



## **Simulación numérica de terremotos en el centro de México como herramienta para la prevención, mitigación y preparación ante sismos.**

### **Contenido**

1.- Introducción.....	2
1.1 Sismos en México, características e implicaciones.....	5
2.-Datos utilizados.....	13
2.1 El sismo del 19 septiembre de 2017, un sismo intraplaca.....	14
2.2 Sismo hipotético en la brecha de Guerrero.....	16
2.3 Sismo hipotético tipo Acambay.....	17
2.4 Microsismicidad en la cuenca de México.....	18
2.4.1 Secuencia de registro del enjambre sísmico.....	19
2.4.2 Sistema de fallas locales.....	21
2.4.3 Estudios gravimétricos.....	24
2.4.4 Registros de velocidad y aceleración de los equipos del CENAPRED.....	25
3.- Metodología.....	30
4.-Resultados.....	38
4.1 Simulación numérica del terremoto del 19 de septiembre de 2019.....	39
4.2 Simulación numérica del terremoto hipotético de un sismo en la brecha de Guerrero.....	42
4.3 Simulación numérica del terremoto hipotético tipo Acambay.....	45
5.-Conclusiones y recomendaciones.....	47
Referencias.....	49

**Elaborado por:**

**M.C. Sergio Alberto Galaviz Alonso**

**M.C. Juan Carlos Jiménez Velázquez**





## 1.- Introducción

Actualmente en países desarrollados se hace uso del método probabilista y determinista, los cuales han sido estudiados de manera continua por la ingeniería sísmica y la sismología respectivamente. Ambos métodos tienen como objetivo la estimación del peligro sísmico, la principal diferencia radica en que el Análisis del Peligro Sísmico Probabilista (PSHA por sus siglas en inglés) integra las unidades en tiempo, es decir, el método probabilista puede estimar la máxima aceleración en un periodo de tiempo debido a un rango de magnitudes provenientes de diferentes zonas sismogénicas y a diferentes distancias (McGuire 2004), por su parte el Análisis del Peligro Sísmico Determinista (DSHA por sus siglas en inglés) normalmente utiliza una zona sismogénica y la magnitud mayor esperada con distancia determinada, de acuerdo al punto objetivo. El método probabilista se basa en la incertidumbre del escaso catálogo histórico de sismos que ha ocurrido en nuestro país el método determinista se convierte en un opción viable para la estimación del peligro sísmico en países con poca cobertura instrumental (Wang J.P. & Huang D. 2014);

El modelado matemático determinista es útil para estimar el comportamiento de cuerpo macroscópico continuo, como resultado de una integración matemática, a partir del conocimiento de las propiedades de pequeños elementos diferenciales que lo componen (Viniegra F., 2011). Con esta hipótesis, elaborado por Sir Gabriel Stokes en 1851, las leyes fundamentales de la mecánica y de la termodinámica adquieren la forma de un sistema de ecuaciones diferenciales de balance, que al operarse con las ecuaciones constitutivas, se obtiene un sistema de ecuaciones diferenciales y al ser integradas por un método numérico, bajo condiciones iniciales y de frontera, se estiman las soluciones. Dichas soluciones, para la propagación de ondas sísmicas pueden ser estimadas mediante los diferentes





métodos numéricos; elemento finito (Panza 1985, Oprsal and Zahradnik, 2002), diferencias finitas (Ohminato and Chouet (1997), Chávez F. y Salazar L. 2004, Takenaka y Galaviz 2017), volumen finito (Dormy y Tarantola, 1995) y de frontera (Yokoi T 1994).

Los métodos deterministas se basan en la hipótesis de que la sismicidad futura será similar a la pasada, en cualquier lugar de las zonas sismogénicas, las cuales hacen uso de las funciones empíricas de Green (Irikura y Miyake 2010), funciones teóricas de Green (Galaviz y Takenaka 2017), así como de los método híbridos para poder simular las bajas y altas frecuencias (Pitarka e Irikura 2000). El método determinista estima el valor máximo de la variable elegida como medida del movimiento del suelo en un lugar determinado debido a la sismicidad de la región, esta variable puede estar en términos de la aceleración, la velocidad, el desplazamiento o algunas de los espectros de estas.

Cabe mencionar que este método se basa en los parámetros de sismos presentados, obteniendo el valor máximo esperado de la variable que representa el movimiento del suelo (intensidad sísmica, aceleración, etc.) suponiendo un mismo nivel de riesgo a todas las estructuras, lo cual no es cierto para la ingeniería sísmica. Este método puede resultar en algunos casos, conservador y generar penalizaciones al diseño de estructuras. Por ese motivo en el presente trabajo se incluyen los aspectos sismotectónicos basados en parámetros sísmicos que permitan un análisis determinista apegado a modelos geológicos y geofísicos del centro de México y en específico de la Cuenca de México.

El objetivo de este trabajo, estriba en modelar la propagación de ondas sísmicas en un medio elástico, el cual permita estimar el movimiento fuerte del terreno





mediante análisis de datos sintéticos. Para la modelación que se plantea, es necesario considerar los modelos geofísicos y geológicos, hacer uso de la información de las redes acelerométricas como la Red del Atenuación y de la Ciudad de México del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), la Red de Acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la UNAM, la Red Acelerográfica de la Ciudad de México que opera el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES), así como de las redes de observación sísmológica temporales y permanentes, como la Red de Monitoreo de Sismos operada por el Servicio Sísmológico Nacional (SSN) de la UNAM, los datos del Experimento de Subducción de Meso-América (MASE por sus siglas en inglés) realizado por CALTECH y la UNAM 2005-2007 y de las Redes de Observación Temporal que instala la Subdirección de Riesgos Sísmicos del CENAPRED, para la localización de microsismicidad derivada de la reactivación de fallas locales.

Es importante mencionar que el tener un modelo sismotectónico, no garantiza el comportamiento real de la propagación de las ondas sísmicas; por lo consiguiente es necesario del modelado directo e inverso para la comparación de registros sintéticos y observados.

El modelo directo, implica la estimación de las propiedades del subsuelo, tener los parámetros de la fuente sísmica así como la respuesta de la estación, en algunos casos, considera la topografía irregular y los efectos de estructuras geológicas superficiales y por su puesto los efectos de sitio. Por su parte el modelo inverso, hace uso de los registros del movimiento fuerte del terreno e intenta modelar y entender el proceso de generación del sismo.

El presente trabajo hace uso de un modelo geológico-geofísico que va de la costa de Guerrero hasta Tamaulipas, modificado de Kostoglodov y Pacheco (1999), y del





proyecto MASE, pasando por la cuenca de México, así como un modelo gravimétrico puntual del Eje Neovolcánico Mexicano y de la Cuenca de México, obtenido en 2015 por el Profesor Leobardo Salazar Peña del Instituto Politécnico Nacional (IPN) y de la información de CRUST 1.0, como insumos para generación de un mallado cuasi real del centro de México y que dentro del esquema de Diferencias Finitas Centradas (FDM), se puedan obtener los parámetros deseados en forma de registros sintéticos. Para ello se hace uso de cuatro fuentes sismogénicas que afectan a la Cuenca de México (Rosenblueth y colaboradores 1989).

### 1.1 Sismos en México, características e implicaciones

La tierra está conformada por diferentes capas de composición y temperatura variable, la litosfera, capa superficial y rígida, está dividida en grandes pedazos como si fuera un gran rompecabezas, los cuales llamamos placas tectónicas. En esta capa las rocas más profundas y calientes suben a la superficie generando corrientes de convección que provocan el movimiento continuo de dichas placas tectónicas. Esta teoría explica la generación de terremotos, volcanes y es la responsable de la formación de montañas así como de la distribución actual de los continentes (figura 1).







-180° -150° -120° -90° -60° -30° 0° 30° 60° 90° 120° 150° 180°

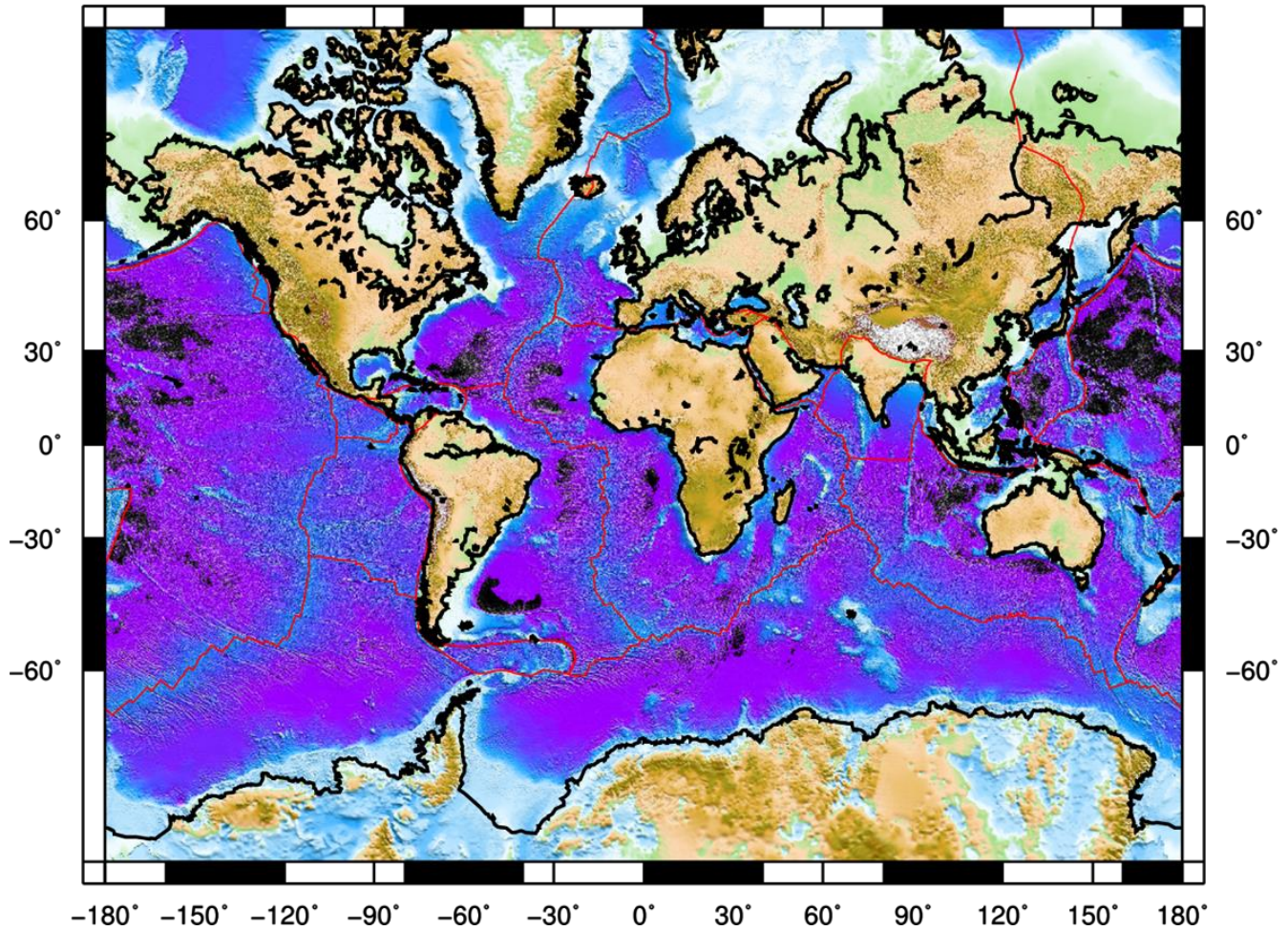


Figura 1.- Distribución de los continentes en el mundo. Las líneas rojas indican los límites de las placas tectónicas.

Los sismos se presentan en mayor medida en los límites de estas placas, sin embargo se pueden presentar en cualquier zona y en cualquier momento debido a que las placas se encuentran en un constante estado de esfuerzos (Aki and Richards 2002).







En el territorio mexicano convergen las placas tectónicas de Norteamérica, Pacífico, Caribe, Cocos y la microplaca de Rivera (figura 2). La actividad sísmica en México es consecuencia de la interacción de éstas.

La de Norteamérica se desplaza al suroccidente, la del Pacífico al noroeste, Cocos, hacia el noreste, y la del Caribe hacia el oriente. Las regiones donde están el Golfo de México y el Caribe presentan esfuerzos tectónicos de separación cortical, actuando en los márgenes continentales como consecuencia del desplazamiento de las placa tectónicas de Norteamérica y la del Caribe. (Aguayo, J. and Trápaga, 2001).

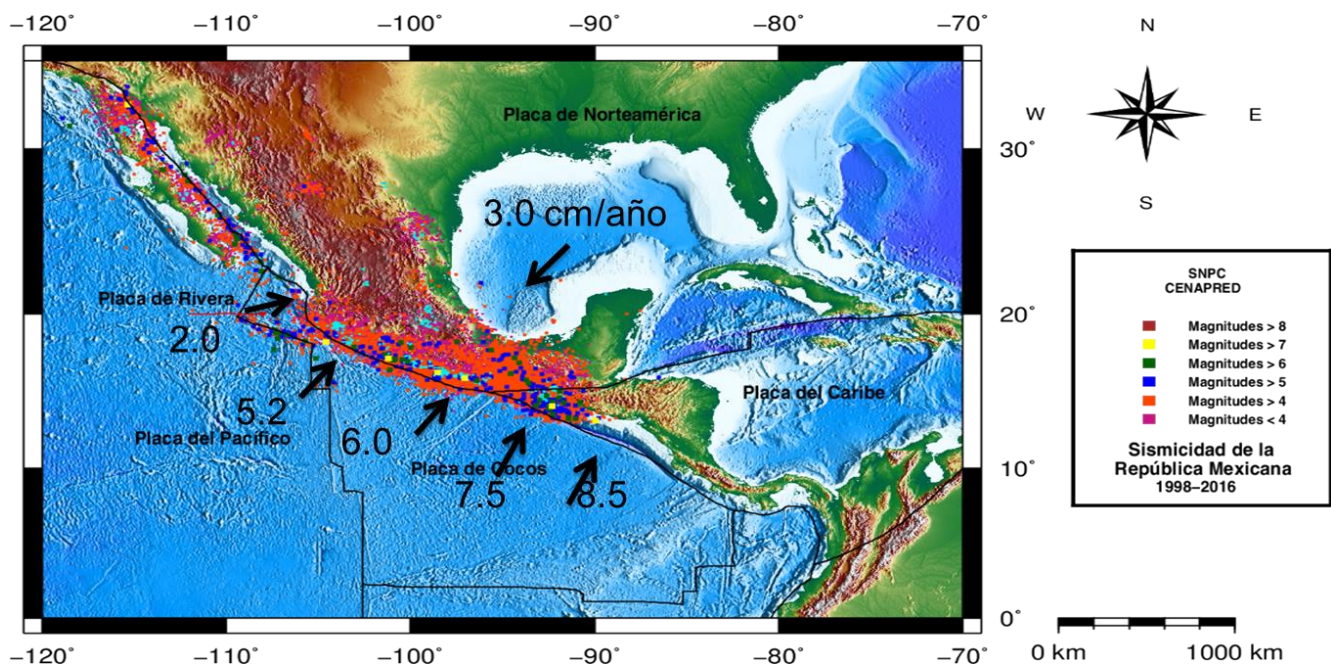


Figura 2.- Distribución de las placas que interactúan en México, las flechas indican la velocidad de movimiento relativo de las placas.

Actualmente existe una división de las regiones sismotectónicas del país (Zúñiga y colaboradores, 1997) en función a la localización de los hipocentros, características tectónicas comunes, mecanismos focales y/o patrones de fallamiento, características de liberación de energía de los sismos e historia sísmica (figura3).



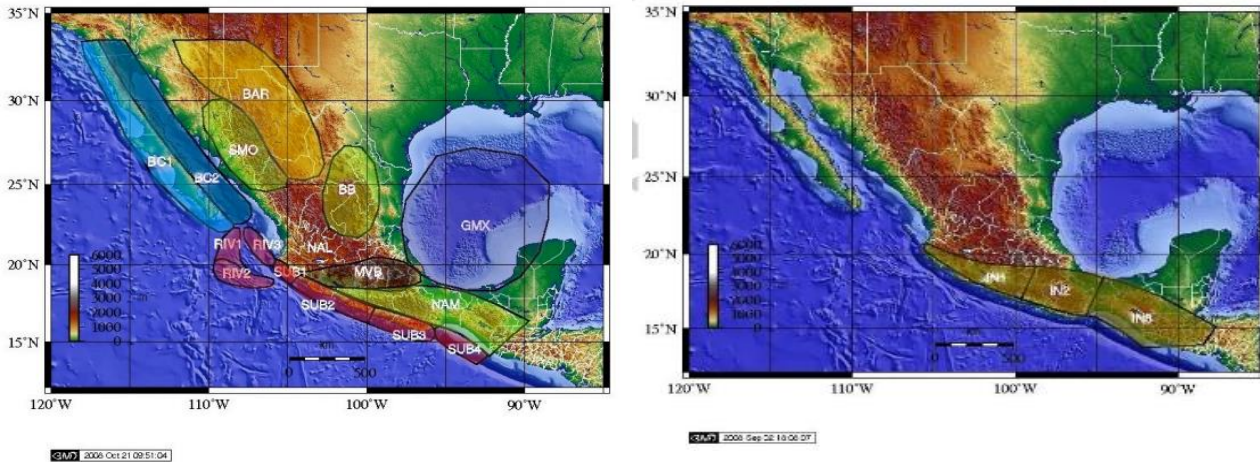


Fig 3: Regionalización Sismotectónica de México elaborada por Zuñiga y colaboradores (1997). Imagen tomada de UNAM.

La placa continental de Norteamérica, en el transcurso de su migración hacia el noroccidente y el occidente, asimiló progresivamente, en el pasado geológico, a las oceánicas Farallón y Kula, lo que dio como consecuencia una basta y compleja fisiografía nacional, con diferentes procesos tectónicos, desde la Orogenia Laramide y con esta la formación y deformación de la Sierra Madre Oriental, el sorprendente vulcanismo de la Sierra Madre Occidental, así como las formaciones de las placas de Rivera y Cocos cuya subducción a su vez ha originado el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM).

Todos estos macro cuerpos presentan movimientos diferentes debido a las características particulares de cada uno y que la manera en que interactúan entre si da origen a la actividad sísmica en las distintas zonas del país. En todos los estados se presenta el fenómeno, a continuación se muestra el mapa de la regionalización sísmica de la Comisión Federal de Electricidad CFE (2015) y se muestran en la figura 5:







- Zona A, de baja sismicidad. En esta zona no se han registrados ningún sismo de magnitud considerable en los últimos 80 años, no se esperan aceleraciones del suelo mayores al 10 % de la aceleración de la gravedad.
- Zona B, de media intensidad. Esta zona es de moderada intensidad, pero las aceleraciones no alcanzan a rebasar el 70% de la aceleración de la gravedad.
- Zona C, de alta intensidad. En esta zona hay más actividad sísmica que en la zona B, aunque las aceleraciones del suelo tampoco sobrepasan el 70% de la aceleración de la gravedad.
- Zona D, de muy alta intensidad. Aquí es donde se han originado los grandes sísmicos históricos, y la ocurrencia de sismos es muy frecuente, además de que las aceleraciones del suelo sobrepasan el 70% de la aceleración de la gravedad.

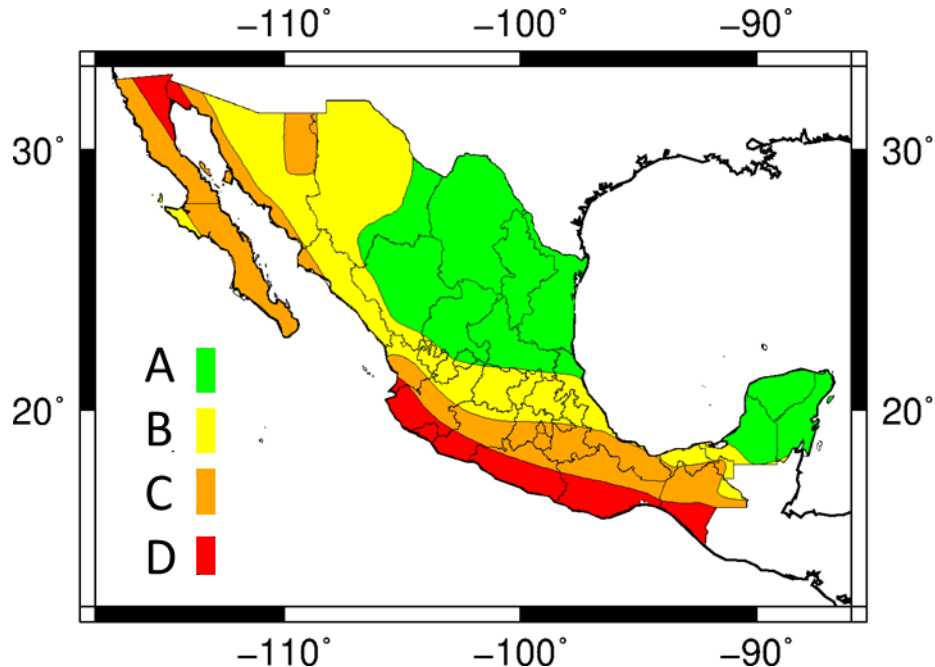


Figura 5.- Mapa Comisión Federal de Electricidad





Dependiendo de la magnitud ( $M > 5.5$ ) los daños pueden ser desde el colapso de edificaciones mal construidas (50 gales para  $T=0$ ) hasta el colapso de infraestructura pública y privada, así como la interrupción de procesos en líneas vitales, procesos económicos e industriales durante meses y la generación de fenómenos concatenados como los deslizamientos y tsunamis, así como riesgos en la salud o como las epidemias. El daño extensivo se presenta a partir de los 150 gales (CENAPRED 2019). Por definición 1 Gal = 1 cm/s<sup>2</sup>. Gal es el nombre que se le asigna a la unidad de aceleración en honor a Galileo Galilei, primero en medir la aceleración de la gravedad. Como parámetro de comparación, durante el sismo del 19 de septiembre de 1985 la aceleración máxima en zona de lago de la ciudad de México (SCT) fue de 164 gales y para el sismo del 19 de septiembre de 2017 la aceleración en la misma zona (estación AP68, CIRES) fue de 133 gales.

Los cinco sismos con mayor impacto en el sector social, económico y en la infraestructura mexicana, de acuerdo con CENAPRED (2019) son:

- 1) Sismo de Michoacán, 19 de septiembre de 1985, M8.1, costo \$ 4,100.0 millones de dólares (mdd), 5,000-10,000 decesos, más de 50,000 heridos, 250,000 personas sin hogar y 770 edificaciones colapsadas o con daño severo, generó tsunami.
- 2) Sismo de Puebla-Morelos, 19 de septiembre de 2017, M7.1, costo \$ 3,264.3 mdd, 359 decesos, 24,200 edificaciones afectadas
- 3) Sismo de Tehuantepec, 07 de septiembre de 2017, M8.2, costo \$ 1,012.3 mdd, 100 decesos, 80,758 viviendas con daño, generó un tsunami pequeño.





4) Sismo de Mexicali, 04 de abril de 2010, M 7.2, costo \$ 701.5 mdd, 4 decesos y 1,218 lesionados

5) Sismo de Tecomán, 21 de enero de 2013, M7.6, costo \$ 118.9 mdd, 23 decesos, 300 heridos y 10,000 viviendas afectadas, generó tsunami.

La figura 6 muestra, con estrellas verdes, los sismos de Acambay, EdoMex, 1912 M6.9, el de Jaltipan, Veracruz, 1959 M 6.8 y de Xalapa, Veracruz 1920 M6.4, con estrellas azules se muestran los sismos de magnitud mayor o igual a 7 y menor a 8, finalmente, se muestra con estrellas rojas los sismos de magnitud mayor a 8 o igual a 8.2.

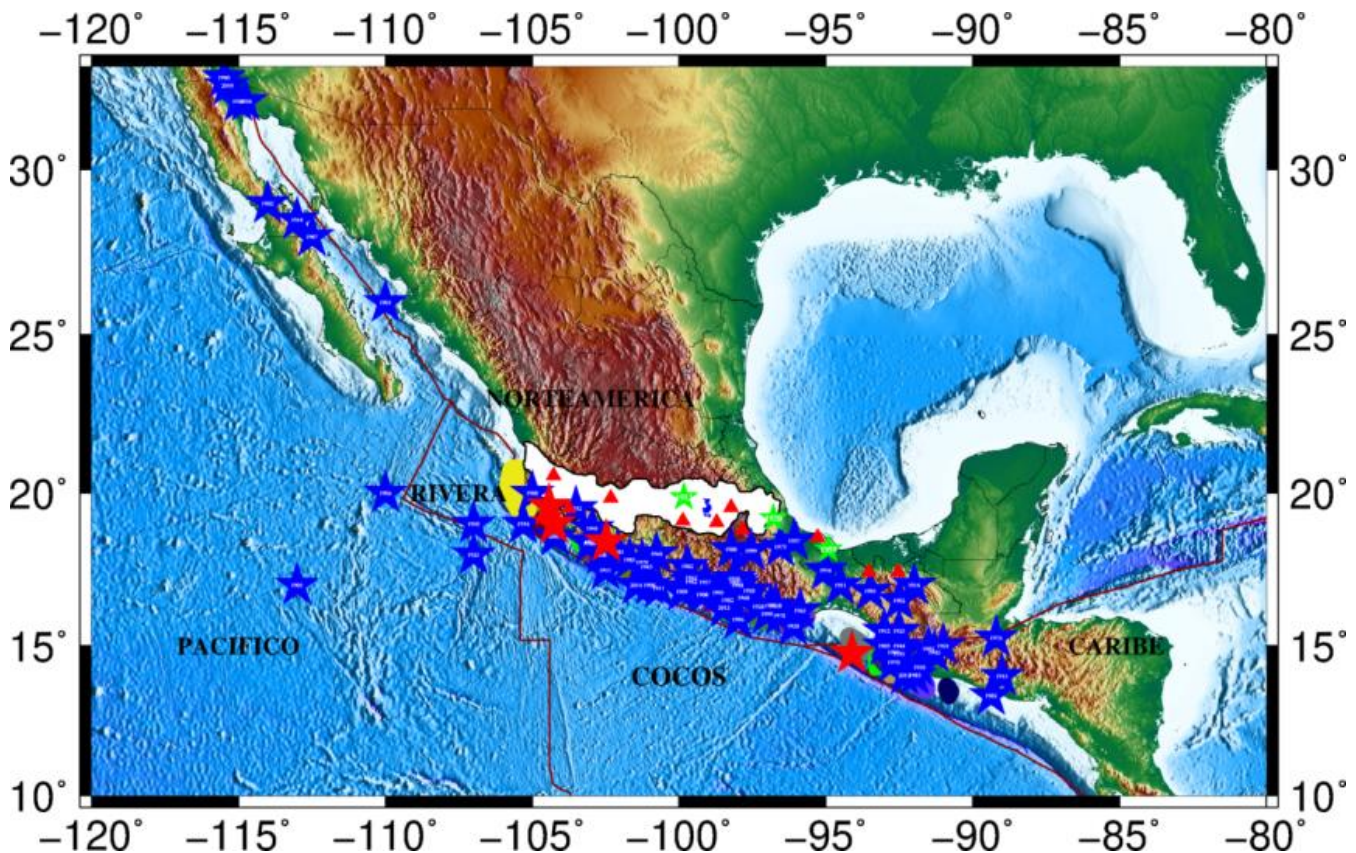


Figura 6 Mapa sismos mayores en México







La figura 7 muestra el global de intensidades de la República, el cual es una sobre posición de todos los mapas de intensidades.

En dicho mapa se muestran las áreas que han experimentado mayor intensidad con colores cálidos y las de menor intensidad con colores gélidos.

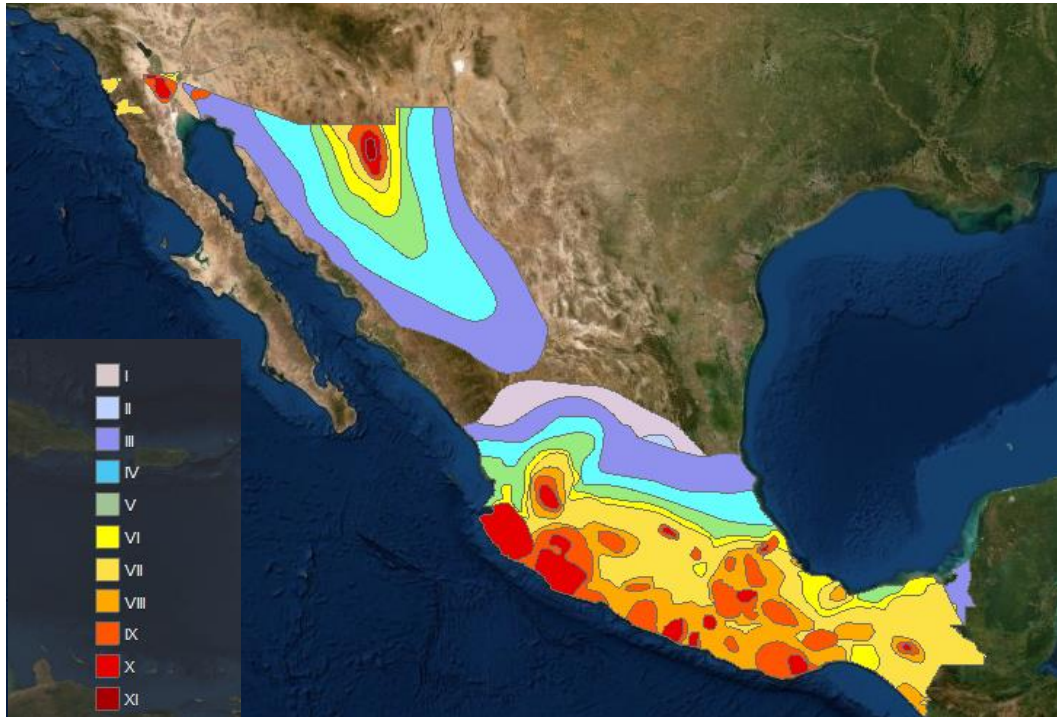


Figura 7 Global de intensidades. Fuente: Atlas Nacional de Riesgos

<http://www.atlasnacionalderiesgos.gob.mx>

Finalmente toda la información disponible por las instituciones anteriormente mencionadas han sido utilizadas para la simulación numérica de terremotos. A continuación se describen los escenarios planteados para la generación del movimiento suave y fuerte del terreno debido a las fuentes que afectan a la Ciudad de México.





## 2.-Datos utilizados

En un contexto geológico, la Ciudad de México se encuentra dentro de la provincia fisiográfica del Cinturón Volcánico, rodeada de cuatro estructuras geológicas principales, al Norte la Sierra de Guadalupe, al Este la Sierra de Santa Catarina, al Sur el campo monogenético de Chichinautzin y al Oeste la Sierra de las Cruces.

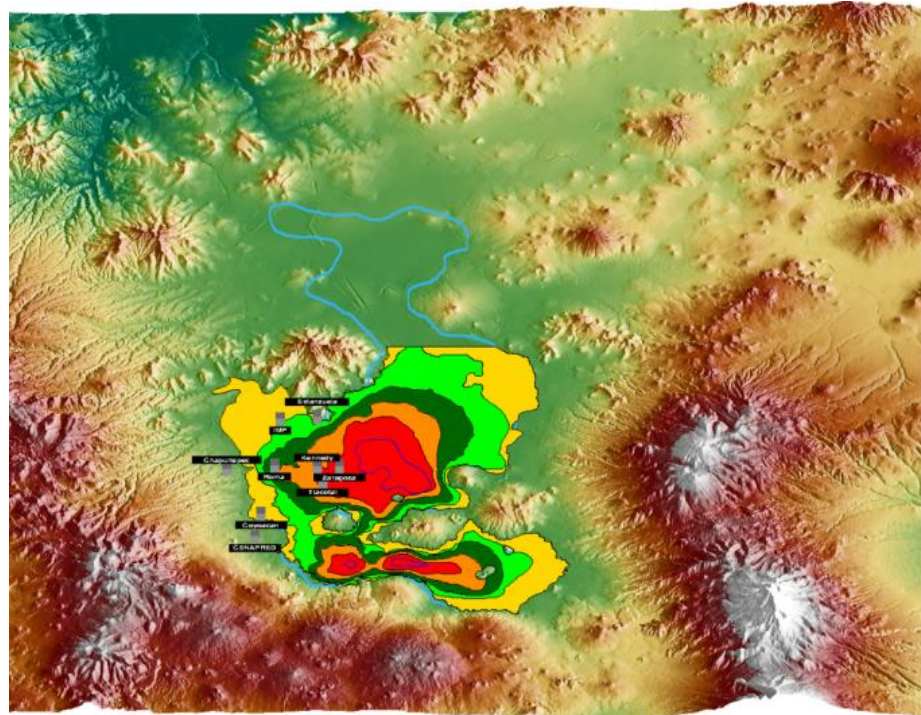
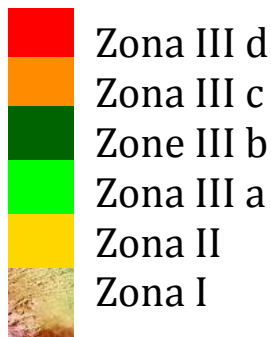


Figura 8.- Estructuras geológicas de la Ciudad de México, las líneas negras indican los límites de la Ciudad de México así como los de las alcaldías que las conforman, los puntos indican los eventos sísmicos localizados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) del 7 de julio de 1974 a la fecha.

La figura 8 muestra los límites de la Ciudad de México así como los de sus alcaldías, los puntos de colores indican las localizaciones de los sismos históricos reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) para el periodo del 7 de julio





de 1974 al 5 de septiembre de 2019, siendo un total de 269 eventos localizados en las inmediaciones de la Ciudad. El sismo de mayor magnitud, fue registrado a las 21:17 h, el 15 de diciembre de 2003, con una magnitud de 4 y profundidad de 7 kilómetros, ubicado en la alcaldía de Milpa Alta.

Derivado de las condiciones geotécnicas y en específico a los efectos de sitio que tiene la Ciudad de México, esta se ve afectada por cuatro diferentes tipos de fuentes sísmicas.

1. Sismos de subducción, Michoacán, M8.1, 1985
2. Sismos intraplaca, Puebla-Morelos, M7.1, 2017
3. Sismos corticales, Acambay, M6.9, 1912
4. Sismos por fallas locales, Milpa Alta, M4, 2003

Con la finalidad de conocer el peligro sísmico en la Ciudad de México se hizo la simulación de las cuatro fuentes sísmicas que afectan a la cuenca de México, haciendo uso de los registros del sismo de Puebla-Morelos M 7.1 del 19 de septiembre de 2017, un sismo hipotético en la brecha de Guerrero M 8.1, un sismo tipo Acambay M 6.9, 1912 y de los registros de los microsismos ocurridos en las alcaldías de Miguel Hidalgo y Álvaro Obregón en los meses de julio y agosto de 2019, los cuales se describen a continuación.

## 2.1 El sismo del 19 septiembre de 2017, un sismo intraplaca

El 19 de septiembre de 2017, el SASMEX, mediante sus estaciones (figura 9), detectó el sismo de Mw7.1 el cual ocurrió a las 13:54:06 h y se localizó en 18.329° latitud







Norte y 98.671 longitud Oeste, con profundidad de 51.2 km, 12 km al Sureste de Axochiapan, Morelos y a 120 km de la Ciudad de México, de acuerdo con el SSN.

El sismo fue detectado por la primera estación a las 13:14:50 h, es decir 10 segundos después del inicio de la ruptura principal de este evento, posteriormente las estaciones del Sistema en Puebla Guerrero y más de la mitad del estado de Oaxaca lo detectaron. La alerta pública para las ciudades de México, Puebla y Chilpancingo se activó a las 13:15:04 h, 14 segundos después, y alerta preventiva para las ciudades de Oaxaca y Acapulco, finalmente se dio la alerta para las ciudades de Colima y Guadalajara.



Figura 9.- Alertas públicas y preventivas del SASMEX para el sismo de Puebla-Morelos Mw7.1 de 2017

El área de afectación depende de la magnitud y localización del sismo, en el caso del sismo de Morelos-Puebla, M7.1 del 19 de septiembre de 2017 los estados





afectados fueron Puebla, Morelos, México, Tlaxcala, Hidalgo, Guerrero y la Ciudad de México (figura 10).

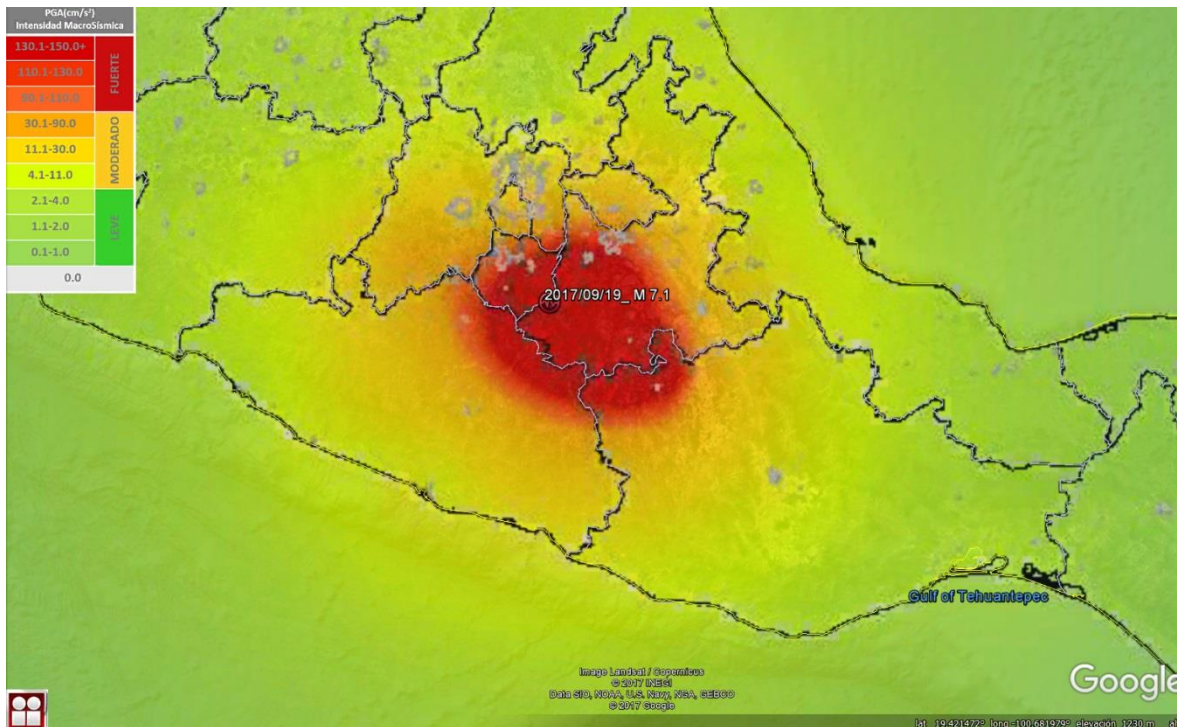


Figura 10.- Mapa de Intensidades Macrosísmicas del 19 de septiembre de 2017

## 2.2 Sismo hipotético en la brecha de Guerrero

Después del sismo del 19 de septiembre de 1985, se atendió el tema de la brecha sísmica de Guerrero. Para ello se instalaron sensores desde Acapulco hasta la Ciudad de México, con la finalidad de poner redes de atenuación, redes de observación sísmológica y de alerta temprana. En el presente trabajo se utilizó el modelo de Galaviz y Takenaka 2016, el cual hace uso de trabajos anteriores como el de Kostoglodov & Pacheco 1999, así como de simulaciones previas como Chavez-García & Salazar (2002), Shing and Furumura (2007) Cruz y colaboradores (2011), Cruz-Atienza y Colaboradores 2016, así como de datos gravimétricos en la zona de







la estructura del campo monogénético de Chichinautzín. La figura 11 muestra el modelo utilizado para la simulación numérica de un sismo hipotético en la brecha sísmica de Guerrero.

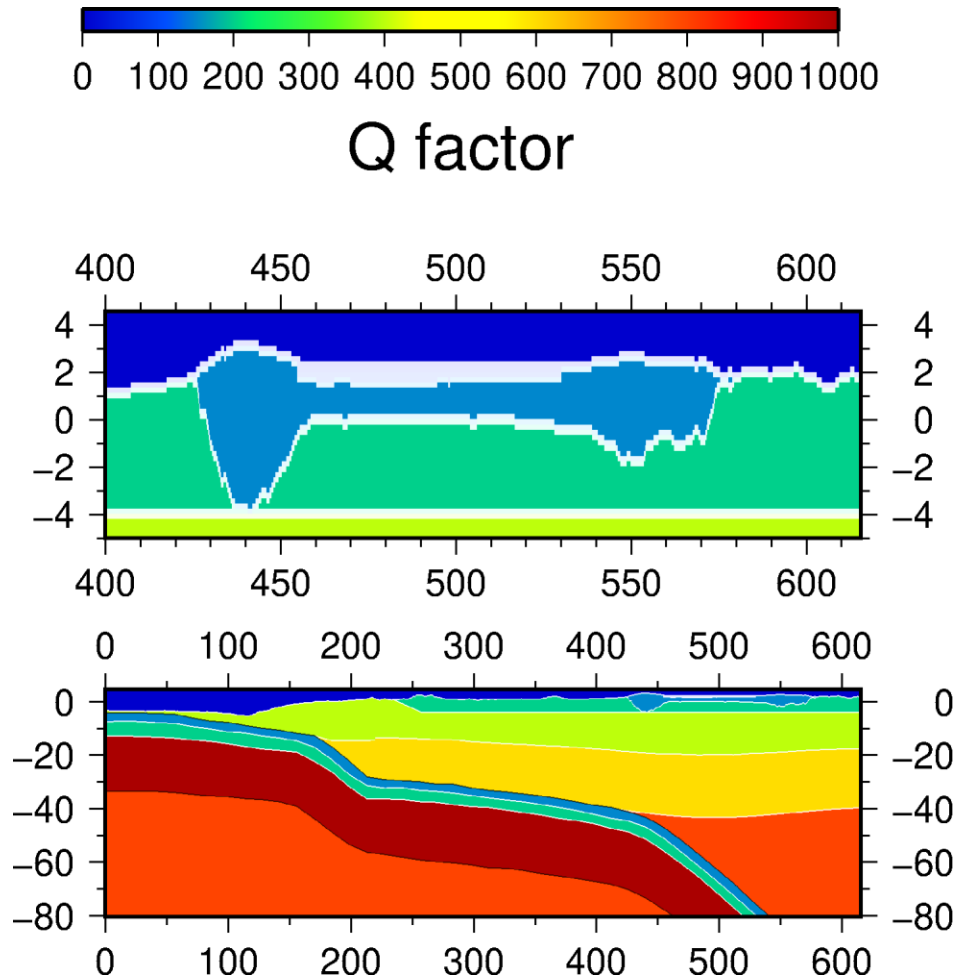


Figura 11.- Modelo utilizado para la simulación numérica del caso de la brecha sísmica de Guerrero.

### 2.3 Sismo hipotético tipo Acambay

De manera similar que en el caso anterior, se utilizó un modelo basado en datos magnetométricos que va de las inmediaciones de Morelos Puebla a Cuautitlán Izcalli, Estado de México. Este modelo se hizo con la finalidad de demostrar los







efectos regionales de un sismo inslab o intraplaca en la placa de Cocos (el caso del 19 de septiembre de 2017), así como el caso de un sismo cortical o intraplaca en la placa de Norteamérica. El modelo utilizado para ambas simulaciones se muestra en la figura 12

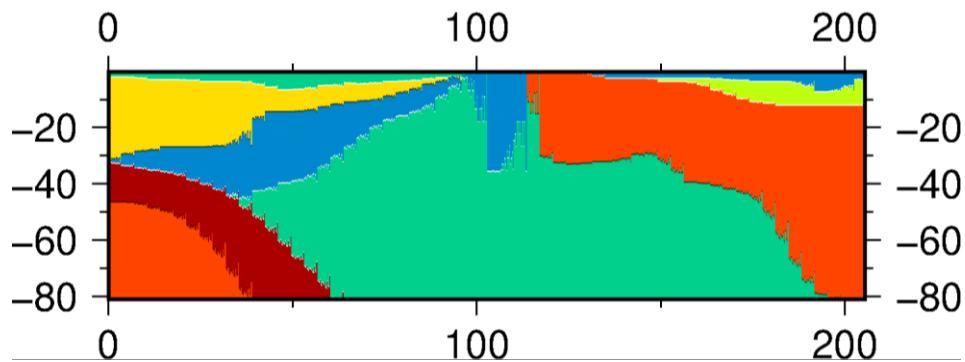


Figura 12.- Modelo utilizado para la simulaciones del 19 de septiembre 2017 y del sismo hipotético tipo Acamabay 1912. Los diferentes colores, están relacionados al factor de calidad Q como se muestra en la figura 11.

## 2.4 Microsismicidad en la cuenca de México

La simulación numérica de sismos dentro de la cuenca de México no fue posible debido al costo computacional que requiere para mallas finas. Sin embargo se describe un caso de estudio en las alcaldías de la Ciudad de México.

Derivado de la secuencia sísmica de 24 eventos, reportada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) a partir del 12 de julio hasta el 9 de agosto, siendo la mayor magnitud registrada el 16 de julio a las 11:39 h, con magnitud M3 y una profundidad de 2 km, el CENAPRED, el 17 de julio, desplegó dos estaciones temporales, uno de velocidad ubicado en la alcaldía de Álvaro Obregón, y un acelerómetro en la alcaldía de Miguel Hidalgo, con la finalidad de conocer los efectos de estos eventos en la zona epicentral. De los registros obtenidos se





analizaron las polaridades de la onda P en la componente vertical y amplitudes y se correlación con estudios de fallas locales, estudios gravimétricos y sismicidad histórica de la zona. De dicha correlación, se identificó que la fuente generadora de estos eventos se debe a una falla de tipo normal asociada a la extensión en el subsuelo de la falla Contreras, del complejo estructural Sierra de las Cruces y a una falla secundaria perpendicular a esta, que también ha sido identificada con las anomalías gravimétricas de la zona, como se describe a continuación

#### 2.4.1 Secuencia de registro del enjambre sísmico

El pasado 12 de julio, el SSN, reportó cuatro sismos localizados en la zona de las alcaldías Miguel Hidalgo y Álvaro Obregón, a las 04:47 h, 07:38, 07:51 y 10:08 h, con magnitudes 2.1, 2.5, 2.0 y 2.3, respectivamente.

Posteriormente, reportó otros tres sismos en la misma zona, el 13 de julio a las 01:35 h, y a las 11:39 h, ambos con magnitud 2.3, y otro el 14 de julio a las 02:16 h, con magnitud 2.1.

El 16 de julio se registraron cuatro sismos más, a las 01:36 h, con magnitud 2.5 y los restantes se presentaron a las 22:59, 23:10 y 23:18 h, de magnitud 3, 2.7 y 2.6, respectivamente.

El día 17 de julio se presentaron seis sismos más a las 00:33 h, con magnitud 2.2, y a las 00:41, 00:45 y 01:04 h, con magnitud 2.4, a las 14:28 h, con magnitud 2.1 y a las 22:30, con magnitud 2.0.

El día 18 de julio se presentaron tres sismos de la misma secuencia a las 13:54, 15:43 y a las 16:32 h con magnitudes 2.2, 1.5 y 1.8, respectivamente.

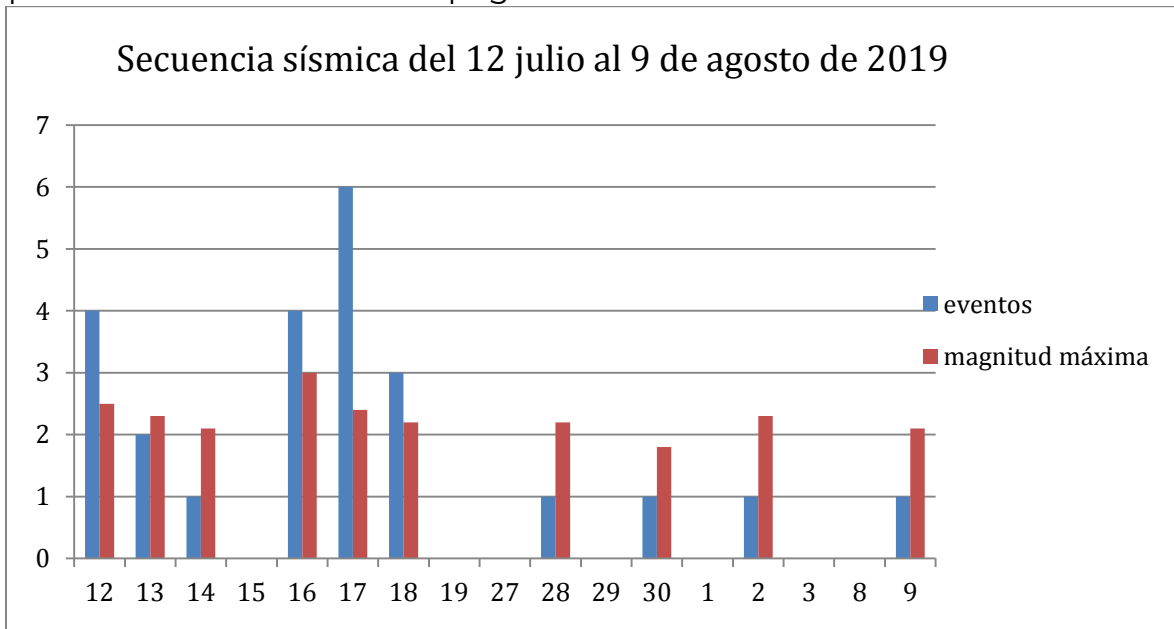
De los sismos de esta secuencia, se presentaron cuatro más, uno el día 28 de julio a las 02:21 h con magnitud 2.2, el día 30 de julio a las 16:41 h con magnitud 1.8, finalmente en el mes de agosto, fueron reportados dos eventos más, el 02 de agosto a las 23:17 h con magnitud 2.3 y el nueve de agosto a las 05:55 h con magnitud 2.1.





En total se reportaron 24 eventos de esta secuencia sísmica, no obstante su baja magnitud, fueron percibidos claramente por la población debido a su profundidad somera, por lo general entre 1.0 y 4 km. Hasta el momento no se tiene reporte de daños a construcciones, producto de dichos eventos.

La gráfica 1 muestra el histograma de la secuencia sísmica reportada por el SSN, la cual puede ser consultada en la página oficial de dicho Servicio.



Gráfica 1.- Histograma de la secuencia sísmica reportada por el Servicio Sismológico Nacional del 12 de julio al 9 de agosto de 2019. Las barras azules indican el número de eventos por día reportados, las barras naranjas indican la máxima magnitud reportada en cada día. El día 17 de julio, se reportaron seis eventos, siendo este el día con más eventos, un día después de presentarse la magnitud mayor M3, de dicha secuencia.

Este tipo de actividad ya ha sido reportada por el SSN desde 1974 y se puede atribuir a la reactivación de antiguas fallas locales, a la acumulación de tensión regional, o a que los grandes sismos generados en la costa del Pacífico producen ciertas condiciones de desequilibrio en el entorno geológico de la Cuenca de México.







Cabe señalar que hasta el momento no se han reportado daños en las construcciones de la Ciudad de México, y en específico de las alcaldías de Miguel Hidalgo y Álvaro Obregón, debido a dicha secuencia de eventos sísmicos.

En este sentido, el CENAPRED, cuenta con información del subsuelo y de la zona en comento así como de registros de velocidad y aceleración como se describe a continuación.

#### **2.4.2 Sistema de fallas locales**

De acuerdo a García-Palomo y colaboradores (2008), la Sierra de la Cruzes es un límite geomorfológico entre la Cuenca de México y el Valle de Toluca, tiene una longitud de 110 km y un ancho de 47 km en la parte norte y 27 km en la parte sur, se conforma de ocho estratovolcanes traslapados y estructuras menores como el volcán Ajusco. El modelo morfoestructural indica que la Sierra de las Cruces está dividida en tres grandes bloques, norte, centro y sur, de los cuales derivan tres sistemas de fallas principales: N-S, NE-SW y E-W. La figura 13 muestra la configuración de la Sierra en sus bloques principales.

Estos sistemas de fallas de tipo normal han estado en constante interacción desde el Pleistoceno (desde hace 2 millones de años hasta hace unos 10,000 años) al Reciente. La figura 14, muestra el modelo tridimensional del arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, generado por García-Palomo y colaboradores (2008), así como el modelo del INEGI con resolución de 15 metros con un corte transversal S-N y los sismos reportados en dicha secuencia.







Del mapa de fallas principales de la figura 13, se digitalizaron las fallas y con ello se generó un mapa de densidad de fracturamiento, el cual indica las zonas con mayor cantidad de metros lineales de longitud de fallas, sobre área, así como los sismos reportados.

García-Palomo et al.

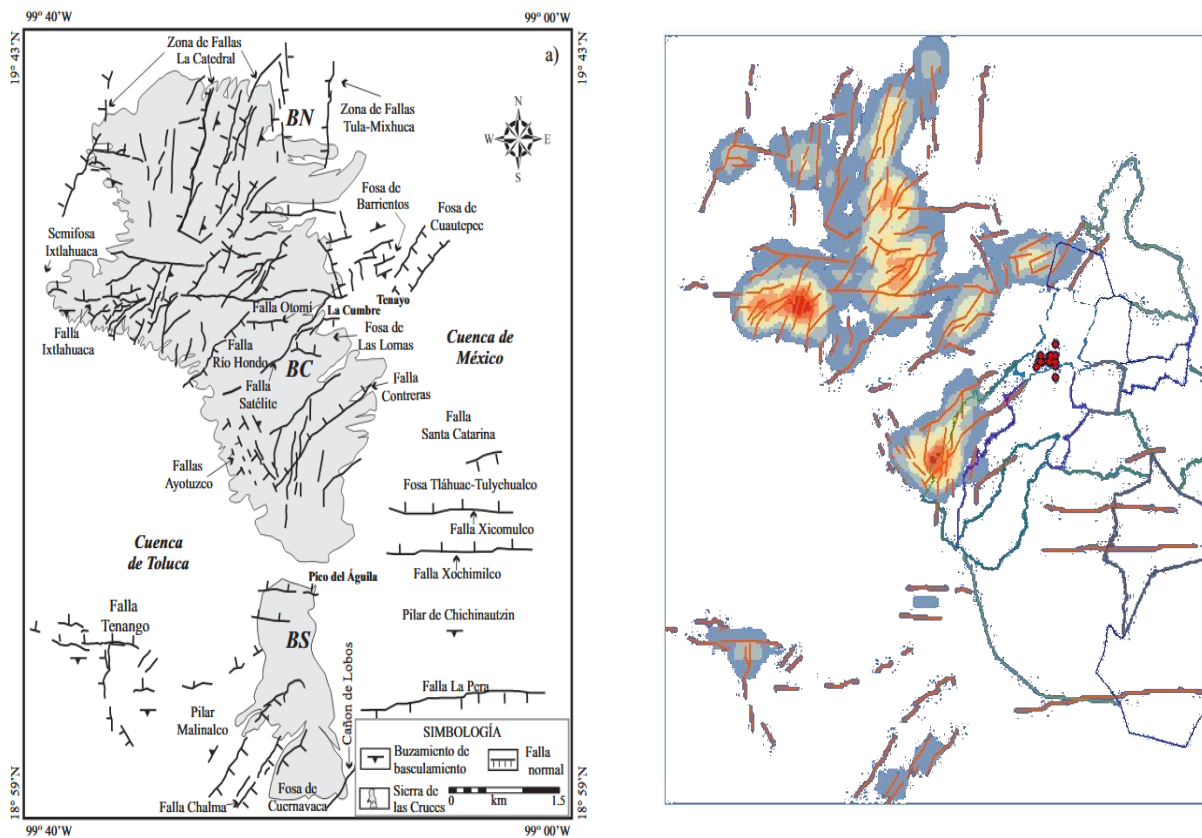


Figura 15.- Izquierda, igual que en figura 2, derecha, densidad de fracturamiento y localización de la secuencia sísmica de los últimos dos meses en las alcaldías de Miguel Hidalgo y Álvaro Obregón.

De las figuras anteriores se puede observar que los sismos se encuentran en frente del límite de la falla Contreras, cabe mencionar que la zona epicentral de esta secuencia se encuentra cubierta de sedimentos volcánicos, en este sentido la falla







fue mapeada hasta la zona visible, existiendo la posibilidad de que la falla se extienda por debajo del terreno, hasta la estructura del basamento y que esto solo pueda ser comprobado con métodos geofísicos como fue recomendada por el Dr. García Palomo en sus conferencias.

### 2.4.3 Estudios gravimétricos

Con la finalidad de conocer la estructura del basamento de la Ciudad de México, el CENAPRED en conjunto con Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation, en 1996 realizaron un levantamiento gravimétrico de 556 puntos de medición, en un área de 40 km<sup>2</sup>. Los datos fueron reprocesados el 2016 y la inversión se obtuvo en 2018, la figura 16 muestra los resultados de estudio y su relación con la secuencia sísmica.

La figura 16 muestra la inversión de los datos gravimétricos y su correlación con los sismos en comento, de este se puede observar que, los sismos se encuentran en los límites de un alto gravimétrico (zonas de colores cálidos) o de mayor densidad y un bajo gravimétrico (zonas con colores gélidos) o de menor densidad, asociado a una falla de tipo normal, que coincide con el mecanismo focal para el sismo de magnitud M3 del 16 de julio del presente, así como con lo descrito en García-Palomo y colaboradores (2008) y que se asume, podría ser la continuación de la falla Contreras o un rasgo de una falla no tectónica de acuerdo a Moser (entrevista personal).



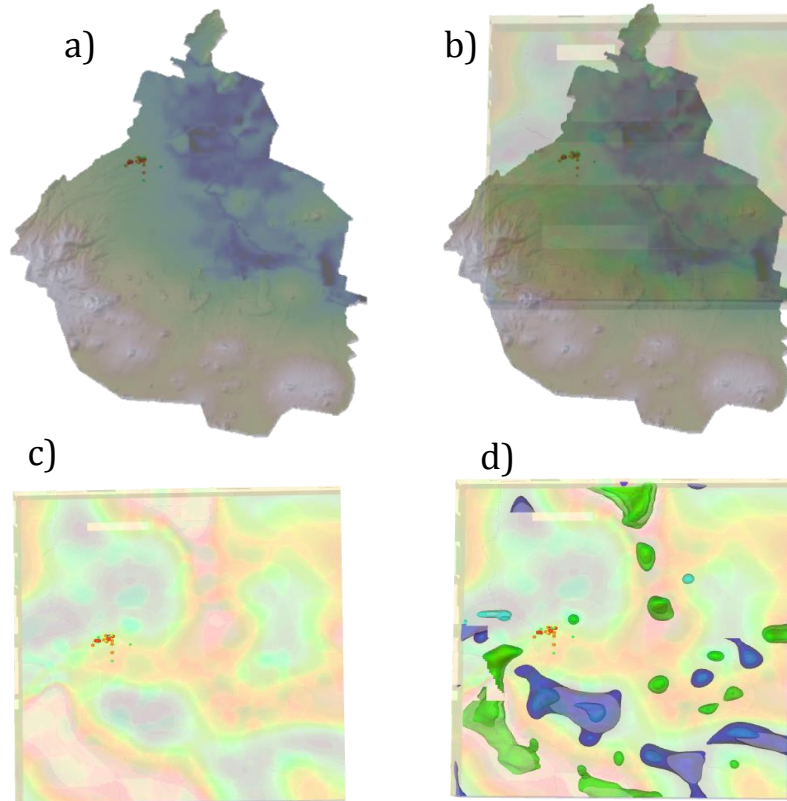


Figura 16.- a) muestra la localización de los eventos sísmicos reportados en el mes de julio y agosto de 2019 por el SSN, la figura b) el área de 40 km<sup>2</sup> los datos gravimétricos adquiridos, en c) se muestra la inversión de los datos y su relación con la secuencia sísmica y finalmente en d) las estructuras geológicas superficiales de la inversión vista en planta, que se asocian a los campos difusos estudiados por el Dr. Sanchez Sesma del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

#### 2.4.4 Registros de velocidad y aceleración de los equipos del CENAPRED

Derivado de la percepción ante el movimiento del terreno, debido a los sismos someros registrados del 12 de julio al 9 agosto del presente, el CENAPRED, instaló dos sensores que registraron los eventos a partir del 17 de julio hasta el 9 de agosto. Se instaló un velocímetro 6TD en las instalaciones de la Dirección de Protección Civil y Zonas de Alto Riesgo, en la alcaldía de Álvaro Obregón, localizado en 19.390685° latitud Norte y 99.194559° longitud Oeste y un acelerómetro Basalto en el Faro del Saber, Carmen Serdán, en la alcaldía de Miguel Hidalgo, localizado en





19.404215° latitud Norte y 99.202406° longitud Oeste. La figura 17 muestra la localización de las estaciones del CENAPRED.

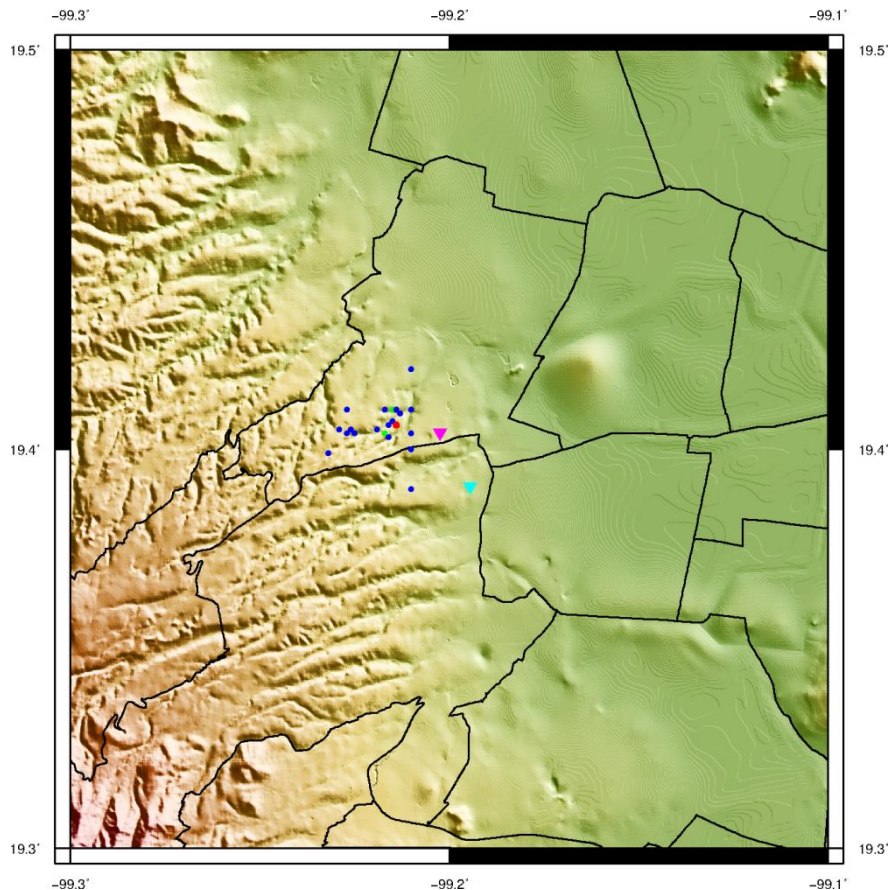


Figura 17.-Localización de las estaciones temporales del CENAPRED, en color magenta se muestra la localización del acelerómetro en la alcaldía de Miguel Hidalgo y en cian la localización del velocímetro en la alcaldía de Álvaro Obregón. Los puntos en color verde corresponden a sismos de magnitud mayor o igual a 1 y menor a 2, de manera similar, los puntos de color azul corresponden a los sismos de magnitud mayor o igual a 2 y menor a 3 y finalmente el punto rojo corresponde al evento del 16 de julio con magnitud 3.

Como se puede observar en la figura anterior, ambos sensores se encuentran al sur del lineamiento de la falla Contreras, es decir en el bloque de piso de la falla carácter normal, esto se pudo corroborar gracias a la polaridad de la onda P en la mayoría de los eventos. Cabe mencionar que se observaron polaridades negativas







en pocos eventos, esto se debe a la sismicidad que se ha registrado en dirección N-S y que podría estar asociada a una falla perpendicular a la falla Contreras, que se puede observar en la figura 17, en donde se aprecia que ambos sensores se encuentran en el bloque de piso de esta posible falla.

Las siguientes imágenes muestran algunos registros en las componentes Este, Norte y Vertical, obtenidos con los sensores del CENAPRED.

La figura 18, muestra la actividad de una hora correspondiente al 17 de julio a las 22:00 horas local o el 18 de julio a las 03:00 h GMT. En dicha imagen se pueden observar cinco eventos significativos de los cuales el SSN reportó el mayor correspondiente a las 03:30 h.

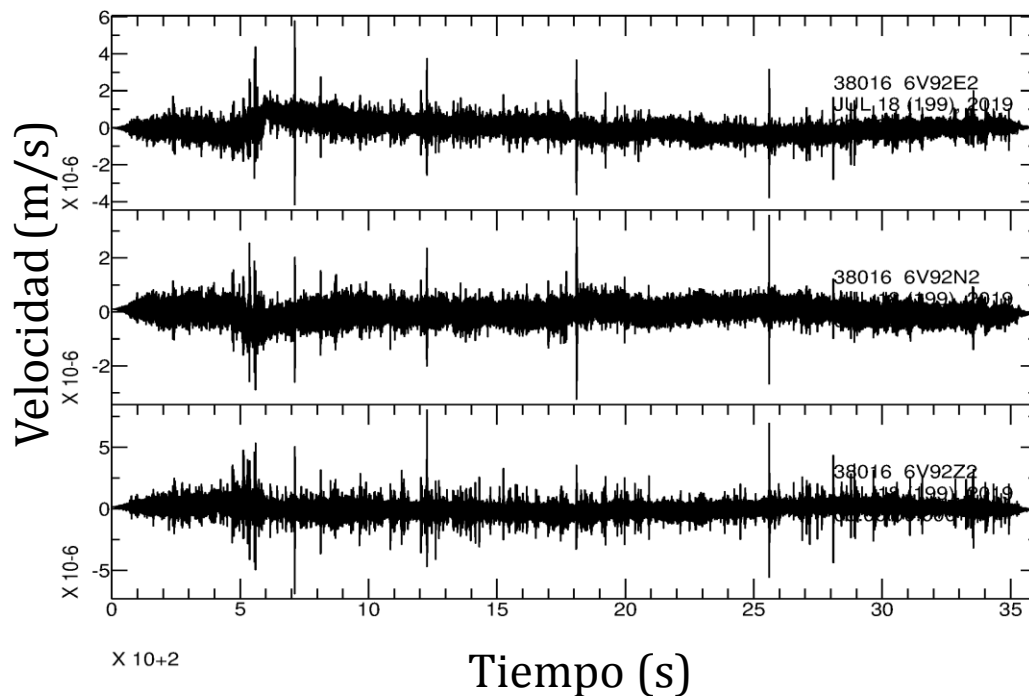


Figura 18 actividad sísmica registrada en el sensor de velocidad ubicado en la alcaldía de Álvaro Obregón para el día 17 de agosto de las 22:00 a 23:00 h





La figura 19 muestra el registro correspondiente al sismo del 17 de julio a las 22:30:07 hora local, con magnitud 2 y profundidad de 2 km, la polaridad de la onda P, en la componente vertical, para dicho evento es positiva.

JUL 18 (199), 2019 03:30:08.023 -5.03467e-07  
JUL 18 (199), 2019 03:30:09.469 -1.90938e-07

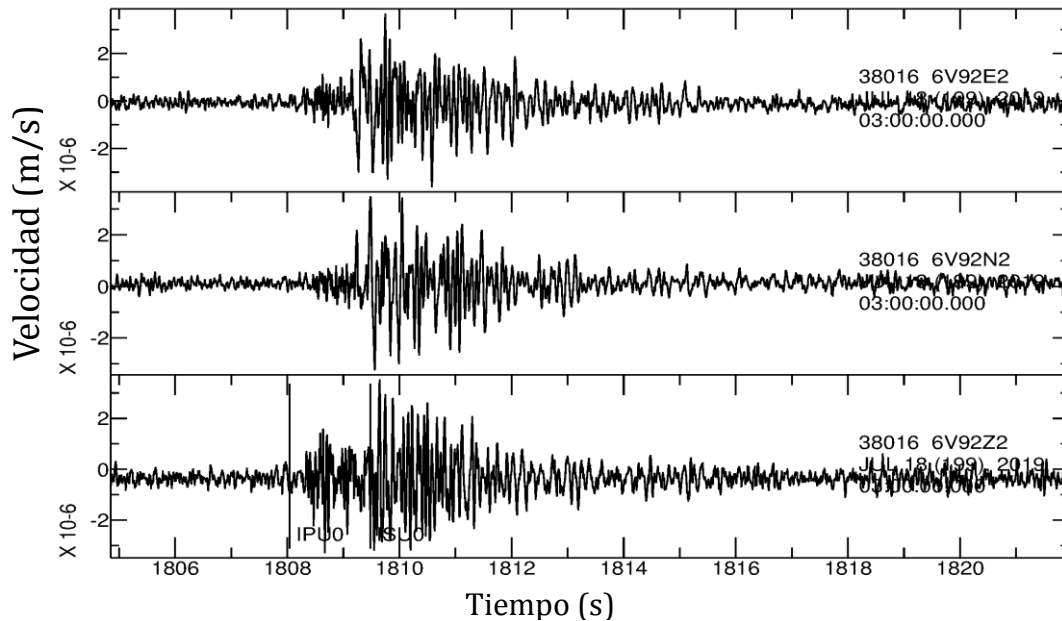


Figura 19.- Registro del sismo del 17 de julio a las 22:30, registrado con el sensor de velocidad ubicado en la alcaldía de Álvaro Obregón.

De manera similar la figura 20 muestra la aceleración registrada por el sensor ubicado en la delegación de Miguel Hidalgo. En dicha figura se puede observar dos eventos marcados en la componente vertical como T1 y T2, siendo T2 el evento de las 22:30 h, con magnitud M2 y una aceleración máxima de 5.7 gales (cm/s<sup>2</sup>) en la componente este. La figura 11 muestra un acercamiento del evento en comento.



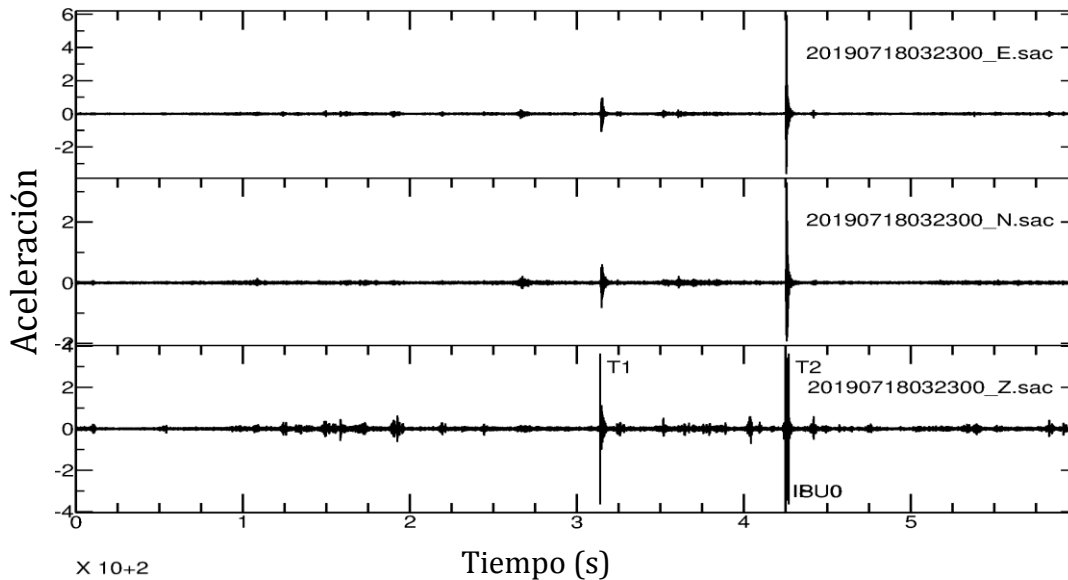


Figura 20.- Registro con el sensor de aceleración ubicado en la alcaldía de Miguel Hidalgo, el evento T2 marcado en la componente vertical (Z), indica el evento del 17 de julio a las 22:30 h y con magnitud de M2, de acuerdo al SSN.

Cabe mencionar que la localización de los demás eventos identificados no se realizó debido a que la amplitud de los eventos es similar al ruido cultural.

De los estudios morfoestructurales realizados por el Dr. García Palomo, los estudios reprocesados en 2018 de gravimetría, elaborados por el CENAPRED en 1996, la localización de los eventos de la secuencia del 12 de julio al 9 de agosto por el Servicio Sismológico Nacional y los registros de velocidad y aceleración de las estaciones temporales instaladas en las alcaldías de Álvaro Obregón y Miguel Hidalgo respectivamente, permitieron correlacionar los eventos sísmicos con su fuente generadora, siendo esta una falla de tipo normal asociada a la extensión de la falla Contreras perteneciente al complejo estructural de la Sierra de las Cruces, y a su vez, de un falla perpendicular a esta. Las polaridades de las ondas P, en su mayoría son positivas, esto debido a que ambas estaciones temporales se ubicaron







**SEGURIDAD**  
SECRETARÍA DE SEGURIDAD  
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



**CNPC**  
COORDINACIÓN NACIONAL  
DE PROTECCIÓN CIVIL



**CENAPRED**  
CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN  
DE DESASTRES

en el bloque de techo de la falla Contreras y en el bloque de piso de la falla perpendicular estimada, siendo en menor proporción las polaridades negativas, que coinciden con el número de eventos asociadas a la misma. De los eventos registrados por el CENAPRED y correlacionados en tiempo con los reportados por el SSN, se pudo corroborar que las aceleraciones no rebasan los 30 gales, aceleración que podría generar daño menor en las estructuras y viviendas de mala calidad, en la zona epicentral. Adicionalmente, vía telefónica, se corroboró, con personal del SSN, que los eventos sísmicos de esta secuencia han sido menos frecuentes. En este sentido las estaciones temporales instaladas pueden ser retiradas ya que la cobertura por parte de las estaciones del SSN y el Instituto de Ingeniería (II-UNAM) son suficientes para determinar la localización y aceleración respectivamente.

### 3.- Metodología

El estudio del movimiento suave y fuerte del terreno puede ser caracterizado por parámetros de amplitud con los máximos o Picos de Aceleración en Terreno (PGA por sus siglas en inglés), de velocidad (PGV), de desplazamiento (PGD) o Intensidad Sísmica, en este sentido los parámetros en términos de frecuencia, duración e Intensidad Espectral también son utilizados. Existen diferentes métodos para la estimación del movimiento del terreno, lo cuales pueden ser empíricos, semi-empíricos, teóricos e híbridos, que se describen a continuación.

El método empírico utiliza, los parámetros de magnitud M, distancia, profundidad, condiciones de sitio para la estimación del PGA y PGV, la Intensidad Sísmica. En términos de la frecuencia se puede utilizar una regresión del espectro de respuesta. Dentro de las ventajas de este método se encuentra el bajo costo





computacional, la simplicidad del método, pocos parámetros son utilizados y cuenta con resultados estables. Dentro de las desventajas se encuentra la falta de consideración de lo complejo que es el fenómeno sísmico, no hay contribución de las ondas de superficie así como la falta del efecto de irregularidades del subsuelo. Dicho método requiere del entendimiento de los límites de su aplicación, un modelo de fuente y el registro de una base de datos robusta (Yamanaka H. 2017).

Los métodos semi-empíricos pueden reproducir un sismo de magnitud mayor, haciendo uso de una semilla o acelerograma registrado de la misma región sismogénica, haciendo uso de una ley escalar y del proceso de la ruptura de la falla, a este método se le conoce como funciones de Green empíricas, en el caso de que la semilla sea sintética, al método se le conoce como funciones estocásticas de Green. Las ventajas del método incluyen los efectos de la compleja propagación de ondas que están incluidos en los registros, así como los efectos de ruptura compleja de la fuente. Dentro de las desventajas se encuentran el requerimiento de registros observados en el lugar objetivo y la no linealidad del efecto de amplificación no está incluida. Para llevar a cabo este método se requiere del registro para poder observar el movimiento producido por pequeños eventos así como del estudio de los mecanismos focales de dichos eventos (Yamanaka H. 2017).

Por su parte los métodos teóricos incluyen la simulación numérica de la propagación de onda en modelos estratificados que incluyen estructuras superficiales y heterogéneas. Para ello los esquemas de volumen finito, diferencias finitas y elemento finito son utilizados. Dentro de las ventajas de usar este método es la gran cantidad de conocimiento teórico existente sobre la propagación de ondas en medios estratificados, se puede incluir el proceso de ruptura compleja de





la falla, conocido como efecto de fuente, así como la amplificación en capas irregulares, también conocido como efecto de trayecto y por supuesto el efecto de sitio puede ser estimado. Dentro de las desventajas se encuentra el requerimiento de un modelo geológico, lo cual incluye que los parámetros de las capas estratificadas no sea tan fácil de incluir, tiene un alto costo computacional, presenta dificultades en las altas frecuencias y tiene una alta sensibilidad al modelo de entrada. Sin embargo estas desventajas pueden ser subsanadas haciendo uso de geofísica de exploración, parametrización del modelo geológico y de la falla, así como de la validación del modelo (Yamanaka H. 2017).

Finalmente el método híbrido hace uso de la combinación del método empírico o del semi-empírico y del método teórico, es decir periodos largos o frecuencias bajas, pueden ser simulados mediante el esquema de diferencias o de elemento finito y periodos cortos o altas frecuencias se obtienen mediante los métodos de leyes de atenuación o funciones de Green empíricas.

El presente trabajo hace uso del método teórico en un esquema en 2D, el cual, mediante el mapeo de la forma de onda del registro sintético con el real, se aproxima a la solución en 3D; a este método se le conoce como 2.5D, la formulación dicha secuencia de algoritmos se describe a continuación.

Se adecuó el código de Simulación de Terremotos del M.C. Leobardo Salazar Peña (2002) bajo la supervisión de Hiroshi Takenaka sensei (2017) el cual usa el esquema del Método Diferencias Finitas Centradas (FDMC por sus siglas en inglés) con una precisión de segundo orden en espacio y tiempo para el plano X-Z. El esquema permite obtener la solución numérica de las ecuaciones diferenciales que gobiernan el movimiento de medios continuos. Las ecuaciones elásticas de







movimiento para cuerpos macroscópicos, homogéneos e isotrópicos están dados por las siguientes ecuaciones.

$$\rho \frac{\partial V_x}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\rho \frac{\partial V_z}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z}, \quad (2)$$

Donde  $\rho$  es la densidad,  $\tau$  representa los esfuerzos normales y tangenciales y  $V$  la velocidad. La relación entre las componentes de estrés y desplazamiento están relacionadas con la ley de Hooke como:

$$\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial V_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial V_z}{\partial z}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \tau_{zz}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial V_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial V_x}{\partial x}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} = \mu \left( \frac{\partial V_x}{\partial z} + \frac{\partial V_z}{\partial x} \right), \quad (5)$$

Donde  $\lambda$  y  $\mu$  son las constantes de Lamé. El código usa la celda unitaria del principio de discretización de Madariaga (1976) y Hayashida et. al. (1999), el algoritmo numérico de Vieriux (1986) el cual cuenta con solución para las ondas P, SV y Rayleigh, cuenta con una adecuación de la solución en 3D para la inclusión de la superficie libre irregular de acuerdo a Ominatho & Chuet (1997), donde  $\lambda$ ,  $\mu$  y  $\sigma_{zz}$  se convierte en cero. Este esquema permite la construcción de una malla con los índices (i,j,k), para las dimensiones (x,z,t) y pasos discretos en  $\Delta x$ ,  $\Delta z$  y  $\Delta t$ , permitiendo calcular la velocidad en lugar del desplazamiento.





Con la finalidad de evitar la dispersión numérica se hizo uso de celdas espaciales constantes ( $\Delta x = \Delta z = \Delta h$ ), de manera similar la ecuación 6 fue utilizada para hacer uso de la superficie libre irregular

$$\Delta h < \frac{\lambda}{n}, \tag{6}$$

Donde  $15 > n > 25$ , siendo la discretización de nodos por longitud de onda mínima (Ohminato and Chuet, 1997). Se definió el ciclo en tiempo para satisfacer la condición de estabilidad para el método numérico en dos dimensiones como

$$\Delta t < \frac{\Delta h}{\sqrt{2}\alpha}, \tag{7}$$

Donde  $\alpha$  es la velocidad máxima de propagación de la onda P del modelo. La figura 21 muestra la celda elemental en dos dimensiones para el plano X-Z utilizado en este estudio.



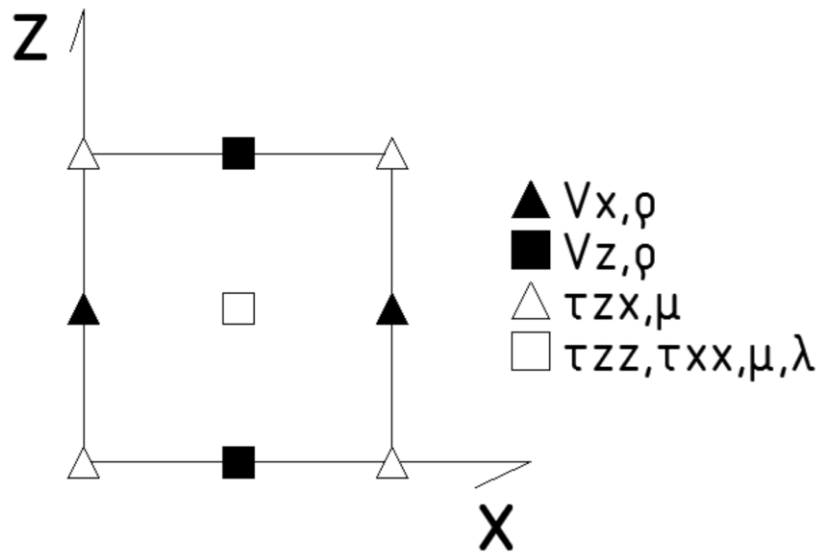


Figura 21. Celda elemental adaptada para el plano x-z para la implementación de la superficie libre irregular, en el esquema de diferencias finitas centradas. Los cuadros sólidos muestran la posición de velocidad y densidad en la componente z. El cuadro del centro muestra la posición del esfuerzo normal, así como las constantes de Lamé  $\lambda$  y  $\mu$ . Los triángulos sólidos negros, indican la posición de la velocidad y densidad en la componente x, y los triángulos de las esquinas indican la posición de los esfuerzos tangenciales y las constante de Lamé  $\mu$ .

Las ventajas de usar esta metodología de mallados o rejillas escalonadas, permite introducir la fuente en términos de velocidad o de esfuerzo (Graves, 1996). Adicionalmente se incluyó el patrón de radiación de fuente puntual y finita para cualquier tipo de dislocación, de acuerdo a Aki & Richards (2002), para el plano x-z, que utiliza la combinación de las propiedades del momento tensor con las propiedades de las funciones de Green como:

$$M_{xx} = -M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\phi_s + \sin 2\delta\sin\lambda\sin^2\phi_s), \quad (8)$$

$$M_{zz} = +M_0\sin 2\delta\sin\lambda, \quad (9)$$







$$M_{zx} = -M_0(\cos\delta\cos\lambda\cos\phi_s + \cos 2\delta\sin\lambda\sin\phi_s), \quad (10)$$

Donde  $M_{xx}$ ,  $M_{zz}$  y  $M_{xz}$  son las componentes del momento tensor  $M_0$  es el momento sísmico y los parámetros de dislocación de falla dados por strike  $\phi_s$ , rake,  $\lambda$  and dip  $\delta$ . En el esquema numérico en 2.5D (Galaviz & Takenaka 2017), el término strike se mide en dirección radial, correspondiente a la fuente-receptor del modelo a simular Pitarka et al. (1994), Pitarka et al. (1996) and Pitarka (1999), el cual usa una fuerza de cuerpo equivalente que es sumada en cada paso de tiempo para componente del tensor de esfuerzos como:

$$\tau_{xxi+1/2,j}^n = \tau_{xxi+1/2,j}^{n-1} - \Delta t M_{xx}(t)/V, \quad (11)$$

$$\tau_{zzj+1/2,i}^n = \tau_{zzj+1/2,i}^{n-1} - \Delta t M_{zz}(t)/V, \quad (12)$$

$$\tau_{xzi,j+1/2}^n = \tau_{xzi,j+1/2}^{n-1} - \Delta t M_{xz}(t)/V, \quad (13)$$

Donde  $M_{xx}$ ,  $M_{zz}$  y  $M_{xz}$  son las derivadas en tiempo de las componentes del momento tensor, proporcional a la función de velocidad del slip de la falla y  $V$  es igual al volumen efectivo de la celda en el área de la fuente (Pitarka 1999).

El modelo de la fuente está representada por un par de fuerzas puntual o finita, la cual puede tener la forma de una campana Gaussina con un periodo  $T_0$  de un segundo y área igual a uno, en este sentido la fuente también puede ser una fuerza cosenoidal de un segundo de ancho. Adicionalmente se incluyó el efecto de atenuación inelástica usando el factor de calidad del medio  $Q$  (Takenaka and Nakamura, 2010), mediante la técnica de modelado de medios viscoelásticas que varían espacialmente, usando un operador de atenuación de dominio de tiempo  $Q$  (Graves, 1996) como





$$Q = Q_0 \frac{f}{f_0}, \tag{14}$$

Donde  $Q_0$  es el factor de calidad independiente de la frecuencia,  $f$  es la frecuencia pico de la fuente y  $f_0$  es la frecuencia de referencia. De acuerdo a Graves (1996), para obtener un buen modelo de  $Q$ , la frecuencia de referencia elegida debe de ser cercana a la frecuencia pico de la fuente.

Finalmente se incluyeron condiciones de fronteras no reflectivas basadas en la reducción gradual de la amplitud en una serie de nodos, en los bordes laterales e inferior de la malla de acuerdo a Cerjan et. al. (1985).

Con la finalidad de aproximar la solución de un esquema 2D a uno 3D, se hace la simulación de cada componente  $M_{xx}$ ,  $M_{zz}$  y  $M_{xz}$  las cuales se obtienen del esquema en 2D, los resultados de la simulación de las tres componentes se suman y de esta manera se obtiene la solución de velocidad mediante las funciones teóricas de Green. Posteriormente la aproximación se obtiene mediante el código de Mapeo desde el origen a la línea del sismograma para una fuente de doble par de fuerzas, puntual para las componentes radial y vertical, hecho por Takenaka H. (2017) y basado en Pitarka (2017) el resultado en términos generales es la convolución de la forma de onda de la fuente con el sismograma deseado, mediante el mapeo punto a punto de la forma del sismograma sintético. Los resultados de Galaviz & Takenaka (2017) mostraron que la mejor aproximación se da cuando el azimut entre la fuente y el receptor es mínimo o cercano a cero. Esto último debido a la relocalización del receptor, el cual, al estar fuera de la línea de simulación, puede cambiar su efecto de sitio al relocalizarlo radialmente o su tiempo de arribo al relocalizarlo linealmente, dando como resultado una mala aproximación de la forma de la onda y del tiempo de arribo.





Posteriormente el sismograma deseado es derivado en tiempo para obtener la aceleración y escalado de ser necesario. El acelerograma sintético tendrá la forma de onda similar al registrado tanto en amplitud como en tiempo. Lo descrito anteriormente se representa en la siguiente ecuación:

$$v_{3d}(t) = \frac{1}{\sqrt{R}} \frac{d}{dt} \left[ \frac{1}{\pi \sqrt{t}} * v_{2D}(t) \right] \quad (15)$$

Donde \* denota el operado de deconvolución, R es la distancia entre la fuente y el punto de observación a sismograma,  $v_{2D}(t)$  es la respuesta de las funciones de Green obtenidas del modelo 2D con diferencias finitas y  $v_{3d}(t)$  es la forma de onda convertida correspondiente al desplazamiento excitado debido al par de fuerzas generadas en el punto inicial de la ruptura del sismo. Adicionalmente, se hace uso de un filtrado de la frecuencia de interés. Para el caso de la Ciudad de México, las ondas de Rayleigh para fuentes de subducción e interplca son las de mayor contenido energético; el primer modo de vibrar (R0) se encuentra entre 0.1 y 0.14 Hz, mientras que el modo fundamental (R0) difractado y el modo superior (R1) difractado se encuentra entre los 0.222 y 0.333 Hz, ambos pulsos se generan cuando las ondas sísmicas pasan por el Eje Neovolcánico Transmexicano (ENTM) de acuerdo con Chávez-García y Salazar (2002).

#### 4.-Resultados

El índice más básico para representar la intensidad del movimiento fuerte del terreno es la máxima aceleración registrada (PGA), de manera similar el pico de velocidad (PGV) es usado frecuentemente como un índice de intensidad; para la







obtención de dichos parámetros en términos de sus espectros de respuesta, se hizo uso del software de Kashima-sensei View Wave, que permite obtener el espectro de aceleración (Sa), velocidad (Sv) y desplazamiento (Sd). Para los fines de este trabajó, se usó la Sa para estructuras como viviendas o edificaciones y la Sv par líneas vitales, con la finalidad de estimar el peligro sísmico asociado. Los resultados de los escenarios planteados se presentan a continuación.

#### 4.1 Simulación numérica del terremoto del 19 de septiembre de 2019

Con la finalidad de generar datos sintéticos se utilizó el código TASAGA el cual permite obtener las soluciones para las velocidades de las ondas en el plano X-Z. Los datos hipocentrales se tomaron del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y al derivarse se obtuvieron las aceleraciones, dichos datos fueron correlacionados con la información enviada por el Instituto de Ingeniería para dicho evento.

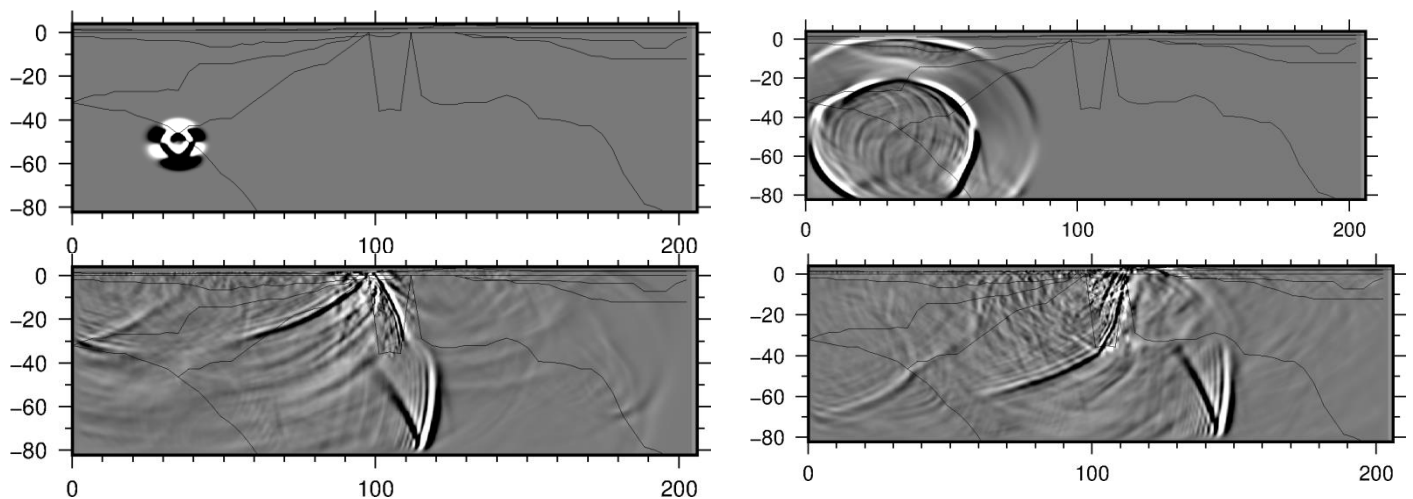


Figura 23 Simulación numérica para el evento del 19 de septiembre de 2017, M7.1 en las inmediaciones de los estados de Puebla y Morelos.

La figura 23 y 24 muestra los resultados de PGV y PGA de los datos enviados por el Instituto de Ingeniería, respectivamente. Cabe mencionar que en dicha información no se incluyó el efecto de sitio, ni para los sintéticos ni para los observados.



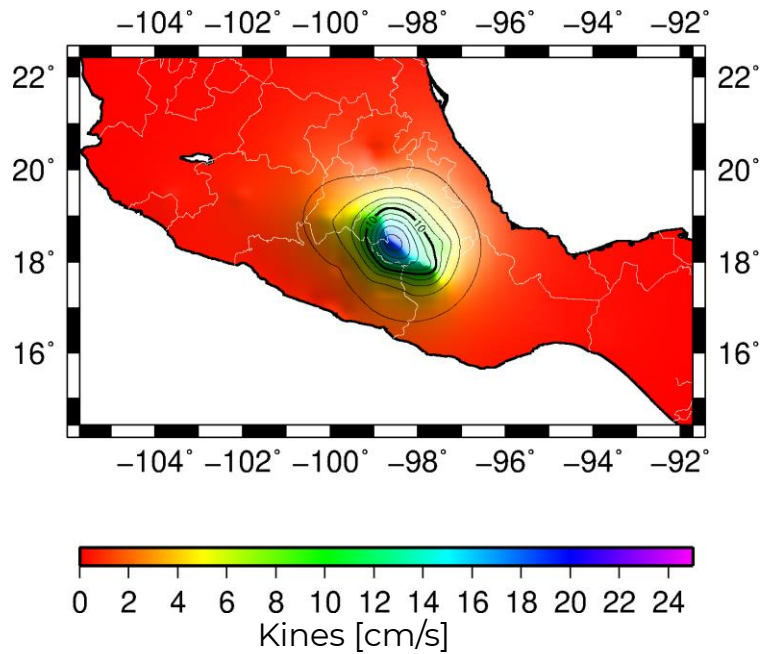


Figura 23 Malla de Velocidades para el sismo del 19 de septiembre de 2019, modificado de la base de datos del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

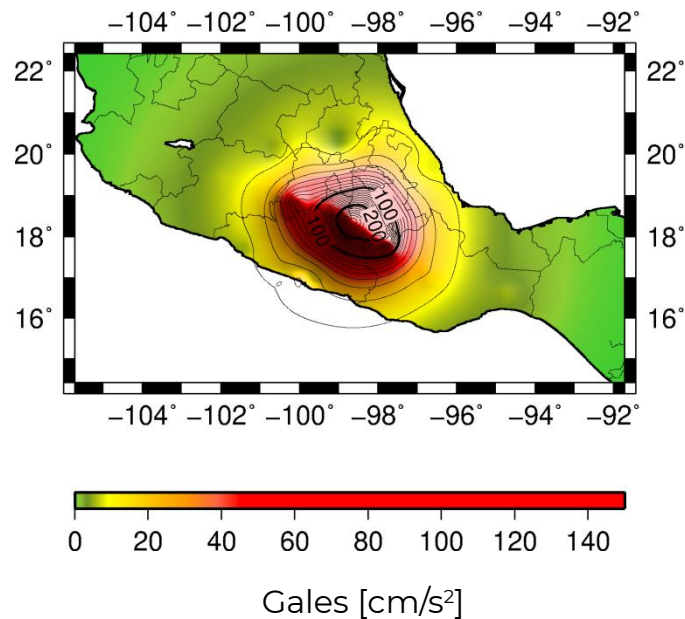


Figura 24 Malla de Aceleraciones para el sismo del 19 de septiembre de 2019, modificado de la base de datos del Instituto de Ingeniería de la UNAM.





La figuras 25 y 26 muestran los resultados de los datos sintéticos para la componente X obtenidos de la simulación numérica. Para obtener la aceleración se derivaron los datos de velocidad obtenidos.

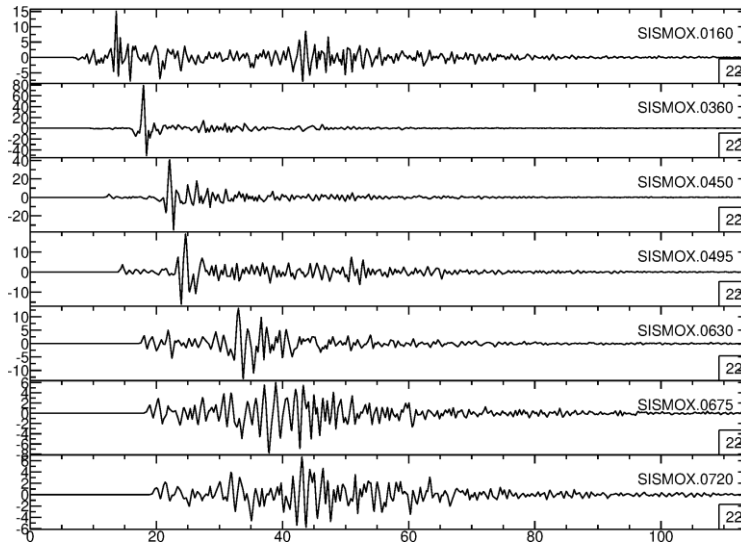


Figura 25 Datos de velocidad obtenida a partir de sintéticos, con el método de diferencias finitas.

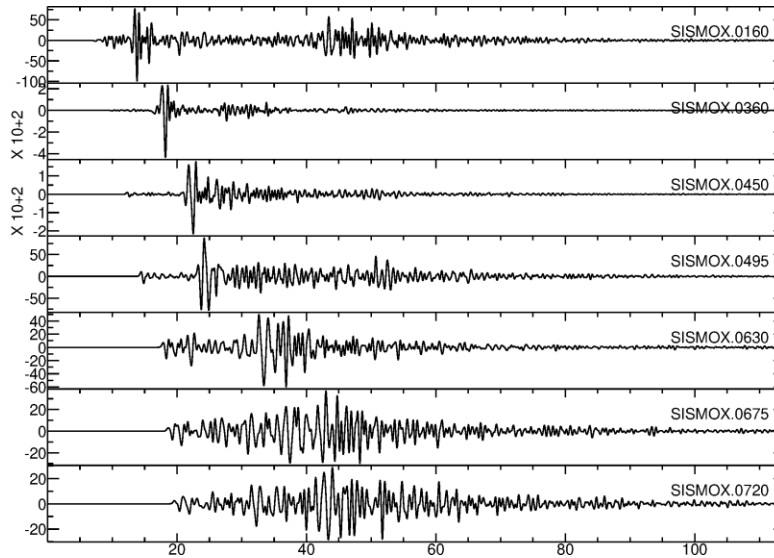


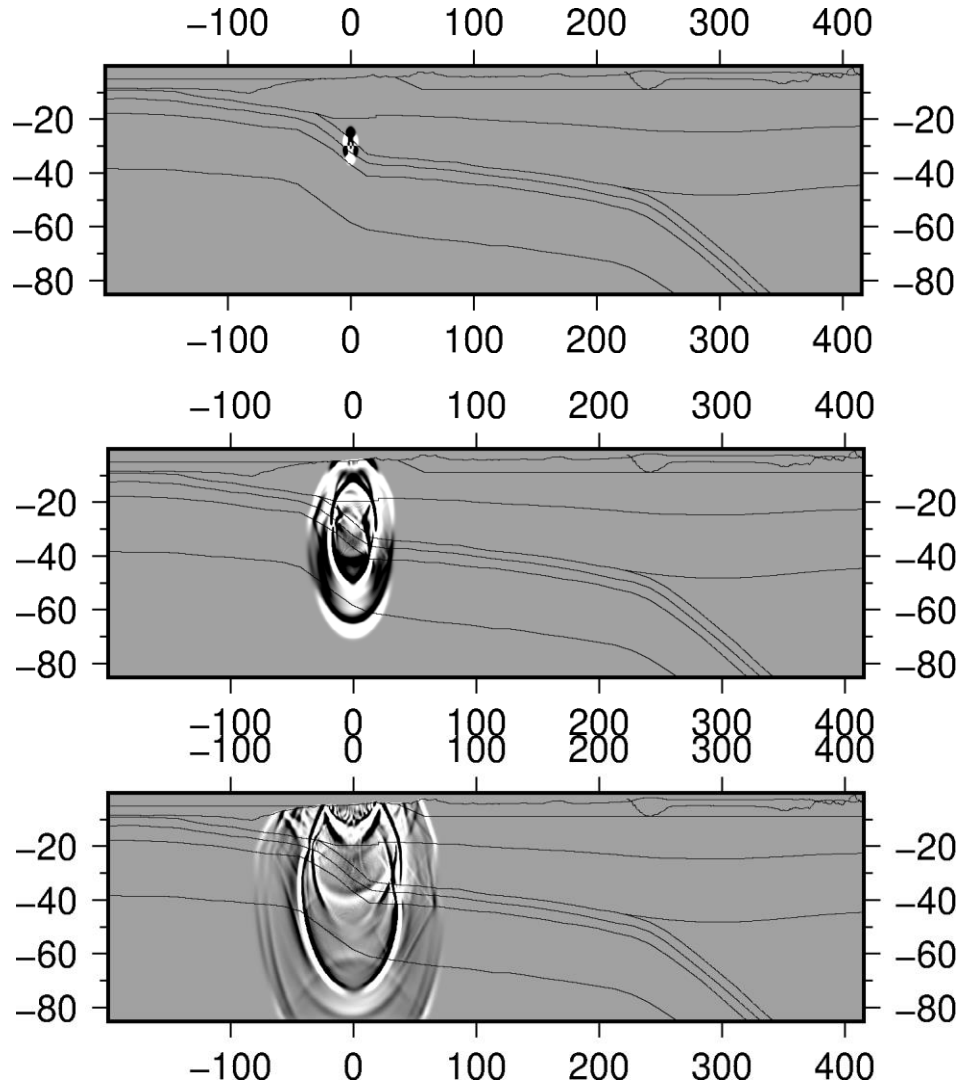
Figura 26 Datos de aceleración, derivados de los obtenidos a partir de sintéticos, con el método de diferencias finitas.





#### 4.2 Simulación numérica del terremoto hipotético de un sismo en la brecha de Guerrero.

De manera similar que en caso anterior se generó la simulación para un sismo hipotético en la brecha sísmica de Guerrero. Al no contar con datos del evento solo se pudieron estimar los tiempos de arribo, las velocidades y las aceleraciones para dicho evento. Los resultados se presentan a continuación.





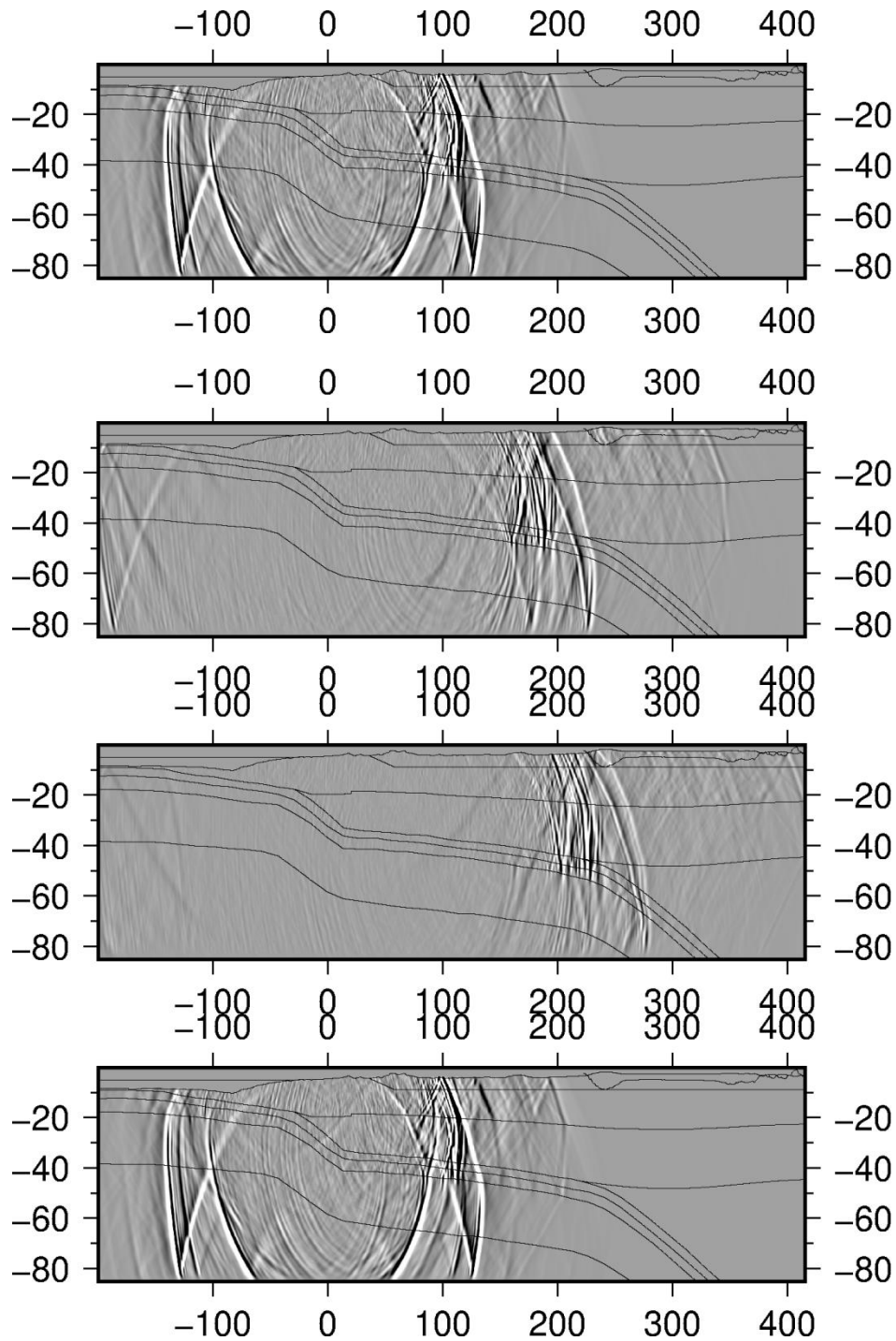


Figura 27 Simulación numérica para un sismo hipotético en la brecha sísmica de Guerrero





La figura 28 y 29 muestran la velocidad y aceleración obtenida de los datos sintéticos para la componente X.

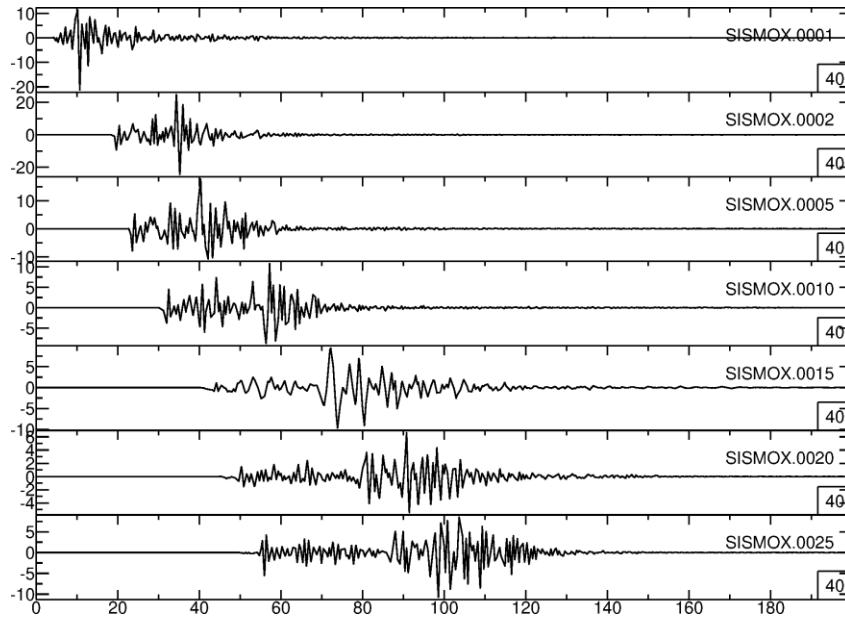


Figura 28 Datos de velocidad obtenida a partir de sintéticos, con el método de diferencias finitas.

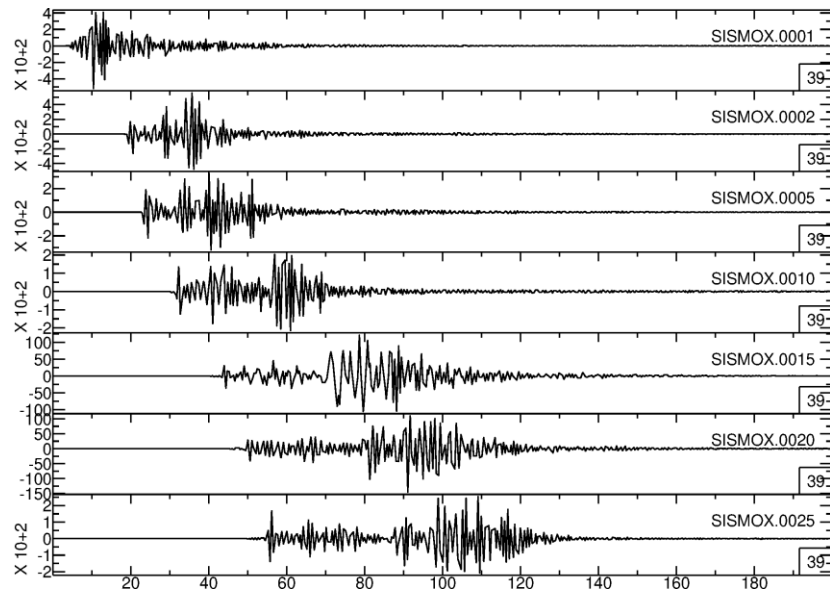


Figura 29 Datos de aceleración, derivados de los obtenidos a partir de sintéticos, con el método de diferencias finitas.





### 4.3 Simulación numérica del terremoto hipotético tipo Acambay

La última simulación numérica realizada, fue la de un terremoto hipotético cortical, tipo Acamabay. El modelo descrito en la sección 4.1 sirvió como insumo para dicha simulación, esto debido a que se encontró una estructura tipo graben en las inmediaciones del sector noroeste de la cuenca. La figura 30 muestra la simulación numérica para dicho escenario.

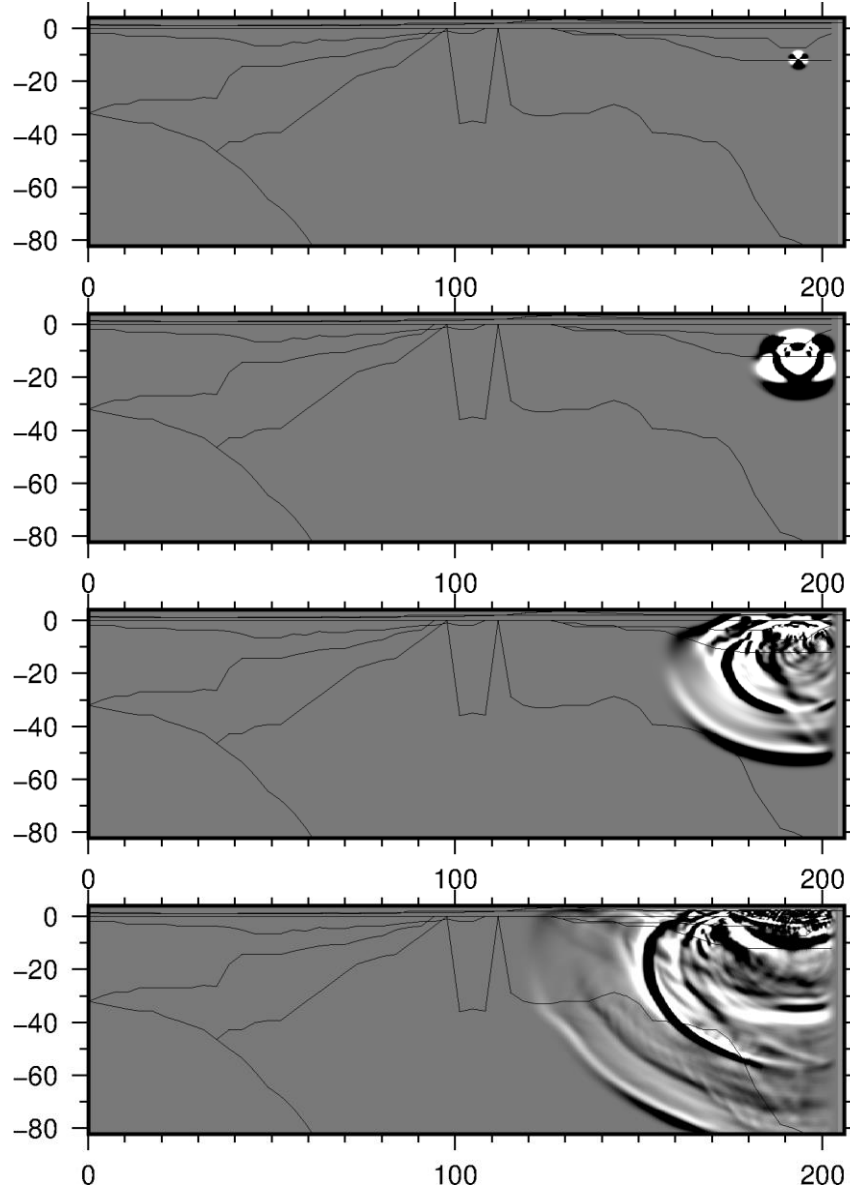


Figura 30 Simulación numérica para un sismo cortical hipotético tipo Acambay 1912, M7.1





La figura 31 y 32 muestran la velocidad y aceleración obtenida de los datos sintéticos para la componente X.

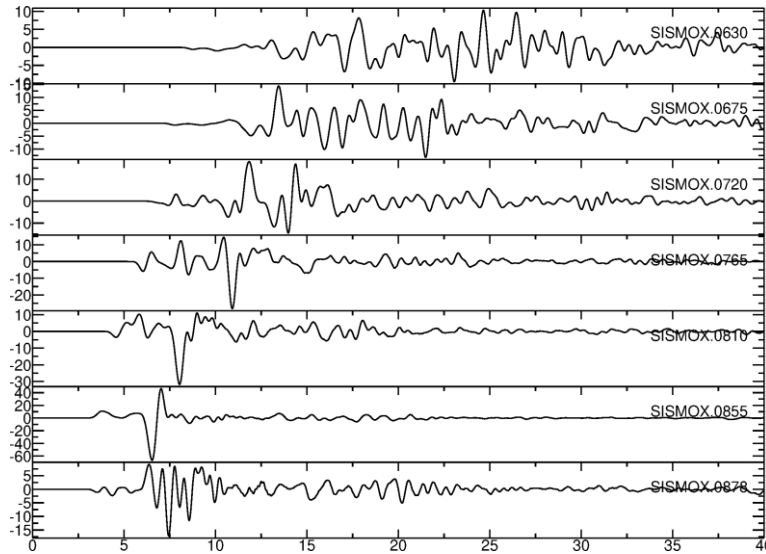


Figura 31 Datos de velocidad obtenida a partir de sintéticos, con el método de diferencias finitas.

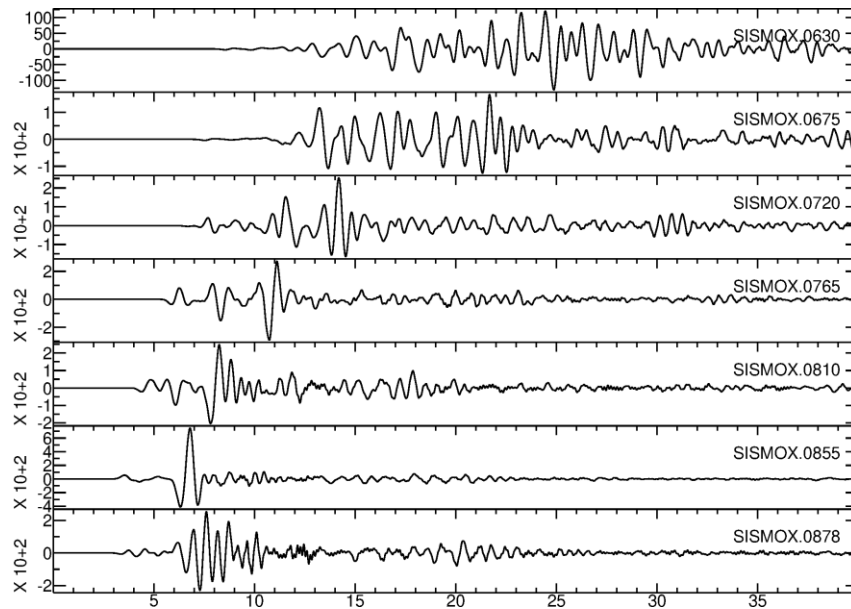


Figura 32 Datos de aceleración, derivados de los obtenidos a partir de sintéticos, con el método de diferencias finitas.





## 5.-Conclusiones y recomendaciones

De las simulaciones realizadas, se pudieron obtener los tiempos de arribo a cada nodo de la malla, con la finalidad de observar el desarrollo de las ondas de cuerpo P y Sv y de la onda superficial de Rayleigh. De la simulación realizada para el sismo del 19 de septiembre de 2017, se obtuvieron tiempos de arribo similares a los obtenidos por la Red del CIRES, así como las velocidades y aceleraciones reportadas por el Instituto de Ingeniería de la UNAM. Esto último indica que al contar con un buen modelo geológico-geofísico, y con azimut preferencial, se pueden obtener sintéticos con parámetros similares a los observados (Galaviz & Takenaka 2017), lo que permitiría generar datos sintéticos de eventos históricos así como de eventos con máxima probabilidad de ocurrencia.

Otra ventaja de contar con este tipo de herramientas computacionales, estriba en el poder generar sintéticos para conocer la interacción suelo-estructura. Como ejemplo final se realizó una animación para el sismo del 21 de julio de 2000, que fue registrado para el edificio del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP). La figura 33 muestra la relación del desplazamiento del movimiento de partícula de las estaciones de pozo, superficie, base y azotea del edificio.

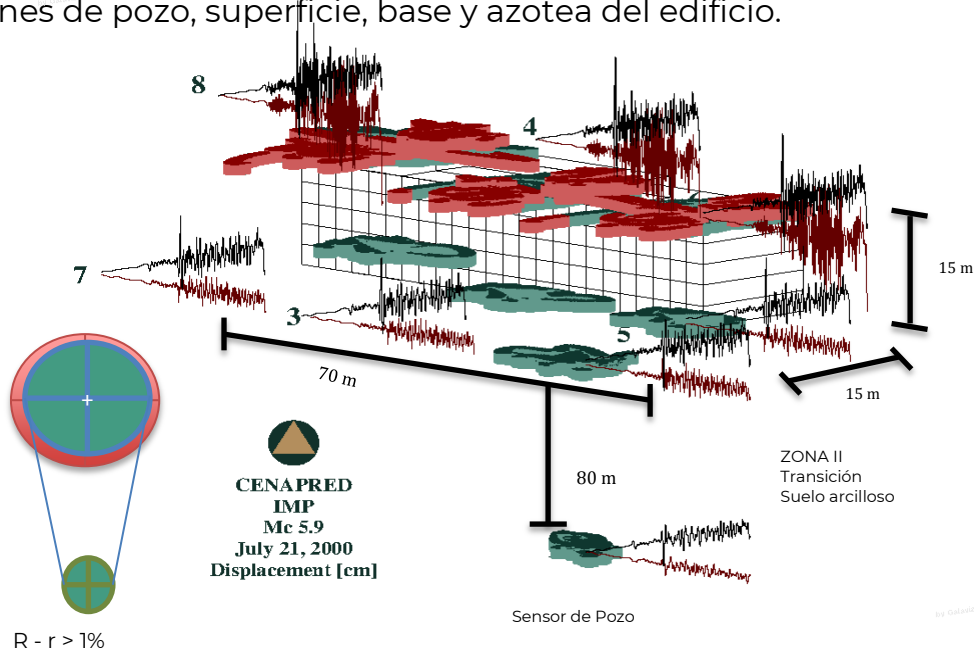


Figura 33 Registros obtenidos en el IMP del sismo del 21 de julio de 2000. Adaptado para el workshop de IPRED 2019, en Bucarest, Rumania.

Para los eventos hipotéticos, Brecha de Guerrero y tipo Acambay, se obtuvieron los registros de velocidad y aceleración de los cuales se puede estimar los efectos



regionales en caso de que se presentara un sismo con dichas características. Par el sismo hipotético de la brecha de Guerrero, se puede observar la onda de la muerte o killer wave (por su traducción en inglés), para las inmediaciones del Acapulco Guerrero, en dicho lugar no se llegan a desarrollar las ondas superficiales, sin embargo contiene todo el paquete energético que es capaz de dañar y hacer colapsar estructuras bien diseñadas. Para este escenario se pudo observar el desarrollo de las ondas P, Sv y Rayleigh para la Ciudad de México, se obtuvo un PGA de más de 200 gales, esto para el campo regional, no obstante, cabe mencionar que no se incluyó el efecto de sitio de la Ciudad punto a punto por el costo computacional requerido. Sin embargo la PGA obtenida correspondería a un efecto regional con características de efecto de sitio para la zona centro del Valle de México. Dicho valor se compara con las aceleraciones registradas para el sismo del 19 de septiembre de 2017, esto debido a que todas las simulaciones realizadas en este trabajo, corresponden a la fuente de dicho evento con las singularidades del mecanismo focal que les corresponde.

Para el evento hipotético tipo Acambay, se pudo observar que la onda de Rayleigh no se desarrolla en los estratos de lago de la Ciudad de México, esto debido a la cercanía con el epicentro. Sin embargo por el tipo de modelo se espera que la onda de Love se desarrolle en su máxima plenitud para este tipo de sismos. La PGA obtenida para este escenario fue de más de 100 gales, lo que podría generar daños en estructuras mal diseñadas y con pocos elementos sismoresistentes.

Finalmente, esta herramienta computacional ha demostrado ser bastante útil para conocer los tiempos de arribo y desarrollo de las ondas de cuerpo y Rayleigh, lo que permite estimar el movimiento fuerte del terreno, siempre y cuando se cuente con un modelo geológico-geofísico que sustente la zona sismogénica (fuente), las estructuras geológicas superficiales (trayecto) y se incluyan parámetros de las cuencas o valles aluviales (efecto de sitio).

Se recomienda continuar con la generación de modelos geológicos-geofísicos que sirvan como insumo en las simulaciones numéricas de terremotos, así como la simulación de las ondas de Love y SH. Dicha información será de gran utilidad para conocer los efectos en las estructuras y así poder genera recomendaciones para la modificación o generación de normas y reglamentos de construcción de cuencas y valles aluviales a nivel municipal, estatal y regional.





**SEGURIDAD**  
SECRETARÍA DE SEGURIDAD  
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



**CNPC**  
COORDINACIÓN NACIONAL  
DE PROTECCIÓN CIVIL



**CENAPRED**  
CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN  
DE DESASTRES

## Referencias

- Aki, K., and Richards, P. G., 2002, Quantitative seismology Second Edition, Sausalito, CA, University Science Books.
- Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R., and Reshef, M., 1985, A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. Short Note. Geophysics, 50, 705-708
- Chavez-García, F. J, and Salazar, L., 2002, Strong Motion in Central Mexico: A Model Based on Data Analysis and Simple Modeling. Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 8, 3087–3101.
- Cruz-Atienza, V. M., Tago, J., Sabrina-Gómez, J.D., Chaljub, E., Etienne, V., Virieux, J., and Quintanar, L., 2016, Long Duration of Ground Motion in the Paradigmatic Valley of Mexico. Scientific Reports 6:38807.
- Cruz-Jiménez, H., Chávez-García, F. J., Furumura, T., and Mai, M. 2011, Attenuation of Ground Motion Perpendicular to the Mexican Subduction Zone 4th IASPEI/ IAAE International Symposium August 23-26, 2011 University of California Santa Barbara.
- Dougherty, S. L., Clayton, R. W., and Helmberger, D. V., 2012, Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate. Journal of Geophysical Research, 117.
- Furumura, T., and Kennett, B. L. N., 1998, On the nature of regional seismic phases-III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes Research Geophys. J. Int. 135, 1060-1084.
- Furumara, T., and Singh, S. K., 2002, Regional Wave Propagation from Mexican Subduction Zone Earthquakes: The Attenuation Functions for Interplate and Inslab Events. Bulletin of the Seismological Society of America, 92 No. 6, 2110-2125.

Av. Delfín Madrigal No. 665, Col. Pedregal de Santo Domingo, Alcaldía Coyoacán, Ciudad de México.  
Tel: 52+55 5424 6100, [www.gob.mx/cenapred](http://www.gob.mx/cenapred)

Los avisos de privacidad están disponibles para consulta en  
<https://www.gob.mx/cenapred/es/documentos/avisos-de-privacidad-del-cenapred>  
Página 49 de 52



**2020**  
AÑO DE  
**LEONA VICARIO**  
BENEMÉRITA MADRE DE LA PATRIA





**SEGURIDAD**  
SECRETARÍA DE SEGURIDAD  
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



**CNPC**  
COORDINACIÓN NACIONAL  
DE PROTECCIÓN CIVIL



**CENAPRED**  
CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN  
DE DESASTRES

Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, Lee Minner, 2003, "SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, Invited contribution to "The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology", Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Ezquivel, M. T., and Ferrari, L., 2007, Igneous Petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America Special Paper 422, 129-181.

González-Torres, E.A., Morán-Zenteno, D. J., Mori, L., and Martiny, B. M., 2005, Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 67, 2, 285-297 (in Spanish),

Graves, R. W., 1996, Simulating Seismic Waves Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences. Bulletin of the Seismological Society of America, 86, 4, 1091-1106.

Hayashida, T., Takenaka, H., and Okamoto, T., 1999, Development of 2D and 3D codes of velocity-stress staggered-grid finite-difference method for modeling seismic waves propagation. Sci. Repts., Dept. Earth & Planet. Sci., Kyushu Univ., 20, 3, 99-110 (In Japanese with English Abstract).

Herrmann, R. B., 2013, Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, Seism. Res. Lettr. 84, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096

Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., and Mena, M., 1996, Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico. Geophysical Research Letters, 23, 23, 3385-3388

Kostoglodov, V., and Pacheco, J. F. 1999, Cien Años de Sismicidad en México, Geofísica UNAM







**SEGURIDAD**  
SECRETARÍA DE SEGURIDAD  
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



**CNPC**  
COORDINACIÓN NACIONAL  
DE PROTECCIÓN CIVIL



**CENAPRED**  
CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN  
DE DESASTRES

- Madariaga, R., 1976, Dynamics of an Expanding Circular Fault. Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 3, 639–666
- MASE (2007): Meso America Subduction Experiment. Caltech. Dataset. doi:10.7909/C3RN35SP.
- Nozaki, N., Sato Y., Hamada, K., Tonouchi, K., and Kitagawa, Y., 1993, Basement Structure of the Central of the Mexico Basin as Derived from a Gravity Survey, BUTSURI-TANSA, 46, 4, 239-268.
- Ominato, T., and Chouet, B. A., 1997, Free-Surface Boundary Condition for Including 3D Topography in the Finite-Difference Method, Bulletin of the Seismological Society of America, 87, 2, 494–515
- Ordaz, M., and Sinhg, S. H., 1992, Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hills zone of Mexico City.
- Pitarka, A., 1999, 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 1, 54-68.
- Pitarka, A., Suetsugu, D., and Takenaka, H., 1996, Elastic Finite-Difference Modeling of Strong Motion in Ashigara Valley for the 1990 Odawara, Japan, Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 86, 4, 981-990.
- Pitarka, A., Takenaka, H., Suetsugu, D., 1994, Modeling Strong Motion in the Ashigara Valley for the 1990 Odawara, Japan, Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 5, 1327-1335.
- Rosenblueth, E., Sánchez-Sesma, F.J., Ordaz, M., and Singh, S. K., 1987. Espectros de diseño en el reglamento para construcciones del Distrito Federal, VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Querétaro, México, A1-A17 (in Spanish).
- Santoyo-Villa, E., Ovando-Shelley, E., Mooser, F., León-Plata, E., 2005, Síntesis geotécnica de la cuenca del Valle de México: México, D.F., TGC Geotécnia, 171.





**SEGURIDAD**  
SECRETARÍA DE SEGURIDAD  
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



**CNPC**  
COORDINACIÓN NACIONAL  
DE PROTECCIÓN CIVIL



**CENAPRED**  
CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN  
DE DESASTRES

- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico 1993, Geological Society of America. Special Paper 278, 2-7.
- Singh, S. K., Mena, E., and Castro, R., 1988, Some Aspects of Source Characteristics of the 19 September 1985 Michoacan Earthquake and Ground Motion Amplification in and Near Mexico City from Strong Motion Data. Bulletin of the Seismological Society of America, 78, 2, 451-477.
- Takenaka, H., and Nakamura, T., 2010, Incorporation of Anelastic Attenuation Effects in Synthetic Seismograms for Transversely Isotropic Media. Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan. 73, 185-194 (In Japanese with English Abstract).
- Valdés-González, C. and Meyer, R. P., 1996, Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlán earthquake ( $M_s=7.6$ ) aftershocks. Geofísica Internacional 35, 4, 377-401.
- Vierix, J., 1986, P-Sv wave propagation in heterogeneous media: Velocity-Stress Finite-Difference Method. Geophysics, 51, 4, 889-901.
- Wang, Y., Takenaka, H., and Furumura, T., 2001, Modelling seismic waves propagation in a two-dimensional cylindrical whole-earth model using the pseudospectral method. Geophys. J. Int. 145, 689-708.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved version released, EOS Trans. AGU, 94, 409-410, 2013.

