

SIMULACIÓN DEL CAMPO DE ONDAS SÍSMICAS Y CARACTERIZACIÓN DE AMPLITUD Y PERÍODO CON FINES DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA PARA LAS CIUDADES GUARENAS-GUATIRE

Julio Morfe¹; Michael Schmitz¹; Leonardo Alvarado¹;
Leonardo Álvarez²; José Zapata²; Herbert Rendón¹

Forma de citar: Morfe, J., Schmitz, M., Alvarado, L., Álvarez, L., Zapata, J., y Rendón, H. 2015. Simulación del campo de ondas sísmicas y caracterización de amplitud y periodo con fines de microzonificación sísmica para las ciudades Guarenas-Guatire. Boletín de Geología, 37 (1): 27-43.

RESUMEN

Se presentan los resultados de la simulación de la propagación de las ondas sísmicas en la cuenca Guarenas Guatire, estimando la respuesta sísmica 2D del suelo mediante la generación de sismogramas sintéticos. Esta simulación corresponde a la propagación a lo largo de secciones 2D de la cuenca preparadas a partir de la información geológica y geofísica local y regional. Se empleó la técnica denominada método híbrido, que utiliza los métodos analítico (suma modal de ondas superficiales) y numérico (diferencias finitas), para obtener los sismogramas sintéticos hasta una frecuencia de 10 Hz a lo largo de ocho perfiles de dirección norte-sur y sur-norte y tres perfiles oeste-este de la cuenca sedimentaria de Guarenas-Guatire. Se escogieron tres eventos escenarios, ubicados en: La Falla San Sebastián, la Falla Pichao (sist. La Victoria) y la Falla Tacagua, con magnitudes de 7, 6 y 5 Mw, respectivamente. Se obtuvieron los siguientes parámetros en superficie: relación 2D/1D espectral de las componentes horizontales y verticales H/V de la aceleración, y relación 2D/1D del espectro de respuesta de aceleración, para las componentes transversal, radial y vertical. Se elaboraron espectros de respuesta de aceleración horizontal para la superficie a partir de las relaciones promedios de espectros de respuesta (consideradas como funciones de transferencia) y el espectro de respuesta de roca obtenido de un estudio de amenaza sísmica regional.

Palabras clave: simulación, propagación de ondas sísmicas, espectros de respuesta, cuenca sedimentaria, Guarenas, Guatire.

SIMULATION OF SEISMIC WAVE PROPAGATION, AND AMPLITUDE AND PERIOD CHARACTERISTICS FOR THE SEISMIC MICROZONING OF GUARENAS AND GUATIRE CITIES

ABSTRACT

We present the results of the simulation of seismic wave propagation in complex geological media through numerical calculation, estimating the 2D/1D seismic soil response by generating synthetic seismograms. This simulation corresponds to the propagation along 2D sections of the basin prepared by using local and regional geological and geophysical information. The hybrid methods technique was applied, that uses analytical (modal summation of surface waves) and numerical (finite differences) methods to obtain synthetic seismograms up to a frequency of 10 Hz, along 8 north-south and south-north profiles, and 3 east-west profiles crossing the sedimentary basin of Guarenas-Guatire. Three scenario earthquake were chosen, located along: San Sebastian, Pichao (system La Victoria) and Tacagua Faults, with magnitudes of 7, 6 and 5 Mw, respectively. The following ground motion parameters were obtained: 2D/1D spectral ratio of the horizontal and vertical components H/V, and 2D/1D acceleration response spectrum ratio for the transverse, radial and vertical components. Response spectra of horizontal acceleration for the ground surface were developed from averages relations of response spectra (considered as transfer functions) and response spectrum at bedrock obtained from a regional seismic hazard study.

Keywords: simulation, seismic wave propagation, response spectra, sedimentary basin, Guarenas, Guatire.

¹ Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), peac63@hotmail.com, mschmitz@funvisis.gob.ve, lalvarado@funvisis.gob.ve, hrendon@funvisis.gob.ve

² Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAIIS), leoalvar@ictp.it, zapata@cenais.cu

INTRODUCCIÓN

Gran parte de la zona central del territorio venezolano presenta una alta amenaza sísmica, debido a la presencia de diversos sistemas de fallas, tales como San Sebastián y Tacagua-El Ávila (Beltrán, 1993; Audemard *et al.*, 2005; Ollarves *et al.*, 2007). En el presente trabajo se estudia la zona de las ciudades Guarenas y Guatire, ubicadas a menos de 20 km de distancia de la falla San Sebastián, que es considerada por Audemard (2002) como la causante de los terremotos más fuertes que han afectado esta región (1812, 1900 y 1967). Para determinar cómo se comportan los suelos en ambas ciudades ante la ocurrencia de sismos se recurre a la construcción de sismogramas sintéticos de ondas superficiales, lo que combinado con resultados de otros trabajos de amenaza sísmica y geología permite obtener los resultados buscados. Para construir los sismogramas sintéticos se usa una modelación a lo largo de perfiles que cruzan la zona de estudio. El método empleado es conocido como “técnica híbrida” (Fäh, 1992). En el mismo se calculan sismogramas sintéticos de ondas superficiales (P-SV o de Rayleigh, y SH o de Love) en puntos de la superficie a lo largo de los perfiles. Como información inicial se tienen la correspondiente a la fuente (coordenadas, magnitud y mecanismo focal) y la correspondiente a las propiedades físicas de los suelos atravesados por las ondas sísmicas, tanto a nivel regional como a nivel local. Estos métodos han sido aplicados con éxito en diversos lugares del mundo, ver por ejemplo el volumen (Panza *et al.* ed., 2004)

PROCEDIMIENTO DE CÁLCULO

El cálculo de la propagación de ondas a lo largo de los perfiles se realiza combinando métodos analíticos y numéricos. La idea principal es calcular analíticamente trenes de ondas superficiales completos generados por una fuente sísmica ubicada dentro de una estructura regional (1D) corteza-manto superior (técnica conocida como “suma modal”) y aplicar ese movimiento como entrada a la estructura local (2D) para ser procesado por el método numérico de las diferencias finitas.

Las técnicas de suma modal básicas para un problema clásico 1D han sido tratadas extensamente en (Panza, 1985; Panza and Suhadolc, 1987; Florsch *et al.*, 1991; Panza *et al.*, 2000), mientras que las especificidades de la conexión suma modal - diferencias finitas son explicadas en detalle en (Fäh, 1992; Fäh *et al.*, 1993; Fäh and Suhadolc, 1994). Aquí nos limitaremos a decir que la suma modal se usa para calcular la señal en dos columnas verticales de puntos ubicados al inicio

del perfil 2D que sirven como entrada al esquema de diferencias finitas, la distancia entre las dos columnas es 0,004 km y es la misma para todas las simulaciones. Se calculan a lo largo del perfil los sismogramas sintéticos en dos variantes: considerando el perfil 2D y sin considerarlo (o sea sobre la estructura rocosa regional - 1D). De tal forma, una vez concluido el proceso se tienen dos grupos de sismogramas, que en lo que sigue se denominan “suelo o 2D” (el espaciado del mallado utilizado en las diferencias finitas es 0,004 km a lo largo del eje horizontal) y “roca o 1D”. El cálculo de sismogramas sintéticos se realiza para aceleración, velocidad y desplazamiento en las componentes radial, transversal y vertical en un rango de frecuencias entre 0,5 y 10 Hz. Para ello se usa un paquete de programas que el grupo SAND del ICTP y el Departamento de Ciencias de La Tierra de la Universidad de Trieste pusieron a disposición de este trabajo. Estos programas calculan todos los sismogramas para una fuente puntual de momento sísmico $M_0=1.0 \times 10^{20}$ dina-cm, y son escalados en función de la magnitud de los terremotos usando la ley de escala de Gusev (1983), según es reportada por Aki (1980). A nuestro juicio, el cálculo de los cocientes 2D/1D de cualquier parámetro o función extraída de los sismogramas sintéticos es una forma válida de determinar un criterio de microzonación sísmica. Esto se realiza automáticamente a partir del conjunto de sismogramas obtenidos en dos variantes:

De *parámetros univaluados* “X”, donde X puede ser cualquiera de los parámetros del movimiento del terreno de uso habitual en ingeniería sísmica (como la aceleración máxima). Los cocientes se simbolizan como

$$XR = X_{2D}(x, y) / X_{1D}(x, y)$$

De *funciones de la frecuencia* “G(ω)”, donde G puede corresponder a cualquiera de las funciones que caracterizan el movimiento del terreno (como el espectro de respuesta). Las funciones cociente se simbolizan por

$$GR(\omega, x, y) = G_{2D}(\omega, x, y) / G_{1D}(\omega, x, y)$$

En lo anterior se usa la letra “R” para identificar los cocientes, y se ha reflejado, tanto para los parámetros univaluados como para las funciones, su dependencia de las coordenadas. La selección de uno u otro de los cocientes como base de la microzonación sísmica depende las características particulares del problema a estudiar.

Las relaciones (cocientes) de espectros de respuesta de aceleración promedio suelo blando/roca en dos

direcciones horizontales y ortogonales (del modelado numérico) se combinan con los espectros de respuesta de aceleración en roca obtenidos en un estudio de amenaza sísmica (López *et al.*, 2011) en términos de espectro uniforme de amenaza (UHS – de su nombre en inglés: Uniform Hazard Spectra) para obtener los espectros de aceleración en suelo. Los mismos son utilizados, junto con los mapas geológico (Miró *et al.*, 2009) y de microzonas determinadas a partir de datos de profundidades de sedimentos y Vs30 (González *et al.*, 2009) para la generación de mapas de igual respuesta sísmica de la cuenca. Se debe tener en cuenta, que cuando las frecuencias fundamentales del suelo coinciden con las frecuencias de resonancia de las estructuras, estas tienen mayor riesgo de colapso si no están bien diseñadas a la hora de un terremoto.

DATOS DE PARTIDA

Para hacer un trabajo de este tipo es necesaria la selección de un conjunto de datos. En primer lugar es necesario realizar un trazado de los perfiles sobre los que se van a calcular los sismogramas sintéticos. Esto es seguido por la selección de los terremotos de escenario que van a ser utilizados y finalmente por lo que constituye la parte más compleja del proceso, la determinación del modelo 1D de la estructura regional y de los modelos 2D de cada uno de los perfiles.

Se seleccionaron cinco perfiles de dirección norte-sur (con fuente al norte) y sur-norte (ocho con fuente al sur) con longitudes que varían entre 3 y 6 km, y 3 perfiles de dirección oeste-este con una longitud entre 8 y 13 km (FIGURA. 1).

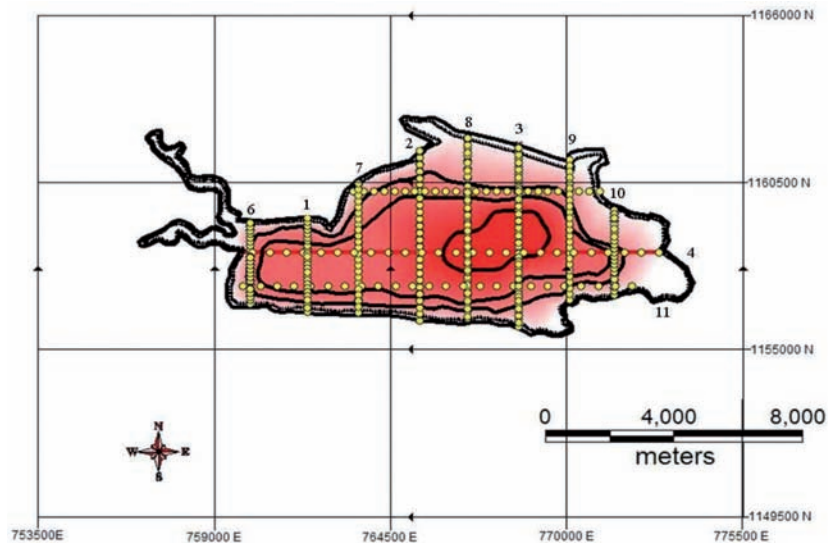


FIGURA 1. Espesores de sedimentos de la cuenca de Guarenas-Guatire (González *et al.*, 2009) con la ubicación de los puntos (454 puntos) donde se calculan los sismogramas sintéticos a lo largo de los ocho perfiles con sismos en la dirección norte- sur y sur-norte, y los tres perfiles de dirección oeste-este.

Para modelar las ondas sísmicas a lo largo de estos perfiles se escogieron tres eventos escenarios, ubicados en las fallas San Sebastián, Pichao (sist. La Victoria) y

Tacagua respectivamente. A continuación se dan sus parámetros (TABLA 1):

TABLA 1. Eventos escenarios y parámetros utilizados para el modelado.

Falla Geológica	Magnitud	Azimut	Buzamiento y profundidad (epicentro)	Deslizamiento para Onda SH	Desliz. para onda P-SV	Terremoto (Fecha)
San Sebastián	7	90°	90° 8 km	176,1°	150°	28/05/2002
Pichao	6	39°	30° 8 km	176,1°	150°	
Tacagua	5	120°	84,2° 5 km	320°	305°	

Los mecanismos focales seleccionados corresponden a una modificación de los reportados para terremotos reales o estimados por criterios sismotectónicos, en busca de la obtención de amplitudes comparativamente altas en las tres componentes a lo largo del perfil.

Modelo 1D regional

Del modelado de Gúedez (2003), se escogió el modelo de velocidades del perfil Birongo NS obtenido a partir

del análisis de la línea sísmica CC-01G-09 (Caribe Central) en la estación Birongo (FIGURA. 2) al que corresponde el modelo de velocidades presentado en la FIGURA. 3. Se determinaron las profundidades a las que se hallan el tope de la corteza superior, corteza inferior y manto superior, como también las velocidades de onda compresional promedio para la región entorno a Guarenas-Guatire. Con esta información se construyó el modelo regional 1D donde se aplica el método de suma modal.

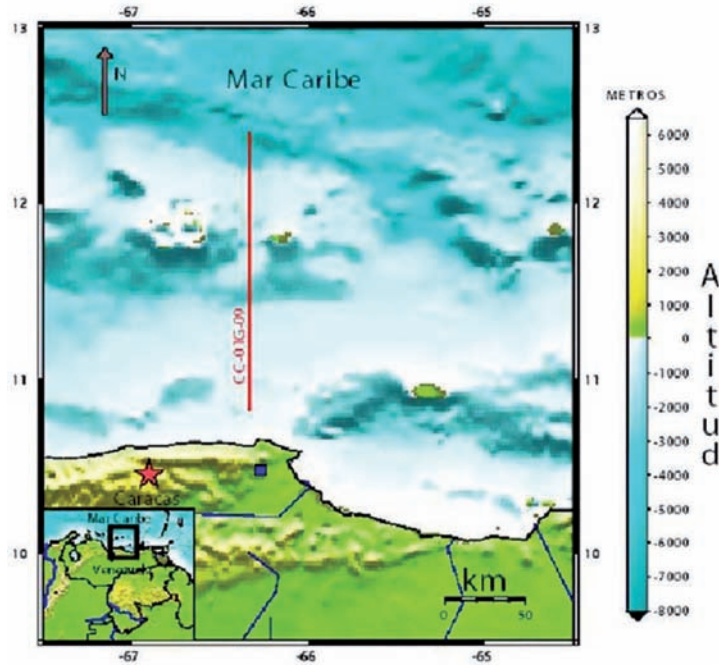


FIGURA 2. Mapa de ubicación del perfil Birongo norte-sur de Gúedez (2003). Este es conformado por los disparos realizados costa afuera durante la adquisición de la línea sísmica CC-01G-09 (línea N-S) del levantamiento sísmico “Caribe Central” y su respectiva estación receptora Birongo (cuadrado pequeño). El perfil sísmico correspondiente es usado para obtener el modelo de velocidad de ondas de la corteza.

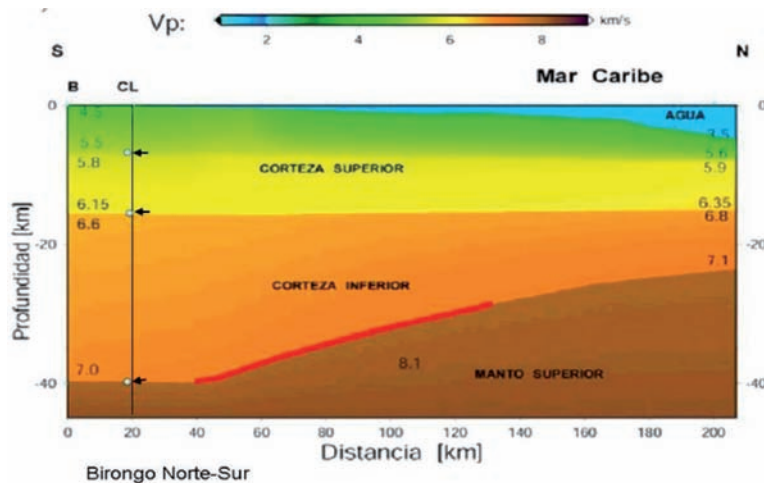


FIGURA 3. Modelo de velocidades de ondas P de la corteza (Gúedez, 2003). En este se identifican tres interfaces, las cuales son indicadas por las flechas, teniendo profundidades de 7,0 km, 15,5 km y 39,7 km.

Las densidades para la corteza son tomadas del modelo gravimétrico entre Altagracia de Orituco y Caraballeda de Orihuela y Ruiz (1990). Se tomaron densidades para la corteza por estar éste perfil gravimétrico, cerca de la región de estudio Guarenas- Guatire y por coincidir el número de capas de la corteza (tres capas), en ambos modelos, gravimétrico y de velocidad Birongo NS

(Güedez, 2003). Por intermedio de las curvas empíricas que relacionan velocidad de onda compresional (V_p) y la velocidad de la onda de cizalla (V_s) para la corteza de la tierra (Brocher, 2005), se determinó un perfil de velocidades V_s para la corteza. En la TABLA 2 se presentan los parámetros del modelo 1D finalmente seleccionados.

TABLA 2. Resumen de parámetros geofísicos del modelo de corteza.

Nº Capa	Espesor de la capa (km)	V_p (km/seg)	V_s (km/seg) Regresión de Brocher (Roca Granítica)	V_s (km/seg) Roca Máfica (Regresión de Brocher)	Densidad Orihuela y Ruíz (1990)	Q_p Durand (2006)	Q_s Durand (2006)
1	6,93	5,30	3,19		2,62	272,7	340,9
2. Corteza Sup.	8,54	6,1	3,59		2,70	272,7	340,9
3. Corteza Inf.	24,5	7,0		3,79	2,90	272,7	340,9
4. Manto Sup.	40	8,29		4,5	3,30	268,5	335,6

Modelos 2D para los perfiles

Para la construcción de los modelos 2D de cada perfil fue necesario determinar los valores de los parámetros: factores de atenuación Q_p y Q_s , velocidades V_p , y V_s y densidad ρ de los diferentes estratos presentes en la cuenca Guarenas-Guatire.

Dicha cuenca está formada principalmente por dos capas de rocas sedimentarias suprayacentes sobre el Esquisto de Las Mercedes (Picard, 1976; Orta, 2003) como se observa en los perfiles (FIGURAS 4 y 5).

La obtención de los parámetros físicos de los estratos señalados no siempre se pudo hacer por mediciones in-situ; para algunos fue necesario recurrir a datos publicados por otros autores para suelos semejantes. En la TABLA 3 se resumen la geología y los parámetros físicos correspondientes V_p , V_s , Q_s , Q_p y ρ (gr/c³). Los factores de calidad son escogidos según la geología de los sedimentos. En la propia tabla se indican las fuentes utilizadas para cada uno de ellos.

CONSIDERACIONES DEL MODELADO

Los tres sismos originan ondas superficiales de Love en el modelo 1D que inciden en los perfiles a lo largo de la cuenca (modelo 2D), pero el movimiento de las partículas para estos tipos de ondas en el modelo 2D (también en el modelo 1D), en un punto fijo del perfil y registrado en

un sensor (FIGURA 6) es transversal al plano del perfil (anti-plane; asociado a la componente transversal). También se originan ondas superficiales de Rayleigh pero el movimiento de las partículas para estos tipos de ondas en un punto fijo del perfil es en el plano del perfil (*in-plane*; asociado a la componente radial). Por otra parte, las ondas reflejadas en los bordes internos de la cuenca que se observan en el perfil del modelado de la cuenca, son consideradas en el cálculo de los sismogramas sintéticos (Papageorgiou and Kim, 1993), pero la cuenca es considerada infinita perpendicular al perfil ya que se trata de un modelo 2D, lo cual implica que no se toman en cuenta las interacciones de las ondas que vienen de direcciones fuera del perfil. Estas ondas son las reflexiones en los bordes de la cuenca que están fuera del perfil de la simulación, con la consecuencia que los resultados predichos por la técnica híbrida en la cuenca (modelo 2D) sean menos precisos, ya que estas ondas influyen en la duración e intensidad del sismo.

Se generaron los sismogramas sintéticos en los 13 perfiles usando el método híbrido descrito anteriormente, para un rango de frecuencias ente 0,5 y 10 Hz. Como se indicó más arriba a partir de ellos son calculadas diferentes variantes de cocientes 2D/1D de parámetros univaluados o de funciones de la frecuencia.

Entre los parámetros relativos 2D/1D del movimiento del terreno que se obtuvieron a partir de los

sismogramas sintéticos se encuentran los cocientes espectrales de las componentes horizontales y vertical H/V y los espectros de respuesta de aceleración con

5% de amortiguamiento, para las componentes transversal, radial y vertical y otros.

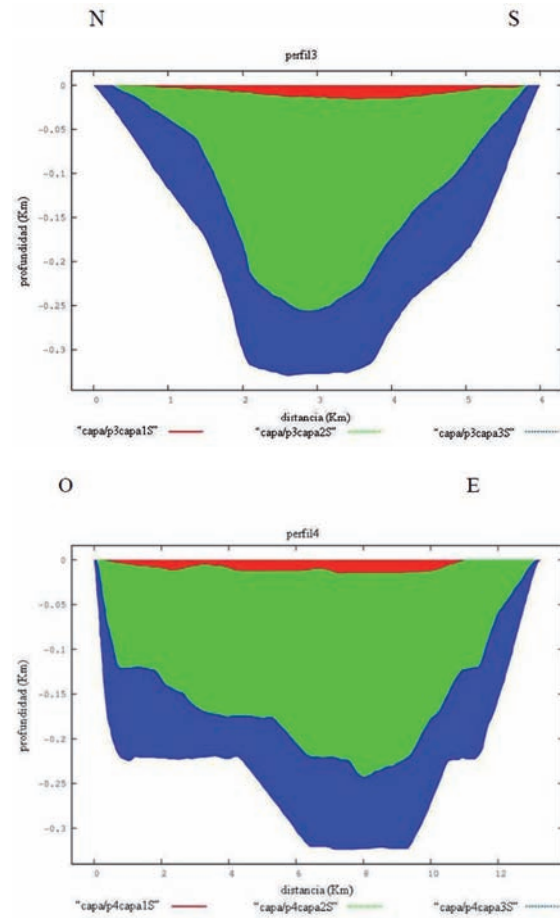
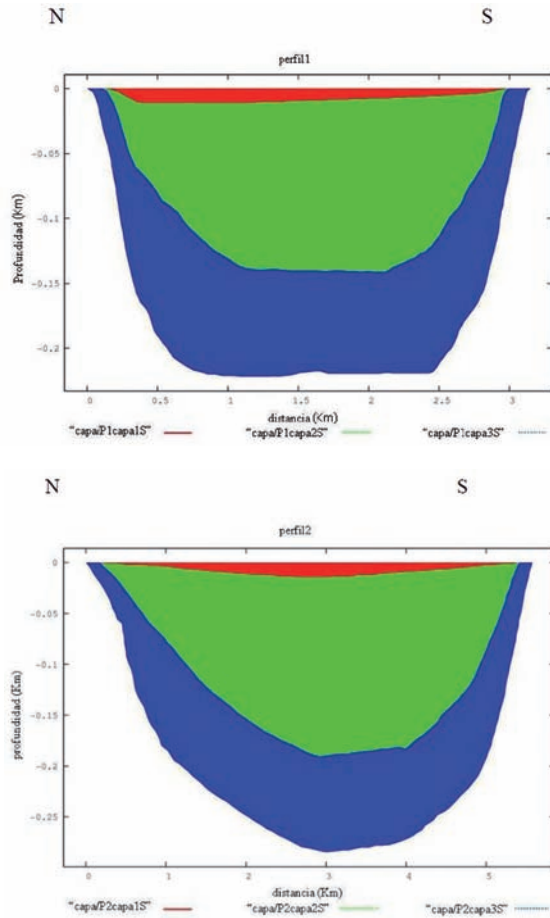


FIGURA 4. Arriba: Perfil 1 con dirección norte-sur, abajo perfil 2 con dirección norte-sur. Las fuentes están localizadas a la izquierda de cada imagen.

FIGURA 5. Arriba: perfil 3 con dirección norte-sur, abajo perfil 4 de dirección oeste-este. Las fuentes están localizadas a la izquierda de cada imagen.

TABLA 3. Parámetros físicos del modelo de la cuenca utilizados V_p , V_s , Q_p , Q_s y ρ (gr/cc)

	V_p (m/seg)	V_s (m/seg)	Q_p (Vaccari, 2007)	Q_s (Vaccari, 2007)	ρ (gr/cc)
Arena limosa densa, arcilla limosa muy dura	700 (Noda, 2008)	400 (Noda, 2008)	100	50	1,6 (Noda, 2008)
(QG2) sedimentos clásticos no consolidados, arenas y limos laminados, arcillas	2.000 (Noda, 2008)	800 (Noda, 2008)	100	50	1,8 (Noda, 2008)
Esquistos Las Mercedes	3.800 (Rocabado, et al, 2006)	2.200 (Rocabado, et al, 2006)	478	319	2,65 (Rocabado, et al, 2006)



FIGURA 6. Abajo: Ejemplo de un perfil de capas horizontales para modelo 1D (corteza) sin cuenca y, arriba: un perfil de capas horizontales con cuenca.

Respuestas sísmicas en los perfiles para frecuencias hasta 10 Hz

Para el perfil, con sismo de orientación norte-sur, se puede ver los sismogramas sintéticos (FIGURA 7) y la gráfica (FIGURA 8) de la relación (Amplificación) del espectro de respuesta para la aceleración transversal 2D/1D, revelando que la mayor amplificación de la aceleración es para las frecuencias de 1,4 a 1,8 Hz, y es atrapada entre (1,1 y 1,8) km, siendo la amplificación de 7. El centro de esta zona está corrido (~125 m) al norte del centro de la cuenca. Se puede observar amplificaciones entre 5 y 3, hacia el sur de la cuenca, esto es debido principalmente a la amplificación causada por los sedimentos más someros de la cuenca, ya que son una fracción importante del espesor total del paquete sedimentario, y en segundo lugar a que la moderada pendiente del borde sur de la cuenca es un buen reflector de la onda Love. La energía sísmica reflejada en el borde sur se superpone a las ondas Love que fueron generadas en el borde norte y se propagan al sur, prolongando la duración del movimiento, aumentando la amplitud del desplazamiento y velocidad del medio para frecuencias de 1 a 3 Hz, entre (2 y 2,8) km.

La relación del espectro de respuesta para la aceleración radial 2D/1D, revela que la mayor amplificación de la aceleración para frecuencias de 5 Hz a 9,2 Hz es localizada, entre 0,4 km y 2,5 km a lo largo del perfil, siendo la amplificación de 9,10 y 11. Estas altas amplificaciones para la componente radial de la aceleración, son debidas a la amplificación causada por la capa somera de sedimentos suprayacente a la Formación Guatire y a que las ondas SV inciden en el ángulo crítico ó cercano (Fäh, 1992) a este $i_c = \sin^{-1}(\beta/\alpha)$, (donde el ángulo de incidencia crítico i_c se mide respecto a la vertical, α es la velocidad de la onda P y, β la velocidad de la onda S para la superficie libre de la corteza), sobre la superficie libre de la corteza en el modelo 1D (no hay esfuerzos sobre esta superficie por ello se le llama libre), convirtiéndose parte de la onda SV, en una onda SP muy intensa que viaja horizontalmente a la superficie y origina una fuerte respuesta del valle cuando incide sobre él por el costado (Papageorgiou and Kim, 1993). La onda SP es una onda P convertida de la onda S. Por otro lado, la relación del espectro de respuesta para la aceleración vertical, tiene una amplificación de 2 y 3, en el rango de frecuencia de 2,1Hz a 9 Hz, aproximadamente

entre 0,5 km a 1,4 km y amplificación de 2 para frecuencias en los rangos de 3 a 4 Hz y 7 a 9 Hz alrededor de 2,4 a 2,8 km a lo largo del perfil.

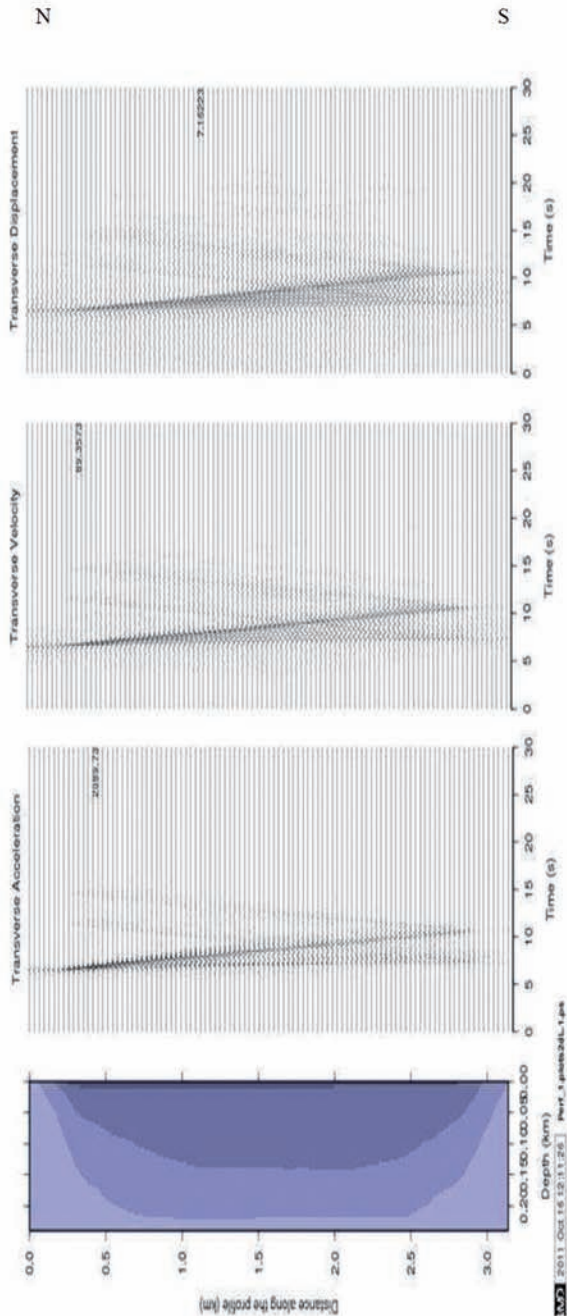


FIGURA 7. Sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal, velocidad transversal y aceleración transversal a lo largo del perfil 1.

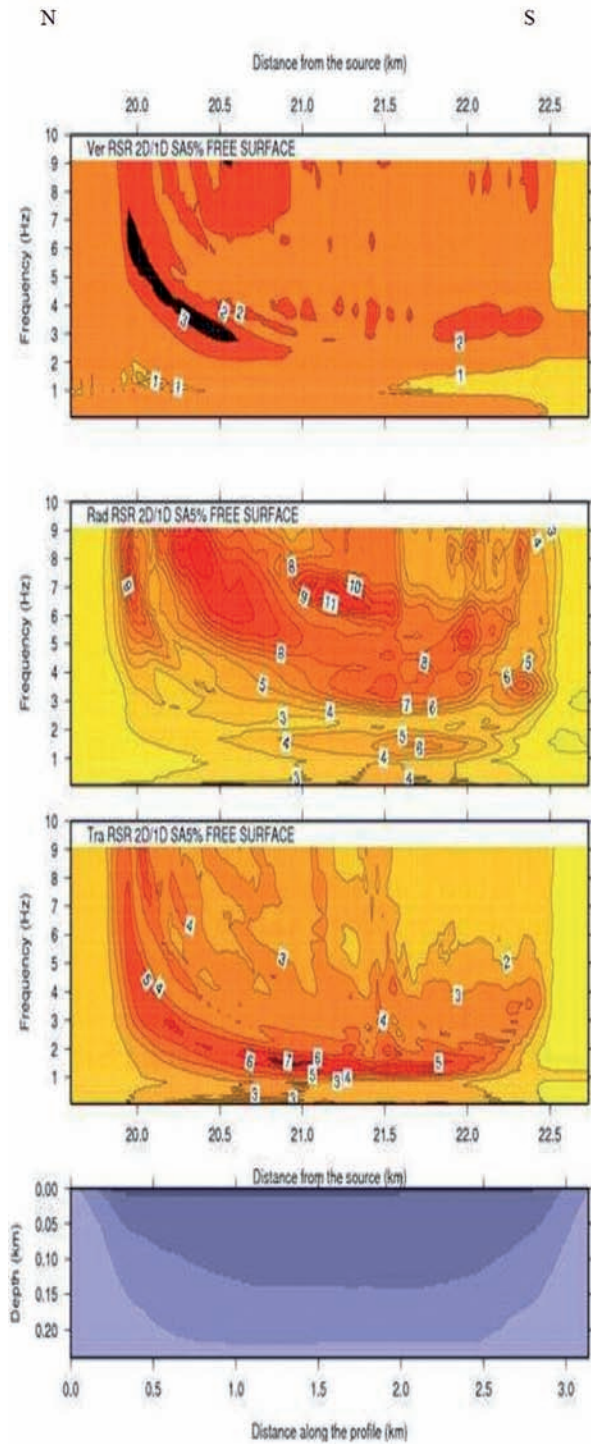


FIGURA 8. Relación de espectro de respuesta para aceleración, perfil 1, con la forma de la cuenca (abajo), la relación de respuesta transversal (2° de abajo), radial (2° de arriba) y vertical (arriba). Sismo de norte a sur.

Para cualquier ángulo de incidencia fijo respecto a la vertical de una onda plana SH que incide en una capa plana sobre un semi-espacio (modelo 1D) ambos con factor de calidad Q_s infinito (Papageorgiou and Kim, 1993), el valor de la relación del espectro de respuesta (RSR) para la componente transversal de la aceleración tiene máximos para múltiplos impares de la frecuencia de resonancia más baja de una capa de espesor H , $f_0^s = \beta_s / (4H)$, donde β_s es la velocidad de la onda S de la capa, y además esta relación decrece continua y suavemente cuando el ángulo de incidencia aumenta de cero. En consecuencia, es de esperarse que la RSR para la componente transversal de la aceleración tenga un efecto de resonancia cerca del borde de la cuenca más próximo al sismo (las ondas de superficie Love resultan del acoplamiento de las múltiples reflexiones de las ondas de cuerpo SH y a la condición de superficie libre que le proporciona la amplitud y fase necesaria), (FIGURA 8), ya que mientras más alejado de dicho borde el ángulo de incidencia es mayor. Se debe puntualizar que la forma de la cuenca puede lograr que lo predicho por el modelo 1D no se cumpla; ya que el modelo 1D no explica las interacciones de las ondas producidas por los bordes finitos de la cuenca. Por otro lado, cuando el ángulo de incidencia de las ondas SV en la interfase roca/sedimento (las ondas de superficie Rayleigh se forman por el acoplamiento de las múltiples reflexiones de las ondas de cuerpo P-SV y a la condición de superficie libre) es grande (60°), ocurre una gran amplificación de la componente horizontal del movimiento (en modelo 1D) cerca de la frecuencia de resonancia f_0^s (Papageorgiou and Kim, 1993). En consecuencia, es de esperarse que la relación de espectro de respuesta para la componente radial de la aceleración tenga efectos de resonancia locales cerca del borde de la cuenca más alejado del sismo (FIGURA 8), más no necesariamente sean globales (máximos).

Para el perfil 2 con sismo proveniente del norte (FIGURA 9) la RSRA para la componente transversal, se observan amplificaciones entre 3 y 5 veces cerca del borde de la cuenca (sur) más alejado de la fuente del sismo, y considerables amplificaciones para la componente radial (sur). Estas amplificaciones son debidas a la moderada pendiente en el borde sur, (la cual es un buen reflector de la energía sísmica; las ondas Love reflejadas se superponen a las ondas de Love generadas en el borde norte, prolongando la duración del movimiento y aumentando su amplitud) y principalmente a la capa de sedimentos más somera en la cuenca la cual es una fracción importante del espesor total del paquete sedimentario; entre 2 y 3 km se observan grandes amplificaciones para las frecuencias en el rango de 4 y 9 Hz debido al espesor de la capa somera.

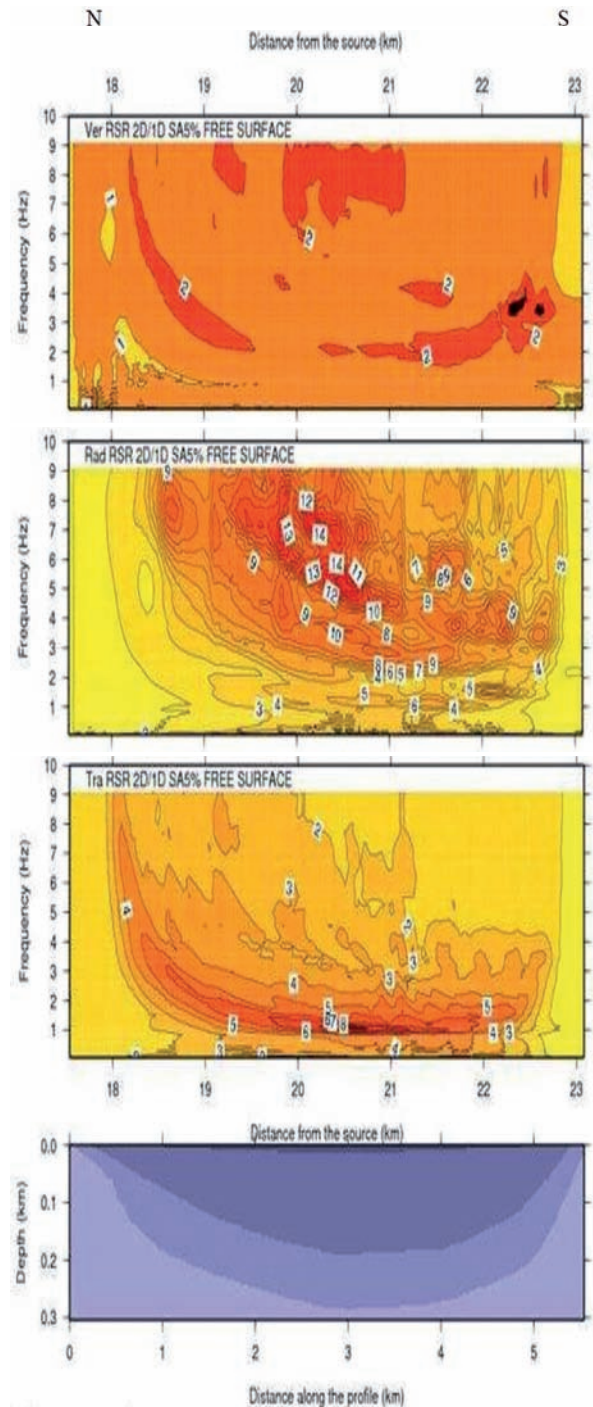


FIGURA 9. Cociente de espectros de respuesta 2D/1D para aceleración, perfil 2. Sismo de norte a sur.

Para el perfil 2 con sismo proveniente del sur (FIGURA 10), la RSR de la componente radial para el rango de frecuencias entre 3 a 9 Hz y la componente transversal de la aceleración para el rango de frecuencias entre 1,2 a 3 Hz tienen altas amplificaciones entre 1,2 y 3,8 km (tanto para el sismo que viene del norte como del sur), esto es debido a la amplificación causada por la capa somera de

sedimentos, ya que esta es una fracción importante del espesor total del paquete sedimentario y a la diferencia de impedancia entre la capa de sedimentos más somera y la Formación Guatire (siendo mayor el contraste de impedancia para las ondas compresionales, por tal razón es de esperarse mayor amplificación en la componente radial), (Hamzehloo *et al.*, 2007; Papageorgiou and Kim, 1991) y a que el ángulo de buzamiento del borde sur es mayor.

Se puede mostrar que la relación de espectros de respuesta para la aceleración 2D/1D es igual a la del desplazamiento usando transformadas de Fourier (Crawford, 1991; Oppenheim *et al.*, 1999). En consecuencia, se puede mostrar que los espectros de respuesta de aceleración horizontal y vertical para los modelos 2D (cuenca) y 1D (roca), con los que se calculan la relación espectral H/V para aceleración, es idéntica a la relación espectral H/V para desplazamiento, donde la gráfica de esta última se muestra en este trabajo (FIGURA 11).

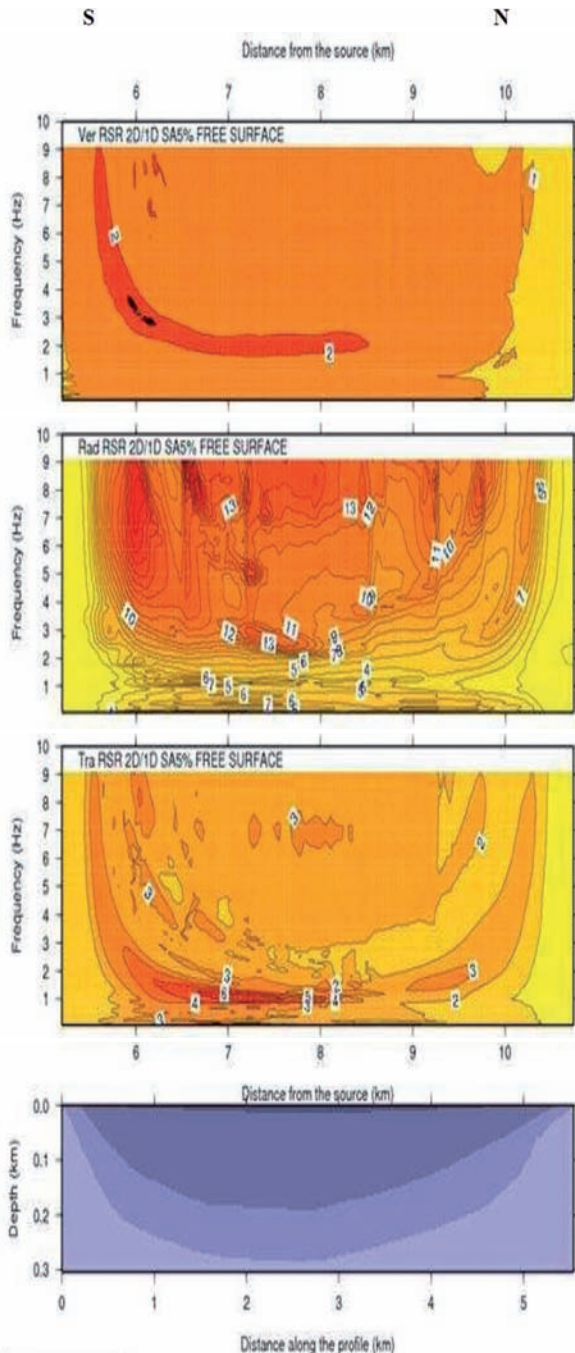


FIGURA 10. Cociente de espectros de respuesta 2D/1D para aceleración, perfil 2. Sismo de sur a norte.

DESARROLLO DE LOS ESPECTROS DE RESPUESTA

Considerando que los cocientes 2D/1D de funciones de la frecuencia son en la práctica funciones de transferencia 2D/1D, se pueden combinar estos resultados con cualquier información adicional que se posea de las mismas. En particular, si se dispone de un espectro de respuesta del tipo denominado de espectro de amenaza uniforme (UHS) para roca, podemos hallar el correspondiente para un tipo particular de suelo, multiplicándola por la función de transferencia hallada mediante modelación de ondas sísmicas. En nuestro caso, el total de puntos donde se calcularon los sismogramas sintéticos es de 454, por lo que se tiene igual número de funciones de transferencia, y para proseguir el análisis fue necesario agruparlas para reducir el número de casos. Los grupos y sus promedios (espectros de respuesta promedio) son obtenidos mediante la clasificación de las funciones con un algoritmo lógico combinatorio (Ruiz *et al.*, 1992; Pico, 1999).

Los resultados iniciales de la clasificación de las funciones de transferencias (2D/1D) de los espectros de respuestas de aceleración permitieron obtener 17 grupos para las componentes radial (seis), transversal (seis) y vertical (cinco), con los cuales se trabajó con la finalidad de detectar similitudes entre ellos y conformar zonas. Este proceso condujo a la reducción del número de grupos hasta siete (algo más adecuado al objetivo que se persigue de realizar una microzonificación). La clasificación en grupos de las funciones de transferencia se superpuso a los mapas geológicos (FIGURA 12) y de microzonas, para proceder a realizar la clasificación en zonas de igual respuesta sísmica, a las cuales se les asocia un espectro de respuesta de aceleración horizontal representativo.

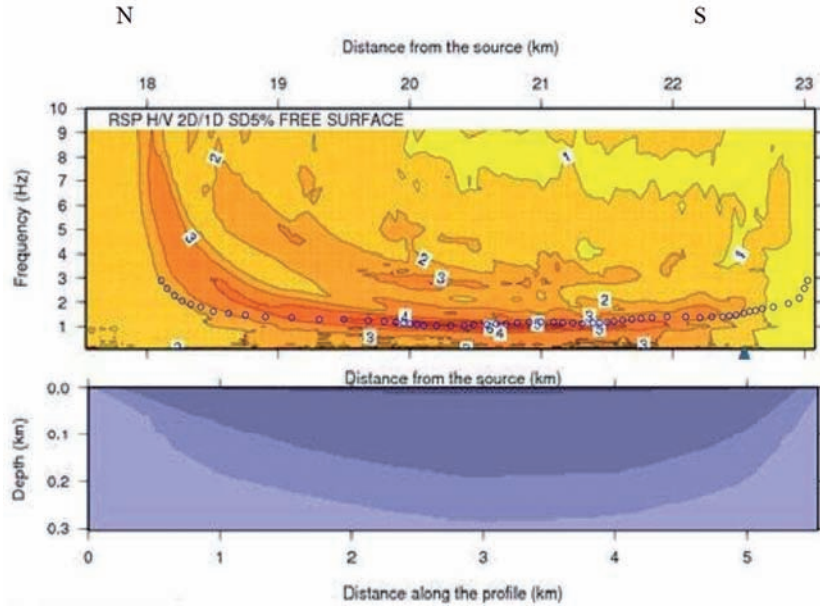


FIGURA 11. Abajo: estructura de la cuenca sedimentaria suprayacente a los Esquistos Las Mercedes. Subyacente a los esquistos se halla la corteza. Arriba: relación espectral H/V en función de la frecuencia y la distancia a lo largo del perfil 2, los círculos azules representan resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental.

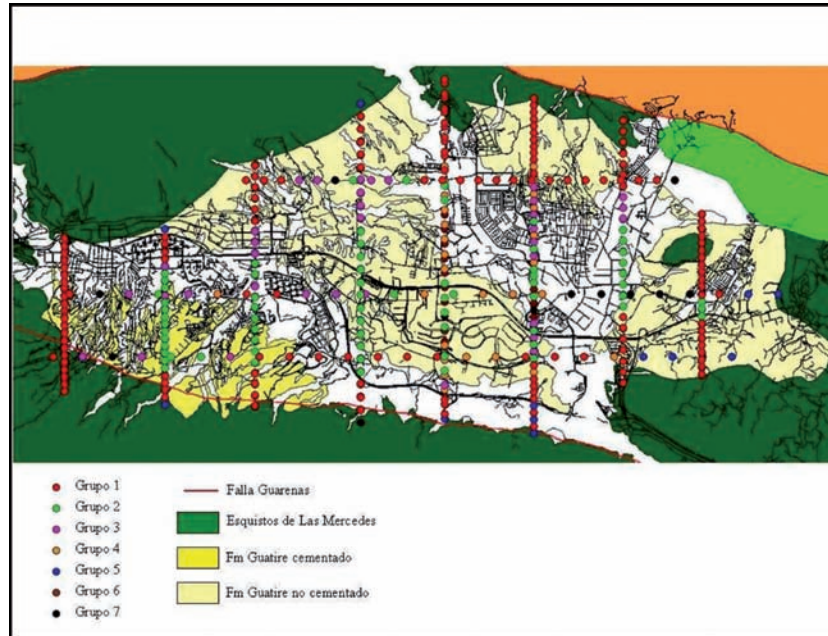


FIGURA 12. Superposición de las clases (Grupos) asociados a las funciones de transferencia horizontal y espectros de respuesta de aceleración horizontal, sobre el mapa geológico.

Las funciones de transferencia promedio dentro de un grupo, es decir, relaciones de espectros de respuesta promedio para aceleración, en los casos de las componentes transversal y radial se representan por

$$F_t = (T(\tau)^{2D} / T(\tau)^{1D})_p \quad (1)$$

$$F_r = (R(\tau)^{2D} / R(\tau)^{1D})_p \quad (2)$$

respectivamente, donde τ es el período del oscilador, 2D simboliza a la superficie de los sedimentos, 1D a la superficie de la roca, p simboliza promedio, mientras que

T y R simbolizan transversal y radial respectivamente. Las funciones de transferencia que corresponden a un grupo tienen asignadas posiciones específicas a lo largo de los perfiles y son sustituidos en estas posiciones por el espectro transversal promedio. Se procedió a hallar la media geométrica de las funciones de transferencia promedio transversal y radial, para las 454 posiciones, es decir

$$\sqrt{(T(\tau)^{2D} / T(\tau)^{1D})_p \cdot (R(\tau)^{2D} / (R(\tau)^{1D})_p)} \quad (3)$$

Esta media geométrica es lo más cercana posible al tipo GMRotI50 propuesta por Boore *et al.* (2006). La abreviatura (que viene del inglés-GMRotIpp) significa “media geométrica independiente de la orientación, usando un ángulo de rotación independiente del período”. La misma fue utilizada para deducir las ecuaciones de predicción del movimiento del terreno en el proyecto de atenuación de nueva generación (NGA) desarrollado por el Centro del Pacífico de Investigación de Ingeniería de Terremoto en California, que se emplearon para el estudio de amenaza sísmica en términos de espectro de amenaza uniforme (UHS) cuyos resultados son empleados en este trabajo (López *et al.*, 2011).

Para el cálculo de los espectros de respuesta de aceleración horizontal en suelo mediante el uso de funciones de transferencia (relaciones de espectros de respuesta para aceleración suelo, roca) y espectros de respuesta de aceleración en roca obtenidos estos últimos de las ecuaciones de atenuación de nueva generación, es recomendable que la función de transferencia a usar sea el resultado de la media geométrica de dos funciones de transferencia promedio horizontales y ortogonales (experimentales ó del modelado numérico), que en este caso son llamadas transversal y radial, ya que si se multiplica solo la función de transferencia promedio transversal ó radial, por el espectro de respuesta en roca de un trabajo de amenaza en términos de UHS, el cual usa la media geométrica GMRotI50 para las atenuaciones, podrían dar valores inadecuados de los espectros de respuesta en suelo blando.

En nuestro caso se multiplicaron las siete clases de funciones de transferencia horizontal, por el espectro de respuesta de aceleración en roca de un punto de coordenadas: (-66.6019, 10.4686) tomado de López *et al.* (2011). En las FIGURAS 13, 14 y 15, se observan tres de estos espectros de respuesta de aceleración horizontal, normalizados por $g=980 \text{ cm/seg}^2$ y en escala log-log, ubicados en las zonas más profundas de Guatire de la cuenca Guarenas-Guatire.

Hay un aspecto que se debe discutir en estos gráficos, y es el relativo a la comparación de nuestros espectros para diferentes suelos y los de UHS calculado usando las fórmulas de atenuación para suelos. Los nuestros están siempre por encima, a veces bastante, lo cual a nuestro juicio es debido a dos factores:

- a) Las fórmulas de atenuación para suelo usadas en los estimados UHS, son deducidas usando registros en suelos que pueden no ser tan desfavorables como los que estamos usando aquí.
- b) Las fórmulas de atenuación para roca usadas en los estimados UHS, son deducidas para un criterio de lo que es “roca” que no coincide necesariamente con los nosotros encontramos en la región de estudio.

Esto es una limitante del método que no pudo ser superada con el uso del mismo tipo de promediación geométrica de las componentes horizontales del movimiento del terreno como el usado en las fórmulas de atenuación empleadas actualmente en los estudios de amenaza sísmica.

El mapa final de microzonificación sísmica consta de cuatro zonas solamente (FIGURA 16). En el proceso de trazado de las mismas se decidió unir los puntos correspondientes a los grupos (3,4), y (1,5) porque se encontraban entremezclados, y a las cuatro zonas le corresponde sus cuatro funciones de transferencia horizontales resultantes.

Como se ve de los gráficos mostrados en las FIGURAS 13, 14 y 15, los espectros para suelo obtenidos tienen valores elevados. Esto es debido a que en ambos tipos de trabajo (amenaza sísmica en términos de espectros de amenaza uniforme y la microzonificación) se han usado diferentes criterios sobre la definición de roca. Mientras que en la microzonificación se usa como roca una estructura regional consolidada con parámetros en su capa superficial ($V_p=5,30 \text{ km/seg}$, $V_s=3,19 \text{ km/seg}$ y densidad= $2,62 \text{ g/cm}^3$), las fórmulas de atenuación usadas para las ordenadas espectrales fueron obtenidas para los valores de roca en superficie donde están instalados los acelerómetros. Estos valores se miden habitualmente en términos del parámetro V_{s30} , un promedio de la velocidad de las ondas S en los primeros 30 m, y también se toma en consideración la profundidad de los sedimentos hasta lo que se considera basamento (una velocidad $V_s=1.000 \text{ m/seg}$). Para estos casos se consideran como roca velocidades V_{s30} mayores que 600-700 m/seg. Esta velocidad corresponde a la de la 2da capa de nuestros modelos para los perfiles. Si

analizamos los cuatro perfiles que se muestran en las FIGURAS 4 y 5 veremos que al inicio y al final lo que se tiene en superficie es la segunda ó la tercera capa, por lo que en una franja que borde el área de estudio tendremos un subsuelo equivalente a la “roca” que se considera para las fórmulas de atenuación usadas en los

cálculos de amenaza sísmica (el comportamiento de los perfiles restantes es similar). Esta franja es equivalente a la zona 1 del mapa de microzonificación presentado en la FIGURA 16. Además, de la FIGURA 12, se puede observar que el grupo 1 y 5 están sobre la zona 1 y sobre los Esquistos Las Mercedes.

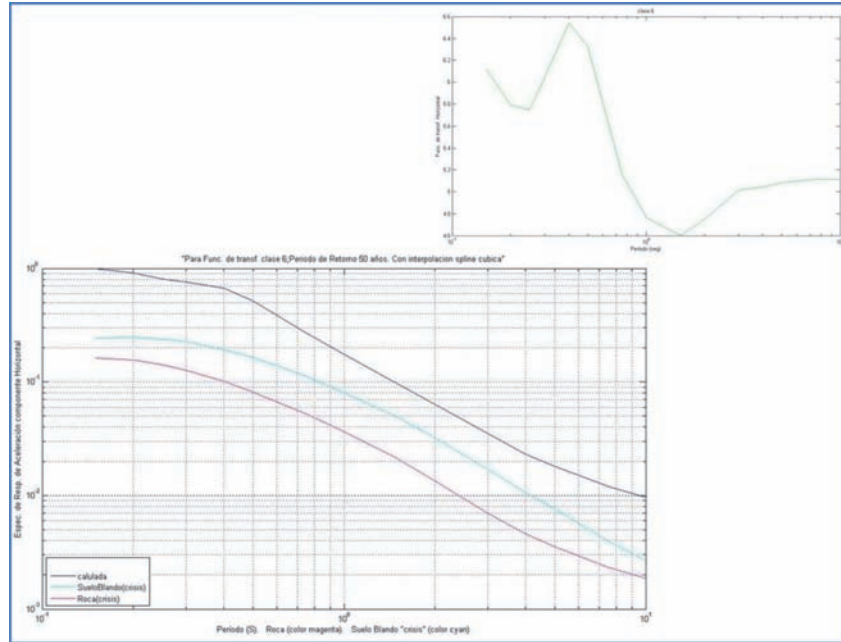


FIGURA 13. Espectros de respuesta de aceleración versus período. En la parte superior derecha se observa la función de transferencia horizontal de la clase 6 (del modelado numérico), la cual se multiplicó con el espectro de respuesta de aceleración en roca (obtenido mediante el programa crisis y las ecuaciones de predicción sismo de nueva generación) para hallar el espectro calculado. Período de retorno 50 años.

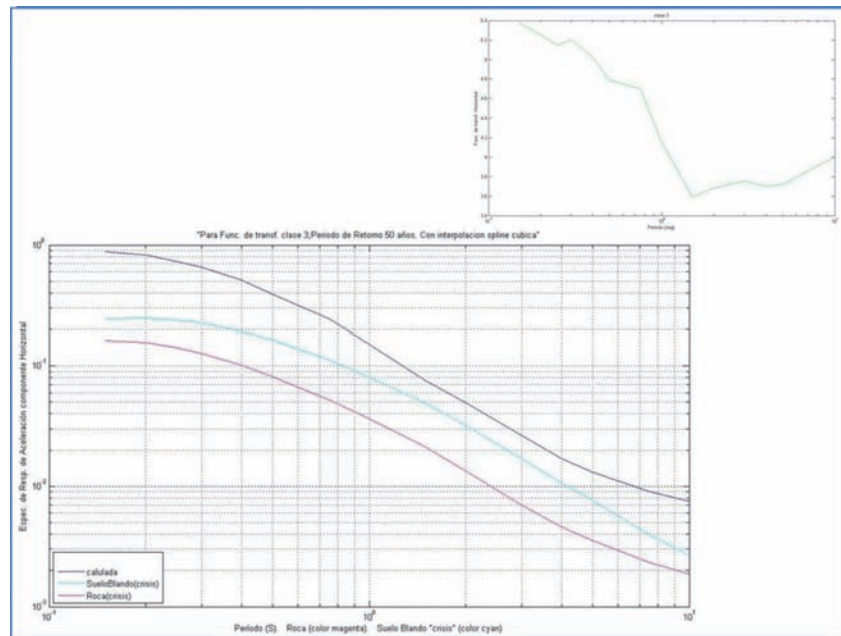


FIGURA 14. Espectros de respuesta de aceleración versus período. En la parte superior derecha se observa la función de transferencia horizontal de la clase 3 (del modelado numérico), la cual se multiplicó con el espectro de respuesta de aceleración en roca para hallar el espectro calculado.

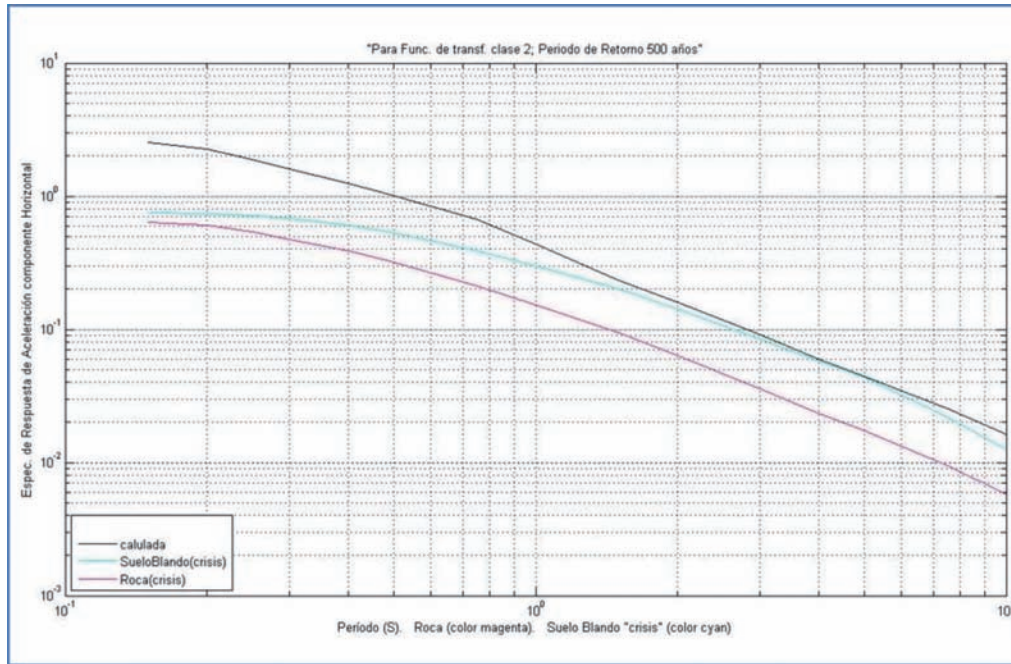


FIGURA 15. Guarenas. Imagen del espectro de respuesta de aceleración horizontal para función de transferencia horizontal de clase 2 (del modelado numérico) y el espectro de respuesta de aceleración en roca, para período de retorno 475 años.

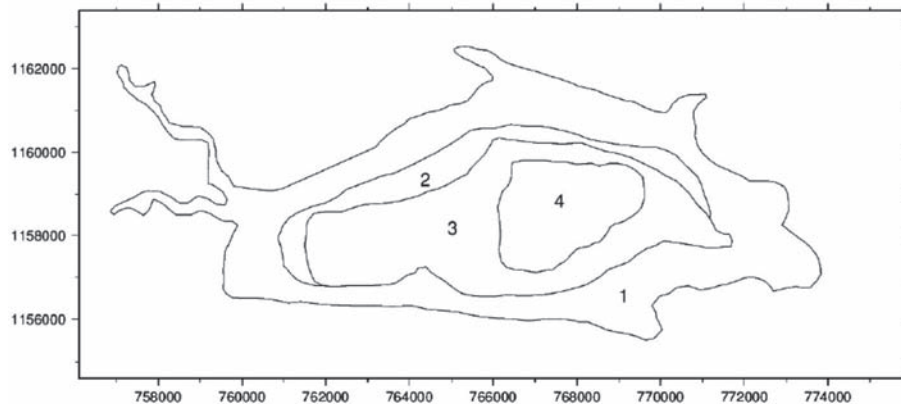


FIGURA 16. Mapa de microzonificación que muestra las cuatro zonas en que fue dividida el área de estudio.

Tomando lo anterior en consideración se concluye que una correcta utilización de los espectros de amenaza uniforme para roca en combinación con los estudios de microzonificación mediante el uso de sismogramas sintéticos requiere su calibración para lo que en estos estudios se definió como roca. Esto se logra dividiendo el espectro UHS entre la función de transferencia para la zona 1. En esencia no es más que una deconvolución para eliminar la influencia de rocas mucho menos compactas que las empleadas en los modelos regionales usados para modelación de ondas superficiales. El resultado de tal proceso es el espectro de respuesta en la roca del basamento usada en la modelación (FIGURA 17).

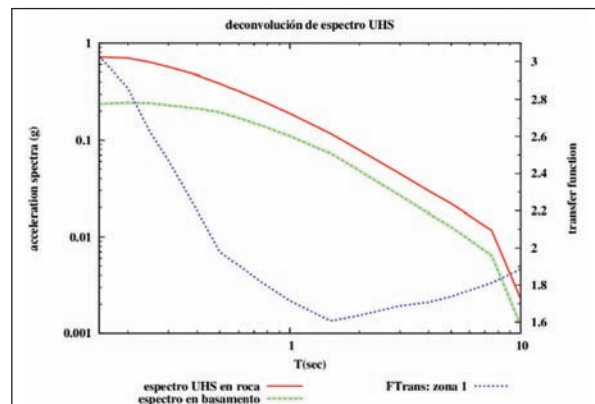


FIGURA 17. Espectro de respuesta en la roca del basamento usada en la modelación (color verde).

Una vez realizado este proceso se recalculan los espectros para los diferentes tipos de suelo, multiplicando el espectro de respuesta en la roca del basamento usado en

la modelación para un periodo de retorno de 471 años por las cuatro funciones de transferencia horizontales, FIGURAS 18, 19, 20, y 21.

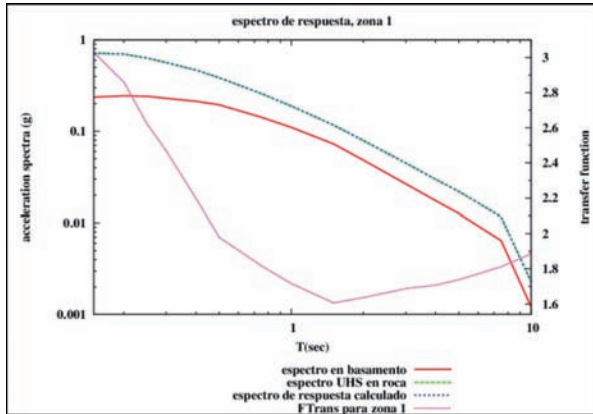


FIGURA 18. Multiplicación del espectro de respuesta en roca del basamento usado en la modelación para un periodo de retorno de 471 años por la función de transferencia horizontal para zona 1.

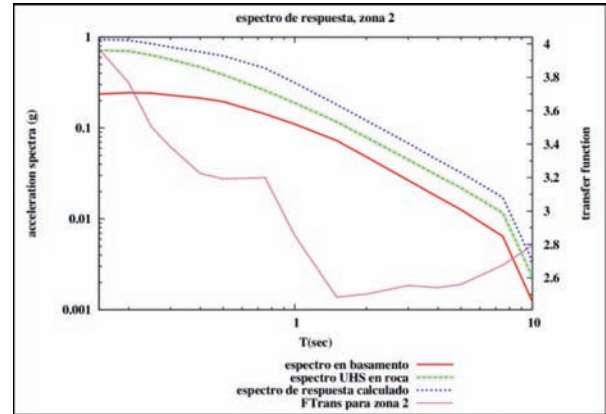


FIGURA 19. Multiplicación del espectro de respuesta en roca del basamento usado en la modelación para un periodo de retorno de 471 años por la función de transferencia horizontal para zona 2.

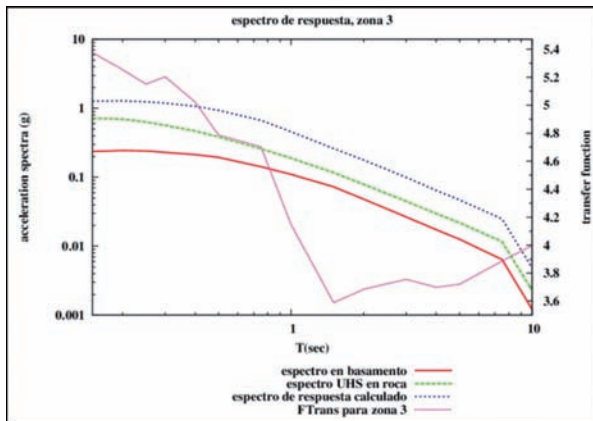


FIGURA 20. Multiplicación del espectro de respuesta en roca del basamento usado en la modelación para un periodo de retorno de 471 años por la función de transferencia horizontal para zona 3.

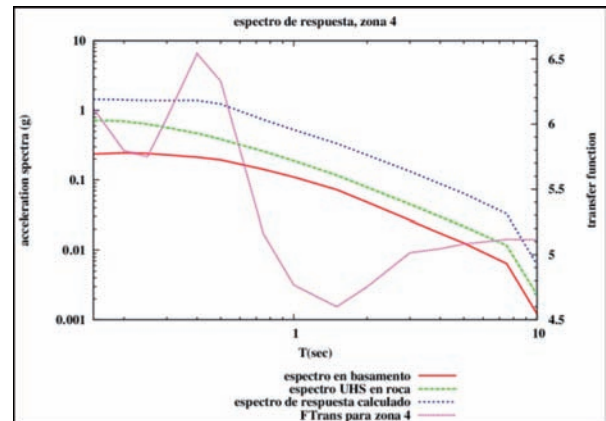


FIGURA 21. Multiplicación del espectro de respuesta en roca del basamento usado en la modelación para un periodo de retorno de 471 años por la función de transferencia horizontal para zona 4.

CONCLUSIONES

Se puede observar amplificaciones moderadas del espectro de respuesta de aceleración para la componente transversal del movimiento del medio, hacia el borde de la cuenca más alejado de la fuente del sismo, esto es debido principalmente a la amplificación causada por los sedimentos más someros de la cuenca, ya que son una fracción importante del espesor total del paquete sedimentario, y en segundo lugar a que las moderadas pendientes de los bordes de la cuenca norte/sur/este, son un buen reflector de la onda Love. La energía sísmica reflejada en el borde más alejado de la fuente (sismo) se superpone a las ondas Love que fueron generadas en el

borde más cercano al sismo y se propagan hacia el borde más alejado, prolongando la duración del movimiento, aumentando la amplitud del desplazamiento y velocidad del medio.

Los espectros de respuesta de aceleración horizontal desarrollados para suelo se compararon con los espectros de respuesta de aceleración horizontal para suelo blando obtenidos en un trabajo de amenaza sísmica, mostrando que en las zonas profundas de Guatire los espectros de respuesta de aceleración horizontal para suelo blando desarrollados a partir del modelado numérico son mayores para todos los períodos comprendidos entre 0,15 y 10 segundos, lo que consideramos debido

fundamentalmente que el modelado considera la forma de la cuenca. Las mayores amplificaciones se dan en la zona cerca/alrededor de la zona central de cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está enmarcado en el Convenio de Cooperación Integral Cuba- Venezuela, VII Comisión Mixta, y fue llevado a cabo por FUNVISIS en cooperación con el CENAIIS. Se agradece a Giuliano F. Panza, del grupo SAND del ICTP y el Departamento de Ciencias de La Tierra de la Universidad de Trieste (Italia), por facilitarnos el acceso a los programas para el cálculo de los sismogramas sintéticos.

REFERENCIAS

- Aki, K. 1987. Strong motion seismology. En: Erdik MO, Toksoz MN, ed., Strong ground motion seismology, NATOASI series, Series C: Mathematical and physical sciences, vol. 204. Dordrecht: Reidel Publishing Company, pp. 3–41.
- Audemard, F. 2002. Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos del siglo XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. En: XI Congreso Venezolano de Geofísica, Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos, Caracas, 8p.
- Audemard, F., Romero, G., Rendón, H., and Cano, V. 2005. Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth Science Reviews*: 69: 181-233.
- Beltrán, C. 1993. Mapa geotectónico de Venezuela, Escala 1:2.000.000. FUNVISIS. Caracas.
- Boore, D., Lamprey, J.W., and Abrahamson, N.A. 2006. Orientation-independent measures of ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96 (4A): 1502-1511.
- Brocher, T. 2005. Empirical relations between elastic wave speed and density in the earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95 (6): 2081-2092.
- Crawford, F. 1991. *Ondas*, 3ra ed. Barcelona, España: Reverté, S.A. 635p.
- Fäh, D. 1992. A hybrid technique for the estimation of strong ground motion in sedimentary basins, Ph.D. Thesis, Nr9767, SwissFed. Technology, Zurich, 161p.
- Fäh, D., Iodice, C., Suhaldocand, P., and Panza, G.F. 1993. A new method for the realistic estimation of seismic ground motion in mega cities, the case of Rome. *Earthquake Spectra*, 9: 643-668.
- Fäh, D., and Panza, G.F. 1994. Realistic Modelling of Observed Seismic Motion in Complex Sedimentary Basins. *Annali di Geofisica*, 37: 1771–1797.
- Florsch, N., Fäh, D., Suhadolc, P., and Panza, G. F. 1991. Complete Synthetic Seismograms for High-frequency Multicomponent SH-waves, *Pure and Applied Geophysics*, 136: 529–560.
- González, M., Álvarez, L., Schmitz, M., González, O., Rodríguez, L., Morfe, J., Guasch, F., Zapata, F., Aguilar, A., Singer, A., Miróy, Ch., y Viète, H. 2009. Principales avances del proyecto microzonificación para la planificación urbana y la gestión local de riesgo en Guarenas y Guatire, Venezuela. III Simposio de Sismología y Riesgos Geológicos, La Habana, 9p.
- Güedez, R. 2003. Estudio cortical en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas-Venezuela.
- Gusev, A.A. 1983. Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short period strong motion. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 74: 787–800.
- Hamzehloo, H., Vaccari, F., and Panza, G. F. 2007. Towards reliable seismic microzonation in Tehran, Iran. *Engineering Geology*, 93: 1-16.
- López, O. A., González, J., Morales, C., y Olbrich, F. 2011. Evaluación de la amenaza sísmica, Capítulo 3, Informe Técnico Final, Estudio de amenaza sísmica, procesos geomorfológicos activos y estimación de los efectos de sitio para el proyecto del tren Caracas -Guarenas-Guatire. FUNVISIS/FUN-026, inédito, pp. 95-146.
- Miró, S., Chantal, J., Viète, K., y Herwart, A. 2009. Estudio neotectónico de la cuenca Guarenas-Guatire. Tesis de diploma, Universidad Central de Venezuela, 216p.
- Ollarves, R., Singer, A., y Audemard, F. 2007. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas. Departamento de Ciencias de la Tierra. Neotectónica de la Falla de Tacagua-El Ávila, Caracas. FUNVISIS FUN-039, pp.1-30.

Orihuela, N., y Ruiz, F. 1990. Modelaje gravimétrico en un perfil comprendido entre los poblados de Altagracia de Orituco, Edo. Guárico y Caraballeda, Distrito Federal, Venezuela. Soc. Ven. Geol., V Cong. Venezolano de Geofísica, pp. 466-473.

Orta, M.C. 2003. Integración Geológica de la región Caracas-Charallave-Santa Teresa del Tuy, Distrito Capital y Estado Miranda. Trabajo Especial de Grado. Dep Geol., Minas y Geof. Universidad Central de Venezuela, 236p.

Oppenheim, A.V., Schafer, R.W., and Buck, J.R. 1999. Discrete time signal processing. 2nd Edition. Prentice Hall, Signal Processing Series, 870p.

Panza, G.F. 1985. Synthetic Seismograms: The Rayleigh waves modal summation, Journal of Geophysical Research 58: 125–145.

Panza, G.F.; Paskaleva, I.; Nunciata, C. 2004. Seismic ground motion in large urban areas. Pure and Applied Geophysics, Special Issue, 161: 5-6.

Panza, G.F., Romanelli, F., and Vaccari, F. 2000. Seismic wave propagation in laterally heterogeneous and elastic media: Theory and applications to the seismic zonation, Advances in Geophysics. Academic Press, 43: 1–95.

Panza, G.F., and Suhadolc, P. 1987. Complete strong motion synthetics. En (B.A. Bolt, ed.) Seismic Strong Motion Synthetics, Computational Techniques 4 (Academic Press, Orlando, 1987), pp.153–204.

Papageorgiou, A., and Kim, J. 1993. Propagation and amplification of seismic waves in 2-DValleys excited by obliquely incident P- and SV- waves. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 22: 167-182.

Picard, X. 1976. Geología de la Cuenca Guarenas-Guatire, sedimentación continental intracordillerana. Mem. Bol. Geol., Publicación Especial, 7 (2): 965-984.

Pico, R. 1999. Determinación del umbral de semejanza β_0 para los algoritmos de agrupamiento logico-combinatorios, mediante el dendrograma de un algoritmo jerárquico. SIARP'99. IV Simposio Iberoamericano de Patrones. Memorias, pp. 259–265.

Ruiz, J., Pico, R., Lopez, R., Alaminos, C., Lazo, M., Baggiano, M., Barreto, E., Santana, A., Alvarez, L., y Chuy, T. 1992. PROGNOSIS y sus aplicaciones a

las geociencias. En: IBERAMIA-92. III Congreso Iberoamericano de Inteligencia Artificial, Memorias. México, pp.561–86.

Trabajo recibido: julio 6 de 2012
Trabajo aceptado: septiembre 26 de 2014