

INTENSIDADES SÍSMICAS PARA LA REGIÓN DE TIJUANA, BAJA CALIFORNIA, A PARTIR DEL POSIBLE ROMPIMIENTO DE LA FALLA LA NACIÓN (MW = 6.5)

José G. Acosta Chang y Juan Carlos Montalvo Arrieta

Depto. de Sismología, CICESE, A.P. 2732, Ensenada, B.C. E-mail: jchang@cicese.mx

RESUMEN

Se presenta un mapa de intensidades de Mercalli modificada para la región de Tijuana, Baja California, México, elaborado a partir de ecuaciones empíricas adecuadas a la región, considerando el rompimiento de una de las fallas geológicas que representa el mayor peligro para el área, La Nación ($M_w = 6.5$). Se ha incluido el efecto de sitio en el cálculo de las intensidades por medio de un término que depende de las velocidades superficiales de ondas de corte medidas en los diferentes suelos de la región. Los resultados son sensibles a las variaciones en los tipos de suelos. Se obtuvieron intensidades máximas de IX sobre los depósitos aluviales de las zonas centro y norte de Tijuana, donde se concentra la mayor cantidad de estructuras críticas y estratégicas. Los resultados de este estudio demuestran que la combinación de los factores de fuente sísmica y efecto de sitio representan un fuerte riesgo para la Ciudad de Tijuana. El mapa de intensidades predichas es la base para futuros trabajos de creación de escenarios sísmicos y elaboración de planes de prevención anti-sísmica en la región.

INTRODUCCIÓN

En algunas regiones con alto crecimiento demográfico y sujetas a peligro sísmico, no se cuenta con suficientes observaciones instrumentales que permitan realizar una microzonación de la respuesta sísmica. Este es el caso de la región que incluye a la Ciudad de Tijuana, Baja California, en donde existe la urgente necesidad de disponer de mapas del efecto sísmico sobre los suelos del área metropolitana, ya que el explosivo crecimiento urbano debe ser regulado tomando en cuenta el peligro sísmico esperado para las diferentes zonas de la región. Las condiciones topográficas y los tipos de suelos presentes en la ciudad hacen esperar graves peligros de inestabilidad del relieve topográfico y en las estructuras civiles; en particular, en aquellas estructuras cuyo desperfecto podría afectar gravemente a la población, debido a la creación de riesgo adicional al sísmico (estructuras críticas) y en las instalaciones que deben permanecer en operación después de un terremoto grande (estructuras estratégicas). Dada la inexistencia de datos instrumentales, para obtener un mapa con la distribución del peligro sísmico, es necesario recurrir a la predicción del movimiento esperado del suelo para el máximo terremoto probable. El éxito en la aplicación de las técnicas predictivas del movimiento del suelo depende de los siguientes factores:

- La existencia de ecuaciones predictivas obtenidas a partir de una adecuada base de datos sísmicos, o bien, la posibilidad de extender la aplicabilidad de ecuaciones ya existentes hacia otras zonas con características tectónicas similares a las de la región para la cual fueron elaboradas.
- Un buen conocimiento del marco sismotectónico de la región, para la ubicación precisa de los principales sistemas de fallas activas y sus características dinámicas.
- La microzonación detallada de los factores que controlan el efecto de sitio en la región.

Por definición, la intensidad sísmica es el parámetro de medición del tamaño de un terremoto que está más directamente correlacionado con los daños producidos en las estructuras civiles por la ocurrencia del sismo. Aunque en ingeniería sísmica ha sido una práctica común caracterizar el movimiento del suelo a través de un sólo parámetro, como la aceleración pico, ésta no resulta satisfactoria por las siguientes dificultades fundamentales: es inherentemente imposible describir un fenómeno complejo por medio de un solo parámetro, y ha sido documentada una gran cantidad de observaciones sobre la falta de correlación entre la aceleración pico y el umbral al que ceden las estructuras (Housner y Jennings, 1982).

Entre los intentos que se han realizado para caracterizar más apropiadamente el movimiento del suelo y su relación con los daños estructurales, está el empleo de parámetros múltiples. Esta alternativa es irrealizable cuando no existe una base de datos observados amplia, en tiempo y espacio. Ésto sucede en la región de Tijuana, por lo que en este trabajo se ha optado por utilizar la intensidad sísmica; en la cual, por definición, están condensados todos los efectos capaces de causar daño a las estructuras. Con las intensidades sísmicas se puede producir un mapa que sirva de base para la evaluación de daños estructurales esperados, la planificación del desarrollo urbano y la preparación de planes de prevención y respuesta ante un terremoto fuerte.

Reichle *et al.* (1990) y Reichle (1991) presentaron un escenario sísmico para la región San Diego-Tijuana, resultado del rompimiento propuesto para la falla Silver Strand ($M=6.8$) y predijeron intensidades de IX en el centro de San Diego y de VIII en el área urbana de Tijuana, estimadas con relaciones empíricas entre intensidad y aceleración pico; esta última, a su vez, fue estimada con un modelo numérico. En esos trabajos, el rompimiento de falla propuesto fue elegido por la cercanía de esta falla a la zona urbana de San Diego; el efecto de sitio fue introducido a través de una separación simple entre suelo firme y depósitos aluviales.

Sangines *et al.* (1991) presentaron un mapa de Intensidades de Mercalli Modificada (IMM) del área metropolitana de San Diego, para un rompimiento propuesto de la falla Rose Canyon ($M=7$), con un máximo de intensidad X en el centro de la Ciudad. Estos autores utilizaron una técnica predictiva para la aceleración máxima esperada sobre aluvión firme y aplicaron correcciones basadas en condiciones geológicas locales, y una relación empírica entre la aceleración y la intensidad de Mercalli.

Anderson *et al.* (1989) presentaron una discusión de mapas de isosistas observadas para el sur de California y norte de Baja California, generados a partir de los trabajos de Brazee y Cloud (1958), Stover y Von Hake (1981) y Toppozada *et al.* (1981) para tres sismos históricos de magnitudes mayores o iguales que 6.5, todos ellos ocurridos en sistemas de fallas alejados más de 100 km de Tijuana (Imperial (1979), San Miguel (1956) y algún punto entre Tecate y Mexicali, Baja California (1892)), que muestran intensidades máximas de VI para Tijuana. Agnew *et al.* (1979) reportaron un máximo de IMM=VII para la sismicidad histórica en la región desde 1800. El sismo de la falla Imperial 1979 ($M_s=6.5$), produjo intensidades máximas de IMM=V en el área de Tijuana (Reagor *et al.*, 1985).

Montalvo Arrieta (1996) presentó un análisis de estabilidad de laderas en la región de Tijuana, utilizando como factor de inestabilidad la energía sísmica esperada en la superficie del suelo a partir del rompimiento propuesto de la falla La Nación ($M_w=6.5$); concluyó que ese rompimiento produciría deslizamientos de laderas densamente pobladas y el cierre de algunas vías de comunicación importantes.

En trabajos previos realizados en las cercanías de la zona de estudios, se ha puesto énfasis en la estimación de los efectos sísmicos sobre la ciudad de San Diego, aun en aquellos trabajos que han incluido a la ciudad de Tijuana dentro de su área de estudio. Como consecuencia de ello, en esos trabajos se han propuesto los rompimientos de aquellas fallas que implican mayor peligrosidad para San Diego, como es el caso de la falla Silver Strand elegida por Reichle *et al.* (1990) y Reichle (1991). Ninguno de los trabajos previos incluye una clasificación detallada de suelos para la estimación del efecto de sitio en el área de Tijuana.

En este trabajo se presenta una cobertura más apropiada para la región de Tijuana, mediante la elección de la falla más peligrosa para esta ciudad y con un tratamiento de mayor detalle del efecto de sitio, el cual incluye una clasificación de los suelos y la medición *in situ* de las velocidades superficiales de ondas de corte (β).

METODOLOGÍA

En este trabajo, los tres factores del fenómeno sísmico: fuente, trayectoria y sitio son representados de la siguiente manera: el efecto de la trayectoria a través de la atenuación inelástica y la expansión geométrica (Joyner y Boore, 1981, 1982, 1988 y 1993); el efecto de sitio a través de relaciones

empíricas entre la amplificación del movimiento del suelo y la velocidad superficial de ondas de corte (Fumal y Tinsley, 1985; Joyner y Fumal, 1985); el efecto de fuente ha sido representado exclusivamente por la magnitud de momento y la geometría de la falla. No se han considerado efectos de directividad de la fuente por las siguientes razones: recientemente, Somerville *et al.* (1997); propusieron métodos para incluir el efecto de la directividad en las ecuaciones predictivas, tanto en amplitudes como en duraciones, y concluyeron que no es necesario incluir ese efecto para terremotos de magnitudes menores de 6.5 en fallas de cualquier tipo. De acuerdo con los mismos autores, en los terremotos de cualquier magnitud ocurridos en fallas con deslizamiento normal (como La Nación), no son necesarias las consideraciones de directividad en las áreas que se localizan fuera de los extremos de la falla, hasta un límite que forma un ángulo horizontal de 22.5° con la normal al rumbo en cada extremo de la falla. La configuración geométrica entre la falla La Nación y la región estudiada es tal, que esta última queda situada dentro de la zona que Somerville *et al.* (1997) consideraron libre de efectos de directividad.

Se ha demostrado en diversos trabajos (Esteve y Rosenblueth, 1964; Newmark y Rosenblueth, 1976; Trifunac, 1976; Kanai, 1983; Sangines *et al.*, 1991) que existe una clara correlación entre las intensidades sísmicas y los parámetros cuantitativos del movimiento del suelo, como la aceleración y la velocidad máximas. Esto ha dado origen a varios métodos para estimar la intensidad sísmica a partir de parámetros cuantitativos del movimiento del suelo. Uno de esos métodos es el de Esteve y Rosenblueth (1964), que se basa en la correlación entre la IMM y la velocidad pico del movimiento del suelo.

La microzonación del daño sísmico con el uso de relaciones empíricas como la de Esteve y Rosenblueth (1964) será apropiada si se dispone de un conjunto adecuado de datos, con valores de velocidad del movimiento del suelo distribuidos en un arreglo denso de puntos dentro del área que se pretende microzonar. Lo ideal sería obtener esos valores de velocidad a partir de registros instrumentales con una red muy densa de estaciones sismológicas, pero al no existir ésta, puede recurrirse al empleo de técnicas predictivas del movimiento del suelo, siempre y cuando existan ecuaciones empíricas o analíticas lo suficientemente validadas para la región de interés.

En este trabajo, la estimación de los valores de IMM para la región de Tijuana se llevó a cabo usando la relación propuesta por Esteve y Rosenblueth (1964). Es posible determinar los valores de IMM en puntos dentro de una región a partir de los valores de aceleración máxima del movimiento del suelo en esos puntos. Sin embargo, esa aceleración no necesariamente es un buen indicador de los efectos estructurales (Housner y Jennings, 1982). Existe una mayor correlación entre los efectos en las estructuras y otros parámetros sísmicos, en particular con el espectro de respuesta de velocidad relativa (o pseudovelocidad) y con la velocidad máxima del suelo (Newmark y Rosenblueth, 1976). Otro aspecto importante es la ausencia de una correlación clara entre los residuales de la aceleración máxima (valores

observados menos los calculados sin efecto de sitio) y β ; la cual existe para los casos de los espectros de respuesta y la velocidad máxima del terreno (Joyner y Fumal, 1985). Debido a ese problema de falta de correlación, las ecuaciones predictivas de la aceleración máxima, aplicables en el sur de California, no incluyen un término para considerar el efecto de sitio, como es el caso de la ecuación de Joyner y Fumal (1985) y Joyner y Boore (1981, 1982, 1988, 1993), o bien, lo incluyen de forma sólo aproximada (Reichle *et al.*, 1990 y Reichle, 1991, basados en el modelo de Evernden, 1973). Debido a esto, se eligió utilizar la velocidad pico del movimiento del suelo como el parámetro para la estimación de las intensidades sísmicas, a través de la ecuación de Esteva y Rosenblueth (1964), la cual es válida hasta IMM=IX y sobrestima IMM para valores de intensidad mayores.

$$I = \frac{\log 14 v}{\log 2} \quad (2)$$

donde: I = Intensidad de Mercalli Modificada.

v = velocidad horizontal máxima del movimiento del suelo (cm/s)

La velocidad horizontal máxima del movimiento del suelo, con inclusión del efecto de sitio, fue calculada utilizando la ecuación predictiva propuesta por Joyner y Boore (1981, 1982, 1988, 1993) y Joyner y Fumal (1985) para el oeste de Norteamérica:

$$\log v = 2.17 + 0.49(M - 6) - \log r - 0.0026r - 0.45 \log \left(\frac{\beta}{\beta_0} \right) \quad (1)$$

donde: v = velocidad horizontal máxima del movimiento del suelo (cm/s)

$$r = \sqrt{16 + d^2}$$

d = distancia mínima a la proyección superficial de la falla (km)

M = magnitud de momento

β = velocidad de propagación de las ondas de corte en los materiales someros (profundidad $\approx 1/4$ de longitud de onda sísmica)

$$\beta_0 = 1190 \text{ m/s}$$

Algunos autores (Fumal y Tinsley, 1985; Borchardt *et al.*, 1978; Joyner y Fumal, 1985) han encontrado experimentalmente una fuerte correlación inversa entre la velocidad superficial de ondas de corte y la amplificación del movimiento del suelo. La teoría sismológica predice tal efecto, ya que en un medio homogéneo, isotrópico y perfectamente elástico, la energía sísmica que viaja a lo largo de un tubo de rayos es inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la impedancia acústica (ρv). Las variaciones en la densidad (ρ) suelen ser pequeñas y correlacionables con la velocidad de propagación (v) (Aki y

Richards, 1980; Bullen y Bolt, 1985), por lo que la amplitud en la superficie, donde se esperan ángulos de incidencia pequeños, será proporcional a la raíz cuadrada del inverso de la velocidad de propagación en los materiales cercanos al sitio de observación.

Para el sur de California, misma provincia tectónica que la región de Tijuana (Legg *et al.*, 1991; Berguer y Schug, 1991), se han derivado relaciones empíricas entre velocidades y amplificaciones (Joyner y Fumal, 1985). Para la derivación del término que representa al efecto de sitio, esos autores partieron de una base de datos consistente en observaciones del movimiento del suelo y valores de β para puntos situados en diferentes tipos de suelos; estimaron los residuales entre los valores observados y los predichos cuando se supone la presencia de roca en todos los puntos. Una regresión lineal entre los logaritmos de los residuales y los logaritmos de β arroja los valores de los coeficientes del término de sitio. El valor β_0 igual a 1190 m/s resulta como parámetro de ajuste en dicha regresión. Si se dispone de mapas con la distribución de β , se pueden emplear tales relaciones para preparar mapas de la amplitud del movimiento del suelo, tomando en cuenta el efecto de sitio.

ÁREA DE ESTUDIO

La Figura 1 muestra la ubicación del área de estudio, que incluye la zona metropolitana de Tijuana, Baja California, México. Esta región se encuentra situada al noroeste del estado de Baja California e incluye hacia el norte la parte sur del área metropolitana de San Diego, California, E. U. A., y hacia el sur la población de Rosarito. Al oeste colinda con el océano Pacífico y al este con la ciudad de Tecate.

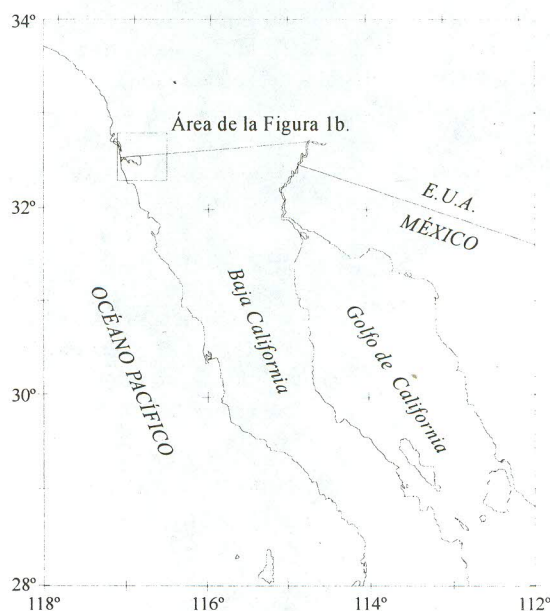


Figura 1.a. Ubicación general del área de estudio con respecto a la Península de Baja California; el recuadro indica la posición del mapa de la Figura 1.b.

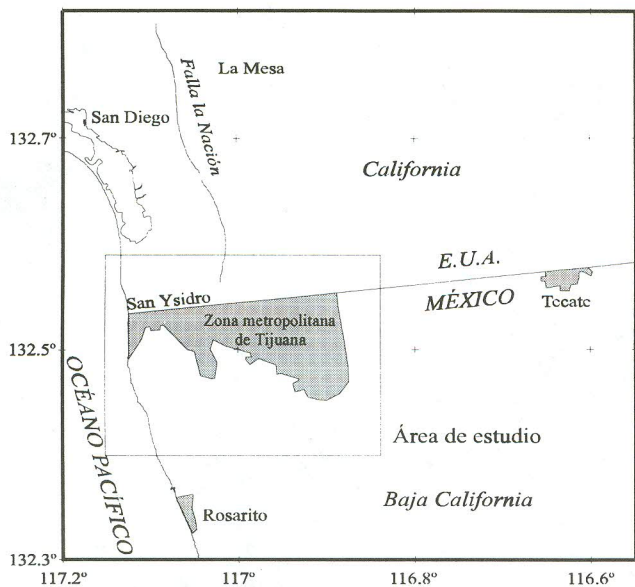


Figura 1.b. Ubicación regional del área de estudio (recuadro), en la cual está incluida la zona metropolitana de la Ciudad de Tijuana. La línea discontinua delimita la zona con depósitos aluviales del Río Tijuana y Arroyo Alamar. También se muestra la ubicación de la Falla la Nación, cuyo rompimiento se propone en este trabajo.

TECTÓNICA

La región de estudio está incluida dentro de la llamada zona de cizalla del sur de California (Legg, *et al.*, 1991; Berguer y Schug, 1991), y está expuesta al peligro sísmico originado en varias provincias sismogénicas. La sismicidad capaz de afectar al norte de Baja California y sur de California se origina principalmente en los siguientes sistemas de fallas activas (Figura 2): en el oriente, dentro del valle Mexicali-Imperial, los sistemas de fallas Imperial, Cerro Prieto, Cucapá y Laguna Salada; a lo largo del Macizo Rocosó Peninsular, las fallas Agua Blanca y Tres Hermanos y el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos-Calabazas; asociada al escarpe del Golfo de California, la falla San Pedro Mártir; al escarpe de la Sierra Juárez, las fallas del mismo nombre; al noroeste de la región, el sistema de fallas Rose Canyon-Silver Strand; al norte, la falla La Nación; hacia el oeste, sobre la plataforma continental del Pacífico, las fallas Coronado Banks y San Clemente (Suárez-Vidal *et al.*, 1991; Munguía y Vidal, 1991; Anderson *et al.*, 1989; Wesnousky, 1986).

SISMICIDAD

Frez y González (1991) concluyeron que la microsismicidad ($M_L < 3.0$) está dominada por enjambres y está bien correlacionada con las fallas mencionadas anteriormente, además de que la mayor parte de los terremotos con $M_L > 6.0$ ocurren a lo largo de las fallas Cerro Prieto, Imperial y San Miguel.

La Figura 3 muestra la sismicidad asociada a las principales zonas sismogénicas situadas dentro y en las vecindades de la región de estudio. En los alrededores de la región de Tijuana-

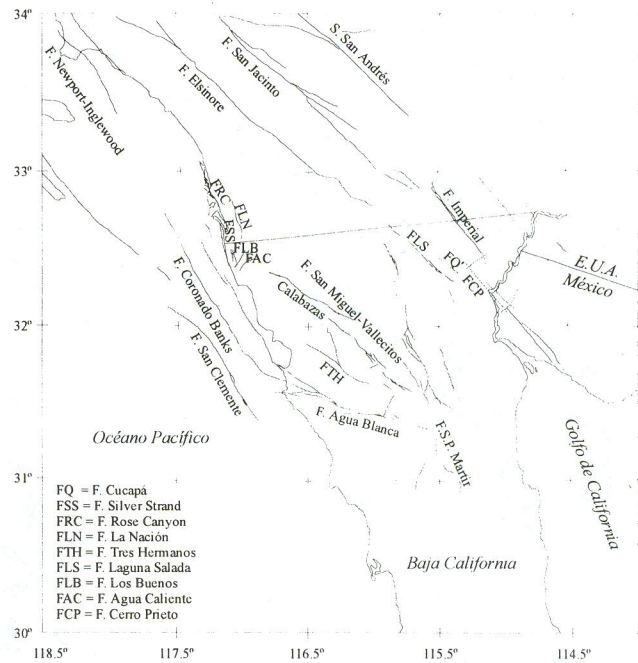


Figura 2. Mapa tectónico del norte de Baja California y sur de California que muestra las principales fallas activas.

San Diego existe una significativa sismicidad asociada a varios sistemas de fallas, como San Miguel-Vallecitos-Calabazas. Por otra parte, las fallas situadas dentro de la región de estudio o muy próximas a ella, tales como los sistemas Rose Canyon-Silver Strand y La Nación, no muestran una clara sismicidad.

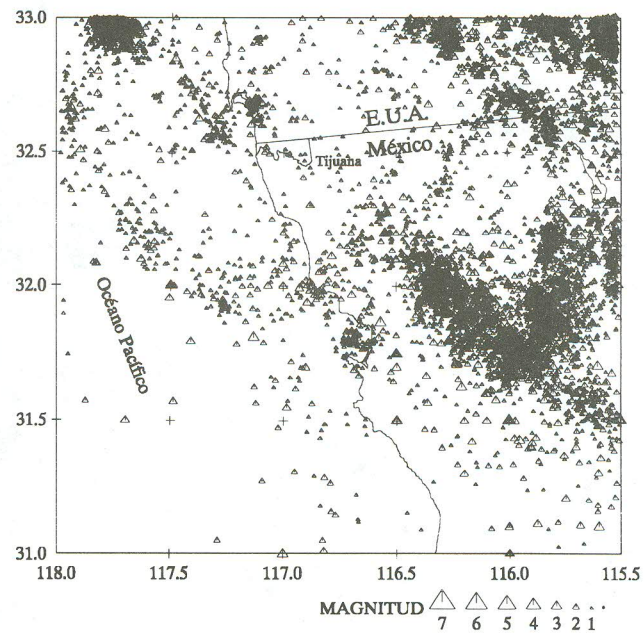


Figura 3. Mapa que muestra la sismicidad del norte de Baja California y sur de California (M2), para el periodo 1937-1997, obtenida del catálogo de Caltech. (La escala de magnitudes se encuentra en el ángulo inferior de la figura).

Algunos autores como Agnew *et al.* (1979), han hecho notar que la sismicidad histórica en la región Tijuana-San Diego es baja en comparación con la sismicidad de toda el área del sur de California y norte de Baja California. Debido a esa quietud sísmica relativa, con frecuencia ha sido calificada esta zona como incapaz de generar sismos con un potencial de daño significativo. Esta calificación se debe al hecho de que las localizaciones exactas de las fallas presentes dentro de la región son poco conocidas por la presencia de zonas urbanizadas o con depósitos aluviales recientes. Esto ocasiona que el conocimiento del peligro sísmico sea incompleto, aun cuando se conozcan las tendencias generales de los principales sistemas de fallas. En años recientes esta interpretación ha cambiado debido a las evidencias concluyentes sobre la actividad en el Holoceno de los sistemas de fallas Rose Canyon-Silverstrand y de la falla La Nación, aportadas por estudios de trincheras en las trazas de estas fallas (Reichle *et al.*, 1990; Lindvall *et al.*, 1990; Treiman, 1984 y 1989; Schug, 1989; Wesnousky, 1986; Anderson *et al.*, 1989; Raines *et al.*, 1990; Artim y Pinckney, 1973; Lindvall y Rockwell, 1995).

Existe una aparente contradicción entre la baja actividad sísmica registrada instrumentalmente en la región y las evidencias de desplazamientos de las fallas durante el Holoceno. Reichle *et al.* (1990) trataron de explicar lo anterior aduciendo que la falta de sismicidad de fondo se debe a un periodo de quietud actual en las fallas, lo cual no implica que los sistemas de fallas asociados a la región no sean peligrosos, sino más

bien que los periodos de recurrencia promedio para terremotos en la región son mayores que la historia de registros instrumentales. Mendoza *et al.* (1992) analizaron la posibilidad de variaciones en la tasa de actividad sísmica reportada en la región, debidas a cambios en la cobertura instrumental del área y concluyeron que no existe variación significativa que pueda ser correlacionada con esa cobertura.

LITOLOGÍA

El basamento en la región de Tijuana está constituido por las secuencias vulcanosedimentarias de la formación Alisitos (Cretácico), rocas ígneas intrusivas del Batolito Peninsular y rocas sedimentarias de la Formación Rosario (Cretácico Superior) (Gastil *et al.*, 1975 y Flynn, 1970). Las formaciones postbatolíticas que sobreyacen al basamento están constituidas por intercalaciones de rocas vulcanoclásticas y sedimentarias de la formación Rosarito Beach y por rocas sedimentarias de las formaciones San Diego y Lindavista del Plio-Pleistoceno (Minch, 1967; Aragón, 1994; Delgado-Argote *et al.*, 1996; Montalvo Arrieta, 1996).

Superficialmente, existen depósitos aluviales del Plio-Cuaternario asociados a los arroyos y cañones que atraviesan el área, como los cauces del Arroyo Alamar y del Río Tijuana. La Figura 4 muestra la distribución de la litología superficial, que conforma los diferentes tipos de suelos de la región.

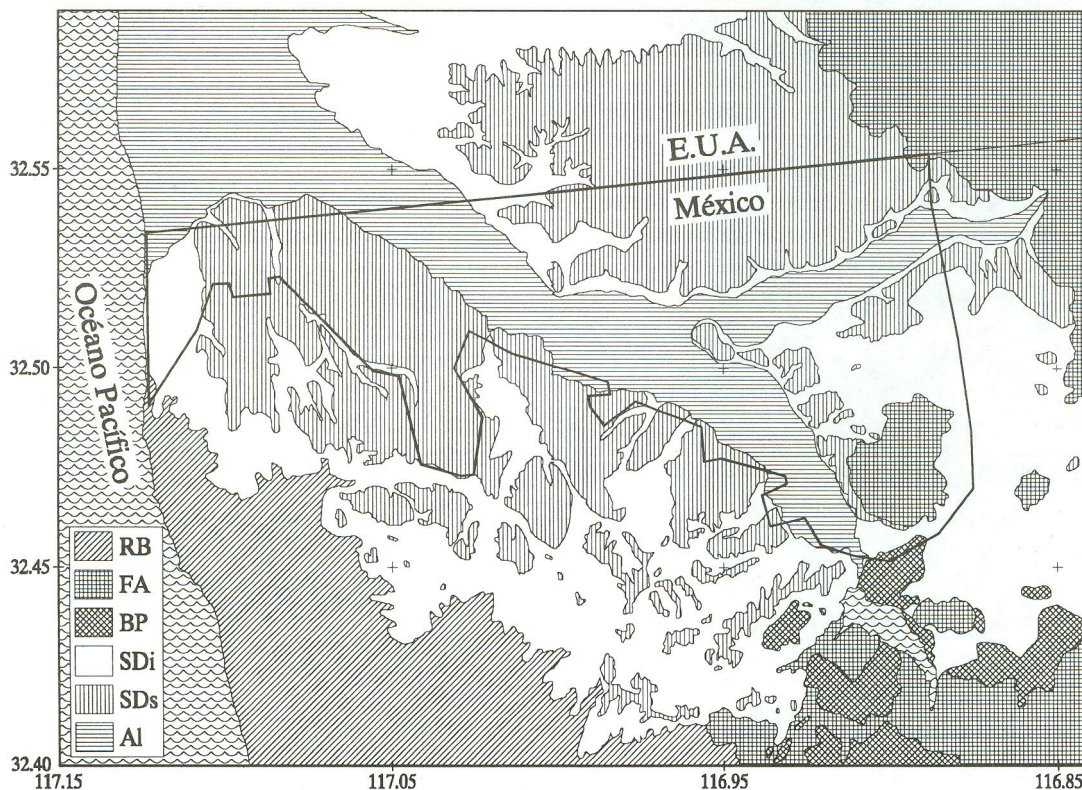


Figura 4. Distribución de las formaciones geológicas que afloran en el área de estudio, Rosarito Beach (RB), Alisitos (FA), Batolito Peninsular (BP), San Diego Inferior (SDi), San Diego Superior (SDs) y Aluvién (Al). Elaborado a partir de cartas geológicas de INEGI (1976, escala 1:50,000); Gastil *et al.* (1975); Aragón (1994); Delgado *et al.* (1996); Montalvo Arrieta (1996).

DATOS

Las consideraciones expuestas sobre la sismicidad asociada a la región de estudio, deja clara la necesidad de considerar la posibilidad del rompimiento de aquella falla sobre la cual existen evidencias de actividad en el Holoceno, y cuyo rompimiento represente el mayor peligro para la región de estudio. Esto nos conduce a presentar el panorama del peor caso posible desde el punto de vista de los efectos sísmicos. Asociadas a la región de estudio existen varias fallas capaces de generar sismos significativos; sin embargo, para algunas de éstas no existen datos completos o fidedignos sobre los parámetros geométricos y dinámicos necesarios para aplicar ecuaciones predictivas. Por ello, la falla cuyo rompimiento propuesto permite fabricar un mapa de intensidades esperadas, se ha seleccionado entre las más peligrosas para las cuales existen en la literatura los parámetros necesarios.

Se propone el rompimiento de la Falla La Nación por las siguientes razones:

- 1) su posición implica un riesgo alto para la región de Tijuana;
- 2) su longitud probable de rompimiento es lo suficientemente grande para generar sismos de magnitud mayor de 6;
- 3) ha mostrado evidencias de actividad en el Holoceno (Artim y Pinckney, 1973).

El rompimiento de la Falla La Nación produciría fuertes daños sobre las zonas urbanas de Tijuana con la mayor densidad de población y donde están asentados comercios, edificios públicos y de asistencia, los aeropuertos civil y militar y las garitas internacionales (zonas norte y centro de Tijuana).

La Figura 1 muestra la ubicación de la Falla La Nación, la cual se extiende en su extremo norte hasta La Mesa y hacia el sur hasta San Ysidro, California, perdiéndose su rastro aproximadamente a 2 km al norte de la frontera internacional México-Estados Unidos. La Tabla 1 muestra los parámetros geométricos y dinámicos para esta falla (Reichle *et al.*, 1990; Lindvall *et al.*, 1990; Treiman, 1984, 1989; Schug, 1989; Wesnousky, 1986; Anderson *et al.*, 1989; Raines *et al.*, 1990; Artim y Pinckney, 1973), los cuales fueron empleados para la estimación del momento sísmico con la ecuación (3) (Aki y Richards, 1980) y la magnitud de momento con la ecuación (4) (Hanks y Kanamori, 1979).

$$M_o = \mu \bar{U} A \quad (3)$$

donde:

M_o = momento sísmico (dinas-cm),

μ = módulo de rigidez promedio para la corteza $\approx 3 \times 10^{11}$ dinas/cm²,

$\bar{U}$ = desplazamiento promedio sobre la falla (cm),

A = área del plano de la falla (cm²).

Con base en lo anterior, la magnitud de momento (M_w) es:

$$M_w = \left(\frac{\log M_o}{1.5} \right) - 10.73 \quad (4)$$

La magnitud de momento obtenida es de 6.5 (ver Tabla 1).

Tabla 1. Parámetros de la Falla La Nación, cuya ruptura se propone (Reichle *et al.*, 1990; Lindvall *et al.*, 1990; Treiman, 1984 y 1989; Schug, 1989; Wesnousky, 1986; Anderson *et al.*, 1989; Raines *et al.*, 1990; Artim y Pinckney, 1973). La última columna muestra el valor calculado en este trabajo para la magnitud máxima esperada por el rompimiento de la falla en toda su extensión.

Falla	Tipo de falla	Longitud estimada (km)	Anchura (km)	Desplazamiento promedio (cm)	Magnitud máxima esperada
La Nación	normal	28	12	80.64	6.5

Para incluir el efecto de sitio en las predicciones de la velocidad máxima del movimiento del suelo, se obtuvieron los valores de las velocidades superficiales de ondas de corte β en los diferentes tipos de suelos existente en la región de estudio. Para ello, se clasificaron los suelos en siete tipos diferentes, indicados en la Tabla 2. Existen valores reportados de β para el estado de California (Fumal y Tinsley, 1985), en materiales similares a los encontrados en la clasificación de la Tabla 2; sin embargo, para un mismo tipo de material se suelen encontrar variaciones significativas en los valores de β , por lo que en la región de Tijuana se llevaron a cabo mediciones *in situ* de esas velocidades. Se hicieron 14 perfiles cortos de refracción dentro de la región, sobre los siguientes suelos: 3 en aluvión, 2 en arenisca, 4 en arenisca-conglomerado, 2 en limolita-arenisca, 1 en basalto, 1 en andesita y 1 en granito. Se utilizó un sismógrafo digital de 24 canales, con longitud de tendido de 115 m. Como fuente de ondas de corte se aplicaron golpes horizontales, con marro, en las paredes verticales de trincheras practicadas en el suelo. La Tabla 2 presenta las velocidades β promedio obtenidas en cada uno de los siete tipos de suelos, como comparación también se muestran los valores reportados en la literatura para el sur de California. La Figura 5 muestra los contornos de igual velocidad superficial de ondas de corte.

Tabla 2. Valores de las velocidades superficiales de ondas de corte (β) de acuerdo a los tipos de suelo presentes en la región. La segunda columna muestra los valores promedio encontrados en la literatura para California. La tercera columna muestra los valores promedio medidos con perfiles cortos de refracción en la región de estudio.

Tipo de suelo	β promedio en la literatura (m/s)	β medida en la región (m/s)
aluvión	195	188
basalto	500	500
limolita-arenisca	250	226
arenisca-conglomerado	315	393
conglomerado	300	300

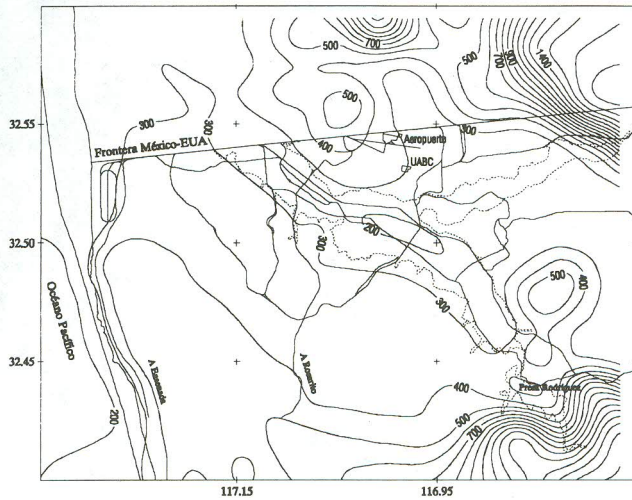


Figura 5. Contornos de la velocidad de propagación de ondas de corte (m/s) en los materiales superficiales de la región de estudio, verificadas en los diferentes tipos de suelos de la región con perfiles cortos de refracción.

Los parámetros de falla de la Tabla 1 fueron sustituidos en las ecuaciones (3) y (4), y la magnitud resultante, junto con los valores de β de la Tabla 2, fueron sustituidos en la ecuación 1 para la estimación de los valores de la velocidad horizontal máxima del movimiento del suelo en 2470 puntos distribuidos dentro de la región de estudio. Estas operaciones se realizaron con un programa computacional que estima las distancias más cortas entre la proyección superficial de la falla propuesta y cada uno de los puntos de cálculo. Los resultados de este proceso se presentan en el mapa de contornos de isovelocidad de la Figura 6.

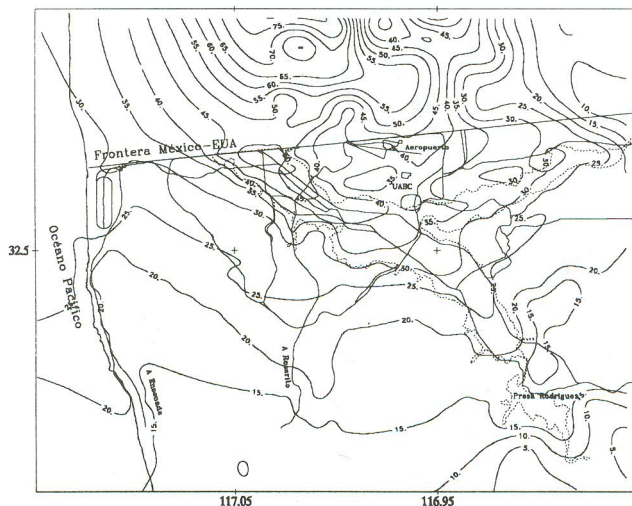


Figura 6. Distribución de los valores de la velocidad horizontal máxima (cm/s) del movimiento del suelo, con efecto de sitio, a partir del rompimiento propuesto de la Falla la Nación ($M_w = 6.5$). Contornos construidos a partir de una rejilla de 2470 puntos donde se calcularon las velocidades.

A partir de estos datos de velocidades máximas, se estimaron los valores de intensidades sísmicas esperadas en la

región como consecuencia del rompimiento de la Falla La Nación ($M_w=6.5$), con base en la ecuación 2. La Figura 7 muestra los valores de intensidades sísmicas sin efecto de sitio, obtenidas al eliminar los valores de β (último término de la ecuación 1). La Figura 8 muestra los contornos de isosistas con efecto de sitio, estimadas al incluir las velocidades β .

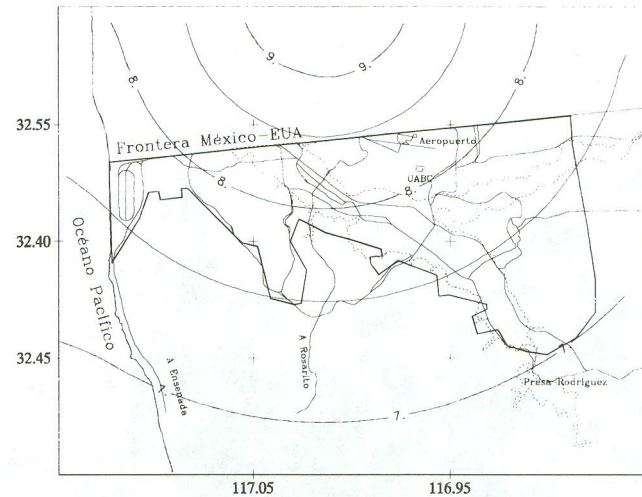


Figura 7. Distribución de las isosistas esperadas, sin efecto de sitio, en el área de estudio, obtenidas a partir del rompimiento propuesto de la Falla la Nación ($M_w = 6.5$).

DISCUSIÓN

Es pertinente hacer las siguientes observaciones sobre los mapas predictivos de intensidades sísmicas:

- Sirven para la caracterización de la respuesta sísmica esperada en la región de interés.
- Sirven para la delimitación de zonas propensas a daños fuertes.
- La distribución de los valores de intensidades sísmicas predichos no debe ser usada como criterio único y definitivo para el diseño de estructuras resistentes a sismos, sino que debe emplearse junto con otro tipo de observaciones sísmicas con el fin de validar la distribución propuesta para el daño.
- Los mapas deben ser usados como guías para llevar a cabo estudios específicos en las zonas marcadas con alto potencial de daño.

La Figura 7 pertenece al tipo de mapas que se basaban en la consideración de dos de los tres factores que intervienen en el fenómeno sísmico; en las características de la fuente, expresadas por medio de la geometría de la falla y la magnitud de momento; y en las características de la trayectoria de propagación, expresadas por medio de las leyes de atenuación inelástica y expansión del frente de onda.

El tercer factor del fenómeno sísmico, obviado en el mapa de isosistas de la Figura 7, se refiere al efecto de las condiciones locales o efecto de sitio. La distribución de intensidades muestra

una dependencia clara con las características geométricas de la falla y el decaimiento con la distancia, uniforme en todas direcciones. El empleo de un mapa de este tipo para propósitos de microzonación de los daños esperados, puede conducir a serios errores de juicio cuando se aplican sus valores al diseño de estructuras críticas y estratégicas.

En contraste, la Figura 8 muestra el mapa de isosistas predicho con la inclusión del efecto de sitio. El decaimiento de la intensidad con la distancia se comporta ahora de manera irregular en comparación con el mostrado en el mapa de la Figura 7, debido a las variaciones en el tipo de suelo.

El efecto más notable se presenta en aquellas zonas donde existen suelos blandos, con una consecuente baja velocidad β . El efecto de sitio en esas zonas se manifiesta como un incremento en los valores de intensidad sísmica, tal como sucede en la zona de depósitos aluviales del río Tijuana, en donde la isosista de intensidad IX se prolonga en dirección sureste, delineando adecuadamente esa zona. La correlación entre los tipos de suelos y la distribución de intensidades es clara al comparar los mapas de las Figuras 4, 5 y 8.

Las velocidades β , medidas con perfiles cortos de refracción, resultaron prácticamente iguales a las reportadas por Fumal y Tinsley (1985) para California (con perfiles sísmicos verticales en pozos), lo que asegura que la técnica utilizada en este trabajo permite obtener estimaciones adecuadas de β hasta profundidades del orden de decenas de metros. Esto es importante ya que los perfiles cortos de refracción son fáciles y rápidos de aplicar en cualquier punto de interés, comparados con los perfiles de pozos.

CONCLUSIONES

Se ha obtenido un mapa de isosistas esperadas para la región de Tijuana, Baja California, como consecuencia del posible rompimiento de la Falla La Nación ($M_w = 6.5$). La ecuación predictiva empleada en los cálculos, la cual incluye el efecto de sitio, produjo resultados sensibles a las variaciones en los tipos de suelo presentes en la región de estudio.

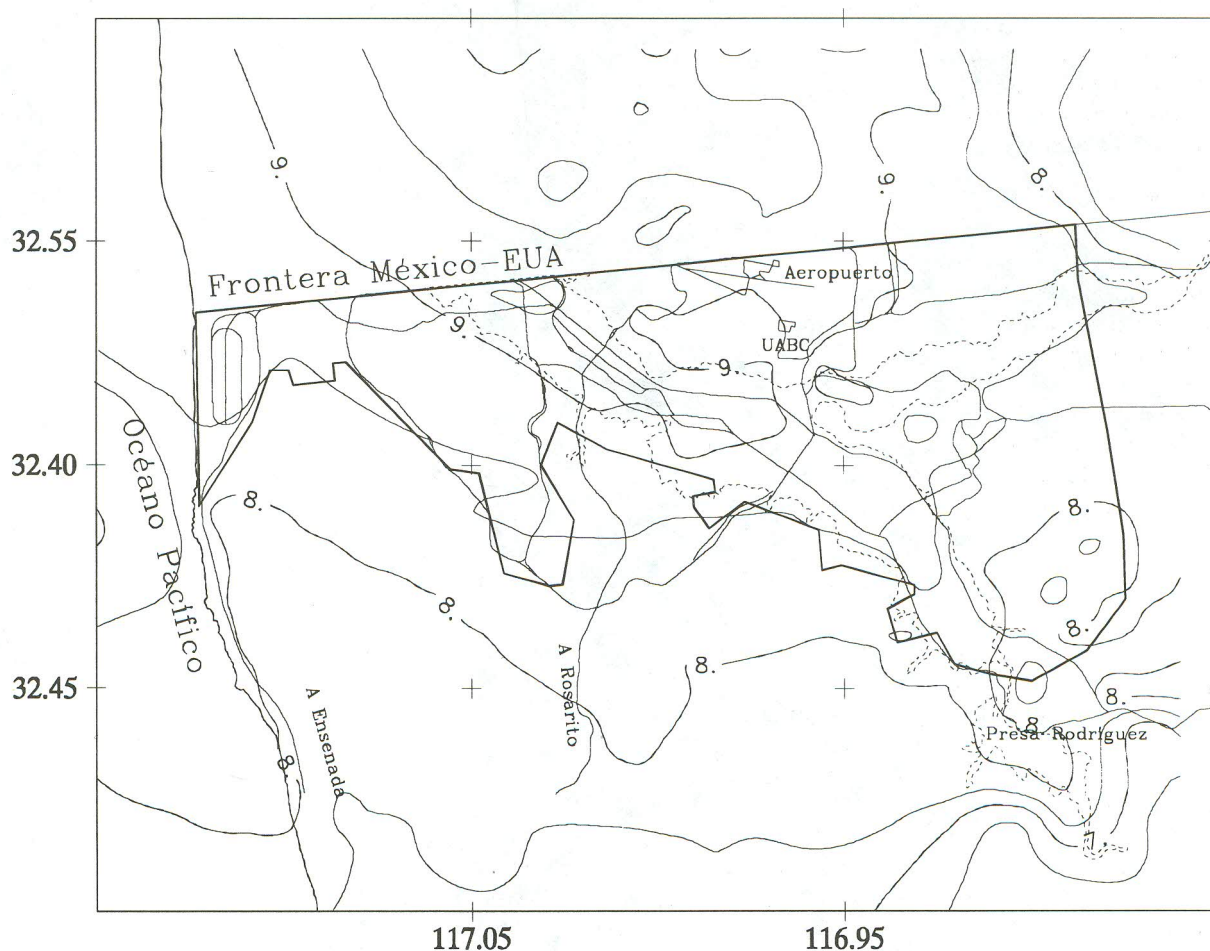


Figura 8. Distribución de las isosistas esperadas, con efecto de sitio, en el área de estudio, obtenidas a partir del rompimiento propuesto de la Falla la Nación ($M_w = 6.5$).

Dentro de la región de Tijuana, la intensidad máxima estimada es de IX, y se localiza en la zona del cauce del río Tijuana y de los aeropuertos civil y militar. Los valores de intensidad disminuyen hacia el sur; la intensidad VIII cubre casi en su totalidad la región de estudio. Se obtuvieron intensidades de VII hacia el sur de la Presa A. L. Rodríguez. Es particularmente importante el comportamiento de la isosista IX ya que, aunque cubra una extensión relativamente pequeña de la región de estudio, es en ésta donde se asienta el mayor desarrollo urbano de la ciudad, donde existe una gran concentración de la población y de instalaciones críticas y estratégicas, muchas de ellas vitales para la atención a la población después de un sismo grande, tales como centros de coordinación, de gobierno, hospitalarios, de abasto y de comunicaciones.

El mapa de isosistas de la Figura 8 puede servir a los especialistas en ingeniería civil para llevar a cabo análisis de los daños estructurales esperados en la zona urbana de Tijuana, en la eventualidad del terremoto que se considera más peligroso para la ciudad. Al presentar los efectos sísmicos por medio de intensidades, se pretende facilitar la interpretación de los daños esperados, dada una clasificación de las estructuras de acuerdo al tipo y calidad de construcción. Queda fuera del alcance de este trabajo conseguir tal clasificación para los edificios asentados en la región, pero se puede describir de forma general el grado de daño esperable dentro de la zona que presenta la mayor intensidad sísmica.

De acuerdo con la descripción de la escala de IMM, la intensidad de IX estimada para la zona del cauce del río Tijuana implica daños con las siguientes características: las edificaciones asentadas en ese cauce sufrirán mayor o menor daño dependiendo del tipo de estructuras. Las estructuras construidas con materiales débiles (tales como adobe) serán destruidas (tipo D, de acuerdo a la clasificación de estructuras especificada en la Escala Modificada de Mercalli; Bolt, 1978; Nava, 1987); las estructuras ordinarias con cemento no reforzado serán severamente dañadas (tipo C); las estructuras bien diseñadas y reforzadas, pero no diseñadas para resistir fuerzas laterales (tipo B) serán seriamente dañadas. Por último, las estructuras del tipo A serán las que menor daño sufran, ya que son edificaciones bien diseñadas, reforzadas y pueden resistir fuerzas laterales, aunque pueden sufrir inclinaciones.

Los mapas predictivos de la respuesta sísmica, como el presentado en este trabajo, sirven como guías para la elaboración de planes de prevención, tales como reforzamiento de estructuras críticas y estratégicas, ubicación y desarrollo de vías de comunicación alternas, etcétera. Asimismo, pueden emplearse en la preparación de planes de respuesta a la contingencia sísmica, tales como movilizaciones, servicios médicos y de bomberos, abastecimiento de agua y alimentos. Además sirven como guías para la planificación del desarrollo urbano.

La elección de la falla cuyo rompimiento se propone, fue hecha con el criterio de crear el peor escenario posible derivado del terremoto asociado a su rompimiento. En la región de

estudio, o en sus cercanías, existen varias fallas capaces de generar sismos fuertes; sin embargo, resulta conveniente presentar los efectos esperados a partir de la ocurrencia de un solo terremoto considerado como más peligroso de acuerdo con la información tectónica que exista. Esta es la práctica común en todos los trabajos previos hechos en diferentes regiones y es la que se siguió en este trabajo. Es imprescindible que se realicen estudios posteriores en la misma región de Tijuana para conseguir escenarios esperados para otras fallas importantes asociadas a la región. Sobre algunas fallas ya existe información suficiente para llevar a cabo tales estudios (Silver Strand, Rose Canyon, Newport-Inglewood, San Jacinto, por ejemplo). Otras fallas podrían ser consideradas en la medida en que existan valores confiables de sus parámetros geométricos y dinámicos (Agua Caliente, Los Buenos, San Miguel-Vallecitos-Calabazas, por ejemplo).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la participación de nuestros colaboradores técnicos Susana Álvarez Tinajero y Gustavo Arellano Zepeda, quienes realizaron trabajo de campo y procesamiento de los datos de velocidades superficiales de ondas de corte. Agradecemos también los arbitrajes de Luis Munguía Orozco y un revisor anónimo, cuyas críticas y recomendaciones ayudaron a mejorar considerablemente el manuscrito.

REFERENCIAS

- Agnew, D. C., Legg, M., and Strand, C., 1979, Earthquake history of San Diego, in: P. Abbot and W. Elliot, editors, Earthquakes and other perils: San Diego region, San Diego Association of Geologists, San Diego, California, 123-128.
- Aki, K., and Richards, P. G., 1980, Quantitative Seismology. Theory and Methods, volume I, Freeman Press, 557 pp.
- Anderson, J. G., M. ERRI, Rockwell, T. K., and Agnew, D. C., 1989, Past and possible future earthquakes of significance to the San Diego region, Earthquake Spectra, 5, 299-333.
- Aragón, M. J., 1994, Evaluación de riesgo geológico debido a movimientos de ladera en la ciudad de Tijuana, B.C., México, tesis de maestría, CICESE. 124 pp.
- Artim, E. R., and Pinckney, C. J., 1973, La Nacion fault system, San Diego California, Geological Society of America Bulletin, 84, 1075-1080.
- Berguer, V., and Schug, D., 1991, Probabilistic evaluation of seismic hazard in the San Diego-Tijuana Metropolitan Region, in: P. L. Abbott and W. J. Elliot, editors, Environmental Perils San Diego, Geological Society of America, Annual meeting and San Diego Association of Geologists, 89-100.
- Borcherdt, R. D., Gibbs, J. F., and Fumal, T. E., 1979, Progress on ground motion predictions for the San Francisco Bay region, California, in: E. Brabb, editor, Progress on seismic zonation in

- the San Francisco Bay region, U.S. Geological Survey, circular 807, 13-25.
- Bolt, B. A., 1978, Earthquakes, Freeman and Company, New York, 241 pp.
- Brazee, R. J., and Cloud, W. K., 1958, United States earthquakes 1956, U. S. Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey, Washington.
- Bullen, K. E., and Bolt, B. A., 1985, An introduction to the theory of seismology, Cambridge University Press, 499 pp.
- Delgado-Argote, L. A., Hinojosa-Corona, A., Aragón-Arreola, M. y Frías-Camacho, V. M., 1996, Estudio de riesgo geológico en Tijuana, Baja California, con base en rasgos estructurales y la respuesta del terreno, Geos, Unión Geofísica Mexicana, 16, 57-89.
- Esteve, L. y Rosenblueth, E., 1964, Espectros de temblores a distancias moderadas y grandes, Boletín de la Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, 2, 1-18.
- Evernden, J. F., Hibbard, R. R., and Schneider, J. F., 1973, Interpretation of seismic intensity data, Bulletin of the Seismological Society of America, 63, 399-422.
- Flynn, C., 1970, Post-Batholithic geology of the La Gloria-Presa Rodriguez area, Baja California, Mexico, Geological Society of America Bulletin, 81, 1789-1806.
- Frez, J., and González, J., 1991, Crustal structure and seismotectonics of the northern Baja California, in: J. P. Dauphin and B. R. T. Simoneit, editors, The Gulf and Peninsular Province of the Californias, American Association of Petroleum Geologists, memoir 47, 261-283.
- Fumal, T. E., and Tinsley, J. C., 1985, Mapping shear-wave velocities of near-surface geologic materials, in: J. I. Ziony, editor, Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region, U. S. Geological Survey, professional paper 1360, 127-150.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., and Allison, E. C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California, Geological Society of America, memoir 140, 1-170.
- Hanks, T. C., and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale, Journal of Geophysical Research, 84, 2981-2987.
- Housner, G. W., and Jennings, P. C., 1982, Earthquake design criteria, National Science Foundation, 140 pp.
- Joyner, W. B., and Boore, D. M., 1981, Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, Bulletin of the Seismological Society of America, 71, 2011-2038.
- Joyner, W. B., and Boore, D. M., 1982, Prediction of earthquake response spectra, proceedings of the 51st. anniversary convention, Structural Engineering Association of California, also U.S. Geological Survey, open-file report, 82-977, 1-16.
- Joyner, W. B., and Fumal, T. E., 1985, Predictive mapping of earthquake ground motion, in: J.I. Ziony, editor, Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region, An earth-science perspective, U.S. Geological Survey, professional paper 1360, 203-220.
- Joyner, W. B., and Boore, D. M., 1988, Measurement, characterization and prediction of strong ground motion, in: proceedings. conference on earthquake engineering and soil dynamics II, GT Div/ASCE, Park City, Utah, 27-30 June 1988, 43-102.
- Joyner, W. B., and Boore, D. M., 1993, Methods for regression analysis of strong-motion data, Bulletin of the Seismological Society of America, 83, 469-487.
- Kanai, K., 1983, Engineering Seismology, University of Tokyo Press, 251 pp.
- Legg, M. R., Wong ortega, V., and Suarez Vidal, F., 1991. Geologic structure and tectonics on the inner continental borderland of northern Baja California, in: J. P. Dauphin, and B. R. T. Simoneit, editors, The gulf and peninsular province of the Californias, American Association of Petroleum Geologists, memoir 47, 145-177.
- Lindvall, S. C., Rockwell, T. K., and Lindvall, C. E., 1990, The seismic hazard of San Diego revised: new evidence for magnitude 6+ Holocene earthquake on the Rose Canyon fault zone, in: proceedings 4th U.S. conference on earthquake engineering, Earthquake Engineering Research Institute, 1, 679-688.
- Lindvall, S. C., and Rockwell, T. K., 1995, Holocene activity of the Rose Canyon fault zone in San Diego, California, Journal of Geophysical Research, 100(B12), 24121-24132.
- Mendoza, L. H., Acosta, J. G., Huerta, C. I., González, J. J., Delgado, L. A. y Martín, A., 1992, Estudio para la estimación del riesgo geológico y sísmico en la colonia Del Río y anexa en la ciudad de Tijuana, B.C., Informe técnico preparado para la Secretaría de Asentamientos Humanos y Obras Públicas del Estado de Baja California, 150 pp.
- Minch, J.A., 1967, Stratigraphy and structure of Tijuana-Rosarito Beach area, northwestern Baja California, Mexico, Geological Society of America Bulletin, 78, 1155-1178.
- Montalvo Arrieta, J. C., 1996, Deslizamientos de laderas inducidos por terremotos en la ciudad de Tijuana, B.C, tesis de maestría, CICESE, 128 pp.
- Munguía, L., and Vidal, A., 1991, Seismicity of the northern Baja California region: 1980-1990, in: P. L. Abbott, and W. J. Elliot, editors, Environmental Perils San Diego, Geological Society of America, annual meeting, and San Diego Association of Geologists, 61-74.
- Nava, A., 1987, Terremotos, La ciencia desde México / 34, Fondo de Cultura Económica, México, 158 pp.
- Newmark, N. M. y Rosenblueth, E., 1976, Fundamentos de ingeniería sísmica, Editorial Diana, México, 663 pp.
- Raines, G. L., Hatch, M. E., and Haley, S. C., 1991, Liquefaction potential in the San Diego-Tijuana area, in: P. L. Abbott, and W. J. Elliot, editors, Environmental perils San Diego, Geological Society of America, annual meeting, and San Diego Association of Geologists, 109-118.

- Reagor, B. G., Stover, C. W., Steinbruge, K. V., Hubiak, P., Hopper, M. G., and Barnhard, L. M., 1985, Preliminary evaluation of the distribution of seismic intensities, *in*: The Imperial Valley California, earthquake of october 15, 1979, U. S. Geological Survey, professional paper 1254, 251-258.
- Reichle, M., Kahle, J. E., Atkinson, T. G., Johnson, E. H., Olson, R. A., Lagario, H. J., Steinbruge, K. V., Cluff, L. S., Haney, T. P., and Powers, J. E., 1990, Planning scenario for a major earthquake, San Diego-Tijuana metropolitan area, California Department of Conservation, Division of Mines and Geology, special publication 100, 189 pp.
- Reichle, M., 1991, Earthquake planning scenario for the San Diego-Tijuana area, *in*: P. L. Abbott, and W. J. Elliot, editors, Enviromental perils San Diego, Geological Society of America, annual meeting, and San Diego Association of Geologists, 127-136.
- Sangines, E. M., Campbell, K. W., and Seligson, H. A., 1991, Ground motion, intensity, and damage expected in the metropolitan San Diego area as a result of a M=7 earthquake on the Rose Canyon fault, *in*: P. L. Abbott, and W. J. Elliot, editors, Enviromental perils San Diego, Geological Society of America, annual meeting, and San Diego Association of Geologists, 101-108.
- Schug, D., 1989, Impacts of the Rose Canyon fault zone in downtown San Diego, California, *in*: proceedings, workshop on the seismic risk in the San Diego region, special focus on the Rose Canyon fault system 14-16.
- Somerville, P. G., Smith, N. F., Graves, R. W., and Abrahamson, N. A., 1997, Modification of empirical strong ground motion attenuation ralations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, *Seismological Research Letters*, 68, 199-222.
- Stover, C. W., and Von Hake, C. A., 1981, United States earthquakes, 1979, U. S. Department of the Interior, Geological Survey, and U. S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Golden, Colorado 23 pp.
- Suarez-Vidal, F., Armijo, R., Bodin, P., and Gastil, R. G., 1991, Framework of recent and active faulting in northern Baja California, *in*: J. P. Dauphin, and B. R. T. Simoneit, editors, The gulf and peninsular province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists, memoir 47, 285-299.
- Toppozada, T. R., Parke, D. L., and Real, C., 1981, Preparation of isoseismal maps and summaries of reported effects for pre-1900 California earthquakes, California Division of Mines and Geology, open-file report 82-17, 65 pp.
- Treiman, J.A., 1984, The Rose Canyon fault zone; a review and analysis, California Division of Mines and Geology, report to the Federal Emergency Management Agency, Cooperative Agreement EMG-83-k-0148,106.
- Treiman, J., 1989, The Rose Canyon fault zone: a historical review, *in*: proceedings, workshop on the seismic risk in the San Diego region, special focus on the Rose Canyon fault system 10-13
- Trifunac, M. D., 1976, A note on the range of peak amplitudes of recorded accelerations, velocities and displacements with respect to the Modified Mercalli Intensity scale, *Earthquake Notes* 47, 9-24.
- Wesnousky, S. G., 1986, Earthquakes, quaternary faults, and seismic hazard in California, *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), 12587-12631.