from questionnaire survey, earthquake recording, and microtremor measurements – a case study in Christchurch", New Zealand, during the 1994 Arthurs Pass Earthquake. En : Bull. Seism Soc. Am. Vol. 87 p. 356 – 369.
- Udwadia. F. E and M. D. Trifunac (1974). Reply. En : Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 64. p. 496.
- Vázquez Rosas, Ricardo, (2002), "Propuesta de microzonificación sísmica para la ciudad de Uruapan Michoacán". Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería UMSNH Morelia Michoacán.
- Vázquez Rosas, Ricardo, Aguirre González Jorge, Garduño M Víctor H, Mijares A. Horacio. (2003), "Propuesta de microzonificación sísmica para la ciudad de Uruapan Michoacán". Memorias del XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, León, Guanajuato. Noviembre. Artículo II-8 (en extenso en CD).
- Vázquez Rosas, Ricardo, Aguirre González Jorge, Garduño M. Víctor H y Mijares A. Horacio (2004), Estudio de microzonificación sísmica de Zamora Michoacán. Union Geofísica Mexicana (UGM).
- Vázquez Rosas, Ricardo, Aguirre González Jorge, Garduño M. Víctor H y Mijares A. Horacio. (2005) "Estudio de microtremores para la ciudad de Uruapan Michoacán aplicando el método SPAC" Memorias del XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, México D.F. Septiembre (en extenso en CD).
- Vázquez Rosas, Ricardo, Aguirre González Jorge, Garduño M Víctor H, Mijares A. Horacio. (2005) "Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora Michoacán" Memorias del XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, México D.F. Septiembre (en extenso en CD).
- Vázquez Rosas, Ricardo, Aguirre González Jorge, Garduño M Víctor H, Mijares A. Horacio. (2007) "Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Maravatio Michoacán" Memorias del XVI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, México D.F. Septiembre (en extenso).

- Vázquez Rosas Ricardo, Aguirre González, Jorge, Mijares Arellano, Horacio (2008). Propuesta de microzonificación sísmica para la ciudad de Zitácuaro, Michoacán Reunión Anual 2008 de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, Octubre 2008.
- Vázquez Rosas Ricardo, Victor Graduño Monroy y Gerardo Garcia Rangel (2011). “Microzonificación Sísmica de Lazaro Cardenas Michoacán”,. Memorias del XVIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Aguascalientes, Aguascalientes, del 26 al 29 de Octubre de 2011. Artículo in extenso I-30 en CD.
- Vázquez Rosas Ricardo, Jorge Aguirre González y Horacio Mijares Arellano (2011). “Propuesta de microzonificación Sísmica en Angangueo Michoacán”,. Memorias del XVIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Aguascalientes, Aguascalientes, del 26 al 29 de Octubre de 2011. Artículo in extenso I-29 en CD.
- Yamamoto, H., (1998) “An experiment for estimating S-wave velocity structure from phase velocities of Love and Rayleigh waves in microtremors”. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp 705-710.

VI. SIMULACIÓN DE MOVIMIENTOS FUERTES BASADOS EN EL MÉTODO DE LAS FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS EN EL ESTADO DE MICHOACÁN, MÉXICO.

VI.1 Introducción.

Las funciones de Green Empíricas fueron introducidas por Harzell (1978), donde estudio el sismo de Imperial Valley, donde utilizó diferentes sismos pequeños como funciones de Green Empírica. Una de las grandes ventajas de este método es que puede ser utilizado en problemas directos e indirectos. En los directos es normalmente utilizado para modelar movimientos fuertes de sismos con deslizamientos grandes o considerables, también como en la simulación de movimientos fuertes de sismos futuros en el ámbito de predicción. En los problemas indirectos se emplean como una herramienta para ayudar a recuperar el mecanismo focal y la función del tiempo en la fuente, esto con la finalidad de obtener el tensor de momento, o para encontrar la distribución del deslizamiento del plano de falla. Posteriormente, el método de las funciones de Green Empíricas fue revisado por Kanamori (1979 y 1993), Irikura (1983 y 1986), entre otros.

Las experiencias del pasado han demostrado que los sismos y sus efectos de sitio, así como también la propagación de trayecto en las costas mexicanas son demasiado complejas para su estimación teórica así mismo la estructura superficial a lo largo del trayecto. La técnica de las Funciones de Green Empíricas tiene una gran ventaja de incluir el trayecto y los efectos de sitio. Este método está basado en la consideración de leyes de escalamiento espectral de ω^{-2} entre el sismo grande y el sismo pequeño así como también relaciones de escalamiento de los parámetros de fuente. Por lo tanto, los datos necesarios para aplicar este método son registros de eventos pequeños y aquellos que ocurren cerca del área de la fuente principal. Una de las grandes ventajas de este estudio es que en diversos estudios han asumido que los sismos que ocurren en las costas mexicanas siguen un escalamiento de ω^{-2} .

En el presente trabajo, se estudia el estado de Michoacán, una de las zonas sismogénicas más importantes de México. En el estado existen tres tipos de fuentes, donde se han producido sismos tectónicos, volcánicos y debidos a fallas locales en la región. Por esta razón, es de vital importancia el estudio de parámetros de la fuente en el estado de Michoacán. En este trabajo en particular se aplicó la simulación de movimientos fuertes aplicando el método de las funciones de Green empíricas propuesto por Irikura (1986). En este estudio hemos instalado una red temporal que consta de 6 estaciones de acelerógrafos en todo el estado, en los siguientes lugares: Faro de Bucerías, Aguililla, Apatzingán, Pátzcuaro, Morelia y Maravatio. Las estaciones de forman una línea perpendicular a la costa y tiene una longitud total de 366 km, mientras la distancia entre estaciones vecinas varía de 60 a 80 km.

Entre todos los eventos sísmicos registrados en esta red temporal, seleccionamos 2 eventos que se originaron a lo largo de la costa Michoacana en el mes de mayo de 2007, con magnitud de momento Mw 4.3 y Mw 5.1. Con el fin de calibrar el modelo, se simuló el sismo del 31 de mayo de 2007 (M 5.1) utilizando el sismo de menor magnitud del 27 de mayo 2007 (M 4.3) y con resultados satisfactorios, se procedió a escalar un sismo de mayor magnitud al de M=5.1 teniendo en cuenta las leyes de escalamiento espectral ω^{-2} y las caídas de esfuerzo constantes. Posteriormente, se calcularon seis escenarios para un sismo postulado de M 7.1.

VI.2 Método de las Funciones de Green Empíricas.

El método consiste esencialmente en una superposición de registros de eventos pequeños un número de veces necesario para acumular la energía liberada por el sismo a ser estimado. Se asume que tanto el evento pequeño como el sismo fuerte siguen el modelo espectral ω^{-2} con caídas de esfuerzos constantes. Según la metodología propuesta por Irikura (1986) para la síntesis de acelerógramas, la relación de momentos sísmicos entre el evento a ser estimado y el evento pequeño a ser usado como función de Green es igual a N^3 . Entonces, el plano de falla del evento pequeño es dividido en $N \times N$ subfallas en la dirección del Rumbo (N_x), del echado (N_w) y del tiempo (N_z) es decir:

$$N^3 = N_x \times N_w \times N_z$$

El parámetro N nos permitirá estimar el área de la falla del sismo principal, ya que se divide en subfallas de $N \times N$, el cual podemos estimar de la siguiente relación:

$$N^3 = \left(\frac{M_o}{m_o} \right) = \left(\frac{\bar{U}_0}{\bar{u}_0} \right); N = \left(\frac{M_o}{m_o} \right)^{1/3} = \left(\frac{\bar{A}_0}{\bar{a}_0} \right) \quad (\text{VI.1}).$$

Donde M_o y m_o son respectivamente los valores del momento sísmico del evento grande y del evento pequeño y \bar{U}_0, \bar{u}_0 son los niveles planos del espectro de desplazamiento (esto para valores menores a la frecuencia de esquina) y \bar{A}_0, \bar{a}_0 son los niveles planos del espectro de fourier de los registros de aceleración del sismo principal y del sismo pequeño (para valores menores a la frecuencia máxima) respectivamente. Entonces el movimiento sintético del sismo principal $A(t)$, estará dado por el movimiento observado del sismo pequeño $a(t)$, con base en las siguientes ecuaciones:

$$A(t) = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_w} \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t - t_{ij}) * a(t). \quad (\text{VI.2})$$

$$F(t) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta \left[t - t_{ij} - (k-1)\tau / (N-1)n' \right]. \quad (\text{VI.3})$$

Donde r es la distancia al hipocentro del sismo pequeño, r_{ij} es la distancia de la estación al punto (i, j) del elemento de la falla del sismo principal, t_{ij} es la suma del tiempo de retardó desde el punto de partida de la ruptura del elemento (i, j) al sitio observado, τ es el tiempo de acenso del evento principal (rise time), n' es un número entero adecuado para mover la periodicidad ficticia (conocidas también como frecuencias espurias) $\tau / (N-1)$ a una frecuencia alta, fuera del rango de frecuencias de interés ingenieril, con la finalidad de corregir la periodicidad debida al intervalo de tiempo uniforme utilizado para el desfazamiento de las señales sumadas. $F(t)$ es una función filtro para ajustar la diferencia entre el tiempo de dislocación del sismo principal y el del sismo pequeño.

Para usar el movimiento de un sismo pequeño con caída de esfuerzos diferente a la del sismo principal, se modifica la función de Green empírica, introduciendo un valor constante que sirve para corregir la diferencia entre la caída de esfuerzos (σ) del sismo principal y del sismo pequeño.

$$C = \frac{\sigma_{sismo_principal}}{\sigma_{sismo_pequeño}} \quad (VI.4)$$

Sin embargo cuando el nivel espectral es afectado por el mismo factor C , tenemos que las ecuaciones (VI.1) se modifican de la siguiente manera:

$$CN^{i3} = \begin{pmatrix} \overline{U_0} \\ \overline{u_0} \end{pmatrix}; CN^i = \begin{pmatrix} \overline{A_0} \\ \overline{a_0} \end{pmatrix} \quad (VI.5)$$

Tenemos que la ecuación (VI.2) se modifica de la siguiente manera reemplazando a (t) con $Ca(t)$ y N con N^i como sigue (Irikura, 1986).

$$A(t) = \sum_{i=1}^{N^i} \sum_{j=1}^{N^i} \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t - t_{ij}) * Ca(t). \quad (VI.6)$$

VI.3 Aplicación del método.

En este estudio hemos instalado una red temporal que consta de 7 estaciones de acelerógrafos, en todo el estado. Localizados en los siguientes lugares: Faro de Bucerías, Aguililla, Apatzingán, Taretan, Pátzcuaro, Morelia y Maravatio. Las estaciones de forman una línea perpendicular a la costa y tiene una longitud total de 366 km (Figura VI.1), mientras la distancia entre estaciones vecinas varía de 60 a 80 km.

Entre todos los eventos sísmicos registrados en esta red temporal, seleccionamos 2 eventos que se originaron a lo largo de la costa Michoacana en el mes de mayo de 2007 (Figura VI.1), con magnitud de momento M_w 4.3 y M_w 5.1. Con el fin de calibrar el modelo, se simuló el sismo del 31 de mayo de 2007 (M 5.1) utilizando el sismo de menor magnitud del 27 de junio 2007 (M 4.3) y con resultados satisfactorios, se procedió a escalar un sismo de mayor magnitud al de $M=5.1$ teniendo en cuenta las leyes de escalamiento espectral ω^{-2} y las caídas de esfuerzo constantes.

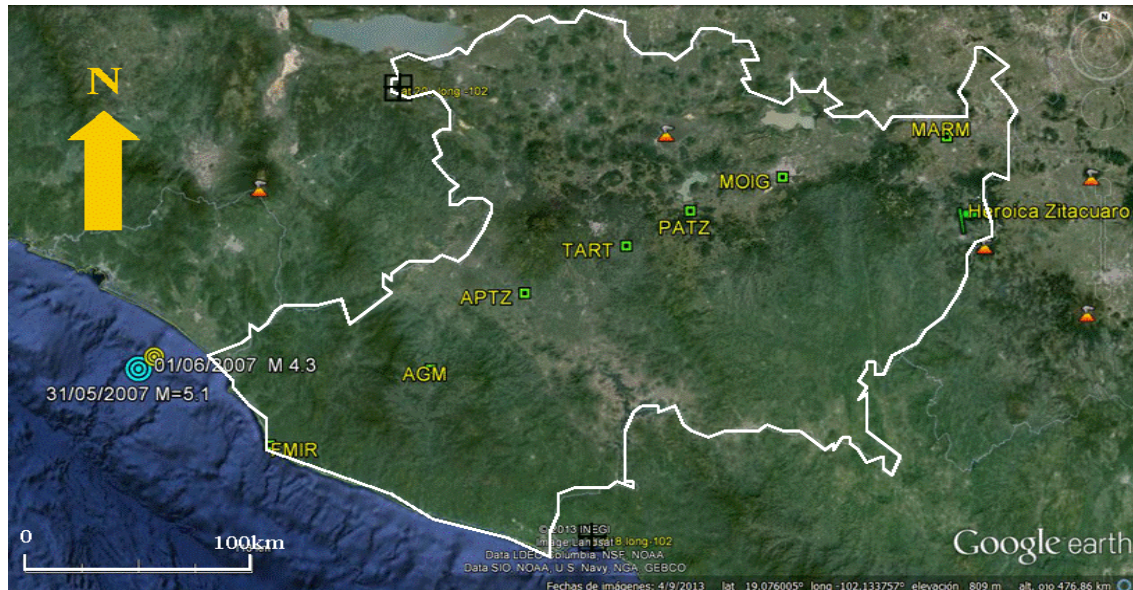


Figura VI.1. Muestra el arreglo de estaciones acelerográficas instaladas dentro del estado de Michoacán (cuadros verdes), así como la localización de los dos sismos que se utilizaron para este estudio (círculo azul y Amarillo). (Imagen tomada de Google earth).

Basados en el mecanismo focal de sismo principal (31 de mayo de 2007, M5.1) determinado por CMT Harvard en el 2007, y de acuerdo a la ubicación del epicentro y a las soluciones del plano de falla determinadas por el CMT, se consideró la segunda solución del plano de falla (strike= 239° , y dip=86) considerando que no se trata de una falla de subducción si no que corresponde a una falla superficial producto de la subducción y corresponde a una falla con corrimiento lateral derecho de acuerdo con el mecanismo focal.

Para el modelo del sismo principal se asumió un área de dislocación de 1.26 x 1.26 km, y basados en los espectros de amplitud en aceleración y desplazamiento de cada uno de los sitios de estudio, se determinaron los valores de las frecuencias de esquina directamente de los espectros (figura VI.2). Esto se realizó por estación en las tres componentes del cual se compararon las frecuencias de esquina estimadas con las obtenidas mediante la formulación de Brune (1970). Sin embargo para las caídas de esfuerzo se considero una caída de esfuerzo de 100 bar dado que este valor sea supuesto para sismos que ocurren en las costas mexicanas. Estos datos se corroboraron con las caídas de esfuerzo estimadas una vez que determinaron las frecuencias de esquina mediante la lectura directa de los espectros de aceleración y desplazamiento como se muestra en la figura VI.3.

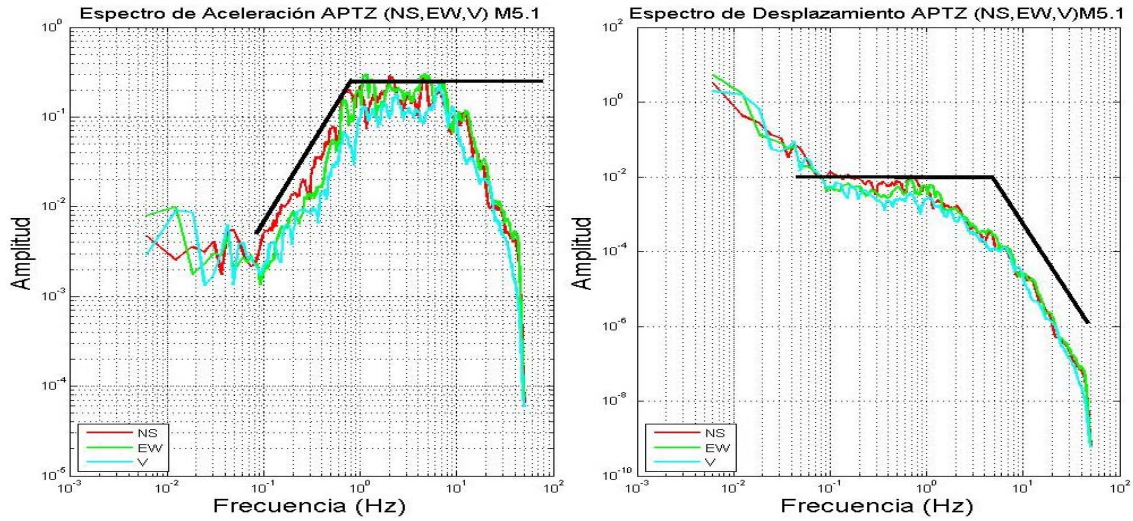


Figura VI.2. Espectros de aceleración del lado izquierdo y espectro de desplazamiento del lado derecho y con líneas negras se muestra los niveles planos así como la pendiente de ω^{-2} .

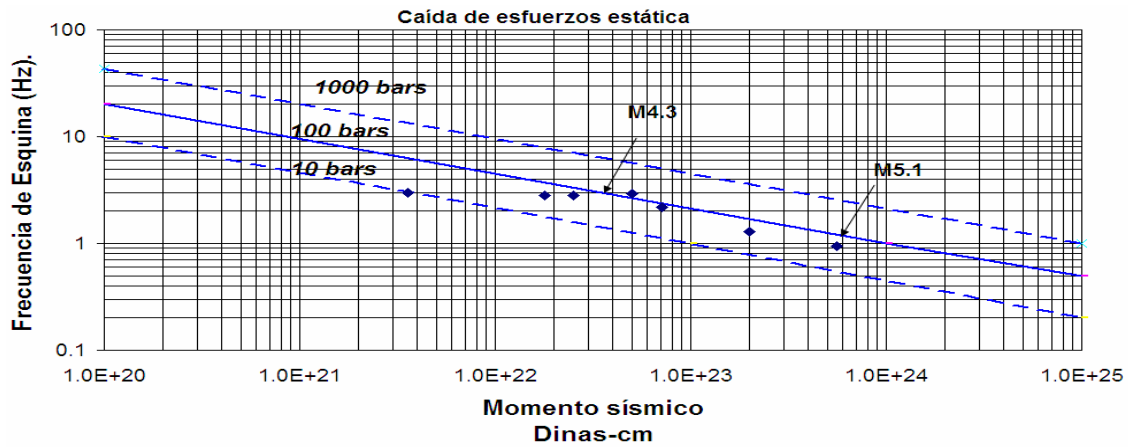


Figura VI.3. Relación de frecuencia de esquina versus momento sísmico. Los datos representados son los valores estimados para 7 eventos que se registraron en la red temporal y la línea continua con las punteadas representan caídas de esfuerzos de Brune's constantes.

Una vez, identificadas las frecuencias de esquina (F_c) y de estimar las caídas de esfuerzo (σ) así como los niveles planos de los espectro de aceleración (para altas frecuencias) y los espectros de desplazamiento (bajas frecuencias), siguiendo la metodología de Irikura (1986) y Aguirre (1994), y partiendo de la relación de la ecuación VI.1 del modelo de escalamiento ω^{-2} , y realizando el cociente entre los espectros de aceleración y los espectros de desplazamiento del sismo principal entre el sismo pequeño obtendremos el parámetro N como se muestra en la figura VI.4 (que sigue la superposición de fallas de la ley de escalamiento de ω^{-2}). Esto viene de la diferencia de la caída de esfuerzos entre el evento principal y el evento pequeño como se muestra en la figura VI.5.

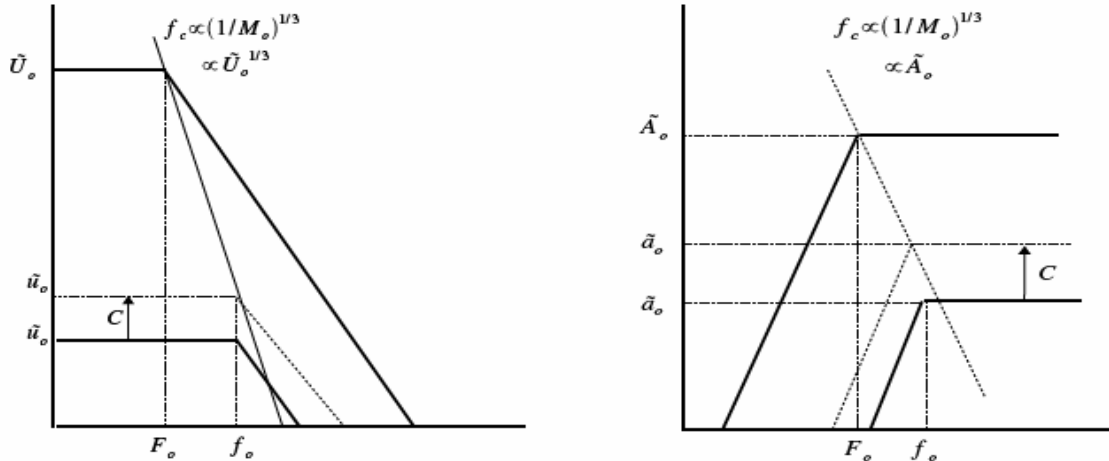


Figura VI.4. Corrección en la diferencia de las caídas de esfuerzo entre el sismo principal y el sismo pequeño en el espectro de desplazamiento (izquierda) y el de aceleración (derecho).

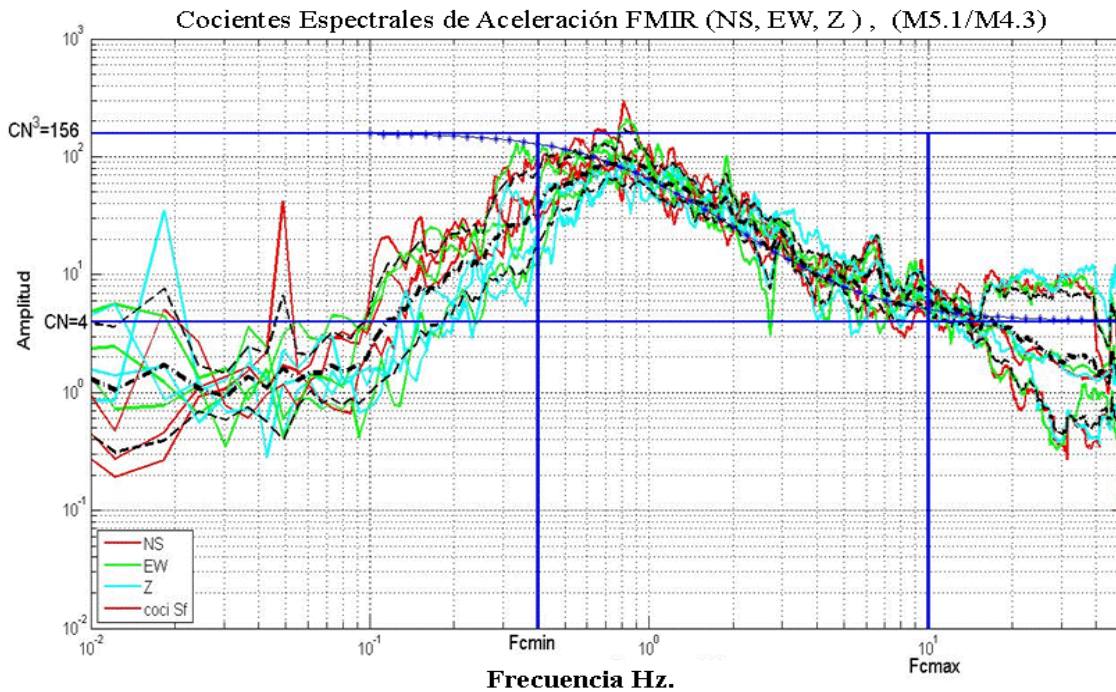


Figura VI.5. Cocientes espectrales entre el sismo principal y el sismo pequeño para las estaciones usadas, se muestra la relación de las frecuencia mínima y máxima en líneas azules continuas verticales. Con línea continua con puntos se muestra el cociente del espectro de fuente teórico del sismo grande entre el sismo pequeño.

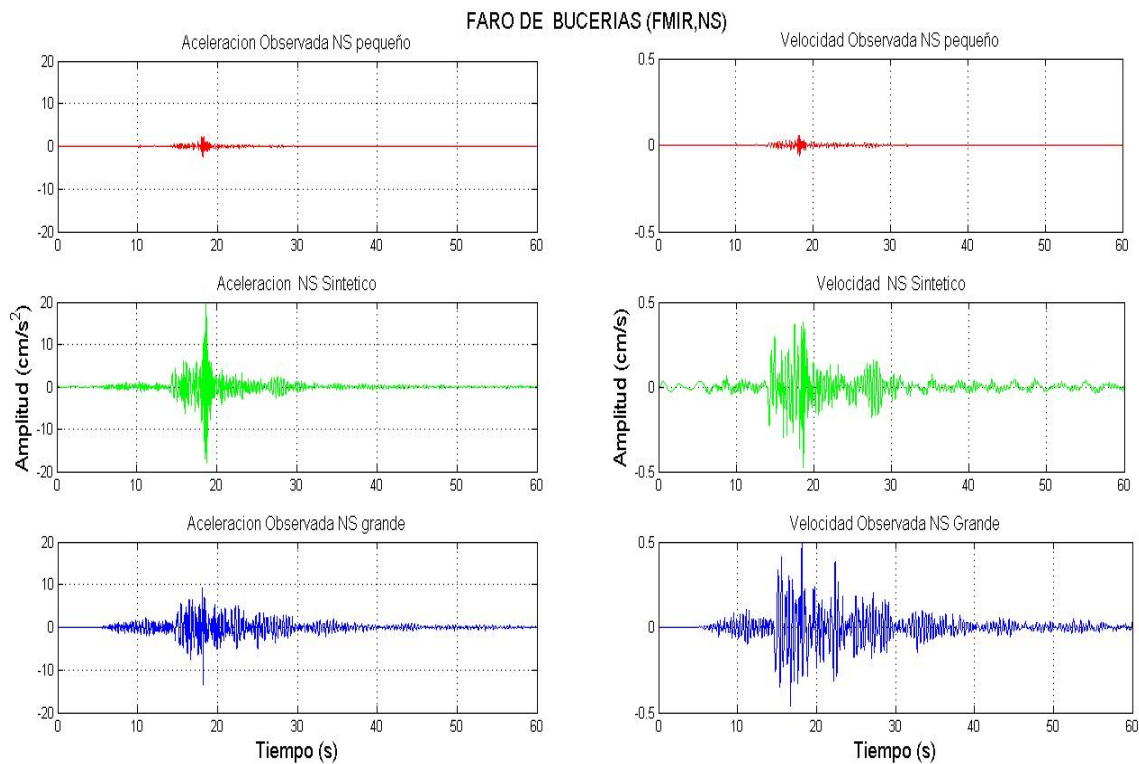
A partir de estos cocientes se determinó el valor de $CN^3 = 156$ en la baja frecuencia y $CN=4$ en la alta frecuencia. Lo que genera un valor aproximado de $N=6$ y el valor de la constante de caída de esfuerzos $C = 0.72$. Partiendo de estos valores y de las condiciones iniciales del evento principal, asumimos las dimensiones de la subfallas de 6.0×6.0 con un área de falla de 2.52×2.52 km. Con estos datos se procedió a estimar y calcular otros parámetros como la velocidad de ruptura, el tiempo de dislocación y el punto donde inicia la ruptura. Con estas variaciones se encontró poca sensibilidad de los sintéticos al variar el *rise time* (tiempo de ascenso). En cambio la alta sensibilidad de los sintéticos se encontró variando la velocidad de ruptura y la localización dentro del plano de falla. Variaciones entre estos últimos parámetros contribuyeron a generar el mejor ajuste.

El criterio para determinar cuál es el modelo más cercano a la fuente real se basa en encontrar el mejor ajuste entre la traza sintética y la observada. Encontrar este mejor ajuste consiste en generar modelos en los que se varían diversos parámetros de la fuente. El modelo que generó un sintético lo más cercano al observado en las cuatro estaciones utilizadas, es precisamente el que se toma como modelo de la fuente. Esto significa que el ajuste de los registros depende directamente de los parámetros de la fuente considerados.

Que un modelo obtenido reprodujera adecuadamente la traza observada en una estación no fue suficiente para considerarlo el modelo de fuente para el sismo de $M=5.1$, este mismo modelo debería de reproducir adecuadamente cualquiera de las trazas observadas en las otras cuatro estaciones. Por esta razón, se entra en un proceso de prueba y error de modelado basado en la optimización y discriminación que requirió numerosas interacciones. En cada una de éstas se varió la distribución, tamaño y cantidad de simulaciones dentro del área de dislocación así como también la velocidad de ruptura, tiempo de ascenso (rise time) y tamaño de las subfallas. En algunos de los modelos probados se considero la corrección por patrón de radiación, aunque la influencia de éste en altas frecuencias es prácticamente despreciable.

En otros casos se ajustó el tamaño de las subfallas de las simulaciones tanto en la dirección del acimut o del echado, según el acimut de la estación o estaciones que presentaron poco ajuste. Finalmente, en otros casos más se varió la localización, acercándolas al foco e incrementando su velocidad de ruptura, tratando de compactar algunos paquetes de ondas dentro de la traza o viceversa.

En las siguientes figuras se muestran las señales de aceleración y velocidad sintéticas y los observados del sismo que se simuló de $M=5.1$ con el observado del sismo de $M=4.3$ en cuatro de las estaciones de la red temporal como son la estación del Faro de Bucerías, Apatzingán, Pátzcuaro y Morelia (de figura VI.6 hasta la VI.9).



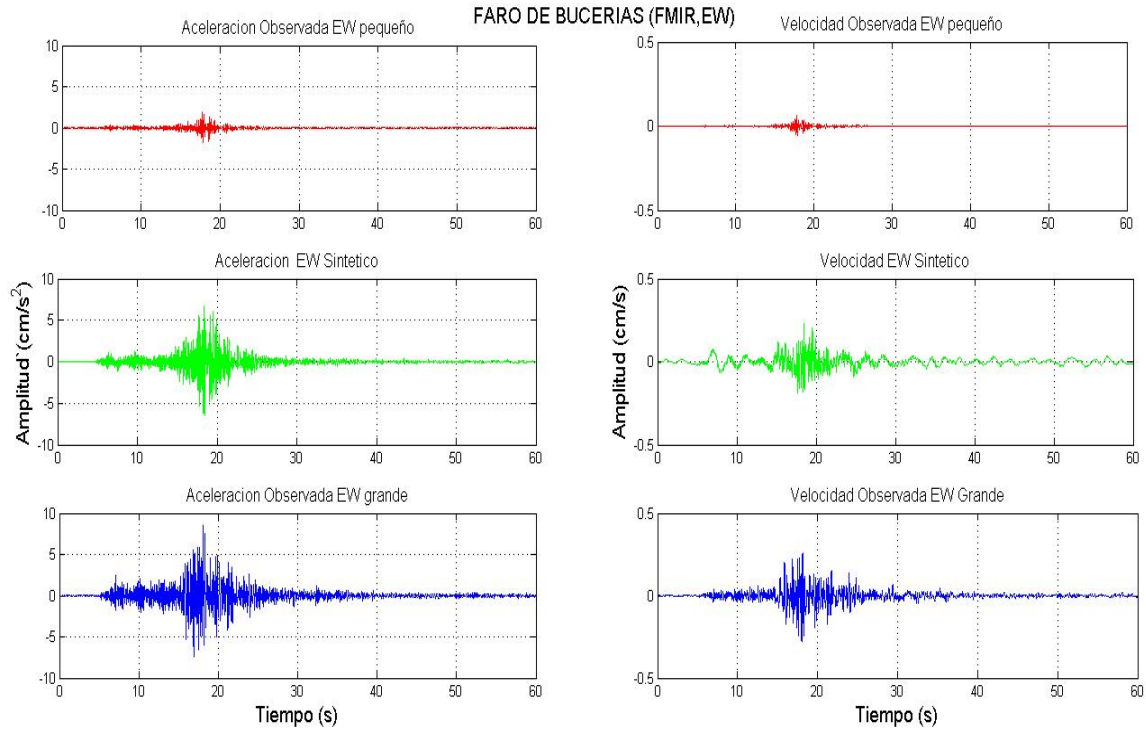
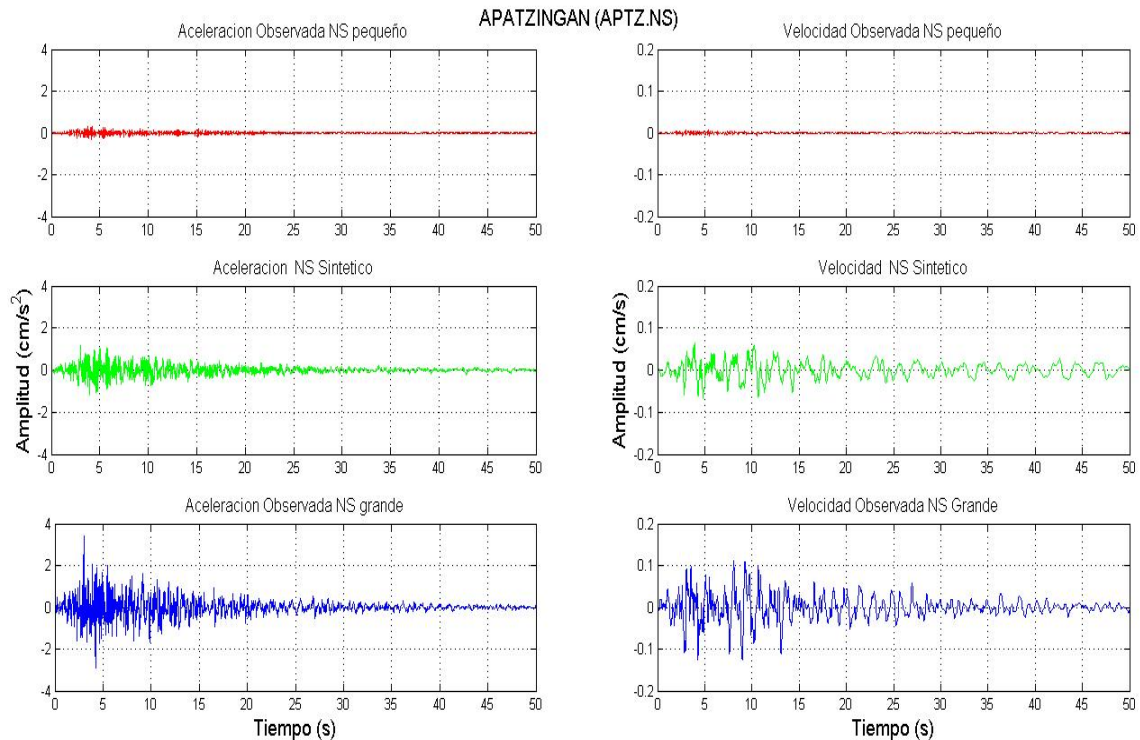


Figura VI.6. Simulación del sismo de $M=5.1$ usando el sismode $M=4.3$, en el sitio FMIR, en la parte superior se muestra la componente NS y en la parte inferior se muestra la componente EW y del lado izquierdo se muestra la señal en Aceleración y del lado derecho en velocidad. En forma descendente se muestran las señales del sismo pequeño, el segundo es el simulado y el tercero es el observado del sismo principal (nótese la diferencia de escala del sismo pequeño).



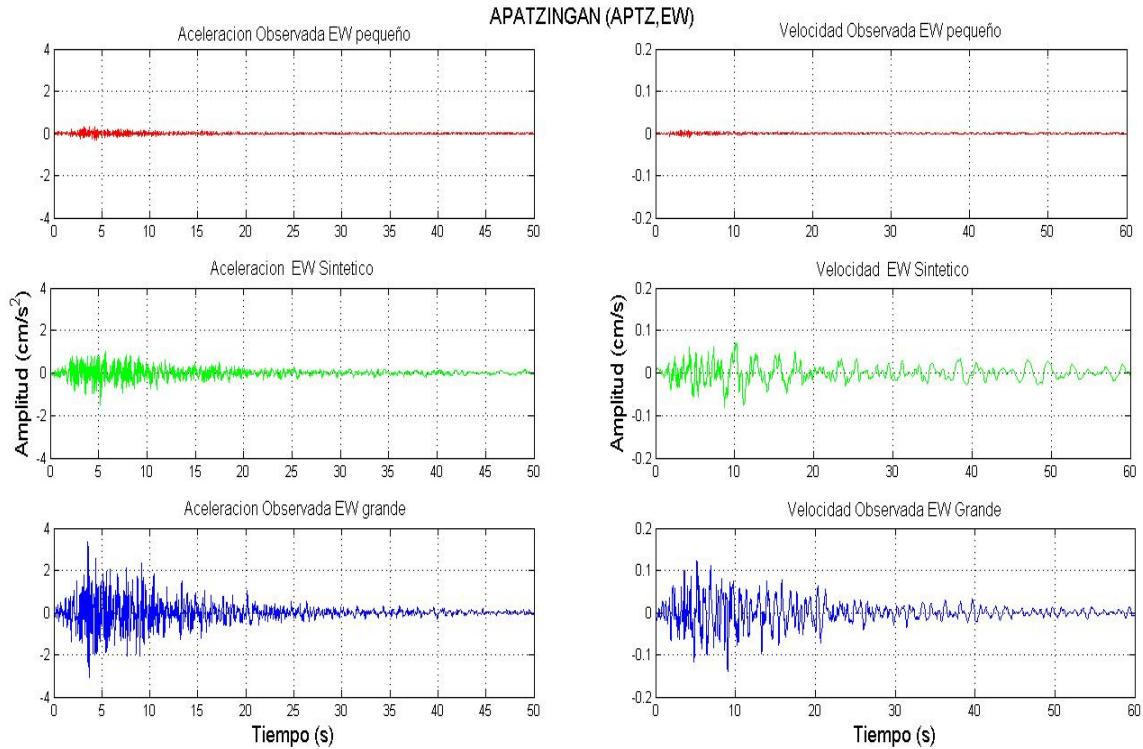
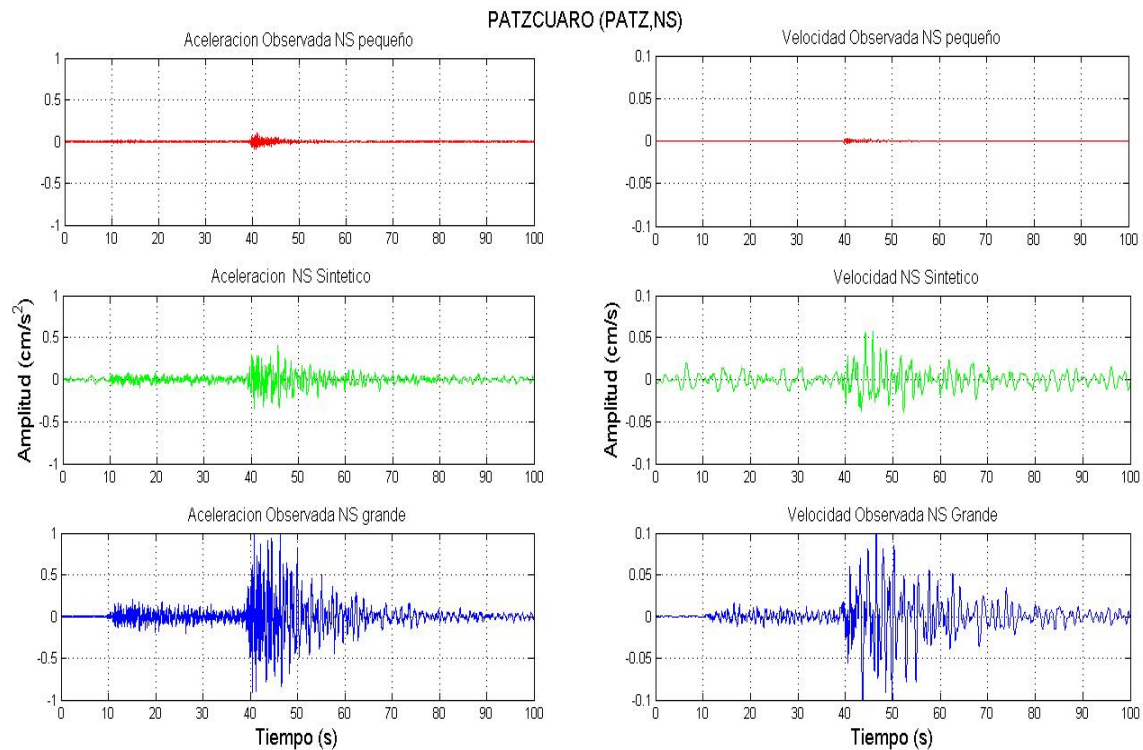


Figura VI.7. Simulación del sismo de $M=5.1$ usando el sismode $M=4.3$, en el sitio APTZ, en la parte superior se muestra la componente NS y en la parte inferior se muestra la componente EW y del lado izquierdo se muestra la señal en Aceleración y del lado derecho en velocidad. En forma descendente se muestran las señales del sismo pequeño, el segundo es el simulado y el tercero es el observado del sismo principal (nótese la diferencia de escala del sismo pequeño).



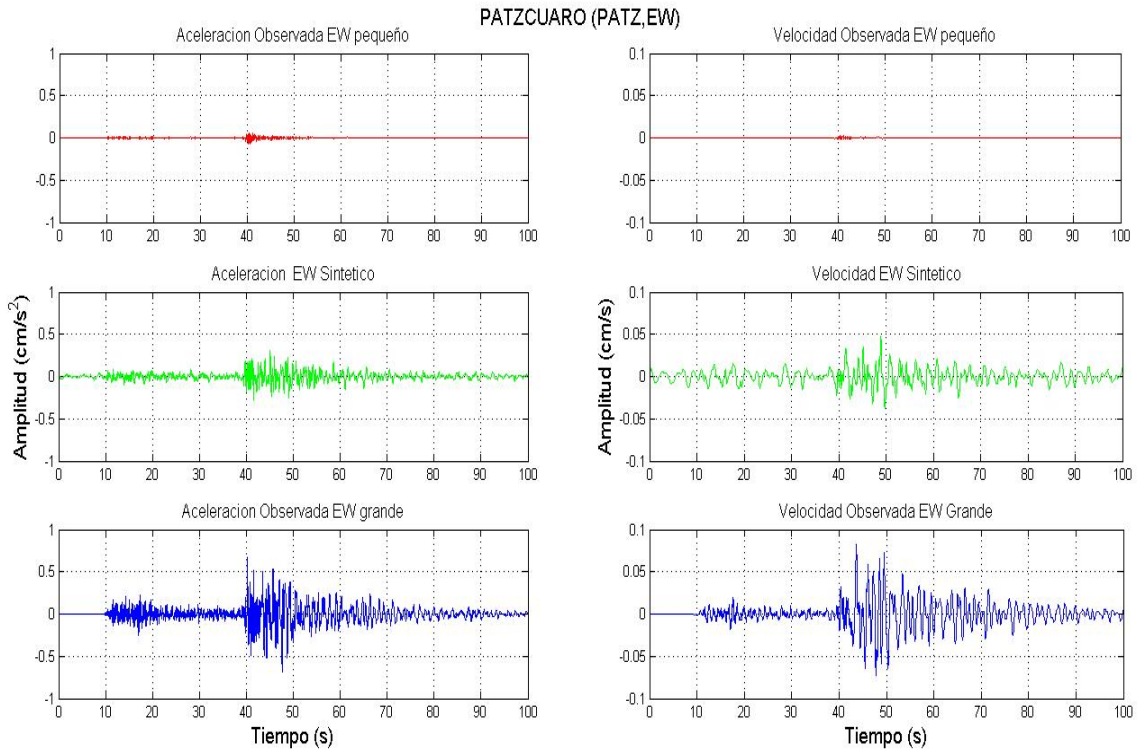
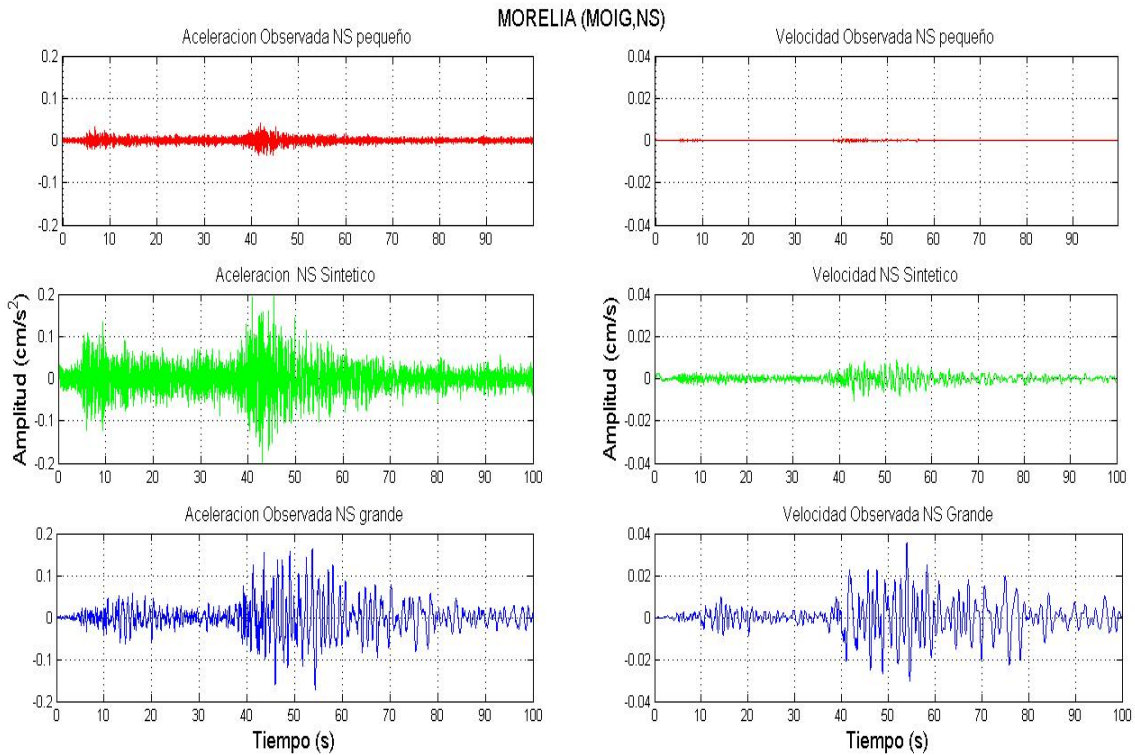


Figura VI.8. Simulación del sismo de $M=5.1$ usando el sismode $M=4.3$, en el sitio PATZ, en la parte superior se muestra la componente NS y en la parte inferior se muestra la componente EW y del lado izquierdo se muestra la señal en Aceleración y del lado derecho en velocidad. En forma descendente se muestran las señales del sismo pequeño, el segundo es el simulado y el tercero es el observado del sismo principal (nótese la diferencia de escala del sismo pequeño).



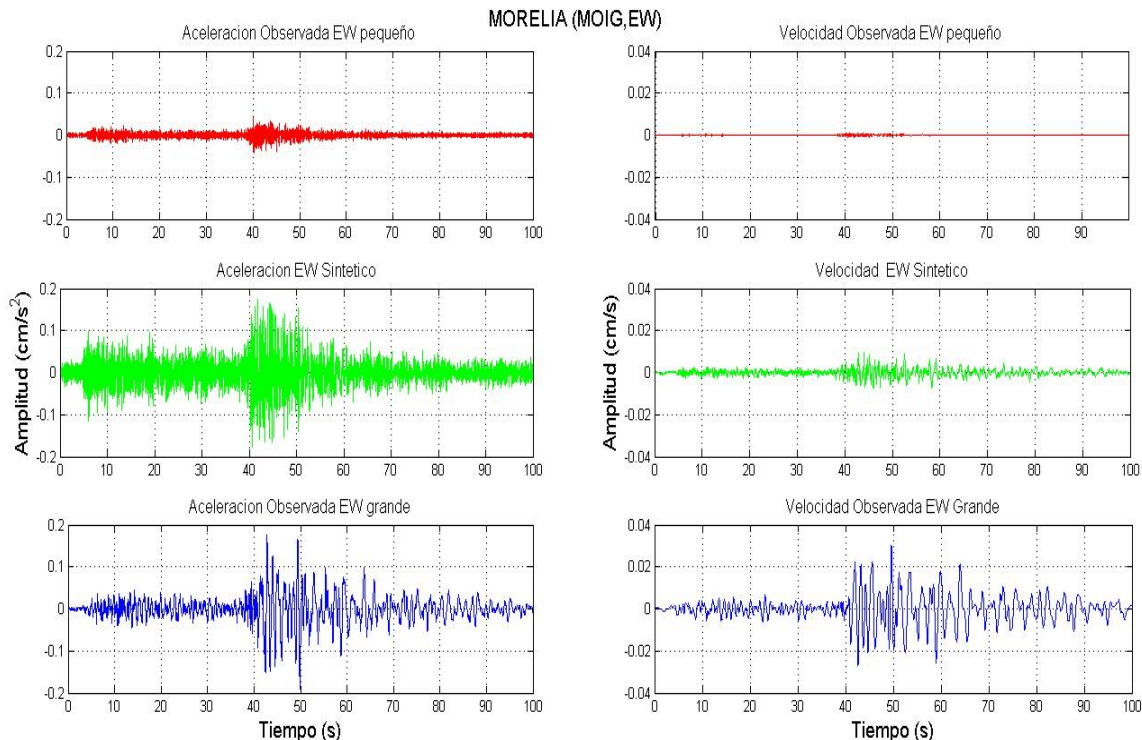


Figura VI.9. Simulación del sismo de $M=5.1$ usando el sismo de $M=4.3$, en el sitio MOIG, en la parte superior se muestra la componente NS y en la parte inferior se muestra la componente EW y del lado izquierdo se muestra la señal en Aceleración y del lado derecho en velocidad. En forma descendente se muestran las señales del sismo pequeño, el segundo es el simulado y el tercero es el observado del sismo principal (nótese la diferencia de escala del sismo pequeño).

A partir de los resultados obtenidos del uso del sismo pequeño de $M=4.3$ para simular el sismo de $M=5.1$, se observa que para estos cuatro sitios se obtuvo una buena simulación una vez que se llegó a ajustar los parámetros adecuados como velocidad de ruptura, rise time, y el punto donde inicia la ruptura. Para nuestro caso ahora realizamos la simulación de un sismo de $M=7.1$ a partir del sismo de $M=5.1$.

Estas simulaciones nos permitieron corroborar nuestros parámetros de fuente estimados, así como también el poder comparar los sintéticos con datos observados de la red temporal. Una vez controlado nuestro modelo ahora realizaremos el escalamiento para nuestro sismo de mayor magnitud considerando que a partir del tipo de falla que se consideró inicialmente (falla lateral derecha) de acuerdo a los datos del mecanismo focal del sismo de $M=5.1$ se toma una postura conservadora y se trata de simular un sismo con magnitud considerable posible para el tipo de falla que se trata. Pues como estamos tomando una falla superficial que se encuentra sobre la falla de subducción y por lo tanto desconocemos la profundidad de esta, la escalaremos aun sismo de diez veces el área de ruptura ya que este patrón obedece a la ley de escalamiento ω^{-2} .

En la figura VI.10 se muestra una representación esquemática del sistema utilizado para reproducir el sismo grande. El número de subfallas (N) está dado por fórmulas que relacionan la caída de esfuerzos de ambos sismos y el nivel de aceleración de los espectros. El valor de N lo podemos obtener a partir de la formula VI.1.

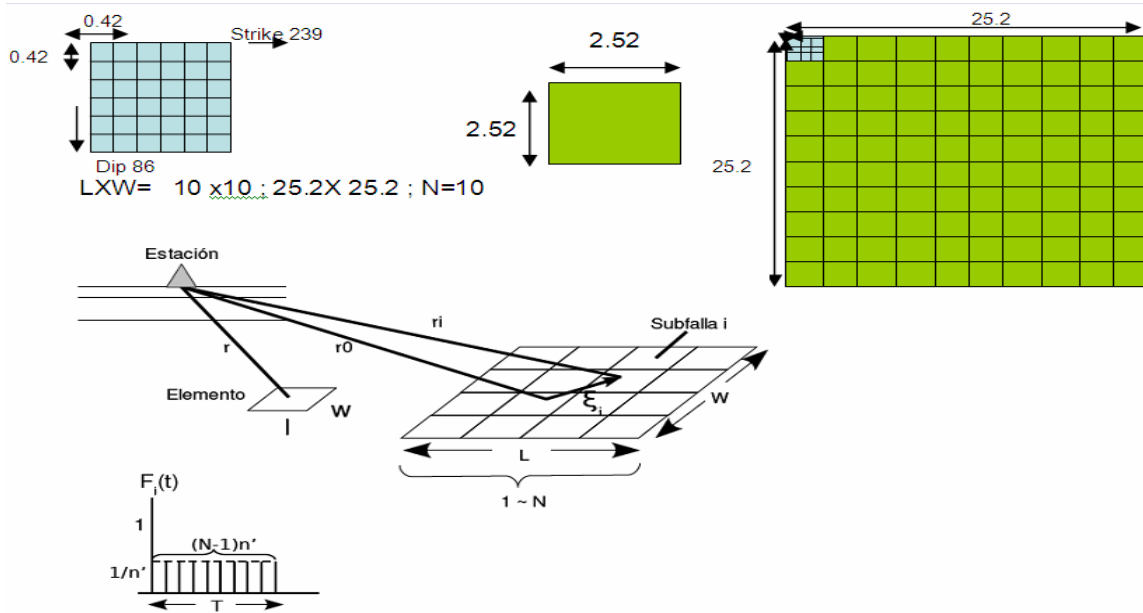


Figura VI.10 Representación esquemática de los parámetros usados para calcular las funciones de Green. El área de ruptura del sismo principal y del sismo pequeño, que están definido por $(L \times W)$ y $(l \times w)$ respectivamente.

En la figura VI.10, se observa un cuadro azul. Este representa el area total del plano de falla del sismo de $M=5.1$, mientras que los cuadros pequeños ($l = 0.42 \times w = 0.42$) que dividen dicho cuadro representan el plano de falla del sismo de $M=4.3$. El cuadro verde grande representa el area supuesta para el sismo a escalar de $M 7.1$, el cual se divide en 100 cuadros pequeños de dimensiones de $L = 2.52 \times W = 2.52$ cada uno de estos representan el plano de falla del sismo de $M=5.1$.

Una vez mostrados de manera esquemática los parámetros de fuente utilizados para calcular el sismo principal se obtiene una área estimada de $2.52 \times 2.52 \text{ km}^2$ del la simulación anterior ahora procedemos a escalar diez veces el área así como se muestra en la figura VI.10 y para el sismo principal nos queda una área de $25.2 \times 25.2 \text{ km}^2$ con dirección del *rake* 239^0 y en la dirección del *slip* 86^0 , tenemos que $N=10$ y $C=1$, así como una velocidad de ruptura de 3.1 km/s y con una velocidad de ondas de cortante de 3.5 km/s . Con estos valores y con el plano de falla definido se propusieron 7 simulaciones distribuidas en todo el plano de falla, con diferentes sitios donde inicia la ruptura como se muestra en la figura VI.11, considerando cada ubicación para cada una de las 7 estaciones de la red temporal.

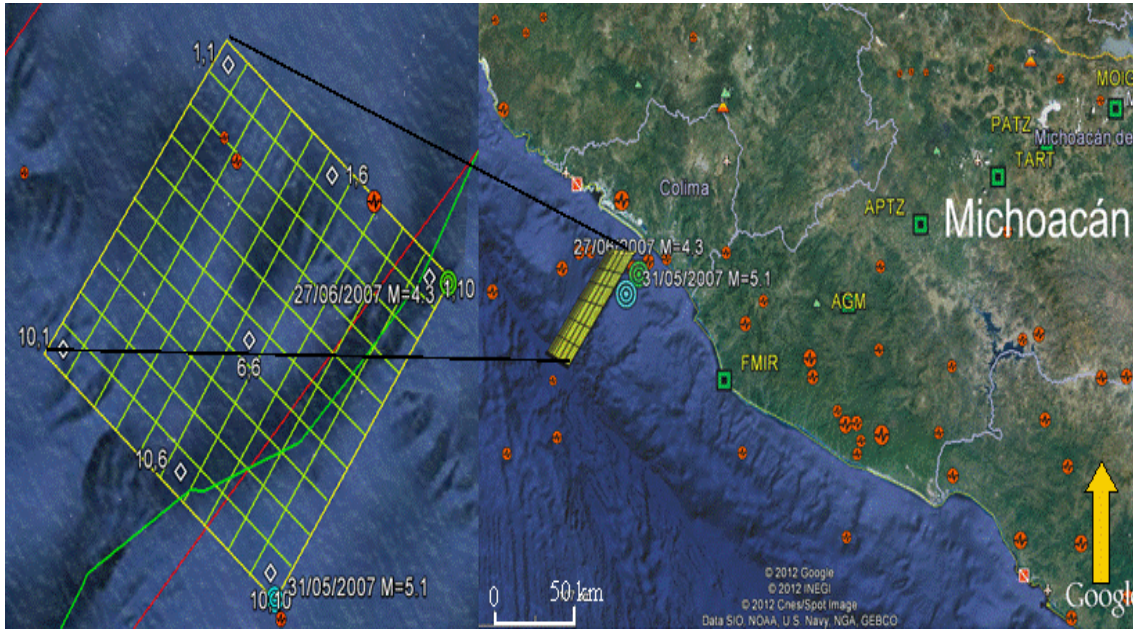


Figura VI.11. Esquema del plano de falla considerado para la simulación y con rombos se indica la posición de el inicio de ruptura de las fuentes a simular (1,1; 1,6; 1,10; 6,6; 10,1; 10,6; 10, 10).

Con la distribución de las fuentes a simular (1,1 ; 1,6 ; 1,10; 6,6; 10,1; 10,6;10,10) se calcularon las distancias epicentrales (fuente – estación) así como también el azimut arreglo – estación. En la Tabla VI.1 se muestra para la primera posición las distancias estimadas fuente-estación así como el azimut arreglo estación.

Tabla VI.1. Muestra las distancias epicentrales fuente- estación y azimut arreglo estación.

Punto	Estación	distancia epicentral (Km).	Azimuth	Profundidad (Km).	Distancia hipocentral (Km)
1_1	FMIR	86.46	125.52	16	87.93
1_1	AGM	147.20	93.07	16	148.07
1_1	APTZ	193.14	80.39	16	193.80
1_1	TART	245.44	76.45	16	245.96
1_1	PATZ	279.72	74.13	16	280.18
1_1	MOIG	326.75	73.19	16	327.14
1_1	MARM	410.00	73.43	16	410.31

Estas estimaciones se realizaron para las 7 fuentes a simular. Por razones prácticas sólo se ilustra un ejemplo de la primera simulación, para la primera posición del punto de inicio de la ruptura 1_1.

El criterio para determinar cuál es el modelo más cercano a la fuente real se basa en encontrar el mejor ajuste entre la traza sintética y la observada. Pero en este caso no existe registro observado ya que es la simulación de un escenario futuro. Usando la experiencia de la simulación del sismo de $M = 5.1$, variamos los parámetros que son sensibles a la variación de las simulaciones como son el punto de inicio de la fuente entre otros.

Con todas estas variaciones en los parámetros estimados se realizaron las 7 simulaciones por cada estación. En las figuras VI.12 hasta la VI.15 se ilustran los registros de aceleración y de velocidad para el sismo que se simuló tanto el observado como el sintético para el modelo 1_1 del sismo de $M = 5.1$ al de $M = 7.1$. (En las figuras se graficaron las trazas con diferentes escalas en la amplitud por que el sintético es mucho mayor que el observado con gran diferencia de escala)

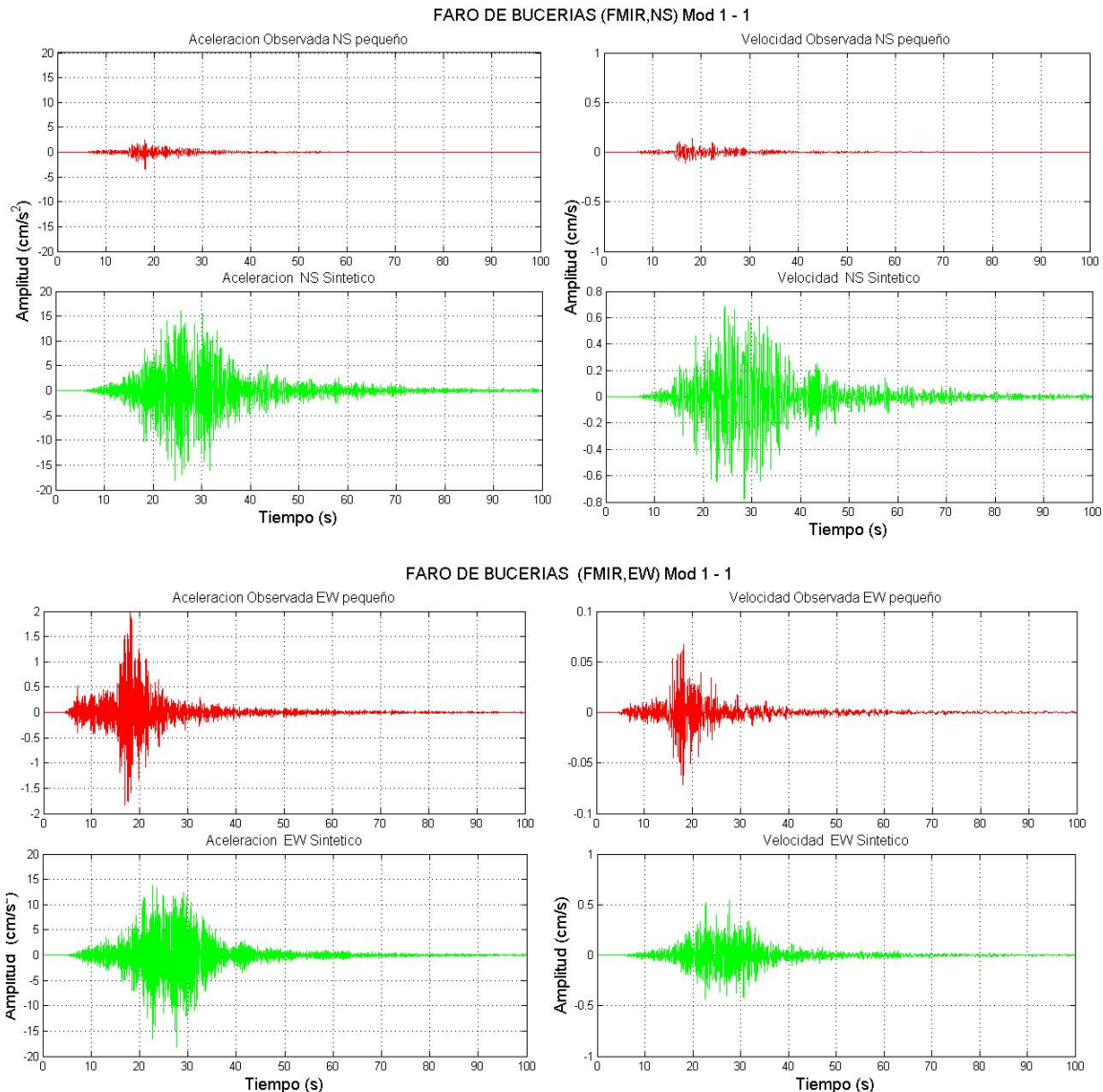
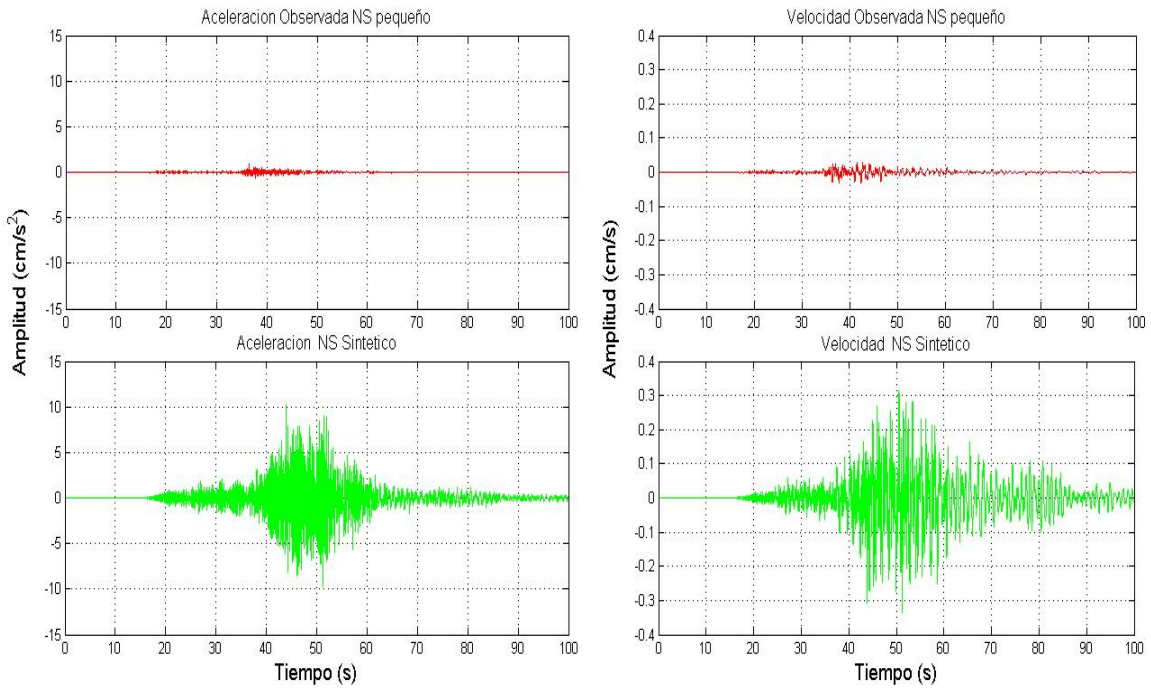


Figura VI.12. Escenario 1_1 de la simulación de un sismo de $M=7.1$ en el sitio FMIR, en la parte superior se muestra la componente NS y en la parte inferior se muestra la componente EW y del lado izquierdo se muestra la señal en Aceleración y del lado derecho en velocidad. En forma descendente se muestran las señales del sismo pequeño, el segundo es el simulado (nótese la diferencia de escala del sismo pequeño).

APATZINGAN (APTZ,NS) Mod 1 - 1



APATZINGAN (APTZ,EW) Mod 1 - 1

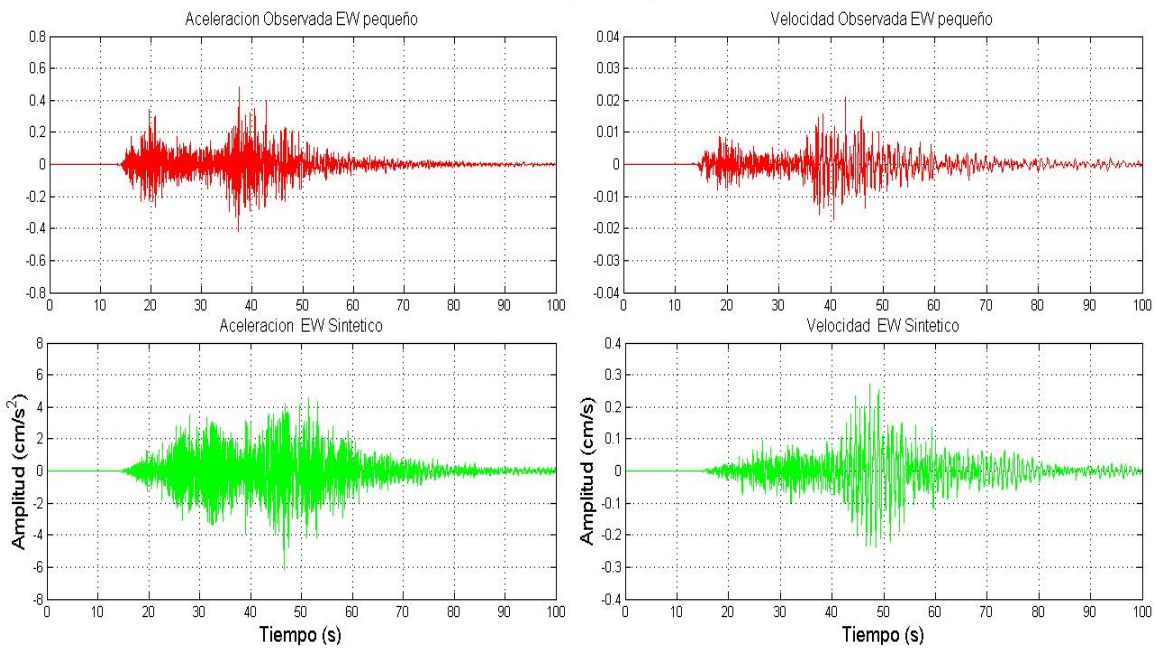


Figura VI.13. Simulación del sismo de $M=7.1$ en el sitio APTZ (escenario 1_1), en la parte superior se muestra la componente NS y en la parte inferior se muestra la componente EW y del lado izquierdo se muestra la señal en Aceleración y del lado derecho en velocidad. En forma descendente se muestran las señales del sismo pequeño, el segundo es el simulado (nótese la diferencia de escala del sismo pequeño).

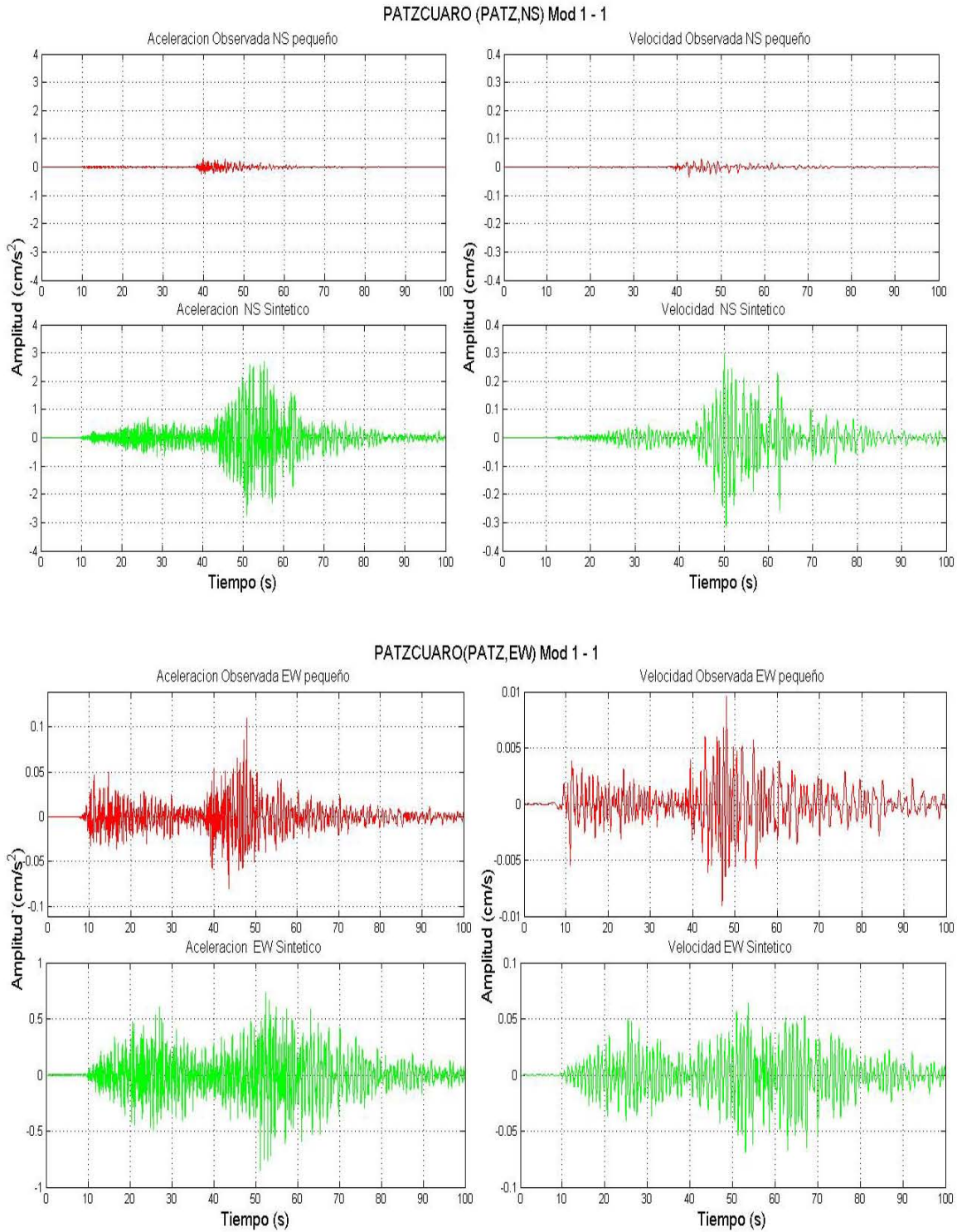


Figura VI.14. Simulación del sismo de $M=7.1$ en el sitio PATZ (escenario 1_1), en la parte superior se muestra la componente NS y en la parte inferior se muestra la componente EW y del lado izquierdo se muestra la señal en Aceleración y del lado derecho en velocidad. En forma descendente se muestran las señales del sismo pequeño, el segundo es el simulado (nótese la diferencia de escala del sismo pequeño).

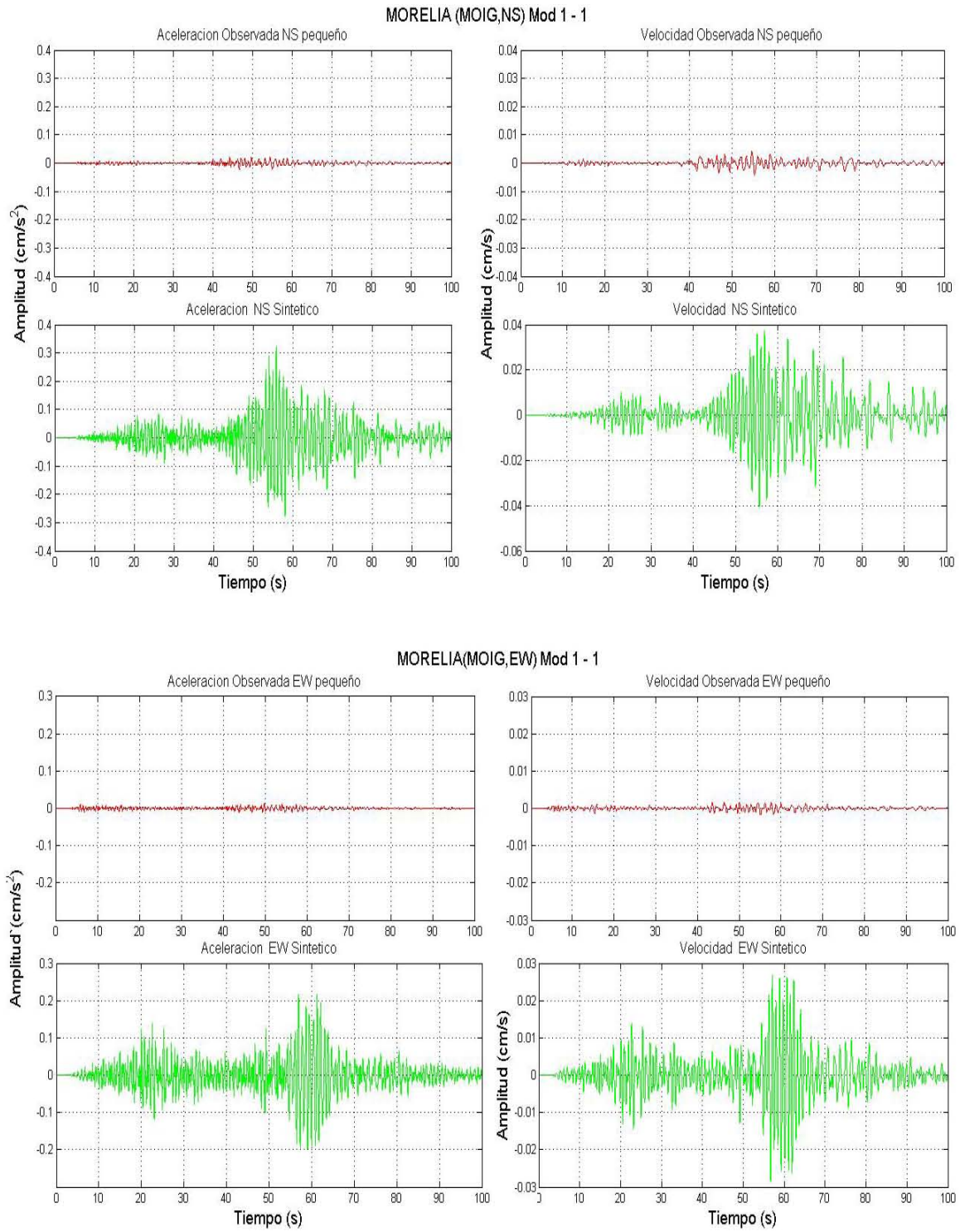


Figura VI.15. Simulación del sismo de $M=7.1$ en el sitio MOIG (escenario 1_1), en la parte superior se muestra la componente NS y en la parte inferior se muestra la componente EW y del lado izquierdo se muestra la señal en Aceleración y del lado derecho en velocidad. En forma descendente se muestran las señales del sismo pequeño, el segundo es el simulado (nótese la diferencia de escala del sismo pequeño).

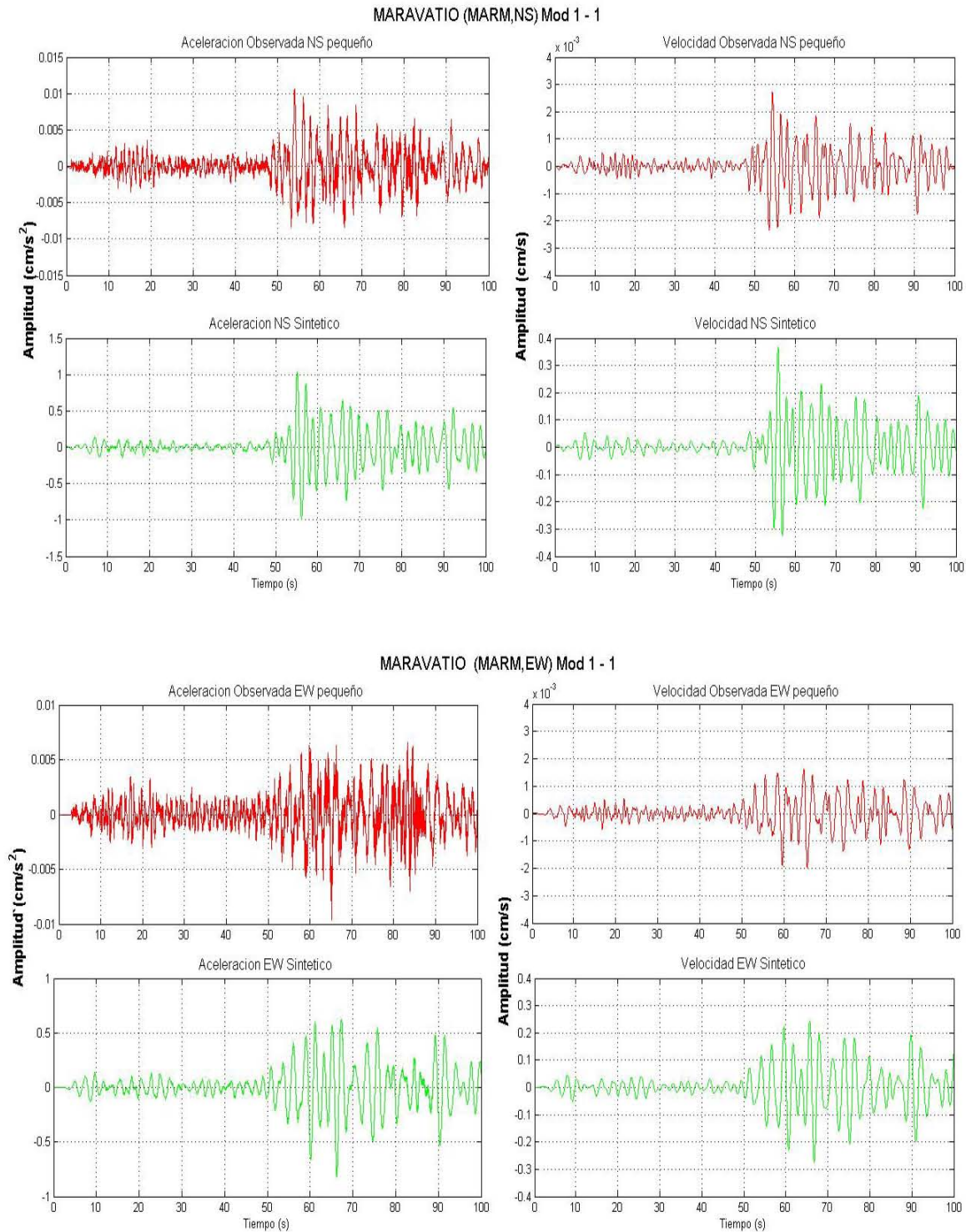


Figura VI.16. Simulación del sismo de $M=7.1$ en el sitio MARM (escenario 1_1), en la parte superior se muestra la componente NS y en la parte inferior se muestra la componente EW y del lado izquierdo se muestra la señal en Aceleración y del lado derecho en velocidad. En forma descendente se muestran las señales del sismo pequeño, el segundo es el simulado (nótese la diferencia de escala del sismo pequeño).

Para considerar el efecto que tiene el modelo en forma global, se considera un promedio simple de las componentes horizontales en todas las estaciones (es decir se obtuvo el promedio geométrico).

En la primera etapa se mostró los resultados para ejemplificar el proceso de modelado en cada una de las posiciones de inicio de ruptura que se utilizaron para las simulaciones partiendo de la estación más cercana a la fuente (FMIR) hasta la más alejada (MARM). La localización del inicio de la ruptura se varió en todo el plano de falla. Los resultados de los modelos generados durante esta primera etapa se muestran sus resultados en la tabla VI.2. Con las que se llegó a estimar las aceleraciones máximas en cada estación donde se obtuvieron las siguientes aceleraciones para las 7 simulaciones.

Tabla VI.2. Muestra las Aceleraciones máximas (promedio simple de las componentes horizontales) obtenidas de las 7 simulaciones.

Estación	Distancia hipocentral (km)	Aceleraciones máximas (cm./s ²) observadas en el sintético para M7.1						
		Modelos						
		1_1	1_6	1_10	6_6	10_1	10_6	10_10
FMIR	60	21.4	26.1	32.4	74.1	27.7	27.1	38.1
APTZ	206	9.7	10.6	8.7	11.7	12.0	10.0	8.4
PATZ	296	2.0	2.8	1.9	2.5	2.0	2.0	1.9
MOIG	345	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2
MARM	426	0.8	0.2	0.2	1.3	0.1	0.2	0.1

Con estos resultados se observa que para el modelo 6_6, se muestra la aceleración mas alta en la estación mas cercana a la fuente (FMIR, Distancia a la fuente de 60 km.) y la aceleración mas baja con respecto a las máximas estimadas fue para los modelos 10_10 y 10_1 que se presentaron en la estación MOIG que se ubica a 345 km de la fuente.

En la Tabla VI.2, se han resaltado en color verde las aceleraciones más grandes que se produjeron en cada estación de los siete modelos simulados. Como es de esperarse, los modelos que producen la aceleración máxima son diferentes para cada estación. Esto se debe a la combinación de la geometría de la falla y del trayecto fuente-estación, en donde se reflejan los efectos del patrón de radiación y de la directividad.

En este caso ante la simulación de un escenario futuro no sabemos a priori donde iniciaría la ruptura. Por ello se busca usar los escenarios más conservadores, es decir, los que produzcan mayores aceleraciones.

Contar con los registros de aceleración y velocidad de estos escenarios con un contenido de frecuencias mayor de 10 hz es de gran utilidad. Con estos registros es posible calcular el espectro Fourier, el espectro de respuesta, aceleraciones y velocidades máximas, etc. Incluso es posible usarlos como entrada en análisis numéricos de respuesta de edificios o en mesas vibratoras.

En la actualidad el estudio de las aceleraciones y/o velocidades máximas se ha vuelto de gran interés, con la finalidad de permitir el flujo de información hacia la comunidad científica e ingenieril. Este tipo de información es utilizado en la construcción de mapas de intensidad Mercalli basado en grabaciones instrumentales básicas de movimiento. Estas "Intensidades instrumentales" se basan en una regresión combinada con una aceleración máxima y amplitudes de velocidad vs intensidad observada (Wald *et al.*, 1999).

De la comparación con mapas de intensidad observados, se ha encontrado que una regresión basada en la velocidad pico de intensidad $> VII$ y en la aceleración de pico de intensidad $< VII$ es el más adecuado. Esto es consistente con la noción de que las bajas intensidades son sensibles a la aceleración. Los daños moderados en intensidad VI-VII, por lo general se producen en estructuras rígidas (muros de mampostería, chimeneas, etc), que también son sensibles a la alta frecuencia (aceleración) movimientos de tierra. Como el daño aumenta los niveles, el daño también se produce en las estructuras flexibles, para los cuales el daño es proporcional a la velocidad de tierra y no a la aceleración. Al relacionar movimientos del suelo registrados a intensidades Mercalli Modificado, nos podemos percatar de manera preventiva cuales serían los daños esperados en una determinada región después de que ocurra el sismo. Esto siempre y cuando se tenga este tipo de información.

Con las aceleraciones máximas estimadas en la simulación de un sismo de M 7.1 frente a la costa entre Colima y Michoacán, se estimaron las Intensidades para las 5 estaciones utilizadas en la simulación, estas se determinaron a partir de las relación propuesta por Wald *et al.* (2005). Las que se muestran en la tabla VI.3

Tabla VI.3. Relación de intensidades, aceleraciones máximas y velocidad máxima (Wald *et al.* 2005).

Movimiento percibido	no sentido	leve	ligero	moderado	fuerte	muy fuerte	severo	Violento	extremo
Daño potencial	ninguno	ninguno	ninguno	muy ligero	ligero	moderado	Moderado /fuerte	fuerte	muy fuerte
PGA(%g)	<0.17	0.17 - 1.4	1.4 - 3.9	3.9 - 9.2	9.2 - 18	18 - 34	34 - 65	65 - 124	>124
PGV(cm/s)	<0.1	0.1 - 1.1	1.1 - 3.4	3.4 - 8.1	8.1 - 16	16 - 31	31 - 60	60 - 116	>116
Intensidad instrumental	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Con esta tabla y tomando los valores máximos tenemos que para el modelo 6_6 con una aceleración en la estación mas cercana a la fuente (FMIR) tenemos que IMM = V ($A_{max}=7.5\%$ g), mientras que para el modelo 10_1 tenemos una IMM= II-III ($A_{max}=1.2\%$ g) para la estación APTZ, mientras que para el modelo 1_6 se tuvo la aceleración máxima en la estación de PATZ con IMM = II-III ($A_{max}=0.2\%$ g), para el modelo 10_10 se obtuvo en la estación MOIG con una IMM= I mientras que para las estación de MARM se obtuvo con el modelo 6_6 con una IMM= I. Con estos resultados se observa que las aceleraciones máximas que se obtuvieron fue en las estaciones más cercanas a la fuente alrededor de los 60km. y las mas bajas fueron después de los 345 km. de la fuente.

VI.4 Discusión y Conclusiones.

La metodología de las funciones de Green empíricas es una herramienta bastante competente para el presente estudio ya que a partir de un modelo sencillo de dislocación nos ha permitido entender algunas características del los sismos de fallamiento lateral como lo es, en este caso, frente a la costa entre Colima y Michoacán.

Para la primera simulación donde utilizamos el sismo de M= 4.3 del 27 de mayo del 2007 el cual fungió como función de Green para simular el sismo de M= 5.1 del 31 de mayo de 2007. Para esta simulación se obtuvo una dimensión del área de la falla de $2.52 \times 2.52 \text{ km}^2$. Se generaron 14 simulaciones donde se tomaron el que mas se acercó en su forma espectral y en las aceleraciones máximas así como en su forma de onda a los registros del evento. En las simulaciones se tomaron

en cuenta las diferencias en las caídas de esfuerzo entre el sismo principal y el sismo pequeño siguiendo las leyes de escalamiento de ω^{-2} .

Una vez determinado el modelo para el sismo de $M= 5.1$ con este modelo se calibró el modelo para generar el modelo de fuente para el sismo de $M= 7.1$. Para ello se tomó como función de Green el sismo del 31 de mayo del 2007. Se generaron 7 modelos diferentes variando el punto donde inicia la ruptura. Se estimaron las aceleraciones y velocidades máximas en cada uno de los sitios. La aceleración máxima fue de 74.1 cm/s^2 y se encontró para el escenario 6_6 en la estación FMIR situada alrededor de 60 km de distancia de la fuente.

Una limitación de este estudio es que hemos utilizado sismos de magnitud relativamente pequeña. Esto fue una consecuencia del período de operación relativamente corto de la red temporal (3 meses).

Para incluir mas tipos de fuente que potencialmente puedan afectar las es necesario contar con más registros provenientes de las diferentes zonas sismogénicas identificadas en la región, así como información con respecto a los procesos de ruptura de los sismos registrados. Fórmulas o relaciones entre los diferentes parámetros internos de las fuentes sísmicas ayudarán a mejorar la información de sismos futuros que permita mejorar los modelos de predicción como el que se presenta en este trabajo. Con ello se espera minimizar la incertidumbre para conocer mejor los parámetros involucrados en las simulaciones de movimientos fuertes.

En general, los resultados obtenidos nos permiten tener un acercamiento en la predicción de los movimientos fuertes debidos a un sismo de magnitud considerable ($M= 7.1$) frente a las costas entre Michoacán y Colima.

VI.5 Referencias

- Aguirre, J, K Irikura y K Kudo (1994), "Estimation of strong ground motions on hard rock and soft sediments sites in the Ashigara Valley using the empirical Green's function method", Bulletin Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Vol. 44, part 1, No. 379, pp. 45-64.
- Brune, J. N. (1970). "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes", J. Geophys. Res., 75(26), 4997-5009. (correction, *ibid*, 1971, 76, 5002.)
- Hartzell, S. H. (1978), "Earthquake aftershocks as Green's functions", Geophys. Res. Lett., 5(1), 1-4,
- Irikura, K (1986), "Prediction of strong accelerations motions using empirical Green's function", Proceedings of the Japan Earthquake Engineering Symposium 11th, pp. 151-156 (en Japonés).
- Irikura, K.(1983). "Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes", Bull. Disas. Prev. Res. Inst., 33, 63-104.
- Kanamori, H. (1993), "Stimulation of strong motion in Mexico city expected for larger earthquakes in the Guerrero gap", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 89, No 3, June, (pp 811-829)
- Kanamori, H. (1979). "A semi-empirical approach to prediction of long period ground motions from great earthquakes", Bulletin of the Seismological Society of America. 69, 1645-1670.
- Kanamori, H, and Anderson D., (1975), "Theoretical basis of some empirical relations in seismology", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 65, (pp. 1073-1095).
- Kamae, K y K Irikura (1998), "Source model of the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake and simulation of near source ground motion", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 88, pp. 400-412.
- Miyake, H, T Iwata y K Irikura (2003), "Source characterization for broadband ground motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93, pp. 2531-2545.
- Nozu, N, K Irikura (2008), "Strong motion generation area of great subduction-zone earthquake waveform inversion with empirical Green's function for the 2003 Tokachi-Oki earthquake", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 98, pp. 180-197.
- Rodríguez-Lozoya, H, L Quintanar, C Rebollar, J Gómez, Y Yagi, T Domínguez, G Reyes, C Javier, y L Alcántara (2007), "Source characteristics of the 22 January 2003 Mw 7.5 Tecomán, México, earthquake and its rupture process", enviado para su publicación a Journal of Geophysical Research.
- Somerville, P, K Irikura, R Graves, S Sawada, D Wald, N Abrahamson, Y Iwasaki, T Kagawa, N Smith y A Kowada (1999), "Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong motion", Seismological Research Letters, Vol. 70, pp. 59-80.

- Somerville, P, T Sato, I Toru, N Collins, K Dan y F Hiroyuki (2002), “Characterizing subduction earthquake slip models for the prediction of strong motion”, Proceedings of the Japan Earthquake Engineering Symposium 11th, pp. 163-166 (en Japonés).
- Vazquez Rosas, Ricardo, Jorge Aguirre Gonzalez, Horacio Mijares A.,(2012), “Simulation of strong ground motion based on convencional Empirical Green’s Funtions in the Michoacán state,México”. AGU Fall Meting, in San Francisco, CA. reference: 1502646, paper #S21B-2520.
- Yagi, Y, T Mikumo, J Pacheco y G Reyes (2004), “Source rupture process of Tecomán, Colima, México earthquake of January 22, 2003”, determined by joint inversion of teleseismic bodywave and near-source data”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 5, pp. 1795-1807.
- Wald, D. J., Worden, B. C., Quitariano, V., and Pankow, K. L. (2005), “ShakeMap manual: technical manual”, user's guide, and software guide, U.S. Geological Survey, Techniques and Methods 12–A1, 128 pp.
- Wald, D.J., Quitariano, V., Heaton, T.H., and Kanamori, H., (1999), “Relationship between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California”: Earthquake Spectra, v. 15, no. 3, p. 557-564.

VII. Estimación de un escenario sísmico en la ciudad de Maravatio, Michoacán.

VII.1 Introducción.

Para realizar la construcción de un escenario sísmico es necesario estudiar la fuente, el trayecto y los efectos de un sismo para un sitio dado. Considerando estos tres elementos apropiadamente podríamos reconstruir las historias de movimiento en aceleración, velocidad o desplazamiento. Si además de eso, somos capaces de estudiar las características dinámicas de los edificios. Podremos evaluar con mayor detalle los escenarios sísmicos en función del peligro y en términos del riesgo sísmico.

Para tener un mejor entendimiento del peligro sísmico se sabe que está caracterizado por dos enfoques. El primero es el Probabilista, en el que se basa en la estimación de aceleraciones máximas del movimiento PGA para un periodo de tiempo dado. Se apoya en la definición de las zonas simogenéticas y en las relaciones de atenuación del movimiento del terreno. El segundo enfoque es el determinista, donde se caracterizan las formas de onda para un escenario sísmico específico. En este enfoque se realiza la caracterización de las fuentes sísmicas, detalles de trayecto y los detalles de los efectos de sitio (de los estratos superficiales).

Para el presente estudio realizado en la ciudad de Maravatio, Michoacán, se trata de construir un escenario sísmico a partir de la caracterización de la estructura superficial del terreno para el cual se evalúa el efecto de sitio mediante el uso de microtremores. Para evaluar la frecuencia de resonancia así como también se realiza una estimación de la aceleración máxima a través del uso del PRODISIS del manual de CFE del 2008, en el cual se estiman los espectros de diseño, así como también los acelerógramas sintéticos del cada uno de los sitios.

Estos tipos de estudios resultan importantes, ya que proporciona datos sobre las características dinámicas (la velocidad de onda V_s) de las capas relativamente superficiales, además de que es un elemento básico en los estudios de la amplificación del terreno y de la respuesta de sitio de cuencas sedimentarias. Estos son de interés para las obras civiles dentro del diseño sísmico. La caracterización de la estructura superficial se realizó aplicando el método SPAC (método de autocorrelación espacial), esta metodología ha resultado bastante apropiada en zonas urbanas, sin embargo, el despliegue instrumental ha sido una de sus principales limitaciones por las geometrías de las zonas urbanas.

El método conocido como SPAC (Spatial autocorrelation method) fue introducido por primera vez por Aki en 1957. Donde el realiza mediciones simultáneamente de microtremores en varias estaciones donde el demuestra que a partir de las mediciones y de realizar la correlación entre las estaciones y calcular el coeficiente de correlación espacial se puede llegar a obtener la curva de dispersión de velocidad de fase de las ondas Rayleigh. La esencia de este método, es que cuando grabamos en arreglos instrumentales, a distancias equidistantes entre las estaciones, formando pares de estaciones a diferentes azimuts, es posible estimar la velocidad de fase por el cruce de las ondas en los arreglos, esto sin considerar la dirección de propagación de las ondas presentes. Esto tomando en cuenta que el campo de ondas dispersivas se propague a lo largo de una superficie libre.

El método asume que el campo de ondas se empieza a grabar en los arreglos de estaciones, y la vibración ambiental se considera estacionaria y estocástica. Considerando el campo y la vibración en el espacio y el tiempo. Por otro lado los arreglos de los microtremores, que además de

permitirnos obtener mapas de Microzonificación, nos permite hacer una determinación de la estructura de velocidades (Vázquez-Rosas *et al.*, 2005).

VII.2 Contexto geodinámico y geología regional de Maravatio Michoacán.

Michoacán está ubicado en el límite de dos provincias geológicas, al sur del estado la sierra madre del sur y la norte el cinturón volcánico Transmexicano. Este último, es causante de la formación de varios volcanes dentro y fuera del estado; el más reciente de ellos es el Parícutín (1943). La parte norte del estado de Michoacán se caracteriza por una alta actividad sísmica y volcánica. En esta región, que pertenece al Cinturón Volcánico Mexicano (CVM, Figura VII.1), han ocurrido algunos de los sismos históricos más violentos en el Centro de México por ejemplo en 1912, en Acambay, Edo. De México, ocurrió un sismo de magnitud 6.9 (Garduño-Monroy *et al.*, 1998).

La región central de México es una de las provincias más interesantes por sus numerosos lagos y volcanes. Esta región se caracteriza por una gran cantidad de cuencas lacustres, dentro de las cuales nuestro sitio de estudio se ubica dentro de la depresión lacustre y fluviolacustres del graben de Chapala-Cuitzeo (Ciénega de Chapala-Jiquilpan, Zamora, Zacapu, Cuitzeo, Acámbaro) (Isabel Israde Alcántara 1999).

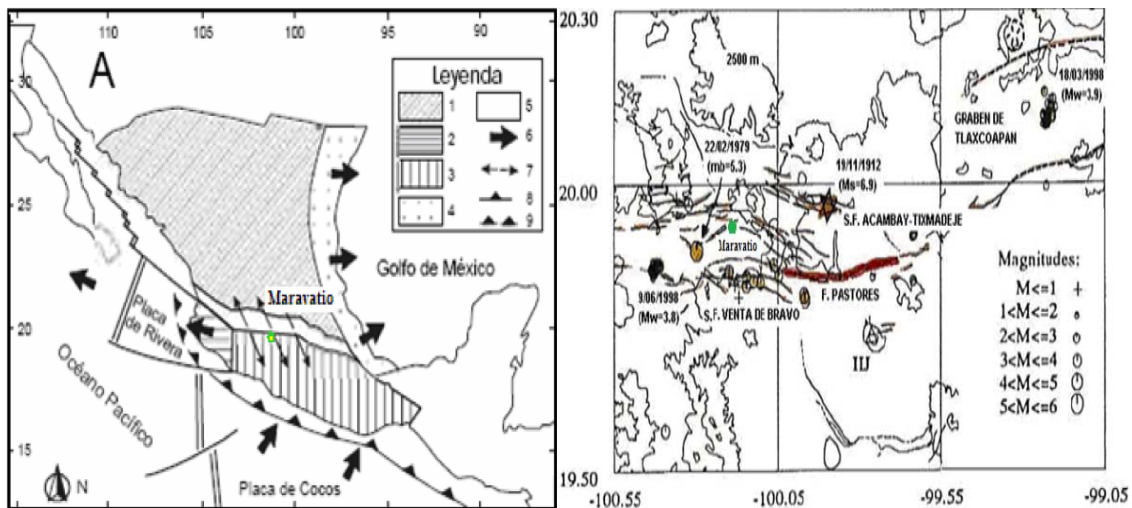


Figura VII.1. (Izquierda) Localización de la zona de estudio. A. Contexto geodinámico de México de acuerdo con el campo de esfuerzos que se registran con el movimiento de placas; 1.Placa de Norteamérica; 2. Bloque Jalisco; 3. Terrenos estrato-tectónicos de arcos volcánicos del sur de México; 4. Planicie Costera del Golfo; 5. Cinturón Volcánico Mexicano (CVM); 6.Movimiento relativo de placas; 7. Distensión en el CVM; 8. Zona de subducción; 9. Subducción en la Placa Rivera. (Figura Derecha) Mapa del Graben de Acambay y Tlaxcoapan ubicados en la parte central del Eje Neovolcánico Mexicano. Las líneas continuas representan curvas de nivel de 2500 m. Con líneas punteadas se han trazado aproximadamente las fallas más importantes de estos grabens. Con círculos abiertos se muestra la sismicidad reciente en estas dos zonas. Con el símbolo de estrella se muestra la ubicación del terremoto de Acambay del 19 de noviembre de 1912 ($M_s=6.9$) (Javier Lermo, Oscar Ishiwa2005).

VII.3 Estudio y aplicación del método de Autocorrelación Espacial en Maravatio.

a) Descripción. El método SPAC tiene el propósito de obtener la estructura de velocidades de un sitio, a partir de registros simultáneos de microtremores registrados en varias estaciones que conforman un arreglo instrumental. Esto se lleva a cabo a partir de estimar la curva de dispersión de ondas de Rayleigh que posteriormente servirá de base para la determinación de la estructura de velocidades. El procesado de los datos se llevó a cabo siguiendo la metodología propuesta por Aki (1957), en la cual se considera un arreglo de estaciones sísmicas dispuestas en un arreglo circular para la observación de microtremores. De acuerdo con esto, se representa el campo de ondas armónicas con frecuencia angular ω de microtremores por $u(0, 0, \omega, t)$ y $u(0, \theta, \omega, t)$, las cuales son observadas en el centro $C(0,0)$ del arreglo y en el punto $X(r, \theta)$ del círculo de radio r . Por lo que, la función de autocorrelación espacial se define como:

$$\phi(r, \theta, \omega) = \overline{u(0,0, \omega, t) \cdot u(r, \theta, \omega, t)} \quad (\text{VII.1})$$

Donde $\overline{u(t)}$ significa el valor promedio en el dominio del tiempo. El coeficiente de autocorrelación espacial se define como el promedio de la función de autocorrelación espacial (SPAC), considerando que en todos los sitios de observación se tiene la misma distancia radial, esto es:

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi \cdot \phi(0, \omega)} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta, \omega) \cdot d\theta \quad (\text{VII.2})$$

donde $\phi(0, \omega)$ es la función SPAC en el centro $C(0, 0)$. La integral de la ecuación (VII.2) se reduce a:

$$\rho(r, \omega) = J_0\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right) \quad (\text{VII.3})$$

donde $J_0(\cdot)$ es la función de Bessel de primer especie y de orden cero, $c(\omega)$ es la velocidad de fase con frecuencia angular ω y r es la distancia entre las estaciones. El coeficiente SPAC de la ecuación (VII.3) puede ser calculado directamente en el dominio de la frecuencia usando la transformada de Fourier de los microtremores observados de la siguiente forma:

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\text{Re}[S_{cx}(\omega, r, \theta)]}{\sqrt{S_c(\omega) \cdot S_x(\omega, r, \theta)}} d\theta \quad (\text{VII.4})$$

Donde $\text{Re}[\cdot]$ es la parte real, $S_c(\omega)$ y $S_x(\omega, r, \theta)$ son los espectros de potencia de los microtremores en los dos sitios C y X respectivamente, y $S_{cx}(\omega, r, \theta)$ es el espectro cruzado (cross spectrum) entre los dos sitios. Esta ecuación significa que los coeficientes SPAC son obtenidos por medio del promedio de una función de coherencia normalizada definida como co-espectro (co-spectrum) entre dos sitios con respecto a la dirección θ .

b) Aplicación. En este trabajo se realizaron 6 arreglos triangulares y cinco mediciones puntuales para corroborar resultados obtenidos. Los arreglos triangulares que se pretenden realizar son de 10, 30, 50, 80 y otros de 10, 30, 45 y 60m.

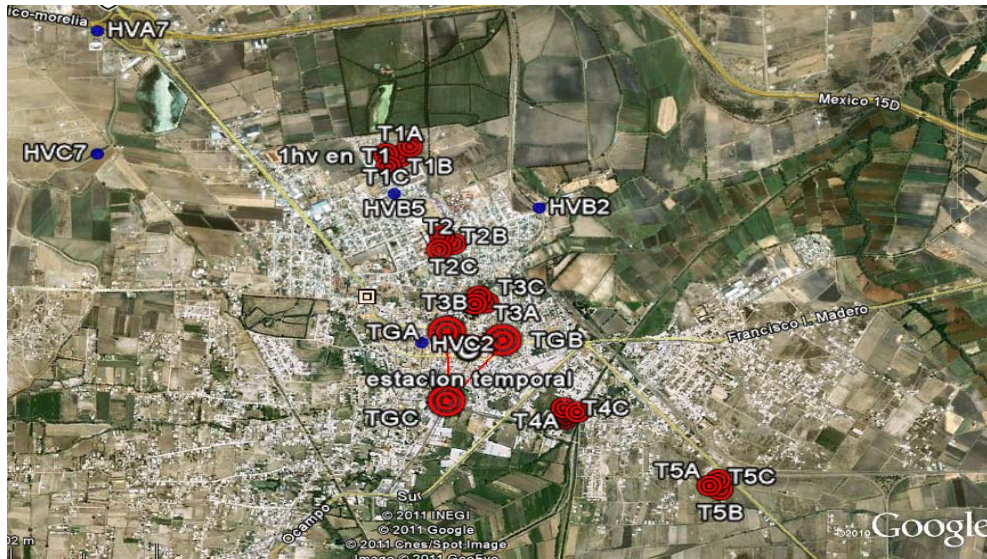


Figura VII.2 muestra la ubicación dentro de la ciudad de los arreglos triangulares (Tomada de google Hearth).

Los arreglos realizados en la ciudad de Maravatío cuatro tienen abertura que van desde 10m hasta 80m y en algunos casos sólo fueron hasta 60 m. Con estos se llegó a estimar la estructura de velocidades más superficial que las que se calcularon para toda la ciudad como se puede ver en Vázquez Rosas, *et al.* (2009). La grabación en cada uno de los arreglos fue de 30 minutos en forma continua como se muestra en la siguiente figura VII.3.

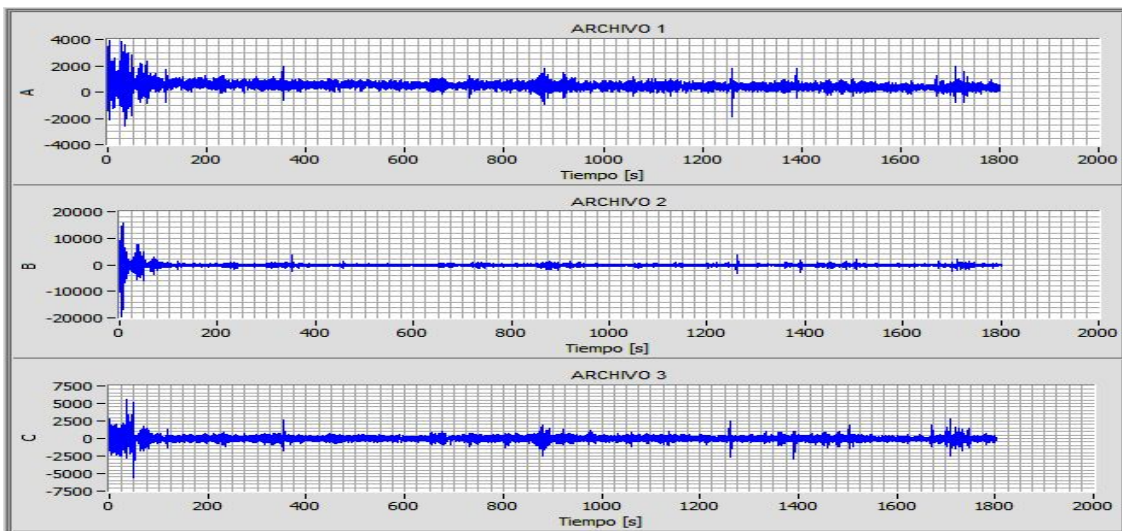


Figura VII.3 Muestra las señales de microtremores en segundos.

Obtenidos los registros de 30 minutos de grabación, estos fueron divididos en 41 ventanas traslapadas (en un 50%) y con una duración de 81.92 s por ventana. Para obtener los espectros de potencia de cada uno de los vértices como se muestra en la figura VII.4. Los espectros de potencia para este arreglo uno de ellos muestra dispersión respecto a los demás esto pudiera causar el no tener buenas correlaciones en algunas ventanas.

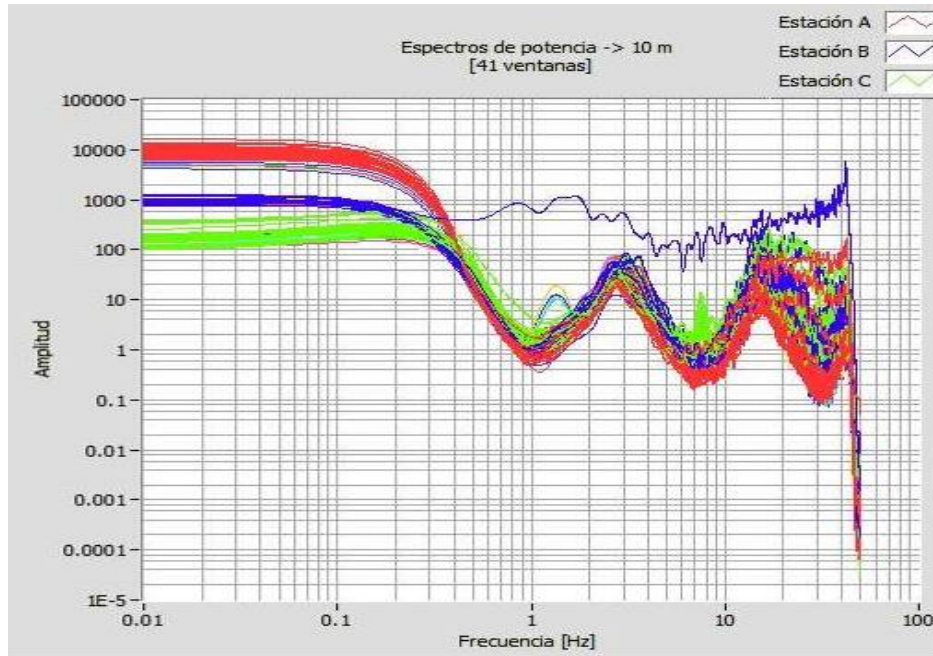


Figura VII.4. Muestra los 63 espectros de potencia calculados (lado izquierdo), en Medio muestra el coeficiente de auto-correlación obtenido para cada vértice del arreglo T1 y en el lado derecho muestra la Curva de dispersión estimadas para cada arreglo de T1 para el arreglo de 50m.

Posteriormente se obtienen las correlaciones normalizadas para las 41 ventanas, correspondientes a la parte interna de la integral de la ecuación (VII.4). En cada grafica se observan tres curvas que corresponden a cada par de estaciones. Se puede observar que en la mayoría de las gráficas las tres curvas muestran un comportamiento semejante. Los criterios que se aplicaron para seleccionar las ventanas de tiempo consideraron que buscamos el parecido con una función Bessel de orden cero. Por ello se buscó que las curvas en frecuencias bajas estuvieran con valores cercanos a uno. Además, que las tres curvas en la misma grafica tuvieran el mismo comportamiento y que el comportamiento fuera similar entre diferentes ventanas de tiempo. En este último punto, fue importante buscar que el cruce por cero de las funciones fuera en la misma frecuencia entre las diferentes ventanas de tiempo. Una vez seleccionadas las ventanas se calcula el coeficiente de correlación de las tres estaciones, a través de un ensamble de las tres correlaciones para aquellas ventanas de tiempo. Para este arreglo se seleccionaron 7 ventanas para después calcular el coeficiente de auto-correlación que se muestra en la figura VII.5.



Figura VII.5. Ejemplo del coeficiente de auto-correlación obtenido para el arreglo T1.

Una vez seleccionados las mejores correlaciones, se calcula la curva de dispersión para cada uno de los triángulos como se muestra en la figura 6. En esta figura sólo se grafican las secciones de curvas comprendidas entre líneas rectas que delimitan el abanico de confiabilidad según lo definió Miyakoshi (1995) y que además muestren una tendencia decreciente esperada para una curva de dispersión. Otra información que permite el trazado de la curva de dispersión proviene del cruce por cero del coeficiente de autocorrelación. La frecuencia en la que la función de autocorrelación tiene su primer cero, permite definir con buena precisión la velocidad de fase para esa frecuencia tomando en cuenta la distancia entre receptores.

En la misma gráfica de la figura VII.6, aparece la curva de dispersión calculada con su desviación estándar y su modelo calculado (por razones prácticas se mostraran sólo los resultados de las curvas de dispersión). En esta figura sólo se grafican las secciones de curvas comprendidas entre líneas rectas que delimitan el abanico de confiabilidad según lo definió Miyakoshi (1995). El modelo estratigráfico fue obtenido por ensayo y error. La misma metodología fue empleada para analizar los otros sitios. No siempre es posible encontrar secciones de curvas de dispersión que cubrieran todo el abanico de confiabilidad, pero con los segmentos encontrados más los puntos proporcionados por los cruces por cero permitieron encontrar los modelos estratigráficos.

Miyakoshi en su tesis doctoral (1995) define el abanico de confiabilidad para la curva de dispersión que se obtiene con el método SPAC como se muestra en la figura 14, considerando la distancia r entre estaciones y la frecuencia y estas están dadas por las siguientes expresiones.

$$C_{\max} = r \times 10 \times f \quad (\text{VII.5})$$

$$C_{\min} = r \times 2 \times f \quad (\text{VII.6})$$

Estas expresiones se utilizaron en todos los arreglos. En la figura VII.6 se muestra un ejemplo de cómo se consideraron los abanicos de confiabilidad para cada uno de los arreglos. Una vez determinado los rangos de confiabilidad se cortaron las curvas de velocidad de fase con respecto al cruce por cero obtenido mediante el coeficiente de correlación, este procedimiento se realizó para cada uno de los arreglos, con la finalidad de construir una curva de dispersión de toda el área en que se midieron los arreglos triangulares de cada uno de los sitios como se muestra en la figura VII.6.

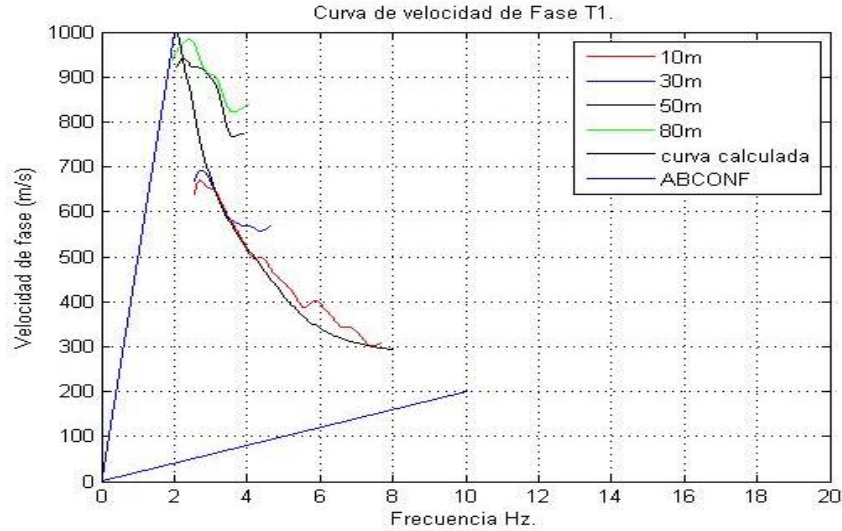


Figura VII.6 Curvas de dispersión estimadas para el arreglo de T1

Con el ajuste de las curvas de dispersión se procedió a estimar las estructuras de velocidades de los 5 arreglos estudiados, así como también la curva teórica de ondas de Rayleigh como se muestran en la figura VII.7.

VII.4 Curvas de elipticidad y la relación con los cocientes Espectrales H/V.

La idea de buscar la relación espectral entre las componentes horizontales y verticales en una sola estación se introdujo por primera vez por Nogoshi y Igarashi (1971). Ellos mostraron que estaba relacionado con la curva elipticidad de las ondas Rayleigh, y aprovecharon la coincidencia entre la primera frecuencia máxima del cociente H/V con la frecuencia fundamental de resonancia, para utilizarlo como un indicador de la estructura del subsuelo. Nakamura (1989) utilizó esta relación H/V y afirmaba que podría ser usado para estimar de forma fiable la función de transferencia de sitio para las ondas S. Esto condujo a varios estudios a la determinación de obtener las propiedades dinámicas del suelo.

De acuerdo con Bard (1998), esta interpretación se basa en la suposición de que los microtremores consisten predominantemente en ondas de superficie: por lo tanto, el cociente H/V es relacionado a la elipticidad de las ondas Rayleigh considerando la predominancia de las ondas de Rayleigh en componente vertical. Esta elipticidad es dependiente de la frecuencia, y que exhibe un pico alrededor de la frecuencia fundamental para los sitios que exhiben un contraste de impedancia suficientemente alto entre la superficie y las capas mas profundas.

Uno de los aprovechamientos más populares consiste en la obtención del periodo dominante del sitio a través de los cocientes espectrales H/V (usando el método de Nakamura, 1989). Sin embargo, algunas partes importantes de las ondas de cuerpo y ondas superficiales siguen siendo poco conocidos. Se ha creído que la relación espectral H/V puede ser influenciada principalmente por resonancia SH en las capas superficiales. De acuerdo con Bard (1998) consideramos que los microtremores están compuestos principalmente por ondas superficiales. Por lo que, el cociente espectral H/V lo podemos representar con la curva teórica de ondas de Rayleigh, sin embargo debemos considerar que cociente espectral H/V obtenido mediante microtremores no debe ser

comparado directamente con la función de transferencia teórica en su forma espectral. (Ver anexo de este capítulo)

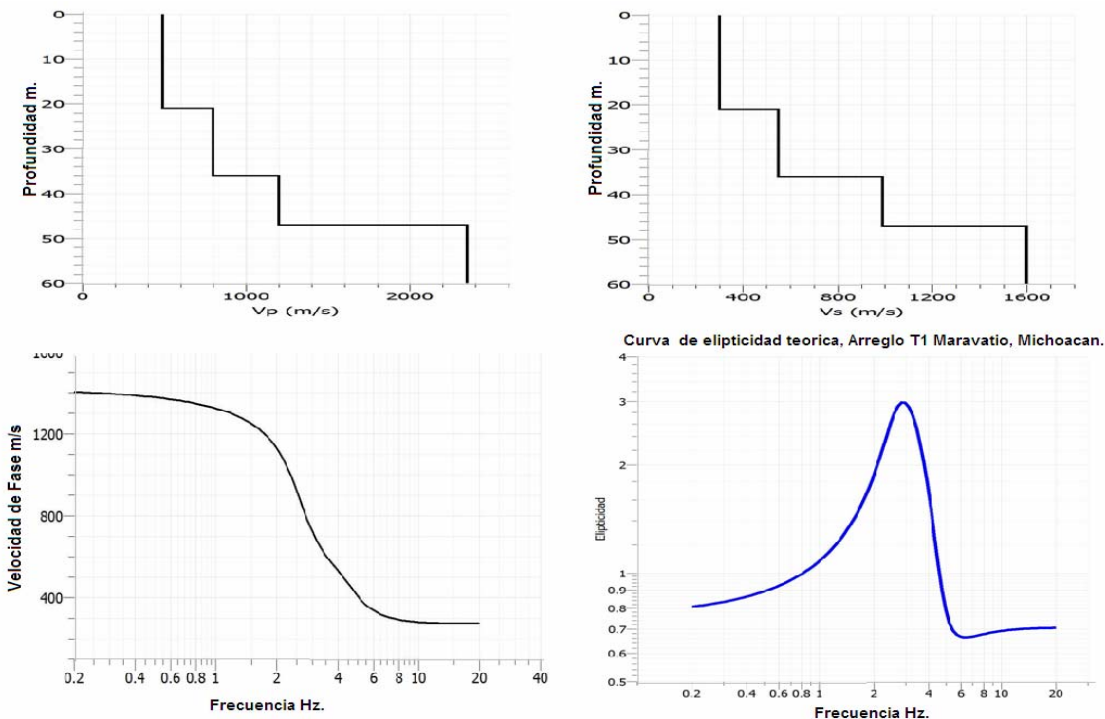
Asumiendo que el campo de ondas de ruido está dominado por ondas de superficie Scherbaum *et al.* (2003) propusieron que la singularidad de la elipticidad teórica de las ondas Rayleigh podría estar asociada con el pico principal de las relaciones espectrales. Por lo tanto, Malischewsky y Scherbaum (2004) presentaron una fórmula exacta para calcular elipticidad teórica de ondas de Rayleigh para un modelo de una capa y un semi-espacio.

Estos autores proponen condiciones bajo las cuales existe una buena coincidencia entre la singularidad de la curva de elipticidad teórica y la frecuencia fundamental de los cocientes espectrales H/V donde: el cociente debe cumplir con $\beta_2/\beta_1 > 3.5$, donde se tiene que β_1 es la velocidad de ondas S para la capa y β_2 es la velocidad para el semi-espacio. Por otro lado también se debe satisfacer el cociente $d/\lambda_{\beta_1} = 0.25$ donde d es el espesor de la capa y λ_{β_1} es la longitud de onda de la capa. Cuando estas dos condiciones se cumplen, entonces la singularidad de la elipticidad Rayleigh ondas corresponde a la frecuencia de resonancia de la capa.

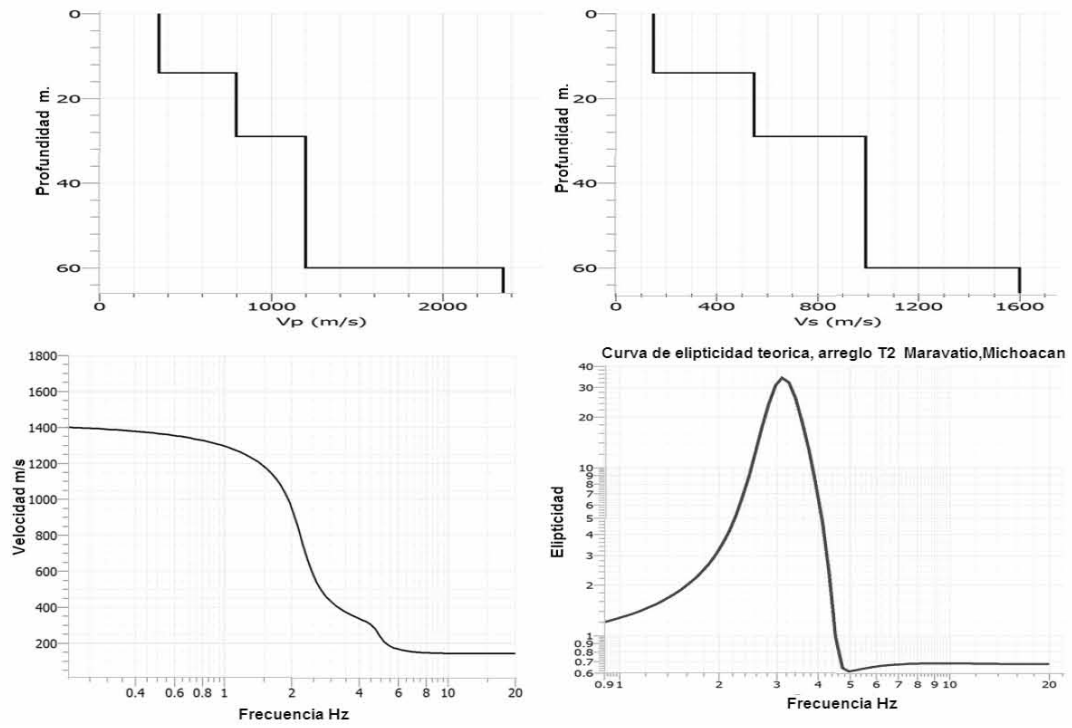
VII.5 Resultados de las estructuras de velocidad estimadas así como las curvas de elipticidad para los 5 sitios de estudio.

Para los 5 arreglos (T1-T5) se obtuvieron las velocidades de ondas de cortante así como las velocidades de ondas P, a partir de la curva de velocidad de fase. Así mismo se obtuvieron las curvas de elipticidad de ondas de Rayleigh para estimar la frecuencia fundamental de cada uno de los arreglos como se ilustra en la figura VII.7.

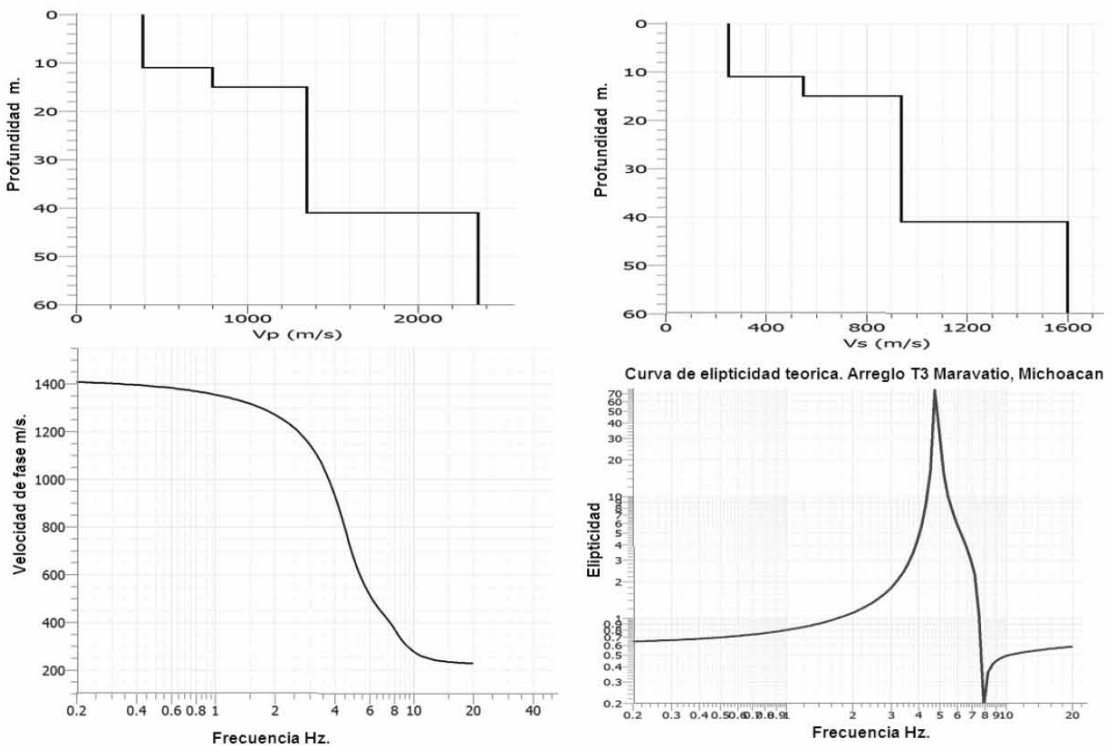
Primer sitio (T1).



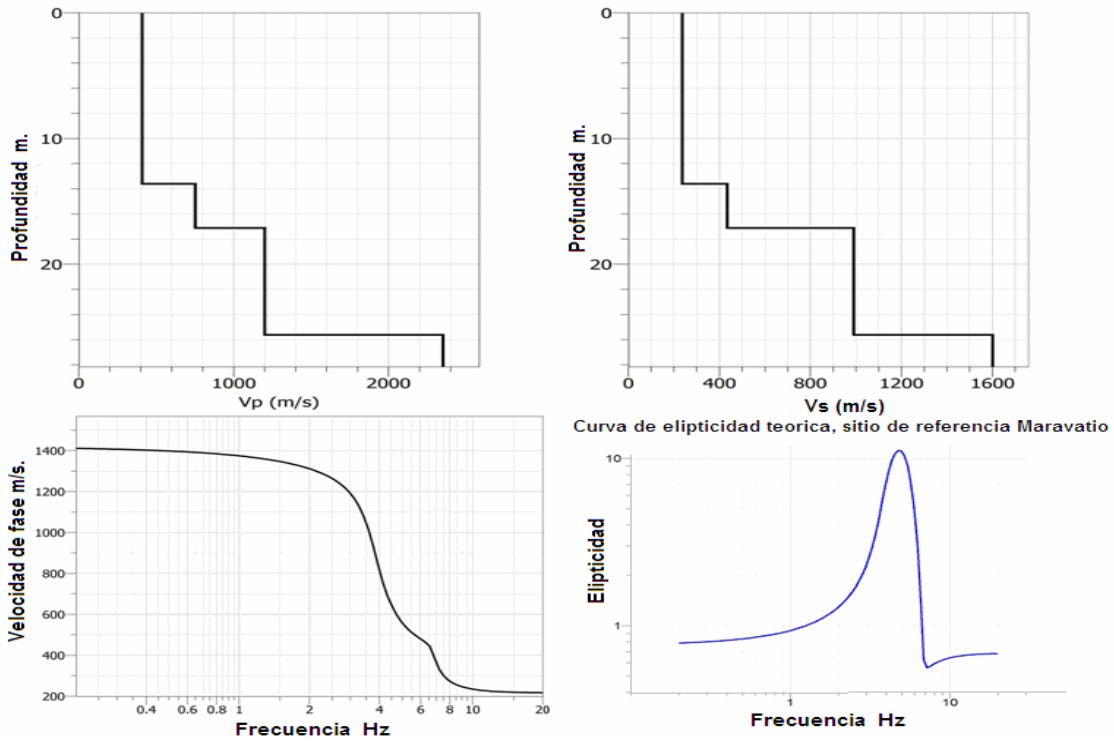
Segundo sitio (T2).



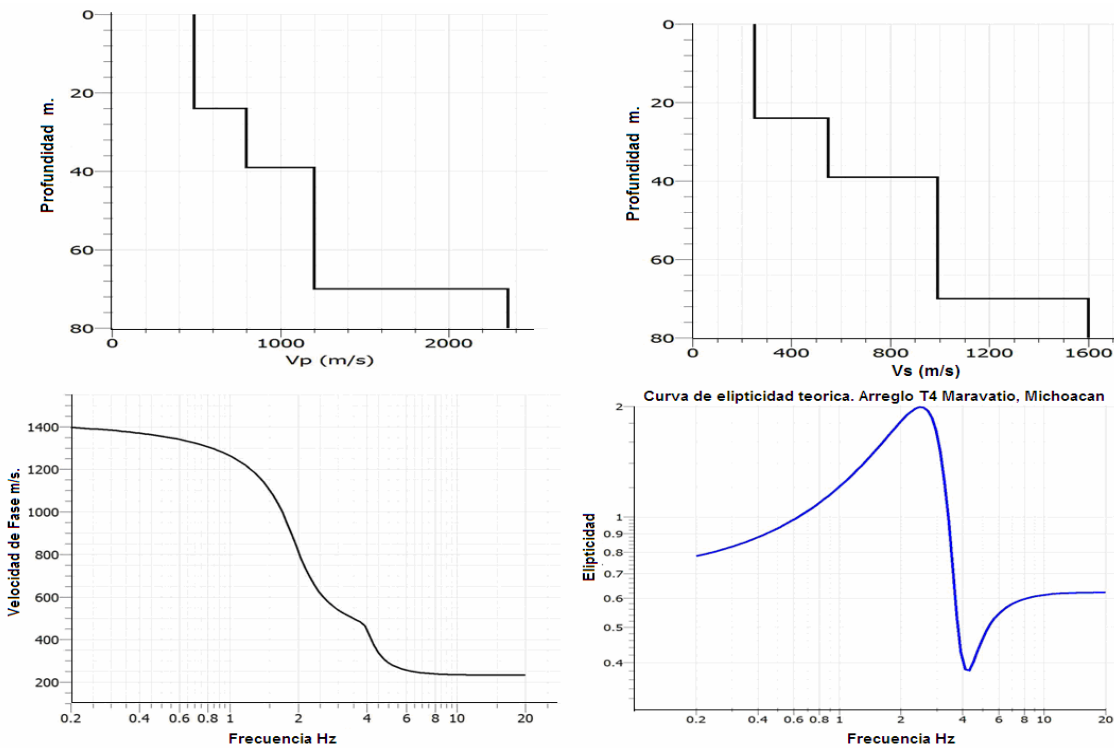
Tercer sitio (T3).



Sitio de Referencia (Tr).



Cuarto sitio (T4).



Quinto sitio (T5).

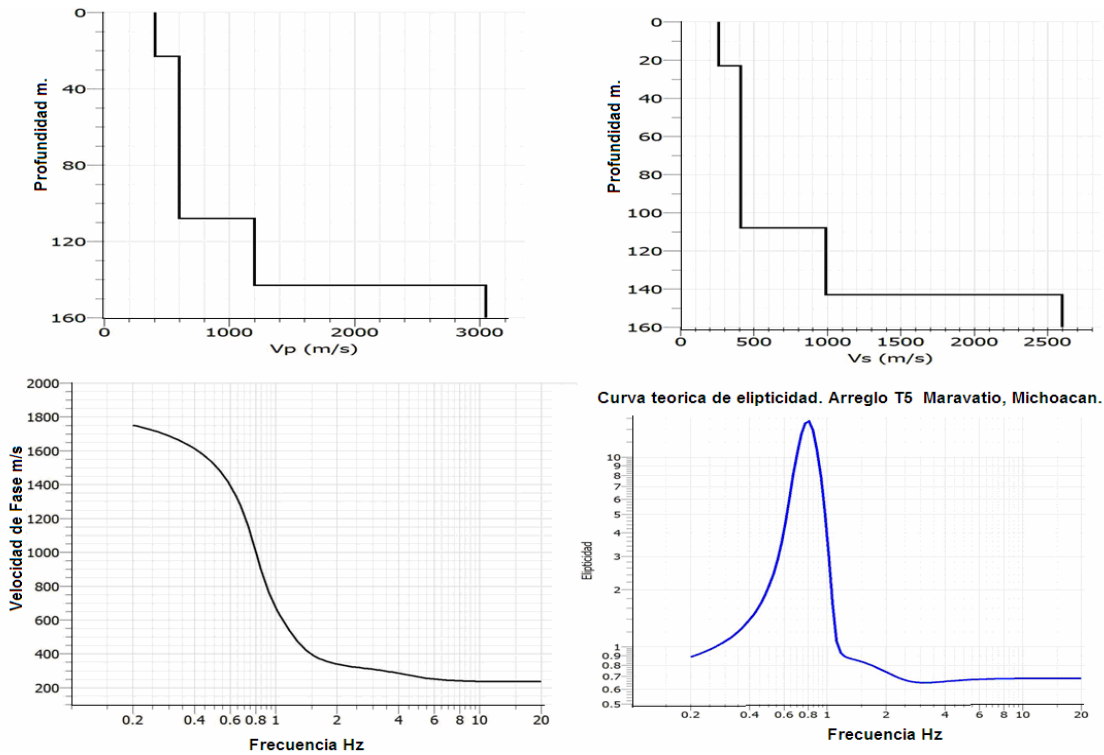


Figura VII.7. Muestra en forma descendente los resultados de los 5 arreglos estudiados. En cada sitio se muestra en la parte superior las estructuras de velocidades para V_p y V_s y en la parte inferior izquierda muestra la curva de velocidad de fase, en el lado derecho inferior se muestra la curva de elipticidad de ondas de Rayleigh.

Con las estructuras calculadas para cada sitio de estimaron las velocidades de cortante. También para cada sitio, es decir para el sitio 1(T1) la velocidad de la capa más superficial se estimó alrededor de 300 m/s, y con una velocidad menor en el arreglo 2 (T2) con una V_s de 154 m/s y la velocidad para el arreglo 3 (T3) es de 250m/s, para el sitio 4 (T4) es de 250 m/s y en el arreglo 5 (T5) se obtuvo una velocidad de 260 m/s. mientras que para la estación de referencia fue de 236 m/s estas velocidades fueron para el estrato más superficial en la velocidad de cortante, por otro lado las profundidades de exploración, para el sitio T1 fue de $H=47m$, mientras que para el arreglo T2 se llegó a 60m, así como para el sitio T3 se exploró a $H=41m$ de profundidad, en el arreglo T4 a una profundidad de 70 m mientras que para el T5 se estimó a 143m de profundidad y para el sitio Tr (sitio de referencia) la profundidad de exploración fue de alrededor de 26m. Con estos resultados se construyó el siguiente perfil de velocidades de cortante (ver figura VII.8).

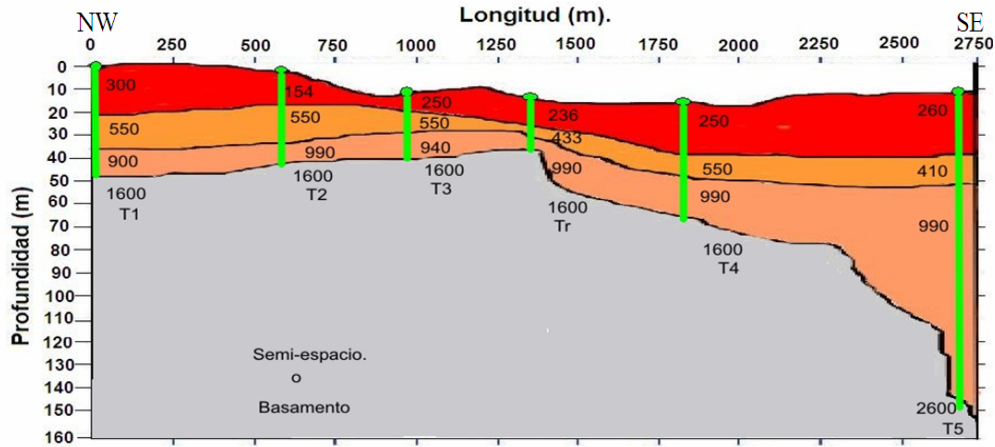


Figura VII.8. Muestra la sección de velocidades S (NW-SE), obtenido con los 5 arreglos Instrumentales y el sitio de referencia (Tr) realizados en Maravatio.

Con los resultados de la sección NW- SE obtenidos a partir de las estructuras de velocidades, y con la ubicación la estación de referencia dentro del perfil que se instaló y que formó parte de la red temporal en Michoacán, estos datos ahora son la base importante para llegar a recrear un panorama más determinista desde el punto de vista de la ingeniería sísmica, con el cual ahora se estimarán y se considerarán las aceleraciones máximas involucrando el efecto de las estructuras de velocidades estimadas para la ciudad de Maravatio lo que nos permitirá generar un escenario sísmico más local, primero tomaremos la señal del registro en la estación de referencia del sismo simulado con las funciones de Green empíricas estimado en el capítulo anterior.

De manera inicial, para poder considerar el efecto de las estructuras superficiales lo primero que haremos es deconvolucionar la señal simulada en la superficie en Tr involucrando la estructura de velocidades correspondiente a ese sitio hasta llevarla al basamento como se muestra en la siguiente figura VII.9.

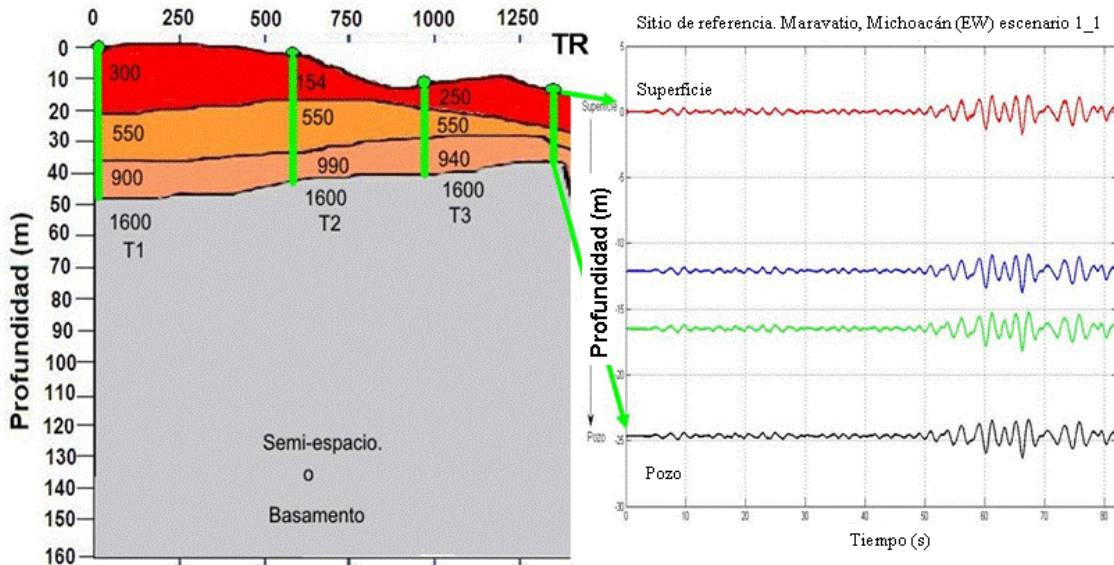


Figura VII.9. Muestra el perfil de velocidades en y las señales estimadas de la deconvolucion con la estructura superficial estimada en la estación de referencia (Tr) realizada en Maravatio.

Después de deconvolucionar la señal hacia el basamento ingenieril, ahora se regresará a la superficie en los 5 sitios donde se determinó la estructura de velocidades para obtener el efecto de sitio más local de cada una de las áreas de estudio como se ilustra en la siguiente figura VII.10

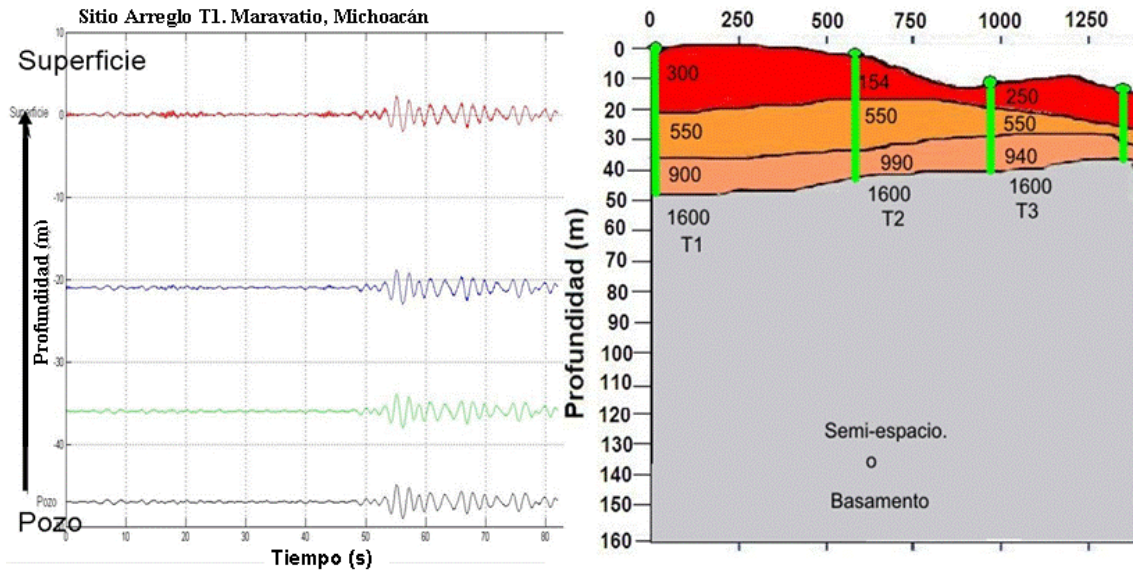


Figura VII.10. Muestra las señales estimadas propagadas por la estructura superficial desde el basamento ingenieril hasta la superficie, en el sitio (T1).

Una vez mostrado de manera práctica como se propagarán las formas de onda del sismo simulado, ahora daremos las bases teóricas de cómo se lleva a cabo este procedimiento para los 6 sitios de estudio en la ciudad de Maravatio, Michoacán. Para esto, se utilizan dos resultados de registros sintéticos de dos escenarios sísmicos determinados mediante el método de las funciones de Green empíricas. Los escenarios utilizados serán el 1_1 y el escenario 6_6 donde se obtuvieron las aceleraciones máximas para esta ciudad de Maravatio. Mediante el cual se evaluará el efecto de sitio, obteniendo los espectros de respuesta de cada uno de los 6 sitios estudiados en la ciudad de Maravatio Michoacán.

VII.6 Análisis unidimensional de respuesta sísmica del terreno en un medio estratificado y viscoelástico.

a) Descripción del problema y de los parámetros más importantes

Cuando una falla rompe debajo de la superficie de la tierra las ondas de cuerpo se propagan en todas las direcciones y cuando éstas encuentran los contactos entre los diferentes materiales geológicos, se reflejan y se refractan. Debido a que las velocidades de propagación de ondas de los materiales poco profundos son generalmente menores a las de los materiales más profundos, los rayos inclinados que inciden en los contactos entre capas horizontales, normalmente se reflejan verticalizándose cada vez más. En el momento que los rayos llegan a las inmediaciones de la superficie del terreno ocurren múltiples refracciones, y cada vez los rayos van verticalizándose más hasta llegar a ser prácticamente verticales.

El análisis unidimensional de la respuesta del terreno asume que todos los contactos entre capas de material son horizontales y, que la respuesta de un depósito de suelo está predominantemente causada por la propagación vertical de ondas SH a partir del lecho rocoso que se extiende por debajo de las capas superficiales del terreno. Para este tipo de análisis de respuesta, el suelo y el lecho rocoso presentes en la parte más superficial del terreno se asumen como infinitamente extensos en la dirección horizontal.

Los procedimientos basados en esta hipótesis han sido estudiados para predecir respuestas del terreno y en muchos casos, los valores registrados están razonablemente acordes con los resultados obtenidos con este análisis. Uno de estos casos es el analizado en esta tesis, en el que el fenómeno de propagación de ondas en un medio estratificado se aplica al subsuelo de la ciudad de Maravatio, Michoacán.

Es importante, antes de empezar a describir cualquiera de los modelos de respuesta del terreno, definir los términos comúnmente utilizados. El movimiento en la superficie del depósito de suelo es el movimiento libre en la superficie. El movimiento en la base del depósito se llama movimiento en el lecho rocoso. Al movimiento, en el cual el lecho rocoso se expone a la superficie del terreno, se le llama movimiento en el afloramiento rocoso. Si el depósito de suelo no está presente, el movimiento en la parte superior del lecho rocoso sería el movimiento en el afloramiento del lecho rocoso. Todos estos términos se pueden ver representados en la Figura VII.11.

Movimiento libre en la superficie



Figura VII.11. Descripción de los términos más comunes utilizados en un modelo de respuesta sísmica del terreno (Kramer, 1996)

b) Aproximación lineal

Una de las técnicas más comunes para el análisis de la respuesta del terreno se basa en el uso de las funciones de transferencia. Para el problema de la respuesta del terreno, las funciones de transferencia pueden ser usadas para expresar varios parámetros de respuesta (como el desplazamiento, la aceleración, el esfuerzo de cortante y la deformación de cortante) en función de un parámetro del movimiento de excitación (como la aceleración del lecho rocoso). Debido a que esta relación depende del principio de superposición, esta aproximación está limitada al análisis de sistemas lineales. El comportamiento no lineal se puede aproximar, considerando el uso de procedimientos iterativos con propiedades del suelo lineal equivalentes.

Aunque el cálculo involucra la manipulación de números complejos, la aproximación por sí misma es bastante sencilla. El conocimiento de la historia de tiempos del movimiento en el lecho rocoso (excitación o entrada) está representado como una serie de Fourier, normalmente utilizando la FFT (transformada rápida de Fourier). Cada término de la serie de Fourier de la excitación se multiplica por la función de transferencia del depósito de suelo para obtener la serie de Fourier del movimiento del terreno en superficie. El movimiento del terreno en superficie (salida) se puede expresar después

en el dominio del tiempo usando la inversa de FFT. Así, la función de transferencia determina cómo cada frecuencia del movimiento de excitación es amplificada, o atenuada, por el depósito de suelo.

c) Propagación de ondas SH.

Para ciertos problemas en sismología, el suelo puede ser representado como un medio estratificado, cuyas propiedades elásticas son constantes horizontalmente y varían con la profundidad. Thompson (1950) y Haskell (1953) presentaron las soluciones de propagación de ondas en medios estratificados basados en formulaciones matriciales. Una formulación más generalizada que considera la matriz propagadora fue presentada por Gilbert y Backus (1966). El desarrollo y discusiones más detalladas sobre el tema se encuentran por ejemplo en Udias (1999), Kennet (1983) y Aki y Richards (1980).

La propagación del movimiento sísmico desde la base rocosa hasta la superficie del terreno es el problema a estudiar. Tradicionalmente se ha utilizado la ecuación de ondas en medio elástico para abordar el problema. Pero en general es preciso recurrir a fórmulas empíricas más o menos acertadas para realizar esta estimación. El método basado en la ecuación de onda se denomina “Método lineal equivalente”, y se basa en resolver la ecuación de propagación de ondas en un medio elástico homogéneo e isótropo (ver apéndice 2. Formulación).

Para el caso particular de ondas transversales SH que se propagan en dirección vertical la ecuación obtenida es la siguiente:

$$G \frac{d^2 x}{dz^2} = \rho \frac{d^2 x}{dt^2} \quad (\text{VII.7})$$

$$\tau = G\gamma = G \frac{dx}{dz} \quad (\text{VII.8})$$

Donde $x(z,t)$ es el desplazamiento horizontal en cada punto del estrato, función de la posición y del tiempo; G es el módulo de rigidez al corte (Pa); y ρ es la densidad del suelo (kg/m^3). Obsérvese que el problema se plantea en una dimensión al suponer que el sismo sólo aplica movimientos horizontales y que el estrato es homogéneo e isótropo. Si se conoce $x(z,t)$ es posible calcular las tensiones de corte que son proporcionales a su derivada respecto a z . En muchos casos (como ocurre en la Ciudad de México) el suelo se caracteriza por tener un comportamiento más bien viscoelástico, en el que se considera un coeficiente viscoso (η) que permite estudiar el posible amortiguamiento que puede sufrir el terreno. Para este caso, la ecuación de onda y el esfuerzo cortante se expresan,

$$G \frac{d^2 x}{dz^2} + \eta \frac{d^3 x}{dz^2 dt} = \rho \frac{d^2 x}{dt^2} \quad (\text{VII.9})$$

$$\tau = G\gamma + \eta \frac{d\gamma}{dz} (\gamma = dx/dz) \quad (\text{VII.10})$$

Donde η es la viscosidad del suelo.

Las condiciones de contorno e iniciales habituales son las siguientes:

Para las condiciones de contorno tenemos que:

$$\frac{dx}{dz} = 0 \quad ; \quad \text{En } z = 0 \text{ (en superficie no hay } \tau \text{).}$$

$$x = x_g(t); \quad \text{En } z = H \text{ (en el contacto con la base rocosa).}$$

Para las condiciones de contorno iniciales:

$$\text{Para } t=0; \quad x=0 \quad \text{y} \quad \frac{dx}{dt} = 0$$

Donde x_g es el desplazamiento de la base rocosa que se supone conocido en todo momento y que está definido por el registro sísmico de desplazamientos horizontales. En el caso de que el perfil del terreno tenga varios estratos de materiales diferentes (suelo estratificado), el proceso puede generalizarse resolviendo la ecuación para cada estrato con las condiciones de contorno, en los contactos entre ellos, de igualdad de desplazamientos y de tensión tangencial.

Mientras los modelos de suelo elástico, uniforme e isótropo son muy útiles para ilustrar la influencia de las condiciones del suelo en las características del movimiento del terreno, no son del todo útiles para el análisis práctico de los problemas de respuesta del terreno. Los problemas reales de respuesta del terreno normalmente consisten en depósitos de suelo con estratos de diferentes características de rigidez y amortiguamiento y con contornos en los cuales la energía de la onda elástica incidente puede verse reflejada y/o transmitida.

Ante tales condiciones conviene obtener funciones de transferencia en depósitos de suelo estratificados.

VII.7 Modelo de un medio estratificado sometido a la incidencia vertical de ondas planas SH.

El modelo aquí usado está conformado por estratos horizontales, elásticos, homogéneos e isótropos, como se ilustra en la Figura VII.12. Este medio estratificado está localizado sobre un semiespacio. En $z=0$, se tiene una frontera libre de esfuerzos. El contacto entre dos estratos define una frontera elástica donde los desplazamientos y los esfuerzos son continuos, esto también es válido para el contacto que definen el estrato más profundo y el semiespacio. Este modelo se encuentra sujeto a la incidencia vertical de ondas planas *SH*; únicamente se consideró la propagación de ondas a lo largo del eje vertical (z). En este caso, las ondas *SH* generan un movimiento de partícula perpendicular al plano xz .

Diversos autores han utilizado modelos de medios estratificados para estudiar la respuesta sísmica de valles aluviales, (Sánchez-Sesma *et al.*, 1993; Mehta *et al.*, 2007).

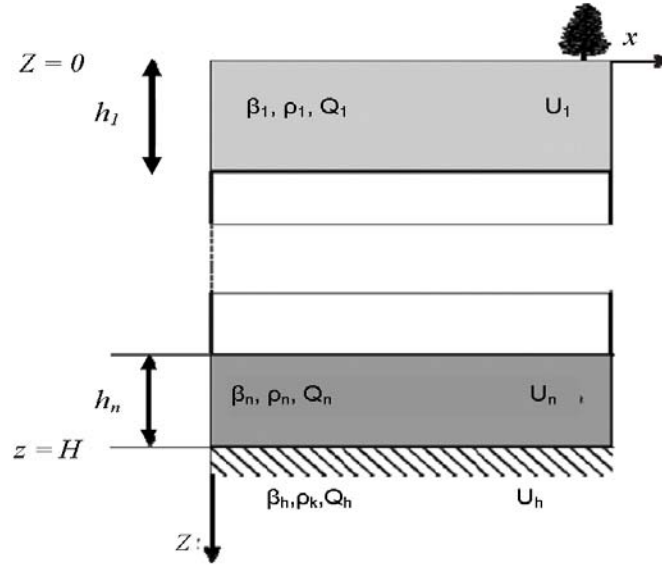


Figura VII.12. Medio estratificado que contiene “n” estratos. Q denota el factor de calidad.

Las ecuaciones que gobiernan los desplazamientos para el caso de ondas de corte SH, se obtienen mediante la superposición de arribos. La solución se construye sumando ondas monocromáticas (Backus, 1959; Sánchez-Sesma, 1987; Safak, 1999; Snieder y Safak, 2006). Por cada estrato se adicionan dos ondas con amplitudes desconocidas. Estas ondas representan ondas ascendentes y descendentes. Los desplazamientos para el semiespacio se calculan, también, sumando dos ondas; aunque en este caso la onda incidente tiene una amplitud conocida. Las amplitudes desconocidas se obtienen evaluando condiciones de frontera. Las ecuaciones generales que gobiernan los desplazamientos en un medio.

$$u_1 = A_1 e^{i\omega t} e^{izk_1} + A_2 e^{i\omega t} e^{-izk_1} \quad (\text{VII.11})$$

⋮

$$u_n = A_{2n-1} e^{i\omega t} e^{izk_n} + A_{2n} e^{i\omega t} e^{-izk_n} \quad (\text{VII.12})$$

$$u_h = A_0 e^{i\omega t} e^{izk_h} + A_{2n+1} e^{i\omega t} e^{-izk_h} \quad (\text{VII.13})$$

donde A_0 es la amplitud de la onda incidente; t denota el tiempo; ω representa la frecuencia radial; z es la profundidad; $i = \sqrt{-1}$; u_1 , u_n y u_h denotan los desplazamientos detectados en el primer estrato, en el estrato “n” y en el semiespacio, respectivamente; A_1 , A_2 , ..., A_{2n-1} , A_{2n} y A_{2n+1} denotan las amplitudes de las ondas ascendentes y descendentes que viajan a través del modelo; k_1 , k_n y k_h definen los números de onda del primer estrato, del estrato “n” y del semiespacio, respectivamente. Para incluir atenuación en las ecuaciones que gobiernan los campos de desplazamiento, en este modelo establece que el número de onda k es función del factor de calidad Q (Yomogida y Benites, 1996), como se muestra a continuación:

$$k = \frac{\omega}{\beta} \left(1 - \frac{i}{2Q} \right) \quad (\text{VII.14})$$

Donde β denota la velocidad de ondas SH. Las ecuaciones VII.11, VII.12 y VII.13 están expresadas en el dominio de la frecuencia. Como se mencionó anteriormente, los coeficientes de las funciones exponenciales, se obtienen al evaluar las condiciones de frontera del modelo utilizado.

Si los estratos del modelo descrito anteriormente tienen las mismas propiedades, se tiene como resultado el caso de un estrato localizado sobre un semiespacio. Si se considera que el semiespacio es rígido, la velocidad de ondas SH en el semiespacio tiende a infinito ($\beta h \rightarrow \infty$). Como consecuencia

$$\frac{|u_1|}{|A_0|} = \frac{2}{\left| \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right|} \tag{VII.15}$$

Donde β_1 y H denotan la velocidad y espesor correspondientes al estrato. El espectro de amplitudes definido por la ecuación 15 está normalizado con respecto a la amplitud de la onda incidente A_0 (Kramer, 1996).

VII.8 Funciones de transferencia para un medio estratificado.

Para estudiar la naturaleza de los campos deconvolucionados correspondientes a un medio estratificado, es necesario evaluar las ecuaciones que gobiernan los desplazamientos usando diferentes profundidades, y posteriormente efectuar la deconvolución con respecto al desplazamiento asociado con una profundidad en particular (Snieder *et al.*, 2006).

Con el objeto de describir el comportamiento de los campos deconvolucionados, se utilizó el medio estratificado ilustrado en la Figura VII.13. En este modelo, se ubicaron tres receptores a diferentes profundidades. En este caso, $u_1(a, \omega)$, $u_2(h_1 + b, \omega)$ y $u_3(h_1 + h_2 + c, \omega)$ representan los desplazamientos correspondientes a las profundidades a , $h_1 + b$ y $h_1 + h_2 + c$. Los desplazamientos en la superficie están dados por $u_1(0, \omega)$.

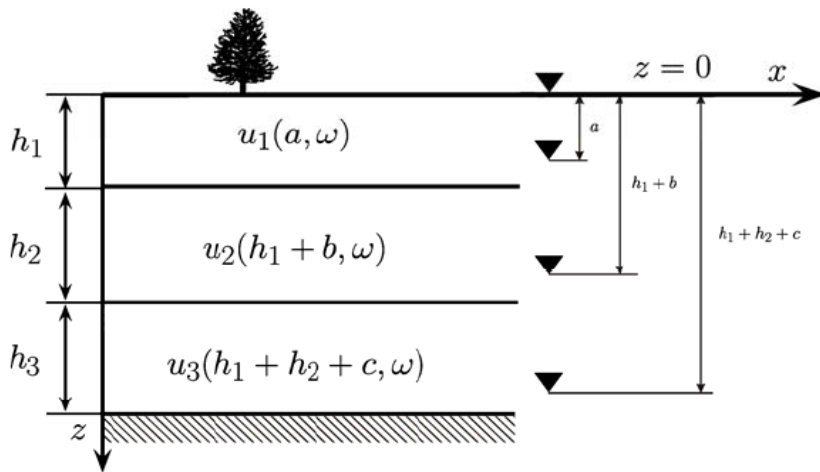


Figura VII.13. Medio estratificado compuesto de tres estratos ubicados sobre un semiespacio.

En ausencia de atenuación y considerando incidencia vertical, el resultado de deconvolucionar el movimiento registrado a una cierta profundidad en el primer estrato con respecto al movimiento de la superficie es:

$$\frac{u_1(a,t)}{u_1(0,t)} = \frac{1}{2} \overbrace{\delta\left(t + \frac{a}{\beta_1}\right)}^1 + \frac{1}{2} \overbrace{\delta\left(t - \frac{a}{\beta_1}\right)}^2 \quad (\text{VII.16})$$

Donde δ corresponde a la función delta de Dirac, β_1 es la velocidad de propagación de las ondas S en el estrato 1 más superficial. De la estructura de la ecuación anterior, se puede establecer que en $z=a$, se observan dos arribos que corresponden a una onda ascendente y a otra descendente. La amplitud de cada uno de estos arribos es $1/2$. Se puede inferir de esta ecuación que en $z=0$, estas ondas se superponen dando lugar a un sólo arribo con amplitud unitaria. La deconvolución de $u_2(h_1+b, \omega)$ con respecto al desplazamiento de la superficie, expresada en el dominio del tiempo, resulta.

$$\begin{aligned} \frac{u_2(h_1+b,t)}{u_1(0,t)} = & \frac{1}{4} \left(1 + \frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} \right) \left[\overbrace{\delta\left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{b}{\beta_2}\right)}^3 + \overbrace{\delta\left(t - \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{b}{\beta_2}\right)}^4 \right] \\ & + \frac{1}{4} \left(1 - \frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} \right) \left[\overbrace{\delta\left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{b}{\beta_2}\right)}^5 + \overbrace{\delta\left(t - \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{b}{\beta_2}\right)}^6 \right] \end{aligned} \quad (\text{VII.17})$$

Donde β_2 corresponde a la velocidad de propagación de la onda S en el estrato 2, ρ_2 y ρ_1 son las densidades del estrato 2 y 1 correspondiente. La simplicidad de la ecuación anterior, facilita el análisis de los campos deconvolucionados. En esta ecuación, se pueden observar dos componentes. El primer componente contiene dos ondas, una ascendente y otra descendente (arribos 3 y 4). Estas ondas presentan la misma amplitud definida por el factor $((1/4) (1 + (\beta_1 \rho_1) / (\beta_2 \rho_2)))$. El segundo componente de la ecuación VII.17, también está constituido por dos ondas; aunque éstas tienen menor amplitud. Las últimas dos ondas presentes en la ecuación VII.17 (arribos 5 y 6) corresponden a reflexiones producidas por los contrastes de velocidades y densidades existentes entre el primero y segundo estratos.

Las amplitudes de las cuatro ondas presentes en la ecuación anterior dependen de las velocidades y densidades de los dos primeros estratos. En cuanto a los argumentos de estas ondas, estos están en función de las velocidades y de los espesores. Esto implica que cualquier cambio en las propiedades físicas y geométricas de uno o varios estratos, obviamente, repercute en las amplitudes y tiempos de tránsito de las ondas deconvolucionadas.

La presencia de ondas ascendentes denota la existencia de una fuente virtual ubicada en la superficie (Bakulin y Calvert, 2006), donde también se localiza una frontera rígida ficticia (Snieder *et al.*, 2006). Las ondas ascendentes están asociadas a tiempos negativos, ya que de esta forma se pueden satisfacer las condiciones de frontera asociadas con los campos deconvolucionados. Las condiciones de frontera que cumplen los desplazamientos difieren de aquellas que satisfacen los campos deconvolucionados (Snieder *et al.*, 2006).

La deconvolución de $(u_3 h_1 + h_2 + c, \omega)$ con respecto al desplazamiento de la superficie, expresada en el dominio del tiempo, se define a continuación:

$$\begin{aligned}
\frac{u_3(h_1 + h_2 + c, t)}{u_1(0, t)} = & \frac{1}{8} \left(\frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} + 1 \right) \left(\frac{\beta_2 \rho_2}{\beta_3 \rho_3} + 1 \right) \left[\overbrace{\delta \left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3} \right)}^7 + \overbrace{\delta \left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3} \right)}^8 \right] \\
& + \frac{1}{8} \left(\frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} + 1 \right) \left(1 - \frac{\beta_2 \rho_2}{\beta_3 \rho_3} \right) \left[\overbrace{\delta \left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3} \right)}^9 + \overbrace{\delta \left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3} \right)}^{10} \right] \\
& + \frac{1}{8} \left(\frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} - 1 \right) \left(\frac{\beta_2 \rho_2}{\beta_3 \rho_3} - 1 \right) \left[\overbrace{\delta \left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3} \right)}^{11} + \overbrace{\delta \left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3} \right)}^{12} \right] \\
& + \frac{1}{8} \left(1 - \frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} \right) \left(\frac{\beta_2 \rho_2}{\beta_3 \rho_3} + 1 \right) \left[\overbrace{\delta \left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3} \right)}^{13} + \overbrace{\delta \left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3} \right)}^{14} \right] \quad (\text{VII.18})
\end{aligned}$$

Donde β_3 corresponde a la velocidad de propagación de la onda S y ρ_3 es la densidad del estrato 3. En la ecuación anterior se muestran cuatro pares de ondas. Las ondas 7 y 8 corresponden a una onda que asciende y a otra que desciende, respectivamente. Por otra parte, las seis ondas restantes de menor amplitud corresponden a reflexiones producidas por las interfases del modelo. Al igual que en la ecuación VII.17, las amplitudes de los arribos deconvolucionados presentes en la ecuación VII.18 están en función de los contrastes de velocidades y densidades existentes en el medio estratificado. De estas ecuaciones, se puede concluir que el número de arribos observados (N) es función del número de estratos y esta dependencia está dada por la siguiente ecuación:

$$N = 2^l$$

Donde l denota el número del estrato. Si las propiedades de los estratos del modelo definido en la figura VII.13 son iguales, es decir $\beta_1 = \beta_2 = \beta_3$ y $\rho_1 = \rho_2 = \rho_3$, las ecuaciones VII.17 y VII.18 se reducen a la expresión VII.16. Considerando que sólo se tiene un estrato ubicado sobre un semiespacio y que el estrato tiene un espesor H , la deconvolución del movimiento registrado en superficie ($u_1(0, \omega)$) con respecto al movimiento detectado en el fondo del estrato ($u_1(H, \omega)$) está definida por la siguiente expresión (Kramer, 1996):

$$\frac{u_1(0, \omega)}{u_1(H, \omega)} = (1/\cos(\omega H/\beta_1)) \quad (\text{VII.19})$$

La función de transferencia que relaciona $u_1(0, \omega)$ y $u_1(H, \omega)$ es una versión normalizada de la ecuación 16. Esto se debe a que la deconvolución da lugar a una frontera rígida ficticia (Snieder *et al.*, 2006). En este caso, la frontera rígida corresponde a la interfaz que separa al estrato del semiespacio.

VII.9 Simulación de acelerógramas sintéticos para los 5 sitios de estudio.

Una vez visto las bases teóricas ahora mostraremos los resultados de los acelerógramas estimados para los sitios de estudio en la ciudad de Maravatio Michoacán, como primer paso fue deconvolucionar la señal registrada en la estación de referencia (Tr) al fondo del basamento ingenieril, como se ilustra en la figura VII.9 de este capítulo, ahora en la siguiente figura 14 se muestran las señales estimadas en el basamento ingenieril para las componentes horizontales de la simulación 6-6.

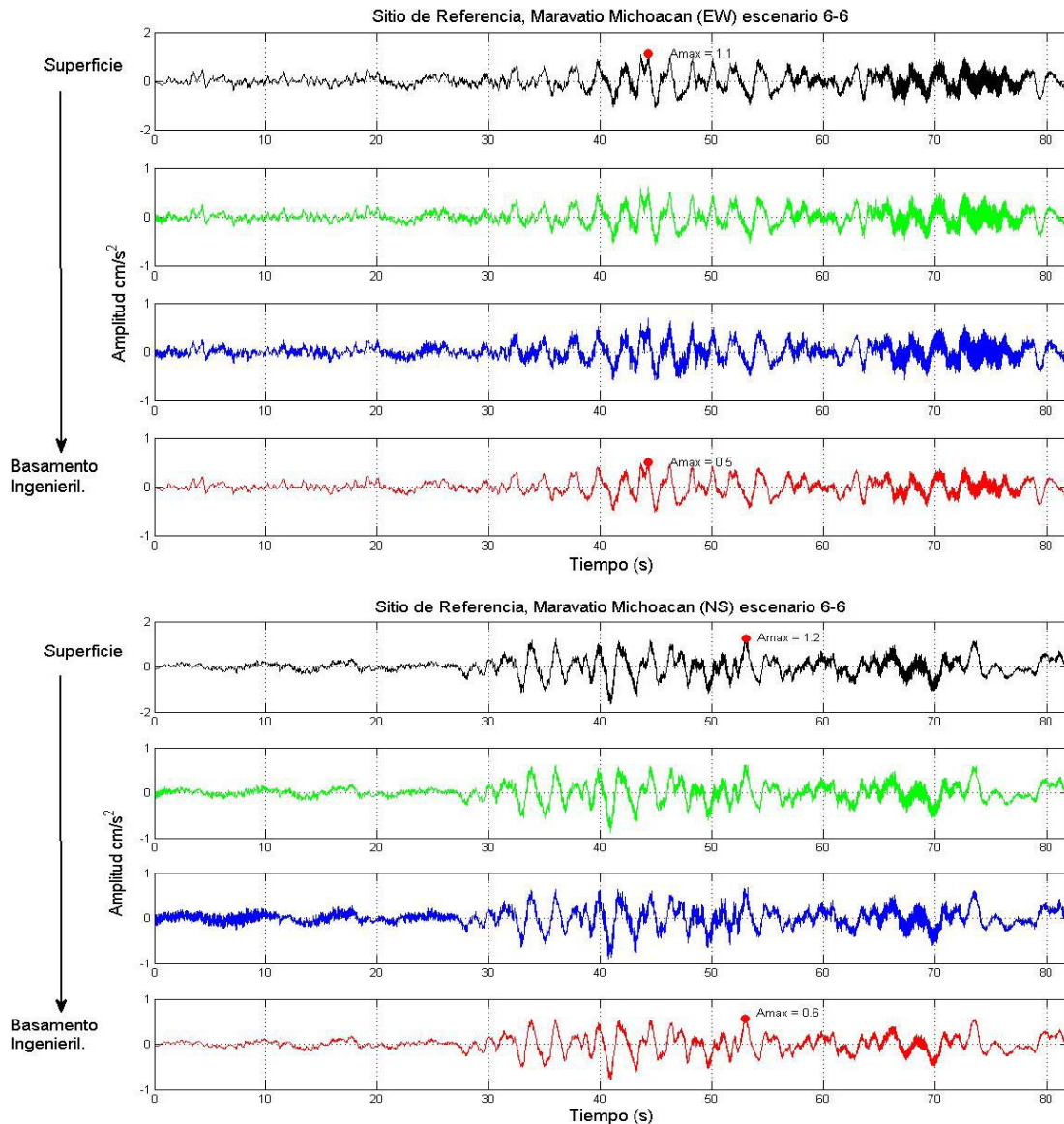


Figura VII.14. Muestras las formas de onda sintéticas al propagarlas por la estructura superficial desde la superficie hasta el basamento ingenieril de la estación de referencia.

Después de deconvolucionar las formas de onda en la estación de referencia ahora las multiplicaremos por las estructuras de velocidades estimadas para cada uno de los 5 sitios de estudio como se ilustran en las siguientes figuras VII.15 y VII.16 esto se realizó solo para las componentes horizontales de los dos escenarios 6-6 y el 1-1.

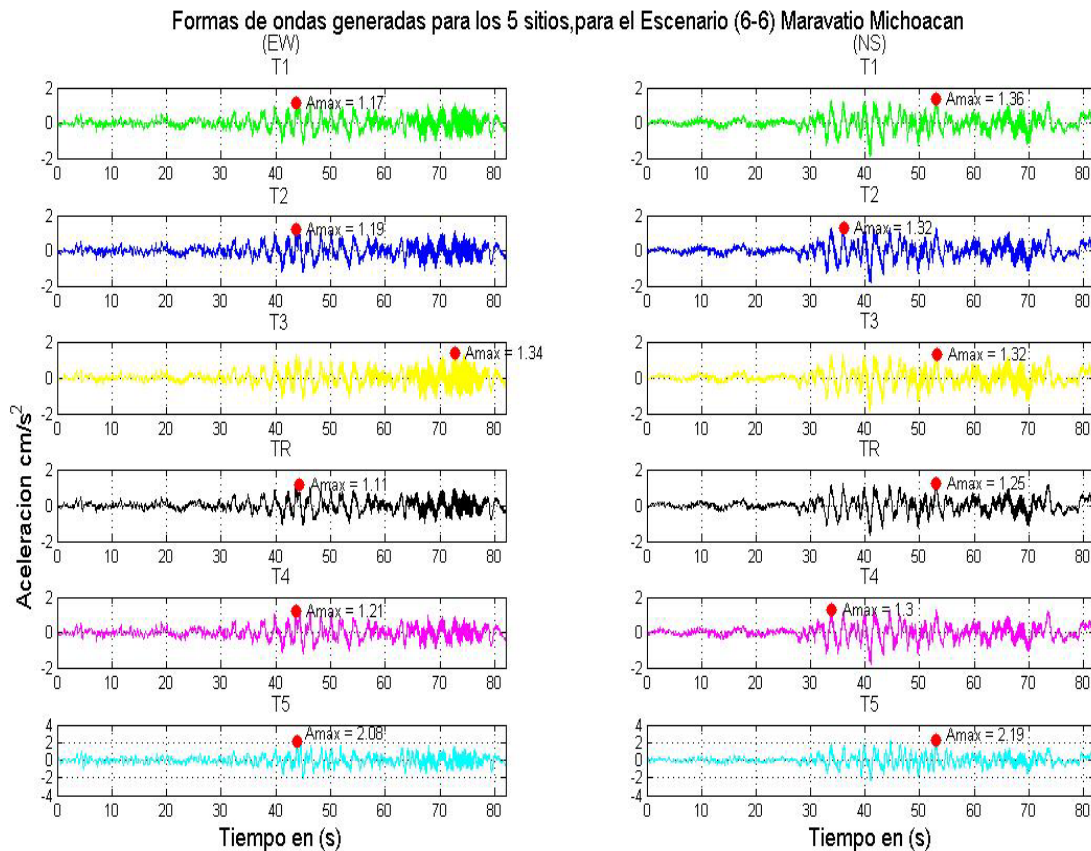


Figura VII.15. Muestras las formas de onda sintéticas propagadas por la estructura superficial desde el basamento ingenieril hasta la superficie de cada sitio. Se muestran las componentes EW (izquierda) y NS (derecha). El punto rojo indica la aceleración máxima observada en cada traza de los 5 sitios de estudio para el escenario 6_6.

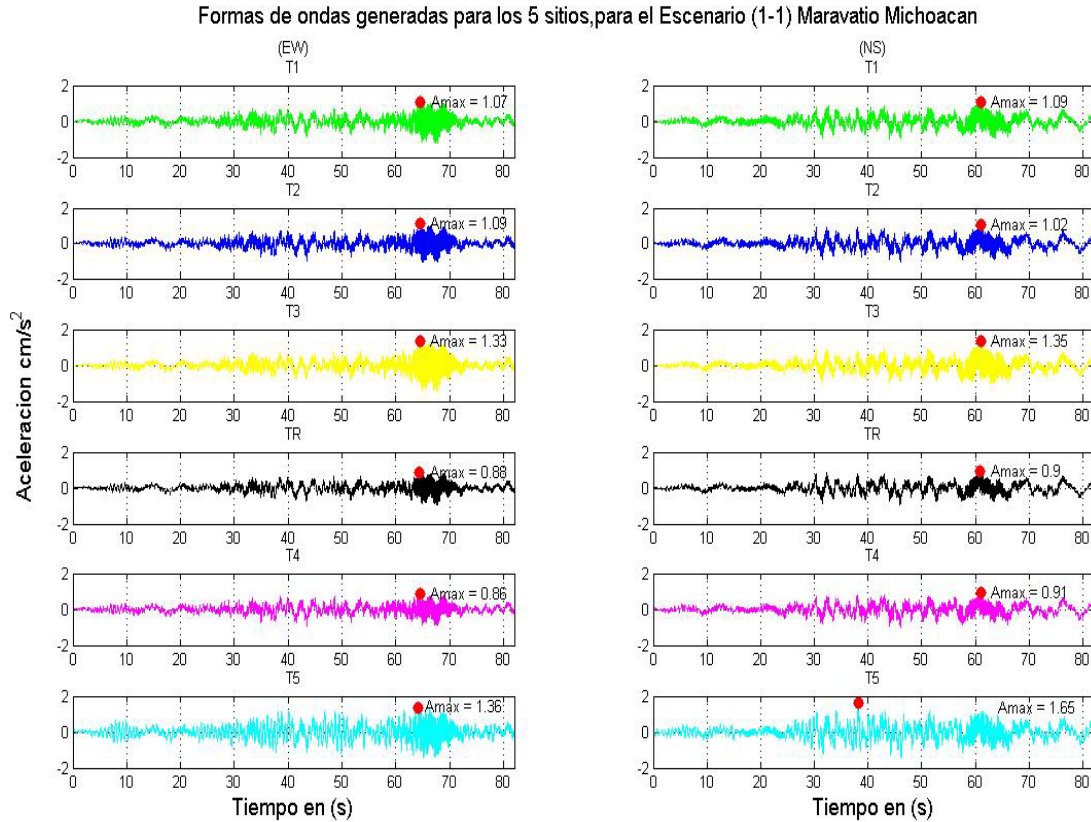


Figura VII.16. Muestras las formas de onda sintéticas propagadas por la estructura superficial desde el basamento ingenieril hasta la superficie de cada sitio. Se muestran las componentes EW (izquierda) y NS (derecha). El punto rojo indica la aceleración máxima observada en cada traza de los 5 sitios de estudio para el escenario 1_1.

Con los resultados obtenidos de las formas de ondas en los 5 sitios de estudio, para los dos escenarios seleccionados se estimaron las aceleraciones máximas como se muestra en la siguiente tabla VII.1.

Tabla VII.1. Muestra los valores de las señales sintéticas calculadas para los 5 sitios de estudio.

Aceleraciones Máximas estimadas para los dos Escenarios (6-6) y (1-1).				
Sitio	NS 6-6	EW 6-6	NS 1-1	EW 1-1
Tr	1.25	1.11	0.9	0.8
T1	1.36	1.17	1.09	1.07
T2	1.32	1.19	1.02	1.09
T3	1.32	1.34	1.35	1.33
T4	1.3	1.21	0.91	0.86
T5	2.19	2.08	1.65	1.36

Con estos resultados se observa que las aceleraciones máximas se estimaron para el sitio T5 en ambos casos, las aceleraciones que se observaron en el sitio T4 son muy similares a los observados en la estación de referencias. Se encontraron pocas diferencias significativas en las aceleraciones de las señales sintéticas pero cabe considerar que estas aceleraciones son de fuentes a más de 480km de distancia y por consecuente cruzan el cinturón volcánico mexicano. Por lo que las aceleraciones que aquí se muestran son pequeñas.

Con los registros sintéticos de aceleración obtenidos ahora se estiman los espectros de respuesta para los 5 sitios de estudio pero antes de mostrarlos se hace una pequeña definición teórica de los espectros de respuesta.

VII.10 Espectros de Respuesta.

El concepto de espectro de respuesta es una importante herramienta de la dinámica estructural, de gran utilidad en el área de diseño sismorresistente. En forma general, se puede definir un espectro como un gráfico de la respuesta máxima que produce una acción dinámica determinada en una estructura u oscilador de un grado de libertad. Y este puede ser expresado en términos de velocidad, desplazamiento o aceleración y se utilizan fundamentalmente para estudiar las características de los sismos y sus efectos sobre las estructuras. Para explicar en forma conceptual el procedimiento de construcción de un espectro de respuesta se puede considerar una serie de estructuras de un grado de libertad u osciladores simples con diferentes periodos de vibración y con igual factor de amortiguamiento. Como se muestra en la siguiente figura VII.7.

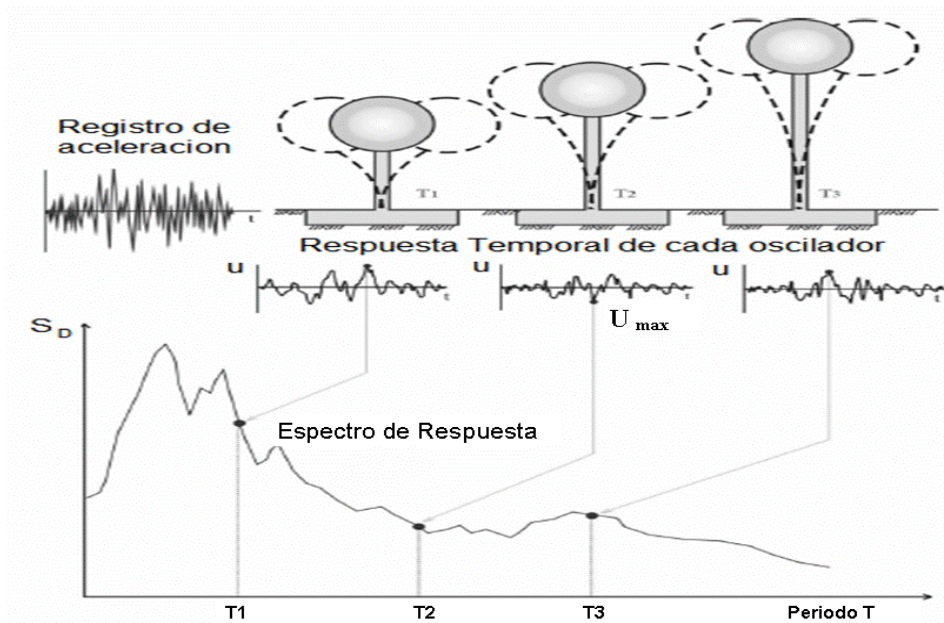


Figura 7. Método de determinación de espectro de respuesta.

VII.11 Espectros de respuesta e intensidad espectral.

El espectro de respuesta de un sismo es la envolvente de las respuestas máximas absolutas inducidas por el movimiento sísmico en estructuras de comportamiento lineal y de un grado de libertad, con diferentes periodos naturales de vibración pero igual amortiguamiento. La respuesta se puede dar en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento.

Los espectros de respuesta de un suelo se suelen utilizar para el diseño de estructuras y en el estudio de la amplificación local debida al suelo. Además, dan idea del contenido de frecuencias del movimiento y de la amplitud del sísmico y en menor medida de la duración de éste.

Para comparar mediante espectros de respuesta el potencial destructivo de diferentes sismos, Housner (1952) definió el parámetro de intensidad espectral como el área bajo la curva del espectro de velocidades (S_v) en el intervalo de T (0.1- 2.5).

Este parámetro no es estrictamente aplicable, ya que en algunas zonas de ella se tienen $T > 2.5s$ como por ejemplo la ciudad de México. Es decir queda limitado el intervalo de periodos señalado. Por su parte Arias (1970) propone como una medida de la intensidad de un sismo al factor de intensidad definido como:

$$I_A = \pi/2g \int_0^{t_0} a_s(t) dt \quad (VII.20)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad, t es la variable temporal, $a_s(t)$ es la historia de aceleraciones y t_0 es la duración total del sismo cuya definición queda suspendida a la duración de la fase intensa, al total del registro de aceleración (para el cual se considera la duración total del registro).

Esta intensidad propuesta por el chileno Arturo Arias (1970), define la energía por unidad de peso disipada por una familia de osciladores de una grado de libertad, cuyas frecuencias están comprendidas en el rango de $(0, +\infty)$, para un sismo y amortiguamiento dados. Otra medida de la intensidad de un sismo es la raíz media cuadrada por si sigla en ingles (*rms*), que se determina a partir de:

$$rms = \sqrt{\frac{1}{t_0} \int_0^{t_0} a_s(t) dt} \quad (VII.21)$$

Las medidas de intensidad Arias y la rms son, estrictamente hablando, significativas para el caso de estructuras elásticas, pues dan una idea del potencial destructivo para estructuras de falla frágil; sin embargo, debe recordarse que el grado de daño que un sismo produce a estructuras dúctiles depende de la duración del movimiento, del número de ciclos de esfuerzo y de la amplitud de vibración; por tanto, estas medidas de la intensidad de un temblor deben utilizarse para comparar el potencial de daño de sismos de aproximadamente la misma duración ver tabla VII.2 y VII.3 para el sitio de estudio.

Una vez hecho esta pequeña introducción en la siguientes figura VII.17 a la VII.19 muestra los espectros de respuesta estimados a partir de la estructura de velocidades obtenida mediante el método SPAC para el escenario 6_6 y el escenario 1_1 para las componentes horizontales por separado.

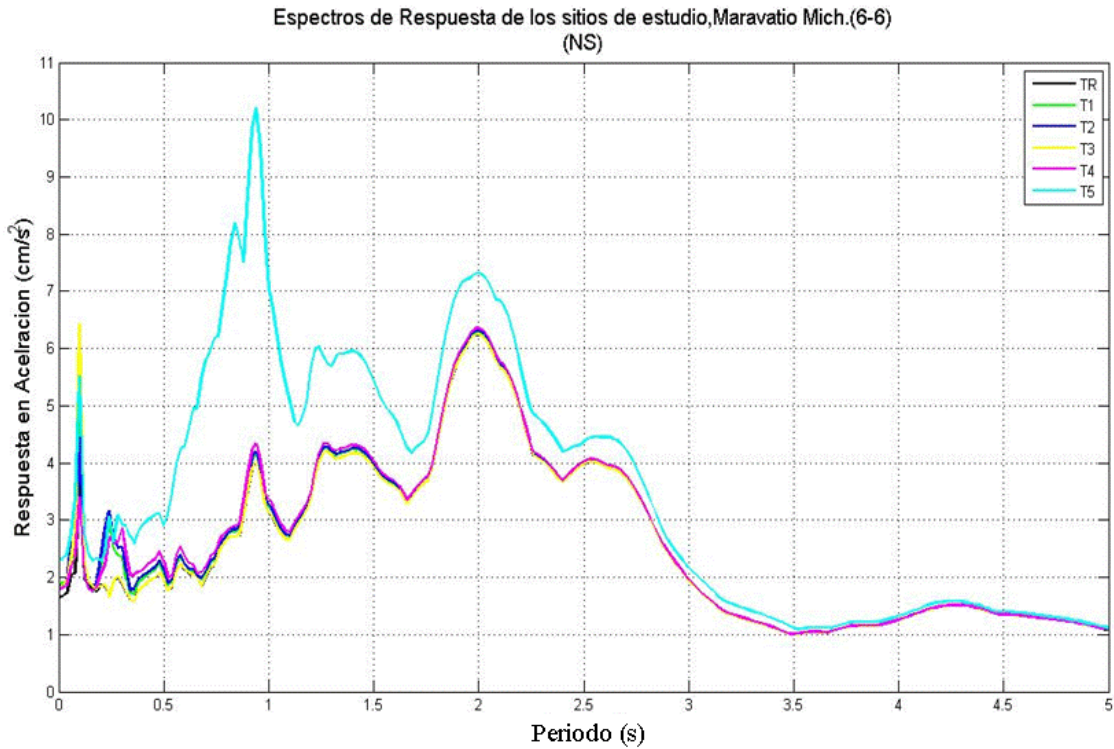


Figura 17. Muestra los espectros de respuesta estimados a partir de las señales sintéticas, para el escenario 6-6 para la componente NS.

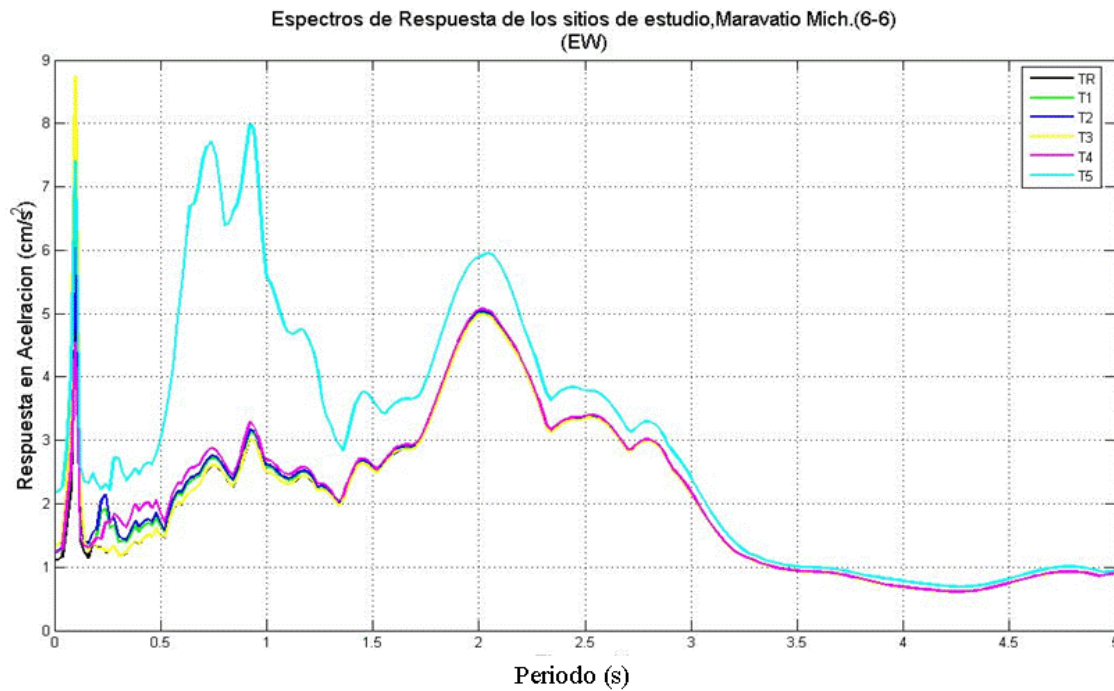


Figura 18. Muestra los espectros de respuesta estimados a partir de las señales sintéticas, para el escenario 6-6 para la componente EW.

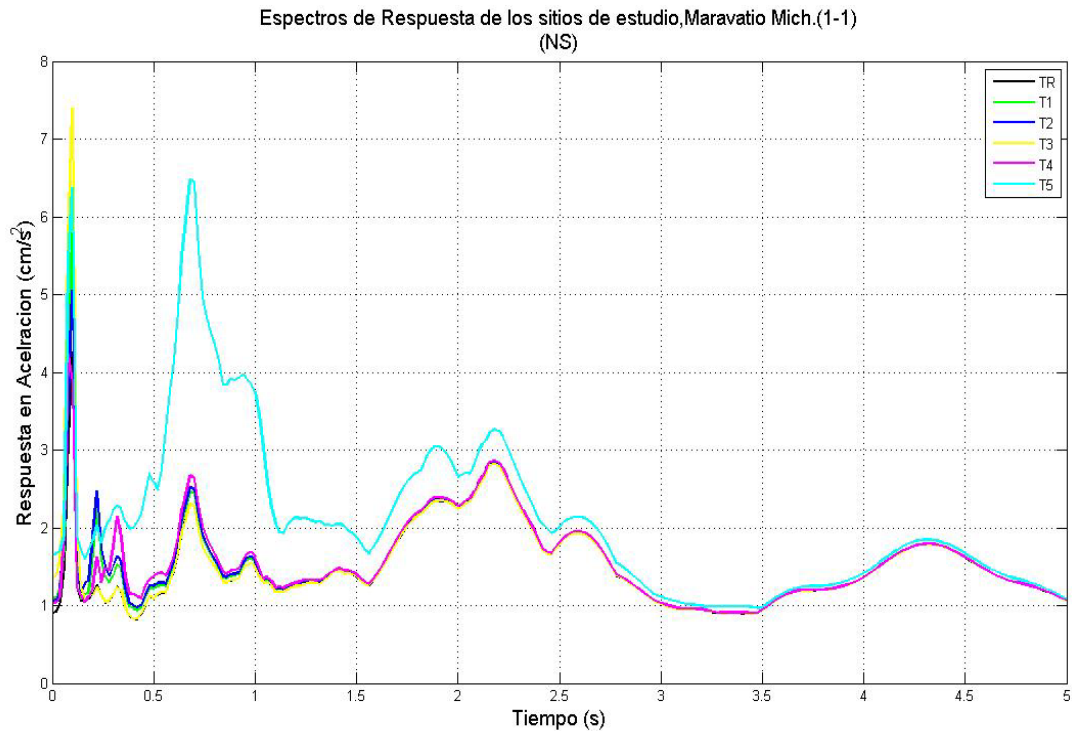


Figura VII.18. Muestra los espectros de respuesta estimados a partir de las señales sintéticas, para el escenario 1-1 para la componente NS.

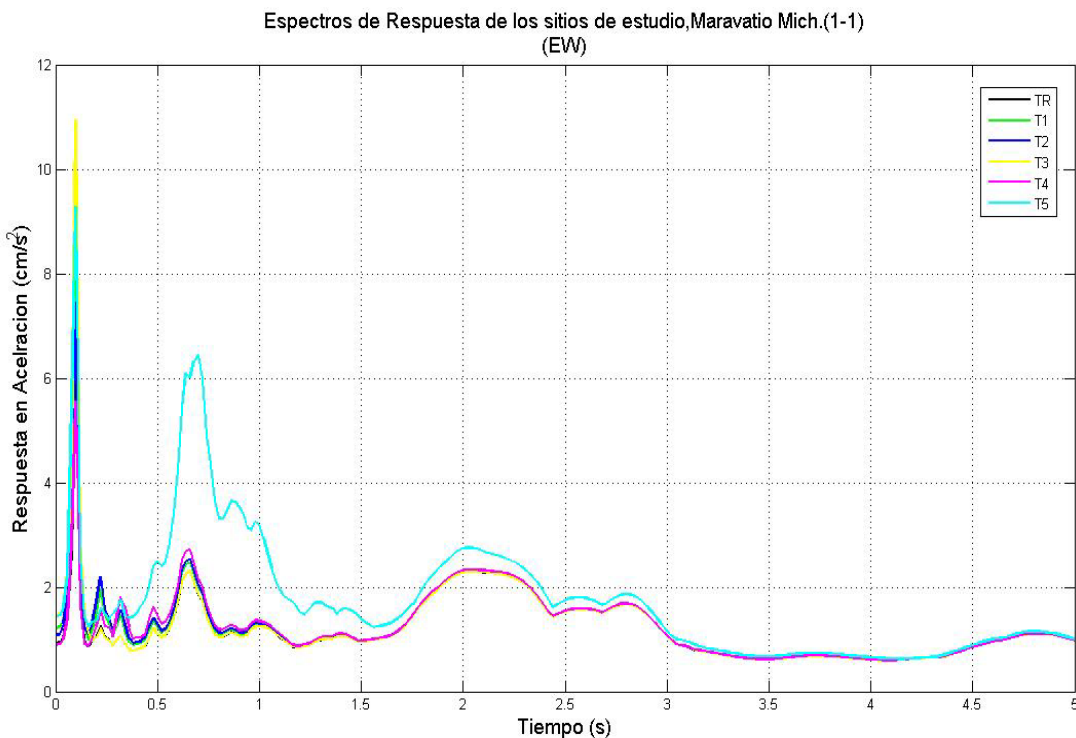


Figura VII.19. Muestra los espectros de respuesta estimados a partir de las señales sintéticas, para el escenario 1-1 para la componente EW.

Estimados los espectros de respuesta para los dos escenarios, ambos para las componentes horizontales ahora mostramos sólo los resultados de la suma vectorial de las componentes

Horizontales para cada escenario iniciando por el 6_6 y después el 1_1 como se muestran en la figura VII.20 y VII.21.

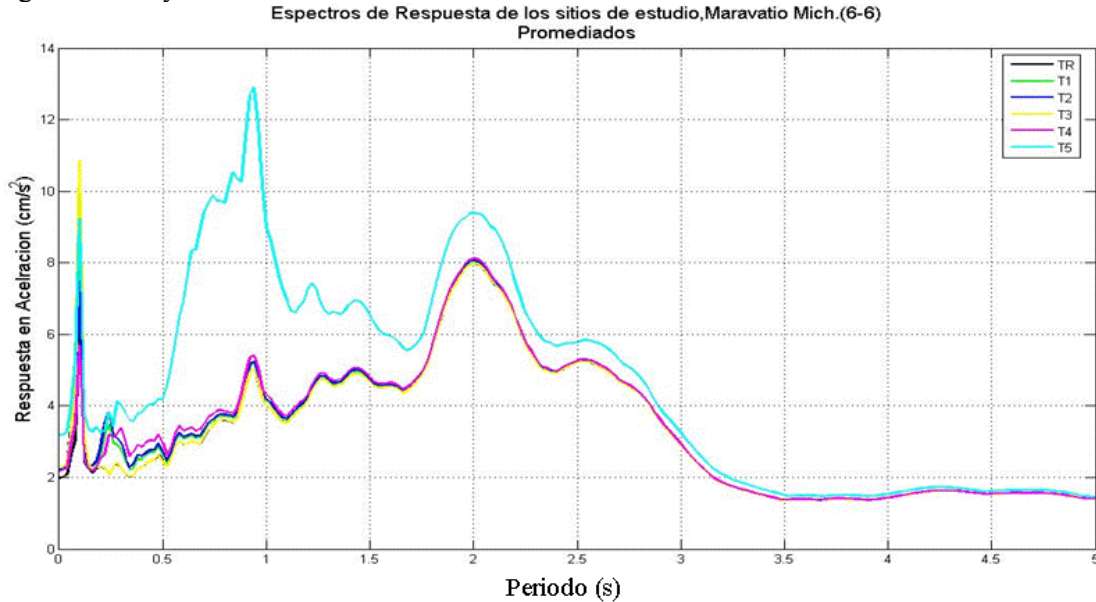


Figura VII.20. Muestra la suma vectorial de los espectros de respuesta estimados a partir de las señales sintéticas, para el escenario 6_6.

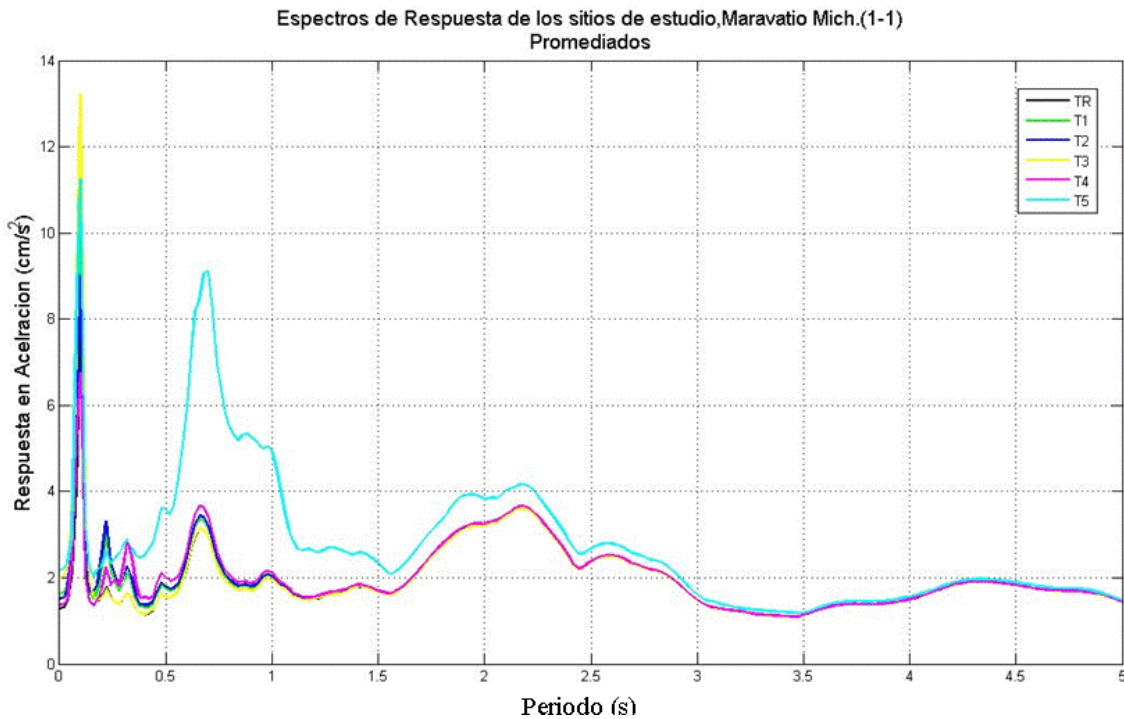


Figura VII.21. Muestra la suma vectorial de los espectros de respuesta estimados a partir de las señales sintéticas, para el escenario 1-1.

Con los resultados de los espectros de respuesta se observa que para el escenario 6_6 y el 1_1 para ambos casos el sitio T5 es el que muestra mayores amplificaciones. Para el 6-6 el pico predominante se encuentra en $T=0.9$ s mientras que el escenario 1_1 se ubica en el $T=0.6$ s. El comportamiento espectral de los otros sitios se muestran muy semejantes para cada uno de los

Tabla VII.2. Muestra los valores estimados para la Intensidad de Arias (1969), rms así como parámetros que se utilizan para evaluar las estructuras, estos se estimaron para la suma vectorial de las componentes Horizontales.

Escenario 6-6	Suma Vectorial					
	T1	T2	T3	T4	T5	TR
Parámetros						
Máx. Aceleración (cm/sec ²)	2.24	2.22	2.27	2.18	3.18	1.99
Tiempo de Max. Aceleración (sec)	60.83	60.79	83.40	60.87	60.86	60.27
Máx. Velocidad (cm/sec)	0.78	0.78	0.77	0.78	0.93	0.77
Tiempo de Máx. Velocidad (sec)	86.40	86.42	86.38	86.43	86.53	86.38
Máx. Desplazamiento (cm)	7.44	7.69	7.28	7.87	11.00	7.31
Tiempo Máx. de Desplazamiento (sec)	111.37	111.39	111.37	111.4	111.56	111.36
V máx. / A máx.: (sec)	0.47	0.48	0.46	0.49	0.41	0.53
Aceleración RMS: (cm/sec ²)	0.52	0.52	0.54	0.51	0.74	0.49
Velocidad RMS: (cm/sec)	0.26	0.26	0.26	0.26	0.30	0.26
Desplazamiento RMS: (cm)	4.27	4.43	4.17	4.54	6.44	4.19
Intensidad de Arias: (cm/sec)	0.025	0.025	0.027	0.025	0.051	0.022
Intensidad Característica (Ic)	2.87	2.89	2.99	2.81	4.89	2.64
Densidad de Energía Específica (cm ² /sec)	4.35	4.40	4.30	4.45	5.75	4.31
Velocidad Absoluta acumulativa (cm/sec)	31.62	31.84	32.23	31.33	45.04	29.88
Intensidad de Espectro de Aceleración (cm/sec)	1.11	1.15	1.02	1.15	1.54	0.95
Intensidad de Espectro de Velocidad (cm)	2.44	2.46	2.40	2.49	3.46	2.40
Intensidad de Housner (cm)	2.60	2.61	2.56	2.64	3.57	2.56
Sustained Maximum Acceleration (cm/sec ²)	1.74	1.76	1.82	1.71	2.76	1.66
Sustained Maximum Velocity (cm/sec)	0.63	0.64	0.63	0.64	0.74	0.63
Aceleración de diseño efectiva (cm/sec ²)	2.24	2.23	2.27	2.19	3.15	1.98
Parámetro A95 (cm/sec ²)	2.12	2.09	2.14	2.06	3.00	1.91
Periodo Predominate (sec)	2.00	2.00	0.14	2.84	1.32	2.00
Periodo promedio (sec)	2.16	2.16	1.99	2.29	1.82	2.38

Tabla VII.3. Muestra los valores estimados para la Intensidad de Arias (1969), rms así como parámetros que se utilizan para evaluar las estructuras, estos se estimaron para la suma vectorial de las componentes Horizontales.

Escenario 1-1	Suma Vectorial					
	T1	T2	T3	T4	T5	TR
Parámetros						
Máx. Aceleración (cm/sec ²)	1.63	1.52	1.99	1.37	2.18	0.91
Tiempo de Máx. Aceleración (sec)	91.08	79.19	91.07	63.28	75.49	91.06
Máx. Velocidad (cm/sec)	0.53	0.53	0.53	0.53	0.58	0.45
Tiempo de Máx. Velocidad (sec)	78.22	78.25	78.21	78.25	57.66	78.19
Máx. Desplazamiento (cm)	2.25	2.19	2.21	2.15	1.52	1.79
Tiempo Máx. de Desplazamiento (sec)	112.1	112.1	112.1	112.1	109.1	112.1
V máx. / A max: (sec)	0.47	0.50	0.38	0.54	0.37	0.58
Aceleración RMS: (cm/sec ²)	0.37	0.36	0.41	0.34	0.52	0.24
Velocidad RMS: (cm/sec)	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20	0.16
Desplazamiento RMS: (cm)	1.16	1.13	1.13	1.10	0.78	0.88
Intensidad de Arias: (cm/sec)	0.012	0.012	0.016	0.011	0.025	0.008
Intensidad Característica (Ic)	1.69	1.65	1.96	1.51	2.85	1.09
Densidad de Energía Especifica (cm ² /sec)	2.29	2.28	2.28	2.29	2.47	2.19
Velocidad Absoluta Acumulativa (cm/sec)	22.30	22.16	23.81	21.10	32.21	15.26
Intensidad de Espectro de Aceleración (cm/sec)	0.81	0.84	0.74	0.79	1.14	0.46
Intensidad de Espectro de Velocidad (cm)	1.14	1.15	1.12	1.17	1.69	0.86
Intensidad de Housner (cm)	1.22	1.23	1.20	1.24	1.73	0.92
Sustained Maximum Acceleration (cm/sec ²)	1.46	1.40	1.74	1.26	1.86	0.85
Sustained Maximum Velocity (cm/sec)	0.48	0.48	0.48	0.48	0.51	0.41
Aceleración de diseño efectiva (cm/sec ²)	1.61	1.49	1.94	1.34	2.17	0.88
Parámetro A95 (cm/sec ²)	1.50	1.43	1.86	1.28	2.06	0.85
Periodo Predominate (sec)	0.14	0.14	0.14	0.13	0.69	0.14
Periodo promedio (sec)	1.27	1.32	1.01	1.52	1.19	1.61

Las escalas de Intensidad se han utilizado desde hace años para la descripción del efecto de un sismo en un área. Existe un número importante de escalas, siendo las más conocidas y utilizadas la Intensidad de Mercalli Modificada, la Escala Medvedev-Sponheuer-Karnik del año 1964 (MSK64) y la Escala Macrosísmica Europea del año 1998 (EMS98) (ver Grunthal, 1998).

La Intensidad de Mercalli Modifica es de tipo netamente descriptivo y contiene en su evaluación solo conceptos de apreciación de un evaluador o grupo de evaluadores sobre su percepción de la vibración, del movimiento de los objetos observados durante el sismo y de las estructuras que se vieron dañadas o no dañadas después de un evento. Debido a su carácter cualitativo existe una gran dispersión en la asignación de valores de intensidad, para una misma zona afectada. En algunos casos, y generalmente ante la presencia de daños, esta dispersión puede abarcar dos grados de Intensidad (Sokolov, 2002). Esta situación llevó en los años 1960 a la proposición de una escala que limite la gran variabilidad en la observación, que incorpore valores estadísticos de daño y que considere estructuras con distintos niveles de afectación y de seguridad sísmica. Las dos escalas, de

amplio uso, que consideran estos aspectos son la MSK64 y posteriormente una modificación de la misma denominada EMS98 y que se usa extensivamente en Europa.

Al ser de tipo estadístico las escalas MSK64 y EMS98 requieren de una evaluación en terreno de clasificación estructural y de identificación del grado de daño de cada estructura. Por lo anterior es necesario tiempos relativamente largos y personal calificado para establecer la Intensidad de un evento. Por lo que las hace un poco menos utilizadas por la escasez de datos.

En los años recientes la tendencia mundial es a utilizar Intensidades derivadas directamente de datos instrumentales. Por ejemplo aceleración y velocidad máximas de suelo, espectros de respuestas lineales y no lineales, Integral de Arias, etc. Debido a que el uso de la Intensidad de Mercalli Modificada es más extensivo se han establecido regresiones de esta Intensidad con parámetros instrumentales, (p.e. Cabañas *et al.* 1997).

Existen dos correlaciones utilizadas ampliamente y referidas en un gran número de artículos y reportes técnicos de amplia divulgación. Estas son la utilizada en la costa oeste de Estados Unidos, que es parte de un sistema llamado ShakeMap Instrumental Intensity, que es administrado por el California Institute of Technology, el U.S. Geological Survey y el California Geological Survey (Wald *et al.* 1999) y la Intensidad Instrumental de la Agencia Meteorológica del Japón. Adicionalmente se han propuesto regresiones que utilizan la Intensidad de Arias y otros. Para el presente estudio se utilizó la siguiente relación que involucra la intensidad de Arias (1969), para cada uno de los sitios de estudio esto con la finalidad de resaltar que estos parámetros son de vital importancia y que también están relacionados con el movimiento del suelo.

$$IMM = 1.03 \log(IA) + 6.76 \quad (\text{VII.22})$$

Con esta relación se determinaron los valores de la IMM para los dos escenarios propuestos para lo que se encontraron los siguientes valores de IMM como se ilustra en la siguiente tabla 4.

Tabla VII.4. Muestra los valores de IMM para los sitios de estudio en Maravatio Michoacán.

Sitios		T1	T2	T3	T4	T5	TR
Escenario 1-1	IMM	II	II	II	II	III	II
Escenario 6-6	IMM	III	III	III	III	III	III

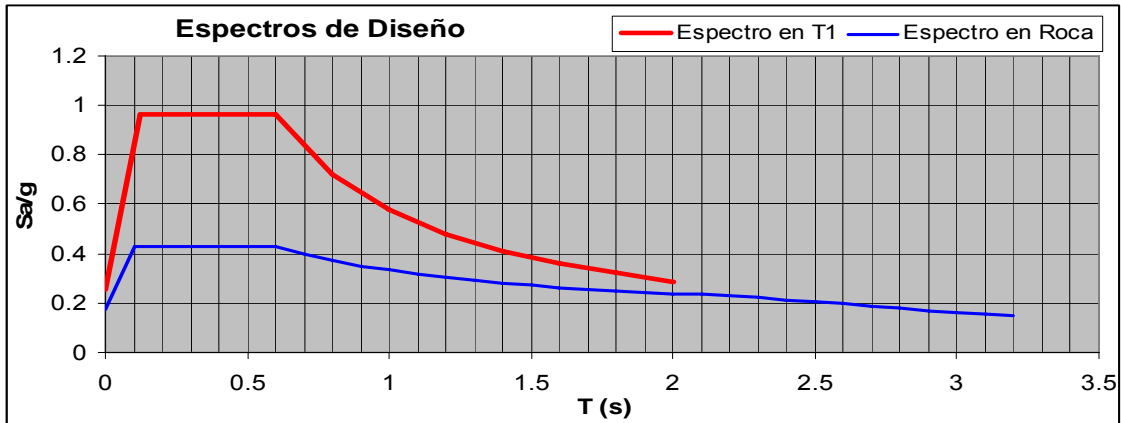
Con los resultados obtenidos se observa que para el escenario 6_6 la escala de intensidad de (IMM) se mantiene en III mientras que para el escenario 1_1 en el sitio T5 es el único que tuvo una intensidad de III mientras que el resto de los sitios se obtuvo una intensidad de II. El determinar más parámetros que nos ayuden a entender los efectos de los sismos en cada sitio nos resulta de vital importancia ya que la hora de la toma de decisiones para evaluar con un amplio criterio el peligro y el riesgo sísmico de cualquier lugar que se estudie dentro del estado de Michoacán.

Retomando el análisis espectral se estimaron los espectros de diseño estimados para cada sitio de estudio estos se estimaron mediante el programa del PRODISIS, utilizando únicamente las estructuras de velocidades, determinadas para cada sitio de estudio.

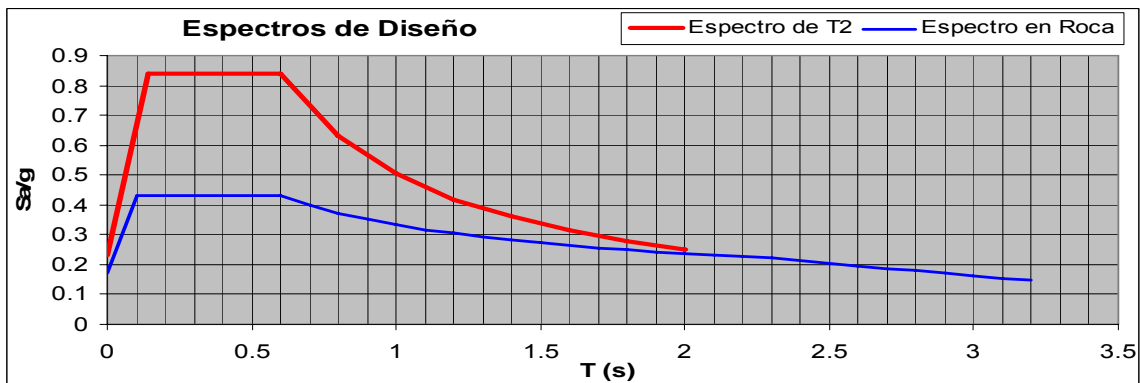
VII.12 Estimación de los espectros de respuesta mediante el manual de CFE.

Para la estimación de los espectros de diseño (ver figura 23) se utilizó únicamente la profundidad, la velocidad de cortante V_s , y la densidad de cada uno de los modelos de velocidades calculados mediante el método SPAC.

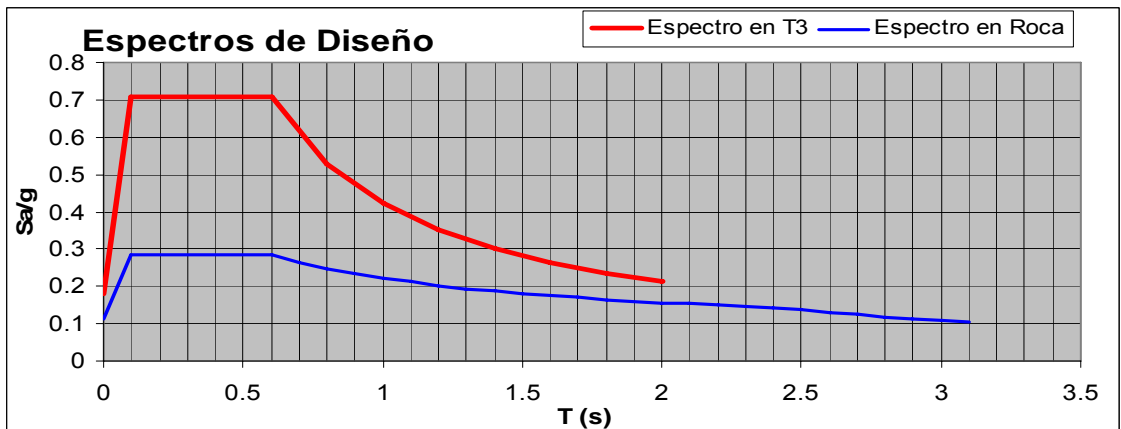
Sitio T1.



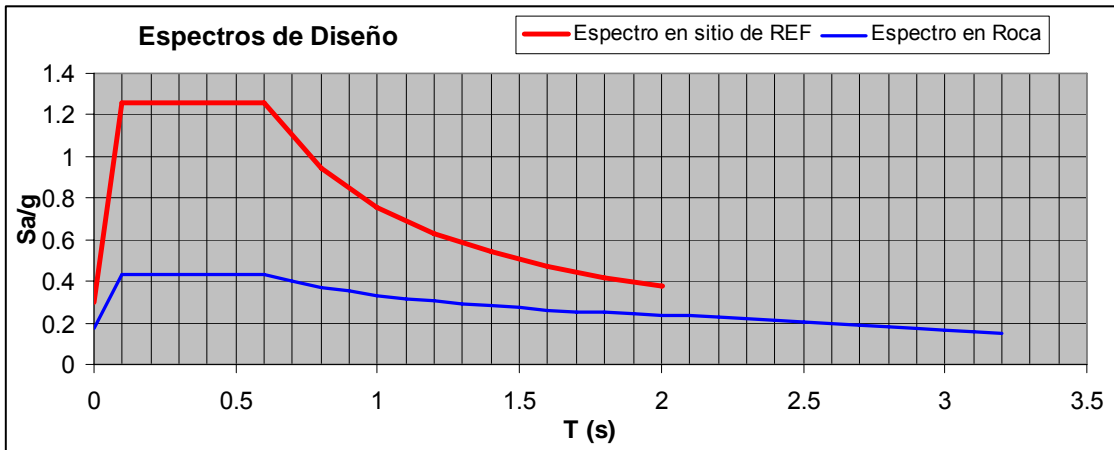
Sitio T2.



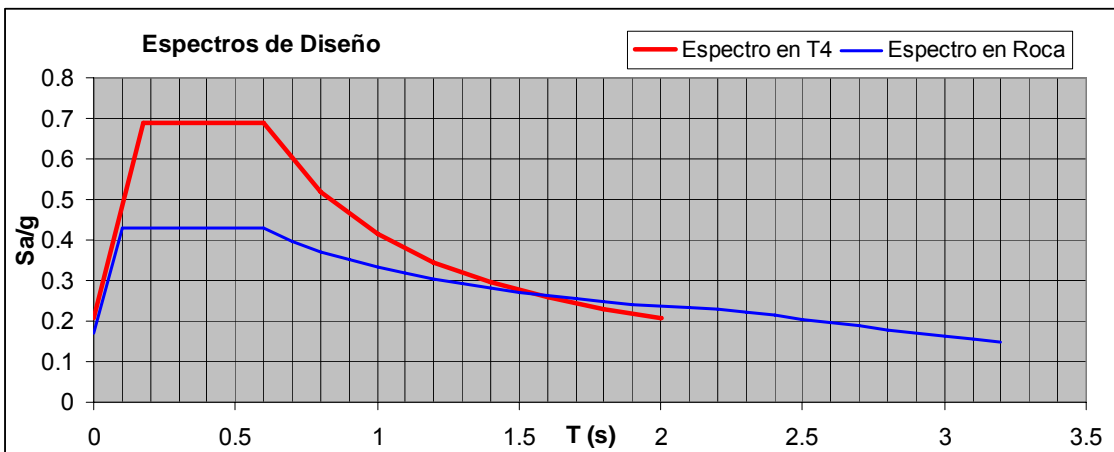
Sitio T3



Sitio de Referencia (Tr).



Sitio T4.



Sitio T5.

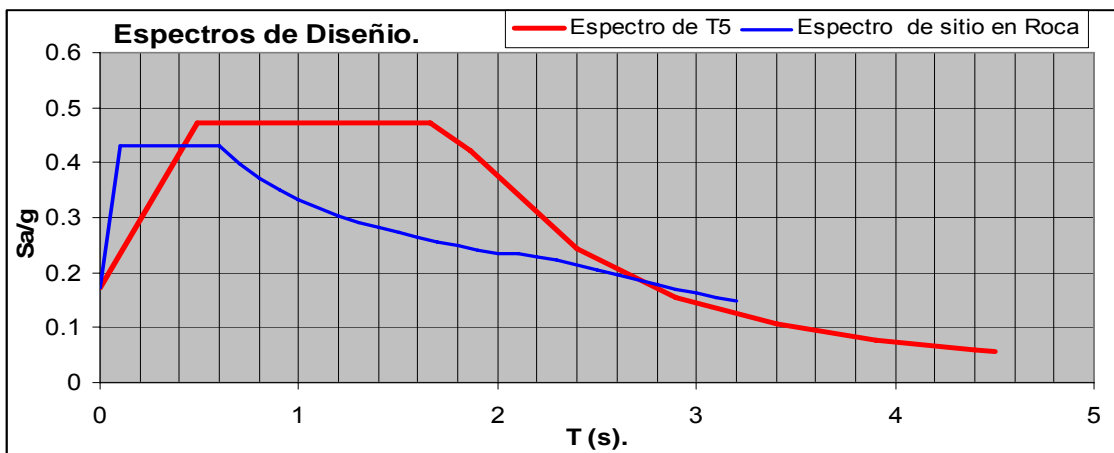


Figura VII.23. Muestra los espectros de respuesta estimados para los 5 sitios de estudio.

Con los espectros de diseño calculados con el PRODISIS se estimaron las aceleraciones máximas del suelo y las aceleraciones máximas espectrales las cuales se muestran en la tabla 5 estas están dadas en cm/s^2 .

Tabla 5. Valores de las aceleraciones máximas estimadas para los espectros de diseño.

Sitios	Resultados de PRODISIS					
	T1	T2	T3	T4	T5	TR
Aceleración máxima del terreno $a_0 \text{ cm/s}^2$	172.7	161.9	177.6	157.0	214.8	136.4
Aceleración máxima epectral o coef.sismico C	654.3	576.8	692.6	538.6	906.4	382.6
Aceleración máxima en roca basal	112.8	112.8	112.8	112.8	112.8	112.8

Con estos resultados se observa que los valores de aceleración máxima del suelo y la aceleración máxima espectral se presento en el sitio de referencia T5 mientras que el más bajo se presenta en el sitio Tr. Mientras que el ancho de la meseta espectral de mayor longitud es para el sitio T5 que va desde $T=0.5 \text{ s}$ a 1.6 s , mientras que el espectro de roca se localiza en un ancho de banda de $T=0.1 \text{ s}$ a 0.6 s , y para el caso de TR se localiza de $T=0.1-0.6 \text{ s}$ y conserva el mismo ancho de banda que el espectro en roca.

Con estos resultados se observa que el ancho de banda de los espectros de diseño obtenidos con el PRODISIS, es muy limitado para los periodos observados en los espectros de respuesta estimados para cada sitio. Ahora los comparamos con los espectros de diseño del reglamento de construcciones del DF. Como se muestra en la siguiente figura VII.24

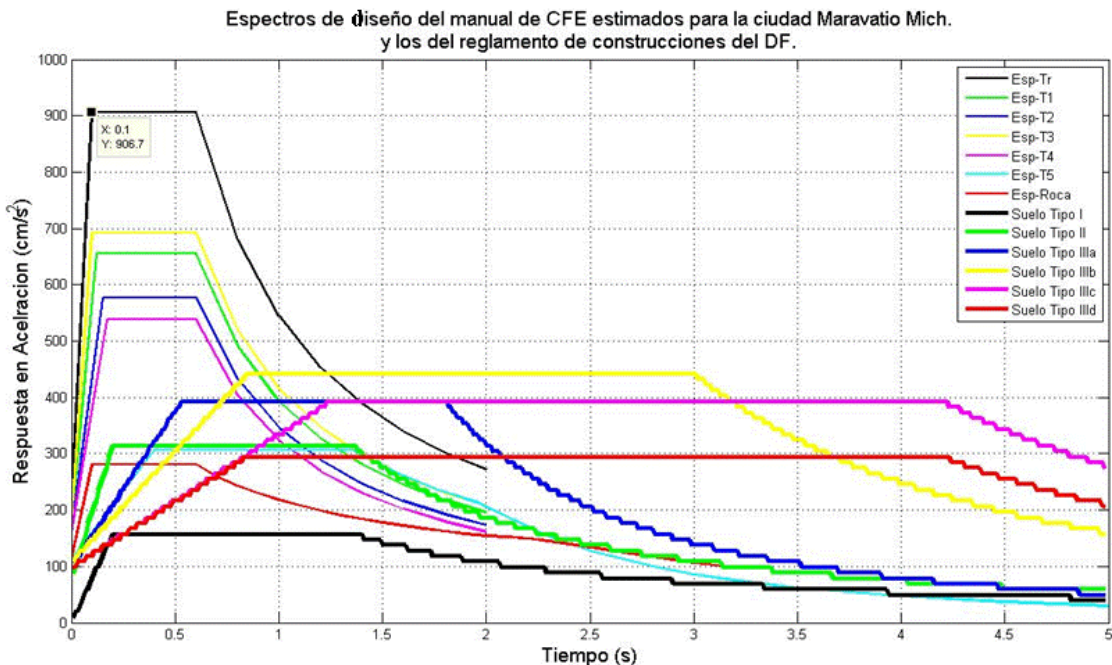


Figura VII.24. Muestra los espectros de diseño calculados para Maravatio, Michoacán así como los espectros de diseño para la ciudad de México del reglamento de construcciones.

Los espectros de diseño del reglamento de construcciones muestran una amplificación menor que los que se estimaron con PRODISIS, excepto para el caso del espectro estimado en T5 es muy parecido que el espectro de diseño para el suelo tipo II que da el reglamento, mientras que los

espectros de los demás sitios de estudio se muestran muy parecidos en cuanto a la parte plana del espectro lo único que los hace diferentes es la amplificación de un sitio a otro.

Sin embargo, los espectros de diseño que se estimaron con PRODISIS muestran aceleraciones mucho mayor (casi el doble de amplificación) que las que se estimaron en los espectros de respuesta para cada sitio de cada una de las simulaciones. Por ello que no es posible comparar las amplitudes espectrales pero aprovechando los resultados de ambos casos. Es importante considerar el ancho de banda de la meseta espectral para fines de diseño, dado a las características particulares de la ciudad de Maravatio muestran valores espectrales en $T=2s$, parecido a los periodos observados en la ciudad de México, y el ancho de banda de la meseta espectral estimada para los espectros de diseño estimados con PRODISIS en la ciudad de maravatio se limita hasta $T= 0.6 s$ en los espectros de respuesta estimados en los 5 lugares, mientras que para el sitio T5 se limita hasta $T=1.4 s$.

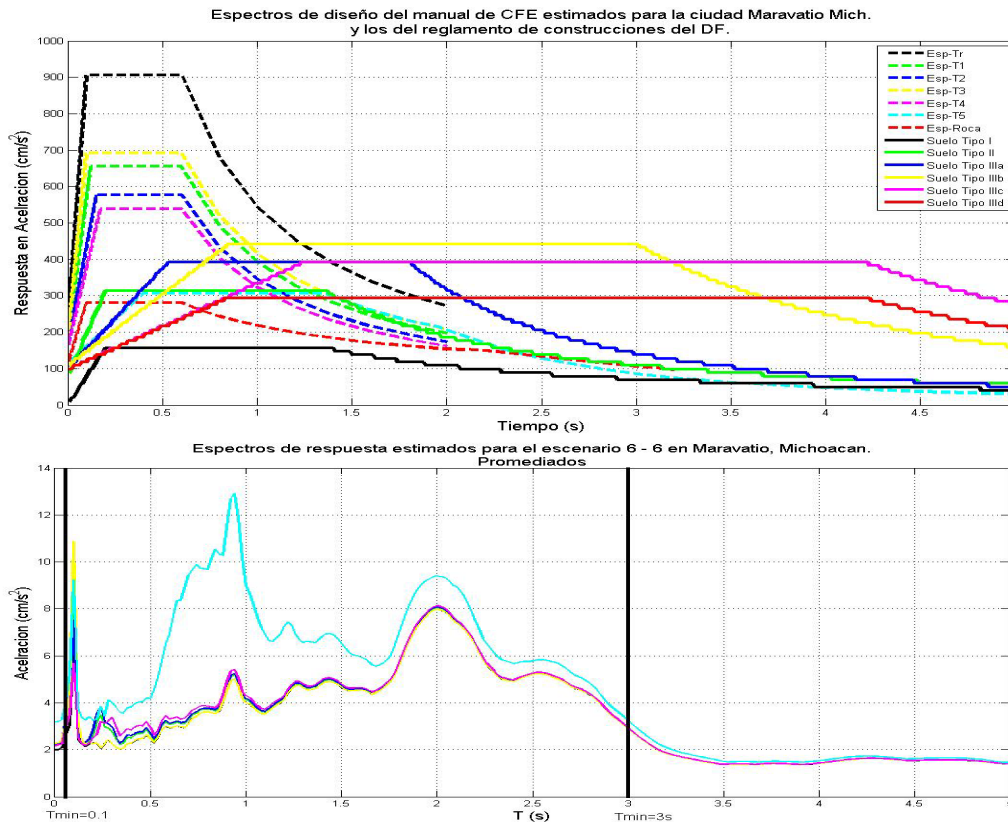


Figura VII.25. Muestra en la parte superior los espectros de diseño obtenidos en PRODISIS (Esp-T) con línea punteada, los espectros para suelos tipo II, tipo IIIa, y tipo IIIb del reglamento de construcciones del DF (con línea continua) en la parte inferior se muestran los espectros de respuesta estimados para los sitios de estudio estimados a partir de las señales sintéticas.

En la gráfica VII.25 se ilustran los espectros seleccionados que se deberían tomar para los diferentes picos espectrales. Se consideran tres espectros de respuesta diferentes para el caso de los periodos cortos. Se propone que sea el espectro tomado con PRODISIS para el sitio TR, para los periodos de $T=0.5-1.5 s$. Se recomienda utilizar el espectro propuesto por el reglamento de construcciones del DF para suelos tipo II o bien el estimado para el sitio T5, para los periodos mas largos $T=2s$ se recomienda utilizar el propuesto para suelos tipo IIIb del reglamento del DF. Pues el ancho de banda que se debe cubrir para esta ciudad de acuerdo con los sitios estudiados va desde $T=0.1 s$ hasta $T=2.5 s$.

VII.13 Discusión de Resultados y Conclusiones.

El presente trabajo tiene la intención de dar un panorama general de las prácticas actuales de la estimación del peligro sísmico en México. La importancia de la evaluación del peligro y riesgo sísmico difícilmente puede ser sobrestimada. Las decisiones de diseño se toman siempre en un ambiente de incertidumbre y es crucial tener una idea objetiva de las consecuencias de estas decisiones. Se trata de un tema de gran amplitud, que comprende aspectos de tectónica y evaluación de sismicidad, estimación de movimientos fuertes, microzonificación y evaluación de pérdidas esperadas por sismo en construcciones. Cada uno de estos aspectos, por su parte, admite una gran profundidad, por lo que todos podrían constituir líneas independientes de investigación.

Con los arreglos realizados se estimaron las 5 estructuras de velocidades así como las curvas de elipticidad de ondas de Rayleigh, con la finalidad de estimar el periodo fundamental de cada uno de los sitios de estudio. Dando una velocidad menor en el arreglo T2 con una V_p de 154 m/s y la velocidad más alta fue para el sitio T3 con una velocidad de 300m/s para la primera capa. Y en el arreglo T5 fue donde se llegó a explorara una profundidad de hasta 160m, mientras que para el arreglo 4 se llegó a 60m, y para el tercer sitio alrededor de 100m de profundidad, y en el arreglo 2 fue donde se llegó a una profundidad de 39 m. con estos resultados obtenidos en el presente trabajo nos permitirá tener un mejor entendimiento sobre las características dinámicas de la ciudad en estudio, ya que en esta ciudad se cuenta con un mapa de Microzonificación sísmica así como también con estudio de la determinación de la velocidad de cortante de la ciudad a profundidades mayores de 400m.

En la mayor parte de los casos, los estudios de microzonificación se han ejecutado registrando vibración ambiental y dan como resultado mapas de periodo predominante del suelo y sólo en algunos casos, mapas con la amplificación de la ordenada del espectro de Fourier en ese periodo. Esta manera de proceder, aunque útil para distinguir burdamente entre terreno firme y terrenos más blandos, estima con poca precisión los movimientos fuertes ante sismos futuros. Existen al menos las siguientes complicaciones:

Las mediciones de vibración ambiental, incluyendo la técnica de cocientes de movimiento horizontal a vertical, son de difícil interpretación si no se tienen adecuadas restricciones provenientes de mediciones de sismos moderados o de información sobre los perfiles de velocidad de propagación de onda S. Por ejemplo, cuando se tienen depósitos con perfiles de velocidad invertidos (un estrato blando entre dos estratos más compactos) la vibración ambiental es casi inútil. Las mediciones usando vibración ambiental proporcionan periodos y con suerte, amplificaciones, en el rango lineal. Para muchas ciudades del país, las que están cerca de las fuentes sísmicas más activas, son de esperarse efectos no lineales durante sismos intensos. Con esto, la caracterización de los suelos se vuelve todavía más complicada, puesto que habrá que obtener para áreas muy extensas, valores de algunos parámetros de comportamiento no lineal.

Se encontraron resultados importantes en la valoración del peligro sísmico, debido a que la información utilizada que se basa en estudios de microtemores el cual nos ha permitido llegar a determinar las características dinámicas del sitio. Sin tener que esperar la recurrencia de sismos.

El contar con este tipo de información es de vital importancia ya que en la zona de estudio no se tiene una base de datos de registros sísmicos, considerando que la zona de estudio es de alta sismicidad.

Y por otro lado los efectos de las condiciones locales del subsuelo pueden afectar considerablemente el movimiento sísmico y con ello la respuesta estructural. Los efectos de sitio

producen significativas variaciones especiales del movimiento del terreno, incluyendo amplificaciones y/o atenuaciones de su intensidad así como modificaciones de su duración y contenido de frecuencias, las cuales tiene influencia determinante en la respuesta estructural. Las mayores amplificaciones dinámicas que sufre el movimiento del terreno suelen presentarse donde los contrastes de rigidez de los suelos son muy pronunciados. Esto ocurre generalmente cerca de la superficie libre, especialmente en áreas de depósitos sedimentarios o en valles aluviales.

Los espectros obtenidos que da claro que el espectro de diseño propuesto por el manual de CFE esta muy sobre estimado de acuerdo a la zona y a las características del sitio de estudio, y a su vez limitados diversas zonas de la republica mexicana, en este caso quedo subestimado por el contenido de frecuencias que se presentaron en los sitios de estudio, sin embargo para los adoptados por el reglamento de construcciones para la ciudad de México solo para el tipo de suelo tipo II coincidió con el estimado con PRODISIS para el sitio T5. Por otro lado los espectros de diseño para suelos tipo IIIa y IIIb de acuerdo a los resultados mostrados se tomarían y de acuerdo al tipo de constricción se considera para $T=1s$ se optaría por el espectro para suelo IIIa y para $T=2s$ se sugiere el espectro de diseño para IIIb. El contar con este tipo de estudio permitirán a los ingenieros civiles construir con mayo seguridad por un lado y por otro las obras no se sobre estimaran en cuanto a diseño por sismo y ni por su valor monetario.

VII.14 Referencias.

- Arias, A. (1969). "A Measure of Earthquake Intensity." Ed. R.J.Hansen. Seismic Design for Nuclear Power Plants. MIT Press, :438-483.
- Aki, K. (1957), "Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors", Bull Earthq. Res. Inst., 35, 415-456.
- Aki, K, y P. Richards (1980), Quantitative Seismology. W. H. Freeman y Co., EUA.
- Bard, P., (1998). "Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?". The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), 1251-1279.
- Backus, M M (1959), "Water reverberations: their nature and elimination", Geophysics, Vol. 24, pp. 233-261.
- Bakulin, A y R Calvert (2006), "The Virtual source method: theory and case study", Geophysics, Vol. 71, pp. S1139-S1150.
- Cabañas, L., Benito, B, Herraiz, M.(1997). "An approach to the measurement of the Potential Structural Damage of Earthquake Ground Motions". Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 26, 79- 92.
- Garduño-Monroy. V. H., y Torres Escamilla J. R., (1998). Descripción Histórica de la Sismicidad en Michoacán. México, Ciencia Nicolaita. P. 57-81
- Garduño M. V. H., Corona-Chávez P., Israde Alcantara., Menella L., Arreygue, E., Bigiogero B. y Chiesa S., (1999). Carta Geológica de Michoacán.
- Gilbert, F., and G. Backus, (1966). Propagator matrices in elastic wave and vibration problems. Geophysics 31, 326-332.
- Grunthal, G. (1998). "European Macroseismic Scale 1998". European Seismological Commission.
- Gutiérrez Martínez C y Montoya Duche (2000), "Mapa de isosistas de la República Mexicana". Elaborado en CENAPRED.
- Haskell, N (1953). "The dispersion of surface waves in multilayered media". Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 43, pp.1734
- Housner, G. W. (1965) "Intensity of Earthquake Ground Shaking Near the Causative Fault." Proc. World Conf. Earthquake Eng., 3rd, Auckland, New Zealand.
- Husid, L. R. (1969). "Características de Terremotos, Análisis General." Revista del IDIEM 8, Santiago, Chile, pp 21-42.
- Istrade Alcantara I. (1999), "Lagos volcánicos y técnicos de Michoacán", en Carta Geológica de Michoacán. UMSNH. pp. 45-74.

- Javier Lermo, O. Ishisawa. "Estimación de la peligrosidad de ruptura de uno de los sistemas de falla del graben de Acambay, México". Congreso chileno de sismología e ingeniería antisísmica IX Jornadas, 16-19 de Noviembre de 2005, Concepción Chile.
- Kenneth B.L.N., (1983). *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*, Cambridge University Press, New York.
- Kramer, S L (1996), "Geotechnical Earthquake Engineering", Prentice Hall. pp. 653.
- Malischewsky, P., Y. Zaslavsky, M. Gorstein, V. Pinsky, T. T. Tran, F. Scherbaum and H. Flores-Estrella (2010), "Some new theoretical considerations about the ellipticity of Rayleigh waves in the light of site effect studies in Israel and Mexico". *Geofísica Internacional*, 49, 141-152.
- Malischewsky, P. and F. Scherbaum (2004), "Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves". *Wave Motion*, 40, 57-67.
- Mehta, K, R Snieder y V Graizer (2007), "Extraction of near-surface properties for a lossy layered medium using the propagator matrix", *Geophysical Journal International*, 169, pp. 271-280.
- Miyakoshi (1995), Tesis Doctoral, Universidad de Hokaido, Japón
- Nogoshi, M. and T. Igarashi (1971), "On the Amplitude and Characteristics of Microtremor (Part 2)". In Japanese with English Abstract, *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24, 26-40.
- Nakamura, Y., (1989), A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR of R.T.R.*, 30-1
- CFE, (2008). Programa del PRODISIS del manual de CFE.
- Safak, E (1999), "Wave-propagation formulation of seismic response of multistory buildings", *Journal of Structural Engineering*, Vol. 125, No 4, pp. 426-438.
- Sánchez-Sesma, F J (1987), "Site effects on strong ground motion", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 6, pp. 124-132.
- Sánchez-Sesma, F J, L E Perez-Rocha y E Reinoso (1993), "Ground motion in México City Valley during the april 25, 1989, Guerrero Earthquake", *Tectonophysics*, Vol. 218, pp. 127-140
- Saragoni, R., Crempien, J., Araya, R. (1980). "Características Experimentales de los Movimientos Sísmicos Fuertes Latinoamericanos". III Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica.
- Saragoni, R. Sáez, A., Holmberg, A. (1993). "Análisis de los acelerogramas del sismo de marzo de 1985". En *Ingeniería Sísmica. El Caso del Sismo del 3 de Marzo de 1985*. Edit R. Flores, Hachette.
- Scherbaum, F., K.-G. Hinzen and M. Ohrnberger (2003), "Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations", *Geophys. J. Int.*, 152, 597-612.

- Snieder, R y E Şafak (2006), “Extracting the building response using seismic interferometry: theory and application to the Millikan Library in Pasadena, California”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 2, pp. 586-598.
- Snieder, R, J Sheiman y R Calvert (2006), “Equivalence of the virtual-source method and wave-field deconvolution in seismic interferometry”, *Physical Review E*, Vol. 73, 066620-1-066620-9.
- Sokolov, V. (2002). “Seismic Intensity and Fourier Acceleration Spectra: Revised Relationship”. *Earthquake Spectra*, Vol 18 N° 1.
- Sokolov, V. y Chernov Y. (1998). “On the correlation of Seismic Intensity with Fourier Amplitude Spectra”. *Earthquake Spectra*, Volume 14, N° 4, Noviembre.
- Tran, T. T., F. Scherbaum and P. Malischewsky (2011), “On the relationship of peaks and troughs of the ellipticity (H/V) of Rayleigh waves and the transmission response of single layer over half space models” *Geophys. J. Int.*, 184, 793-800.
- Thomson, W.T. (1950). “Transmission of elastic waves through a stratified solid”. *Journ. Of applied Physics*. Vol. 21. pp. 89-93
- Udías, A. (1971), “Introducción a la sismología y estructura interna de la Tierra”. Taller del I. G. y C., Madrid, España.
- Visualizador de Google Earth. (2009) Europa Technologies. Tele Atlas , Data SIO,NOAA,U.S. Navy.NGA,GEBCO. <http://www.Google Earth.com>.
- Vázquez Rosas R, (2002), “Propuesta de microzonificación sísmica para la ciudad de Uruapan Michoacán”. Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería UMSNH Morelia Michoacán.
- Vázquez Rosas R, Aguirre González Jorge, Garduño M Víctor H, Mijares A. Horacio (2003), “Propuesta de microzonificación sísmica para la ciudad de Uruapan Michoacán”. *Memorias del XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, León, Guanajuato. Noviembre. Artículo II-8 (en extenso).
- Vázquez Rosas, R, Aguirre González Jorge, Garduño M Víctor H, Mijares A. Horacio. (2005) “Estudio de microtremores para la ciudad de Uruapan Michoacán aplicando el método SPAC” *Memorias del XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, México D.F. Septiembre (en extenso).
- Vázquez Rosas R, Aguirre González Jorge, Garduño M Víctor H, Mijares A. Horacio. (2005) “Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora Michoacán” *Memorias del XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, México D.F. Septiembre (en extenso).
- Vázquez Rosas R, Aguirre González Jorge, Garduño M Víctor H, Mijares A. Horacio. (2007) “Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Maravatio Michoacán” *Memorias del XVI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, México D.F. Septiembre (en extenso).
- Vázquez Rosas, R, Aguirre González Jorge, Mijares A. Horacio. (2008) “Estudio de Microtremores de la ciudad de Zamora Michoacán, Aplicando el Método SPAC.” *XXIV Reunión Nacional de Mecánica de Suelos*, México D.F. Septiembre (en extenso).

- Vázquez Rosas, R, Jorge Aguirre González y Horacio Mijares Arellano (2007), “Estudio de microtemores aplicando el método SPAC para las ciudades de Uruapan Michoacán y Monterrey Nuevo León”. Tesis de maestría. Instituto de Ingeniería de la UNAM, México, D.F.
- Vázquez Rosas R, Jorge Aguirre González y Horacio Mijares Arellano (2009) “Estudio de microtemores aplicando el método spac en la ciudad de Maravatio, Michoacán”, *Memorias del XVII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Puebla, Puebla, del 11 al 14 de Noviembre de 2009. Artículo in extenso I-28 en CD
- Yamamoto, H., (1998) “An experiment for estimating S-wave velocity structure from phase velocities of Love and Rayleigh waves in microtemors”. *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp 705-710.
- Yomogida, K y R Benites (1996), “Coda Q as a combination of scattering and intrinsic attenuation by numerical simulations with boundary integral method”, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.148, pp.255-268.
- Wald, D, Quitariano, V. Heaton, T., Kanamori, H. (1999). “Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Velocity and Modified Mercalli Intensity in California”. *Earthquake Spectra*, Volume 15, N° 3.
- Wald, D, Quitariano, V. Heaton, T., Kanamori, H., Scrivner, W. y Worden B. (1999). “Trinet “ShakeMaps”: Rapid Generation of Peak Ground Motion and Intensity Maps for Earthquakes in Southern California”. *Earthquake Spectra*, Volume 15, N° 3.
- Wong, H. L y Trifunac, M. (1979). “A Comparison of the Modified Mercalli (MMI) and the Japanese Meteorological Agency (JMA) Intensity Scales” *Int. J. Earthquake Engineering and Struct. Dynamics*, 7, 75-83, pp. 8.

VIII. Discusiones de Resultados Generales.

En la presente tesis se muestran los resultados de estudios experimentales realizados en el estado de Michoacán, con la finalidad de recopilar los elementos que permitan la simulación de movimientos fuertes para poder generar los escenarios sísmicos dentro de dicho estado.

Se estudió una de las zonas sismogénicas más importantes de México. En ella se han producido sismos tectónicos, volcánicos y debidos a fallas locales en la región. Por eso, resulta de vital importancia la determinación de parámetros de la fuente, trayecto y efectos de sitio en el estado de Michoacán.

En este trabajo en particular se estudiaron los tres factores más importantes dentro de la sismología. Es por ello que se realizó un estudio a nivel regional y uno a nivel local. Para ello se tomó como ejemplo la ciudad de Maravatio. En esta ciudad se estimaron escenarios sísmicos en los cuáles se utilizaron todos los elementos que resultaron del estudio regional y se hicieron partícipes en la caracterización del peligro sísmico.

Se aplicaron diversas metodologías que son herramientas muy competentes y que permiten tener un mejor entendimiento en la construcción de escenarios sísmicos. Por otro lado, nos permitieron llegar a un mejor entendimiento sobre los efectos de los sismos dentro del estado y consecuentemente en las ciudades.

En el primer capítulo se abordaron todos los antecedentes sobre la historia de la sismicidad que se ha manifestado en el estado de Michoacán, así como también su crecimiento y desarrollo poblacional, su contexto geodinámico y geología regional. Toda esta información en forma general, nos permitió tener una idea mas clara del escenario geodinámico en el que se encuentra el estado de Michoacán. Además, con la información que se presentó en este apartado se llegó a realizar un análisis estadístico y una subdivisión dentro del estado de acuerdo al nivel de sismicidad y su relación con las fallas que se tienen en el estado de Michoacán. Las cuatro zonas en las que se dividió de acuerdo a los resultados son la Zona A que es donde la sismicidad es alta. En las zonas B1-B2, la sismicidad es moderada-alta y se subdividió en dos zonas de acuerdo al complejo de fallas que conforman a cada una de ellas. Por último la zona C, que de acuerdo a la sismicidad, es moderada. Para esta última zona cabe mencionar que en los últimos años se ha estado registrando sismicidad y que sin duda alguna de acuerdo al contexto geodinámico en el que se encuentra, podría ser una zona en la que genere un escenario sísmico devastador debido al contexto geodinámico que existe. Por lo que en este apartado se refiere se muestran todos los antecedentes y justificaciones del porqué es de vital importancia este tipo de estudios que se trataron en este trabajo de tesis.

En el segundo capítulo se describen las partes teóricas básicas para la modelación del sitio y de los parámetros que se requieren para la modelación de los escenarios. Estos conceptos básicos nos ayudaron y permitieron entender teóricamente una idea más generalizada de cómo abordar el efecto de sitio, trayecto y fuente.

Un vez hecha esta introducción teórica en el segundo capítulo, en el tercer capítulo de esta tesis, se abordó la parte fundamental de todo estudio experimental sísmico que es la de recopilar los datos de campo. Para ello en este apartado se abordó la instalación de una red temporal dentro del estado de Michoacán, que fue de vital importancia para la recopilación de datos. En esta red se instalaron 7 estaciones de manera perpendicular a la línea de costa, empezando en El faro de Bucerías pasando

por Aguililla, Apatzingán, Taretán, Pátzcuaro, Morelia y hasta llegar a Maravatío y estas estaciones se instalaron en predios particulares en su mayoría. Durante el periodo de grabación (casi tres meses) se lograron grabar alrededor de 8500 registros (que no necesariamente corresponden a eventos sísmicos). De los eventos sísmicos identificados se registraron eventos que por su baja magnitud no se reportaban en el SSN. De aquellos que si estaban reportados por el SSN se utilizaron para este estudio, sismos que se localizaron frente a las costas Michoacanas y fueron descartados todos aquellos que tuvieron epicentro fuera del rango de las costas Michoacanas.

Con estos datos, se estudió la atenuación del movimiento fuerte dentro del estado. Esto se abordó en el capítulo cuatro de este trabajo de tesis en el que se llegó a estimar el valor de Q calculado para todos los eventos que se utilizaron y se estimó la media de los componentes horizontales, y dio lugar a $Q(f) = 106.90f^{0.73}$. En comparación con el determinado por Ordaz *et al.* (1992) para el estado de Guerrero $Q(f) = 273f^{0.66}$ y con el resultado de Castro *et al.* (1990) obtenido, $Q(f) = 278f^{0.92}$, se observó que el valor de Q para el estado de Michoacán es menor que el estimado para el estado de Guerrero, esto es considerando todo el trayecto hasta la ciudad de Maravatío, Michoacán. De acuerdo con los resultados obtenidos y comparados con otros estudios queda claro que los valores de los parámetros estimados de Q no se pueden generalizar para todas las regiones del país, y que existe un gran cambio en la atenuación para sitios fuera y dentro del CVM. Nuestros resultados para el estado de Michoacán, se muestran contundentes, y confiables para la ingeniería sísmica de acuerdo con los estudios de varios colegas que han analizado la atenuación en sitios dentro del CVM.

En el quinto capítulo se estudió el efecto de sitio mediante el uso de arreglos instrumentales colocados en diferentes ciudades del estado de Michoacán, esto con la finalidad de realizar mapas de microzonificación sísmica a partir del uso microtremores en 7 ciudades del estado de Michoacán. La microzonificación sísmica dentro de las ciudades, consiste en la división de un territorio urbano en microzonas geográficas, donde se pronostican comportamientos diferentes ante la ocurrencia de un sismo fuerte. Estos mapas constituyen un elemento esencial para la reducción del riesgo sísmico, ya que permiten seleccionar los sitios más seguros para la construcción de las nuevas edificaciones estas investigaciones deberían ser obligatorias en las zonas de alta peligrosidad ya que sus resultados se incluyen en los documentos normativos de muchos países, entre los que se destaca México.

Para este trabajo de tesis estos estudios son de gran aporte para la comunidad científica e ingenieril ya que desde hace 28 años, después del sismo de Michoacán, nadie hasta estos días, fuera de la ciudad de Morelia, había realizado estos estudios. Ahora gracias a este trabajo de tesis Michoacán es uno de los estados con mayor número de microzonificaciones sísmicas realizadas hasta el presente. Estos estudios fueron llevados a cabo con mucho rigor y cuidado desde su levantamiento de datos hasta el análisis de cada uno de los registros de microtremores.

Con estos datos además de estimar el periodo natural de vibración de cada sitio en algunas ciudades se estimó la estructura de velocidades a partir del método SPAC. Este tipo de información es de vital importancia ya que a través de sus resultados se puede estimar con mayor detalle el efecto de cada sitio en particular y, por ejemplo, hasta llegar a obtener el espectro de respuesta de cada sitio debido a un escenario sísmico.

En el sexto capítulo se estudiaron los parámetros de la fuente, mediante el uso de las funciones de Green empíricas. En este análisis se utilizaron dos registros sísmicos que se grabaron en la red temporal, el primero de ellos fué un sismo de $M = 4.3$ y el segundo de $M = 5.1$ con localización epicentral similar. Con estos dos registros fue posible caracterizar la simulación de un sismo de magnitud $M=7.1$ a partir de un sismo de magnitud mas pequeña ($M=5.1$) para diferentes escenarios sísmicos y teniendo en cuenta las leyes de escalamiento espectral ω^2 y las caídas de esfuerzo

constantes. Se calcularon seis escenarios para un sismo postulado de M 7.1. A partir de los seis escenarios las aceleraciones pico resultantes para cada estación fueron: para el Faro de Bucerías de 74.1 cm/s^2 , en Apatzingán 12 cm/s^2 , en Pátzcuaro 2.8 cm/s^2 , en Morelia 0.4 cm/s^2 y Maravatío con 1.3 cm/s^2 .

Séptimo capítulo, se ilustra cómo generar escenarios sísmicos extendidos en una ciudad, mediante la utilización de los resultados de estudios de microtemores así como también el uso de registros sintéticos de sismos probables que pudieran acontecer en algún futuro.

En primera instancia la ciudad de Maravatio fué la que se tomó como ejemplo para caracterizar diferentes escenarios sísmicos, a partir de todos los resultados obtenidos mediante el uso de los microtemores así como también mediante el uso de los registros sintéticos estimados a partir del uso de las funciones de green empíricas para los diferentes escenarios estimados con los datos de la red temporal.

En esta ciudad además de generar un mapa de isoperiodos, se aplicaron varios arreglos SPAC mediante los cuáles se conoció la estructura de velocidades en cinco sitios de tal manera que se construyó un perfil de velocidades que cruza la ciudad de Maravatio. Una vez determinado lo anterior se tomó en cuenta el registro de un evento sísmico obtenido en la estación temporal instalada en la ciudad de Maravatio. Para el cual se generaron diferentes escenarios sísmicos mediante la aplicación el método de la funciones de Green empíricas para un sismo de $M=7.1$ a partir de uno de menor magnitud ($M=5.1$). Se obtuvieron las formas de onda sintéticas para los diferentes escenarios, y para este caso de estudio solo se consideraron dos escenarios sísmicos que fueron aquellos donde se registraron las PGA máximas.

Ahora como segunda parte se tomó el perfil de velocidades estimado en la estación de referencia para la cual se deconvolucionaron las señales sintéticas de los dos escenarios sísmicos para bajarlas al basamento ingenieril mediante el método de Thomson-Haskell. Después se propago la señal del basamento ingenieril en los 5 sitios de donde se construyó perfil de velocidades con la finalidad de generar las formas de onda en la superficie. Para cada sitio fué considerado el efecto de la estructura superficial para los dos registros sintéticos que se tomaron. Y mediante sus resultados se lograron generar dos escenarios sísmicos dentro de la ciudad de Maravatio. Con los resultados obtenidos de los PGA, las aceleraciones maximas en los dos escenarios fueron para el sitio T5 mientras la menor fue para el sitio Tr, con una diferencia del 75% en el escenario 6_6, y para el escenario 1_1 fue del 83% mayor en T5 con respecto a Tr. Por otro lado con respecto a las Intensidades de Arias se obtuvo dos veces mayor para T5 con respecto a Tr. Sin embargo para las Intensidades de Mercalli modificada se obtuvo para T5 una IMM=III mientras que para Tr fue de IMM=II.

La utilidad de los sismogramas generados por estos escenarios a través de la combinación de los métodos empleados en esta tesis se demuestra al discutir los resultados en términos de aceleraciones pico (PGA), velocidades pico (PGV), espectros de respuesta, intensidades de Arias e intensidades de Mercalli modificadas (IMM). Aunque el escenario no corresponde a un sismo potencialmente destructivo para la ciudad de Maravatio ya que las IMM máximas fueron de III, la potencialidad de la combinación de estos métodos para generar escenarios sísmicos seguramente se verá aumentada en el futuro cuando se cuente con estaciones permanentes que permitan registrar más eventos sísmicos que resulten adecuados para generar otro tipo de escenarios.

De acuerdo con la información obtenida se observa que en el estado la sismicidad de Michoacán juega un papel muy importante para un mejor entendimiento científico en la sismología e ingeniería sísmica. La sismicidad en la historia de Michoacán ha sido sin duda alguna un factor importante. El ejemplo más claro es el sismo del 19 septiembre de 1985. Este acontecimiento ha sido sin duda uno de los más grandes que han dejado huella a México. Donde este tipo de eventos desde años

anteriores han registrado cifras de pérdidas materiales y humanas, por lo que si evaluamos el daño en costos, a pesar del gran impacto económico de pérdidas materiales, comparados con la pérdida de una vida humana es ésta invaluable.

Por eso este tipo de estudios son vital importancia en zonas sísmicas ya que se construyen con la finalidad de coadyuvar a un mejor control en las zonas urbanas para así mismo tener un mejor entendimiento de los efectos de los sismos y poder delimitar las zonas de mayor peligro y Riesgo sísmico en el estado. Pero para ello es necesario contar con la información necesaria que permita tener un mejor conocimiento científico de los sismos en el estado, una medida urgente es la de instalar una red permanente en todo el estado, que nos permita obtener información de los sismos con una cobertura mas precisa que la que se tiene en la actualidad. Para poder así estudiar con mayor precisión el peligro y el riesgo sísmico en todo el estado.

VIII.1. Conclusiones Generales.

1.- Para el primer capítulo, con la información que se recopiló de la sismicidad histórica del estado de Michoacán y con el contexto geodinámico del estado, se encontró una buena correlación con los datos epicentrales de la sismicidad y las fallas existentes dentro del estado. Por ello se dividió en 4 zonas sismogénicas. La primera se denominó como la zona A, a la que se le atribuye al conjunto de fallas del bloque Michoacán (que es influenciada por la subducción). La zona B-1 se correlaciona con la depresión Telpacatepec y con la fractura Jorullo-Tacambaro. La sismicidad en la zona B-2 se le atribuye al complejo de fallas Zitzio y Villa de Santiago. Por último la zona C se relacionó con el complejo de fallas Acambay y el sistema de fallas Morelia. Con ello se obtuvo una división de las zonas sismogénicas dentro del estado de Michoacán en función de la sismicidad reportada.

2. En el segundo capítulo, se retomaron algunas definiciones teóricas de muchos parámetros que se utilizaron a lo largo del presente trabajo.

3. En el tercer capítulo, se estudió y se analizó ampliamente la instalación y distribución de las 7 estaciones acelerográficas que conformaron la red temporal que duró un periodo de casi 4 meses. Esta red se instaló en una línea, perpendicular a la línea de costa, que cruza todo el estado y que incluye desde el Faro de Bucerías, Aguililla, Apatzingán, Taretán, Pátzcuaro, Morelia hasta llegar a Maravatio. Durante el periodo que permaneció instalada se llegaron a registrar más de 164 sismos entre los cuales muchos de ellos no fueron reportados por la red nacional. Los datos obtenidos en esta red son únicos y son de vital importancia en el presente trabajo, ya que se utilizaron para diversos estudios que se realizaron en esta tesis.

4. En el cuarto capítulo, se estudió el efecto de trayecto mediante la estimación de la ecuación de atenuación del movimiento del terreno dentro del Estado de Michoacán. La ecuación estimada para evaluar la atenuación es de $Q(f) = 106.90f^{0.73}$. Esta muestra un valor bajo en la atenuación hasta la ciudad de Maravatio, en comparación con las ecuaciones para el sur del CVM estimadas por otros autores (pe.ej. $Q(f) = 278f^{0.92}$, Castro, 1999) y con valores similares para la que estimaron para el centro de México atravesando el CVM ($Q(f) = 98f^{0.72}$). Por otro lado también, se analizaron los efectos locales de amplificación en cada una de las estaciones de la red temporal para 8 diferentes frecuencias que van desde 0.2 Hz hasta 5.0 Hz. En este trayecto se observó que para las frecuencias que van de 0.2 a 0.3 Hz con distancia del hipocentro de alrededor de 150km, hay una pequeña amplificación que se sale de las desviaciones estándar estimadas. Así como también se presentan algo similar en las frecuencias de 0.4, 0.5 y 1.0 Hz en las estaciones que están a más de 250 km de distancia del hipocentro. Sin embargo de manera general se observó que las amplificaciones se mantienen dentro del rango de las desviaciones estándar estimadas. Lo que da mayor robustez al resultado encontrado en la ecuación de $Q(f)$ para el estado de Michoacán.

5. En el quinto capítulo, se estudió el efecto de sitio utilizado mediciones de microtremores ya sea en arreglos instrumentales o con una sola estación, dando un plus en cuanto a su aplicación y ventajas que estos tienen para caracterizar la parte dinámica de cada sitio que se estudió. Las cuales permitieron aplicar las diversas técnicas que hoy en día son herramientas fundamentales para determinar el efecto de sitio como los son el método SPAC, Curvas de elipticidad, Cocientes espectrales, modelos unidimensionales. Con estas técnicas se obtuvieron los mapas de microzonificación sísmica para las ciudades de Uruapan, Zamora, Maravatio, Zitácuaro, Lázaro Cárdenas, Pátzcuaro y Angangueo. Con estos mapas Michoacán ahora es de los estados que tiene el mayor número de mapas de microzonificación sísmica, realizados en el país. Esperando que esta información sirva de base para complementar y realizar un buen reglamento de construcciones para los diferentes municipios de estado de Michoacán.

6. En el sexto capítulo, se estudió la Fuente mediante el uso de las funciones de Green Empíricas, en el cual se estimaron dos áreas de ruptura, de donde se escaló de un sismo de magnitud pequeña $M=5.1$ a uno de magnitud mas grande $M=7.1$, siguiendo las leyes de escalamiento de ω^{-2} y considerando una caída de esfuerzos constante de 100 bars. Se obtuvieron 7 simulaciones en diferentes puntos donde inicio la ruptura de la falla generando así, diferentes formas de onda sintéticas para los 7 sitios. Los resultados fueron expresados en aceleraciones máximas y en intensidades de Mercalli Modificada. El valor máximo fue en la estación FMIR con una IMM =V ($A_{max}=7.5\%$), para APTZ se obtuvo IMM= II-III ($A_{max}=1.2\%$), PATZ con IMM = II-III ($A_{max}= 0.2\%$), MOIG con IMM= I mientras que para las estación de MARM con IMM= I. Estos resultados nos permiten tener un acercamiento en la predicción de los movimientos fuertes debidos a un sismo de magnitud considerable ($M= 7.1$) frente a las costas entre Michoacán y Colima. Debido al tiempo limitado que estuvo operando la red hemos utilizado sismos de magnitud relativamente pequeña con un tipo muy específico y de solo una de las 4 zonas sismogénicas del estado. Pero el mismo método puede aplicarse el futuro en cuanto se cuente con registros de mayor tamaño originados en las otras zonas sismogénicas del estado.

7. En el séptimo capítulo, se construyeron escenarios sísmicos en la ciudad de Maravatio Michoacán. Sus resultados se expresaron en PGA, Intensidades de Arias, Intensidades de Mercalli Modificada, desplazamientos y velocidades máximas, Intensidad de Housner entre otras. En ellas se observó que los valores máximos fueron para el sitio T5 y los valores menores fueron para el sitio Tr.

Con estos resultados se mostró un manera de evaluar el peligro sísmico que se basa en la combinación de diversos métodos los cuales incluyen desde el escalamiento y modelado de la fuente sísmica hasta la determinación de las características dinámicas del sitio. Tiene la gran ventaja de simular movimientos fuertes sin tener que esperar la recurrencia de sismos de magnitud considerable. Realizarlo de esta manera permite obtener formas de onda en el dominio del tiempo ya sean acelerógramas o sismogramas de velocidad de partícula. Contar con este tipo de información es de vital importancia ya que en la zona de estudio no se tiene una base de datos de registros sísmicos no obstante que la zona de estudio es de alta sismicidad.

Incluir los efectos de las condiciones locales del subsuelo, como se hizo en este trabajo, resulta relevante ya que pueden afectar considerablemente el movimiento sísmico y con ello la respuesta estructural. Los efectos de sitio producen significativas variaciones espaciales del movimiento del terreno, incluyendo amplificaciones y/o atenuaciones de su intensidad así como modificaciones de su duración y contenido de frecuencias, las cuales tienen influencia determinante en la respuesta estructural.

Apéndice I

Microtremor studies using the SPAC method: Experiences and applications to four sites in Mexico

Ricardo Vázquez Rosas*, Jorge Aguirre, Hortencia Flores Estrella and Horacio Mijares Arellano

Received: August 10, 2010; accepted: February 1, 2011; published on line: June 30, 2011

Resumen

El registro y los análisis de microtemores es hoy en día una parte fundamental en la evaluación del riesgo sísmico. En este trabajo se discute la aplicabilidad y resultados con el método de Autocorrelación Espacial (SPAC), que permite obtener un modelo de velocidad sitio, así como la estimación del modelo propagación de ondas 1D, complementarla estimación de la respuesta de sitio.

Hemos trabajado en cuatro ciudades de México con diferentes condiciones urbanas, geológicas de los sitios. También los objetivos y necesidades de cada estudio en particular son diferentes. Esto afecta a la distribución de los arreglos espaciales así como la resolución de profundidad para el método SPAC. Aquí analizamos estos estudios y sus resultados correspondientes. Con base en estos resultados podemos concluir que es posible caracterizar los efectos de sitio y la respuesta de sitio usando incluso arreglos lineales y, dependiendo de las condiciones geológicas, también es posible explorar las capas profundas.

Palabras clave: microtemores, elipticidad, SPAC, ondas superficiales, fase de velocidad.

Abstract

Recording and analysis of microtremors is used in seismic risk evaluation. We discuss the applicability and results for the Spatial Autocorrelation Method (SPAC), which estimates a site velocity model for 1D propagation wave modeling and more complete site response estimation.

We present results for four Mexican cities with different spatial, urban and geological conditions. The purpose and requirements are different for each particular study. This affects the spatial array settings and the depth resolution for the SPAC method. We discuss these studies and their corresponding results. We conclude that it is possible to characterize site effects and site response using small linear arrays. Depending on the geological conditions, it is possible to reach deep layers.

Key words: microtremors, ellipticity, SPAC, surface waves, velocity phase.

R. Vázquez Rosas*
Instituto de Ingeniería
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510
México D.F.
**Corresponding author: rvazquezrunam@gmail.com*

J. Aguirre
Instituto de Ingeniería
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510
México D.F.

H. Flores Estrella
Institut für Geowissenschaften
Friedrich Schiller Universität
Jena, Germany.

H. Mijares Arellano
Instituto de Ingeniería
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510
México D.F.

Introduction

Microtremors, also known as microseisms, seismic background noise, or micro-trepidations, may be defined as a superposition of surface wave modes on a stationary and homogeneous field surface. Aguirre-González *et al.* (2001) describe microtremors as noise generated by natural or cultural sources, including traffic or human activity, that may provide information about the subsoil velocity model.

The recording and analysis of microtremors has become a key part of seismic risk evaluation studies. A common approach is to obtain the site fundamental period by means of the H/V spectral ratio technique (Nakamura, 1989). However, the theoretical basis of this technique is still controversial. Another way to estimate the site response is by modeling the wave propagation with a velocity model, which can be obtained from the analysis of microtremor recordings with the Spatial Autocorrelation Method SPAC (Aki, 1957).

Bard (1998) mentions some of the advantages of using microtremor recordings: (a) they can be measured anywhere and anytime, (b) the instruments needed to record them are simple, and (c) their measurement does not involve any environmental problems.

Regarding the sources that produce microtremors, Bard (1998) mentions that long period frequencies (less than 0.3 to 0.5 Hz) are caused by oceanic waves at long distances. At intermediate periods (frequencies between 0.3-0.5Hz and 1Hz) microtremor sources are linked to sea waves near coasts, though their stability is significantly lower. For shorter periods (frequencies higher than 1Hz) the microtremor sources are related to human activity.

Some studies have reported that site effects estimations obtained from microtremor records are similar to those obtained from strong motion records (Gutiérrez and Singh 1992; Lermo *et al.*, 1998). Bard (1998) concluded that H/V ratios are useful to predict the dominant frequency but often underestimate the amplification factor.

On the other hand, other methods of analysis focus on the velocity model estimation. The SPAC method (Aki, 1957) is one of such methods which proves to be quite successful, compared to traditional methods (e.g. refraction, reflection, borehole logging), in determining the velocity structure. It yields data on the dynamic characteristics (shear wave velocity V_s) of relatively superficial layers and can be used for seismic risk studies. The SPAC method is also appropriate in urban areas. Spatial array setting requirements have been a major limitation

of SPAC due to the geometry of urban zones (Vázquez Rosas *et al.*, 2005), but we will see how a linear array can solve this geometry issue.

In this study we present some field experience and results using ambient vibration measurements in different states, including Colima, Michoacán, two sites in the Valley of Mexico and Monterrey City. Michoacán and Colima are located in seismogenic zones with the highest activity in the country. The valley of Mexico is far from the subduction zone, but local site conditions increase the seismic hazard. At Monterrey City, the hazard is associated with a passive seismic potential and with the geodynamic context of the Sierra Madre. In the next sections, after a brief explanation of the SPAC method, we discuss the microtremor studies at these four locations.

The Spac Method

Aki (1957, 1965) examined the possibility of a multiple dispersive wave field, that is, wave propagation in all directions. He proposed the Spatial Autocorrelation Method (SPAC). The essence of SPAC is that, when microtremors are recorded by an array of equidistant stations forming pairs at varying azimuth, it is possible to estimate the phase velocity from surface wave observations without considering their direction of propagation. This is possible because we assume that the dispersive wave field propagates along a free surface and that it is stationary and stochastic in time and space. It is important to verify that these conditions are fulfilled. The method requires at least three stations.

Following the process described below, the dispersion curve for Rayleigh waves can be obtained and then used to determine the velocity structure. Under the assumption of a stationary and stochastic wavefield it is possible to work with data from linear arrays, obtaining good results.

Following Aki (1957) we consider a stochastic wavefield formed by the superposition of many non-polarized plane waves propagating in many directions in the horizontal plane, all of them propagating with the same constant phase velocity. The ground motion at two locations on the surface (x,y) and $(x+\xi,y+\eta)$ may be written as $u(x,y,t)$ and $u(x+\xi,y+\eta,t)$. The spatial autocorrelation function $\phi(\xi,\eta,t)$ for the 2D case (see Aki, 1957) is defined as

$$\phi(\xi,\eta,t) = \overline{u(x,y,t)u(x+\xi,y+\eta,t)} \quad (1)$$

where $\overline{u(t)}$ stands for the mean value of $u(t)$ over the time domain. Assuming that the wavefield is composed by stationary stochastic waves, and replacing (ξ, η) by the polar coordinate, Aki (1957) showed that the azimuthal average of the spatial autocorrelation function (Aki, 1957) can be written as

$$\overline{\phi}(r) = \frac{1}{2\pi} \int \phi(r, \psi) d\psi \quad (2)$$

where r and ψ are the polar coordinates defined by $\xi=r \cos\psi$ and $\eta=r \sin\psi$.

Aki (1957) showed that the azimuthal average of the spatial autocorrelation function $\overline{\phi}(r)$ and the power spectral density $\Phi(\omega)$ of the wavefield u , where (ω) is angular frequency, are related as follows (Aki, 1957):

$$\overline{\phi}(r) = \frac{1}{\pi} \int \Phi(\omega) J_0 \frac{\omega}{c} r d\omega \quad (3)$$

where J_0 is the zero-order Bessel function. Equation (3) also applies to the case of dispersive waves as shown in Aki (1957). We only need to substitute $c(\omega)$ by c . Consider now that we apply a bandpass filter to the signals. The spectral density becomes:

$$\overline{\Phi}(\omega) = P(\omega_0) \delta(\omega - \omega_0) \quad (4)$$

where $P(\omega_0)$ is the power spectral density at the frequency ω_0 and $\delta(\omega)$ is the Dirac function. In this case, the azimuthal average of the spatial correlation function (Aki, 1957) can be written as

$$\overline{\phi}(r) \equiv \overline{\phi}(r, \omega_0) = P(\omega_0) J_0 \frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r \quad (5)$$

According to Aki (1957) the autocorrelation coefficient can be defined as

$$\rho(r, \omega_0) = \frac{\phi(r, \psi, \omega_0)}{\phi(0, \psi, \omega_0)} \quad (6)$$

As $P(\omega_0)$ does not depend on position, we may write the azimuthal average of the spatial correlation coefficient as

$$\rho(r, \omega_0) = J_0 \frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r \quad (7)$$

The detailed derivation may be found in Aki (1957) or in Chavez-Garcia *et al.* (2005). The SPAC coefficient $\rho(r, \omega)$, may be obtained in the frequency domain using the Fourier transform of the observed microtremors:

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\text{Re } S_{cx}(\omega, r, \theta)}{\sqrt{S_c(\omega) \cdot S_x(\omega, r, \theta)}} d\theta \quad (8)$$

where $\text{Re}[arg]$ is the real part of the complex argument, $S_c(\omega)$ and $S_x(\omega, r, \theta)$ are the power spectral densities of microtremors at sites C and X respectively, and $S_{cx}(\omega, r, \theta)$ is the cross spectrum between ground motions at the two sites.

In conclusion, the SPAC coefficients may be obtained by averaging the normalized coherence function defined as the co-spectrum between points C and X in the direction θ .

From the SPAC coefficient $\rho(r, \omega)$, the phase velocity is obtained for each frequency for the Bessel function argument of equation (7), where $c(f)$ phase velocity at frequency f . We obtain the optimum value for $c(f)$ using a grid search. The preceding formulation was presented in great detail in Morikawa *et al.* (1998 and 2004) and also in Flores-Estrella (2004). Further valuable information on this problem may be found in Malischewsky (1987).

Study sites

We have used the SPAC method at four different urban sites in Mexico. The objective at each site was different and so were the spatial and geological conditions. We have used the same instruments in all sites: broadband CGMT40 sensors, sometimes plugged into REFTEK digitizers and sometimes using a K2 as digitizer. At some sites we used traditional seismic refraction equipment with 4.5 Hz sensors in a linear array to compare results and resolution between triangular and linear arrays, as Chávez-García *et al.* (2005) had suggested that the SPAC method could be used without restrictions on

the array geometry. This can be important when working in highly urbanized areas.

In most cases the broadband sensors recorded 30 min of continuous noise. Then we used 81.92 s windows, previously tapered using a Hanning window, to compute cross correlations. We kept only those results with the best correlation coefficients. From these curves we obtained the phase velocities for each array. We refer to this analysis as “standard” SPAC analysis, as it uses triangular array data to obtain the phase velocity. For experiments with 4.5 Hz sensors we used the same methodology with 25 s width windows.

On Figure 1 we show the location of the sites discussed in this paper. The corresponding table provides the information for each location. In every case we proposed an initial velocity model based on the geological conditions and the final velocity model was obtained by trial and error by fitting the theoretical dispersion curve to the observed one.

Case 1: Colima

Colima state is located on the Mexican Pacific coast. It has suffered several important earthquakes (Manzanillo, 1995, Ms 7.3; Tecomán,

2003, Mw 7.6) as it is located in one of the most important seismogenic zones. Seismic risk studies are important and microtremor studies are well suited for this purpose.

We used the SPAC method in 5 cities of Colima state using broadband seismometers distributed in triangular arrays. We recorded microtremors using 12 sensors (4.5 Hz), with 5 m spacing between them, along a linear array. Here we show only the result for the Santa Barbara site (Figure 2).

For the broadband data we used 21 windows with a width of 81.92 s. For each window we computed the cross-correlation coefficients between pairs of stations, and we selected the windows yielding the best correlation results (i.e., near unity, Figure 3 A). The SPAC coefficient was obtained by averaging the three different directions according to equation (8) (Figure 3 B). We obtained the dispersion curve for Rayleigh waves using the contributions of different bandwidths constructed for each array, depending on the distance between stations. In this case the array apertures are 5, 15, 30 and 60 m (Figure 3 C).

Figure 3 D compares the results obtained from standard SPAC analysis with a linear array. The heavy line refers to the phase velocity from SPAC method, and symbols or standard deviation bars correspond to results obtained for linear arrays. The results are consistent in both cases for a range frequencies of 5 up to 15 Hz (Figure 3 D).

Table 1 shows the shear wave (V_s) velocity model obtained for the triangular arrays. Shear wave velocities of superficial layers vary between 230 and 500 m/s and are in good agreement with the borehole logging data available at Santa Barbara (CENAPRED, 2003).



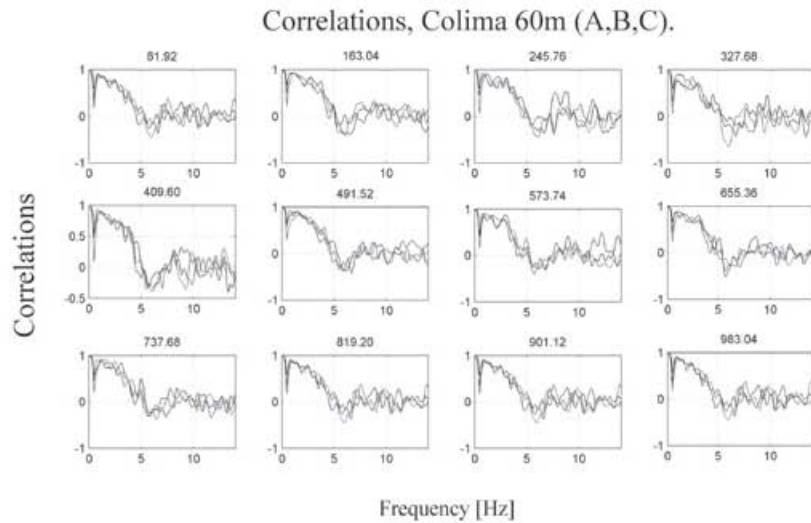
Case	Site	Reported Study
1	Colima	Santa Bárbara
2	Michoacán	Uruapan Zamora
3	México	Aragón Texcoco
4	Nuevo León	Río Santacatarina

Figure 1. Sites where the SPAC method was applied (Google Earth 2010).

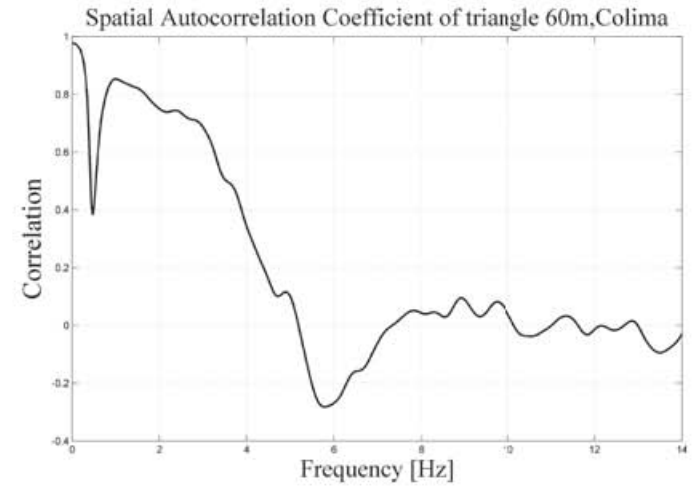


Figure 2. Santa Barbara study site (Google Earth 2010).

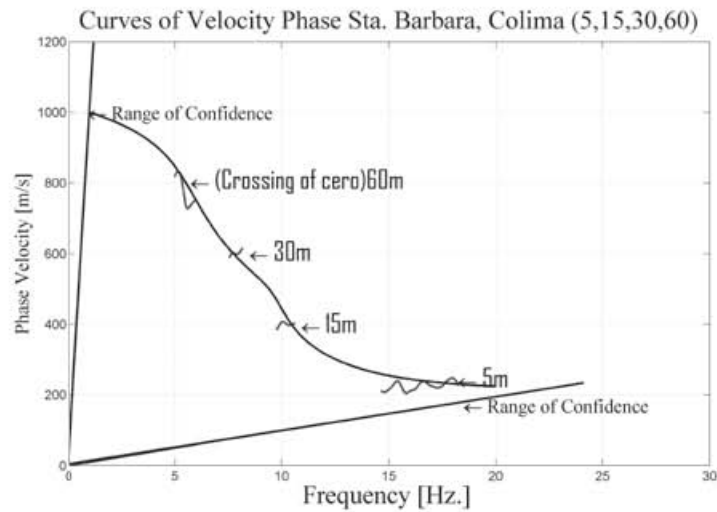
A)



B)



C)



D)

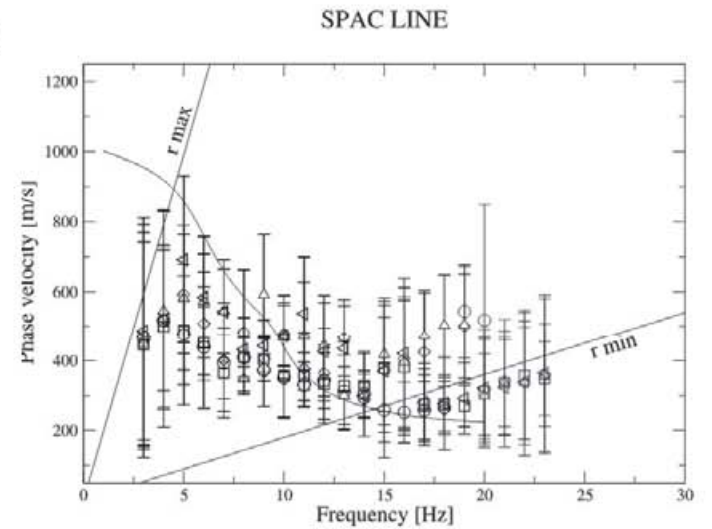


Figure 3. Analysis of microtremor data with the SPAC method In Santa Barbara site, Colima. A) Correlation coefficients for the 60 m triangular array B) Spatial autocorrelation coefficient C) Phase velocity from the different triangular arrays D) Comparison of the phase velocity from SPAC (solid line) and the one obtained with the linear array and its standard deviation with more symbols of the line array.

Table 1. Velocity model estimated for Santa Barbara using SPAC method and velocities measured by borehole logging (CENAPRED, 2003).

SPAC Method		Borehole logging		
Ho (m) (Ton/m ³)	ρ (m/s)	Vs	Ho (m) (m/s)	Vs
7	1.16	230	10	250
11	1.16	450	21	300
12	2	1100	22	250
			25	600

Case 2: Michoacán

In the state of Michoacán we studied site effects in four cities: Uruapan, Zamora, Maravatio and Pátzcuaro. These four cities are located in high seismic hazard zones due to the short distance to the Pacific trench. We conducted microtremor array measurements to obtain a microzonation map for each city (Vázquez Rosas et al. 2005). Depending on the size of the city we used equilateral triangle arrays with 1 km distance between stations in such a way as to cover the total urban area. After obtaining isoperiod maps, the data sets allowed us to use the SPAC method.

Here we show results of the SPAC analysis for the cities of Uruapan and Zamora. We measured microtremors in 18 arrays in Uruapan and 10 arrays in Zamora using continuous recording during 30 minutes. In each case we used as many arrays as needed to cover the whole city.

Figure 4 shows the isoperiod map for Uruapan and the distribution of the instrumental arrays. The dispersion curve was obtained with data from 8 arrays (number 1, 2, 4, 5, 8, 9, 7, and 14). In Figure 5 we show the dispersion curves and the inverted models for arrays 2, 5 and 14 using single layer models over a halfspace. For arrays 3, 10, 15, 17 we assumed a similar model to those of nearby arrays because of missing data. We estimated the velocity structure of these sites on the assumption that the lateral layer variations were small as compared to the thicknesses we were dealing with. Thickness, density and shear wave velocity as obtained from inversion for each array are shown in table 2.

In Zamora city we used triangular arrays of 1 km with 900 m spacing between stations (Figure 6). As in Uruapan, we used a model of a single layer over a halfspace. The shear velocities for the eight arrays vary between 780 m/s and 2400 m/s for the surface layer and the thicknesses vary between 295 m and 800 m (Figure 7). With these results we may estimate the thickness of the equivalent layer as between 295 m and 800 m as shown in Table 3.

Table 2. Physical properties of the surface layer estimated from SPAC arrays in Uruapan.

SPAC Method			
Array	Ho (m)	ρ (Ton/m ³)	Vs (m/s)
1	480	1.6	700
2	375	1.6	890
5	600	1.6	850
8	500	1.6	890
9	580	1.6	700
12	650	1.6	1000
14	650	1.6	890

Table 3. S wave velocity, density and thickness for the superficial layer in Zamora.

SPAC Method			
Array	Ho (m)	ρ (Ton/m ³)	Vs (m/s)
1	620	1.6	1450
2	295	1.7	2400
3	589	1.6	1350
4	770	1.6	1080
5	770	1.6	940
7	750	1.7	1040
8	800	1.7	780
9	532	1.6	1270

Based on the results of Table 3, the shear wave velocities in arrays 1, 2 and 3 were higher, while the other arrays featured velocities between 780 -1,080 m/s.

Case 3: Mexico Basin

Mexico City is located in a unique geological and structural setting on a volcanic high plateau at about 2,240 m above sea level bounded by volcanic sierras, alluvial fans and plains. The region is subject to natural hazards including floods, volcanic eruptions, and earthquakes. Mexico Basin is the most intensely urbanized area in Mexico and it has been seriously damaged by distant earthquakes where site effects play an important role in the amplification of ground motions.

We studied two sites with similar site conditions, both on Lake sediments. But the studies had different objectives. The first site is Aragón, where the objective was to determine whether the SPAC method could discern small velocity differences from changes in rigidity. The second site is Texcoco Lake where the objective was to determine the velocity structure by means of microtremor array measurements.

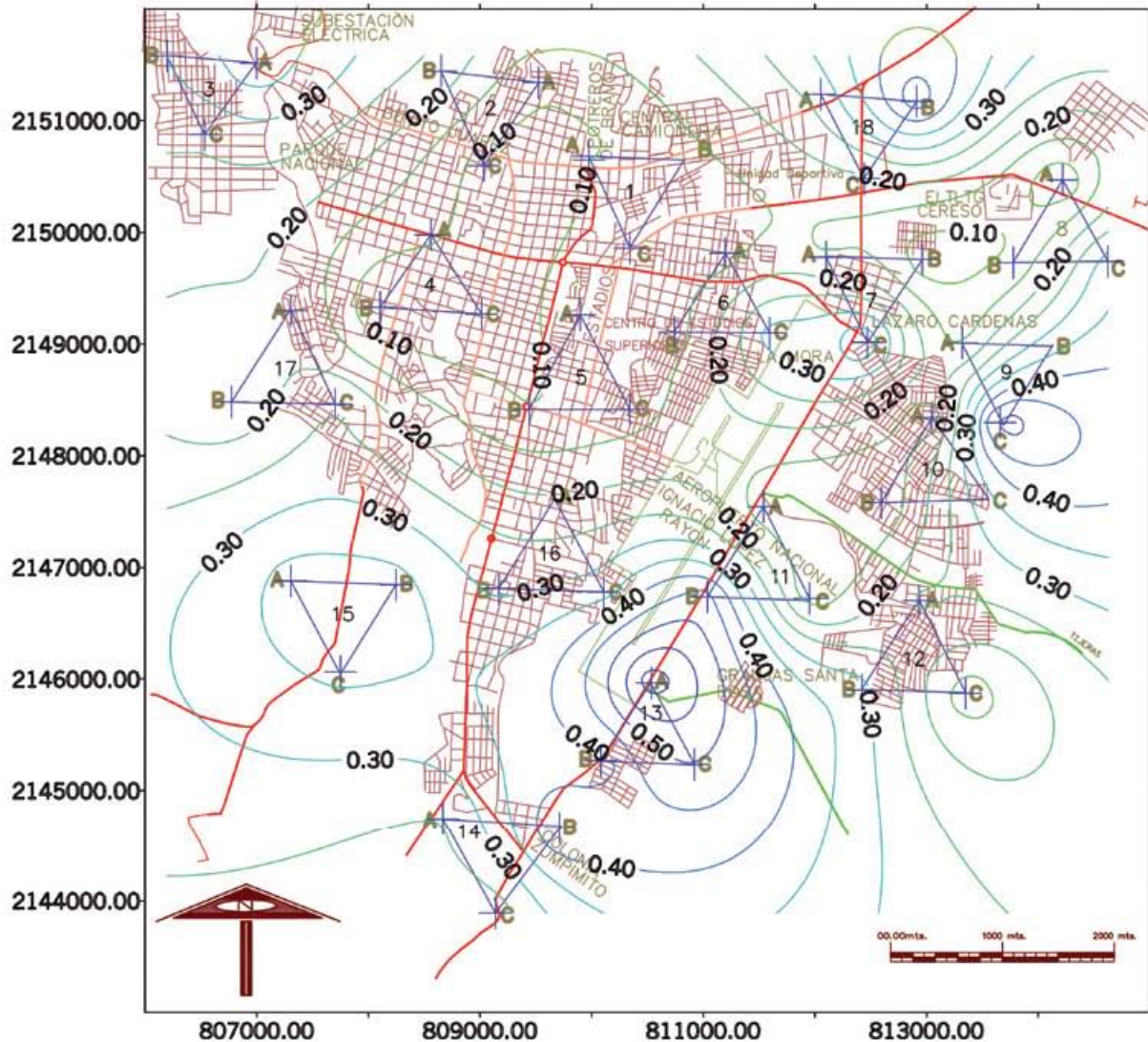


Figure 4. Isoperiods map estimated and the arrays employed for estimation of the velocity structure. Contours are given in seconds and coordinates in UTM. (Vázquez-Rosas R. et. al., 2002).

Aragón

In order to determine the shear wave velocity structure, we measured microtremors on two sets of arrays at two sites. These sites present similar geological conditions: there is no evidence of strong lateral variation from geotechnical explorations. They were spaced a distance of 170 m (Figure 8). Inclusions had been detected at one of the two sites (site II in Figure 9). Our assumption is that the inclusions may modify the physical characteristics of the layers and the velocity structure detected by the SPAC method may be affected.

At both sites we deployed seven equidistant triangular arrays with 5, 10, 20, 40, 50, 60, and 70 m spacing between stations. We recorded

microtremors simultaneously during 30 minutes at each triangle, with a sampling frequency of 100 samples per second. We used 5-second period vertical seismometers. These velocity sensors were connected to the external channels of a K2 that was used to digitalize and record the waveforms at 24 bits. The sensors were placed in small rectangular holes of about 30 cm depth to avoid perturbations caused by wind.

Applying the SPAC method we obtained the dispersion curve and we inverted it by trial and error thus obtaining a shear wave velocity model (Table 4). Figure 10 shows the results, where circles and squares stand for observed dispersion velocities, and continuous lines for computed dispersion curves at sites I and II, respectively.

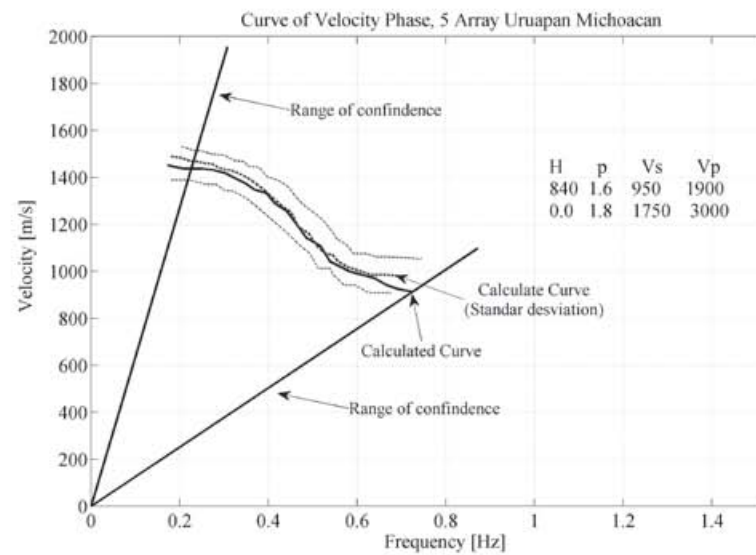
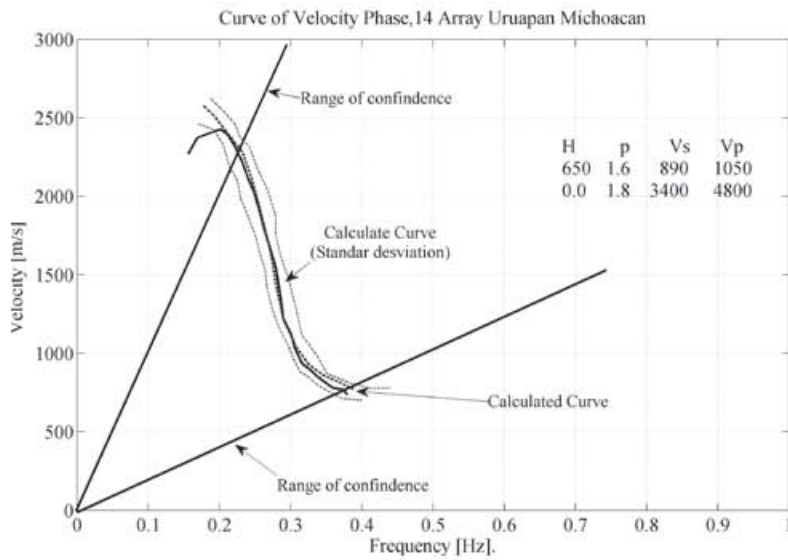
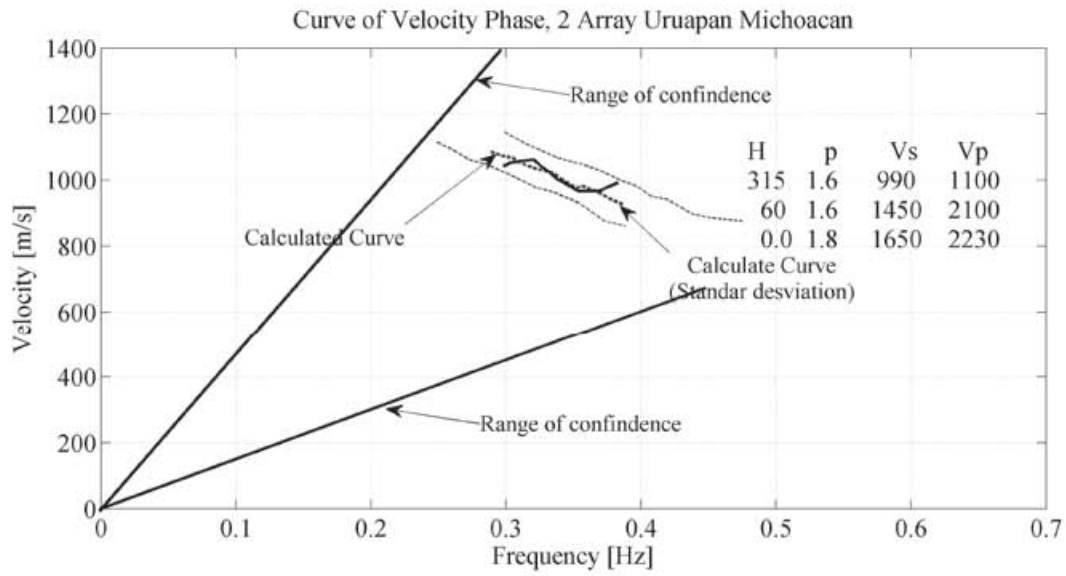


Figure 5. Calculated dispersion curves with solid line and with dash standard deviation lines of arrays number 2, 14 and 5 calculated for the city of Uruapan Michoacán, and their estimated velocity models.

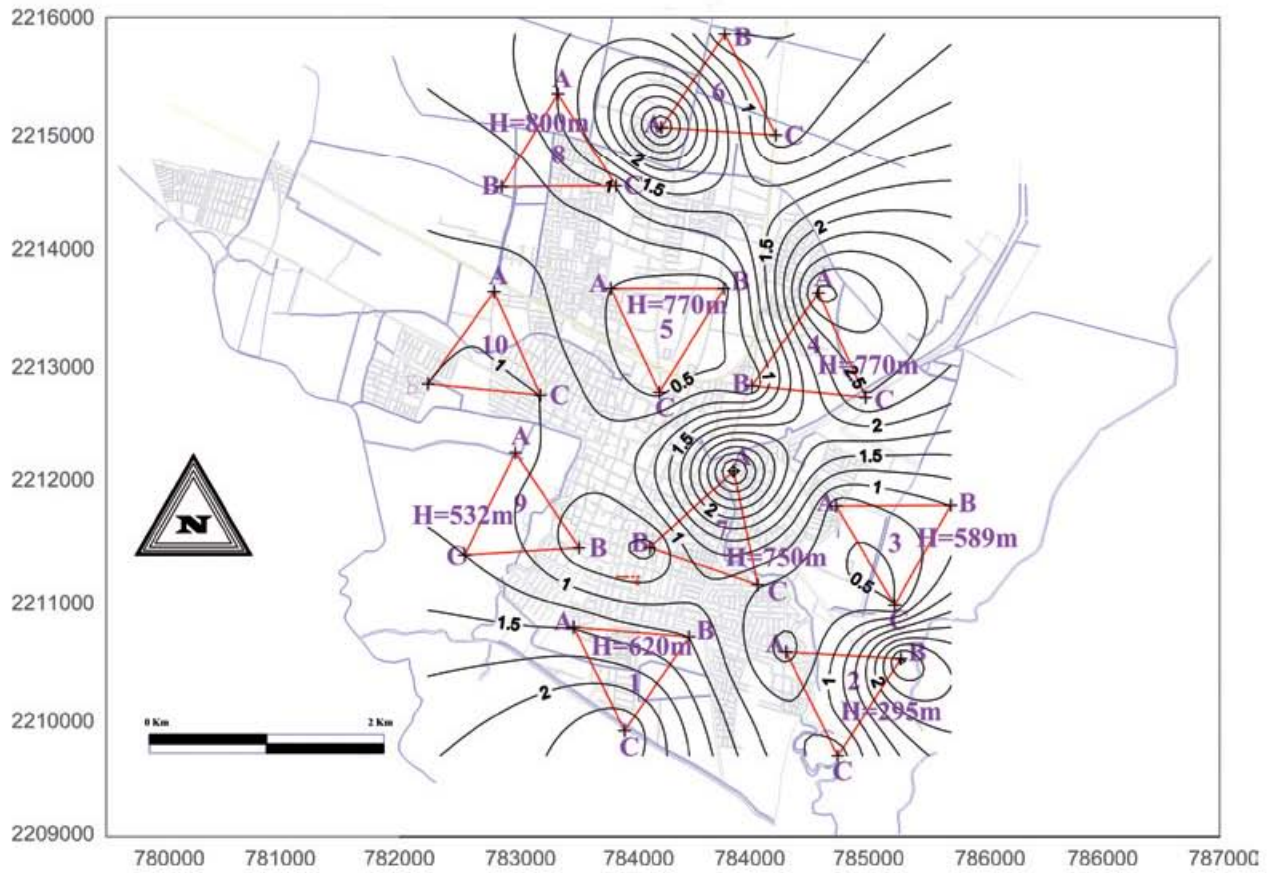


Figure 6. Isoperiods map estimated and the arrays employed for estimation of the velocity structure in Zamora. Contours are given in seconds and coordinates in UTM. (Vázquez-Rosas R. *et. al.*, 2005).

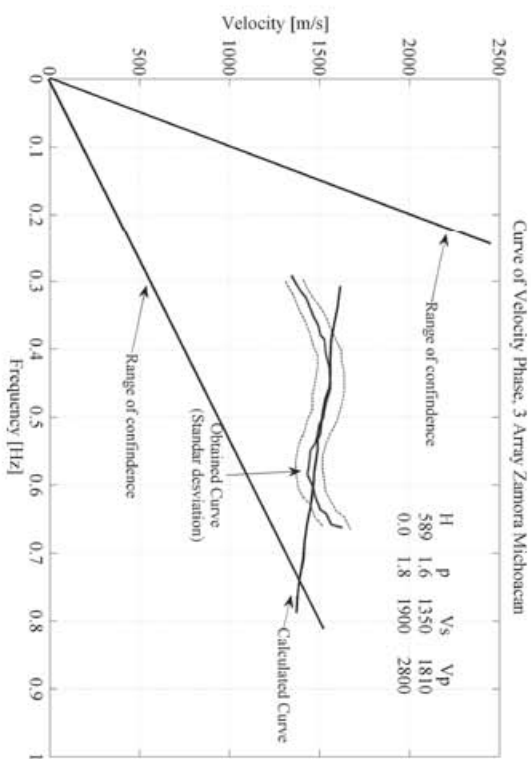
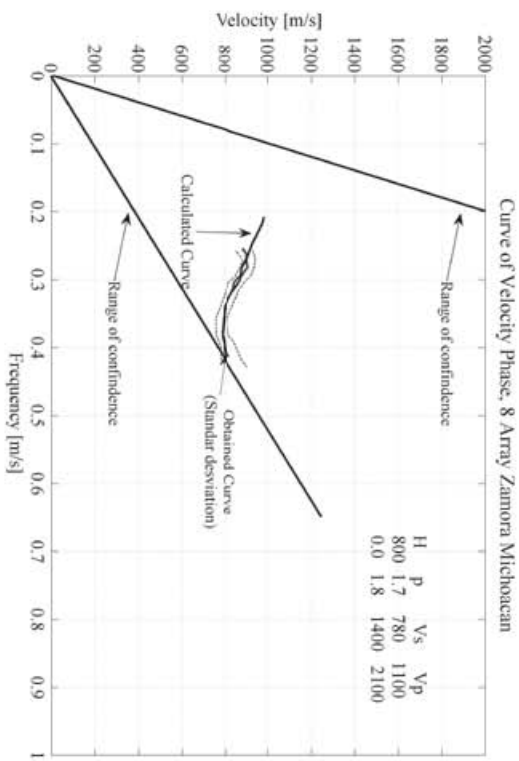
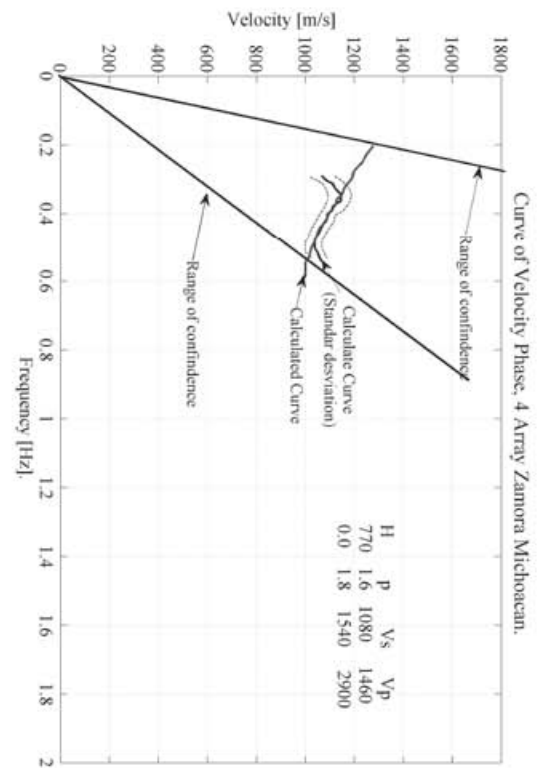
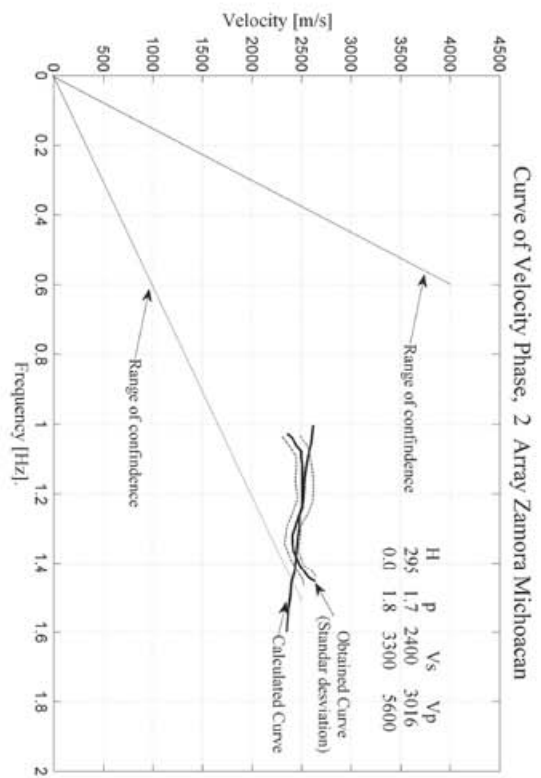


Figure 7. Dispersion curves for arrays number 2, 8, 3 and 4 in Zamora Michoacán and its estimated velocity models.

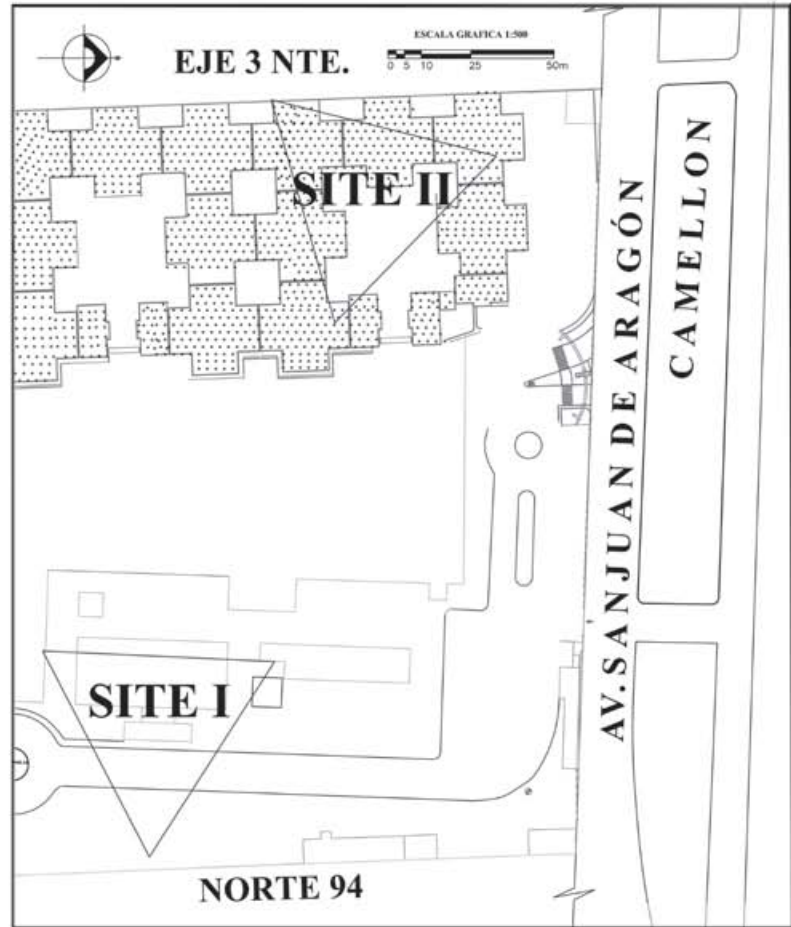


Figure 8. Relative locations between the two sites where the microtremor arrays were conducted.

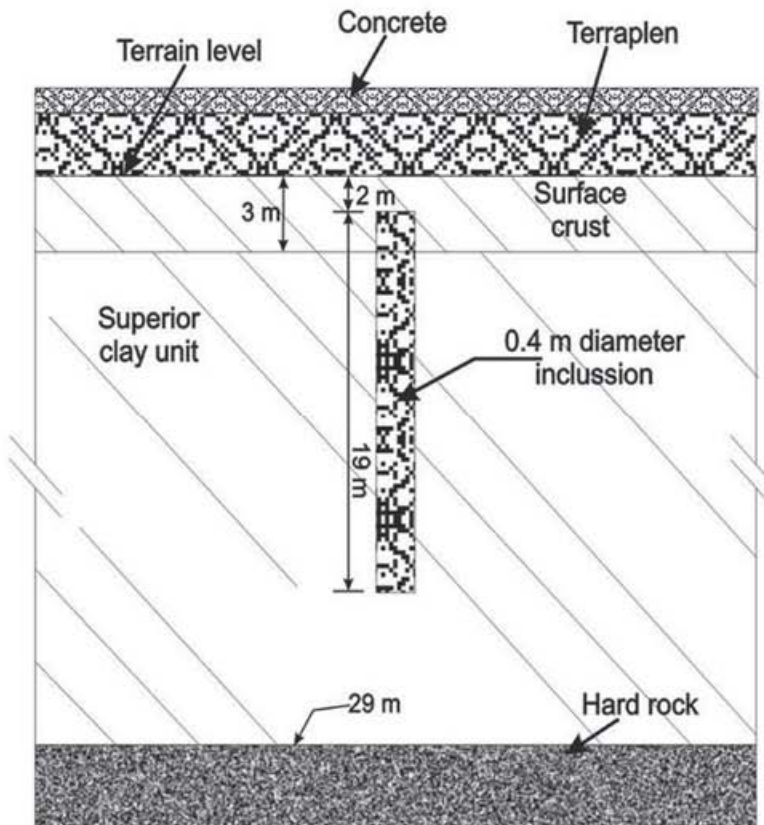


Figure 9. Section of stratigraphy in the site with inclusions (Inclusion is a concrete cylinder).

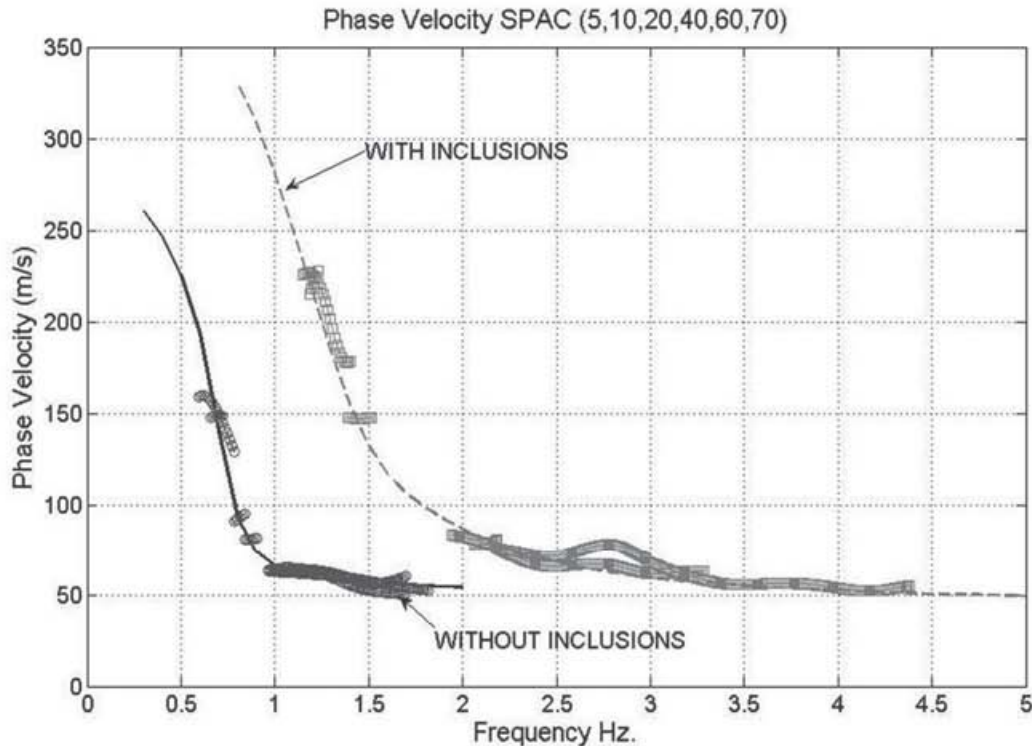


Figure 10. Comparison of dispersion curves with and without Inclusions In Aragón, Mexico city.

Site I may be modeled by three layers over a half space. The velocity for the first two layers varies between 50 m/s and 75 m/s, a low velocity typical for Mexico Basin clay. The velocity increases to 130 m/sec at 29 m depth. In the half space the velocity increases to 450 m/s. At site II the velocity structure is clearly different. The upper layers is featured by a low velocity between 50 and 75 m/sec but the velocity in the third layer increases to 165 m/s, nearly twice the value found for the site without inclusions.

Table 4. Models estimated In sites I and II In Aragón.

Models estimated in sites I and II in Aragón					
Parameters of the surface layers Without Inclusions Site I			Parameters of the surface layers With Inclusions Site II		
Ho (m)	ρ (Ton/m ³)	Vs (m/s)	Ho (m)	ρ (Ton/m ³)	Vs (m/s)
4	1.16	50	3	1.16	50
17	2	75	2	1.16	68
8	1.7	130	2	1.16	75
	2	450	17	2	165
			8	2	130
			2		450

We assume that the depth where inclusions had been located may be treated as a different layer. This hypothesis was confirmed at site II where the velocity model obtained contains a layer with a thickness of 17 m which agrees with an estimated 19 m thickness of the inclusions. The velocity in this layer was found to be Vs=165 m/s. It is reasonable to assume that the higher rigidity of the inclusions would increase the rigidity of the site, hence the increase in S wave velocity.

On the other hand, the available information suggests that there are no major changes in stratigraphy between sites I and II except for the inclusions. Thus the differences between the two curves in Figure 10 should be due exclusively to the effect of the inclusions. This example demonstrates that the SPAC method is sensitive to a change in contrast caused by the presence or absence of inclusions.

Texcoco Lake

Former Texcoco Lake is located northeast of Mexico City. It was a part of the Mexico Valley lake system. The terrain consists of a thick layer of lacustrine clay, a highly cohesive material with a high water content and Poisson's ratio close to 0.5. This is the same clay found in the Lake Zone of Mexico City (Stephenson and Lornitz, 2005).

However, the clays in this area are unaltered by urbanization. We performed microtremor measurements with stations spaced between 5 m and 1,000 m as seen in Figure 11 (Flores-Estrella, 2004).

Here analysis with the SPAC method was more complicated, because of the high attenuation of the lacustrine clays which caused the correlation between the records to be lost when the spacing exceeded 100 m. Also, it was known that there is a hard layer near 30 m depth. It appears that this layer may reflect most of the microtremor energy. This makes it very hard to find out about the parameters of the deeper layers.

Figure 12 shows the dispersion curve as obtained from the SPAC method. The dispersion curve shows a strong velocity contrast between the surface and the deepest layers we were able to reach (40 m). Stephenson and Lomnitz (2005) proposed a velocity model for the study area, and our observed dispersion curve is in good agreement.

Case 4: Monterrey

In this case we made measurements at four sites in the city, with a total of 12 equilateral triangular arrays with varying apertures ranging from 7.5 to 280 m. The apertures at each site were 7.5 m and 15 m at site RSC (Rio Santa Catarina), 7, 15 m and 150 m at site EST (Football Stadium), 27, 50, and 150 m at site RM (Colonia Roma), and 15, 50, 150 m and 280 m at site PL4V.

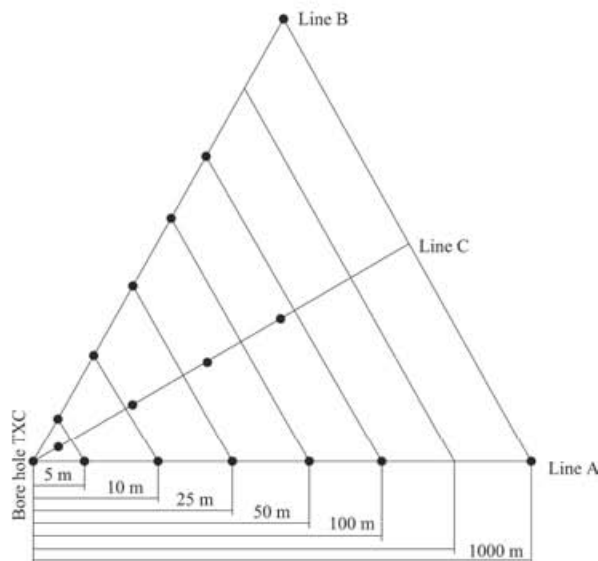


Figure 11. Instrumental arrays on the former Texcoco Lake.

Here we present results for Río Santa Catarina (RSC). In Figure 13 we show the instrumental array. Using the data recorded on this array, the phase velocity dispersion curve was inverted and the velocity structure was estimated. The dispersion curve and the inverted velocity model for RSC are shown in Figure 14. The shear velocities of the surface layers inverted for the four sites in Monterrey city vary between 400 and 725 m/s.

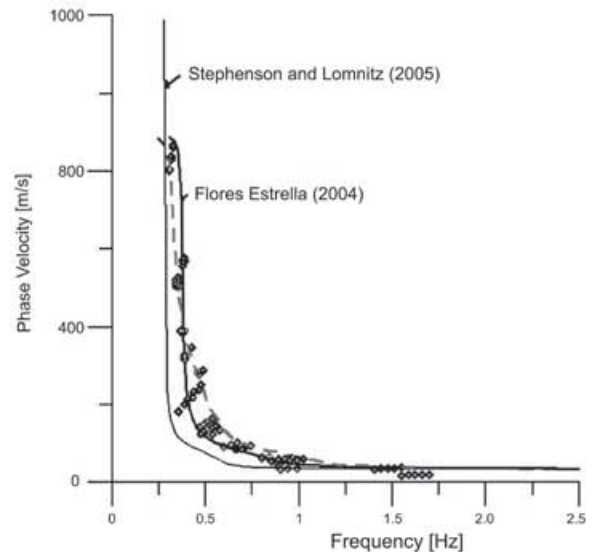


Figure 12. Dispersion curves. The observed one with continuous line and the one for the model by Stephenson and Lomnitz (2005) and Flores Estrella (2004).



Figure 13. Río Santa Catarina Site, Monterrey, Nuevo León (Google Earth 2010).

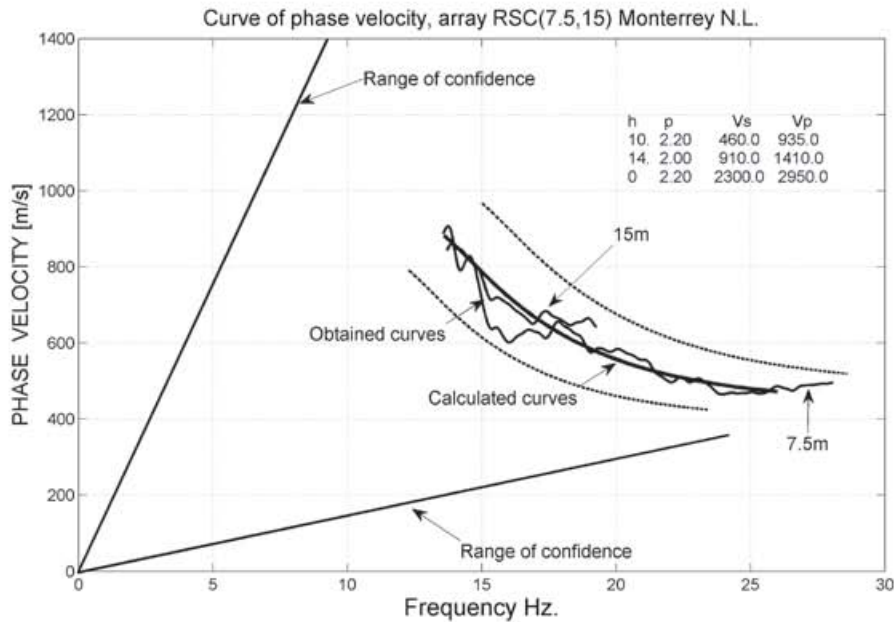


Figure 14. Dispersion curves obtained at RSC site, along with the synthetic phases velocity dispersion curve plus/minus one standard deviation the inverted.

Spectral ratios H/V and ellipticity curves.

The idea of looking at a single station spectral ratio between the horizontal and vertical components was first introduced by Nogoshi and Igarashi (1971). They showed that it was related to the ellipticity curve of Rayleigh waves, and they took advantage of the coincidence between the first frequency maximum of the H/V curve with the fundamental resonance frequency to use it as an indicator of subsurface structure. Nakamura (1989) used this H/V ratio and claimed that it could be used to reliably estimate the site transfer function for S waves (he used the term "Quasi-Transfer Spectrum"). This led to several studies that claimed to obtain the dynamic soil properties.

Bard (1998) suggested that this interpretation was based on the assumption that microtremors consist predominantly of surface waves: therefore the H/V ratio was related to the ellipticity of Rayleigh waves as Rayleigh waves dominate the vertical component. This ellipticity is frequency dependent; it exhibits a sharp peak around the fundamental frequency for sites displaying a sufficiently high impedance contrast between surface and deep materials.

A popular approach consists in obtaining the dominant period of the site from H/V microtremor spectral ratios (Nakamura method). However, some significant portions of body waves and

surface waves remain poorly known. It has been believed that the H/V spectral ratio might be mainly influenced by SH resonance in the surface layers. With Bard (1998) we agree that the microtremors are mainly surface waves so that the H/V spectral ratio should be represented by the ellipticity ratio of theoretical Rayleigh waves.

But the absolute magnitude of the H/V spectral ratio should not be directly compared with the theoretical transfer function.

As the H/V spectral ratio technique remains controversial, this technique has become the tool of choice in many ambient seismic noise studies (see e. g. Muciarelli *et al.*, 2009). Recently there has also been an increasing interest in the relation between H/V and the theoretical ellipticity ratio of Rayleigh waves.

In this paper we calculate the curves of Rayleigh wave ellipticity and 1D transfer functions for Monterrey (RSC site) and for Mexico City (Texcoco site). These curves are calculated from velocity models estimated by the SPAC method. At both sites the spectral ratios H/V obtained by the Nakamura method were calculated and compared with the 1D transfer function. The curve of ellipticity of Rayleigh waves was estimated from the models obtained by SPAC. shows a slightly better agreement of the curve of ellipticity with the H/V spectral ratio

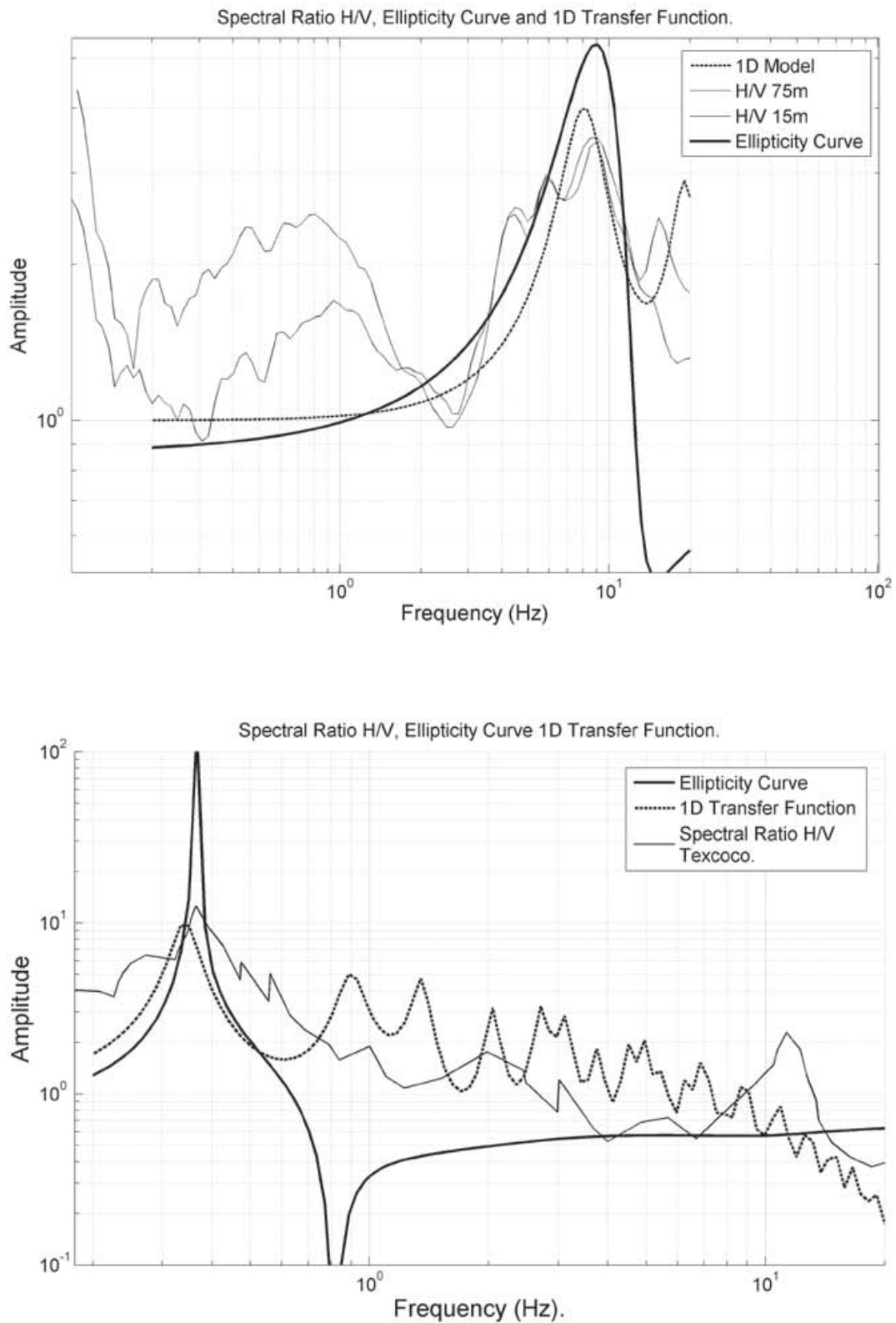


Figure 15. Comparison between the observed spectral ratios H/V, the Rayleigh wave ellipticity curve and the 1 D transfer function for two different sites. On the up for Santa Catarina Site (Monterrey) and on the down for Texcoco Site (México City).

in contrast to the 1D transfer function. Moreover, the fundamental frequency of the ellipticity curve is closer to the fundamental frequency of the H/V spectral ratio, while the fundamental frequency of the 1D transfer function appears slightly shifted to the lower frequencies in both cases. This means that we have a better contribution to the ellipticity curves used to represent the fundamental frequency than the 1D transfer function model does.

Discussion

In this investigation the application of the SPAC method in Mexico turned out to be a very useful tool for engineering. We show some examples of the application of this method and we discuss what we could learn from each case, taking into account that the surveys were made for different purposes and in different geological conditions.

In Colima state there were two instrumental arrangements and the results between triangular arrays and linear arrays showed agreement of dispersion curves for frequencies above 4.5 Hz. This was the bottom frequency the sensors of the refraction equipment could see. Thus the linear arrays of refraction equipment were reliable for the implementation of the SPAC method in urban areas as compared to triangular arrays in this range of frequency.

In Michoacán, we used 1 km arrays in order to cover the entire urban area of both cities. This strategy allowed us to simultaneously obtain isoperiod maps and rough velocity structures both in Uruapan and in Zamora. However, the strategy of using a single large-size array (1 km) constrained the scope of the explorations to a rather rough velocity structure model.

Application of the SPAC method in the valley of Mexico provided two different experiences. At the Aragon site the SPAC method allowed us to observe an increase of stiffness in a layer with inclusions in contrast to the same layer without inclusions. We may state that the SPAC analysis was able to detect the shear wave velocity variations due to this soil improvement technique. This is a clear example that the SPAC methodology may be successfully extended to other types of surveys including foundations, in addition to its more common use in ground exploration. At the Texcoco Lake site, the properties of the clay made it difficult to explore the deeper layers. In order to improve the resolution of the velocity structure, six different triangular arrays with apertures ranging from 5 m to 1000 m were used; yet we only succeeded to go down to 40 m depth.

In Monterrey, SPAC was applied in an urban area to determine the velocity structure at four sites and the profiles were successfully obtained.

It is well known that the H/V ratio usually exhibits a peak, which often matches the fundamental frequency of the site. However, the ambient wave field contains unknown proportions of body waves and surface waves (Wathelet, 1995). When body waves dominate the wave field the spectral ratio is mainly influenced by SH resonance of the surficial layers; but if the surface waves dominate, the theoretical ellipticity of Rayleigh wave should be present in the observed curves (Nagoshi and Igarashi, 1971). In our case we are assuming a dominance of surface waves in the ambient wave field, that is in microtremors.

The H/V spectrum does contain valuable information about the underlying structures, especially the relationship between V_s of the sediments and their thickness (Boore and Toksoz 1969). However, because of the influence of the surface wave field in the observed records, the spectral ratio H/V may be represented better by the Rayleigh wave ellipticity curve than by the SH 1D transfer function.

We computed the ellipticity curve of Rayleigh waves and the Transfer Function from 1D velocity model (obtained from SPAC analysis) for the TXCL and RSC sites. These curves were compared to spectral ratios H/V calculated for this site, hoping to represent the fundamental frequency for this site. This comparison showed that the ellipticity curve had a better representation of the fundamental frequency, and the transfer function showed a small shift to lower frequencies from the fundamental frequency.

Conclusions

In Mexico microtremor studies are mostly used in microzonation studies and usually these recordings are analyzed with the H/V spectral ratios technique. In most cases it was assumed that for more complete analysis methods, such as SPAC, it is necessary to have several stations. However, we show that even with a linear array of two stations, it is possible to obtain the phase velocity dispersion curve. Good results may depend on soil conditions at the study site, as was found at the Texcoco Lake site where low velocities and the highly dispersive material caused a very low correlation coefficient which did not allow us to reach the deep layers.

We showed that the SPAC method is sensitive to small variations of stiffness in soft soils. This shows the excellent range of applicability of this method to engineering problems.

The study of microtremors using the SPAC method, based on our results, allowed us to characterize site effects by comparing the spectral ratios H/V, 1D transfer function and the ellipticity curve for the fundamental mode of Rayleigh waves. The ellipticity curve provided a better match of the fundamental frequency with the H/V spectral ratios. However, amplitude estimations do require a more refined model. To better understand these potential of application, more studies are required.

Acknowledgments

Some pictures were taken and edited in Google-Earth and ellipticity curves were calculated with the utilities program GEOPSY.

We appreciate the valuable comments of Cinna Lomnitz, Francisco Sánchez S., Rafael Ibarra and the anonymous reviewers, which helped to improve the manuscript.

Bibliography

- Aguirre González J., 2001, Aplicación de observación de arreglos de microtremores a estudios geotécnicos mediante el método SPAC. Reporte Instituto de Ingeniería, UNAM Julio, 2001.
- Aki K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456.
- Aki K., 1965, A note on the use of microseisms in determining the shallow structure of the earth's crust, *Geophysics*, 30, 665-666.
- Bard P.Y., 1998, Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?. The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), 1251-1279.
- Boore D.M., Toksoz, M.N., 1969, Rayleigh wave particle motion and crustal structure, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 331-346.
- CENAPRED, 2003. El sismo de Tecoman, Colima del 21 de enero de 2003 (M_e 7.6), Dirección de Investigación, Centro Nacional de Prevención de Desastres, México (in Spanish).
- Chávez-García, F.J., Rodríguez M., Stephenson W.R., 2005, An Alternative approach to the SPAC analysis of microtremors; Exploiting stationary of noise, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 277-293.
- Flores-Estrella H., 2004, Método SPAC: Una alternativa para la estimación de Modelos de Velocidades en el Valle de México, Master thesis, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México (in Spanish) 111pp.
- Google Earth, 2007, <http://earth.google.com>, version. 4.1.7087.5048 (beta).
- Gutierrez C., Singh S.K., 1992, "A site effect study in Acapulco Guerrero, Mexico: A comparison of results from strong motion and microtremor data". *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, pp. 642-659.
- Lacoss R.T., Kelly E.J., Toksoz M.N., 1969, Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, 34. 21-38.
- Lermo J., Rodriguez M., Singh S.K., 1998, Natural Period of sites in the Valley of Mexico from Micro tremor Measurements and Strong Motion Data. *Earthquake Spectra*, 4, 805-814.
- Malischewsky, P., 1987. Surface Waves and Discontinuities. Elsevier, Amsterdam, 222 pp.
- Morikawa H., Sawada S., Akamatsu J., 2004, A method to estimate phase velocities of Rayleigh waves using microseisms simultaneously observed at two sites, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 961-976.
- Morikawa H., Toki K., Sawada S., Akamatsu J., Miyacoshi K., Ejiri J., Nakayima D., 1998, Detection of dispersion curves from microseisms observed at two sites. The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp 719-724.
- Muciarelli M., Herak M., J. Cassidi (Ed.), 2009, Increasing Seismic Safety by Combining Engineering Technologies and Seismological Data, Springer, Dordrecht.
- Nakamura Y., 1989, A Method for Dynamic characteristics Estimation of Subsurface using Microtremors on the Ground Surface, Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), Vol. 30, No.1.
- Nogoshi M., Igarashi T., 1971, On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2) (in Japanese with English abstract), *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24, 26-40.
- Stephenson W., Lomnitz C., 2005, Wave velocity profile at the Texcoco strong motion array site, Valley of Mexico. *Geofísica Internacional*, 44, 1, 3-10.

- Toksoz M.N., 1964, Microseisms and an attempted application to exploration. *Geophysics*, 24, 154-177.
- Vázquez-Rosas R., 2002, Estudio de microzonificación sísmica para la ciudad de Uruapan Michoacán aplicando el método SPAC. Bachelor Thesis (in Spanish), Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Facultad de Ingeniería Civil.
- Vázquez-Rosas R., Aguirre-González J., Garduño V. H., Mijares H., 2005, Estudio de microtremores para la ciudad de Uruapan Michoacán aplicando el método SPAC. Memorias del XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, México, D. F. (in Spanish).
- Vázquez-Rosas R., Aguirre-González J., Garduño V.H., M., H. Mijares A., 2005, Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora Michoacán, Memorias del XV Congreso Nacional De Ingeniería Sísmica, México, D. F. septiembre (in Spanish).
- Vázquez-Rosas R., 2007, Estudios de Microtremores aplicando el método SPAC en las ciudades de Uruapan Michoacán y Monterrey N.L. Master thesis, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica Universidad Nacional Autónoma de México, México D. F. Noviembre 2007 (in Spanish).
- Wathelet, 2005, Array recording of ambient vibrations: surface-wave inversion., PhD thesis, Liège Faculty, Université de Liège, 155 pp.

Apéndice II

Apéndice II

Capítulo (VII).

Ondas SH en un medio Homogéneo.

Tome como referencia un sistema dado por ejes horizontales x , y y z . donde se consideran los tres planos del cuadrante los dos horizontales y el vertical. Ahora suponemos una onda SH con amplitud H_A y una frecuencia ω que viaja a hacia arriba es representada por $H_A(\omega)\exp(-ikx + iv_\beta z)$, donde $(-ikx + iv_\beta z)$ es la fase. k y v_β representan los numero de onda horizontal y vertical, y están dados por

$$k = k_x = \frac{\omega}{\beta} \text{sen } \theta; \quad v_\beta = k_z = \frac{\omega}{\beta} \text{cos } \theta \quad (1)$$

Donde se relacionan de la siguiente manera.

$$k^2 + v_\beta^2 = \left(\frac{\omega}{\beta}\right)^2 \quad (2)$$

$$v_\beta = \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta^2} - k^2} \quad (3)$$

Entonces tenemos que β es la velocidad. Entonces ahora para una onda que viaja hacia abajo se representa por $H_{Abajo}(\omega)\exp(-ikx - iv_\beta z)$ con amplitud H_{Abajo} y fase $(-ikx - iv_\beta z)$, y ahora el desplazamiento en un punto (x,y) , $\tilde{v}(x,y,\omega)$ se da de la siguiente manera

$$\tilde{v}(x, y, z) = H_A(\omega)\exp(-ikx + iv_\beta z) - H_{Abajo}(\omega)\exp(-ikx - iv_\beta z) \quad (4)$$

Y por consiguiente para el esfuerzo τ_{yz} queda dado por:

$$\tilde{\tau}_{yz}(x, y, \omega) = \mu \frac{\partial \tilde{v}}{\partial z} = i\mu v_\beta H_A(\omega)\exp(-ikx + iv_\beta z) + i\mu v_\beta H_{Abajo}(\omega)\exp(-ikx - iv_\beta z) \quad (5)$$

Sea $(v_A(z, \omega), v_{Abajo}(z, \omega))$ el vector de onda con componentes dados por las siguientes:

$$v_A(z, \omega) \equiv H_A(\omega)\exp(+iv_\beta z) \quad v_{abajo}(z, \omega) \equiv H_{Abajo}(\omega)\exp(-iv_\beta z) \quad (6)$$

Entonces tenemos que el desplazamiento y el esfuerzo se pueden representar de la siguiente forma (y para este caso se omite ω para fines de simplificación de notación).

$$\tilde{v}(x, y) = [v_A(z) + v_{abajo}(z)]\exp(-ikz) \quad (7)$$

$$\tilde{\tau}(x, y) = [i\mu v_\beta v_A(z) - i\mu v_\beta v_{Abajo}(z)]\exp(-ikz) \quad (8)$$

Y en forma matricial se tiene

$$\begin{pmatrix} v(x, y) \\ \tau_{yz}(x, z) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 1 \\ i\mu v_\beta & -i\mu v_\beta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} v_A(z) \\ v_{Abajo}(z) \end{pmatrix} \exp(-ikx) \quad (9)$$

Si se define el vector de desplazamiento-esfuerzo $(\tilde{v}(z), \tilde{\tau}_{yz}(z))$ y la matriz de capa D como

$$\tilde{v}(x, z) = \tilde{v}(z) \cdot \exp(-ikx), \quad \tilde{\tau}_{yz}(x, z) = \tilde{\tau}_{yz}(z) \cdot \exp(-ikx) \quad (10)$$

Entonces, D transforma un vector de onda en un vector de desplazamiento-esfuerzo, es decir

$$\begin{pmatrix} \tilde{v}(z) \\ \tilde{\tau}(z) \end{pmatrix} = D \begin{pmatrix} v_A(z) \\ v_{Abajo}(z) \end{pmatrix} \quad (11)$$

Donde

$$D^{-1} \equiv \begin{pmatrix} 1/2 & \frac{1}{2i\mu v_\beta} \\ 1/2 & \frac{-1}{2i\mu v_\beta} \end{pmatrix} \quad (12)$$

Y por definición del vector de onda se tiene que.

$$\begin{pmatrix} v_A(z+d) \\ v_{Abajo}(z+d) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \exp(+iv_\beta d) & 0 \\ 0 & \exp(-iv_\beta d) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} v_A(z) \\ v_{Abajo}(z) \end{pmatrix} \quad (13)$$

A través de la acción de la matriz de fase E(d).

$$E(d) \equiv \begin{pmatrix} \exp(+iv_\beta d) & 0 \\ 0 & \exp(-iv_\beta d) \end{pmatrix} \quad (14)$$

Sobre el vector de onda, la onda se propaga la distancia vertical d. así,

$$\begin{pmatrix} v_A(z+d) \\ v_{Abajo}(z+d) \end{pmatrix} = E(d) \begin{pmatrix} v_A(z) \\ v_{Abajo}(z) \end{pmatrix} \quad (15)$$

Por lo tanto tenemos que

$$[E(d)]^{-1} = E(-d) \quad (16)$$

Ahora podemos encontrar la relación entre los vectores de desplazamiento-esfuerzo en dos niveles diferentes $z=z_1$ y $z=z_2$ dentro de un medio homogéneo de las ecuaciones anteriores.

$$\begin{pmatrix} v_A(z_2) \\ v_{Abajo}(z_2) \end{pmatrix} = E(z_2 - z_1) \begin{pmatrix} v_A(z_1) \\ v_{Abajo}(z_1) \end{pmatrix} \quad (17)$$

$$\begin{pmatrix} v_A(z_1) \\ v_{Abajo}(z_1) \end{pmatrix} = E(z_1 - z_2) \begin{pmatrix} v_A(z_2) \\ v_{Abajo}(z_2) \end{pmatrix} \quad (18)$$

Utilizando las matrices de fase y de capa se pueden relacionar los vectores desplazamiento-esfuerzo en dos niveles diferentes $z=z_1$ y $z=z_2$ dentro de un medio homogéneo de la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} \tilde{v}(z_2) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_2) \end{pmatrix} = P(z_2, z_1) \begin{pmatrix} \tilde{v}(z_1) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_1) \end{pmatrix} \quad (19)$$

$$\begin{pmatrix} \tilde{v}(z_1) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_1) \end{pmatrix} = P(z_1, z_2) \begin{pmatrix} \tilde{v}(z_2) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_2) \end{pmatrix} \quad (20)$$

Donde

$$P(z_2, z_1) \equiv D \cdot E(z_2, z_1) \cdot D^{-1} \quad P(z_1, z_2) \equiv D \cdot E(z_1, z_2) \cdot D^{-1} \quad (21)$$

Ahora $P(\cdot, \cdot)$ se denota como Matriz propagadora, y ahora $P(z_1, z_2)$ y $P(z_2, z_1)$ se relacionan de la siguiente forma

$$P(z_1, z_2) = [P(z_2, z_1)]^{-1} \quad (22)$$

AHORA PARA UN MEDIO ESTRATIFICADO.

Considerando dos medios homogéneos A y B unidos en el nivel $z=z_2$ (interfase). El vector desplazamiento-esfuerzo en el nivel z_1 en el medio A está relacionado al nivel $z=z_2$ de la siguiente manera.

$$\begin{pmatrix} \tilde{v}(z_2) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_2) \end{pmatrix} = P(z_2, z_1) \begin{pmatrix} \tilde{v}(z_1) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_1) \end{pmatrix} \quad (23)$$

Donde

$$P(z_2, z_1) = D_A \cdot E_A(z_2, z_1) \cdot D_A^{-1} \quad (24)$$

$$D_A = \begin{pmatrix} 1 & 1 \\ i\mu_A v_{A\beta} & -i\mu_A v_{A\beta} \end{pmatrix} \quad (25)$$

$$E_A(z_2, z_1) = \begin{pmatrix} \exp[+iv_{\beta A}(z_2, z_1)] & 0 \\ 0 & \exp[-iv_{\beta A}(z_2, z_1)] \end{pmatrix} \quad (26)$$

$$v_{\beta A} = \sqrt{\left(\frac{\omega}{\beta_A}\right)^2 - k^2} \quad (27)$$

Ahora el vector desplazamiento esfuerzo en el nivel z_3 en el medio B, también esta relacionado al nivel del $z=z_2$.

$$\begin{pmatrix} \tilde{v}(z_3) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_3) \end{pmatrix} = P(z_3, z_2) \begin{pmatrix} \tilde{v}(z_2) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_2) \end{pmatrix} \quad (28)$$

Donde

$$P(z_3, z_2) = D_B \cdot E_B(z_3, z_2) \cdot D_B^{-1} \quad (29)$$

$$D_B = \begin{pmatrix} 1 & 1 \\ i\mu_B v_{B\beta} & -i\mu_B v_{B\beta} \end{pmatrix} \quad (30)$$

$$E_B(z_3, z_2) = \begin{pmatrix} \exp[+iv_{\beta B}(z_3, z_2)] & 0 \\ 0 & \exp[-iv_{\beta B}(z_3, z_2)] \end{pmatrix} \quad (31)$$

$$v_{\beta B} = \sqrt{\left(\frac{\omega}{\beta_B}\right)^2 - k^2} \quad (32)$$

Recordando que el numero de onda horizontal k es común en los dos medio A y B (Ley de snell), pero el numero de onda vertical v y la rigidez μ ($\rho\beta_2$) son diferentes entre ellos. Debido a que el desplazamiento y la tracción son continuos, las dos relaciones anteriores se pueden combinar de la siguiente forma.

$$\begin{pmatrix} \tilde{v}(z_3) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_3) \end{pmatrix} = P(z_3, z_2)P(z_2, z_1) \begin{pmatrix} \tilde{v}(z_1) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_1) \end{pmatrix} \quad (33)$$

Por lo que tenemos que

$$P(z_3, z_1) = P(z_3, z_2)P(z_2, z_1) \quad (34)$$

Para un medio estratificado con N interfases, se puede aplicar la relación de matriz de propagación iterativamente para obtener.

$$\begin{pmatrix} \tilde{v}(z_N) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_N) \end{pmatrix} = P(z_N, z_1) \begin{pmatrix} \tilde{v}(z_1) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_1) \end{pmatrix} \quad (35)$$

$$P(z_N, z_1) = P(z_N, z_{N-1}) \cdots P(z_3, z_2) P(z_2, z_1) \quad (36)$$

PARA UNA RESPUESTA SISMICA EN UN MEDIO ESTRATIFICADO.

Considerando un medio estratificado de N capas con superficial libre $z=0$. la enésima capa es un semi-espacio. El medio incluye N-1 interfases en $z=z_1, z_1=z_2, \dots, z_{N-1}$. considerando que cada capa es homogénea y que el medio esta sujeto a incidencia de una onda plana SH desde el nivel $z=z_N$ ($z_N > z_{N-1}$) en el semi-espacio. Es te medio es un modelo tipo para regiones sedimentarias donde la capa 1 a la capa(N-1) corresponden a capas sedimentarias y el semi-espacio corresponde al basamento.

La señal de entrada $v_{IN}(\omega)$ esta relacionada al vector de desplazamiento-esfuerzo en la superficie libre.

$$\begin{pmatrix} v_{IN} \\ v_D(z_N) \end{pmatrix} = D_N^{-1} \begin{pmatrix} \tilde{v}(z_N) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_N) \end{pmatrix} = D_N^{-1} P(z_N, 0) \begin{pmatrix} \tilde{v}(z=0) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z=0) \end{pmatrix} \quad (37)$$

$$P(z_N, 0) = P(z_N, z_{N-1}) \cdots P(z_{N-1}, z_{N-2}) P(z_1, 0) \quad (38)$$

Debido a que tenemos superficie libre el componente de tracción es cero para la superficie, $\tilde{\tau}_{yz}(z=0) = 0$, en la ecuación matricial anterior es un sistema de ecuaciones lineales simultaneas con dos incógnitas $\tilde{v}(z=0)$ y $v_D(z_N)$. En esta ecuación se puede resolver cuando se escribe de la siguiente forma.

$$\begin{pmatrix} v_{IN} \\ v_D(z_N) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} \\ M_{21} & M_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \tilde{v}(z=0) \\ 0 \end{pmatrix} \quad (39)$$

Y la solución es

$$\tilde{v}(z=0) = M_{11}^{-1} v_{IN} \quad (40)$$

$$v_D(z_N) = M_{21} M_{11}^{-1} v_{IN} \quad (41)$$

Entonces, el desplazamiento en la superficie en el dominio de la frecuencia se obtiene como

$$\tilde{v}(x, z = 0, \omega) = \tilde{v}(z = 0, \omega) \cdot \exp(ikx) \quad (42)$$

El espectro en el dominio del tiempo se puede derivar por medio de la transformada de Fourier inversa. Por ejemplo, para calcular el desplazamiento a una profundidad $z > 0$, es decir dentro del medio se obtiene de la siguiente manera.

$$P(z_1, 0) = D \cdot E(z_1) \cdot D_1^{-1} \quad (43)$$

$$P(z_2, z_1) = D_2 \cdot E(z_2 - z_1) \cdot D_2^{-1} \quad (44)$$

Entonces

$$\begin{pmatrix} \tilde{v}(z_2) \\ \tilde{\tau}_{yz}(z_2) \end{pmatrix} = P(z_2, 0) \begin{pmatrix} \tilde{v}(z = 0) \\ 0 \end{pmatrix} \quad (45)$$

Donde.

$$P(z_2, 0) = P(z_2, z_1)P(z_1, 0) \quad (51)$$

Referencia

Takenaka, H. (2001) Numerical Simulation of seismic wave propagation (1): introduction to the propagator matrix method (Thomson-Haskell method). Lecture Note. Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University. International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, building Research institute, Tsukuba, Japa).

Anexo

PRODUCTOS DESARROLLADOS EN ESTE TRABAJO DE TESIS.

Tesis de Maestría.

Título de la Tesis: *Microzonificación Sísmica de la ciudad de Lázaro Cárdenas Michoacán utilizando el Método de Nakamura*”.

Nombre del estudiante: Gerardo García Rangel.

Especialidad: Maestro en Metalurgia y Ciencias de los materiales.

Institución: Instituto de investigaciones Metalúrgicas.

Dependencia: Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo.

Fecha de Examen: 28 de Agosto 2009.

Título de la Tesis: *“Estudio de las características mecánicas de los suelos de la ciudad de Pátzcuaro Michoacán y sus relaciones con la respuesta a un evento sísmico y de microzonificación sísmica.”*

Nombre del estudiante: José Chávez Hernández

Especialidad: Maestro en Metalurgia y Ciencias de los materiales.

Institución: Facultad de Ingeniería.

Dependencia: Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo.

Fecha de Examen: 9 de Noviembre de 2006.

Artículos En Extenso En Congresos Internacionales (1er, Autor).

“Simulation of Strong Ground Motion Based on Conventional Empirical Green’s Functions in the Michoacan State, Mexico. **Vázquez Rosas, Ricardo**, Aguirre González, Jorge, Mijares Arellano Horacio. American Geophysical Union, Joint Assembly, December 2012, San Francisco, California, USA. S21B-2520.

“Microtremors Studies Using SPAC Method: Experiences and Applications in Mexico”. **Vázquez Rosas, Ricardo**, Aguirre González, Jorge, Mijares Arellano Horacio. 9th International Workshop on Seismic Microzoning and Risk Reduction 2010, Cuernavaca, Morelos.Mexico.

“Study of Spectral Attenuation Laws of Seismic Waves for Michoacán state, México”. **Vázquez Rosas, Ricardo**, Aguirre González, Jorge, Mijares Arellano Horacio. Cartel American Geophysical Union, Joint Assembly, December 2009, San Francisco, California, USA.

“Microtremors Studies Using SPAC Method: Experiences and Applications in Mexico”. **Vázquez Rosas, Ricardo**, Aguirre González, Jorge, Mijares Arellano Horacio. Cartel American Geophysical Union, Joint Assembly, December 2008, San Francisco, California, USA.

Artículos En Extenso En Congreso Nacionales en Memorias.

“Estimación de efectos de sitio mediante vibración ambiental en Maravatio, Michoacán.” **Vázquez Rosas Ricardo**, Aguirre González Jorge y Mijares Arellano Horacio., Unión Geofísica Mexicana, (octubre 2012), sis-44,Geos, vol 32. pp 129-130.

“Estimación de la ecuación del movimiento del terreno en el estado de Michoacán.” **Vázquez Rosas Ricardo**, Aguirre González Jorge y Mijares Arellano Horacio., Unión Geofísica Mexicana, (octubre 2012), sis-52,Geos, vol 32. pp 131-132.

“Simulation of Strong Motion based on conventional empirical Green’s functions in the Michoacán state, Mexico”. **Vázquez Rosas Ricardo**, Aguirre González Jorge y Mijares Arellano Horacio., Unión Geofísica Mexicana, (octubre 2012), sis-46,Geos , vol 32. pp 130.

“Microzonificación sísmica de Lázaro Cárdenas Michoacán”, **Ricardo Vázquez Rosas**, Victor Garduño Monroy y Gerardo García Rangel. Memorias del XVIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Aguascalientes, Aguascalientes, del 26 al 29 de Octubre de 2011. Artículo in extenso I-30 en CD.

“Propuesta de microzonificación sísmica en Angangueo Michoacán”, **Ricardo Vázquez Rosas**, Jorge Aguirre González y Horacio Mijares Arellano. Memorias del XVIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Aguascalientes, Aguascalientes, del 26 al 29 de Octubre de 2011. Artículo in extenso I-29 en CD.

“Estimación Del La Ecuación De Movimiento Del Terreno En El Estado De Michoacán”, **Ricardo Vázquez Rosas**, Jorge Aguirre González, Horacio Mijares Arellano y Alejandro Ramírez Gaytán. Memorias del XVIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Aguascalientes, Aguascalientes, del 26 al 29 de Octubre de 2011. Artículo in extenso I-28 en CD.

“Estudio de microtemores aplicando el método SPAC en la ciudad de Maravatio, Michoacán”, **Ricardo Vázquez Rosas**, Jorge Aguirre González y Horacio Mijares Arellano. Memorias del XVII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Puebla, Puebla, del 11 al 14 de Noviembre de 2009. Artículo in extenso I-28 en CD.

“Microzonificación Sísmica De La Ciudad De Lázaro Cárdenas Michoacán, Utilizando El Método De Nakamura”. García Rangel Gerardo, **Vázquez Rosas Ricardo**, Garduño Monroy Víctor Hugo, Hernández Madrigal Víctor Manuel y Aguirre González Jorge. Cartel y resumen. Reunión Anual 2009 de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, Noviembre 2009 , Geos. Vol 29, pp 186.

“Microzonificación sísmica para la ciudad de Zitácuaro, Michoacán”,**Ricardo Vázquez Rosas**, Jorge Aguirre González y Horacio MijaresArellano. Memorias

del XVII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Puebla, Puebla, del 11 al 14 de Noviembre de 2009. Artículo in extenso I-29 en CD.

“Propuesta de microzonificación sísmica para la ciudad de Zitácuaro, Michoacán”. **Vázquez Rosas, Ricardo**, Aguirre González, Jorge, Mijares Arellano, Horacio. Cartel y resumen. Reunión Anual 2008 de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, Octubre 2008.

“Estudio de microtemores en la ciudad de Zamora Michoacán, aplicando el método SPAC”, **Vázquez Rosas, Ricardo**, Jorge Aguirre González y Horacio Mijares Arellano. Memorias del XXIV Congreso Nacional de Mecánica de Suelos, Aguascalientes, Ags., 26-29 Noviembre de 2008, pp 113-119. (Artículo in extenso) ISBN 978-968-5350-23-5.

“Propuesta de Microzonificación Sísmica para la Ciudad de Maravatío Michoacán”, **Ricardo Vázquez Rosas**, Jorge Aguirre González, Víctor H. Garduño Monroy, Horacio Mijares Arellano y Eleazar Arreygue Rocha, XVI Congreso SMIS, Ixtapa, Noviembre 2007, I-23. (Artículo in extenso)

“Sistema semiautomático para la adquisición de datos en arreglos de microtemblores”. Mijares Arellano, Horacio, Gutiérrez Rodríguez, César, Aguirre González, Jorge, **Vázquez Rosas, Ricardo**. XVI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Ixtapa Zihuatanejo, Guerrero, 2007

“Estudio de las características mecánicas de los suelos de la ciudad de Pátzcuaro Michoacán sus relaciones con la respuesta a un evento sísmico y de microzonificación sísmica”, Chávez Hernández José, Garduño Monroy Víctor Hugo, Aguirre González Jorge y **Vázquez Rosas Ricardo**. GEOS (resúmenes de la Reunión Anual de Ciencias de la Tierra, 2006), SIS-9, **Vol. 26, No. 1**, 2006, pag. 145.

“Estudio de vibración ambiental aplicando el método SPAC en la ciudad de Monterrey, Nuevo León”, **Vázquez Rosas Ricardo**, Aguirre González Jorge y Mijares Arellano Horacio. GEOS (resúmenes de la Reunión Anual de Ciencias de la Tierra, 2006), SIS-11, **Vol. 26, No. 1**, 2006, pag. 146.

“Propuesta de microzonificación sísmica para la ciudad de Maravatío Michoacán”, **Vázquez Rosas Ricardo**, Aguirre González Jorge, Garduño Monroy Víctor Hugo, Mijares Arellano Horacio y Arreygue Rocha Eleazar. GEOS (resúmenes de la Reunión Anual de Ciencias de la Tierra, 2006), SIS-32 Cartel, **Vol. 26, No. 1**, 2006, pag. 154.

“Estudio de microtemores para la ciudad de Uruapan Michoacán aplicando el método SPAC”, **Vázquez Rosas Ricardo**, Aguirre G., Jorge, Garduño M., Víctor H., Mijares A., Horacio, Memorias Del XV Congreso Nacional De Ingeniería Sísmica, México, D. F. del 7 al 11 de Septiembre de 2005. (Artículo en extenso)

“Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora Michoacán”, **Vázquez Rosas Ricardo**, Aguirre G., Jorge, Garduño M., Víctor H. , Mijares A., Horacio , Eleazar Arreygue, Memorias Del XV Congreso Nacional De Ingeniería Sísmica, México, D. F. del 7 al 11 de Septiembre de 2005. (Artículo en extenso)

“Análisis de arreglos de microtemores para la ciudad de Uruapan, Michoacán, aplicando el método SPAC” **Vázquez Rosas Ricardo**, Garduño Monroy Víctor Hugo, Aguirre González Jorge, Mijares Arellano Horacio, Arreygue Rocha Eleazar. SIS-19. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Octubre 2004, Juriquilla Querétaro.

“Estudio de microzonificación sísmica para la ciudad de Zamora Michoacán” **Vázquez Rosas Ricardo**, Garduño Monroy Víctor Hugo, Aguirre González Jorge, Mijares Arellano Horacio, Arreygue Rocha Eleazar. GGA-24 Cartel. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Octubre 2004. Juriquilla, Querétaro.

“Propuesta de microzonificación sísmica para la ciudad de Uruapan”, **Ricardo Vázquez Rosas**, Jorge Aguirre González, Horacio Mijares A., Víctor H. Garduño Monroy y Eleazar Arreygue Rocha. Memorias Del XIV Congreso Nacional De Ingeniería Sísmica, León, Guanajuato del 19 al 22 de Noviembre de 2003. Artículo II-08. (Artículo en extenso)

“Estudio de microzonificación sísmica para la ciudad de Uruapan, Michoacán”. **Vázquez Rosas Ricardo**, Aguirre G. Jorge, Garduño M. Víctor, Arreygue Eleazar, Mijares Horacio. Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco. 2003