

Detección fina de cambios laterales en la geología superficial y en los suelos y caracterización de su influencia en la respuesta sísmica local.

Aplicación a Barcelona.

Tesis doctoral presentada para optar al grado de doctor, dentro del programa de doctorado Ingeniería Sísmica y Dinámica Estructural de la Universidad Politécnica de Cataluña.

AUTOR: VICTOR SALINAS NAVAL

Barcelona, Septiembre de 2015

Directores:

Luis G. PUJADES Beneit

Oriol CASELLES Magallón

Victor Salinas Naval

Barcelona 2015

Dpto. de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica

Universidad Politécnica de Cataluña

Campus Norte. Edificio D2

C/ Jordi Girona 1-3

08036 Barcelona

Emails: victor.salinas@upc.edu

v.salinis@gmail.com

15 Conclusiones generales

15.1 Resumen

En esta Tesis se ha abordado de forma extensiva el problema de la respuesta de suelos con importantes contribuciones teóricas y aplicadas, como documentan las publicaciones a que, directa o indirectamente, ha dado lugar. Estas son: los artículos publicados en revistas indexadas en la *Web of Science* (Salinas et al. [2014 a b](#); Santos–Assunção et al. [2014](#), 2015), otros en preparación (Salinas et al. 2016 a, b) y otras contribuciones en actas de congresos en los ámbitos de la sismología (2), la ingeniería sísmica (4) y las aplicaciones de radar de subsuelo (3). Estas comunicaciones a congresos se referencian en el Anexo 4.

La respuesta sísmica de suelos es un aspecto relevante a la hora de cuantificar la intensidad sísmica esperada en un punto específico, como han puesto de manifiesto grandes terremotos ocurridos en grandes ciudades. Ejemplos paradigmáticos son los sismos de México (19/09/1985, $M_w=8.0$) y de Loma Prieta (17/10/1989 $M_w=6.9$).

El objetivo principal de esta Tesis ha sido aportar herramientas que puedan contribuir a mejorar el conocimiento de métodos, técnicas y modelos orientados a una mejor comprensión y resolución de la respuesta de suelos desde un punto de vista teórico y aplicado. Las teorías novedosas que respaldan las principales técnicas empleadas han sido objeto de estudio en diversas estancias en universidades extranjeras (Universidad Nacional Autónoma de México, México; Università degli Studi di Siena, Italia), bajo la tutela de investigadores de prestigio internacional. También se ha realizado una estancia en la universidad de Almería con el objetivo de desarrollar nuevas herramientas analíticas. Para las aplicaciones se ha escogido la ciudad de Barcelona.

Esta elección no es casual, dado que desde la última década del siglo pasado, la ciudad condal ha sido objeto de numerosos estudios orientados a determinar el riesgo sísmico de la ciudad y al diseño del Plan Municipal de emergencias sísmicas. Recuérdese que en 1995 se publicó la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico (BOE 1995), lo que supuso un impulso a la realización de planes de emergencia sísmica en comunidades autónomas y grandes ciudades. El sismo que ocurrió en la costa mediterránea cercana a Tarragona, el 15 de mayo de 1995 a las 17:37 hora local, con una magnitud $M_L=4.3$, tuvo un impacto impor-

tante sobre la población de la Barcelona y se consideró inquietante que un sismo de una intensidad macrosísmica estimada de grado IV causara tanta alarma. Este hecho impulsó aún más los estudios de riesgo sísmico en la ciudad, culminando en la aprobación del plan de emergencias sísmicas el año 2000 y su actualización en 2009. En referencia a la respuesta de suelos de la ciudad condal, los estudios básicos previos son los de Jiménez et al. (2000), Cid et al. (2001), Alfaro et al. (2001) y Cadet et al. (2011).

El hecho de que el fenómeno sísmico tenga largos períodos de recurrencia dificulta el contraste entre los estudios predictivos de respuesta de suelos y su observación en caso de terremoto y bajo movimiento fuerte. Así, por ejemplo, ni Loma Prieta ni México han sufrido nuevos sismos de intensidades parecidas a las de los sismos de 1989 y 1985 respectivamente. Con todo, en estas ciudades se dispone de acelerogramas que permiten contrastar, en los puntos específicos donde hay registro, el acuerdo entre el movimiento observado y el predicho. En este sentido, en esta Tesis se hacen algunas contribuciones relevantes. En el caso de la ciudad de Barcelona, por tratarse de un entorno donde la peligrosidad es entre moderada y baja, no existen suficientes registros de movimiento fuerte y el contraste entre la predicción y la realidad se complica. En lugares de peligrosidad baja y moderada adquiere un especial interés el estudio del subsuelo mediante la vibración ambiental y el uso de este conocimiento para generar predicciones del movimiento del suelo en caso de terremoto. En la presente Tesis se han realizado importantes contribuciones en este aspecto.

El subsuelo de entornos urbanos, factor clave para el estudio de la amplificación local, es extremadamente complejo debido a los siguientes factores: 1) las grandes aglomeraciones urbanas se consolidan en zonas donde los recursos hídricos son abundantes, normalmente en valles o zonas costeras; 2) los primeros 30 metros establecidos en las normativas sísmicas como profundidad para determinar la calidad del suelo (NCSE-02, 2002, CEN 2004) se hallan repletos de infraestructuras para el transporte, el saneamiento y el abastecimiento de la ciudad, entre otras líneas vitales; seguramente la influencia de estas infraestructuras en la respuesta de suelos puede ser, en la mayoría de los casos, poco significativa, pero ha sido poco estudiada; 3) en cualquier caso, la estructura fina del subsuelo a escala urbana, de geología compleja, es poco conocida debido a la dificultad de prospeccionar en entornos densamente edificados y de realizar mediciones que requieren el despliegue de redes de sensores; 4) incluso en el caso de un conocimiento fino y detallado del subsuelo, se requiere disponer de modelos matemáticos o técnicas empíricas capaces de reproducir, con una resolución y precisión adecuadas, la respuesta esperada cuando el basamento es excitado por un terremoto intenso.

Alternativamente al desarrollo teórico y experimental de las técnicas clásicas de análisis de vibración ambiental, el apoyo de técnicas geofísicas alternativas para el estudio del subsuelo es un campo en expansión. El radar de subsuelo, por ejemplo, ha sido usado masivamente en la última década para el estudio de subsuelos urbanos, en ingeniería civil y en mantenimiento de edificios y patrimonio histórico, entre otros. En este sentido, la rapidez y facilidad de adquisición de datos de esta técnica han sugerido analizar su utilidad como apoyo al estudio de la respuesta de sitio y, en concreto, al estudio fino de las estructuras superficiales del suelo. Se han realizado contribuciones importantes al respecto.

En este capítulo se exponen las principales conclusiones extraídas de los trabajos realizados. Así mismo, se proponen líneas futuras de investigación y trabajo en los campos tratados en esta memoria, algunos de los cuales ya están siendo desarrollados actualmente.

15.2 Conclusiones

En este apartado se muestran las principales conclusiones en referencia a los aspectos destacados más arriba, es decir: i) al conocimiento fino de la estructura del subsuelo y, en particular, de los parámetros con influencia en su respuesta dinámica; ii) a los métodos analíticos para determinar la función de transferencia del medio y, en particular, para comparar la respuesta bajo diferentes hipótesis de incidencia y fuente, con los observables y magnitudes habituales del análisis experimental; iii) a los distintos enfoques y soluciones del problema directo y a la medida de observables que permitan plantear el problema inverso y resolverlo, ya sea por prueba y error o mediante métodos más sofisticados de resolución analítica que analicen la consistencia entre lo observado y lo calculado; iv) a los efectos que las discontinuidades laterales entre distintos tipos de material pueden producir en la vibración ambiental y en su análisis HVSR; v) a la introducción de metodologías que lidien con las anomalías introducidas por el sistema de rieras existente en el llano de Barcelona; vi) al uso experimental de HVSR para determinar la respuesta de suelos en entornos urbanos, bajo diferentes hipótesis de composición del campo de ondas de vibración ambiental, conocido también en la literatura como ruido cultural o micro-tremores; y, por último, vii) a la investigación de nuevos métodos expeditos basados en técnicas de prospección del subsuelo mediante geo-radar (GPR) para establecer la viabilidad de su uso con fines de microzonificación sísmica, bien para determinar las propiedades del suelo, bien para, simplemente, detectar zonas donde es aconsejable una densificación de los puntos de muestreo mediante técnicas tradicionales.

15.2.1 Parámetros del subsuelo

Durante los trabajos realizados, tanto experimentales como analíticos, se ha puesto de manifiesto la importancia de conocer los parámetros implicados para evaluar el comportamiento sísmico del subsuelo. Inicialmente, es importante establecer correctamente la equivalencia entre los distintos parámetros geotécnicos y geofísicos que se emplean en las distintas formulaciones. Por ejemplo, en el cálculo lineal equivalente utilizado para hallar la función de transferencia aparecen valores de amortiguamiento, en términos de ζ , dependientes del módulo de corte máximo (G_{max}), mientras que en los cálculos sintéticos de HVSR utilizados se utilizan variables como el amortiguamiento en el límite de esfuerzos pequeños D o el factor de calidad Q .

Como ya es de sobra conocido, para el caso de estratigrafía de capas planas y sin contrastes laterales, el contraste de impedancia (producto de la densidad y de la velocidad de las ondas de corte) en el horizonte resonante (generalmente en el contacto entre la capa sedimentaria y el basamento rocoso) aparece como principal responsable de la amplificación de la frecuencia natural junto con el amortiguamiento, que modula, además, la amplitud de los picos múltiples. También es conocida la relación que tienen la profundidad y la impedancia del conjunto sedimentario sobre la frecuencia natural. Parámetros como la velocidad de las ondas P y, por consiguiente, el módulo de Poisson, ν , tienen un peso secundario en la respuesta sísmica del suelo.

La velocidad de corte de los 30 primeros metros del suelo (V_{30}) es una magnitud ampliamente utilizada para considerar la calidad del suelo (p.e. CEN 2004). Sin embargo, de los resultados de esta Tesis se concluye que, para determinar la respuesta sísmica de todo un bloque sedimentario, es importante tener en cuenta todos los parámetros hasta el horizonte resonante, pues parámetros como la profundidad del mismo son claves para entender las frecuencias amplificadas.

Cuando se obtiene HVSR a partir de la vibración ambiental, el efecto de los parámetros anteriores sobre el período predominante guarda ciertas similitudes con el observado sobre la frecuencia natural de la función de transferencia en caso de terremoto. Como se ha visto, ambas magnitudes (períodos predominante y natural) presentan similitudes de posición en la mayoría de los casos, pero no presentan amplitudes cercanas sino para modelos no demasiado complicados (horizonte resonante claro y único, y estratigrafía sedimentaria con variaciones de velocidad suaves y sin inversiones). No obstante, esta técnica permite obtener información muy

valiosa y directa de la función de transferencia a partir de un observable, como la vibración ambiental, cuya observación no depende de la sismicidad de la zona y evita el uso de otras técnicas sísmicas activas generalmente difíciles de realizar en la mayoría de zonas urbanas.

La consideración de modelos más complejos donde aparecen contrastes laterales aumenta el número de parámetros geométricos del problema, más allá de la potencia asociada a cada uno de los estratos. La relación entre ellos, además, es mucho más complicada, ya que aparecen nuevos contactos no horizontales. Si además se consideran fuentes direccionales con incidencias distintas, el problema pierde simetría y, si se consideran comportamientos no lineales del suelo bajo movimiento fuerte, la complejidad del problema se dispara.

Con todo, aun suponiendo el caso hipotético óptimo donde fueran conocidas estas relaciones y, por lo tanto, siendo capaces de resolver el problema directo para predecir la función de transferencia con distintas geometrías de valle, estratos, contactos laterales, incidencias de onda..., todavía sería necesario el conocimiento previo de todos los parámetros que definen el valle para determinar correctamente el modelo.

En este sentido, los métodos para hallar los parámetros del suelo son: 1) Estimación de propiedades físicas y geométricas a partir de sondeos mecánicos; 2) Estimación de los parámetros físicos y geométricos mediante técnicas geofísicas alternativas.

Tanto la testificación geofísica de los materiales obtenidos en sondeos mecánicos como el análisis de los resultados de penetrómetros son habitualmente utilizados para hallar propiedades dinámicas implicadas en el fenómeno sísmico (Yamashita Architects and Engineers Inc. and Oyo Corporation, 1996 o Cid et al., 2001, son ejemplos donde aparecen estas prácticas y que han sido utilizados en esta Tesis). Estas medidas son muy útiles por ser información directa del medio, aunque habitualmente presentan problemas como dar una profundidad que no alcanza el basamento rocoso, o la imprecisión debido al desmenuzamiento de los materiales poco consolidados. Además, hay que tener en cuenta errores derivados de la caracterización de estos materiales en el laboratorio.

Por otro lado, pueden obtenerse estimaciones de los parámetros mediante medidas geofísicas alternativas con problemas directos conocidos que permitan una inversión, o bien por observación directa. Los parámetros implicados en estos casos pueden ser los mismos que los implicados en la amplificación sísmica con distintas sensibilidades y dependencias (HVSR, Métodos de estación múltiple). En esta Tesis se ha realizado una contribución importante en la caracte-

rización dinámica del subsuelo a partir de la resolución del problema inverso de este tipo de observables, en este caso para la ciudad de Barcelona. Los detalles de las teorías implicadas y del método se discuten más adelante.

Otros métodos geofísicos dependen, con distintas funciones de respuesta, de parámetros parcialmente similares a los de la amplificación sísmica (p.e. la densidad en la gravimetría) o totalmente distintos (p.e. GPR). Aunque estos métodos no pueden dar información (al menos de forma directa) de los parámetros físicos implicados en el fenómeno de la amplificación, si pueden definir contrastes fuertes que permitan acotar valores geométricos del bloque sedimentario y, en especial, del horizonte resonante.

Las funciones de transferencia consideradas actualmente para catalogar el suelo de la ciudad de Barcelona (Cid et al 2001) fueron propuestas a partir de parámetros obtenidos mediante el análisis de columnas estratigráficas y el uso alternativo de la gravimetría para detectar la profundidad del basamento. Gracias a los métodos de inversión utilizados en esta Tesis, se han determinado, con una buena resolución, nuevos parámetros asociados a las tipologías de los suelos más abundantes e importantes en el llano de Barcelona. Esto ha permitido presentar una corrección a las funciones disponibles actualmente y demostrar la importancia de conocer las propiedades del basamento rocoso.

La ciudad de Barcelona presenta en la zona del llano una estratigrafía bastante constante, aunque con muchas anomalías debidas al sistema de rieras que drenan las aguas pluviales de la sierra y el llano. Estas estructuras introducen variaciones en la composición, consolidación y geometría de los contactos en la geología superficial y, por lo tanto, en los parámetros responsables de la amplificación del suelo. Generalmente, este hecho implica variaciones laterales que han sido estudiadas en esta Tesis y que se discuten más adelante.

15.2.2 Métodos analíticos

Como se ha dicho anteriormente, la consideración de contactos laterales complica la predicción de la función de transferencia debido al aumento de complejidad y dimensionalidad del problema y del campo de ondas. Los métodos analíticos para estudiar la propagación de ondas dentro de un valle de propiedades dinámicas distintas a las del semiespacio se han usado durante las últimas décadas para estudiar la amplificación generada. Un buen ejemplo de ello es la formulación indirecta de elementos de frontera (IBEM), que ha sido utilizada para resolver el campo de ondas bidimensional y tridimensional propagado y calcular la función de transferen-

cia en valles de simetría bidimensional y valles tridimensionales, a partir de fuentes de varios tipos (onda plana, fuente puntual).

Sin embargo, como hemos visto anteriormente, un observable habitual cuando se estudia la respuesta sísmica del suelo es la vibración ambiental, a partir de la cual se calcula la curva HVSR. Entonces, es de suma importancia conocer cómo sería la respuesta y el campo de ondas generado en este tipo de valles cuando la fuente es la vibración ambiental, ya que esto sería, idealmente, hallar el comportamiento que se observará cuando se analice experimentalmente HVSR en la superficie de estas estructuras. La teoría de los campos difusos se supone en esta Tesis como la base física de la vibración ambiental. Iluminando las inclusiones consideradas en los problemas IBEM mediante campos difusos se podría estudiar y predecir las curvas HVSR que se obtendrían experimentalmente.

En esta Tesis se ha propuesto alcanzar un campo de ondas difuso, es decir, alcanzar un campo de ondas donde la densidad media de energía sea uniforme en cualquier punto, a partir de la suma de ondas planas en todas las direcciones. El campo de ondas resultante propagado dentro del valle será la suma del campo generado en cada configuración individual del problema de onda plana. Este método ha sido testeado para el caso de un valle de sección bidimensional utilizando como fuente un campo de ondas difuso bidimensional.

Obviamente, este análisis no se podrá comparar con su análogo experimental, pues la vibración ambiental consiste en un campo tridimensional. Aun así, los trabajos desarrollados aquí han permitido establecer las bases para extender este problema al caso de fuente y simetría de valle tridimensional. Adicionalmente, se han observado propiedades muy interesantes de la respuesta HVSR para este tipo de estructuras que son extrapolables al caso tridimensional, como se ha comprobado a posteriori en medidas experimentales.

Se ha probado, también, cómo, para un valle de sección trapezoidal, la profundidad y el contraste de velocidades entre las regiones interna y externa controlan la posición y la amplitud del pico principal resonante, al igual que ocurre para capas planas. Sin embargo, a medida que nos alejamos del centro del valle y nos situamos sobre la zona oblicua de la base, disminuye la profundidad y, en consecuencia, también la frecuencia a la que se produce el pico y su amplitud. Además, el valle estudiado muestra una HVSR con un pico (amplificación) y un pico inverso (reducción de amplitud) adicionales en bajas frecuencias. Estos picos de amplificación y de reducción se asocian a efectos topográficos o de borde del valle, cuando existe un gran contraste lateral de impedancia. Cuando el valle tiende a una configuración plana (altura muy

pequeña con relación a la base) su respuesta tiende a la de un estrato plano, y los picos asociados a efectos de borde desaparecen.

15.2.3 Problema directo y resolución del problema inverso

Se han presentado dos teorías que sustentan el problema directo del método HVSR para vibración ambiental: La teoría de los campos difusos (DFA) y la teoría de las fuentes en superficie (DSS). Estas dos teorías abren la puerta a la inversión conjunta de la curva HVSR y de la curva de dispersión.

Ambas teorías definen el problema directo para capas planas y, por tanto, su uso en la inversión de datos obtenidos en terrenos con variaciones laterales sólo conducirá a modelos equivalentes unidimensionales. Para sopesar la aplicabilidad de estos métodos es importante conocer de antemano el grado de unidimensionalidad de un terreno. En este sentido, se ha introducido un método que permite analizar si el suelo bajo cada sensor de un dispositivo de estación múltiple es equivalente (homogeneidad) a partir de la comparación de sus autocorrelaciones. Este método permite, también, generar distintas familias de sensores que se sitúan sobre suelos similares (homogéneos). Además, se ha mostrado cómo el apoyo de técnicas de georadar puede corroborar los resultados obtenidos.

Ambos problemas directos muestran resultados sólidos y compatibles, aunque existe un factor raíz de dos entre las dos curvas HVSR que debe ser tenido en cuenta (la definición usada aquí para DFA infravalora la amplitud respecto DSS). Los parámetros físicos requeridos en la definición del modelo son idénticos a excepción de la atenuación: DFA permite Q única para toda la estratigrafía, mientras que DSS utiliza una magnitud D asociada a cada estrato y tipo de onda. Para un modelo dado, aparecen pequeñas diferencias de amplitud y frecuencia en los picos obtenidos por ambos métodos que aumentan a medida que los modelos aumentan su complejidad. El método DSS, además, requiere de un radio libre de fuentes que, cuando es nulo, genera picos de poca amplitud en la baja frecuencia en comparación con DFA. A partir de un radio de 5 metros se considera comparable a DFA.

Las curvas de dispersión se han calculado mediante los métodos ReMi (Refraction Microtremor) y ESAC (Extended Spatial Autocorrelations). Aunque los resultados son compatibles para los dos métodos, hay diferencias como, por ejemplo, la necesidad de intervención subjetiva en el procesado del primero que, a cambio, permite una curva definida en un espectro frecuencial mayor.

Para la resolución del problema inverso se han utilizado dos métodos: el ajuste por prueba y error (AEE) que se ha utilizado para la resolución del problema directo DFA con la curva de dispersión obtenida por el método ReMi y la resolución por algoritmos genéticos (AG) que se ha aplicado al problema directo definido por DSS y a la curva de dispersión obtenida mediante ESAC. Así, nos referiremos a las resoluciones AEE-DFA y AG-DSS.

El método AEE depende en gran medida de la variación subjetiva de los parámetros en las distintas iteraciones, ya que no pueden aplicarse los algoritmos típicos de inversión al ser las relaciones entre los múltiples parámetros implicados muy complejas. La convergencia de los parámetros no está garantizada, y alcanzar un modelo válido dependerá de la habilidad de quien decide los parámetros a variar. Se ha presentado un protocolo que permite realizar los cambios de parámetros de uno en uno y alcanzar objetivos parciales (posición de los picos HVSR, amplitud de los picos HVSR o asíntotas de la curva V_R). De los resultados se ha concluido que una buena elección del modelo inicial, construido a partir de información obtenida en sondeos o técnicas geofísicas alternativas, tiene una importancia crítica a la hora de hallar buenos ajustes. Los errores, en este caso, se consideran mediante la distancia entre las curvas experimentales y simuladas. Estos errores no siempre reproducen la validez de los modelos, pues consideran el mismo peso para cada frecuencia, mientras que algunas frecuencias, como por ejemplo las cercanas al pico, tienen mayor importancia.

La inversión AG ha resultado una técnica muy robusta para hallar modelos compatibles. Esta metodología está basada en los métodos de Montecarlo y, aunque tampoco utiliza las ideas de convergencia típicas de la resolución del problema inverso, utiliza los mejores modelos de cada iteración para desarrollar la siguiente, lo que habitualmente permite acercarse en cada iteración al modelo buscado. El resultado, más que un modelo concreto, consiste en una familia de modelos que dan un rango válido de variación de los parámetros. Este rango es más preciso para suelos con estructuras más o menos sencillas y con capa sedimentaria no muy gruesa. Para estratigrafías complejas, con gran profundidad del basamento e inversiones de velocidad, los resultados muestran rangos amplios que pueden presentar ambigüedad, esto es: modelos claramente distintos que son físicamente válidos y ambos compatibles con los datos experimentales. Esta metodología requiere de una ventana de parámetros inicial, en detrimento de un modelo inicial único, donde se disparan los modelos aleatorios. Alcanzar una solución válida requiere una ventana suficientemente amplia para facilitar el proceso de inversión y lo suficientemente ajustada para que no se generen modelos poco realistas. Existen casos donde un grupo de mejores ajustes presentan modelos claramente limitados por la ventana de parámetros.

tros elegida. En estos casos, los modelos deben ser desechados y las nuevas búsquedas de modelos, ejecutadas sobre rangos de parámetros más permisivos. En contraposición, cuando un parámetro varía hasta valores físicamente no factibles, conviene acotar su rango inicial a valores realistas.

Como se ha mostrado anteriormente, las diversas inversiones realizadas en esta Tesis han permitido definir parámetros importantes de los suelos del llano de Barcelona y se ha mostrado cómo este nuevo conocimiento puede ayudar a mejorar los mapas de Microzonación de la ciudad. Se ha mostrado, también, que estas metodologías de inversión tienen limitaciones en la resolución superficial y pueden ser, en su versión actual, poco adecuadas para el estudio de las capas más superficiales de la geología o para estudios geotécnicos que pretenden definir la estructura fina más superficial.

Cuando existe una gran variabilidad lateral y el suelo no puede asemejarse a modelos unidimensionales, la aplicación de esta metodología arroja modelos equivalentes unidimensionales. Sin embargo, en estos casos, las curvas sintéticas no son capaces de reproducir correctamente las curvas experimentales. Cuando se intenta definir el modelo completo a partir de modelos unidimensionales por segmentos, seleccionados a partir de distintas familias de sensores definidas por los métodos expuestos anteriormente, el resultado mejora ligeramente, pero aún existen diferencias entre las distintas curvas que no pueden ser explicadas si no se consideran efectos laterales.

Además, se presenta una contribución en esta Tesis que sienta las bases para estudiar el modelo dinámico del suelo debajo de una estación sismológica a partir de los registros de terremotos adquiridos en ella. De este modo, se ha mostrado que la curva HVSR experimental basada en el promediado de las distintas fases implicadas en los registros, se asemeja a la obtenida para un campo de ondas difuso. Se ha mostrado cómo, para el caso concreto donde las fuentes inciden en ángulos no necesariamente iguales al vertical (es decir, no restringiendo su posición directamente bajo la estación), la respuesta obtenida se asemeja a la de un campo de ondas difuso en su versión 3D, como ocurre con la vibración ambiental o las ondas de Coda. La respuesta HVSR derivada de la descripción 3D para un cierto modelo es precisamente la descripción DFA nombrada anteriormente. Sin embargo, la similitud no es completa y aparecen mayores amplificaciones de los picos de alta frecuencia, propios de la descripción 1D. Esto contrasta con lo que ocurre cuando se restringe el problema a incidencia vertical (fuentes debajo de la estación) donde la respuesta observada concuerda con la esperada en la descripción de un campo difuso 1D.

15.2.4 Efectos de los cambios laterales sobre HVSR

En términos generales, de los resultados se puede concluir que existen sobre HVSR dos efectos diferenciados dependiendo de la tipología de contacto lateral: 1) el contraste de impedancia lateral es mucho menor al contraste de impedancia del basamento y 2) el contraste de impedancia lateral es comparable al contraste de impedancia del basamento rocoso.

El primer tipo de contraste se ha observado experimentalmente a lo largo de dos perfiles estudiados en el llano de Barcelona, al cruzar los cauces de riera. También se ha observado, a mayor escala, en la transición entre distintas unidades geológicas del cuaternario. En este tipo de contactos, la frontera no siempre está bien definida verticalmente y aparecen zonas de transición con irrupciones de un material en el otro, generando medidas con ventanas inestables que habitualmente no son de buena calidad según los criterios establecidos en los estándares. Generalmente, los cauces de riera representan una irregularidad encerrada por contactos de este tipo y provocan el desdoblamiento del pico de resonancia, desplazamientos a mayor período e incrementos de amplitud de los picos. No obstante, en algunas de las estructuras estudiadas desaparecen picos o se producen desplazamientos a menor período.

Como se ha mostrado anteriormente a partir de simulaciones del campo de onda resultante en un valle de sección constante con fuente difusa bidimensional, cuando el contraste lateral es comparable al contraste entre la capa sedimentaria y el basamento, éste introduce un pico (amplificación) y un pico inverso (reducción de amplitud) a frecuencias menores al pico de resonancia habitual generado por el contraste del basamento. Estos efectos se han identificado en medidas experimentales de vibración ambiental sobre el curso alto de una riera, donde se espera un alto contraste lateral entre parte de la zona interna y la zona externa (existe erosión del basamento). Este efecto se ha observado superpuesto al fenómeno de desdoblamiento del pico.

Cuando las medias HVSR presentan más de un pico, es difícil realizar predicciones de la función de transferencia, ya que en caso de evento sísmico y sin más información, no puede decirse qué pico se excitará. En concreto, en algunas medidas aparecen picos cuyos períodos se intercambian el rol de predominante en medidas cercanas. Un ejemplo extremo de este fenómeno son las curvas HVSR observadas cerca de la plaza de María Cristina, donde existe una zona de transición entre distintos tipos de substrato terciario (arenas consolidadas y roca paleozoica). En este suelo complejo, las curvas HVSR presentan múltiples picos cercanos y poco claros que según los estándares podrían ser catalogadas como roca, ya que ninguno supera la amplitud 2.

Sin embargo, basándose en sondeos cercanos, parece poco probable que no exista capa sedimentaria en esta zona y se espera que, en caso de evento sísmico, alguno de estos picos se amplifique significativamente.

15.2.5 Microzonación a partir del análisis HVSR de la vibración ambiental

En esta Tesis se han investigado los límites de resolución de la Microzonación clásica debido a variaciones laterales rápidas, a partir de un ensayo en el llano de la ciudad de Barcelona. Existen antecedentes que muestran como las curvas HVSR obtenidas a partir de vibración ambiental presentan a menudo comportamientos no esperados si sólo se tienen en cuenta las principales unidades geológicas. Los resultados obtenidos en los trabajos desarrollados permiten asociar muchas de estas variaciones e inestabilidades a estructuras geológicas locales y superficiales, como son los cauces del sistema de rieras que recorren la ciudad de Barcelona en dirección montaña-mar.

En concreto, se han presentado dos técnicas que proponen soluciones distintas a este fenómeno en el estudio de la respuesta de suelo. La primera propone, manteniendo la densidad de medidas, excluir las anomalías de los estudios de microzonación evitando mediciones en lugares influenciados por estas irregularidades. La segunda técnica considera la importancia de estas anomalías para la respuesta de sitio y propone incluir sus efectos en la microzonación, densificando y refinando la red de puntos de medida cuando sea necesario.

La primera técnica propone la sustitución de las medidas influenciadas por estas estructuras y, por lo tanto, no representativas de la zona considerada, por otras situadas fuera de su alcance. Esta técnica es capaz de corregir las distorsiones introducidas por la gran mayoría de las estructuras con tamaños característicos menores o comparables a la zona definida en la microzonación. El número de medidas y su densidad se mantienen, pero se obtiene una respuesta más suave en la zona. Por otro lado, cuando estas estructuras tienen anchuras comparables a las de las zonas consideradas no tiene sentido desplazar las medidas, pues habría que desplazarlas más allá de la siguiente medida. La estructura estará considerada con resolución suficiente en la microzonación.

Sin embargo, la técnica anterior presenta carencias considerables para el estudio de la respuesta local. En primer lugar, existen gaps de información a causa del desplazamiento de las medidas precisamente en las zonas donde aparecen estas estructuras, que no vienen representadas por las medidas exteriores. En segundo lugar, las estructuras existentes en estos gaps

pueden introducir respuestas diferenciadas y no despreciables a nivel de riesgo sísmico en distancias cortas, a causa de los contactos laterales entre distintos modelos unidimensionales y la influencia de cada uno de estos modelos, como se ha visto en el apartado anterior.

La segunda técnica propuesta se ha denominado Nanozonación o Cell-Zonation y tiene como objetivo cubrir cada región con una red de medidas adaptada que permita reproducir la influencia de los cambios laterales rápidos con suficiente resolución. Habitualmente, se considera suficiente, como mínimo, una medida sobre la irregularidad y dos en los extremos, pero se ha observado que esta resolución puede venir condicionada por 1) la longitud característica de la estructura analizada, y 2) el período afectado.

El gran número de estructuras singulares estudiadas en esta Tesis, en este caso cauces de riera, ha permitido evaluar la gran complejidad de respuestas. No todas las irregularidades se comportan de la misma manera, como ya se ha mencionado en la discusión sobre contrastes laterales. El gran abanico de efectos observados sobre el pico HVSR sugiere que el tipo de materiales que rellenan los cauces, los materiales externos, el contacto de estos materiales, o las propiedades geométricas del cauce, entre otros, pueden hacer variar los efectos observados.

Ya sea para evitar las medidas sobre las zonas de influencia de estas irregularidades o para aumentar la resolución de medida sobre ellas, es imperativo definir sus límites mediante técnicas alternativas. El muestreo de alta resolución en toda la zona de estudio sería una quimera en términos de tiempo de registro. Además, este registro intensivo no aportaría información valiosa adicional en las zonas que ya están correctamente definidas mediante la red propuesta por la microzonación. Para este propósito se ha planteado una técnica basada en el radar de subsuelo, que se discute más adelante. Gracias a esta técnica se han podido establecer, de forma muy precisa, las zonas de influencia de los distintos cauces estudiados.

15.2.6 Sobre el análisis experimental HVSR y el procesado

Durante el desarrollo experimental de este trabajo, se ha analizado una gran cantidad de medidas HVSR. Los requisitos habituales para esta técnica son muy exigentes con la calidad de la medida para que ésta sea representativa en una Microzonación. En lugares donde existen fuentes cercanas que inyectan energía transitoria en el medio, se puede optar por registrar durante las horas de mayor calma, o desplazar la medida unas decenas de metros. Sin embargo, aparecen lugares de medida donde aún en las horas de calma aparecen ventanas inesta-

bles y, cuando se trata estructuras como las estudiadas, un desplazamiento de una decena de metros no es aceptable.

Alargar el tiempo total de medición puede ser útil para mejorar la estadística de ventanas pero esto no siempre garantiza una mejor calidad de cada una de ellas, pues hallar ventanas buenas requiere de un tiempo de registro mínimo continuo sin energía transitoria. En este sentido, el solape de las ventanas puede ser un buen aliado aunque no se aconseja en los manuales habituales.

Con todo, algunas medidas deben ser aceptadas aún sin cumplir con todos los estándares de calidad. Algunos de estos estándares HVSR, como, por ejemplo, el buen comportamiento de la amplitud de la curva en el límite de baja frecuencia o la ausencia de picos espurios en frecuencias muy determinadas, se consideran necesarios para considerar válida la medida. En cambio, algunas medidas con picos poco claros, dobles picos o picos anchos debidos a inestabilidades en sus ventanas, mantienen su respuesta aún en las condiciones óptimas de adquisición. Este extremo ha hecho que estas medidas se consideren válidas y se supone la inestabilidad como intrínseca a la medida, a causa de situarse sobre suelos complejos (inhomogéneos). De hecho, existen medidas donde algunas de sus ventanas son estables entre ellas en grupos, y forman distintas familias de ventanas que son estables entre ellas. Se sospecha que este hecho tenga que ver con la direccionalidad instantánea del campo de ondas ambiental, aunque no hay evidencias de este extremo.

Para analizar las curvas obtenidas es importante obtener la mayor resolución posible, ya que esto permite encontrar variaciones aún cuando éstas son muy pequeñas en período. Sin embargo hay que tener en cuenta que variaciones muy pequeñas en período pueden no tener interés a nivel de respuesta de suelo.

Existen medidas que presentan amplificación a muy alto período y que tienen consistencia con medidas vecinas, pero que para tiempos habituales de ventana se muestran como una saturación a baja frecuencia. Cuando se alarga el tiempo de ventana, estos picos se comportan bien, se estabilizan en una frecuencia de alrededor de 0.22 Hz (4.5 segundos) y tienen continuidad. Hará falta futura investigación sobre el origen de estos picos de baja frecuencia.

15.2.7 Nuevos métodos basados en GPR de apoyo a la microzonación

Se ha validado la técnica GPR como herramienta para definir zonas de riera y sus cauces, a partir de un procesado que cuantifica la energía incoherente (AMEI) y que contrasta con el

procesado habitual de esta técnica, que estudia la energía coherente para definir los principales reflectores. El material de relleno de las rieras, más heterogéneo que el colindante, suele presentar niveles mayores de dispersión que permiten identificar estas zonas.

Resulta adecuado el uso de ventanas temporales que incluyan tiempos avanzados del radargrama, donde la energía recibida presenta frentes de onda que han seguido distintos caminos a lo largo del medio y que se han reflejado múltiples veces sobre las distintas heterogeneidades, al igual que ocurre con la dispersión múltiple en sísmica.

Cuando, como aquí, se pretende realizar un estudio que incluya diversas zonas geológicas y se pretende asignar valores cuantitativos a los niveles AMEI obtenidos, la dispersión intrínseca asociada a cada tipo de material puede hacer sobrestimar o infravalorar la importancia de los cauces según la geología en la que se encuentren. Por esta razón, se ha propuesto una normalización para comparar los picos AMEI observados en todo el llano, y se han considerado tres regiones geológicas diferenciadas y caracterizadas por unas constantes de normalización distintas.

Se ha observado que durante la adquisición conviene tener en cuenta las posibles fuentes transitorias de inyección de energía, ya que estas afectan de manera grave o decisiva este tipo de análisis.

Esta técnica ha permitido localizar cada uno de los cauces esperados por la cartografía, aunque éstos aparecen desplazados de la posición presentada, probablemente, debido a incertidumbres en la proyección de mapas históricos y/o a posibles desviaciones del curso. Tradicionalmente, estos cauces aparecen representados como líneas en la cartografía. Sin embargo, las zonas iluminadas presentan anchuras no despreciables que son importantes para el estudio de la respuesta de suelo.

15.3 Futuras líneas de trabajo

En los trabajos realizados se han dejado temas abiertos que pueden ser de interés para futuros estudios. Los resultados obtenidos abren un abanico de oportunidades en los distintos campos.

Sobre el estudio analítico de los efectos laterales, se propone extender para campo de ondas tridimensional el estudio de valles 2D y 3D para múltiples incidencias de onda plana y validar la aproximación de campo difuso. Así mismo, se propone realizar simulaciones para estructuras

reales de geometría conocida (por ejemplo, antiguas canteras o valles estudiados mediante otros métodos geofísicos) y comparar el comportamiento HVSR a lo largo de la superficie con datos experimentales. Para el caso tridimensional, sería conveniente estudiar detalladamente configuraciones distintas de contacto de contraste fuerte (comparable al basamento) y también en su topografía.

A nivel más profundo de la formulación IBEM, se propone elaborar un caso mixto donde aparezcan tres regiones diferenciadas: Semiespacio, Valle, e Irregularidad. Se propone, también, observar el efecto de borde combinado de un contraste fuerte y uno suave, o estudiar el efecto de una estratigrafía sedimentaria dentro de un valle.

En lo que respecta a las funciones de autocorrelación para hallar el grado de homogeneidad lateral de un suelo, se propone observar el comportamiento de las funciones de autocorrelación para varios despliegues de estación múltiple en dirección paralela a las estructuras de interés (rieras) en la zona externa e interna y contrastar con las funciones en perfiles perpendiculares. Se propone, también, estudiar la direccionalidad HVSR introducida por estas estructuras.

En lo referente a la resolución del problema inverso, conviene adaptar los algoritmos genéticos usados, para que sea posible establecer pesos diferenciados para cada valor frecuencial de las curvas, permitiendo así elaborar inversiones distintas con mayor rigor en las frecuencias deseadas. Conviene estudiar para ambas curvas (*HVSR* y *Vr*) las frecuencias responsables de cada profundidad y estudiar la relación de éstas según las propiedades del medio.

En lo referente al estudio de estaciones sismológicas a partir de campos difusos generados mediante el promediado de sus registros sísmicos, se propone aplicar el mismo procedimiento mostrado en esta tesis, a estaciones sismológicas para casos de distintas propiedades de fuente (magnitud, duración, distancias epicentrales, profundidades o mecanismo). Analizar en cada caso cómo la curva HVSR obtenida se aproxima o se aleja a las teorías 1D y 3D de los campos difusos según las propiedades y configuración de las fuentes. Se propone estudiar la relación entre función de transferencia y HVSR para estos casos.

Sería interesante modificar el cálculo del problema directo HVSR DFA-3D incluyendo correcciones (por ejemplo, pesos direccionales) para reproducir la disposición concreta de fuentes y poder observar si se obtienen resultados parecidos al comportamiento obtenido en el estudio de estaciones sismológicas propuesto en el párrafo anterior. Diseñar un proceso de inversión

basado en los algoritmos genéticos para hallar modelos compatibles con las curvas experimentales generadas a partir de la superposición de registros de sismos ocurridos.

En lo referente a los ajustes en la ciudad de Barcelona, se propone buscar, en la bibliografía, información sobre valores para la atenuación (D y Q) en las unidades geológicas típicas presentes en el llano de Barcelona, y realizar nuevas inversiones restringiendo estos valores, de igual forma en que ya se ha realizado con la densidad.

Extender a todas las columnas estratigráficas del estudio original la corrección presentada para las funciones de transferencia calculadas por Cid et al. (2001). Completar el mapa resultante con nuevos puntos que completen los posibles "gaps".

En lo que concierne al estudio de los cauces de riera, se propone estudiar cómo es el límite resolutorio en período de una estructura con una anchura dada y cómo es su dependencia frecuencial con la distancia a las heterogeneidades. Estudiar, también, la aplicabilidad de la combinación de varios modelos unidimensionales considerando la influencia lateral de unos con otros (modelos ponderados) para reproducir estructuras de sección constante con bajo contraste lateral. Comparar la respuesta HVSR para modelos sencillos de suelo que presenten contrastes laterales con la función de transferencia en estas circunstancias (ver p.e. Furumoto et al. 2012).

Otra posible futura línea de investigación sería aplicar la técnica presentada para incluir el efecto de las rieras en los estudios de riesgo sísmico a algún municipio costero pequeño, e intentar elaborar un mapa completo que incorpore la idea de Cell-Zonation, más allá del estudio limitado a perfiles.

Sobre la técnica AMEI utilizada para datos GPR, se sugiere progresar en el conocimiento sobre el trato de la energía incoherente en el procesamiento de datos GPR. Estudiar la energía incoherente intrínseca de los materiales sedimentarios típicos de la geología de la zona de estudio y mejorar la normalización para eliminar subjetividad. Generar una nueva magnitud que fusione los valores de amplitud medios y máximos de energía incoherente. Extender el estudio para la desviación de la frecuencia central de las trazas.

16 Referencias

- Abramowitz, M. & I. A. Stegun. (1972). Handbook of mathematical functions. *Publicaciones Dover*, Nueva York.
- Aguirre, J & K. Irikura (1997). Nonlinearity, Liquefaction, and Velocity Variation of Soft Soil Layers in Port Island, Kobe, during the Hyogo-ken Nanbu Earthquake *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, No 5, 1244-1258
- Aki, K. & K. L. Larner (1970). Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves, *L. Geophys. Res.*, **75**, 933-954.
- Aki, K. & P. G. Richards. (2002). Quantitative Seismology. Second Edition. (Ed. Lee A. Young). California. 700 pages.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst Univ. Tokyo*, **25**, 415-457
- Al Yuncha, Z. & F. Luzón (2000). On the horizontal-to-vertical Spectral ratio in Sedimentary Basins. *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, no 4, 1101-1106
- Albarello, D., C. Cesi, V. Eulilli, F. Guerrini, E. Lunedei, E. Paolucci, D. Pileggi & L.M. Puzzilli. (2011). The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the April 6, 2009 L'Aquila (Italy) earthquake. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* **52**, No 3, 513-538. DOI 10.4430/bgta0013
- Alfaro A., L.G. Pujades, X. Goula, T. Susagna, M. Navarro, J. Sanchez & J. A. Canas. (2001). Preliminary map of soil's predominant periods in Barcelona using microtremors, *Pure appl. Geophys.* **158**. 2499-2511.
- Anónimo (1713). Plan de Barcelone ou'est marqué le camp de l'armee du Roy, Arxiu Històric de Barcelona. Barcelona, Spain, map (I.G. 2845/15.3[1]/A-I) (en Francés).
- Arai, H. & K. Tokimatsu (2004). S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 53-63.
- Arai, H. & K. Tokimatsu (2005). S-Wave Velocity Profiling by Joint Inversion of Microtremor Dispersion Curve and Horizontal-to-Vertical (H/V), *Spectrum. Bull. Seism. Soc. Am.* **95**(5), 1766-1778.

- Arandes, R. (1998) Hidrogeología del pla de Barcelona, Ajuntament de Barcelona, Barcelona.
- Asten, M.W. & J.D. Henstridge. (1984). Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics* **49**(11), 1828–1837
- Asten, M.W. (1978). Geological control of the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**(6), 1623–1636.
- Bard P.-Y., H. Cadet, C. Cornou, A.-M. Duval, M. Hobiger, F. Renalier & M. Wathelet, NERIES—JRA4 team (2010). From noise measurements to site conditions and site amplification: recent findings from collaborative projects in Europe. *Proceedings of 9th international workshop on seismic microzoning risk reduction*, Cuernavaca, Mexico, 21–24
- Bard, P. Y. & M. Bouchon (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, no 2, 519-541
- Bard, P. Y. & M. Bouchon (1980a). The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident *SH* waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, no 4, 1263-1286
- Bard, P. Y. & M. Bouchon (1980b). The seismic response of sediment-filled valleys. Part 2. The case of incident *P* and *SV* waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, no 5, 1921-1941
- Bard, P.Y. (1999). Microtremor Measurements: A Tool for Site Effect Estimation?, In: Irikura, K., Kudo, K. Okada, H. Satasini, T. (Eds.), *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Balkema, Rotterdam, vol. **3**, pp. 1251-1279
- Bard, P.-Y. & J.C. Gabriel. (1986). The seismic response of two dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **76**, 343-346.
- Bard, P.-Y. (2008). The HV technique: capabilities and limitations based on the results of the SESA-ME project. Foreword, *Bulletin of Earthquake Engineering*, **6**, 1-2.
- Bardet, J. P., K. Ichii & C. H. Lin. (2000) EERA: A computer program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses of layered soil deposits. Department of Civil Engineering, University of Southern California, Los Angeles, California.
- Ben-Menahem, A. & S.J. Singh, (2000). *Seismic Waves and Sources*, Dover Publications Inc., New York, pp. 1102.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro & Y. Yang. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, **169**:3, 1239–1260.

- Beresnev, I.A., W. L. Wen & Y. T. Yeh. (1995). Seismological evidence for nonlinear-elastic ground behaviour during large earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **14**, 103-114
- BOE (1995) Resolución de 5 de mayo de 1995, de la Secretaría de Estado de Interior, por la que se dispone la publicación del Acuerdo del Consejo de Ministros por la que se aprueba la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico.
- Bonnefoy-Claudet, S., A. Köhler, C. Cornou, M. Wathelet, & P.-Y. Bard (2008). Effects of Love Waves on Microtremor H/V Ratio. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **98**, 288 - 300.
- Bonnefoy-Claudet, S., C. Cornou, P.-Y. Bard, F. Cotton, P. Moczo, J. Kristek & D. Fäh, (2006b) H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophys. J. Int.*, **167**, 827-837.
- Bonnefoy-Claudet, S., F. Cotton, P.-Y. Bard. (2006a). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review, *Earth-Science Reviews*, **79**, 205- 227.
- Borcherdt R. D. (1970). Effects of local geological conditions in San Francisco Bay. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 29-61
- Borcherdt R. D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). *Earthquake Spectra*, **10**, 617-653.
- Bosch & Ventayol Geo Serveis, GEOTEC 262- S.L y GEOPAYMA (2007). Informe de proyecto "Prolongación de la línea 2 del FMB entre Sant Antoni y Parque Logístico (Conexión Línea 9). Infraestructura, superestructura de la vía y catenaria".
- Burdick, L. J., & C. A. Langston (1977). Modeling crustal-structure through the use of converted phases in teleseismic body-waveforms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **67**, 677-691.
- Cadet, H., A. Macau, B. Benjumea, F. Bellmunt & S. Figueras. (2011). From ambient noise recordings to site effect assessment: The case study of Barcelona microzonation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **31** 271-281
- Campillo, M. & A. Paul. (2003). Long range correlations in seismic coda, *Science*, **299**, 547-549
- Campillo, M., Bard, P.-Y., Nicollin, F., Sánchez-Sesma, F. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985. The incident wavefield in Mexico City during the Great Michocan earthquake and its interaction with the deep basin. *Earthquake spectra* **4**, 591-608.

- Capon, J. (1969). High resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proceedings IEEE*, **57**(8), 1408-1418.
- Caselles, J.O., V. Pérez-Gracia, R. Franklin, M. Navarro, J. Clapes, J.A. Canas, Ll. G. Pujades & F. García. (2010). Applying the H/V method to dense cities. A case study of Valencia City. *Journal of Earthquake Engineering*, **14**, 192-210.
- Castellaro S. & F. Mulargia, (2010) How Far from a Building Does the Ground-Motion Free-Field Start? The Cases of Three Famous Towers and a Modern Building. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **100**:5A 2080–2094, doi: 10.1785/0120090188
- Castellaro S., F. Mulargia & L. Rossi. (2008) Vs30: Proxy for Seismic Amplification? *Seismological Research Letters*, **79**, 4. doi: 10.1785/gssrl.79.4.540
- CEN (2004). Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance. Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. Comité Européen de Normalisation, Brussels. 219 pp.
- Cerda, I. (1855). Pla dels voltants de la Ciutat de Barcelona. Arxiu Històric de Barcelona. Barcelona, Spain, map (I.G. 3023/15.3(1)/A-IV).
- Cid J., T. Susagna, X. Goula, L. Chavarria, S. Figueras, J. Fleta, A. Casas & A. Roca (2001). Seismic Zonation of Barcelona Based on Numerical Simulation of Site Effects. *Pure appl. Geophys.*, **158**, 2559-1577.
- Claerbout, J. F. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics* **33**, 264–269.
- Clearbout, J. F. (1985) Fundamentals of geophysical data processing. Pennwell Books, Tulsa, OK
- Conyers, L. B. (1997). Ground-Penetrating Radar, An introduction for archaeologists. *Ed. Altamira Press*. Walnut Creek, California (U.S.A). Pages 232.
- Cranswick, E., R. Wetmiller & J. Boatwright. (1985). High-frequency observation and source parameters of microearthquakes recorded at hard-rock sites. *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 1535-1567
- Chávez-García F.J. (1991). Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le bassin de México. *Tesis Doctoral*. Université Joseph Fourier. Grenoble.
- Chávez-García F.J., G. Pedotti, D. Hatzfeld & P.-Y. Bard (1990). An experimental study of site effects near Thessalonki (Northern Greece). *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 784-806

- Chávez-García, F.J. & F. Luzón, (2005). On the correlation of the seismic microtremors. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi: 10.1029/2005JB003671.
- Chin, B.H. & K. Aki. (1991). Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: a preliminary result on pervasive nonlinear site effects. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1859-1884.
- Cho I, T. Tada & Y. Shinozaki, (2004). A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms. *Geophysics*, **69**(6), 1535-1551.
- D'Amico V., D. Albarello & M. Mucciarelli (2002). Validation through HVSR measurements of a method for the quick detection of site amplification effects from intensity data: an application to a seismic area in Northern Italy. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **22**, 475-483.
- D'Amico V., M. Picozzi, F. Baliva & D. Albarello (2008). Ambient Noise measurements for preliminary site-effects characterization in the urban area of Florence. *Bull. Seism. Soc. Am.* **98** No 3. 1373–1388, doi:10.1785/0120070231.
- Daniels, D. E. (2004). Ground Penetrating Radar. *See Radar, Sonar, Navigation and Avionics Series*. Institution of Electrical Engineers; 2 Har/Cdr edition. Pages 726.
- Dikmen, S. U. & J. Ghaboussi. (1984). Effective stress analysis of seismic response and liquefaction, theory. *Journal of Geotechnical Engineering*. **106**. 720-724.
- Dinesh B.V., G.J. Nair, A.G.V. Prasad, P-V. Nakkeeran & M.C. Radhakrishna (2009). Relation between sedimentary layer thickness and fundamental frequency of the H/V spectra for Bangalore city. *Current Science*, **97**, 7, 1073-1077
- Douze, E.J., (1964). Rayleigh waves in short-period seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **54** (4), 1197–1212.
- Douze, E.J., (1967). Short-period seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **57** (1), 55–81. Elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: Canonical inclusion problem
- Fäh D, F. Kind & D. Giardini (2003). Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects. *Journal of Seismology* **7**, 449- 467.
- Fäh, D., F. Kind, & D. Giardini (2001). A Theoretical Investigation of Average H/V Ratios. *Geophys. J. Int.*, **145**:2, 535-549.

- Figueras S., V. Schmidt, T. Susagna, J. Fleta, X. Goula & T. Roca (1995) Preliminary study of microzonation of Barcelona (Spain). *Proceedings of the Fifth International Conference on Seismic Zonation*. Nice, France. 731-738.
- Forbriger T.; (2006). Low-frequency limit for H/V studies due to tilt. *Sitzung der Arbeitsgruppe Seismologie des FKPE*. Haidhof, Germany, Extended Abstract, 32. Gruppo
- Furumoto, Y., A. Miyazawa & M. Sugito (2012). Site Amplification Evaluation in the case of Non-Horizontal and Nonlinear Stratification. *Proceedings of the 15th WCEE*, Lisbon, Portugal, 4th-8th September.
- Galera, M., Roca, F y Tarragó, S. (1982). Atlas de Barcelona. Publicaciones del Col.legi Oficial d'Arquitectes de Catalunya.
- Gao, S., H. Liu, P. M. Davids & L. Knopoff. (1996). Localized amplification of seismic waves and correlation with damage due to the Northridge earthquake: Evidence for focusing in Santa Monica. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, S209-S230
- García-Jerez A, F. Luzón, D. Albarello, E. Lunedei, M. A. Santoyo, L. Margerin & F.J. Sánchez Sesma (2012). Comparison Between Ambient Vibrations H/V Obtained from the Diffuse Field and Distributed Surface Sources Models. *Proceedings of the 15th WCEE*. Lisboa, Portugal. September 24th-28th
- García-Jerez A, F. Luzón, M. Navarro & J.A. Pérez-Ruiz (2006) Characterization of the sedimentary cover of the Zafarraya basin (Southern Spain) by means of ambient noise. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **96**, 957-967
- García-Jerez, A., F. Luzón, & M. Navarro (2008b). An alternative method for calculation of Rayleigh and Love wave phase velocities by using three-component records on a single circular array without a central station, *Geophys. J. Int.* **173**(3), 844-858.
- García-Jerez, A., F. Luzón, D. Albarello, E. Lunedei, M. A. Santoyo, L. Margerin, and F. J. Sánchez-Sesma (2012). Comparison between ambient vibrations H/V obtained from the diffuse field and the distributed surface sources models, *Paper presented at 15th World Conference on Earthquake Engineering, WCEE*, Lisbon, Portugal, 24–28 September 2012.
- García-Jerez, A., F. Luzón, F. J. Sánchez-Sesma, E. Lunedei, D. Albarello, M. A. Santoyo, & J. Al-mendros (2013). Diffuse elastic wavefield within a simple crustal model. Some consequences for low and high frequencies, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, No, 10, 5577–5595, doi: 10.1002/2013JB010107.

- García-Jerez, A., F. Luzón, M. Navarro & M. A., Santoyo (2010) Assessing the Reliability of the Single Circular Array Method for Love-Wave Ambient-Noise Surveying. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**(5),
- García-Jerez, A., F. Luzón, M. Navarro, & J. A. Pérez-Ruiz (2008a). Determination of elastic properties of shallow sedimentary deposits applying a spatial autocorrelation method, *Geomorphology* **93**, 74-88.
- GISA, Geocat e IGC (2007). Informe de proyecto "Línea 9 FMB".
- Godin, O. A., (2006) Recovering the acoustic Green's function from ambient noise cross correlation in an inhomogeneous moving medium, *Phys. Rev. Lett.*, **97**, 054301.
- Gonzalez, D (2010). Efectes dels canvis ràpids de litologia del subsòl en la resposta del sòl. Aplicació a les rieres de Barcelona. Trabajo final de carrera. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.
- Gosar A. & Martinec M (2009) Microtremors HVSR study of site effects in the Ilirska Bristica town area (S. Slovenia). *Journal of Earthquake Engineering*, **13**, 50-67.
- Gouédard, P., L. Sthely, F. Brenguier, M. Campillo, Y. Colin de Verdière, E. Larose, L. Margerin, P. Roux, F.J. Sánchez-Sesma, N. M. Shapiro & R. L. Weaver. (2008). Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications. *Geophys. Prospecting* **56**, 375-393.
- Gutenberg, B. (1958). Microseisms. *Advances in Geophysics*, **5**, 53-92.
- Haghshenas, E., P.-Y. Bard, & N. Theodulis (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio, *Bull. Earthq. Eng.*, **6**, 75–108.
- Hanyga, A., E. Lenartiwicz & J. Pajchel. (1985). Physics and evolution of the Earth's interior 2. Seismic wave propagation in the Earth, R. Teisseyre (Series Ed.), A. Hanyga (2 volume Ed.), *Elsevier Science Pub. Co., Inc.* New York.
- Harkrider, D. G. (1964). Surface waves in multilayered elastic media. Part 1, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 627-679.
- Hasselmann, K. (1963). A statistical analysis of the generation of microseisms. *Rev. Geophys.* **1**, 177–210.
- Hayashi, K., T. Inazaki & H. Suzuki (2005). Buried channel delineation using a passive surface-wave method in urban area. *18th Annual Meeting, Environmental and Engineering Geophysical Society*. Atlanta.

- Hennino, R., N. Trégourès, N. M. Shapiro, L. Margerin, M. Campillo, B. A. van Tiggelen, & R. L. Weaver. (2001). Observation of Equipartition of Seismic Waves. *Phys. Rev. Lett.*, **86**, 3447
- Herak, M. (2008). Model HVSR - A Matlab® Tool to Model Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Ambient Noise. *Computers & Geosciences* **34**, 1514–1526.
- Hisada, Y., (1994). An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths. *Bull. seism. Soc. Am.*, **84**(5), 1456–1472.
- Horike, M., (1985). Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. *Journal of Physics of the Earth*, **33**, 59–96.
- Ibs Von Seht M. & J. Wohleberg; (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**, 250–259.
- ICC (2005) Mapa geològic de Catalunya 1:250 000. 2a ed. Institut Cartogràfic de Catalunya. Barcelona.
- IGC (2009) Geotrell III. Mapa geològic de les zones urbanes Barcelona-Horta 1:5000. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona (in Catalan).
- IGC (2014) Base datos de sondeos del instituto geológico de Cataluña. CD.
- IGME, Instituto geológico y minero de España (1975). Mapa Geológico de España, Hojas 420, 421 y 448; escala 1:50.000. Memoria y Hoja.
- Jiménez M. J., M. García-Fernández, G. Zonno & F. Cella. (2000). Mapping Soil effects in Barcelona, Spain, through an integrated GIS environment. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. **19**, 289-301.
- Kanai, K. (1951) Relation Between the Nature of Surface Layer and the Amplitude of Earthquake Motions, Bulletin, Tokyo Earthquake Research Institute.
- Kannai K., (1983). Engineering seismology. University of Tokyo Press. Tokyo. 251 pages.
- Kato, K, K. Aki & M. Takemura. (1995). Site amplification from Coda waves: Validation and application to S-waves site response. *Bull. Seism. Soc. Am.* , **85**, 467-477
- Kawase, H., F. J. Sánchez-Sesma & S. Matsushima (2011). The Optimal Use on Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectral ratios of earthquake Motions for Velocity Structure Inversions Based on Diffuse Field Theory for plane waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* **101**(5), 2001–2014.

- Kobayashi, S. (1987). Elastodynamics, in Boundary Element Methods in Mechanics, D. E. Beskos (Editor), *North-Holland*, Amsterdam.
- Konno, K. & T. Ohmachi (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 228-241.
- Koper, K. D., K. Seats & H. Benz, (2010). On the Composition of Earth's Short-Period Seismic Noise Field. *Bull. Seism. Soc. Am.* **100**(2), 606–617.
- Kosloff, R. & E. Baysal. (1982). Forward modelling by a Fourier method. *Geophysics*, **52**, 1402-1412.
- Kramer, S. L. (1996). Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, pp. 254-280.
- Kupradze, V.D. (1963). Dynamics problems in elasticity. *In progress in solid mechanics*. III, I. N. Sneddon & R. Hill (Eds.), *North-Holland Publishing Co.*, Amsterdam.
- Lacoss, R.T., E. J. Kelly & T. M Nafi, (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics* **34** (1), 21–38.
- Lachet, C. & P.-Y. Bard, (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *J. geophys. Earth*, **42**, 377–397.
- Lai, C.G. & G.J. Rix, (2002). Solution of the Rayleigh eigenproblem in viscoelastic media, *Bull. seism. Soc. Am.*, **92**(6), 2297–2309.
- Lambert, D. W., G. Adams & V. Harwley. (2007). Use of refraction microtremor (REMI) data for shear wave velocity determination at an urban bridge rehabilitation sit. *Geophysics conference, Missouri USA. Peer-Reviewed paper*. < <http://www.optimsoftware.com/category/refraction-microtremor-remi-papers/>>
- Langston, C. A. (1977). Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle structure from teleseismic P and S waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **67**, 713–724.
- Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.* **84**, 4749-4762
- Langston, C.A., S.C.C. Chiu, Z. Lawrence, P. Bodin & S. Horton (2009) Array observations of microseismic noise and the nature of H/V in the Mississippi embayment. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **99**(5), 2893-2911. doi:10.1785/0120080189

- Lázaro, R., M. Vilas, L. Rivero, V. Pinto, L. Bagán, & A. Casas (1998). Determinación de las isóbatas del zócalo de la ciudad de Barcelona a partir de la interpretación de las anomalías gravimétricas, *I asamblea Hispano-Portuguesa de Geodésia y Geofísica*. CD-Rom. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.
- Lermo, J. & F.J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull Seism. Soc. Am.* **83**, 1574-1594.
- Lermo, J. & F.J. Chávez-García (1994a). Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull Seism. Soc. Am.* **84**, 1350-1364.
- Lermo, J. & F.J. Chávez-García (1994b). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremors record. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering.* **13**, 413-423.
- Li, T.M.C., J.F. Ferguson, E. Herrin, & H.B. Durham, (1984). Highfrequency seismic noise at Lajitas, Texas. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74** (5), 2015–2033.
- Lomnitz, C. (1988). Las causas probables de la catástrofe sísmica del 19 de Septiembre de 1985. *Ciencia y Desarrollo Vol. XIV* , UNAM, **82**, 21-33
- Longuet-Higgins, M.S., (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London.* A 243(a), 1–35
- Louie, J. N. (2001) Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 347-364
- Lunedei E. & D. Albarello (2010) Theoretical HVSR curves from full wavefield modelling of ambient vibrations in a weakly dissipative layered Earth. *Geophys. J. Int.*, **181**, 1093-1108. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04560.x
- Lunedei, E. & D. Albarello, (2009). On the seismic noise wave field in a weakly dissipative layered Earth. *Geophys. J. Int.*, **177**, 1001–1014, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.04062.x.
- Luzón, F., F. J. Sánchez-Sesma, A. Gil, A. Posadas & M. Navarro. (1999). Seismic response of 3-D topographical irregularities under incoming elastic waves from point sources. *Phys. Chem. Earth (A)* **24**, no 3, 231-234
- Luzón, F., J. Almendros & A. García-Jerez. (2011). Shallow structure of Deception Island, Antarctica, from correlations of ambient noise on a set of dense seismic arrays. *Geophys. J. Int.* **185**, 737-748

- Lysmer, J., H. B. Seed & P. Schnabel. (1970). Influence of Base Rock Characteristics on ground response. *Earthquake engineering Research Center*. College of Engineering University of California- Berkeley, California. Report UCB/EERC-70/07 - 30 pages
- Macau A. (2008). Microzonación sísmica. Contribución a los estudios de peligrosidad sísmica a escala local en zonas rurales y urbanas. *Tesis Doctoral*. Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona.
- Malischewsky P.G., F. Scherbaum, C. Lomnitz, T.T. Tuan, F. Wuttke, G. Shamir. (2008). The domain of existence of prograde Rayleigh-wave particle motion for simple models. *Wave Motion* **45** (4), 556-564.
- Malischewsky, P.G. & F. Scherbaum. (2004). Love's formula and H/V -ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. *Wave Motion*, **40**, 57-67
- Manolis, G. D. & D. E. Beskos. (1988). Boundary Element Methods in Elastodynamics. *Unwin Hyman Ltd.*, London.
- Margerin, L., M. Campillo, B. A. van Tigglen & R. Hennino. (2009) Energy partitions of seismic coda waves in layered media: theory and application to Pinyon Flats Observatory. *Geophys. J. Int.* **177**, 571-585.
- Martin, P. P. & H. B. Seed. (1978). MASH - A computer program for the nonlinear analysis of vertically propagating shear waves in horizontally layered soil deposits. *Earthquake engineering Research Center*. College of Engineering University of California- Berkeley, California. Report UCB/EERC-78/23 - 93 pages
- Meirovitch, L. (1967) Analytical Methods in Vibrations, *The MacMillan Company*, NY, pp. 400-401.
- Mulargia, F. (2012) The seismic noise wavefield is not diffuse. *J. Acoust. Soc. Am.*, **131** (4), April 2012
- Murphy, J. R. & H. K. Shah (1988) An analysis of the effects of site geology on the characteristics of near-field Rayleigh waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **78**, 65-82.
- Nakamura Y. (1989). A Method for dynamic Characteristics estimation of Subsurface using micro-tremor on the Ground Surface. *Quarterly Report of Railway Technichal Research Institute*, **30**, No 1, 25-30
- Nakamura Y., (1996). Real-time information systems for hazards mitigation. Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering. Acapulco, Mexico.

- Nakamura, Y. (2000), Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proc. 12th World Conf. on Earthq. Eng.*, Auckland New Zealand (CD-ROM), 8pp
- Nakamura, Y., (2009). Basic Structure of QTS (HVSR) and Examples of Applications. In *Increasing Seismic Safety by Combining Engineering Technologies and Seismological Data (NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental)*, eds Mucciarelli M. et al., Springer, XVIII, 33–51.
- Navarro M., T. Enomoto, F. J. Sanchez, I. Matsuda, T. Iwatate, A.M. Posadas, F. Luzón, F. Vidal & K. Seo (2001). Surface Soil Effects Using Short-Period Microtremor Observations In Almeria City, Southern Spain. *Pure and Applied Geophysics*, **158**, 2481-2497.
- NCSE-02 (2002). Norma de Construcción Sismorresistente Española. Parte General y de Edificación, Comisión Permanente de Normas Sismorresistente, Real Decreto 997/2002 del 27 de septiembre de 2002, Boletín Oficial del Estado nº 244, viernes 11 de octubre de 2002. Ministerio de Fomento. 35898-35987 pp.
- Newmark, N. M. (1959). A method of computation for structural dynamics. *Am. Soc. Civil Eng. Mech. Div.*, **85**, 67-94.
- Ohori, M., A. Nobata, & K. Wakamatsu (2002). A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2323-2332.
- Okada, H. (2003). The Microtremor Survey Method (translated by Koya Suto). *Geophysical Monograph Series*, No.12, Society of Exploration Geophysicists.
- Ovando-Shelley, E. (2011). Some technical properties to characterize Mexico City clay, in *Proc. 14th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering*, Canadian Geotechnical Society, Toronto, Ontario, Canada, 2–6 October 2011, Paper 889.
- Parolai S., P. Bormann & C. Milkereit; (2002). New relationships between Vs, thickness of sediments and resonance frequency calculated from H/V ratio of seismic noise for the Cologne area. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**, 2521–2527.
- Parolai, S., M. Picozzi, S. M. Richwalski, & C. Milkereit (2005). Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes, *Geophys. Res. Lett.* **32**, L01303, doi:10.1029/2004GL021115.

- Parolai, S., S. M. Richwalski, C. Milkereit & D. Faeh. (2006). S-wave velocity profile for earthquake engineering purposes for the Cologne area (Germany). *Bull. Earthquake Eng.*, **4**, 65-94. Doi: 10.1007/s10518-005-5758-2
- Pedersen, H.A., F.J. Sánchez-Sesma & M. Campillo. (1994) Three-Dimensional Scattering by Two-Dimensional Topographies. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, No 4, 1169-1183
- Pérez-Gracia, V., O. Caselles, V. Salinas, L. G. Pujades & J. Clapes. (2010). GPR applications in dense cities: detection of paleochannels and infilled torrents in Barcelona. *13th International Conference on Ground Penetrating Radar*. Lecce, Italy
- Pérez-Gracia, V. (2001). Radar de subsuelo. Evaluación para aplicaciones en arqueología y en patrimonio histórico-artístico. *Tesis Doctoral*. UPC. Barcelona.
- Pérez-Ruiz, J. A. (2007). Un método de diferencias finitas para el análisis de la propagación de ondas. Aplicación al modelado de la respuesta sísmica de estructuras geológicas en entornos de computación en paralelo. PhD thesis, Universidad de Almería, España.
- Perton, M., F.J. Sánchez-Sesma, A. Rodríguez-Castellanos, M. Campillo & R.L. Weaver (2009). Two perspectives on equipartition in diffuse elastic fields in three dimensions. *J. Acoust. Soc. Am.*, **126**, 1125-1130
- Peterson J. (1993). Observation and modeling of seismic background noise, *U.S. Geol. Surv. Tech. Rept*, 93-322, 1-95, p.1769-1815.
- Phillips, W. S. & K. Aki. (1986). Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 627-648.
- Phinney, R. A. (1964). Structure of the Earth's crust from spectral behaviour of long-period body waves. *J. Geophys. Res.*, **69**, 2997-3017, doi: 10.1029/JZ069i014p02997
- Picozzi, M. & D. Albarello (2007). Combining Genetic and Linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and H/V spectral ratio curves, *Geophys. J. Int.*, **169**, 189-200.
- Pileggi D., D. Rossi, E. Lunedei & D. Albarello (2011) Seismic characterization of rigid sites in the ITACA database by ambient vibration monitoring and geological surveys. *B. Earthq. Eng.*, **9**, 1839-1854. DOI 10.1007/s10518-011-9292-0
- Plafker, G. & J. P. Galloway. (1989). Lessons learned from the Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989. *U.S. Geological Survey circular*, **1045**..

- Pliz, M., S. Parolai, F. Leyton, J. Campos & J. Zschau, (2009). A comparison of site response techniques using earthquake data and ambient seismic noise analysis in the large urban areas of Santiago de Chile. *Geophysical Journal International*, **178**(2), 713–728.
- Ramos-Martínez, J. & F. J. Sánchez-Sesma. (1991) Respuesta sísmica de valles aluviales usando ecuaciones integrales. *Proc. IX Congreso de ingeniería sísmica de Manzanillo*. Colima, México, octubre. **7**, 289-298.
- Roesset, J. M. & R.V. Whitman (1969) Theoretical Background for Amplification Studies," Research Report No. R69-15, Soils Publications No. 231, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- S. Santos-Assunção, V. Pérez-Gracia, V. Salinas, O. Caselles, J. Clapés, L.G. Pujades & N. Lantada. (2014) Geological structures evaluated by means of scattering noise in ground penetrating radar images. *Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar*. 255-261. Brussels (Belgium) June 30th - July 4th.
- Saita, J., M. Leonila, P. Bautista & Y. Nakamura. (2004). On relationship between the estimated strong motion characteristics of surface layer and the earthquake damage- Case study at Intramuros, Metro Manila. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, Canadá. Paper, n0.905,
- Salinas, V., F. Luzón, F. J. Sánchez-Sesma, H. Kawase, S. Matsushima, M. Suarez, A. Cuellar, N. Rivet & M. Campillo. (2011). Using Diffuse Field Theory to Interpret the H/V Spectral from Earthquake Records in a Mexico City Site. *AGU Fall Meeting*. S24A-07. December 5th-9th, San Francisco (EEUU).
- Salinas, V., J.O. Caselles, V. Pérez-Gracia, S. Santos-Assunção, D. Gonzalez-Drigo, J. Clapes, Ll. Pujades, J.A. Canas & J. Martinez-Sanchez (2014a) Nanozonation in dense cities: testing a combined methodology in Barcelona city (Spain). *Journal of Earthquake Engineering*. **18**:1.
- Salinas, V., F. Luzón, F. J. Sánchez-Sesma, H. Kawase, S. Matsushima & A. Cuellar. (2014b). Using diffuse field theory to interpret the H/V spectral ratio from earthquake records in Cibeles seismic station, Mexico City. *Bulletin of Seimological Society of America*. **104**:2.
- Salinas, V., S. Santos-Assunção, O. Caselles, V. Pérez-Gracia, Ll. G. Pujades & J. Clapés. (2012) Effects on the predominant periods due to abrupt lateral soil heterogeneities; *in Proceedings of 15th WCEE*. Paper 1441. P 1-10. September 24th-28th, Lisboa (Portugal)
- Sánchez-Sesma F. J. & M. Campillo. (1991) Diffraction of *P*, *SV* and Rayleigh waves by topographic features: A Boundary Integral Formulation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, No 6, 2234-2253.

- Sánchez-Sesma F. J., J. Ramos-Martínez & M. Campillo. (1993) An Indirect Boundary Element Method Applied to Simulate the Seismic Response of Alluvial Valleys for Incident *P*, *S* and Rayleigh waves. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. **22**, 279-295
- Sánchez-Sesma, F. J. & F. Luzón. (1995). Seismic response of three-dimensional alluvial valleys for incident *P*, *S*, and Raileigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 269-284
- Sánchez-Sesma, F. J. & J. Esquivel. (1979). Ground motion on alluvial valleys under incident *SH* waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1107-1120.
- Sánchez-Sesma, F. J. (1987). Site effects on strong ground motion. *Int. J. Soil. Dyn. Earthq. Eng.*, **6**, 124-132.
- Sánchez-Sesma, F. J., J. A. Pérez-Ruiz, M. Campillo & F. Luzón (2006). Elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: Canonical inclusion problem. *Geophysical Research Letters*. **33**, L13305
- Sánchez-Sesma, F. J., J.A. Pérez-Ruiz, F. Luzón, M. Campillo & M. Rodríguez-Castellanos (2008). Difuse fields in dynamic elasticity, *Wave Motion*, **45**, 641-654
- Sánchez-Sesma, F. J., M. Campillo (1993). Topographic effects for incident *P*, *SV* and Raileigh waves. *Tectonophysics*. **218**. 113-125.
- Sánchez-Sesma, F. J., M. Campillo. (2006). Retrieval of the Green function from cross-correlation: The canonical elastic problem, *Bull. Seism. Soc. Am.* **96**, 1182-1191
- Sánchez-Sesma, F. J., M. Rodríguez, U. Iturrarán-Viveros, F. Luzón, M. Campillo, L. Margerin, A. García-Jerez, M. Suarez, M. A. Santoyo & A. Rodríguez-Castellanos (2011). A theory for microtremor *H/V* spectral ratio: Application for a layered medium. *Geophys. J. Int* (already accepted)
- Santos-Assunção, S., V. Pérez-Gracia, O. Caselles, J. Clapés & V. Salinas (2014). Assessment of complex masonry structures with non-destructive testing studies. *Remote Sensing* **6**:9, 8220-8237; doi:10.3390/rs6098220
- Santos-Assunção, S., V. Salinas, V. Pérez-Gracia, O. Caselles & R. González-Drigo (2015). GPR backscattering applied to detect paleochannels and infilled streams for seismic nanozonation in Barcelona city. *Journal of applied Geophysics* (late revision)
- Sato, H. & M. Fehler. (1998). Wave propagation and Scattering in the heterogeneous Earth. *Springer-Verlag*, New York.

- Sato, H., (2010). Retrieval of Green's function having coda waves from the cross-correlation function in a scattering medium illuminated by a randomly homogeneous distribution of noise sources on the basis of the first-order Born approximation. *Geophys. J. Int.* **180**, 759-764
- Scherbaum, F., K. G. Hinzen & M. Ohrnberger, (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations, *Geophys. J. Int.*, **152**, 597-612.
- Schnabel, P. B., J. Lysmer & H. B. Seed (1972) SHAKE: A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. UCB/EERC-72/12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, December, 102p.
- Schwab, F. A., & L. Knopoff, (1972) Fast surface wave and free mode computations, in Bolt, B. A., Ed., *Methods in computational physics*. Academic Press, 87–180.
- SESAME (2004): Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. European Commission – Research General Directorate Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME.
- Shapiro, N. M., & M. Campillo (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.* **31**, L07614, doi 10.1029/2004GL019491.
- Shapiro, N. M., S. K. Singh, D. Almora, & M. Ayala, (2001). Evidence of the dominance of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the Valle of Mexico. *Geophys. J. Int.* **147**, 517-523.
- Sibson, R. (1981). A brief description of natural neighbor interpolation (Chapter 2). In V. Barnett. *Interpreting Multivariate Data*. Chichester: John Wiley. pp. 21–36.
- Silveira, S (2012). Variación de las frecuencias propias de vibración del suelo debido a cambios rápidos en la litología. Aplicación a Barcelona (España). Trabajo final de Master. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.
- Sloan, S. D., G. P. Tsoflias, D. W. Steeples, & P. D. Vincent, (2007) High-resolution ultra-shallow subsurface imaging by integrating near-surface seismic reflection and ground-penetrating radar data in the depth domain, *Journal of Applied Geophysics*, **62**, 281–286.
- Snieder R. (2004). Extracting the green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Phys. Rev. E.*, **69**:046610.

- Snieder R., F. J. Sánchez-Sesma & K. Wapenaar. (2009). Field fluctuations, imaging with backscattered waves, a generalized energy theorem, and the optical theorem. *SIAM J. Imaging Sci.*, **2**, no 2, 762-776
- Solé, L. (1963). Ensayo de interpretación del cuaternario barcelonés. *Miscellanea Barcinonensia*. **3**: 7-54.
- Solé, L. (1964). Geología de los alrededores de Barcelona. Guía práctica. Publicaciones de la Dirección General de Enseñanza Media, **379**: 99-105.
- Tada, T., I. Cho & Y. Shinozaki (2006). A two-radius circular array method: Inferring phase velocities of Love waves using microtremor records. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L10303, doi: 10.1029/2006GL025722.
- Tada, T., I. Cho, & Y. Shinozaki (2007). Beyond the SPAC method: exploiting the wealth of circular-array methods for microtremor exploration, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **97**, 2080- 2095.
- Tada, T., I. Cho, & Y. Shinozaki, (2009). New Circular-Array Microtremor Techniques to Infer Love-Wave Phase Velocities, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **99**, 2912-2926.
- Tamura S. (1996). Comparison of Body and Rayleigh Wave Displacements Generated by a Vertical Force on a Layered Elastic Medium, Proc. 11th World Conf. on Earthquake Engineering, paper 1722, CD-ROM.
- Theodulidis, N. P. & P. Y. Bard. (1995). Horizontal and Vertical ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. **14**, 177-197.
- Theodulidis, N. P., P. Y. Bard, R. Archuleta & M. Bouchon. (1996). Horizontal and Vertical ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 306-319.
- Tokimatsu, K., (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. In: Ishihara (Ed.), *Earthquake Geotechnical Engineering*. Balkema, Róterdam, pp. 1333-1368.
- Toksöz, M.N. & R. T. Lacoss, (1968). Microseisms: mode structure and sources. *Science* **159**, 872–873
- Topp, G.C., J.L. Davis & A.P. Annan (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research* **16**, 574-582.

- Trifunac, M. D. (1971). Surface motion of a semicylindrical alluvial valley for incident plane SH waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1755-1770.
- Tsai, N. C., & G. W. Housner (1970) Calculation of Surface Motions of a Layered Half Space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **60**:5, 1625-1651.
- Tuan, T.T., F. Scherbaum, & P.G. Malischewsky, (2011). On the relationship of peaks and troughs of the ellipticity (H/V) of Rayleigh waves and the transmission response of single layer over half-space models. *Geophys. J. Int.*, **184**, 793-800.
- UNDRO (United National Disaster Relief Office) (1979). Natural Disasters and Vulnerability Analysis. *Report of Experts Group Meeting, Geneva, July*.
- UPC, CLABSA, Ajuntament de BARCELONA, (1997) Estudi de les aigües subterrànies del Pla de Barcelona, Informe interno. Sector de Manteniment i Serveis, Barcelona.
- van der Baan M. (2009). The origin of SH-wave resonance frequencies in sedimentary layers. *Geophys. J. Int.*, **178**, 1587-1596. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04245.x.
- van Manen, D.-J., A. Curtis & J.O.A. Robertsson (2006) Interferometric modelling of wave propagation in inhomogeneous elastic media using time-reversal and reciprocity. *Geophysics*, **71**, S147–S160, doi:10.1190/1.221321.
- Varnes, D. J. (1984). Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. *Natural Hazards*. **3**. UNESCO, Paris. 63 pp.
- Vazquez, L. (1861) Proyecto de ensanche de la ciudad de Barcelona y su puerto aprobado por el gobierno de S.M. Arxiu Històric de Barcelona. Barcelona, Spain, map
- Ventayol, A., J. Palau, A. Céspedes, M. Barberá, C. Pascual, R. Roset, I. Fabrellas, J. J. Fernández, J. Marturià, J. Cid, E. Parra, P. Buxó, M. Cabrera, J. Galindo & G. Bley (2000) Mapa geotècnic de Barcelona. Map of Barcelona 1:25000, Ed. Ventayol & Cartographic Institute of Catalonia. Barcelona.
- Vitolla, M. (2013) Evaluación de existencia de capa de alta velocidad mediante inversión conjunta REMI-HV. Aplicación a dos localidades de Barcelona. Trabajo final de Master. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Phys. Rev. Lett.*, **93**, 254301-1-4

- Weaver, R. L. & O. I. Lobkis. (2001). On the emergence of the green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation.
- Weaver, R. L. (1982). On diffuse waves in solid media. *J. Acoust. Soc. Am.*, **71**, 1608-1609
- Xia J., R.D. Miller & C.B. Park (1999) Estimation of near surface shear wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*, **64**, 691–700.
- Yamamoto, M. & H. Sato. (2010). Múltiple scattering and mode conversion revealed by an active seismic experiment at Asama volcano, Japan. *J. Geophys. Res.* **115**, B07304
- Yamanaka H. & H. Ishida (1996) Application of GENETIC algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 436-444.
- Yamanaka, H., M. Takemura, H. Ishida & M. Niwa, (1994). Characteristics of long-period micro-tremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84** (6), 1831–1841.
- Yamashita Architects & Engineers Inc., and Oyo Corporation (1996). Estudios del subsuelo en Valle de Mexico, *Cuadernos de Investigación 34*, México Centro Nacional de Prevención de Desastres.
- Yokoi, T. & S. Margaryan (2008). Consistency of the spatial autocorrelation method with seismic interferometry and its consequence. *Geophys. Prospecting* **56**, 435-451.

Anexos

1 Modelo lineal equivalente

Aunque el comportamiento de un suelo durante un terremoto no es lineal, los métodos lineales se pueden adaptar adecuadamente para predecir de forma aproximada la respuesta real para un cierto sitio. De esta manera se obtienen métodos que son programables computacionalmente de manera sencilla y permiten analizar los cambios producidos en el movimiento del terreno debido al suelo.

Uno de los primeros programas creados con este fin fue el programa SHAKE (Schnabel et al., 1972) y es capaz de calcular la respuesta en un sistema de capas paralelas de suelo sobre un semiespacio de roca, cuando éste es sometido al paso de ondas de corte. Está basado en las soluciones de propagación de ondas de Kanai (1915), Roesset y Whitman (1969), y Tsai y Housner (1970). En 1998 EERA (Equivalent-linear Earthquake site Response Analysis) nace bajo los mismos conceptos que SHAKE. Está programado en lenguaje FORTRAN 90 e integra los archivos de entrada y de salida mediante una hoja de cálculo en EXCEL. Los fundamentos y funcionamiento de este programa pueden ser encontrados en Bardet et al. (2000).

1.1 Relación esfuerzo-deformación unidimensional

A partir del modelo de Kelvin-Voigt (Figura 1.1) se puede representar la relación esfuerzo-deformación del suelo según un modelo lineal equivalente. El esfuerzo de corte τ depende de la deformación de corte γ y de su derivada ($[\dot{\gamma}]$).

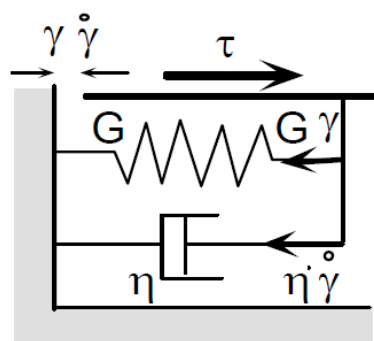


Figura 1.1 Representación esquemática del modelo de Kelvin-Voigt (Bardet et al., 2000).

$$\tau = G\gamma + \eta \dot{\gamma} \quad [1-1]$$

Donde G es el módulo de corte y η la viscosidad del material. La deformación de corte y su derivada temporal se definen como:

$$\gamma = \frac{\partial u(z, t)}{\partial z} \quad [1-2]$$

$$\dot{\gamma} = \frac{\partial \gamma(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial^2 u(z, t)}{\partial z \partial t} \quad [1-3]$$

Donde $u(z, t)$ es el desplazamiento horizontal en una columna de suelo. En el caso de movimientos armónicos, el desplazamiento, la deformación y su derivada temporal son respectivamente:

$$\left. \begin{aligned} u(z, t) &= U(z)e^{i\omega t} \\ \gamma(z, t) &= \frac{dU}{dz} e^{i\omega t} = \Gamma(z)e^{i\omega t} \\ \dot{\gamma}(z, t) &= i\omega\gamma(z, t) \end{aligned} \right\} \quad [1-4]$$

Donde $U(z)$ y $\Gamma(z)$ son las amplitudes del desplazamiento y la deformación de corte, respectivamente. Utilizando las relaciones anteriores, la ecuación constitutiva para movimientos armónicos es:

$$\tau(z, t) = \Lambda(z)e^{i\omega t} = (G + i\omega\eta) \frac{dU}{dz} e^{i\omega t} = G^* \frac{dU}{dz} e^{i\omega t} = G^* \gamma(z, t) \quad [1-5]$$

Donde G^* es el módulo de corte complejo y $\Lambda(z)$ es la amplitud del esfuerzo de corte. La forma compleja del módulo de corte puede expresarse en función del amortiguamiento crítico ξ :

$$\xi = \frac{\omega\eta}{2G} \rightarrow G^* = G + i\omega\eta = G(1 + 2i\xi) \quad [1-6]$$

La energía disipada durante un ciclo de carga completo es igual al área encerrada en el ciclo de histéresis de la curva tensión-deformación y se expresa como:

$$W_d = \oint \tau d\gamma \quad [1-7]$$

En el caso de deformaciones controladas por cargas harmónicas, como por ejemplo el caso $\gamma(t) = \gamma_c \exp(i\omega t)$, podemos escribir:

$$W_d = \int_t^{t+2\pi/\omega} \text{Re}[\tau(t)] \text{Re}\left[\frac{d\gamma}{dt}\right] dt \quad [1-8]$$

En la ecuación anterior, sólo se consideran las partes reales del esfuerzo y la derivada de la deformación (Meirovitch, 1967). Conociendo la expresión para la derivada ([1-4]), las partes reales pueden expresarse como:

$$\begin{aligned} \text{Re}[\tau(t)] &= \gamma_c (G \cos \omega t - \omega\eta \sin 2\omega t) \\ \text{Re}\left[\frac{d\gamma}{dt}\right] &= -\gamma_c \omega \sin(\omega t) \end{aligned} \quad [1-9]$$

Introduciendo estos cambios en la ecuación [1-8], podemos escribir:

$$W_d = \frac{1}{2} \omega \gamma_c \int_t^{t+2\pi/\omega} [-G \sin 2\omega t + \omega\eta(1 - \cos 2\omega t)] dt = \pi \omega \eta \gamma_c \quad [1-10]$$

Para este caso, el máximo de energía de deformación almacenada en el sistema se puede expresar como:

$$W_s = \frac{1}{2} \tau_c^2 \gamma_c^2 = \frac{1}{2} G \gamma_c^2 \quad [1-11]$$

El factor de amortiguamiento crítico ξ puede escribirse en términos de W_s y W_D :

$$\xi = \frac{W_d}{4\pi W_s} \quad [1-12]$$

1.2 La aproximación lineal equivalente

La aproximación lineal equivalente consiste en la modificación del modelo Kelvin-Voigt para tener en cuenta algunos comportamientos no lineales del suelo. En concreto, se aproxima el comportamiento no lineal de la relación esfuerzo-deformación tal y como se muestra en la Figura 1.2. El módulo de corte lineal equivalente se toma igual al módulo de corte secante G_s que depende de la amplitud de la deformación de corte γ_c según:

$$G_s = \frac{\tau_c}{\gamma_c} \quad [1-13]$$

El factor de amortiguamiento equivalente es aquel que produce una pérdida de energía similar a la que produce un factor de amortiguamiento en un ciclo no lineal. Ejemplos de modelo lineal equivalente se pueden encontrar en Kramer (1996).

En los análisis de respuesta de sitio el comportamiento del material se especifica estudiando las variaciones del módulo de corte secante y de la razón de amortiguamiento respecto a la deformación de corte (Figura 1.2). Las curvas $G_s - \gamma$ no pueden tener formas arbitrarias ya que derivan de curvas $\tau - \gamma$. Esto implica que cualquier restricción en las relaciones $\tau - \gamma$ se refleja también en restricciones sobre las relaciones $G_s - \gamma$. Por ejemplo, existe el fenómeno del reblandecimiento en los suelos, es decir, la disminución de la tensión de corte con la deformación. El estudio de este tipo de fenómeno requiere de técnicas numéricas especiales y complicadas, ya que la aplicación de técnicas habituales de respuesta de sitio presenta problemas numéricos tales como que la solución depende fuertemente de la discretización espacial. La exclusión del reblandecimiento implica que:

$$\frac{d\tau}{d\gamma} = G_s(\gamma) + \frac{dG_s}{d\gamma} \gamma \geq 0 \quad [1-14]$$

En el caso de curvas $G_s - \gamma$ específicas con puntos discretos (G_i, γ_i) la ecuación anterior se transforma en:

$$\frac{\Delta G_s}{G_{\max}} \geq - \frac{G_s(\gamma)}{G_{\max}} \frac{\Delta \gamma}{\gamma} \quad [1-15]$$

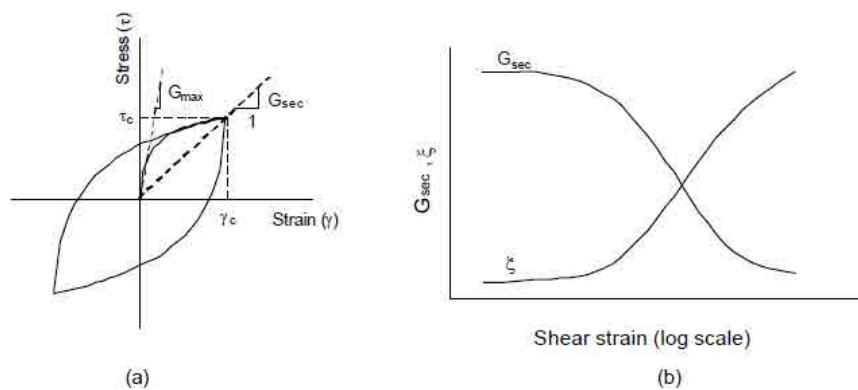


Figura 1.2 Representación del modelo lineal equivalente. a) Ciclo de histéresis b) Variación del módulo de corte secante y del factor de amortiguamiento con la amplitud de la deformación de corte.

(Bardet et al., 2000).

1.3 Análisis unidimensional

El análisis unidimensional lineal equivalente de la respuesta del suelo se representa en la Figura 1.3. El depósito de suelo está formado por N estratos, horizontales, de espesor h_i y con unas propiedades características de cada estrato: densidad, módulo de corte y razón de amortiguamiento. La ecuación unidimensional del movimiento provocado por la propagación de las ondas de cizalla es:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad [1-16]$$

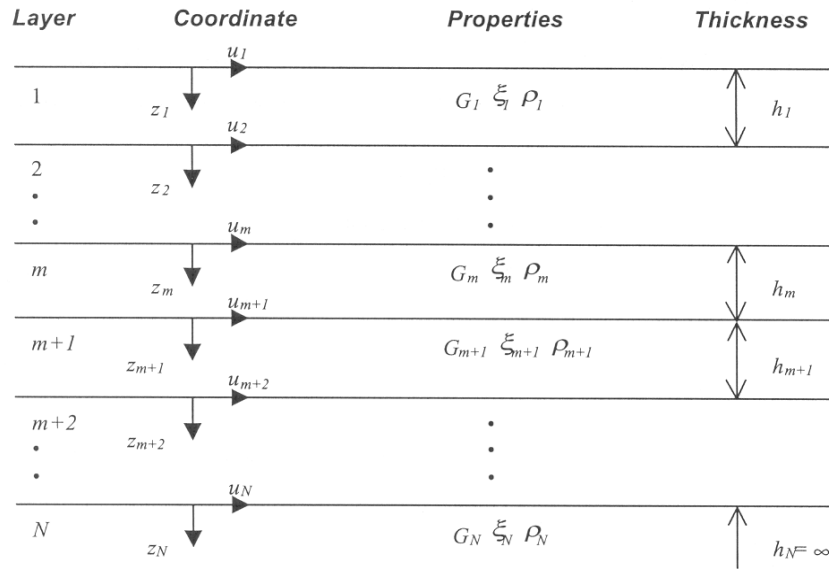


Figura 1.3 Esquema de un sistema de capas planas unidimensional para un depósito de suelo.
(Schnabel et al., 1972).

donde ρ es la densidad de masa en una cierta capa. Asumiendo que cada estrato se comporta como un sólido de Kelvin-Voigt, la ecuación anterior usando las ecuaciones [1-1], [1-2] y [1-3], se puede escribir como:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} \quad [1-17]$$

Para ondas armónicas, el desplazamiento se puede escribir como:

$$u(z, t) = U(z) e^{i\omega t} \quad [1-18]$$

Usando la ecuación anterior [1-18] en la ecuación [1-17], ésta se reescribe como:

$$(G + i\omega\eta) \frac{d^2 U}{dz^2} = \rho\omega^2 U \quad [1-19]$$

que admite la siguiente solución:

$$U(x) = Ee^{ik^*z} + Fe^{-ik^*z} \quad [1-20]$$

donde el número de onda complejo K^* , en función del módulo de corte complejo G^* es:

$$k^* = \frac{\rho\omega^2}{G + i\omega\eta} = \frac{\rho\omega^2}{G^*} \quad [1-21]$$

El módulo de corte complejo G^* , entonces, se puede expresar como:

$$G^* = G + i\omega\eta = G(1 + 2i\xi) \quad [1-22]$$

La ecuación de onda ([1-17]) admite una solución de la forma:

$$u(z, t) = ik^* G^* (Ee^{ik^*z} - Fe^{-ik^*z}) e^{i\omega t} \quad [1-23]$$

Para la superficie ($z = 0$) y el fondo de la capa m -ésima de grosor h_m , los desplazamientos son:

$$u_m(0, t) = u_m = (E_m - F_m) e^{i\omega t} \quad \gamma \quad u_m(h_m, t) = (E_m e^{ik_m^* h_m} - F_m e^{-ik_m^* h_m}) e^{i\omega t} \quad [1-24]$$

Y los esfuerzos de corte:

$$\tau_m(0, t) = ik_m^* G_m^* (E_m - F_m) e^{i\omega t} \quad \gamma \quad \tau_m(h_m, t) = ik_m^* G_m^* (E_m e^{ik_m^* h_m} - F_m e^{-ik_m^* h_m}) e^{i\omega t} \quad [1-25]$$

En la interfaz entre las capas m y $m+1$ los desplazamientos y los esfuerzos de corte deben tener continuidad. Así pues, esto implica que:

$$u_m(h_m, t) = u_{m+1}(0, t) \quad \gamma \quad \tau_m(h_m, t) = \tau_{m+1}(0, t) \quad [1-26]$$

Usando el conjunto de condiciones anteriores, se puede escribir para las amplitudes E_{m+1} , F_{m+1} , E_m y F_m :

$$E_{m+1} = \frac{1}{2} E_m (1 + \alpha_m^*) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} E_m (1 - \alpha_m^*) e^{-ik_m^* h_m} \quad [1-27]$$

$$F_{m+1} = \frac{1}{2} E_m (1 - \alpha_m^*) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} E_m (1 + \alpha_m^*) e^{-ik_m^* h_m} \quad [1-28]$$

donde α_m^* es la forma compleja del cociente de impedancia en la interfaz de dos estratos m y $m+1$:

$$\alpha_m^* = \frac{K_m^* G_m^*}{K_{m+1}^* G_{m+1}^*} = \sqrt{\frac{\rho_m G_m^*}{\rho_{m+1} G_{m+1}^*}} \quad [1-29]$$

El algoritmo recursivo empieza desde la superficie libre en la que no existen esfuerzos cortantes. De manera recurrente, se pueden aplicar las ecuaciones anteriores para todas las capas interiores (de 2 a m). La función de transferencia A_{mn} , que nos relaciona los desplazamientos en la base del sistema de capas con los desplazamientos en la superficie, puede definirse como:

$$A_{mn}(\omega) = \frac{u_m}{u_n} = \frac{E_m + F_m}{E_n + F_n} \quad [1-30]$$

Podemos escribir esta función relacionando las amplitudes con las aceleraciones o las velocidades en la interfaz superior de las capas m y n :

$$A_{mn}(\omega) = \frac{u_m}{u_n} = \frac{\dot{u}_m}{\dot{u}_n} = \frac{\ddot{u}_m}{\ddot{u}_n} = \frac{E_m + F_m}{E_n + F_n} \quad [1-31]$$

La deformación y el esfuerzo de corte a una profundidad z y tiempo t se puede obtener a partir de la ecuación de ondas.

$$\gamma(z,t) = \frac{\partial u}{\partial z} = ik^* (Ee^{ik^*z} - Fe^{-ik^*z}) e^{i\omega t} \quad [1-32]$$

$$\tau(z,t) = G^* \gamma(z,t) \quad [1-33]$$

1.4 Localización y tipo de movimiento

En los análisis de respuesta de sitio es necesario definir la localización y el tipo de movimiento sísmico. Así, se distingue entre los siguientes términos: movimiento en la superficie en ausencia de un depósito de suelo (free surface motion), movimiento en el sustrato rocoso (bedrock motion) y movimiento en un afloramiento de roca (rock outcropping motion)(Figura 1.4).

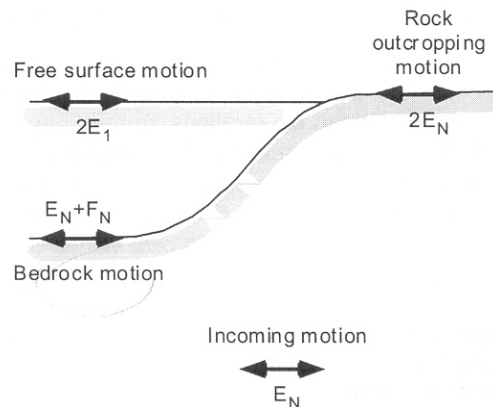


Figura 1.4 Terminología utilizada en análisis de respuesta de sitio (Bardet et al, 2000).

La onda incidente, que se propaga verticalmente hacia arriba, tiene una amplitud E_n . En el sustrato rocoso el desplazamiento tiene amplitud $E_n + F_n$. Como en la superficie libre no existen esfuerzos cortantes, las dos amplitudes deben ser iguales y por lo tanto el desplazamiento en la roca que aflora es $2E_n$. La función de transferencia relacionando los desplazamientos en ambos casos es:

$$A_{mn}(\omega) = \frac{2E_n}{E_n + F_n} \quad [1-34]$$

Y si admitimos que estas amplitudes para la superficie libre del sistema de capas planas son iguales a la unidad, la función de transferencia que nos relaciona el movimiento de la superficie de la capa de suelo con el desplazamiento en la roca que aflora (que son los dos puntos accesibles para la medición):

$$A_{MN}(\omega) = \frac{2E_N}{E_N + F_N} \quad [1-35]$$

1.5 Proceso iterativo

En el modelo lineal equivalente, la hipótesis inicial es la dependencia del módulo de corte y de la razón de amortiguamiento con la deformación de corte. En el algoritmo utilizado por EERA (o SHAKE) los valores del módulo de corte y la razón de amortiguamiento se determinan por medio de iteraciones hasta que el valor obtenido es consistente con el nivel de deformación inducido en cada estrato.

A continuación se muestra este proceso iterativo (Figura 1.5). Se parte de los valores iniciales de módulo de corte y factor de amortiguamiento G_0 y ζ_0 que corresponden a niveles de deformación pequeña. A continuación se calcula la deformación de corte efectiva para cada estrato, según:

$$\gamma_{eff} = R_\gamma \gamma_{max} \quad [1-36]$$

Donde R_γ es un coeficiente que relaciona la deformación de corte efectiva con la deformación de corte máxima y que depende de la magnitud del terremoto. A partir del valor de γ_{eff} se calcula los nuevos valores G_{i+1} y ζ_{i+1} en la siguiente iteración.

Finalmente se repiten los dos pasos anteriores hasta alcanzar convergencia, que normalmente ocurre con cinco iteraciones (Schnabel et al., 1972).

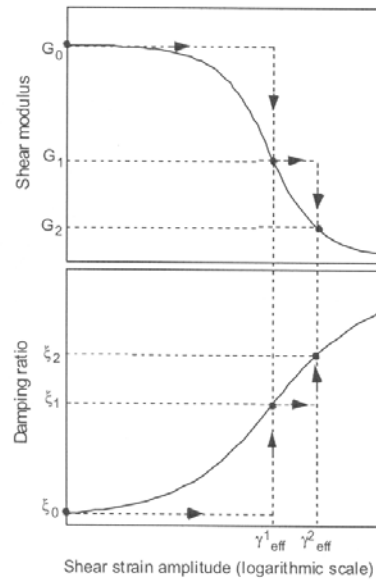


Figura 1.5 Proceso de iteración para el valor del módulo de corte y la razón de amortiguamiento en el análisis equivalente lineal (Bardet et al., 2000).

2 IBEM (Indirect Boundary Element Method)

2.1 Métodos de frontera

Los métodos habituales de dominio, como son las diferencias finitas o los elementos finitos, son muy robustos y cuentan, además, con la capacidad de ser aplicables a regiones heterogéneas de forma arbitraria. En contrapartida, los cálculos a realizar para estudiar una cierta frecuencia dependen de la resolución que se desee en la irregularidad.

Los métodos de frontera permiten incorporar regiones no acotadas, evitando con ello el tratamiento numérico de fronteras ficticias. Entonces el tratamiento numérico se reduce a satisfacer de forma aproximada las condiciones de frontera. Destacan entre estos métodos el de onda discreto, el que usa sistemas completos de soluciones y los métodos de ecuaciones integrales.

2.2 Método indirecto de elementos de frontera (IBEM) en dos dimensiones

El método indirecto de elementos de frontera se basa en la representación de ondas difractadas y refractadas, en términos de fuentes de capa simple en la frontera. A diferencia de otras técnicas similares desarrolladas previamente, como por ejemplo la de Sánchez-Sesma y Esquivel (1979), las fuentes son colocadas en las fronteras del dominio del problema. Así, se consigue evitar la incertidumbre causada por la localización de las fuentes. Mediante este procedimiento, se obtuvo la respuesta en topografías irregulares (Sánchez-Sesma y Campillo, 1991) y la respuesta para el caso de valles aluviales, ante la incidencia de ondas P , S y de Rayleigh (Ramos Martínez y Sánchez-Sesma, 1991).

2.2.1 Representación integral usando fuentes en las fronteras

Se considera un material elástico, ocupando un dominio V y delimitado por una frontera S , donde las fuerzas de volumen se consideran nulas. Entonces, el campo de desplazamiento puede describirse en términos de una integral de frontera de capa simple:

$$u_i(x) = \int_S \phi_j(\xi) G_{ij}(x, \xi) dS_\xi \quad [2-1]$$

donde $u_i(x)$ es la i -ésima componente del desplazamiento en el punto x ; $G_{ij}(x, \xi)$ es la función de Green: desplazamiento en el punto x , en la dirección i debido a una fuerza unitaria en la dirección j aplicada en el punto ξ . $\phi_j(\xi)$ es una densidad de fuerza aplicada en la dirección j . Por lo tanto, el producto $\phi_j(\xi)dS$ será una distribución de fuerzas sobre la frontera. Esta integral de capa simple puede ser obtenida a partir de la identidad de Somigliana (p.e. Sánchez-Sesma y Campillo, 1991) que se formula más adelante.

La representación integral de la expresión anterior nos permite el cálculo de las tracciones y los esfuerzos, aplicando la ley de Hooke. En las singularidades de la frontera ($x = \xi$), sin embargo, este hecho no es aplicable y se consideran condiciones de equilibrio alrededor de una vecindad de la frontera S para escribir:

$$t_i(x) = c\phi_i(x) + \int_S \phi_j(\xi) T_{ij}(x, \xi) dS_\xi \quad [2-2]$$

donde t_i es la i -ésima componente de la tracción en la frontera, $c = 0.5$ si x se aproxima a S por dentro de la región y -0.5 si se aproxima por fuera. $T_{ij}(x, \xi)$ es la función de tracción de Green, análoga a la función de Green, donde la tracción en la dirección i en el punto x , sobre la frontera con normal $n(x)$ debida a la aplicación de una fuerza unitaria en la dirección j sobre el punto ξ . Para los casos en que $x \in S$ se considera el vector normal apuntando hacia fuera. Para los casos en que $x \notin S$, el primer término se anula (Kupradze, 1963).

2.2.2 Representación integral del Teorema de Somigliana

Se considera un cuerpo B elástico lineal, homogéneo e isótropo que ocupa una región regular V con frontera S , que puede ser acotada o no acotada. Si el cuerpo está sometido a fuerzas armónicas entonces el campo de desplazamiento es:

$$cu_m(\xi) = \int_S [t_i(x)G_{im}(x, \xi; w) - T_{im}(x, \xi; w)u_i(x)] dS_j + \int_V [f_i(x)G_{im}(x, \xi; w)] dV_j \quad [2-3]$$

El cuerpo B se encuentra sometido a fuerzas armónicas que serán de la forma $\ddot{u} = -\omega^2 u_i$. Sustituyendo la aceleración en la ecuación de dinámica general de la elasticidad, la ecuación del movimiento será:

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \Rightarrow \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i + \rho \omega^2 u_i = 0 \quad [2-4]$$

Y reemplazando la ley de Hooke se obtiene que:

$$C_{ijkl} \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_j \partial x_l} + \rho \omega^2 u_i = -f_i \quad [2-5]$$

Si se define a continuación el desplazamiento como $u_i(x) = G_{im}(x, \xi) e_m$ y la fuerza unitaria f_i como $f_i = \delta(x - \xi) \delta_{im} e_m$, observamos que ambas están dirigidas en la dirección e_m . Sustituyendo u_i y f_i en la ecuación [2-5] se obtiene que:

$$C_{ijkl} \frac{\partial^2 G_{km}}{\partial x_j \partial x_l} + \rho \omega^2 G_{km} = -(x - \xi) \delta_{im} \quad [2-6]$$

Multiplicando [2-5] por G_{im} y restándole [2-6] multiplicada por u_i , se obtiene:

$$C_{ijkl} \left[\frac{\partial^2 u_k}{\partial x_j \partial x_l} G_{im} - \frac{\partial^2 G_{km}}{\partial x_j \partial x_l} u_i \right] = -f_i G_{im} + (x - \xi) \delta_{im} u_m \quad [2-7]$$

Factorizando el operador $\partial/\partial x_j$ de la izquierda de la ecuación [2-7], se puede identificar de nuevo la ley de Hooke. Si se aplica la integración sobre el volumen del cuerpo:

$$\int_V \frac{\partial}{\partial x_j} [\sigma_{ij} G_{im} - \sigma_{ijm} u_i] dV = - \int_V f_i G_{im} dV + u_m(\xi) \quad [2-8]$$

Se aplica ahora el teorema de la divergencia al lado izquierdo de la ecuación [2-8]. Despejando los desplazamientos del punto ξ , se identifica las tracciones dentro de las integrales, llegando a:

$$cu(\xi) = \int_S [t_i(x) G_{im}(x, \xi) - T_{im}(x, \xi) u_i(x)] dS_x + \int_V f_i(x') G_{im}(x', \xi) dV_{x'} \quad [2-9]$$

donde $x = x'$ si $x \in V$. El coeficiente c es una constante de integración que tiene los siguientes valores:

$$c = \begin{cases} 1 & \text{si } \xi \in V \\ 0.5 & \text{si } \xi \in S \\ 0 & \text{si } \xi \notin V \end{cases} \quad [2-10]$$

En un espacio infinito, elástico e isótropo, las funciones de Green con dependencia armónica en el tiempo $\exp(i\omega t)$ pueden ser expresadas de la siguiente forma compacta:

$$G_{22} = \left(\frac{1}{i4\rho} \right) \frac{H_0^{(2)}(kr)}{\beta^2} \quad [2-11]$$

$$G_{ij} = \left(\frac{1}{i8\rho} \right) [\delta_{ij} A - (2\gamma_i \gamma_j - \delta_{ij}) B] ; i, j = 1, 3 \quad [2-12]$$

donde,

$$A = \frac{H_0^{(2)}(qr)}{\alpha^2} + \frac{H_0^{(2)}(kr)}{\beta^2} \quad [2-13]$$

$$B = \frac{H_0^{(2)}(qr)}{\alpha^2} - \frac{H_0^{(2)}(kr)}{\beta^2} \quad [2-14]$$

y ρ es la densidad, $H_n^{(2)}(\cdot)$ son las funciones de Hankel de segunda especie y orden n , $k = \omega / \beta$ es el número de onda para las ondas de corte, $q = \omega / \alpha$ es el número de onda para las ondas de presión, $\rho\beta^2 = \mu$, $\rho\alpha^2 = \lambda + 2\mu$ siendo λ y μ las constantes de Lamé, δ_{ij} la delta de Kronecker, $\gamma_j = (x_j - \xi_j)/r$ y, por último, $r^2 = \sum_{i=1,3} (x_i - \xi_i)^2$. Las tracciones de Green relacionadas se pueden escribir como:

$$T_{22} = \left(\frac{i}{4r} \right) D(kr) \gamma_k n_k \quad [2-15]$$

$$T_{ij} = \left(\frac{i\mu}{2\rho r} \right) \left[\gamma_j n_i F_1 + (\gamma_i n_j + \gamma_k n_k \delta_{ij}) F_2 + \gamma_i \gamma_j \gamma_k n_k F_3 \right] \quad [2-16]$$

donde $D(p) = p H_1^{(2)}(p)$ y n_k es el vector unitario normal, y:

$$\begin{aligned} F_1 &= \frac{B + \lambda D(qr)}{2\mu\alpha^2} \\ F_2 &= \frac{B + D(kr)}{2\beta^2} \\ F_3 &= C - 4B, \text{ donde } C = \frac{D(qr)}{2\alpha^2} - \frac{D(kr)}{2\beta^2} \end{aligned} \quad [2-17]$$

En las expresiones anteriores, se usa el convenio de Einstein para la suma de los subíndices. Al ser el problema bidimensional, ésta se restringe a los índices 1 y 3. A partir de ahora, vamos a considerar los ejes x_1, x_2, x_3 como x, y, z y análogamente, los desplazamientos u_1, u_2, u_3 como u, v, w . Los términos G_{22} y T_{22} corresponden a una fuerza lineal unitaria SH en la dirección antiplana mientras que los componentes G_{ij} y T_{ij} se corresponden, cuando i y j son 1 o 3, con la fuerza lineal unitaria contenida en el plano con dirección j . Los términos cruzados G_{2j}, G_{j2}, T_{2j} y T_{j2} son nulos si i y j son 1 o 3.

Puede verse de las ecuaciones [2-12] y [2-16] como son las singularidades en el punto de aplicación de una fuerza lineal. La singularidad de los desplazamientos es logarítmica y podemos deducirlo del comportamiento de las funciones de Hankel para argumentos pequeños (Abra-

mowitz y Stegun, 1972). Por lo que a las tracciones respecta, la singularidad es explícitamente del tipo $1/r$ porque para argumentos igual a 0, se tiene que $D=2i/\pi$, $C=2B=2i(\alpha^{-2}-\beta^{-2})/\pi$. En particular, si la frecuencia tiende a 0 las ecuaciones de las tensiones nos conducen a sus partes estáticas. Estas propiedades van a ser útiles junto con los esquemas de discretización.

2.3 Difracción de ondas elásticas por un depósito de suelo blando

Se considera una inclusión elástica R, en este caso un valle, que yace sobre un semiespacio elástico E (Figura 2.1). El sistema está sujeto a la incidencia de ondas elásticas. Las fronteras con la superficie de las regiones E y R son $\partial_1 E$ y $\partial_1 R$, respectivamente. La interficie entre las dos regiones cumple $\partial_1 E = \partial_1 R$.

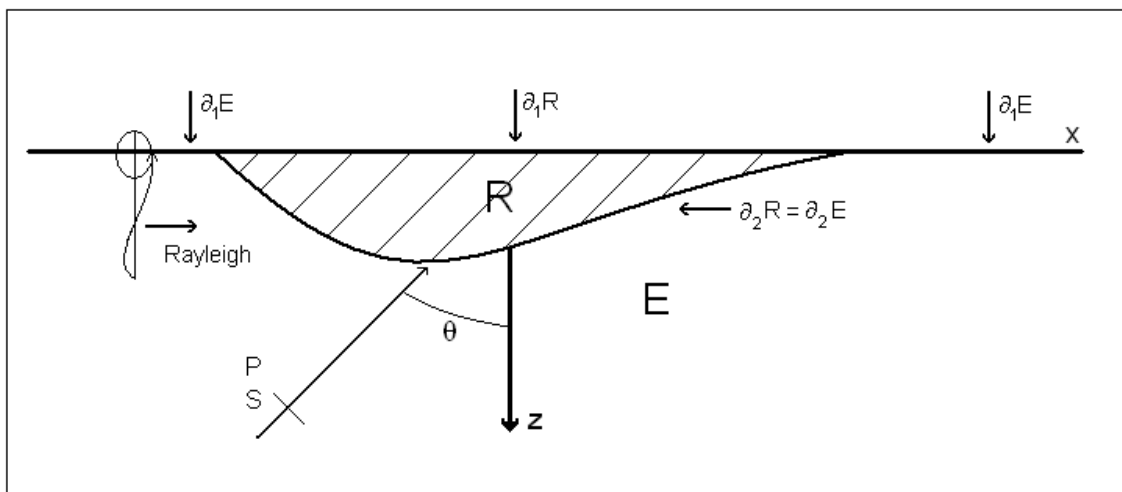


Figura 2.1 Inclusión elástica (Valle) que yace sobre un semiespacio elástico, ante una excitación sísmica de ondas elásticas P, S y Rayleigh.

El movimiento del terreno en esta configuración irregular vendrá dado por las interferencias constructivas y destructivas de las contribuciones del campo de ondas incidentes, el campo de ondas reflejado, el campo de ondas refractado y el campo de ondas difractado.

Se puede considerar el desplazamiento total generado en el semiespacio elástico como la superposición del campo difractado con la solución del campo libre:

$$u_i^E = u_i^{(0)} + u_i^{(d)} \quad [2-18]$$

Siendo el término (0) el campo en ausencia de la irregularidad R . Por otro lado podemos escribir el desplazamiento causado por la difracción como:

$$u_i^{(d)}(x) = \int_{\partial E} \phi_j^E(\xi) G_{ij}^E(x, \xi) dS_\xi \quad [2-19]$$

Mientras que el campo refractado en la inclusión R se escribe como:

$$u_i^{(r)}(x) = \int_{\partial R} \phi_j^R(\xi) G_{ij}^R(x, \xi) dS_\xi \quad [2-20]$$

Las condiciones de contorno de tracciones libres en la superficie libre:

$$t_i^{(0)} + t_i^{(d)} = 0 \quad \text{sobre } \partial_1 E \quad [2-21]$$

$$t_i^{(r)} = 0 \quad \text{sobre } \partial_1 R \quad [2-22]$$

Utilizando ahora la ecuación [2-2] estas condiciones pueden ser expresadas como:

$$0.5 \cdot \phi_i^E(x) + \int_{\partial E} \phi_j^E(\xi) T_{ij}^E(x, \xi) dS_\xi = 0 \quad [2-23]$$

$$-0.5 \cdot \phi_i^R(x) + \int_{\partial R} \phi_j^R(\xi) T_{ij}^R(x, \xi) dS_\xi = 0 \quad [2-24]$$

En la interficie de separación de las dos regiones se tiene continuidad de desplazamientos y tracciones, lo cual implica:

$$u_i^{(0)} + u_i^{(d)} = u_i^{(r)} \quad [2-25]$$

$$t_i^{(0)} + t_i^{(d)} = t_i^{(r)} \quad [2-26]$$

Y estas condiciones pueden reescribirse mediante las ecuaciones [2-1] y [2-2] para t_i y u_i como:

$$\int_{\partial E} \phi_j^E(\xi) G_{ij}^E(x, \xi) dS_\xi - \int_{\partial R} \phi_j^R(\xi) G_{ij}^R(x, \xi) dS_\xi = -u_i^{(0)} \quad [2-27]$$

$$0.5 \cdot [\phi_i^E(x) + \phi_i^R(x)] + \int_{\partial R} \phi_j^R(\xi) T_{ij}^R(x, \xi) dS_\xi - \int_{\partial E} \phi_j^E(\xi) T_{ij}^E(x, \xi) dS_\xi = -t_i^{(0)} \quad [2-28]$$

Podemos crear un sistema de ecuaciones integrales con fuentes en la frontera a partir de las ecuaciones [2-21], [2-22] y [2-26]. Estas ecuaciones son discretizadas en un segmento limitado de la frontera libre $\partial_1 E$, además de la región $\partial_2 E$ y $\partial_1 R$.

2.3.1 Discretización

Debe utilizarse el espacio discreto para tratar las ecuaciones integrales que conforman el sistema de ecuaciones a resolver. Suponemos que las densidades de fuerza son constantes sobre cada uno de los segmentos de frontera con igual longitud ΔS a lo largo de cada tipo de frontera. Vamos a llamar M , L , y K respectivamente al número de segmentos a lo largo de la parte discretizada de la superficie plana de uno de los dos lados, de la interficie irregular y de la superficie libre de la región R (Figura 2.2). El número total de ecuaciones e incógnitas del sistema será el mismo: $4M+4L+2K$.

Se presentan ahora las versiones discretizadas de las ecuaciones [2-1] y [2-2].

$$u_i(x) = \sum_{l=1}^N \phi_j(\xi_l) g_{ij}(x, \xi_l) \quad [2-29]$$

donde

$$g_{ij}(x, \xi_l) = \int_{\xi_l - \Delta S/2}^{\xi_l + \Delta S/2} G_{ij}(x, \xi) dS_\xi \quad [2-30]$$

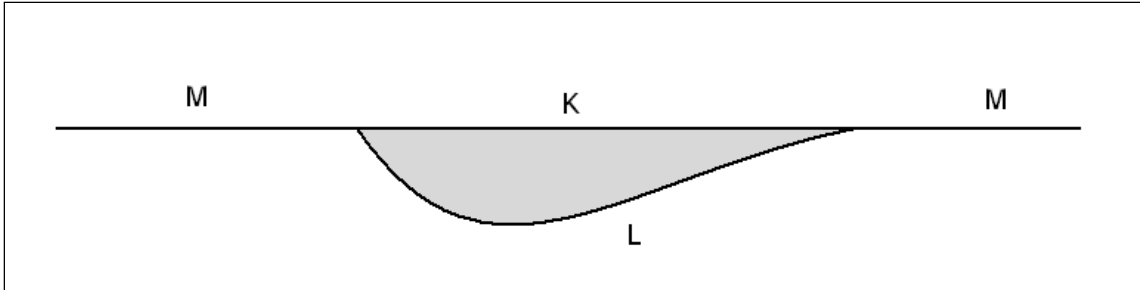


Figura 2.2 Esquema de distribución de elementos de igual longitud para las diferentes fronteras.

y

$$t_i(x) = \sum_{l=1}^N \phi_j(\xi_l) t_{ij}(x, \xi_l) \quad [2-31]$$

donde

$$t_{ij}(x, \xi_l) = c \delta_{ij} \delta_{nl} + \int_{\xi_l - \Delta S/2}^{\xi_l + \Delta S/2} T_{ij}(x, \xi) dS_\xi \quad [2-32]$$

Se calculan las integrales de la ecuación [2-30] numéricamente mediante integración gaussiana. Cuando x pertenece a la vecindad de ξ_l se calcula el valor en el punto medio del segmento, para el cual se obtuvieron expresiones analíticas a partir de series ascendentes de funciones de Bessel (Abramowitz y Stegun, 1972).

Las integrales en la ecuación [2-32] también son calculadas numéricamente usando la integración gaussiana excepto cuando $x_n = \xi_l$. En este caso, se tiene:

$$t_{ij}(x_n, \xi_x) = c\delta_{ij} \quad [2-33]$$

debido a que la única contribución a la integral en la ecuación [2-32] para $n=1$ proviene del término libre. La contribución del tensor de tracciones de Green es nula porque el segmento de discretización es recto y ξ_1 es el punto medio. Se puede demostrar que es una función impar singular sobre el segmento, con lo cual su valor principal de Cauchy es 0. En la ecuación [2-29] el valor de la componente de tracción t_{ij} se puede interpretar como un medio de la fuerza lineal unitaria. Esto significa que la fuerza es distribuida simétricamente por dos semiespacios cualesquiera conteniendo la línea de aplicación de la carga, independientemente de su dirección. Esto es válido también para la función de Green estática.

Una vez son conocidos los valores del campo de fuerza $\langle \phi \rangle$, el campo difractado y refractado son calculados utilizando una discretización apropiada de las ecuaciones [2-19] y [2-20].

2.3.2 Aplicación a un valle de sección circular

Se muestra un ejemplo de resolución para un valle de sección circular de radio $r = a$, donde a se considera la longitud característica del problema y todos los demás parámetros se formulan en función de esta. Este parámetro a se toma 1 por comodidad, pero sin pérdida de generalidad. Se define la frecuencia normalizada adimensional, dependiente de a , de la frecuencia y del valor de β_E (velocidad de las ondas de corte en el semiespacio), como:

$$\eta = \frac{\omega a}{\pi \beta_E} \quad [2-34]$$

Además, se toma como unitaria la velocidad de las ondas S y la densidad ρ características para el semiespacio. Las correspondientes a la región que corresponde al valle se escriben en función de éstas y, por tanto, se trabaja siempre con las propiedades de los cocientes de velocidad y densidad. Las velocidades de las ondas de presión y corte se relacionan mediante el coeficiente de Poisson para la región interna y externa. En la Tabla 2.1 se definen los valores necesarios para el cálculo.

Tabla 2.1

Valores tomados para los parámetros de entrada

<i>Parámetro</i>	<i>Valor</i>	<i>Parámetro</i>	<i>Valor</i>
$v_E = v_R$	0.333	ρ_R / ρ_E	0.666
$Q_{E,R}^{P,S}$	1000	β_R / β_E	0.5
N	64	ΔT	16

Se observan 81 estaciones a lo largo de la superficie entre $-2a$ y $2a$ (paso $0.02a$) y se estudian los resultados para una cierta incidencia de onda plana. Se obtienen dos resultados desacoplados: el caso escalar SH y el caso vectorial P - SV -Rayleigh. Para el caso escalar se obtiene, en cada estación, un valor de amplificación en función de la frecuencia normalizada en la componente perpendicular al semiespacio (componente w). Para el caso vectorial se observa la amplificación en las dos componentes del plano 2D (u, v) para las distintas fases implicadas (P, SV y Rayleigh). En total se observan 7 funciones de amplificación para cada estación.

A modo de ejemplo se muestran estos resultados para dos incidencias: 0 grados o incidencia vertical (Figura 2.3) y 60 grados (Figura 2.4).

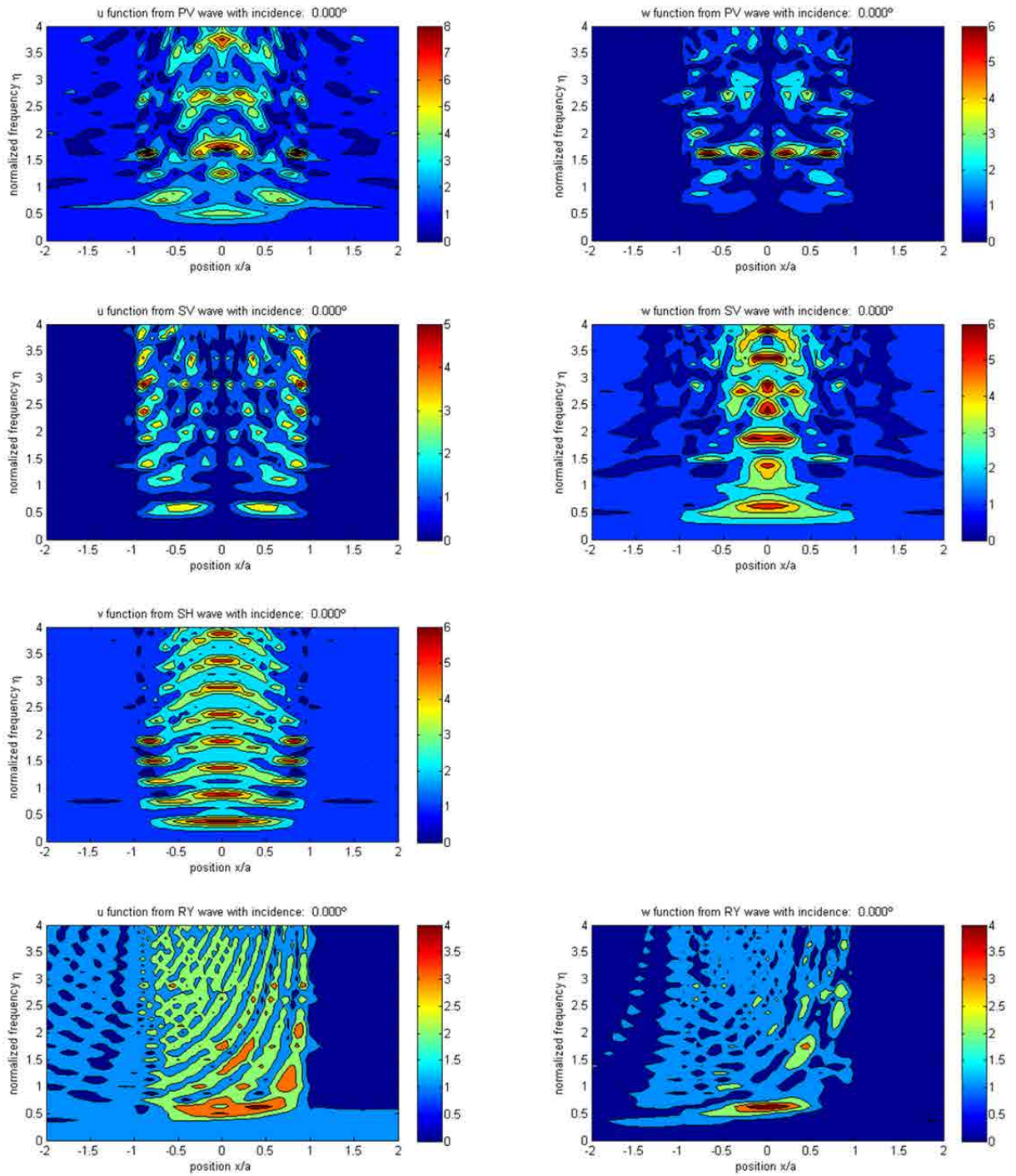


Figura 2.3 Resultados para la incidencia vertical para las distintas fases y componentes.

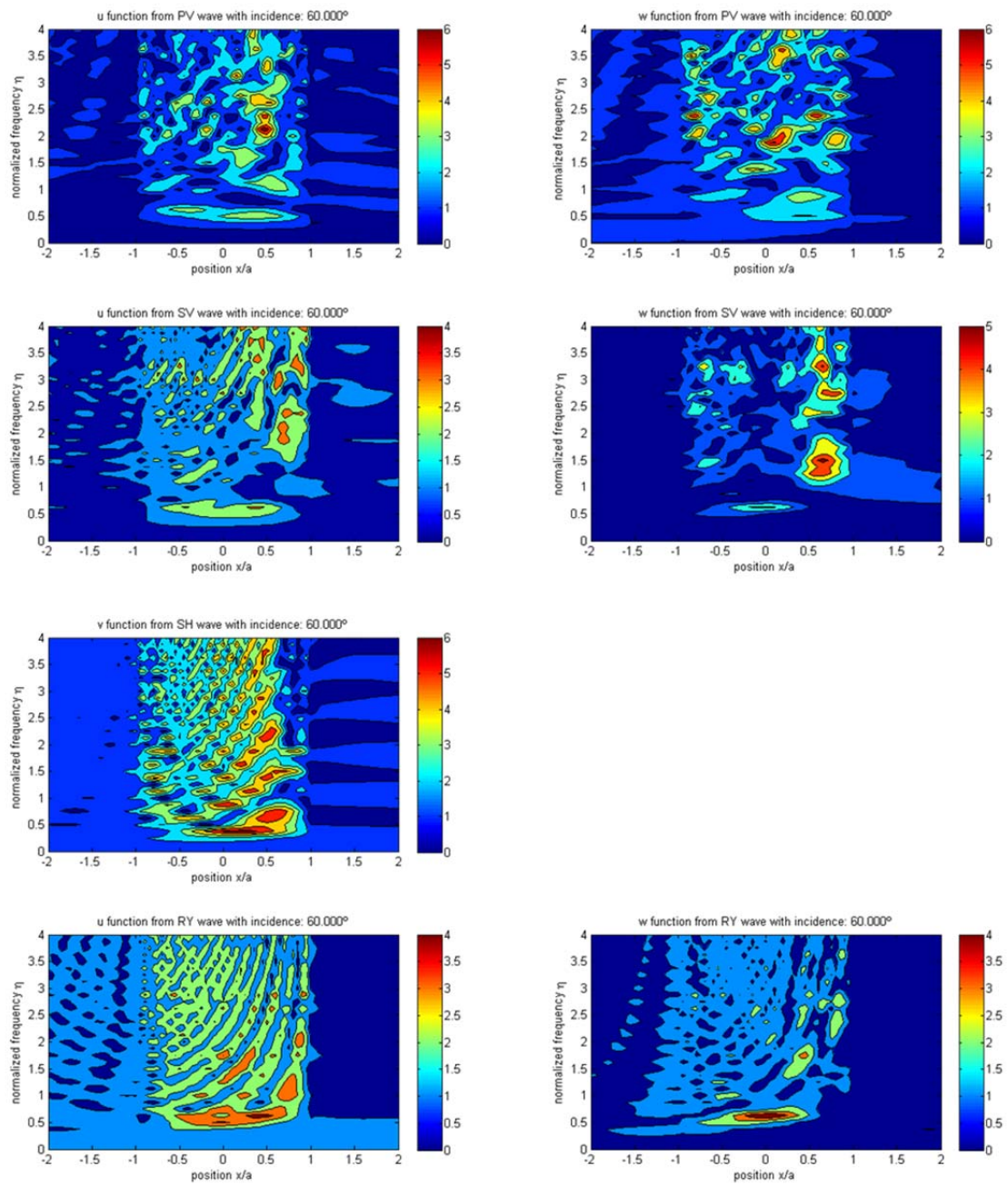


Figura 2.4 Resultados para la incidencia de 60 grados para las distintas fases y componentes.

3 Sobre el análisis HVSR de la vibración ambiental

En este Anexo se muestra todo lo referente a la adquisición de vibración ambiental de una sola estación y de su posterior análisis para hallar las curvas HVSR.

3.1.1 Equipo de adquisición y campañas de medida

Todas las medidas registradas de estación única, fueron tomadas mediante un sismógrafo triaxial Tromino de la casa Micromed (Figura 3.1) a frecuencia de muestreo de 128 Hz (como mínimo). Las principales propiedades técnicas del mismo se pueden observar en el manual o en el folleto de información².



Figura 3.1 Equipo de Adquisición. Sismógrafo portátil Tromino.

Este aparato posee un Software propio denominado Grilla. Éste es interactivo, compatible con Windows 98, 2000 NT y XP, y permite almacenar, manejar, analizar y acceder a los datos registrados por el TROMINO. Proporciona la opción de convertir y analizar los datos adquiridos en formato ASCII y otros formatos.

² http://www.tromino.it/italiano/Download/TROMINO_ENG_3.01_C10.pdf

Se utilizaron en el contexto del presente trabajo unas 500 medidas de estación única para el cálculo HVSR. La adquisición se realiza en la medida de lo posible siguiendo el manual de campo presentado en los apéndices de SESAME (2004).

A la hora de evaluar los resultados se tienen en cuenta los indicadores de calidad habituales introducidos en el apartado 4.4. Habitualmente, los manuales anteriores exigen que se disponga de medidas de alta calidad, y en suficiente cantidad para cada zona para obtener valores estadísticamente significativos, y así generar una mayor representatividad zonal durante un proceso de microzonación. En nuestro caso, el estudio pretende identificar diferencias laterales rápidas (una veintena de metros) y por lo tanto se requieren redes intensivas. Por ello, no siempre es posible asumir las restricciones anteriores y se deben considerar medidas que no siempre cumplen los mínimos de exigencia.

Algunas medidas fueron incorporadas de trabajos paralelos (González, 2010; Silveira, 2012; Vitolla, 2014) y por lo tanto no todas las medidas fueron adquiridas por el autor en las condiciones indicadas anteriormente. No obstante, estas medidas ajenas (aproximadamente un 15%) fueron reprocesadas según el protocolo presentado en el apartado posterior con el fin de homogeneizar los datos.

3.1.2 Procesado de datos

Los datos obtenidos son recuperados en tres archivos ASCII (uno por componente) mediante el Software Grilla de Micromed, creado especialmente para operar con Tromino. Aunque este software incorpora un módulo que permite el cálculo directo de HVSR, a partir de aquí, el procesado se realiza con un conjunto de programas propios basados en lenguaje Matlab que siguen el diagrama de flujo mostrado en la Figura 3.2. De este modo, se responde a la necesidad de un análisis profundo y controlado de los pasos y parámetros implicados en el análisis.

En primer lugar, se elige un tiempo de ventana de 16, 32 o 64 segundos, siguiendo los criterios de SESAME y dependiendo del pico esperado y de la resolución deseada. Las condiciones altamente ruidosas del contexto urbano provocan que en algunos casos concretos no sea posible encontrar ventanas estables de 64 o 32 segundos y tenga que reducir la longitud de la ventana. Este hecho introduce una pérdida de resolución, que no puede compensarse alargando el tiempo total de medida, ya que la resolución depende sólo del tiempo de la ventana usada. En algunas ocasiones (p. e. medidas M11.1 a M11.4) se ha repetido la adquisición de

noche, en condiciones de mayor calma, aunque a veces ni así es posible encontrar intervalos de 64 o 32 segundos libres de ruidos transitorios o espurios.

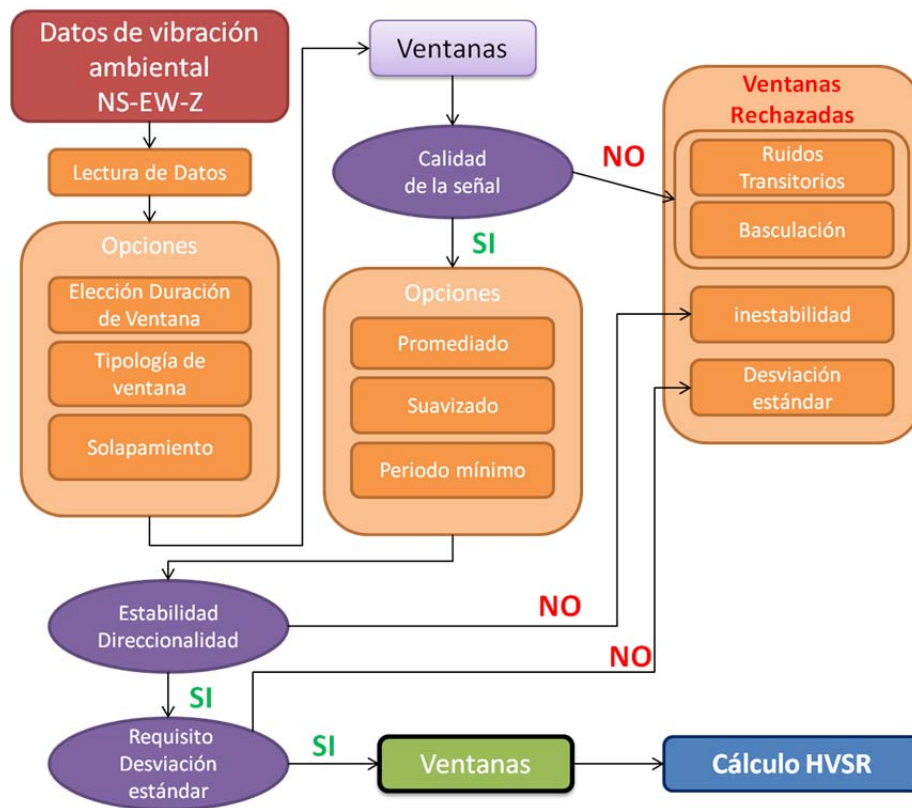


Figura 3.2 Diagrama de flujo del procesado de los datos de vibración ambiental.

En todas las medidas de este trabajo se ha utilizado una ventana triangular o de Parzen, con un solapamiento del 50%. Esta ventana muestra buenos resultados evitando el leakage (los efectos de borde debidos a la serie finita) mientras que el solapamiento permite dar un peso similar a cada parte de la serie temporal (Caselles et al, 2010).

Se aplican distintos controles de la calidad a las ventanas. El primero de ellos se realiza en el espacio temporal mediante inspección visual. En la Figura 3.3 se muestran ejemplos de una ventana considerada válida y dos ventanas eliminadas por mostrar efectos de energía espuria y de basculación.

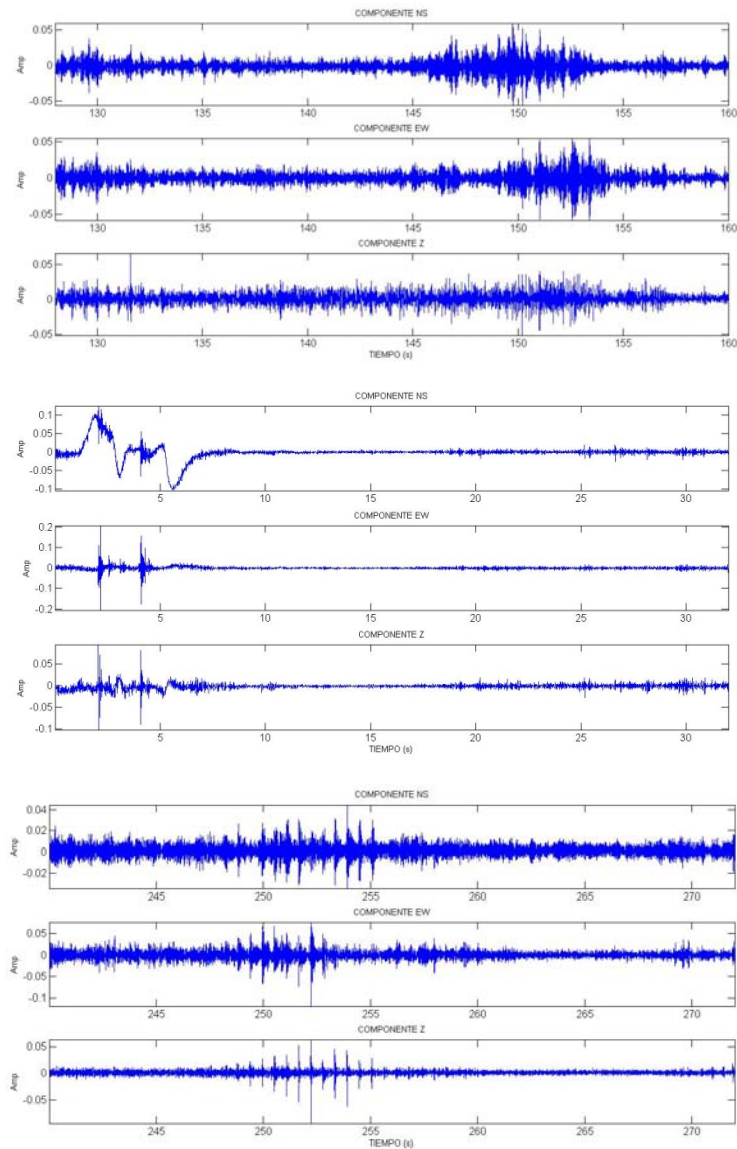


Figura 3.3 Ejemplo de ventanas en tres componentes. Arriba: Ventana válida. Centro: Ventana con ruido espurio y basculación. Abajo: Ruido transitorio de frecuencia marcada.

Se aplica ahora la transformada de Fourier para encontrar los espectros de potencia de las distintas ventanas en las 3 componentes. Para ello se realiza un promediado logarítmico ponderando inversamente la energía de cada ventana en sus tres componentes para que su contribución al cálculo total sea la misma (Caselles et al., 2010).

Se realiza también un suavizado en banda de frecuencia y se calcula el cociente HV parcial para cada una de las ventanas. Se obtienen así el esquema de estabilidad, sobre el que se desecharán las ventanas que presenten inestabilidad (Figura 3.4).

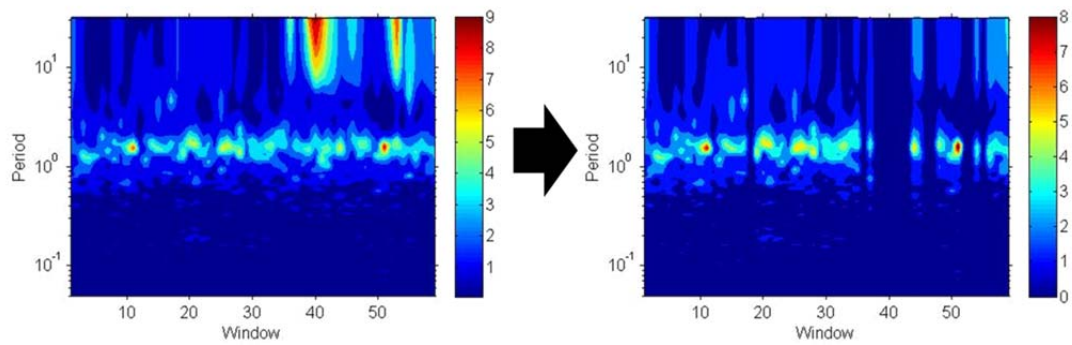


Figura 3.4 Estabilidad de ventanas: Amplitud respecto al período para cada una de las ventanas. Las ventanas inestables son eliminadas del cómputo.

Existen medidas que presentan poca estabilidad porque ningún período predomina claramente y la amplificación se reparte en una banda ancha (p.e. estabilidad de la medida DI9.5; ver Figura 3.5). En estos casos las ventanas deben ser tratadas con mayor tolerancia, pues no está claro que la inestabilidad en este caso sea asociada únicamente a ruido espurio. Ciñéndose a las especificaciones recomendadas por SESAME estos sitios deberían ser considerados de amplificación nula o roca, por no superar en ninguna frecuencia un valor 2 de amplificación. Esta afirmación se discute más adelante.

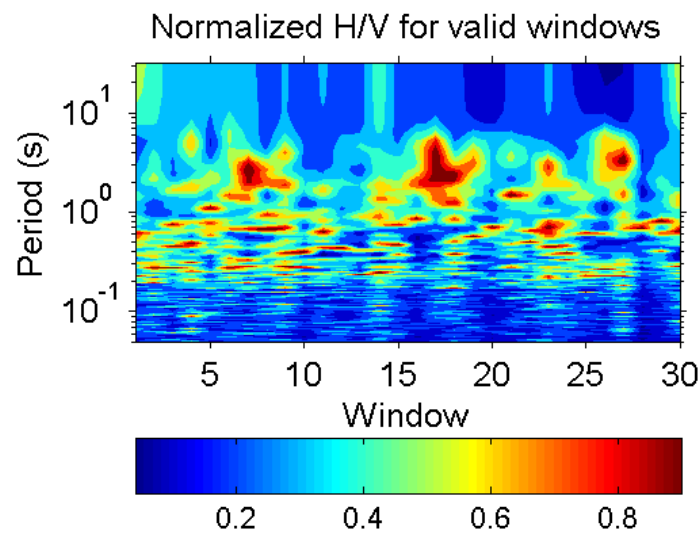


Figura 3.5 Estabilidad de ventanas para la medida DI9.5 normalizadas respecto al máximo (considerado amplitud unidad).

A partir de las ventanas válidas se calcula la curva HVSR. Generalmente, las medidas experimentales utilizadas en este trabajo han sido tratadas según una definición parecida a la introducida en SESAME, considerando una ponderación inversa de la energía (Caselles et al., 2010). Para cada ventana, se ha considerado la componente horizontal promedio como la suma aritmética de ambas componentes horizontales:

$$\hat{H} = \frac{\sqrt{H_1^2 + H_2^2}}{2} \quad [3-1]$$

Las componentes horizontales, originalmente NS y EW, se rotan para que coincidan con las direcciones de los perfiles utilizados y su perpendicular. Entonces HVSR:

$$\begin{aligned} HVSR &= 10^\Omega \\ \Omega &= \frac{\sum_i^{nwin} \log_{10}(HVSR_i)P_i}{n} \\ HVSR_i &= \hat{H}_i / V_i \end{aligned} \quad [3-2]$$

donde P_i es el peso asociado a la energía de la ventana. Se considera la desviación estándar tal y como se define en SESAME (2004):

$$\sigma_{\overline{H/V}} = 10^{\sigma_{H/V}} \quad [3-3]$$

donde,

$$\begin{aligned} \sigma_{H/V} &= \sqrt{\frac{\sum \log_{10}^2(H/V) - n \log_{10}^2(H/V)_{av}}{(n-1)}} \\ \overline{H/V} &= 10^{(H/V)_{av}} \end{aligned} \quad [3-4]$$

Se eliminan generalmente aquellas ventanas que sobrepasen por 3 veces la desviación estándar. Si aparece un pico muy claro, este criterio puede aumentar la exigencia eliminando aquellas ventanas que superen por 2 ó 1 vez la desviación estándar. Estos filtros para las ventanas permiten reducir sensiblemente la desviación estándar, corregir sensiblemente el período pre-

dominante y su amplitud y reducir la tendencia al alza de la curva HVSR para alto período (Figura 3.6).

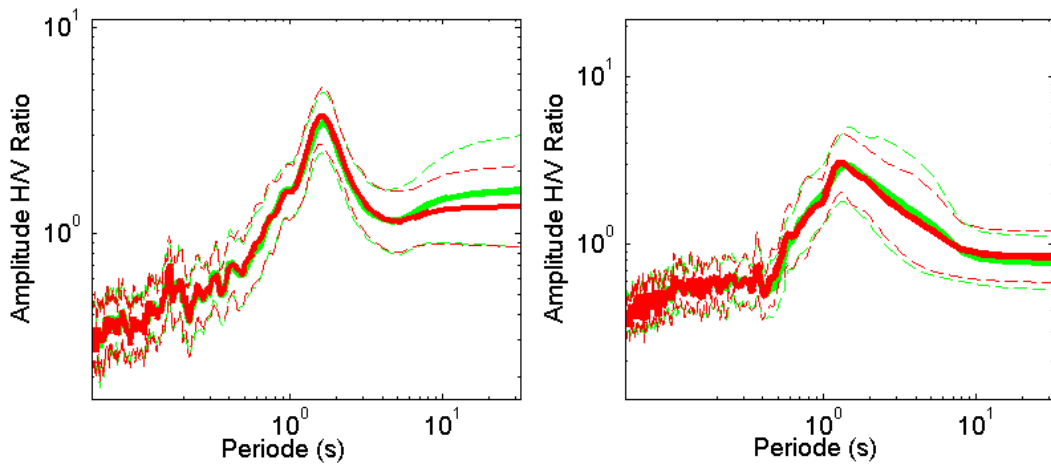


Figura 3.6 Comparación de HVSR (línea continua) y su desviación (línea discontinua) eliminando las ventanas (rojo) y sin eliminar (verde) para las medidas M1.4 (izquierda) y M6.7 (derecha).

Además de la definición mostrada anteriormente, se han realizado pruebas con otras definiciones de HVSR, variando la relación entre las componentes horizontales para calcular el promedio horizontal, cambiando el promediado o la manera en que influye el peso. Sin embargo, se ha utilizado también una nueva definición alternativa para el cálculo de HVSR, por ejemplo en el capítulo donde se presenta la teoría de los campos difusos. En este caso se realiza el promedio de las componentes en vez del promedio de las ventanas y se calcula HVSR a partir del cociente de las autocorrelaciones de cada componente (relacionados con los DED's presentados en el capítulo 6) con un factor raíz de dos. Conviene recordar que en este procedimiento cada componente viene normalizada según la energía total de la ventana (energía total unidad). El cociente espectral HVSR según esta definición se calcula como:

$$HVSR = \sqrt{\frac{\langle |H_1|^2 \rangle + \langle |H_2|^2 \rangle}{2 \langle |V|^2 \rangle}} \quad [3-5]$$

Ambas presentan resultados muy similares pese a sus diferencias de fundamento si se considera el factor 2 incluido dentro de la raíz (Figura 3.7).

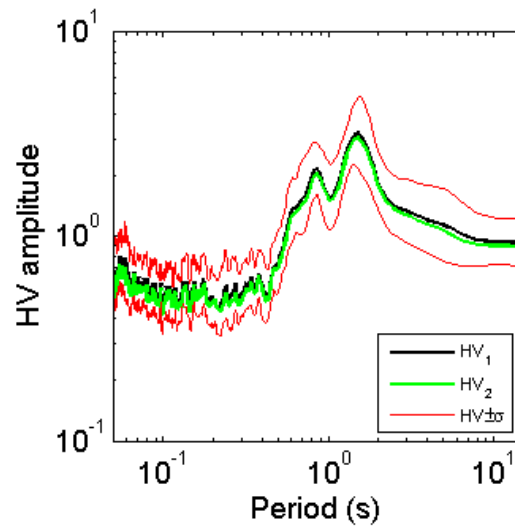


Figura 3.7 Comparación de las dos definiciones de HVSR usadas en el trabajo. HV₁: Definición según la ecuación [3-2]. HV₂: Definición según la ecuación [3-5]. La medida utilizada es M5.5.

4 Publicaciones científicas

4.1 Contribuciones a revistas científicas

Salinas, V., J.O. Caselles, V. Pérez-Gracia, S. Santos-Assunção, D. Gonzalez-Drigo, J. Clapes, Ll. Pujades, J.A. Canas & J. Martinez-Sanchez (2014a) Nanozonation in dense cities: testing a combined methodology in Barcelona city (Spain). *Journal of Earthquake Engineering*. **18**:1.

Salinas, V., F. Luzón, F. J. Sánchez-Sesma, H. Kawase, S. Matsushima & A. Cuellar. (2014b). Using diffuse field theory to interpret the H/V spectral ratio from earthquake records in Cibeles seismic station, Mexico City. *Bulletin of Seismological Society of America*. **104**:2.

Santos-Assunção, S., V. Pérez-Gracia, O. Caselles, J. Clapés & V. Salinas (2014). Assessment of complex masonry structures with non-destructive testing studies. *Remote Sensing* **6**:9, 8220-8237; doi:10.3390/rs6098220

Santos-Assunção, S., V. Salinas, V. Pérez-Gracia, O. Caselles & R. González-Drigo (2015). GPR backscattering applied to detect paleochannels and infilled streams for seismic nanozonation in Barcelona city. *Journal of applied Geophysics* (late revision)

4.2 Contribuciones a congresos

V. Pérez-Gracia, O. Caselles, V. Salinas, L.G. Pujades y J. Clapés, (2010) "GPR applications in dense cities: detection of paleochannels and infilled torrents in Barcelona", proceedings of GPR 2010, PR_17, Lecce, Italia. 21th -25th July.

V. Pérez-Gracia, D. Di Capua, R. González-Drigo, O. Caselles, L.G. Pujades y V. Salinas (2010) "GPR resolution in Cultural Heritage applications", proceedings of GPR 2010, PR_17, Lecce, Italia. 21th - 25th July.

V. Pérez-Gracia, L.G. Pujades, Di Capua, R. González-Drigo, O. Caselles y V. Salinas (2010) "Scattering GPR resolution in Cultural Heritage applications", proceedings of EAGE 2010, P057, Barcelona, Spain. 14th -17th June.

T. Hirokawa, S. Matsushima, H. Kawase, F. J. Sánchez-Sesma, M. Rodríguez, J. J. Pérez-Gavilán, M. Suarez y V. Salinas (2010) "The microtremor H/V spectral ratio and lateral heterogeneity", American Geophysical Union Fall Meeting 2010. Publication S11B-1942. San Francisco, USA, December 13th-17th.

- V. Salinas, F. Luzón, F. J. Sánchez-Sesma, H. Kawase, S. Matsushima, M. Suarez, A. Cuellar, N. Rivet y M. Campillo (2011) "Using Diffuse Field Theory to Interpret the H/V Spectral from Earthquake Records in a Mexico City Site." American Geophysical Union 2011. Publication S24A-07. San Francisco, USA, December 5th-9th.
- V. Salinas, S. Santos-Assunção, O. Caselles, V. Pérez-Gracia, Ll. G. Pujades y J. Clapés (2012) "Effects on the predominant periods due to abrupt lateral soil heterogeneities", proceedings of WCEE 2012, 1441, Lisbon, Portugal. September 24th-28th.
- S. Santos-Assunção, V. Pérez-Gracia, R. González-Drigo, O. Caselles, J. Clapés y V. Salinas (2014). "Geophysical exploration of columns in historical heritage buildings". Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar. 97-102. Brussels (Belgium) June 30th - July 4th
- S. Santos-Assunção, V. Pérez-Gracia, V. Salinas, O. Caselles, J. Clapés, L.G. Pujades y N. Lantada. (2014) "Geological structures evaluated by means of scattering noise in ground penetrating radar images." Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar. 255-261. Brussels (Belgium) June 30th - July 4th.
- S. Santos-Assunção y V. Salinas. (2015) "An approach to detect active and inactive subterranean watercourses by using the central frequency oscillation in GPR signals", Third general meeting of the Cost Action TU1208 - Civil Engineering Applications of Ground Penetrating Radar. University of West London, UK. March 4th-6th.