



MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DE TIJUANA.

INFORME FINAL

Responsables técnicos del informe:

Acosta Chang José Gpe.
Arellano Zepeda Gustavo
Ruiz Cruz Euclides

Colaboradores del informe:

Mendoza Garcilazo Luis
Reyes Serrano Rogelio
Rocha Guerrero Ernesto

Febrero de 2009

• ***RESUMEN EJECUTIVO***

Marco operativo. Con el financiamiento del Fondo Nacional para la Prevención de Desastres Naturales (FOPREDEN) y el Gobierno del Estado de Baja California, se llevó a cabo el proyecto de microzonificación sísmica de la zona urbana de Tijuana, B. C., bajo la coordinación de la Dirección Estatal de Protección Civil y el trabajo técnico y científico del Departamento de Sismología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE).

Duración del proyecto. Un año: 1 de octubre de 2007 a 30 de noviembre de 2008.

Objetivo. La caracterización actualizada de la respuesta sísmica sobre la superficie de asentamiento de la zona urbana de Tijuana, B. C., mediante mapas que contienen las distribuciones espaciales de los siguientes parámetros de interés a la ingeniería: periodos dominantes del movimiento del suelo (PD), velocidades de propagación de ondas de corte en los primeros 30 m del subsuelo (β_{30}), factores de amplificación respecto a roca (FA), formas del espectro de respuesta (ER), y aceleración, velocidad e intensidad de Mercalli esperadas para el terremoto que representa el mayor peligro para la región (mapas predictivos).

Métodos y operación. Los PD se estimaron mediante la técnica de Nakamura, con registros digitales de ruido sísmico ambiental realizados en 28 sitios, a los cuales se agregaron 92 sitios de proyectos anteriores. Las β_{30} fueron obtenidas mediante la inversión

de curvas de dispersión de ondas superficiales, con registros digitales de microtemores en perfiles de 24 canales realizados en 7 sitios distribuidos en la zona urbana, a los cuales se agregaron 14 sitios de proyectos anteriores. Los FA se calcularon a partir de acelerogramas digitales registrados en 7 estaciones acelerométricas triaxiales (6 en suelo y 1 en roca firme), con técnica de cocientes espectrales. Los ER se obtuvieron mediante el cálculo de la respuesta de una estructura de un grado de libertad. Los mapas predictivos se elaboraron mediante el empleo de una ecuación predictiva apropiada para la región sismotectónica dentro de la cual se encuentra la cd. de Tijuana, expresando el efecto de sitio mediante la β_{30} .

Resultados. 1) Se obtuvo un mapa con la distribución de los periodos dominantes del movimiento del suelo para la zona urbana de Tijuana; cuya interpretación indica periodos cortos (~ 0.5 s) en los afloramientos rocosos del oriente y un incremento al oeste, hasta alcanzar ~ 3.0 en el centro histórico de la ciudad.

2) Las variaciones en los valores de β_{30} reflejan cercanamente la geología superficial del área, con velocidades entre 175 y 738 m/s.

3) Se estimó un espectro de respuesta promedio para cada una de las estaciones acelerométricas de la red instalada y se escaló su amplitud conforme a las aceleraciones máximas contenidas en los mapas predictivos.

4) Se crearon los mapas con la distribución de la aceleración horizontal máxima del suelo (A), velocidad horizontal máxima (V) e intensidad de Mercalli Modificada (IMM), para dos terremotos probables: falla La Nación (magnitud 6.5) y falla Silverstrand (magnitud 6.5). La zona urbana de Tijuana quedaría sujeta a una A cercana a 500 cm/s^2 en Playas de Tijuana, de 250 cm/s^2 en el centro histórico y de 40 cm/s^2 en el oriente de la zona urbana.

5) Se obtuvo una base de datos de acelerogramas digitales de tres componentes en 7 estaciones, con registros en la estación en roca firme y al menos una estación en suelo, para 47 terremotos, con magnitudes entre 2.0 y 5.7.

Conclusiones y recomendaciones. Los mapas de microzonificación obtenidos en este trabajo pueden ser empleados directamente por los ingenieros de diseño para incorporarlos en el análisis antisísmico de las edificaciones, y también forman una buena base de información para los futuros trabajos de actualización de las normas y reglamentaciones sísmicas del estado de Baja California y particularmente de la cd. de Tijuana. Recomendamos extender la cobertura de las observaciones de campo hacia algunas zonas de nuevos desarrollos urbanos, y cubrir más densamente aquellas zonas con alta densidad poblacional o desarrollo industrial intenso, tanto para periodos dominantes, como para β_{30} . También recomendamos la instalación de una red acelerométrica permanente para obtener datos de mejor calidad y cobertura.

• ***INTRODUCCIÓN.***

La ciudad de Tijuana, Baja California, México, se encuentra sujeta a un alto riesgo sísmico debido a su ubicación dentro de la región de convergencia de dos placas tectónicas (la placa Norteamericana y la Pacífico), que tienen un significativo movimiento relativo (~ 5 cm/año), lo cual produce grandes concentraciones de esfuerzos en la corteza terrestre. Sismotectónicamente, la interacción de las placas se manifiesta a través de un complejo sistema de fallas geológicas, algunas de las cuales disipan la componente principal del movimiento relativo entre las placas, predominantemente lateral derecho; mientras que otras funcionan como fallas de ajuste de movimientos en otras direcciones. La figura 1 muestra la ubicación de la región norte de Baja California, en relación a la tectónica global. En la figura 2 se aprecian los principales rasgos sismotectónicos que afectan a la zona urbana de Tijuana.

La sismicidad detectada por la red RESNOM, operada por el CICESE, y la red CALTECH del sur de California, desde ≈ 1930 (norte) o ≈ 1973 (México) hasta 2008 para magnitudes mayores que 3.0 (figura 3), sugiere que actualmente existe movimiento en las fallas ubicadas en la zona de estudio o sus alrededores. La figura 4 presenta un acercamiento al mapa de sismicidad en las vecindades de Tijuana. La región de estudio ha sufrido los efectos de sismos fuertes en el pasado, las localizaciones epicentrales de los sismos documentados en diversas publicaciones se aprecian en la figura 5. La sismicidad histórica de la región Tijuana-San Diego es baja cuando se le compara con el resto del sur de California y norte de Baja California. A pesar de que las tendencias generales de fallas en esta región son conocidas, el conocimiento del peligro sísmico es incompleto, debido a que las localizaciones exactas de las fallas son poco conocidas en las áreas con depósitos

aluviales recientes y en las urbanizadas. A causa de la quietud sísmica relativa, esta región ha sido calificada como de bajo potencial de daño proveniente de fuentes locales. Sin embargo, se han obtenido evidencias concluyentes acerca de actividad en el Holoceno en las principales fallas que atraviesan la región: Rose Canyon y La Nación (Linvall *et al.*, 1990). Es importante hacer notar que los registros históricos son muy recientes comparados con el período de recurrencia promedio para terremotos fuertes. La falta de sismicidad de fondo no implica que los sistemas de fallas asociados a la región no sean peligrosos, sino más bien que en la actualidad pasan por un periodo de quietud (Reichle *et al.*, 1990).

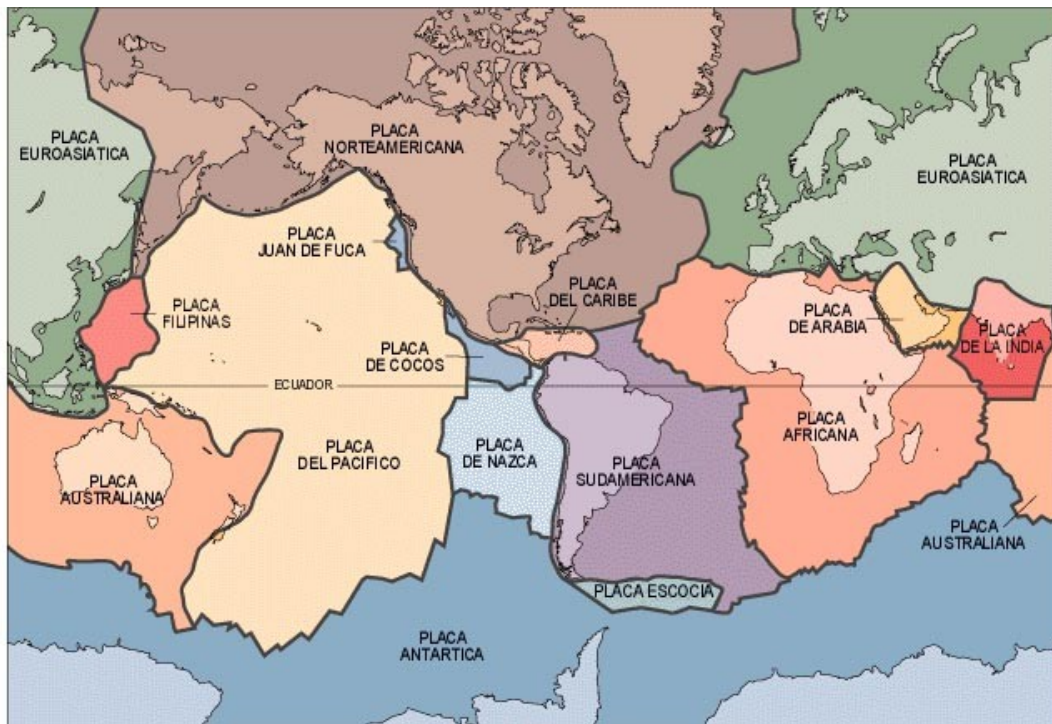


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio dentro del marco tectónico global.

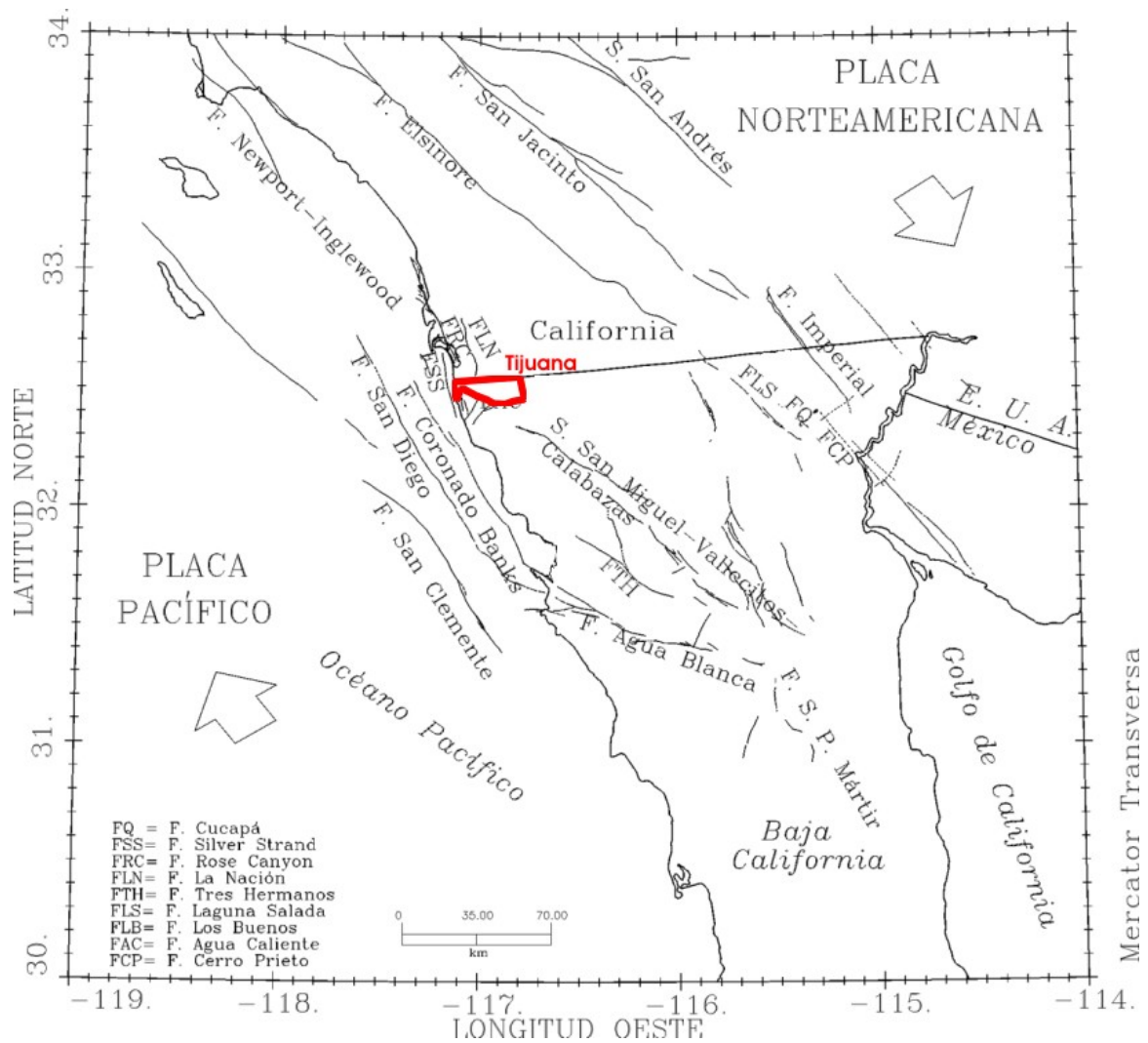


Figura 2. Situación sismotectónica de la cd. de Tijuana. Se muestra con flechas la dirección del movimiento relativo de las placas Norteamericana y del Pacífico, y los sistemas de fallas que disipan ese movimiento.

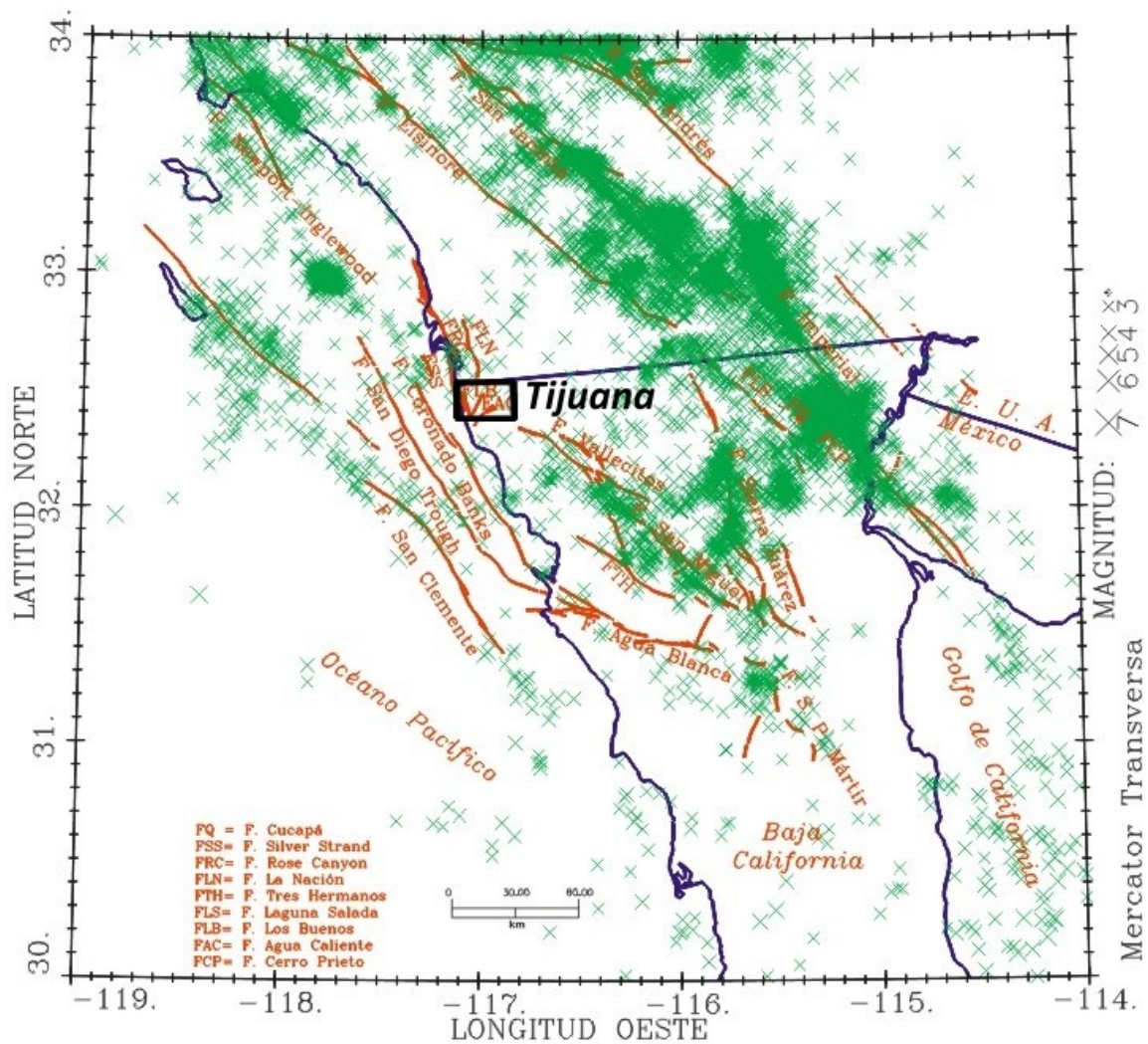


Figura 3. Epicentros de los terremotos ocurridos en las zonas sismogénicas cercanas al norte de Baja California, detectados por la red RESNOM del CICESE y la red CALTECH del sur de California, desde ≈ 1930 (norte) o ≈ 1973 (México) hasta 2008. El tamaño del símbolo del epicentro es proporcional a su magnitud.

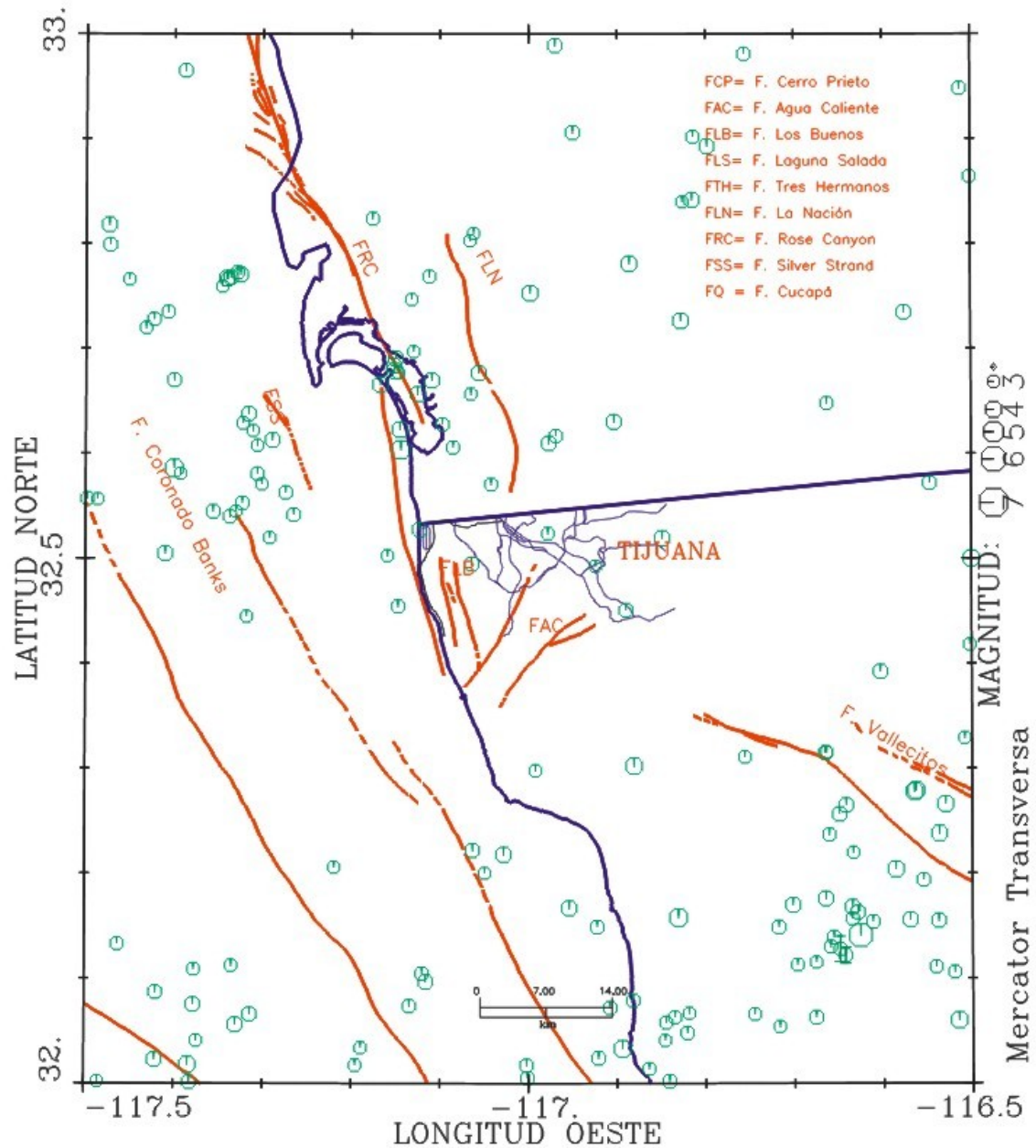


Figura 4. Epicentros de los terremotos de magnitud mayor a 3, ocurridos en las zonas sismogénicas cercanas a la cd. de Tijuana, desde ≈ 1930 (norte) o ≈ 1973 (México) hasta 2008, detectados por la red RESNOM del CICESE y la red CALTECH. El tamaño del símbolo del epicentro es proporcional a su magnitud.

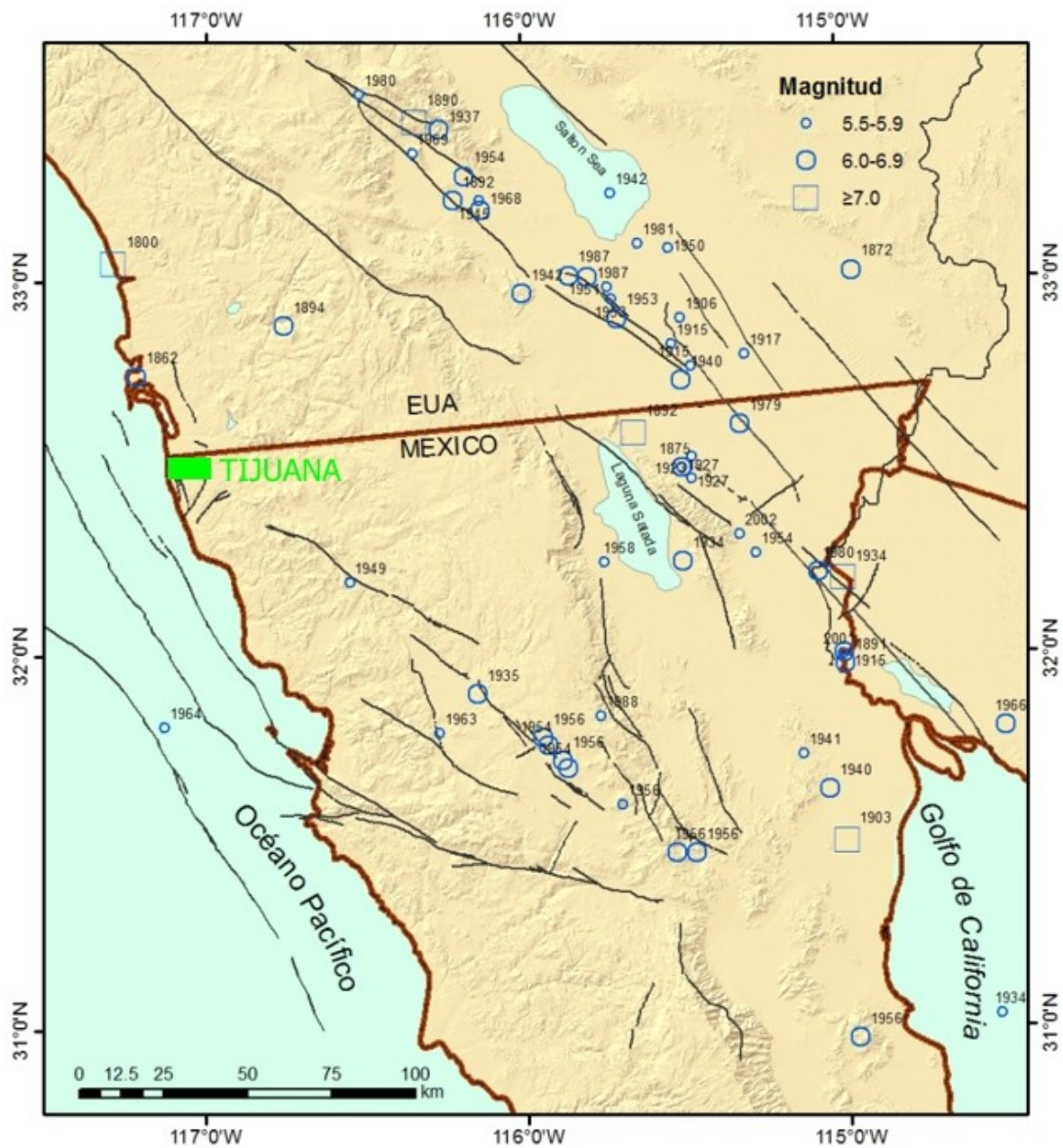


Figura 5. Epicentros de terremotos fuertes ocurridos en el norte de Baja California y sur de California. Los tipos de símbolos de los epicentros es indicativo de su magnitud (modificada de Gámez, 2008).

• **OBJETIVO**

Este proyecto tiene como objetivo principal la caracterización de la respuesta sísmica sobre la superficie de asentamiento de la zona urbana de Tijuana, B. C., mediante la cuantificación de parámetros de interés a la ingeniería, y de la descripción de su distribución dentro de la región de estudio. La cuantificación se consigue por medio de mediciones directas de algunos aspectos del movimiento del suelo, y por la estimación numérica de otros. La presentación más empleada para este tipo de caracterizaciones es por medio de mapas que contienen las distribuciones espaciales de los parámetros, es decir, por medio de mapas de microzonificación sísmica.

Los parámetros que se estudian en este trabajo son:

- ◆ Periodos dominantes del movimiento del suelo (PD),
- ◆ Velocidades de propagación de ondas de corte en los primeros 30 m del subsuelo (β_{30}),
- ◆ Factores de amplificación respecto a roca (FA),
- ◆ Formas del espectro de respuesta (ER),
- ◆ Aceleración pico horizontal, velocidad pico horizontal e intensidad de Mercalli esperadas para los terremotos fuertes más probables (mapas predictivos).

- ***ANTECEDENTES.***

El objetivo a largo plazo de la microzonificación sísmica de una zona urbana implica la creación de varios tipos de mapas, con las distribuciones de los diferentes parámetros de interés a la ingeniería de terremotos, como son aceleraciones y velocidades máximas del suelo, mapas de intensidades sísmicas, valores máximos de los espectros de respuesta y periodos dominantes del movimiento del suelo. En las ciudades del norte de Baja California se han desarrollado en el pasado trabajos tendientes a conseguir ese objetivo general.

En particular, en la ciudad de Tijuana se han llevado a cabo varios estudios tendientes a la microzonificación, basados en la distribución de los siguientes parámetros: aceleraciones y velocidades máximas del suelo, valores máximos de los espectros de respuesta, energía, intensidades sísmicas y factores sísmicos de estabilidad de laderas (Acosta *et al.*, 1995; Mendoza *et al.*, 1992; Álvarez *et al.*, 1994a; Álvarez *et al.*, 1994b; Montalvo *et al.*, 1995a; Montalvo *et al.*, 1995b; Montalvo *et al.*, 1996). En especial, Acosta y Montalvo (1997) publicaron mapas predictivos de la respuesta sísmica del suelo, en términos de la intensidad de Mercalli Modificada, los cuales han sido empleados por Winckell *et al.* (2000) y Rosquillas y Mendoza (2000) en la elaboración de escenarios sísmicos en Tijuana. Reichle *et al.* (1990) emplearon mapas de microzonificación del sur de California para recrear una primera aproximación de la evaluación de daños estructurales esperados para la ciudad de Tijuana.

Acosta *et al.* (1994), iniciaron la microzonificación sísmica en el área de Tijuana, con base a la distribución de periodos dominantes del movimiento del suelo; ellos utilizan el método de Nakamura (1989) que relaciona las componentes horizontal y vertical del movimiento del suelo.

Marco Geológico.

La columna geológica en el área de Tijuana incluye rocas cuyas edades cubren un rango desde hace 140 millones de años, hasta la actualidad. Las rocas más antiguas están formadas por secuencias vulcanosedimentarias de la Fm. Alisitos del Cretácico, cuerpos intrusivos pertenecientes al Batolito Peninsular y rocas sedimentarias de la Fm. Rosario del Cretácico Tardío. Las rocas cenozoicas están representadas por intercalaciones de rocas vulcanoclásticas y sedimentarias de la Fm. Rosarito Beach y por series sedimentarias que corresponden a las Fms. San Diego y Lindavista (Delgado-Argote *et al.*, 1996; Aragón-Arreola, 1994). El basamento en la zona de Tijuana está constituido por rocas de la formación Alisitos y del Batolito Peninsular. La formación Alisitos está definida como una secuencia vulcanosedimentaria del Cretácico Temprano, compuesta por derrames dacíticos y andesíticos, aglomerados, brechas, tobas soldadas, grauvacas, subarcosas, lutitas y sedimentos calcáreos, con una afinidad de arco magmático ligeramente metamorfizado (Gastil *et al.*, 1975). En Tijuana, la Fm. Alisitos aflora en el Cerro Colorado y hacia los flancos Este y Oeste de la presa Abelardo Rodríguez (Flynn, 1970).

El Batolito Peninsular, está representado por una serie de rocas intrusivas que van desde cuarzodiorita hasta granito (Gastil *et al.*, 1975). En la zona de Tijuana, rocas batolíticas afloran al sur de la presa Abelardo Rodríguez representadas por gabros y granodiorita que están en contacto por falla con andesita de la Fm. Alisitos. Sobreyaciendo discordantemente al basamento se localizan rocas del Cretácico correspondientes a la Fm. Rosario; en el área de estudio esta formación no aflora aunque se infiere que hacia el suroeste se debe encontrar cerca de la superficie (Aragón-Arreola, 1994).

El Terciario, está representado por intercalaciones de basalto, tobas y brechas que corresponden a la Fm. Rosarito Beach (Minch, 1967). Al Plio-Pleistoceno pertenecen las

Fms. San Diego y Lindavista. La Fm. San Diego consiste de una secuencia de sedimentos pobremente consolidados y deleznales; está formada por dos miembros: el inferior consiste predominantemente de areniscas de color amarillo, con grano fino a medio y lentes de conglomerados; la base del miembro superior es de areniscas de grano medio con intercalaciones de conglomerados que hacia la cima están formados por fragmentos más grandes. Sobre esta formación se ha desarrollado un alto porcentaje de la mancha urbana de la ciudad de Tijuana. La Fm. Lindavista, la cual está en contacto discordante con la Fm. San Diego, está constituida por conglomerados con intercalaciones de arenisca; aflora en algunos puntos de la Mesa de Otay, aunque su distribución es muy escasa (Delgado-Argote *et al.*, 1996). Distribuidos en las franjas asociadas a los arroyos y cañones que atraviesan el área se encuentran depósitos aluviales del Plio-Cuaternario que cubren el cauce del río Tijuana en el que se encuentran asentadas oficinas de gobierno, hospitales, centros comerciales y hoteles.

Caracterización de suelos.

La ubicación de Tijuana dentro de una provincia tectónica muy activa, hace imprescindible la caracterización de la respuesta sísmica de los suelos presentes en la zona urbana, y la identificación de la variación de la respuesta sobre la superficie, lo que se conoce como microzonificación sísmica. En la caracterización de la respuesta en suelos sueltos, no cohesivos o suaves, como los presentes en la zona urbana de Tijuana, toma especial relevancia la consideración del llamado efecto de sitio. Se denomina efecto de sitio al conjunto de factores que modifican la señal sísmica cuando ésta se propaga dentro de la estructura geológica somera. Generalmente se produce en las primeras decenas de metros desde la superficie, principalmente en los primeros 30 metros. Entre esos factores se

pueden mencionar la amplificación de las ondas sísmicas y la resonancia en frecuencias características o dominantes. La amplificación sísmica es muy importante desde el punto de vista de la ingeniería civil, sobre todo en los suelos formados por materiales sedimentarios suaves, mientras que es considerada prácticamente inexistente sobre la roca firme. Uno de los objetivos de la microzonificación sísmica es la cuantificación de esos factores mencionados: amplificación del movimiento del suelo y frecuencias (periodos) dominantes, sobre todo dentro de las zonas habitadas sujetas a peligro sísmico; esas cuantificaciones son usadas para ayudar a identificar las zonas donde el riesgo sísmico es mayor.

Uno de los factores más importantes que controlan la distribución de los efectos de los terremotos lo es el llamado efecto de sitio, el cual responde a la características geométricas, geológicas y geotécnicas de los materiales terrestres cercanos a la superficie. En algunas ciudades ese factor ha sido el responsable de la mayor parte de la destrucción asociada a la ocurrencia de sismos, como la cd. de México en 1985 y la cd. de Kobe en 1995. Como primer paso hacia la obtención de la microzonificación sísmica de Tijuana, se realizó una microzonificación de la geología superficial en la zona de estudio; se utilizó la información proveniente de los mapas geológicos del INEGI con escala 1:50000, del trabajo de Gastil *et al.* (1975) e inspección visual de sitios para corroborar los datos. Con base en ello, se clasificaron los suelos en siete tipos principales (figura 6). Acosta *et al.* (1994) los describen como:

Limolita-arenisca. Se encuentra ubicada superficialmente en la zona de Playas de Tijuana, al noroeste de la ciudad y en la zona del Aeropuerto Internacional, al norte. Está compuesta esencialmente de areniscas pobremente consolidadas y limolitas, con lentes de conglomerado. Forman estratos débiles y susceptibles a rápida erosión.

Basalto. Localizado paralelamente a la costa, forma una franja desde el sur de Playas de Tijuana hasta el límite con Rosarito. Roca volcánica post- batolítica.

Arenisca-Conglomerado. Aflora en el noroeste de la ciudad, entre Playas de Tijuana, el cauce del río Tijuana, al oeste de la Presa Rodríguez, en la mayor parte de los dos márgenes del arroyo Alamar y en la zona comprendida entre el margen norte del río Tijuana y la frontera Internacional. En este material se concentra el mayor número de movimientos de ladera; se encuentra conformado por conglomerados pobremente consolidados y areniscas.

Aluvión. Se encuentra circunscrito a los cauces de los ríos y arroyos que cruzan la ciudad, principalmente el río Tijuana y el arroyo Alamar. Sobre este material se concentran los desarrollos urbanísticos más grandes e importantes de la ciudad. Consiste en depósitos limosos, arenosos y guijarros, pobremente consolidados; estas partículas proceden de los afloramientos de basamento cercanos al área.

Conglomerado. Se encuentra en los márgenes del brazo sur del río Tijuana, que va desde la Presa Rodríguez hasta el entronque con el arroyo Alamar, zona próxima al margen sur del arroyo Alamar.

Arenisca. Localizada en la parte este de Tijuana; en el área delimitada por el río Tijuana y el arroyo Alamar, en la parte sur de la zona de estudio y al este del Aeropuerto Internacional, donde es parte de la formación Otay.

Roca ígnea. Es roca de los siguientes tipos: granito batolítico, andesita prebatolítica, granodiorita (en el área de la Presa Rodríguez) y andesita postbatolítica (cerros Colorado y Abejas). Estos son terrenos firmes.

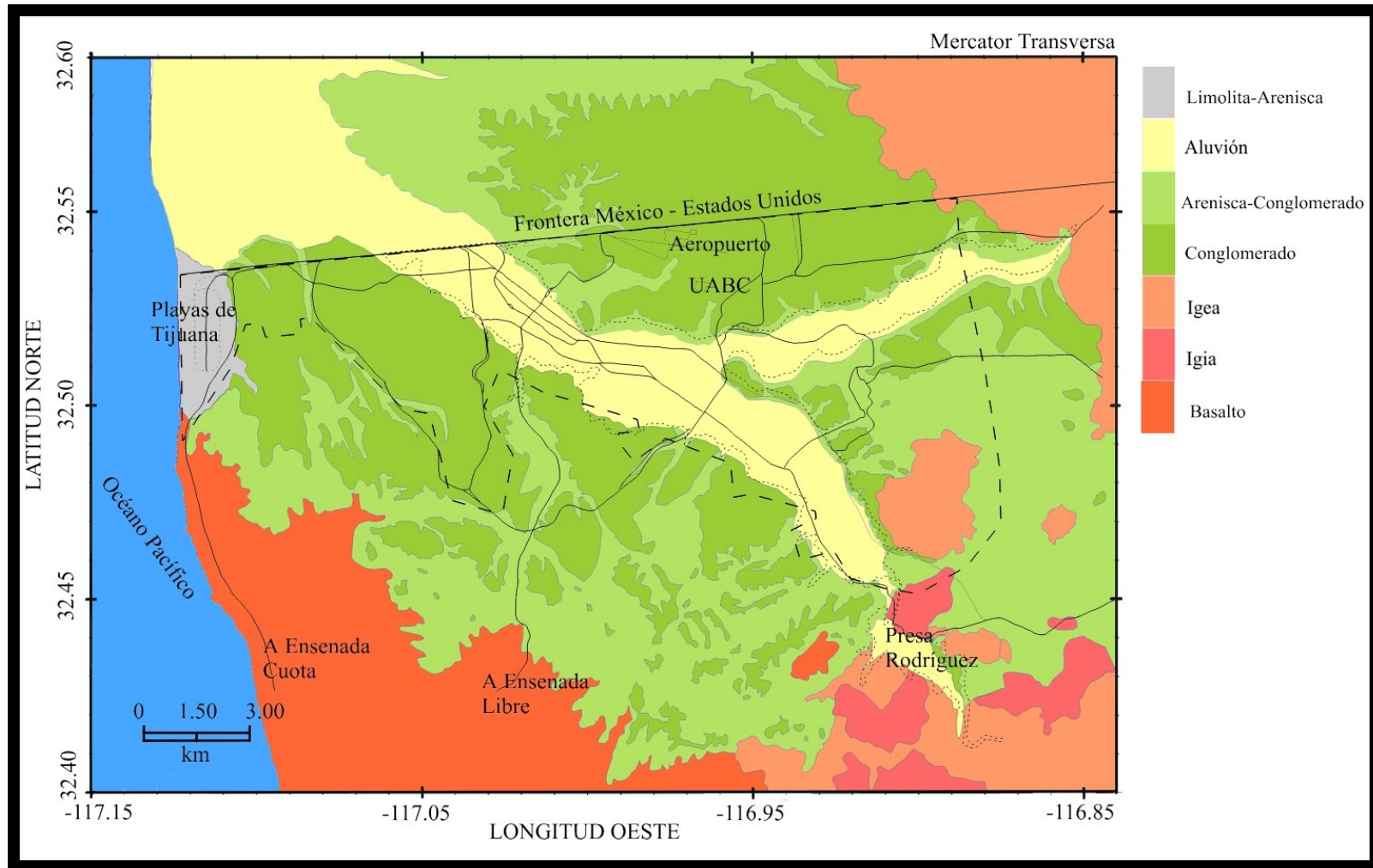


Figura 6. Microzonificación de suelos en la cd. de Tijuana, basada en la carta de geología superficial de INEGI 1:50000. La línea gruesa discontinua indica el límite de la zona urbana, las líneas continuas delgadas los principales ejes viales y las líneas punteadas, en los límites de aluvión, los cauces fluviales.

● **MÉTODOS**

■ **PERIODOS DOMINANTES**

El llamado efecto de sitio es el resultado de los procesos de depositación, intemperismo, erosiones y otros procesos geológicos, los cuales generan fuertes diferencias en las propiedades físicas de las estructuras relativamente pequeñas y superficiales (Aki, 1988); por ésto, los últimos metros del recorrido de las ondas sísmicas, justo antes de arribar a la superficie terrestre, adquieren gran importancia en la naturaleza del movimiento del terreno; todo ello independientemente de los efectos determinados por el tipo de ondas incidentes, por la dirección en que éstas llegan a la superficie, así como por la coherencia del campo de ondas incidentes.

Uno de los componentes del efecto de sitio es el conocido como periodo dominante del movimiento del suelo (PD), que puede ser definido como el periodo (segundos) de la armónica con mayor amplitud del movimiento del suelo. Su valor depende de las características físicas y geométricas de la estratigrafía somera. Éste es un parámetro derivado del contenido espectral de los registros sísmicos.

Las edificaciones son dañadas en mayor medida por los movimientos sísmicos cuando su período fundamental es similar o igual al período dominante del movimiento del suelo donde se encuentran desplantadas. Para incrementar la seguridad de los diseños antisísmicos de estructuras nuevas o de los reforzamientos de estructuras ya existentes, resulta primordial la elaboración de mapas de microzonificación del período dominante, tanto dentro de las zonas urbanas, como en aquellas áreas con altas posibilidades de desarrollo urbano futuro.

El cálculo del periodo dominante se lleva a cabo por medio de la llamada Técnica de Nakamura (Nakamura, 1989), la cual se basa en el aislamiento del efecto de sitio, en

particular del periodo dominante, mediante el empleo de cocientes espectrales. Esta técnica asume que los efectos de sitio son debidos a una sola capa de suelo sobre un semiespacio elástico. Así, el efecto de sitio está definido por un periodo resonante y un nivel de amplificación dados por la razón de impedancia entre la capa y el semiespacio, por lo que los efectos de sitio en dos o tres dimensiones son despreciados; sin embargo, para propósitos del cálculo del periodo dominante, no es imprescindible tener un control preciso del nivel de amplificación absoluto.

Una medición de microtremores en el plano horizontal, grabada en la superficie de la capa sedimentaria, contiene efectos de fuentes naturales lejanas que se propagan como ondas de cuerpo (P y S) y fuentes locales propagándose como ondas Rayleigh. Los efectos generados por la trayectoria se anulan al momento de realizar el cociente espectral, ya que todos los registros que se obtienen pertenecen al mismo sitio.

Los espectros de amplitud de Fourier (E. de F.) de los componentes horizontales del movimiento en la superficie de la capa sedimentaria y en su base, estarías dados, respectivamente, por las relaciones (1) y (2):

$$HS(f) = FH(f) \bullet FR(f) \bullet S(f) \quad (1)$$

$$HB(f) = FH(f), \quad (2)$$

donde:

$HS(f)$ = E. de F. de la componente horizontal en superficie.

$FH(f)$ = E. de F. de las ondas de cuerpo polarizadas horizontalmente (fuentes lejanas).

$FR(f)$ = E. de F. de las ondas Rayleigh (fuentes cercanas).

$S(f)$ = E. de F. del efecto de sitio.

$HB(f)$ = E. de F. de la componente horizontal en la base.

$FH(f)$ = E. de F. de las ondas de cuerpo polarizadas horizontalmente.

• = Producto entre escalares.

Nakamura (1989) supone que la componente vertical de los registros de ruido no contiene los efectos producidos por la capa sedimentaria; lo cual ha sido verificado experimentalmente, con registros sísmicos en pozos, entre otros por Acosta *et al.* (1993).

Entonces, los espectros de Fourier de los componentes verticales están dados por:

$$VS(f) = FV(f) \bullet FR(f) \quad (3)$$

$$VB(f) = FV(f) \quad (4)$$

donde:

$VS(f)$ = E. de F. de la componente vertical en superficie

$VB(f)$ = E. de F. de la componente horizontal en el basamento

$FV(f)$ = E. de F. de las ondas de cuerpo polarizadas verticalmente

$FR(f)$ = E. de F. de las fuentes de ondas Rayleigh

Se puede aproximar al efecto de sitio eliminando las fuentes lejanas mediante el cociente HS/HB , y las fuentes cercanas mediante el cociente VS/VB , para obtener la función de transferencia de la capa sedimentaria $S(f)$:

$$C(f) = \frac{C(f)}{FR(f)} = \frac{FR(f) \bullet S(f)}{FR(f)} = S(f), \quad (5)$$

Esta ecuación (5), puede ser expresada en términos de los componentes espectrales, y si utilizamos (2) y (4):

$$C(f) = \frac{HS(f)}{VS(f)} \bullet \frac{FV(f)}{FH(f)} \quad (6)$$

Las polarizaciones horizontal y vertical del ruido sísmico ambiental, en la base de la estratigrafía son indistinguibles; esto es $FH(f) = FV(f)$. Lo anterior fue comprobado experimentalmente por Nakamura (1989), con registros de microtemores obtenidos en pozos. Por lo que la ecuación (6) se modifica de la siguiente manera:

$$C(f) = \frac{HS(f)}{VS(f)} \quad (7)$$

Así, una estimación del efecto de sitio está dada por el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical del movimiento en la superficie.

La técnica de Nakamura ha sido aplicada en diferentes regiones de mundo con resultados satisfactorios. Chávez García y Cuenca (1998) evalúan el efecto de sitio en Acapulco, Guerrero; aplican las técnicas de Nakamura y de cocientes espectrales estándar sobre registros de movimientos fuertes y obtienen periodos dominantes similares y congruentes con las dos técnicas. Konno y Ohmachi (1998) estudian la técnica de Nakamura y concluyen que los periodos dominantes de las funciones de sitio determinadas con el cociente H/V, se encuentran relacionados con los periodos de resonancia de las ondas Rayleigh. Dravinski *et al.* (1996) aplican la técnica de Nakamura en registros sintéticos sobre valles semicirculares y semiesféricos, mostrando que este método identifica bien la frecuencia dominante de resonancia en las cuencas.

En este estudio, los datos básicos para evaluar el periodo dominante son registros digitales de microtemores (vibración sísmica ambiental), obtenidos en 120 sitios distribuidos dentro de la zona urbana; la figura 7 muestra las ubicaciones de los sitios, sobre un mapa urbano, mientras que la figura 8 las muestra sobre la microzonificación del suelo. Durante el desarrollo de este proyecto fueron realizadas mediciones de microtemores en 28 sitios, los cuales fueron añadidos a una base de datos constituida por 92 sitios, previamente adquirida (Acosta *et al.*, 1994; Ibarra, 2004). La figura 9 presenta una configuración típica del equipo de registro de microtemores. Las mediciones realizadas en los 120 sitios se registraron con sensores Kinometrics WR-1, conectados a una grabadora Kinometrics SSR-1. Los parámetros electrodinámicos de los sensores, constantes apropiadas para convertir de unidades digitales (cuentas) a unidades físicas (cm-s, cm/s²) del movimiento del terreno, se presentan en la tabla III. La grabadora es un sismógrafo digital de seis canales, con

grabación en memoria RAM de estado sólido, utiliza un convertidor analógico/digital de 16 bits, con el que proporcionan un rango dinámico de 96dB. Incluye filtros antialias Butterworth de 6 polos, aplicables a grupos de tres canales, cuya frecuencia de esquina se puede seleccionar entre 5, 15 ó 50 Hz. Los pasos de ganancia permiten amplificar la señal 1, 10, 100 ó 1000 veces. En cada sitio se grabaron una o más series de 180 segundos de duración cada una, con los sensores orientados en las tres direcciones ortogonales: vertical, norte-sur y este-oeste.

El procedimiento numérico es el siguiente: se extraen varias ventanas de 40 segundos de las series de tiempo de microtemores, en cada componente: norte-sur (N-S), Vertical (V) y este-oeste (E-O). Se procura evitar, en lo posible, los disturbios con fuentes cercanas y muy localizadas, de tal manera que las series de tiempo se mantengan estadísticamente estacionarias dentro de cada ventana (figura 10). Se calcula el espectro de Fourier (EF) de cada una de las ventanas y se promedian (figura 11), para obtener dos espectros en cada sitio de medición: uno que representa el movimiento horizontal del suelo y otro para el vertical. Finalmente, se calculan los cocientes de los espectros promedios (ecuación 7), de cada uno de los componentes horizontales entre la componente vertical, tal como lo establece la técnica de Nakamura (1989). La figura 12 muestra un ejemplo de aplicación de esta técnica, para un sitio de estudio en Tijuana (T11); en la parte superior de dicha figura se aprecian los EF promedio de los componentes vertical (línea interrumpida) y horizontal (línea continua), mientras que el gráfico inferior muestra el cociente espectral calculado con la ecuación 7.

Se calcula la Transformada de Fourier de cada una de las ventanas escogidas en las series de tiempo, mediante el siguiente algoritmo para la estimación de la Transformada Discreta:

$$E(nf_0) = \Delta t \cdot \sum_{K=0}^{N-1} S(k \cdot \Delta t) e^{-i2\pi kn/N} \quad n = 0, 1, \dots, N/2 \quad (8)$$

Donde:

$$f_0 = 1 / N \cdot \Delta t$$

Δt = Intervalo de muestreo, en segundos.

N = Potencia de 2 inmediata superior al número de puntos de la serie a transformar.

$S(k \cdot \Delta t)$ = k-ésima muestra del sismograma, en cm/s².

$E(nf_0)$ = n-ésima armónica de la Transformada de Fourier, en (cm/s²)Xs para una serie de aceleración.

El cálculo de los espectros de Fourier es acompañado de una serie de opciones que se aplican antes y después de la transformada de Fourier (TRF). A continuación se describen brevemente las opciones elegidas:

- Remoción de media y tendencia parabólica. Antes de calcular la TRF, se remueve la media aritmética de la serie de tiempo, y se ajusta una ecuación parabólica a la traza sísmica, la cual es posteriormente sustraída de ésta, para eliminar la componente de frecuencia cero de la TRF, y las componentes de frecuencia muy baja (torcimiento parabólico), las cuales puede estar presente en los sismogramas provenientes de sismómetros que están desnivelados, aunque sea ligeramente.
- Aplicación de un Taper Cosenoidal: Se aplican desvanecedores con caída cosenoidal sobre ambos extremos de la serie de tiempo, con el objetivo de eliminar las posibles discontinuidades presentes al principio y final de las series. Los desvanecedores son aplicados sobre el 5% del total de puntos, en cada extremo.
- Suavizamiento del Espectro: Se aplicaron 20 suavizamientos al espectro de amplitud estimado, con una ventana Hanning. Esto lleva como finalidad el incrementar la estabilidad estadística de los espectros, así como el de eliminar las oscilaciones espurias que oscurecen el comportamiento general de la respuesta sísmica en cada estación.

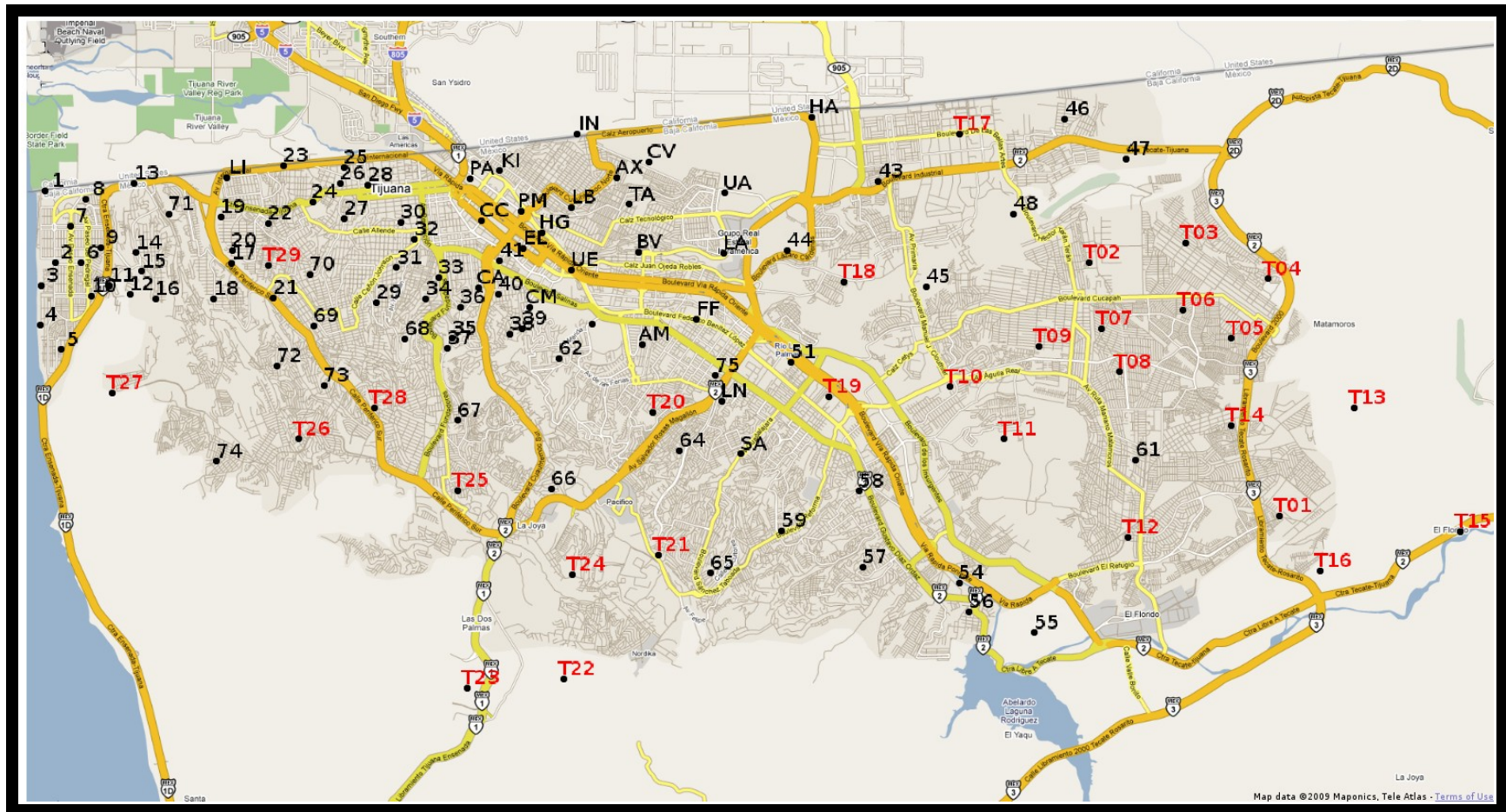


Figura 7. Ubicaciones de los sitios de registros digitales de microtremores, para ser empleados en la estimación de los periodos dominantes del movimiento del suelo, en la ciudad de Tijuana. Los puntos en color rojo indican los sitios registrados en este proyecto, mientras que los símbolos en color negro representan aquellos medidos en campañas previas.

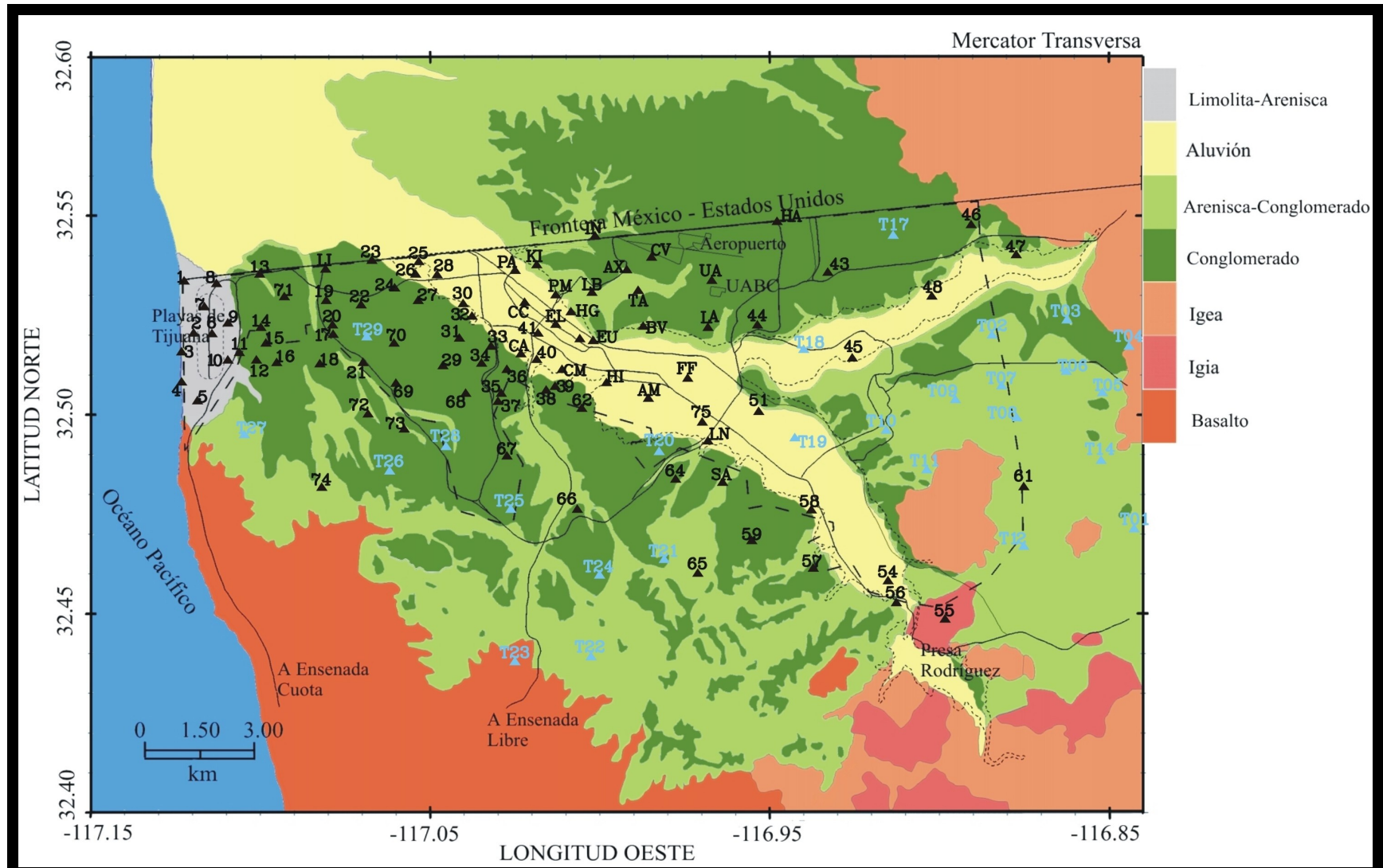


Figura 8. Ubicaciones de los sitios donde se midieron los periodos dominantes del movimiento del suelo, sobre la geología superficial de la ciudad de Tijuana. Los puntos en color azul indican los sitios registrados en este proyecto, mientras que los simbolos en color negro representran aquellos medidos en campañas previas.



Figura 9. Configuración típica del equipo sismológico empleado en el registro de microtremores, para la medición de los periodos dominantes del suelo, en Tijuana, B.C.

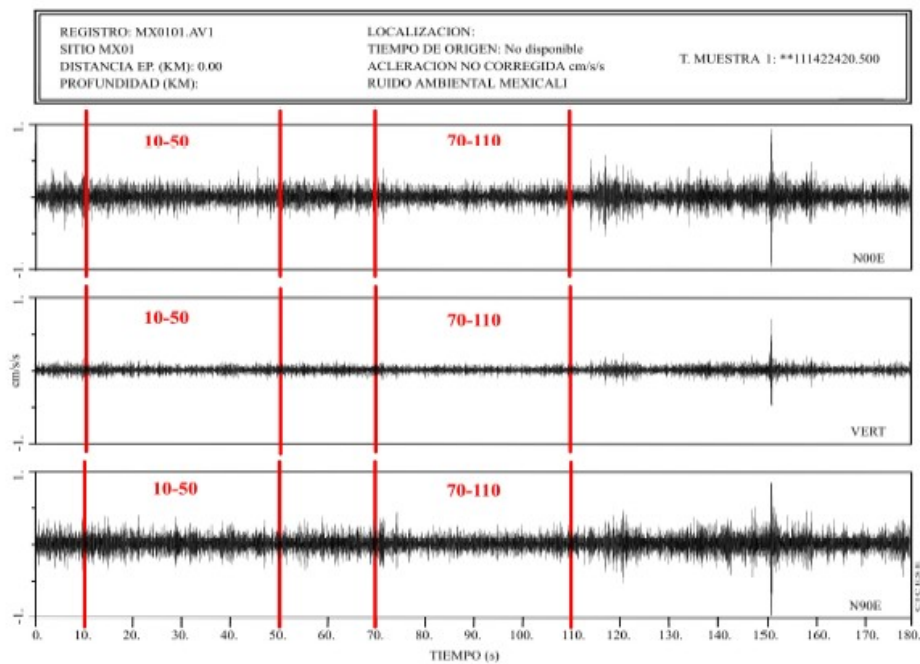


Figura 10. Aspecto típico de los registros de microtremores empleados en la estimación de periodos dominantes. Las series representan el movimiento del suelo en las direcciones norte-sur (serie superior), vertical (en medio), y este-oeste (abajo). Las líneas rojas verticales indican las ventanas de 40 s seleccionadas en este ejemplo: una entre los 10 y 50 s y otra entre 70 y 110 s.

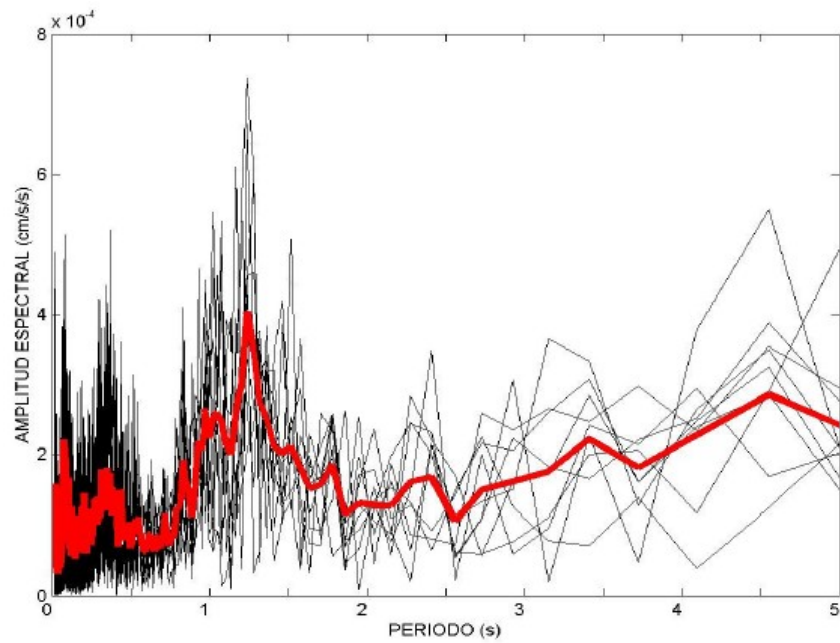


Figura 11. Ilustración del proceso de obtención del espectro promedio en un sitio de medición de periodos dominantes. Las líneas negras corresponden a los espectros individuales estimados a partir de la colección de ventanas de microtemores, de 40 segundos de longitud cada una, registradas en un sitio; mientras que la línea roja gruesa es el espectro promedio que será empleado en la ecuación 7.

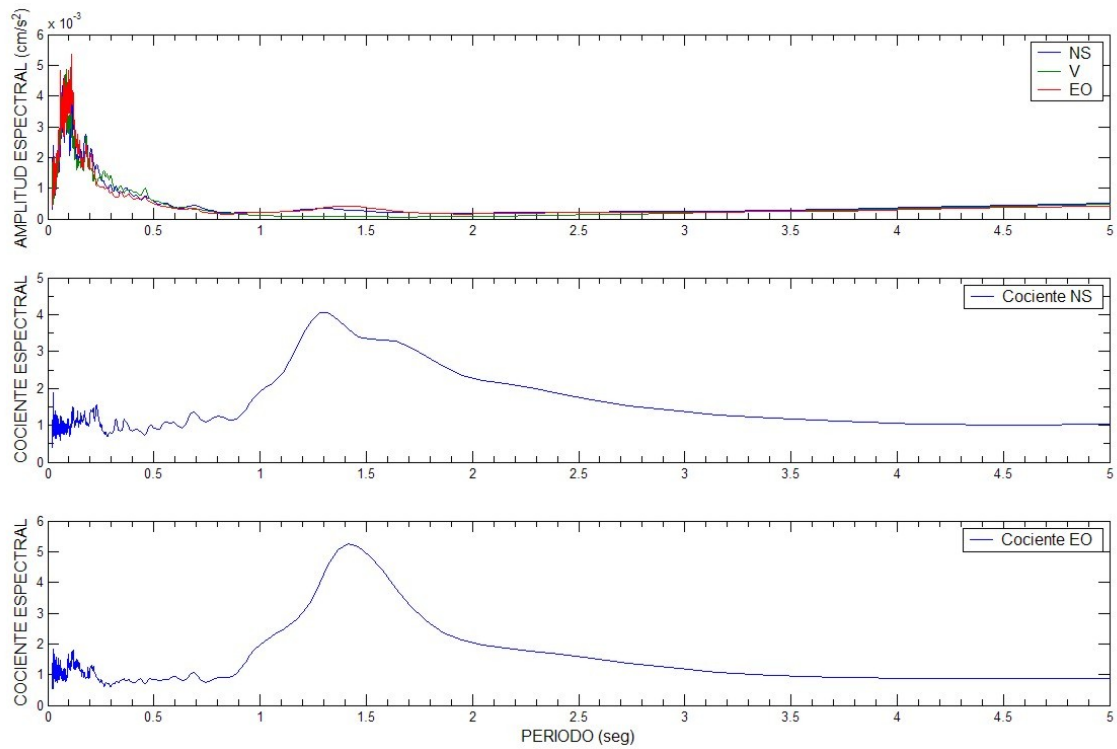


Figura 12. Ejemplo de la aplicación de la técnica de Nakamura en la medición del periodo dominante del movimiento del suelo. En la parte superior se aprecian los promedios de los espectros de amplitud de Fourier del componente vertical y de los dos horizontales, mientras que los gráficos inferiores muestran los cocientes espectrales horizontal sobre vertical. Estos datos provienen del sitio T11, en la cd. de Tijuana.

▪VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE (β_{30})

Existe una significativa relación entre el efecto de sitio y las condiciones geológicas superficiales (Aki, 1988). Esa relación ha sido expresada de diferentes maneras, desde las más sencillas que implican una clasificación simple de sitios en suelo y sitios en roca, hasta relaciones en términos de algún parámetro físico de los materiales terrestres cercanos a la superficie, tal como la velocidad de propagación de las ondas de corte (velocidad de cortante, β); existen justificaciones observacionales y teóricas para usar esta última aproximación (Bullen y Bolt, 1987; Aki y Richards, 1980).

La estructura somera de la velocidad de cortante es un elemento básico en los estudios de la amplificación del terreno y de la respuesta de sitio de cuencas sedimentarias; en particular, la velocidad de cortante en los primeros 30 m del subsuelo (β_{30}) es un parámetro útil en las normas actuales de construcción y se le usa en el diseño por sismo. Sin duda, debe ser integrado en los mapas de riesgo, particularmente en zonas urbanas. Los métodos tradicionales de prospección (refracción/reflexión) de velocidad de cortante tienen fuertes limitaciones cuando se trata de actuar en zonas urbanas o en sitios en que se prefiere métodos no destructivos. Los pozos geotécnicos son caros, por lo que se ha generado gran interés en alternativas de prospección que puedan operar en sitios con niveles de ruido sísmico alto, rápidas, y de bajo costo.

Los métodos sismológicos que utilizan ruido sísmico como señal significativa son adecuados, naturalmente, en zonas urbanas y en sitios con nivel alto de ruido sísmico. En la actualidad se utilizan ampliamente los siguientes métodos: SPAC (por Spatial

Autocorrelation: Aki, 1957), ReMi (por Refraction Microtremor: Louie, 2001), y la sísmica de dispersión de ondas superficiales (Shapiro *et al.*, 2005). Los tres coinciden en que intentan conocer las propiedades dispersivas del medio mediante un registro adecuado de ondas superficiales y de ahí inferir la estructura de velocidades.

En este trabajo se ha empleado el método de la sísmica de dispersión de ondas superficiales, con registros de microtremores, el cual es una extensión afortunada (Weaver y Lobkis, 2001, 2002; Campillo y Paul, 2003) del trabajo pionero de Aki (1957), quien propuso la medición de microtremores simultáneamente en varias estaciones, y la obtención de la curva de dispersión de la velocidad de fase de ondas de Rayleigh o de Love, mediante el cálculo del coeficiente de correlación espacial. En la exploración sísmológica para geotecnia este método tiene amplias perspectivas debido principalmente a las ventajas que ofrece el que la señal sea el ruido, y también al hecho de que el análisis de la dispersión de ondas superficiales puede involucrar la información asociada a la velocidad de grupo.

Las β_{30} se han estimado mediante la inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales Rayleigh, de acuerdo al siguiente procedimiento:

1. Registro simultáneo de 24 series de tiempo de microtremores,
2. Cálculo de las correlaciones cruzadas, para cada una de las 23 distancias entre sensores,
3. Transformación de las 23 correlaciones en un plano C-T, de donde se extrae la curva de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh,
4. Inversión de la curva de dispersión, para obtener un modelo estratigráfico de velocidad de cortante.

5. Cálculo del promedio β_{30} .

Paso 1). En cada sitio de estudio se instala un perfil de 24 sensores del componente vertical de la velocidad del suelo, con separación constante entre sensores, la cual depende de la longitud máxima disponible en cada lugar. La longitud de registro de cada traza (serie de tiempo de microtremores) es de 1200 segundos, con un intervalo de muestreo de 4 milisegundos. La figura 13 ilustra la disposición de un perfil de sensores.



Figura 11. Ilustración de la configuración del perfil lineal, con 24 sensores verticales, para el registro de microtremores.

Paso 2). En cada perfil de 24 sensores existen 23 distancias, d_i :

$$d_i = dx * I, \quad I=1, \dots, 23$$

donde dx es la separación constante entre sensores.

En la distancia d_i existen $L=N-I$ pares de trazas. Cada traza es dividida en ventanas de 20 s de longitud; ésto es, 60 ventanas en cada traza de 1200 segundos. La correlación correspondiente a cada distancia (γ_i) se obtiene como el promedio de $M=60L$ correlaciones de igual número de pares de ventanas de 20 s cada una. Por ejemplo, la correlación a la distancia $i=1$ está formada por el promedio de 1380 series de correlación entre pares de ventanas de 5000 puntos cada una. La figura 14 muestra un ejemplo de las funciones de correlación obtenidas en un perfil de 24 sensores verticales con separación constante de 3m.

Paso 3). La dispersión de ondas Rayleigh es obtenida a partir de la aplicación de la técnica descrita por McMechan y Yedlin (1981) y por Mokhtar *et al.* (1988), la cual consiste en la construcción de la curva de dispersión a partir de los máximos de la función de apilamiento de los espectros de Fourier de las series de ondas superficiales. Esta técnica crea un plano de amplitudes de apilamiento para un rango de velocidades de fase y un rango de frecuencias, definidos de acuerdo a la escala del problema estratigráfico. Se aplicó mediante el programa SACPOM96 del paquete de Computer Programs in Seismology (Herrmann y Ammon, 2004). Esta técnica de apilamiento es aplicada sobre el conjunto de series de correlación cruzada de microtemores, descrito en el paso anterior. La figura 15 presenta, como ejemplo, el plano C-T: velocidad de fase (C, en km/s) contra frecuencia (Hz), correspondiente al ensamble de correlaciones presentado

en la figura 14. Los puntos que forman la curva de dispersión son fácilmente identificables como alineaciones de puntos de máxima amplitud (color rojo en los gráficos de los planos), que corresponden a la forma 'común' de dispersión de velocidad de fase. En la figura 15 se aprecian los puntos elegidos manualmente como representativos de la curva de dispersión del modo fundamental (modo 0) de las ondas Rayleigh; esa curva se comporta de la manera esperada: velocidades de fase bajas para frecuencias altas, que se incrementan hacia las bajas frecuencias.

Paso 4). Se emplea el programa SURF96 del paquete de Computer Programs in Seismology (Herrmann y Ammon, 2004), el cual tiene implantado un esquema iterativo de inversión pesada. Sólo se invierte la velocidad de cortante, se deja fijo el cociente de poisson en 0.25 y se calcula la densidad a partir de la velocidad de onda p correspondiente. En la figura 16 se observa el resultado de la inversión de una curva de dispersión: a la izquierda se encuentra el modelo estratigráfico final de velocidad de cortante (línea roja) que mejor satisface a las observaciones, en el sentido de los mínimos cuadrados, junto al modelo inicial propuesto (línea azul); a la derecha se aprecia la curva de dispersión producto del modelo final, sobrepuesta a las observaciones. En esa misma figura se aprecian el valor calculado para β_{30} .

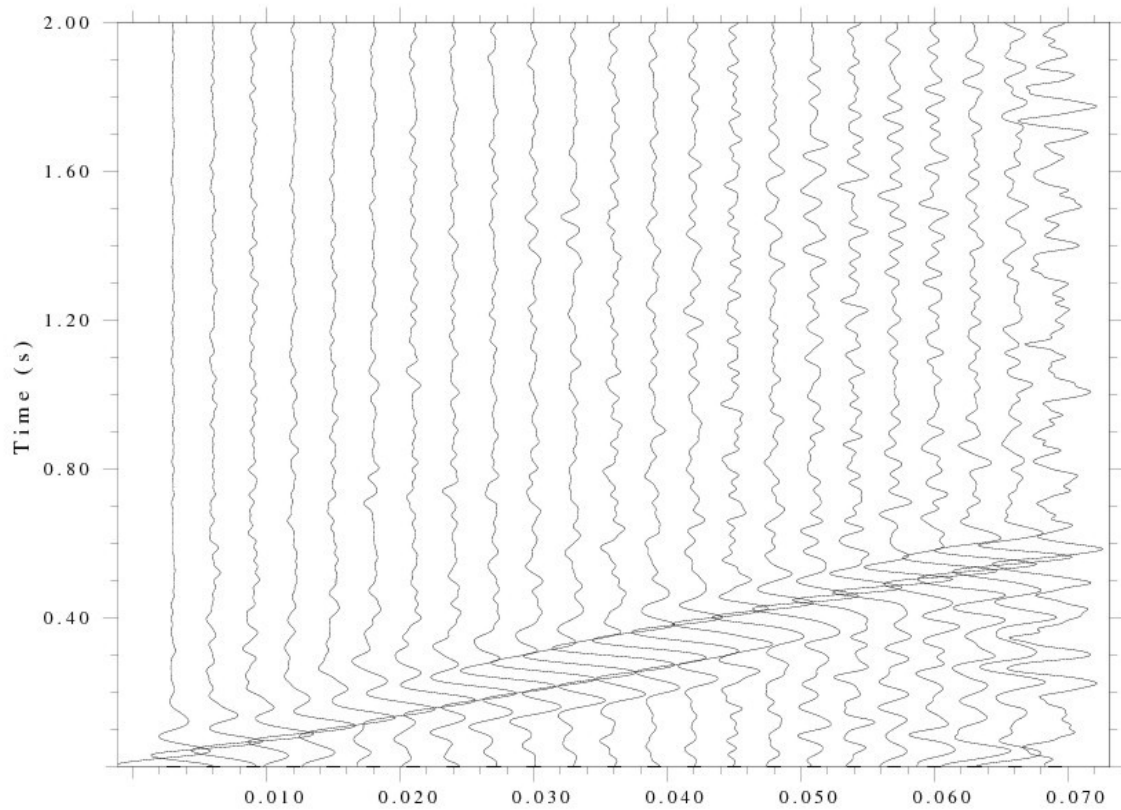


Figura 14. Ilustración del proceso de correlación cruzada realizado con las 24 trazas de un perfil de sensores verticales, con separación constante de 3 m. Tomado de Acosta *et al.*, 2007.

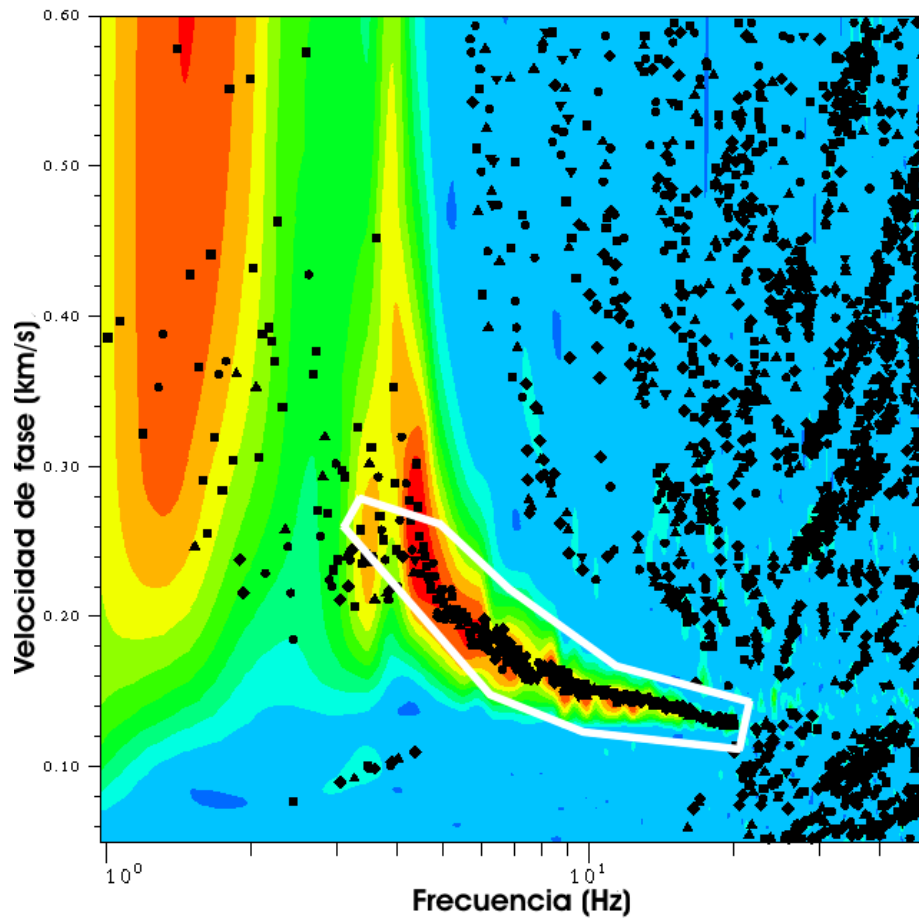


Figura 15. Ilustración del método de inversión de velocidades sísmicas: la transformación de la información del ensamble de correlaciones mostradas en la figura anterior, hacia el plano C-T. El polígono blanco encierra a los puntos elegidos como representativos de la dispersión de velocidad de fase. Tomado de Acosta *et al.*, 2007.

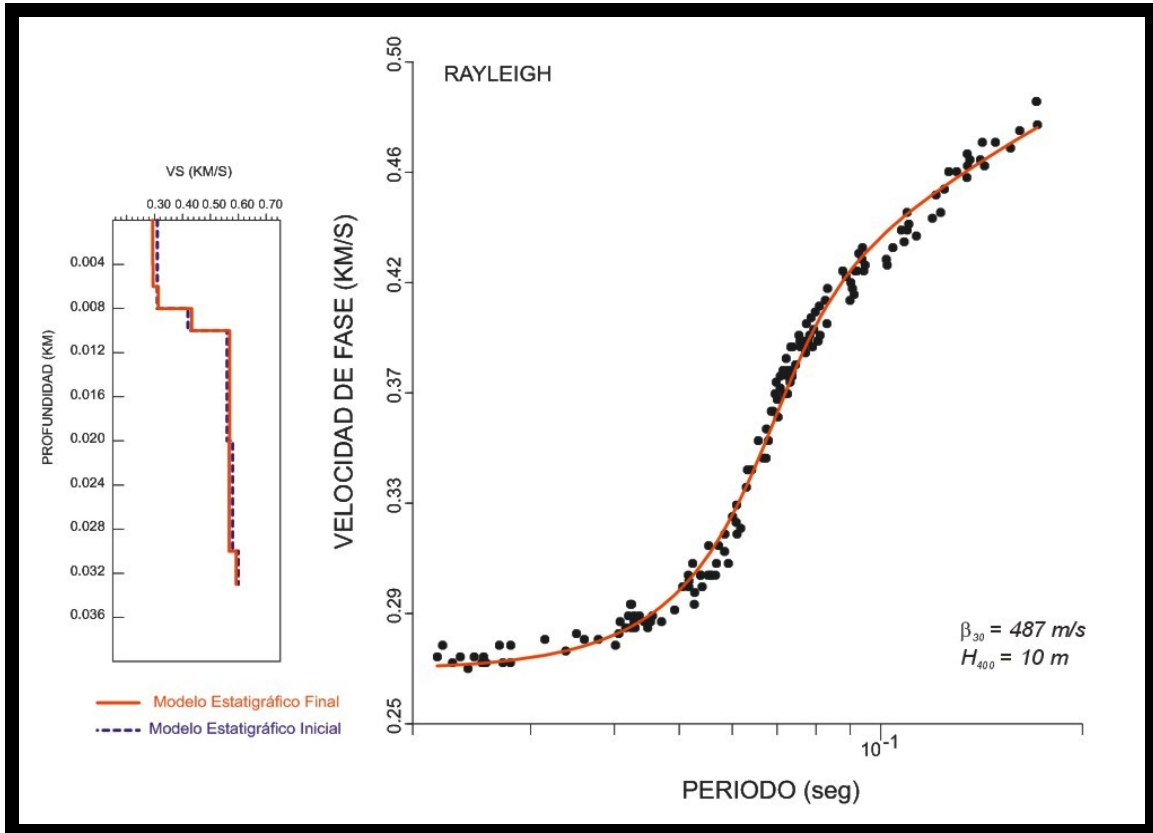


Figura 16. Ejemplo que ilustra la aplicación del proceso de inversión de la estructura de velocidad de cortante, en un sitio de estudio en Tijuana (TUN). A la izquierda se muestran los modelos invertido final (rojo continuo) y el inicial (azul). A la derecha aparecen las observaciones para la dispersión de velocidad de fase y de grupo, y la curva de dispersión ajustada.

▪FACTORES DE AMPLIFICACIÓN

Una de las más importantes caracterizaciones lo constituye la distribución de los factores de amplificación del movimiento del suelo inducido por terremotos. La cuantificación de la amplificación del movimiento del suelo generalmente involucra el empleo de un sitio de referencia, respecto al cual se estima la llamada amplificación relativa. Usualmente el interés de la Ingeniería está en la amplificación en los suelos suaves y por lo común se emplean como sitios de referencia aquellos situados sobre roca firme. En este trabajo se emplean métodos de cocientes para el cálculo de la amplificación relativa. El punto crítico en la aplicación de estos métodos consiste en la suposición de que los registros del movimiento en la superficie de la roca, ésto es, en el sitio de referencia, es equivalente al movimiento en la base de la columna de suelo suave donde se estimará la amplificación. Esto último implica exigir que la referencia tenga un efecto de sitio nulo; en el dominio de la frecuencia eso es equivalente a tener una función de ganancia con amplitud unitaria constante; o sea, en roca se espera la respuesta sísmica representativa de un semiespacio.

La figura 17 ilustra el concepto de sitio de referencia; allí se muestra, por medio de la simplificación de la teoría de rayos, las señales sísmicas que provienen de la misma fuente y que arriban a la base de una columna estratigráfica (P) y también a un sitio rocoso (R) cercano al punto de interés sobre los sedimentos (S), la asunción básica es que las señales que arriban a P y R son iguales y ninguna de las dos tiene efecto alguno de sitio. Dicha asunción puede considerarse correcta cuando la distancia entre los puntos P y R es mucho menor que la distancia epicentral, ya que en este caso las diferencias en los

efectos de fuente son mínimas entre los dos rayos y las trayectorias seguidas por éstos son prácticamente las mismas, salvo en las cercanías de la superficie. Adicionalmente, se impone la condición de que el basamento geológico sea el mismo en los puntos P y R. En este trabajo se emplean combinaciones de estaciones sísmicas, estaciones de referencia y epicentros, tal que se cumplan esas condiciones y así poder asegurar la correcta aplicación de la técnica de cocientes espectrales con estación de referencia sobre afloramiento rocoso.

Los cocientes espectrales se calculan dividiendo los espectros obtenidos en zonas de suelo blando o suave, tales como los formados por materiales no cohesivos o roca intemperizada, entre aquellos obtenidos en roca firme. Un cociente realizado en el dominio de la frecuencia es equivalente a realizar una deconvolución en el dominio del tiempo; ésto significa que al dividir el espectro de la estación i entre el espectro en la estación de referencia j , se está deconvolucionando la información registrada en j de la información registrada en i ; si j está en la roca considerada como basamento, entonces la información que se deconvoluciona de i será la producida por los factores de fuente y trayectoria, por lo cual se espera que el resultado de los cocientes espectrales serán los efectos de sitio (expresados como un factor de amplificación relativa):

$$A_{ijk}(f) = \frac{E_{ik}(f)}{E_{jk}(f)} \quad , \quad (9)$$

donde:

$A_{ijk}(f)$ es la amplificación del sitio i relativa al sitio de referencia j , para el terremoto k ,

$E_{ik}(f)$ es el espectro del terremoto k , en el sitio i ,

$E_{jk}(f)$ es el espectro del terremoto k , en la estación de referencia j ,

$i=1,...,N$ sitios de estudio; $j=1,...,M$ estaciones de referencia; $k=1,...,L$ terremotos de la base de datos.

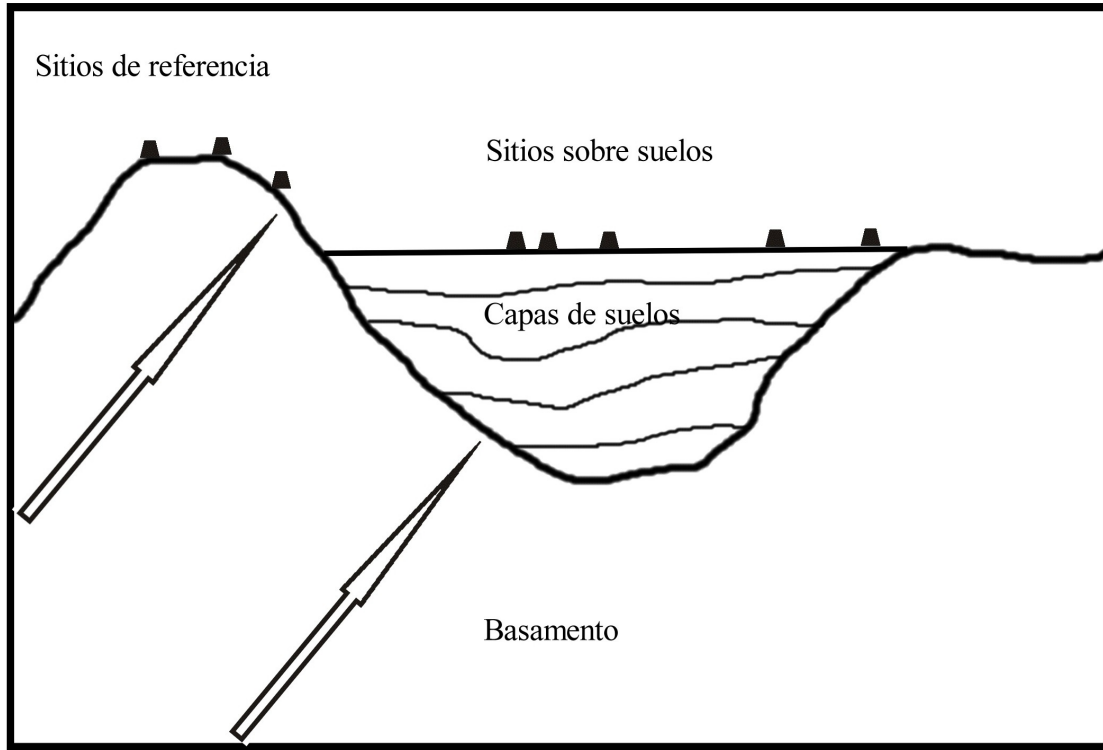


Figura 17. Diagrama que ilustra el concepto de “sitio de referencia”.

La ecuación (9) implica que en el sitio de estudio i se tendrán L curvas de amplificación (en función de la frecuencia), una para cada terremoto, lo cual constituye la familia de curvas de amplificación respecto a la estación de referencia j . Se pretende definir una sola curva de amplificación relativa para cada uno de los M sitios de estudio, por lo que habrá que computar promedios:

Promedio sobre los terremotos:

$$A_{ij}(f) = \frac{1}{L} \sum_{k=1}^L \frac{E_{ik}(f)}{E_{jk}(f)} \quad (10)$$

La serie $A_{ij}(f)$ es la función de amplificación (o ganancia) observada en el sitio i , en función de la frecuencia, respecto al sitio de referencia j , para todos los L terremotos registrados simultáneamente en i y j .

Cada terremoto k genera un acelerograma en el sitio de referencia j , y otro en la estación i , a los cuales llamaremos α_j y α_i , respectivamente. La obtención de los factores de amplificación relativa, expresados con las ecuaciones (9) y (10), se describe a continuación. Sobre cada acelerograma digital son aplicados los siguientes procesos:

1. La edición inicial y cambios de formatos de los datos provenientes de los sismógrafos, son aplicados con procedimientos dependientes del modelo instrumental. Los datos procedentes de la estación de referencia, son editados con la programación proporcionada por el consorcio de universidades IRIS-PASSCAL; mientras que sobre los datos provenientes de las estaciones con sismógrafos modelo SSR-1 se aplican procedimientos desarrollados en CICESE.
2. Se aplican sobre los acelerogramas los procesos definidos en el Paquete de Procesamiento Estándar de Acelerogramas (Acosta, 1990), del cual se utilizaron los procedimientos correspondientes a los volúmenes I, III y utilerías. Al final de esta etapa se tiene una base de datos consistente en los espectros de Fourier de los sismogramas; o sea $E_{ik}(f)$ y $E_{jk}(f)$ de la ecuación (1).
3. Se calculan los cocientes espectrales con el programa COCIEN (Acosta, 1990) entre estaciones situadas en las diferentes litologías superficiales (CCC, CFE, COL, PCI, PLA y TUN) y la estación situada en roca firme (CNA).

Los datos básicos para la estimación de los factores de amplificación relativa lo constituyen los sismogramas digitales de la aceleración del suelo, inducida por terremotos

ocurridos en las zonas sismogénicas que rodean a la región de estudio. Para obtener acelerogramas, se instaló una red sismológica con sensores de aceleración del suelo (Red Acelerométrica de Tijuana, RAT), en siete sitios dentro de la zona urbana de Tijuana. Uno de los sitios se instaló sobre afloramiento rocoso, por exigencia de la metodología empleada en el análisis de datos.

Durante el mes de noviembre de 2007 se inició la búsqueda de sitios para la instalación de las estaciones acelerométricas; visitamos diversos lugares dentro de la zona urbana, en búsqueda de sitios tranquilos, protegidos y con los tipos de suelo que nos interesa para este estudio. Se inició la instalación de la RAT el día 10 de diciembre de 2007. Primero se instaló una estación sobre afloramiento rocoso (CNA), dentro de los terrenos de la Comisión Nacional del Agua en la presa Abelardo L. Rodríguez, la cual sirvió como estación de referencia para la estimación de la amplificación relativa dentro de la zona urbana de Tijuana; luego se instalaron estaciones acelerométricas dentro de las siguientes instalaciones de la Comisión Estatal de Servicios Públicos de Tijuana: tanque de almacenamiento de agua Cerro Colorado (COL), tanque de almacenamiento Aguaje de le Tuna (TUN) y planta de tratamiento de aguas de Playas de Tijuana (PLA); asimismo, se instaló una estación en las instalaciones de la Comisión Federal de Electricidad en el Blvd. Benítez (CFE) y otra en el terreno de Protección Civil de Tijuana (PCI) y dentro de las instalaciones del Centro de Control, Comando y Cómputo de la Policía Municipal (CCC).

La tabla I describe las ubicaciones de las estaciones: descripción del sitio, siglas de identificación, coordenadas geográficas y altura. La figura 18 muestra las ubicaciones de las estaciones de la red acelerométrica, sobre un mapa con las principales vialidades de la

ciudad (© Google Map Data, 2008). La figura 19 muestra las estaciones sobre el mapa de microzonificación del suelo; allí se observa que la estación CNA quedó ubicada sobre un afloramiento rocoso. Las figuras 20 hasta 26 presentan acercamientos a las estaciones de la RAT, sobre mapas urbanos para facilitar su ubicación.

Tabla I. Ubicaciones de las estaciones de la Red Acelerométrica de Tijuana.

Estación	Siglas	Latitud	Longitud	Altura (m)
CNA-Presa	CNA	32° 26.82249	-116° 54.51909	127
Centro Control Policía	CCC	32° 31.61833	-116° 59.63166	123
Tanque Aguaje de la Tuna	TUN	32° 28.55069	-117° 00.34791	218
Tanque Cerro Colorado	COL	32° 29.87060	-116° 52.74908	225
CFE-Benítez	CFE	32° 29.51547	-116° 56.69323	78
Planta Bombeo Playas	PLA	32° 30.33768	-117° 07.36015	16
Protección Civil del Estado	PCI	32° 30.60574	-117° 03.23889	196

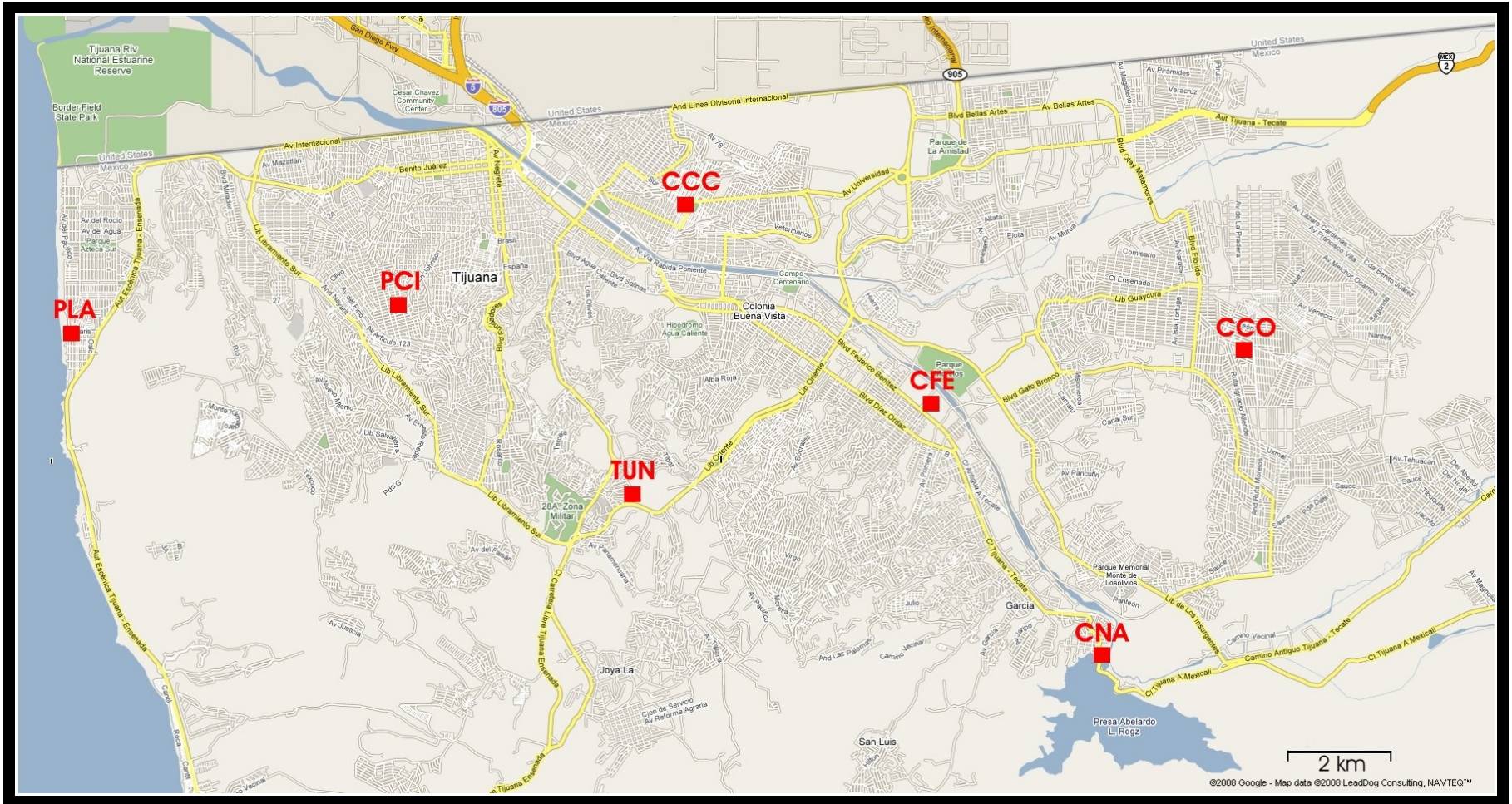


Figura 18. Ubicaciones de las estaciones que conforman la Red Acelerométrica de Tijuana. CNA es la estación de referencia, sobre afloramiento rocoso.

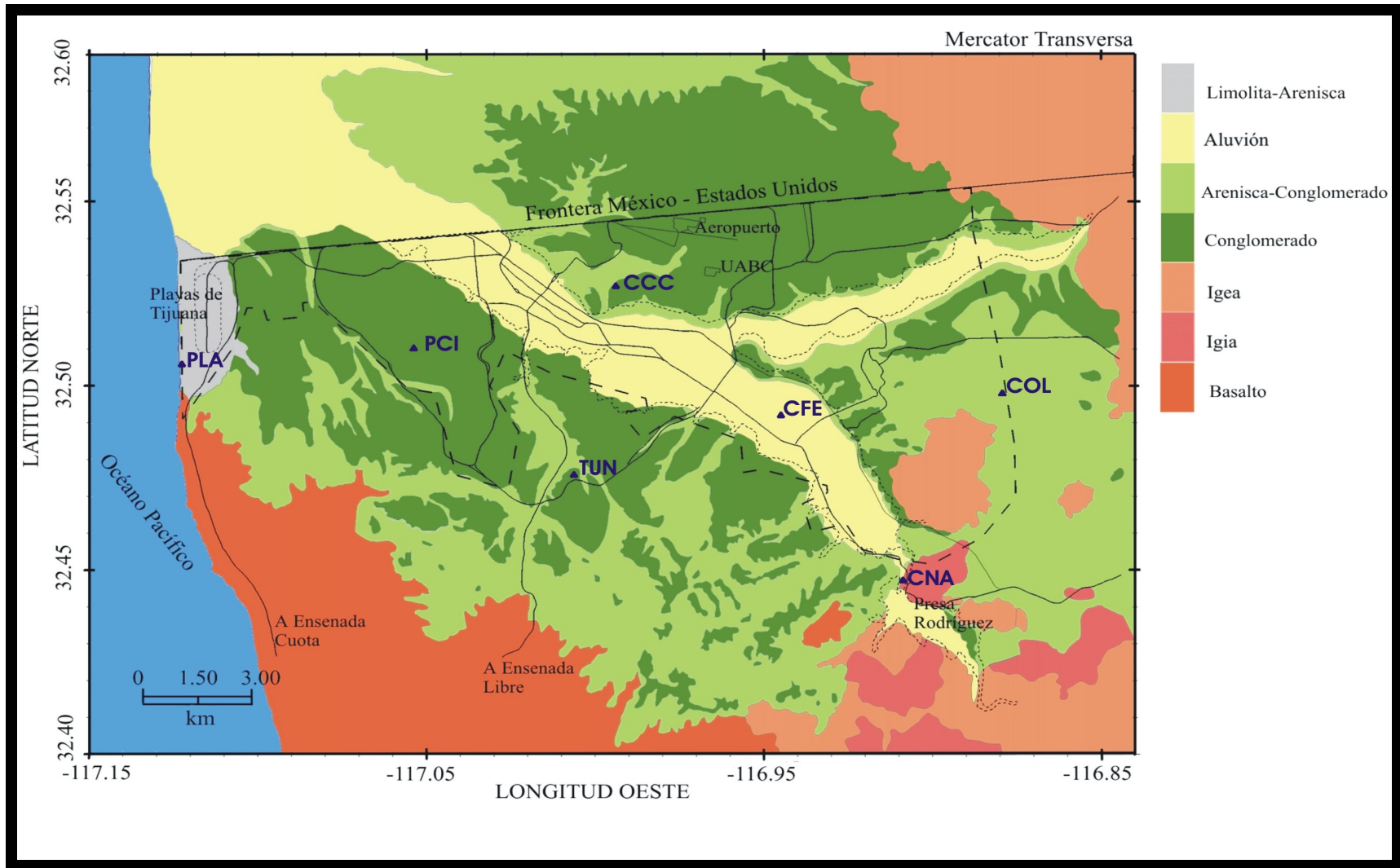
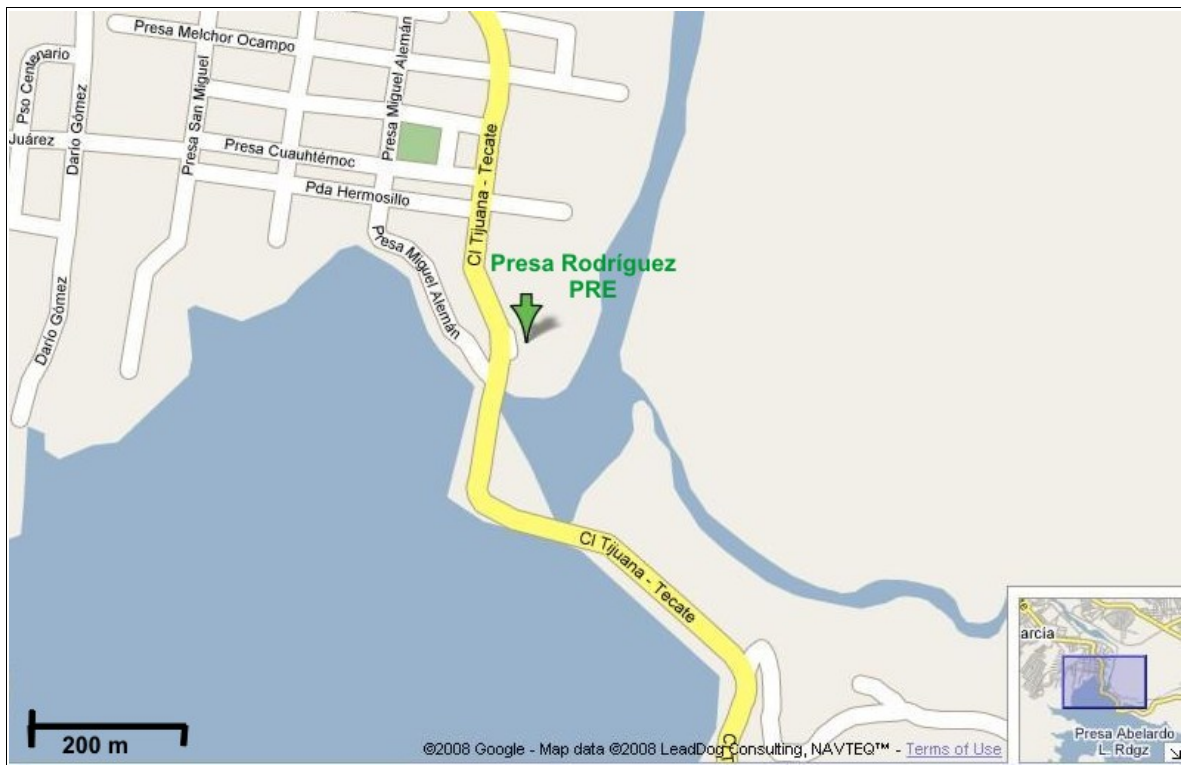
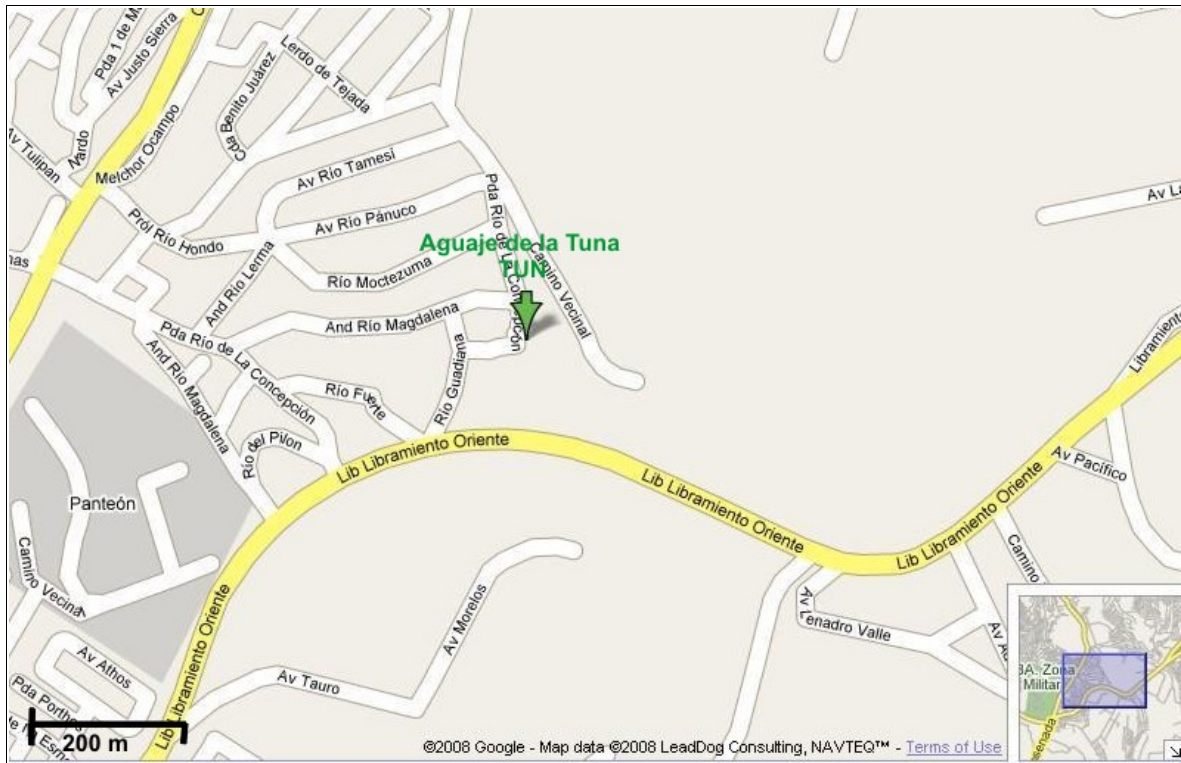


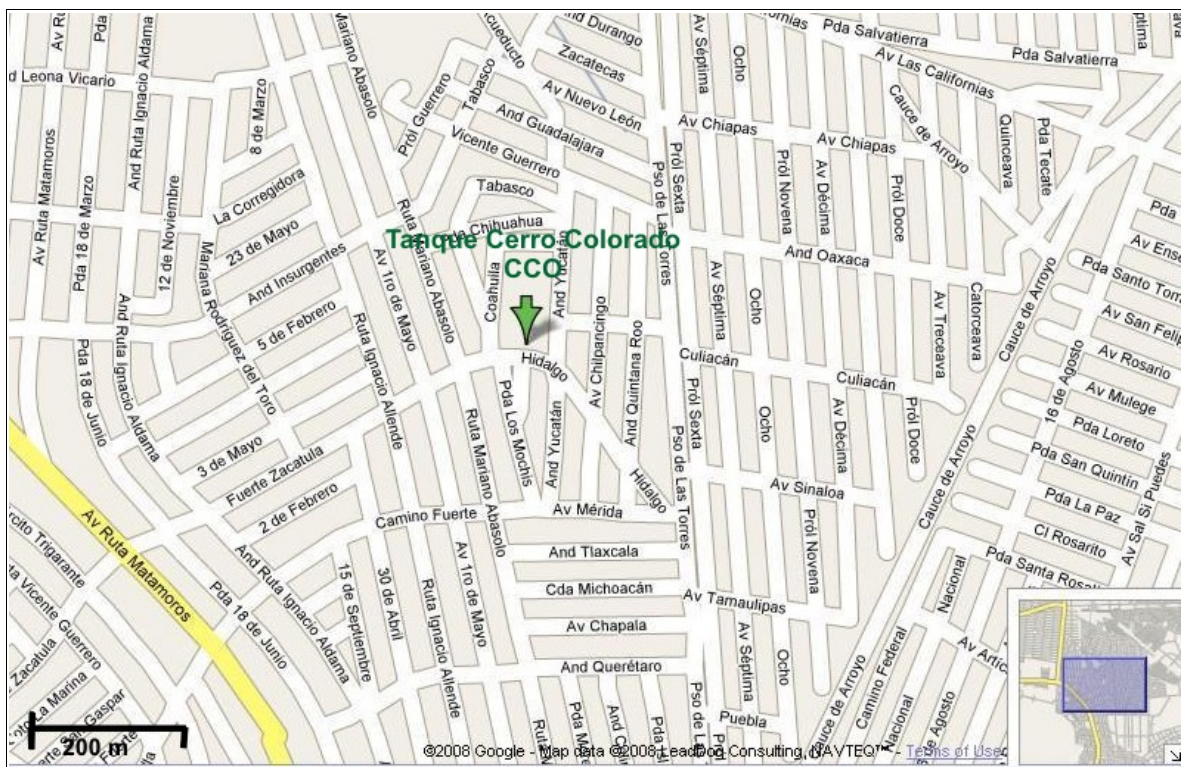
Figura 19. Ubicaciones de las estaciones (triángulos) de la Red Acelerométrica de Tijuana, mostradas sobre la geología superficial de la región. Nótese que la estación de referencia (CNA) se encuentra sobre un afloramiento rocoso.



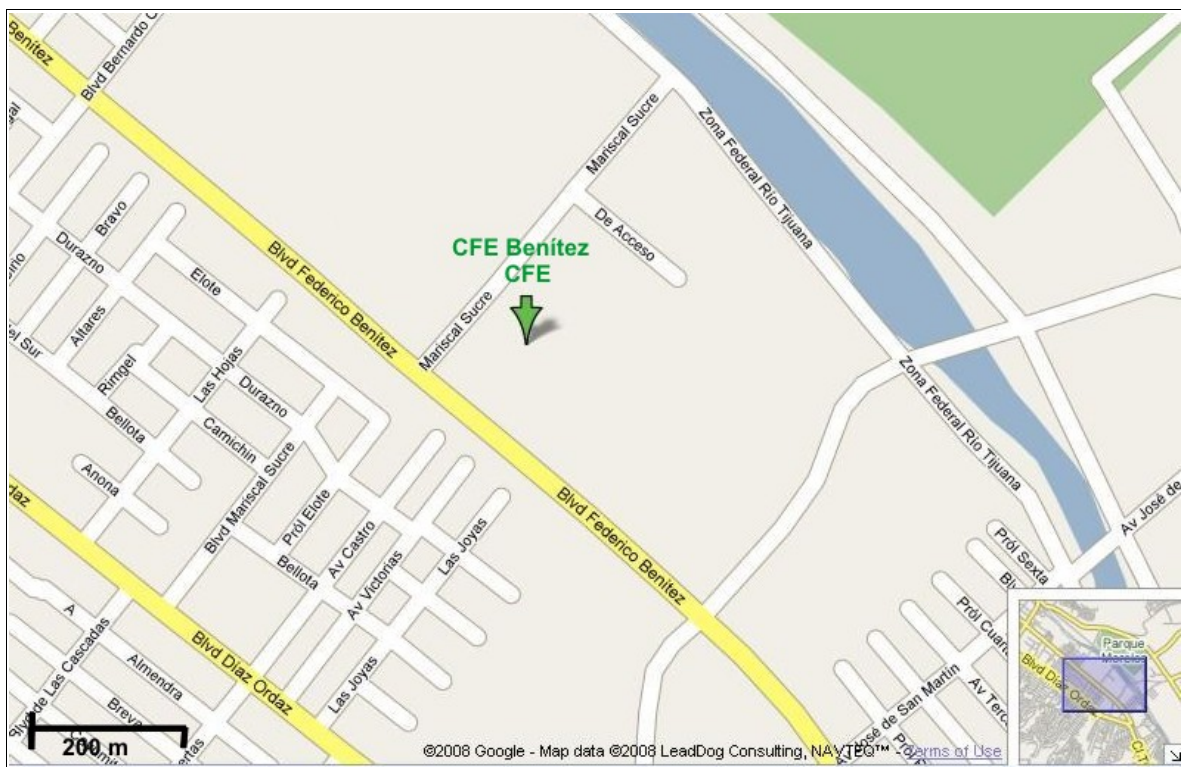
Figuras 20.a (arriba) y 20.b. Detalle de la ubicación de la estación CNA.



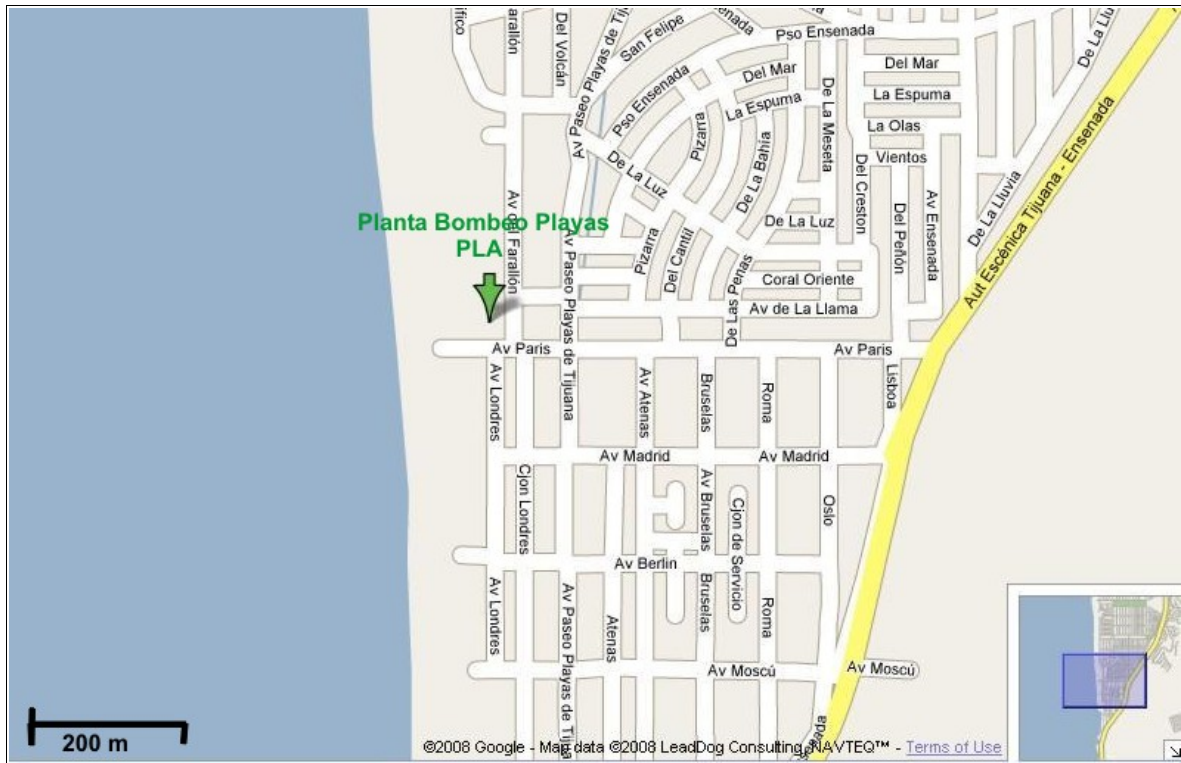
Figuras 21.a (arriba) y 21.b. Detalle de la ubicación de la estación TUN.



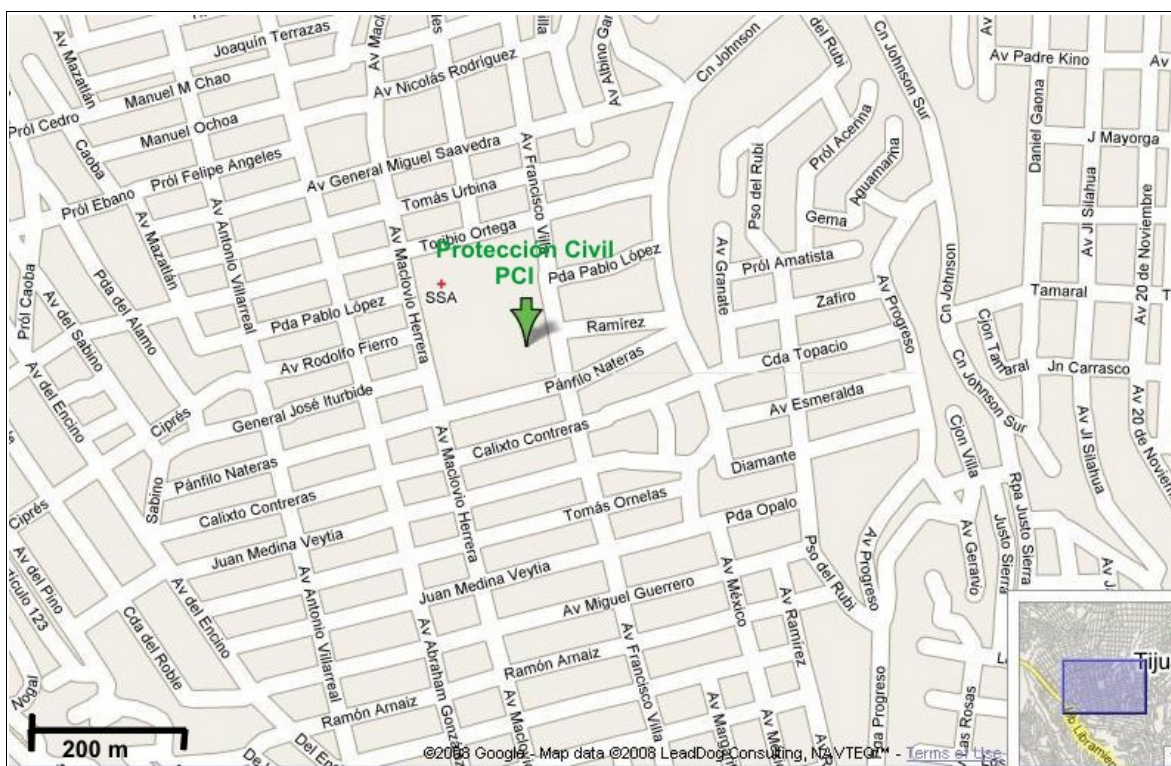
Figuras 22.a (arriba) y 22.b. Detalle de la ubicación de la estación CCO.



Figuras 23.a (arriba) y 23.b. Detalle de la ubicación de la estación CFE.



Figuras 24.a (arriba) y 24.b. Detalle de la ubicación de la estación PLA.



Figuras 25.a (arriba) y 25.b. Detalle de la ubicación de la estación PCI.

En la red acelerométrica se emplean dos modelos de sismógrafos: uno marca REFTEK modelo 72A-07, con sistema de control de tiempo GPS 111A, y seis sismógrafos digitales marca Kinematics, modelo SSR-1. Los sensores del movimiento del suelo son de tres modelos: acelerómetros marca Kinematics, modelo WR-1, de banda ancha; acelerómetros marca Teledyne, modelo S-510, de banda ancha; y acelerómetros marca Kinematics, modelo FBA-3, de banda ancha. En todas las estaciones se colocaron tres acelerómetros, orientados en tres direcciones ortogonales: vertical, norte-sur y este-oeste.

La tabla II presenta los parámetros físicos de operación de los instrumentos de grabación; mientras que la tabla III lo hace para los sensores de aceleración. La distribución de los diferentes modelos de instrumentación se describe en la tabla IV. A continuación, presentamos una ligera explicación sobre el significado de los parámetros físicos contenidos en las tablas II y III.

Constante del Motor (G): se refiere al factor de conversión del voltaje inducido por el sistema electromagnético del sensor, a cuentas digitales grabadas por los sismógrafos; es expresado como cuentas/voltios.

Ganancia: es la cantidad de amplificación aplicada a la señal sísmica, antes de grabarla.

Sensitividad: representa el factor de conversión entre la velocidad (o aceleración) de la masa del sensor, y el voltaje presente en la salida del sismómetro, sus unidades son Voltios/cm/s (o V/cm/s²).

Frecuencia Natural: se refiere a la frecuencia característica de sistema elástico del sensor, sus unidades son Hertz.

Amortiguamiento: Es el factor de amortiguamiento del sistema electromagnético-elástico del sensor, expresados como fracción del amortiguamiento crítico (% crit).

Muestreo: es la cantidad de muestras grabadas en cada segundo de registro.

Tabla II. Parámetros instrumentales de los sismógrafos utilizados en el presente estudio.

Grabadora Kinometrics SSR-1	
Sensitividad	13107.2 cuentas/ V
Ganancias	1, 10 o 100
Muestreo	100 muestras/s
Grabadora REFTEK 72A	
Sensitividad	527562.503 cuentas/ V
Ganancia	32
Muestreo	100 muestras/s

Tabla III. Parámetros instrumentales de los acelerómetros empleados en este estudio.

Sensor Kinometrics WR-1	
Constante del Motor (G)	250 V/g
Frecuencia Natural Nominal	20 Hz
Amortiguamiento	0.7 del crítico
Sensor Kinometrics FBA23	
Constante del Motor (G)	2.50V/g
Frecuencia Natural Nominal	50 Hz
Amortiguamiento	0.66 del crítico
Sensor Teledyne S510	
Constante del Motor (G)	500 V/g
Frecuencia Natural Nominal	200 Hz
Amortiguamiento	0.7 del crítico

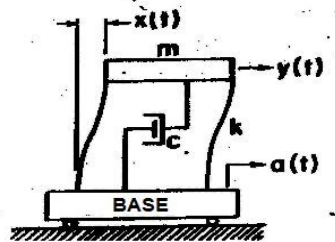
Tabla IV. Tipo de instrumentación empleada en cada estación acelerométrica de Tijuana. Las características de cada modelo de grabadora se encuentra en la tabla II y de cada sensor en la tabla III.

Estación	Siglas	Grabadora	Sensores
CNA-Presa	CNA	Refttek 72A-07	Kinematics WR-1
Pila Cerro Colorado CESPT	COL	Kinematics SSR-1	Kinematics WR-1
CFE-Benitez	CFE	Kinematics SSR-1	Kinematics FBA23
Centro Control Policia	PCC	Kinematics SSR-1	Kinematics FBA23
Pila Aguaje de la Tuna CESPT	TUN	Kinematics SSR-1	Kinematics FBA23
Protección Civil del Estado	PCI	Kinematics SSR-1	Kinematics FBA23
Planta de bombeo de Playas	PLA	Kinematics SSR-1	Kinematics WR-1

Espectros de respuesta. Los acelerogramas de la base de datos obtenida con la RAT ha sido empleado para obtener los espectros de respuesta (ER) promedio en cada estación. El cálculo de los ER se realiza con el procedimiento numérico descrito en la figura 27. El objetivo es encontrar una forma patrón que caracterize a cada sitio, en términos de la respuesta de una estructura de un grado de libertad; para ello, usaremos todos los ER escalados (normalizados) a un valor común de la aceleración. Esto es, dado un acelerograma registrado en una estación, escalamos ese acelerograma de tal manera que su amplitud máxima sea igual a la aceleración máxima que le corresponde, de acuerdo a su ubicación, dentro del mapa predictivo de la figura 45. Con ese acelerograma escalado calculamos el ER y luego promediamos todos los ER obtenidos en esa estación. Nótese que de cada acelerograma se mantienen inmutables la forma, duración, contenido espectral y amplitudes relativas, cambiando únicamente el valor de la amplitud absoluta máxima. El procedimiento para obtener el ER promedio en cada estación es:

1. Escalamiento de los acelerogramas. Existen dos acelerogramas horizontales para cada terremoto,
2. Cálculo de los espectros de respuesta de aceleración absoluta de todos los terremotos. Son $(2 * \text{número de terremotos})$ ER,
3. Cálculo del promedio espectral.

La figura 28 muestra, como ejemplo, los ER calculados para la estación CNA, con 70 acelerogramas de terremotos (curvas negras), y el ER promedio estimado (curva roja).



$x(t)$ = Movimiento Relativo de la masa (m) con respecto a la base.

$y(t)$ = Movimiento Absoluto de la masa (m) con respecto al suelo.

$a(t)$ = Aceleración Absoluta de la base con respecto al suelo.

ECUACION DEL MOVIMIENTO DE LA MASA

$$\ddot{x} + 2\omega_n \xi \dot{x} + \omega_n^2 x = -a(t)$$

Donde: $\omega_n = \sqrt{k/m}$ = Frecuencia Natural.

$$T = \frac{2\pi}{\omega_n} = \text{Periodo.}$$

$\xi = c / 2m\omega_n$ = Amortiguamiento crítico.

SOLUCION GENERAL

$$x(t) = -\frac{1}{\omega_n \sqrt{1-\xi^2}} \int_0^t a(\tau) e^{-\omega_n \xi (t-\tau)} \sin \omega_n \sqrt{1-\xi^2} (t-\tau) d\tau$$

DEFINICION DEL ESPECTRO DE RESPUESTA

$SD = |x(t)|_{\text{máx}}$ = Espectro de Respuesta del desplazamiento Relativo.

$SV = |\dot{x}(t)|$ = Espectro de Respuesta de Velocidad Relativa.

$SA = |\ddot{x}(t)|$ = Espectro de Respuesta de la aceleración Absoluta.

$PSV = \omega_n SD = \frac{2\pi}{T} SD$ = Espectro de Pseudovelocidad.

$PSA = \omega_n^2 SD = \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 SD$ = Espectro de Pseudoaceleración.

Figura 27. Definición y procedimiento numérico para el cálculo del espectro de respuesta.

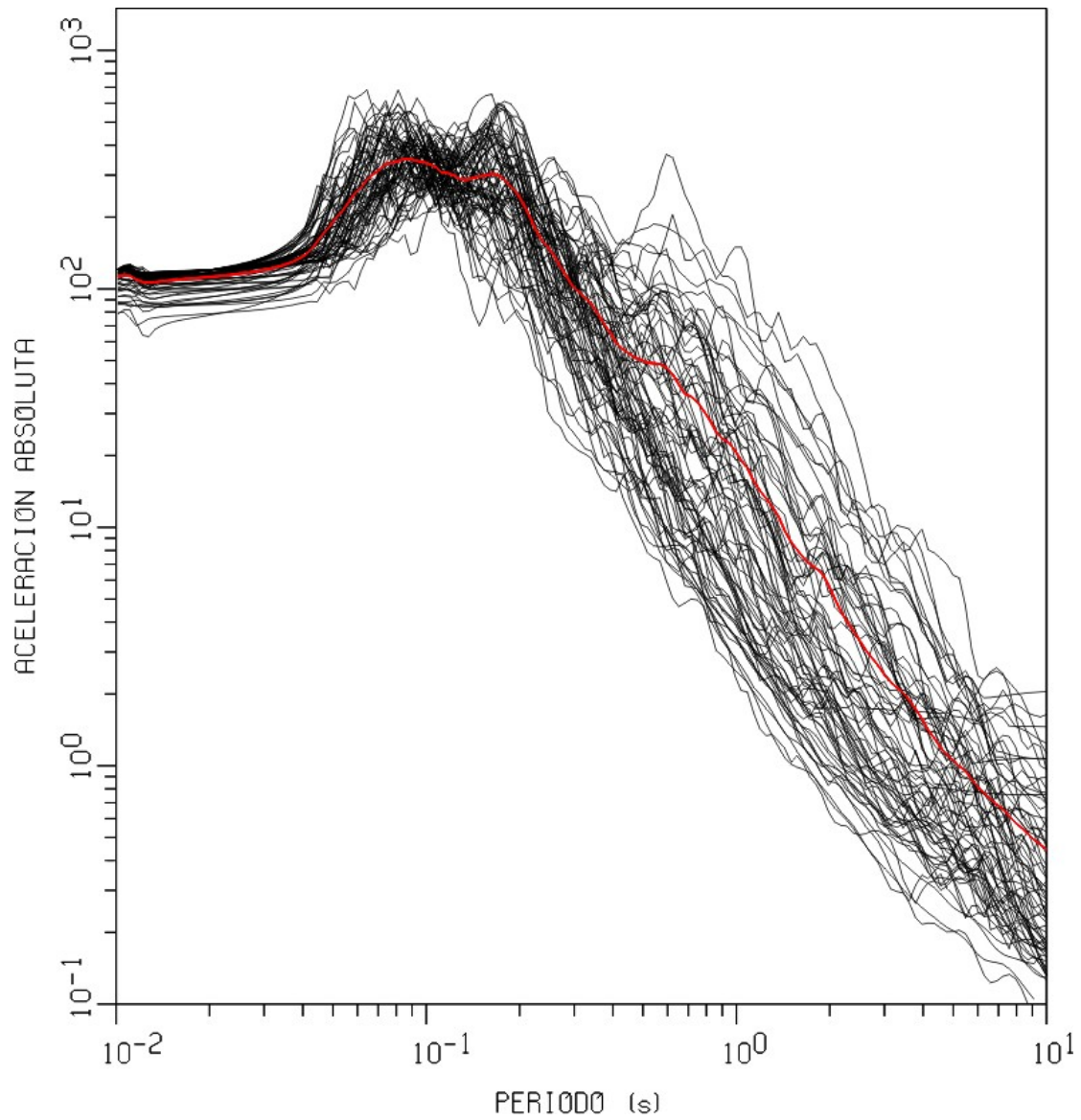


Figura 28. Ilustración del cálculo del espectro de respuesta promedio en una estación de la RAT, en este caso CNA. Las curvas negras continuas son los ER correspondientes a 70 acelerogramas registrados en esa estación. La línea roja continua es el promedio.

■MAPAS PREDICTIVOS

En aquellas regiones donde no se dispone de acelerogramas o sismogramas correspondientes a sismos fuertes, como es el caso de la región de estudio, es necesario recurrir a métodos de predicción de los máximos movimientos del suelo con propósitos de valorar el riesgo sísmico.

Los métodos predictivos se basan en el empleo de *ecuaciones predictivas*, las cuales se originan en un análisis estadístico de registros de movimiento del suelo en alguna región particular, y por tanto son válidas para esa región, aunque también suelen ser empleadas en otras regiones con características sismotectónicas similares a las de la región original.

El efecto de un terremoto sobre un punto en la superficie de la tierra, efecto que describimos como el movimiento del suelo, depende básicamente de los tres factores que controlan al fenómeno sísmico: fuente, trayectoria y sitio. En las ecuaciones empíricas predictivas los tres factores mencionados suelen combinarse en una ecuación paramétrica, cuyos coeficientes son determinados mediante técnicas empíricas aplicadas a grandes conjuntos de registros de terremotos.

En las formas más comunes de ecuaciones predictivas la fuente generalmente es representada como una función de la magnitud del terremoto; la trayectoria por medio de la atenuación inelástica y la expansión geométrica, mientras que el efecto de sitio ha sido representado por medio de funciones de algún parámetro físico del suelo, tal como la velocidad de ondas sísmicas de corte en la estratigrafía somera (β_{30}) según Joyner y Fumal (1985). El éxito en la predicción de la distribución de los máximos movimientos

del suelo ante la ocurrencia de un terremoto, depende de la cantidad y calidad de los datos disponibles con respecto a las áreas sismogénicas y a los suelos de la región de estudio.

Para la región de estudio se buscó una ecuación predictiva que fuese válida para la zona sismotectónica dominante allí. Se encontró que las ecuaciones predictivas desarrolladas por Boore *et al.* (1997) y Joyner y Fumal (1985) son apropiadas para esta región ya que fueron obtenidas con análisis de regresión de datos sísmicos del oeste de Norteamérica.

Para la estimación de la aceleración máxima horizontal (dirección aleatoria) se utiliza la siguiente ecuación (Boore *et al.*, 1997):

$$\ln a = -0.242 + 0.527(M-6) - 0.778 \ln r - 0.371 \ln (\beta/1396), \quad (11)$$

donde:

a = valor a predecir para la aceleración, en cm/s^2 ,

M = magnitud de momento (Hanks Y Kanamori, 1979), de 5.5 a 7.5,

$r = (d^2 + 5.57^2)^{1/2}$,

d = distancia al punto más cercano sobre la proyección de la falla en superficie, en km,

β = velocidad de propagación somera de las ondas de corte, en m/s.

Para la estimación de la velocidad máxima horizontal (dirección aleatoria) se utiliza la siguiente ecuación (Joyner y Fumal, 1985):

$$\log v = 2.17 + 0.49(M-6) - \log r - 0.0026 r - 0.45 \log (\beta/1190), \quad (12)$$

donde:

v = valor a predecir para la velocidad máxima horizontal en dirección aleatoria, en cm/s,

M = magnitud de momento, de 5.5 a 7.5,

$r = (d^2 + 16)^{1/2}$,

d = distancia al punto más cercano sobre la proyección de la falla en superficie, en km,

β = velocidad de propagación somera de las ondas de corte, en m/s.

Newmark y Rosenblueth (1976) mencionan que las escalas instrumentales de intensidad que se apoyan exclusivamente en la máxima aceleración del terreno o en la

traza máxima de algún tipo de sismógrafo guardan poca relación con lo destructivo del movimiento del terreno, ellos además mencionan que la destructividad está directamente relacionada a la energía que el movimiento de la tierra transmite a los seres humanos y a las estructuras por lo que encuentran una mejor correlación con la máxima velocidad del terreno. Por ello se utilizó una ecuación que estima la Intensidad de Mercalli Modificada (IMM) a partir de la máxima velocidad del movimiento del suelo (Trifunac y Brady, 1975):

$$I = \frac{\log v + 0.63}{0.251} \quad (13)$$

Donde I es la Intensidad de Mercalli Modificada y v es la velocidad horizontal máxima del suelo.

En este trabajo se estimó el efecto de sitio en función de las velocidades de ondas de corte (Fumal y Tinsley, 1985). Los valores de β empleados en la estimación del efecto de sitio son los estimados en este trabajo a partir de perfiles de microtemores. A partir de las ecuaciones 11 y 12 se puede obtener dos estimaciones de los movimientos máximos del movimiento del suelo: una sin efecto de sitio, lo cual se logra cuando en las ecuaciones 11 y 12 es eliminado el último término (donde están involucradas las velocidades); la segunda estimación es con el efecto de sitio incluido a través de sustituir en el último término de las ecuaciones los valores de velocidad superficial de ondas de corte (β_{30}).

● **RESULTADOS**

■ **PERIODOS DOMINANTES**

La tabla V presenta los resultados del estudio de periodos dominantes (PD) del movimiento del suelo, en la ciudad de Tijuana, B.C.; allí se consignan las coordenadas geográficas de los 120 sitios de medición de microtemores, la descripción de sus ubicaciones y el valor del PD medido (en segundos). Los primeros 28 sitios apuntados en la tabla V, cuya identificación inicia con la letra T, fueron medidos en el transcurso de este proyecto, mientras que los últimos 92 sitios los medimos en campañas previas (Acosta *et al.*, 1994; Ibarra, 2004); las ubicaciones de los sitios se muestran en las figuras 7 y 8.

Tabla V. Resultados del estudio de periodos dominantes en Tijuana.

Identificación del sitio	Longitud Oeste	Latitud Norte	Periodo (s)
T01	-116.8423	32.4706	0.9
T02	-116.8856	32.5197	0.9
T03	-116.8636	32.5236	0.8
T04	-116.8449	32.5166	0.8
T05	-116.8533	32.5049	0.9
T06	-116.8643	32.5105	1.1
T07	-116.8829	32.5069	0.8
T08	-116.8788	32.4984	1.3
T09	-116.8969	32.5034	1.2
T10	-116.9171	32.4956	1.2
T11	-116.9048	32.4854	1.3
T12	-116.8768	32.4664	1.0
T13	-116.8255	32.4916	1.1
T14	-116.8533	32.4880	1.3
T15	-116.8014	32.4675	1.0
T16	-116.8332	32.4598	1.0

Identificación del sitio	Longitud Oeste	Latitud Norte	Periodo (s)
T17	-116.9149	32.5444	1.3
T18	-116.9413	32.5160	1.4
T19	-116.9445	32.4937	1.7
T20	-116.9845	32.4906	1.8
T21	-116.9832	32.4628	1.7
T22	-117.0047	32.4388	2.1
T23	-117.0266	32.4371	1.6
T24	-117.0027	32.4590	1.6
T25	-117.0288	32.4755	2.7
T26	-117.0648	32.4855	2.4
T27	-117.1071	32.4945	2.5
T28	-117.0475	32.4915	3.3
HG	-117.0095	32.5256	1.50
HI	-116.9982	32.5077	1.38
UE	-117.0028	32.5183	1.80
CC	-117.0233	32.5278	2.50
CA	-117.0240	32.5148	2.07
LB	-117.0030	32.5305	2.31
CV	-116.9853	32.5393	1.75
IN	-117.0017	32.5447	2.19
HA	-116.9485	32.5480	1.57
UA	-116.9682	32.5332	1.58
TA	-116.9898	32.5310	1.58
LA	-116.9683	32.5215	1.69
KI	-117.0192	32.5375	2.76
BV	-116.9878	32.5218	1.41
AM	-116.9868	32.5038	1.58
FF	-116.9745	32.5088	1.45
LN	-116.9688	32.4928	1.58
SA	-116.9645	32.4826	2.10
EL	-117.0138	32.5225	2.00
PM	-117.0143	32.5298	2.14
PA	-117.0258	32.5360	2.67
LI	-117.0812	32.5363	2.22
CM	-117.0125	32.5110	2.00
AX	-116.9928	32.5362	1.88

Identificación del sitio	Longitud Oeste	Latitud Norte	Periodo (s)
1	-117.1223	32.5336	2.06
2	-117.1200	32.5198	2.73
3	-117.1231	32.5153	2.56
4	-117.1233	32.5076	2.14
5	-117.1186	32.5028	1.64
6	-117.1141	32.5198	2.56
7	-117.1165	32.5268	2.05
8	-117.1130	32.5321	2.00
9	-117.1096	32.5226	2.28
10	-117.1116	32.5133	1.78
11	-117.1076	32.5153	1.20
12	-117.1030	32.5135	1.20
13	-117.1021	32.5351	1.20
14	-117.1015	32.5216	1.20
15	-117.1003	32.5180	1.20
16	-117.0971	32.5126	1.20
17	-117.0800	32.5196	2.40
18	-117.0841	32.5126	2.66
19	-117.0823	32.5286	1.58
20	-117.0798	32.5221	2.92
21	-117.0705	32.5128	3.00
22	-117.0716	32.5273	2.32
23	-117.0683	32.5386	1.86
24	-117.0616	32.5315	2.92
25	-117.0545	32.5381	2.00
26	-117.0553	32.5351	2.28
27	-117.0543	32.5283	3.00
28	-117.0491	32.5348	1.83
29	-117.0471	32.5120	2.80
30	-117.0416	32.5275	3.12
31	-117.0426	32.5188	2.40
32	-117.0386	32.5243	3.20
33	-117.0331	32.5168	2.15
34	-117.0360	32.5126	2.58
35	-117.0300	32.5050	2.12
36	-117.0281	32.5110	2.03
37	-117.0310	32.5031	2.54

Identificación del sitio	Longitud Oeste	Latitud Norte	Periodo (s)
38	-117.0170	32.5058	1.16
39	-117.0141	32.5068	2.08
40	-117.0195	32.5135	2.60
41	-117.0191	32.5201	1.69
43	-116.9334	32.5355	1.59
44	-116.9541	32.5220	1.45
45	-116.9225	32.5150	1.14
46	-116.8911	32.5475	0.52
47	-116.8772	32.5399	0.69
48	-116.9028	32.5292	0.76
51	-116.9531	32.5004	1.31
54	-116.9150	32.4575	0.55
55	-116.8980	32.4478	0.30
56	-116.9127	32.4519	0.46
57	-116.9369	32.4605	1.26
58	-116.9378	32.4753	1.03
59	-116.9553	32.4676	1.31
61	-116.8750	32.4814	0.89
62	-117.0058	32.5011	1.67
64	-116.9784	32.4831	1.43
65	-116.9714	32.4594	1.50
66	-117.0075	32.4758	1.72
67	-117.0287	32.4891	1.80
68	-117.0406	32.5049	1.86
69	-117.0614	32.5075	3.30
70	-117.0622	32.5175	3.00
71	-117.0942	32.5292	3.17
72	-117.0697	32.4997	3.16
73	-117.0589	32.4958	2.69
74	-117.0833	32.4811	3.43
75	-116.9703	32.4978	1.16

Con los valores de periodos dominantes se obtiene un arreglo tridimensional (X_i , Y_i , Z_i), que representa la longitud, latitud y PD en el sitio i . Para conseguir la

representación bidimensional de ese arreglo, es ajustado con una superficie de interpolación basada en una combinación de los esquemas de interpolación Laplaciana y de splines cúbicos (Young y Van Woert, 1992) y luego la superficie se representa mediante un mapa con áreas de isoperiodos que muestra la distribución geográfica de los periodos dominantes del movimiento del suelo mediante un código de color. La figura 29 muestra el mapa de microzonificación de los periodos dominantes en la ciudad de Tijuana, fabricado con 120 valores del PD, medidos en toda la zona urbana.

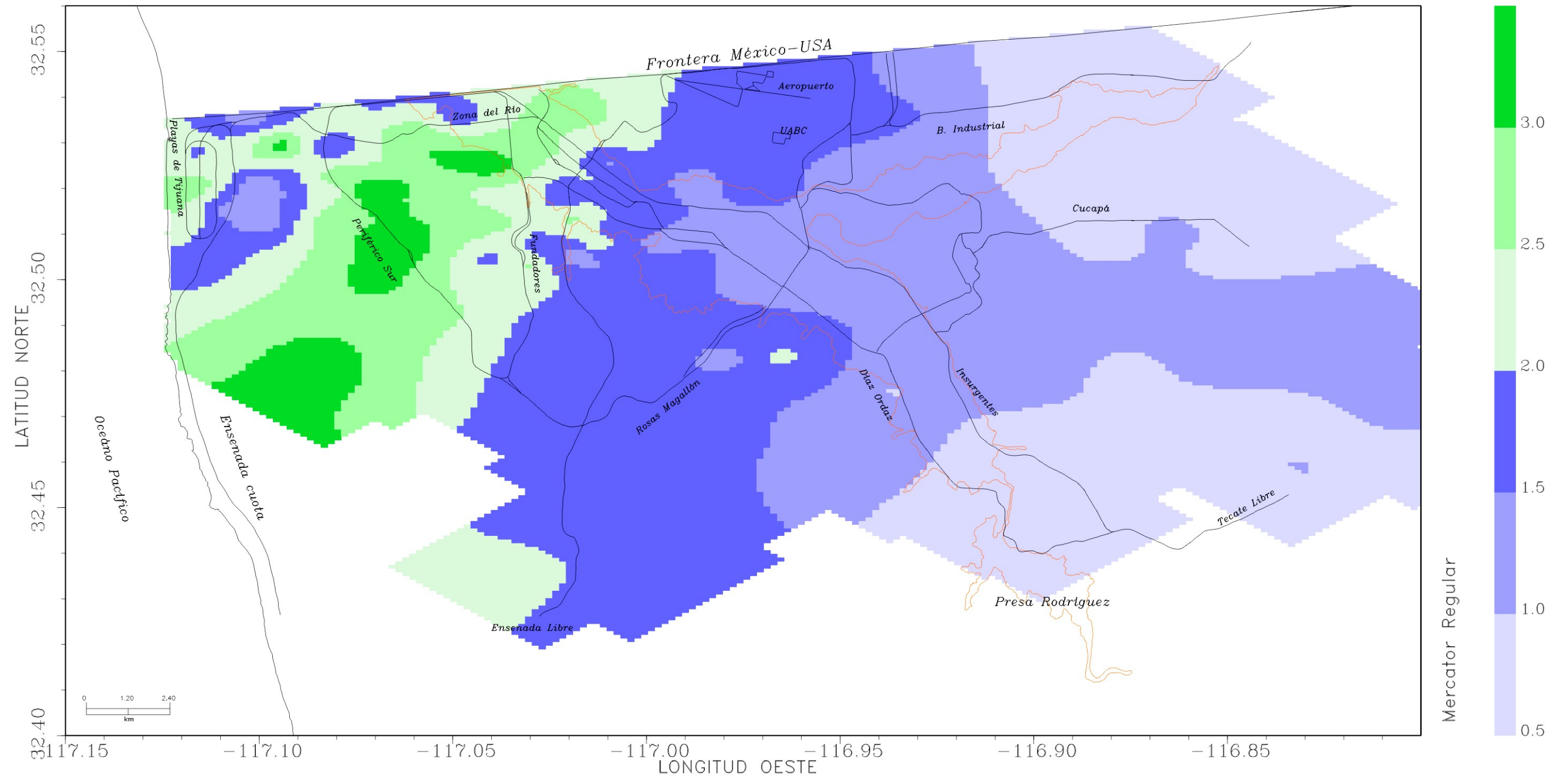


Figura 29. Mapa de microzonificación de los periodos dominantes, en unidades de segundos, del movimiento del suelo, en la zona urbana de Tijuana, B.C. Con líneas negras se muestran las principales vialidades de la ciudad. Con línea anaranjada interrumpida se muestran los cauces aluviales del Río Tijuana y el arroyo Alamar.

▪VELOCIDADES DE ONDAS DE CORTE

Se realizaron perfiles sísmicos de 24 canales para obtener registros de microtemores en 7 sitios dentro de la zona urbana de Tijuana, con la finalidad de obtener datos para estimar la estratigrafía sísmica somera y el promedio de velocidad de propagación de ondas de corte en los primeros 30 metros del subsuelo. Los 7 sitios trabajados en este proyecto se añadieron a 14 sitios estudiados en campañas previas (Acosta *et al.*, 1995; Acosta y Álvarez, 2000; Álvarez *et al.*, 1994; Montalvo *et al.*, 1995). La figura 30 presenta las ubicaciones de los sitios de perfiles de microtemores, sobre un mapa urbano con las principales calles; los perfiles realizados en este proyecto se indican con color rojo. La distribución de los sitios de medición de velocidades de corte se hizo con base en la microzonificación de suelos (geología superficial, figura 6), de tal manera de caracterizar cada diferente tipo de suelo desde el punto de vista del efecto sísmico de sitio. La figura 31 muestra las ubicaciones de los 21 sitios de estudio sobre el mapa de microzonificación de suelos. Sobre estos datos fue aplicado el método descrito antes para obtener las curvas de dispersión de las velocidades de fase y grupo, para las ondas superficiales Rayleigh, y luego someter esas curvas de dispersión a un proceso de inversión numérica para estimar la distribución de las velocidades de ondas de corte.

Las figuras 32a a 32g muestran los resultados de este proceso; allí se presenta, a la derecha, los puntos que definen la curva de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh, con la superposición de la curva teórica obtenida del proceso de inversión. Estas curvas de dispersión fueron empleadas para desarrollar modelos estratigráficos de velocidad de ondas de corte, asignados a los puntos centrales de cada perfil de microtemores. Los modelos son obtenidos mediante el método de inversión descrito antes.

La inversión ajusta los valores de la velocidad de corte y deja fijos los espesores de los estratos y la razón de Poisson (para estimar la velocidad compresional). A la izquierda de las figuras 32 se presenta el modelo estratigráfico unidimensional producido en el proceso de inversión (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul). A partir de los modelos de velocidad obtenidos con el proceso de inversión de curvas de dispersión, se calcularon los promedios pesados de la velocidad, hasta una profundidad de 30m, para obtener β_{30} , valor que se reporta sobre las mismas figuras descritas antes. La tabla VI condensa los resultados del estudio de velocidades de ondas de corte en la cd. de Tijuana, tanto para los sitios estudiados en este proyecto, como los obtenidos por estos mismos investigadores en campañas anteriores. Los siete tipos principales de litología superficial en la región fueron caracterizados por al menos una medición de velocidad de corte, de tal manera que fueron asignadas las siguientes velocidades promedio:

Litología superficial	Velocidad de corte (β_{30}), m/s
Aluvión	200
Basalto	500
Limolita-arenisca	210
Arenisca-conglomerado	400
Conglomerado	384
Arena	220
Ígnea Intrusiva	700

Tabla VI. Valores del promedio pesado de la velocidad de cortante, en los primeros 30 m del subsuelo (β_{30}), en los sitios estudiados de la cd. de Tijuana.

SITIO	LONGITUD	LATITUD	β_{30}
CIT	-116.942360	32.543488	209
CFE	-116.944611	32.495606	230
TUN	-117.006727	32.480516	487
PCI	-117.054227	32.515075	348
CCC	-116.992590	32.532390	250
COL	-116.878755	32.503136	368
PLA	-117.122693	32.518990	175
AL	-116.922500	32.515000	204
AE	-116.950278	32.548056	211
AN	-117.113889	32.494722	548
BA	-116.988611	32.539722	433
CT	-116.863056	32.442500	313
CO	-116.892222	32.477500	738
CH	-117.005000	32.498611	360
CM	-116.869444	32.468056	228
PM	-117.036389	32.524444	465
PL	-117.123889	32.511667	220
PR	-116.906667	32.445000	646
RC	-117.022500	32.533611	165
UE	-117.007222	32.518611	189
VT	-117.113333	32.498333	232

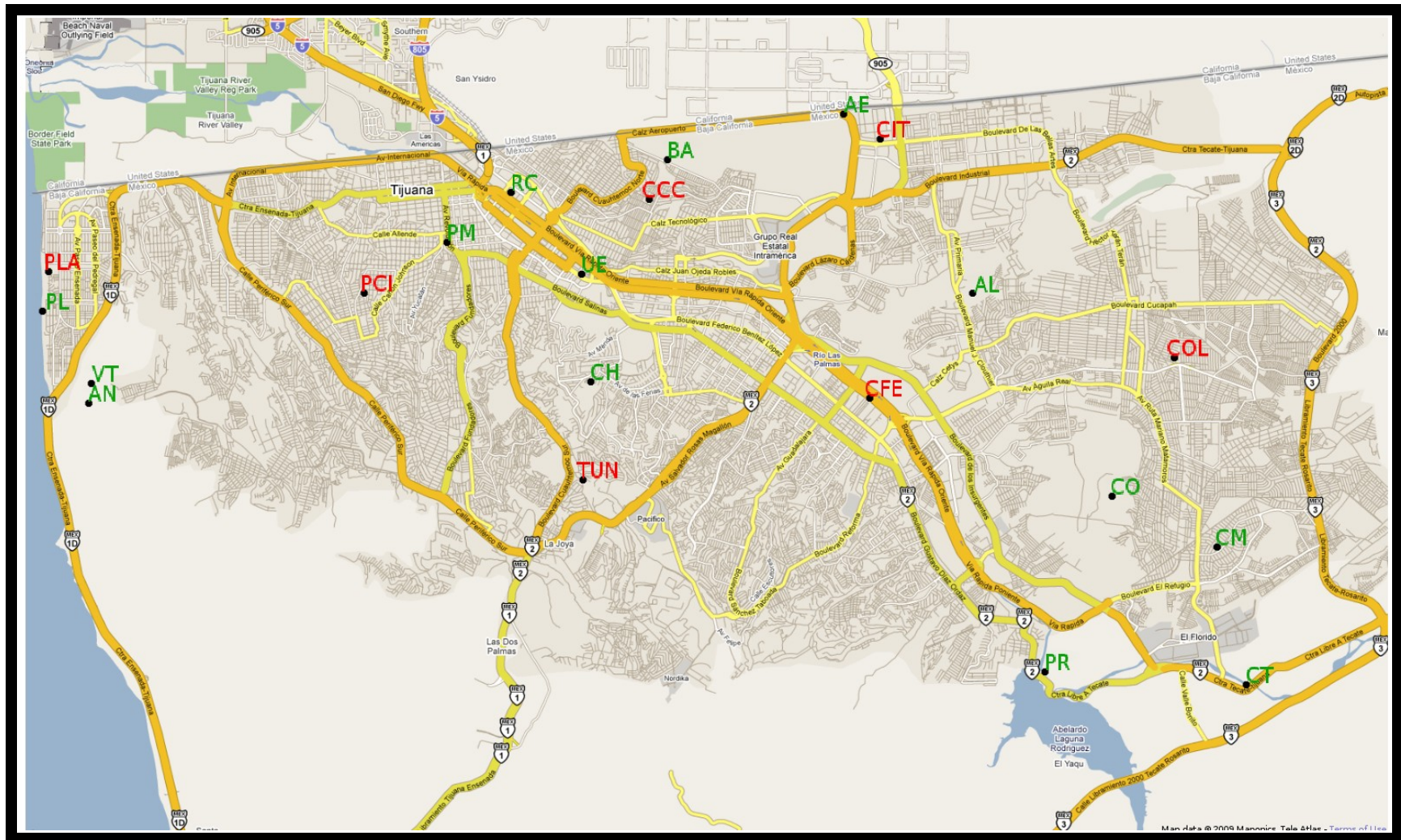


Figura 30. Ubicaciones de los sitios de medición de la velocidad somera de las ondas de corte. Las etiquetas en color rojo indican los sitios de medición trabajados en este proyecto, mientras que las de color verde indican las mediciones realizadas en campañas anteriores.

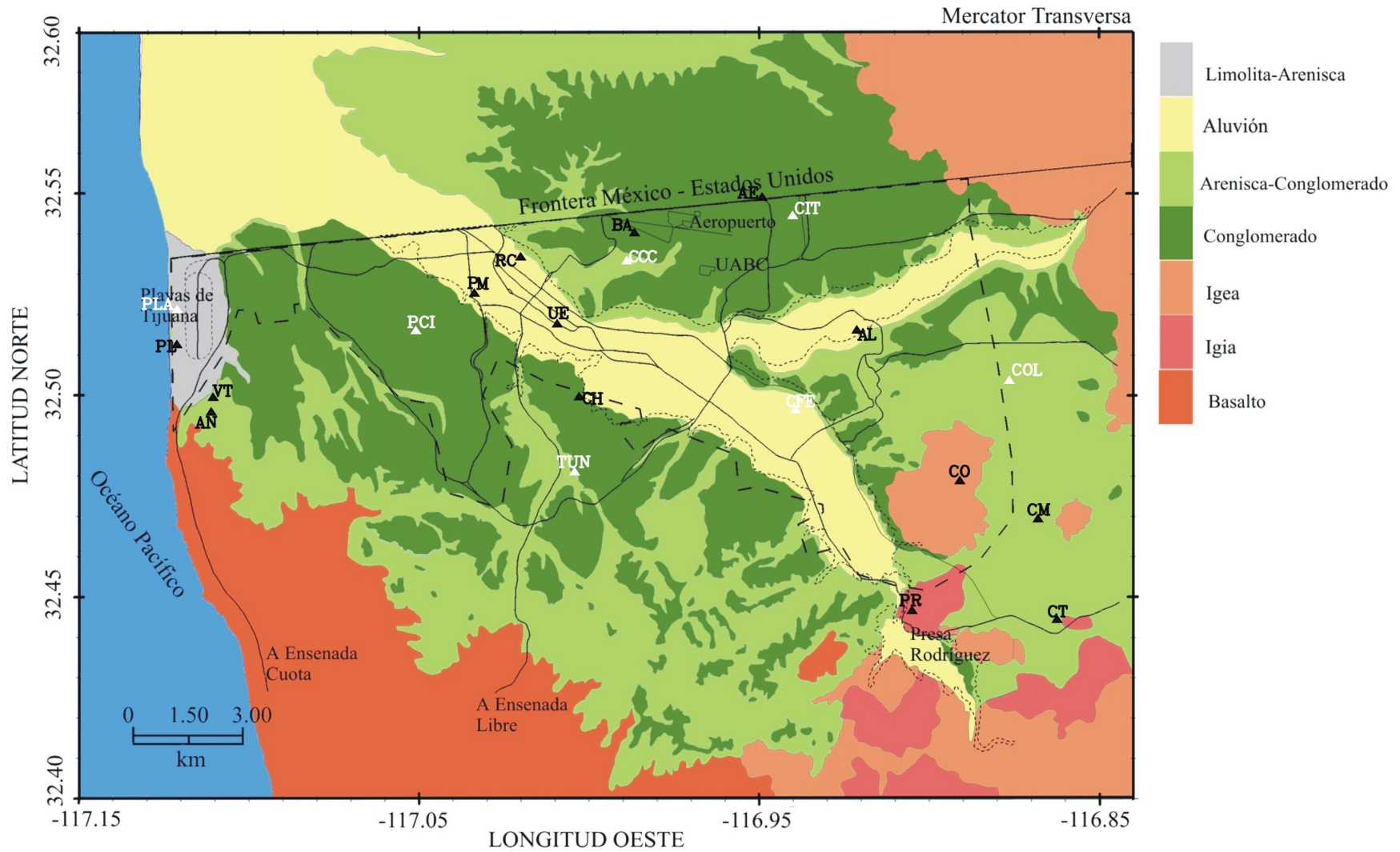


Figura 31. Ubicaciones de los sitios de medición de la velocidad somera de las ondas de corte, sobre la microzonificación de suelos. Las etiquetas en color blanco indican los sitios de medición trabajados en este proyecto, mientras que las de color negro indican las mediciones realizadas en campañas anteriores.

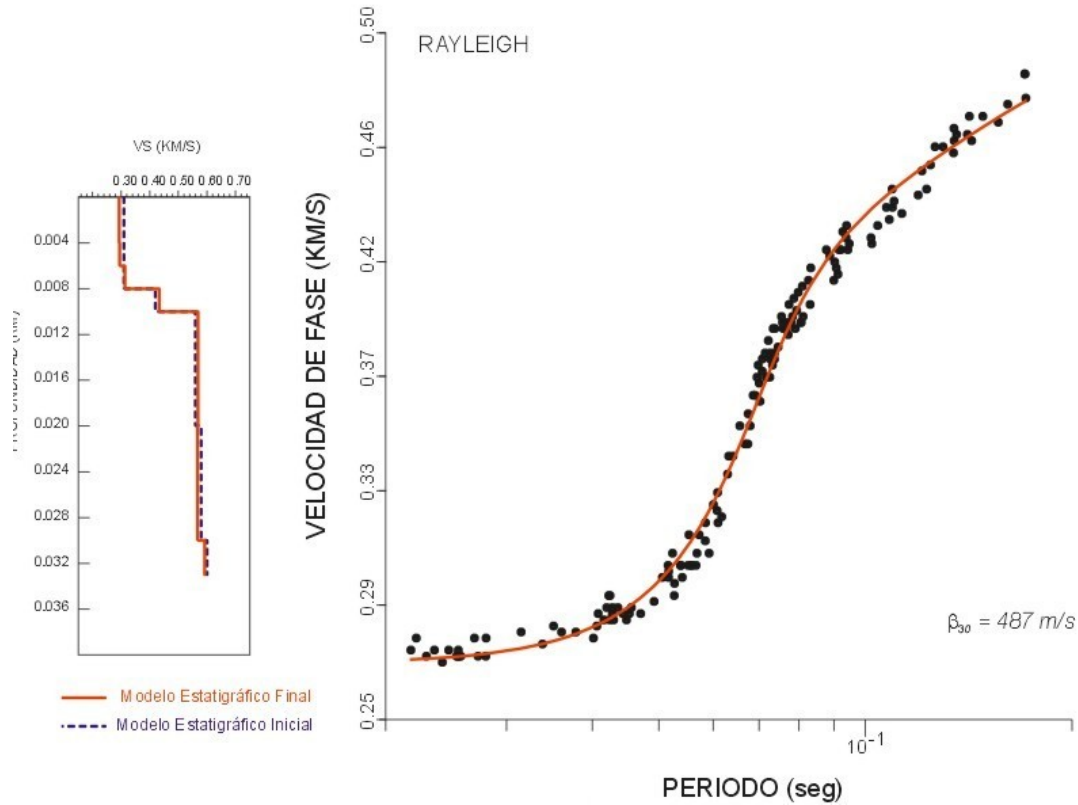


Figura 32a. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio TUN. a la derecha los puntos de dispersión de velocidad de fase (círculos), con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul). β_{30} es el promedio ponderado de la velocidad en los primero 30 m del subsuelo.

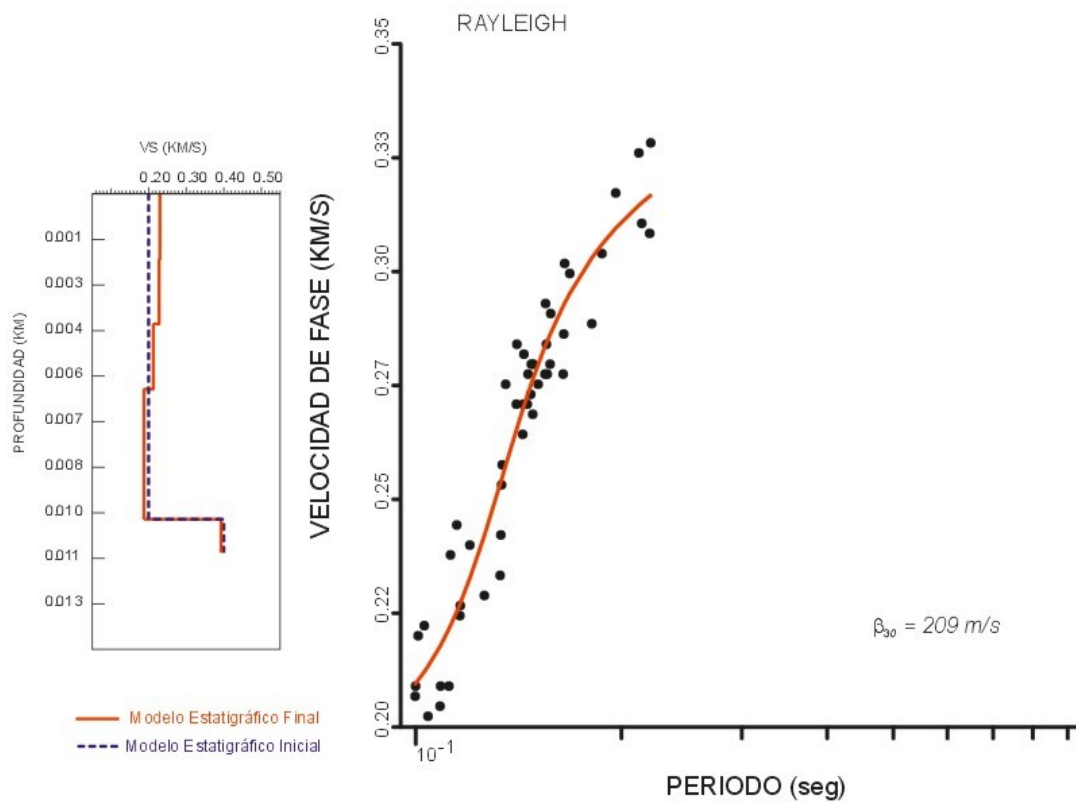


Figura 32b. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio CIT. a la derecha los puntos de dispersión de velocidad de fase (círculos), con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul). β_{30} es el promedio ponderado de la velocidad en los primero 30 m del subsuelo.

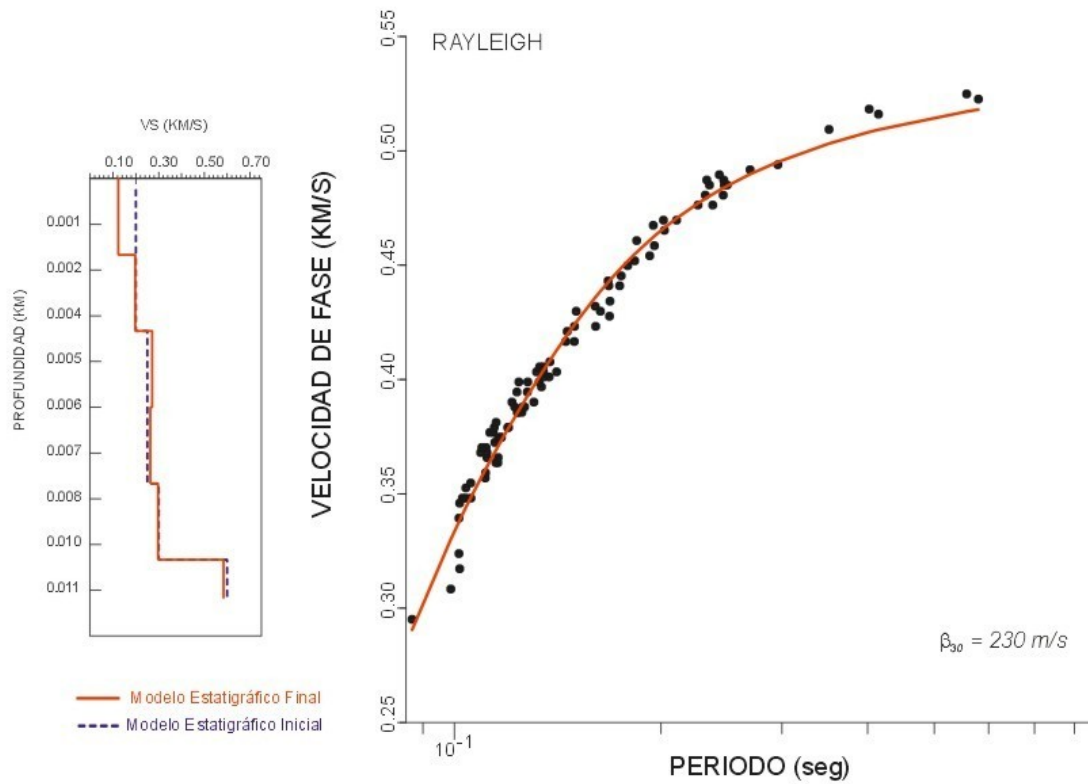


Figura 32c. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio CFE. a la derecha los puntos de dispersión de velocidad de fase (círculos), con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul). β_{30} es el promedio ponderado de la velocidad en los primeros 30 m del subsuelo.

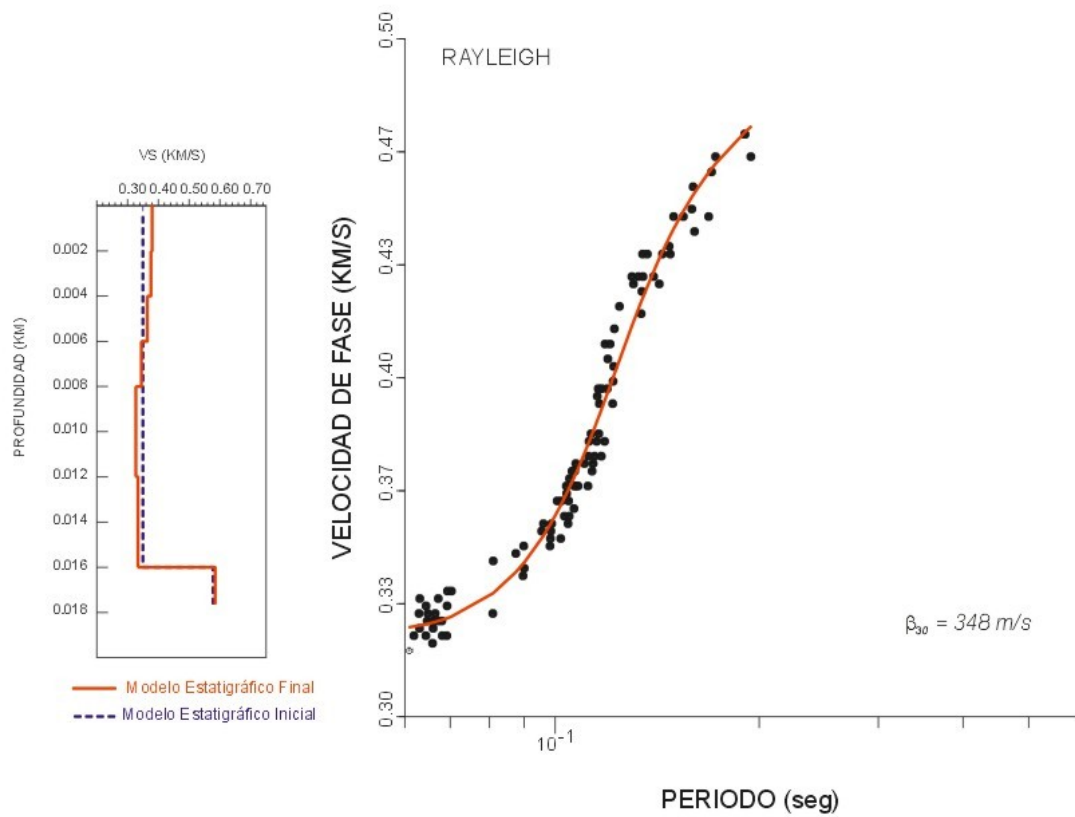


Figura 32d. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio PCI. a la derecha los puntos de dispersión de velocidad de fase (círculos), con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul). β_{30} es el promedio ponderado de la velocidad en los primero 30 m del subsuelo.

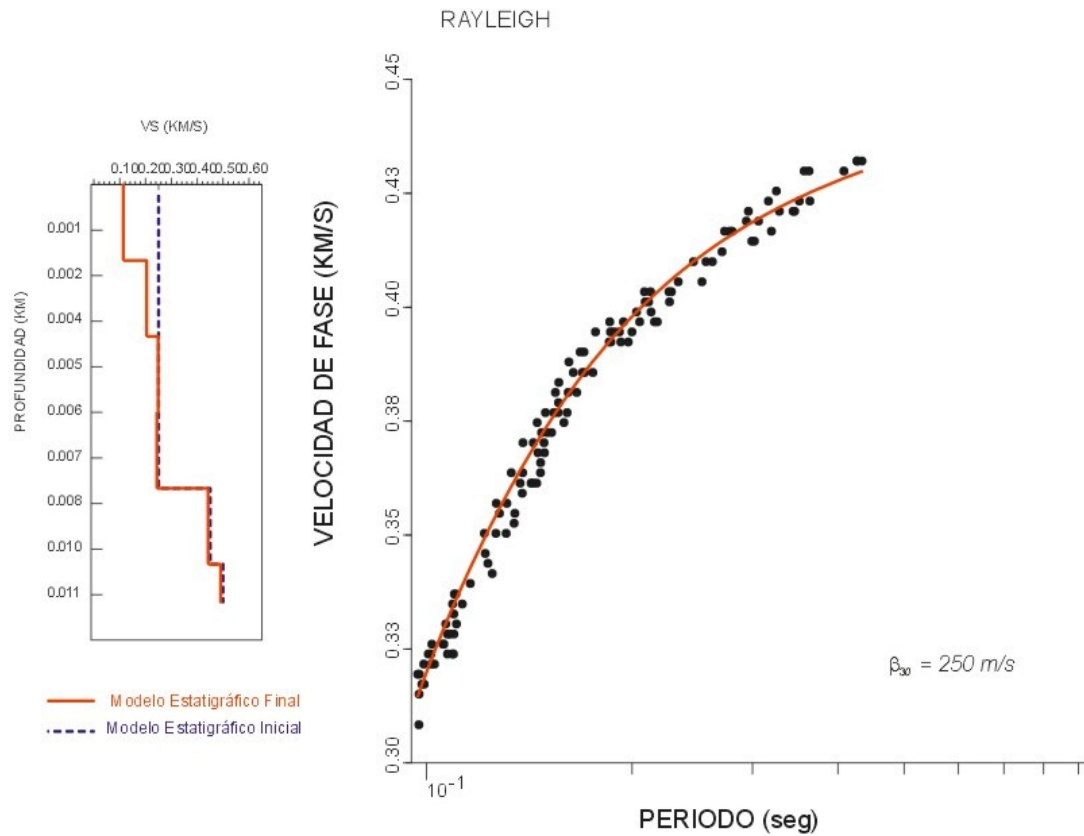


Figura 32e. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio CCC. a la derecha los puntos de dispersión de velocidad de fase (círculos), con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul). β_{30} es el promedio ponderado de la velocidad en los primero 30 m del subsuelo.

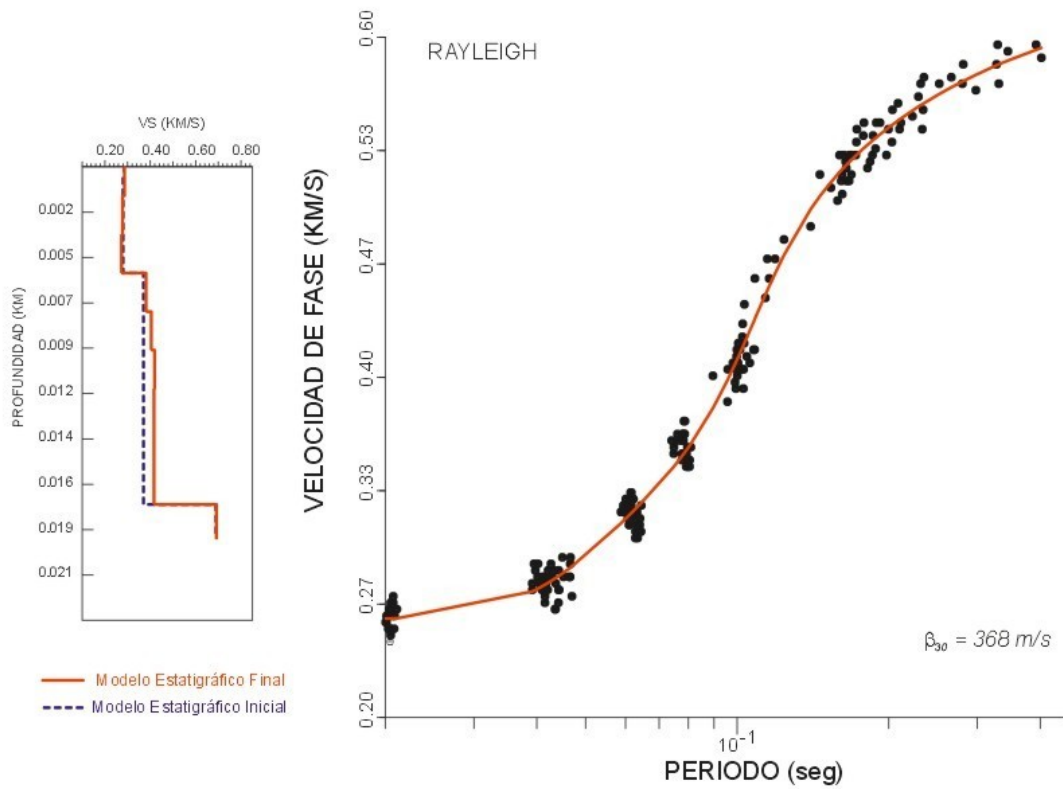


Figura 32f. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio COL. a la derecha los puntos de dispersión de velocidad de fase (círculos), con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul). β_{30} es el promedio ponderado de la velocidad en los primero 30 m del subsuelo.

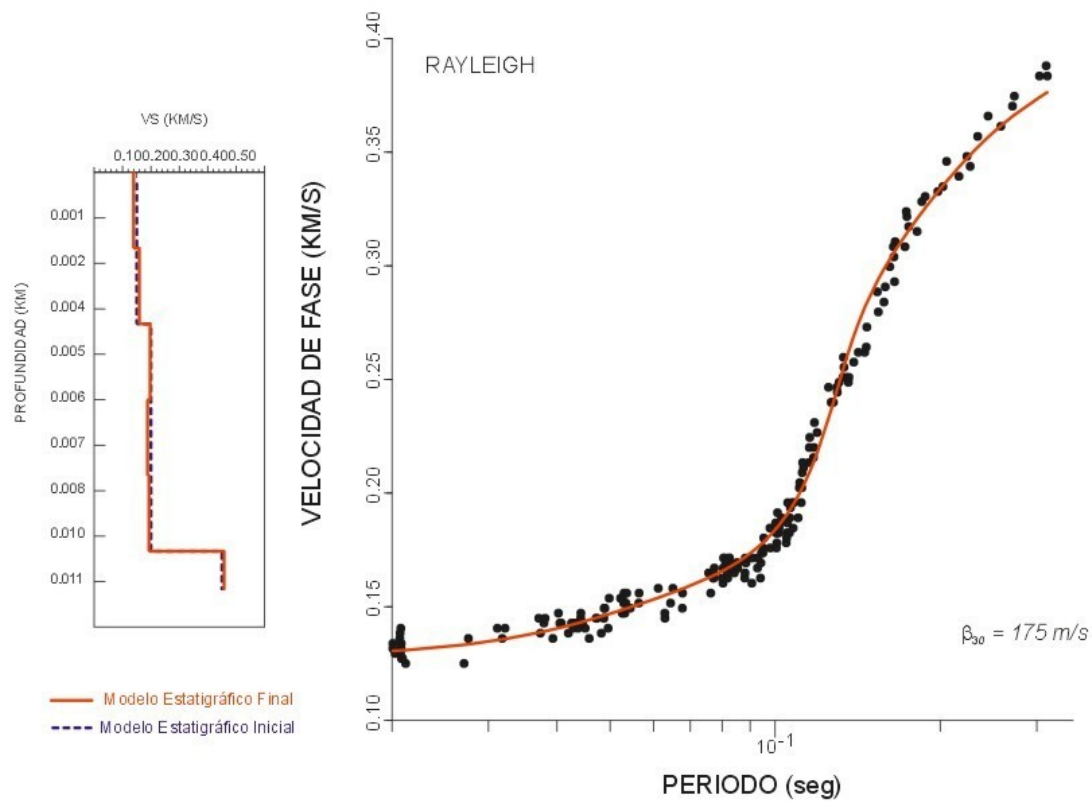


Figura 32g. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio PLA. a la derecha los puntos de dispersión de velocidad de fase (círculos), con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul). β_{30} es el promedio ponderado de la velocidad en los primero 30 m del subsuelo.

▪RED ACELEROMÉTRICA Y FACTORES DE AMPLIFICACIÓN

Durante el periodo de operación de la red acelerométrica, de diciembre de 2007 a diciembre 2008, se produjo alrededor de una centena de sismos de magnitudes pequeñas a moderadas que fueron registrados en al menos una estación de la red acelerométrica. Sin embargo, los tipos de datos que incorporamos a la base de datos, para el cálculo de las amplificaciones relativas, deberán satisfacer algunos criterios de elección, a saber:

1. Distancias y acimutes. Los terremotos deben de estar localizados epicentralmente, o al menos, debe de ser posible estimar la distancia epicentral a partir de la diferencia de tiempos de arribo de ondas P y S (t_{s-p}). Las distancias epicentrales deben ser mayores a 30 km, de tal manera que la separación entre las estaciones sea mucho menor que la distancia entre ellas y el epicentro, con esa configuración las estaciones sismológicas tienen acimutes hacia el epicentro prácticamente iguales, con lo que se consigue que los efectos del patrón de radiación y de trayectoria de las ondas entre el epicentro y las estaciones sean aproximadamente los mismos, lo cual es aprovechado en nuestros métodos de procesamiento para conseguir eliminar eficientemente aquellos efectos, lo cual ayuda a aislar el efecto de sitio, que es lo que se investiga en este trabajo.
2. Registro simultáneo. Cada terremoto debe estar registrado en al menos dos estaciones sismológicas; ésto para calcular los cocientes espectrales que permiten estimar los factores de amplificación relativa. Una de las estaciones registradoras debe de estar situada sobre el tipo de roca elegido como referencia y las otras sobre los tipos de materiales cuya respuesta sísmica interesa conocer.

3. Calidad. La relación señal/ruido debe ser apreciablemente buena, ésto es la relación entre las amplitudes correspondientes al movimiento del suelo cuando ocurre un terremoto y las amplitudes del ruido de fondo en el sitio de registro. Asimismo, el paquete de ondas de corte debe ser claramente identificable.

Como resultado de la aplicación de los anteriores criterios, durante el actual periodo de operación de la red, hemos capturado los datos generados por los terremotos consignados en la tabla VII. El mapa de la figura 33 presenta las localizaciones epicentrales de los terremotos capturados en la red acelerométrica.

Se presenta a continuación un ejemplo de análisis de acelerogramas para estimar los factores de amplificación en la estación DIF, con el empleo de los datos producidos por un terremoto. La figura 34 presenta las gráficas de las aceleraciones producidas por el mismo terremoto (#15) en la estación de referencia CNA y en PLA, situada sobre suelo sedimentario blando, en tres direcciones perpendiculares entre sí: norte-sur, vertical y este-oeste. Es evidente la mayor amplitud del movimiento del suelo en el el sitio PLA respecto al sitio de roca CNA en los componentes horizontales, que son los de mayor peligro en la estructuras civiles. Aún cuando es posible observar amplificaciones relativas directamente en los acelerogramas, existe una gran variabilidad en los valores pico de la aceleración, por lo que el análisis de la amplificación relativa arroja resultados más estables al realizarse en el dominio de la frecuencia, mediante cocientes espectrales suelo/roca.

Tabla VII. Relación de los terremotos capturados en la Red Acelerométrica de Tijuana, con registros en dos o más estaciones en la zona urbana. Un cuadro sombreado significa que existe registro para el terremoto y estación correspondientes.

No.	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Segundo	CNA	COL	TUN	PCI	CFE	PLA	CCC
001	2007	12	18	21	50	15.60							
002	2007	12	20	16	35	23.30							
003	2008	02	05	09	03	38.40							
004	2008	02	09	07	12	6.10							
005	2008	02	11	18	29	31.90							
006	2008	02	12	04	32	38.10							
007	2008	02	12	09	27	20.50							
008	2008	03	08	07	38	57.90							
009	2008	04	04	03	09	49.80							
010	2008	04	04	13	39	39.30							
011	2008	04	21	14	16	25.40							
012	2008	05	01	03	55	35.97							
013	2008	05	04	18	16	30.28							
014	2008	05	09	22	38	8.35							
015	2008	05	25	05	32	9.70							
016	2008	05	28	01	33	26.90							
017	2008	05	29	08	23	59.40							
018	2008	06	03	23	06	33.18							
019	2008	06	18	06	50	26.30							
020	2008	06	23	14	14	57.60							
021	2008	06	24	21	34	28.39							
022	2008	06	25	20	24	58.30							
023	2008	06	26	01	42	36.60							
024	2008	06	26	04	04	3.40							
025													
Explo sión	2008	06	30	23	26	44.64							
026	2008	07	01	00	53	25.90							
027	2008	07	06	01	04	8.60							
028	2008	07	09	03	01	28.20							
029	2008	07	11	19	40	7.00							
030	2008	07	29	18	42	15.71							
031	2008	07	29	18	51	52.29							
032	2008	09	05	21	54	32.40							
033	2008	10	02	09	41	49.27							
034	2008	10	10	18	04	1.40							
035	2008	10	12	10	19	0.50							
036	2008	10	30	03	49	45.90							
037	2008	10	30	03	52	43.60							
038	2008	10	30	14	43	53.00							

No.	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Segundo	CNA	COL	TUN	PCI	CFE	PLA	CCC
039	2008	11	17	4	35								
040	2008	11	17	9	42								
041	2008	11	20	0	18	37.1							
042	2008	11	20	8	44	1.8							
043	2008	11	20	19	23	0.9							
044	2008	11	23	11	40								
045	2008	12	5	20	19								
046	2008	12	28	5	17	8.9							
047	2009	1	8	19	50								

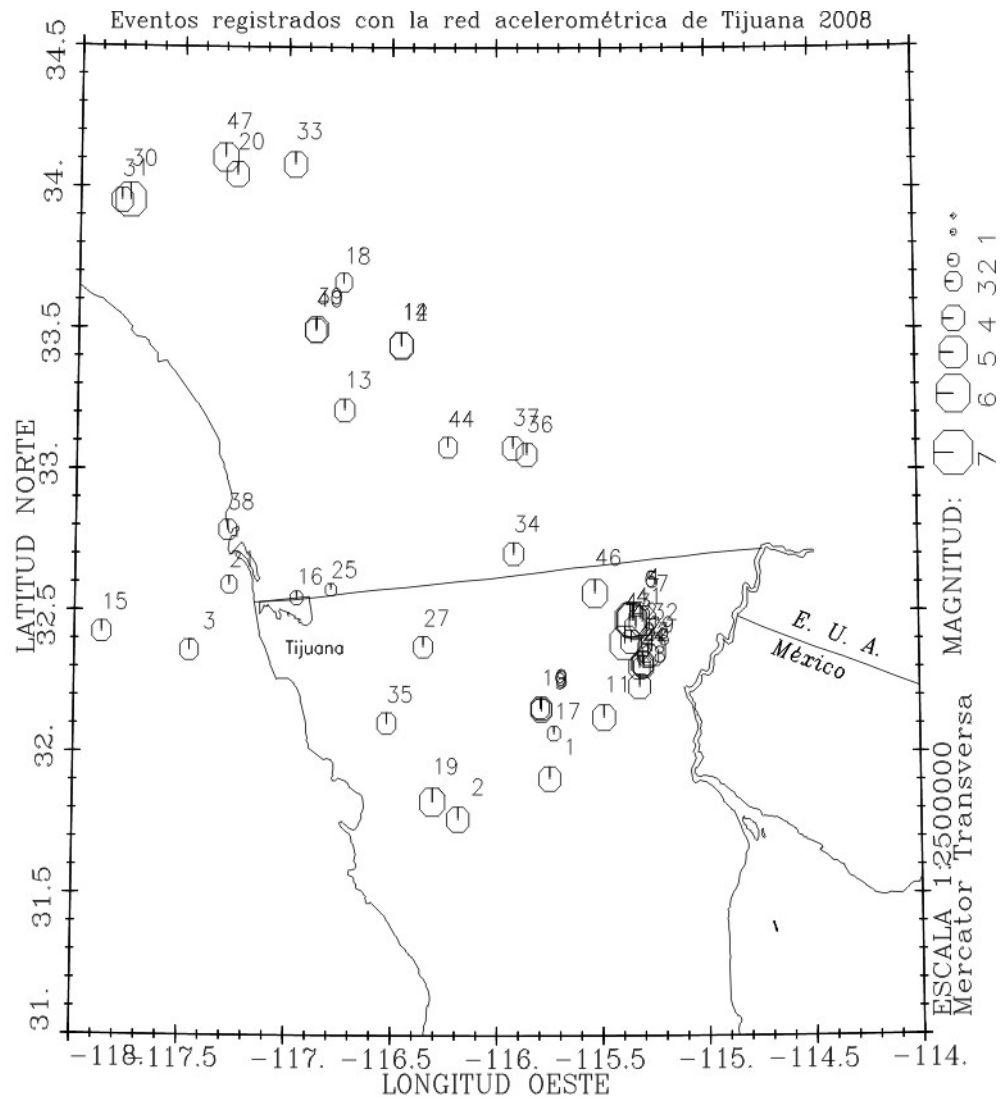


Figura 33. Mapa de localizaciones epicentrales de los terremotos capturados en la red acelerométrica de Tijuana. Datos recopilados en las bases de datos de RESNOM del CICESE y red del sur de California de Caltech. La numeración corresponde a la tabla VII.

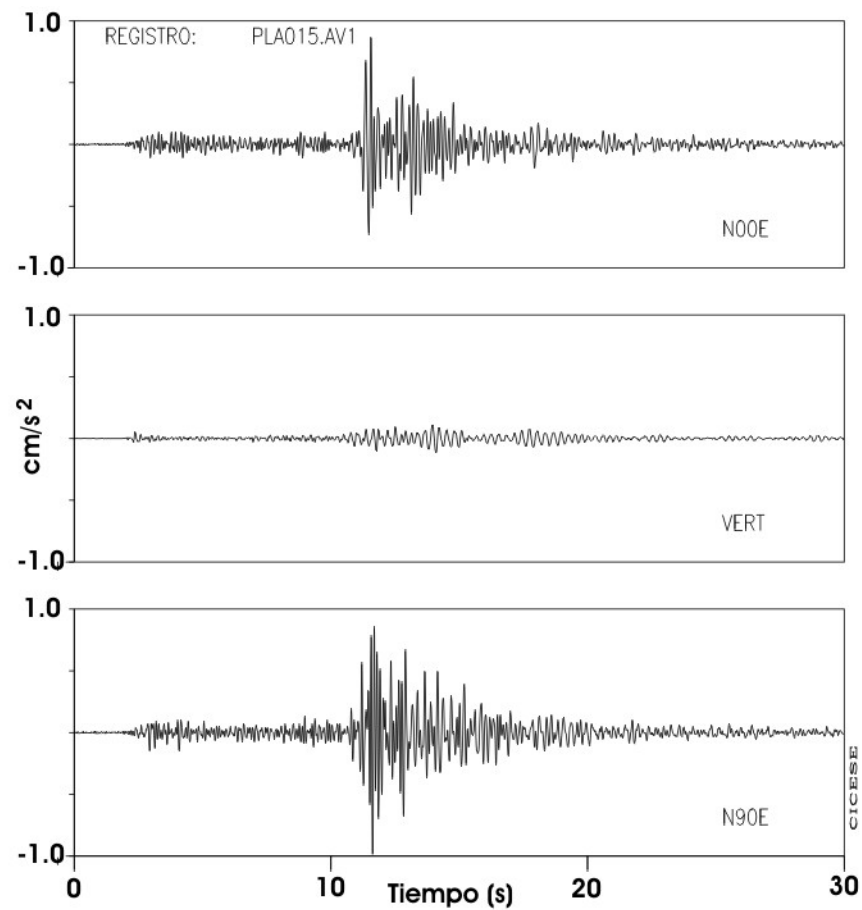
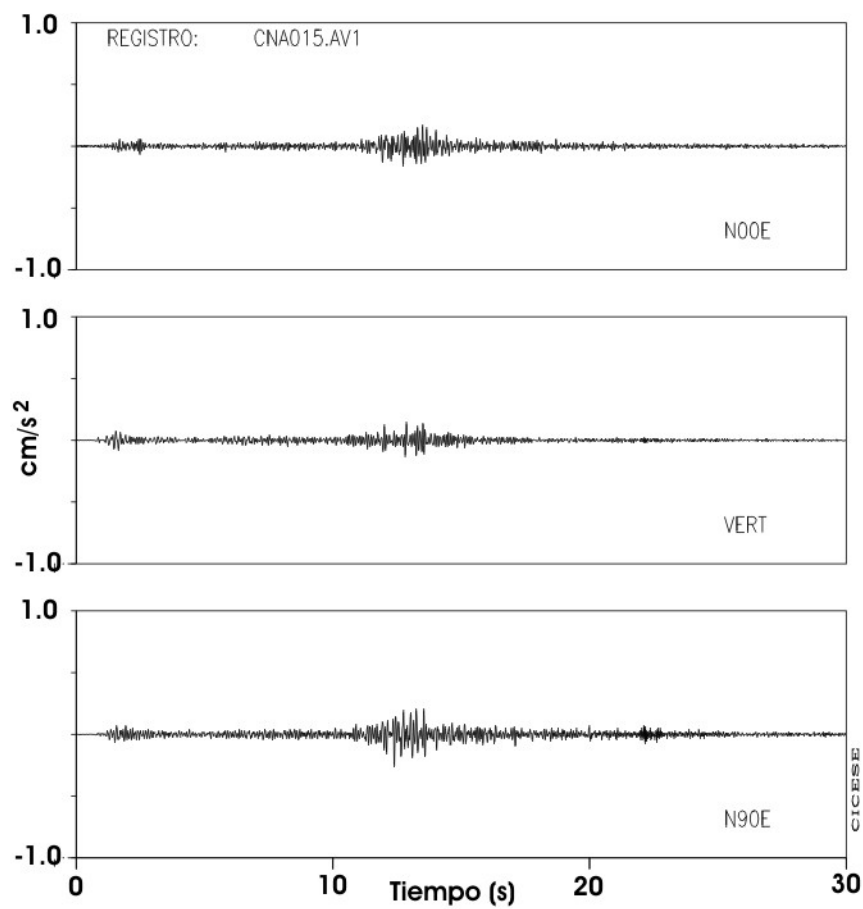


Figura 34. Acelerogramas (cm/s^2) registrados en la estación de referencia CNA (izquierda) y en PLA (derecha), en tres direcciones mutuamente perpendiculares: norte-sur, vertical y este-oeste.

La tabla VIII presenta las amplitudes máximas de la resultante horizontal de la aceleración del terreno, para todos los terremotos capturados en la red acelerométrica de Tijuana, así como una medida proporcional a la máxima densidad de energía (J max).

Tabla VIII. Relación de los acelerogramas capturados en la red acelerométrica de Tijuana, donde se indica el número del terremoto (columna 2), las estaciones que lo capturaron (columna 1) y dos medidas del tamaño del movimiento: la máxima resultante vectorial de la aceleración en el plano horizontal (columna 3) y una medida proporcional a la energía (columna 4)

Estación	Número del sismo	Máxima resultante horizontal	J max
CNA	01	5.6020E-01	2.1950E-03
PCI	01	2.4360E-01	1.2470E-03
CNA	02	6.6300E-01	3.7320E-03
PCI	02	6.3910E-01	1.0590E-02
TUN	02	1.0420E+00	1.7750E-02
CNA	03	3.5380E-01	5.8570E-04
PCI	03	2.4600E-01	3.9370E-04
COL	04	1.3870E+00	6.8280E-02
PCI	04	1.6560E+00	1.7450E-01
COL	05	1.0120E+00	2.8050E-02
PCI	05	1.0010E+00	5.1930E-02
COL	06	8.8070E-01	1.7420E-02
PCI	06	9.1760E-01	3.2020E-02
COL	07	2.6140E-01	2.3980E-03
PCI	07	3.7950E-01	5.0470E-03
CNA	08	1.4760E+00	1.2230E-03
COL	08	3.6840E-01	5.0440E-04
PCI	08	9.9900E-02	2.9220E-04
PLA	08	2.1200E-01	7.7140E-04
CNA	09	3.3420E-01	1.6360E-04
COL	09	1.4040E-01	5.9690E-05
CNA	10	3.2980E-01	3.1770E-04
COL	10	1.0890E-01	2.0200E-04
PCI	10	1.2200E-01	3.4390E-04
CCC	11	4.3510E-01	2.5850E-03
CFE	11	3.2690E-01	1.9310E-03
CNA	11	3.5200E-01	1.1680E-03
COL	11	2.6450E-01	9.7960E-04
PCI	11	1.5710E-01	5.4150E-04
PLA	11	2.6950E-01	1.7940E-03
CFE	12	6.8180E-01	3.0580E-03
CNA	12	6.3670E-01	1.6720E-03
COL	12	4.8700E-01	2.6380E-03

Estación	Número del sismo	Máxima resultante horizontal	J max
PCI	12	2.9140E-01	2.7190E-03
PLA	12	4.8740E-01	5.0680E-03
TUN	12	3.8090E-01	3.2550E-03
CFE	13	5.2110E-01	2.6450E-03
CNA	13	2.3740E-01	1.2370E-03
COL	13	6.6900E-01	2.0560E-03
PCI	13	3.6330E-01	9.8840E-04
PLA	13	5.0070E-01	3.8310E-03
CCC	14	1.6110E+00	1.3830E-02
CFE	14	9.9280E-01	5.9090E-03
CNA	14	1.3010E+00	3.3720E-03
COL	14	9.3760E-01	4.4680E-03
PCI	14	3.7550E-01	2.4970E-03
PLA	14	6.2960E-01	6.8980E-03
TUN	14	5.0880E-01	3.7180E-03
CCC	15	5.1080E-01	1.2240E-03
CFE	15	4.4320E-01	1.4400E-03
CNA	15	2.6610E-01	6.2230E-04
PCI	15	3.0420E-01	6.0430E-04
PLA	15	1.1630E+00	6.4840E-03
TUN	15	3.5130E-01	1.0020E-03
CCC	16	5.5350E-01	3.1950E-04
CNA	16	1.7510E-01	1.9080E-04
PCI	16	1.2470E-01	2.7760E-05
CCC	17	3.4100E-01	5.3760E-05
CFE	17	2.9690E-01	9.6650E-05
CNA	17	1.3110E-01	4.2070E-05
CNA	18	7.0320E-02	8.1050E-05
COL	18	1.5990E-01	7.6880E-05
CCC	19	5.2130E-01	7.8650E-03
CFE	19	5.4360E-01	4.7220E-03
CNA	19	4.0450E-01	2.6150E-03
COL	19	3.3280E-01	1.9710E-03
PCI	19	3.4890E-01	4.9540E-03
PLA	19	9.1960E-01	1.6010E-02
TUN	19	5.2210E-01	5.5340E-03
CCC	20	2.5950E-01	8.4120E-04
CFE	20	2.3390E-01	5.7510E-04
CNA	20	1.1630E-01	1.1810E-04
COL	20	1.5050E-01	2.2770E-04
PCI	20	1.3700E-01	4.9830E-04
PLA	20	3.1100E-01	1.3990E-03
CNA	21	1.0820E-01	2.0010E-04
PCI	21	1.5640E-01	1.7280E-04
PLA	21	3.9120E-01	1.0050E-03

Estación	Número del sismo	Máxima resultante horizontal	J max
CCC	22	2.7230E-01	6.9730E-04
CFE	22	1.5760E-01	4.4130E-04
CNA	22	1.0870E-01	1.1240E-04
COL	22	8.7910E-02	9.5560E-05
CCC	23	1.8630E-01	2.5700E-03
CFE	23	1.5110E-01	2.6440E-04
CNA	23	8.7360E-02	1.0670E-04
COL	23	9.5670E-02	1.5660E-04
CFE	24	1.4390E-01	1.8180E-04
CNA	24	8.0500E-02	1.0340E-04
COL	24	7.6010E-02	8.0850E-05
CNA	25	5.1090E-02	3.9900E-05
COL	25	9.0410E-02	6.6990E-05
CCC	26	2.0950E-01	2.0950E-03
CNA	26	7.8880E-02	1.0540E-04
COL	26	7.1720E-02	1.1550E-04
CCC	27	4.1860E-01	1.1500E-03
CFE	27	5.8290E-01	2.1050E-03
CNA	27	8.2640E-01	2.0910E-03
COL	27	5.4480E-01	1.1630E-03
PCI	27	1.4370E-01	2.9050E-04
PLA	27	3.7370E-01	1.4240E-03
CCC	28	2.9210E-01	2.8670E-03
CFE	28	2.1760E-01	5.0410E-04
CNA	28	1.7480E-01	2.4560E-04
COL	28	1.2960E-01	3.0860E-04
PLA	28	1.5740E-01	7.4330E-04
CNA	29	8.1990E-02	7.9060E-05
COL	29	9.3490E-02	6.3110E-05
CCC	30	5.4290E+00	9.2910E-01
CFE	30	1.3890E+00	1.9720E-01
PCI	30	5.2020E+00	1.2420E+00
PLA	30	1.3900E+00	7.0050E-01
TUN	30	3.5690E+00	4.9910E-01
CCC	31	2.5160E-01	1.2890E-03
PCI	31	1.1850E-01	3.8900E-04
PLA	31	2.7290E-01	1.1220E-03
CCC	32	3.5910E-01	7.8480E-03
CFE	32	1.9340E-01	2.4450E-03
CNA	32	1.5210E-01	4.2360E-04
PCI	32	2.2150E-01	5.3660E-03
PLA	32	2.5390E-01	5.1520E-03
TUN	32	1.7280E-01	2.6850E-03
CCC	33	2.6980E-01	1.0500E-03
CFE	33	1.7910E-01	4.7180E-04

Estación	Número del sismo	Máxima resultante horizontal	J max
CNA	33	9.1250E-02	1.7840E-04
PCI	33	8.7280E-02	4.8530E-04
PLA	33	1.8170E-01	1.2770E-03
TUN	33	1.4280E-01	5.5700E-04
CNA	34	1.3700E-01	3.5390E-04
COL	34	1.0070E-01	1.9920E-04
PLA	34	1.4220E-01	5.0200E-04
CNA	35	3.0120E-01	4.7060E-04
COL	35	1.2630E-01	1.3210E-04
CCC	36	1.9560E-01	9.2500E-04
CFE	36	1.5300E-01	4.8240E-04
CNA	36	1.0660E-01	1.4800E-04
COL	36	1.0950E-01	2.8110E-04
TUN	36	1.0770E-01	3.6250E-04
CFE	37	1.5360E-01	4.1130E-04
CNA	37	8.3280E-02	9.1690E-05
COL	37	1.3140E-01	2.0570E-04
CFE	38	2.1800E-01	7.4860E-04
CNA	38	1.5330E-01	4.7990E-04
COL	38	1.3220E-01	3.5100E-04
PCI	38	1.8190E-01	3.7010E-04
TUN	38	1.6420E-01	5.1510E-04
CCC	39	1.0670E+00	5.6540E-03
CNA	39	4.7650E-01	2.5470E-03
PCI	39	5.6970E-01	2.9250E-03
TUN	39	4.0590E-01	3.2800E-03
CCC	40	2.6600E-01	1.1740E-03
CNA	40	1.4190E-01	5.1270E-04
PCI	40	1.2370E-01	3.0170E-04
CFE	41	1.0890E-01	4.9770E-04
CNA	41	7.9930E-02	2.0460E-04
COL	41	8.4770E-02	2.3890E-04
PLA	41	1.2660E-01	5.2370E-04
CCC	42	1.8550E-01	4.0650E-03
CFE	42	1.3810E-01	2.4620E-04
CNA	42	1.2250E-01	1.4840E-04
COL	42	1.1230E-01	1.8860E-04
PLA	42	1.1230E-01	4.7570E-04
CCC	43	1.6830E+00	7.6640E-02
CFE	43	8.7340E-01	2.7060E-02
CNA	43	7.9610E-01	1.0810E-02
COL	43	8.6910E-01	2.6200E-02
PCI	43	6.7520E-01	4.6400E-02
PLA	43	9.5440E-01	5.9080E-02
TUN	43	6.7370E-01	2.6740E-02

Estación	Número del sismo	Máxima resultante horizontal	J max
CNA	44	1.3930E-01	1.6170E-04
COL	44	1.4290E-01	2.5070E-04
CCC	45	3.7220E-01	1.4720E-02
COL	45	4.2280E-01	8.6400E-03
PCI	45	4.2070E-01	1.7400E-02
CCC	46	1.1120E+00	1.8670E-02
COL	46	5.5570E-01	9.7500E-03
CCC	47	9.2960E-01	2.8200E-02
CNA	47	3.7770E-01	2.0440E-03
COL	47	8.3860E-01	8.2990E-03
PCI	47	5.8600E-01	1.9390E-02
PLA	47	1.2810E+00	4.3810E-02

En el dominio de la frecuencia, la amplificación del movimiento del suelo inducido por un terremoto, en cada sitio de registro, se expresa mediante el cociente de un espectro de amplitud de Fourier observado en ese sitio, dividido entre el espectro medido en la estación de referencia en roca, para el mismo terremoto. Cuando se tiene un número L de terremotos registrados simultáneamente en un sitio de suelo y en el sitio en roca, se tendrá un conjunto de L curvas de amplificación, una para cada sismo, estimadas mediante la ecuación 9. A partir de cada conjunto de curvas de amplificación se pretende definir una sola curva de amplificación relativa para cada uno de los seis sitios de estudio, por lo que habrá que computar promedios mediante la ecuación 10. La figura 35 presenta el conjunto de curvas de amplificación para cada sitio de la red acelerométrica de Tijuana, para el movimiento horizontal, así como la curva de amplificación promedio. En esas mismas figuras se trazó una línea horizontal (color verde) que indica el valor 1.0 del cociente espectral; arriba de esa línea existe una amplificación relativa positiva. Nótese que prácticamente todas las frecuencias son amplificadas en los sitios sobre suelo sedimentario, respecto a la roca CNA, con factores cercanos a 10 en algunas bandas de frecuencia.

La figura 36 presenta, juntas, las seis curvas de amplificación promedio para la red acelerométrica de Tijuana. Las curvas de amplificación relativa de cada sitio de estudio (A_{ij}), son las descripciones de los factores de amplificación del movimiento del suelo, respecto a los sitios de referencia (roca sana), en función de la frecuencia. Desde el punto de vista del peligro sísmico para las estructuras civiles, es importante establecer las bandas de frecuencia dentro de las cuales se presentan las mayores amplificaciones del movimiento del suelo inducido por terremotos, así como los valores máximos de los coeficientes de amplificación de ese movimiento. La función de amplificación relativa (A_{ij}) es una medida del llamado *efecto de sitio*, y por tanto, es una característica propia del punto de la superficie sobre el cual se calculó. Esto último es posible ya que la estación de referencia que se empleó no posee efecto de sitio propio (en cuanto a amplificación), de tal manera que al realizar el cociente (sitio i / referencia j) son efectivamente eliminados los efectos de fuente y trayectoria del espectro en el punto i , y sólo queda aislado el efecto de sitio.

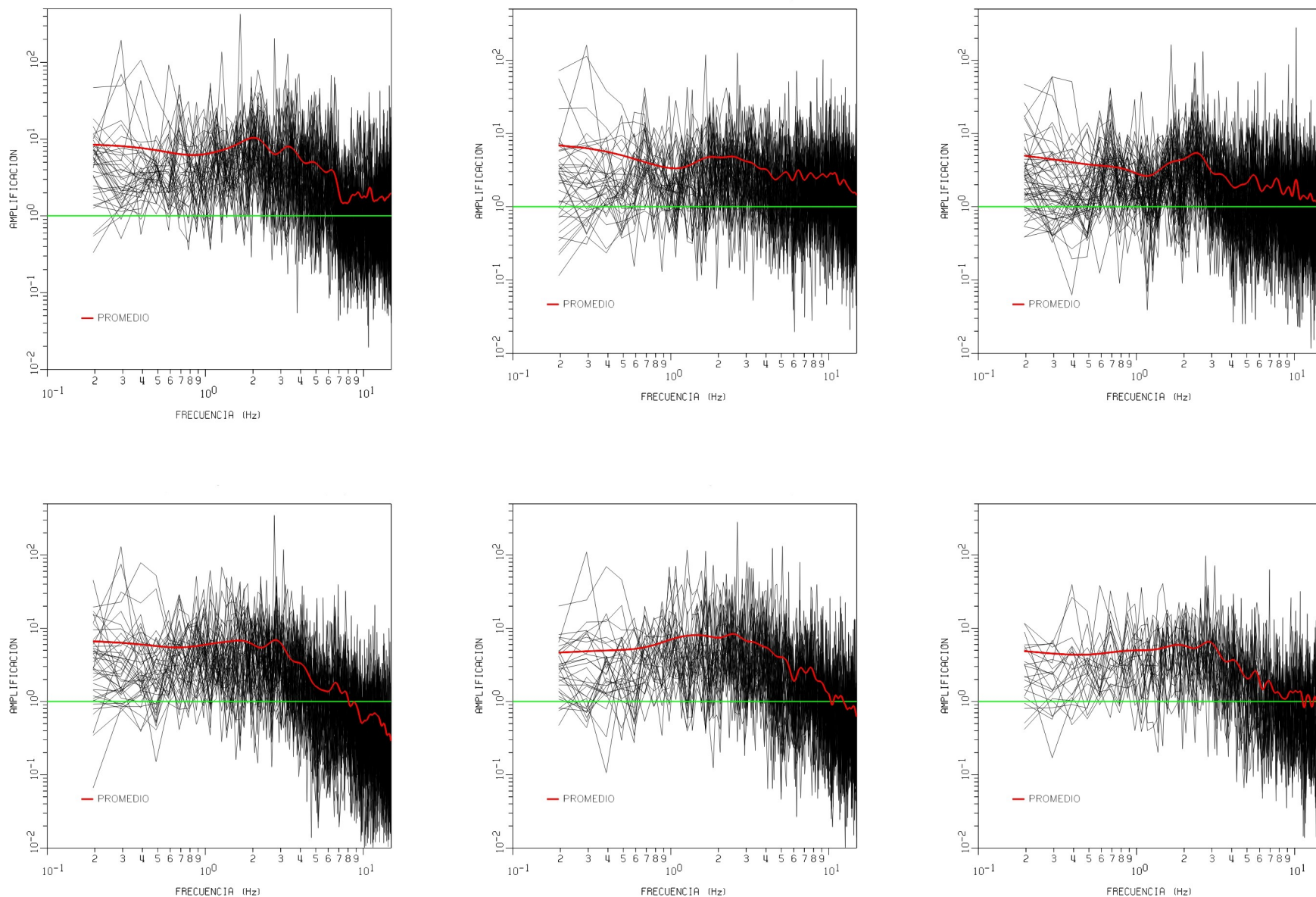


Figura 35. Curvas de amplificación para las seis estaciones sobre suelo sedimentario de la red acelerométrica de Tijuana, respecto a la estación en roca (CNA). Con línea roja se muestra la amplificación promedio. Arriba de la línea verde existe amplificación relativa positiva.

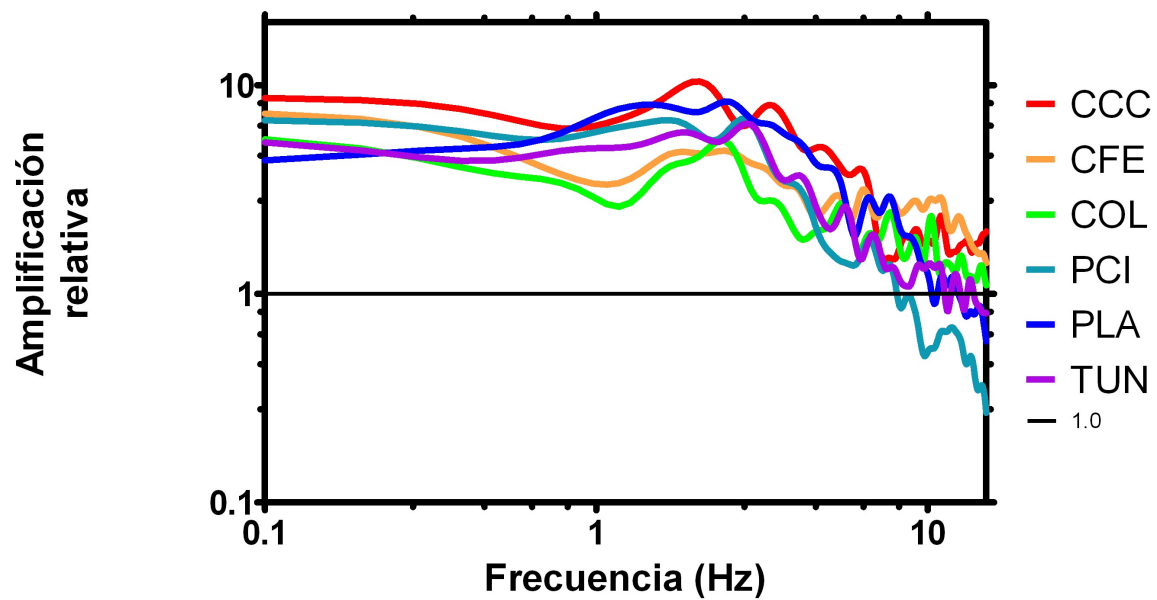


Figura 36. Funciones de amplificación relativa, calculadas como los cocientes espectrales entre suelo y roca, para las estaciones de la red acelerométrica de Tijuana, empleando como referencia la estación CNA. Arriba de la línea negra horizontal se presenta una amplificación neta.

- ***Espectros de respuesta***

La base de datos de acelerogramas proporcionado por la red acelerométrica permite obtener espectros de respuesta (ER) en cada sitio de la red, que son estadísticamente representativos de la forma espectral patrón, ya que son obtenidos como el promedio de muchos acelerogramas, producidos por diversos terremotos. En cada sitio de la red calculamos todos los ER a partir de los acelerogramas escalados a la aceleración máxima correspondiente a la ubicación del sitio en el mapa de la figura 45 y luego obtenemos un ER promedio para cada sitio. Las figuras 37a y 37b muestran los conjuntos de ER de aceleración absoluta en cada una de las 7 estaciones de la red acelerométrica de Tijuana. Estos espectros pueden interpretarse como aquellos esperados durante la ocurrencia del terremoto propuesto en los mapas predictivos, falla La Nación, $M=6.5$. En la figura 38 se aprecian los espectros de respuesta promedio de la aceleración absoluta; allí se nota que en la estación de referencia sobre roca (CNA) la aceleración que experimentaría una estructura de un grado de libertad y amortiguamiento del 5% sería menor que en todos los sitios de la red.

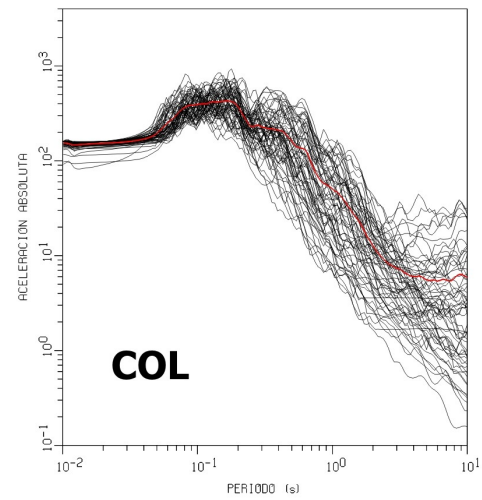
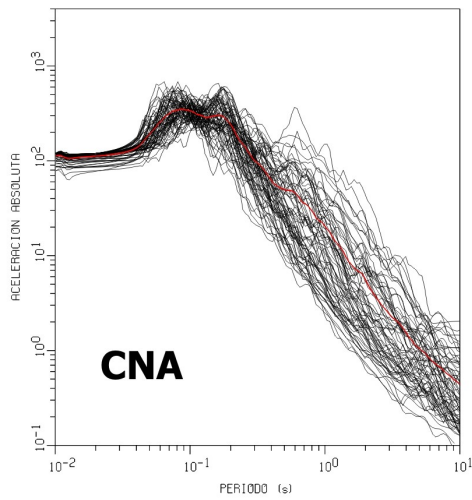
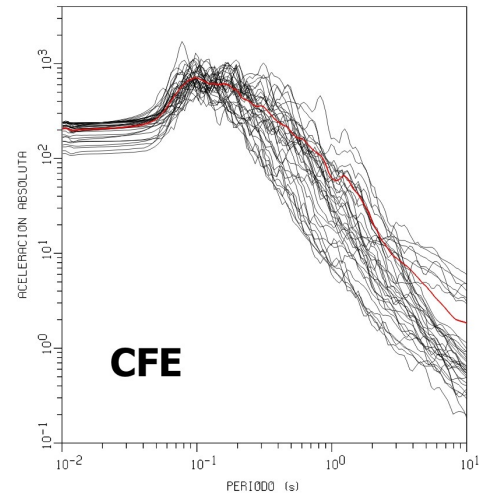
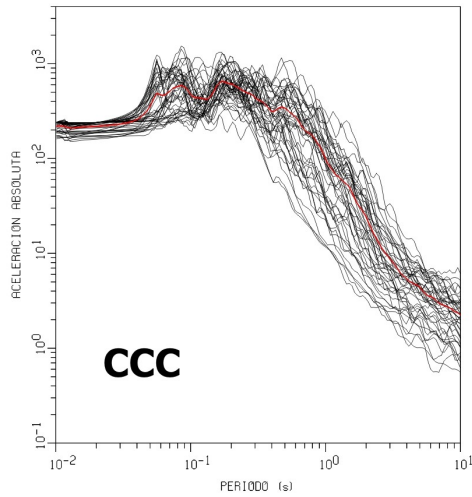


Figura 37a. Espectros de respuesta calculados con los acelerogramas de todos los terremotos capturados en cada estación de la red acelerométrica de Tijuana. Cada acelerograma fué escalado en amplitud para reproducir el efecto esperado por el terremoto de $M=6.5$ en la falla La Nación. La línea color rojo es el promedio de cada conjunto de espectros de respuesta.

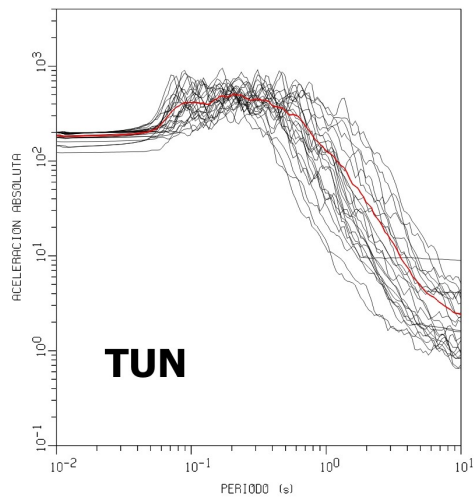
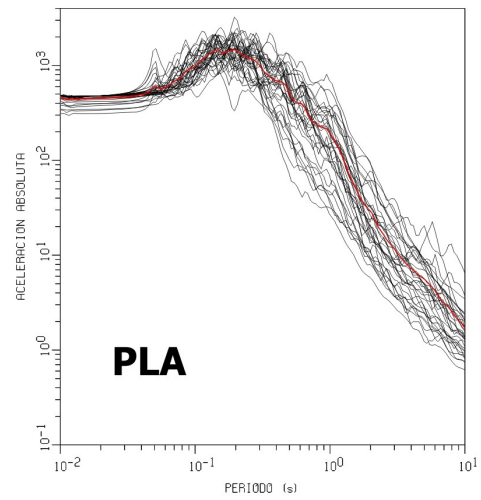
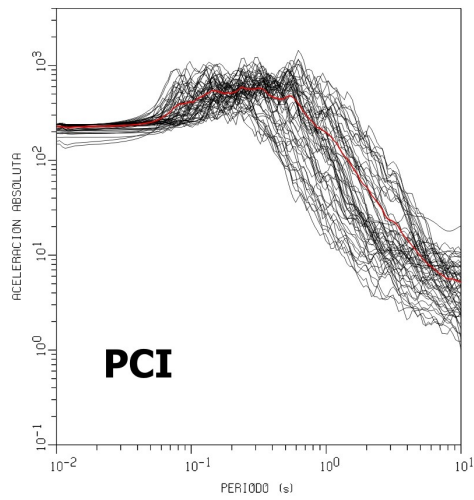


Figura 37b. Espectros de respuesta calculados con los acelerogramas de todos los terremotos capturados en cada estación de la red acelerométrica de Tijuana. Cada acelerograma fué escalado en amplitud para reproducir el efecto esperado por el terremoto de $M=6.5$ en la falla La Nación. La línea color rojo es el promedio de cada conjunto de espectros de respuesta.

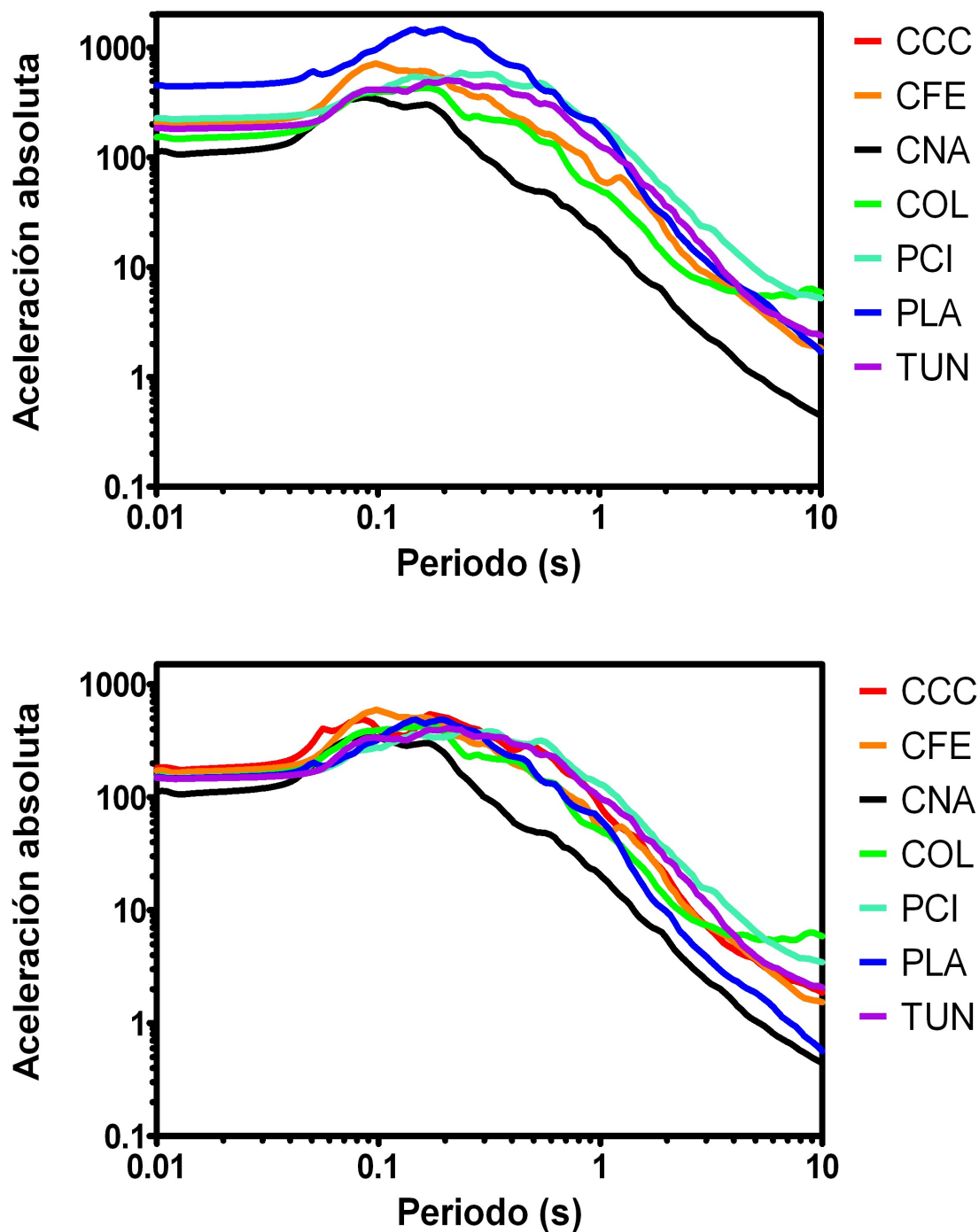


Figura 38. Promedios de los espectros de respuesta de aceleración absoluta, escalados de acuerdo a la aceleración horizontal pico predicha para el rompimiento de la falla La Nación (abajo), y el pico mayor entre La Nación y Silverstrand (arriba). La estación de referencia sobre roca es CNA.

•MAPAS PREDICTIVOS

El método ecuaciones predictivas para la elaboración de mapas de microzonificación de la respuesta sísmica esperada, se basa en la simulación del efecto del rompimiento propuesto para una falla. La elección de las fuentes sismogénéticas capaces de generar los terremotos más probables de ocurrir y afectar a la cd. de Tijuana, se basó en los siguientes criterios:

- Fallas que por su cercanía a la región de estudio sean capaces de generar movimientos fuertes.
- Fallas que por sus dimensiones y razón de desplazamiento sean capaces de producir terremotos de magnitud mayor de 5.
- Fallas que presenten evidencias de actividad durante el Holoceno.
- Fallas que produzcan el mayor daño en los sitios de mayor interés (concentraciones de población, vías de comunicación, centros industriales y de comercio y estructuras críticas y estratégicas) dentro de la zona de estudio.

En este estudio se consideran como probables fuentes de movimientos sísmicos a dos fallas cercanas a la ciudad de Tijuana: falla La Nación y Falla Silverstrand (ver mapa de la figura 4). El rompimiento de la falla La Nación representaría el mayor peligro para la zona urbana de Tijuana, ya que por su posición produciría los mayores daños sobre las zonas con más alta densidad de población, de comercio, de edificios públicos y de asistencia médica; las cuales son el norte y centro de la ciudad de Tijuana y por las consecuencias sobre la interrupción de los medios de comunicación, es este caso hacia los dos aeropuertos (civil y militar); además esta falla tiene una longitud probable de

rompimiento lo suficientemente grande para generar sismos de magnitud mayor de 6 y ha mostrado evidencias de actividad en el Holoceno (Lindvall *et al.*, 1990), la cual se extiende en su extremo norte hasta La Mesa, California (a la altura de la autopista 8) y hacia el sur hasta San Ysidro, California, perdiéndose su rastro al norte de la línea internacional

El rompimiento de la falla La Nación se propone desde su extremo norte hacia el sur por una longitud de 28 km, ya que ésta es la porción que muestra evidencia de actividad en el Holoceno (Raines, *et al.*, 1991). El desplazamiento promedio de 80.64 cm representa al desplazamiento total esperado y se usa el calculado por Anderson *et al.*, 1989, a partir de la velocidad anual de desplazamiento y el período de recurrencia. Para esta falla se estimó una magnitud de momento calculada a partir de las ecuaciones (14 y 15).

$$M_w = \left(\frac{\log M_o}{1.5} \right) - 10.73 \quad (14)$$

donde: M_o es el momento sísmico, el cual, de acuerdo a Aki y Richards, 1980 se estima de la siguiente manera:

$$M_o = \mu \bar{U} A \quad (15)$$

donde: μ = módulo de rigidez promedio para la corteza = $3 \times 10^{11} \text{ dinas} / \text{cm}^2$

$\bar{U}$ =desplazamiento promedio sobre la falla en cm

A =área del plano de la falla en cm^2

Para estimar M_o se requiere especificar los valores de los parámetros $\bar{U}$ y A , lo cual se consigue con el conocimiento tectónico de la región; para La Nación, los valores encontrados en la literatura son de 80.64 cm para $\bar{U}$, 28 km de largo y 12 de ancho para

el área A (Reichle *et al.*, 1990; Lindvall *et al.*, 1990; Treiman, 1984 y 1989; Schug, 1989; Wesnousky, 1986; Anderson *et al.*, 1989).

$$M_o = 3.0 \times 10^{11} \bullet 80.64 \bullet (28 \times 10^5 \bullet 12 \times 10^5) = 8.128 \times 10^{25} \text{ dinas} \cdot \text{cm}$$

$$M_w = \left(\frac{\log M_o}{1.5} \right) - 10.73 = 6.5$$

El sistema de fallas de Rose Canyon tiene una rama marina, llamada Silverstrand, que inicia en el extremo norte de la bahía de San Diego y procede sobre el borde continental, sensiblemente paralelo a la costa, hasta un punto entre Playas de Tijuana y Rosarito, donde se pierde; esta es la otra zona sismógena que se considera peligrosa para Tijuana y se propone su rompimiento, con una magnitud probable de 6.5 (Reichle, 1989; Lindvall *et al.*, 1989; Treiman, 1984; Schug, 1989; Wesnousky, 1986; Anderson *et al.*, 1989).

También existen otras fallas cercanas, ubicadas al sureste de la región, entre las que se cuentan las de Vallecitos, San Miguel y Calabazas, para las cuales no existen estudios a detalle en lo que respecta a longitudes esperadas de rompimiento, cantidad de desplazamiento y máximas magnitudes esperables, por lo que su consideración en estudios de este tipo no es sencillo actualmente.

Se presentan dos conjuntos de mapas predictivos, cada uno consta de la microzonificación de la aceleración horizontal máxima esperada, la velocidad horizontal máxima y la intensidad de Mercalli modificada. El primer conjunto (figuras 39, 40 y 41) corresponde al caso del probable rompimiento de la falla La Nación, el segundo conjunto

(figuras 42, 43 y 44) al de la falla Silverstrand. Adicionalmente, la figura 45 corresponde a la distribución de los máximos movimientos del terreno indistintamente de la falla que los generó; o sea que en este mapa a cada punto de la región de estudio se asignó el valor más grande de los generados por las fallas en ese punto. En todos los casos se incluye el efecto de sitio por medio de β_{30} .

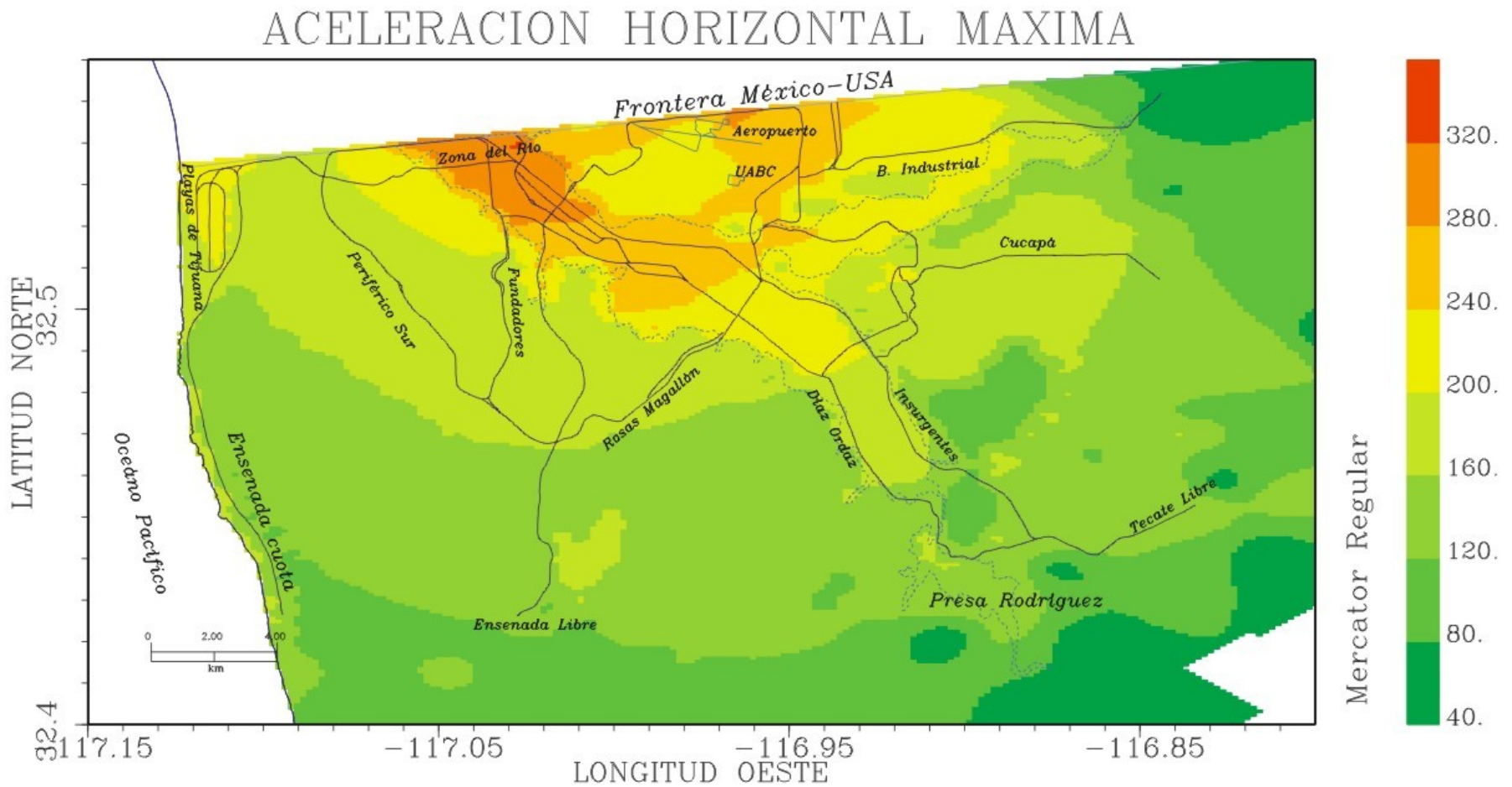


Figura 39. Mapa predictivo, con la microzonificación de la aceleración horizontal máxima (cm/s^2) esperada para el rompimiento de la falla La Nación, $M=6.5$. Incluye el efecto de sitio por medio de la velocidad β_{30} .

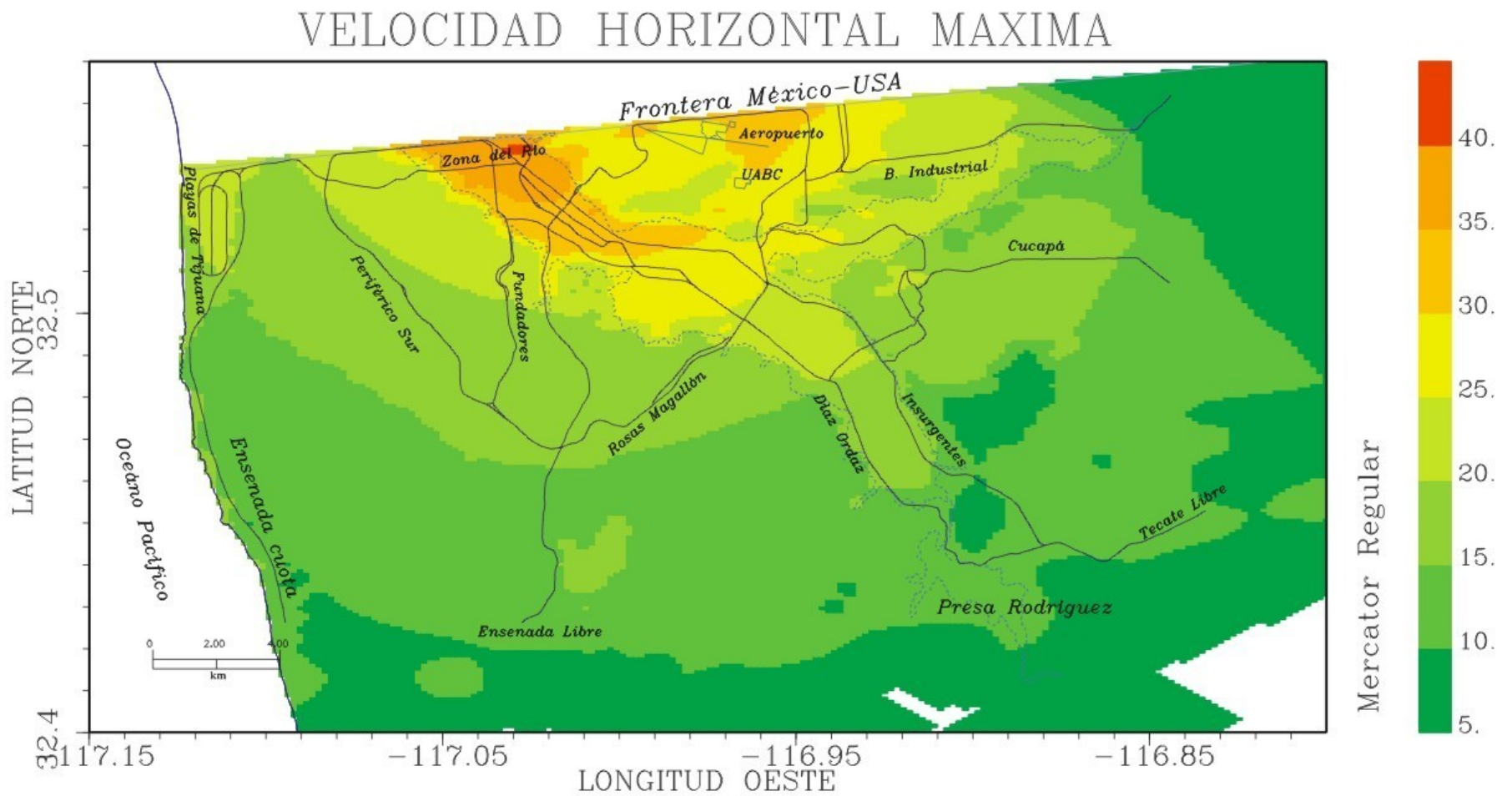


Figura 40. Mapa predictivo, con la microzonificación de la velocidad horizontal máxima (cm/s) esperada para el rompimiento de la falla La Nación, $M=6.5$. Incluye el efecto de sitio por medio de la velocidad β_{30} .

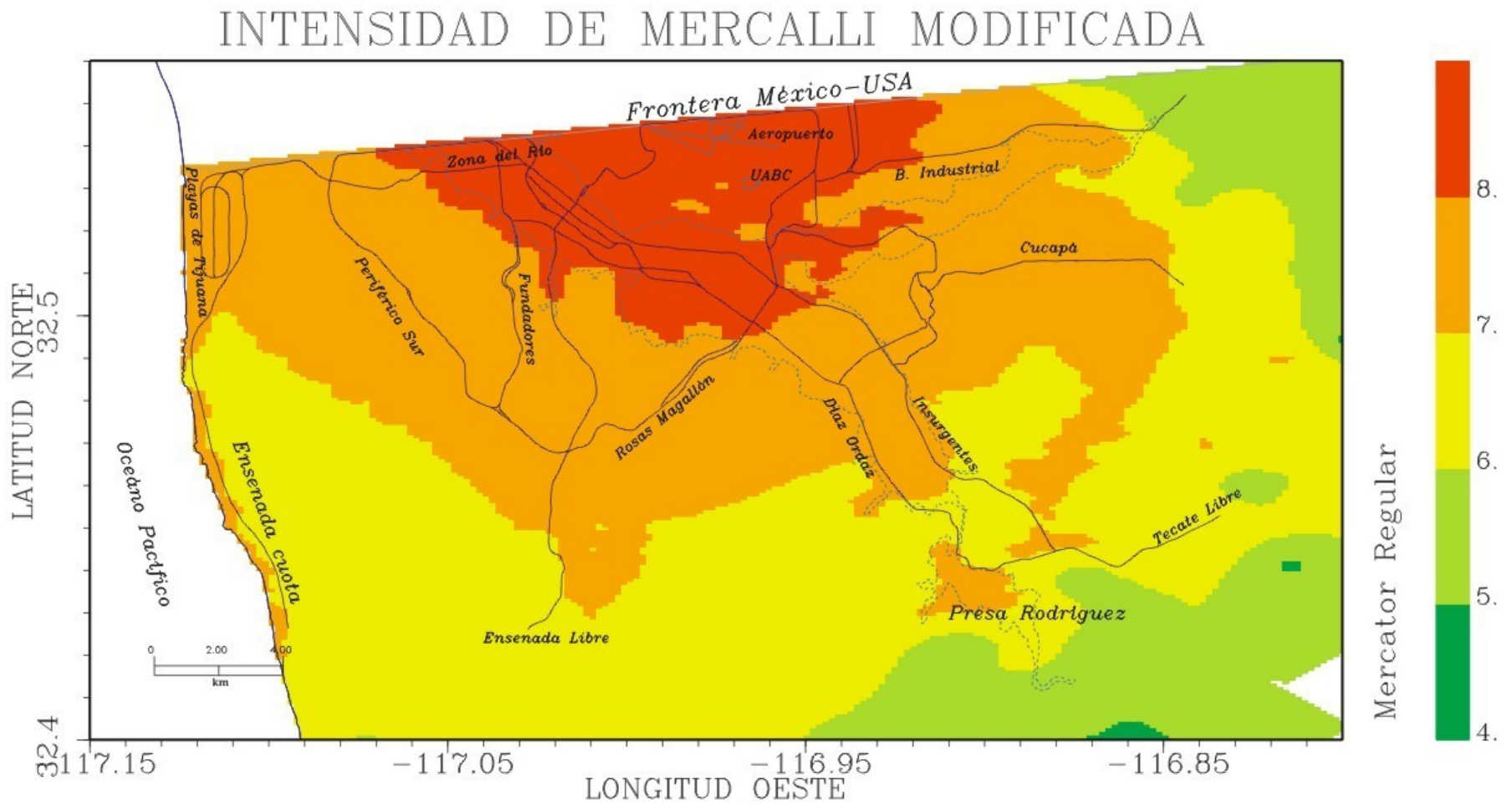


Figura 41. Mapa predictivo, con la microzonificación de la intensidad de Mercalli modificada, esperada para el rompimiento de la falla La Nación, $M=6.5$. Incluye el efecto de sitio por medio de la velocidad β_{30} .

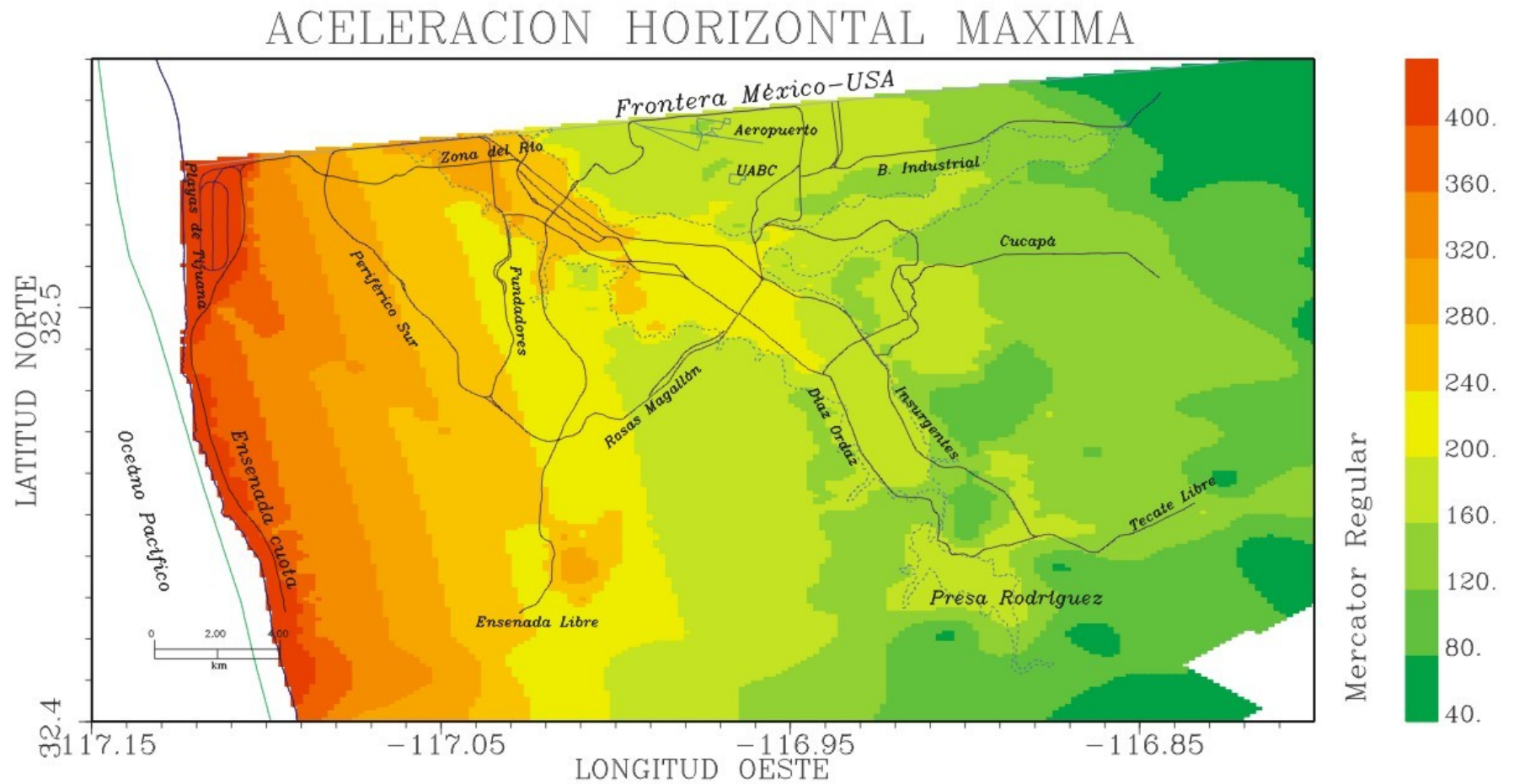


Figura 42. Mapa predictivo, con la microzonificación de la aceleración horizontal máxima (cm/s^2) esperada para el rompimiento de la falla Silverstrand, $M=6.5$. Incluye el efecto de sitio por medio de la velocidad β_{30} .

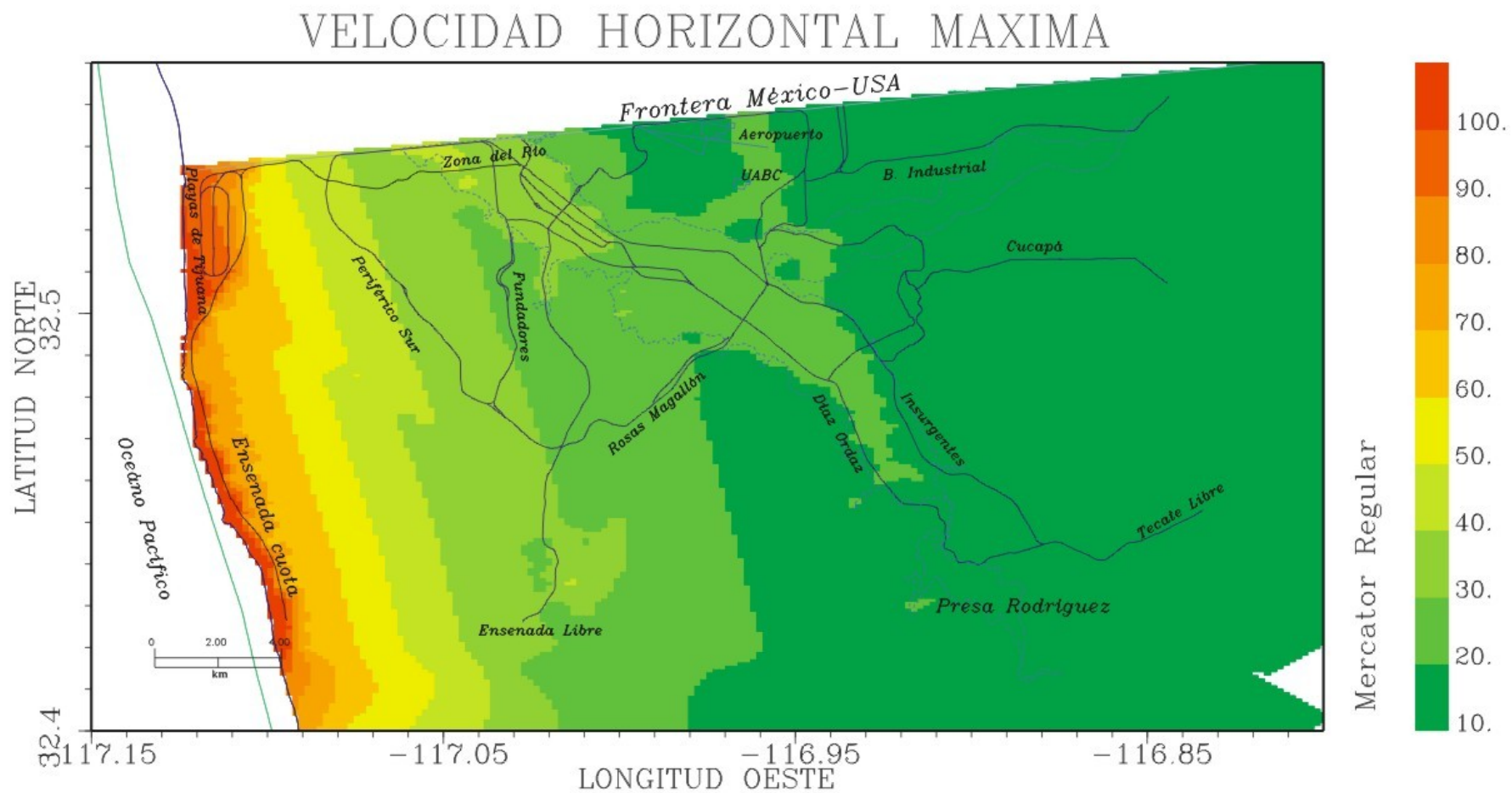


Figura 43. Mapa predictivo, con la microzonificación de la velocidad horizontal máxima (cm/s) esperada para el rompimiento de la falla Silverstrand, $M=6.5$. Incluye el efecto de sitio por medio de la velocidad β_{30} .

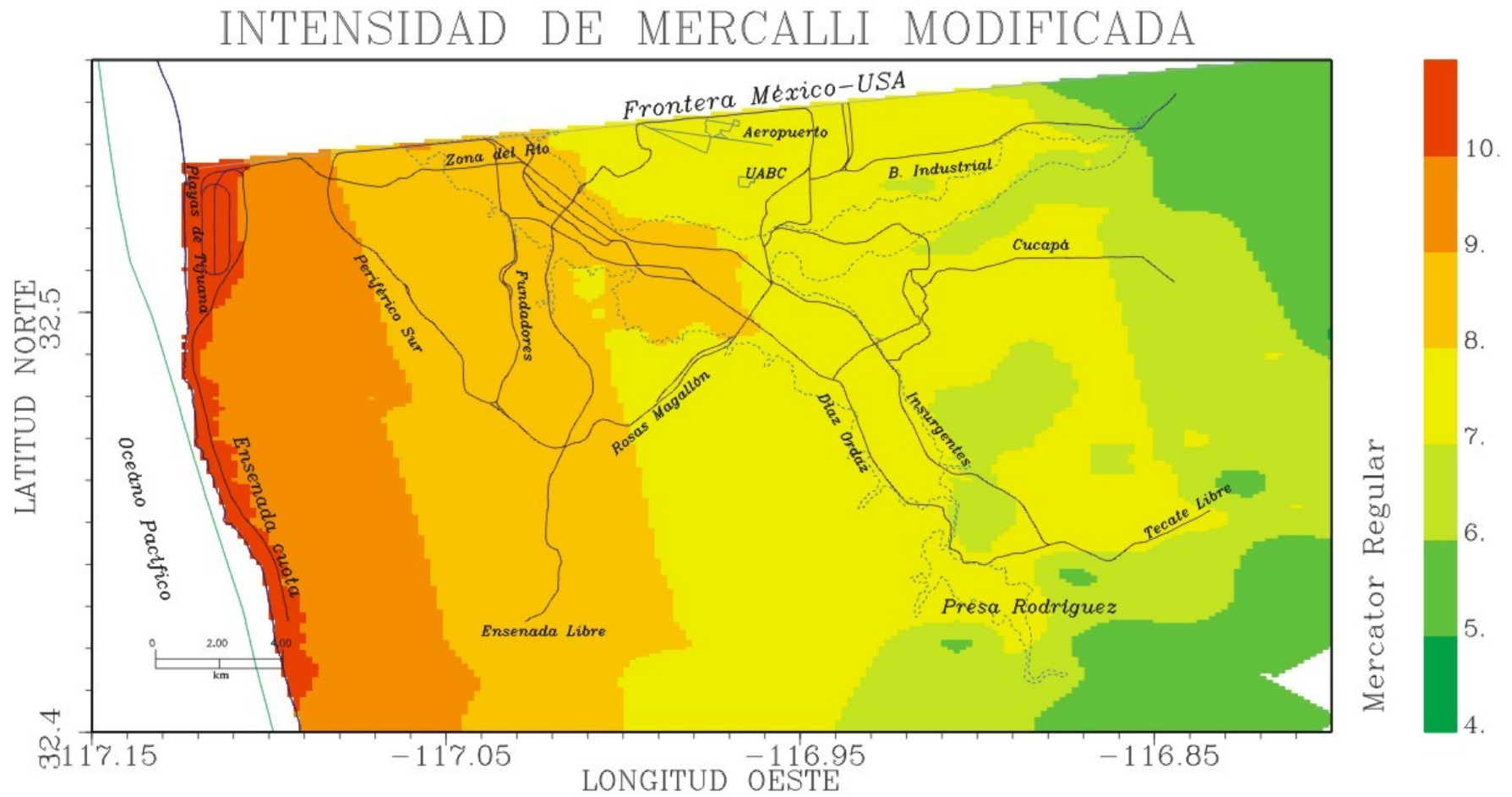


Figura 44. Mapa predictivo, con la microzonificación de la intensidad de Mercalli modificada, esperada para el rompimiento de la falla Silverstrand, $M=6.5$. Incluye el efecto de sitio por medio de la velocidad β_{30} .

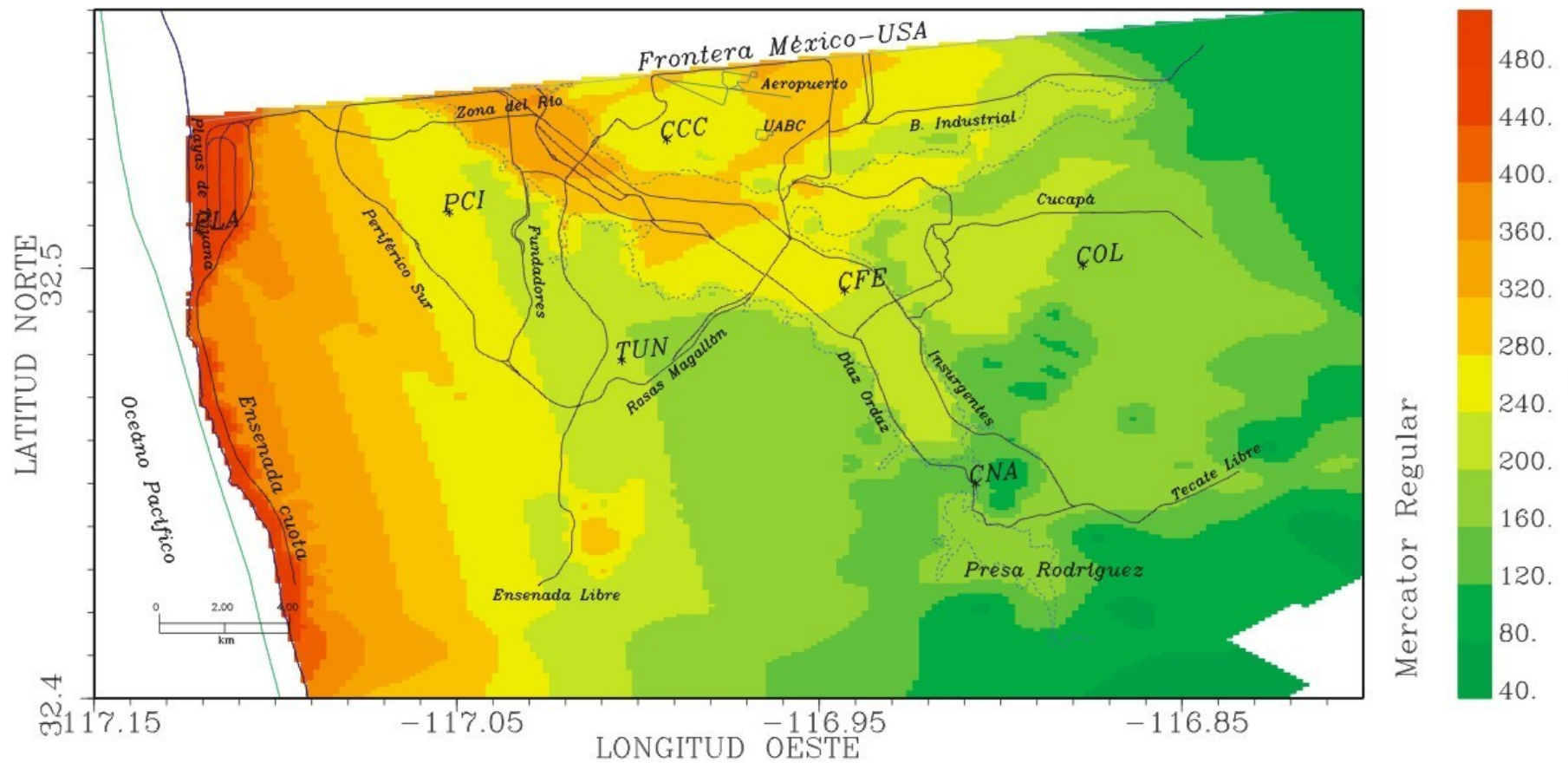


Figura 45. Mapa predictivo, con la microzonificación de la mayor aceleración horizontal pico (cm/s^2) esperada ya sea para el rompimiento de la falla Silverstrand o la falla La Nación. Incluye el efecto de sitio por medio de la velocidad β_{30} .

● **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

Respecto a suelos, la zona urbana se asienta principalmente sobre sedimentos pobremente consolidados, incompetentes y deleznales de las formaciones San Diego y Lindavista, además de los depósitos aluviales en la zona del río Tijuana y arroyos aledaños. Esto provoca la amplificación del movimiento inducido por terremotos, lo cual es inevitable. Lo que se puede evitar es el daño a personas y estructuras civiles mediante la incorporación de los presentes resultados, y otros que necesariamente deben darse en el futuro, en las normas de construcción antisísmicas.

El mapa de microzonificación de los periodos dominantes del movimiento del suelo fue obtenido a partir de aplicar la técnica de Nakamura sobre datos de microtemores (ruido sísmico ambiental) y su utilidad se basa en la premisa de que los valores que consigna son similares a los obtenidos mediante registros de terremotos moderados y fuertes. Es necesario mantener una red acelerométrica permanente en la ciudad, que permita obtener datos para corroborar esta hipótesis.

Los espectros de respuesta son una buena representación de los efectos de los sismos dentro de la zona urbana, ya que fueron estimados a partir de una base de datos con terremotos representativos de todas las zonas sismogénicas vecinas a la región de estudio. El escalamiento de los acelerogramas con las amplitudes predichas para el rompimiento de las fallas que inferen mayor peligro a la zona proporcionan una buena base para analizar la pertinencia de las actuales normas antisísmicas del estado de Baja California, lo cual deberán llevar a cabo especialistas del área de la ingeniería sísmica. Para propósitos de ilustración, se muestra en la figura 46 la comparación de los espectros de diseño contenidos en el reglamento de edificaciones vigente en el estado (publicado en el Periodico Oficial

no. 21, de fecha 30 de junio de 1992, tomo xcix, seccion i), y los espectros de respuesta promedios de cada estación de la RAT, escalados para dos sismos de magnitud 6.5 en las fallas La Nación y Silverstrand.

La microzonificación sísmica de una región urbana es un proyecto que involucra una amplia variedad de datos y métodos de análisis e interpretación. Al producir los mapas de microzonificación de los PD, la amplificación relativa, la β_{30} , la forma del espectro de respuesta, la aceleración y velocidad horizontal máxima, y la IMM, este trabajo contribuye parcialmente al proyecto amplio de microzonificación sísmica de Baja California. Sus resultados son productos completos en sí mismos y utilizables directamente por las comunidades científica y de ingeniería.

Los mapas de las figuras 39 a 45 no deben ser considerados, por ellos solos, como base para estudios de uso de suelo o de microzonificación para efectos de diseño de construcciones, sino más apropiadamente como información complementaria a otros tipos de estudio, como modelado numérico de los efectos locales y de sitio, estadística sísmica, espectros de respuesta observados en movimientos fuertes, mecánica de suelos y otros.

Consideramos conveniente recomendar extender la cobertura de las observaciones de campo hacia algunas zonas de nuevos desarrollos urbanos, y cubrir más densamente aquellas zonas con alta densidad poblacional o desarrollo industrial intenso, tanto para periodos dominantes, como para β_{30} .

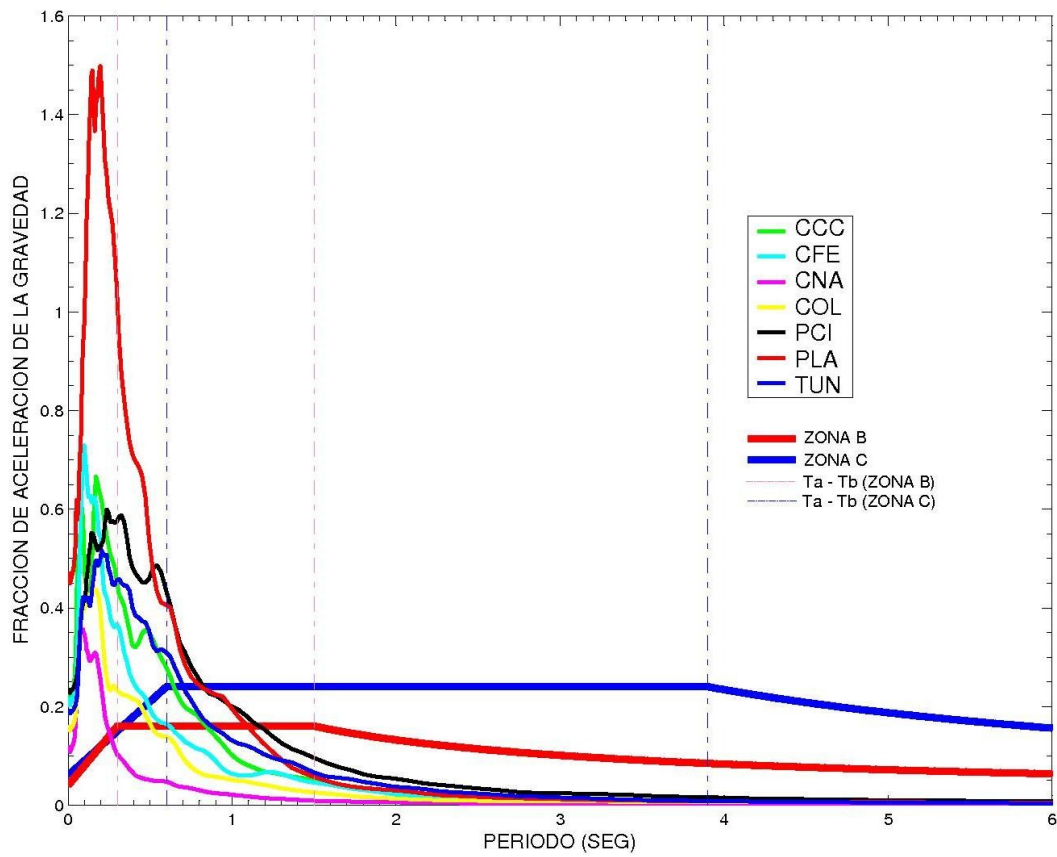


Figura 46. Comparación de los espectros de diseño del reglamento de edificaciones de Baja California (Periodico Oficial no. 21, de fecha 30 de junio de 1992, tomo xcix, seccion i) y los espectros de respuesta promedio en cada estación de la red acelerométrica de Tijuana. Los ER están escalados para dos terremotos de $M=6.5$, en las fallas La Nación y Silverstrand.

REFERENCIAS.

- Acosta, J. G. 1990. Manual de aplicación del paquete de Procesamiento Estándar de Acelerogramas (Versión 5.0). CICESE.
- Acosta J., Huerta C. Mendoza L., Reyes A. (1993). 'Modelado de la respuesta sísmica en el subsuelo de la cd. de México, con registros a profundidad'. Geofísica Internacional, Vol 32, No. 1, pp. 131-152.
- Acosta J., Álvarez S., Arellano G. y Mendoza L. 1995. Mapas sísmicos predictivos para la región de Tijuana, B.C. Comunicaciones Académicas, Serie Sismología. CICESE. CTSIT9503.
- Acosta J. y Álvarez S. 2000. Aplicación del método de refracción sísmica en la escuela secundaria Ricardo Flores Magón, Tijuana, B.C. Comunicaciones Académicas, Serie Sismología. CICESE. CESIT20002.
- Agnew, D.C., M. Legg and C. Strand. 1979. "Earthquake history of San Diego", in Abbot, P. and W. Elliot (eds.). "Earthquakes and Other Perils: San Diego Region". San Diego Association of Geologists, San Diego, California. 123-128 pp.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **25**, 415-457
- Aki, K. and P.G. Richards. 1980. "Quantitative Seismology, Theory and Methods". Volume I. W. H. Freeman and Company. San Francisco. 557 pp.
- Aki, K. 1988. "Local site effects on strong ground motion". Earthquake engineering and soil dynamics II. Recent advances in ground-motion evaluation. Von Thun Ed. ASCE Geotech. Special Publication. 20: 103-155 p.
- Allen C. R. (1968). The tectonics environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. In Proc. of the conference on Geologic problems of the San Andreas fault system. Stanford University Publ. Geol. Sci., Vol. 11, pp. 70-82.
- Anderson J., and Bodin, P. (1987). Earthquake recurrence models and historical seismicity in the Mexicali-Imperial Valley. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 77, pp. 562-578.
- Anderson J., and Luco E. (1983). Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relations. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 73, pp. 471-496.
- Álvarez S., Arellano G., Montalvo J.C. y Acosta J. 1994. Perfiles de velocidad en la ciudad de Tijuana, B.C. Comunicaciones Académicas, Serie Sismología. CICESE. CISIT9403.

- Balderman M., Johnson C., Miller D., Schmidt D. (1978). The 1982 Fort Yuma earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 68, pp. 699-710.
- Boore David M., William B. Joyner and Thomas E. Fumal. (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of recent work. *Seismological Research Letters*. Volume 68, Number 1.
- Bullen, K. E., Bolt, B. A “An Introduction to the theory of seismology”, Cambridge University Press 1985.
- Campillo, M. y A. Paul, 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science* 299, 547-549..
- Chávez-García, F. J. y Cuenca J. 1998. “Site effects and microzonation in Acapulco”. *Earthquake Spectra* 14(1): 75-93.
- Chávez-García, F.J.y F. Luzón, 2005. On the correlation of seismic microtremors, *J. Geophys. Res.*, 110, B11313, doi:10.1029/2005JB003671. Correlation of seismic noise in frequency and time domains. Applications to site effects, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 03241, European Geosciences Union, 2005.
- Dravinski, M., Ding G., y Wen K.-L. 1996. “Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins”. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86(3): 646-654.
- Esteva L., Rosenblueth E. (1964). Espectros de temblores a distancias moderadas y grandes. *Bol. Soc. Mex. Sism.*, 2(1), pp 1-18.
- Fumal, T.E. and Tynsley, J.D. 1985. Mapping shear-wave velocities of near-surface geologic materials”, in “Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region”. U.S. Geological Survey Professional Paper 1360. 127-149 p.
- Hanks Thomas C., Kanamori Hiroo. (1979). A Moment magnitude Scale. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 84, No. B5. Pp 2348-2350.
- Hermann, R. B. and C. J. Ammon (2004). Computer Programs in Seismology version 3.20: Surface Waves, Receiver Functions, and Crustal Structure, St. Louis University, Missouri.
- Ibarra Gema. (2004). Microzonación de periodos dominantes en los principales centros urbanos de Baja California. Tesis de Maestría. CICESE.
- Joyner, W. B. y Boore D. M. 1981. “Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California”. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71: 2011-2038.

- Joyner W. y Fumal T.. (1985). Predictive mapping of earthquake ground motion, in 'Evaluating earthquake hazards in the L.A. region', pp. 203-220. USGS prof. Paper 1360.
- Joyner W., Richard E. Warrick, Thomas E. Fumal. (1981). The effect of quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote Lake, California, Earthquake of 1979. *Bull. Seism. Soc. Am.* V 71, No. 4, pp 1333-1349.
- Joyner W. and Fumal T. E. (1984). Use of measured shear wave velocity for predicting geologic site effects on strong ground motion. *Proceedings, 8th World Conference on Earthquake Engineering*. San Fco. Ca., V 2, pp 777-783.
- Konno, K. y Ohmachi T. 1998. "Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors". *Bull. Seism. Soc. Am.* 88(1): 228-241.
- Lermo, J. y Chávez-García F. J. 1994. "Are microtremors useful in site response evaluation?". *Bull. Seism. Soc. Am.* 84: 1350-1364.
- Louie, J.N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremors arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**, 347-364.
- McMechan, G. A. and M. J. Yedlin (1981). Analysis of dispersive waves by wave field transformation, *Geophysics* **46**, 869-874.
- Mokhtar, T.A., R.B. Herrmann, and D.R. Russell (1988). Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian shield from short-period Rayleigh waves, *Geophysics* **53**, 1379-1387.
- Montalvo J.C., Acosta J., Mendoza L., Álvarez S., Cossío T. y Chávez G. 1995. Estudio de estabilidad de taludes en la colonia El Rubí, Tijuana, B.C. Parte II: Sismología. Comunicaciones Académicas, Serie Sismología, CICESE, CTSIT9509.
- Nakamura, Y. 1989. "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface". *Quarterly Rept. Railway Tech. Res. Inst. Jap.* 30: 25-33.
- Newmark, N.M y E. Rosenblueth. 1976. "Fundamentos de ingeniería sísmica". Editorial Diana. México. 663 pp.
- Sánchez-Sesma y M. Campillo, 2006. Retrieval of the green function from cross-correlation: the canonical elastic problem. *Bulletin of the Seismological Society of America*. January 2006, in Press.
- Scholz D. H. (1982). Scaling laws for large earthquakes, consequences of physical models. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 72, pp. 1-14.

- Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly and M. Ritzwoller, 2005. High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, *Science* 307, 1615-1618.
- 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.
- Weaver, R. L. y O. I. Lobkis (2004). Diffuse fields in open systems and the emergence of the Green's function, *J. Acoust. Soc. Am.* 116, 2731-2734.
- Young, T. L. y Van Woert M. L. 1992. "Plot 88 Software Library Reference Manual". Plotworks Inc. Cuarta edición. Ramona, Ca. 356 pp.

