UNIVERSIDAD MICHOACANA DE

SAN NICOLÁS DE HIDALGO

FACULTAD DE

INGENIERÍA CIVIL

PARÁMETROS PARA DETERMINAR EL PELIGRO SÍSMICO DE MICHOACÁN

TESIS PRESENTADO POR:

MAURICIO GÓMEZ SÁNTIZ

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO CIVIL

ASESOR:

DR. JOSÉ MANUEL JARA GUERRERO

MORELIA, MICHOACÁN; OCTUBRE DE 2007

A mis padres y a mis hermanos

A mis facilitadores del aprendizaje

A mis compañeros de la facultad

A mi asesor

PARÁMETROS PARA DETERMINAR EL PELIGRO SÍSMICO DE MICHOACÁN

ÍNDICE

Introducción 2

1. Antecedentes 5

2. Criterios generales para evaluar el peligro sísmico de un sitio 11

3. Elección y depuración de catálogos de temblores 18

4. Estimación de parámetros para modelos de ocurrencia de las fuentes 24

5. Elección de las leyes de atenuación del movimiento sísmico 40

6. Conclusiones 47

Referencias 48

Anexo 55

INTRODUCCIÓN

El riesgo debido a terremotos presenta dos aspectos diferentes; uno científico y otro económico; este último, aunque relacionado con el primero, excede las competencias tanto del sismólogo como del ingeniero. Dentro del aspecto científico existen, también dos puntos de vista, el del sismólogo, a quien le interesa, en primer lugar, la probabilidad de ocurrencia de un terremoto de ciertas características, y el del ingeniero a quien le interesa la probabilidad de que una estructura se comporte de una cierta forma bajo la acción de un terremoto dado.

En la literatura existían distintos vocablos y definiciones para el riesgo sísmico que inducían a confusión. La UNESCO propuso en 1980 relacionar todos los aspectos del problema mediante la expresión.

Risk = hozard * vulnerability * value at cost

El término risk, en español riesgo, engloba todos los aspectos del problema, incluido el económico cuya valoración corresponde a compañías de seguros, gobiernos, etc. El término hazard, es también riesgo o peligro en español, es decir; tiene la misma traducción que el término risk por lo que algunos autores proponen utilizar la palabra peligrosidad sísmica para distinguirlo del riesgo. Sin embargo, es fácil encontrar el término riesgo refiriéndose a «hazard» ya que es un vocablo más usual. La peligrosidad (hazard) es la parte del problema relacionada con los terremotos y que debe ser resuelta por los sismólogos. El término «vulnerability», en español vulnerabilidad, debe ser valorado por el ingeniero o arquitecto a quien le interesa el efecto combinado de la ocurrencia de diferentes sucesos sísmicos y las diferentes respuestas de una estructura particular. Traducido al español, la relación anterior es,

Riesgo = peligrosidad * vulnerabilidad * valor económico

Aunque existen numerosas definiciones en la literatura especializada, podemos definir la peligrosidad sísmica en un punto como la probabilidad, en términos no siempre estrictamente matemáticos, de que en un determinado espacio de tiempo, y como

consecuencia de la sismicidad, se supere en dicho punto una intensidad macrosísmica dada o un determinado nivel de movimiento del terreno.

Su evaluación lleva aparejada una serie de problemas, unos ligados al estado del conocimiento sobre los datos de partida y la metodología seguida, y otros inherentes al método empleado, consecuencia de sus hipótesis y limitaciones, así como de las simplificaciones efectuadas. La aplicación de estos métodos a un territorio concreto, en nuestro caso a ciudades del estado de Michoacán, implica tomar una serie de decisiones sobre las diferentes alternativas, así como proporcionar los valores de algunos de los parámetros que representan la intensidad del movimiento del suelo en distintos lugares de una región, de forma que sean útiles en la planificación urbanística y en el diseño antisísmico de las construcciones.

El análisis se limitará estrictamente a las fases de los estudios de macrozonación sísmica que conducen a la definición de la peligrosidad (*). Se prescindirá por tanto del estudio de los problemas específicos que acarrea la microzonación sísmica, así como de aquellos otros relacionados con los riesgos de deformaciones permanentes.

La figura 1 muestra las actividades que normalmente se requieren llevar a cabo para evaluar el peligro sísmico de un sitio.

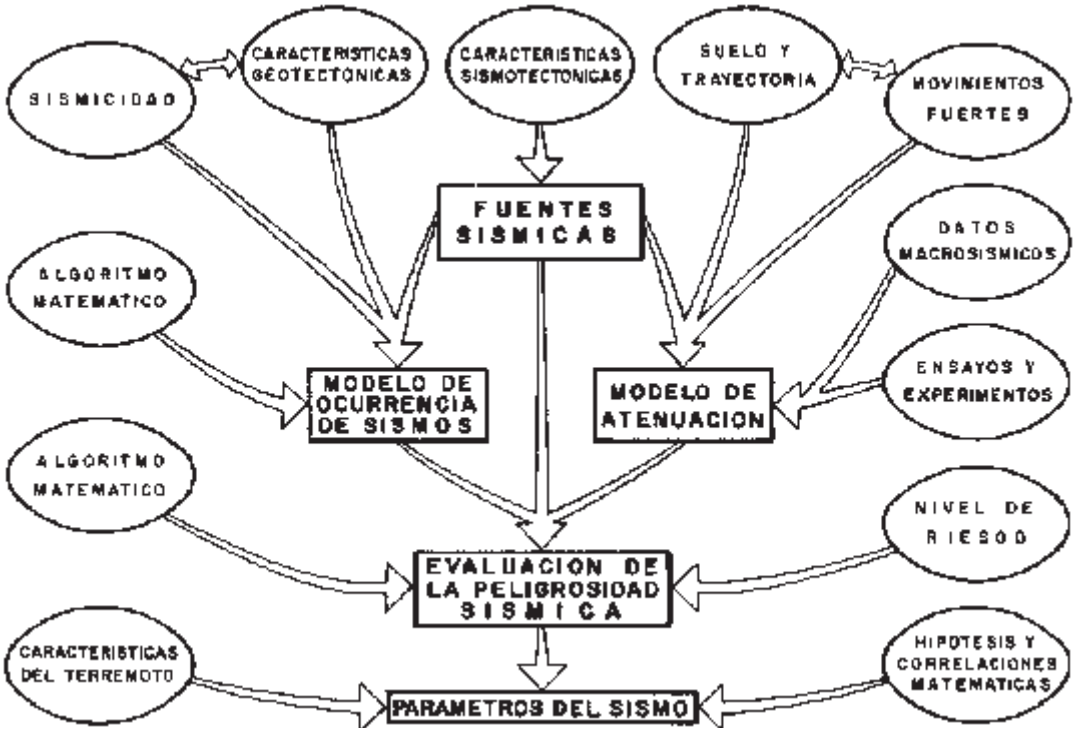


Figura 1. Esquema de la evaluación de la peligrosidad sísmica

1. ANTECEDENTES

Una parte importante de la República Mexicana y particularmente el Estado de Michoacán se encuentran ubicados en una zona de alto riesgo sísmico como lo muestran los nueve eventos de magnitud mayor o igual a 7.0 en la escala de Richter que se han originado en el Estado en el siglo pasado. La evaluación del peligro sísmico de una población es necesaria para determinar la vulnerabilidad de las estructuras existentes, así como para fijar parámetros que permitan diseñar con cierto grado de seguridad las construcciones del lugar.

El peligro sísmico se determina considerando todas las fuentes sísmicas que afectan el sitio, se estima su potencialidad, así como la descripción de los procesos de ocurrencia, se eligen los modelos de atenuación de las ondas sísmicas y se considera las propiedades dinámicas de los suelos del sitio de interés para la estimación de las posibles amplificaciones y finalmente proponer parámetros esperados de respuesta.

Entre las principales fuentes sísmicas que pueden afectar al estado de Michoacán, se encuentran la de subducción, la de fallamiento normal en la zona de subducción, las fallas superficiales dentro del continente, y las potenciales fallas locales en el sitio.

En general, la ocurrencia de temblores se modela como un proceso de Poisson, pero los temblores de subducción presentan cierta periodicidad el cual hace que esta hipótesis sea invalidada. Por tal razón, se deben buscar otros modelos que reflejen la ocurrencia periódica de los eventos sísmicos. Los temblores producidos en la zona de contacto de las placas de subducción presentan depencia entre la magnitud esperada y el tiempo transcurrido sin presentarse un evento sísmico, por lo que debe incluirse en los modelos de estudio.

La estimación del peligro sísmico involucra el conocimiento de las características dinámicas de los suelos del sitio de interés para determinar las posibles amplificaciones del terreno.

Geología del estado de Michoacán

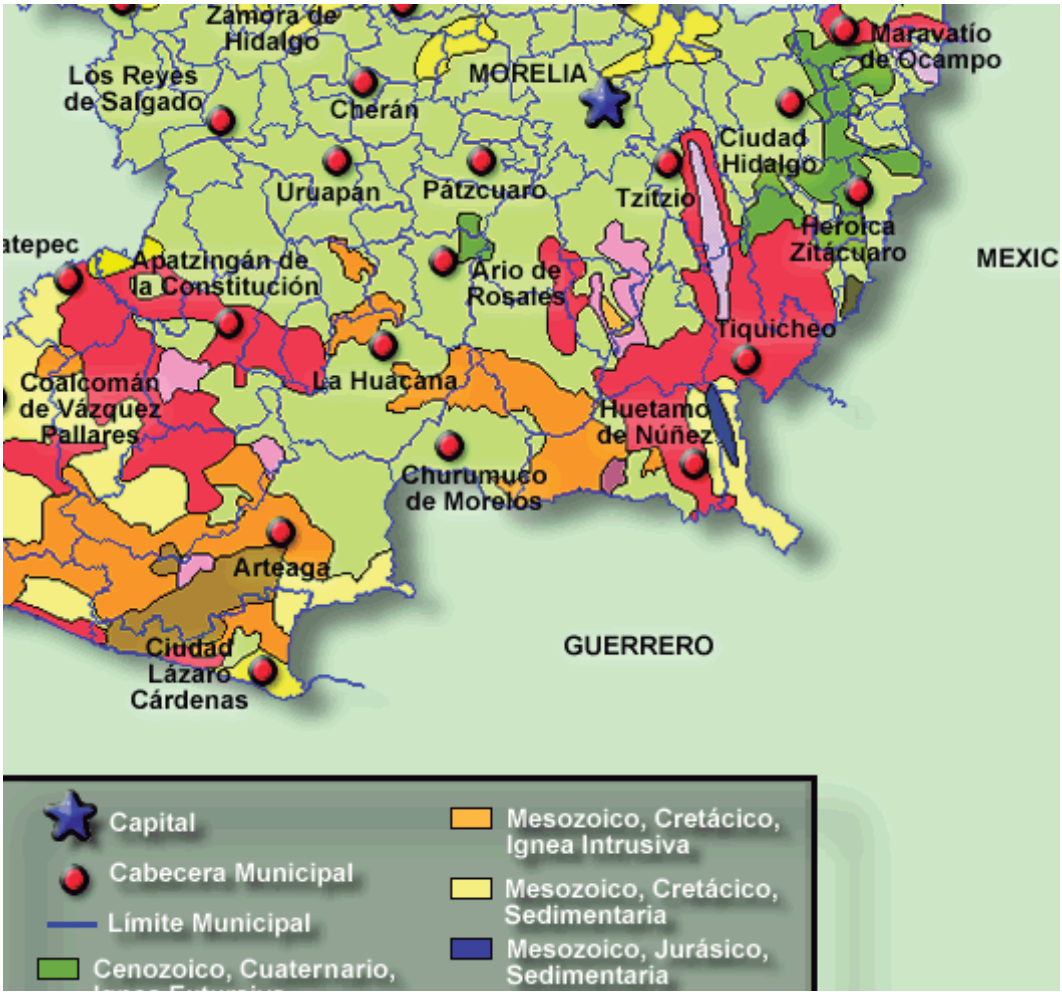


Figura 1.1. Geología del estado de Michoacán (tomado de http//mapserver.inegi.gob.mx/geografía/espanol/estados/mich/geolo.cfm)

Michoacán comparte con los estados de Colima, Jalisco, Guerrero y México los terrenos de la provincia geológica denominada Sierra Madre del Sur; y con Jalisco, Guanajuato, Querétaro y México, los del Eje Neovolcánico.

El relieve estructural original de la provincia del Eje Neovolcánico está constituido esencialmente por rocas volcánicas jóvenes (del Cenozoico Superior). El paisaje de esta región conserva en su mayor parte, rasgos estructurales originales.

En Michoacán son muy importantes las zonas lacustres. Geológicamente están relacionadas con una serie de eventos tectónicos relativamente recientes asociados con los fenómenos volcánicos.

La energía geotérmica es uno de los recursos más importantes de esta provincia, ya que existen numerosos focos con manifestaciones hidrotermales que reflejan una zona privilegiada en este tipo de recurso.

SIERRA MADRE DEL SUR

La Sierra Madre del Sur presenta en esta entidad una serie de aspectos complejos desde el punto de vista geológico, estratigráfico y estructural, pues afloran secuencias que atestiguan la existencia de diversos dominios de varios niveles estratigráficos, ahora superpuestos entre sí.

Estratigrafía

Esta provincia está constituida por varios conjuntos estratigráficos con características petrológicas y estructurales que guardan entre sí relaciones complejas. En esta provincia afloran las rocas más antiguas del estado de Michoacán. Son rocas metamórficas del Paleozoico Superior, fechadas por métodos radiométricos.

Geología Económica

En esta provincia se encuentran localizados numerosos yacimientos de hierro que constituyen la región con mayores reservas del país. Entre los que más destacan por su volumen, están Las Truchas, Aquila y La Guayabera. También existen en esta provincia numerosos yacimientos de cobre. Existe otro grupo de yacimientos de sulfuros (con minerales de oro, plata, plomo y zinc) en esta provincia, cuyo origen se atribuye a procesos volcanogenéticos. Además, existen yacimientos evaluados de minerales no metálicos, así como de materiales industriales y de construcción.

EJE NEOVOLCÁNICO

Esta provincia es una gran franja volcánica del Cenozoico Superior, que cruza transversalmente la República Mexicana a la altura del paralelo 20. Está formada por una gran variedad de rocas volcánicas que fueron emitidas a través de un número importante de aparatos volcánicos, algunos de los cuales constituyen alturas notables como El Tancítaro y El Jorullo. Por su juventud es bien conocido el Paricutín.

Los principales aparatos volcánicos que se localizan en Michoacán son estrato volcanes de dimensiones variables.

La composición petrográfica de las rocas que conforman esta región es muy variable.

Estratigrafía

Las rocas más antiguas identificadas en esta provincia corresponden a una secuencia de rocas volcánicas andesíticas, sedimentarias calcáreo-arcillosas y areniscas. Algunos depósitos lacustres del Plioceno-Cuaternario han sido parcialmente cubiertos por derrames de rocas basálticas, producto de la actividad volcánica reciente. Estos aparecen en el área de Zacapu.

Geología Económica

Los distritos mineros más importantes que tiene Michoacán en esta provincia se localizan en Angangueo y Tlalpujahua, éste actualmente está inactivo, pero llegó a ser junto con El Oro, Estado de México, el máximo productor aurífero del país.

En esta misma región se localiza el potencial geotérmico, destacándose el campo de Los Azufres. Los sistemas geotérmicos permiten el escape temporal de fluidos calientes a lo largo de planos de falla, producidos por diversos movimientos tectónicos.

Asimismo, en la parte oriental del lago de Cuitzeo y en las localidades de Araró y Queréndaro se encuentran manifestaciones hidrotermales de consideración. Estos puntos con manifestaciones termales están, en su mayoría, localizados cerca de la traza de la falla regional que pasa por Queréndaro, San Bartolomé Coro y Zimirao.

Geología regional

Morelia fisiográficamente se ubica en el valle de Guayangareo, dentro de la región denominada Cuenca de los lagos Pátzcuaro-Cuitzeo-Yuriria. En sus inmediaciones se localizan los cerros de Atécuaro, Quinceo al noroeste y Cerro de Punhuato al oriente, los cuales forman parte del sistema volcánico transversal.

El relieve original de la Provincia del Eje Neovolcánico, a la cual corresponde el área de estudio, está constituido esencialmente por rocas volcánicas jóvenes, del Cenozoico Superior. Esta variedad de rocas volcánicas fueron emitidas a través de un número

importante de aparatos volcánicos (volcanes, sierras, etc.), alguno de altura notable como el Tancítaro, y como el Cerro del Quinceo. Esta es una región de reciente e intensa actividad volcánica; su origen geológico se relaciona con el Altiplano Mexicano, levantándose desde el Cretácico Superior y durante el Cenozoico Medio y Superior Volcánico (Oligoceno-Mioceno).

Los Basaltos conforman la mayoría de los aparatos volcánicos, otras rocas ígneas son las andesitas y riolitas, acompañados de sus tobas y brechas.

La región se destaca por la presencia de rocas basálticas, Tobas riolíticas y aluvión que representa la parte inundada en algún tiempo por grandes extensiones de agua.

La geología del sitio está denominada con la fórmula Q(al) del Cenozoico, Periodo Cuaternario, Rocas sedimentarias y volcanosedimentarias, Suelo aluvial (INEGI, 1985).

CARACTERÍSTICAS EDAFOLÓGICAS

La ciudad de Morelia está ubicada en el extremo centro-sur de la provincia fisiográfica denominada Cinturón Volcánico Transmexicano (anteriormente Eje Volcánico Transversal), las rocas que constituyen esta provincia son de origen volcánico extrusivo y sedimentario continental.

El vulcanismo de tipo básico, intermedio y ácido se inició a fines del plioceno, tuvo su paroxismo en épocas pleistocénicas y aún se manifiesta en nuestros días, se caracteriza también por la gran actividad tectónica que ha estado sujeta a esta zona.

El municipio de Morelia se localiza dentro de una franja volcánica del Cenozoico Superior que cruza transversalmente al país a la altura del paralelo 20º. Dentro del área se identifican rocas ígneas extrusivas que incluyen la andesita, materiales piroclásticos, tobas, aglomerados volcánicos y basálticos originados durante el Terciario (plioceno superior) y Cuaternario. Así mismo se localizan rocas sedimentarias como depósito lacustre y depósitos clásicos continentales de relleno originados durante el Cuaternario.

Fisiográficamente el valle de Guayangareo se encuentra dentro de la región denominada cuenca de lagos de Pátzcuaro-Cuitzeo-Yuriria. En sus inmediaciones se localizan los

cerros de Atécuaro, Pico de Quinceo la noreste y Cerro de Punhuato al oriente los cuales forman parte del sistema Cinturón Volcánico Transmexicano (anteriormente denominado Eje Neovolcánico Transversal).

En la ciudad de Morelia, se localizan terrenos montañosos, planicies así como terrenos de pendiente moderada. El Valle de Morelia lo delimitan tres sistemas montañosos: al este el cerro del Punhuato que se une al sureste con la sierra del Otzumatlán. Los cerros de Atécuaro, el Venado y las Ánimas por el sur se corresponden con el lomerío de Santa María.

Dentro de la región se asocian también los Valles de Queréndaro y Alvaro Obregón, que pertenecen a la cuenca del lago de Cuitzeo y siendo el último una zona de influencia del Río Grande de Morelia.

2. CRITERIOS GENERALES PARA EVALUAR EL PELIGRO SÍSMICO DE UN SITIO.

El peligro sísmico se cuantifica con base en una función que determina el número de veces que se excede una cierta intensidad en un determinado intervalo de tiempo, para un sitio dado. Los que más frecuentemente se utilizan para describir el peligro, son la aceleración y velocidad máxima del terreno. Para abordar el problema de la estimación del peligro sísmico de una población, se han seguido enfoques deterministas y probabilistas que a continuación se resumen.

Criterio determinista

Los métodos deterministas se basan en la hipótesis de que la sismicidad futura de una zona será exactamente igual a la del pasado. Si no se consideran zonas sismogenéticas, se estudian los efectos de cada terremoto de la región sobre el emplazamiento. Si se consideran zonas sismogenéticas o estructuras geológicas a las que están asociados los sismos, se hace la hipótesis de que éstos pueden ocurrir en cualquier lugar de la zona o de la estructura, por lo que los terremotos ocurridos en cada una de ellas deben situarse en el punto más cercano al emplazamiento aplicando, entonces, las leyes de atenuación para calcular los efectos sobre el mismo. De todos los valores que puede alcanzar la acción sísmica en el emplazamiento debido, en un caso, a cada terremoto individual y en el otro a cada zona, se toma el máximo. Es decir, con el método determinista se obtiene el valor máximo de la variable elegida como medida del movimiento del suelo en un lugar determinado debido a la sismicidad de la región.

Este método presenta algunos inconvenientes, señalados ya por algunos autores (López Arroyo y Espinosa, 1978). El primero de ellos es la hipótesis de partida; establecer que la sismicidad futura será igual a la pasada supone admitir que el mayor terremoto registrado en el catálogo de una zona no será sobrepasado en el futuro. Esto no tiene por qué ser cierto aunque se conociera toda la historia sísmica de la zona, lo que no ocurre ni en los países que cuentan con catálogos que abarcan un período de tiempo muy grande. Este problema lo señala Ambraseys (1983) citando casos en los que el límite

estimado para algunas zonas ha sido superado por terremotos recientes. Otro de los inconvenientes es que, en principio, sólo se obtiene con este método el valor máximo esperado de la variable que representa el movimiento del suelo (intensidad sísmica, aceleración, etc.); esto supone aplicar el mismo nivel de riesgo a todas las estructuras, lo que no es común en la práctica de la ingeniería sísmica, ya que no se aplica el mismo nivel de riesgo al diseño de una presa que al de una vivienda particular; es decir, este método puede resultar en algunos casos conservador y penalizar económicamente el diseño de algunas estructuras.

Para la aplicación de este método es necesario una gran precisión en la localización de los terremotos, si no se consideran zonas o estructuras sismogenéticas, y en las dimensiones de éstas en el caso de que si se consideren. Estas dimensiones son críticas, pues si se suponen los sismos asociados a una falla hay que contar con estudios que indiquen cómo se distribuye la actividad sísmica a lo largo de esa falla, si es activa en toda su extensión o si la actividad se restringe a partes de ella, siendo diferente de unas a otras.

Criterio probabilista

Estos métodos se basan en que, conocida la sismicidad pasada, se pueden establecer las leyes estadísticas que rigen los fenómenos sísmicos de una zona. Con estos métodos, se obtiene la probabilidad de ocurrencia de distintos niveles de intensidad de movimiento del suelo en un lugar determinado en un período dado.

El procedimiento general en estos métodos es el siguiente: se definen las fuentes sismogenéticas; se deducen las leyes estadísticas que rigen la sísmicidad de cada zona o fuente, determinando los parámetros que la definen; se determina la función de atenuación del movimiento del suelo y se calculan la probabilidad de superar un cierto nivel de intensidad (Fig. 2.1).

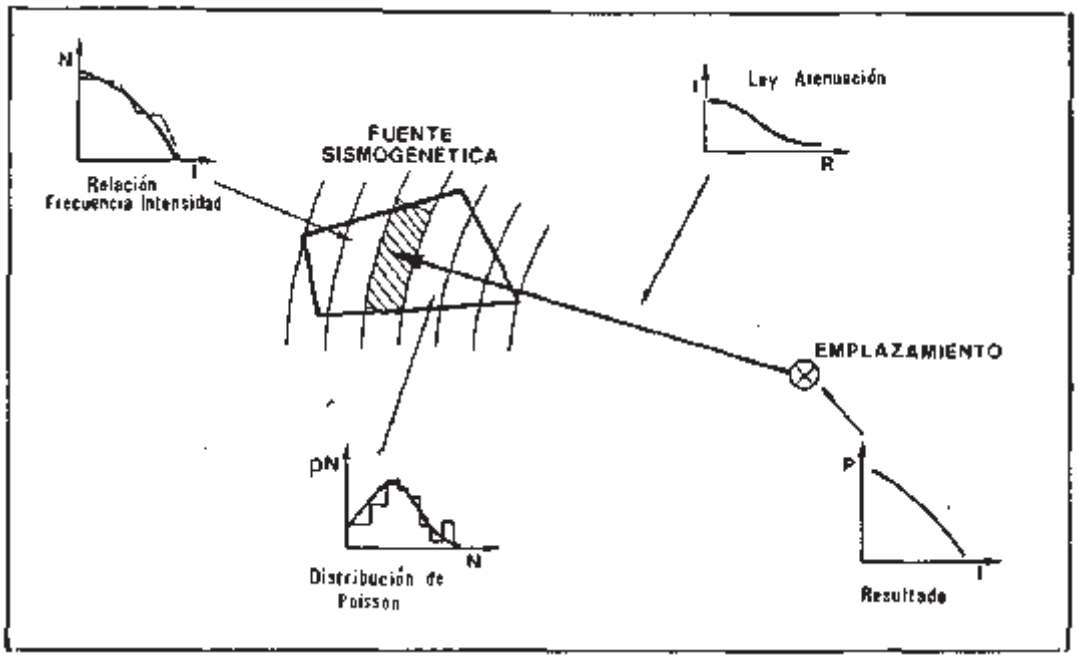


Figura. 2.1 Esquema del procedimiento general en la evaluación de la peligrosidad sísmica por métodos probabilísticos.

Los métodos probabilistas presentan algunas ventajas frente a los métodos deterministas. La más importante es que no se obtiene únicamente el valor máximo de intensidad de movimiento del suelo, sino que se obtiene la distribución de probabilidades para los distintos niveles de intensidad o daño. Esto es fundamental para que el ingeniero pueda seleccionar el nivel de riesgo más adecuado a cada estructura en particular, sin penalizar innecesariamente el diseño. Otra es que es posible considerar que la sismicidad se reparte uniformemente dentro de cada fuente por lo que no es tan crítica la exactitud en la localización. Por otro lado, el mayor terremoto que puede producirse en una zona no está únicamente determinado por el terremoto máximo registrado en el pasado, sino que se estima a partir de las leyes estadísticas de la sismicidad de cada zona.

Estos métodos también presentan inconvenientes. Para deducir las leyes estadísticas de cada zona se cuenta con una longitud de muestra que viene dada por el catálogo de la zona. Esto puede introducir errores cuando se extrapolan los resultados para períodos de retorno mucho mayores que la longitud de la muestra, por ejemplo, un catálogo sísmico que abarque un período de mil años para períodos de retorno de 10^4 años. Las fuentes sismogenéticas consideradas tienen que contar con un número suficiente de terremotos

que permita su tratamiento estadístico, lo que condiciona, en algunos casos, las dimensiones de la fuente.

La elección del modelo estadístico para obtener la probabilidad da lugar a los distintos métodos que se manejan en la evaluación de la peligrosidad. Estos modelos han sido discutidos por numerosos autores (Lomnitz, 1974; Esteva, 1976; Brillinger, 1982).

Dentro del método probabilista, Cornell presentó en 1968 un trabajo que ha constituido el punto de partida de muchos trabajos posteriores.

Los valores de riesgo obtenidos por estos métodos se dan, comúnmente, en probabilidades anuales o en períodos de retorno, es decir, se obtiene la probabilidad anual o el período de retorno de un cierto nivel de intensidad de movimiento del suelo. El periodo de retorno fue definido por Gumbel como el inverso de la probabilidad anual. La utilización de este término ha llevado a confusión y muchas veces se interpreta como que si un nivel de intensidad tiene un período de retorno de 100 años, cada cien años debe ocurrir un terremoto de esa intensidad, cada 200 años dos, etc.

Menos confuso es utilizar la probabilidad de ocurrencia de un cierto nivel de intensidad en un intervalo de tiempo de T en años. Esta probabilidad se obtiene en función de la probabilidad anual mediante la expresión

Prob. en Taños= $1-(1-prob..anual)^T$

Lo que lleva a obtener que cuando un nivel de intensidad tiene un período de retorno de 100 años lo que se indica es que en 100 años tiene una probabilidad de ocurrencia del 65 %.

- **Método de valores extremos**

Hemos dicho que los métodos probabilistas se basan en leyes estadísticas obtenidas a partir de la información contenida en los catálogos sísmicos. Estos catálogos no son completos para todos los terremotos contenidos en él, ya que no contiene todos los terremotos pequeños e intermedios ocurridos en épocas antiguas. Para evitar este

problema, se ha aplicado a la evaluación de la peligrosidad la teoría de valores extremos desarrollada por Gumbel en 1954. Este método consiste en dividir la muestra original en n intervalos de tiempo y tomar el máximo terremoto de cada intervalo; se pasa así de la muestra original a una muestra de u valores extremos, que si se puede considerar completa, ya que es lógico que en los catálogos sísmicos se recojan los terremotos grandes ocurridos en el pasado. La función de distribución de la probabilidad para los valores extremos se ajusta, según Gumbel, a tres distribuciones asintóticas. En la primera, tipo 1, la variable no está limitada; en la segunda, tipo II, la variable tiene un límite inferior y en la tercera tipo III la variable tiene un límite superior.

La distribución con más sentido físico para ajustar a la ocurrencia de terremotos es la tercera, ya que el tamaño de los terremotos tiene un límite que viene dado por las condiciones elásticas del terreno. Las distribuciones más utilizadas s6n las de tipo I y tipo III.

Algunos autores (Knopoff y Kagan, 1977) han discutido la validez de este método y han concluido que los métodos que utilizan todos los datos proporcionan mejores estimaciones de los parámetros sísmicos. Además, con este método se puede perder información sobre terremotos de magnitud o intensidad máxima moderada, es decir, sobre las probabilidades altas, o daños menores, que pueden ser de interés en el diseño de ciertas estructuras.

- **Estimación Bayesiana**

Debido a diversos factores, como poca resolución en la localización de los sismos y en la asignación de tamaño, longitud de muestra pequeña frente a los períodos de retorno deseado, etc., existen incertidumbres en los parámetros sísmicos. Para tener en cuenta estas incertidumbres, algunos autores proponen aplicar el teorema de Bayes o teorema de las probabilidades de hipótesis, es decir, considerar los parámetros sísmicos no como constantes de valor desconocido sino como variables aleatorias.

Las ventajas de la aplicación del teorema de Bayes a la estimación de la peligrosidad sísmica han sido discutidos por Esteva (1970, 1976) y resumidas por Campbell (1982) en dos puntos: 1) además de la incertidumbre probabilística asociada con la aleatoriedad inherente a la ocurrencia de terremotos, se pueden incorporar incertidumbres

estadísticas asociadas con la estimación de los parámetros usados para cuantificar la sismicidad; 2) suministra un medio riguroso de combinar información previa sobre sismicidad, bien sea de valoración geológica o estadística, con observaciones históricas de ocurrencia de terremotos. Esta información puede ser utilizada como complemento a los datos de sismicidad, cuando éstos son incompletos. También permite la incorporación de nueva información sobre la ocurrencia de terremotos a medida que se va obteniendo.

Aunque ha sido utilizada por algunos autores, hasta ahora, su aplicación en los estudios de riesgo sísmico, es muy limitada.

Localización de las fuentes sísmicas en el modelo de peligro

Para la evaluación de la peligrosidad sísmica se realizará, en primer lugar, un análisis de los datos de sismicidad disponibles, ya que es a partir de estos donde se empieza a realizar el trabajo. Las fuentes que se consideran para este trabajo pueden afectar a las construcciones de la ciudad de Morelia.

Estimación de la magnitud máxima de cada falla

La magnitud de un temblor es una de las medidas más utilizadas para describir el tamaño de un evento sísmico ya que se puede relacionar con al energía liberada por la fuente sísmica. La magnitud máxima depende de parámetros de la fuente relacionados con el fenómeno físico de la ruptura como son la longitud y área de la falla. Rosenblueth y Ordaz (1989) realizaron un estudio para determinar la magnitud asociada a los temblores de subducción generados en la costa del pacífico. Reconociendo que el fenómeno es aleatorio y enfocando el problema desde la perspectiva de la estadística Bayesiana, se determino la esperanza de la magnitud que puede dar origen a cada una de las subzonas de la falla de subducción que se reconoce tienen movimientos independientes entre si. Estos valores se adoptaron en el presente estudio. Con respecto a los temblores de fallamiento normal, con la información disponible hasta la fecha se consideró una magnitud máxima de 8.2. Para temblores asociados con el eje volcánico Transmexicano (falla de Acambay, por ejemplo) se consideró la esperanza de la

magnitud de 7.2. Finalmente para las fuentes sísmicas locales se consideró una magnitud de 5.8.

Dada la gran variabilidad que existe entre la magnitud máxima que origina una falla y los parámetros que la describen, se debe reconocer que se trata de una variable aleatoria, por lo que su descripción debe hacerse mediante funciones de probabilidad que incorporen la sismicidad histórica, la sismicidad presente y las características de cada fuente sísmica.

Descripción de los procesos de ocurrencia

Una de las variables que se relaciona necesariamente con la peligrosidad sísmica de un sitio es el proceso que determina la frecuencia de ocurrencia de los temblores como función de su magnitud. Uno de los modelos de ocurrencia más utilizados a nivel mundial corresponde a suponer que se trata de un proceso de Poisson, cuya densidad de probabilidad del tiempo entre temblores queda descrita por la densidad exponencial y puede demostrarse que su distribución no se altera al aumentar el tiempo transcurrido sin temblar. A esta propiedad se le llama "falta de memoria". Los datos estadísticos, sin embargo muestran que la distribución de los tiempos entre eventos con magnitud grande dista mucho de ser exponencial. Se encuentra que los grandes temblores ocurren de acuerdo con procesos que se acercan más a la periodicidad que al proceso de Poisson. Esta hipótesis es adecuada para los casos en que los temblores son de magnitud moderada, se tiene poca información de la fuente (por lo largo del periodo de retorno) o bien que provienen de un conjunto independiente de fuentes sísmicas.

Atenuación de las ondas sísmicas

La estimación de la respuesta sísmica de un lugar, depende en gran medida de la atenuación de las ondas sísmicas desde la fuente al lugar en estudio. Se conoce como ley de atenuación a una función que relaciona características sobresalientes del movimiento del suelo en el sitio que se estudia, con parámetros de la fuente sísmica

como la magnitud del temblor y la distancia epicentral. Las leyes de atenuación más comunes son las que relacionan la magnitud y la distancia al epicentro con la aceleración o velocidad máxima del terreno.

3. ELECCIÓN Y DEPURACIÓN DE CATÁLOGOS DE TEMBLORES

Para evaluar el peligro sísmico en un sitio como la ciudad de Morelia, es necesario recopilar información de la ocurrencia de temblores en la zona del país en la que se considera que se puede afectar a la infraestructura de la ciudad.

Existen diversas bases de datos para obtener información de la localización y magnitud de eventos sísmicos en el mundo. Para esta recopilación se usaron las bases de datos proporcionadas por las siguientes instituciones:

Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2007)
United States Gelogical Survey (USGS, 2007)

La información de los catálogos permite estimar que tan frecuentes son los temblores en cada fuente sísmica identificada y la potencialidad de la falla medida con base en las magnitudes registradas para diferentes temblores. Para los grandes temblores ocurridos en México (del catálogo de SSN), se consideró información desde 1900, y para el resto de la sismicidad (USGS) se realizó la evaluación de los parámetros considerando catálogos desde 1973. Se tiene una vista previa de la información recopilada en el anexo (tablas 3.1 y 3.2). En las fig. 3.1 se muestran los epicentros de temblores en la región central de México del catálogo de USGS y en la fig. 3.2 y 3.3 los epicentros de temblores en la misma región pero del catálogo de SSN.

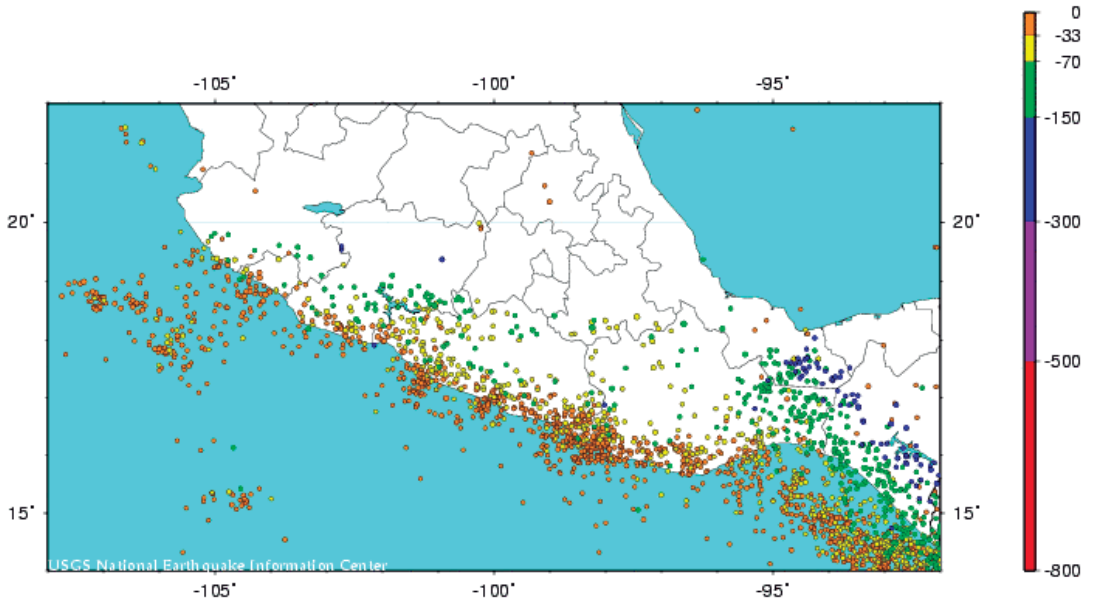


Figura 3.1. Epicentros de temblores en la zona central de la República Mexicana en el periodo 1973-2007 (M ≥ 4.5).

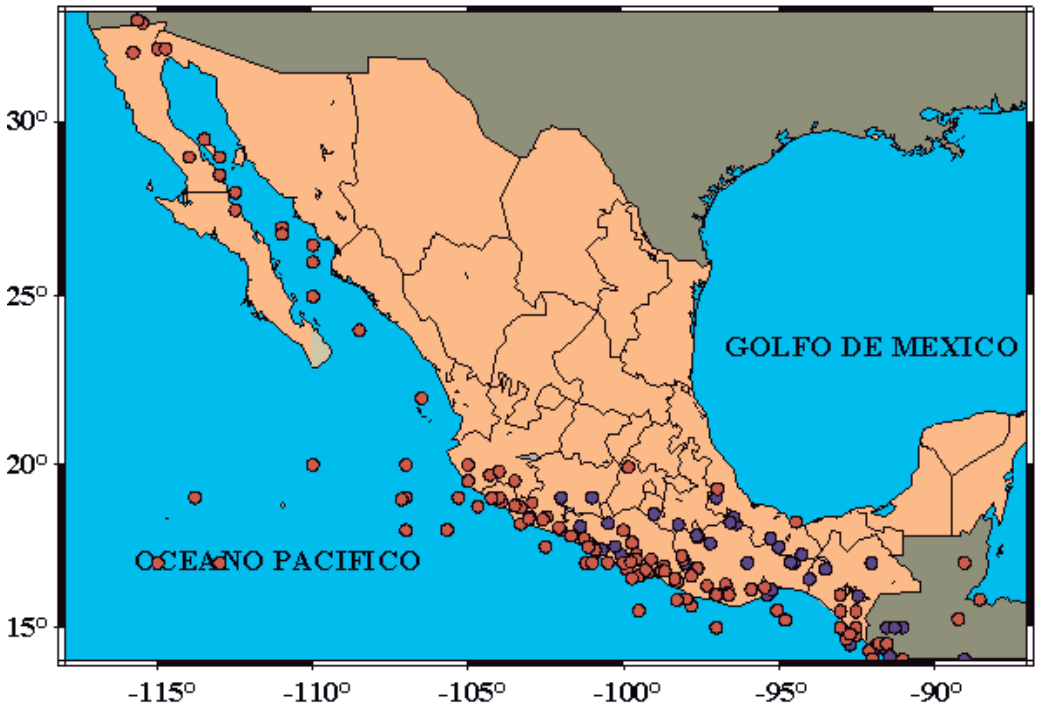


Figura 3.2 Sismicidad de México en el siglo XX, en el periodo 1900-1999 (M ≥ 6.5).

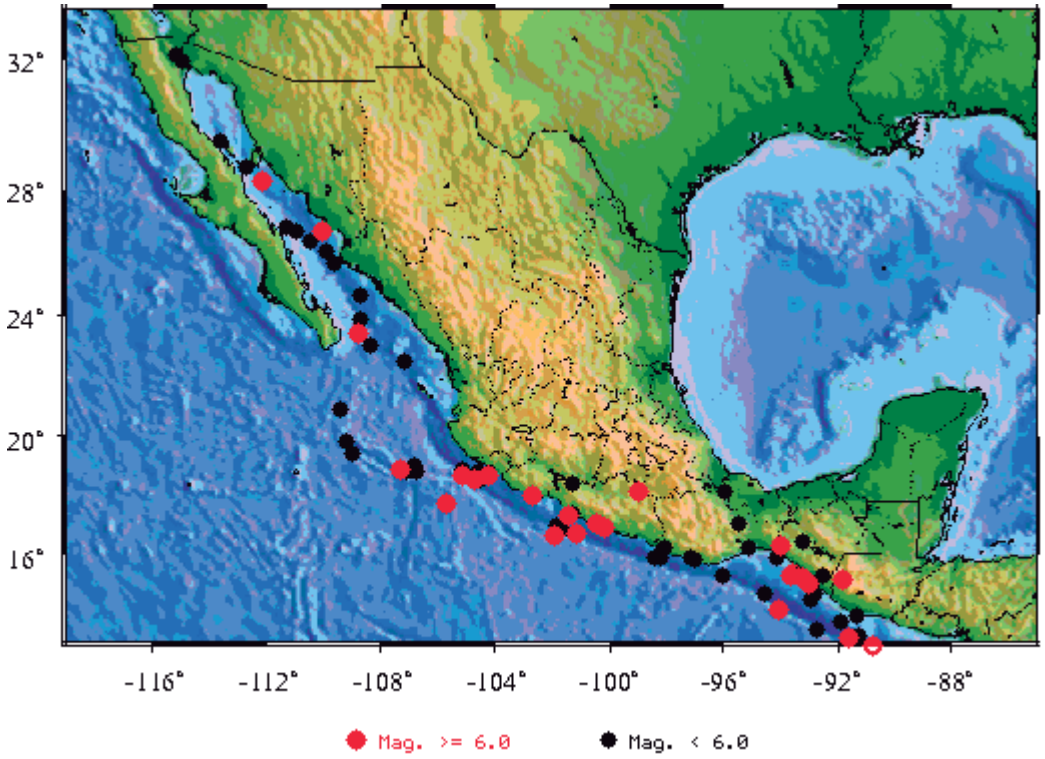


Figura 3.3 Sismos fuertes de México de 2000-2007 (M ≥ 5.5).

Para este estudio, los datos de los catálogos se obtuvieron bajo la siguiente clasificación:

$4.5 \leq M \leq 9.9$; $H \leq 40$ km
$4.5 \leq M \leq 9.9$; $H \geq 40$ km
$6.5 \leq M \leq 9.9$; $H \leq 40$ km
$6.5 \leq M \leq 9.9$; $H \geq 40$ km

Esto atendiendo a las zonas sísmicas de subducción y de falla normal que posteriormente se explican a detalle.

Los catálogos no sólo sirven para determinar la localización de los eventos sísmicos. También permiten obtener el tiempo de ocurrencia de los temblores, con lo que se determinan los parámetros de ocurrencia de los eventos sísmicos y conjuntamente con los registros sísmicos, proporcionan información muy importante para la estimación de leyes de atenuación del movimiento sísmico.

Para evaluar el peligro sísmico se sigue un enfoque probabilista que requiere determinar densidades de probabilidad de las variables que contribuyen al fenómeno. Cada una de estas densidades quedan descritas por uno o más parámetros que deben determinarse como función de la información con que se cuente en los catálogos recopilados. Por tal razón debe ponerse especial atención a la fecha a partir de la cual se considera confiable la información. Es muy frecuente para ventoso de magnitud moderada o pequeña que los catálogos sean incompletos (especialmente en el período anterior a la instrumentación sísmica) y que esto provoque cierto sesgo que deba considerarse en los modelos.

Respecto a los catálogos actuales se puede afirmar que son bastantes confiables debido al importante crecimiento que a últimas fechas ha tenido la instrumentación sísmica en el mundo.

Identificación de fuentes símicas

Una de las primeras etapas para determinar el peligro sísmico de un sitio es identificar las fallas que originan temblores y que pueden producir eventualmente daños en el sitio de estudio. Las ciudades del estado de Michoacán se localizan en una zona geográfica que se ve afectada por los procesos sismológicos siguientes:

1. Sismicidad de profundidad somera de la zona de subducción (temblores de subducción).
2. Sismicidad de profundidad intermedia de la zona de subducción (temblores de falla normal).
3. Sismicidad de profundidad superficial originada en la placa continental relacionada con el cinturón volcánico Transmexicano (temblores corticales).
4. Sismicidad local asociada a fallas en el sitio (temblores locales).

Los catálogos de temblores que se utilizaron para este estudio se muestran en un anexo, en las tablas 3.1 y 3.2.

Sismicidad de profundidad somera de la zona de subducción

Estos eventos son los que ocurren con mayor frecuencia y magnitud en México. Se producen en la costa mexicana del Pacífico, desde Chiapas hasta Colima, y son producto de la penetración de las placas de cocos y Rivera debajo de la corteza continental (placa de Norteamérica).

Adicionalmente se ha observado que este tipo de eventos se presentan en subzonas que se mueven independientes entre sí, lo que ha permitido dividir la zona de subducción en trece regiones que, de acuerdo con la sismicidad histórica, generan eventos de manera independiente (Nishenko y Sing, 1987). Para este trabajo se realizó dicha zonificación, que se muestra a detalle en el anexo, tabla 3.3.

La brecha de guerrero se considera como uno de los segmentos de la falla de subducción con mayor potencial de producir próximamente otro gran sismo en México, similar al de Michoacán. La posible área de ruptura podría generar sismo de magnitud 8.0 a 8.2 si se rompe en un solo evento, o magnitudes de 7.3 a 7.7 si se rompe en una serie de eventos. En su porción noroeste (Zihuatanejo-Acapulco) se originaron grandes sismos en 1899, 1907, 1908, 1909 y 1911, sin embargo, en los últimos 96 años no se han presentado temblores importantes.

Los eventos de subducción tienen profundidades focales del orden de 15 a 50 km, por lo que en este trabajo se consideraron pertenecientes a este grupo todos los temblores con profundidades focales de $H \leq 40$ km y con magnitudes de $6.5 \leq M \leq 9.9$.

Para este estudio se decide que el temblor característico es aquella que tiene una magnitud $M \geq 6.5$.

Para evaluar los parámetros que describen la potencialidad y el proceso de ocurrencia de esta fuente sísmica se consideraron catálogos de temblores de 1900 a la fecha y se incluyeron, para los temblores mayores que 7.0, los temblores históricos recopilados por Sing y Col (1984).

Sismicidad asociada a los temblores de falla normal

La subducción de las placas del océano bajo la de Norteamérica origina movimientos sísmicos más allá de la zona de contacto, que se localizan a profundidades mayores que los sismos anteriores, debajo de la zona continental. Se introduce con velocidades que varían entre 2.5 y 5.0 cm/año y con inclinaciones, respecto a la horizontal, de entre 0 y 45 grados, dependiendo de la zona; por ejemplo en la zona de Guerrero con una inclinación de alrededor de 12 grados y en la zona de Chiapas con valores cercanos a los 45 grados.

De acuerdo con los datos disponibles, pueden generar magnitudes máximas cercanas a 8.0 grados en la escala de Richter. Aun cuando estos sismos son menos frecuentes que los de subducción y generalmente de menor magnitud.

Los sismos de fallamiento normal, tienen profundidades focales entre 40 y 90 km y por la ubicación de sus epicentros, suelen afectar principalmente los estados de Oaxaca, Puebla, Veracruz y Michoacán. Para este trabajo se realizó esta clasificación, con profundidades focales de $H \geq 40$ km y con magnitudes de $6.5 \leq M \leq 9.9$ (ver anexo, tabla 3.4).

Dos de los grandes sismos ocurridos en el siglo XIX (19 de junio de 1858 y julio 19 de 1882), produjeron daños hacia el interior del continente, lo que hace suponer que no se trata de sismos de subducción someros y aunque no puede asegurarse que provienen de una falla normal, la ubicación de los daños no parece ser la correspondiente a los temblores de subducción.

Sismicidad de los temblores corticales

Este tipo de eventos ocurren con poca frecuencia, sin embargo la cercanía de estas fallas a las poblaciones hace que su contribución a la evaluación del peligro de un sitio deba ser cuantificado. En México, este tipo de eventos está asociado al nacimiento del eje neovolcánico Transmexicano. La magnitud de estos temblores puede llegar a ser grande, como el ocurrido en la población de Acambay de Estado de México en 1912, cuya magnitud en la escala de Richter se estima en 7.0. Con mecanismos similares han ocurrido eventos de magnitud menor en Jalapa, Veracruz y Guadalajara. En 1979 se produjo un evento sísmico de magnitud 5.3 cuyo epicentro se localizó cerca de la

población de Maravatío (Garduño y col, 2001). Esta fuente sísmica, tiene influencia fundamentalmente para la evaluación del peligro sísmico en poblaciones localizadas en la región central de la República Mexicana.

Sismicidad local

Para la evaluación del peligro sísmico es necesario incorporar también las fallas locales (si existen) en el sitio. Estas fallas normalmente son reportadas por sismólogos que estudian la geología del sitio de interés. Con el auxilio de estudios de paleosismicidad o registros sísmicos, se suele determinar la potencialidad de las fallas.

4. ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS PARA MODELOS DE OCURRENCIA DE LAS FUENTES SÍSMICAS

Para evaluar la peligrosidad sísmica de una zona hay que conocer previamente la sismicidad de la misma. La sismicidad viene definida por los parámetros que caracterizan los fenómenos sísmicos (López Arroyo y Espinosa, 1977).

Los parámetros que se manejan, comúnmente, en los estudios de peligrosidad sísmica son los de localización y tamaño; los de localización son esenciales para definir las fuentes sismogenéticas.

Los parámetros que relacionan el tamaño y la destructividad de un terremoto son: magnitud, momento, intensidad, aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo. La magnitud y el momento sísmico están relacionados con la energía liberada en el foco del terremoto, mientras que la intensidad y la aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo lo están con la energía recibida en un punto cualquiera de la superficie. La intensidad en el área epicentral, también, se toma como medida del tamaño del terremoto ya que, aunque no mide la energía liberada y en su valor influye la profundidad a la que se encuentra el foco y el tipo de fractura que da lugar al terremoto, es el único parámetro que nos da una idea del tamaño para la época no instrumental, de la que no se cuenta con valores de magnitud.

Intensidad sísmica

La intensidad sísmica es el único parámetro de los mencionados anteriormente que no es instrumental. Se mide por escalas macrosísmicas que evalúan los efectos producidos, en un lugar determinado, sobre las personas, los edificios y el terreno.

Desde que surgieron las primeras escalas en el siglo XVIII, hasta el presente, éstas se han ido perfeccionando. Las más generalizadas son las Mercalli Modificada «MM» en América y la «MSK», propuesta por Medvedev, Sponheuer y Karnik, en Europa. Estas dos escalas, que constan de 12 grados, son, prácticamente, equivalentes; han incorporado elementos más objetivos que los que contenían las escalas anteriores, como son la clasificación de los edificios según sus características antisísmicas y la de los daños a edificios.

Las escalas de intensidad, a pesar de haber evolucionado tratando de dar más importancia a los elementos objetivos que a los subjetivos, presentan algunos defectos que hay que tener presentes cuando se realizan evaluaciones de intensidad. Señalaremos algunos de ellos. La diferencia entre dos grados consecutivos no es comparable a lo largo de la escala, esto es debido a que es una medida cualitativa y no cuantitativa. En sus grados altos no son lo suficientemente precisas para distinguir inequívocamente entre grandes terremotos, ya que un mismo criterio puede entrar en la definición de más de un grado de intensidad. Además de contener elementos subjetivos en su definición, su interpretación, también es subjetiva y así, con la misma descripción de los efectos de un terremoto, dos personas pueden asignar grados diferentes.

La subjetividad de las escalas macrosísmicas y los problemas de su utilización, así como el hecho de que la intensidad sea un parámetro en algunos casos insustituible, ha dado lugar a que se busquen definiciones de intensidad basadas en registros instrumentales del movimiento del suelo que puedan suministrar una información precisa y útil al ingeniero. Algunos de los autores que han propuesto definiciones instrumentales para la intensidad son Beniotl 1934, Housner 1952, Arias 1970, Blume 1970 y López Arroyo 1973. A pesar de estos esfuerzos no se ha podido llegar a adoptar una escala de intensidad instrumental. Una dificultad importante es que la aplicación de esta escala exigiría una red instrumental mundial muy densa difícilmente alcanzable en

la práctica. Por otra parte esta intensidad no podría ser aplicada a los terremotos históricos.

Magnitud y Momento Sísmico

Como hemos dicho anteriormente, la magnitud está relacionada con la energía sísmica liberada en el foco del terremoto. Este parámetro fue propuesto por Richter en 1935 y su definición original está dada en función de la amplitud máxima de la onda sísmica registrada en un sismógrafo Wood-Anderson a 100 kilómetros de distancia del epicentro.

Esta idea fue desarrollada para aplicarla a terremotos del sur de California, se conoce como magnitud local M_L. y no se especificaba el tipo de onda a medir, sino que se tomaba la amplitud máxima del registro. Esto no era problemático cuando se aplicaba a terremotos de una zona con las mismas características, ahora bien, cuando se aplicó a terremotos de distintas zonas surgieron problemas ya que la forma de los registros depende del tipo de terremoto y, aunque la energía liberada en un terremoto superficial y en uno profundo sea la misma, el registro será distinto, y en el correspondiente al terremoto profundo apenas se apreciarán los trenes de ondas superficiales. Por esta razón, fueron apareciendo otras escalas de magnitud; para telesismos se definen magnitud a partir de ondas internas (P), mb y magnitud a partir de ondas superficiales, Ms (Gutenberg y Richter, 1956). Para terremotos próximos, hay veces que el registro se satura y no se puede medir la amplitud máxima, por ello se ha definido la magnitud local en función de la duración de la señal y de la distancia epicentral (Lee et al., 1972, Hermann, 1975; Bakun y Lindh, 1977).

En realidad, la magnitud no mide la energía sísmica total ya que cada una de ellas mide la energía asociada a un periodo, o frecuencia, determinado mientras que la energía está repartida en todo el espectro. Ambraseys (1975) señaló que, desde el punto de vista de la ingeniería, la magnitud no es una buena medida del tamaño de los terremotos.

Un parámetro relacionado con las dimensiones de la fuente, y por tanto más adecuado para medir el tamaño de un terremoto, es el propuesto por Aki en 1967 y conocido como momento sísmico, Mo. Este parámetro es el producto del coeficiente de rigidez

del medio donde se produce el terremoto, el área de la dislocación, y el desplazamiento medio de la misma. En la mayoría de los casos es difícil estimar las dimensiones de la falla, y el momento sísmico se determina a partir del espectro de las ondas sísmicas registradas. Más recientemente se utiliza el tensor momento sísmico M11 cuyas componentes contienen toda la información sobre las características del foco del terremoto. Basada en el momento sísmico deducido del espectro de las ondas sísmicas, se ha definido recientemente la magnitud espectral (Kanamori, 1977).

Aceleración Velocidad y Desplazamiento

Estos parámetros son de reciente utilización, pues se determinan a partir de los acelerogramas, y los acelerógrafos son aparatos que funcionan desde hace relativamente pocos años. Por otro lado los datos sobre aceleraciones son escasos y limitados a regiones muy concretas.

Hasta ahora, de la información contenida en los acelerogramas, se ha utilizado, fundamentalmente, el parámetro aceleración pico, es decir, el valor máximo de la aceleración medida en el registro. Sin embargo, este valor máximo o pico ocurre en un instante y los daños producidos por un terremoto no están únicamente relacionados con estos valores máximos instantáneos, de los que quizá las estructuras podrían recuperarse, sino que un factor tan importante o más que los valores pico es la duración de la sacudida. Es más conveniente, por tanto, utilizar los valores de los dos parámetros, aceleración máxima y duración.

La duración de un terremoto no es fácil de estimar, pues si bien el inicio de la sacudida se puede determinar, en general, de forma precisa, no ocurre lo mismo con su final. Algunos autores (Lee et al., 1972) definen el final estableciendo una amplitud mínima del registro, en cambio otros (Real y Teng, 1973) lo establecen cuando la señal se confunde con el ruido. Una medida útil de la duración es la llamada duración acotada que es el tiempo transcurrido entre el primero y último pico del acelerograma que exceden el valor 0.05 g.

Con lo dicho anteriormente y como el periodo instrumental es muy corto frente al tamaño de la muestra que hay que utilizar para obtener períodos de retorno grandes, no

es conveniente utilizar una muestra que abarque pocos años y extrapolar para períodos de retorno grandes, el parámetro más útil por ahora en la evaluación de la peligrosidad sísmica, tanto para medir el tamaño como la fuerza con que se siente un terremoto en un lugar determinado es, a pesar de sus limitaciones, la intensidad sísmica.

El ingeniero demanda que el riesgo venga expresado en términos de aceleración ya que él diseña las estructuras en función de las aceleraciones que pueden afectarlas durante su tiempo de vida. Esta exigencia de la ingeniería ha llevado a relacionar la intensidad sísmica con los parámetros cinéticos aceleración, velocidad y desplazamiento. Han sido muchos los autores que han establecido estas relaciones, entre ellos, por ejemplo, Coulter et al. (1973), Trifunac y Brady (1975). Estas relaciones se van modificando a medida que ocurren terremotos y se obtienen más datos sobre las aceleraciones del suelo. Hay que tener en cuenta que estas relaciones se han obtenido para unas zonas determinadas en las que se cuenta con registros de aceleración y que al utilizarlos en otras zonas, que no cuentan con este tipo de datos se les concede validez universal, lo que no está comprobado.

Por otra parte, Ambraseys (1973) considera imposible establecer una buena relación intensidad-aceleración debido a la gran dispersión de los datos.

Los métodos de evaluación de la peligrosidad sísmica han evolucionado con el tiempo, desde que se presentaron los primeros estudios de este tipo en la Unión Soviética (Gorshkov, 1941) y en Estados Unidos (Richter, 1959), y pasaron de ser una especificación muy elemental de la diferencia entre zonas con distinta actividad sísmica a calcular el nivel de intensidad de movimiento del suelo esperado en un lugar dado durante un periodo de tiempo determinado. A esta evolución no ha sido ajeno el desarrollo de la ingeniería y la construcción antisísmica.

A continuación se describen con mayor detalle los enfoques mencionados anteriormente para evaluar el peligro sísmico de un sitio.

Enfoque determinístico

Implica el desarrollo de un escenario sísmico particular sobre el cual se basa la evaluación. El escenario define la ocurrencia de un terremoto (sismo de gran magnitud) de un tamaño pre-determinado y su origen en una ubicación específica. En este criterio se asume que terremotos futuros pueden ocurrir porque hay indicios ciertos de que han ocurrido en el pasado y se estima su umbral de magnitud basado en la experiencia histórica. Para ello, deben evaluarse todas las posibles fuentes que pueden generar terremotos.

Posteriormente, se elige la distancia más corta desde la fuente de origen del sismo (que puede ser una gran ruptura) al sitio donde se requiere el análisis de riesgo sísmico y finalmente se selecciona el terremoto que genera la mayor intensidad, medida ya sea en IMM, aceleración o desplazamiento. Cuatro pasos definen el procedimiento a seguir en este tipo de análisis.

• Identificación y caracterización de todas las fuentes de terremotos capaces de producir un movimiento significativo, en un sitio determinado. La caracterización de la fuente incluye la definición de la geometría de la zona de subducción de cada una de ellas y de su potencial sísmico.

• Selección del parámetro "distancia fuente-sitio", para cada zona de origen. En la mayoría de los análisis determinísticos, se selecciona la distancia más corta entre la fuente sísmica y el sitio de interés. La distancia puede expresarse como distancia epicentral o hipocentral, dependiendo de la(s) relación(es) predictiva(s) usadas en el siguiente paso.

• Selección del sismo de control (aquel que produce el nivel mas fuerte de vibración), generalmente expresado en términos de algún parámetro del movimiento del suelo en el sitio (intensidad o aceleración del suelo). La selección se hace comparando los niveles de vibración producidos por los sismos identificados en el primer paso, que ocurrirán a las distancias indicadas en el segundo paso. El sismo de control se describe en términos de su tamaño (usualmente magnitud) y su distancia al sitio.

• El riesgo en un lugar queda definido formalmente en términos del movimiento del suelo producido por el sismo de control. Su característica se describe usualmente por uno o más parámetros del movimiento del suelo tales como PGA, PGV o respuesta espectral, obtenidos de alguna relación predictiva.

El procedimiento así descrito se basa en que los máximos eventos registrados históricamente son representativos de la actividad sísmica del lugar y que dichos eventos tienden a repetirse, manteniendo básicamente sus características. Kramer (1996).

Enfoque probabilístico

El uso de conceptos probabilísticos permite considerar explícitamente la incertidumbre que tienen tanto la definición del tamaño, ubicación y tasa de recurrencia de los terremotos, como su relación con el movimiento del suelo resultante. El análisis probabilístico provee un marco de trabajo donde estas incertidumbres pueden identificarse, cuantificarse y combinarse de una manera racional para disponer un cuadro más completo del peligro sísmico. Los siguientes cuatro pasos describen en general el procedimiento a seguir para desarrollar un análisis probabilístico. Kramer (1996).

• Identificación y caracterización de las fuentes sísmicas. Es idéntico al primer paso del método determinístico, excepto que la distribución de probabilidad de la ubicación de la ruptura potencial, dentro de la fuente, también debe caracterizarse. En la mayoría de los casos se asignan distribuciones de probabilidad uniformes a cada zona fuente, lo que implica que los sismos tienen igual posibilidad de ocurrir en cualquier punto dentro de la fuente. Estas distribuciones se combinan con la geometría de la fuente para obtener la correspondiente distribución de probabilidad de la "distancia fuente-sitio". El procedimiento determinístico por otro lado, asume implícitamente que la probabilidad de ocurrencia es "1.0" en los puntos de cada zona más cercanos al sitio y cero en otro lugar.

• A continuación debe caracterizarse la sismicidad o distribución temporal de la recurrencia de los terremotos. Para esto se utiliza una relación de recurrencia, la cual especifica la tasa promedio en que un terremoto de algún tamaño será excedido. Esta relación debe acomodarse al terremoto de mayor tamaño, pero no limita la consideración sólo a éste, como lo hace a menudo el método determinístico.

• Mediante el uso de relaciones predictivas, debe determinarse el movimiento del suelo producido por terremotos de algún tamaño "posible", que van a ocurrir en algún punto "posible" de cada zona fuente. En este paso también se considera la incertidumbre inherente que poseen las relaciones predictivas.

• Finalmente, para obtener la probabilidad de que el parámetro de movimiento del suelo sea excedido durante un período de tiempo en particular, se combina la incertidumbre de la ubicación y tamaño del sismo con aquella relacionada con los parámetros de predicción del movimiento del suelo.

Se observa que este método sigue el mismo procedimiento que el determinístico sólo que, tanto la estimación del lugar, el tiempo de ocurrencia y la magnitud son evaluados usando modelos predictivos que se fundamentan en la teoría de probabilidades por lo que se considera explícitamente la varianza de los parámetros evaluados y su distribución.

La mayor información que se tiene respecto a los temblores de subducción (por ocurrir frecuentemente) permite hacer una distinción para la fuente sísmica de subducción asociada a eventos con magnitud mayor que 7.0. La hipótesis de ocurrencia de los sismos de acuerdo con el proceso de Poisson no resulta apropiada en este caso, debido a que estos eventos muestran cierta periodicidad, que no es posible incorporar en un modelo de Poisson. Por esta razón, para estos temblores se adoptó una distribución de probabilidad log-normal del tiempo entre temblores, de acuerdo con lo obtenido por Jara y Rosenblueth (1988).

PROCESOS DE OCURRENCIA

Proceso de Poisson

Gutenberg-Richter (1954) estudiaron la sismicidad mundial con la finalidad de buscar una relación entre el número de temblores que ocurren y la magnitud de estos. Encontraron la siguiente relación que hasta la fecha se reconoce como una función

válida para describir la forma que tienen las tasas de excedencia de temblores en el mundo.

$$\log N(m) = a - bm$$

Donde N(m) es el número de temblores de magnitud "m" o mayor por unidad de tiempo, (generalmente de un año), "a" es una constante que representa el logaritmo del número total de temblores considerado en el análisis, y b es la pendiente del logaritmo que decae en forma lineal.

Una modificación de la expresión propuesta por Gutenberg y Richter para considerar que los catálogos son confiables sólo a partir de cierta magnitud y la expresión debe truncarse en una magnitud máxima, reconociendo que las fuentes sísmicas generan temblores de magnitud acotada, asociados a las dimensiones propias de la falla, fue propuesta por Cornell y Vanmarcke en 1969.

Uno de los problemas de la estimación de los parámetros que definen la actividad sísmica de una fuente es lo incompleto de los datos, por lo que es necesario establecer una fecha a partir de la cual se considera confiable el catálogo.

Los grandes sismos en una región suelen estar documentados debido a los daños que ocasionan. Sin embargo, los sismos pequeños no siempre se reportan por lo que los catálogos son en general incompletos sobre todo antes de que se utilizaran de manera generalizada los aparatos para registrar los temblores.

La expresión propuesta por Gutenberg y Richter se puede escribir entonces como,

$$N(m) = (10^{a})(10^{-bm})$$

Que considerando únicamente a los temblores con magnitud mayor que m_0 se escribe como,

$$N(m) = N(m_0)(10^{-b(m-m_0)}$$

Si se acota el límite superior de la magnitud a m_u, y N(m) se renombra como λ(m),

$$\lambda(m) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta m} - e^{-\beta m_u}}{e^{-\beta m_0} - e^{-\beta m_u}}$$

Donde λ(m) es la tasa de excedencia de magnitudes, es decir el número de temblores con magnitud mayor o igual a "m" por unidad de tiempo. λ_0 es el número de temblores con magnitud mayor o igual que m_0 y m_u es la magnitud máxima que se considera puede originar la fuente sísmica considerada. Rosenblueth y Ordaz (1978 y 1989) estimaron los valores de λ(m), β y m_u para los temblores con magnitud entre 6.5 y 9.9, de la zona de subducción y para los temblores de fallamiento normal, considerando que se trata de variables aleatorias y tratando la incertidumbre a través del teorema de Bayes.

Dado que λ(m), es el número total de temblores con magnitud mayor o igual a "m", válida a partir de m_0, la distribución de probabilidad de las magnitudes es entonces,

$$f_M(m) = -\frac{1}{\lambda_0}\frac{d\lambda(m)}{dm} \qquad m_0 \le m \le m_u$$

De aquí que,

$$f_M(m) = \frac{\beta e^{-\beta m}}{e^{-\beta m_0} - e^{-\beta m_u}}$$

Y β representa la pendiente descendente de la tasa de excedencia.

Es proceso de ocurrencia del proceso de Poisson esta asociado a la densidad de probabilidad exponencial, con parámetro λ(m). Esta densidad se caracteriza por la "falta de memoria", que significa que la probabilidad de ocurrencia de un próximo temblor es

independiente de los instantes de ocurrencia de temblores pasados. La densidad de probabilidad es,

$$p_T(t / \lambda_0(m)) = \lambda(m)\, e^{-\lambda(m)\, t}$$

Donde "t" es el tiempo entre temblores. El valor esperado del periodo de retorno de sismos con magnitud mayor o igual que "m" es por lo tanto 1/ λ(m).

Los valores de la variable λ_0 se pueden consultar en el anexo, tablas 4.1, 4.2, 4.3 y 4.4.

Haciendo una regresión se obtuvo que **β = 1.0027** (ver figura 4.1)

DATOS PARA LA GRÁFICA	
Magnitud ≥	**N**
4.5	2284
5	620
5.5	227

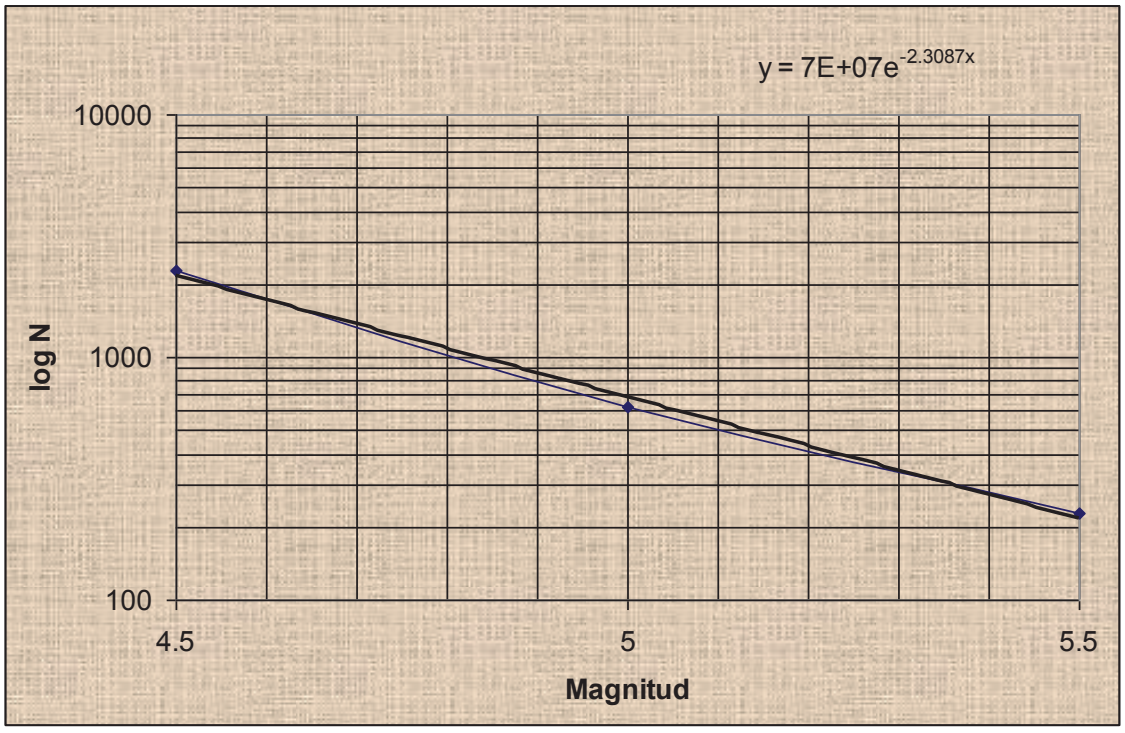


Figura 4.1. Proceso de ocurrencia de temblores con magnitud M ≥ 4.5

La figura 4.1 contiene una línea de tendencia, presentándose la ecuación correspondiente en esta misma para la obtención de la variable β definida con anterioridad.

Proceso del temblor característico

La observación del proceso de los grandes temblores de subducción muestra hechos importantes: 1) dada una región sismogénica individual, los tiempos entre eventos distan mucho de estar exponencialmente distribuidos y se observan historias de recurrencia casi periódicas; 2) las estadísticas muestran que en algunas regiones de la costa mexicana del pacífico la relación magnitud-frecuencia (de la que puede derivarse la distribución de probabilidades de las magnitudes) tiene anomalías que consisten en la falta de temblores de ciertas magnitudes en relación con los promedios mundiales.

Cuando los grandes temblores provienen fundamentalmente de una sola falla geológica, su tasa de excedencia exhibe un intervalo en el que la pendiente disminuye teniendo a la horizontal, para posteriormente incrementarse de forma importante hasta llegar a la magnitud máxima de falla. El intervalo de magnitudes a partir del cual la tasa de excedencia presenta una disminución importante de la pendiente, se le ha llamado proceso de los temblores característicos. De acuerdo con la sismicidad histórica, estos eventos se suelen presentar con cierta periodicidad, de forma que el tiempo que transcurre sin temblar incrementa la probabilidad de ocurrencia de eventos futuros. Por este motivo, la modelación de estos eventos no es posible suponerla como la de un proceso de Poisson.

Jara y Rosenblueth (1988) realizaron un estudio para determinar la mejor densidad de probabilidad de la ocurrencia de temblores característicos. Se eligió un proceso de renovación, que consiste en la aplicación de la estadística Bayesiana y un método formal de toma de decisiones basado en las consecuencias económicas de adoptar cada una de las densidades, se determinó que la mejor de ellas es la densidad log-normal dada por,

$$p_T(t/t_0) = \frac{1}{kt\sqrt{2\pi\sigma_{\ln t}}} e^{\frac{1}{2\sigma_{\ln t}^2}(\ln t - \ln m_t)^2}$$

Donde,

$$k = \int_{t_0}^{\infty} \frac{1}{t\sqrt{2\pi\sigma_{\ln t}}} e^{\frac{1}{2\sigma_{\ln t}^2}(\ln t - \ln m_t)^2}$$

La constante k tiene como objetivo considerar que puede existir un tiempo t_0 sin generarse un evento sísmico en la falla, que para el proceso de los grandes temblores en México, incrementa la probabilidad de ocurrencia en el futuro. Por esta razón, la probabilidad del tiempo entre temblores característicos se modifica incorporando la constante k. De tal forma que t_0 es el tiempo que ha transcurrido desde la última ocurrencia de un gran temblor en la zona.

Con base en la información sísmica de la zona de subducción, considerando como variables aleatorias al tiempo entre temblores y los parámetros de la densidad y aplicando estadística Bayesiana, Jara y Rosenblueth (1988) concluye que los mejores parámetros deterministas de la densidad son: $m_t = 40.6$ *años* y $\sigma_{\ln t} = 0.3$, donde el primero es la mediana del tiempo y el segundo la desviación estándar del logaritmo del tiempo entre temblores.

El tiempo que ha transcurrido desde la ocurrencia del último temblor característico hasta 2007, en cada una de las zonas de subducción se presenta en la tabla 4.5

ZONA	LOCALIZACIÓN	T_0 (AÑOS)
TEHUANTEPEC	94.00º-95.20º	39
OAXACA ESTE	95.20º-96.40º	42
OAXACA CENTRAL I	96.40º-97.30º	29
OAXACA CENTRAL II	97.30º-97.70º	79
OAXACA OESTE	97.70º-98.20º	11
OMETEPEC	98.20º-99.30º	12

SAN MARCOS	99.30º-100.00º	45
GUERRERO CENTRAL	100.00º-101.00º	99
PETATLÁN	101.00º-101.50º	28
MICHOACÁN	101.50º-103.00º	10
COLIMA I	103.00º-103.70º	21
COLIMA II	103.70º-104.30º	12
JALISCO	104.30º-105.70º	73

Tabla 4.5 Tiempo transcurrido desde el último temblor característico

Los autores del trabajo referido observaron que la magnitud de un temblor está relacionada con el tiempo transcurrido para que aquel ocurriera. Esta relación da origen al llamado modelo de deslizamiento predecible (Shimazaki y Nakarata, 1980; Kiremidjian y Anagnos, 1984.).

Para el intervalo de magnitudes de interés se encontró que esta relación es

Y = 0.7573 X + 4.7136

Esta ecuación se obtuvo a partir de los siguientes datos que se determinaron con base en los catálogos de temblores,

REGIÓN	ln (MEDIA t)	MEDIA (M)
OAXACA ESTE	3.5329	7.45
OAXACA CENTRAL I	3.5831	7.37
OAXACA CENTRAL II	3.6109	7.50
OAXACA OESTE	3.2697	7.25
OMETEPEC	3.2216	7.20
SAN MARCOS	3.1578	7.00
GUERRERO CENTRAL	2.6516	6.72
PETATLÁN	3.3646	7.08
MICHOACÁN	3.6505	7.43
COLIMA I	3.5890	7.25
JALISCO	3.4541	7.70

Graficando estos datos se obtiene (figura 4.2)

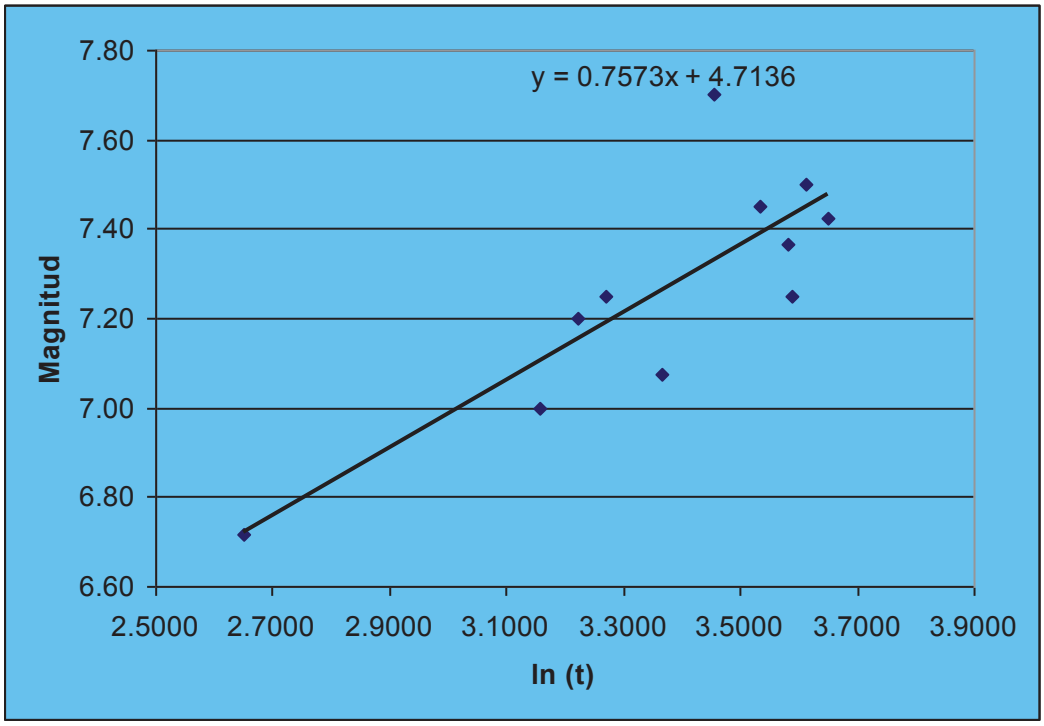


Figura 4.2. Relación entre magnitud y tiempo transcurrido entre temblores característicos

Los detalles para la obtención de los datos de la figura 4.2 se puede consultar en el anexo, tabla 4.6.

$$E(M/t) = máx(6.5, 4.7136 + 0.7573 \ln t)$$

$$\sigma(M/t) = 0.27$$

Donde, E(M/t) y σ(M/t) denotan, respectivamente, esperanza y desviación típica de la magnitud del próximo evento dado que han transcurrido t años desde el último.

Con esta relación entre magnitud y tiempo y asumiendo que la magnitud condiciona al tiempo tienen densidad normal con parámetros E(M/t) y σ(M/t), se obtiene

$$E(M/t) = máx(6.5, 4.7136 + 0.7573 \ln t)$$

$$\sigma^2(M) = \sigma^2(M/t) + (0.7573\sigma_{\ln t})^2$$

Considerando lo anterior, la tasa de excedencia de la magnitud para los temblores característicos es,

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{\Phi\left[\frac{M_u - EM}{\sigma}\right] - \Phi\left[\frac{M - EM}{\sigma}\right]}{\Phi\left[\frac{M_u - EM}{\sigma}\right] - \Phi\left[\frac{M_0 - EM}{\sigma}\right]}, M_0 \leq M \leq M_u$$

Donde λ_0 tiene el mismo significado que para el proceso de Poisson, M_u es la magnitud máxima esperada en la falla, EM es la esperanza de la magnitud, M0 es la magnitud umbral a partir de la cual se considera los temblores característicos (en este caso M0 = 6.5), σ es la desviación estándar de la densidad de probabilidad de la magnitud y Φ es la densidad normal acumulada.

Las expresiones dadas permiten describir, en forma probabilística, dos de las características más relevantes del proceso de generación de temblores: sus instantes de ocurrencia y sus magnitudes.

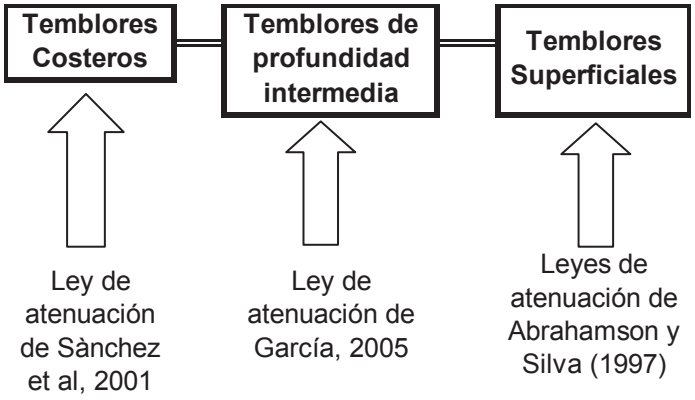
5. ELECCIÓN DE LAS LEYES DE ATENUACIÓN DEL MOVIMIENTO SÍSMICO

Una vez determinada la tasa de actividad de cada una de las fuentes sísmicas, es necesario evaluar los efectos que, en términos de intensidad sísmica, produce cada una de ellas en un sitio de interés. Para ello se requiere saber qué intensidad se presentaría en el sitio en cuestión, hasta ahora supuesto en terreno firme, si en la i-ésima fuente ocurriera un temblor con magnitud dada. A las expresiones que relacionan magnitud, posición relativa fuente-sitio e intensidad se les conoce como leyes de atenuación. Usualmente, la posición relativa fuente-sitio se especifica mediante la distancia focal, es decir, la distancia entre el foco y el sitio. Las leyes de atenuación pueden adoptar muy diversas formas. En este estudio se utilizan diversas leyes de atenuación dependiendo del tipo de sismo.

Dadas la magnitud y la distancia epicentral, la intensidad sísmica no está exenta de incertidumbre por lo que no puede considerarse determinista. Suele suponerse que, dada la magnitud y la distancia, la intensidad Sa es una variable aleatoria distribuida lognormalmente con mediana dada por la ley de atenuación y desviación típica del logaritmo natural a σ_{lnSa}.

Se deben utilizar cuatro leyes de atenuación diferentes dependiendo de las trayectorias que recorren las ondas en su camino de la fuente al sitio. Se utilizan leyes de atenuación espectrales que toman en cuenta el hecho de que la atenuación es diferente para ondas de diferentes frecuencias por lo que se tiene parámetros de atenuación diferentes para cada periodo de vibración considerado.

TIPO DE TEMBLOR



Para estimar el movimiento del suelo se han propuesto modelos empíricos, procedimientos teóricos y procedimientos híbridos. Cuando existen suficientes registros sísmicos en le lugar, es posible obtener leyes de atenuación que relacionan parámetros de la fuente con la respuesta máxima del sitio. Sin embargo, cuando esta información es reducida o nula, es necesario recurrir a un modelo empírico para obtener valores esperados de la respuesta en terreno firme y posteriormente la amplificación en suelos blandos y la respuesta espectral esperada.

Las expresiones que típicamente se utilizan para describir la atenuación de las ondas sísmicas dependen fundamentalmente de dos variables: la magnitud y la distancia. La magnitud de un temblor se mide de varias maneras que se refleja en las leyes de atenuación propuestas por diversos autores. Por ejemplo, Joyner y Boore (1981) utilizan la magnitud de ondas de superficie (Ms). La segunda variable independiente es la distancia del sitio en estudio a la fuente sísmica. Dependiendo da la ley propuesta, la distancia puede ser epicentral o la más cercana a la ruptura que originó el evento sísmico, entre otras.

La forma funcional de las leyes de atenuación (Campbell, 1985), es como sigue,

$$Y = b_1 f_1(M) f_2(R) f_3(M, R) f_4(Pi) E$$

Donde Y es el parámetro del movimiento que era determinado; b1 es una constante que toma en cuenta la escala; f1(M) es una función de la variable independiente M (magnitud de temblor); f2(R) es una función de la variable independiente R (distancia de la fuente sísmica al sitio en estudio); f3(M,R) es una función conjunta de M y R; f4(Pi) esta función representa el error debido a la incertidumbre en Y. A la variable Y se le suele asignar una distribución lognormal, de manera que la expresión anterior se puede escribir como,

$$\ln Y = \ln b_1 + \ln\ f_1(M) + \ln\ f_2(R) + \ln\ f_3(M,R) + \ln\ f_4(Pi) + \ln E$$

Esteva y Villaverde, 1973 desarrollaron leyes de atenuación para aceleraciones y velocidades máximas del terreno considerando en su base de datos algunos registros de temblores mexicanos. Bufaliza, 1984, desarrolló leyes de atenuación para temblores de subducción usando exclusivamente datos de registros mexicanos.

Singh y col (1987) realizaron un estudio en el que emplearon datos de temblores costeros (de subducción) registrados en un solo sitio (estación CUIP) ubicada en Ciudad Universitaria, correspondiente a terreno firme de la ciudad de México. Con esta información, se apoyaron en la siguiente forma funcional para determinar el máximo movimiento horizontal del suelo.

$$\log Y_{máx} = \alpha M_s - c \log R + \beta$$

Donde Ymáx es la respuesta máxima esperada del suelo (aceleración o velocidad), Ms es la magnitud de ondas de superficie y R es la distancia más cercana del área de ruptura al sitio donde se encuentra ubicada la estación (en este caso CUIP). α, c y β son valores que deben estimarse de acuerdo con los datos de registros que se tengan. Para esta estación y mediante una regresión lineal se obtuvo Sing y col (1987),

$$\log a_{máx} = 0.429 M_s - 2.976 \log R + 5.396$$

$$\log v_{máx} = 0.384 M_s - 2.439 \log R + 4.052$$

Con desviación estándar $\sigma_{\log a\ máx}$ y $\sigma_{\log v\ máx}$ de 0.15 y 0.16 respectivamente.

Las expresiones anteriores son aplicables en un intervalo de distancias y magnitudes de $282 < R < 466$ km y $5.6 < Ms < 8.1$.

Específicamente para la ciudad de Morelia, se propone una ley de atenuación para los temblores de subducción de la costa del pacifico (Sánchez et al, 2001)

Se revisaron todos los eventos, desechando los eventos con magnitudes menores de 4.5, considerando así el catálogo completo a partir de esta magnitud.

Con la información depurada del catálogo, las estaciones seleccionadas y la forma funcional de la ley de atenuación propuesta por Sing y col. (1988), se estimaron los parámetros que relacionan la aceleración en terreno firme con los parámetros de la fuente sísmica, para temblores de subducción. Se consideró que el sitio en estudio es Morelia, por lo que las distancias de los epicentros se calcularon con respecto a este lugar.

Se realizó una regresión lineal con los eventos registrados en cada estación, con lo que se obtuvieron dos grupos como función de las distancias epicentrales, la primera correspondiente a distancia de alrededor de 150 km y la segunda para distancias cercanas a 300 km.

Para calcular la ley de atenuación se determinó un promedio pesado para cada una de las estaciones consideradas como función del número de registros de cada estación, obteniéndose la siguiente expresión para los eventos con distancias de hasta 300 km.

$$\log A_{máx} = 0.444 M_s - 2.454 \log R + 4.059$$ (Anexo, gráfica 5.1)

Donde $A_{máx}$ es la aceleración máxima del terreno, R es la distancia medida desde el epicentro del evento hasta el sitio en estudio en este caso la ciudad de Morelia y M_s es la magnitud de ondas superficiales.

Considerando al aceleración máxima del terreno como una variable aleatoria, se el asignó una densidad lognormal, de manera que queda definida por,

$$f(a) = \frac{1}{a\sigma_{\ln a}\sqrt{2\pi}} e^{\left[-\frac{1}{2\sigma \ln a^2}\left(\ln a - \ln m_a\right)^2\right]}$$

Donde a es la aceleración máxima esperada, ln m_a y $\sigma_{\ln a}$ son el logaritmo de la mediana de la aceleración y la desviación estándar del logaritmo de la aceleración, respectivamente. Para evaluar al ln m_a se debe incorporar la ley de atenuación señalada anteriormente.

Como se mencionó con anterioridad la magnitud de los eventos sísmicos es también una variable incierta, por esta razón se considera como un variable aleatoria con densidad de probabilidad normal, es decir,

$$f(m) = \frac{1}{\sigma_m\sqrt{2\pi}} e^{\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{m-m_m}{\sigma_m}\right)^2\right]}$$

Donde m es la magnitud del temblor, m_m y σ_m son la media de la magnitud y la desviación estándar de la magnitud, respectivamente.

De manera que incluyendo la incertidumbre en la magnitud, la aceleración esperada es una función de probabilidad que incorpora la incertidumbre en ambas variables. De acuerdo con el teorema de probabilidad total se obtiene,

$$f(a/m) = \frac{1}{a\sqrt{2\pi}\sqrt{\sigma_{\ln m}^2\alpha^2 + \sigma_{\ln a}^2}} e^{\left(-\frac{1}{2\left(\sigma_{\ln m}^2\alpha^2+\sigma_{\ln a}^2\right)}\left[\ln a - \ln\left(\alpha m_m + K_1\right)\right]^2\right)}$$

Con relación a las demás fuentes sísmicas, García, y col (2005) estudiaron un conjunto de temblores de fallamiento normal registrados en distintas estaciones de la República Mexicana. Con una base de 16 temblores y 277 registros propusieron una ley de atenuación espectral para este tipo de eventos localizados a distancias menores que 400 km. La ley de atenuación propuesta tiene la forma,

$$\ln Y = c_1 + c_2 M_W + c_3 R + c_5 H + \sigma$$

Donde Y es la aceleración espectral, M_W la magnitud de momento (Kanamori, 1977), R es la distancia promedio a la superficie de falla, H es la profundidad focal y σ es la desviación estándar de los residuos. Finalmente los coeficientes c_i se obtienen realizando una regresión con la información de los registros utilizados. Para la máxima aceleración del suelo se obtiene,

$$\ln A = -0.1 + 0.57M - 0.0034R - \log R + 0.005H$$ (Anexo, gráfica 5.2)

Finalmente, para los temblores del eje volcánico Transmexicano y para los temblores locales se utilizo la ley de atenuación propuesta por Abrahmosn y silva (1997) par temblores superficiales. El estudio lo hicieron partiendo de la información de 853 registros sísmicos. Después de clasificarlos, dependiendo del tipo de suelo de la estación, proponen una ley de atenuación con la siguiente forma funcional,

$$\ln S_a(g) = f_1(M, r_{rup}) + Ff_3(M) + HWf_4(M, r_{rup}) + Sf_5(pga_{rock})$$

Cuantificación del peligro sísmico

Una vez determinados los parámetros y los modelos correspondientes, se determinó el peligro sísmico en la ciudad de Morelia a través del cálculo de las tasas de excedencia de aceleraciones en terreno firme.

Para obtener la tasas de excedencia es necesario inicialmente definir la probabilidad de excedencia de cierta aceleración para magnitud, distancia y tiempo entre temblores.

$$P(A > a) = \int_A \int_M \int_R \int_T f_{A/M,R}(a)\, f_M(m)\, f_R(r/m)\, f_T(t) dm dr dt da$$

Donde:

$f_{A/M,R}(a)$ Densidad de probabilidad de la aceleración dada la magnitud y la distancia

$f_M(m)$ Densidad de probabilidad de la magnitud

$f_R(r/m)$ Densidad de probabilidad de la distancia dada la magnitud

$f_T(t)$ Densidad del tiempo entre temblores

Finalmente la tasa de excedencia para una fuente sísmica se calcula como,

$$v_i(a) = \sum_j w_i P\left[A > a / M, R, T\right] dM$$

Donde $v_i(a)$ es la tasa de excedencia para la zona i y w_i es un peso que refleja el tamaño de la zona que se está analizando.

En este capítulo se presentan los resultados de la aplicación de las ideas contenidas en los capítulos anteriores (tasas de excedencia y espectros de diseño) a diferentes sitios del estado de Michoacán, en particular para las localidades de Morelia, Uruapan y Zamora.

En las figuras 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8 en la parte de anexo se presentan estos resultados. Estas figuras son el resultado obtenido del programa PSM2004, que arroja las tasas de excedencia y el espectro de diseño.

6. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se ha realizado una revisión de la actividad sísmica del pasado. Teniendo en cuenta todos los antecedentes del sitio en estudio. Para la actualización de los parámetros de recurrencia sísmica se utilizó información sismológica obtenida del catálogo sísmico del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2007) desde 1973, con los datos verificados publicados y actualizados hasta el año 2007. En el estudio probabilístico de peligro sísmico se han considerado las fuentes sismogénicas como áreas. Se han utilizado los catálogos sísmicos y determinado recurrencias sísmicas con magnitudes Ms y Mw actualizados al año 2007. Para el estudio en particular no se utilizaron todos los datos, ya que se realizó una depuración de estos dejando solo así todos aquellos que sirvieron para la estimación de los parámetros de ocurrencia.

Se han utilizado diversas fórmulas de atenuación publicadas en la literatura técnica para evaluar los movimientos fuertes del terreno en el sitio generados por los eventos sísmicos ocurridos en las fuentes.

Se puede observar la amplia variabilidad de los resultados. Se opto por utilizar las leyes de atenuación aplicables para el estado de Michoacán y en particular para las localidades de Morelia, Uruapan y Zamora.

Con esto se logra el objetivo de la obtención de la tasa de excedencia y de los espectros de diseño para las ciudades de Morelia, Uruapan y Zamora, ya que según los antecedentes estos lugares representan un mayor peligro sísmico.

REFERENCIAS

Aki, K. (1963): «Some problems in statistical seismology». Zisin, 8 (l956), 205-208. Traducido por A. S. Fusimoto. Hawai, 1963.
(1967): «Scaling law of seismic spectrum». J. Geoph. Res., 72, 1217-1232.
(1986): Physical theory of earthquakes. Curso «Seismic Hazards in Mediterranean Regions». Strasbourg, 21-30 agosto.

Ambraseys. N. (1973): «Dynamics and reponse of foundation materials in epicentral regions of strong earthquakes». Proc. V World Conference on Earthquake Engineering, Roma.
(1983): «Evaluation of seismic risk u seismicity and seismic risk in the offshore North Sea Area». A. R. Ritsema and A. Gúrpinar (eds.). D. Reidel PublishingCompany, 3 17-345.

Arias, A. (1970): «A measure of earthquake intensity». R. J. Hansen's Seismic Desing for Nuclear Power Plants. M.I.T. Press, 328 Pp.

Benioff, H. (1934): «The physical evaluations of seismic destructiveness». Bull. Seism. Soc. Am., 24, p. 398.

Blume. J. (1970): «An engineering scale for earthquakes and other ground motion». Bull. Seismic. Soc. Am.. 60, 217-229.

Borcherdt, R. D. (1975): «Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay region». U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 941-A, 102 Pp.

Brazee, R. J. (1972): «Attenuation of Modified Mercalíl intensities with distance for the Unites States East of 106ºW». Earthquake Notes, 43, 41-52.

Brillinger, D. R. (1982): «Some bounds for seismic risk». Bull. Seism. Suc. Am., 72. 40314W.

Campbell, K. W. (1982): «Bayesian Analysis of extreme earthquake occurences. Part 1. Probabilistic hazard model». Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1689-1705.

Cornell, C. A. (1968): «Engineering seismic risk analysis». Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1583-1606.

Coulter, A. W., H. N. Waldron and J. F. Devine (1973): «Seismic and Geologic Siting Considerations for Nuclear Facilities». Proc. V World Conf on Earthquake Engineering. Rome.

Erguin, K. (1969): «Observed intensity-epicentral distance relations in earthquakes». Bull. Seism. Soc. Am.. 59, 1227-1238.

Espinosa, A. F. (1975): «M_L and M_o, determination from strong-motion accelerograms and expected intensity distribution». U. S. Geological Survey. Proffesional paper.

Esteva. L. (1970): «Consideraciones prácticas en la estimación bayesiana de riesgo sísmico».
Univ. Nac. México. lnsti. Eng. Rep., 248.
(1976): «Seismicity» en Seismic- Risk and Engineering Decision, cap. 6. Editores C. Lomnitz y E. Rosenblueth. Elsevier, Amsterdam, 179-224.

Gurnbel. E. J. (1954): «Statistical theory of extreme values and some practical applications». National Bureau of Standards Appl. Math. Series. 33 US. Govt. Printing Office. 51 PP.

Gorshkov. G. P. (1941): «General survey of seismicity of the territory of the USSR». Publi. Bureau Central Seismologique International. Ser. A, vol. 19 (1956), PP. 257-259.

Gutenberg, B., C. F. Richter (1942): Earthquake magnitude. intensity, energy and acceleration». Bull. Seism. Soc. Am.,32, 163-191.
(1956): «Magnitudes and energy of earthquakes». Annali di Geoftsica. 9, 1-l5.
Hermana. R. B. (1975): «The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude». Bull. Seism. Suc. Am., 65, 889-913.

Housner, G. W. (1952): «Intensity of ground motion during strong earthquake». Calif. inst. of Tech., Earthquake Eng. Res. Lab.. Pasadena.

Howell. B. E., T. R. Schultz (1975): «Attenuation of Modified Mercalli intensity with distance from the epicenter». Bull. Seism. Suc. Am., 65, 651-665.

Hudson, D. E., F. E. Udwadia (1973): «Local distribution of strong earthquake ground motions». Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng. Rome, 611-700.

Kanamori, H. (1977): «The energy release in great earhquake». J. Geophys. Res., 82, 2981-298 7.

Knopoff, L. (1964): «The statistics of earthquakes in Southern California». Bull. Seism. Soc. Am., 54, 187l-l873.

Knopoff, L., Y. Kagan (1977): «Analysis of the theory of extremes as applied tu earthquake problems». Journ. Geophys. Res., 82, 5647-5657.

Lee, W. H. K., R. E. Bennet, 1<. L. Meagher (1972): «A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration». Open file report. 28 Pp. Nal. Center for earthquake Res., US. Geol. Surv. Menlo Park, California.

Lomnirz, C. (1974): «Global Tectonics and earthquake risk». Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam, 320 Pp.

López Arroyo, A. (1973): «Earthquake instrumental intensity from acceleration and velocity records». Simp. CERESIS, Lima Res. IVGG Comptes Rendus n.º 18, part. 1, Pp. 271.

A. F. Espinosa (1978): «Deterministic and probabilistic approaches to seismic risk determinations». Proc, of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk. Liblice. 487-496. Czechoslovak Academy of Sciences. Praga.

Merz, H. A. and C. A. Cornell (1973): «Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude frecuency law». Bull. Seism. Suc. Am.. 63. 1999-2006.

Muller, S., and D. Mayer-Rosa (1980): «The new seismic hazard maps for SwitzerLand». Revista de Geofísica, n.º 13. México.

Neumann, F. (1954): «Earthquake intensity and related ground motion». University of Washington, 93 Pp.

Richter, C. F. (1935): «An instrumental earthquake magnitude scale». Bull. Seism. Soc. Am., 25, 1-32.
(1959): «Seismic regionalization». Bull. Seism. Suc. Am., 49, 123-162.

Schwartz, D. P. y K. J. Coppersmith (1984): «Fault behavior and characteristic earthquakes: Example from the Wasatch and San Andreas fault zone». J. Geophys. Res., 89, 568 1-5698.

Shlien, S. and M. N. Toksoz (1970): «Frecuency-magnitude statistics of earthquake ocurrence». Earthquake Notes (Eastern Section of the Seismological Society of America), 41, 5-18.

Trifunac, M. D. y A. O. Brady (1975): «On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded ground motions». Bull. Seism. Soc. Am., 65, 139 162.

Tsuboi, C. (1958): «Earthquake province domain of sympathetic seismic activities». J. Phys Earth., 6, 35-49.

RADIUS. (1999). “Antofagasta-Chile. Un proyecto para la Prevención y Mitigación de Terremotos". Antofagasta. Chile. Publicación Intendencia II Región.

HAZUS. (1997). TECHNICAL MANUAL. National Institute of Building Sciences, Vol. 2, 4-9.

Kramer, S. (1996). Geotechnical earthquake engineering. Editorial Prentice-Hall, inc., EEUU.

Comisión Permanente de Normas Sismoresistentes (1974): «Norma Sismoresistentes PDS- 1 (1974)», BOE núm. 279, 2i noviembre 1974.

Cornell, C, A. (1986): «Where do we go from here to increase the state ol knowkdge? - Proc. of Workshop on Probab. Earthq. Hazards Assessm.», S. Francisco. noviembre 25-29,
1985. Geological Survey. Open File Report 86-185, pp. 19-35.

Gumbel, E J. (1958) Statistics of Extremes. Columbia Univ. Press, Nueva York, 379 págs.

Gutenberg. B., y Richter, C. E, (i949): Seismicity of the Earth. Princeton Univ. Press, 310 páginas.

Lomnitz. C. (1974): «Global Tectonics and Earthquake Risk», Developments in Geotectonics 5, Elsevier Sc. Pub. Co., New York, 320 págs.

Martinez Solares, J. M.; López Arroyo, A., y Mezcua, J. (1979): «Isoseismal Map of the 1755 Lisbon Farthquake obtained from Spanish Data». Tectonophysics 55, pp. 301-313.

Martín Martin. A. J., y Sierra, J. (1984): «A New Seismic Hazard Map of Spain. based on Gumbel Distribution». Proc. 18 th E.G.S. Meeting. Leeds. Ag. 23-28/1982. Engineering Geology. 20, pp. 187-191.

Herrera, I y Rosenblueth, E (1965) “Response spectra on stratifield soil”. Memorias III Congreso Mundial de Ingeniería Sísmica, Auckland y Wellington, Nueva Zelanda, 1, 44-60.

Jara, J M y Rosenblueth, E (1988), “Probability distribution of times between characteristic subduction earthquake”, Spectra, 4, 499-529.

Newmark, N M y Rosenblueth, E (19719, Fundamentals of Earthquake Engineering, Prentice-Hall, Inc, Englewood Cliffs, NJ.

Nishenko, S P y Sing, S K (1987), "Conditional probabilities for the recurrence of large and great intreplate earthquakes along the Mexivan subduction zone", Bull Seism Soc Am, 77, 2095-2114.

Ordaz, M y Rosenblueth, E (1989), " Earthquake magnitude exceedance rate and self-similarity", aceptado para su publicación en Earthq Engnrng Struct Dyn.

Sing, S K, Rodriguez, M y Esteva, l (1983), "Statistics of small earthquakes and frecuency of ocurrence of large earthquakes along the Mexican subduction zone", Bull Seism Soc Am, 74, 267-279.

Sing, S K, mena, E, Anderson, J G, Lermo, J y Quaas, R (1988), "Source spectra and rms acceleration of Mexican subduction earthquakes", aceptado para su piblicación en Pure and Applied Georhysics.

Young, R R y Coppersmith, K J (1985), "Implication of fault slip rates and earthquakes recurrence models to probabilistc seismic hazard estimates", Bull Soc Am, 75, 939-964.

ANEXO

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona
1900	1	20	06:33:30	20	-105	33	7.4	COSTA JALISCO-NAYARIT
1900	5	16	20:12:00	20	-105	33	6.9	COSTA JALISCO-NAYARIT
1901	3	5	10:45:00	25	-110	0	6.9	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1901	12	9	02:17:00	26	-110	0	7	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1902	1	16	23:19:00	17.62	-99.72	0	7	GUERRERO
1902	4	19	02:23:00	14.9	-91.5	25	7.5	GUATEMALA
1902	9	23	20:18:00	16.5	-92.5	25	7.7	CHIAPAS
1902	12	12	23:10:00	29	-114	0	7.1	BAJA CALIFORNIA NORTE
1903	1	14	01:47:36	15	-93	33	7.6	COSTA DE CHIAPAS
1905	10	24	17:40:00	20	-110	33	6.6	OCEANO PACIFICO
1905	12	17	05:27:00	17	-113	0	7.1	OCEANO PACIFICO
1906	4	10	21:18:00	20	-110	0	7.1	OCEANO PACIFICO
1907	4	15	06:08:06	16.7	-99.2	33	7.6	COSTA DE GUERRERO
1907	10	16	14:57:18	28	-112.5	10	7.1	GOLFO DE CALIFORNIA
1908	3	27	03:45:30	17	-101	33	7	COSTA DE GUERRERO
1908	3	26	23:03:30	16.7	-99.2	33	7.5	COSTA DE GUERRERO
1908	10	13	05:06:00	18	-102	0	6.9	COSTA DE MICHOACAN
1909	7	31	18:43:10	16.62	-99.45	33	6.9	COSTA DE GUERRERO
1909	7	30	10:51:54	16.8	-99.9	33	7.2	COSTA DE GUERRERO
1909	9	5	11:17:20	16.53	-99.72	0	6.6	COSTA DE GUERRERO
1909	10	31	10:23:00	17	-101.2	33	6.9	COSTA DE GUERRERO
1910	5	31	04:19:19	16.7	-99.2	33	6.5	COSTA DE GUERRERO
1911	6	7	11:02:42	17.5	-102.5	33	7.6	COSTA GUERRERO-MICH
1912	11	19	13:55:07	19.93	-99.83	33	6.9	EJE VOLCANICO CENTRAL
1912	12	9	08:32:24	15.5	-93	0	7	COSTA DE CHIAPAS
1915	11	21	00:13:22	32	-115	10	7	MEXICALI
1916	11	21	06:25:24	18	-100	33	6.8	ALTO RIO BALSAS
1917	12	29	22:50:20	15	-97	33	6.9	COSTA DE OAXACA
1918	5	23	11:57:30	27	-111	0	6.8	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1918	6	7	21:27:06	18.7	-103.3	33	6.6	COSTA DE MICHOACAN
1919	4	17	20:53:03	14.5	-91.75	0	6.9	GUATEMALA
1920	1	4	04:21:56	19.27	-96.97	10	6.4	COSTA NORTE DE VERACRUZ
1921	4	21	20:01:36	18.2	-103.3	33	6.5	COSTA DE MICHOACAN
1922	6	12	04:47:44	24	-108.5	0	6.7	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1925	11	16	11:54:54	18	-107	0	7	OCEANO PACIFICO
1925	12	10	14:14:42	15.5	-92.5	0	7	COSTA DE CHIAPAS
1928	3	22	04:17:30	15.67	-96.1	33	7.5	COSTA DE OAXACA
1928	6	17	03:19:28	16.33	-96.7	33	7.6	OAXACA
1928	8	4	18:28:17	16.83	-97.61	33	7.4	OAXACA
1928	10	9	03:01:08	16.3	-97.3	33	7.5	OAXACA
1931	1	2	09:49:02	19	-107	0	6.7	COSTA DE JALISCO
1931	1	15	01:50:40	16.34	-96.87	40	7.8	OAXACA
1932	6	22	12:59:28	18.74	-104.68	33	6.9	COSTA COLIMA
1932	6	18	10:12:10	19.5	-103.5	33	7.8	JALISCO-COLIMA
1932	6	3	10:36:52	19.57	-104.42	33	8.2	COSTA JALISCO-COLIMA
1932	7	7	16:15:51	29	-113	0	6.7	GOLFO DE CALIFORNIA
1932	7	12	19:24:10	26.5	-110	0	6.7	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1932	7	25	09:12:46	18.87	-103.93	33	6.9	COSTA DE MICHOACAN
1932	12	7	16:22:09	19	-104	33	6.8	COSTA JALISCO-COLIMA
1933	4	9	03:58:17	19.5	-105	33	6.6	COSTA DE JALISCO
1933	5	8	10:33:40	17.5	-101	33	6.9	COSTA DE GUERRERO
1934	1	28	19:10:03	17	-100	33	6.8	GUERRERO
1934	11	30	02:05:16	19	-105.31	33	7	COSTA DE JALISCO
1934	12	31	18:45:45	32	-114.75	0	7.1	MEXICALI
1935	6	29	06:48:54	18.75	-103.5	33	6.9	COSTA DE MICHOACAN
1935	12	14	22:05:17	14.75	-92.5	0	7.3	COSTA MEXICO-GUATEMALA
1937	12	25	06:03:25	15.68	-97.8	33	6.5	COSTA DE OAXACA
1937	12	23	13:17:58	17.1	-98.07	33	7.4	GUERRERO-OAXACA
1939	5	2	13:14:47	29.5	-113.5	0	6.7	GOLFO DE CALIFORNIA

TABLA 3.1 TEMBLORES DE SUBDUCCIÓN CON MAGNITUD MENOR A 9.9

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona
1939	12	5	08:30:07	14.5	-91.5	0	6.7	GUATEMALA
1940	5	19	04:36:41	32.7	-115.5	0	7.1	MEXICALI
1941	4	15	19:09:51	18.85	-102.94	33	7.6	COSTA DE MICHOACAN
1943	2	22	09:20:45	17.6	-101.1	33	7.4	COSTA DE GUERRERO
1944	1	10	20:09:52	17	-101	33	6.5	COSTA DE GUERRERO
1944	6	28	07:58:54	15	-92.5	0	7.1	COSTA DE CHIAPAS
1945	6	30	05:31:18	17	-115	0	6.7	OCEANO PACIFICO
1945	6	27	13:08:20	27	-111	0	6.8	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1948	12	4	00:22:48	22	-106.5	0	6.9	COSTA DE SINALOA
1950	10	21	09:42:58	17.73	-106	0	6.6	OCEANO PACIFICO
1950	10	23	16:13:20	14.3	-91.8	33	7.2	GUATEMALA
1950	11	17	19:28:23	17.5	-100.5	0	6.6	GUERRERO
1950	12	14	14:15:50	17.22	-98.12	33	7.2	GUERRERO-OAXACA
1951	12	28	09:20:26	16.9	-98.7	33	6.8	COSTA GUERRERO-OAXACA
1953	12	1	15:18:33	16.4	-98.85	0	6.7	COSTA GUERRERO-OAXACA
1954	4	29	11:34:34	28.5	-113	0	7	BAJA CALIFORNIA NORTE
1955	4	5	15:09:15	25	-110	0	6.6	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1956	2	9	14:32:39	31.9	-115.8	0	6.7	BAJA CALIFORNIA NORTE
1957	4	10	05:12:09	15.52	-98.25	0	6.7	COSTA DE OAXACA
1957	7	28	08:40:10	17.11	-99.1	33	7.8	GUERRERO
1959	8	26	08:25:31	18.26	-94.43	21	6.4	SUR DE VERACRUZ
1961	9	1	18:50:34	13.5	-92.66	25	6.6	COSTA MEXICO-GUATEMALA
1962	5	19	14:58:10	17.12	-99.57	33	7.1	GUERRERO
1962	5	11	14:11:57	17.25	-99.58	33	7.2	GUERRERO
1963	11	18	14:38:26	29.68	-113.74	7	6.5	GOLFO DE CALIFORNIA
1964	7	6	02:14:37	26.32	-110.28	10	6.5	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1965	8	23	19:46:02	16.178	-95.877	12	7.4	OAXACA
1968	8	2	14:06:37	16.6	-97.8	16	7.3	OAXACA
1968	11	28	10:36:08	15.231	-94.775	23	6.6	GOLFO DE TEHUANTEPEC
1969	8	17	20:13:09	25.25	-109.24	15	6.5	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1969	8	17	20:15:00	25.12	-109.55	15	6.7	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1969	11	1	11:08:22	23.105	-107.99	10	6.6	COSTA DE SINALOA
1970	2	4	05:08:50	15.524	-99.493	21	6.6	COSTA DE GUERRERO
1970	4	30	08:32:58	14.608	-93.26	22	6.5	GOLFO DE TEHUANTEPEC
1971	9	30	08:18:00	26.88	-110.8	14	6.5	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1972	10	20	08:17:46	18.7	-106.756	10	6.6	COSTA DE JALISCO
1972	11	13	04:43:45	15.541	-95.04	14	6.5	GOLFO DE TEHUANTEPEC
1973	1	30	21:01:12	18.412	-103.019	24	7.6	COSTA DE MICHOACAN
1975	7	8	09:37:25	29.304	-113.468	5	6.5	GOLFO DE CALIFORNIA
1976	2	4	09:01:46	15.262	-89.198	13	7.5	GUATEMALA
1978	11	29	19:52:50	16.013	-96.586	23	7.6	OAXACA
1979	1	26	10:04:31	17.397	-100.895	23	6.6	GUERRERO
1979	3	14	11:07:15	17.75	-101.263	25	7.4	COSTA DE GUERRERO
1979	10	15	23:17:00	32.784	-115.657	14	6.5	MEXICALI
1980	8	9	05:45:11	15.879	-88.505	24	6.5	GUATEMALA-HONDURAS
1981	10	25	03:22:16	18.088	-102.061	21	7.3	COSTA DE MICHOACAN
1982	6	7	06:52:33	16.424	-98.253	6	6.9	COSTA GUERRERO-OAXACA
1982	6	7	10:59:40	16.516	-98.339	19	7	COSTA GUERRERO-OAXACA
1983	12	2	03:09:04	14.032	-91.956	35	7	GUATEMALA
1985	9	19	13:17:49	18.419	-102.468	15	8.1	COSTA DE MICHOACAN
1985	9	21	01:37:14	17.828	-101.681	17	7.6	COSTA DE GUERRERO
1986	4	30	07:07:19	18.361	-103.045	22	7	COSTA DE MICHOACAN
1987	11	24	13:15:59	33.083	-115.983	10	6.5	QUINTANA ROO
1988	6	18	22:49:44	26.813	-110.988	12	6.6	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
1989	4	25	14:29:03	16.795	-99.275	23	6.8	COSTA DE GUERRERO
1989	8	29	04:16:26	18.016	-105.674	27	6.5	COSTA COLIMA
1993	9	10	19:12:57	14.8	-92.687	34	7.2	COSTA MEXICO-GUATEMALA
1993	10	24	07:52:19	16.767	-98.767	30	6.6	COSTA GUERRERO-OAXACA
1995	6	14	11:11:50	12.167	-88.372	27	6.5	TAXCO-IGUALA
1995	9	14	14:04:33	16.752	-98.667	21	7.3	COSTA GUERRERO-OAXACA

TABLA 3.1 TEMBLORES DE SUBDUCCIÓN CON MAGNITUD MENOR A 9.9 (CONT.)

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona
1995	10	9	15:35:54	18.993	-104.245	25	8	COSTA COLIMA
1996	2	25	03:08:19	15.88	-97.98	15	7.1	COSTA DE OAXACA
1996	7	15	21:23:34	17.5	-101.12	22	6.6	COSTA DE GUERRERO
1997	1	11	20:28:26	18.34	-102.58	40	7.1	COSTA DE MICHOACAN
1997	5	1	11:37:36	18.96	-107.15	15	6.9	OCEANO PACIFICO
1997	7	19	14:22:09	15.86	-98.26	15	6.7	COSTA DE OAXACA
2000	2	12	10:29:40	18.76	107.05	13	5.6	OCEANO PACIFICO
2000	3	12	16:21:32	14.59	92.97	35	5.9	COSTA MEXICO-GUATEMALA
2000	8	9	06:41:47	17.99	102.66	16	7	COSTA GUERRERO-MICH
2000	12	3	22:42:11	14.27	94.09	7	6	GOLFO DE TEHUANTEPEC
2000	12	8	10:56:13	22.83	108.35	15	5.5	CORDILLERA PACIFICO ORIENTAL
2001	4	29	16:26:56	18.51	104.71	10	6.2	COSTA COLIMA
2001	5	19	23:21:37	18.64	105.12	12	6.5	COSTA COLIMA
2001	5	29	13:47:56	19.34	108.96	38	5.5	COSTA DE JALISCO
2001	10	7	22:39:19	16.94	100.14	4	6.1	COSTA DE GUERRERO
2001	11	10	11:09:13	15.96	98.17	9	5.9	COSTA DE OAXACA
2001	11	13	03:47:34	22.31	107.12	16	5.8	CORDILLERA PACIFICO ORIENTAL
2001	11	28	08:32:36	15.41	93.64	36	6.4	COSTA DE CHIAPAS
2001	12	8	17:36:10	32.04	114.91	10	5.7	MEXICALI, B C N
2002	2	22	13:32:44	32.2	115.14	5	5.5	MEXICALI, B C N
2002	4	18	12:57:19	16.66	101.89	12	6	COSTA DE GUERRERO
2002	4	18	13:00:38	16.84	101.62	16	5.5	COSTA DE GUERRERO
2002	4	18	00:02:45	16.77	101.12	22	6.5	COSTA DE GUERRERO
2002	6	19	16:50:08	16.24	98.09	8	5.5	COSTA GUERRERO-OAXACA
2002	6	7	12:00:52	15.91	96.97	23	5.6	COSTA DE OAXACA
2002	10	11	09:41:23	15.37	96.04	8	5.8	COSTA DE OAXACA
2002	10	3	11:08:28	23.22	108.73	35	6.2	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
2002	11	8	18:14:27	13.88	91.89	30	5.8	COSTA GUATEMALA
2002	12	9	21:09:35	17.41	101.26	29	5.5	COSTA DE GUERRERO
2003	1	21	20:06:34	18.6	104.22	9	7.6	COSTA COLIMA
2003	1	22	13:41:42	18.74	104.55	16	5.8	COSTA COLIMA
2003	1	20	20:46:54	13.36	91.64	17	6.8	COSTA GUATEMALA
2003	2	16	22:41:57	18.81	105.14	16	5.5	COSTA COLIMA
2003	2	5	13:01:11	13.42	91.27	39	5.5	COSTA GUATEMALA
2003	3	12	17:41:42	26.51	110.04	12	6.5	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
2003	5	19	11:27:11	17.72	105.7	10	6.2	COSTA DE MICHOACAN
2003	8	25	18:25:03	18.73	106.69	16	5.5	COSTA DE JALISCO
2003	11	11	22:54:59	29.41	113.61	16	5.9	GOLFO DE CALIFORNIA
2004	1	1	17:57:56	16.97	101.84	10	5.8	COSTA DE GUERRERO
2004	1	1	17:31:49	17.31	101.42	10	6.3	COSTA DE GUERRERO
2004	1	13	15:28:58	16	97.16	14	5.5	OAXACA
2004	2	18	04:59:18	24.4	108.7	20	5.7	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
2004	6	14	17:54:23	16.31	98.06	10	5.8	COSTA GUERRERO-OAXACA
2004	9	24	09:43:11	28.58	112.71	10	5.9	GOLFO DE CALIFORNIA
2005	2	22	13:15:51	25.83	109.9	10	5.5	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
2005	2	27	19:05:59	18.76	104.59	10	5.6	COSTA COLIMA
2005	4	25	23:05:48	19.68	109.19	16	5.7	CORDILLERA PACIFICO ORIENTAL
2005	5	8	12:07:34	20.73	109.37	17	5.9	CORDILLERA PACIFICO ORIENTAL
2005	6	5	03:28:50	23.67	108.66	6	5.5	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
2005	6	27	06:35:45	18.78	107.3	20	6.1	OCEANO PACIFICO
2005	8	13	21:51:57	15.96	98.4	16	5.8	COSTA DE OAXACA
2006	1	4	02:32:31	28.08	112.1	10	6.7	GOLFO DE CALIFORNIA
2006	4	3	21:30:28	18.91	106.81	10	5.6	COSTA DE JALISCO
2006	6	27	08:03:10	14.79	94.57	16	5.8	GOLFO DE TEHUANTEPEC
2006	7	29	20:20:57	26.63	111.25	10	5.9	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
2006	11	19	00:59:07	18.46	104.49	18	5.6	COSTA COLIMA
2007	2	25	09:00:41	26.15	110.43	10	5.6	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
2007	3	28	08:28:55	25.43	109.61	10	5.5	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
2007	3	12	20:58:59	26.46	110.92	16	5.8	GOLFO DE CALIFORNIA SUR
2007	6	13	14:29:39	13.1	90.78	32	6.6	COSTA GUATEMALA

TABLA 3.1 TEMBLORES DE SUBDUCCIÓN CON MAGNITUD MENOR A 9.9 (CONT.)

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona
1910	9	24	03:32:42	16.77	-95.9	80	6.9	OAXACA
1911	2	3	20:41:55	17.8	-97.6	80	6.5	OAXACA
1911	8	27	10:59:18	17	-96	100	6.7	OAXACA
1911	12	16	19:14:18	16.9	-100.7	50	7.5	COSTA DE GUERRERO
1914	3	30	00:41:18	17	-92	150	7.2	TABASCO-CHIAPAS
1915	9	7	01:20:48	14	-89	80	7.4	GUATEMALA-EL SALVADOR
1916	6	2	13:59:24	17.5	-95	150	7	VERACRUZ-OAXACA
1920	4	19	21:06:36	19	-97	110	6.7	EJE VOLCANICO ORIENTAL
1921	2	4	08:22:44	15	-91	120	7.4	GUATEMALA
1925	8	7	07:47:48	19	-102	100	6.7	MICHOACAN-JALISCO
1928	2	10	04:39:37	18.26	-97.99	84	6.5	PUEBLA
1928	4	17	03:25:27	17.69	-96.44	115	6.7	OAXACA
1931	1	15	01:50:40	16.34	-96.87	40	7.8	OAXACA
1937	7	26	03:47:13	18.45	-96.08	85	7.3	VERACRUZ-OAXACA
1937	10	6	09:47:18	17.78	-99.17	100	6.9	GUERRERO
1940	7	27	13:32:30	14.25	-91.5	90	6.7	GUATEMALA
1942	6	20	10:02:07	19	-101	100	6.7	EJE VOLCANICO CENTRAL
1942	8	6	23:36:59	14.8	-91.3	50	7.9	GUATEMALA
1942	11	12	04:55:34	17.25	-94.25	90	6.7	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1943	8	31	16:10:40	14.25	-91.5	80	6.7	GUATEMALA
1943	9	23	15:00:44	15	-91.5	110	6.7	GUATEMALA
1945	10	11	16:53:02	18.32	-97.65	95	6.5	PUEBLA
1945	10	27	11:24:41	15	-91.25	200	6.7	GUATEMALA
1946	6	7	04:13:20	16.5	-94	100	6.5	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1946	7	11	04:46:42	17	-94.5	130	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1948	1	6	17:23:36	17	-98	80	6.9	GUERRERO-OAXACA
1948	1	6	17:25:58	17	-98	80	7	GUERRERO-OAXACA
1948	8	11	10:36:19	17.75	-95.25	100	6.5	VERACRUZ-OAXACA
1950	9	29	06:32:20	19	-107	60	7	COSTA DE JALISCO
1951	12	12	01:37:34	17	-94.5	100	7	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1953	8	24	13:21:02	14.1	-91.4	96	6.7	GUATEMALA
1955	8	28	20:13:30	14	-91	60	6.6	GUATEMALA
1955	9	26	08:28:20	15.5	-92.5	200	6.9	COSTA DE CHIAPAS
1959	5	24	19:17:43	17.72	-97.15	80	6.8	OAXACA
1960	7	13	16:23:56	17	-94.5	150	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1964	7	6	07:22:13	18.03	-100.77	55	7.2	ALTO RIO BALSAS
1965	12	9	06:07:51	17.249	-100.07	65	6.5	GUERRERO
1968	7	2	03:44:52	17.508	-100.256	62	6.7	GUERRERO
1970	4	29	14:01:34	14.463	-92.683	44	7.3	COSTA MEXICO-GUATEMALA
1973	8	28	09:50:41	18.248	-96.551	82	7.3	VERACRUZ-OAXACA
1976	6	7	14:26:42	17.406	-100.682	57	6.5	GUERRERO
1978	3	19	01:39:16	17.036	-99.745	44	6.6	GUERRERO
1978	5	31	01:07:21	12.759	-87.287	49	6.5	BAHIA ASCENSION
1979	6	22	06:30:57	17.014	-94.605	115	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1979	10	27	14:36:00	13.855	-90.857	64	6.8	COSTA GUATEMALA
1979	10	27	21:43:26	13.782	-90.754	65	6.8	COSTA GUATEMALA
1980	10	24	14:53:36	18.174	-98.222	65	7.1	PUEBLA-MORELOS
1982	4	6	19:56:53	14.276	-92.074	45	6.7	COSTA MEXICO-GUATEMALA
1982	6	19	06:21:59	13.346	-89.368	74	7.3	EL SALVADOR
1983	1	24	08:17:40	16.165	-95.206	50	6.8	OAXACA
1988	11	3	14:47:13	13.913	-90.557	74	6.6	COSTA GUATEMALA
1993	9	3	12:35:05	14.643	-92.804	47	6.7	COSTA MEXICO-GUATEMALA
1994	3	14	20:51:26	15.984	-92.432	160	6.8	COSTA DE CHIAPAS
1994	12	10	16:17:40	17.98	-101.52	53	6.6	COSTA DE GUERRERO
1995	10	21	02:38:58	16.811	-93.474	160	7.1	CHIAPAS
1997	1	11	20:28:26	18.34	-102.58	40	7.1	COSTA DE MICHOACAN
1998	1	10	08:20:06	14.37	-91.93	55	6.6	GUATEMALA
1999	6	15	20:42:04	18.133	-97.539	63	7	PUEBLA
1999	9	30	16:31:14	15.88	-97.07	42	7.4	COSTA DE OAXACA

TABLA 3.2 TEMBLORES PROFUNDOS CON MAGNITUD MENOR A 9.9

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona
2000	7	21	01:13:39	18.09	98.97	48	6	PUEBLA-MORELOS
2000	10	17	15:00:41	15.38	92.51	168	5.8	COSTA DE CHIAPAS
2001	1	8	19:46:14	15.34	93.24	66	6.1	COSTA DE CHIAPAS
2001	1	18	19:12:53	15.1	93.03	108	6.3	COSTA DE CHIAPAS
2001	8	28	13:17:37	15.96	94.14	43	5.5	GOLFO DE TEHUANTEPEC
2002	1	16	17:09:55	15.43	93.55	76	6.7	COSTA DE CHIAPAS
2002	1	30	02:42:04	18.1	95.97	109	5.6	SUR DE VERACRUZ
2002	2	14	17:23:14	14.78	92.8	74	5.8	COSTA MEXICO-GUATEMALA
2003	2	1	10:30:59	16.51	93.23	216	5.8	CHIAPAS
2003	8	25	01:28:32	14.08	91.3	193	5.5	GUATEMALA
2004	2	25	12:22:22	13.63	92.7	44	5.5	COSTA MEXICO-GUATEMALA
2004	8	18	04:03:10	16.3	95.12	63	5.7	OAXACA
2004	8	7	06:49:12	17.06	95.44	112	5.9	VERACRUZ-OAXACA
2005	3	17	07:37:38	15.24	91.85	173	6.2	GUATEMALA
2006	8	11	09:30:42	18.36	101.25	73	5.9	RIO BALSAS INFERIOR
2007	4	13	00:42:22	17.09	100.44	41	6.3	GUERRERO
2007	7	5	20:09:19	16.35	93.99	113	6.2	CHIAPAS

TABLA 3.2 TEMBLORES PROFUNDOS CON MAGNITUD MENOR A 9.9 (CONT.)

TEMBLORES DE SUBDUCCIÓN CON MAGNITUD ENTRE 6.5 ≤ M ≤ 9.9

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona	REGIÓN
									TEHUANTEPEC
1968	11	28	10:36:08	15.231	-94.775	23	6.6	GOLFO DE TEHUANTEPEC	
1972	11	13	04:43:45	15.541	-95.04	14	6.5	GOLFO DE TEHUANTEPEC	
									OAXACA ESTE
1965	8	23	19:46:02	16.178	-95.877	12	7.4	OAXACA	
1928	3	22	04:17:30	15.67	-96.1	33	7.5	COSTA DE OAXACA	
									OAXACA CENTRAL I
1978	11	29	19:52:50	16.013	-96.586	23	7.6	OAXACA	
1928	6	17	03:19:28	16.33	-96.7	33	7.6	OAXACA	
1931	1	15	01:50:40	16.34	-96.87	40	7.8	OAXACA	
1917	12	29	22:50:20	15	-97	33	6.9	COSTA DE OAXACA	
1928	10	9	03:01:08	16.3	-97.3	33	7.5	OAXACA	
									OAXACA CENTRAL II
1928	8	4	18:28:17	16.83	-97.61	33	7.4	OAXACA	
									OAXACA OESTE
1937	12	25	06:03:25	15.68	-97.8	33	6.5	COSTA DE OAXACA	
1968	8	2	14:06:37	16.6	-97.8	16	7.3	OAXACA	
1996	2	25	03:08:19	15.88	-97.98	15	7.1	COSTA DE OAXACA	
1937	12	23	13:17:58	17.1	-98.07	33	7.4	GUERRERO-OAXACA	
1950	12	14	14:15:50	17.22	-98.12	33	7.2	GUERRERO-OAXACA	
									OMETEPEC
1957	4	10	05:12:09	15.52	-98.25	0	6.7	COSTA DE OAXACA	
1982	6	7	06:52:33	16.424	-98.253	6	6.9	COSTA GUERRERO-OAXACA	
1997	7	19	14:22:09	15.86	-98.26	15	6.7	COSTA DE OAXACA	
1982	6	7	10:59:40	16.516	-98.339	19	7	COSTA GUERRERO-OAXACA	
1995	9	14	14:04:33	16.752	-98.667	21	7.3	COSTA GUERRERO-OAXACA	
1951	12	28	09:20:26	16.9	-98.7	33	6.8	COSTA GUERRERO-OAXACA	
1993	10	24	07:52:19	16.767	-98.767	30	6.6	COSTA GUERRERO-OAXACA	
1953	12	1	15:18:33	16.4	-98.85	0	6.7	COSTA GUERRERO-OAXACA	
1957	7	28	08:40:10	17.11	-99.1	33	7.8	GUERRERO	
1907	4	15	06:08:06	16.7	-99.2	33	7.6	COSTA DE GUERRERO	
1908	3	26	23:03:30	16.7	-99.2	33	7.5	COSTA DE GUERRERO	
1910	5	31	04:19:19	16.7	-99.2	33	6.5	COSTA DE GUERRERO	
1989	4	25	14:29:03	16.795	-99.275	23	6.8	COSTA DE GUERRERO	
									SAN MARCOS
1909	7	31	18:43:10	16.62	-99.45	33	6.9	COSTA DE GUERRERO	
1970	2	4	05:08:50	15.524	-99.493	21	6.6	COSTA DE GUERRERO	
1962	5	19	14:58:10	17.12	-99.57	33	7.1	GUERRERO	
1962	5	11	14:11:57	17.25	-99.58	33	7.2	GUERRERO	
1902	1	16	23:19:00	17.62	-99.72	0	7	GUERRERO	
1909	9	5	11:17:20	16.53	-99.72	0	6.6	COSTA DE GUERRERO	
1912	11	19	13:55:07	19.93	-99.83	33	6.9	EJE VOLCANICO CENTRAL	
1909	7	30	10:51:54	16.8	-99.9	33	7.2	COSTA DE GUERRERO	
1916	11	21	06:25:24	18	-100	33	6.8	ALTO RIO BALSAS	
1934	1	28	19:10:03	17	-100	33	6.8	GUERRERO	
									GUERRERO CENTRAL
1950	11	17	19:28:23	17.5	-100.5	0	6.6	GUERRERO	
1979	1	26	10:04:31	17.397	-100.895	23	6.6	GUERRERO	
1908	3	27	03:45:30	17	-101	33	7	COSTA DE GUERRERO	
1933	5	8	10:33:40	17.5	-101	33	6.9	COSTA DE GUERRERO	
1944	1	10	20:09:52	17	-101	33	6.5	COSTA DE GUERRERO	
									PETATLÁN
1943	2	22	09:20:45	17.6	-101.1	33	7.4	COSTA DE GUERRERO	
1996	7	15	21:23:34	17.5	-101.12	22	6.6	COSTA DE GUERRERO	
1909	10	31	10:23:00	17	-101.2	33	6.9	COSTA DE GUERRERO	
1979	3	14	11:07:15	17.75	-101.263	25	7.4	COSTA DE GUERRERO	

TABLA 3.3 TEMBLORES DE SUBDUCCIÓN POR REGIONES

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona	REGIÓN
									MICHOACÁN
1985	9	21	01:37:14	17.828	-101.681	17	7.6	COSTA DE GUERRERO	
1908	10	13	05:06:00	18	-102	0	6.9	COSTA DE MICHOACAN	
1981	10	25	03:22:16	18.088	-102.061	21	7.3	COSTA DE MICHOACAN	
1985	9	19	13:17:49	18.419	-102.468	15	8.1	COSTA DE MICHOACAN	
1911	6	7	11:02:42	17.5	-102.5	33	7.6	COSTA GUERRERO-MICH	
1997	1	11	20:28:26	18.34	-102.58	40	7.1	COSTA DE MICHOACAN	
1941	4	15	19:09:51	18.85	-102.94	33	7.6	COSTA DE MICHOACAN	
									COLIMA I
1973	1	30	21:01:12	18.412	-103.019	24	7.6	COSTA DE MICHOACAN	
1986	4	30	07:07:19	18.361	-103.045	22	7	COSTA DE MICHOACAN	
1918	6	7	21:27:06	18.7	-103.3	33	6.6	COSTA DE MICHOACAN	
1921	4	21	20:01:36	18.2	-103.3	33	6.5	COSTA DE MICHOACAN	
1932	6	18	10:12:10	19.5	-103.5	33	7.8	JALISCO-COLIMA	
1935	6	29	06:48:54	18.75	-103.5	33	6.9	COSTA DE MICHOACAN	
									COLIMA II
1932	7	25	09:12:46	18.87	-103.93	33	6.9	COSTA DE MICHOACAN	
1932	12	7	16:22:09	19	-104	33	6.8	COSTA JALISCO-COLIMA	
1995	10	9	15:35:54	18.993	-104.245	25	8	COSTA COLIMA	
									JALISCO
1932	6	3	10:36:52	19.57	-104.42	33	8.2	COSTA JALISCO-COLIMA	
1932	6	22	12:59:28	18.74	-104.68	33	6.9	COSTA COLIMA	
1900	1	20	06:33:30	20	-105	33	7.4	COSTA JALISCO-NAYARIT	
1900	5	16	20:12:00	20	-105	33	6.9	COSTA JALISCO-NAYARIT	
1933	4	9	03:58:17	19.5	-105	33	6.6	COSTA DE JALISCO	
1934	11	30	02:05:16	19	-105.31	33	7	COSTA DE JALISCO	
1989	8	29	04:16:26	18.016	-105.674	27	6.5	COSTA COLIMA	

TABLA 3.3 TEMBLORES DE SUBDUCCIÓN POR REGIÓNES (CONT.)

TEMBLORES PROFUNDOS CON MAGNITUD ENTRE 6.5 ≤ M ≤ 9.9

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona	REGIÓN
									TEHUANTEPEC
1946	6	7	04:13:20	16.5	-94	100	6.5	ISTMO DE TEHUANTEPEC	
1942	11	12	04:55:34	17.25	-94.25	90	6.7	ISTMO DE TEHUANTEPEC	
1946	7	11	04:46:42	17	-94.5	130	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC	
1951	12	12	01:37:34	17	-94.5	100	7	ISTMO DE TEHUANTEPEC	
1960	7	13	16:23:56	17	-94.5	150	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC	
1979	6	22	06:30:57	17.014	-94.605	115	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC	
1916	6	2	13:59:24	17.5	-95	150	7	VERACRUZ-OAXACA	
									OAXACA ESTE
1983	1	24	08:17:40	16.165	-95.206	50	6.8	OAXACA	
1948	8	11	10:36:19	17.75	-95.25	100	6.5	VERACRUZ-OAXACA	
1910	9	24	03:32:42	16.77	-95.9	80	6.9	OAXACA	
1911	8	27	10:59:18	17	-96	100	6.7	OAXACA	
1937	7	26	03:47:13	18.45	-96.08	85	7.3	VERACRUZ-OAXACA	
									OAXACA CENTRAL I
1928	4	17	03:25:27	17.69	-96.44	115	6.7	OAXACA	
1973	8	28	09:50:41	18.248	-96.551	82	7.3	VERACRUZ-OAXACA	
1931	1	15	01:50:40	16.34	-96.87	40	7.8	OAXACA	
1920	4	19	21:06:36	19	-97	110	6.7	EJE VOLCANICO ORIENTAL	
1999	9	30	16:31:14	15.88	-97.07	42	7.4	COSTA DE OAXACA	
1959	5	24	19:17:43	17.72	-97.15	80	6.8	OAXACA	
									OAXACA CENTRAL II
1999	6	15	20:42:04	18.133	-97.539	63	7	PUEBLA	
1911	2	3	20:41:55	17.8	-97.6	80	6.5	OAXACA	
1945	10	11	16:53:02	18.32	-97.65	95	6.5	PUEBLA	
									OAXACA OESTE
1928	2	10	04:39:37	18.26	-97.99	84	6.5	PUEBLA	
1948	1	6	17:25:58	17	-98	80	7	GUERRERO-OAXACA	
1948	1	6	17:23:36	17	-98	80	6.9	GUERRERO-OAXACA	
									OMETEPEC
1980	10	24	14:53:36	18.174	-98.222	65	7.1	PUEBLA-MORELOS	
1937	10	6	09:47:18	17.78	-99.17	100	6.9	GUERRERO	
									SAN MARCOS
1978	3	19	01:39:16	17.036	-99.745	44	6.6	GUERRERO	
									GUERRERO CENTRAL
1965	12	9	06:07:51	17.249	-100.07	65	6.5	GUERRERO	
1968	7	2	03:44:52	17.508	-100.256	62	6.7	GUERRERO	
1976	6	7	14:26:42	17.406	-100.682	57	6.5	GUERRERO	
1911	12	16	19:14:18	16.9	-100.7	50	7.5	COSTA DE GUERRERO	
1964	7	6	07:22:13	18.03	-100.77	55	7.2	ALTO RIO BALSAS	
1942	6	20	10:02:07	19	-101	100	6.7	EJE VOLCANICO CENTRAL	
									MICHOACÁN
1994	12	10	16:17:40	17.98	-101.52	53	6.6	COSTA DE GUERRERO	
1925	8	7	07:47:48	19	-102	100	6.7	MICHOACAN-JALISCO	
1997	1	11	20:28:26	18.34	-102.58	40	7.1	COSTA DE MICHOACAN	

TABLA 3.4 TEMBLORES PROFUNDOS POR REGIÓNES

TEMBLORES DE SUBDUCCIÓN CON MAGNITUD ENTRE 4.5 ≤ M ≤ 9.9

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona
1959	8	26	08:25:31	18.26	-94.43	21	6.4	SUR DE VERACRUZ
1968	11	28	10:36:08	15.231	-94.775	23	6.6	GOLFO DE TEHUANTEPEC
1972	11	13	04:43:45	15.541	-95.04	14	6.5	GOLFO DE TEHUANTEPEC
1928	3	22	04:17:30	15.67	-96.1	33	7.5	COSTA DE OAXACA
1965	8	23	19:46:02	16.178	-95.877	12	7.4	OAXACA
1917	12	29	22:50:20	15	-97	33	6.9	COSTA DE OAXACA
1931	1	15	01:50:40	16.34	-96.87	40	7.8	OAXACA
1978	11	29	19:52:50	16.013	-96.586	23	7.6	OAXACA
1928	8	4	18:28:17	16.83	-97.61	33	7.4	OAXACA
1937	12	23	13:17:58	17.1	-98.07	33	7.4	GUERRERO-OAXACA
1950	12	14	14:15:50	17.22	-98.12	33	7.2	GUERRERO-OAXACA
1968	8	2	14:06:37	16.6	-97.8	16	7.3	OAXACA
1996	2	25	03:08:19	15.88	-97.98	15	7.1	COSTA DE OAXACA
1907	4	15	06:08:06	16.7	-99.2	33	7.6	COSTA DE GUERRERO
1951	12	28	09:20:26	16.9	-98.7	33	6.8	COSTA GUERRERO-OAXACA
1957	7	28	08:40:10	17.11	-99.1	33	7.8	GUERRERO
1982	6	7	10:59:40	16.516	-98.339	19	7	COSTA GUERRERO-OAXACA
1989	4	25	14:29:03	16.795	-99.275	23	6.8	COSTA DE GUERRERO
1995	9	14	14:04:33	16.752	-98.667	21	7.3	COSTA GUERRERO-OAXACA
1902	1	16	23:19:00	17.62	-99.72	0	7	GUERRERO
1909	7	30	10:51:54	16.8	-99.9	33	7.2	COSTA DE GUERRERO
1962	5	11	14:11:57	17.25	-99.58	33	7.2	GUERRERO
1970	2	4	05:08:50	15.524	-99.493	21	6.6	COSTA DE GUERRERO
1908	3	27	03:45:30	17	-101	33	7	COSTA DE GUERRERO
1916	11	21	06:25:24	18	-100	33	6.8	ALTO RIO BALSAS
1933	5	8	10:33:40	17.5	-101	33	6.9	COSTA DE GUERRERO
1944	1	10	20:09:52	17	-101	33	6.5	COSTA DE GUERRERO
1950	11	17	19:28:23	17.5	-100.5	0	6.6	GUERRERO
1979	1	26	10:04:31	17.397	-100.895	23	6.6	GUERRERO
1909	10	31	10:23:00	17	-101.2	33	6.9	COSTA DE GUERRERO
1943	2	22	09:20:45	17.6	-101.1	33	7.4	COSTA DE GUERRERO
1979	3	14	11:07:15	17.75	-101.263	25	7.4	COSTA DE GUERRERO
1996	7	15	21:23:34	17.5	-101.12	22	6.6	COSTA DE GUERRERO
1911	6	7	11:02:42	17.5	-102.5	33	7.6	COSTA GUERRERO-MICH
1941	4	15	19:09:51	18.85	-102.94	33	7.6	COSTA DE MICHOACAN
1985	9	19	13:17:49	18.419	-102.468	15	8.1	COSTA DE MICHOACAN
1997	1	11	20:28:26	18.34	-102.58	40	7.1	COSTA DE MICHOACAN
1918	6	7	21:27:06	18.7	-103.3	33	6.6	COSTA DE MICHOACAN
1932	6	18	10:12:10	19.5	-103.5	33	7.8	JALISCO-COLIMA
1973	1	30	21:01:12	18.412	-103.019	24	7.6	COSTA DE MICHOACAN
1986	4	30	07:07:19	18.361	-103.045	22	7	COSTA DE MICHOACAN
1932	7	25	09:12:46	18.87	-103.93	33	6.9	COSTA DE MICHOACAN
1995	10	9	15:35:54	18.993	-104.245	25	8	COSTA COLIMA
1900	1	20	06:33:30	20	-105	33	7.4	COSTA JALISCO-NAYARIT
1932	6	3	10:36:52	19.57	-104.42	33	8.2	COSTA JALISCO-COLIMA
1989	8	29	04:16:26	18.016	-105.674	27	6.5	COSTA COLIMA

REGIÓN	No	λo
TEHUANTEPEC	3	0.2308
OAXACA ESTE	2	0.0541
OAXACA CENTRAL I	3	0.0492
OAXACA CENTRAL II	1	
OAXACA OESTE	4	0.0678
OMETEPEC	6	0.0682
SAN MARCOS	4	0.0588
GUERRERO CENTRAL	6	0.0845
PETATLÁN	4	0.0460
MICHOACÁN	4	0.0465
COLIMA I	4	0.0588
COLIMA II	2	0.0317
JALISCO	3	0.0337

TABLA 4.1 VALORES DE λ_0 PARA CADA REGIÓN EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN

TEMBLORES PROFUNDOS CON MAGNITUD ENTRE 4.5 ≤ M ≤ 9.9

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona
1916	6	2	13:59:24	17.5	-95	150	7	VERACRUZ-OAXACA
1946	7	11	04:46:42	17	-94.5	130	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1951	12	12	01:37:34	17	-94.5	100	7	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1960	7	13	16:23:56	17	-94.5	150	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1979	6	22	06:30:57	17.014	-94.605	115	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1983	1	24	08:17:40	16.165	-95.206	50	6.8	OAXACA
1910	9	24	03:32:42	16.77	-95.9	80	6.9	OAXACA
1937	7	26	03:47:13	18.45	-96.08	85	7.3	VERACRUZ-OAXACA
1948	8	11	10:36:19	17.75	-95.25	100	6.5	VERACRUZ-OAXACA
1920	4	19	21:06:36	19	-97	110	6.7	EJE VOLCANICO ORIENTAL
1931	1	15	01:50:40	16.34	-96.87	40	7.8	OAXACA
1959	5	24	19:17:43	17.72	-97.15	80	6.8	OAXACA
1973	8	28	09:50:41	18.248	-96.551	82	7.3	VERACRUZ-OAXACA
1999	9	30	16:31:14	15.88	-97.07	42	7.4	COSTA DE OAXACA
1911	2	3	20:41:55	17.8	-97.6	80	6.5	OAXACA
1945	10	11	16:53:02	18.32	-97.65	95	6.5	PUEBLA
1999	6	15	20:42:04	18.133	-97.539	63	7	PUEBLA
1928	2	10	04:39:37	18.26	-97.99	84	6.5	PUEBLA
1948	1	6	17:25:58	17	-98	80	7	GUERRERO-OAXACA
1937	10	6	09:47:18	17.78	-99.17	100	6.9	GUERRERO
1980	10	24	14:53:36	18.174	-98.222	65	7.1	PUEBLA-MORELOS
1978	3	19	01:39:16	17.036	-99.745	44	6.6	GUERRERO
1911	12	16	19:14:18	16.9	-100.7	50	7.5	COSTA DE GUERRERO
1942	6	20	10:02:07	19	-101	100	6.7	EJE VOLCANICO CENTRAL
1964	7	6	07:22:13	18.03	-100.77	55	7.2	ALTO RIO BALSAS
1976	6	7	14:26:42	17.406	-100.682	57	6.5	GUERRERO
1925	8	7	07:47:48	19	-102	100	6.7	MICHOACAN-JALISCO
1994	12	10	16:17:40	17.98	-101.52	53	6.6	COSTA DE GUERRERO
1997	1	11	20:28:26	18.34	-102.58	40	7.1	COSTA DE MICHOACAN

REGIÓN	No	λo
TEHUANTEPEC	6	0.0896
OAXACA ESTE	3	0.0789
OAXACA CENTRAL I	5	0.0633
OAXACA CENTRAL II	3	0.0341
OAXACA OESTE	2	0.1000
OMETEPEC	2	0.0465
SAN MARCOS	1	
GUERRERO CENTRAI	4	0.0615
MICHOACÁN	3	0.0417

TABLA 4.2 VALORES DE λ_0 PARA CADA REGIÓN EN LA ZONA DE FALLAMIENTO NORMAL

TEMBLORES DE SUBDUCCIÓN CON MAGNITUD ENTRE 6.5 ≤ M ≤ 9.9

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona	REGIÓN	No	λo
									TEHUANTEPEC	2	0.5
1968	11	28	10:36:08	15.231	-94.775	23	6.6	GOLFO DE TEHUANTEPEC			
1972	11	13	04:43:45	15.541	-95.04	14	6.5	GOLFO DE TEHUANTEPEC			
									OAXACA ESTE	2	0.0541
1928	3	22	04:17:30	15.67	-96.1	33	7.5	COSTA DE OAXACA			
1965	8	23	19:46:02	16.178	-95.877	12	7.4	OAXACA			
									OAXACA CENTRAL I	3	0.0492
1917	12	29	22:50:20	15	-97	33	6.9	COSTA DE OAXACA			
1931	1	15	01:50:40	16.34	-96.87	40	7.8	OAXACA			
1978	11	29	19:52:50	16.013	-96.586	23	7.6	OAXACA			
									OAXACA CENTRAL II	1	
1928	8	4	18:28:17	16.83	-97.61	33	7.4	OAXACA			
									OAXACA OESTE	4	0.0678
1937	12	23	13:17:58	17.1	-98.07	33	7.4	GUERRERO-OAXACA			
1950	12	14	14:15:50	17.22	-98.12	33	7.2	GUERRERO-OAXACA			
1968	8	2	14:06:37	16.6	-97.8	16	7.3	OAXACA			
1996	2	25	03:08:19	15.88	-97.98	15	7.1	COSTA DE OAXACA			
									OMETEPEC	7	0.0778
1907	4	15	06:08:06	16.7	-99.2	33	7.6	COSTA DE GUERRERO			
1951	12	28	09:20:26	16.9	-98.7	33	6.8	COSTA GUERRERO-OAXACA			
1957	7	28	08:40:10	17.11	-99.1	33	7.8	GUERRERO			
1982	6	7	10:59:40	16.516	-98.339	19	7	COSTA GUERRERO-OAXACA			
1989	4	25	14:29:03	16.795	-99.275	23	6.8	COSTA DE GUERRERO			
1995	9	14	14:04:33	16.752	-98.667	21	7.3	COSTA GUERRERO-OAXACA			
1997	7	19	14:22:09	15.86	-98.26	15	6.7	COSTA DE OAXACA			
									SAN MARCOS	6	0.0882
1902	1	16	23:19:00	17.62	-99.72	0	7	GUERRERO			
1909	7	30	10:51:54	16.8	-99.9	33	7.2	COSTA DE GUERRERO			
1916	11	21	06:25:24	18	-100	33	6.8	ALTO RIO BALSAS			
1934	1	28	19:10:03	17	-100	33	6.8	GUERRERO			
1962	5	11	14:11:57	17.25	-99.58	33	7.2	GUERRERO			
1970	2	4	05:08:50	15.524	-99.493	21	6.6	COSTA DE GUERRERO			
									GUERRERO CENTRAL	5	0.0704
1908	3	27	03:45:30	17	-101	33	7	COSTA DE GUERRERO			
1933	5	8	10:33:40	17.5	-101	33	6.9	COSTA DE GUERRERO			
1944	1	10	20:09:52	17	-101	33	6.5	COSTA DE GUERRERO			
1950	11	17	19:28:23	17.5	-100.5	0	6.6	GUERRERO			
1979	1	26	10:04:31	17.397	-100.895	23	6.6	GUERRERO			
									PETATLÁN	4	0.0460
1909	10	31	10:23:00	17	-101.2	33	6.9	COSTA DE GUERRERO			
1943	2	22	09:20:45	17.6	-101.1	33	7.4	COSTA DE GUERRERO			
1979	3	14	11:07:15	17.75	-101.263	25	7.4	COSTA DE GUERRERO			
1996	7	15	21:23:34	17.5	-101.12	22	6.6	COSTA DE GUERRERO			

TABLA 4.3 VALORES DE λ_0 PARA CADA REGIÓN EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona
1911	6	7	11:02:42	17.5	-102.5	33	7.6	COSTA GUERRERO-MICH
1941	4	15	19:09:51	18.85	-102.94	33	7.6	COSTA DE MICHOACAN
1985	9	19	13:17:49	18.419	-102.468	15	8.1	COSTA DE MICHOACAN
1997	1	11	20:28:26	18.34	-102.58	40	7.1	COSTA DE MICHOACAN
1918	6	7	21:27:06	18.7	-103.3	33	6.6	COSTA DE MICHOACAN
1932	6	18	10:12:10	19.5	-103.5	33	7.8	JALISCO-COLIMA
1973	1	30	21:01:12	18.412	-103.019	24	7.6	COSTA DE MICHOACAN
1986	4	30	07:07:19	18.361	-103.045	22	7	COSTA DE MICHOACAN
1932	12	7	16:22:09	19	-104	33	6.8	COSTA JALISCO-COLIMA
1995	10	9	15:35:54	18.993	-104.245	25	8	COSTA COLIMA
1900	1	20	06:33:30	20	-105	33	7.4	COSTA JALISCO-NAYARIT
1932	6	3	10:36:52	19.57	-104.42	33	8.2	COSTA JALISCO-COLIMA
1989	8	29	04:16:26	18.016	-105.674	27	6.5	COSTA COLIMA

REGIÓN	No	λo
MICHOACÁN	4	0.0465
COLIMA I	4	0.0588
COLIMA II	2	0.0317
JALISCO	3	0.0337

TABLA 4.3 VALORES DE λ_0 PARA CADA REGIÓN EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN (CONT.)

TEMBLORES PROFUNDOS CON MAGNITUD ENTRE $6.5 \leq M \leq 9.9$

Año	Mes	Día	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona
1916	6	2	13:59:24	17.5	-95	150	7	VERACRUZ-OAXACA
1946	7	11	04:46:42	17	-94.5	130	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1951	12	12	01:37:34	17	-94.5	100	7	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1960	7	13	16:23:56	17	-94.5	150	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1979	6	22	06:30:57	17.014	-94.605	115	6.9	ISTMO DE TEHUANTEPEC
1910	9	24	03:32:42	16.77	-95.9	80	6.9	OAXACA
1937	7	26	03:47:13	18.45	-96.08	85	7.3	VERACRUZ-OAXACA
1948	8	11	10:36:19	17.75	-95.25	100	6.5	VERACRUZ-OAXACA
1983	1	24	08:17:40	16.165	-95.206	50	6.8	OAXACA
1920	4	19	21:06:36	19	-97	110	6.7	EJE VOLCANICO ORIENTAL
1931	1	15	01:50:40	16.34	-96.87	40	7.8	OAXACA
1959	5	24	19:17:43	17.72	-97.15	80	6.8	OAXACA
1973	8	28	09:50:41	18.248	-96.551	82	7.3	VERACRUZ-OAXACA
1999	9	30	16:31:14	15.88	-97.07	42	7.4	COSTA DE OAXACA
1911	2	3	20:41:55	17.8	-97.6	80	6.5	OAXACA
1945	10	11	16:53:02	18.32	-97.65	95	6.5	PUEBLA
1999	6	15	20:42:04	18.133	-97.539	63	7	PUEBLA
1928	2	10	04:39:37	18.26	-97.99	84	6.5	PUEBLA
1948	1	6	17:25:58	17	-98	80	7	GUERRERO-OAXACA
1937	10	6	09:47:18	17.78	-99.17	100	6.9	GUERRERO
1980	10	24	14:53:36	18.174	-98.222	65	7.1	PUEBLA-MORELOS
1978	3	19	01:39:16	17.036	-99.745	44	6.6	GUERRERO
1911	12	16	19:14:18	16.9	-100.7	50	7.5	COSTA DE GUERRERO
1942	6	20	10:02:07	19	-101	100	6.7	EJE VOLCANICO CENTRAL
1964	7	6	07:22:13	18.03	-100.77	55	7.2	ALTO RIO BALSAS
1976	6	7	14:26:42	17.406	-100.682	57	6.5	GUERRERO
1925	8	7	07:47:48	19	-102	100	6.7	MICHOACAN-JALISCO
1994	12	10	16:17:40	17.98	-101.52	53	6.6	COSTA DE GUERRERO
1997	1	11	20:28:26	18.34	-102.58	40	7.1	COSTA DE MICHOACAN

REGIÓN	No	λo
TEHUANTEPEC	5	0.0794
OAXACA ESTE	4	0.0548
OAXACA CENTRAL I	5	0.0633
OAXACA CENTRAL II	3	0.0341
OAXACA OESTE	2	0.1000
OMETEPEC	2	0.0465
SAN MARCOS	1	1.0000
GUERRERO CENTRAL	4	0.0615
MICHOACÁN	3	0.0417

TABLA 4.4 VALORES DE λ_0 PARA CADA REGIÓN EN LA ZONA DE FALLAMIENTO NORMAL

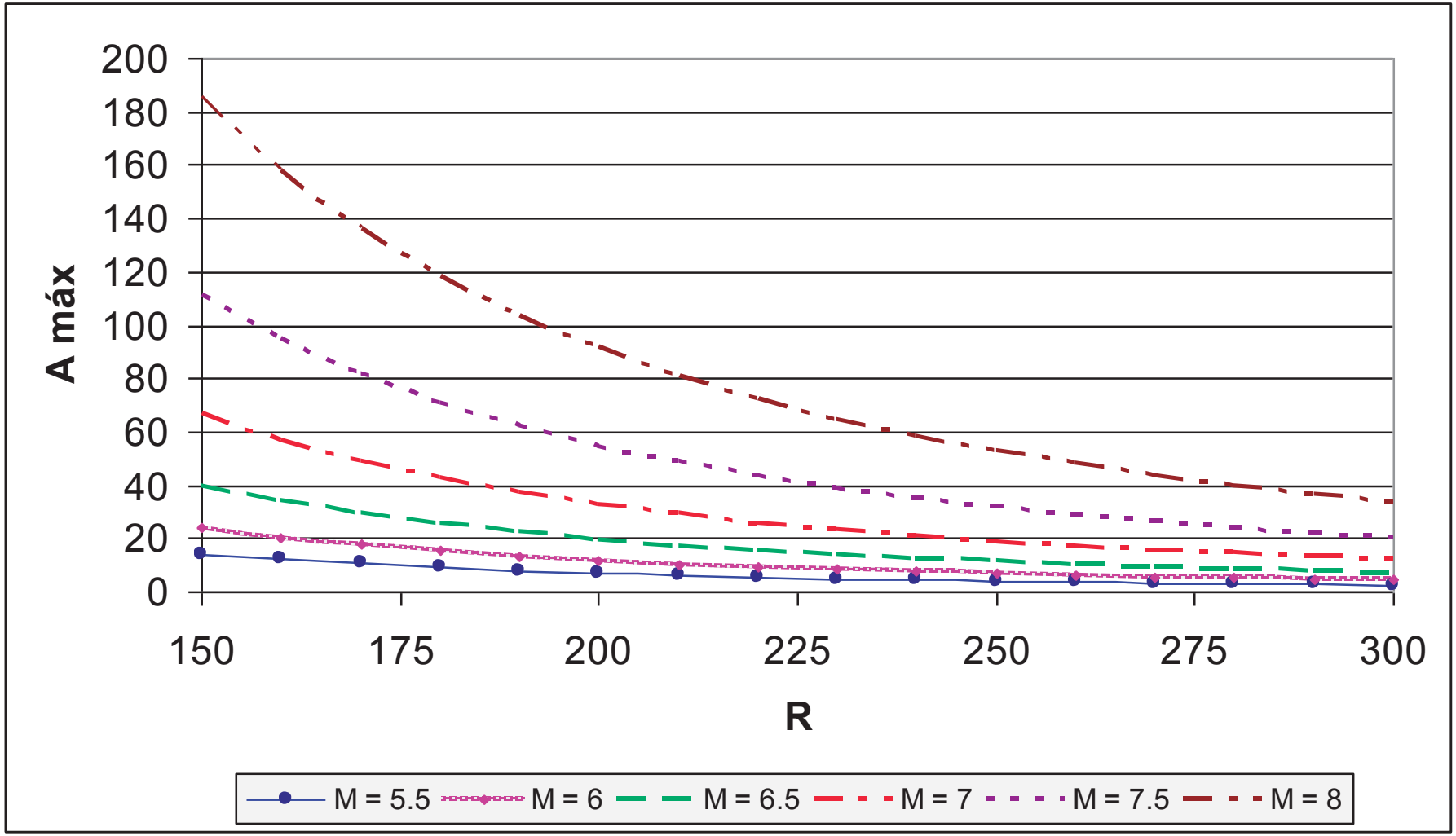
Año	Mes	Día	Fecha	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona	REGIÓN	t (años)	MEDIA t	σ	MEDIA (M)
										TEHUANTEPEC				
1968	11	28	28/11/1968	10:36:08	15.231	-94.775	23	6.6	GOLFO DE TEHUANTEPEC					
1972	11	13	13/11/1972	04:43:45	15.541	-95.04	14	6.5	GOLFO DE TEHUANTEPEC		3.96			
										OAXACA ESTE		34.22	4.56	7.45
1897														
1928	3	22	22/03/1928	04:17:30	15.67	-96.1	33	7.5	COSTA DE OAXACA		31.00			
1965	8	23	23/08/1965	19:46:02	16.178	-95.877	12	7.4	OAXACA		37.45			
										OAXACA CENTRAL I		35.99	22.16	7.37
1870														
1917	12	29	29/12/1917	22:50:20	15	-97	33	6.9	COSTA DE OAXACA		47.00			
1928	6	17	17/06/1928	03:19:28	16.33	-96.7	33	7.6	OAXACA		10.47			
1978	11	29	29/11/1978	19:52:50	16.013	-96.586	23	7.6	OAXACA		50.48			
										OAXACA CENTRAL II		37.00	4.24	7.50
1854														
1894											40.00			
1928	10	9	09/10/1928	03:01:08	16.3	-97.3	33	7.5	OAXACA		34.00			
										OAXACA OESTE		26.30	15.08	7.25
1890														
1937	12	23	23/12/1937	13:17:58	17.1	-98.07	33	7.4	GUERRERO-OAXACA		47.00			
1950	12	14	14/12/1950	14:15:50	17.22	-98.12	33	7.2	GUERRERO-OAXACA		12.98			
1968	8	2	02/08/1968	14:06:37	16.6	-97.8	16	7.3	OAXACA		17.65			
1996	2	25	25/02/1996	03:08:19	15.88	-97.98	15	7.1	COSTA DE OAXACA		27.58			
										OMETEPEC		25.07	21.64	7.20
1820														
1845											25.00			
1907	4	15	15/04/1907	06:08:06	16.7	-99.2	33	7.6	COSTA DE GUERRERO		62.00			
1951	12	28	28/12/1951	09:20:26	16.9	-98.7	33	6.8	COSTA GUERRERO-OAXACA		44.73			
1957	7	28	28/07/1957	08:40:10	17.11	-99.1	33	7.8	GUERRERO		5.59			
1982	6	7	07/06/1982	06:52:33	16.424	-98.253	6	6.9	COSTA GUERRERO-OAXACA		24.88			
1989	4	25	25/04/1989	14:29:03	16.795	-99.275	23	6.8	COSTA DE GUERRERO		6.89			
1995	9	14	14/09/1995	14:04:33	16.752	-98.667	21	7.3	COSTA GUERRERO-OAXACA		6.39			
										SAN MARCOS		23.52	25.40	7.00
1899														
1909	7	30	30/07/1909	10:51:54	16.8	-99.9	33	7.2	COSTA DE GUERRERO		10.00			
1962	5	11	11/05/1962	14:11:57	17.25	-99.58	33	7.2	GUERRERO		52.82			
1970	2	4	04/02/1970	05:08:50	15.524	-99.493	21	6.6	COSTA DE GUERRERO		7.74			

TABLA 4.6 DETALLES PARA LA OBTENCIÓN DE LOS DATOS DE LA FIGURA 4.2

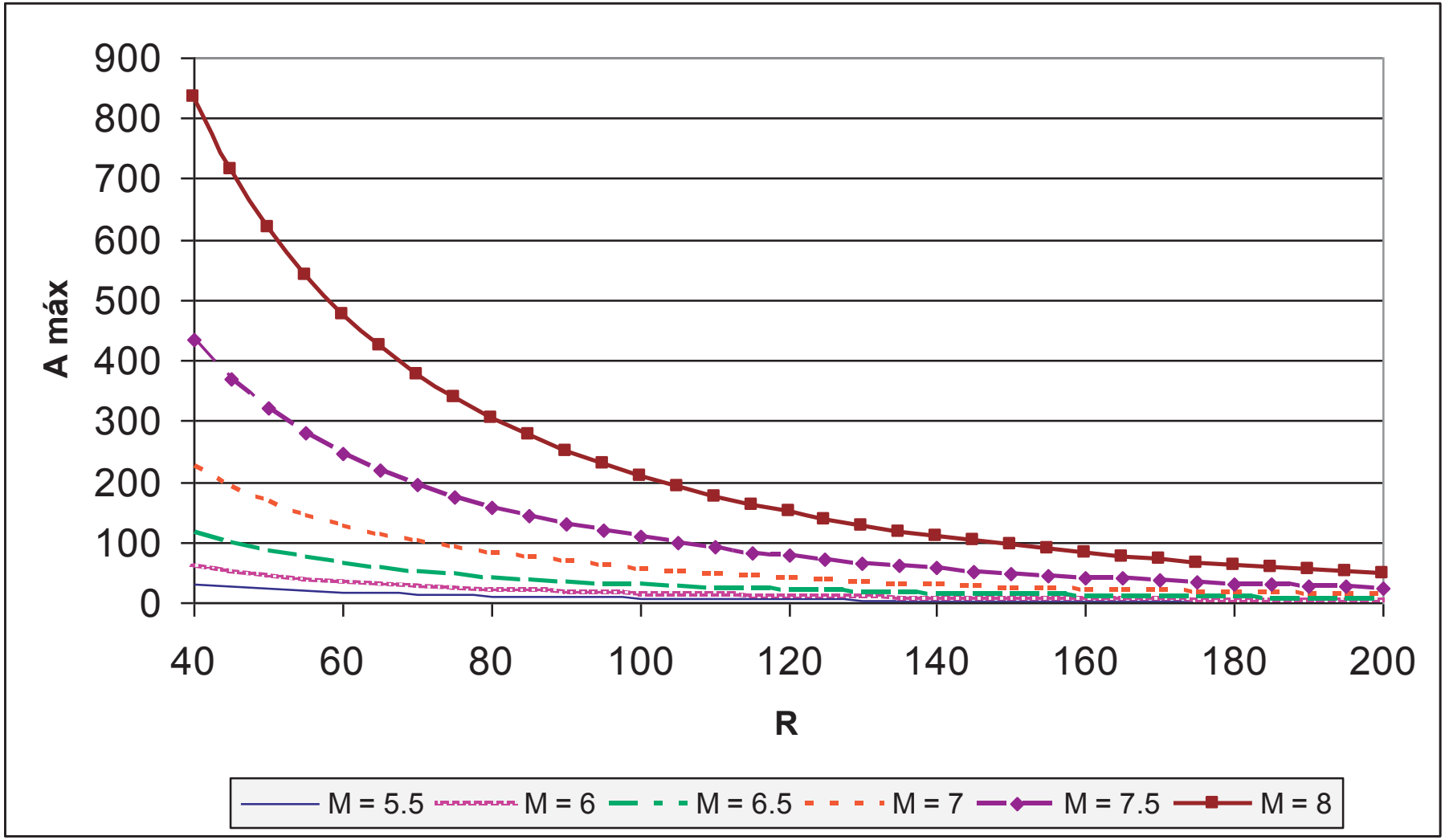
Año	Mes	Día	Fecha	Tiempo (Hora GMT)	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.	Zona
1908	3	27	27/03/1908	03:45:30	17	-101	33	7	COSTA DE GUERRERO
1916	11	21	21/11/1916	06:25:24	18	-100	33	6.8	ALTO RIO BALSAS
1934	1	28	28/01/1934	19:10:03	17	-100	33	6.8	GUERRERO
1944	1	10	10/01/1944	20:09:52	17	-101	33	6.5	COSTA DE GUERRERO
1950	11	17	17/11/1950	19:28:23	17.5	-100.5	0	6.6	GUERRERO
1979	1	26	26/01/1979	10:04:31	17.397	-100.895	23	6.6	GUERRERO
1909	10	31	31/10/1909	10:23:00	17	-101.2	33	6.9	COSTA DE GUERRERO
1943	2	22	22/02/1943	09:20:45	17.6	-101.1	33	7.4	COSTA DE GUERRERO
1979	3	14	14/03/1979	11:07:15	17.75	-101.263	25	7.4	COSTA DE GUERRERO
1996	7	15	15/07/1996	21:23:34	17.5	-101.12	22	6.6	COSTA DE GUERRERO
1908	10	13	13/10/1908	05:06:00	18	-102	0	6.9	COSTA DE MICHOACAN
1941	4	15	15/04/1941	19:09:51	18.85	-102.94	33	7.6	COSTA DE MICHOACAN
1985	9	19	19/09/1985	13:17:49	18.419	-102.468	15	8.1	COSTA DE MICHOACAN
1997	1	11	11/01/1997	20:28:26	18.34	-102.58	40	7.1	COSTA DE MICHOACAN
1918	6	7	07/06/1918	21:27:06	18.7	-103.3	33	6.6	COSTA DE MICHOACAN
1932	6	18	18/06/1932	10:12:10	19.5	-103.5	33	7.8	JALISCO-COLIMA
1973	1	30	30/01/1973	21:01:12	18.412	-103.019	24	7.6	COSTA DE MICHOACAN
1986	4	30	30/04/1986	07:07:19	18.361	-103.045	22	7	COSTA DE MICHOACAN
1932	7	25	25/07/1932	09:12:46	18.87	-103.93	33	6.9	COSTA DE MICHOACAN
1932	12	7	07/12/1932	16:22:09	19	-104	33	6.8	COSTA JALISCO-COLIMA
1806									
1818									
1837									
1875									
1900	1	20	20/01/1900	06:33:30	20	-105	33	7.4	COSTA JALISCO-NAYARIT
1932	6	3	03/06/1932	10:36:52	19.57	-104.42	33	8.2	COSTA JALISCO-COLIMA
1995	10	9	09/10/1995	15:35:54	18.993	-104.245	25	7.5	COSTA COLIMA

REGIÓN	t (años)	MEDIA t	σ	MEDIA (M)
GUERRERO CENTRAL		14.18	8.77	6.72
	8.66			
	17.20			
	9.96			
	6.86			
	28.21			
PETATLÁN		28.92	10.11	7.08
	33.33			
	36.08			
	17.35			
MICHOACÁN		38.49	16.78	7.43
	32.53			
	44.46			
	11.32			
COLIMA I		36.20	20.30	7.25
	14.04			
	40.65			
	53.90			
COLIMA II				
JALISCO		31.63	18.10	7.70
	12.00			
	19.00			
	38.00			
	25.00			
	32.39			
	63.39			

TABLA 4.6 DETALLES PARA LA OBTENCIÓN DE LOS DATOS DE LA FIGURA 4.2 (CONT.)



Gráfica 5.1 Aceleración máxima del terreno



Gráfica 5.1 Máxima aceleración del suelo

TASAS DE EXCEDENCIA EQUIVALENTES Y ESPECTROS ÓPTIMOS DE DISEÑO.

- MORELIA

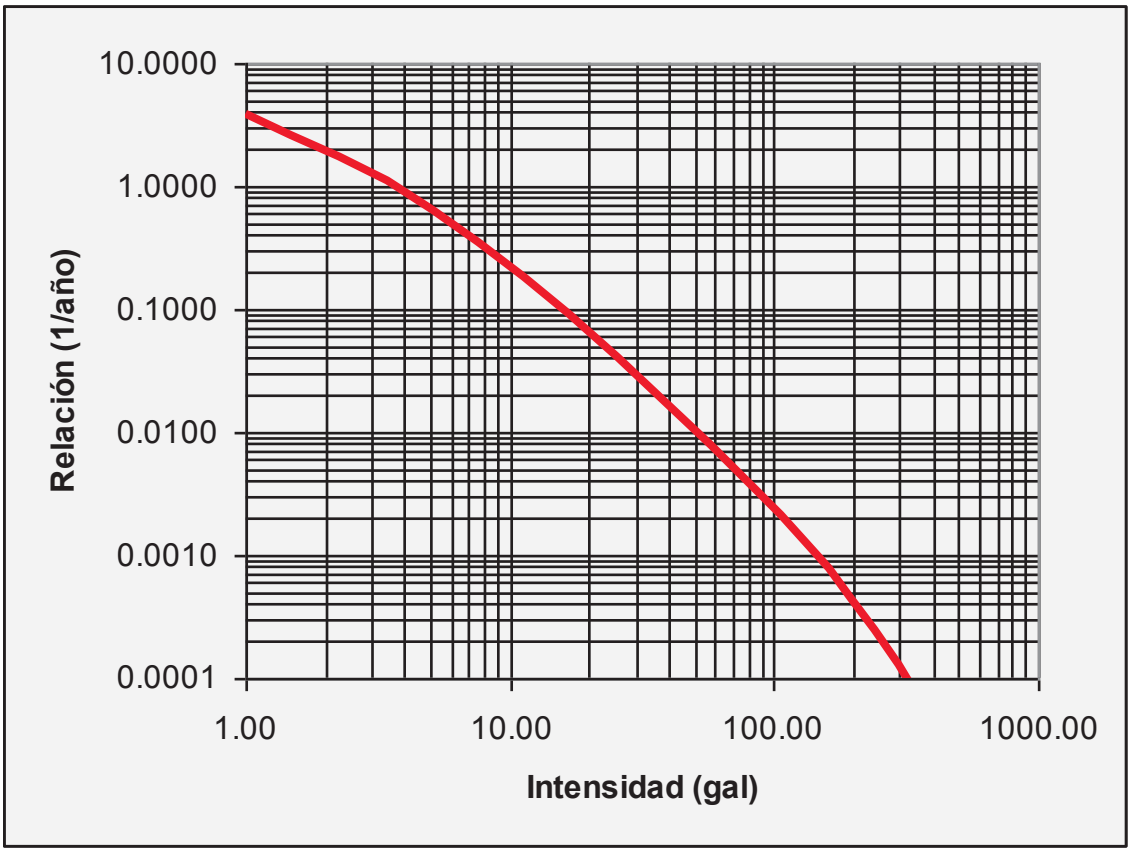


Fig. 5.1 Tasa de excedencia

Periodo (s)	Intensidad (gal)
0.005	107.00
0.150	244.00
0.300	248.00
0.500	220.00
1.000	177.00
2.000	128.00
3.000	97.40

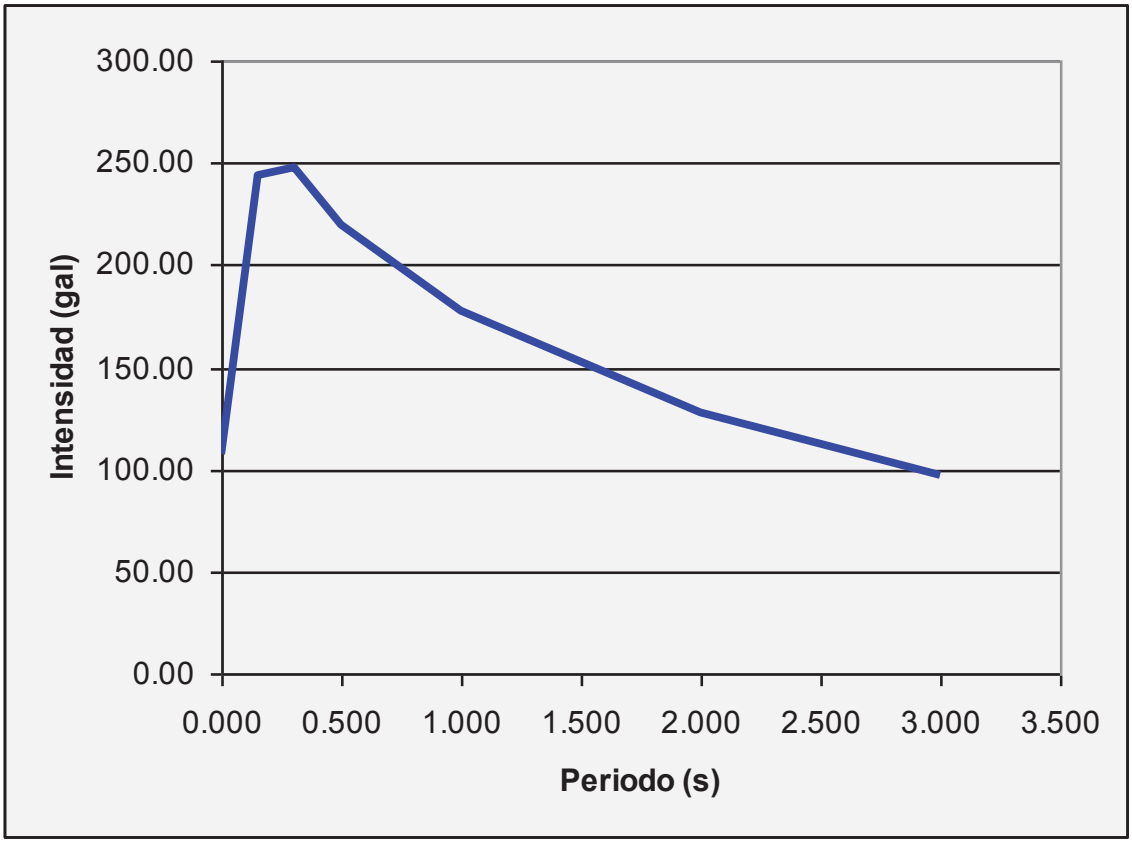


Fig. 5.2 Espectro de diseño para un periodo de retorno de 500 años

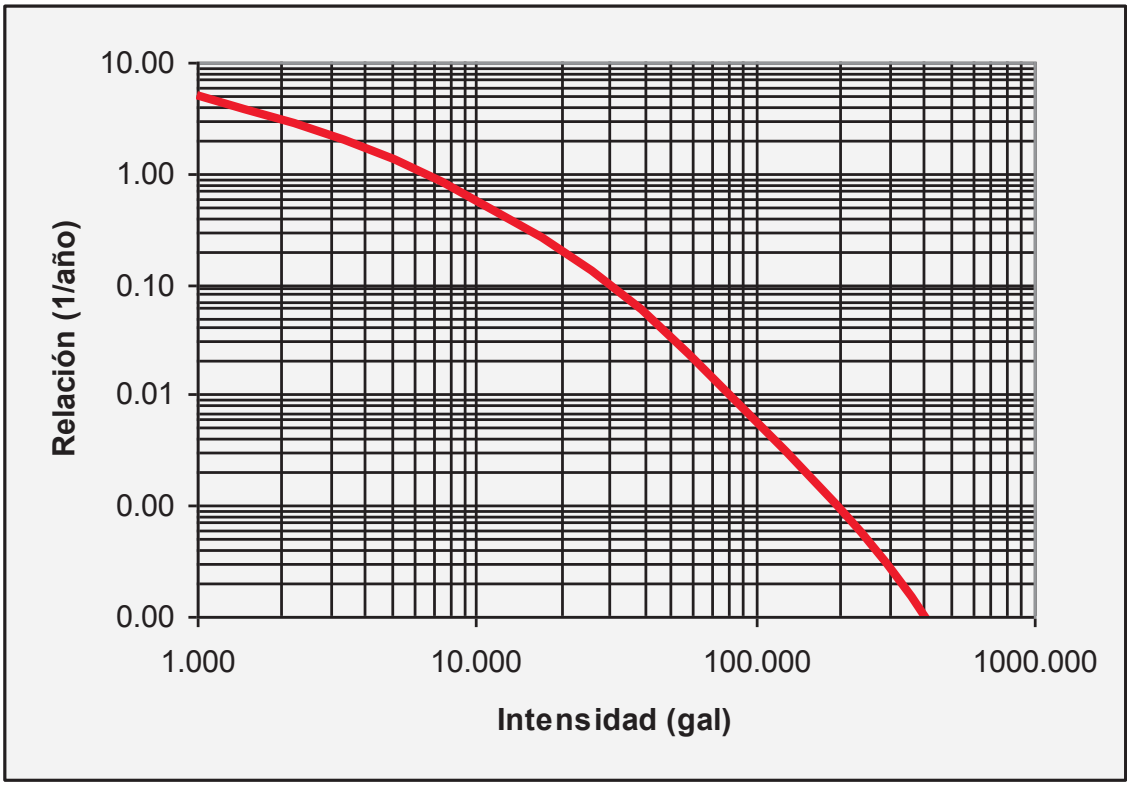


Fig. 5.3 Tasa de excedencia

Periodo (s)	Intensidad (gal)
0.005	80.20
0.150	178.00
0.300	204.00
0.500	176.00
1.000	133.00
2.000	90.70
3.000	68.90

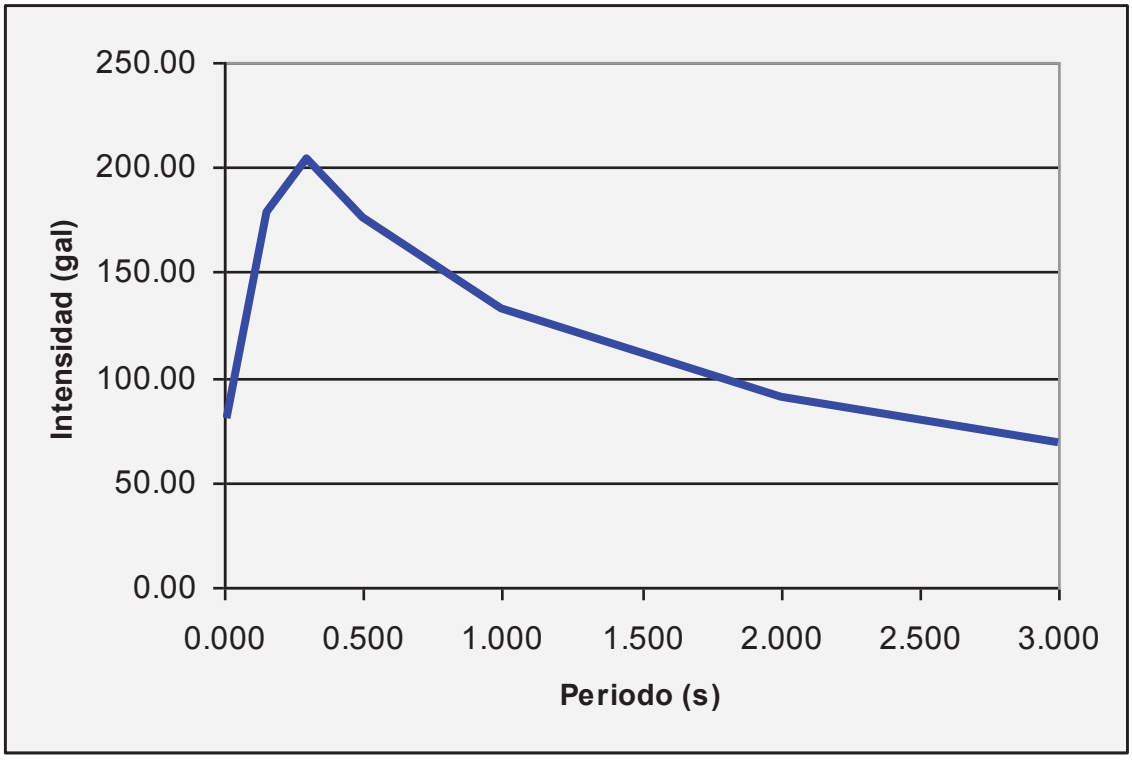


Fig. 5.4 Espectro de diseño para un periodo de retorno de 100 años

Periodo (s)	Intensidad (gal)
0.005	150.00
0.150	339.00
0.300	366.00
0.500	320.00
1.000	249.00
2.000	175.00
3.000	134.00

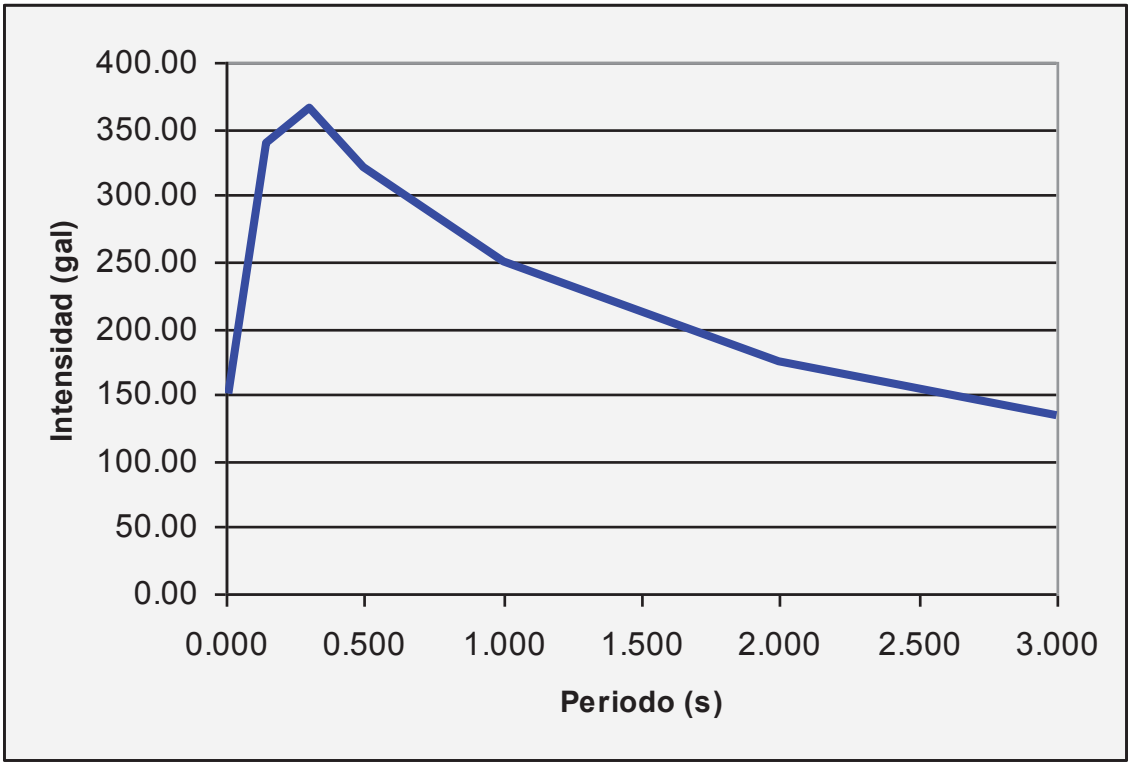


Fig. 5.5 Espectro de diseño para un periodo de retorno de 500 años

- ZAMORA

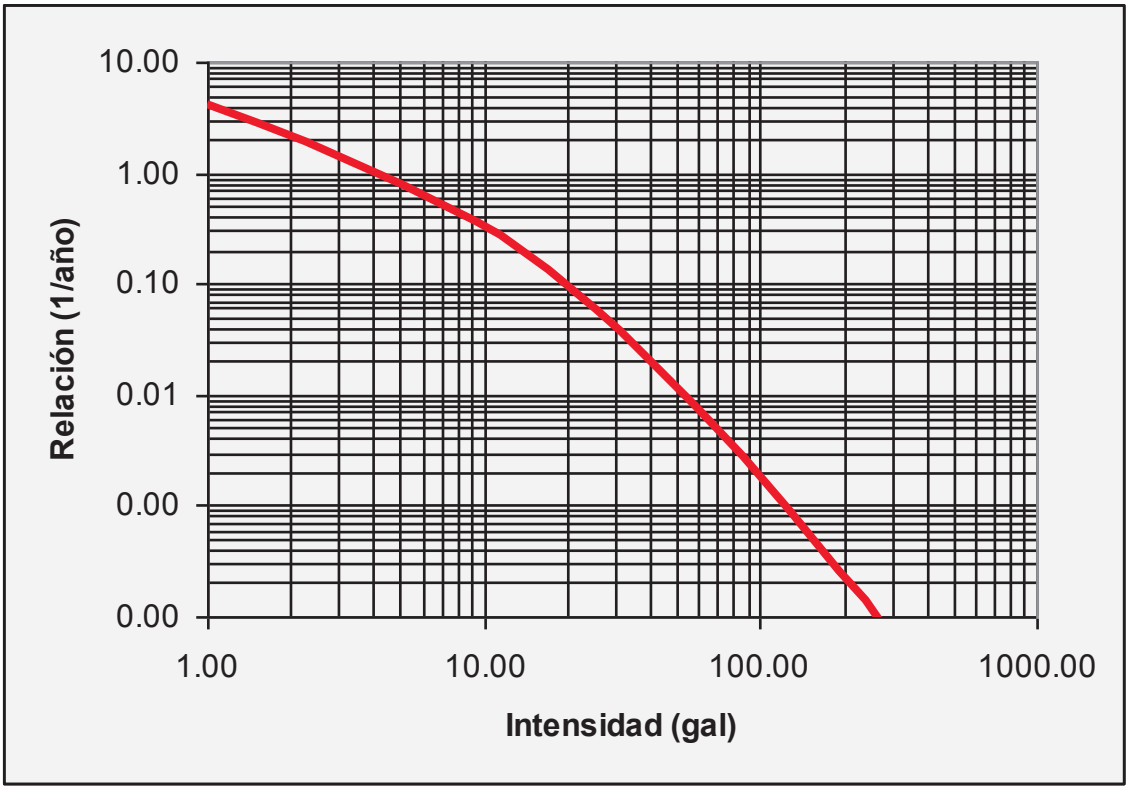


Fig. 5.6 Tasa de excedencia

Periodo (s)	Intensidad (gal)
0.005	52.20
0.150	107.00
0.300	130.00
0.500	116.00
1.000	91.30
2.000	64.80
3.000	50.40

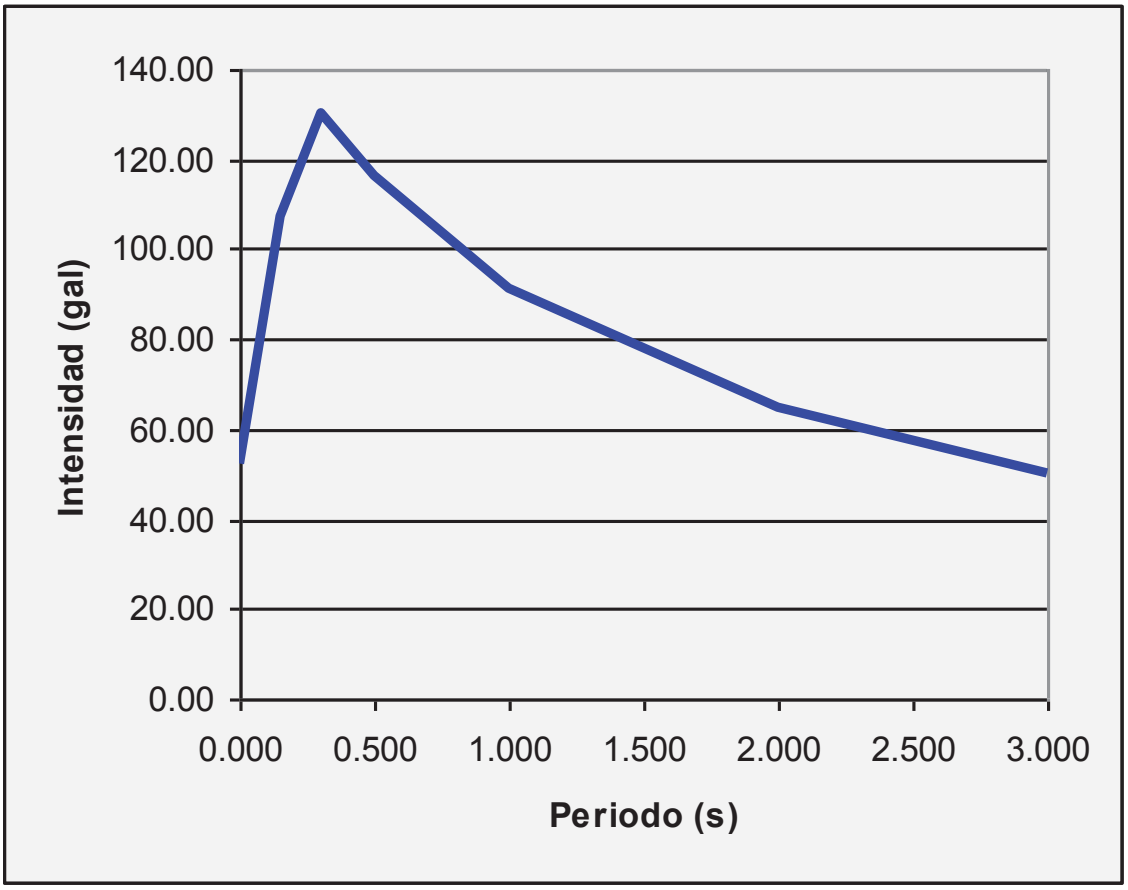


Fig. 5.7 Espectro de diseño para un periodo de retorno de 100 años

Periodo (s)	Intensidad (gal)
0.005	95.10
0.150	203.00
0.300	230.00
0.500	205.00
1.000	164.00
2.000	118.00
3.000	92.10

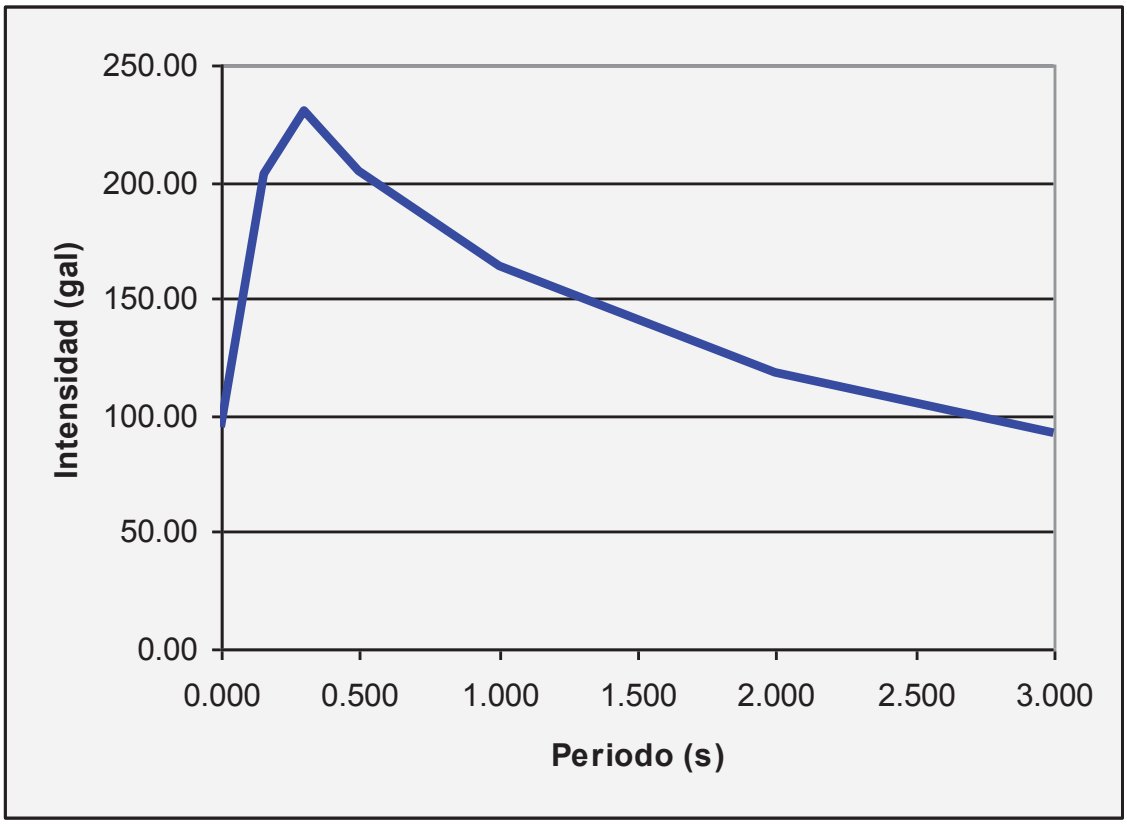


Fig. 5.8 Espectro de diseño para un periodo de retorno de 500 años