



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**SIMULACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL SUELO EN LA CIUDAD
DE XALAPA DURANTE EL TEMBLOR DEL 3 DE ENERO
DE 1920 ($M \sim 6.4$)**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

**MAESTRO EN CIENCIAS
(SISMOLOGÍA Y VULCANOLOGÍA)**

PRESENTA

FRANCISCO CÓRDOBA MONTIEL

DIRECTOR

DR. SHRI KRISHNA SINGH

MÉXICO D.F.

Enero 2010





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIAS

A Dios:

El camino ha sido difícil, sin embargo, gracias a ti lo hemos conseguido. Tú sabes las circunstancias que estuvieron presentes y siempre iluminaste el camino. Gracias por la vida, la fortaleza, por señalarme mis errores y ayudarme a corregirlos y por mantener viva la esperanza.

A mis Padres:

Carmen Montiel Cedeño y Arturo Córdova Landa

Por estar conmigo siempre y compartir este momento. Los quiero mucho.

A mis hermanos:

Arturo, Erika y Edith

La familia es el principio de todo, muchas gracias por su afecto y apoyo.

A mis sobrinos:

Kely, Diana, Karim, Isaac y Luca

Para mí son una fuente constante de inspiración y empeño.

Al abuelo Ignacio:

Donde quiera que te encuentres, una dedicatoria especial..

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Shri Krishna Singh por sus enseñanzas, su ejemplo, la oportunidad y la confianza depositada en mí. Por haber dirigido este trabajo, su apoyo decidido hizo posible su realización.

A mis maestros del Posgrado en Ciencias de la Tierra, por haberme iniciado en este camino.

Al jurado de esta Tesis: Dra. Xyoli Pérez Campos, Dr. Arturo Iglesias Mendoza, Dr. Francisco Sánchez Sesma y Dr. Jorge Aguirre González, por sus comentarios, sugerencias y enseñanzas que sin lugar a dudas han contribuido al enriquecimiento de este trabajo.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra por la magnífica oportunidad de esta aventura.

Al proyecto DGAPA-PAPIIT IN110207-2, por el apoyo brindado a través de la beca otorgada para la elaboración de mi Tesis.

A las Autoridades, Investigadores e Instituciones que otorgaron todas las facilidades para el préstamo de las estaciones sismológicas que formaron parte del arreglo temporal de Xalapa: Dr. Carlos Valdés González, Jefe del Servicio Sismológico Nacional; Dr. Juan Manuel Espíndola Castro, Investigador del Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica de la UNAM; M.I. Roberto Quass Weppen y M.C. Carlos Gutiérrez Martínez, del CENAPRED; Secretaría de Protección Civil del Estado de Veracruz y Centro de Ciencias de la Tierra de la Universidad Veracruzana.

A todas aquellas personas que brindaron su apoyo para la realización de este trabajo al facilitar los sitios para la instalación y operación de las estaciones sísmicas: Sr. Rubén Galindo, Dr. Simón Segura, Ignacio Córdoba Becerra (†), Dr. Manuel Lila de Arce, Autoridades de los Seminarios Mayor y Menor y a las familias Castro-Molar, Córdoba-Cuevas y Córdoba-Malibrán.

A Amalia por tu apoyo, cariño y comprensión que han sido muy importantes para mí.

Al M.I. Ignacio Mora González por la oportunidad de superación que me ha otorgado siempre.

Al Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás por su apoyo en la parte geológica de este trabajo.

A Arturo Córdoba Landa, por el esfuerzo empeñado en la instalación y puesta en marcha de las diez estaciones temporales de Xalapa.

A Edgar Ruíz Hernández y Erich Córdoba Malibrán por su contribución al presente trabajo.

A mis compañeros del CCTUV por su amistad.

Al Dr. Rubén Colorado por su apoyo logístico.

A familiares y amigos que comparten conmigo el cumplimiento de esta meta.

ÍNDICE

RESUMEN	
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I	3
EL SISMO DEL 3 DE ENERO DE 1920	
1.1 Aspectos generales del sismo	3
1.1.1 Reseña histórica	3
1.1.2 Fenómenos acompañantes	6
1.2 Efectos geológicos	7
1.3 Efectos sobre las construcciones	9
1.4 Sismos históricos en la región de Xalapa	14
1.5 Parámetros de la fuente sísmica	17
1.5.1 Parámetros focales	18
1.5.2 Premonitorios y réplicas	21
1.5.3 Atenuación de la intensidad	23
1.5.4 Geometría de la falla	28
1.6 Conclusiones generales	29
CAPÍTULO II	30
GEOLOGÍA DE XALAPA	
2.1 Área de estudio	30
2.2 Geología Regional	31
2.2.1 Estratigrafía	33
2.2.2 Marco Tectónico	36
2.2.3 Vulcanismo monogenético	37
2.3 Geología Local	39
2.3.1 Unidades litológicas en Xalapa	40
CAPÍTULO III	45
INSTRUMENTACIÓN SÍSMICA Y EFECTO DE SITIO	
3.1 Planteamiento del problema	45
3.2 Aspectos de Instrumentación	46
3.2.1 Estación de referencia	46
3.2.2 Ubicación de las estaciones sísmicas	49
3.2.3 Operación del arreglo de estaciones de banda ancha	52
3.3 Registros obtenidos	54
3.4 Clasificación de las técnicas para el cálculo de los cocientes espectrales	57
3.5 Determinación de las funciones de transferencia	60
3.6 Efecto de sitio en el sitio de referencia	65
3.7 Comparación de resultados de las diferentes técnicas de estimación de efecto de sitio en Xalapa	68

CAPÍTULO IV	74
SIMULACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL TERRENO EN XALAPA CORRESPONDIENTE AL TEMBLOR DE 1920 (M 6.4)	
4.1 Simulación estocástica del movimiento del suelo	74
4.2 Procesamiento y análisis de datos	82
4.3 Estimación del movimiento del suelo en Xalapa durante el sismo del 3 de enero de 1920	84
4.4 Comparación de los resultados obtenidos con intensidades instrumentales	88
CAPÍTULO V	94
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	
APÉNDICE	97
REFERENCIAS	105

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados de una estimación del movimiento del suelo experimentado en la Ciudad de Xalapa, Veracruz durante el temblor del 3 de enero de 1920, cuya magnitud aproximada fue M 6.4 y que ocurrió a una distancia epicentral cercana a los 30 km. Este sismo somero es conocido por ser el segundo a nivel nacional en número de víctimas (solo superado por el sismo de Michoacán de 1985) y por la serie de fenómenos geológicos que le acompañaron. Debido a la falta de registros instrumentales de la época a la actualidad, el primer paso para evaluar la respuesta del terreno consistió en la determinación del efecto de sitio en nueve puntos de la ciudad, (además de contar con uno más de referencia en terreno firme), utilizando las técnicas de cocientes espectrales estándar (SSR) y cocientes espectrales H/V para sismos y ruido. En esta etapa, las funciones de transferencia resultantes fueron comparadas entre sí para evaluar la aplicación de dichas técnicas en Xalapa. Posteriormente, mediante el uso de la Teoría de Vibraciones Aleatorias (RVT), se realizaron estimaciones del movimiento del terreno en los puntos seleccionados, obteniendo los valores PGV y PGA para un sismo de magnitud postulada similar al de Xalapa, los cuales fueron comparados con valores empíricos de intensidades instrumentales y las curvas de isosistas propuestas por diferentes autores, encontrándose que las intensidades en Xalapa fueron de VIII y IX. Al final de este estudio, se presentan los resultados de las estimaciones del movimiento del suelo para los eventos de Orizaba, 1973, Huajuapán de León, 1980 y Tehuacán, 1999 incluyendo en este grupo el sismo de Puebla del 22 de mayo de 2009 y el de Guerrero del 27 de abril de 2009 (ambos M 5.7) de los que se tuvieron registros en la estación de referencia y en algunas instaladas en Xalapa. Estos eventos tienen una profundidad en el intervalo 38 mH a 82 km. Los resultados muestran que estos sismos presentan una alta atenuación como se observó en un estudio previo (Singh *et al.*, 2006). Se concluye que el peligro sísmico al que está expuesta esta región de la república se debe principalmente a sismos superficiales como el que es objeto de estudio.

INTRODUCCIÓN

El sismo del 3 de enero de 1920 constituye el antecedente más reciente en la historia de temblores que han afectado sensiblemente la zona central del estado de Veracruz y sigue ocupando en la actualidad el segundo lugar a nivel nacional en lo que a pérdida de vidas humanas se refiere, sólo atrás del temblor de 1985. Por esta razón y la serie de fenómenos acompañantes que se desencadenaron a su alrededor, se distingue de otros ocurridos en la misma y otras épocas. Estos factores han propiciado que el estudio de este evento sea motivo de un interés científico particular.

La ciudad de Xalapa fue el centro poblacional más importante que sufrió algunas afectaciones de consideración ocasionadas por este evento, conocido por esta razón como el temblor de Xalapa. Hay que tener presente que esta ciudad se encuentra en una zona de sismicidad moderada, por lo que la ocurrencia de este tipo de fenómenos es baja, a lo que se añade que no existen datos suficientes por la falta de instrumentación sismológica para el estudio de su respuesta a los temblores, que la historia manifiesta han ocurrido en el pasado y que probablemente se sigan presentando.

El objetivo de este trabajo es realizar a través de técnicas de la Sismología moderna, una serie de estimaciones de movimiento del suelo para un sismo de magnitud postulada similar al ocurrido el 3 de enero de 1920 a una distancia que se asume ocurrió su epicentro y que resultan de importancia significativa en lugares como éste, donde es evidente la falta de información. La meta que este objetivo implica es estimar los movimientos pico del terreno que se experimentaron en Xalapa durante la ocurrencia de este temblor. Este ejercicio no se remite a la zona afectada en aquel entonces sino que se hace extensivo a la mancha urbana actual de la ciudad.

El contenido de este trabajo se encuentra organizado de la manera que se describe a continuación.

En el Capítulo I se presenta una recopilación de información existente acerca del sismo del 3 de enero de 1920, basada principalmente en los resultados obtenidos por Las Comisiones del Instituto Geológico de México y publicados en su Boletín número 38. Se establece el impacto de este temblor a nivel local y regional, los fenómenos geológicos

que le acompañaron, la revisión de datos que contribuyeron a la determinación de los parámetros focales de este sismo, las intensidades que se experimentaron en zona epicentral y lugares próximos y las afectaciones que particularmente ocasionó en la ciudad de Xalapa.

La geología de Xalapa se estudia en el Capítulo II. Aquí se analizan las características principales de los diferentes suelos de esta ciudad con el objeto de contar con un antecedente que permita establecer un panorama general basado en la geología superficial. Se identifica la constitución del basamento donde se encuentra inmersa Xalapa y se resalta la contribución que han tenido los productos de origen volcánico de la zona que se encuentran distribuidos en el área de estudio sobre las características específicas de los suelos que conforman su topología irregular.

Para la determinación del efecto de sitio local se instaló un arreglo de estaciones sísmicas de banda ancha que se describe en el Capítulo III. De igual forma aquí se presentan los detalles relacionados con instalación, operación de los instrumentos y el procesamiento de datos realizado para obtener las funciones de transferencia de los sitios ubicados en Xalapa. De particular interés resulta el análisis que se realiza para establecer si existe alguna correlación entre los resultados generados por las tres técnicas más importantes que se utilizan para obtener el efecto de sitio. Al respecto, se detallan los resultados y las conclusiones derivadas de los mismos.

En el Capítulo IV se describen los fundamentos que sustentan a la simulación estocástica del movimiento del suelo y se realiza la estimación de valores máximos de aceleración y velocidad para un sismo con parámetros focales aproximados a los del temblor del 3 de enero de 1920 utilizando la Teoría de Vibración Aleatoria. El resultado es una descripción cuantitativa del comportamiento del suelo en nueve sitios.

Finalmente en el Capítulo V se discuten los resultados obtenidos en las simulaciones señalando la incertidumbre que existe a causa del desconocimiento de algunos parámetros utilizados en las estimaciones y cuyos valores se asumen de acuerdo a las características del evento. De igual forma se presentan las conclusiones que se desprenden de este trabajo.

CAPÍTULO I

EL SISMO DEL 3 DE ENERO DE 1920

1.1 Aspectos generales del sismo

1.1.1 Reseña histórica

El sábado 3 de enero de 1920, poco antes de las diez de la noche se sintió en la ciudad de México, un ligero temblor oscilatorio de corta duración, que fue notado solamente por algunas personas; pero casi inmediatamente después de este movimiento sobrevino un choque violento de mayor intensidad que el anterior, aunque también de breve duración; éste último causó alguna alarma y fue sentido por todos los habitantes de la capital.

Este choque principal, así como la primera sacudida fueron fases distintas del mismo temblor (Flores y Camacho, 1922). Los sismógrafos de la Estación Central de Tacubaya recibieron la primera onda a las 21:48:03, (tiempo medio de Tacubaya); y en el transcurso de la noche los aparatos registraron seis temblores más cuyas intensidades quedaron comprendidas entre los grados I y III de la escala de Cancani, siendo los más notables los que ocurrieron a las 22:23:17, 22:26:15, 23:34:07 y a las 00:46:23 ya del día 4 de enero.

Al día siguiente se recibió en la Estación Central el primer telegrama referente al temblor acaecido la noche del día anterior, procedente del puerto de Veracruz y redactado en los siguientes términos:

Veracruz, Enero 4.- 8 a.m.- El día 3 a veintiuna cincuenta y ocho, fuerte temblor oscilatorio, duración aproximada treinta segundos, repitiendo hasta una de la mañana tres veces ligero.- El Jefe del Observatorio. . D. Larraga.

Durante ese día y el siguiente se recibieron telegramas de otros lugares del Estado de Veracruz, en los que se señalaban como poblaciones más afectadas por el temblor a Xalapa, Teocelo, Cosautlán, Barranca Grande, Atotonilco, Calcahualco, Alpatlahua, San Juan Coscomatepec, Huatusco, Córdoba y Orizaba; y a las poblaciones de Patlanalán,

Quimixtlán y Chilchotla, en el Estado de Puebla. Se recibieron además varios telegramas de otras localidades de la República en las que el temblor se sintió con más o menos intensidad.

Posteriormente a los días 3, 4 y 5 de enero, la prensa de la capital dio noticias que eran cada vez más alarmantes: se atribuía al fenómeno un carácter sumamente destructor y las desgracias causadas por él se comentaban como una verdadera hecatombe nacional; pero lo que vino a aumentar la alarma e hizo que creciera el interés público fue la noticia difundida el día 9 por casi todos los periódicos de la capital: en ediciones extras se habló de la aparición de un volcán del cual se describían sus erupciones con vivos colores, corrientes de lava, emisiones de gases, etc. Se localizaba este volcán al principio, en las cercanías de Xalapa, en el cerro de San Miguel del Soldado; después entre los ranchos del Jacal y Tlacotiopan en las faldas del Pico de Orizaba; más tarde, en los alrededores de San Miguel Huaxcaleca; y por último, en las cercanías del pueblo de San Nicolás al oeste de San Juan Coscomatepec; y aun eventualmente se habló de erupciones del Pico de Orizaba (Flores y Camacho, 1922).

Área afectada por el terremoto

El área que fue afectada por el sismo tiene una forma aproximadamente triangular y se encuentra localizada en la Sierra Madre Oriental, entre las poblaciones de Patlanalán y Chilchotla del Estado de Puebla hacia Atotonilco del Estado de Veracruz, precisamente en la vertiente oriental de la Sierra Madre, comprendida entre el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote y corresponde a una fracción de las formaciones sedimentarias del Cretácico Medio mexicano, que se encuentran allí muy plegadas, fracturadas y dislocadas (Flores y Camacho, 1922).

La superficie es aproximadamente de 70 kilómetros cuadrados y está limitada al oeste por las crestas que pertenecen a la arista mencionada; al norte por las montañas que bordean los valles de Patlanalán y Chilchotla, al sur y al este por las serranías que corren entre Atotonilco y San Miguel Huaxcaleca con una dirección general de NE a SO. De acuerdo con esta descripción, la Figura 1.1 muestra un mapa donde aparecen las poblaciones más afectadas por el sismo del 3 de enero de 1920 y su área de mayor influencia.

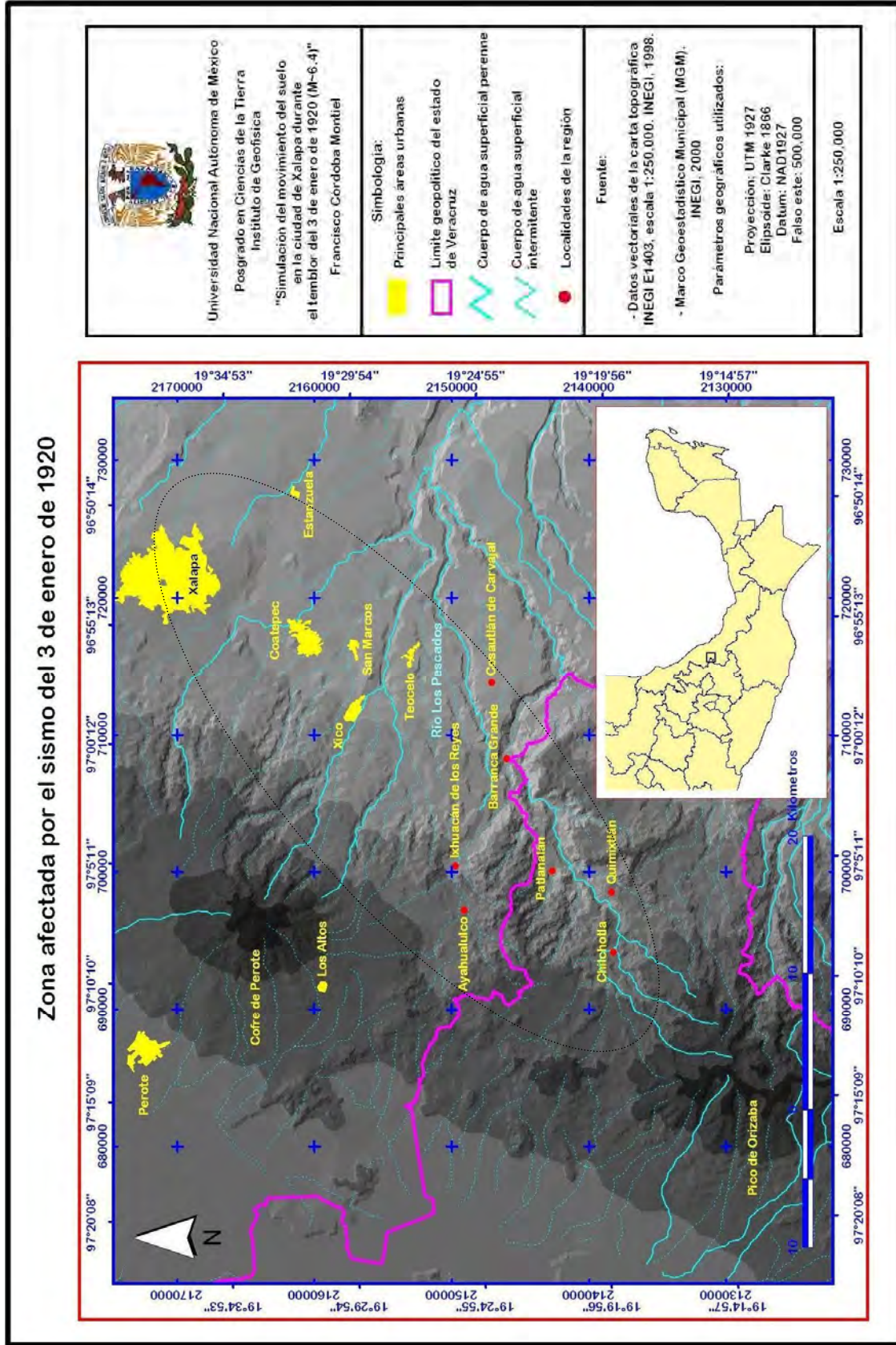


Figura 1.1. Mapa de la región afectada por el sismo de Xalapa de 1920 de acuerdo con lo reportado por Flores y Camacho (1922).

1.1.2 Fenómenos acompañantes

Por la información recabada en los recorridos posteriores realizados a la zona afectada, Flores y Camacho (1922) clasificaron los efectos del sismo de la forma que se describe a continuación.

1. Víctimas producidas por el sismo. Las desgracias personales causadas por el temblor fueron debidas principalmente, a los efectos de los aludes o avenidas de lodo que al invadir repentinamente el caserío de las poblaciones situadas en las montañas, en cuyas pendientes se efectuaron los deslizamientos de terrenos sueltos o en las riberas del río Huitzilapan, quedaron sepultados en el lodo y ahogados la mayor parte de sus habitantes. Puede asegurarse que los muertos o heridos por los derrumbes de las casas fueron pocos. En la Tabla 1.1 constan los datos relativos a las desgracias personales habidas en las principales poblaciones de los estados de Puebla y Veracruz, que fueron más perjudicadas y por él puede juzgarse el número de víctimas registrado en este temblor.

Tabla 1.1
Pérdidas humanas asociadas al sismo de Xalapa de 1920*

Poblaciones	Número de habitantes	Muertos	Heridos
Xalapa, Ver.	20,000	3	10
Teocelo, Ver.	5,000	35	85
Cosautlán, Ver.	1,500	85	60
Barranca Grande, Ver.	300	180 (1)	---
Patlanalán, Pue.	1,500	239 (2)	2
Quimixtlán, Pue.	---	80	10
Ixhuacán, Ver.	---	1	---
Ayahualulco	---	25	---

* Tomado de Flores y Camacho (1922)

(1) Ahogados en el lodo

(2) En Patlanalán hubo un muerto por la caída de las casas y 238 sepultados en el lodo

2. Fenómenos acústicos. Tanto el temblor del 3 de enero como algunos de los choques subsecuentes, fueron acompañados de ruidos subterráneos; todos los habitantes del área epicentral y aun de localidades alejadas de ella tuvieron oportunidad de percibirlos; muchos de estos ruidos precedieron momentáneamente a los temblores.

1.2 Efectos geológicos

Los efectos geológicos del temblor consistieron principalmente en derrumbes en las montañas y deslizamientos de terrenos sueltos en sus laderas, los que humedecidos por la lluvia y sobre todo acompañados por el alumbramiento brusco de manantiales durante el sacudimiento producido por el terremoto, formaron avenidas o aludes de lodo cuyos efectos fueron muy severos por la magnitud con que se presentaron y que pueden considerarse como una de las particularidades de este terremoto.

Estos efectos fueron clasificados por Flores y Camacho (1922) en cinco grupos: grietas, derrumbes en las montañas, alumbramientos de aguas subterráneas, inundación de lodo en los thalwegs y hundimientos locales posteriores al terremoto. A continuación se presenta una breve descripción de cada caso.

1. Grietas. Se produjeron de preferencia en las fuertes pendientes, siguiendo la dirección de una cresta o arista montañosa o las márgenes de un arroyo. No fueron numerosas, sino en la zona entre Patlanalán y Barranca Grande, ya sea que muchas de ellas abiertas que se produjeron en terreno blando (tobas y coraza vegetal) hayan cedido y desaparecido proporcionando desde luego el material que se deslizó al fondo de los arroyos, o porque fueron cubiertas con la inundación de lodo.

Las grietas no se manifestaron en los valles, sino en la parte alta de las montañas. La constancia de su rumbo (EW) obedece a condiciones topográficas locales, pero no acusa un accidente tectónico que se haya revelado en la superficie, es decir, se trata de simples agrietamientos y no de dislocaciones sismotectónicas.

2. Deslizamientos y derrumbe en las montañas. Estos fueron los efectos más notables del terremoto, formaron su característica principal y seguramente en este sentido sea el primero que registra la historia sísmica de México. Los derrumbes se produjeron siguiendo el curso del río Huitzilapan, en una región que tiene por límite occidental a Chilchotla y por límite oriental Acantiopa al NE de Patlanalán, es decir, dentro del territorio del estado de Puebla (la Figura 1.2 ilustra dos de los derrumbes ocurridos). En su gran mayoría se presentaron en la margen izquierda del Huitzilapan y en los arroyos afluentes que recibe el río por su izquierda. El material que constituyó los derrumbes fue

proporcionado por el fracturamiento del borde inferior de las grietas producidas en los flancos de las montañas y el deslizamiento fue favorecido por la topografía particular de la sierra. No fue posible cuantificar la cantidad de material que se deslizó y ocupó las depresiones y los thalwegs, aunque se sabe que se trató de un volumen considerable; y no hubo montaña entre Chilchotla y Patlanalán que no haya presentado las huellas de los deslizamientos.

Posterior al descubrimiento de las laderas siguió el alumbramiento inmediato de manantiales temporales, pero de gasto extraordinario, aun para agotar el contenido de muchos de los receptáculos acuíferos subterráneos.



Figura 1.2. (a) Derrumbe del terreno blando en el cerro de ~~La~~ Fundición+, que provocó el alumbramiento de manantiales. (b) Derrumbe en el Cerro de Tlatetela, en los alrededores de Barranca Grande, Ver. Fuente: Flores y Camacho, 1922.

3. Manantiales. De lo anteriormente expuesto se puede observar que el régimen de circulación de las aguas subterráneas fue alterado profundamente en el área afectada por el sismo. Ésta es una región rica en aguas subterráneas que alimentan las fuentes del río Huitzilapan. Los afluentes de éste son permanentes y es seguro que muchos de los receptáculos acuíferos subterráneos fueron agotados bruscamente.

4. Inundación de lodo. La consecuencia de los deslizamientos del terreno, de la aparición brusca de manantiales y del relieve topográfico fue el aumento considerable del caudal normal del Huitzilapan, produciéndose una corriente de lodo que arrasó todo a su paso. Los derrumbes secos o lodosos formaron diques temporales que detenían el curso del río; pero al final cedieron al impulso de la corriente o bien se movieron impulsados por su propia velocidad si así se lo permitía la viscosidad del lodo. La invasión del lodo no

ocurrió solo una vez; hubo inundaciones intermitentes y en distintos tiempos creció su intensidad; esto sucedía cuando eran arrastrados los obstáculos interpuestos.

5. Hundimientos locales. Posteriormente al temblor se verificaron hundimientos locales en Ayahualulco e Ixhuacán. No se pudo determinar si estos cambios en la topografía de la región fueron ocasionados o coincidieron con algún evento sísmico o si ocurrieron sin que éste se presentara.

1.3 Efectos sobre las construcciones

En Flores y Camacho (1922) se describen los principales daños ocurridos sobre las construcciones de las poblaciones severamente afectadas en lo que sus autores establecieron como la zona epicentral del temblor y las localidades aledañas. En el estado de Puebla, los efectos sobre las construcciones más importantes ocurrieron en Patlanalán, Chilchotla y Quimixtlán, aunque por el tipo de construcción y el reducido caserío, no se puede hablar con certidumbre de la severidad de los daños. En Patlanalán, la mayoría de las casas eran de madera y no sufrieron tanto daño como las escasas de mampostería que existían. En el lado de Veracruz, sin lugar a dudas las afectaciones más importantes ocurrieron en Cosautlán de Carvajal. Este poblado, dividido en parte alta y baja, experimentó las secuelas destructoras del temblor en la zona alta, que se redujo casi en su totalidad a ruinas. En Teocelo ocurrió una situación similar aunque a menor escala.

Por ser Xalapa el centro poblacional más importante en el área de influencia de este sismo y debido a que sufrió algunos daños de consideración, este apartado se circunscribe a la descripción con mayor detalle los efectos en las construcciones de Xalapa.

Efectos en Xalapa

En la ciudad de Xalapa, la zona que mayores daños experimentó tiene una dirección aproximada de Este a Oeste en su mayor longitud. Los materiales de construcción que se empleaban en Xalapa eran la piedra cortada, el cemento armado, la mampostería, el

tabique y el adobe; la piedra cortada bien labrada se usó con éxito en los edificios más importantes de la población; el cemento armado, que es el material indicado para las construcciones asísmicas, se había empleado muy poco; el tabique se utilizó con más frecuencia, pero algunas veces con mortero de mala calidad, lo que hace que los muros no resistan bien, como pasó en ciertas casas habitaciones, colapsadas en la calle de Leona Vicario, en las cuales además de esta deficiencia, se observó que los muros eran sumamente delgados y sin amarre alguno entre ellos. Las principales edificaciones que resultaron más afectados en Xalapa se mencionan en la Tabla 1.2.

Tabla 1.2
Principales daños en la ciudad de Xalapa (Flores y Camacho, 1922)

Edificio	Ubicación	Daños
Palacio de Gobierno	El Palacio de Gobierno mantiene actualmente la misma ubicación que en 1920, sobre la calle de Enríquez, en el primer cuadro de la ciudad.	Cuarteadoras en la parte sur y en los techos, principalmente en los de la Biblioteca Pública.
Palacio de Justicia	Se encontraba ubicado en el edificio del Palacio de Gobierno, sobre el costado de la calle Leandro Valle.	Derrumbe de varios muros y de un torreón, la caída hacia el poniente de gran parte de la cornisa de la calle que ve hacia el oriente.
Colegio Preparatorio	Esta escuela permanece en el mismo lugar, en la esquina que forman las calles de Av. Revolución y tercera calle de Juárez.	Grietas en algunas piezas, como la dirección del plantel, sin que éstas fueran graves.
Hospital Civil	Se localizaba en la esquina de Nicolás Bravo, Alfonso Gúido y la calle Rendón.	Derrumbes en algunos muros.
Cuartel de Policía	Conserva la misma ubicación que en el año de 1920, la calle de Justo Sierra.	Cuarteaduras en muros y techos.
Catedral	La catedral sigue actualmente en el mismo sitio, en la esquina que forman las calles de Enríquez y la Avenida Revolución.	Tuvo una cuarteadora a lo largo de la nave central y de menor importancia en las naves laterales, además, cayó parte del aplanado.
Iglesia del Calvario	Aún conserva la misma ubicación, la esquina de la avenida Revolución y la calle de Libertad.	Derrumbes en una torre y también cerca de la Sacristía. Se produjeron cuarteaduras en la fachada, en la bóveda principal y en la cúpula central.
Administración de Correos	En el año del temblor, este edificio se encontraba ubicado en la esquina que actualmente forman las calles Xalapeños Ilustres e Insurgentes.	Desplomes de importancia, derrumbes y cuarteaduras serias. Se sugiere que este edificio, como todos los que están localizados en la parte más inclinada, resintieron más los efectos del movimiento.
Seminario Conciliar	Este punto se encontraba localizado en la calle de Manlio Fabio Altamirano, casi en la esquina con la calle Clavijero, actualmente este edificio ya no existe.	Derrumbes muy notables y agrietamientos en sus muros.

Tabla 1.2 - *Continuación*

Edificio	Ubicación	Daños
Misión Presbiteriana	Esta construcción se encontraba ubicada sobre la calle de Revolución, casi esquina con la primera calle de Sayago.	Derrumbes notables y grandes agrietamientos en sus muros.
Hotel México	En la actualidad, conserva la misma ubicación que en 1920, la esquina que forman las calles Dr. Lucio y la calle de Enríquez.	Cuartheaduras y el derrumbe parcial de algunos de sus muros.
Hotel Juárez	Se encontraba ubicado en la parte occidental de lo que ahora es el parque Juárez, frente a la desembocadura de la calle J.J. Herrera.	Derrumbes parciales en algunos de sus muros, ligeros agrietamientos en los mismos y la caída parcial de su cornisa.
Iglesia de la Cruz	El edificio que ocupara la Iglesia de la Cruz de la Misión se encontraba en la esquina de la Av. Revolución y el camino Nacional a México.	Cuartheaduras en sus muros.
Iglesia de los Corazones	Esta iglesia aún conserva la misma ubicación, la calle Manlio Fabio Altamirano, antes llamada Gorostiza.	Derrumbe de una de sus torres y cuartheaduras en algunos de sus muros.
Agencia del Banco Nacional	Se encontraba ubicada casi en la esquina que hoy forman las calles Enríquez y Felipe Carrillo Puerto.	Derrumbes parciales y cuartheaduras en varios de sus muros.
Casino Xalapeño	El casino Xalapeño se encuentra ubicado en la calle de Zamora desde el año de 1904.	Cuartheaduras ligeras en diversos muros.
Teatro Cáuz	Su ubicación era en la calle de Manlio Fabio Altamirano, casi en la esquina con la calle Clavijero, actualmente este edificio ya no existe	Diversas cuartheaduras menores.
Teatro Limón	Este inmueble se encontraba ubicado en la calle de Revolución, actualmente ya no existe y no es posible ubicar exactamente donde se ubica.	Diversas cuartheaduras menores.

En la Figura 1.3 se presenta un mapa de Xalapa que señala la ubicación de las construcciones antes mencionadas. Los puntos representados fueron georeferenciados y alimentados a un Sistema de Información Geográfica (SIG).

Algunos de los daños más significativos en calles que forman parte del centro y primer cuadro de la ciudad se ilustran en la Figura 1.4. Es importante señalar que el área urbana en 1920 se concentraba en esta zona y sus alrededores inmediatos y que con los años ha crecido en todas las direcciones sobre su topología irregular.

Ubicación de las principales construcciones dañadas en Xalapa por el sismo del 3 de enero de 1920

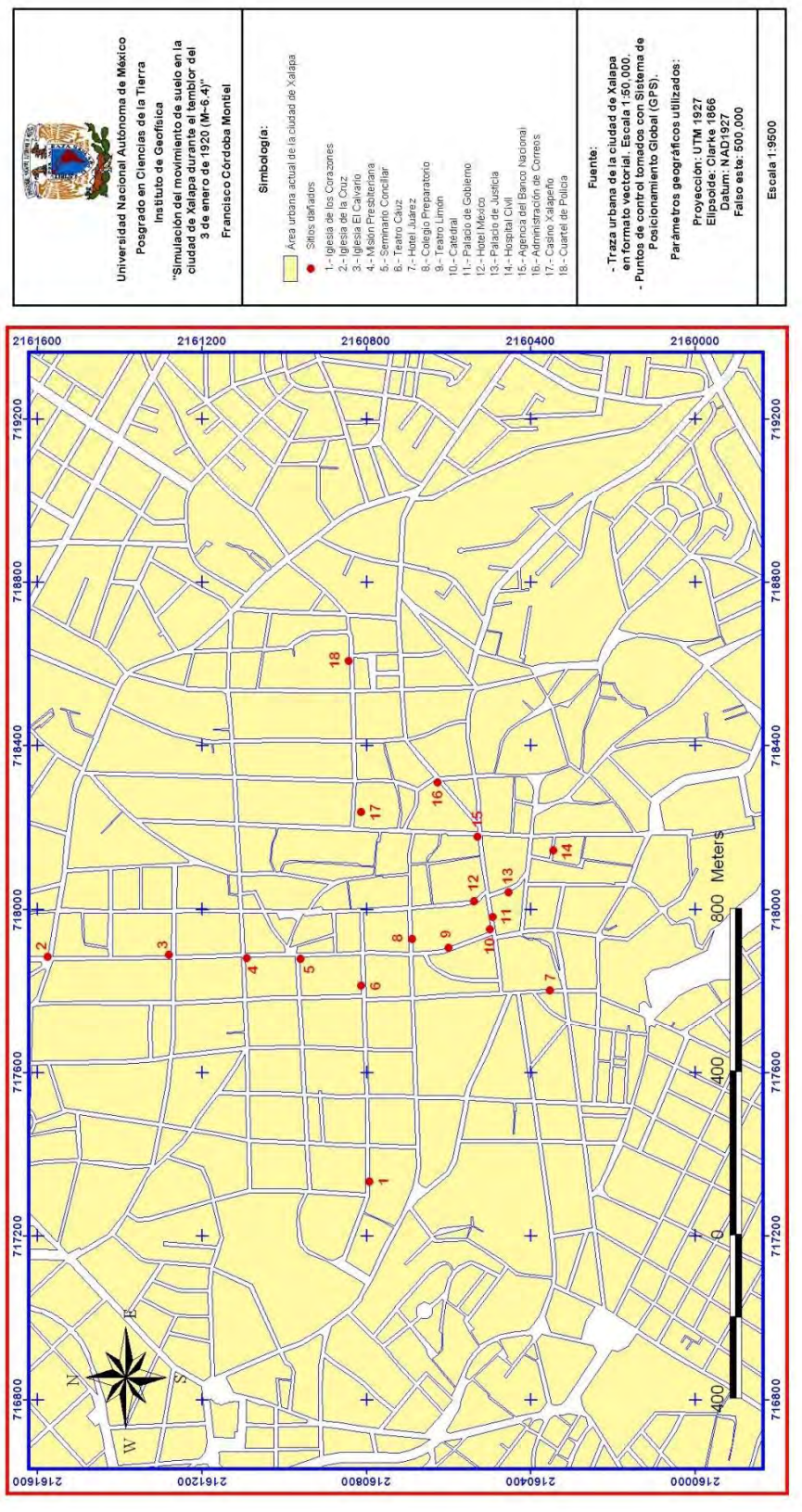


Figura 1.3. Mapa de la ciudad de Xalapa donde se muestra la ubicación de los edificios principales afectados por el sismo del 3 de enero de 1920, basado en los puntos enunciados en el Boletín 38 del Instituto Geológico de México .

Cabe mencionar que los puntales que aparecen en las edificaciones de algunas construcciones de la calle de Enríquez fueron producto del afán desmedido de quienes aprovecharon el temor de los pobladores para obtener un beneficio económico. Puede observarse que éstos no realizaban trabajo alguno sobre las edificaciones.



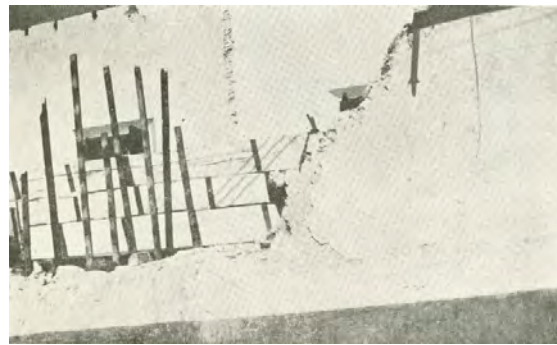
(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 1.4. Algunos daños importantes en Xalapa: La calle de Enríquez mostrada en (a) y (b) con puntales sobre las edificaciones, en el primer cuadro de la ciudad. En (c) y (d), derrumbes en la céntrica calle de Allende. En las fotografías (e) y (f) se muestran daños ocurridos en viviendas de la calle Leona Vicario. Fuente: Flores y Camacho (1922).

La Figura 1.5 muestra los daños ocurridos en dos de las iglesias de la época que se conservan en la actualidad. A partir del mapa de Xalapa realizado por las Comisiones del Instituto Geológico de México, en la Figura 1.6 se hace una proyección que por un lado denota las dimensiones de la ciudad en aquel entonces y por el otro, su crecimiento a tiempos recientes.



Figura 1.5. La iglesia del Calvario a la izquierda en la calle de Revolución y en la fotografía de la derecha, se muestra la iglesia de los Corazones, en la calle de Altamirano. Fuente: Flores y Camacho (1922).

1.4 Sismos históricos en la región de Xalapa

Como sus pobladores lo saben, Xalapa no experimenta sismos frecuentes de la magnitud del de 1920. Sin embargo, la ciudad no ha sido ajena en el pasado a este tipo de fenómenos. La primera noticia que se tiene de un sismo local importante en las inmediaciones de la ciudad de Xalapa data de 1546 (Orozco y Berra, 1887). Los reportes históricos que se tienen de este evento indican que el templo franciscano, fundado apenas en 1534, fue totalmente arruinado por el temblor apenas doce años después de ser construido. Reportes posteriores indican que la ciudad fue afectada por otros dos temblores de magnitud importante, el primero en 1691 y el segundo en 1874 (Orozco y Berra, 1887).

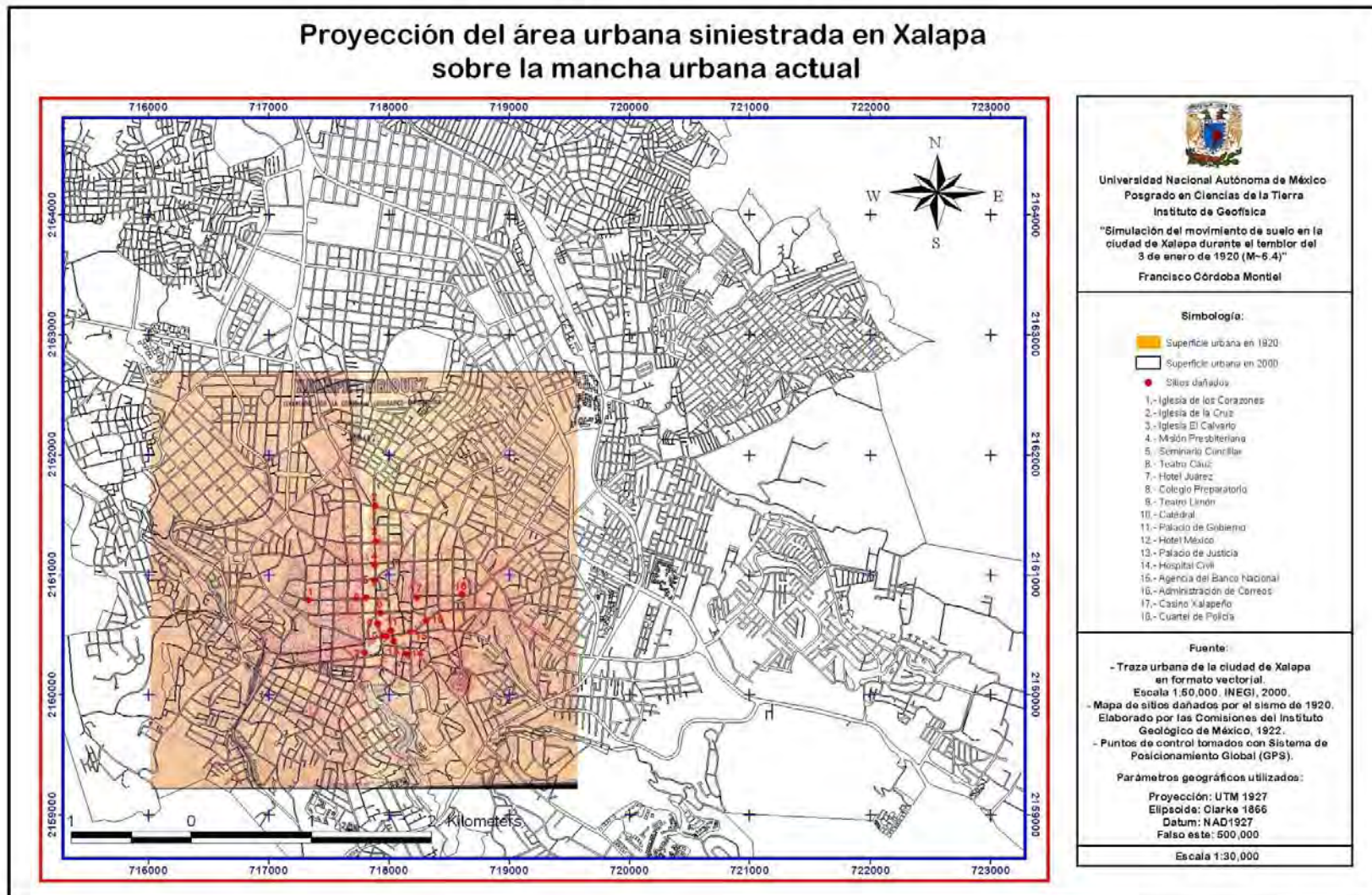


Figura 1.6. Montaje del mapa de la ciudad de Xalapa elaborado por las Comisiones del Instituto Geológico de México donde se observa la concentración de daños ocasionados por el sismo sobre otro que representa el área actual de la ciudad.

En 1691 se reportaron numerosos sismos de baja magnitud que causaron daños moderados en la ciudad de Xalapa. De las descripciones de daños y efectos del temblor más importante ocurrido en ese año se estima una intensidad máxima de VI en Xalapa. El 13 de noviembre de 1874 se sintió un sismo en una amplia región de la República Mexicana que comprendió los estados de Oaxaca, Veracruz, Puebla, Morelos y Distrito Federal. Los daños más importantes se localizaron en Xalapa, donde se reportó de nuevo daño en la iglesia de San Francisco aunque no hubo desgracias personales. La intensidad estimada en Xalapa en 1874 es de aproximadamente VII a VIII, y la magnitud de este sismo se estima que es igual o ligeramente menor a la del sismo de 1920.

Flores y Camacho (1922) describen una secuencia cronológica de eventos que afectaron en el pasado a la región de estudio y que los autores consideran que probablemente procedan del mismo foco o de focos más o menos cercanos al del 3 de enero. Las noticias que se generaron son bastante deficientes, pues en la mayoría de los casos se relatan los efectos de los temblores en las ciudades grandes y no se mencionan los habidos en pequeñas poblaciones de la sierra, alejadas de las principales vías de comunicación, ni los efectos geológicos, ni las causas probables de los movimientos respectivos.

Sin embargo, por los datos que existen sobre temblores ocurridos en las principales poblaciones del estado de Veracruz, se citan en dicho documento esos eventos (véase Temblores procedentes del mismo foco del Boletín 38 pp. 38-43). Lo que puede concluirse al respecto es que la zona conmovida por el sismo del 3 de enero de 1920 es una zona sísmica de actividad moderada bien caracterizada del país.

Posteriormente al sismo del 3 de enero de 1920, otro sismo que afectó la zona de Xalapa tuvo lugar el 26 de julio de 1937, que dio inicio a las 21:45 horas. Su epicentro se localizó al sureste de la ciudad de México en una hondonada entre Acultzingo y Maltrata. Xalapa se quedó sin energía eléctrica y numerosas casas sufrieron daños y no pocas se derrumbaron en los barrios pobres. El Palacio de Gobierno del estado sufrió cuarteaduras peligrosas en sus torreones, que fueron derribadas para evitar su desplome y obligó a trasladar las oficinas de gobierno al Colegio Preparatorio (Hernández, 2007).

Los parámetros focales del temblor de 25 de julio de 1937, M 7.3, fueron obtenidos por Jiménez y Ponce (1977-78). Este sismo tuvo una profundidad de 85 km y el mecanismo correspondiente a una falla normal. La Tabla 1.3, tomada de un estudio sobre el sismo de Tehuacán realizado por Singh *et al.* (1999) lista otros temblores profundos, importantes en la región de Tehuacán. Es posible que varios de estos fueran sentidos en Xalapa. Es claro que la ciudad está sujeta a sismos superficiales (tipo 1920) y a temblores de tipo falla normal (H 40-80 km) en la placa subducida.

Tabla 1.3
Sismos previos ($M \geq 6.5$) en la región de Tehuacán

Evento	Fecha	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud
1	1864-10-03	18.70	-97.40	---	7.3 ¹
2	1879-05-17	18.60	-98.00	---	7.0 ¹
3	1928-02-10	18.26	-97.99	84	6.5 ²
4	1931-01-15	16.34	-96.87	40	7.8 ³
5	1937-07-26	18.48	-96.08	85	7.3 ²
6	1945-10-11	18.32	-97.65	95	6.5 ²
7	1959-05-24	17.72	-97.72	80	6.8 ²
8	1973-08-28	18.30	-96.53	82	7.3(m _B) ⁶ , 7.0(M _w) ^{4,5}
9	1980-10-24	18.03	-98.27	65	7.0(m _B) ⁶ , 7.0(M _w) ^{6,7}

¹ Singh *et al.* (1981)

² Jimenez and Ponce (1977-78)

³ Singh *et al.* (1985)

⁴ Singh yd Wyss (1976)

⁵ González-Ruiz (1986)

⁶ m_B: long-period body-wave magnitude (Abe, 1981)

⁷ Yamamoto *et al.* (1984)

1.5 Parámetros de la fuente sísmica

Los sismógrafos de la Estación Central de Tacubaya registraron el temblor principal a las 21:48:03, mientras que los datos proporcionados por la Estación Sismológica de Oaxaca, siempre tenían una diferencia de tiempo muy notable; y la Estación de Mazatlán pocas veces proporcionó datos para el estudio de los temblores del país, pues generalmente sus registros correspondían a temblores lejanos a las costas mexicanas por el Pacífico.

El estudio de estos registros puede verse en el informe adjunto que rindió el ingeniero Francisco Patiño y Ordaz, jefe de la Estación Sismológica Central y que se reproduce a continuación:

Tacubaya, 21 de enero de 1920.-Sr. Director del Instituto Geológico.---México.-Tengo el honor de remitir a usted el registro que formé con el estudio de los temblores registrados en la Estación Central, la noche del día 3 del presente y la mañana del día 4, no habiéndose registrado después ningún movimiento; así como una noticia formada con los telegramas llegados a la oficina de las distintas poblaciones en las que se sintió el fenómeno.

El temblor principal o inicial se verificó a las 9 h., 48 m., 03 s., pm (tiempo medio de Tacubaya) y fue registrado por todos los instrumentos de la estación que estaban en funcionamiento; siguiendo después una serie de movimientos, repeticiones del anterior, de menor intensidad.

En el sismógrafo de 17 toneladas, únicamente se obtuvo la fase inicial del temblor, no habiéndose registrado las otras fases por haberse caído los estiletes.

Por el examen atento de los diagramas del referido temblor, se ve que es del tipo impetuoso o explosivo, notándose con toda claridad una desviación del estilete en ambas componentes, hacia el Norte y hacia el Este en las tiras del sismógrafo de 17 toneladas y con semiamplitudes de 6 y 66 milímetros, respectivamente+.

1.5.1 Parámetros focales

Cálculo del epicentro realizado por las Comisiones del Instituto Geológico de México

En la Estación Central de Tacubaya se encontró que la fase L-P en los diagramas de los sismógrafos horizontales de 200 y 125 kilogramos fue de 27 segundos, observándose igual intervalo para los verticales. Se calculó con esta diferencia la distancia del epicentro usando la fórmula de Omori, con unidades de km y s:

$$x = 7.27 * y + 38, \quad (1.1)$$

y se determinó de esta manera que la distancia de la estación de Tacubaya al epicentro fue de 234 km (Flores y Camacho, 1922).

Para localizar el epicentro no se tuvieron más datos que los obtenidos en la Estación Central y los de la Estación de Oaxaca. Los diagramas de esta última estación, dieron un buen registro y la fase L-P es de 30 segundos, lo que permitió estimar una distancia de 256 km al epifoco, calculado con la misma fórmula (Ecuación 1.1).

Los sismógrafos verticales de 1,300 y 80 kg señalaron una desviación positiva para el primer impulso, lo que indica que la onda de llegada fue de compresión y el desalojamiento del suelo debe haberse verificado desde el epicentro.

Trazando un círculo con un radio igual a 234 km y tomando como centro la Estación Central y trazando otro con un radio de 256 km y con centro en la Estación de Oaxaca, ambos se cortaron en un punto al sur de Xalapa.

Cálculos posteriores y determinación de la magnitud

Figuroa (1970) propuso como parámetros focales del sismo de Xalapa los siguientes:

Calidad de los datos	Fecha	Hora T_M de G.	Latitud Geográfica Epifoco	Longitud Geográfica Epifoco	Prof. Foco	Magnitud (Richter)	Zona República Mexicana	Aut.
C	040120	034803	19.267 N	96.967 W		7.8	5	T

En el catálogo citado de sismos ocurridos en la República Mexicana, el formato que propone Figuroa es el siguiente:

- **Calidad de los datos.** B bueno, C confiable y D dudoso.
- **Fecha.** Tiempo medio de Greenwich.
- **Hora T_M .** Tiempo medio de Greenwich.
- **Zona de la República Mexicana.** Este dato se obtuvo de Esteva (1969).
- **Autoridad.** T, Tacubaya o Instituto de Geofísica.

De acuerdo con el catálogo para sismos superficiales ($H \leq 65$ km) propuesto por Singh *et al.* (1984), los parámetros de la fuente para el mismo evento son los siguientes:

Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Profundidad S = Shallow	M	M_s	Magnitud de otras fuentes
04/01/1920	04:21:56	19.27	96.97	S	-	6.4 (U)	7.8 (F)

U = M_s determinada de los datos de amplitud de los boletines de Uppsala utilizando la ecuación $M_s = \log A + 5.28 + 0.18$
 F = Figueroa (1970)

En este catálogo los autores consideran que el catálogo de sismos mexicanos de Figueroa (1970), que cubre el periodo comprendido de 1900 a mediados de 1970, es una excelente fuente para el tiempo de origen y la localización de sismos en México, sin embargo, en el caso de las magnitudes, probablemente no están asignadas con una base consistente, no obstante proporcionan una idea aproximada acerca de los tamaños relativos de los choques cuyas magnitudes se pueden determinar a partir de boletines de estaciones y sismogramas.

Para la determinaciones de Magnitudes vs. Amplitudes de ondas superficiales de 20 segundos de Uppsala, Singh *et al.* (1984) buscaron datos de amplitud (A_E y A_N) en los boletines de Uppsala para todos los sismos superficiales en AB81 (Abe, 1981), GR54 (Gutenberg y Richter, 1954) y Rothé (1969) para la región 5 (10° a 20° N, 90.1 a 120° W), dentro de los cuales se incluye el evento de interés en este trabajo. Los datos de amplitud están disponibles en estos boletines para todos los eventos con $M \geq 6.6$. Aunque la distancia a Uppsala desde la región 5 está entre 81° a 102° , la mayoría de los eventos ocurrieron cerca de la trinchera de América central, por lo que el valor de Δ para estos eventos es aproximadamente de 90° . Para eventos con magnitud M_s listados en AB81, M_s está relacionada con $\log A$ por:

$$M_s = \log A + 5.28 \quad (1.2)$$

Para la mayoría de los eventos, M_s está dentro de ± 0.2 del M_s obtenido de la ecuación anterior.

Boletines de Uppsala y Göttingen. Uppsala ha publicado continuamente boletines de estación desde 1906. (Uppsala inició la publicación de boletines sismológicos en 1904 con una interrupción entre Junio de 1905 y Junio de 1906). Para muchos eventos, las amplitudes de las ondas de superficie (A_E y A_N) cerca de los 20 segundos se reportan y se proporciona una localización aproximada.

1.5.2 Premonitorios y réplicas

Eventos premonitorios

Flores y Camacho (1922) refieren que en algunos puntos del estado se sintió un temblor el 2 de noviembre de 1919 que, aunado a algunos movimientos que se registraron en la Estación Central de Tacubaya ese mismo día, permitieron considerar factible la posibilidad de que se tratarán de eventos premonitorios asociados al sismo del 3 de enero de 1920, el principal de esta serie, a los que siguieron algunas réplicas que se encuentran registradas en los sismogramas históricos de la estación de Tacubaya. Otras réplicas fueron obtenidas en los días subsecuentes por la estación instalada temporalmente en Xalapa días después de la ocurrencia de este sismo.

De acuerdo con los cálculos realizados para estimar la distancia de algunos de estos eventos a la estación Central, se encontraron diferencias con respecto a del epicentro del evento principal.

Réplicas del evento principal

En la ciudad de Xalapa se instaló provisionalmente una estación sismológica que comenzó a prestar sus servicios algunos días después del terremoto del 3 de enero, en vista de la necesidad de registrar los choques recurrentes en los límites del área del temblor. Como no se tenía disponible otro instrumento más apropiado, se instaló un sismógrafo vertical de 80 kilogramos tipo Wiechert, en una pieza baja de la Escuela Industrial de señoritas. Las réplicas registradas en esta estación según Flores y Camacho (1922) fueron poco numerosas y no se pudieron relacionar con los registros de las

estaciones de Tacubaya y Oaxaca dado que no los percibieron, porque provinieron de un foco demasiado superficial.

Del 21 al 24 de enero fueron registrados tres movimientos del mismo foco. El día 21 por la noche (el diagrama no tiene tiempo) se registró con la fase (L-P) = 5 s, que da una distancia epicentral de 37.4 km. Su duración fue de 4 minutos 12 segundos; la semi-amplitud de la onda máxima midió 5 milímetros y el periodo T = 1.2 s. La onda de llegada fue de dilatación (+Z).

El día 22 por la noche a las 22:05 (el diagrama no tiene tiempo), se registró un microsismo, (L-P) = 4.6 s, de donde la distancia epicentral es de 34.4 km. Duración 3 minutos: A 21 mm; T = 1 s y no fue posible distinguir el signo de primer impulso.

La noche del 23 de enero a las 23:15, se registró un microsismo: (L-P) = 3 s por lo que la distancia epicentral es de 22.4 km; duración 1 minuto 30 s; A = 0.5 mm; T = 1 s. No se distinguió el signo del primer impulso (Flores y Camacho, 1922).

En el catálogo de Figueroa (1970), se localizaron algunas réplicas que de acuerdo con su autor tienen el mismo epicentro del sismo principal y cuyos parámetros focales se presentan en la Tabla 1.4. Al respecto, es importante mencionar que Figueroa pensaba que los sismos ocurrían en ciertos puntos y asignaba la localización de los eventos al más cercano. El hecho de que las localizaciones sean las mismas no es entonces una característica del sismo sino más bien se deben a la interpretación de Figueroa.

Tabla 1.4
Réplicas del sismo de Xalapa

Calidad de los datos	Fecha	Hora T _M de G.	Latitud Geográfica Epifoco	Longitud Geográfica Epifoco	Prof. Foco (km)	Magnitud (Richter)	Zona República Mexicana	Aut.
D	040120	050004	19.267 N	96.967 W	NOR	4.0	5	T
D	040120	061054	19.267 N	96.967 W	NOR	4.0	5	T
D	040120	072310	19.267 N	96.967 W	NOR	4.0	5	T
D	070120	155413	19.267 N	96.967 W	NOR	4.0	5	T
D	230120	044315	19.267 N	96.967 W	NOR	4.0	5	T
D	070220	230621	19.267 N	96.967 W	NOR	4.0	5	T

En el mismo catálogo, se encontraron dos eventos más que aparentemente provienen del mismo foco y que ocurrieron al año siguiente del que es objeto de estudio en este trabajo (Tabla 1.5).

Tabla 1.5
Sismos con el mismo epicentro reportados por Figueroa (1970)

Calidad de los datos	Fecha	Hora T _M de G.	Latitud Geográfica Epifoco	Longitud Geográfica Epifoco	Prof. Foco (km)	Magnitud (Richter)	Zona República Mexicana	Aut.
D	150621	170716	19.267 N	96.967 W	NOR	4.0	5	T
D	150621	171116	19.267 N	96.967 W	NOR	4.0	5	T

Durante muchos años existió la duda si el sismo de Xalapa se debió a una falla geológica superficial en la Faja Volcánica Transmexicana (FTVM), o si bien era un temblor más profundo, de aproximadamente 60 a 85 km de profundidad similar al sismo de 1973 en Cd. Serdán, Puebla, o al de 1980 en Huajuapán de León, Oaxaca. Estos sismos más profundos están asociados con la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana.

Suárez *et al.* (1987) establecen, en función de los sismogramas obtenidos por la estación sismológica temporal que se instaló en Xalapa y que habían estado perdidos por muchos años, que las réplicas se ubican a una distancia de entre 30 y 40 km de la ciudad de Xalapa. Esta evidencia indica con certeza (Suárez, 1992) que el sismo de 1920 fue producido por una falla superficial en la parte oriental de la FTVM, y no se trata de un sismo profundo como los que han azotado desde hace siglos a poblaciones de los estados de Puebla, Veracruz y Oaxaca. Con base en los resultados de sismos similares se estimó que la profundidad del evento fue de 10 a 15 km.

1.5.3 Atenuación de la intensidad

La Figura 1.7 muestra las curvas de atenuación de intensidad para algunos sismos superficiales ocurridos en el centro y al Oeste de la FTVM. El epicentro de cada uno de los eventos mostrados se obtuvo de los mapas isosísmicos (Suter *et al.*, 1996)

considerando su ubicación al centro del contorno de la intensidad más alta. Para determinar la intensidad, dichos autores utilizaron modelos lineales, ley de potencia, logarítmicos y regresión exponencial. En la mayoría de los casos encontraron que una relación exponencial de la forma

$$I = ae^{-bx} \quad (1.3)$$

mostraba la desviación estándar más pequeña. En esta ecuación, x corresponde a la distancia epicentral y los valores de a y b son los que dan el mejor ajuste exponencial de mínimos cuadrados.

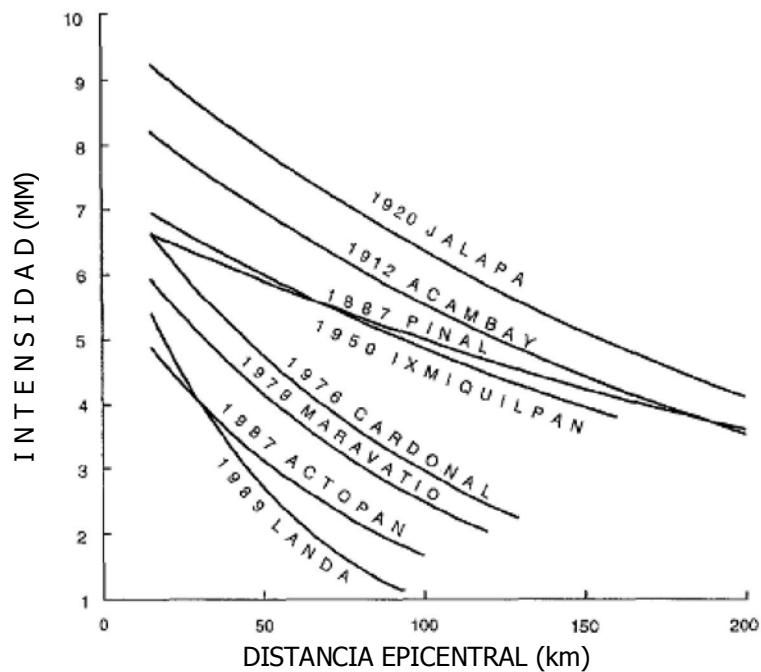


Figura 1.7. Atenuación de la intensidad con la distancia para 8 eventos ocurridos en el centro y Este de la FVTM (Modificada de Suter *et al.*, 1996).

En la Tabla 1.6 se muestran los parámetros correspondientes para los eventos en cuestión y sus errores estándar. El mapa de isosistas obtenido por Figueroa (1963) se muestra en la Figura 1.8.

Tabla 1.6
 Coeficientes, error estándar y número *n* de entradas del ajuste de mínimos cuadrados exponencial para los eventos mencionados de acuerdo con la Ecuación 1.3 (Suter *et al.*, 1996)

Sismo	a	b	Error estándar	n
Pinal 1887	6.967	0.00328	0.757	44
Acambay 1912	8.784	0.00453	1.293	86
Xalapa 1920	9.848	0.00435	1.085	38
Ixmiquilpan 1950	7.406	0.00416	0.527	27
Cardonal 1976	7.635	0.00944	1.033	52
Maravatío 1979	6.913	0.01017	1.081	61
Actopan 1987	5.895	0.01261	1.136	34
Landa 1989	7.321	0.01995	1.293	50

A partir de la información derivada de reportes de 40 localidades, Suter *et al.* (1996) trazaron el mapa isosísmico para este evento, utilizando como fuente para la descripciones de intensidad alta al Boletín 38 del Geológico de México (1922) y para las intensidades IV a VI se basaron en el periódico *El Universal* (vol. 14, no. 1176, 7 de enero de 1920). Los autores consideran que este mapa, que se reproduce en la Figura 1.9, mejora significativamente el conocimiento de la distribución de intensidades a distancias en el campo lejano, la cual es de baja resolución en el Boletín del Instituto Geológico de México.

Flores y Camacho (1922) asignaron una intensidad de XI a la zona epicentral, mientras tanto Suter *et al.* (1996) establecieron que aproximadamente la misma área está definida dentro de la curva de intensidad X. Los mapas de isosistas de Suter *et al.* (1996) y Figueroa (1967) muestran similitud en la distribución de las curvas a distancias cercanas a la zona de mayor intensidad (en la dirección SW-NE, ~30 km) aunque difieren en los niveles asignados, menores los de Figueroa.

Para el caso de Xalapa, se observa que la intensidad en el mapa de Figueroa (1967) se encuentra dentro de las curvas de VIII y IX, lo que coincide con los propuesto por Suter *et al.* (1996).

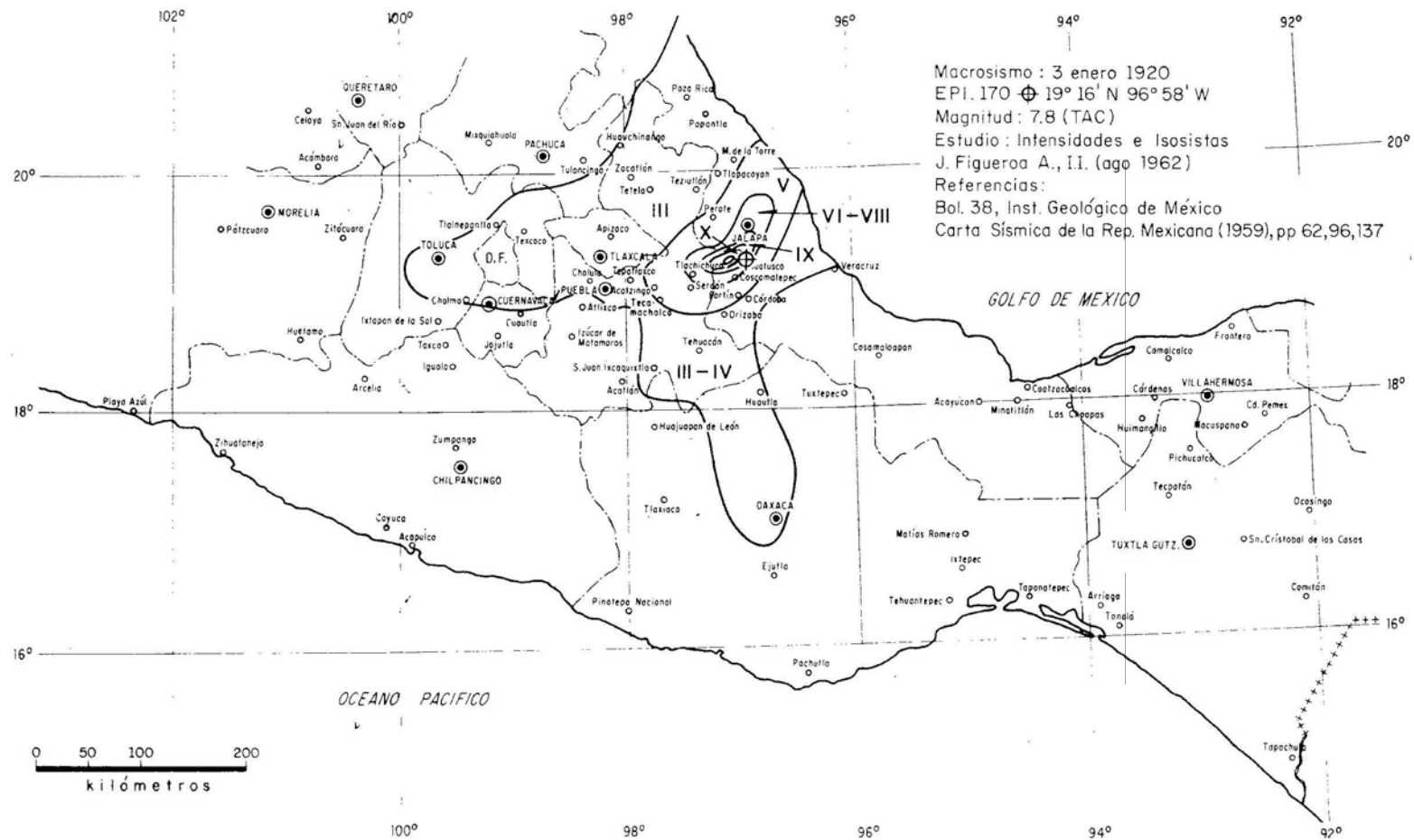


Figura 1.8. Mapa de isosistas del sismo de Xalapa tomado de Figueroa (1963).

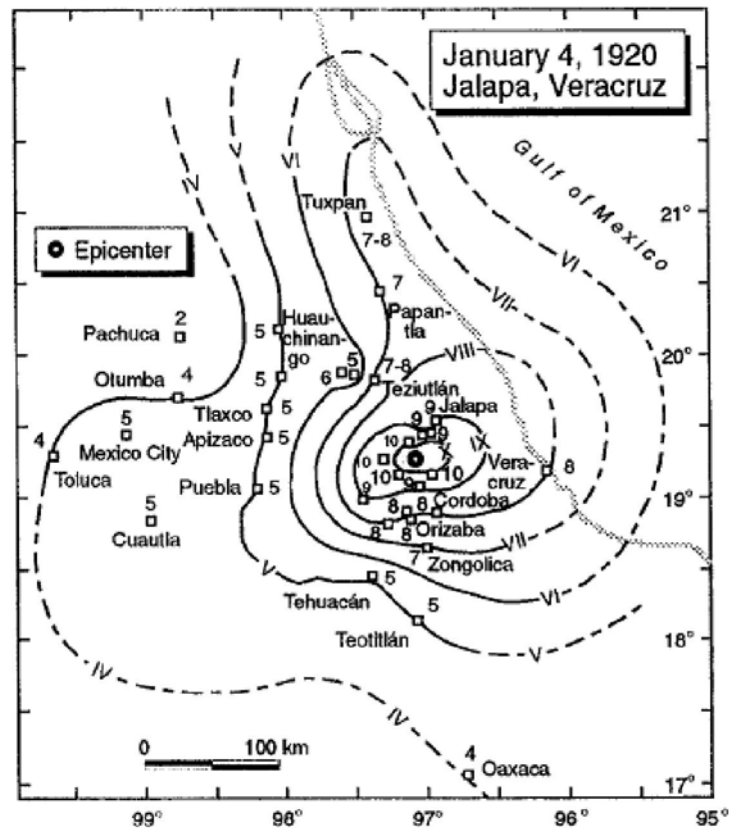


Figura 1.9. Mapa isosísmico para el temblor de Xalapa tomado de Suter *et al.* (1996).

Tal como discuten Howell y Schultz (1975), la intensidad depende de la dispersión geométrica, atenuación anelástica y de la profundidad del evento.

La curva de distancia contra intensidad presentada muestra que los sismos de Pinal de Amoles en 1887, Acambay 1912, Xalapa 1920 e Ixmiquilpan 1950 tienen pendientes menos pronunciadas con respecto a los otros eventos. Una de las suposiciones posibles consiste en asumir que la dispersión geométrica y la atenuación anelástica son iguales para estos eventos y por lo tanto, que son más profundos que los otros (Suter *et al.*, 1996).

En la zona epicentral, donde la vibración del suelo producida por el temblor causó que los terrenos inestables de algunas laderas adyacentes al río se derrumbaran, Suárez (1992) estimó que la intensidad en la Escala Modificada de Mercalli (reevaluada por Brazeo, 1979) fue de entre X y XI. Estas intensidades corresponden a aceleraciones significativas que produjeron los derrumbes. Esta avalancha de roca y tierra no

consolidada siguió naturalmente el curso del río Huitzilapan, arrasando por completo varias poblaciones a lo largo del cauce que fueron totalmente enterradas por las corrientes de lodo que se originaron por la combinación de estos factores.

Los daños sufridos en Xalapa en enero de 1920 no fueron tan graves como los observados en las poblaciones de Coatepec, Xico y Teocelo (Suárez, 1992). En esas ciudades la intensidad en la escala modificada de Mercalli llegó a ser de entre X y XI grados, mientras que en Xalapa se estima que no llegó a ser mayor de VIII a IX. Por ejemplo, las iglesias de Cosautlán y de Teocelo fueron prácticamente destruidas. Además, las ciudades de Coatepec, Xico, Barranca Grande y Ayahualulco fueron también seriamente afectadas por los movimientos del terreno.

1.5.4 Geometría de la Falla

Dentro de las conclusiones emitidas por Flores y Camacho (1922), se sugiere que el sismo ocurrió en una falla con rumbo aproximadamente paralelo a lo largo del eje de altas intensidades isosísmicas. Sin embargo, se observó apenas alguna ruptura en la superficie, probablemente debido a que la región epicentral quedó cubierta por los deslizamientos de rocas y los flujos de escombros. Alternativamente, puede ser que la ruptura no haya alcanzado la superficie.

Suter *et al.* (1996) observaron en una imagen de satélite un alineamiento, ~ 15 km de longitud con un rumbo N72°E (Suter *et al.*, 1996), cercano a donde el Boletín 38 del Instituto Geológico de México (1922) localizó el epicentro basado en el centro de su contorno de intensidad XI. La orientación de este alineamiento es paralela a las trayectorias de los esfuerzos tectónicos horizontales máximos en esta región, inferidos de los alineamientos de los conos cineríticos del Cuaternario (Suter *et al.*, 1991, Zoback *et al.*, 1990). Aunado a esto, la existencia de fallas normales conocidas a partir de observaciones geológicas de la superficie al Oeste de la FVTM, sugieren que el alineamiento corresponde a una falla normal.

Para Flores y Camacho (1922), en el área epicentral quedaron comprendidas las poblaciones en las que se sintió el temblor con intensidades del grado XI al XII de la

escala de Cancani; en la zona de primera intensidad están las localidades en las que la intensidad fue del grado IX al X-XI; en la segunda del V al VIII; en la tercera del IV al V, y por último, en la cuarta intensidad, todas las demás localidades en las que se sintió el temblor ligeramente, en el límite de lo perceptible.

1.6 Conclusiones generales

Algunas de las conclusiones que se desprenden de la revisión de las fuentes de información consultadas pueden resumirse de la siguiente manera:

La fuente sísmica del temblor de Xalapa del 3 de enero de 1920 tuvo una magnitud de 6.4 y la causa de su origen no es del todo conocida. El temblor ocurrió en una falla geológica ubicada en el sector oriental de la FTVM. Probablemente el fenómeno de 1920 se debió a una falla local relativamente superficial, a una profundidad no mayor de 10 km, ubicada hacia el suroeste de la ciudad. La ubicación precisa y la geometría de la falla no han podido ser definidas debido a la falta de instrumentación sísmológica adecuada en aquella época. Los daños mayores se concentraron en una región ubicada aproximadamente 30 km al suroeste de la ciudad de Xalapa. Esta región es probablemente el foco del fenómeno sísmico. La falla geológica que produjo el sismo de 1920 no ha sido aún identificada y es probable que no haya tenido una expresión superficial. Además, no existe ninguna evidencia de que esta falla se extienda más allá de la región afectada por el sismo. Hubo algunas réplicas y tal vez un precursor al evento principal (Suárez, 1992).

En la FTVM han sido identificados muchos escarpes de fallas aparentemente activas que corren en dirección este-oeste (Johnson y Harrison, 1989; Suter *et al.*, 1991). En algunas de estas fallas han ocurrido varios sismos superficiales de magnitud importante (Suárez y Ponce, 1986). La orientación de la falla del sismo de Xalapa basada en la información y otros temblores superficiales en el eje es EW. De igual forma, el mecanismo focal debe ser normal como otros eventos ocurridos en la FVTM.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA DE XALAPA

2.1 Área de Estudio

La ciudad de Xalapa está situada en las faldas del cerro de Macuiltépetl y las estribaciones orientales del Cofre de Perote, en la zona de transición entre la Sierra Madre Oriental y la planicie costera del Golfo de México. Colinda con los municipios de: Banderilla, Coatepec, Emiliano Zapata, San Andrés Tlalnehuayocan, Naolinco y Jilotepec. Sus coordenadas geográficas son latitud 19° 32' 24" y longitud 96° 55' 39" y se ubica a una altitud de 1427 msnm. Xalapa, capital del estado de Veracruz, tiene una situación geográfica estratégica por situarse en el centro del estado. Según datos del Censo de Población y Vivienda 2005, contaba en el año 2005 aproximadamente con 413,136 habitantes.

En sus alrededores se encuentran los ríos: Sedeño, Carneros y la laguna del Castillo. También, existen arroyos como el de Chiltoyac y las Ánimas. Y dentro del perímetro urbano se localizan los manantiales de los Tecajetes y Xalitic.

Las lluvias son abundantes en verano y principios de otoño, siendo más ligeras en lo que resta del año, y lloviznas con niebla "chipi-chipi" en invierno, esto debido a la afluencia de los vientos del norte, que provocan grandes descensos de temperatura con heladas esporádicas.

Esta ciudad se encuentra en una accidentada e irregular topografía, la cual hace que sus calles sean tortuosas, estrechas y quebradas, por lo que sus pendientes permiten disfrutar de una gran variedad de paisajes, como lucen las cumbres del Citlaltépetl (Pico de Orizaba), siendo este el volcán más alto de la República Mexicana o el Nahcampaetépetl (Cofre de Perote) que deriva su nombre de la forma de su cumbre.

El clima de Xalapa es húmedo y variado, teniendo una temperatura máxima de 30.2 grados centígrados y una mínima de 10.4 por las mañanas, muy temprano se despierta entre una bruma blanquiazul que da su característico ambiente de montaña.

2.2 Geología Regional

Faja volcánica Transmexicana (FVTM)

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco Volcánico Continental que comprende desde las costas del Pacífico, en San Blas Nayarit hasta las Costa del Golfo de México en Palma Sola Veracruz (Demant, 1978, Pasquaré *et al.*, 1987). Esta provincia geológica se extiende con una dirección preferencial E-W y una longitud aproximada de 1000 km. Su distribución es transversal respecto a las grandes provincias geológicas Mexicanas que corren con una orientación preferencial NW-SE (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Presenta un vulcanismo muy variado en composición, tipo de estructura y estilo eruptivo, se cree que inició transición a partir del arco de la Sierra Madre Occidental, lo cual ocurrió entre el Mioceno temprano al Mioceno medio (Ferrari *et al.*, 1999).

Pasquaré *et al.*, (1987) y Demant, (1978) dividen en tres distintos sectores a la FVTM: Occidental, Central y Oriental con base en características geológicas, geomorfológicas y estructurales (Figura 2.1).

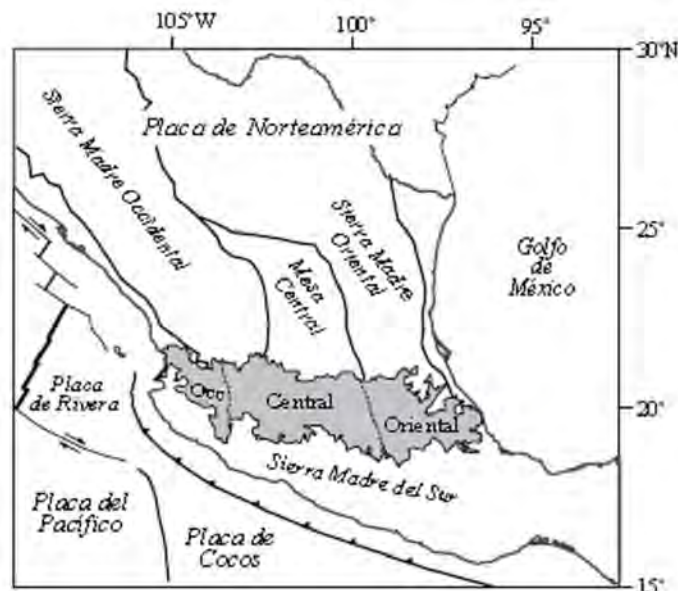


Figura 2.1. Faja Volcánica Transmexicana (Tomado de Gómez *et al.*, 2005).

La FVTM es el resultado de subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la placa de Norte América (Ferrari, 2000). Este proceso ocurre a lo largo de la Trincheras de Centro

América y es responsable de la existencia de grandes calderas, estratovolcanes y conos de escoria.

El Sector Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana

Demant (1978) y Pasquaré *et al.* (1987) establecen que el límite oriental queda comprendido entre la zona de falla de Querétaro y el lineamiento N-S formado por la cadena de estratovolcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba (CP-PO), de esta forma el vulcanismo alcalino presente en la planicie costera lo asocian a la Provincia Alcalina que se extiende desde la Sierra de San Carlos Tamaulipas hasta el Campo Volcánico de Los Tuxtlas, al sur de Veracruz (Robin, *et al.*, 1978; Cantagrel y Robin, 1979), cuyo origen se encuentra relacionado con un sistema de fallas orientadas NW-SE en la costa del Golfo de México.

Sin embargo, estudios realizados en las regiones de Palma Sola, Xalapa y el Campo Volcánico de los Tuxtlas considerados como parte de la provincia alcalina, muestran rasgos geoquímicos y tectónicos característicos de zonas de subducción, lo que sugiere que el magmatismo se asocia al origen de la FVTM, por lo que su límite oriental puede extenderse hasta las costas del Golfo de México (Negendank *et al.*, 1985; López I., 1991; Nelson y González, 1992; Nelson *et al.*, 1995; Siebert *et al.*, 2002 y González-Mercado, 2005).

El sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, se distingue por presentar un vulcanismo de carácter bimodal: calci-alcalino y alcalino; mientras que sus patrones de fracturamiento no están bien establecidos, ya que se encuentran cubiertos por vulcanismo reciente o porque no existe un estilo de deformación definido.

Uno de los accidentes fisiográficos más espectaculares del oriente de la FTVM lo constituye una cordillera volcánica orientada NNE-SSW. De norte a sur, esta gran elevación topográfica está conformada por los estratovolcanes Cofre de Perote, La Gloria y Las Cumbres. Les sigue el volcán activo Pico de Orizaba o Citlaltépetl, el cual es el de mayor elevación de México y el volcán más alto de Norte América. Finalmente en el extremo sur de esta cordillera se ubica el volcán extinto Sierra Negra. Esta cordillera

constituye el parteaguas entre la zona del Altiplano Mexicano y la Planicie Costera del Golfo de México (Figura 2.2).

La ciudad de Xalapa se ubica en el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana cuyo origen se remonta hacia finales del Terciario y principios del Cuaternario y sus manifestaciones volcánicas aún continúan activas.

2.2.1 Estratigrafía

Cretácico

Las rocas de esta unidad son las más antiguas dentro del área a la que pertenece Xalapa y sus exposiciones se restringen a los afloramientos de la Sierra de Chavarrillo en el sureste de esta ciudad. Estos afloramientos están constituidos por calizas de color beige y dispuestas en estratos masivos con fracturas recrystalizadas y corresponden a la Formación de Orizaba de edad Albiano-Cenomaniano (Consejo de Recursos Minerales . Coremi-, 2000), formada en ambientes de plataforma interna.

El basamento sobre el cual se han depositado las rocas volcánicas de la región oriental de la FTVM está constituido por calizas y lutitas del Cretácico, las cuales se encuentran intensamente plegadas y falladas como resultado de la deformación laramídica (INEGI, 2000; Yañez y García, 1982). Estas rocas forman sierras cuyos ejes están orientados en dirección NW-SE y se caracterizan por tener una morfología muy abrupta con elevaciones que varían entre los 1000 y 3000 msnm. En su conjunto, las rocas del Mesozoico forman parte de la provincia geológica de la Sierra Madre Oriental y sus manifestaciones más notorias se observan en la región de Zongolica-Córdoba, al sur de Xalapa.

La secuencia calcárea cretácica fue cubierta en el Terciario por sedimentos calcáreos continentales representados por travertino, producto de la evaporación de lagos someros; por depósitos correspondientes a una avalancha proveniente del norte y por una ignimbrita de composición riolítica, cuya fuente de emisión se desconoce, sin embargo,

puede considerarse como parte de las primeras manifestaciones de la actividad de la FVTM en este sector.

Durante el Terciario y el Cuaternario, en la región oriental de la FVTM predominó un vulcanismo extrusivo. En este tiempo se desarrollaron grandes estructuras como la caldera de Los Humeros cuyos depósitos se distribuyen en una amplia zona que abarca los estados de Puebla y Veracruz. Este centro eruptivo aún conserva una gran cantidad de calor que se manifiesta en forma de energía geotérmica, la cual es aprovechada a través de la perforación de pozos por parte de la Comisión Federal de Electricidad.

Para el Pleistoceno-Cuaternario, la actividad volcánica está dada por la presencia de numerosos volcanes monogenéticos, ya sea conos de escoria o de lava, distribuidos en la región de Xalapa; tales volcanes produjeron extensos derrames de lava de carácter calci-alcalino, que fluyeron en la dirección sureste influenciados por la pendiente regional de la Planicie Costera hacia el Golfo de México.

En la parte final del Cuaternario ocurrieron eventos laháricos que produjeron depósitos de materiales volcanoclásticos, provenientes de la cadena Cofre de Perote-Pico de Orizaba.

Las manifestaciones volcánicas más recientes de la región están constituidas por conos de escoria, domos riolíticos y cráteres de explosión, los dos últimos se encuentran en la región del altiplano conocida como cuenca lacustre de Serdán-Oriental, la cual se extiende al sur de Perote. Entre las estructuras más importantes de este tipo se encuentran el Cerro Pizarro, Alchichica, Cerro Pinto y Las Derrumbadas.

El basamento de la región de Xalapa está constituido por rocas calcáreas de edad Cretácica correspondientes a la Sierra Madre Oriental; sobreyacen a estas rocas, secuencias volcánicas, siendo la más importante y de mayor extensión, un flujo piroclástico de composición riolítica que se ha denominado Ignimbrita Las Víboras de edad Plioceno.

Mapa geológico de la zona afectada por el sismo del 3 de enero de 1920

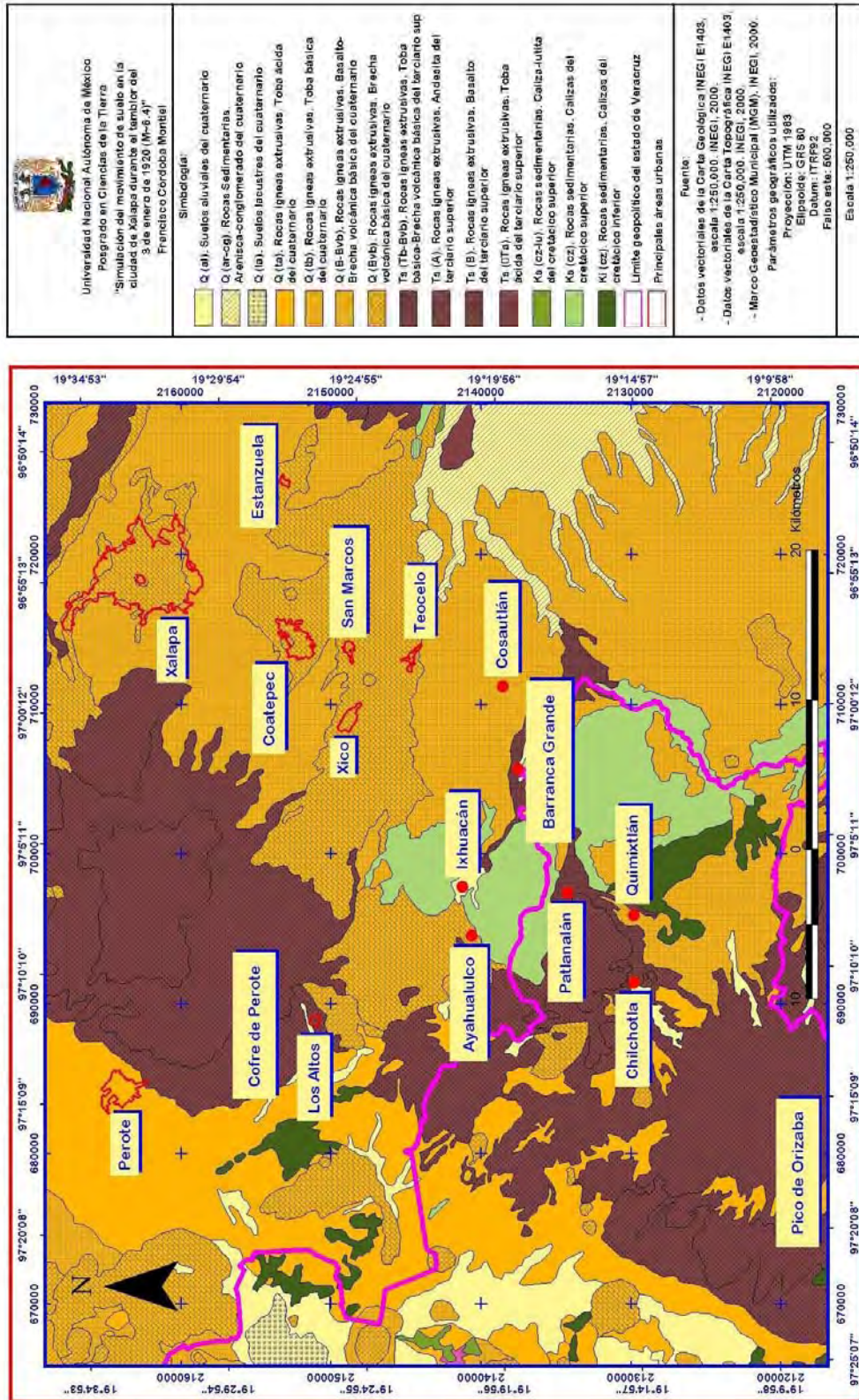


Figura 2.2. Mapa Geológico de la zona que fue afectada significativamente por el sismo del 3 de enero de 1920 donde se muestra la ubicación de los rasgos fisiográficos más importantes del sector oriental de la FTVM (volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote).

Finalmente la región ha estado sometida a intensos procesos de tipo erosivo y de transporte que han modelado el relieve y producido depósitos de tipo epiclástico y aluviales que rellenan los valles y planicies.

2.2.2 Marco Tectónico

Dentro de un contexto regional, el área donde se encuentra inmersa la ciudad de Xalapa está enmarcada en una zona donde los elementos tectónicos presentes corresponden a la Sierra de Zongolica, la Planicie Costera y la Faja Volcánica Transmexicana (Prost y Aranda, 2001; Amoco-Pemex-IMP, 1995; Gymsa, 1987). En la Tabla 2.1 se resume brevemente la historia evolutiva de la zona de interés.

Tabla 2.1
Evolución geológica de la región de Xalapa

Periodo	Descripción
Cretácico Tardío	Inicia la Orogenia Laramide como producto de la subducción de la Placa Farallón a lo largo de la costa pacífica de México, en un movimiento de Este a Oeste. Como producto de este evento, los sedimentos de la cuenca de Zongolica fueron plegados y cabalgados sobre la plataforma de Córdoba, dando origen a Sierra de Zongolica.
Paleoceno-Eoceno Inferior	Se inicia la sedimentación de la Sierra de Zongolica, conformando grandes espesores de sedimentos que cubrieron el límite de cabalgamiento mencionado.
Eoceno-Mioceno Medio	La subsidencia de la cuenca de Veracruz promueve el depósito de una pila de sedimentos que fueron deformados durante una etapa de movimientos de tipo transpresivo, manifestándose a lo largo de dos corrimientos laterales izquierdos: Falla Novillero-Las Víboras y Falla Los Tuxtles-Anegada.
Mioceno Medio-Reciente	El vector de movimiento de las placas de Cocos y de Nazca cambia hacia el noreste, por lo que la historia tectónica de la región manifiesta eventos de deformación que involucran acortamientos en dirección NNE-SSW, movimientos que son consistentes con un sistema de fracturas y fallas laterales con componentes normales orientadas al NNE, asociadas con fallas de movimiento lateral izquierdo observadas en la parte Central de la Sierra de Zongolica.

Como fue apuntado por otros autores (Negendak *et al.*, 1985; Pasquaré *et al.*, 1987), el elemento tectónico de la FMTV en su sector oriental se caracteriza por presentar escasos rasgos estructurales; no obstante, sobresale el lineamiento NE-SW, formado por la cadena de volcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba, mismo que ha sido interpretado tentativamente como una falla de basamento, actuando a veces como falla lateral y otras como normal (Gymza, 1987).

De esta manera, los materiales volcánicos se encuentran cubriendo a la secuencia mesozoica, la cual ha sido afectada por eventos tectónicos, que condujeron al desarrollo de dos principales estilos estructurales: cabalgamiento y transpresión con extensión asociada, los cuales juegan un rol importante en la presencia del vulcanismo en esta región.

2.2.3 Vulcanismo monogenético

Dentro del contexto tectónico en el sector oriental de la FVTM, se reporta la presencia de al menos dos sistemas de fallas, uno N-S y otro NE-SW, los cuales están relacionados con la cadena de estratovolcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba (Pasquaré *et al.*, 1987). Negendak *et al.* (1985), con base en el análisis de lineamientos sobre imágenes de satélite, determinaron 5 direcciones principales: N80°W, N20°W, N55°E, N25°E y N70°E, con rasgos de longitud entre 80 y 100 km, mencionando que los conos monogenéticos se localizan paralelos a la dirección N25°E.

En una tesis realizada previamente, González Mercado (2005) definió el campo Volcánico de Xalapa (CVX), el cual está conformado por 20 aparatos volcánicos que se distribuyen en un área de 905 km² (la Figura 2.3 muestra su ubicación). El vulcanismo monogenético es muy abundante en los alrededores de Xalapa y entre los aparatos de este tipo más importantes puede mencionarse al cerro de Macuiltépetl, los volcanes de La Joya, El Volcancillo y los cerros de Xico y Las Culebras en Coatepec.

Los lineamientos que unen volcanes son de suma importancia si se considera la presencia de vulcanismo se encuentra relacionada con eventos tectónicos a escala local, por lo que la distribución de aparatos volcánicos puede relacionarse a la presencia de fallas o fracturas de la corteza.

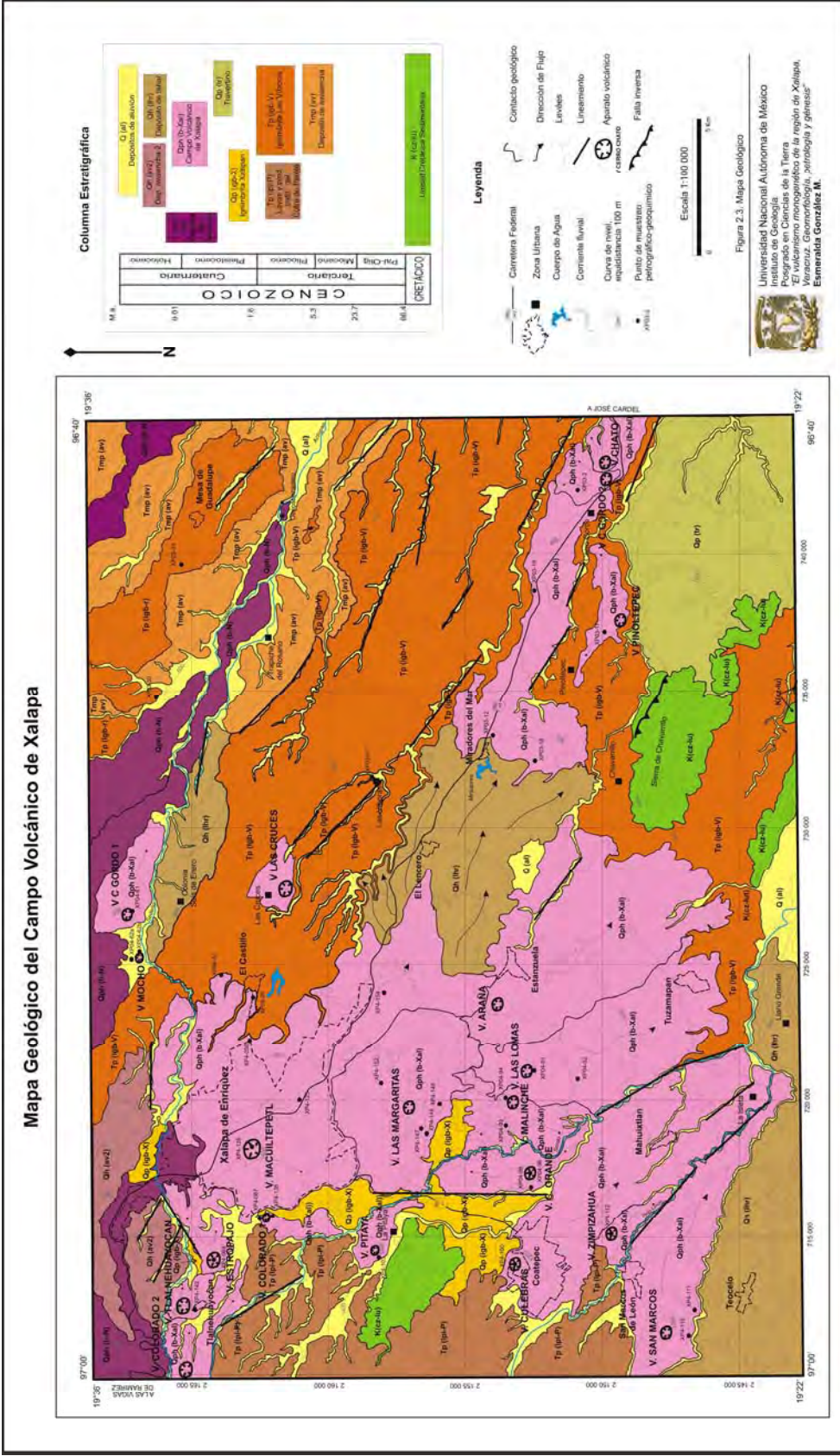


Figura 2.3. Mapa Geológico del Campo Volcánico de Xalapa que ilustra la influencia de algunos sus elementos sobre la Geología Superficial de Xalapa. Las líneas segmentadas muestran el área urbana de Xalapa. Fuente: González Mercado (2005).

Nakamura (1977), considera que el ascenso de magmas en volcanes monogenéticos se lleva a cabo a través de fisuras o diques, por lo que la distribución de volcanes se dará en forma paralela a la dirección del máximo esfuerzo compresional (σ_1), pudiendo ser considerado como el esfuerzo tectónico regional.

A partir de lo anterior y de acuerdo con Nakamura (1977), en el CVX, σ_3 se orienta en dirección NW, mientras que el rumbo N60°E representa el máximo esfuerzo principal (σ_1). La dirección principal encontrada coincide con las direcciones de máxima compresión regional debida a los esfuerzo laramídicos y a la dirección de fallas y fracturas asociadas a este evento de deformación, por lo que la disposición de volcanes en el CVX tiene relación directa con las estructuras presentes en la cobertura mesozoica que la subyace.

2.3 Geología Local

La ciudad de Xalapa tiene una topología muy irregular, la cual es producto de un predominio de rocas y materiales derivados de centros volcánicos pequeños conocidos como conos de escoria y lava. De los 20 centros eruptivos que constituyen el CVX, cuando menos cuatro se localizan dentro de lo que actualmente es la zona urbana de Xalapa, los cuales son: el cerro de Macuiltepetl, el cerro Colorado, el cerro Estropajo y el cerro Las Margaritas. Estos volcanes, que han producido derrames de lava y depósitos piroclásticos que se distribuyen por diferentes zonas de la ciudad, le imprimen un sello muy particular a su topografía y determinan las características geotécnicas de los suelos y materiales sobre los cuales se asienta la ciudad. También existen otros depósitos producidos por procesos distintos y que contribuyen a formar la geología urbana de Xalapa.

Las distintas rocas y materiales en unidades se han agrupado con nombres que responden ya sea a su centro emisor o al proceso por el cual fueron emplazadas. Estos grupos se muestran en el mapa geológico del área de estudio que se presenta en la Figura 2.4. En total se identifican 9 unidades (Hernández, 2007 y Rodríguez, S.R., comunicación personal) las cuales se describen a continuación de la más antigua a la más reciente.

2.3.1 Unidades litológicas en Xalapa

Calizas. Estas rocas se encuentran distribuidas al sur poniente del área, entre la zona urbana de Xalapa y Coatepec. Se trata de rocas carbonatadas masivas formadas durante el Cretácico, las cuales constituyen el basamento pre-volcánico del área. Su expresión morfológica está caracterizada por cerros abruptos con pendientes pronunciadas. En términos generales estas rocas se encuentran muy fracturadas y falladas. Actualmente se explotan como bancos de material para la construcción. Se les consideran rocas duras y resistentes a los esfuerzos cortantes y compresivos; sin embargo, debido a los procesos de disolución química tienden a formar cavernas y túneles.

Ignimbritas y lahares. Esta unidad se encuentra principalmente en el cuadrante noreste del área de estudio, aunque algunos afloramientos no representables a la escala del mapa geológico pueden observarse dentro del área urbana como por ejemplo la zona de Xalapa 2000.

Su distribución es muy amplia en la región y conforma un basamento volcánico previo a la actividad de los grandes estratovolcanes como el Cofre de Perote, así como del vulcanismo monogenético. González-Mercado (2005) la definió como **Ignimbrita Las Víboras**, la cual consiste en una secuencia de flujos piroclásticos de composición riolítica. Contienen fragmentos de pómez y líticos en una matriz arenosa de regular a bien consolidada y su centro de emisión es aún desconocido.

Los sitios en donde se encuentra expuesta esta unidad se ubican principalmente al norte del área y constituyen el escarpe que limita la zona urbana de Xalapa, principalmente entre las comunidades de El Castillo, El Tronconal y Chiltoyac. Esta roca es utilizada como cartera para fines constructivos y puede verse en los muros y fachadas de varias edificaciones de Xalapa, tales como el museo de Antropología y los palacios de Gobierno y Legislativo.

Presenta un fracturamiento muy pronunciado y es relativamente resistente a los esfuerzos compresivos y en menor medida a los esfuerzos cortantes.

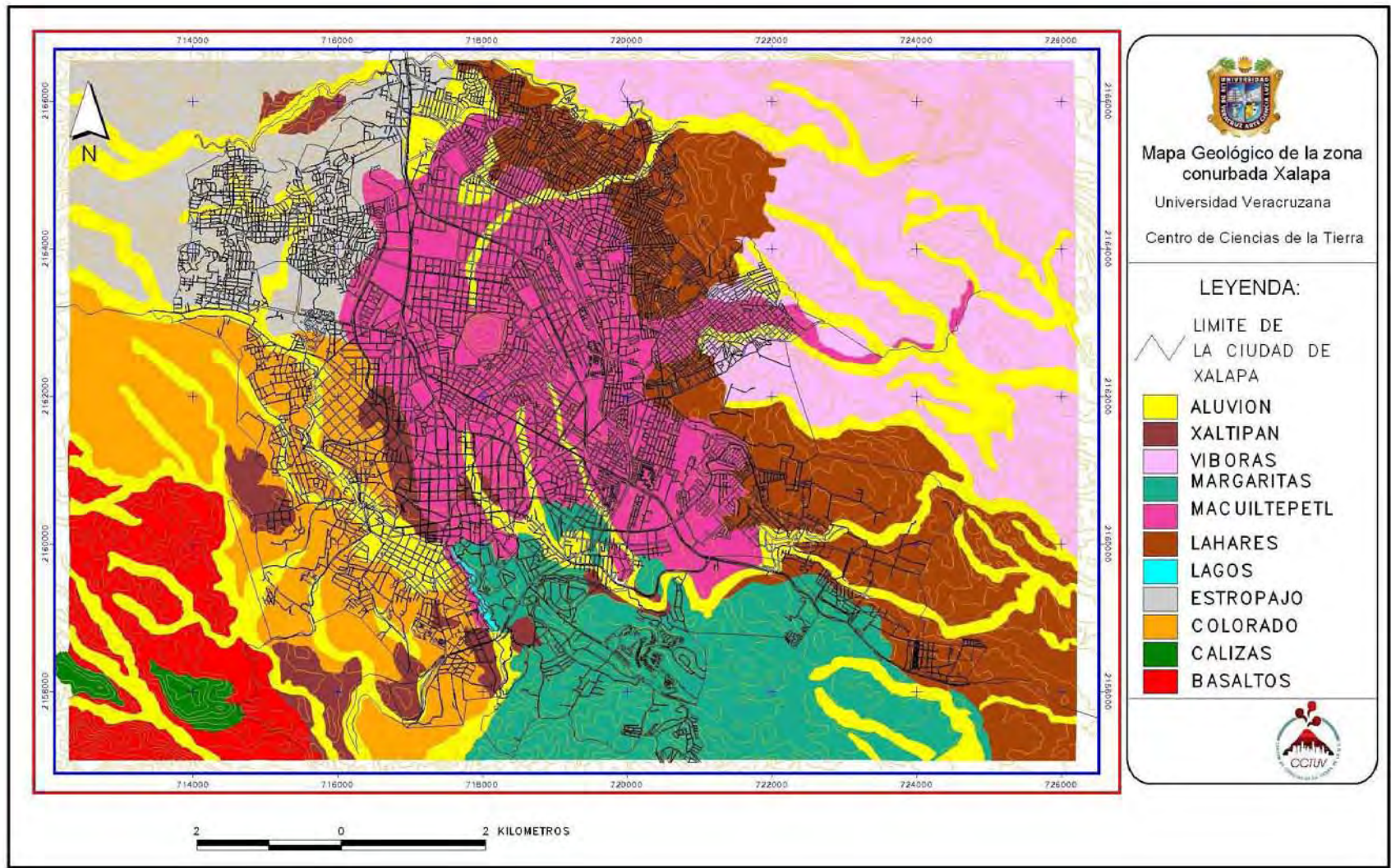


Figura 2.4. Mapa Geológico preliminar de la ciudad de Xalapa. Fuente: Hernández, 2007.

Ignimbrita Xáltipan. Esta unidad fue definida por Ferríz y Mahood (1984) y de acuerdo con estos autores fue producida por una gran erupción ocurrida hace aproximadamente 460 ka y que formó la caldera de los Los Humeros, localizada a unos 40 km en línea recta al noroeste de Xalapa. Su distribución dentro del área de estudio es muy irregular y constituye afloramientos aislados dentro del área urbana y suburbana (Av. Avila Camacho, Xalitic, Tecajetes, USBI, carretera Xalapa-Coatepec). Consiste de flujos piroclásticos masivos de composición riolítica que contienen fragmentos de pómez y líticos en una matriz arenosa no consolidada. Tiende a rellenar antiguos valles en forma de terrazas y en la actualidad es utilizada como material de construcción, principalmente arena. Los sitios donde es explotada son conocidos como arenales y han aportado gran parte del material constructivo para las edificaciones de Xalapa.

Es un material altamente permeable y por su carácter arenoso tiene una muy baja resistencia a los esfuerzos compresivos y cortantes.

Unidad Margaritas. Esta unidad fue producida por un volcán tipo escudo (González-Mercado, 2005), el cual es un edificio en forma alargada en dirección este-oeste que se ubica al sur del área de Xalapa. Consiste de lavas masivas cuya composición es andesítica-basáltica con apariencia fresca en algunos sitios y muy alterada en otros. Los flujos de lava están cubiertos por depósitos de lahar bien consolidados los cuales se encuentran distribuidos hacia el sureste del área. Los afloramientos más importantes de esta unidad se encuentran en cortes realizados artificialmente en calles que dan acceso a fraccionamientos y colonias localizadas hacia el sur y sureste de la ciudad (Arco Sur, fraccionamientos Las Fuentes, Lomas Verdes, Las Margaritas). Los depósitos piroclásticos y epiclásticos de Las Margaritas conforman las colinas y lomas que se distribuyen en la zona conocida como Lomas del estadio, así como las que configuran la morfología típica del sur de Xalapa hacia la salida a la población de Coatepec.

Los materiales emitidos por este centro eruptivo presentan una resistencia variable a los esfuerzos compresivos y cortantes, ya que se trata de lavas masivas que en algunos sitios se encuentran muy alteradas, lo que les produce una pérdida de consistencia.

Cerro Colorado. Bajo este nombre se agrupan los depósitos emitidos por un cono de escoria alargado en dirección noroeste-sureste ubicado al oeste de la ciudad. Los

depósitos del cerro Colorado están constituidos por derrames de lava basáltica muy alterada que se distribuyen principalmente en el cuadrante inferior del mapa geológico. Sus depósitos se encuentran principalmente sobre las colonias Cerro Colorado y parte de Coapexpan y el Haya, configurando una topología de lomeríos suaves.

En sitios próximos a la fuente de emisión, estos depósitos están constituidos por derrames de lava en bloques con un alto grado de intemperismo y exfoliación concéntrica. En sitios más distantes a la fuente de emisión (3 a 4 km) las lavas están muy alteradas y se encuentran cubiertas por material regolítico de color rojizo de aproximadamente 3 m de espesor. Este material es muy inestable en zonas con pendientes pronunciadas y es común la ocurrencia de deslizamientos de tierra sobre todo en época de lluvias. Sobre las laderas del Cerro Colorado se han asentado una gran cantidad de viviendas por lo general de autoconstrucción, que debido a las condiciones de inestabilidad del material se consideran zonas de peligro.

El Estropajo. Este volcán es un cono de escoria con formas redondeadas y ausencia de un cráter en su cima. Se localiza al occidente del área de estudio y sus depósitos se encuentran distribuidos al noroeste del mapa geológico (Figura 2.4). En sitios cercanos a la fuente de emisión, los depósitos están constituidos por derrames de lava de composición basáltica muy alterada de color gris a gris oscuro. En sitios más alejados, estos derrames de lava están cubiertos por flujos piroclásticos y material regolítico que constituyen lomas con pendientes pronunciadas. Los depósitos de El Estropajo se distribuyen en colonias del noroeste como la Veracruz, parte de las Lomas del Seminario y se extienden parcialmente sobre los municipios colindantes de San Andrés Tlalnehuayocan y Banderilla.

En términos generales el material tiende a ser inestable, sobre todo en las pendientes pronunciadas y debido a que gran cantidad de viviendas se han asentado sobre estas laderas, se considera una zona de alto riesgo.

Cerro Macuiltépetl. Este cono de escoria tiene tres cráteres en su cima los cuáles están alineados en un a dirección NE-SW. Se localiza en la parte central del área urbana de Xalapa y constituye uno de los rasgos topográficos más dominantes de esta ciudad. Los derrames de lava emitidos por este volcán son de composición andesítica-basáltica y se

distribuyen en forma radial. Uno de los flujos de lava alcanzó una distancia mayor a partir de la fuente en dirección sureste (pendiente abajo), pudiéndose observar afloramientos a lo largo de la avenida Lázaro Cárdenas en sitios como la central camionera, panteón de Palo Verde, Secretaría de Comunicaciones y ya fuera del área urbana, en la Central de Abastos y zonas próximas a la población del Lencero. En sitios próximos al centro de emisión los depósitos de lava son masivos y tienden a formar túneles o tubos de lava, uno de los más conocidos es el que se conoce como "Cueva de la Orquídea". En lugares más alejados, el depósito cambia a lava en bloques. Hacia las partes más bajas en dirección sureste, los derrames de lava están cubiertos por depósitos de lahar bien consolidados cuyos espesores varían entre 1 y 3 m. Esto puede observarse especialmente en sitios próximos a la Central de Abastos.

Las lavas del cerro Macuiltépetl son explotadas de manera intensiva en varios sitios dentro de Xalapa y son usadas en la industria de la construcción para cimentación y mampostería. Esta unidad es resistente a los esfuerzos de compresión y cortantes; sin embargo, es necesario tomar precauciones en sitios donde existen cavernas o túneles, lo cual puede causar asentamientos.

Lavas La Pitaya. En el cuadrante suroeste del mapa geológico se observa un derrame de lava que se agrupa bajo el nombre de lavas La Pitaya. Esta unidad consiste de rocas basálticas y en bloques cuya fuente de emisión pueden ser algunos de los volcanes monogenéticos ubicados en los flancos orientales del Cofre de Perote y que no se determinan por encontrarse fuera del área de estudio.

Depósitos aluviales. Están constituidos por material removido de las unidades antes descritas y rellenan los valles y zonas bajas. Su distribución es irregular y tienden a acumularse a lo largo de los cauces naturales que atraviesan la ciudad. Por lo general tienen baja resistencia a los esfuerzos compresivos y cortantes y coinciden con zonas de inundación.

CAPÍTULO III

INSTRUMENTACIÓN SÍSMICA Y EFECTO DE SITIO

3.1 Planteamiento del problema

El centro de Veracruz (donde se localiza entre otras ciudades importantes, Xalapa, capital del estado) es una zona de baja sismicidad según la regionalización sísmica de la República Mexicana (Esteva, 1963). Sin embargo, en el pasado han ocurrido sismos que por la aparente cercanía de sus epicentros y/o la intensidad que han manifestado, produjeron daños importantes en este lugar. El evento más significativo en tiempos recientes es el sismo del 3 de enero de 1920, mismo que es motivo del presente trabajo.

El problema que plantea el estudio de este temblor es que se conjugan la falta o escasa información a través de registros instrumentales con la baja sismicidad de la zona, lo que imposibilita la disponibilidad de datos que permitan determinar una serie de parámetros que rigen la física de los temblores, particularmente de los que ocurren en las cercanías de esta región.

Para casos como este, la sismología proporciona métodos alternativos que recrean escenarios que determinan cuantitativamente los valores pico de velocidad y aceleración relacionados con el movimiento del terreno que se experimenta en un sitio ante la ocurrencia de eventos sísmicos. Este tipo de ejercicios requiere de la especificación de parámetros relacionados con la fuente sísmica, el medio de propagación y el efecto de sitio local.

De suma importancia en este tipo de estimaciones resulta la caracterización del efecto de sitio que imprime la geología local al movimiento del suelo. Este efecto es uno de los factores más importantes relacionado con los daños que se producen en un lugar específico a causa de los temblores y cuando se le conoce, hace factible obtener estimaciones realistas del movimiento del terreno ante un sismo de magnitud postulada. Una ventaja añadida con la determinación del efecto de sitio es que permite realizar predicciones para eventos con diferentes magnitudes y distancias hipocentrales, tomando

en cuenta que algunas pruebas demuestran que es razonablemente independiente de los parámetros de los temblores (e.g., Lozano *et al.*, 2009).

Por los motivos expuestos, el primer requisito para realizar la simulación del movimiento del suelo durante el sismo del 3 de enero de 1920 en Xalapa es la determinación del efecto de sitio en puntos representativos de la geología de esta ciudad, particularmente en la zona donde se experimentaron los mayores daños en aquel entonces y haciéndolo extensivo a otros que son de interés por el crecimiento de esta ciudad. El ejercicio que se muestra a continuación utiliza las técnicas más comunes para tal fin y su objetivo es determinar la función de transferencia con respecto a un sitio duro de referencia de cada uno de los sitios y evaluar los resultados con las técnicas alternativas. Al final de este capítulo se presentan los resultados y conclusiones derivadas de esta comparación.

3.2 Aspectos de Instrumentación

Para la determinación del efecto de sitio en Xalapa se instaló temporalmente un arreglo de nueve estaciones sísmicas de banda ancha en las inmediaciones de esta ciudad y una más en terreno duro para llevar a cabo la técnica de cocientes espectrales estándar. Ante la diversidad de condiciones geológicas presentes en la ciudad y la ausencia de un sitio duro dentro de la mancha urbana, se buscó un lugar en los alrededores de la zona en estudio que cumpliera con este requisito. A continuación se describen los aspectos generales relacionados con la estación de referencia y los instrumentos utilizados para la obtención del efecto de sitio.

3.2.1 Estación de referencia

Selección del sitio

Las actividades de campo relacionadas con la selección del sitio adecuado para la estación de referencia se centraron en dos afloramientos de calizas cuyo origen se remonta al Cretácico Superior. Estas rocas son las más antiguas dentro del área y sus exposiciones se restringen a la Sierra de Chavarrillo localizada en el sureste de Xalapa y las

cercanas al poblado de Jalcomulco. En la Sierra de Chavarrillo se encontraron algunos puntos con características geológicas adecuadas; sin embargo, las condiciones de seguridad para los instrumentos eran deficientes y además, la relativa proximidad de las vías férreas generó incertidumbre en cuanto a la integridad de los datos que se pudiesen registrar.

El segundo punto considerado corresponde a un afloramiento de rocas calizas que también forma parte del basamento de la región y que se ubica en las cercanías del poblado de Jalcomulco. En este punto, se conjugaron las condiciones requeridas: un sitio en terreno duro y la seguridad necesaria para la instalación temporal de la estación que sirvió de referencia para este estudio. En la Figura 3.1 se muestra un panorama general de este macizo de calizas y algunos detalles relacionados con la instalación de la estación sísmológica en este sitio de referencia.

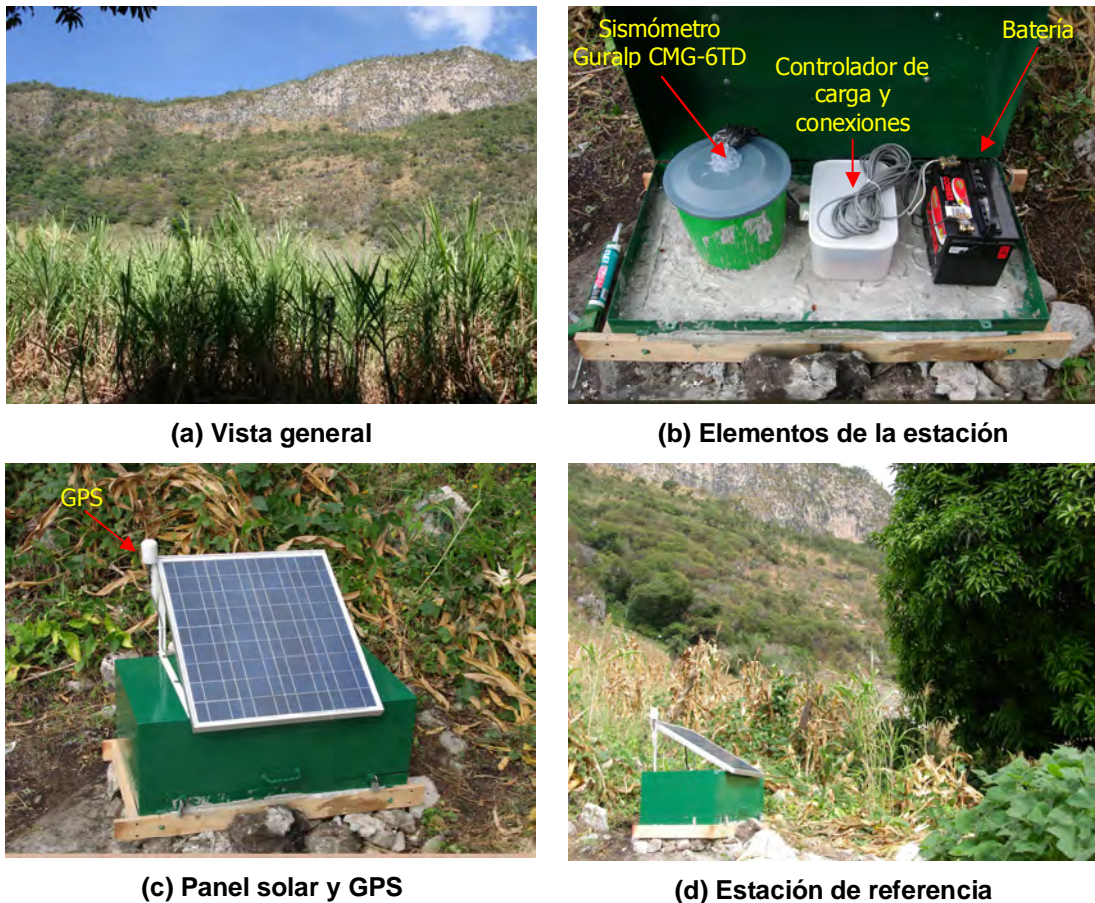


Figura 3.1. Panorama general del bloque de calizas en las cercanías de Jalcomulco.

En la Figura 3.2 se muestra un perfil esquemático del sitio donde se localiza el bloque de calizas ubicado en las proximidades de Jalcomulco y que albergó a la estación de referencia. Para esta estación se utilizó un sismógrafo de banda ancha Guralp CMG-6TD perteneciente al Centro de Ciencias de la Tierra de la Universidad Veracruzana.

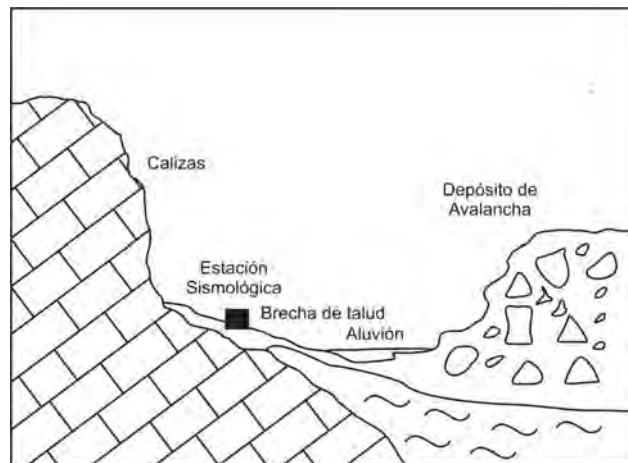


Figura 3.2. Sección esquemática del sitio donde se ubicó la estación de referencia.

Determinación del efecto de sitio

En la Figura 3.3 se grafican los promedios de los cocientes espectrales H/V en cada componente horizontal para una serie de eventos registrados en esta estación a partir del 27 de noviembre de 2007 y que permitieron obtener una evaluación preliminar del efecto de sitio en este lugar.

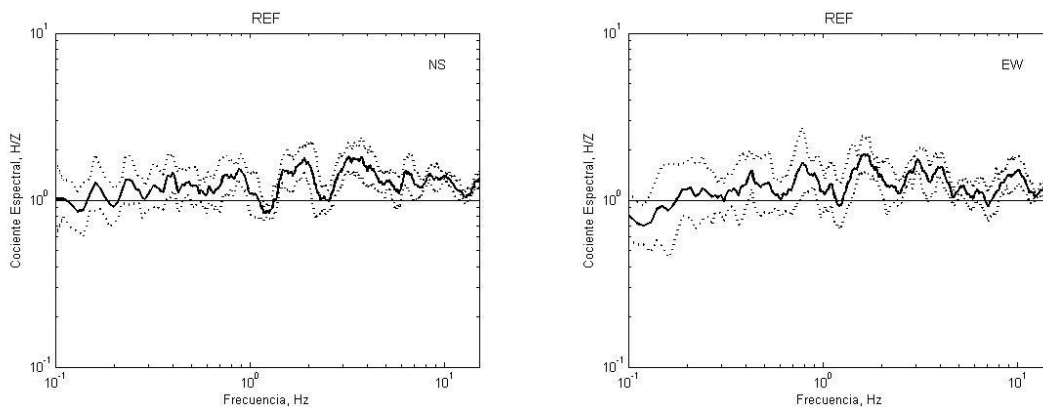


Figura 3.3. Cocientes espectrales Horizontal a Vertical como función de la frecuencia. Se muestran las curvas correspondientes a la media y a ± 1 desviación estándar.

3.2.2 Ubicación de las estaciones sísmicas

La Figura 3.4 presenta la distribución de las estaciones instaladas en Xalapa, la y los puntos donde por un lado, las Comisiones del Instituto Geológico de México ubican el epicentro del sismo del 3 de enero de 1920 y el propuesto por Figueroa (1970) obtenido a partir de datos instrumentales.

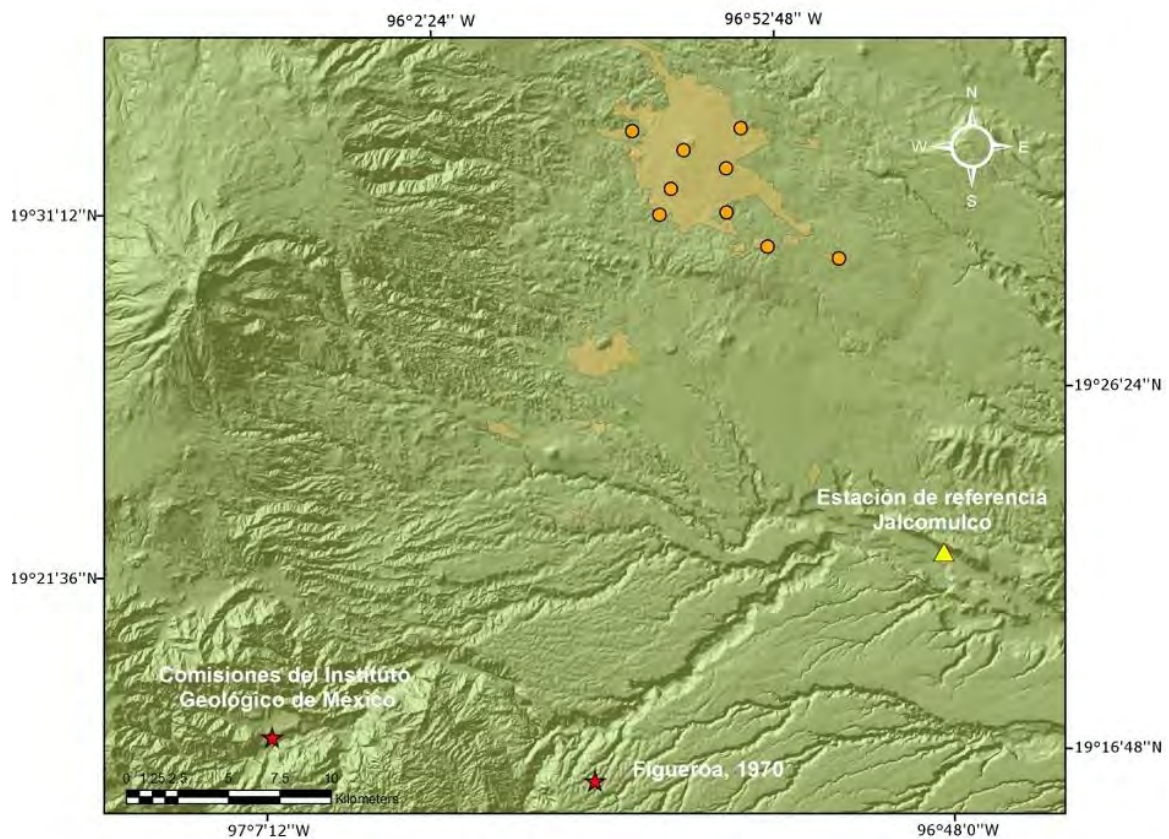


Figura 3.4. Mapa que muestra la ubicación de estaciones sísmológicas en el área de estudio (círculos), la estación de referencia (triángulo) y localización del epicentro según dos fuentes diferentes (estrellas).

La instalación del arreglo de nueve estaciones de banda ancha en Xalapa se realizó en tres etapas posteriores a los trabajos de instalación de la estación en terreno duro. La primera comprendió la instalación de dos estaciones Guralp CMG-6TD pertenecientes al Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica de la UNAM y que permanecieron instaladas a lo largo de la duración total del experimento (~ 9 meses).

El siguiente grupo lo conformaron tres estaciones de banda ancha del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), que consistieron en registradores REFTEK-72A 07 con sensores Guralp CMG-40T y discos duros externos para el almacenamiento masivo de información.

En la última etapa se instalaron dos estaciones más de banda ancha Guralp CMG-6TD pertenecientes a la Secretaría de Protección Civil del estado de Veracruz y dos del Servicio Sismológico Nacional conformadas por registradores REFTEK-130 conectados a sensores de velocidad Guralp GCM-40T.

La Figura 3.5 muestra la ubicación de las nueve estaciones sísmicas instaladas en Xalapa y especifica el tipo de instrumento utilizado en cada uno de los sitios.

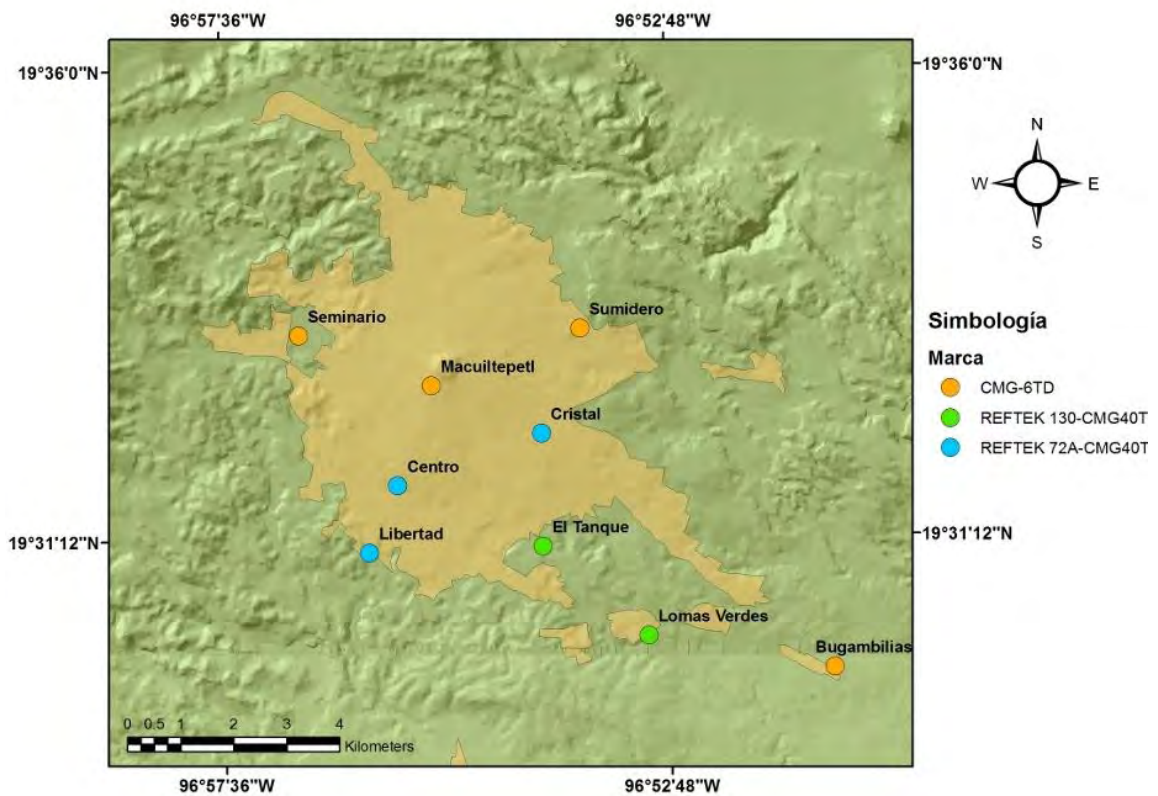


Figura 3.5. Mapa con la ubicación de las estaciones sísmicas en la ciudad de Xalapa y el tipo de instrumentación utilizada en cada sitio.

Los datos relacionados con la localización del arreglo de estaciones sísmicas utilizadas en este estudio y el tipo de instrumentación en cada caso se muestran a continuación en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1
Localización de las estaciones sísmicas para el presente estudio

Nombre de la estación	Clave	Ubicación		Instrumentación	Fecha de instalación
		Latitud	Longitud		
Sumidero	SUM	19.5545	96.8956	Guralp CMG-6TD a 100 muestras por segundo (Instituto de Geofísica).	02/10/2007
Macuiltepetl	MAC	19.5449	96.9225	Guralp CMG-6TD a 100 muestras por segundo (Instituto de Geofísica).	05/10/2007
Jalcomulco	REF	19.3641	96.8024	Guralp CMG-6TD a 100 muestras por segundo (CCTUV)	27/11/2007
Centro	CEN	19.5379	96.9287	Digitalizador REFTEK 72A con sensor Guralp CMG-40T (CENAPRED)	24/12/2007
Libertad	LIB	19.5166	96.9339	Digitalizador REFTEK 72A con sensor Guralp CMG-40T (CENAPRED)	24/12/2007
Cristal	CRI	19.5366	96.9028	Digitalizador REFTEK 72A con sensor Guralp CMG-40T (CENAPRED)	24/12/2007
Seminario	SEM	19.5536	96.9462	Guralp CMG-6TD a 100 muestras por segundo (Secretaría de Protección Civil de Veracruz)	07/03/2008
Bugambilias	BUG	19.4963	96.8505	Guralp CMG-6TD a 100 muestras por segundo (Secretaría de Protección Civil de Veracruz)	21/03/2008
Tanque	TAN	19.5174	96.9027	Digitalizador REFTEK 130 con sensor Guralp CMG-40T Servicio Sismológico Nacional	08/04/2008
Lomas Verdes	LOM	19.5020	96.8839	Digitalizador REFTEK 130 con sensor Guralp CMG-40T Servicio Sismológico Nacional	10/04/2008

3.2.3 Operación del arreglo de estaciones de banda ancha

Las estaciones sismológicas del arreglo temporal de Xalapa funcionaron de manera similar bajo las siguientes condiciones:

- Modo de operación continuo.
- Adquisición de datos a una tasa de 100 muestras por segundo.
- Operación autónoma.

Las diferencias operativas entre los equipos sismológicos tuvieron que ver con el modo de almacenamiento de la información y la conversión de datos para su procesamiento y análisis posterior. A continuación se describen brevemente estos puntos de acuerdo con el tipo de instrumentación.

Estaciones Guralp CMG-6TD

El almacenamiento de información se realizó en su memoria interna de 2 GB configurada como estructura de anillo en modo de reuso, lo que significa que al agotarse el espacio de memoria disponible se sobrescriben los últimos datos sobre los primeros.

La información almacenada se descargó a un disco duro externo mediante una interfaz Fire Wire (IEEE 1394) y desde éste a una computadora por medio de una conexión USB. Los archivos obtenidos se guardaron en el formato propio de Guralp (GCF), para posteriormente ser convertidos a formato SAC y de ahí a ASCII para su procesamiento con el programa DEGTRA.

Estaciones REFTEK 72A Æ CMG-40T

El segundo grupo de estaciones de banda ancha consistió en la combinación de registradores REFTEK 72A de 24 bits de resolución conectados a sensores Guralp CMG-40T. El almacenamiento de información se realizó en discos duros SCSI de 512 MB y 1 GB. Cada estación tenía asignados dos de estos discos duros, los cuales eran reemplazados alternadamente uno por otro.

El proceso de descarga de datos generó archivos de formato propietario con extensión DAT, mismos que a través de las utilerías de IRIS se convirtieron a formato segy y de ahí a su equivalente en SAC. El último paso consistió en la conversión a archivos ASCII para su procesamiento posterior con el programa DEGTRA.

Estaciones REFTEK 130 Æ CMG-40T

En estas estaciones el modo de operación es idéntico al anterior, la diferencia más importante reside en que los registradores REFTEK 130 en comparación con su predecesor, almacenan la información en memorias del tipo Compact Flash y que la configuración y recuperación de datos se realizó por medio de una PALM con software de REFTEK. El proceso de conversión de datos y el formato final de los mismos es igual al caso anterior.

En la Tabla 3.2 se muestran las principales características de los sensores utilizados. Cabe mencionar que las constantes de generador ahí propuestas son valores nominales y que en cada caso según fue posible, se utilizaron los valores tomados de las hojas de calibración correspondientes.

Tabla 3.2
Sensores utilizados en este estudio

Sensor	C	Rango de frecuencia	Salida	Entrada	W	G	Wt	Dyn.
Guralp CMG-6T	3	0.03-100	10	12	0.8	1500	3	
Guralp CMG-40T	3	0.03-50	10	12	0.6	3200	7	145

Las abreviaturas corresponden a C: Número de componentes, Rango de frecuencia: Rango de frecuencia en el cual la respuesta es plana (Hz), Salida: Voltaje de salida máximo (0-p, V), Entrada: Suministro de energía (V), W: Potencia consumida (W), G: Constante de Generador (V/ms^{-1}), Wt: Peso del sensor (kg), Dyn: Rango dinámico (dB). Fuente: Havskov y Alguacil, 2004.

Por otro lado, es necesario hacer énfasis en que durante el proceso de conversión de datos se consideraron las especificaciones de los sensores utilizados y la resolución de los registradores con el fin de obtener las series de tiempo en unidades de velocidad equivalentes.

3.3 Registros obtenidos

El procedimiento para la selección de eventos para la determinación del efecto de sitio en los nueve puntos de Xalapa consistió en revisar cuáles eventos reportados por el Servicio Sismológico Nacional fueron registrados en la estación de referencia, considerando que se aplicaría la técnica de cocientes espectrales estándar además de los cocientes H/V para sismos y ruido. El segundo filtro para la selección de datos fue la revisión de los sismos que además de haberse registrado en la estación de referencia, también se hubieran detectado en las estaciones de Xalapa con buena calidad. El resultado de este proceso se desglosa en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3
Parámetros focales de los sismos utilizados para la determinación del efecto de sitio en nueve puntos de la ciudad de Xalapa. Fuente: Servicio Sismológico Nacional (<http://www.ssn.unam.mx>)

Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof. (km)	Mag.	Zona
26/06/2008	21:33:03	19.4	-95.91	22	4	32 km al NORESTE de VERACRUZ, VER
04/01/2008	08:27:57	17.01	-94.76	122	4.4	33 km al NORESTE de MATIAS ROMERO, OAX
12/04/2008	03:23:18	17.03	-100.84	20	4.5	31 km al SUROESTE de TECPAN, GRO
30/04/2008	05:47:10	15.24	-92.87	125	4.5	22 km al SUR de MAPASTEPEC, CHIS
04/05/2008	05:21:35	15.41	-96.75	10	4.5	48 km al SUROESTE de S PEDRO POCHUTLA, OAX
13/12/2007	11:08:54	17.26	-96.7	82	4.5	20 km al NORESTE de STA MARIA ATZOMPA, OAX
15/04/2008	02:31:43	18.31	-101.01	65	4.6	36 km al OESTE de CD ALTAMIRANO, GRO
28/04/2008	03:18:02	16.61	-100.39	7	4.6	54 km al SUROESTE de COYUCA DE BENITEZ, GRO
10/12/2007	19:28:52	15.74	-96.92	27	4.6	21 km al SURESTE de PUERTO ESCONDIDO, OAX
25/05/2008	00:45:12	15.29	-91.89	198	4.7	39 km al ESTE de MOTOZINTLA, CHIS
07/12/2007	00:00:01	16.5	-98.4	20	4.7	20 km al SUR de OMETEPEC
11/03/2008	22:51:52	15.23	-93.1	97	4.8	33 km al SUROESTE de MAPASTEPEC, CHIS
17/05/2008	15:04:08	16.18	-98.06	40	4.8	18 km al SUR de PINOTEPA NACIONAL, OAX
31/05/2008	03:05:30	16.32	-90.65	25	4.8	142 km al ESTE de LAS MARGARITAS, CHIS
05/06/2008	00:11:26	15.76	-93.74	99	4.8	36 km al SUR de TONALA, CHIS

Tabla 3.3 . Continuación

Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof. (km)	Mag.	Zona
05/06/2008	00:11:26	15.76	-93.74	99	4.8	36 km al SUR de TONALA, CHIS
21/06/2008	20:32:07	16.6	-94.29	112	4.9	59 km al NOROESTE de ARRIAGA, CHIS
06/01/2008	10:55:20	13.99	-92.03	20	5	77 km al sur de CIUDAD HIDALGO, CHIS
29/06/2008	04:42:19	13.8	-93.28	25	5.1	155 km al SUROESTE de CD HIDALGO, CHIS
16/04/2008	20:52:59	15.45	-93.52	95	5.4	42 km al SUROESTE de PIJIJAPAN, CHIS
29/04/2008	05:56:42	18.47	-101.19	60	5.4	36 km al SUROESTE de HUETAMO, MICH
27/04/2008	19:06:29	18.05	-100.01	52	5.6	38 km al SUROESTE de TELOLOAPAN, GRO
26/11/2007	15:56:16	18.5	-101.31	53	5.6	46 km al SUROESTE de HUETAMO, MICH
04/01/2008	19:56:45	13.83	-92.12	63	5.6	94 km al SUR de CIUDAD HIDALGO, CHIS
14/04/2008	22:03:06	13.27	-91.04	40	6.5	197 km al SURESTE de CD HIDALGO, CHIS
12/02/2008	06:50:18	16.19	-94.54	90	6.6	44 km al SURESTE de UNION HIDALGO, OAX

La localización de estos eventos se ilustra en el mapa de la Figura 3.6 donde también aparece la ubicación de la ciudad de Xalapa con respecto a los sismos utilizados en este trabajo.

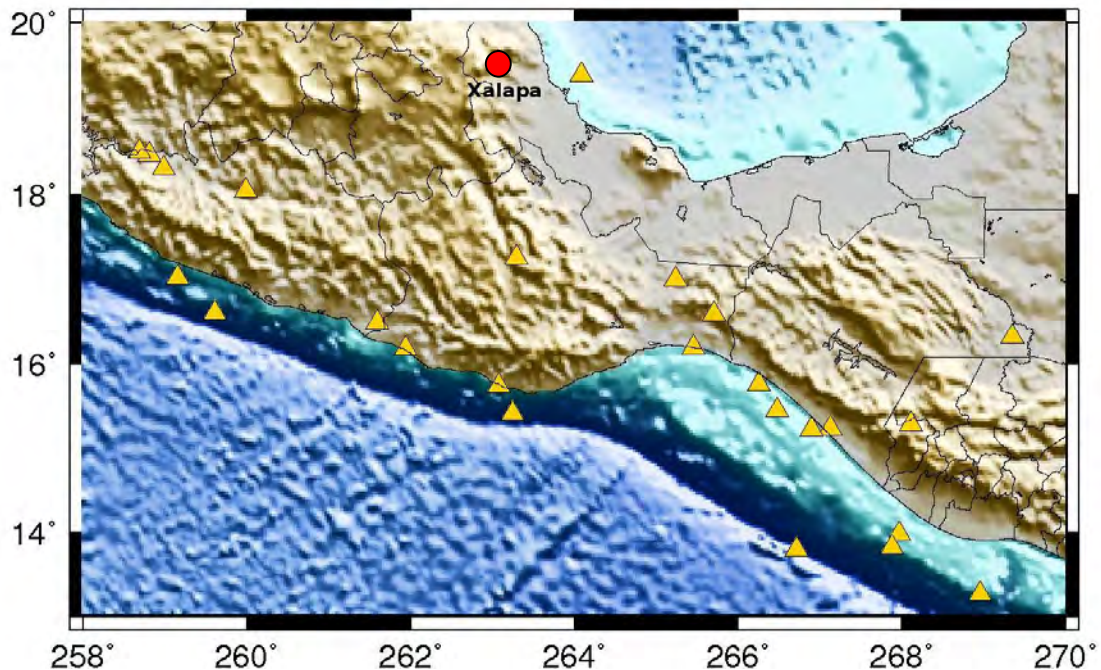


Figura 3.6. Mapa con la ubicación de los sismos utilizados para el estudio de Xalapa.

Sismo de Oaxaca del 12 de febrero de 2008 (M 6.6)

El día 12 de febrero de 2008 ocurrió a las 06:50:18 hora local un sismo con epicentro en las coordenadas geográficas 16.19 y -94.54, a 44 km al sureste de unión Hidalgo, Oaxaca. El evento ocurrió a una profundidad de 90 km, fue el más importante registrado en el arreglo temporal de estaciones en Xalapa y se percibió en toda la ciudad. En la Figura 3.7 se muestran las trazas de las seis estaciones instaladas en ese momento.

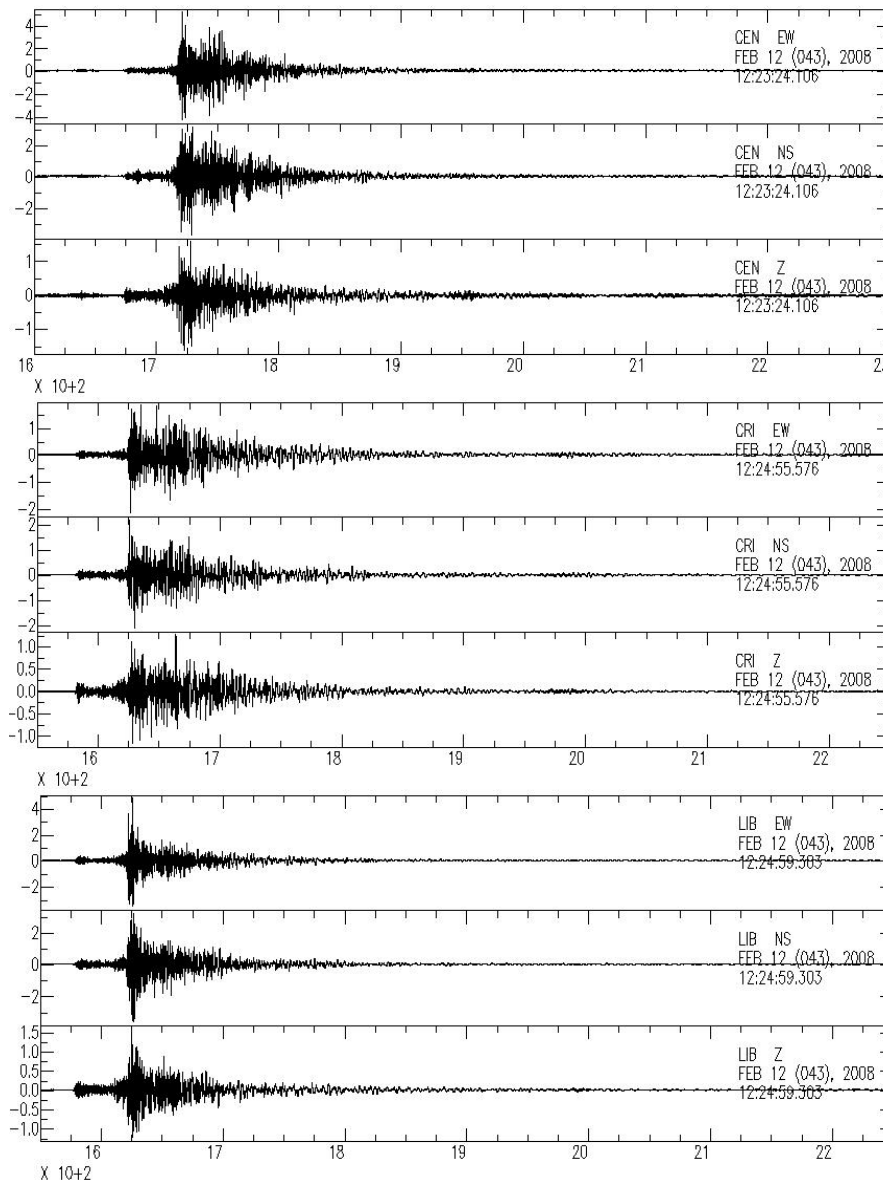


Figura 3.7. Series de tiempo (en segundos) registradas por el arreglo temporal de estaciones de banda ancha en Xalapa correspondientes al sismo de Oaxaca del 12 de febrero de 2008.

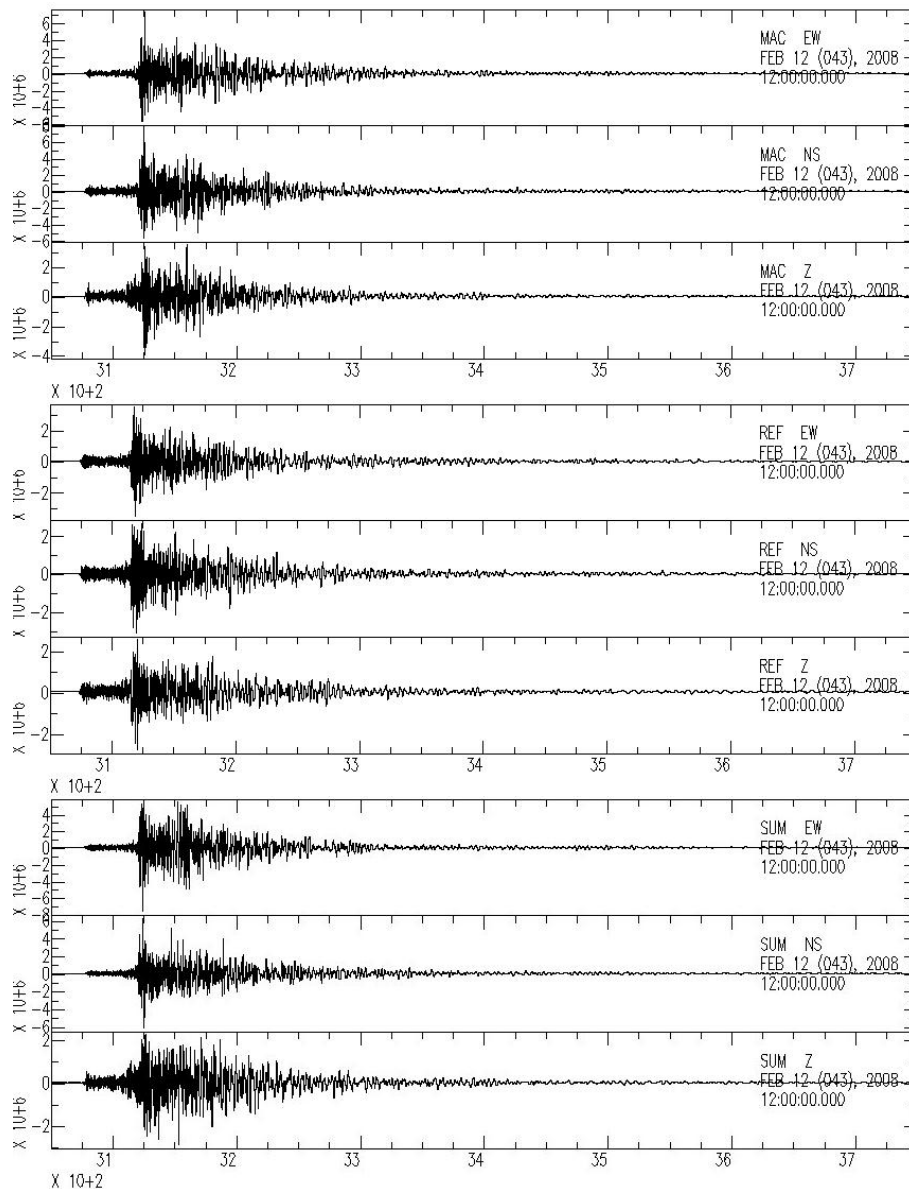


Figura 3.7 . *Continuación.*

3.4 Clasificación de las técnicas para el cálculo de los cocientes espectrales

La respuesta del sitio se determina generalmente por el método de cocientes espectrales dado que se considera que el espectro de amplitud del movimiento del suelo es el producto del efecto de la fuente sísmica, los efectos de propagación desde la fuente al sitio de registro, del instrumento y la respuesta del sitio.

Cocientes espectrales estándar (SSR, Spectral Standard Ratio)

La técnica más común para determinar el efecto de sitio es el método de cocientes espectrales estándar, SSR (Bordcherdt 1970). En este método, el espectro de amplitud registrado en un sitio se divide entre el de un sitio de referencia cercano. El resultado que se obtiene es que se conserva la respuesta característica del suelo mientras que los efectos de la fuente, trayectoria de viaje y del instrumento de registro se cancelan asumiendo que son los mismos para el sitio de referencia. El espectro de amplitud de la fuente es similar para dos sitios considerando que tienen aproximadamente el mismo azimuth con respecto a la fuente sísmica. Los efectos de la trayectoria de viaje son similares dado que la distancia del sitio de referencia a los sitios de interés es mínima comparada con la distancia a la fuente.

Este método requiere de un sitio de referencia (bedrock) con una respuesta de sitio despreciable, lo cual no siempre es posible.

Cocientes espectrales Horizontal a Vertical (HVSr)

Este método sólo requiere una estación para el registro de sismos y utiliza la componente vertical como referencia. Los efectos del instrumento y de la trayectoria de viaje son por lo tanto los mismos. Este método es una combinación de la técnica función de receptor usada por Langston (1979) para determinar la estructura de la corteza a partir de ondas P telesísmicas y la propuesta por Nakamura (1989) que consiste en utilizar ondas superficiales de Rayleigh de registros de ruido urbano (microtremores) para analizar el HVSr.

La respuesta del sitio puede determinarse con el método de función de receptor de Langston (1979) dado que las componentes horizontales contienen conversiones de ondas P a ondas S debidas a la geología local en el sitio. De manera similar, Nakamura (1989) definió la respuesta del sitio como el cociente del movimiento horizontal y vertical en la superficie de una capa de suelo, asumiendo que la componente vertical no es amplificada por las capas superficiales y que el procedimiento remueve el efecto de la onda de Rayleigh. El método se aplicó por vez primera para ondas S de sismos por Lermo y Chávez-García (1993).

Gutiérrez y Singh (1992) y Molnar y Cassidy (2006) mencionan que el SSR es generalmente el método de cociente espectral preferido si se dispone de registros en un sitio de roca (bedrock) a causa de que ha proporcionado resultados consistentes y frecuentemente se ha utilizado en estudios de respuesta de sitio (Frankel *et al.* 2002, Triantafyllidis *et al.* 1999, Bonilla *et al.* 1997, Lachet *et al.* 1996, Field y Jacob 1995), mientras que el método horizontal a vertical no ha presentado resultados consistentes (Triantafyllidis *et al.* 1999, Bonilla *et al.* 1997, Lachet y Bard 1994). Se considera que el método HVSR proporciona la frecuencia de amplificación fundamental con una amplificación que usualmente es más baja que la amplitud obtenida a través de SSR (Bard *et al.* 2004, Lachet *et al.* 1996, Field 1996, Field y Jacob 1995).

El cociente espectral horizontal-a-vertical determinado a partir de microtemblores ha mostrado un pico claro que está bien correlacionado con la frecuencia de resonancia fundamental en sitios de suelo suave (Bard *et al.* 2004, Horike *et al.* 2001, Lachet *et al.* 1996, Field 1996, Field y Jacob 1995, Lachet y Bard 1994, Lermo y Chávez-García 1994). La mayoría de los estudios han mostrado que la amplitud pico del cociente de microtemblor tiende a subestimar la amplitud pico de SSRs de sismos (Bard [1999] lista 14 estudios con esta conclusión). Solo unos cuantos estudios claman un acuerdo consistente entre la amplitud pico del cociente de microtemblor y la de SSRs (Mucciarelli *et al.* 2003, Horike *et al.* 2001, Lermo y Chávez-García 1994).

Cocientes espectrales de microtemblores

Los microtemblores (también llamados ruido sísmico, cultural, ambiental) son vibraciones de periodo corto que resultan de la interacción del viento, tráfico, construcciones, etc. El debate actual acerca de los microtemblores consiste en determinar qué tipos de onda lo componen. De unas cuantas investigaciones teóricas publicadas, se considera que el campo de onda del ruido está compuesto de una combinación de ondas S y ondas superficiales (Bard *et al.* 2004, Lermo y Chávez-García 1994, Lachet y Bard 1994, Field y Jacob 1993).

3.5 Determinación de las funciones de transferencia

El cálculo de las funciones de transferencia se realizó utilizando el programa DEGTRA desarrollado en el Instituto de Ingeniería de la UNAM y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). El ejercicio realizado en Xalapa consistió en la determinación de funciones de transferencia para cada una de las técnicas mencionadas previamente en los nueve sitios localizados en Xalapa. A continuación se describe la metodología utilizada en la determinación de los cocientes espectrales utilizando las tres técnicas descritas.

Cocientes Horizontal a Vertical de ruido

Para cada uno de los registros de los temblores utilizados en este estudio, se realizó una ventana de tiempo cuyo contenido incluyó solamente ruido sísmico y su duración se fijó a la del evento correspondiente. Esta ventana correspondió en todos los casos a un intervalo previo al registro del sismo. El proceso se repitió para cada uno de los eventos registrados por sitio. Posteriormente, para realizar el cálculo de los cocientes horizontal a vertical para las componentes norte-sur y este-oeste, se aplicó a las series de tiempo de ruido de los tres componentes del registro una corrección de línea base, suavizado (filtro de 1/6 de octava) y un taper de 5%, para proceder a continuación con el cálculo de sus espectros de Fourier. De manera individual se determinó el cociente espectral N/Z y E/Z en los nueve sitios localizados en Xalapa para cada uno de los eventos registrados en cada punto. Estos cocientes se promediaron obteniéndose las funciones de transferencia H/V para ruido.

Cocientes Horizontal a Vertical de Sismos

El segundo ejercicio para el estudio del efecto de sitio en la Xalapa se realizó aplicando la técnica de cocientes espectrales Horizontal a Vertical (H/V) en registros de sismos. El grupo de eventos utilizados corresponde a los 25 que fueron seleccionados previamente de acuerdo con el criterio descrito previamente.

El procedimiento consistió en la elaboración de ventanas de las series de tiempo que incluyeron principalmente la fase intensa de las ondas S de cada sismo en las tres

componentes de los registros disponibles por estación. A todos los eventos se les realizó una corrección de línea base y se les aplicó un suavizado (filtro de 1/6 de octava) y un taper de 5%. Después se calcularon los espectros de Fourier por componente y se obtuvieron las funciones de transferencia para cada registro por sitio dividiendo el espectro de Fourier de las componentes horizontales entre el mismo del componente vertical (N/Z y E/Z). El último paso consistió en promediar todos los cocientes espectrales para obtener la función de transferencia de cada sitio en ambos componentes horizontales.

Cocientes Espectrales Estándar

Para cálculo de los SSR en Xalapa se utilizaron los registros de la estación de referencia (REF) ubicada en sitio duro. El procedimiento para la determinación del efecto de sitio se realizó de la siguiente forma: el punto de partida fueron los 25 eventos seleccionados que fueron registrados por la estación de referencia y en la mayoría de las estaciones en la ciudad de Xalapa. Dado que las estaciones permanecieron instaladas durante lapsos de tiempo diferentes y solo coincidieron en un determinado intervalo, no fue posible que en todos los casos se tuvieran los registros de los nuevos sitios.

La aplicación de la técnica de cocientes espectrales estándar consistió en dividir el espectro de Fourier de cada una de las componentes horizontales de los sitios de Xalapa entre el espectro de Fourier de la componente correspondiente de la estación de referencia. A las series de tiempo horizontales de cada sismo registrado en las estaciones de banda ancha de Xalapa y a las de referencia se les realizó una corrección de línea base, un suavizado (filtro de 1/6 de octava) y un taper de 5%. Después se calculó su espectro de Fourier para proceder a la división de los espectros horizontales de los sitios de Xalapa entre los espectros horizontales de la estación de referencia. Para cada sitio, se analizaron los intervalos para los cuales se tuvo la certeza que los datos eran representativos, descartando aquellos del espectro donde el nivel de ruido sobrepasaba al de señal.

Cabe mencionar que a partir del 16 de marzo de 2008, la estación de referencia presentó una falla en la componente NS, por lo que el cálculo de los cocientes espectrales estándar de los registros posteriores se realizó con respecto a la componente EW,

considerando que ambas son aproximadamente iguales. La estación LOM tuvo un problema en la componente NS, por lo que las funciones de transferencia obtenidas para la componente EW con cada técnica son las mismas que las utilizadas para representarla. En la Figura 3.8 se graficaron las funciones de transferencia resultantes para cada una de las técnicas anteriormente descritas para efectos de comparación de la componente NS.

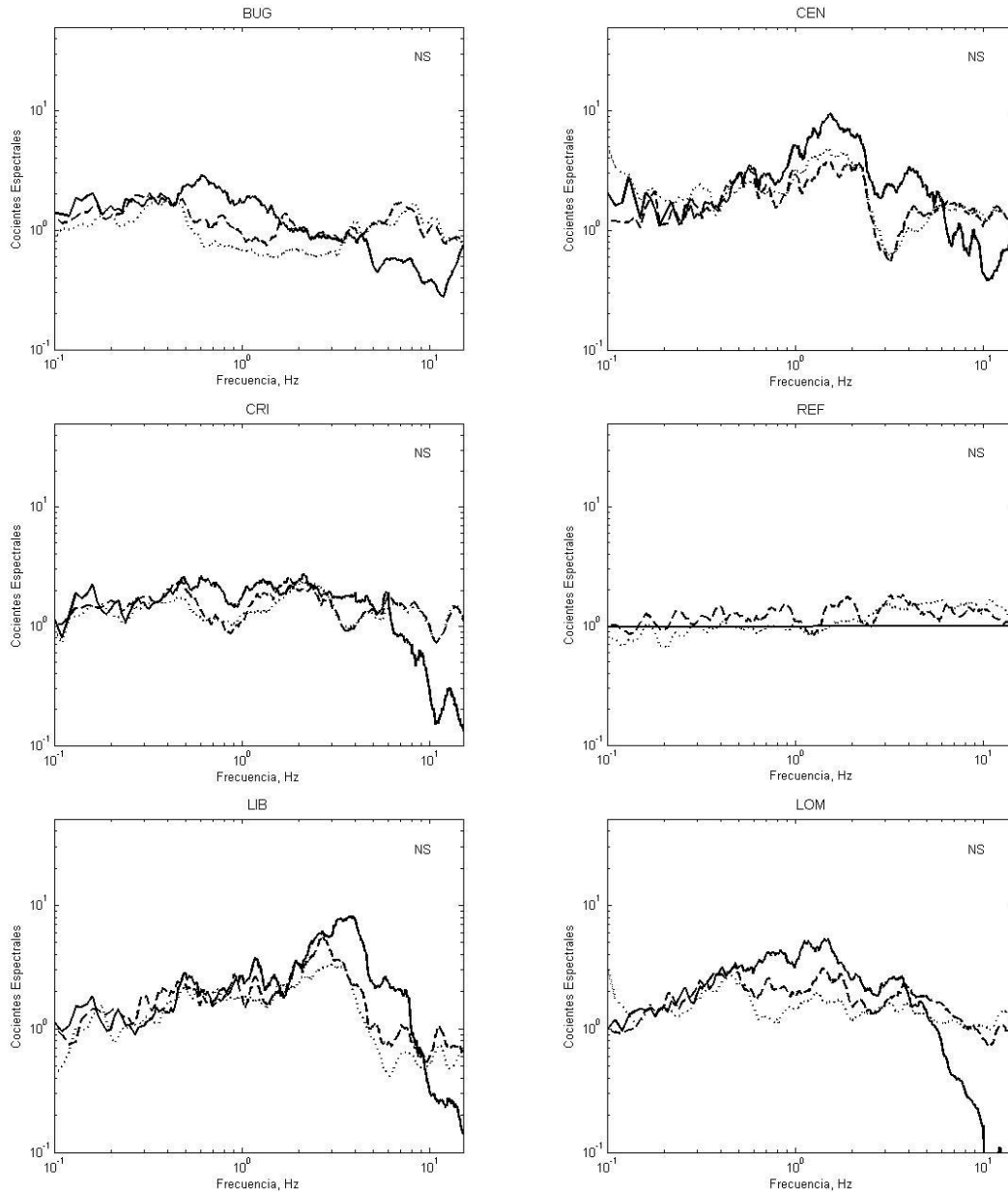


Figura 3.8. Comparación de cocientes espectrales para la componente NS. La línea continua pertenece a los cocientes espectrales estándar (Sitio/REF). La línea segmentada representa el cociente H/V para sismos y la línea punteada corresponde al cociente H/V de ruido.

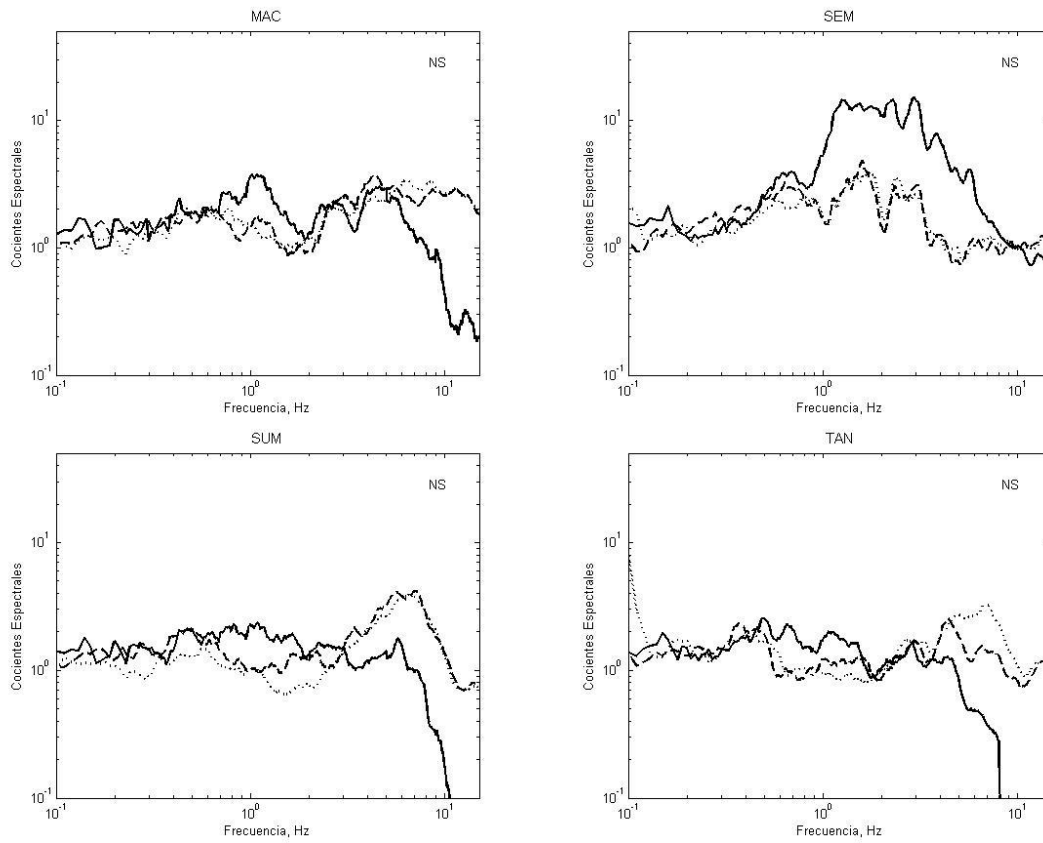


Figura 3.8 . *Continuación.*

Nótese que para la estación de referencia, el cociente espectral estándar es igual a uno como era de esperarse al dividir la componente horizontal entre sí misma. La Figura 3.9 presenta las funciones de transferencia para la componente EW.

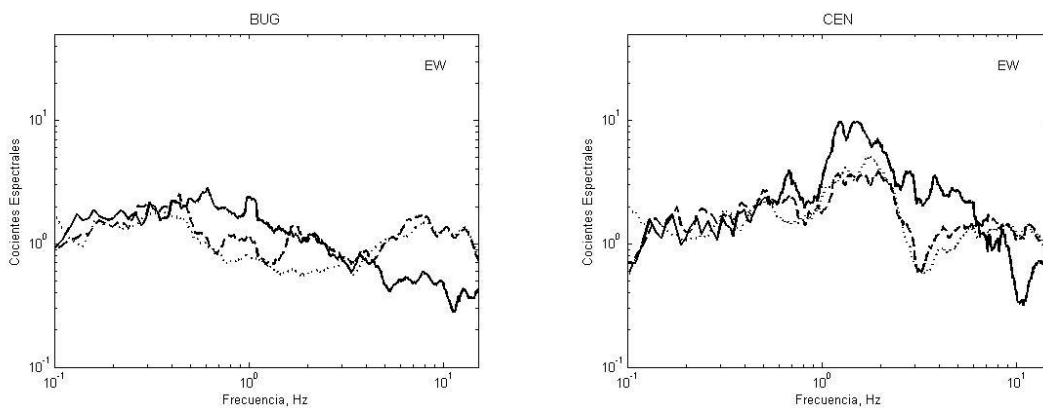


Figura 3.9. Comparación de cocientes espectrales para la componente EW. Las líneas representan lo mismo que en la figura anterior.

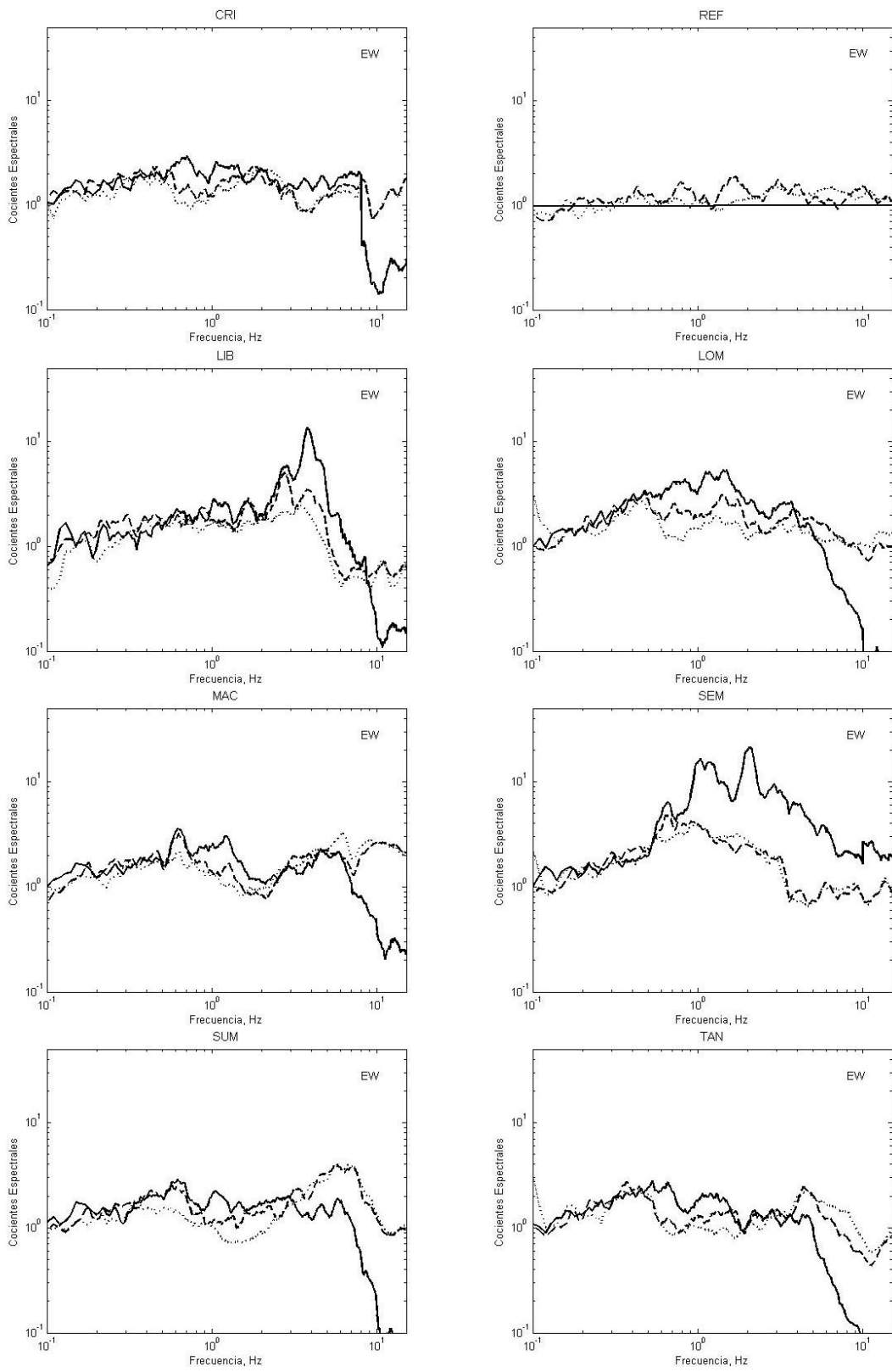


Figura 3.9 . *Continuación.*

3.6 Efecto de sitio en el sitio de referencia

Los cocientes espectrales de eventos registrados con respecto al sitio de referencia (Figuras 3.8 y 3.9) sugieren una amplificación de ondas sísmicas alrededor de 10 Hz. Para simplificación, se ha denominado a este sitio REF. Esto no debería representar ningún problema si se predicen movimientos del suelo de sismos futuros en este sitio de referencia específico. Se pueden estimar los movimientos en otros puntos en Xalapa a través del efecto de sitio conocido (con respecto a REF) y la aplicación de RVT. Éste por ejemplo, es el procedimiento utilizado a menudo en la Ciudad de México donde los movimientos observados o estimados en el sitio de referencia de CU se utilizan para calcular los movimientos en otros sitios de la ciudad. Esto es posible considerando que existen muchos registros de CU desde 1964, lo cual permite la estimación del movimiento del suelo por medio de análisis de regresión. Esto, por supuesto, no es el caso del sitio de referencia de Xalapa, REF.

Para determinar la amplificación de los sitios en Xalapa con respecto a un sitio duro típico (Sitio/Duro), el efecto de sitio computado con respecto a REF (Sitio/REF) no es útil directamente. Por lo tanto, es necesario conocer la amplificación de REF con relación al sitio duro (REF/Duro). Esta amplificación puede determinarse mediante la ecuación:

$$\frac{\text{Sitio}(f)}{\text{Duro}(f)} = \left[\frac{\text{Sitio}(f)}{\text{REF}(f)} \right] \times \left[\frac{\text{REF}(f)}{\text{Duro}(f)} \right]. \quad (3.1)$$

Se requiere determinar el efecto de sitio del miembro izquierdo de la Ecuación (3.1) y se conoce el primer término del miembro derecho de dicha ecuación. Si se calcula el segundo término entonces el problema estará resuelto. Para estimar este segundo término, se utilizaron registros del sismo de Oaxaca del 12 de febrero de 2008 (M_w 6.5 y $H=90$ km).

Se observó que la estación del Servicio Sismológico Nacional ubicada en planta nucleoelectrica de Laguna Verde (LVIG), se localiza aproximadamente a la misma distancia que REF con respecto al hipocentro de este evento (1 440 km) y con el mismo azimuth. LVIG se considera un sitio duro. El espectro de la fuente se calculó usando registros de REF y de LVIG de forma separada. Para tal efecto, se asumió una dispersión

geométrica $1/R$ y $Q(f)=251f^{0.58}$ (razonable para sismos ocurridos en la placa subducida del territorio de México, véase García *et al.*, 2004), $v_p=4.68$ km/s y $\rho=3.2$ gm/cm³. Otros parámetros que se utilizaron en el procesamiento de datos son los mismos que usan García *et al.* (2004). El desplazamiento de la fuente y el espectro de aceleración, $\dot{M}_0(f)$ y $f^2 \dot{M}_0(f)$ respectivamente, obtenidos de los registros en LVIG y REF, se presentan en la Figura 3.10.

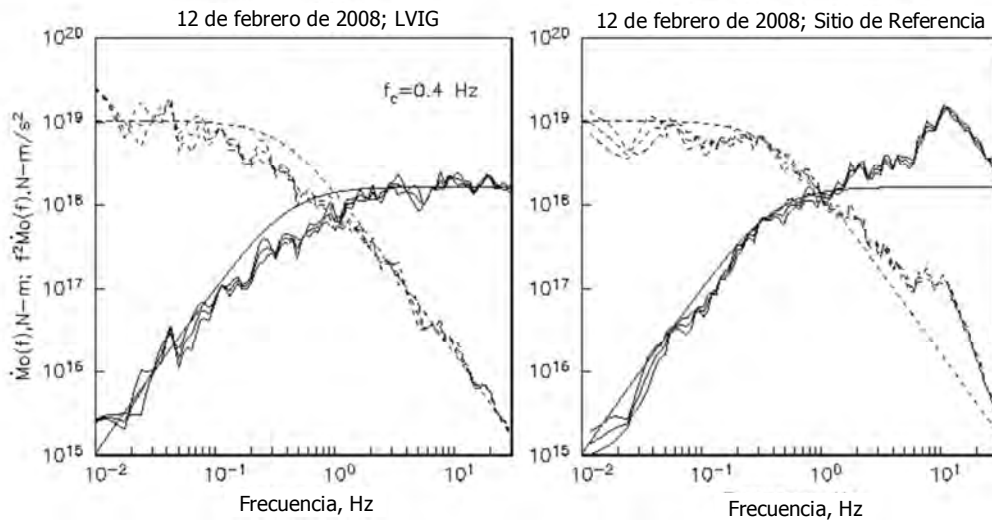


Figura 3.10. Espectros de desplazamiento (líneas segmentadas) y aceleración (líneas continuas) de la fuente para el sismo de Oaxaca del 12 de febrero de 2008 en LVIG (izquierda) y REF (derecha). Aparecen superpuestos los espectros teóricos de desplazamiento y aceleración.

En la Figura 3.10 también se muestra el espectro de la fuente teórico basado en un modelo de fuente puntual ω^2 (Aki, 1967) con $M_0=1.0 \times 10^{19}$ N·m (M_w 6.6). La curva teórica se ajusta con el espectro de LVIG con la frecuencia de esquina f_c , de 0.40 Hz lo cual conduce a una caída de esfuerzos de acuerdo con Brune (1970, 1971) de $\sigma=53$ MPa. Esta caída de esfuerzos es razonablemente cercana a la media de la reportada para sismos en la placa subducida de México (García *et al.*, 2004). Esto da la confianza que LVIG es en efecto un sitio duro típico. Sin embargo, el espectro observado en REF está arriba de la curva teórica. El cociente del espectro de la fuente de REF entre el espectro de la fuente teórico proporciona una estimación del efecto de sitio, que se muestra en el cuadro de la derecha de la Figura 3.10 (curva continua).

Dado que LVIG es un sitio duro que está aproximadamente a la misma distancia que REF con relación al evento analizado, el cociente espectral de REF a LVIG proporciona una forma directa de estimar el efecto de sitio en REF. Esto también se ilustra en el

cuadro de la izquierda de la Figura 3.11 (curvas segmentadas). Se tomó la media de los cocientes espectrales como el efecto de sitio en REF. Esta media del espectro se muestra en la Figura 3.11 (cuadro de la derecha) y es el segundo término de la Ecuación (3.1).

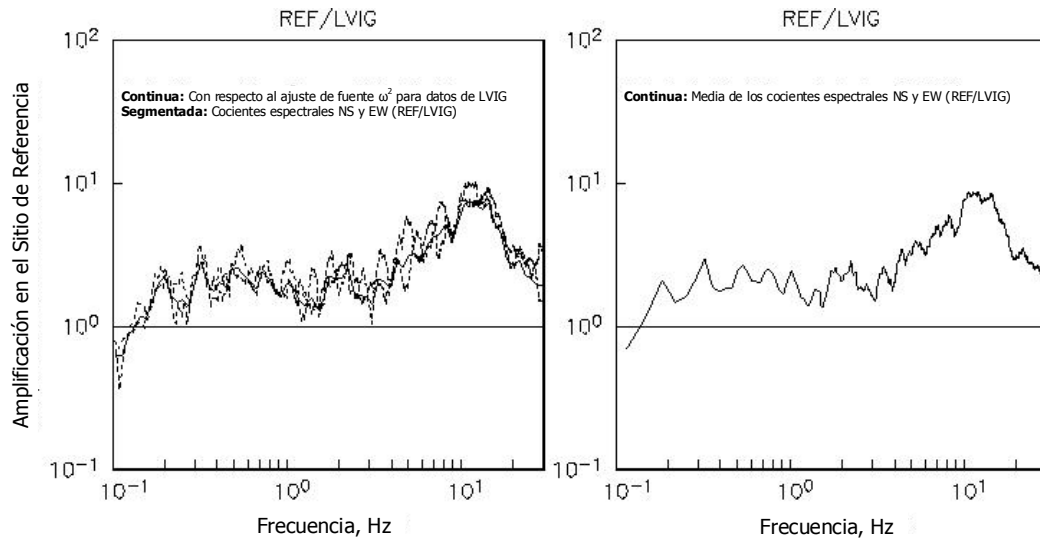


Figura 3.11. Cociente espectral de la estación REF con respecto a LVIG (sitio duro típico) que muestra el efecto de sitio presente en la estación de referencia. A la izquierda aparecen los cocientes espectrales REF/LVIG para ambas componentes horizontales y a la derecha su media.

La Figura 3.12 representa gráficamente la función entre la que se dividen los cocientes Sitio/REF para obtener la respuesta de los sitios con respecto a un sitio duro típico (Sitio/Duro).

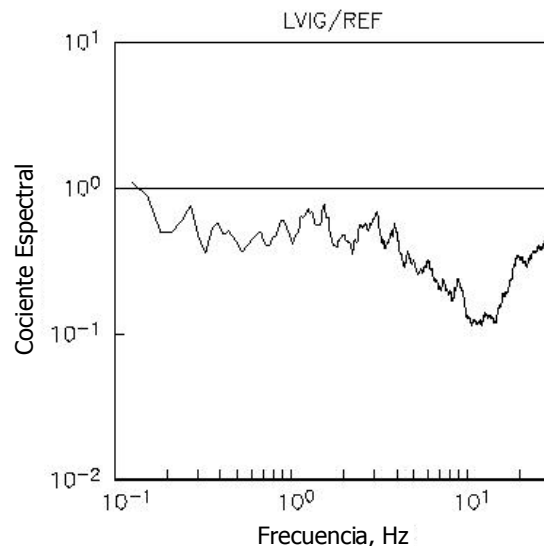


Figura 3.12. Cociente espectral de la estación LVIG con respecto a REF.

Si se multiplica el efecto de sitio determinado previamente en los puntos en Xalapa, entonces se obtiene el efecto de sitio en estos puntos con respecto a un sitio duro típico tal como LVIG. La predicción del movimiento del suelo en el sitio duro típico puede realizarse a través de la RVT. La Figura 3.13 corrobora el efecto de sitio en REF a partir del registro del sismo del 26 de junio de 2008 ocurrido al noreste de Veracruz.

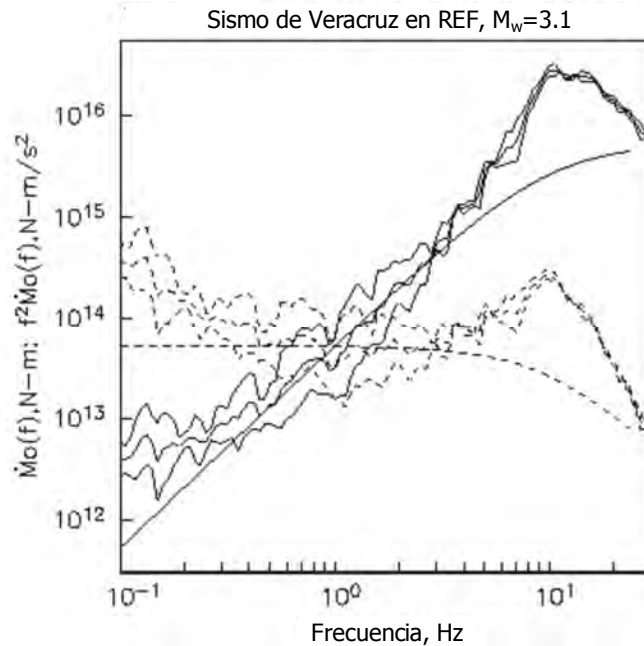


Figura 3.13. Espectros de desplazamiento y aceleración de la fuente para el sismo de Veracruz del 26 de junio de 2008 que confirman el efecto de sitio presente en REF. Las líneas segmentadas corresponden al desplazamiento de la fuente, mientras que las continuas, a los espectros de aceleración. Se encuentran superpuestas las curvas teóricas para ambos casos.

3.7 Comparación de resultados de las diferentes técnicas de estimación de efecto de sitio en Xalapa

Una vez aplicada la corrección por el efecto de sitio en la estación REF a cada una de las funciones de transferencia Sitio/REF, se obtuvo como resultado su respuesta con respecto a un sitio duro típico, la cual se ilustra en las Figuras 3.14 y 3.15 para las componentes NS y EW respectivamente.

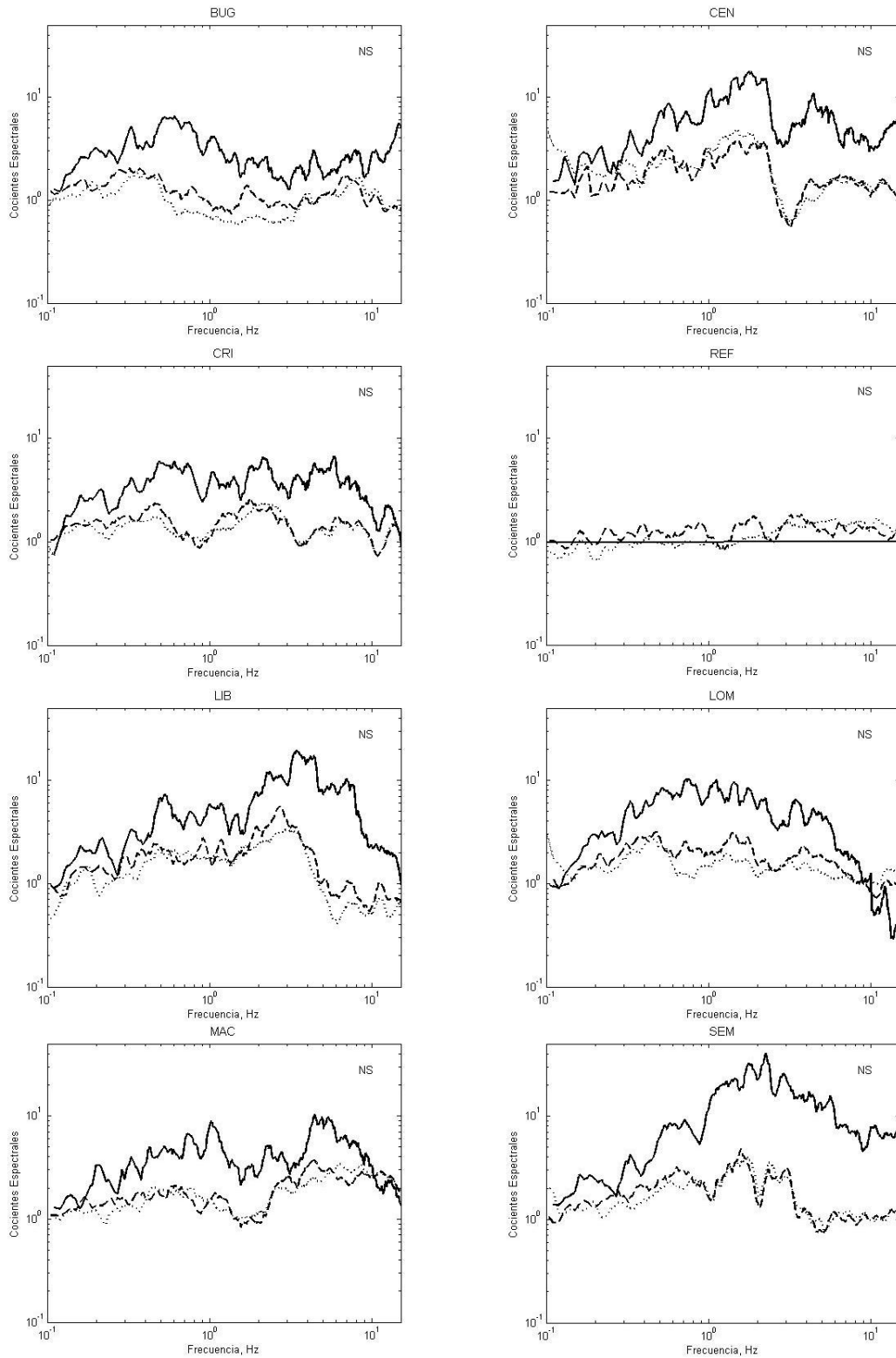


Figura 3.14. Comparación de cocientes espectrales corregidos para la componente NS. La línea continua representa a los SSR; la segmentada, H/V para sismos y la línea punteada, H/V de ruido.

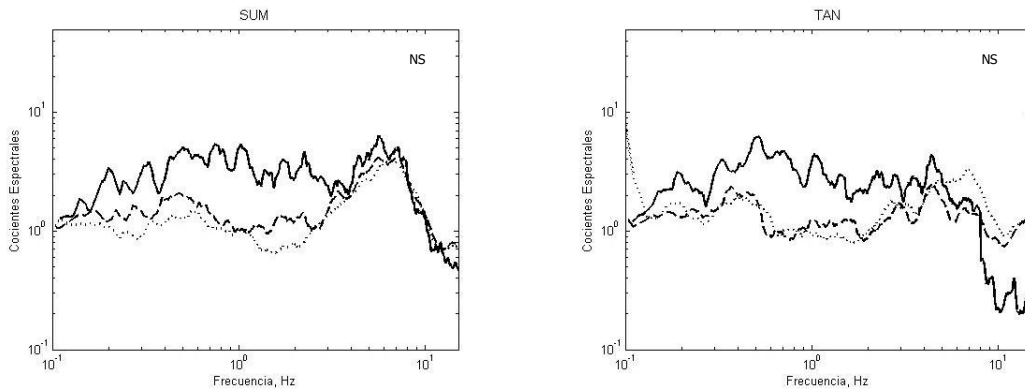


Figura 3.14 . *Continuación.*

Los resultados obtenidos de Sitio/Duro dan cuenta del efecto de sitio en cada uno de los puntos de Xalapa en la banda de frecuencias mostradas, ya sin la influencia del efecto indeseable que generó la estación de referencia.

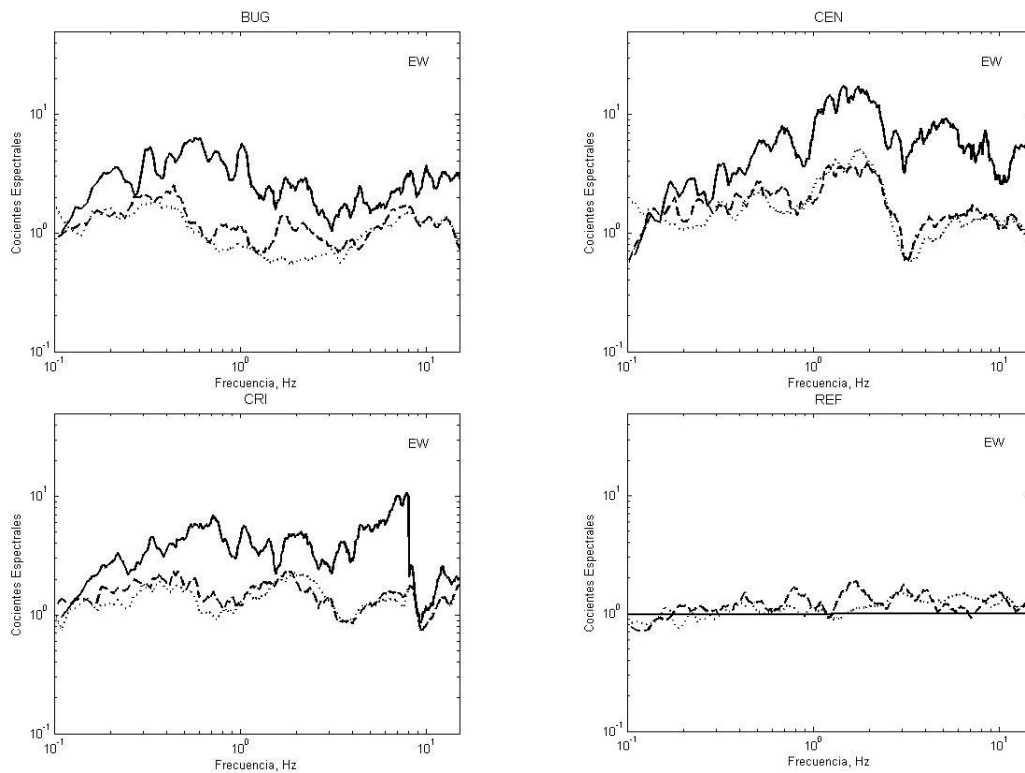


Figura 3.15. Comparación de cocientes espectrales corregidos para la componente EW. La línea continua denota a los SSR; la segmentada, H/V para sismos y la línea punteada, H/V de ruido.

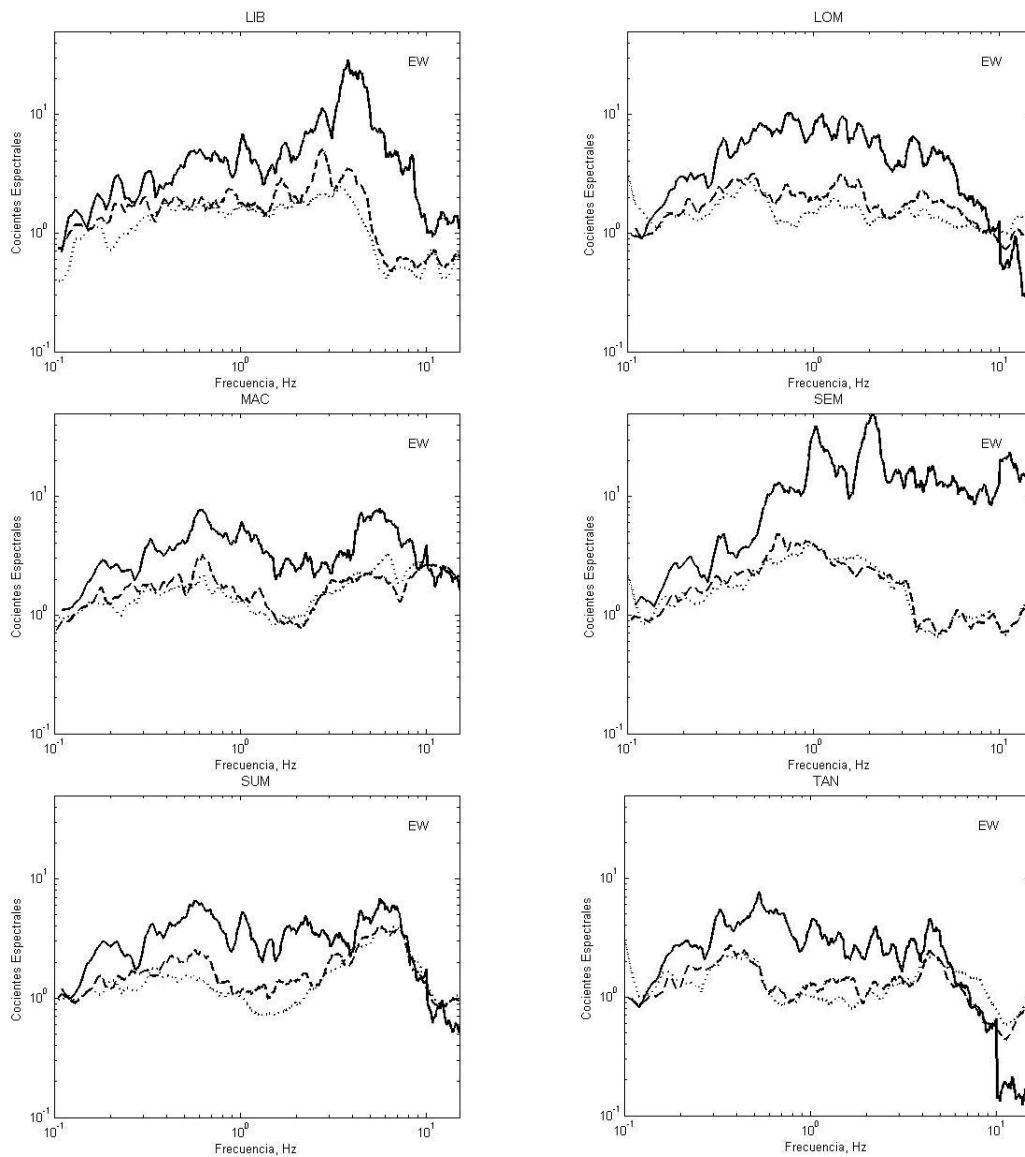


Figura 3.15 . *Continuación.*

Conclusiones generales

El experimento realizado en Xalapa determinó el efecto de sitio en nueve puntos distribuidos en esta ciudad, que aun cuando no conforman una microzonificación sísmica, representan cuantitativamente la respuesta del terreno en los lugares seleccionados. Alternativamente, uno de los objetivos que se plantearon al inicio del estudio, fue realizar

un análisis comparativo de las tres técnicas de cocientes espectrales utilizadas comúnmente para la determinación del efecto de sitio, el cual arrojó resultados que se describen a continuación.

Después de analizar los resultados obtenidos con el cálculo de los cocientes espectrales H/V para sismos y ruido, se encontró que muestran en todos los casos una fuerte correlación entre sí; sin embargo, cuando se les comparó con los cocientes espectrales estándar, los factores de amplificación de los primeros subestiman la amplificación de la respuesta del suelo con respecto al sitio duro y en algunos no se corresponden las frecuencias de los picos espectrales, situación que se acentúa en aquellos lugares que corresponden a terreno blando. Se concluye que las técnicas H/V para sismos y ruido son deficientes en la evaluación del efecto de sitio.

La influencia más importante sobre la geología superficial de Xalapa se atribuye a las lavas basálticas del cono monogenético (cerro de Macuiltepetl) que se encuentra en el centro de la ciudad. En las inmediaciones aledañas a esta estructura volcánica se han construido viviendas que en algunos casos no requirieron de la construcción de cimientos porque se ubicaron sobre los depósitos descritos. Las lavas del Macuiltepetl tuvieron un desplazamiento preferente hacia el Este y algunos puntos del sur de la ciudad. Se esperaba que este tipo de terreno tuviera uno de los efectos de sitio menos pronunciado. Con base en los resultados obtenidos y el mapa geológico preliminar existente de Xalapa, los sitios que mostraron una respuesta similar a propósito de este tipo de suelo corresponden a los puntos ubicados en las faldas del Macuiltepetl y el Sumidero, en el Este de la ciudad.

Los cocientes espectrales muestran una respuesta que difiere solo en la frecuencia fundamental, situación que puede estar relacionada directamente con los espesores de las lavas del Macuiltepetl en dichos lugares. De igual forma, el punto localizado al sureste de la ciudad (Cristal) puede considerarse como parte de este grupo, lo que sugiere que también se trata de terreno duro y presenta un efecto de sitio menor.

Sin embargo, los terrenos más duros se localizaron en los lugares denominados Bugambilias y El Tanque, en los límites al sur de la ciudad y el municipio de Emiliano Zapata. El origen de este tipo de suelo se atribuye a la presencia de lahares cuya fuente

de emisión se desconoce con exactitud. Los cocientes espectrales muestran un efecto de sitio despreciable comparado con los otros puntos.

En lo que respecta a la zona centro, que básicamente fue la más conmovida durante el sismo del 3 de enero de 1920, es conocido que en algunos puntos muy cercanos se localizan arenales que fueron explotados exhaustivamente. Existen también en esta zona de la ciudad cambios litológicos importantes que justifican el comportamiento de algunas edificaciones durante el temblor de Xalapa. Actualmente algunas calles han presentado hundimientos a pequeña escala denotando la naturaleza característica de este tipo de terreno. El efecto de sitio obtenido en este punto es importante debido a que presenta factores de amplificación de hasta diez veces a frecuencias de aproximadamente 2 Hz. Un efecto similar se presenta en la estación Libertad al suroeste de la ciudad. Se considera importante el estudio de estos lugares porque resulta evidente que el crecimiento de la ciudad apunta en esta dirección. Las estaciones localizadas hacia el sur-suroeste que tienen la influencia de los productos del volcán las Margaritas acusan un efecto de sitio moderado.

Un punto que merece particular atención corresponde al denominado Seminario (SEM) ubicado en el flanco oeste de la ciudad. En este lugar, el efecto de sitio observado es el mayor y notoriamente más pronunciado que el ubicado en el centro de la ciudad (CEN), al que se le consideraba el más vulnerable. Es necesario acotar que en 1920 no existían edificaciones en este sector, pero resulta de gran importancia tomar en cuenta esta situación para que los resultados del estudio se traduzcan en la actualización de reglamentos de construcción que minimicen los efectos potenciales existentes en este punto y otros de características similares en Xalapa. En esta zona de la ciudad se reportaron grietas importantes en los pisos de algunas construcciones durante el sismo de Oaxaca del 12 de febrero de 2008.

Los principales daños en Xalapa por el temblor de 1920 fueron ocasionados por la mala calidad de construcciones hechas de mampostería, morteros de baja calidad, falta de amarres entre las uniones de las paredes, entre otras, a lo que se añade un efecto de sitio importante en la zona centro de la ciudad donde se produjeron los mayores daños.

CAPÍTULO IV

SIMULACIÓN COMPUTACIONAL DE MOVIMIENTO DEL TERRENO EN XALAPA CORRESPONDIENTE AL TEMBLOR DE 1920 (M 6.4)

4.1. Simulación estocástica del movimiento del suelo

La predicción de amplitudes pico en el dominio del tiempo correspondientes a un espectro de amplitud determinado es un problema común para la sismología. Autores como McGuire y Hanks (1980), Hanks y McGuire (1981), Boore (1983), Joyner (1984), y McGuire *et al.* (1984) han utilizado varios modelos sismológicos del espectro de radiación para predecir parámetros del movimiento fuerte del suelo, tales como aceleración pico, velocidad y espectro de respuesta. Aunque los movimientos pico pueden obtenerse a partir de simulaciones en el dominio del tiempo, este proceso puede ser tedioso y costoso.

Un método más eficiente, que es particularmente adecuado si las formas de onda tienen un carácter aleatorio, consiste en utilizar algunos resultados de la teoría de vibración aleatoria (RVT), que relaciona la amplitud pico esperada [$E(y_{max})$] de un conjunto de N amplitudes con el valor rms de las series de tiempo (y_{rms}), utilizando el teorema de Parseval. Las ecuaciones de la teoría de procesos aleatorios (Cartwright y Longuet-Higgins, 1956) se utilizan para obtener los valores esperados de las amplitudes pico a partir de las amplitudes rms.

Boore (2003), describe al método estocástico basado en el trabajo de Hanks y McGuire (1981), quienes combinaron modelos sismológicos de amplitud espectral del movimiento del suelo con nociones de ingeniería que consideran que los movimientos del suelo son básicamente aleatorios (Hanks, 1979; McGuire y Hanks, 1980; Hanks y McGuire, 1981). Asumiendo que las aceleraciones de campo lejano en un semiespacio son de banda limitada, duración finita y ruido blanco, y que el espectro de la fuente se describe por un modelo de frecuencia de esquina única que depende del tamaño del sismo de acuerdo con el escalamiento de Brune (1970, 1971), ellos derivaron una relación notablemente simple para la aceleración pico muy acorde con los datos de 16 sismos.

La RVT asume series de tiempo estacionarias, sin embargo, frecuentemente las series de tiempo de interés para la sismología están lejos de ser estacionarias. Boore (1983) mostró que la RVT dio buenas predicciones de los picos de velocidad y aceleración determinadas a partir de simulaciones en el dominio del tiempo.

Tanto el método en el dominio del tiempo, como el de procesos aleatorios, requieren de la especificación de una forma espectral básica que represente la radiación desde la fuente. Otro número de funciones dependientes de la frecuencia son necesarias para especificar la energía espectral en un sitio dado; éstas incluyen funciones que consideran la atenuación durante la propagación y la respuesta del instrumento.

El ingrediente esencial del método estocástico es el espectro de movimiento del suelo (éste es donde están contenidas la física del proceso de un sismo y la propagación de ondas, generalmente encapsulados y expresados en forma de ecuaciones simples). La mayoría de los esfuerzos para desarrollar un modelo se enfoca en la descripción del espectro de movimiento del suelo. El espectro total de movimiento del suelo en un sitio puede separarse ($Y(M_0, R, f)$) en contribuciones de la fuente sísmica (E), trayectoria (P), sitio (G), e instrumento o tipo de movimiento (I).

Al separar el espectro de movimiento del suelo en sus componentes de fuente, trayectoria y sitio, los modelos basados en el método estocástico pueden modificarse fácilmente para considerar situaciones específicas o tomar en cuenta información depurada relacionada con aspectos específicos del modelo.

La Fuente ($E(M_0, f)$)

Tanto la forma como la amplitud del espectro de la fuente deben especificarse como una función del tamaño del sismo. Ésta es la parte crítica de cualquier aplicación del método. El modelo más comúnmente utilizado de fuente sísmica es el ω^{-2} -cuadrada, término acuñado por Aki (1967). La Figura (4.1) muestra este espectro para sismos de magnitud de momento de 6.5 y 7.5. El escalamiento del espectro de una magnitud a otra se determina especificando la dependencia de la frecuencia de esquina f_0 sobre el momento sísmico. Aki (1967) reconoció que asumir la similaridad en la fuente sísmica implica que:

$$M_0 f_0^3 = \text{constante}, \quad (4.1)$$

donde la *constante* puede relacionarse a la caída de esfuerzos (). De acuerdo con Brune (1970, 1971), la frecuencia de esquina está dada por la ecuación

$$f_0 = 4.9 \times 10^6 \, s \left(\frac{v_s}{M_0} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (4.2)$$

en la que f_0 está en Hz, v_s (la velocidad de las ondas de corte en la vecindad de la fuente) en km/s, $\Delta\sigma$ en bars, y M_0 en dinas-cm.

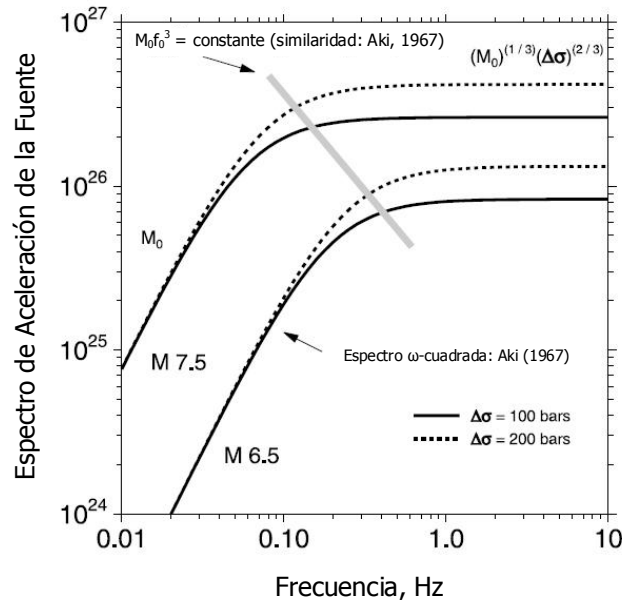


Figura 4.1. Escalamiento de la fuente para forma espectral del modelo ω -cuadrada con frecuencia de esquina única (Modificado de Boore, 2003).

Aunque el modelo ω -cuadrada se usa ampliamente, en la práctica existen una variedad de modelos que se han utilizado con el método estocástico.

Es sabido que el modelo de fuente puntual falla en algunos casos, particularmente cerca de la fuente de grandes sismos. Los efectos de una fuente finita grande, incluyendo la propagación de la ruptura, directividad y geometría de la fuente-receptor, pueden influir profundamente sobre las amplificaciones, contenido de frecuencias y en la duración del

movimiento del suelo. Un planteamiento común que se utiliza para modelar estos efectos (Hartzell, 1978; Irikura, 1983) es subdividir la falla en partes más pequeñas, cada una de las cuales es tratada como una fuente puntual. Los movimientos del suelo en una observación puntual se obtienen por la sumatoria de las contribuciones de todas las subfallas. La suposición básica en la implementación de este planteamiento se relaciona con la manera en la cual se definen las fuentes puntuales y los efectos de la trayectoria de propagación. Los modelos de radiación de falla finita, como han propuesto varios investigadores, difieren principalmente en estas suposiciones.

La idea de modelar eventos grandes con una sumatoria de unos más pequeños inició con Hartzell (1978), quien sumó empíricamente registros de réplicas o premonitorios, con tiempos de retardo adecuados para aproximar al registro principal. Bajo esta metodología, el problema de elegir los modelos de fuente y trayectoria se resuelve de forma natural, dado que están incluidos inherentemente en los registros de los sismos pequeños. Existen trabajos donde se ha utilizado este método (e.g., Kanamori, 1979; Irikura, 1983; Heaton y Hartzell, 1989) y se ha comprobado su simplicidad pero su potencial está limitado por el hecho de que no siempre están disponibles registros empíricos confiables. Una manera simple de generar registros de un sismo más grande a partir de registros de temblores pequeños que se utilizan como funciones empíricas de Green es especificado por Ordaz *et al.* (1995). En este enfoque, la ruptura del evento mayor ocurre en el mismo punto que la del pequeño. En la sumatoria, la amplitud, número y tiempos de ruptura de los sismos menores son tales que se conserva el modelo ². El método sólo requiere la especificación de los momentos sísmicos y las caídas de esfuerzos del sismo grande y de los pequeños.

Otros enfoques modelan empíricamente los efectos de propagación utilizando la dependencia observada entre las amplitudes del movimiento del suelo y la duración con la distancia. Generalmente se toma un espectro ² teórico para las subfuentes. Este método no puede sintetizar el campo de ondas total pero puede aplicarse exitosamente para simular ondas de corte, las cuales son de mayor importancia para aplicaciones de ingeniería.

La dependencia del tamaño de la subfalla en el modelo estocástico de falla finita, como se demostró por Joyner y Boore (1986) y Beresnev y Atkinson (1998b), plantea la

interrogante de que si la energía total radiada de la falla se conserva cuando se modifica el tamaño de la subfallas o su número.

Diferentes definiciones son posibles para la frecuencia de esquina del espectro de un sismo. En el enfoque estocástico de fuente puntual, la definición original de frecuencia de esquina estaba dada por la Ecuación (4.2). Esta expresión sigue el modelo de fuente puntual de Brune (1970, 1971). Otras expresiones que se han propuesto, que involucran la duración de la ruptura T , son $f_{0ij} = 1/T$ (basado en la ecuación 6 en Boore [1983]), donde T es la duración de la ruptura; $f_{0ij} = 0.5/T$ (basado en Boatwright y Choy, 1992), donde T es la duración de la ruptura; y $f_{0ij} = 0.37/T$ (Hough y Dreger, 1995), donde $T = L/(2\gamma)$, en el que L es la dimensión de la falla y γ es el cociente de la velocidad de ruptura a la velocidad de las ondas de corte. Otras definiciones sugieren que la frecuencia de esquina depende del azimuth de la dirección de propagación de la ruptura, $f_{0ij} = 1/T(1 - \gamma \cos \theta)$, donde θ es la dirección de propagación de la ruptura (Hirasawa y Stauder, 1965). En todas estas definiciones, la frecuencia de esquina es inversamente proporcional al área que sufrió la ruptura o a la duración o ambos explícita o implícitamente.

En el modelo de falla finita, se trata con un área de ruptura, $a_r(t)$, la cual es dependiente del tiempo; ésta es inicialmente cero y finalmente igual al área entera de la falla. Si la ruptura se detiene en el extremo de la primera subfalla, la frecuencia de esquina es inversamente proporcional al área de la primera subfalla. Si la ruptura se detiene en el extremo de la novena falla, la frecuencia de esquina es inversamente proporcional al área de ruptura de las nueve subfallas. Eventualmente, cuando la ruptura se extiende al extremo de la n -ésima subfalla, la frecuencia de esquina es inversamente proporcional al área de ruptura. Por lo tanto, se tiene como consecuencia que la frecuencia de esquina puede considerarse como una función del tiempo. De manera similar también se desprende que la frecuencia de esquina debe incrementarse conforme la duración aumenta. La ruptura comienza con frecuencias de esquina altas y progresa hacia frecuencias de esquinas más bajas.

Motazedian y Atkinson (2005) propusieron en su enfoque dinámico, que la frecuencia de esquina de la primera subfalla (cerca del comienzo de la ruptura) es $f_{011} = 4.9E+6 (M_{011})^{-1/3}$, donde M_{011} es el momento sísmico de la primera subfalla. La frecuencia de

esquina dinámica de la i th subfalla, $f_{0ij}(t)$, puede definirse como una función de $N_R(t)$, el número cumulativo de las subfallas con ruptura en el tiempo t

$$f_{0ij}(t) = N_R(t)^{-1/3} 4.9E + 6 \left(\frac{M_{0ave}}{M_{011}} \right)^{1/3}, \quad (4.3)$$

donde $M_{0ave} = M_0/N$ es el promedio del momento sísmico de las subfallas. Para $t = t_{end}$, el número de subfallas con ruptura, $N_R(t)^{-1/3} = N^{-1/3}$. Por lo tanto, la frecuencia de esquina en el extremo de la ruptura es $f_{0ij}(t_{end}) = N^{-1/3} 4.9E + 6 \left(M_{011} \right)^{1/3}$, lo cual conduce a $f_{0ij}(t_{end}) = f_0$, la cual es la frecuencia de esquina de la falla completa. Por lo tanto, el límite inferior de la frecuencia dinámica de esquina es la frecuencia de esquina de la falla completa.

Como la ruptura se propaga hacia el extremo de la falla, el número de subfallas se incrementa; por lo tanto, la frecuencia de esquina de las subfallas y del espectro radiado decrecen. El concepto de frecuencia de esquina dinámica propuesto por Motazedian y Atkinson (2005) tiende a disminuir el nivel del espectro de las subfallas y, como consecuencia, su energía radiada a altas frecuencias conforme decrece la frecuencia de esquina ($A_{ij}(f)_{f \gg f_{0ij}} \propto f_{0ij}^{-2}$). Por esta razón, introdujeron un factor de escala para balancear esta tendencia y conservar la energía radiada total de las subfallas a altas frecuencias. El nivel espectral de alta frecuencia de cada subfalla debe ser el mismo si todas las subfallas son idénticas. De acuerdo con lo anterior, el espectro de aceleración de la i th subfalla está dado por:

$$A_{ij}(f) = \frac{CM_{0ij}H_{ij}(2f)^2}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_{0ij}} \right)^2 \right]}, \quad (4.4)$$

donde:

$$H_{ij} = \left(N \sum \left\{ \frac{f^2}{1 + (f/f_0)^2} \right\} / \sum \left\{ \frac{f^2}{1 + (f/f_{0ij})^2} \right\} \right)^{1/2}. \quad (4.5)$$

La trayectoria (P(R, f), duración)

El efecto de la trayectoria es otro de los componentes del proceso que afecta el espectro de movimiento del suelo en un sitio en particular. En algunas aplicaciones donde se involucra una trayectoria específica de la fuente al sitio podría ser deseable convolucionar la radiación de la fuente con efectos de trayectoria calculados teóricamente. Para la mayoría de aplicaciones es recomendable representar los efectos de la trayectoria por medio de funciones simples que consideren dispersión geométrica, atenuación (combinando atenuación intrínseca y scattering) y el incremento de la duración con la distancia debido a la propagación de ondas y scattering. El efecto de trayectoria simplificado P está dado por la multiplicación de la dispersión geométrica y las funciones Q :

$$P(R, f) = Z(R) \exp \left[\frac{-fR}{Q(f)c_Q} \right], \quad (4.6)$$

donde c_Q es la velocidad sísmica utilizada en la determinación de $Q(f)$, y la función de dispersión geométrica $Z(R)$ consiste en una serie de líneas rectas continuas:

$$Z(R) = \begin{cases} \frac{R_0}{R}, & R \leq R_1 \\ Z(R) \left(\frac{R_1}{R} \right)^{p_1}, & R_1 \leq R \leq R_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ Z(R_n) \left(\frac{R_n}{R} \right)^{p_n}, & R_n \leq R \end{cases} \quad (4.7)$$

La duración dependiente de la distancia es una función importante para el decremento de los movimientos pico con el aumento de la duración. Aunque el espectro de amplitud de Fourier no depende de la duración, Boore (2003) lo incluye a causa de que es una función de la trayectoria y la fuente.

El sitio (G(f))

En un sentido estricto, la modificación que experimentan las ondas sísmicas por las condiciones locales del sitio forma parte del efecto de la trayectoria. Sin embargo, a causa del efecto de sitio local, estas ondas son fuertemente independientes de la distancia que han viajado desde la fuente (excepto por efectos no lineales), por lo que es necesario separar los efectos de sitio y trayectoria. Muchos esfuerzos se han encaminado en considerar las modificaciones que experimenta el movimiento del suelo debido a la geología local. En varios casos, las simulaciones del método estocástico están destinadas a su uso para la predicción de movimiento en un sitio genérico. En tales casos, puede utilizarse una función simplificada para describir las modificaciones dependientes de la frecuencia del espectro sísmico. Boore (2003) separa la amplificación $A(f)$ y atenuación $D(f)$, de la siguiente forma:

$$G(f) = A(f)D(f). \quad (4.8)$$

La función de amplificación $A(f)$ es usualmente relativa a la fuente menos las variaciones de amplitud debidas a la propagación de ondas y separada de la dispersión geométrica. En contraste, la función de disminución $D(f)$ se utiliza para modelar la pérdida de energía de los componentes de alta frecuencia del movimiento del suelo independiente de la trayectoria. Esta pérdida puede deberse a un efecto de la fuente, como lo sugieren Papageorgiou y Aki (1983b) o a un efecto de sitio tal como lo proponen otros autores, incluyendo a Hanks (1982), o por una combinación de estos efectos. Si es un efecto de la fuente, D también puede depender del tamaño del sismo. Boore (2003) señala que un filtro multiplicativo simple puede considerarse para la disminución de los movimientos de alta frecuencia. Para tal fin se utilizan dos filtros comunes: el filtro f_{\max} (Ecuación 4.9).

$$D(f) = \left[1 + \left(\frac{f}{f_{\max}} \right)^8 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (4.9)$$

(Hanks, 1982; Boore, 1983), y el filtro σ_0 :

$$D(f) = \exp(-\sigma_0 f) \quad (4.10)$$

(Anderson y Hough, 1984). Ambos filtros pueden combinarse.

Tipo de movimiento del suelo (I(f))

El tipo particular de movimiento del suelo que resulta de la simulación se determina mediante la expresión:

$$I(f) = (2 \cdot f)^n, \quad (4.11)$$

donde $i = \sqrt{-1}$ y $n = 0, 1, \text{ ó } 2$ para desplazamiento del suelo, velocidad, o aceleración, respectivamente. Para la respuesta de un oscilador con frecuencia natural f_r no amortiguada, amortiguamiento ζ , y ganancia V , del cual puede obtenerse el espectro de respuesta ($V = 1$) o la magnitud Wood-Anderson se utiliza la ecuación:

$$I(f) = \frac{-Vf^2}{(f^2 - f_r^2) - 2ff_r \zeta i}. \quad (4.12)$$

Obtención de Movimientos Pico a partir de la Teoría de Vibraciones Aleatorias

La RVT realiza una estimación del cociente del movimiento pico (y_{\max}) y el movimiento rms (y_{rms}), y el teorema de Parseval se utiliza para obtener y_{rms} en términos de una integral del cuadrado del espectro de la amplitud $|Y|^2$, donde $|Y|^2$ especifica el valor pico deseado (e.g., Ecuaciones (4.11) y (4.12)). El cociente del movimiento pico a rms está dado por las ecuaciones de Cartwright y Longuet-Higgins (1956).

4.2 Procesamiento y análisis de datos

El modelo estocástico es una herramienta ampliamente usada para simular series de tiempo y desarrollar ecuaciones para la predicción de movimiento del suelo (Hanks y McGuire, 1981; Boore, 1983; Atkinson y Boore, 1995, 1997; Toro *et al.*, 1997; Atkinson y Silva, 2000; Boore, 2003. Se le ha utilizado exitosamente en otros estudios realizados en México (e.g., Ordaz *et al.*, 1988; Rosenblueth *et al.*, 1989; Singh *et al.*, 1996).

El método comienza con la especificación del espectro de Fourier del movimiento del suelo como una función de la magnitud y la distancia. El espectro de aceleración se modela típicamente por un espectro con una forma $\frac{1}{1+(f/f_0)^2}$, donde f_0 es la frecuencia angular (Aki, 1967; Brune, 1970, 1971; Boore 1983, 2003). El espectro del modelo $\frac{1}{1+(f/f_0)^2}$ se deriva para una dislocación de corte instantánea en un punto. El espectro de aceleración de la onda de corte $A(f)$, a una distancia hipocentral R de un sismo está dado por:

$$A(f) = \frac{CM_0(2/f_0)^2}{1+(f/f_0)^2} \exp(-\pi f_0 t) \exp(-\pi f R/Q) / R, \quad (4.13)$$

donde M_0 es el momento sísmico y f_0 es la frecuencia de esquina, la cual está dada por la Ecuación (4.2). La constante C se determina mediante la expresión:

$$C = FPR \left(\frac{2}{\phi} \right) / (4 \rho v^3), \quad (4.14)$$

en la que F es la amplificación de superficie libre; P se considera como la partición de energía en dos componentes horizontales; R es el promedio del patrón de radiación; ρ es la densidad; y v es la velocidad de las ondas de corte.

El término $\exp(-\pi f \kappa_0)$ es un filtro de corte de frecuencias altas para considerar los efectos de atenuación cercanos a la superficie, los cuales describen el decaimiento espectral observado comúnmente a altas frecuencias. Singh *et al.* (1982) introdujeron el concepto de κ por primera vez (ellos le denominaron t^*). Posteriormente fue utilizado por Anderson y Hough (1984). En la Ecuación (4.13) la potencia de R en el denominador del término de atenuación $\exp(-\pi f R/Q) / R$, es igual a 1, lo cual es apropiado para dispersión de las ondas de cuerpo en todo el espacio.

Este valor puede cambiarse cuando sea necesario para tomar en cuenta las desviaciones de $1/R$ debidas a factores tales como desviaciones postcríticas de la discontinuidad del Moho o múltiples ondas reflejadas viajando en la guía de ondas de la corteza. El factor de calidad $Q(f)$, es una medida inversa de la atenuación anelástica. A través de esta ecuación, se muestra que el espectro disminuye con la distancia lo que corresponde al comportamiento de atenuación definido.

La sensibilidad de los resultados obtenidos de la RVT para la elección de diferentes parámetros es discutida a detalle por Boore y Atkinson (1987) y Singh *et al.* (2003). Los movimientos del suelo a distancias cercanas a la fuente (R menor a aproximadamente 200 km) son controlados por σ y f_{max} , mientras que a distancias lejanas, los parámetros importantes son $Q(f)$ y σ . Singh *et al.* (2007) encontraron que los resultados observados de PGA y PGV se encuentran dentro de un factor de 2 en relación a las predicciones de la RVT.

4.3 Estimación del movimiento del suelo en Xalapa durante el sismo del 3 de enero de 1920

Al aplicar la RTV, se asumió que la fuente del sismo de Xalapa sigue un escalamiento de fuente σ^2 en el campo lejano y por lo tanto, la aproximación a fuente puntal es válida. Las estimaciones de los valores pico del movimiento del terreno se realizaron utilizando el programa ATINDIA desarrollado por M. Ordaz. El procedimiento y los fundamentos de la simulación se describen brevemente a continuación.

Metodología

El programa ATINDIA considera una serie de parámetros que forman parte de la física de los sismos. El cálculo de A_{max} y V_{max} para periodos determinados (5% de amortiguamiento) se realiza como una función de la magnitud y la distancia, proporcionando además otros parámetros de la fuente y de atenuación tales como el efecto de sitio. El proceso de estimación de valores pico de velocidad y aceleración del movimiento del suelo requirió que se propusieran empíricamente valores razonables para los parámetros desconocidos entre los que se encuentran f_{max} y σ utilizando datos de eventos similares. Dichos parámetros son fundamentales en el proceso de simulación.

En el modelo de fuente empleado, Q se relaciona con el momento sísmico a través de la relación de Brune (1970, 1971). El factor de calidad está expresado en la forma:

$$Q = Q_0 f^e. \quad (4.15)$$

A partir de un estudio realizado con 9 eventos someros de la costa del Pacífico (M_w m6.0; 10 mH m35 km) registrados en dos estaciones permanentes de banda ancha localizadas en la región central de la Faja Volcánica Transmexicana, Singh *et al.* (2007) determinaron que el valor de Q de ondas L_g para esta zona es:

$$Q = 98f^{0.72}. \quad (4.16)$$

Las siguientes consideraciones también aplican para el proceso de simulación: Hermann (1985), la duración efectiva del movimiento del suelo, T_s , se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$T_s = \frac{1}{f_c} + 0.05R, \quad (4.17)$$

donde f_c es la frecuencia de esquina de Brune y R es la distancia hipocentral en km. La dispersión geométrica se toma como:

$$G(R) = \begin{cases} \frac{1}{R}, & R < 100 \text{ km} \\ \frac{1}{R^{1/2}}, & R > 100 \text{ km} \end{cases}. \quad (4.18)$$

El espectro también se modifica al aplicar un filtro Butterworth de la forma:

$$PF = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{\max}}\right)^{2S}}}, \quad (4.19)$$

para la cual deben especificarse los valores de f_{\max} y S . En el caso de S , un valor de 4 es generalmente razonable. En este estudio se supone que $F = 2.0$, la partición de energía es $P = 1/2$, el patrón de radiación $R = 0.55$, $\rho = 2.85 \text{ gm/cm}^3$ y $v = 3.6 \text{ km/s}$.

La primera ronda de simulaciones se realizó proponiendo $R = 30 \text{ km}$, $f_{\max} = 15 \text{ Hz}$, y tres valores diferentes para f_c a saber: 30, 50 y 100 bares. El objetivo del ejercicio fue la de constatar el papel crítico que desempeñan estos parámetros en la determinación de PGA y PGV. A continuación, se propuso $f_{\max} = 10 \text{ Hz}$ para los mismos valores de caída de esfuerzos y distancia hipocentral. Los resultados obtenidos para la estimación de los valores PGA en cada uno de los sitios ubicados en Xalapa se muestran en la Figura 4.2.

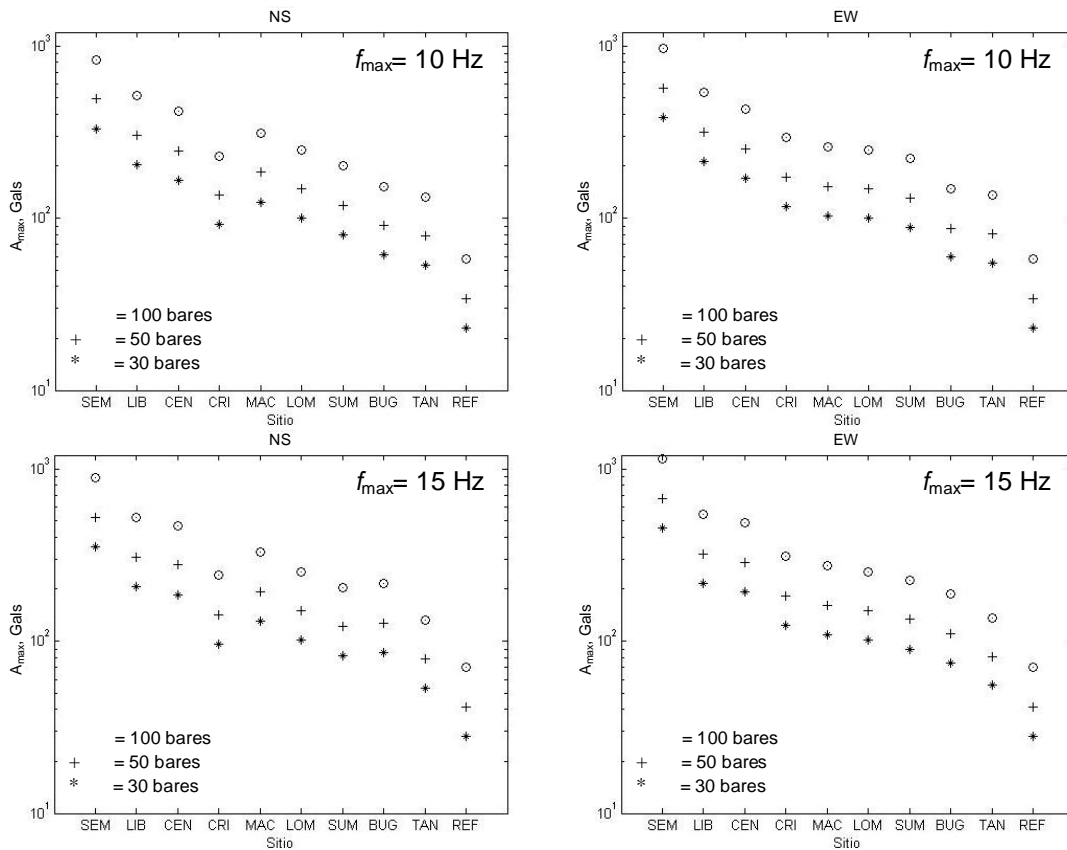


Figura 4.2. Resultados obtenidos de las simulaciones para los valores pico PGA considerando el efecto de sitio para cada uno de los puntos situados en Xalapa. Las estimaciones se realizaron considerando frecuencias máximas de 10 y 15 Hz en las componentes NS y EW.

La Figura 4.3 contiene los resultados de las estimaciones utilizando vibraciones aleatorias que corresponden a los valores PGV a cada sitio de Xalapa (M_w 6.4).

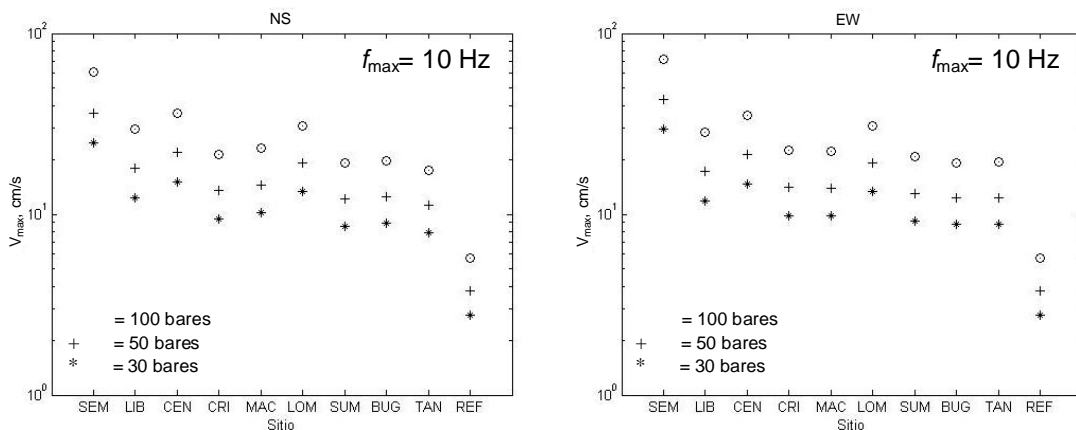


Figura 4.3. Resultados obtenidos de las simulaciones para los valores PGV con el efecto de sitio. Las frecuencias máximas son de 10 y 15 Hz en ambas componentes.

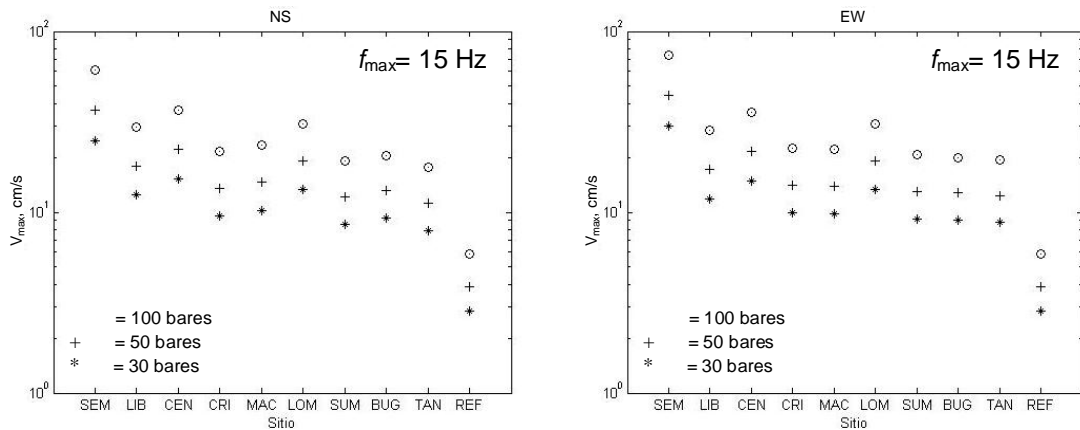


Figura 4.3 . Continuación.

Otro ejercicio realizado utilizando la RTV consistió en determinar la variación de los valores PGA y PGV como función de la distancia. Los resultados obtenidos se presentan gráficamente en la Figura 4.4.

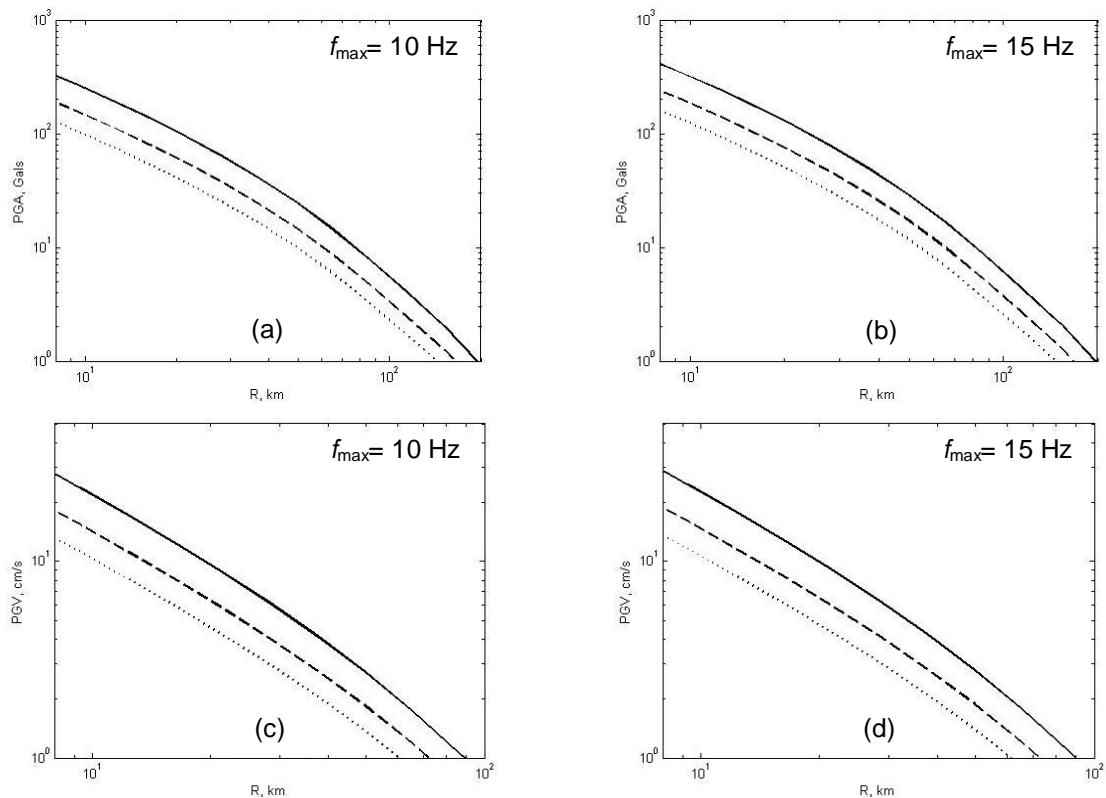


Figura 4.4. Variación de los valores de PGA en (a) y (b) en función de la distancia epicentral. En (c) y (d) se muestran gráficamente los valores PGV obtenidos. Las estimaciones se realizaron considerando frecuencias máximas de 10 y 15 Hz. La línea continua pertenece a los valores correspondientes a $\sigma = 100$ bares. La línea segmentada representa a los valores pico para $\sigma = 50$ bares y la punteada, los obtenidos con $\sigma = 30$ bares.

4.4 Comparación de los resultados obtenidos con intensidades instrumentales

Estimación del movimiento del suelo a partir de la escala de Intensidad Instrumental del Shakemap

A través de la técnica propuesta por Wald (1999b), los movimientos pico del suelo se estiman a partir de una relación de atenuación empírica predictiva para una magnitud determinada y una supuesta distancia a la falla en particular de una forma consistente con registros de sismos pasados bajo condiciones similares. A la representación gráfica del movimiento producido por un sismo utilizando este método se le conoce como Shakemap y sus autores usan una relación de Boore *et al.* (1997) para obtener la aceleración espectral y pico, además de la relación de Joyner y Boore (1988) para velocidad pico.

Estas relaciones predictivas se utilizan para estimar los movimientos pico en sitios de roca y después se corrige la amplitud del lugar basándose en las condiciones del suelo del sitio tal como se realiza en el esquema de interpolación general de Shakemap. Las condiciones del sitio provienen del Mapa de Condiciones de Sitio Estatal (Wills *et al.*, 2000) y se corrigen por amplificación del sitio con factores dependientes de la amplitud y frecuencia determinados por Borchardt (1994).

Intensidad y Shakemap

La intensidad sísmica se ha utilizado tradicionalmente en el mundo como un método para cuantificar el patrón de movimiento del suelo y la extensión del daño ocasionado por sismos. Aunque se derivó antes del advenimiento de la instrumentación sismométrica moderna, la intensidad sísmica todavía proporciona un medio útil para describir la información contenida en estos registros. Tal simplificación es útil para aquellos usuarios que no están familiarizados con los parámetros instrumentales del movimiento del suelo y en aquellos casos donde no se cuenta con registros instrumentales.

Wald *et al.* (1999b) desarrollaron recientemente relaciones de regresión entre la intensidad Modificada de Mercalli I_{mm} (Wood y Neumann, 1931, revisada posteriormente por Richter, 1958) y los valores PGA o PGV propuestos específicamente para su uso con

Shakemap al comparar los movimientos pico del suelo con intensidades observadas para ocho sismos significativos de California.

Los mapas de intensidad se derivan de movimientos del suelo registrados por acelerógrafos y representan intensidades que se han asociado a los mismos. Sin embargo, a diferencia de las intensidades convencionales, las instrumentales no se basan en observaciones de los efectos del temblor sobre las personas o las estructuras. Los términos **PERCEIVED SHAKING** y **POTENTIAL DAMAGE** en la leyenda del Shakemap (véase la Figura 4.5) se escogieron por la siguiente razón: estas intensidades no fueron observadas pero son consistentes en promedio con las intensidades en estos rangos de movimiento del suelo registrados en un número de sismos pasados (Wald *et al.*, 1999b).

En el Shakemap se proporcionan descripciones de dos palabras para los niveles de movimiento del terreno y daños para resumir los efectos en el área y se derivaron cuidadosamente a partir de las descripciones existentes de la escala Modificada de Mercalli (Dengler y Dewey, escrito común, 1998, 2003).

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<.17	.17-14	1.4-39	3.9-92	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(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
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Figura 4.5. Leyenda de la Escala de Intensidad Instrumental para Shakemap: paleta de colores, descriptores de dos palabras y rangos de movimientos pico para Intensidades Instrumentales. (Tomada de Wald *et al.*, 2006).

Si se asume la correspondencia entre la intensidad sísmica propuesta para Shakemap y la Modificada de Mercalli, es posible hacer una comparación que permita tener una idea aproximada de los valores pico del movimiento del terreno durante el sismo de Xalapa. Partiendo del hecho de que tanto Flores y Camacho (1922), Figueroa (1970) y Suter *et al.* (1996) asignan intensidades entre las curvas de isosistas que corresponden en la escala Modificada de Mercalli a valores VIII y IX y correlacionando esto con los valores propuestos en la escala de Intensidad Instrumental de Shakemap, se puede observar lo siguiente:

Para la intensidad instrumental VIII, los valores de PGV varían entre 31 y 60 cm/s, en tanto que para la intensidad IX, se esperarían velocidades pico dentro del rango de 60 a 116 cm/s. En el caso de las aceleraciones pico, los valores mostrados en la escala instrumental se expresan en porcentaje de aceleración de la gravedad y corresponden para la intensidad VIII (34-65, %g) a valores en el intervalo de 334 a 638 gals. Para la intensidad IX las aceleraciones se encuentran entre 638 y 1216 cm/s².

De acuerdo con los valores que predice la RTV para el sismo de Xalapa, se observa que para los valores de PGA corresponden a las intensidades VIII y IX. Este hecho se reafirma para el caso de los valores PGV, donde las velocidades estimadas predominan en dichas intensidades.

Comparación del modelo predictivo

Los daños significativos y la pérdida de vida humanas han estado relacionadas directamente con los efectos de sitio locales durante sismos recientes (1985 en la Ciudad de México, Loma Prieta 1989, Northridge 1994, Kobe 1995, Chi-Chi 1999, entre otros). Los trabajos de Borcherdt *et al.* (1992) y Borcherdt (1994) fueron los primeros en proponer la adopción del parámetro $V_{s,30}$ (velocidad promedio de las ondas de corte en los 30 metros superiores) como una herramienta para discriminar el suelo con respuesta sísmica similar. Para aplicaciones de ingeniería, 30 m es una profundidad típica para perforaciones y caracterizaciones de sitio detalladas. Por lo tanto, la mayoría de estudios de efecto de sitio en movimientos del suelo asociados a sismos se basan en las propiedades de los 30 metros más superficiales.

Fuera de la región donde se desarrolló el método (sur de California), crecieron algunas dudas acerca de la capacidad de $V_{s,30}$ para predecir amplificación. Steidl (2000) encontró una relación pobre entre clase de sitio y amplificación de sitio y sugirió que un parámetro *profundidad-a-basamento* podría ser más útil para predecir el movimiento del terreno. La clasificación EC8 del suelo (derivada de la información geológica/geofísica, project S4, <http://esse4.mi.ingv.it>) se basa en el mismo parámetro distintivo que el esquema NEHRP, $V_{s,30}$, (o en alternativa, en el número de golpes en una Prueba de Penetración Estándar, SPT; o en la resistencia a la cizalla) y la influencia de condiciones locales del suelo en la acción sísmica, lo cual ha llevado a la consideración de cinco clases de subsuelo

representadas como A, B, C, D y E. De particular interés resulta el tipo de terreno de la clase A, cuya estratigrafía corresponde a roca u otra formación geológica similar, que incluye a lo más 5 m de material más débil en la superficie. La $V_{s,30}$ para este tipo de suelo es mayor a los 800 m/s.

El 6 de Abril de 2009 a las 01:32:39 GMT ocurrió un sismo de magnitud M_w 6.3 (Harvard CMT) en la región de Abruzzo (Italia Central), cercana al pueblo de L'Aquila (localizado aproximadamente a 6 km al noreste del epicentro). El choque principal fue registrado en 55 estaciones pertenecientes a la red de movimientos fuertes (RAN, que es manejada por el Departamento de Protección Civil de Italia, DPC). Este evento se generó por una falla normal, con una tendencia NW-SE y deslizamiento en la dirección SW. Esta área ha sido golpeada por sismos destructivos del pasado documentados desde 1300 (Stucchi *et al.*, 2007).

Este sismo tiene características similares a las del 3 de enero de 1920, tales como la magnitud del evento, el mecanismo focal, una profundidad superficial y la severidad de los daños ocasionados en las cercanías del epicentro, típicas de los sismos superficiales. Este hecho permite realizar una comparación preliminar del modelo predictivo utilizado en este trabajo considerando que por su semejanza, se puede aprovechar que para el evento de L'Aquila se dispone de los registros de la RAN y por lo tanto, de los valores pico de velocidad y aceleración observados, mientras que para el sismo de Xalapa no existen más que unos cuantos registros instrumentales, lejanos al epicentro.

Los datos del movimiento fuerte del evento principal de L'Aquila se registraron a distancias epicentrales en el rango de 4 a 297 km. En el ejercicio que se presenta a continuación se utilizaron los valores de profundidad ($H \sim 8.8$ km) y los correspondientes a la distancia epicentral de las estaciones de la RAN para calcular la distancia hipocentral, R . De las 55 estaciones de esta red, solo se seleccionaron los valores pico de velocidad y aceleración de aquellos sitios que cumplieran dos criterios de clasificación: el adoptado por Sabetta y Plugiese (1987, 1996) donde se distinguen tres clases con base en la velocidad de las ondas de corte y la profundidad (0 = sitios de roca, 1 = depósitos con una profundidad menor a 20 m; 2 = depósitos con profundidades mayores a 20 m) y el segundo es la clasificación EC8. De acuerdo con esta selección, los 26 sitios elegidos

cumplieron simultáneamente con la clase 0 (criterio velocidad de las ondas de corte y la profundidad) y la clase A del esquema EC8, descrito anteriormente.

Es de suponer que por las características de estos lugares seleccionados, los valores pico ahí obtenidos son los que menor afectados resultan por el efecto de sitio local, por lo que se procedió a graficarlos junto con las curvas que predice la RTV para el caso de Xalapa, tomando en cuenta diferentes valores de f_{max} y de f_{max} . El resultado obtenido se presenta en la Figura 4.6.

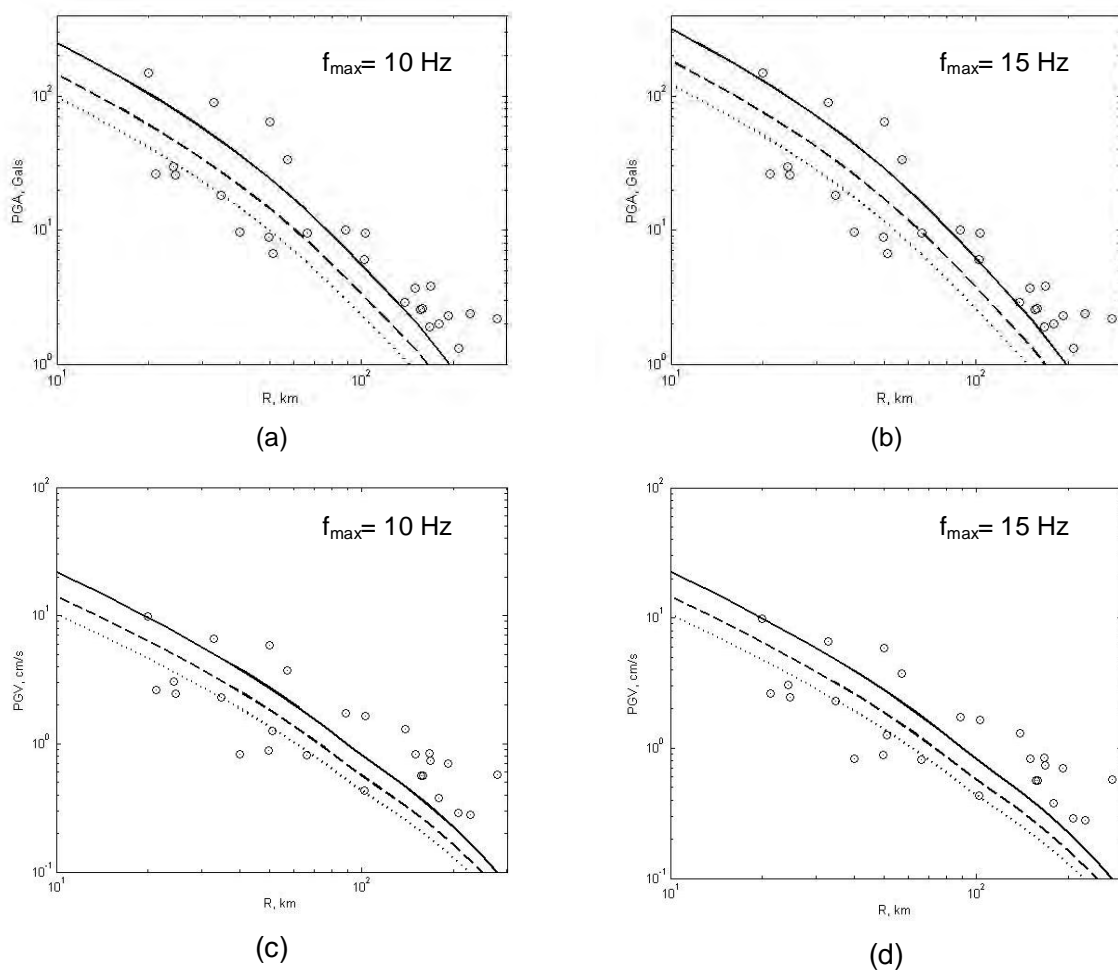


Figura 4.6. Comparación del modelo predictivo para el sismo de Xalapa con los valores de PGA y PGV del sismo de L'Aquila que se asume, son escasamente afectados por efecto de sitio local.

De las gráficas presentadas, se observa que el modelo predictivo utilizado en el estudio de Xalapa es consistente con los valores pico observados en el temblor de L'Aquila.

Conclusiones generales

Las curvas de isosistas propuestas por Flores y Camacho (1922), Figueroa (1970) y Suter *et al.* (1996) ubican a las intensidades experimentadas durante el sismo de Xalapa del 3 de enero de 1920 en los valores VIII y IX de la escala Modificada de Mercalli. En este capítulo se estimaron los valores de PGA y PGV para un sismo de magnitud postulada M_w 6.4 y distancia hipocentral de 30 km, utilizando la Teoría de Vibraciones Aleatorias. Los valores máximos obtenidos de la simulación consideran las funciones de transferencia de los nueve sitios del arreglo temporal de Xalapa y se compararon con los clasificados en la escala de intensidad instrumental desarrollada por Wald *et al.* (1999b). Esta escala, que se utiliza para representar gráficamente el movimiento del suelo a través de los Shakemaps, establece intervalos de velocidades y aceleraciones máximas para sismos de California obtenidos a partir de relaciones de regresión, por lo que su uso se puede considerar como una buena aproximación. Los valores de PGA y PGV estimados se encuadraron en los intervalos correspondientes de la escala de intensidad instrumental, observándose una buena correlación entre los valores de escala instrumental utilizada y los de intensidad propuestos por los autores antes mencionados.

Otro de los aspectos que se evaluó en este capítulo fue el modelo predictivo utilizado. Para tal efecto, se aprovecharon los valores observados de un evento de características similares al estudiado en este trabajo. Este temblor fue el ocurrido en el 6 de Abril de 2009 de magnitud M_w 6.3 en la región de Abruzzo, cercana al pueblo de L'Aquila en Italia. La ventaja principal de este sismo es el número de registros disponibles de los cuales se obtuvieron los valores de PGA y PGV para las 55 estaciones ubicadas en suelos de características geológicas diferentes. Al seleccionarse aquellos que de acuerdo con las clasificaciones correspondieron a sitios duros con efectos de sitio despreciables, se graficaron las velocidades y aceleraciones máximas obtenidas mediante el modelo utilizado en este trabajo y se superpusieron los valores observados en el sismo de L'Aquila. Se observó una buena correspondencia entre el modelo y los valores observados de este sismo.

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Mediante el uso de la Teoría de Vibraciones Aleatorias se realizó una estimación del movimiento del suelo para la ciudad de Xalapa para un sismo de magnitud postulada 6.4 a una distancia hipocentral de 30 km utilizando el modelo de fuente puntual ². Es conocido que la RTV es sensible a los parámetros del modelo, de los cuales resultan particularmente críticos σ y f_{max} en la región cercana a la fuente ($R < 200$ km). Para el presente estudio, no se contó con datos instrumentales de la época que auxiliaran en la determinación de los valores de estos parámetros, por lo que se recrearon diferentes escenarios para el mismo evento proponiendo valores razonables de σ y f_{max} .

El efecto de sitio es otro de los parámetros fundamentales para la estimación de los valores pico de movimiento del suelo. Para el caso de Xalapa, éste se determinó a través del cálculo de los cocientes espectrales estándar (SSR), dado que las técnicas H/V para sismos y ruido mostraron en general una buena correlación entre ellas; sin embargo, cuando se les comparó con los cocientes espectrales estándar, se encontraron diferencias significativas en su amplitud que condujeron a la conclusión que los cocientes H/V no resultan útiles para la estimación de los valores de PGA y de PGV, considerando que especialmente en los sitios blandos tienden a subestimar la amplificación de las ondas sísmicas.

A partir de la observación de los cocientes espectrales estándar en algunos sitios en Xalapa, quedó de manifiesto que la estación de referencia presentó un efecto de sitio que afectó sensiblemente las funciones de transferencia determinadas. Esta situación no resultó evidente cuando se calcularon los cocientes H/V para el sitio de referencia. El resultado obtenido con respecto a la estación REF se corrigió para obtener la respuesta del terreno con respecto a un sitio duro típico:

Aunque se obtuvieron las funciones de transferencia con respecto a REF y a un sitio duro típico que describen cuantitativamente el comportamiento del terreno en nueve sitios de Xalapa, resulta evidente que son pocos puntos dentro del área urbana actual y por lo tanto, se requiere determinar la respuesta del suelo en varios más para obtener una

microzonificación de la ciudad que describa el comportamiento del suelo con una resolución mayor.

Las respuestas del terreno (con respecto a REF, aun con su efecto sitio y las corregidas que representan a un sitio duro típico) resultan útiles en ambos casos para estimaciones del movimiento del terreno. Las primeras funciones de transferencia permiten predecir los valores máximos de aceleración y velocidad con respecto a este sitio, en tanto que las corregidas representan la respuesta del terreno en relación a un sitio duro típico. Además permiten conocer los periodos dominantes y sus amplitudes al comparárselas con un sitio de estas características. En consecuencia ambas pueden utilizarse para la estimación de los valores pico del movimiento del suelo.

Como consecuencia de los resultados obtenidos de la RVT, se confirmó que en otras zonas del país las predicciones y los valores observados están bien correlacionados. Sin embargo, para el caso de sismos de profundidad intermedia como el ocurrido en Chiautla, Puebla el 22 de mayo de 2009, que se documenta en el Apéndice de este trabajo, se encontró que los valores observados se encuentran muy por debajo de los estimados por la RTV. Este hecho plantea la posibilidad de que las ondas de este evento se hayan propagado a través de la cuña del manto (resultado del proceso de subducción de la placa de Cocos debajo de la Norteamericana) tal como lo describen Singh *et al.* (2006) para una serie de eventos ubicados a una distancia epicentral similar con respecto a LVIG. Dentro de los sismos que ocurrieron en esta misma zona se puede incluir el de Orizaba de 1973, Huajuapán de León en 1980 y el de Tehuacán en 1999 (véanse resultados de simulación de estos eventos para Xalapa en el Apéndice).

Esta conclusión es consistente con los daños nulos reportados en Xalapa para esos eventos, mismos que fueron claramente percibidos pero no causaron afectaciones de importancia. Desafortunadamente no se dispone de registros en la ciudad de esos eventos, pero es muy probable que de igual forma que el sismo antes mencionado, las ondas sísmicas se hayan atenuado antes de llegar a este lugar.

Las implicaciones que este hecho acarrea fundamentalmente tienen que ver con el tipo de eventos que pueden representar un peligro real en Xalapa, es decir, parece ser que aquellos sismos importantes en la región como los enunciados anteriormente no

representan un peligro potencial para esta zona del estado de Veracruz como se esperaría, pero se observa que sismos superficiales como el del 3 de enero de 1920 y aquellos similares a los anteriormente descritos que ocurran en las proximidades inmediatas a la ciudad sí causarían daños importantes.

Estos hechos establecen que es importante obtener registros durante periodos largos que permitan tanto identificar fallas activas para tener un conocimiento más profundo de la sismicidad de la región, como obtener analíticamente los valores de los parámetros de la fuente sísmica y en consecuencia, realizar estimaciones del movimiento del suelo en diversos puntos de la entidad. De igual forma, es necesario contar con una cobertura mayor de sismógrafos que haga posible el estudio de otras zonas donde se han presentado eventos aislados que han afectado las zonas centro y sur del territorio de Veracruz.

APÉNDICE

A continuación se presentan los resultados de las estimaciones realizadas para cuatro eventos ocurridos en la placa subducida debajo de la placa Norteamericana en territorio de México (temblores intraplaca) y que por sus parámetros focales, revisten un interés particular por los movimientos del terreno experimentados en Xalapa debido a que es factible que este tipo de eventos ocurran cerca la ciudad. Para este ensayo se incluyen los sismos presentados en la Tabla A1.

Procesamiento de datos

A continuación se presentan los valores de los parámetros utilizados en la estimación de la velocidad y aceleración máximas para los sismos propuestos y los resultados obtenidos en tres sitios diferentes. En todos los casos el valor de Q se determina de la expresión $Q(f) = 251f^{0.58}$ obtenida por García *et al.* (2004). Los valores pico mostrados que consideran efecto de sitio se calcularon para la componente EW.

Tabla A1
Parámetros de los eventos utilizados para la estimación de V_{max} y A_{max} en Xalapa

No. de Evento	Ubicación	Fecha	Lat. (°N)	Long (°W)	M_w	(bares)	H (km)	R (km)
1	Orizaba	28/08/1973	18.30	98.60	7.0	304*	82	145
2	Huajuapán de León	24/10/1980	18.03	98.20	7.0	304*	65	224
3	Tehuacán	15/06/1999	18.13	97.54	6.9	733	61	159
4	Chiautla de Tapia, Puebla	22/05/2009	18.13	98.44	5.7	343	45	225

* De acuerdo con la media propuesta por García *et al.* (2004)

Otros parámetros utilizados en las estimaciones son:

1. (velocidad de ondas S) = 4.68 km/s
2. (densidad) = 3.2 gm/cm³
3. F_{MAX} (frecuencia de corte) = 15 Hz
4. S (número de polos del filtro Butterworth) = 4
5. FS (factor de amplificación en superficie libre, usualmente tomado como 2)

El formato en que se muestran dichos resultados de velocidad y aceleración máximas incluye los valores calculados para un sitio duro típico (en este caso REF corregido por efecto sitio), un sitio de Xalapa que corresponde al terreno firme de la ciudad (lavas del cerro de Macuiltepetl) y un sitio blando para el que se eligió el sitio ubicado en el centro de

la ciudad, inmerso en la zona que fue afectada de manera importante por el terremoto del 3 de enero de 1920 y que tiene un efecto de sitio significativo. A partir de estos datos, los resultados obtenidos para V_{max} y A_{max} se desglosan en la Tabla A2.

Tabla A2
Resultados obtenidos de la RTV para los eventos propuestos

No. de evento	Sitio duro típico		Xalapa			
	V_{max} (cm/s)	A_{max} (cm/s ²)	Sitio firme		Sitio blando	
			V_{max} (cm/s)	A_{max} (cm/s ²)	V_{max} (cm/s)	A_{max} (cm/s ²)
1	2.66	24.8	10.1	1.01e+2	15.8	1.83e+2
2	1.60	11.8	5.99	49.2	9	92.8
3	3.21	35.3	13.2	1.45e+2	22.2	2.66e+2
4	1.53e-1	2.67	6.41e-1	11.1	1.44	20

Sismo de Chiautla, Puebla del día 22 de Mayo de 2009 (M 5.7)

El día 22 de mayo de 2009 el Servicio Sismológico Nacional reportó un sismo con magnitud 5.7 localizado en el Estado de Puebla, a 26 km al sureste de Chiautla de Tapia, Puebla. El sismo ocurrió a las 14:24 horas, tiempo del centro de México. Las coordenadas del epicentro son 18.13 latitud N y 98.44 longitud W (Figura A1).

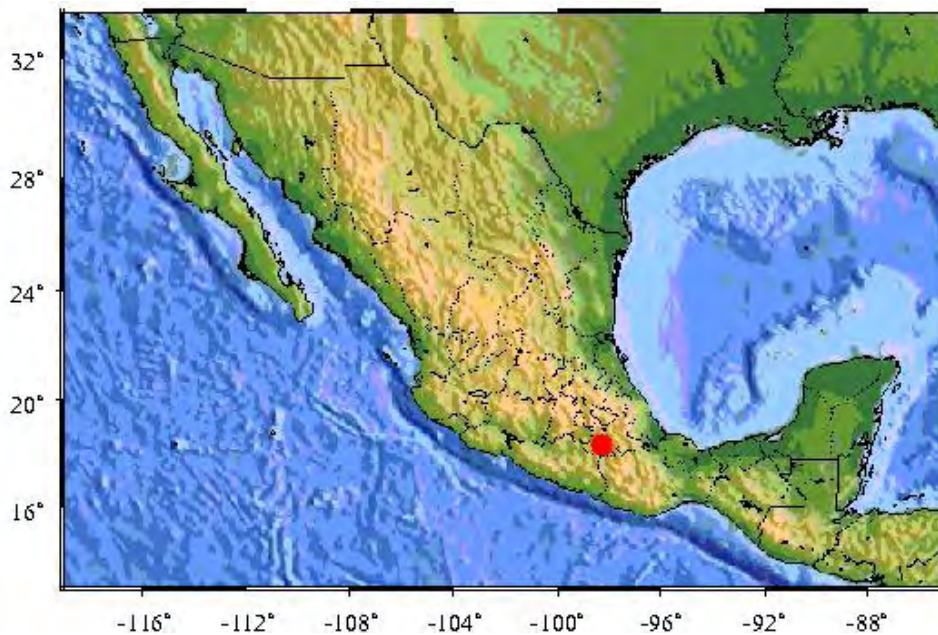


Figura A1. Epicentro del sismo del 22 de mayo de 2009.

El mecanismo focal del sismo, obtenido por el SSN, (Figura A2) muestra un fallamiento de tipo normal (rumbo=62 echado=79 deslizamiento=-112), característico de los sismos profundos intraplaca que se registran en nuestro país. El ajuste que se observa de las trazas sísmicas con las que se calculó el mecanismo focal es bueno y la magnitud M_w obtenida es de 5.7.



Figura A2. Mecanismo focal obtenido por el SSN del sismo del 22 de mayo de 2009.

Comparación de la RVT con valores observados en Xalapa

Las predicciones de la RVT se pueden comparar con los valores obtenidos por tres estaciones que se encontraban en operación en Xalapa en la fecha que se produjo este sismo. Los datos observados de V_{max} y A_{max} presentan en la Tabla A3 junto con los de la estación REF utilizada a largo del presente trabajo. La estación *Cerro* se encuentra en terreno firme producto de las lavas del Macuiltepetl, *Idiomas* se ubica en un sitio con suelo blando próximo a la zona centro de la ciudad y *Xala* en terreno compuesto por basaltos.

Tabla A3
 Valores de V_{max} y A_{max} registrados en REF, LVIG y tres estaciones ubicadas en Xalapa para el sismo de Puebla del 22 de mayo de 2009 (M 5.7, H=45 km)

Estación	Ubicación		R (km)	V_{max} (cm/s)	$A_{max,2}$ (cm/s ²)
	Latitud	Longitud			
REF	19.364	96.802	225	3.32e-2	6.99e-1
LVIG	19.723	96.417	280	2.75e-2	2.08e-1
* Cerro	19.548	96.915	228	1.19e-1	7.14e-1
* Idiomas	19.627	96.932	228	1.91e-1	1.59
** Xala	19.530	96.902	228	1.49e-1	7.87e-1

* Datos aportados por Torres, G. Proyecto de Microzonificación de Peligros Geológicos en la zona conurbada de Xalapa+ COVECYT.

** Valores obtenidos de la estación en Xalapa del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

La respuesta de los sismógrafos en REF y Xalapa indica que A_{max} y V_{max} en Xalapa fueron bajos. Una posibilidad es que los rayos pasen por la cuña de manto con alta atenuación (Singh *et al.*, 2006). En este estudio los autores analizan varios eventos que fueron agrupados de acuerdo con la distancia epicentral a estaciones del SSN localizadas a lo largo de la costa del Golfo (LVIG, TUIG y SCIG) con la finalidad de obtener una estimación preliminar de Q en esta región. Los resultados obtenidos indican que aquellos eventos cuyas ondas viajan a través de la cuña del manto o bajo los volcanes Popocatepetl y Pico de Orizaba experimentan una atenuación particularmente elevada, lo que implica una Q menor a la de la placa subducida y la litósfera continental cuando la propagación de ondas ocurre en esta zona de alta atenuación. Sin embargo, se requieren datos de sismógrafos distribuidos a lo largo de la costa del Golfo de México, de los que no se disponen en cantidad suficiente en este momento, para hacer una estimación más precisa.

En la Figura A3 se presentan los espectros de aceleración para la componente EW que se obtuvieron a partir de los registros de las tres estaciones mencionadas. Los espectros observados EW para el mismo evento en REF y LVIG (que representa un sitio duro típico), se muestran en la Figura A4 para efectos de comparación. La Tabla A4 contiene las estimaciones de las aceleraciones máximas obtenidas mediante la RTV para dos valores de Q : uno para sismos en la placa subducida (García *et al.*, 2004) y otro que considera el efecto de alta atenuación debido a la propagación de ondas a través de la cuña del manto (Singh *et al.*, 2006).

Tabla A4
Comparación de valores estimados a través de la RTV utilizando dos valores distintos de Q y los observados en el sismo de Puebla del 22 de mayo de 2009

RTV $A_{max}, \text{cm/s}^2$		Valores observados $A_{max}, \text{cm/s}^2$			
$*Q(f) = 251f^{0.58}$	$**Q(f) = 120f^{0.75}$	REF	Xala	Cerro	Idiomas
2.67	1.36	6.99e-1	7.87e-1	7.14e-1	1.59

*García *et al.* (2004).

** Singh *et al.* (2006).

La Figura A5 presenta una gráfica de los valores observados en Xalapa y en estaciones del SSN y los estimados mediante RTV de acuerdo con la Tabla A4.

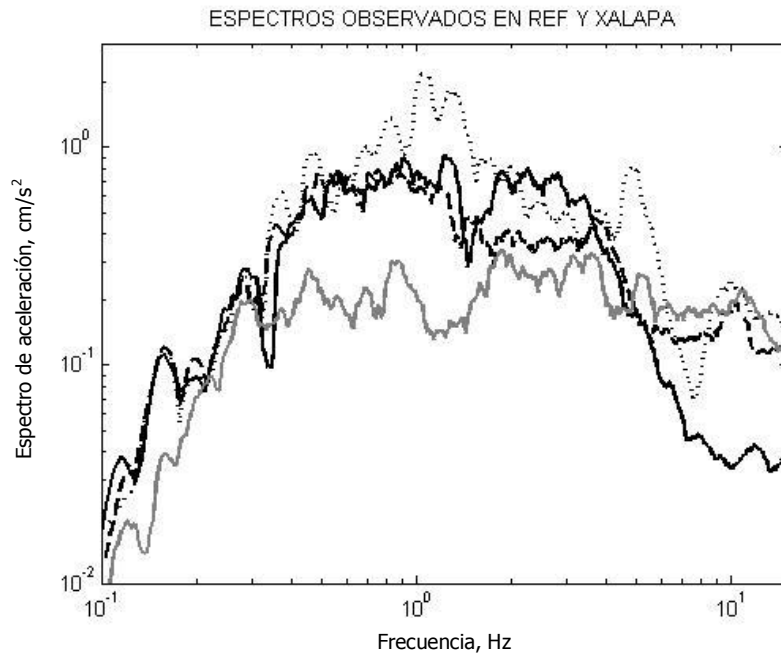


Figura A3. Espectros de aceleración de las estaciones en operación en Xalapa durante el sismo del 22 de mayo de 2009. La línea continua corresponde a la estación del Instituto de Ingeniería de la UNAM, la segmentada al sitio denominado *Cerro* y la punteada a *Idiomas*. La línea continua en color gris pertenece al espectro de la estación REF.

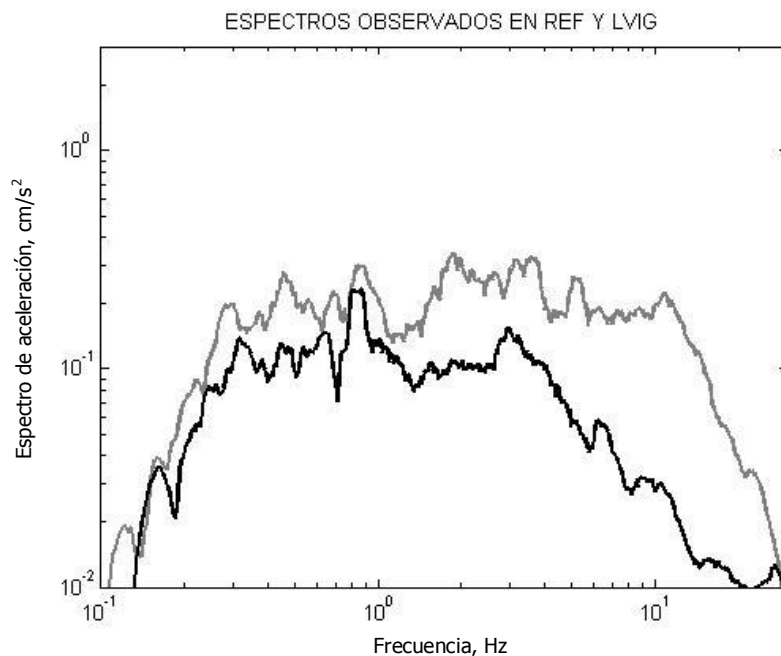


Figura A4. Espectros de aceleración del sitio REF y LVIG del sismo del 22 de mayo de 2009. La línea continua en gris corresponde a REF, en tanto que la negra a LVIG.

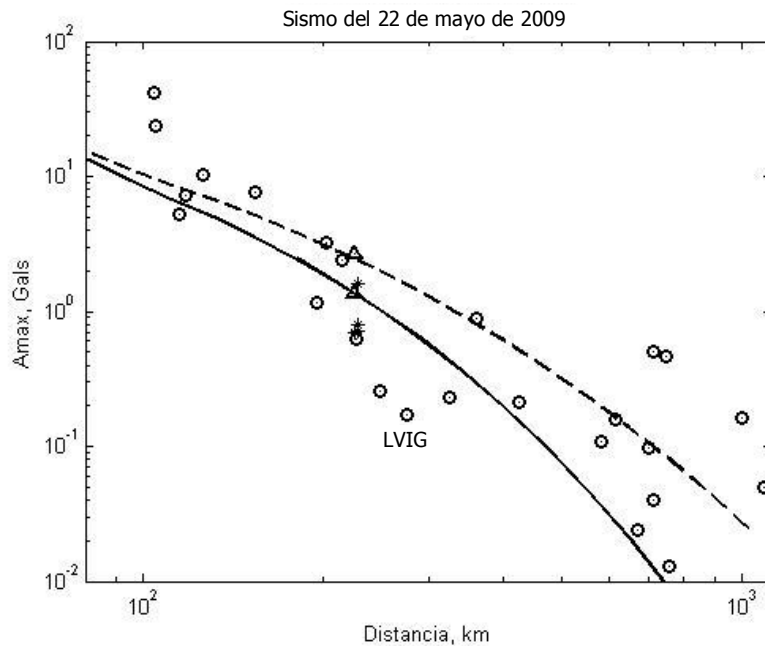


Figura A5. Valores de A_{max} observados para el sismo del 22 de Mayo de 2009 en estaciones del SSN (círculos) y en Xalapa, REF y LVIG (*) y los obtenidos mediante la RTV (triángulos) de acuerdo con la Tabla A4. La línea continua corresponde a $Q = 120f^{0.75}$ mientras que la segmentada a $Q = 251f^{0.58}$.

Se corrobora que los valores observados en las estaciones REF y LVIG además de los que reportan las ubicadas temporalmente en Xalapa se encuentran por debajo de los que predice la RVT para sismos en la placa subducida. A su vez, los resultados obtenidos por medio de la Teoría de Vibraciones Aleatorias para dos valores de Q se ajustan mejor en el caso que considera el efecto de alta atenuación en la cuña del manto, de acuerdo con Singh *et al.* (2006) con respecto al de Q para sismos en la placa subducida (García *et al.*, 2004). Los valores pico del terreno observados en estaciones del Servicio Sismológico Nacional de otras regiones ubicadas en sitios duros típicos son consistentes con la RTV (reportado por Pérez-Campos, X., para los sismos del 27 de abril de 2007 y del 22 de mayo de 2005, que se analizan en esta sección; véase la Figura A5)

Sismo de San Marcos, Guerrero del día 27 de abril de 2009 ($M 5.7$)

Se presenta a continuación un ejercicio similar al anterior para este evento reportado por el SSN. La Tabla A5 contiene los valores observados (EW) en REF y tres estaciones

en Xalapa, la Figura A7 muestra los espectros de aceleración de cada sitio y la Tabla A6, las estimaciones de la RTV para dos valores diferentes de Q.

Tabla A5
Valores de V_{max} y A_{max} registrados en REF y tres estaciones ubicadas en Xalapa para el sismo del 27 abril de 2009 (M 5.7, H=38 km)

Estación	Ubicación		R (km)	V_{max} (cm/s)	A_{max} (cm/s ²)
	Latitud	Longitud			
REF	19.3641	96.8024	400	3.11e-2	2.72e-1
*Cerro	19.5480	96.9153	405	6.70e-2	4.48e-1
*Idiomas	19.6270	96.9320	405	9.98e-2	7.06e-1
**Xala	19.5298	96.9019	405	2.25e-1	5.61e-1

* Datos aportados por Torres, G. Proyecto de Microzonificación de Peligros Geológicos en la zona conurbada de Xalapa. COVECYT.

** Valores obtenidos de la estación en Xalapa del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

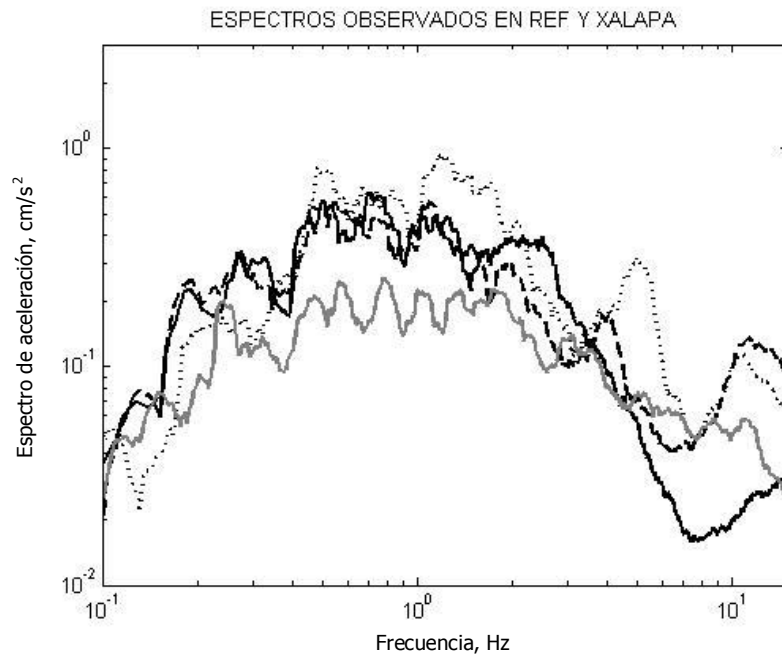


Figura A6. Espectros de aceleración EW de las estaciones en operación REF y Xalapa durante el sismo del 27 de abril de 2009. La línea negra continua corresponde a la estación del Instituto de Ingeniería de la UNAM, la segmentada al sitio denominado Cerro y la punteada a Idiomas. La línea continua en color gris pertenece al espectro de la estación REF.

Tabla A6
 Comparación de valores estimados a través de la RTV utilizando dos valores distintos de Q con los observados en el sismo de Guerrero del 27 de abril de 2009

RTV		Valores observados			
$A_{max}, cm/s^2$		$A_{max}, cm/s^2$			
$*Q(f) = 251f^{0.58}$	** $Q(f) = 120f^{0.75}$	REF	Xala	Cerro	Idiomas
6.0915E-01	1.8190E-01	2.72e-1	5.61e-1	4.48e-1	7.06e-1

*García *et al.* (2004).
 ** Singh *et al.* (2006).

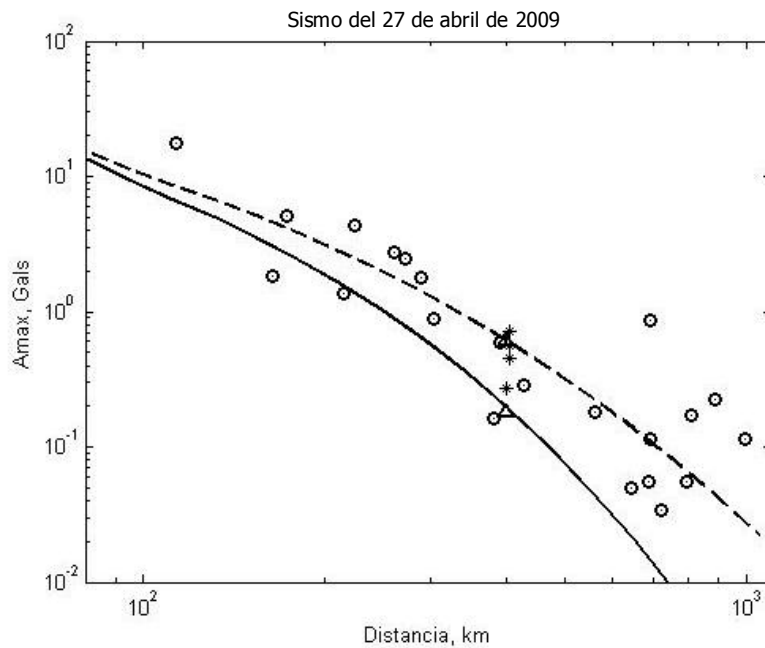


Figura A7. Valores de A_{max} observados para el sismo del 27 de abril de 2009 en estaciones del SSN (círculos), en Xalapa y REF (*) y los obtenidos mediante la RTV (triángulos) de acuerdo con la Tabla A6. La línea continua corresponde a $Q = 120f^{0.75}$ mientras que la segmentada a $Q = 251f^{0.58}$.

Para este evento no hay un ajuste preferente entre las curvas descritas por los valores de Q para la cuña del manto (Singh *et al.*, 2006) y Q para sismos en la placa subducida (García *et al.*, 2004) con las aceleraciones máximas observadas en Xalapa. Por la profundidad de este sismo ($H=38$ km) es de suponer que una parte de las ondas que se propagaron lo hicieron a través de la cuña del manto.

REFERENCIAS

- Abe, K. (1981). Magnitude of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth. Planet. Interiors* **27**, 72-92.
- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectra, *J. Geophys. Res.* **72**, 1217-1231.
- Amoco-Pemex-IMP (1995). Tertiary stratigraphy, basin evolution and its economic potential of the Veracruz basin, central México. Reporte técnico interno.
- Anderson, J., y S. Hough (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1969. 1993.
- Atkinson, G. M., y D. M. Boore (1995). Ground Motion Relations for Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 17. 30.
- Atkinson, G. M., y W. Silva (2000). Stochastic Modeling of California Ground Motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, 255. 274.
- Bard, P.-Y. (1999). Microtremor measurements: A tool for site effect estimation? *Proceedings, 2nd International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, December 1998, pp. 1251-1279.
- Bard, P.-Y., y SESAME participants (2004). The SESAME project: An overview and main results, in *Proceedings, 13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, August 2004, Paper #2207.
- Beresnev, I., y G. Atkinson (1998b). Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California earthquake. I. Validation on rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 1392. 1401.
- Boatwright, J., y G. Choy (1992). Acceleration source spectra anticipated for large earthquakes in Northeastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 660. 682.
- Bonilla, L. F., J. H. Steidl, G. T. Lindley, A. G. Tumarkin, y R. J. Archuleta (1997). Site amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of site-effect estimation using the S-wave, Coda, and H/V methods, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87**, 710-730.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic Simulation of High-frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 1865. 1894.
- Boore, D. M., W. B. Joyner, y T. E. Fumal (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: A summary of recent work: *Seismological Research Letters*, v. **68**, no. **1**, p. 128-153.
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.* **60**, 29-61.

- Borcherdt R. D., y G. Glassmoyer (1992). On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, n.2, 603-641
- Borcherdt, R. D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification), *Earthquake Spectra* **10**, 617-654.
- Brazee, R. J. (1979). Reevaluation of Modified Mercalli Intensity Scale for Earthquakes using Distance as Determinant, *Bull. Seism. Soc. Am.* **69**, 911 - 924.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75**, 4997-5009.
- Brune, J. N. (1971). Seismic sources, fault plane studies and tectonics; *EOS* **52**, 178-187.
- Brune, J. N. (1971). Correction, *J. Geophys. Res.* **76**, 5002.
- Cantagrel, J. M. y Robin, C., 1979. K-Ar dating on Eastern, Mexican Volcanic Rocks-Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **5**, 99-114.
- Cartwright, D. E., y M. S. Longuet-Higgins (1956). The statistical distribution of the maxima of a random function, *Proc. R. Soc. London* **237**, 212-232.
- Consejo de Recursos Minerales, 2000. Carta Geológico-Minera, Veracruz. E14-3, escala 1:250,000, Estados de Veracruz, Puebla y Tlaxcala. (Texto y Mapa).
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Rev. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol.* **2**, 172-187.
- Dewey J. W., B. Glen Reagor, L. Dengler, y K. Moley (1995). Intensity distribution and isoseismal maps for the Northridge, California, earthquake of January 17, 1994, U. S. Geological Survey Open-File Report 95-92, 35 pp.
- Ferriz, H., y G. Mahood (1984). Eruptions rates y compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico; *J. Geophys. Res.* **89**, 8511-8524.
- Field, E. H., y K. H. Jacob (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1127-1143.
- Field, E. H. (1996). Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basinedge-induced waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 991-1005.
- Figuroa, J. (1963). Isosistas de macrosismos mexicanos, Instituto de Ingeniería, UNAM. Reporte **67**.
- Figuroa, J. (1970). Catálogo de sismos ocurridos en la República Mexicana, Instituto de Ingeniería, UNAM. Reporte **272**.

Flores, T., y H. Camacho (1922). Terremoto Mexicano del 3 de Enero de 1920, *Instituto Geológico de México*; Boletín **38**, 107 pp.

Frankel, A. D., D. L. Carver, y R. A. Williams (2002). Nonlinear and linear site response and basin effects in Seattle for the M 6.8 Nisqually, Washington, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 2090-2109.

García, D., S. K. Singh, M. Herráiz, J. F. Pacheco, y M. Ordaz (2004). Inslab earthquakes of central Mexico: Q, source spectra and stress drop, *Bull. Seism. Soc. Am.* **94**, 789-802.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., y Ferrari, L. Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. 2005, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, número 3: 227-285. Base de Datos Geoquímicos.

González Mercado, G. E. (2005). El vulcanismo monogenético de la región de Xalapa, Veracruz. Geomorfología, petrología y génesis. Tesis de Maestría. Instituto de Geología, UNAM.

González-Ruíz, J. (1986). Earthquake source mechanics and tectonophysics of the middle America subduction zone in México, Ph. D. Thesis, University of California at Santa Cruz.

Gutenberg, B., y C. F. Richter (1954). Seismicity of the Earth and Associated Phenomena; 2nd edition, Princeton University Press; Princeton, New Jersey, 310 pp.

Gutiérrez, C. y S. K. Singh (1992). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: Comparison of results from strong motion and microtremor data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 642-659.

Gyma, Estudios de Planeación Regional (1987). Exploración Geológico-Petrolera de tipo Tectónico. Prospecto Huatusco-Jalapa de Díaz, Estado de Veracruz. Proyecto realizado para PEMEX. 196 pt. Inédito.

Hanks, T. C. (1979). b Values and σ Seismic Source Models: Implications for Tectonic Stress Variations along Active Crustal Fault Zones and the Estimation of High-frequency Strong Ground Motion, *J. Geophys. Res.* **84**, 2235. 2242.

Hanks, T. C., y R. K. McGuire (1981). The Character of High-frequency Strong Ground Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 2071. 2095.

Hanks, T. C. (1982), f_{max} , *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 1867. 1879.

Hartzell, S. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.* **5**, 1. 14.

Havskov, J., y G. Alguacil. Instrumentation in Earthquake Seismology, 1st ed. 2004. Corr. 2nd printing, XII, 360 p. ISBN: 978-1-4020-2968-4.

Heaton, T., y S. Hartzell (1986). Source characteristics of hypothetical subduction earthquakes in the Northwestern United States, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**, 675. 708.

Hernández Hernández, J. O. (2007). Integración de sondeos de Mecánica de Suelos en la zona urbana de Xalapa, Veracruz; como base para elaborar un Mapa Geotécnico. Reporte. Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Veracruzana.

Hirasawa, T., y W. Stauder (1965). On the seismic body waves from a finite moving source, *Bull. Seism. Soc. Am.* **55**, 237. 262.

Horike, M., B. Zhao, y H. Kawase (2001). Comparison of site response characteristics inferred from microtremors and earthquake shear waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**, 1526-1536.

Hough, S., y D. Dreger (1995). Source parameters of the 23 April 1992 M 6.1 Joshua Tree, California, earthquake and its aftershocks: empirical Green's function analysis of GEOS and TERRAscope data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1576. 1590.

Howell, B. F. y T. R. Shultz (1975). Attenuation of Modified Mercalli intensity with distance from the epicenter, *Bull. Seism. Soc. Am.* **65**, 651. 665.

Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI), 2000. Carta Topográfica de Xalapa E14-B27, Escala 1:50 000.

Irikura, K. (1983). Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.* **33**, 63. 104.

Jiménez, Z., y L. Ponce (1977-1978). Focal mechanism of six large earthquakes in northern Oaxaca, México, for the period 1928-1973, *Geofis. Int.* **17**, 379-386.

Johnson, C. A., y C. G. A. Harrison (1989). Tectonics and Volcanism in Central Mexico: A Landsat Thematic Mapper perspective, *Remote Sens. Environ.* **28**, 273-286.

Joyner, W. B. (1984). A Scaling Law for the Spectra of Large Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1167. 1188.

Joyner, W. B., y D. M. Boore (1986). On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes, in *Earthquake Source Mechanics*, American Geophysical Monograph **37**, 269. 274.

Joyner, W. B., y D. M. Boore (1988). Measurement, characterization, and prediction of strong ground-motions, in Proc. Conf. on Earthq. Eng. & Soil Dyn. II, Geotechnical vision, Am. Soc. Civil Eng., Park City, Utah, 43-102.

Lachet, C., y Bard, P.-Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth* **42**, 377-397.

Lachet, C., D. Hatzfeld, P.-Y. Bard, C. P. Theodulidis, y A. Savvaidis (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): Comparison of different approaches, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1692-1703.

Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, Inferred from teleseismic P waves, *J. Geophys. Res. Lett.* **84**, 4749-4762.

- Lermo, J., y F. J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1574-1594.
- Lermo, J., y F. J. Chávez-García (1994). Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 1350-1364.
- López, I. M. (1991). Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola Area, central Veracruz, México, M.S. Thesis, Tulane University, U.S.A. 139 pt.
- Lozano L., M. Herraiz y S. K. Singh (2009). Site effect study in central Mexico using H/V and SSR techniques: independence of seismic site effect on source characteristics, *Soil Dyn. Earthquake Engineering* **29**, 504-516.
- McGuire, R. K., y T. C. Hanks (1980). RMS Accelerations and Spectral Amplitudes of Strong Ground Motion during the San Fernando, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 1907. 1919.
- McGuire, R. K., A. M. Becker, y N. C. Donovan (1984). Spectral Estimates of Seismic Shear Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1427. 1440.
- Molnar, S., y J. F. Cassidy (2006). A comparison of site response techniques using earthquakes and microtremors, *Earthquake Spectra* **22**, 169-188.
- Mooser, F. (1972). The Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics. *Geofis. Int.* **12-2**, 55-70.
- Mucciarelli, M., M. R. Gallipoli, y M. Arcieri (2003). The stability of the horizontal-to-vertical spectral ratio of triggered noise and earthquake recordings, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **93**, 1407-1412.
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2**, 1-16.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Reports of the Railway Technical Research Institute* **30**, 25-33.
- Negendank, J. F. W., R. Emmermann, R. Krawczyk, F. Mooser, H. Tobschall, y D. Werle (1985). Geological and geochemical investigations on the eastern Transmexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* **24-4**, 477-575.
- Nelson, S. A. y C. E. González (1992). Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico, *Bull. Volcanol.* **55**, 85-96.
- Nelson, S. A., C. E. González y T. K. Kyser (1995). Constraints on the origin of alkaline and calcalkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**, 191-211.
- Ordaz, M., S. K. Singh, E. Reinoso, J. Lermo, J. M. Espinosa y T. Domínguez (1988). Estimation of response spectra in the lake bed zone of the valley of Mexico, *Earthquake Spectra* **4**, 815-834, 1988.

- Ordaz, M., J. Arboleda y S. K. Singh (1995). A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motions from future large earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1635-1647.
- Orozco y J. D. Berra (1887). Efemérides Sísmicas Mexicanas, *Mem. Soc. Científ. Antonio Alzate, México*, **1**, 303-541.
- Ortega, G. F., S. L. M. Mitre, Q. J. Roldán, J. J. Aranda, Z. D. Morán, A. S. Alaniz, y S. A. Nieto (1992). Carta Geológica de la República Mexicana, Esc. 1:2 000 000. Univ. Nac. Auton. Mex.-Inst. Geol.
- Papageorgiou, A. S., y K. Aki (1983b). A Specific Barrier Model for the Quantitative Description of Inhomogeneous Faulting and the Prediction of Strong Ground Motion. Part II. Applications of the Model, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **73**, 953-978.
- Pasquaré, G., L. Vezzoli y A. Zanchi (1987). Morphological and structural model of the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*. **26-2**, 159-175.
- Prost, G., y M. Aranda (2001). Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico, en Bartolini, C., E.T. Buffler, and Ch.A. Cantú, EDS. The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG. *Memoir* **75**, 271-291.
- Richter, C. F. (1958). *Elementary Seismology*. W. F. Freeman & Co.
- Rosenblueth E., M. Ordaz, F. J. Sánchez-Sesma y S. K. Singh (1989). Design spectra for Mexico's Federal District, *Earthquake Spectra* **5**, 258-272.
- Rothé, J. P. (1969). *The Seismicity of the Earth, 1953-1965*, UNESCO, Paris, France, 336 pp.
- Sabetta F., y A. Pugliese (1987). Attenuation of peak ground acceleration and velocity from Italian strong motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.* **77**, 1491-1513.
- Sabetta F., y A. Pugliese (1996). Estimation of response spectra and simulation of non-stationary earthquake ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 337-352.
- Siebert, L., y G. Carrasco (2002). Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the Eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **115**, 179-205.
- Singh, S. K., y M. Wyss (1976). Source parameters of the Orizaba earthquake of August 28, 1973, *Geofis.Int.* **16**, 165-184.
- Singh S. K., J. Havskov, y L. Astiz (1981). Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 827-843.
- Singh S. K., R. Apsel, J. Fried y J. N. Brune (1982). Spectral attenuation of SH-wave along the Imperial fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 2003-2016.

- Singh, S. K., M. Rodríguez y J. M. Espíndola (1984), A catalog of earthquakes of Mexico from 1900 to 1981, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 267-279.
- Singh, S. K., G. Suárez, y T. Domínguez (1985). The great Oaxaca earthquake of 15 January 1931: Lithosphere normal faulting in the subducted Cocos plate, *Nature* **317**, 56-58.
- Singh S. K., M. Ordaz, y L. E. Pérez-Rocha (1996). The great Mexican earthquake of 19 June 1858: Expected ground motions and damage in Mexico City from a similar future event, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1655-1666.
- Singh, S. K., M. Ordaz, J. F. Pacheco, R. Quaas, L. Alcántara, S. Alcocer, C. Gutiérrez, R. Meli, y E. Ovando (1999). A preliminary report on the Tehuacán México earthquake of June 15, 1999 ($M_w=7.0$), *Seism. Res. Lett.* **70**, 489-504, 1999.
- Singh, S. K., B. K. Bansal, S. N. Bhattacharya, J. F. Pacheco, R. S. Dattatrayam, M. Ordaz, G. Suresh, Kamal, y S.E. Hough (2003). Estimation of ground motion for Bhuj (26 January, 2001); $M_w=7.6$) and for future earthquakes in India, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 353-370, 2003.
- Singh, S. K., J. F. Pacheco, D. García, y A. Iglesias (2006). An estimate of shear-wave Q of the mantle wedge in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* **96**, 176-187, 2006.
- Steidl, J. H. (2000). Site response in southern California for probabilistic seismic hazard analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, n. 6B, S149. S169.
- Stucchi et alii. (2007). DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04. <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>, *Quaderni di Geofisica* **49**, pp.38.
- Suárez, G., y S. K. Singh (1986). Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt-Discussion. *Tectonophysics*, **127**, 155-160.
- Suárez, G. (1992). El sismo de Jalapa del 3 de enero de 1920, *Rev. Mex de Ing. Sismica*, v. **42**, p. 3-15.
- Suter, M., O. Quintero y C. A. Johnson (1991). Active Faults and State of Stress in the Central Part of the Trans Mexican Volcanic Belt, México (1). The Venta de Bravo Fault, *J. Geophys. Res.*, en prensa.
- Suter, M., M. Carrillo-Martínez, y O. Quintero-Legoretta (1996). Macro seismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican volcanic belt, México. *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1952-1963.
- Toro, G. R., N. A. Abrahamson, y J. F. Schneider (1997). Model of Strong Ground Motions from Earthquakes in Central and Eastern North America: Best Estimates and Uncertainties, *Seism. Res. Lett.* **68**, 41. 57.
- Triantafyllidis, P., P. M. Hatzidimitriout, N. Theodulidis, P. Suhadolc, C. Papazachos, D. Raptakis, y K. Lontzetidis (1999). Site effects in the city of Thessaloniki (Greece)

estimated from acceleration data and ID local soil profiles, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 521-537.

Wald, D. J., V. Quitoriano, T. H. Heaton, y H. Kanamori (1999b). Relationship between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California, *Earthquake Spectra*, v. 15, no. **3**, p. 557-564.

Wald, D. J., Bruce C. Worden, Vincent Quitoriano, y Kris L. Pankow. ShakeMap® Manual, *TECHNICAL MANUAL, USERS GUIDE, AND SOFTWARE GUIDE*, Versión 1.0 6/19/2006.

Wills, C. J., M. D. Petersen, W. A. Bryant, M. S. Reichle, G. J. Saucedo, S. S. Tan, G. C. Taylor, y J. A. Treiman (2000). A site-conditions map for California based on geology and shear wave velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, S187-S208.

Wood, H. O., y Neumann (1931). Modified Mercalli intensity scale of 1931, *Bull. Seism. Soc. Am.* **21**, 277-283.

Yamakawa, K. (1998). The Prime Minister and the earthquake: Emergency Management Leadership of Prime Minister Marayama on the occasion of the Great Hanshin-Awaji earthquake disaster, *Kansai Univ. Rev. Law and Politics*, No. **19**, 13-55.

Yamamoto, J., Z. Jiménez, y R. Mota (1984). El temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, México, del 24 de octubre de 1980, *Geofis. Int.* **23**, 83-110.

Yáñez, G. C., y D. S. García (1982). Exploración de la Región Geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. CFE. 93 pt.

Zoback, M.L., M. D. Zoback, J. Adams, S. Bell, M. Suter, G. Suárez, K. Jacob, C. Estabrook, y M. Magee (1990). Stress map of North America, Continent-scale Map-005, Geological Society of America, Boulder, Colorado, Scale 1:5,000,000.

Página de Internet:

<http://www.xalapa.gob.mx/municipio/datos.htm>. Consultada en octubre de 2008 para datos generales de Xalapa.