

Para la magnitud M4.0, la curva propuesta en este estudio aparece entre la propuesta por Skarlatoudis et al. (2003) y Cabañas et al.(1999). Para la magnitud M5.0, la curva de este estudio aparece cercana a la propuesta por Cantavella et al. (2004). El resto de curvas se sitúan por encima de la de este estudio.

Hasta ahora la discusión se ha movido alrededor de las curvas que predicen el valor de aceleración máximo, PGA, debido a la falta de estudios previos que proporcionen relaciones de atenuación para el espectro de aceleraciones. De los estudios aquí tenidos en cuenta, sólo Ambraseys et al. (1996) y Sabetta y Pugliese (1996) cuentan con relaciones de este tipo para algunas ordenadas espectrales. En la Figura 2.34 se comparan esas leyes junto con las que ofrece este estudio. Los resultados se representan usando el pseudoespectro de velocidades, PSV, al 5% de amortiguamiento.

Las curvas propuestas para el espectro de aceleraciones, SA, por Ambraseys et al. (1996) y Sabetta y Pugliese (1996) son concordantes entre sí, al igual que para el PGA. La diferencia está en el número de periodos para los cuales proporcionan curva de atenuación. La Figura 2.34a) muestra las curvas de Ambraseys et al. (1996) junto con los resultados del primer ajuste de este estudio (Tabla 2.2). En la Figura 2.34b) se muestra la curva de Sabetta y Pugliese (1996) junto con el resultado del segundo ajuste (Tabla A.2, Apéndice A). Se muestran emparejados así por la concordancia en rango de frecuencias cubierto.

Se observa en general como las curvas propuestas por este estudio predicen menores movimientos del suelo para las mismas magnitudes y distancias que las curvas promedio europeas. La sobreestimación puede llegar a diferir hasta en dos grados de magnitud en algunas frecuencias. Por ejemplo, a 10 km de distancia epicentral y teniendo en cuenta una frecuencia de 3Hz, la predicción en este estudio para M6.0 está de acuerdo con la predicción de la curva europea de Ambraseys et al. (1996) para M5.0.

Por tanto, este estudio concluye que las curvas de atenuación sísmica preexistentes sobreestiman los niveles de movimiento para las magnitudes aquí tratadas para su aplicación al Oeste del Mediterraneo. Así como el hecho que las tasas de atenuación del movimiento frente a la distancia no describen bien el comportamiento de la región.

2. Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea

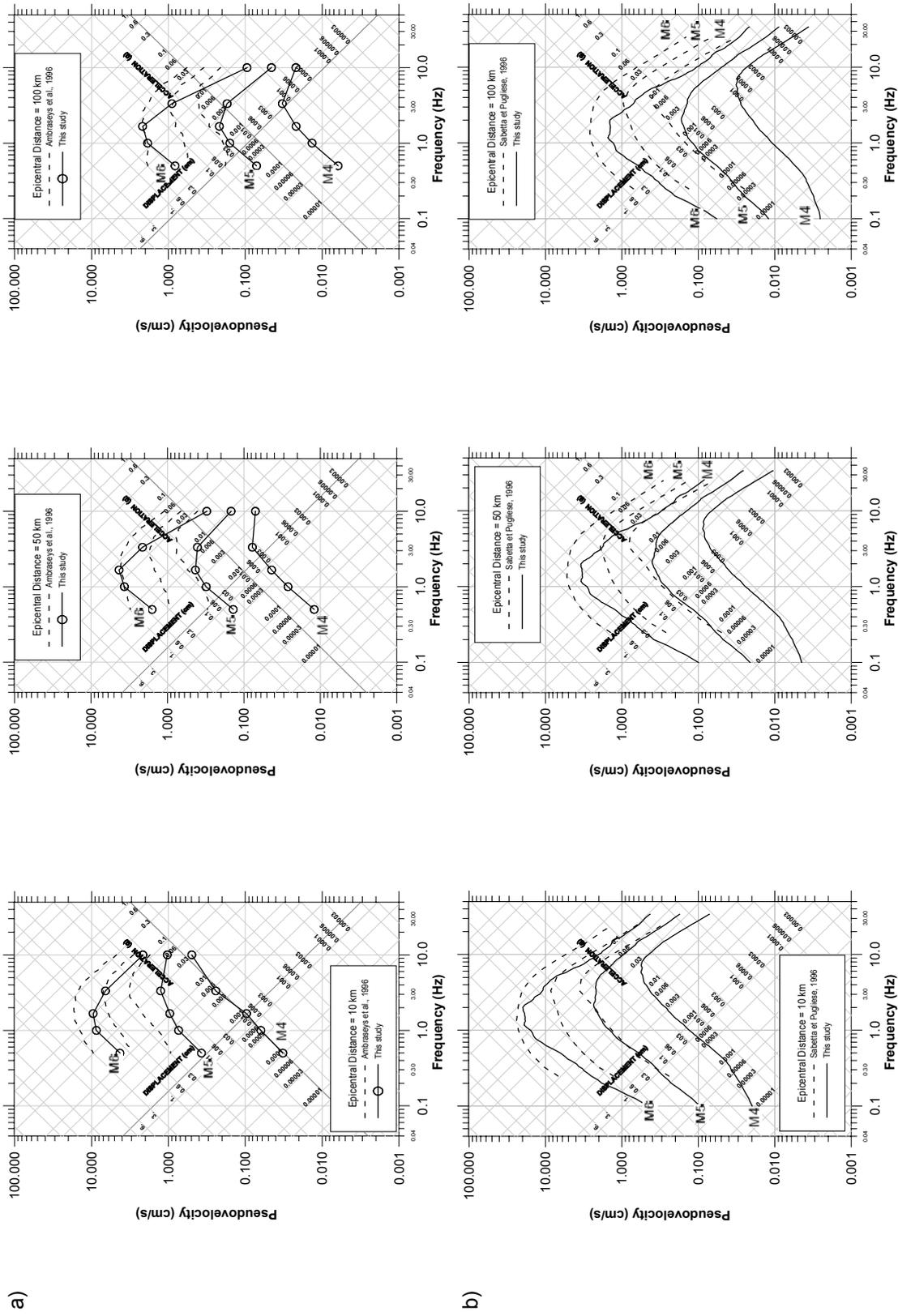


Figura 2.34. a) Predicción del PSV transformando los resultados de la Tabla 2.2 junto con lo propuesto por Ambraseys et al. (1996) para distancias epicentrales de 10, 50 y 100 km. b) Predicción del PSV transformando los resultados de la Tabla A.2, Apéndice A junto con lo propuesto por Sabeta y Pugliese (1996) para las mismas distancias.

2.10. Conclusiones

Las curvas descriptivas del movimiento del suelo o curvas de atenuación sísmica, propuestas en este estudio proporcionan una alternativa a relaciones preexistentes y ampliamente usadas para el Oeste del Mediterráneo (Este de Italia). En resumen se destacan el resultado de la Ecuación 2.14 como curva predictiva del pico de aceleración de máxima horizontal, PGA; y la Ecuación 2.15 como el conjunto de curvas predictivas del espectro de aceleraciones para un gran número de periodos.

$$\log_{10} PGA_H = -1.8 + 0.45 \cdot M_L - 1.6 \cdot \log_{10} r - 0.0013 \cdot r \pm 0.426$$

Ecuación 2.14

$$\log_{10} SA_H(f) = C_1(f) + C_2(f) \cdot M_L - \log_{10} r + C_4(f) \cdot r \pm \sigma$$

sustituyendo los coeficientes por los incluidos en la Tabla A.2, Apéndice A. Ecuación 2.15

donde

$$r = \sqrt{D_{epi}^2 + 100}$$

Ecuación 2.16

Se proporciona con ello una descripción más detallada de la propagación sísmica en la región, la cual muestra mayores tasas de atenuación versus la distancia que los promedios europeos. Otros trabajos recientes, surgidos a la par que la realización del presente estudio, también muestran esta tendencia (Ambraseys et al., 2005a; Ambraseys et al., 2005b; Bragato y Slejko, 2005).

Las ecuaciones obtenidas son confiables en su rango de validez y representan una mejora frente a otras relaciones no solo por su descripción más realista del movimiento

del suelo en la región, sino porque también se proporcionan las curvas de atenuación para el espectro de aceleraciones para 143 frecuencias entre 0.1Hz y 34Hz.

Estas nuevas ecuaciones pueden considerarse en nuevos estudios de evaluación de la peligrosidad sísmica que se realizan en la región. Sin embargo, las magnitudes superiores ($M > 5.5$) no están bien descritas debido a la falta de datos de sismos con esas magnitudes en la zona. La aplicación de estas curvas fuera del rango puede ser inadecuado.

La Figura 2.35 muestra precisamente como la descripción de la atenuación sísmica para eventos de cualquier magnitud no está bien descrita sólo con una ecuación. La curva propuesta en este estudio se sitúa entre las otras relaciones, la de Ambraseys et al. (1996) y la de Theodulidis (1998) que es una relación de atenuación para magnitudes débiles ($M_{1.7-5.1}$) y para distancias cortas (hasta 88km) para el Norte de Grecia.

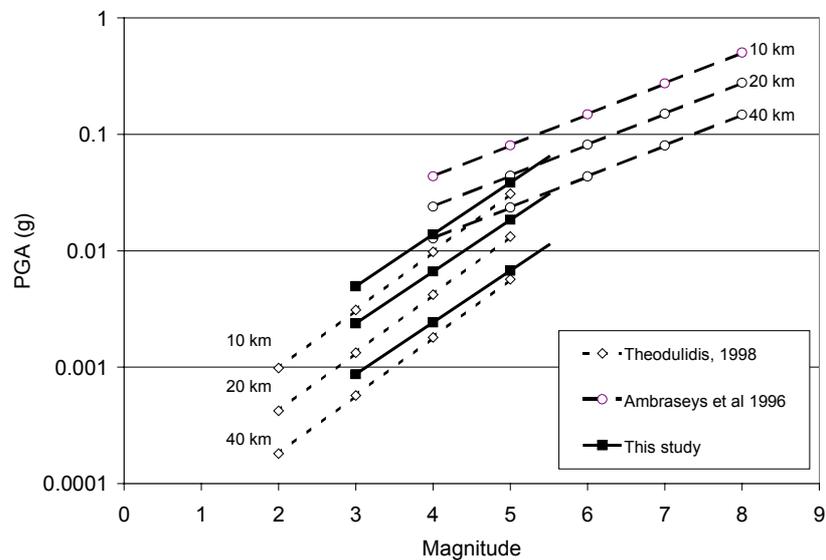


Figura 2.35. Comparación de diferentes curvas de atenuación para el PGA frente a la magnitud para varias distancias.

En la Figura 2.36 se muestra por separado la relación de Theodulidis (1998) con la propuesta en este capítulo. Ambas leyes tienen importantes similitudes aunque proceden de otra región mediterránea.

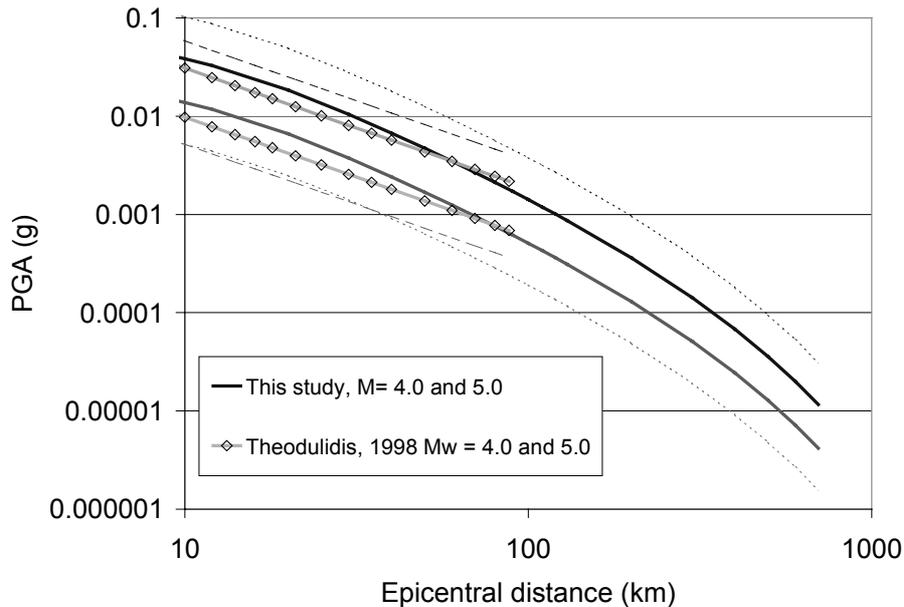


Figura 2.36. Comparación entre la predicción del PGA de este estudio y el de Theodulidis (1998) para M4.0 y M5.0 junto con los límites de confianza (líneas discontinuas).

A raíz de esta observación y de lo observado en las subregiones que se han podido agrupar en este estudio, pudiendo extender el estudio a toda la vertiente oeste del Mediterraneo, surge la pregunta siguiente: la propagación sísmica presente en la vertiente oeste del Mediterráneo con mayores tasas de atenuación del movimiento del suelo, ¿se debe al área geográfica o al rango de magnitudes tenido en cuenta?.

Se podría decir que toda la región mediterránea se caracteriza por comportamientos similares para magnitudes alrededor de M5.0, pero en el análisis previo de los datos, al analizar los datos italianos se comprobó que esto no ocurría y la atenuación sísmica de esos sismos italianos estaba de acuerdo con lo predicho por relaciones europeas.

Algunos argumentos a favor de la dependencia con la magnitud del comportamiento de la atenuación sísmica se podrían encontrar en las caídas de esfuerzos y los tipos de ruptura de falla en el área mediterránea. Algunos trabajos van en esa dirección; así Anderson(2003), Campbell (2003) y Mohammadioun y Serva (2001) disertan sobre las implicaciones que puede tener la relación entre el salto de falla (*slip*), la caída de esfuerzos y el movimiento del suelo a cortos periodos, como por ejemplo el PGA. Resumiendo sus ideas, parece que la presencia de bajas caídas de esfuerzos podrían corresponder a bajos valores del movimientos del suelo y que la influencia de las caídas de esfuerzos es mayor en la energía radiada a cortos periodos que a largos periodos.

Ambas consideraciones parece estar relacionadas y su explicación podría depender de varias causas como la diferencia litológica de las rocas, el campo de esfuerzos regional, si el terremoto rompe en superficie o no, y de la dinámica de la ruptura en diferentes áreas.

Uno de los problemas de la ecuación propuesta, como ya se ha comentado, es el estrecho rango de validez en magnitud. El rango de magnitudes de los datos observacionales disponibles no es muy amplio. También es la variable que introduce más incertidumbre y es la que contribuye más en el ancho de los límites de confiabilidad o de desviación estándar. La única mejora que se podría realizar al respecto es la repetición del cálculo de la magnitud uniformemente para todos los sismos. Pero, es importante tener en mente que es la falta de sismos de mayores magnitudes lo que nos limita el rango de validez usando el método propuesto en este estudio.

La mejoría en la descripción de las características locales y la inclusión de esta información en el modelo de los ajustes como una variable independiente más también se espera que proporcionará una reducción en la dispersión. Las curvas propuestas ofrecerían una descripción más precisa del movimiento del suelo en la vertiente oeste del Mediterráneo al reducirse la desviación estandar (Bragato y Slejko, 2005).

Las controversias discutidas en los últimos párrafos no pueden contestarse sólo con la comparación y análisis de los datos realizada. Sería necesario un estudio más detallado que tuviera en cuenta más datos acelerométricos de toda el área Mediterránea.

También serían necesarios más estudios para entender mejor las caídas de esfuerzos y las rupturas de falla en relación a la observación de movimientos del suelo débiles. Así como también, la manera de considerar estos aspectos en la forma funcional de las ecuaciones predictivas del movimiento del suelo o relaciones de atenuación sísmica con sentido físico.

Parte II

Caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala local

Capítulo 3:
Validación de técnicas de
simulación numérica del
movimiento sísmico del suelo

3.1. Introducción

Las características locales en un emplazamiento determinado tienen un gran impacto en el movimiento sísmico del suelo. La geometría de la estructura del subsuelo, la variación de los tipos de materiales del subsuelo y de sus propiedades con la profundidad, la impedancia entre capas de suelo y las discontinuidades laterales son el origen de amplificaciones del movimiento sísmico del suelo. Los efectos que producen han sido correlacionados con distribuciones de daños producidos durante la ocurrencia de sismos destructivos.

Hasta ahora los estudios numéricos han mostrado que las discontinuidades laterales en las capas sedimentarias superficiales generan ondas sísmicas superficiales en los límites de los valles. También contribuyen en gran medida a la variabilidad espacial del movimiento sísmico del suelo.

Relacionado con la importancia de estos efectos, se plantean muchos interrogantes en la forma de evaluar e incluir los efectos locales en los estudios de peligrosidad sísmica. Algunos puntos de debate son los relativos méritos de la técnica H/V. También el uso de los diferentes métodos para modelar efectos de sitio, los cuales van desde la unidimensionalidad a los modelos 3D, incorporando comportamiento lineal o no lineal de los materiales que conforman el subsuelo. A todo esto se añade la necesidad de conocer con alto grado de detalle la geología del lugar y la obtención de conclusiones poco concordantes a las que se puede llegar observando los resultados de los respectivos métodos de estudio.

Este capítulo es la síntesis del trabajo llevado a cabo en el marco del proyecto europeo Euroseisrisk (EVG1-CT-2001-00040, duración: 2002-2004, www.euroseis.civil.auth.gr).

Euroseisrisk es el tercer proyecto de una serie de proyectos centrados en un valle escogido como laboratorio para la realización de estudios experimentales en sismología e ingeniería sísmica. Este valle, llamado de Volvi, se encuentra cerca de la ciudad de Salónica (Grecia).

Los proyectos precedentes a éste fueron el proyecto Euroseistest (EV.5V-CT-93-0281, duración: 1994-1996, www.geo.civil.auth.gr/euroseis) y el proyecto Euroseismod (ENV3-CT-96-0255, duración: 1996-1998, www.geo.civil.auth.gr/euroseis). Estos fueron los proyectos que establecieron el valle de Volvi como uno de los laboratorios más importantes de Europa para la experimentación sísmica, al cual se le conoce como EUROSEIS (*Test site*). Los objetivos principales de estos proyectos eran:

- Mejorar la evaluación de la peligrosidad sísmica a través de un monitoreo exhaustivo de la sismicidad local y su influencia en el movimiento del suelo en un entorno geofísico bien conocido.
- Evaluar la relación entre el impacto del movimiento del suelo y las condiciones geológicas y geotécnicas. Así como, evaluar la fiabilidad de métodos de estimación del movimiento del suelo existentes para comprobar, mejorar o calibrar metodologías para la microzonificación sísmica.
- Mejorar el diseño sísmico y los criterios de análisis para construcciones típicas en zonas propensas a sufrir terremotos, para mitigar el daño y las pérdidas en eventos futuros.
- Concentrar científicos e ingenieros provenientes de varios países de Europa, con diferentes conocimientos técnicos, para trabajar conjuntamente en estos proyectos multidisciplinarios.

En general, el proyecto Euroseisrisk tenía como objetivos la realización de estudios relativos a la sismología, la geofísica aplicada, la ingeniería sísmica, la dinámica de suelos y la ingeniería estructural de forma interdisciplinaria. Más concretamente, podemos destacar la parte en la que se ha participado y de la cual se ha podido realizar el presente trabajo. Este trabajo está incluido en los estudios para la evaluación de la peligrosidad sísmica, la caracterización de los efectos sísmicos locales y la interacción suelo-estructura (WP4).

Los objetivos del WP4 (<http://euroseis.civil.auth.gr/gmse.htm>) son la realización de estudios integrados relativos a la caracterización del movimiento sísmico del suelo y los efectos locales a través de la red 3D de acelerógrafos permanentes situados en el valle. También la definición de un modelo de estructura del valle a partir del completo conocimiento de la estratigrafía del suelo y sus propiedades dinámicas. Todo ello proporcionó datos de alta calidad para la comunidad científica. El principal interés de estos estudios es mejorar el conocimiento fundamental del movimiento sísmico del suelo, la propagación de las ondas y los efectos de sitio y para obtener conclusiones generalizadas que pueden ser relevantes y tener implicaciones en la futura definición de nuevas normativas sismorresistentes y planes de actuación.

De los objetivos específicos del WP4, se ha tenido implicación en los estudios en los que se proponía la comparación de todos los resultados obtenidos en la aplicación de métodos numéricos para el análisis considerando distintos modelos disponibles de la estructura del valle. Esta comparación a parte de hacerse entre los métodos numéricos, se ha hecho con registros sísmicos obtenidos en las redes de instrumentos permanentes y temporales para validar la precisión de los métodos. Se ha realizado mediante un estudio paramétrico entre los resultados obtenidos al aplicar diferentes métodos de simulación numérica y a su vez se han comparado con datos reales, con el objetivo de obtener conclusiones y prescripciones sobre la modelización sísmica. Para ello se propone un *ejercicio Benchmark*.

El *ejercicio Benchmark* (banco de pruebas) se propuso en el proyecto predecesor al Euroseisrisk, el Euroseismod, con el objetivo de validar los distintos modelos numéricos que simulan la propagación de las ondas sísmicas. Se propusieron y se realizaron varios cálculos sintéticos usando diferentes métodos numéricos para modelizar la propagación de las ondas sísmicas usando las diferentes interpretaciones geofísicas del valle.

En el proyecto Euroseismod se finalizó la fase de realización de los cálculos por parte de todos los participantes, pero no así la segunda fase de comparación paramétrica. Esta parte se retomó en el proyecto Euroseisrisk debido a la importancia de validar los diferentes métodos numéricos aplicados para la evaluación de los efectos

de sitio (Makra et al., 2001; Makra et al., 2002; Riepl et al., 2000; Chávez et al., 2000) y a la importancia de recuperar los resultados de los cálculos realizados con anterioridad. En este capítulo se presentará la comparación paramétrica entre los resultados de los cálculos numéricos realizados así como la comparación con los datos reales.

En el ejercicio Benchmark se pretenden establecer las diferencias entre el modelado unidimensional y el bidimensional (Riepl et al. 2000). También se quiere conocer como influye en la caracterización del movimiento del suelo la consideración de diferentes modelos de estructura geológica con diferentes características y niveles de detalle en el conocimiento de las propiedades del subsuelo (Makra et al., 2002). Se pretende alcanzar estos objetivos en una amplia perspectiva en comparación con estudios precedentes para tener una visión más clara de la respuesta sísmica del valle sedimentario de Volvi y para tener una mejor idea de qué parámetros son importantes en el control de la respuesta sísmica.

3.2. Localización geográfica y descripción geológica del valle de Volvi (Grecia).

El valle de Volvi se encuentra en un graben Migdoniano (Figura 3.1, Figura 3.2), situado a 30 km al nordeste de la ciudad de Salónica en el área epicentral del terremoto de 1978. La región se caracteriza por un sistema de fallas activas.

La cuenca Migdoniana está localizada en el macizo Serbo-Macedonio el cual consiste en un basamento cristalino (gneis) con intercalaciones de bandas de mármol. El valle está en el graben este-oeste dividido por una cresta en el basamento entre las dos cuencas de Lagada y Volvi.

En este valle se han realizado detalladas investigaciones geofísicas y geotécnicas (Jongmans et al., 1998). Estos estudios incluyen medidas en superficie y en profundidad (*borehole*), medidas eléctricas, campañas aeromagnéticas, investigaciones geotécnicas *in situ*, tests de laboratorio y varios experimentos con explosiones controladas (*big shot*). Toda la información que se ha podido recopilar de todos los estudios experimentales mencionados ha permitido interpretar la geometría del valle y la estimación de las propiedades físicas de las litologías presentes en el área donde se sitúa el valle. Los

parámetros más importantes para la aplicación de las simulaciones numéricas que permitan evaluar los efectos locales son: el grosor, la compactación, las velocidades sísmicas y la atenuación de las diferentes litologías presentes.

La interpretación de los datos recopilados en la investigación geofísica muestra que el valle de Volvi está formado por sedimentos lacustres y deltáicos que rellenan la estructura del graben (gaben Migdoniano). El basamento cristalino está dislocado en dos bloques formando al menos cuatro fallas normales (Jongmans et al., 1998). El valle resultante de la interpretación alcanza 200 m de profundidad y 5.5 km de ancho. Los materiales que rellenan el valle tienen granulometría heterogénea. Las capas superficiales, donde se sitúa el nivel freático, están compuestas principalmente por materiales arcillosos, limosos y arenosos con diferentes niveles de compactación. En las partes más profundas del graben, el basamento cristalino meteorizado compuesto de gneis micáceo y esquisto está cubierto por bases de arcillas rojas y capas de gres pertenecientes a una sucesión Neógena del sistema Promigdoniano.

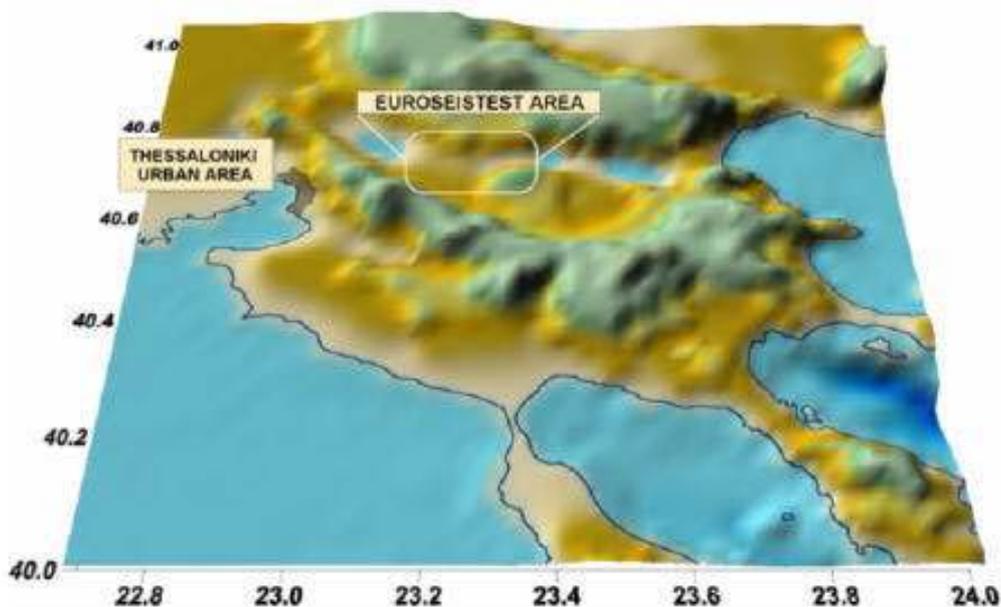


Figura 3.1. Mapa topográfico del área del valle de Volvi cercano a Thessaloniki y situado en la península de Halkidiki (Grecia).

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo



Figura 3.2. Imagen de satélite del área de situación del valle de Volvi entre los lagos Lagada y Volvi.

En la Figura 3.3 se presenta un modelo realista de la estructura geológica del valle obtenido de la interpretación de los datos geofísicos y geotécnicos. En la construcción del modelo, la atención se centró en la definición de la interfaz entre el basamento rocoso y los sedimentos, la evaluación de variaciones laterales de la geología y la definición de las formaciones superficiales (Makra et al., 2002).

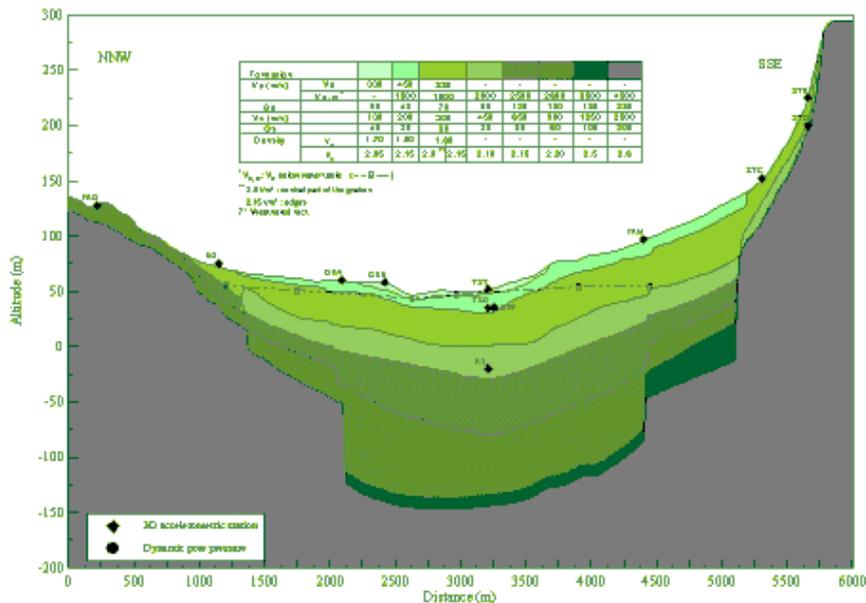


Figura 3.3. Interpretación 2D de la estructura geológica del valle de Volvi en la dirección NNW-SSE (Makra et al., 2002). Se sitúan los acelerógrafos permanentes y los valores dinámicos de cada litología.

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

A partir de la interpretación mostrada en la figura 3.3, se proponen unas estructuras simplificadas de capas continuas y sin topografía para la posterior aplicación de los métodos de simulación unidimensional y bidimensional. Son dos estructuras diferentes a las que se les denomina: estructura AUTH y estructura LGIH. Estas se muestran en la figura 3.4. La estructura AUTH es más fiel a la interpretación realista de la figura 3.3. En cambio, la estructura LGIH simplifica la estructura de capas planas agrupando litologías de propiedades similares. Ambas interpretaciones se diferencian en la definición de los límites del valle.

La aplicación de métodos de simulación numérica a estas dos estructuras, una más detallada y otra más simplificada, mostrará las consecuencias de trabajar con una estructura simplificada respecto a la realista.

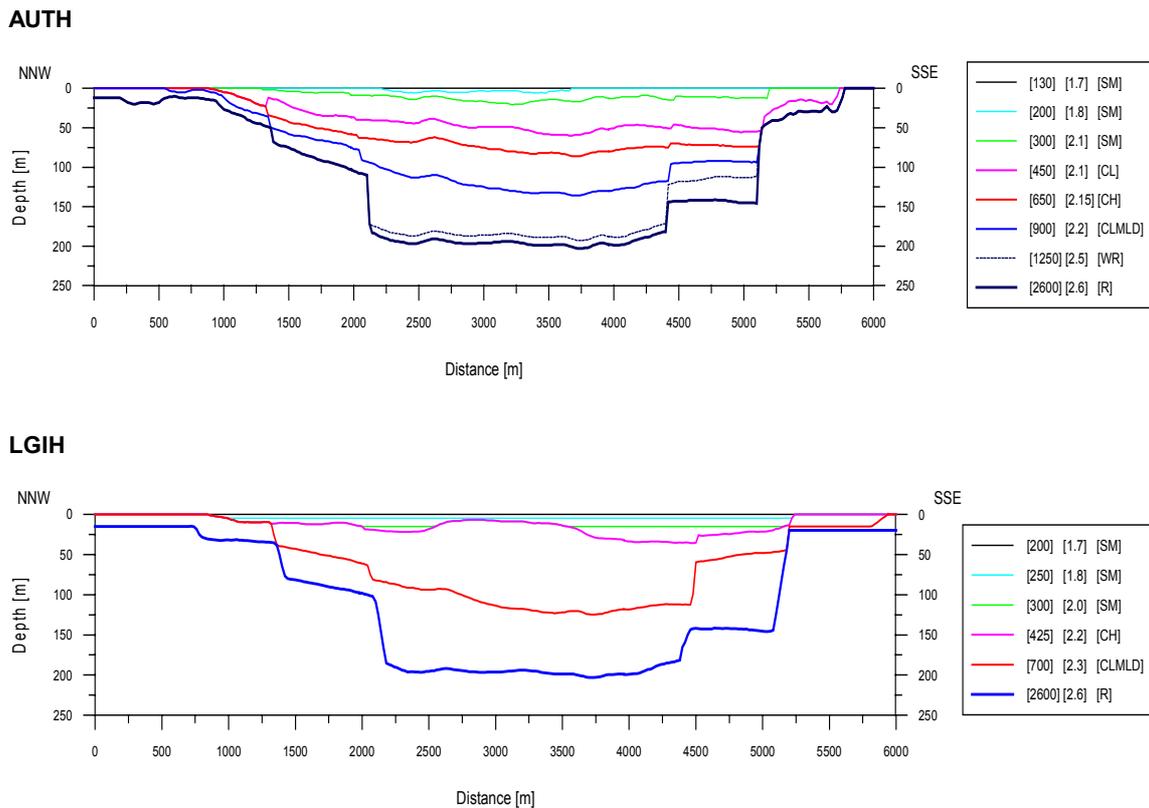
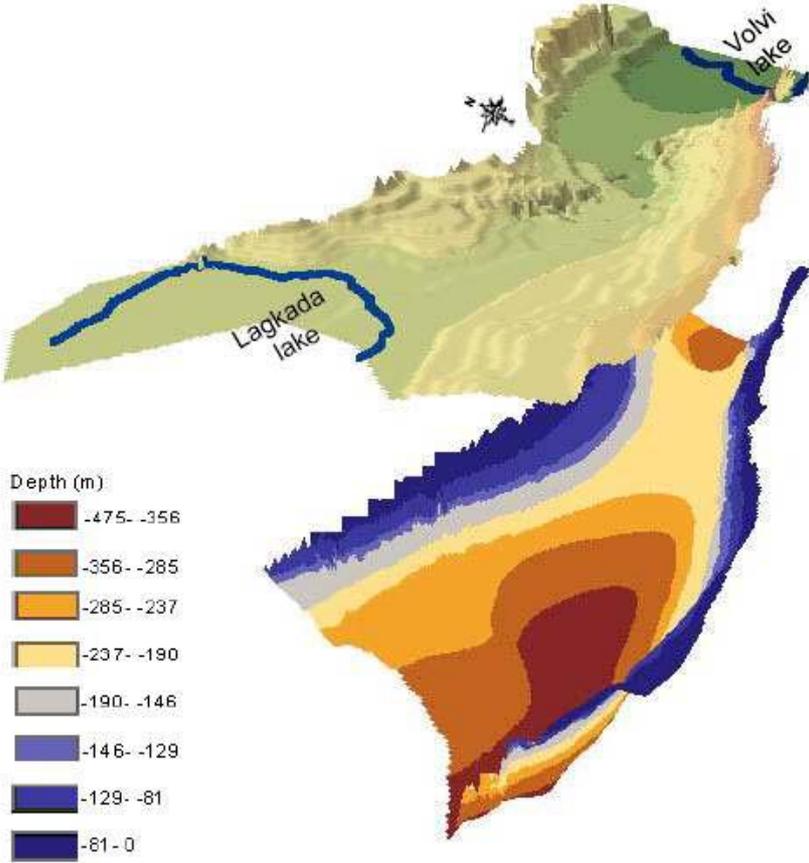
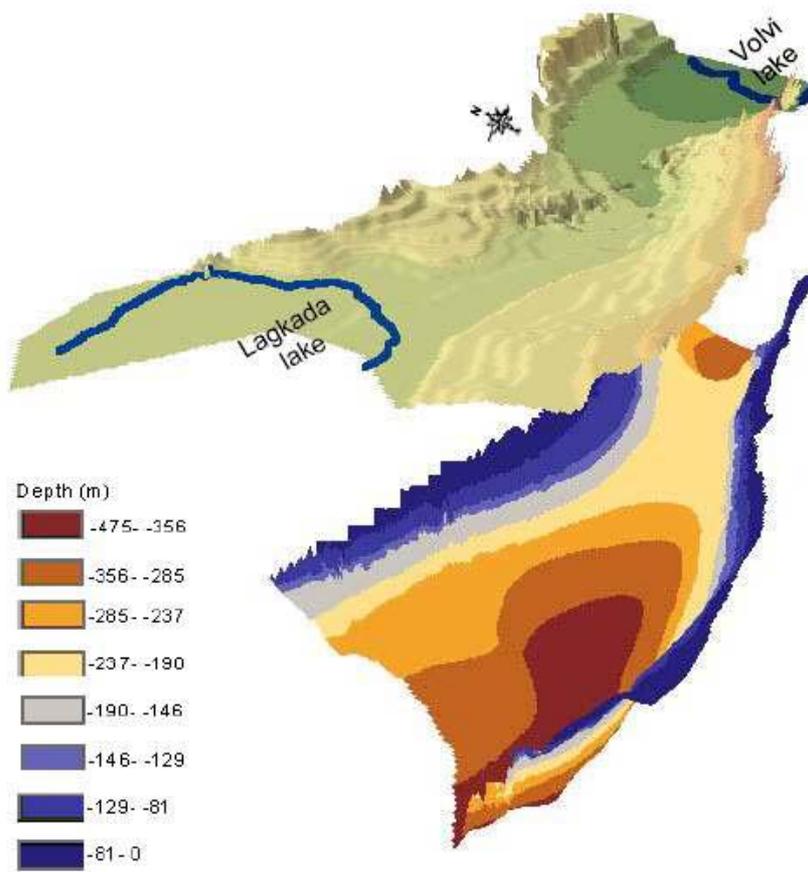
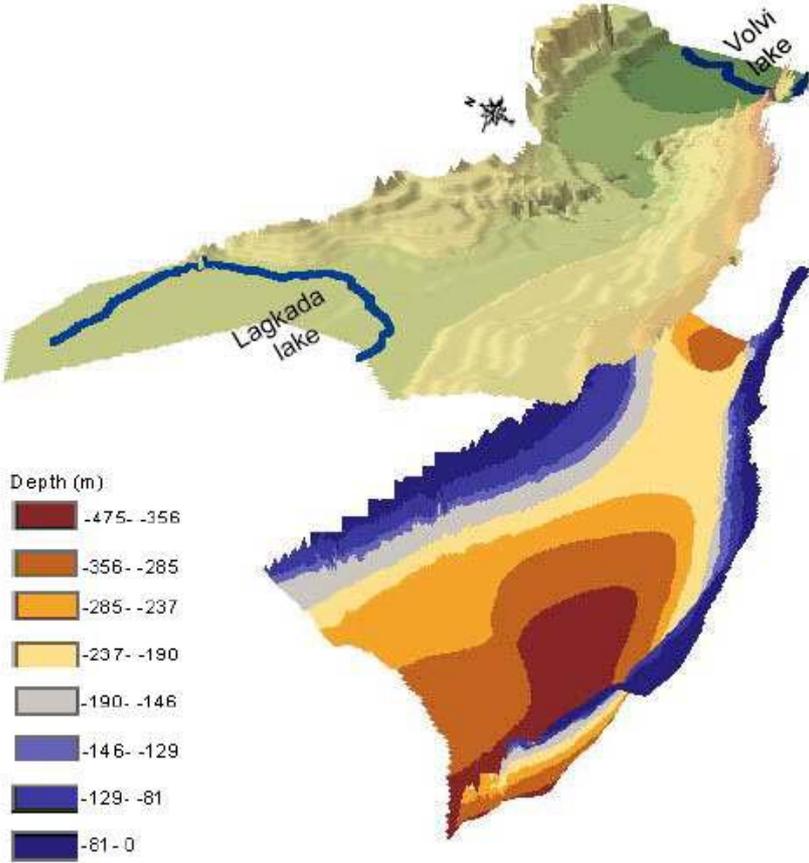


Figura 3.4. Interpretaciones simplificadas de la estructura del valle para la aplicación de métodos numéricos

Uno de los objetivos finales del proyecto Euroseisrisk era conseguir una interpretación 3D del valle para la posterior aplicación de simulaciones numéricas tridimensionales. Esta descripción tridimensional del valle se pretende ofrecer con una descripción detallada a gran escala de toda estructura, en términos de una determinación precisa de la geometría entre el basamento rocoso y los sedimentos, la variación lateral de la geología, y las propiedades dinámicas para todas las formaciones, tal como se ha hecho para la definición del modelo de estructura 2D existente de los proyectos precedentes. En la  se presenta una interpretación preliminar de la geometría 3D existente entre el basamento y los sedimentos.



 Figura 3.5. Interpretación preliminar de la estructura 3D del valle de Volvi.

3.3. El ejercicio Benchmark

Como ya se ha comentado, el ejercicio Benchmark tiene como objetivo la validación de métodos numéricos 1D y 2D aplicados a las estructuras geológicas mostradas en la [Figura 3.4](#). La validación se realizará comparando los resultados sintéticos entre ellos para ver las diferencias entre las simulaciones 1D-2D y las diferencias entre la consideración de diferentes estructuras geológicas. La segunda parte importante en la validación será la comparación entre los resultados sintéticos y la información que los registros reales nos proporciona.

Así pues, a continuación se expone la instrumentación desplegada en el área de estudio que ha hecho posible la obtención de registros reales a lo largo del valle, junto con los registros obtenidos. También se van a enumerar los métodos numéricos usados para la realización de simulaciones del movimiento del suelo a lo largo del perfil.

Finalmente se expondrán los cálculos disponibles para la realización del ejercicio Benchmark y el trabajo realizado para el tratamiento de todos estos datos generados a partir de la simulación del movimiento del suelo considerando diferentes movimientos de entrada en roca y diferentes métodos de simulación.

3.3.1. Instrumentación permanente y registros disponibles para la realización del ejercicio Benchmark.

La instrumentación que interesa para este estudio es la red de acelerógrafos permanentes ([Figura 3.6](#) y [Figura 3.7](#)) instalados a lo largo del perfil NNW-SSE del cual se dispone de las interpretaciones presentadas en la [Figura 3.3](#) y la [Figura 3.4](#) a lo largo de las cuales se realizarán las simulaciones.

Las estaciones con registros disponibles para este estudio son las que están etiquetadas en la [Figura 3.6](#) como PRO, GRB, GRA, TST, [IRM](#), STC y STE.

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

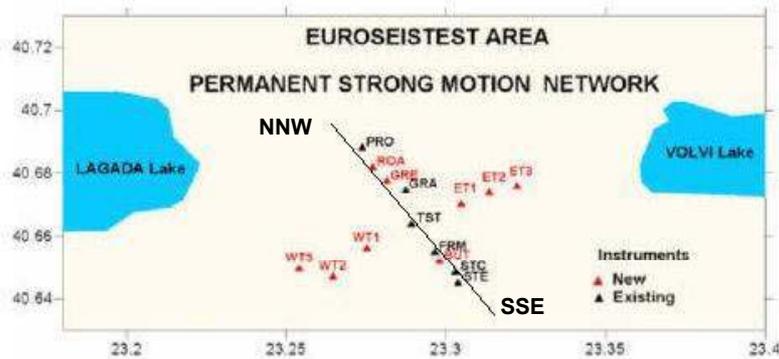


Figura 3.6. Área del valle de Volvi (Euroseistest) junto con la red de acelerógrafos permanente.

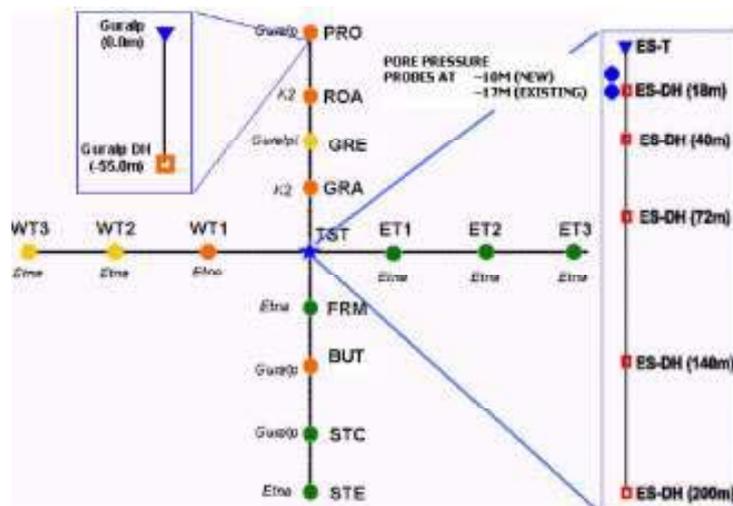


Figura 3.7. Esquema de la red permanente de acelerógrafos 3D instalada en el valle de Volvi (Euroseistest).

3.3.1.1. Movimientos de entrada reales

En la red de acelerógrafos se registraron varios sismos de los cuales se seleccionaron tres tipos de eventos: uno de baja magnitud ocurrido en el área, uno de magnitud moderada que produjo algunos daños en el área y uno de magnitud mayor pero más alejado del Euroseistest (Figura 3.8). Estos sismos se detallan en la Tabla 3.1.

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

Tabla 3.1. Sismos registrados en la red permanente de acelerógrafos instalados en el valle de Volvi y seleccionados para la realización de las simulaciones numéricas.

Fecha (dd/mm/aaaa)	Tiempo (UT)	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Ms	Área epicentral
11/06/1994	23:58	40.73	23.19	6.0	2.8	Euroseistest
04/05/1995	00:34	40.56	23.65	5.5	5.8	Arnaia
13/05/1995	08:47	40.16	21.67	8.6	6.6	Kozani



Figura 3.8. Situación geográfica de los epicentros de los sismos detallados en la Tabla 3.1.

En la Figura 3.9 se muestran los registros reales de estos sismos en la estación de Profitis (PRO) que se utilizarán en los programas de simulación numérica como movimientos de entrada en roca.

La Figura 3.10 muestra los registros del sismo de Arnaia pertenecientes al perfil de acelerógrafos descrito anteriormente.

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

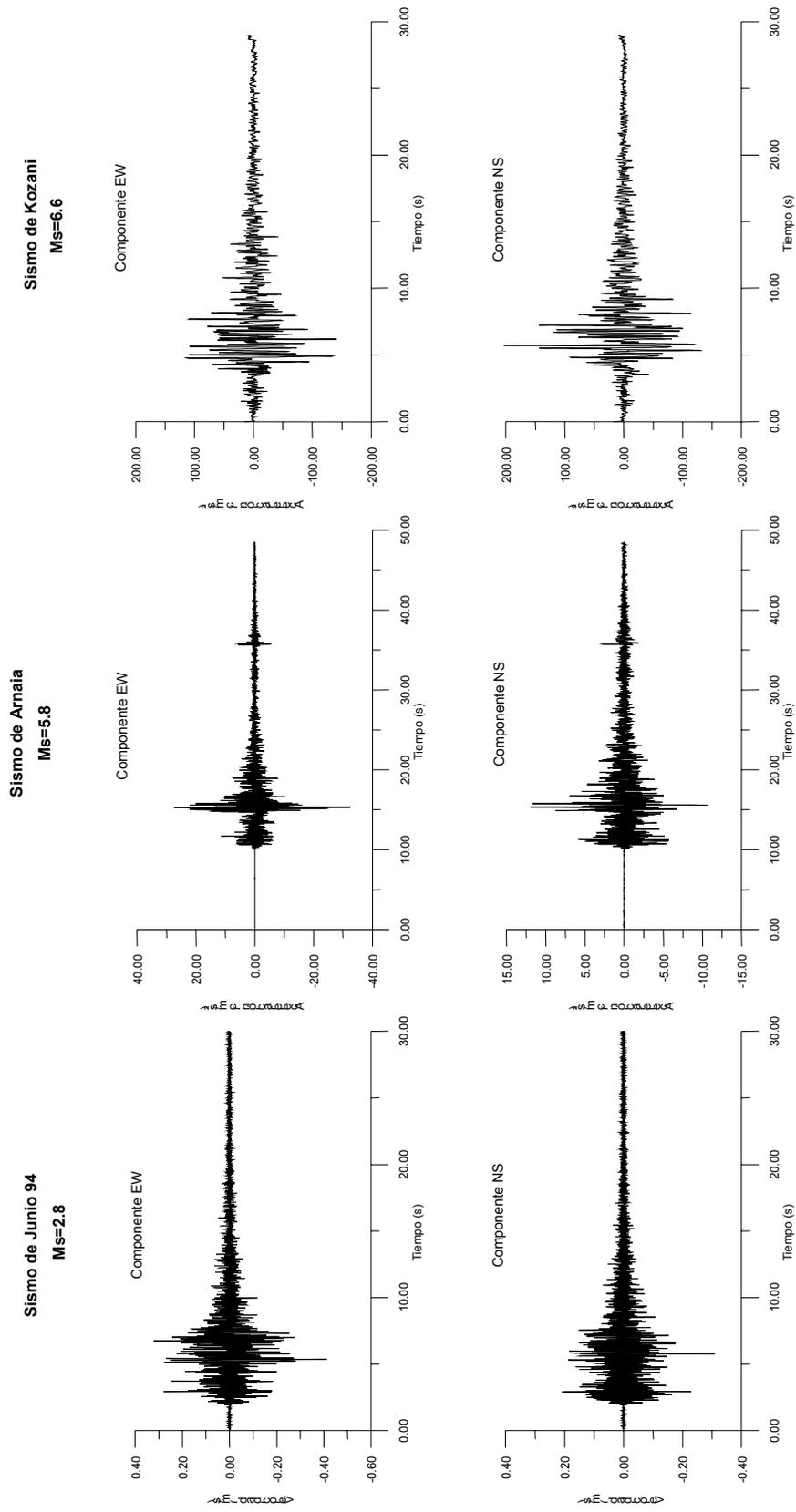


Figura 3.9. Registros en la estación de Profitis (PRO), estación de referencia en roca, de los tres sismos descritos en la Tabla 3.1.

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

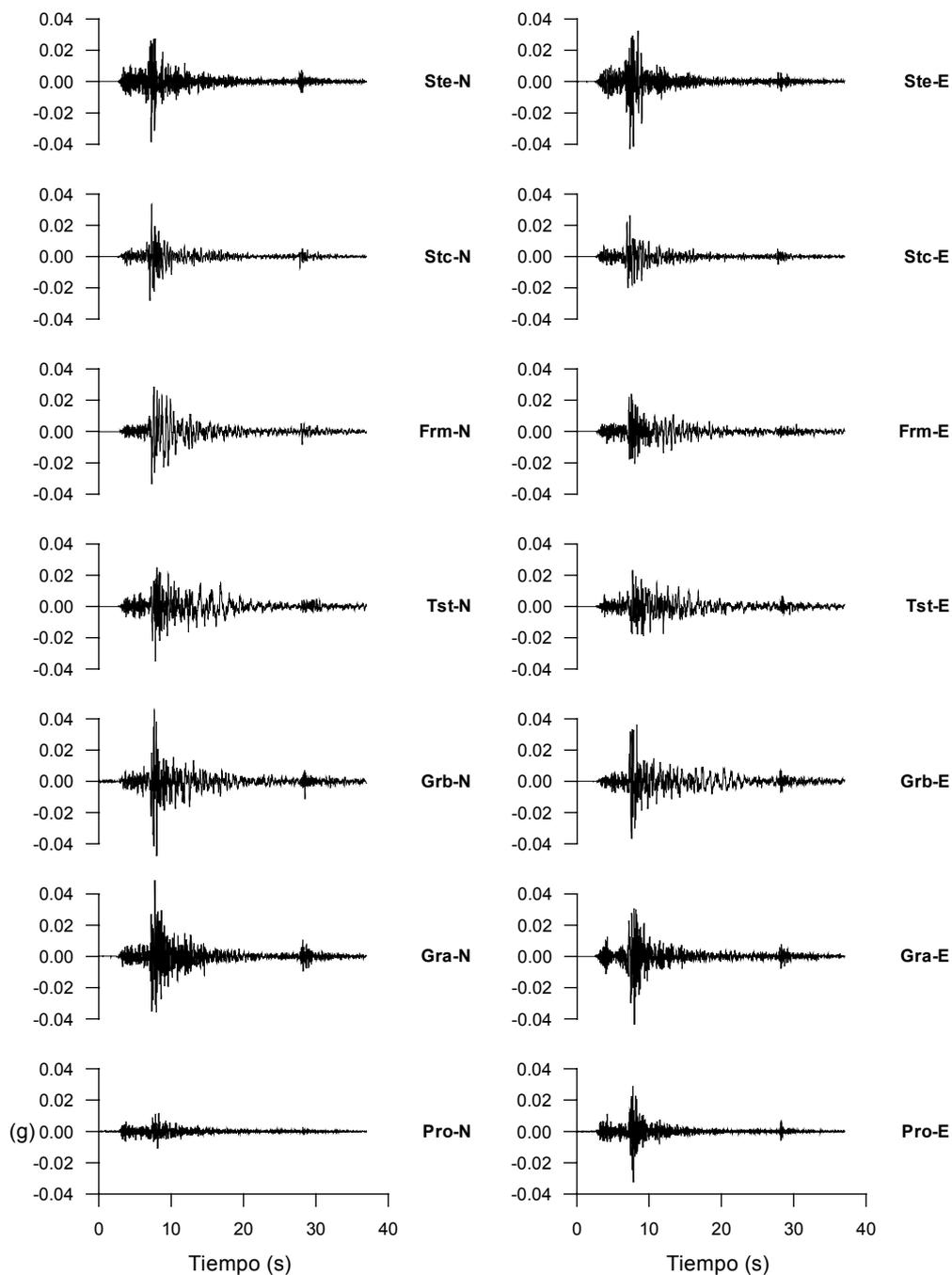


Figura 3.10. Registros temporales del sismo de Arnaia obtenidos en las estaciones acelerométricas situadas en suelo a lo largo del perfil NNW-SSE.

3.3.1.2. Movimientos de entrada sintéticos

También, se escogieron para la modelización sísmica algunos pulsos de Ricker con contenido frecuencial definido. La función matemática que define el pulso de Ricker se presenta en la Ecuación 3.1.

$$s(t) = \frac{\sqrt{\pi}}{2} \cdot \left[\left(\frac{\pi \cdot (t - TS)}{TP} \right)^2 - 0.5 \right] \cdot e^{-\left(\frac{\pi \cdot (t - TS)}{TP} \right)^2} \quad \text{Ecuación 3.1}$$

donde TP es el periodo dominante y TS es el tiempo en que se centra el pulso.

En la Tabla 3.2 se muestran los pulsos de Ricker escogidos con distintos periodos dominantes y distintos valores de valor máximo de aceleración (PGA)

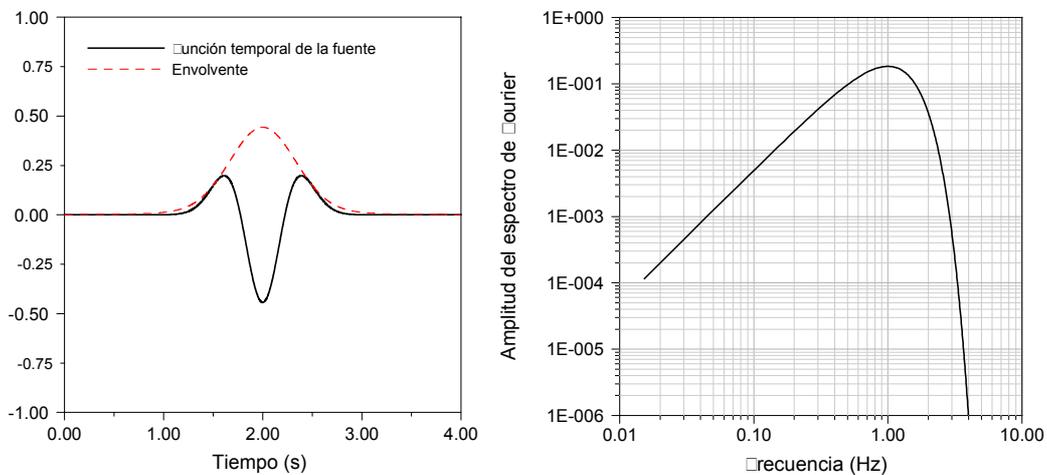


Figura 3.11. Ejemplo de pulso de Ricker de 1Hz. Derecha: se muestra la función temporal y su envolvente; Izquierda: se muestra su espectro.

Tabla 3.2. Pulsos de Ricker escogidos para la realización de algunas simulaciones numéricas.

TP	0.3 Hz	1 Hz		3 Hz	5 Hz	
Pga	0.1 g	0.1 g	0.2 g	0.1 g	0.1 g	0.2 g

3.3.2. Métodos de simulación numérica utilizados

3.3.2.1. Método de Kennet (1D)

El método de Kennet es un método lineal unidimensional que permite la obtención de las funciones de transferencia en diferentes puntos de una estratigrafía plana cuando un frente de ondas planas incide con cierto ángulo en la base. Esto se realiza calculando los coeficientes de reflexión y transmisión en las interfases. A partir de estos coeficientes se construyen las matrices de reflexión y transmisión para obtener los potenciales ascendentes y descendentes, los cuales posteriormente se propagan a través de las diferentes capas usando el método de las matrices de reflectividad. (Kennet y Kerry, 1979; Piguerras, 1994).

3.3.2.2. Método de Aki-Larner (2D)

El método Aki-Larner es un método lineal bidimensional que permite modelizar el movimiento del suelo en una capa sedimentaria separada del semiespacio por una interfase irregular cuando una onda plana incide con cierto ángulo, y permite detectar los posibles efectos asociados a las discontinuidades laterales. En líneas generales, el campo difractado se construye como una combinación lineal de ondas homogéneas e inhomogéneas, que se representan en función del frente ondas incidentes a partir de las condiciones de continuidad y contorno en las discontinuidades de las capas y en la superficie libre. (Aki y Larner, 1970; Piguerras, 1994). Los cálculos se realizan en el dominio del número de onda dando una periodicidad a la estructura.

3.3.2.3. *Método Shake (1D)*

El método Shake es un método unidimensional lineal equivalente. Considera la respuesta asociada a la propagación vertical de ondas de cizalla a través de un sistema viscoelástico lineal. La no linealidad se aproxima mediante un proceso iterativo que consiste en calcular los valores del módulo de cizalla y amortiguamiento asociados a la deformación media inducida en cada capa por el paso de la onda sísmica y compararlos con los valores de las curvas de degradación de los módulos de amortiguamiento y cizalla disponibles para cada capa de material. Si el resultado no concuerda sigue el proceso de iteración hasta minimizar la diferencia entre el resultado calculado y el correspondiente a las curvas de degradación de los módulos en función de la deformación (Schnabel et al., 1972).

3.3.2.4. *Cyberquake (1D)*

Este también es un método lineal equivalente similar al método Shake (Schnabel et al., 1972).

3.3.2.5. *Boundary Element Method (2D) o BEM*

Actualmente, el boundary element method es un método numérico avanzado en mecánica de medios continuos, especialmente cuando se trata de resolver problemas 3D. Este método permite la transferencia del sistema de ecuaciones diferenciales para una cierta región continua con una geometría arbitraria, a la solución del correspondiente sistema de ecuaciones integrales de contorno para la superficie de la región. No es necesario que todo el volumen esté cubierto por elementos finitos discretos, será suficiente con aproximar su superficie por los elementos finitos del límite. Entonces, la ecuación integral clásica ordinaria se utiliza para obtener las soluciones

para los puntos internos del cuerpo. Esto ofrece grandes ventajas respecto a otros métodos numéricos (tales como los métodos de elementos finitos o diferencias finitas), la solución requerida se representa en forma de una combinación de funciones suaves continuas; por lo tanto, el proceso de los resultados llega a ser mucho más fácil y más exacto (Sánchez-Sesma et al., 1982; Semblat et al., 2002).

3.3.2.6. Método de las diferencias finitas (2D)

Este método consiste en discretizar el medio y aproximar el sistema de ecuaciones y las condiciones de contorno del problema físico a resolver (en este caso la propagación de las ondas sísmicas a través de un medio). La aproximación se realiza a través de desarrollos de Taylor, las derivadas son sustituidas por expresiones de diferencias. La discretización se introduce definiendo las diferencias sobre puntos discretos de las diferentes capas por las cuales se propaga el tren de ondas. En consecuencia se realiza una discretización del medio debido a que aproximamos las derivadas de las ecuaciones diferenciales mediante fórmulas de diferencias. Con este método se obtiene la solución aproximada del sistema de ecuaciones de propagación de las ondas sísmicas. En el capítulo 4 se exponen de forma más extensa y detallada los conceptos teóricos de este método previamente a la realización de una aplicación de él en el capítulo 5.

3.3.3. Resultados disponibles de las simulaciones numéricas

En los apartados anteriores se han ido presentando todos los aspectos necesarios para la realización de las diferentes simulaciones de la propagación de las ondas en el valle de Volvi. Cada aspecto presentaba varias opciones que permitirán cálculos con diferentes características para su comparación.

Resumiendo:

- dos interpretaciones del perfil NNW-SSE del valle de Volvi, una detallada (AUTH) y otra simplificada (LGIH) (Figura 3.4);
- los movimientos de entrada a simular son los registros reales en la estación de referencia PRO (Tabla 3.1) y los pulsos sintéticos de Ricker (Tabla 3.2);
- distintos métodos numéricos 1D y 2D para la simulación de la propagación de las ondas (los descritos en el apartado anterior), y por último,
- la caracterización de la atenuación de los materiales sedimentarios que conforman el perfil geológico a través del parámetro de calidad Q. Por un lado se tendrá en cuenta la caracterización realista obtenida de toda la experimentación realizada en el área (Q realistas), y por otro lado, se considerarán materiales prácticamente elásticos y la atenuación de la energía muy baja (valores altos de Q).

Surgen muchos casos posibles y diferentes de la combinación de todos los puntos anteriores. En el Apéndice se muestran todos los cálculos que se generaron para la realización del ejercicio Benchmark. En total representan muchos cálculos y un número de archivos del orden de 9000, entre registros temporales y funciones de transferencia en puntos a lo largo del perfil, generados por las aplicaciones realizadas por muchos equipos de investigadores.

3.3.4. Establecimiento de una base de datos

Todos los archivos correspondientes a los resultados de las diferentes simulaciones (Apéndice) se han formateado homogéneamente y codificado para un uso posterior más cómodo de ellos, tanto para la consecución de este ejercicio como para otro tipo de estudios que se podrían realizar con ellos. En todo el proceso se trabaja con archivos ASCII y se ha utilizado una base de datos programada para este efecto.

3.3.4.1. Formato de los archivos Benchmark:

Los archivos se formatean de forma que cada uno tiene los datos colocados en dos columnas. La primera columna contiene el tiempo o la frecuencia, según se trate de una historia temporal o una función de transferencia. La segunda columna contendrá la amplitud correspondiente. Si es una historia temporal las unidades en las que se expresará será en unidades de gravedad ($1g = 9.81 \text{ m/s}^2$).

3.3.4.2. Codificación de los archivos Benchmark:

Cada archivo tendrá un nombre único que da información de los datos que contiene.

La codificación de los nombres de los archivos está hecha a base de códigos que se organizan como sigue y que se describen en la Tabla 3.3.

AA_BB_CD_E_FF_GG_HH_II_J_K.DAT

Por ejemplo un archivo podría ser el siguiente:

GR_AL_L0_2_LL_SH_R1_56_T_V.DAT

Su nombre nos indica que el autor de este cálculo es el participante de Grenoble (GR), que el método numérico usado es el método Aki-Larner(AL); que la estructura geológica considerada es la estructura LGIH (L); los valores de Q usados son los realistas (0); que la dimension de la modelización es 2D (2); el método numérico es lineal (LL); las ondas planas incidentes son SH (SH); el movimiento de entrada utilizado para en la modelización para su propagación a lo largo de la estructura LGIH es un

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

pulso Ricker de 1Hz (R1); el lugar en la estructura donde se realiza el cálculo es en el receptor número 56 (56); el contenido del archivo es la historia temporal (T) correspondiente a la componente V del movimiento (V).

Tabla 3.3. Significado de cada código que conforma el nombre de cada archivo.

AA:	Participante del proyecto que ha realizado el cálculo: PR: Charles University, Praha; BR: Bratislava; GR: Grenoble; PA: LCPC-Paris; BA: ICC, Barcelona; TH: AUTH, Thessaloniki; CM: ECP, Châtenay-Malabry.
BB:	Método de simulación numérica: SH: Shake; CY: Cyberquake; AL: Aki-Larner; <input type="checkbox"/> E: <input type="checkbox"/> init Elements; <input type="checkbox"/> D: <input type="checkbox"/> inite Differences; BE: Boundary Elements; KE: Kennet; CH: Charsoil.
C:	Estructura geológica definida: L: LGIH; A: AUTH; S: Simplified.
D:	Valores de Q, perfil de atenuación aplicado: 0:valores reales; 1: valores altos; 2: valores medios.
E:	Dimension: 1: 1D; 2:2D; 3: 3D.
FF:	Tipo de método de simulación numérica: LL Lineal, LE Lineal Equivalente y NL No Lineal.
GG:	Ondas planas incidentes: SH: ondas SH, SV: ondas SV, PP: ondas P, SS: ondas S, PV: ondas P-SV.
HH:	Movimiento de entrada: R1: Ricker 1Hz; R3: Ricker 3Hz; R4: Ricker 4Hz; R5: Ricker 5 Hz; AR: Arnaia; JU: june-94; K1: Kozani at Kozani; K2: Kozani at PRO; RA: Ricker 1Hz, Ondas S; RB: Ricker 1Hz, Ondas P; RC: Ricker 0.3Hz, Ondas S; RD: Ricker 0.3Hz, Ondas P; RE: Ricker 3Hz, Ondas S; R <input type="checkbox"/> : Ricker 3Hz, Ondas P; RG: Ricker 1Hz, 0.2g scaled; RH: Ricker 5Hz, 0.2g scaled; XX: No event.
II:	Receptores: 01 to 60: equiespaciados cada 100m.; de 61 a 67: estaciones de movimiento fuerte (strong motion stations).
J:	T: historias temporales, <input type="checkbox"/> : funciones de transferencia.
K:	Componente: U: Radial; V: Transversal (SH); W: Vertical; A: comp UU; B: comp UW; C: comp WU; D: comp WW; X:indefinida.
.DAT	Hace referencia a que son archivos Ascii.

3.3.4.3. La base de datos

Además de la codificación de los archivos, debido a que en su conjunto se superan los 9000 archivos, he programado en lenguaje Visual C++ una herramienta para gestionarlos, el base2.exe.

Esta herramienta y la inclusión de todos los archivos en un DVD crea una base de datos autoconsistente que está disponible para ser utilizada por la comunidad científica.

El uso de la base de datos es sencillo. Sólo se tiene que ejecutar el programa base2.exe y en la pantalla emergente seleccionar en cada menú (de acuerdo con los códigos de la Tabla 3.3) la opción deseada (ver Figura 3.12).

Después de seleccionar todas las opciones es necesario rellenar el campo *Source Path* con el nombre de la unidad donde se tiene colocado el DVD que contiene los datos y rellenar el campo *Destination Path* especificando el lugar del disco duro donde se van a colocar los archivos que se quieren extraer de la base de datos. Una vez este par de pasos se completa, al presionar *Extract Files*, los archivos seleccionados se extraen al lugar escogido.

Todos estos pasos se ejemplifican en la Figura 3.12

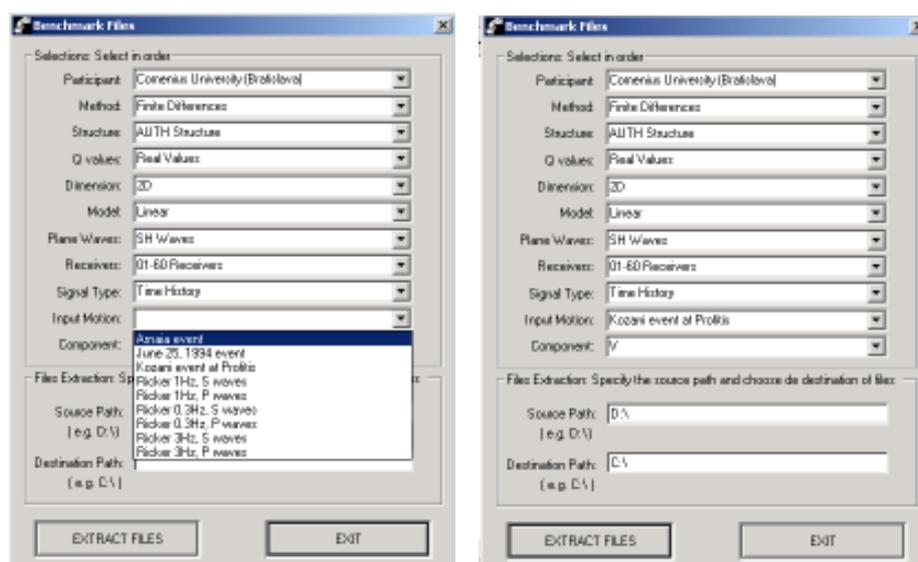


Figura 3.12. Aspecto visual de la herramienta de extracción de archivos.

3.3.5. *Parámetros para la realización de las comparaciones.*

3.3.5.1. *Valor máximo de aceleración, PGA (Peak Ground Acceleration)*

Es el valor máximo absoluto de la historia temporal del registro de aceleración. El PGA es una medida útil del nivel alcanzado por el movimiento del suelo en su componente de altas frecuencias.

3.3.5.2. *Valor máximo de Velocidad, PGV (Peak Ground Velocity)*

Es el valor máximo absoluto de la historia temporal del registro de velocidad. El PGV es una medida útil del nivel alcanzado por el movimiento del suelo en su componente de medias frecuencias.

3.3.5.3. *Valor máximo de Desplazamiento, PGD (Peak Ground Displacement)*

Es el valor máximo absoluto de la historia temporal del registro de desplazamiento. El PGD es una medida útil del nivel alcanzado por el movimiento del suelo en su componente de bajas frecuencias.

3.3.5.4. *Duración de Trifunac (Trifunac Duration)*

La duración de Trifunac, T_d , (Trifunac y Brady, 1975) se define como el intervalo de tiempo entre los puntos en que se tiene el 5% y el 95% de la energía liberada en el movimiento sísmico. Numéricamente, se corresponde con el tiempo comprendido entre los puntos correspondientes al 5% y 95% del diagrama de Husid.

3.3.5.5. *Diagrama de Husid (Husid Plot)*

Un diagrama de Husid muestra como se distribuye en el tiempo la energía del movimiento sísmico. Matemáticamente se expresa en la Ecuación 3.2.

$$H(t) = \frac{\int_0^t a(t)^2 dt}{\int_0^\infty a(t)^2 dt} \quad \text{Ecuación 3.2}$$

3.3.5.6. *Intensidad de Arias* (Arias Intensity)

La intensidad de Arias (Arias, 1970) es un parámetro relativo a la energía contenida en un acelerograma. Es un parámetro influenciado por la amplitud, el contenido frecuencial y la duración (Ecuación 3.3).

$$I_a = \frac{\pi}{2g} \int_0^\infty a(t)^2 dt \quad \text{Ecuación 3.3}$$

La intensidad de Arias tiene unidades de velocidad y usualmente, se expresa en m/s. Debido a que es un parámetro que se obtiene mediante la integración a lo largo de la duración de todo el movimiento sísmico, éste es independiente del método usado para definir la duración del movimiento sísmico

3.3.5.7. *Error Cuadrático Medio de la Aceleración* (RMS Acceleration)

La desviación estándar de la aceleración (Ecuación 3.4) es un parámetro que está influenciado por los efectos de la amplitud, del contenido frecuencial y de la duración del registro del movimiento sísmico.

$$a_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{T_d} \int_0^{T_d} a(t)^2 dt} \quad \text{Ecuación 3.4}$$

donde T_d es la duración del movimiento sísmico.

Debido a que la integral no está fuertemente influenciada por las altas frecuencias en aceleración (lo cual ocurre solo durante un corto periodo de tiempo) y debido a que está influenciada por la duración del movimiento, la desviación estándar puede ser muy útil para el uso ingenieril. Como T_d se usa la de definición de duración de Trifunac.

3.3.5.8. Intensidad del Espectro de Respuesta (Response Spectrum Intensity)

La intensidad del espectro de respuesta (Housner, 1959) se define en la Ecuación 3.5.

$$SI(\xi) = \int_{0.1}^{2.5} PSV(\xi, T) dT \quad \text{Ecuación 3.5}$$

Es el área bajo el espectro de respuesta en pseudo-velocidad entre los periodos 0.1 s. y 2.5 s. En este trabajo se considera un amortiguamiento del $\xi = 5\%$. La intensidad del espectro de respuesta caracteriza la amplitud del movimiento del suelo y el contenido frecuencial (en el rango de primordial importancia para las estructuras). Este parámetro se utiliza para medir el daño medio que sufren las estructuras (Coral, 2002).

3.3.5.9. *Amplificación Logarítmica Media de las Funciones de Transferencia*

La amplificación logarítmica media de las funciones de transferencia (Ecuación 3.6) es un promedio de la función de transferencia.

$$\bar{A}_{\log} = \frac{\int_0^{\infty} a(f) d \log f}{\int_0^{\infty} d \log f} \quad \text{Ecuación 3.6}$$

Se trata de una media calculada a escala logarítmica, de manera que se obtiene un parámetro capaz de mostrar de una forma compacta la forma de la función de transferencia y así poder ver claramente su evolución a lo largo del valle. Esta media da mayor importancia a las bajas frecuencias que es donde el valle de estudio tiene su frecuencia fundamental.

3.3.5.10. *Cociente Espectral Estándar (Standard Spectral Ratio)*

Es el cociente entre las funciones de transferencia en el suelo y una de referencia en roca.

3.3.5.11. *Tiempo de retraso de grupo (Group Delay Time)*

El cálculo de este parámetro propuesto por Beauval, C. et al (2003) se basa en el método propuesto por Sawada (1998).

Se calcula tomando en primer lugar la transformada de Fourier, $S(\omega)$ (Ecuación 3.7), del registro temporal, $s(t)$. El espectro de fase de la transformada de Fourier, $\phi(\omega)$ es la parte de la transformada que nos interesa analizar. $\phi(\omega)$ contiene la

información sobre la duración del registro y sobre los tiempos de llegada de la energía en función de la frecuencia. Entonces, T_{gr} se define como el gradiente de $\phi(\omega)$ (Ecuación 3.8).

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} s(t)e^{i\omega t} dt = A(\omega)e^{-i\phi(\omega)} \quad \text{Ecuación 3.7}$$

$$T_{gr} = \frac{d\phi(\omega)}{d\omega} \quad \text{Ecuación 3.8}$$

T_{gr} es una cantidad con unidades de tiempo y se le llama Group Delay Time. Pero esta función es muy inestable y varía mucho de una frecuencia a otra, por tanto es necesario incluir un proceso de suavizado que se lleva a cabo mediante una función ventana $W(\omega, \omega_o)$ y la amplitud $A(\omega)$ de la transformada de Fourier, de forma que se tiene en cuenta el contenido del registro para suavizar más o menos en función de lo significativa que es la energía contenida en esa frecuencia.

El Group Delay Time suavizado se expresa como se muestra en la Ecuación 3.9 y su variancia como se muestra en la Ecuación 3.10

$$\mu_{T_{gr}}(\omega_o) = \frac{1}{S} \int_0^{\infty} W_A(\omega, \omega_o) \cdot T_{gr}(\omega) d\omega \quad \text{Ecuación 3.9}$$

$$\sigma^2_{T_{gr}}(\omega_o) = \frac{1}{S} \int_0^{\infty} W_A(\omega, \omega_o) \cdot (T_{gr}(\omega) - \mu_{T_{gr}}(\omega_o))^2 d\omega \quad \text{Ecuación 3.10}$$

donde la normalización S se expresa mediante la Ecuación 3.11.

$$S = \int_0^{\infty} W_A(\omega, \omega_o) d\omega \quad \text{Ecuación 3.11}$$

y donde $W_A(\omega, \omega_o)$ (Ecuación 3.12, Ecuación 3.13) es la función ventana que contiene el espectro de amplitudes $A(\omega)$.

$$W_A(\omega, \omega_o) = W(\omega, \omega_o) \frac{A(\omega)}{\mu_A(\omega)} \quad \text{Ecuación 3.12}$$

$$\mu_A(\omega_o) = \frac{\int_0^{\infty} W(\omega, \omega_o) \cdot A(\omega) d\omega}{\int_0^{\infty} W(\omega, \omega_o) d\omega} \quad \text{Ecuación 3.13}$$

La función ventana $W(\omega, \omega_o)$ es una ventana logarítmica donde b hace referencia al ancho de banda, ω a la frecuencia y ω_o a la frecuencia central.

$$W(\omega, \omega_o) = \left[\frac{\sin \left(\log \left(\frac{\omega}{\omega_o} \right)^b \right)}{\log \left(\frac{\omega}{\omega_o} \right)^b} \right]^4 \quad \text{Ecuación 3.14}$$

El parámetro b controla el suavizado. Un valor $b=20$ implica un suavizado fuerte; valores de $b=40$ y $b=60$ implican suavizados menores. (Konno y Ohmachi, 1998).

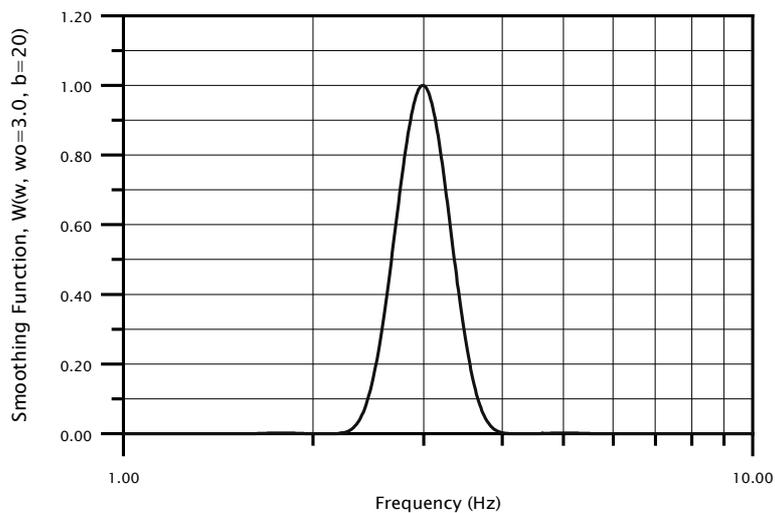


Figura 3.13. Función $W(\omega, \omega_0)$ con $b=20$.

3.3.5.12. Análisis temporal-frecuencial mediante el método de las wavelets

Los sismogramas son señales que matemáticamente se definen como series temporales no estacionarias, donde su contenido frecuencial varía significativamente con el tiempo.

El método estándar de análisis del contenido frecuencial hasta el momento ha sido la transformada de Fourier. La transformada de Fourier es una representación de la señal en el dominio frecuencial en la que se obtiene un promedio de la energía presente en la señal para cada frecuencia. Esto no es suficiente para un buen análisis de señales no estacionarias ya que no se tiene idea de la variabilidad del contenido frecuencial con el tiempo.

Es por ello que se opta por métodos de análisis en los que se pueda analizar la señal en tiempo y frecuencia simultáneamente. Con un análisis de este tipo se obtiene una representación del señal en un plano tiempo-frecuencial lo que permite investigar los cambios de frecuencia con el tiempo.

Un método de análisis tiempo-frecuencial es la aplicación de la transformada de Fourier a intervalos de la señal, realizando un barrido a lo largo de toda la señal. Un esquema del proceso que se sigue se muestra en la Figura 3.14.

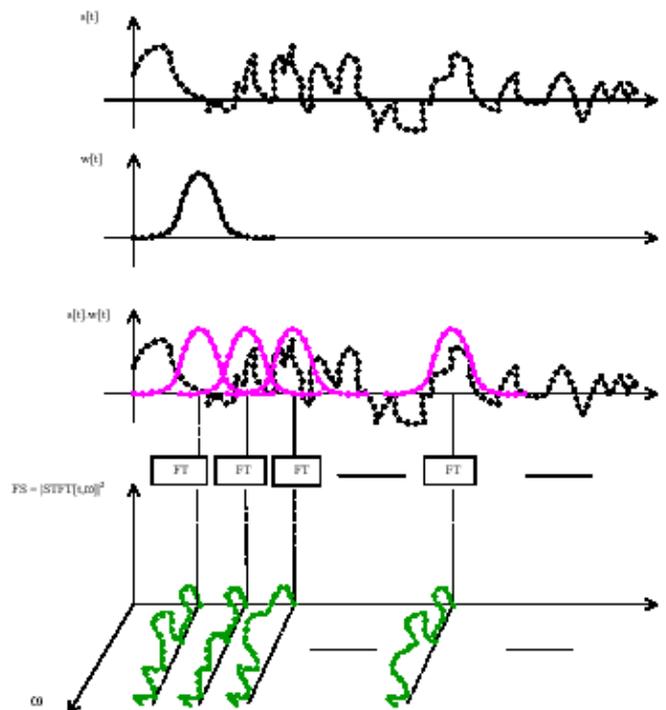


Figura 3.14. Esquema de un análisis temporal-frecuencial de una señal usando la transformada de Fourier a intervalos de tiempo.

El módulo al cuadrado de la transformada de Fourier es lo que se conoce como Espectrograma o método del Espectrograma (Ecuación 3.15)

$$WFT\{x\}_{(\tau,\omega)} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)w^*(t-\tau)e^{-i\omega t} dt$$

Ecuación
3.15

$$|WFT|^2 = \text{espectrograma}$$

En este caso la resolución del método es fija tanto en tiempo y en frecuencia y depende de la elección del tamaño de señal al que se le aplica cada vez la transformada de Fourier. Este concepto está representado en la figura 3.15.

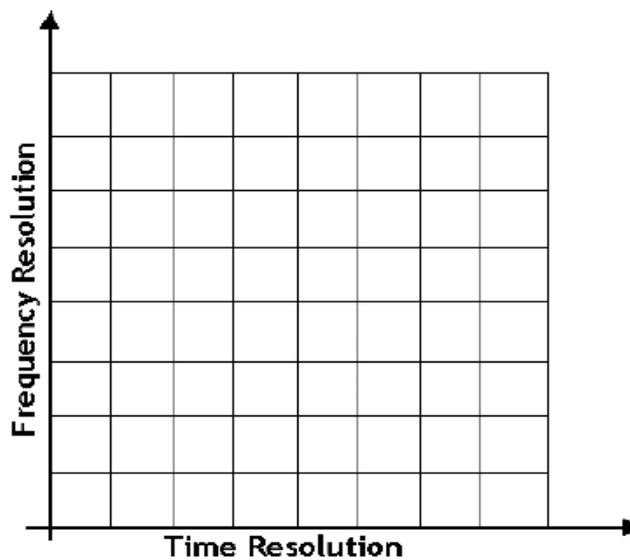


Figura 3.15. Resolución en tiempo y frecuencia usando el método del espectrograma.

La resolución de estos métodos está limitada por el principio de Heisenberg-Gabor (Ecuación 3.16). Debido a esto, nuestra resolución queda totalmente fijada por la elección del ancho de ventana escogido desde el principio.

$$\Delta t \Delta f \geq \frac{1}{4\pi}$$

Ecuación
3.16

Otra opción es el uso del método de wavelets. Es una de las técnicas más conocidas y usadas en la actualidad para la obtención del análisis tiempo-frecuencial. El concepto teórico es muy similar al anterior con la diferencia de que en vez de utilizar los senos y cosenos, en los cuales la transformada de Fourier descompone la señal, se utilizan unas funciones llamadas wavelets. Los senos y cosenos en los que la transformada de Fourier descompone la señal, son funciones deslocalizadas en el tiempo, sin principio ni fin, hecho que no responde a la realidad del sismograma que sí tiene principio y fin. Así pues, cambiar estas funciones trigonométricas por otras que respondan mejor a las características de la señal a tratar parece la solución a la obtención de una buena representación en el plano temporal-frecuencial. Estas funciones son las wavelets (trozos de onda), funciones localizadas en el tiempo, con principio y fin, y que pueden escalarse y desplazarse en el tiempo.

El análisis de la señal mediante wavelets se expresa matemáticamente como se muestra en la Ecuación 3.17.

$$CWT\{x\}_{(\tau,\omega)} = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt$$

Ecuación 3.17

donde ψ es la función wavelet (Figura 3.16).



Figura 3.16. Ejemplo de wavelet ψ madre.

la resolución del método va variando de acuerdo con la Ecuación 3.16 debido a que las funciones (wavelets) en las cuales se descompone la señal varían en amplitud y frecuencia. Por tanto, se obtiene que para bajas frecuencias hay poca localización en el tiempo y a altas frecuencias hay poca localización en frecuencia, pero mayor en el tiempo. Justamente, estas resoluciones son adecuadas para obtener las características que se quieren observar en las señales sísmicas.

La figura 3.17 ejemplifica la resolución que se obtiene con este método junto con la variación de wavelets que se va aplicando a cada región del plano tiempo-frecuencia en el cual quedará representado el contenido de la señal sísmica.

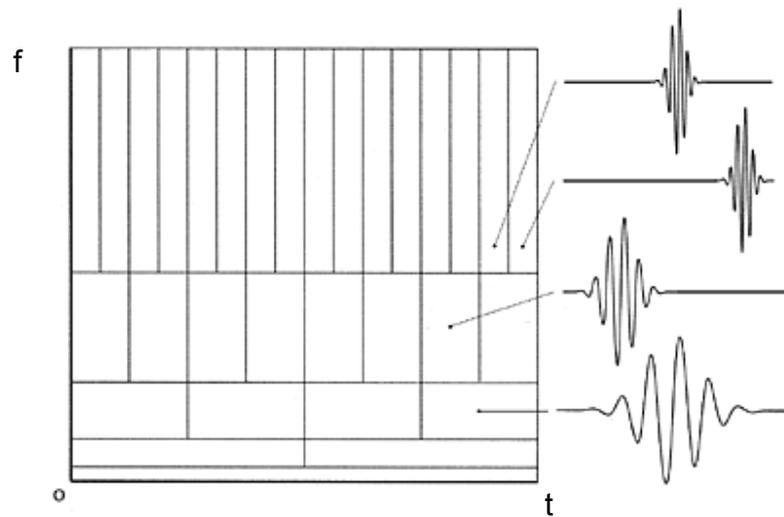


Figura 3.17. Resolución en tiempo y frecuencia usando el método de wavelets.

3.4. Comparación de las simulaciones del ejercicio Benchmark

Para poder llevar a cabo una comparación completa de todos los aspectos analizables en este ejercicio se necesitan agrupar los resultados de las simulaciones numéricas disponibles de forma que se puedan obtener conclusiones respecto a:

- el uso de diferentes interpretaciones de la estructura geológica del valle (AUTH, LGIH);
- el uso de diferentes métodos numéricos, 1D-2D, métodos lineales-lineales equivalentes.
- El uso de diferentes valores de atenuación, Q .

Los grupos de cálculos que cumplieran estas premisas son aquellos en los que se propagaron como señal de entrada el pulso sintético Ricker de 1Hz y el registro en roca del sismo de Arnaia (Apéndice). En la Tabla 3.4 y en la Tabla 3.5 están incluidos todos los casos disponibles para estos cálculos. Se puede comprobar que presentan una completitud de resultados diversos con los que se podrán realizar comparaciones y obtener conclusiones interesantes para comprobar los tres puntos detallados arriba.

En concreto, el análisis del pulso de Ricker de 1Hz nos permite realizar un análisis de sensibilidad de los métodos numéricos usados y la sensibilidad en la simplificación de la estructura geológica. Al mismo tiempo, permite analizar la sensibilidad y la información que proveen los diferentes parámetros escogidos para el análisis de las señales sísmicas.

Finalmente, el análisis de los resultados obtenidos con el registro real de Arnaia permite además comprobar la veracidad de las predicciones ya que los resultados de las simulaciones se comparan con los registros reales del sismo de Arnaia que proporcionan los acelerógrafos instalados a lo largo del perfil del valle de Volvi (Figura 3.10).

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

Tabla 3.4. Distintos casos de simulación de la propagación del pulso de Ricker de 1Hz.

Ricker 1Hz	Participante	Método	Estructura geológica	Atenuación, Q	Tipo ondas incidentes.
<u>Caso 1</u>	ICC	Shake	AUTH	Realista	Ondas S
<u>Caso 2</u>	ICC	Shake	LGIH	Realista	Ondas S
<u>Caso 3</u>	ICC	Kennet	AUTH	Realista	Ondas S
<u>Caso 4</u>	ICC	Kennet	LGIH	Realista	Ondas S
<u>Caso 5</u>	ICC	Aki-Larner	LGIH	Realista	Ondas S
<u>Caso 6</u>	AUTH	Shake	AUTH	Realista	Ondas S
<u>Caso 7</u>	AUTH	Shake	LGIH	Realista	Ondas S
<u>Caso 8</u>	□MPIUC	□D	AUTH	Realista	Ondas P
<u>Caso 9</u>	□MPIUC	□D	AUTH	Baja atenuacion	Ondas S
<u>Caso 10</u>	□MPIUC	□D	AUTH	Baja atenuacion	Ondas P
<u>Caso 11</u>	□MPIUC	□D	AUTH	Realista	Ondas S
<u>Caso 12</u>	□MPIUC	□D	LGIH	Realista	Ondas P
<u>Caso 13</u>	□MPIUC	□D	LGIH	Realista	Ondas S
<u>Caso 14</u>	LCPC	Aki-Larner	AUTH	Realista	Ondas S
<u>Caso 15</u>	LCPC	Aki-Larner	LGIH	Realista	Ondas S

Tabla 3.5. Distintos casos de simulación de la propagación del registro en roca del sismo de Arnaia.

Arnaia	Participante	Método	Estructura geológica	Atenuación, Q	Tipo ondas incidentes.
<u>Caso 1</u>	ICC	Shake	AUTH	Realista	Ondas S
<u>Caso 2</u>	□MPIUC	□D	AUTH	Baja atenuacion	Ondas S
<u>Caso 3</u>	□MPIUC	□D	AUTH	Realista	Ondas S
<u>Caso 4</u>	□MPIUC	□D	LGIH	Realista	Ondas S
<u>Caso 5</u>	LCPC	Kennet	AUTH	Realista	Ondas S
<u>Caso 6</u>	ECP	BEM	LGIH	Realista	Ondas S

3.4.1. Comparación para el caso del pulso de Ricker de 1Hz

La comparación para este caso se ha realizado muy detalladamente analizando parámetro por parámetro y cuantificando las respuestas de los distintos resultados a lo largo del perfil 2D del valle de Volvi. Todo este análisis comparando todos los casos de la Tabla 3.4 está contenido en el segundo informe técnico del proyecto Euroseisrisk (Tapia y Figueras, 2003) que además incluye las representaciones gráficas de todos los parámetros calculados sobre todos los resultados de las simulaciones.

En este capítulo se presenta una síntesis de los aspectos más relevantes observados en el análisis junto con las figuras que los ejemplifican.

3.4.1.1. PGA, PGV, PGD

Los parámetros PGA, PGV y PGD ofrecen informaciones similares de la respuesta sísmica a lo largo del valle. El análisis de estos parámetros muestra que la respuesta sísmica es diferente según la definición de la estructura geológica sobre todo en el centro del valle. La *Figura 3.18*, que corresponde a la representación del PGA para las simulaciones 1D, muestra este efecto. En la *Figura 3.19* también se observa este efecto con las simulaciones 2D además de mostrar que para estos parámetros la atenuación no es un factor diferenciador de la respuesta sísmica. De la comparación de la *Figura 3.18* y de la *Figura 3.19* se observa como los resultados para las simulaciones 2D con el método de diferencias finitas ofrecen valores más altos debido a la presencia de efectos 2D que para las simulaciones 1D, como por ejemplo la respuesta en los límites de los valles que se sitúan alrededor de los 1500 y 5000 m en el eje de distancia (eje x).

En referencia a los tres parámetros PGA, PGV y PGD cabe destacar que cada uno de ellos corresponde a un rango de frecuencias diferente. Las diferencias que se aprecian debido a este hecho es la pérdida de sensibilidad del PGA al PGD en los límites de valle donde hay pendientes abruptas. El PGA los localiza muy bien en las simulaciones 2D debido a un fuerte efecto 2D en esas zonas cosa que el PGD no consigue. La *Figura 3.20* muestra el PGA, el PGV y el PGD donde se observa como en los límites del valle (alrededor de 1000 m y 5000 m de distancia en el eje x) la respuesta de la simulación 2D con el método de BEM se suaviza de un parámetro a otro .

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

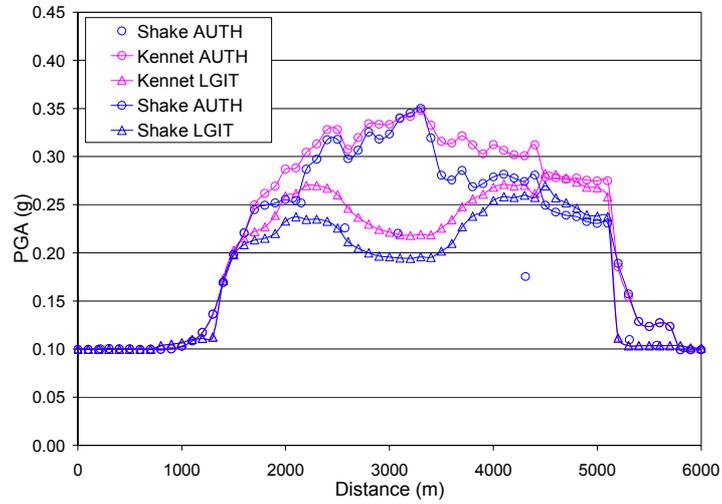


Figura 3.18. Variación del PGA a lo largo del perfil geológico para las simulaciones 1D.

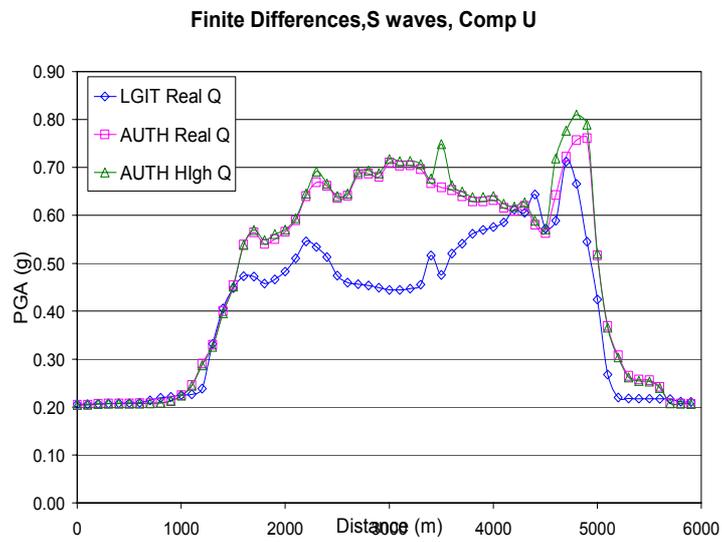


Figura 3.19. Variación del PGA a lo largo del perfil geológico para las simulaciones 2D.

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

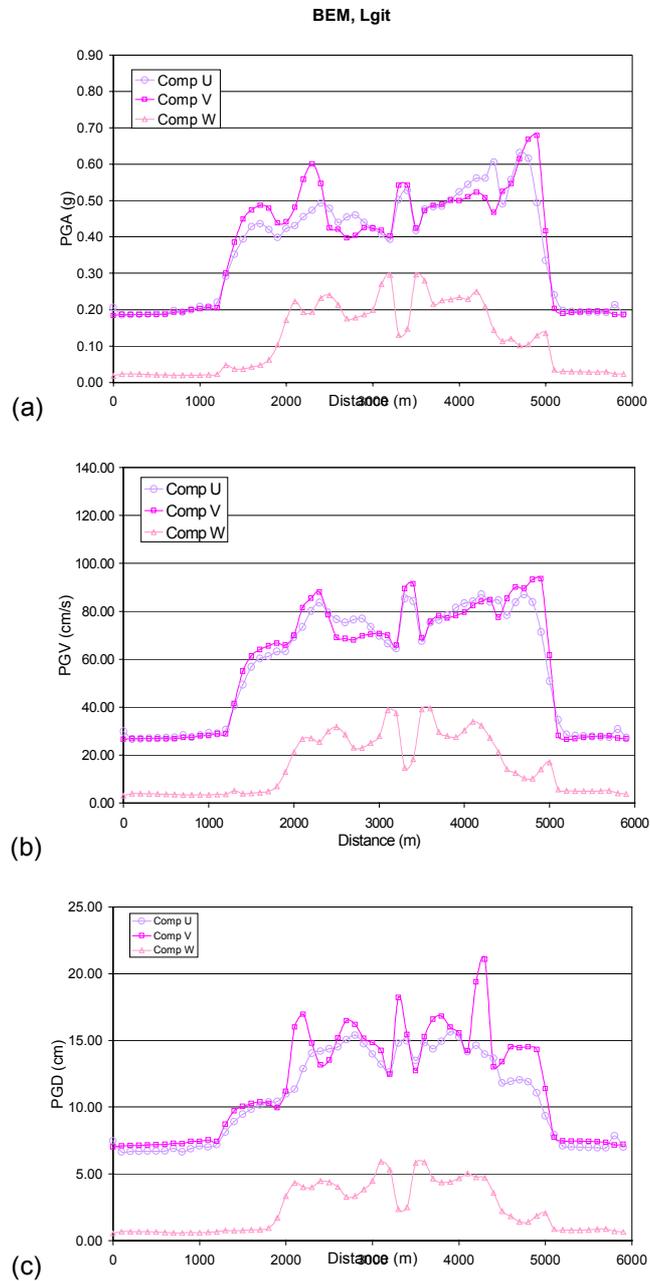


Figura 3.20. Comparación entre PGA(a), PGV (b) y PGD (c) para las simulaciones realizadas con BEM y para la estructura simplificada con valores realistas de atenuación.

3.4.1.2. Duración de Trifunac

La duración de Trifunac es un parámetro muy sensible al modelo de atenuación usado para definir el comportamiento dispersivo de los materiales que conforman la geología local (Figura 3.21). También es un parámetro sensible a los efectos 2D en este valle que provocan alargamientos en las señales sísmicas sobre todo en sus límites (Figura 3.22). Tanto en la Figura 3.21 como en la Figura 3.22 para las modelizaciones 1D y 2D la simplificación de la estructura no presenta grandes diferencias (LGIT, AUTH) Es el modelo de atenuación que marca la diferencia en la magnitud de este parámetro (curva AUTH High Q en la Figura 3.21) y la modelización 1D o 2D, dando el resultado 2D una respuesta a lo largo del valle más complicada y de valores superiores de alargamientos que las modelizaciones 1D (curva 1D Lgit en la Figura 3.22).

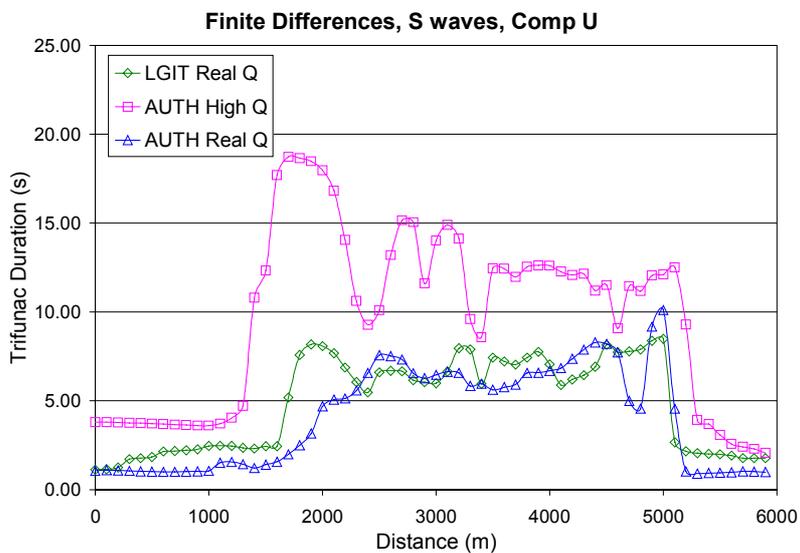


Figura 3.21. Variación a lo largo del valle de la duración de Trifunac para las simulaciones 2D considerando distintos modelos de estructura y definiciones de atenuación.

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

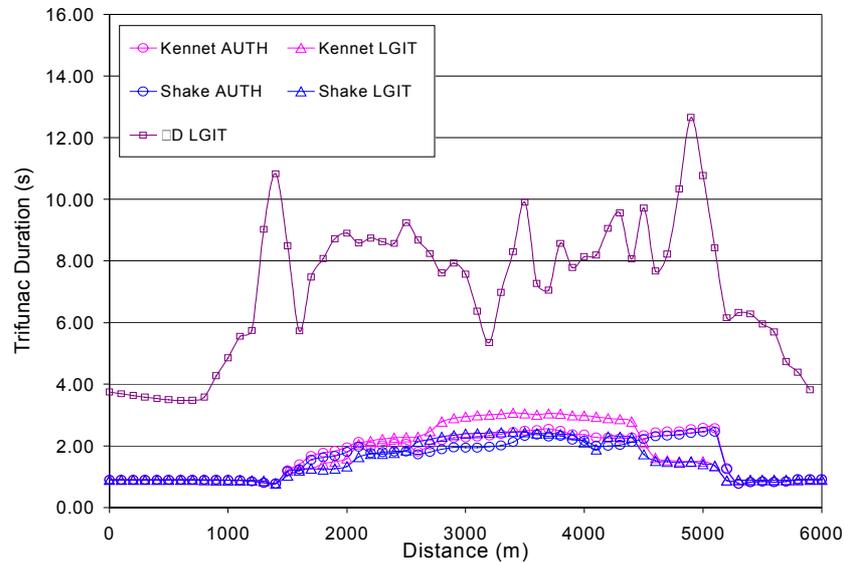


Figura 3.22. Variación a lo largo del valle de la duración de Trifunac. Comparación de simulaciones 1D-2D.

3.4.1.3. Intensidad de Arias

A diferencia de los parámetros anteriores en que unos eran sensibles a la simplificación de la estructura y otros a la atenuación de los materiales, este parámetro es sensible a todos los casos que se están considerando en las modelizaciones: los distintos modelos de estructura (realista, simplificado) y los modelos de atenuación (realista, baja atenuación). La estructura controla el patrón de respuesta dando diferentes perfiles de intensidad de Arias a lo largo del valle para las dos interpretaciones de estructura. La atenuación produce una diferencia en los niveles de la amplificación suelo/roca, no del patrón, dando valores más bajos el modelo con atenuación más realista que el modelo de baja atenuación.

En la figura 3.23 se presenta una comparación entre las simulaciones 1D-2D. La diferencia es notable tanto por los niveles máximos del movimiento del suelo que se observan como también por los efectos 2D en todo el valle. Esto es debido a que las ondas interfieren constructiva y destructivamente mostrando una respuesta a lo largo

del valle oscilante con máximos y mínimos alcanzando los valores máximos en los límites del valle y en el centro (curva 1D AUTH Comp U de la figura 3.23. Las modelizaciones 1D no muestran estos efectos.

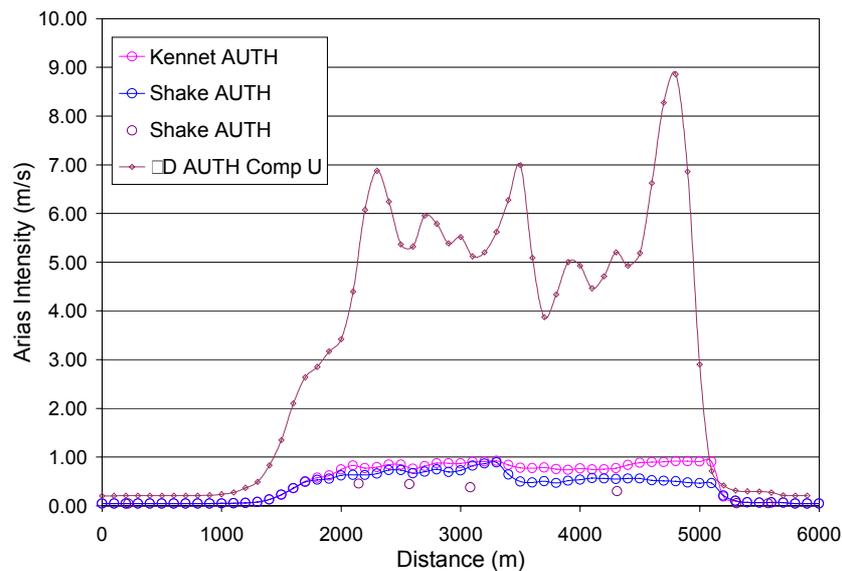


Figura 3.23. Variación a lo largo del valle de la intensidad de Arias para las simulaciones 1D-2D considerando la estructura realista AUTH.

3.4.1.4. PGA, Intensidad de Arias y Duración de Trifunac

A lo largo del valle los perfiles de respuesta de parámetros como el PGA (indicador del valor máximo de aceleración alcanzado) y la Intensidad de Arias (medida de la energía contenida) muestran un comportamiento complementario al de los parámetros que miden la duración de la señal y por tanto, los alargamientos producidos por la geología local del valle.

Cabe comentar que tanto el PGA como la intensidad de Arias están influenciados por la información contenida en las altas frecuencias de la señal sísmica. El PGA normalmente se sitúa en estos rangos y la intensidad de Arias al ser la suma del

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

cuadrado de la aceleración de la señal sísmica da más relevancia a los picos de mayores amplitudes que suelen estar también en el rango de las altas frecuencias de la señal sísmica.

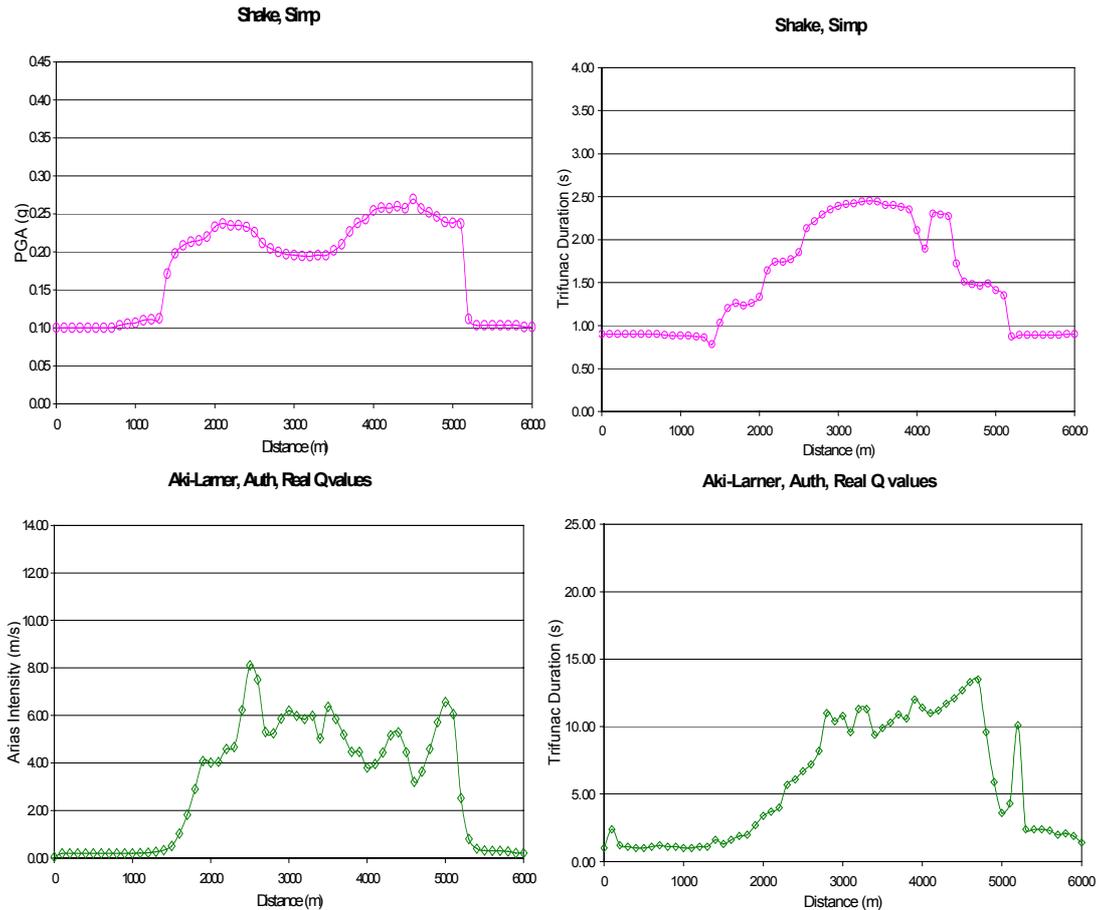


Figura 3.24. (a) Comparación entre el PGA y la duración de Trifunac para una simulación 1D. (b) Comparación entre la intensidad de Arias y la duración de Trifunac para una simulación 2D.

En la figura 3.24 se observa que el PGA e Intensidad de Arias para modelizaciones 1D y 2D se contraponen a la duración de Trifunac. En las simulaciones 1D se observa claramente que las respuestas son complementarias (Gráficos Shake Simp de la figura 3.24) ya que en las zonas del valle donde hay alargamientos del señal significativos (centro del valle) a su vez no se tienen grandes amplificaciones del PGA y zonas donde se observan amplificaciones (límites del valle), no presentan los alargamientos de señal

tan significativos. La envolvente de las figuras correspondientes a la modelización 2D también refleja el mismo fenómeno excepto en el límite de valle situado alrededor de 5000 m en el eje x, mientras que la intensidad de Arias va decreciendo desde el valor máximo en 2500 m hasta que llega al final del valle, la duración de Trifunac empieza en un mínimo y va creciendo a medida que avanzamos en distancia en el perfil del valle.

3.4.1.5. Error Cuadrático Medio de la Aceleración (RMS)

Este parámetro está altamente correlacionado con la duración del registro, con lo que los aspectos que tienen influencia sobre la duración de Trifunac también influyen sobre este parámetro. En la figura 3.25 se muestran las modelizaciones 1D y 2D para varios métodos numéricos y para las dos definiciones de estructura. De la comparación visual de ambas figuras, se observa como las simulaciones 1D (figura 3.25 (a)) dan rangos de valores mucho menores que los de las simulaciones 2D (figura 3.25 (b)).

En la figura 3.25 (b) se observa como este parámetro discrimina bien los distintos modelos de atenuación y las simplificaciones de la estructura. Los resultados de considerar una estructura geológica u otra pero con igual definición de la atenuación de sus materiales dan niveles de error cuadrático medio similares, y para el caso que se ha modelizado con baja atenuación se obtienen los valores más altos de RMS.

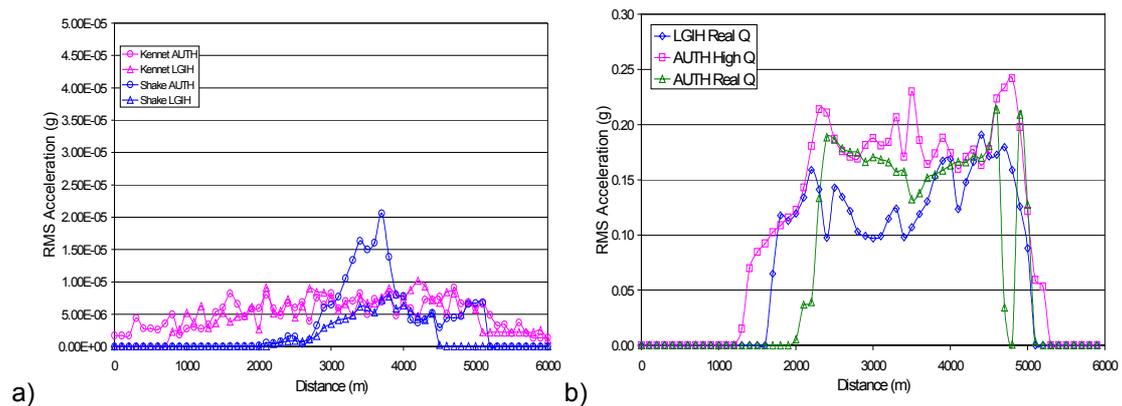


Figura 3.25. Variación del RMS a lo largo del valle. (a) Comparación entre diferentes métodos de simulación 1D y diferentes estructuras geológicas. (b) Comparación de las diferentes definiciones de estructura geológica con los resultados del método de diferencias finitas.

3.4.1.6. Intensidad del espectro de respuesta (RSI)

Las mayores diferencias encontradas para la intensidad del espectro de respuesta se deben a los diferentes métodos de simulación aplicados (Figura 3.26 (a)). Las diferentes estructuras geológicas solo muestran diferencias en los límites del valle y los modelos de atenuación no muestran una influencia importante en los resultados (Figura 3.26 (b)).

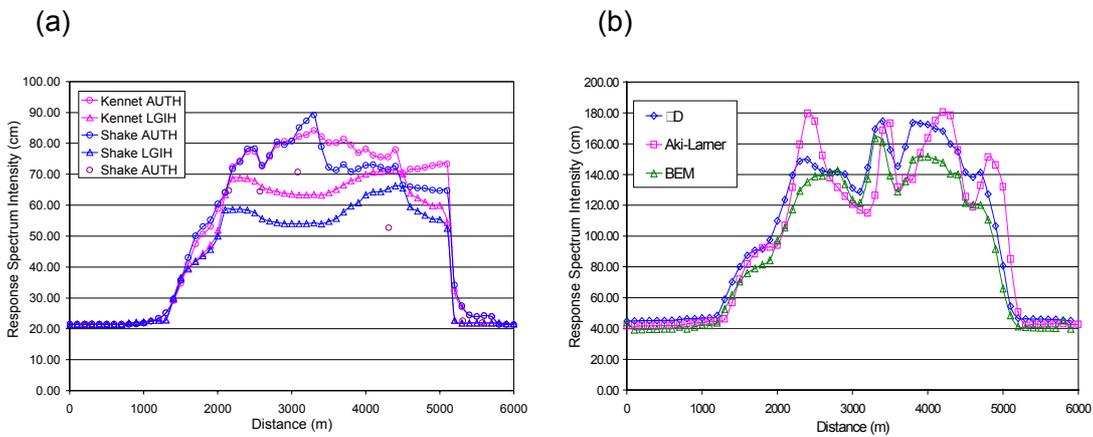


Figura 3.26. Variación del RSI a lo largo del valle. (a) Comparación de las simulaciones 1D con diferentes estructuras geológicas. (b) Comparación de los distintos métodos 2D para la estructura geológica simplificada LGIH.

3.4.1.7. Amplificación logarítmica media

En la Figura 3.27 se muestran las simulaciones 1D. Se observa como no existen diferencias importantes respecto a la consideración del modelo pero sí que se observa una sensibilidad de este parámetro a los métodos numéricos (método Kennet y Shake). Para las simulaciones 2D se encuentran valores de amplificación mayores que para las simulaciones 1D, lo cual se observa al comparar la Figura 3.27 y la Figura 3.28.

Para las simulaciones 2D, los resultados obtenidos con diferentes métodos (diferencias finitas, Aki-Larner y BEM) muestran resultados discordantes (Figura 3.28 (a)), seguramente debido a la diferente precisión numérica de cada uno de los métodos,

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

ya que este parámetro promedia todo el espectro de frecuencias, aunque da más importancia a las frecuencias más bajas.

Observando los resultados de la Figura 3.28 (b) se observa como los diferentes modelos de atenuación tienen una influencia más grande que la simplificación de la estructura geológica, al igual que para las simulaciones 1D. Es decir, la simplificación de las estructuras para las bajas frecuencias no es un factor que modifique críticamente los resultados. En cambio la elección de diferentes modelos de atenuación afectaría directamente al rango de las bajas frecuencias dando lugar a las diferencias que se observan en la Figura 3.28 (b).

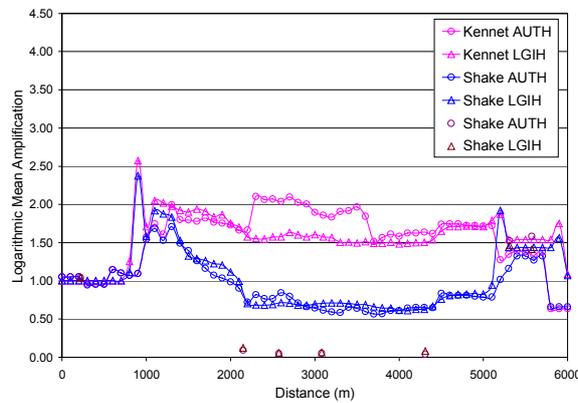


Figura 3.27. Variación de la amplificación logarítmica media a lo largo del valle. Comparación de las simulaciones 1D considerando diferentes estructuras geológicas

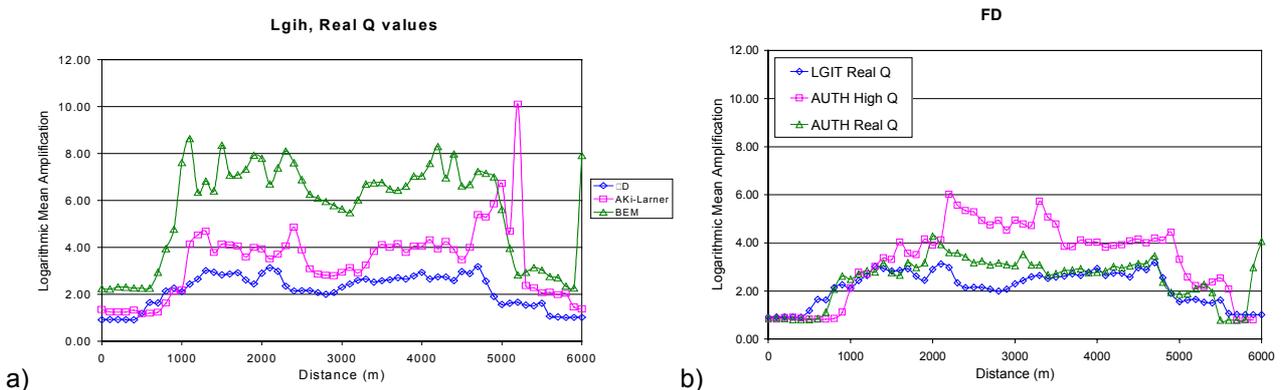


Figura 3.28. Variación de la amplificación logarítmica media a lo largo del valle. Comparación entre las diferentes estructuras geológicas y modelos de atenuación para las simulaciones 2D con el método de diferencias finitas.

3.4.1.8. Funciones de transferencia

Estas dependen fuertemente del método de simulación utilizado tanto si es 1D como 2D, si es un método lineal o lineal equivalente. También, los diferentes modelos de estructura y de atenuación afectan a la función de transferencia sobre todo para frecuencias superiores a 2-3Hz, ya que hasta estas frecuencias, bajas frecuencias, los resultados son similares independientemente del modelo de estructura considerado, como ya se observaba con el análisis de la amplificación logarítmica media.

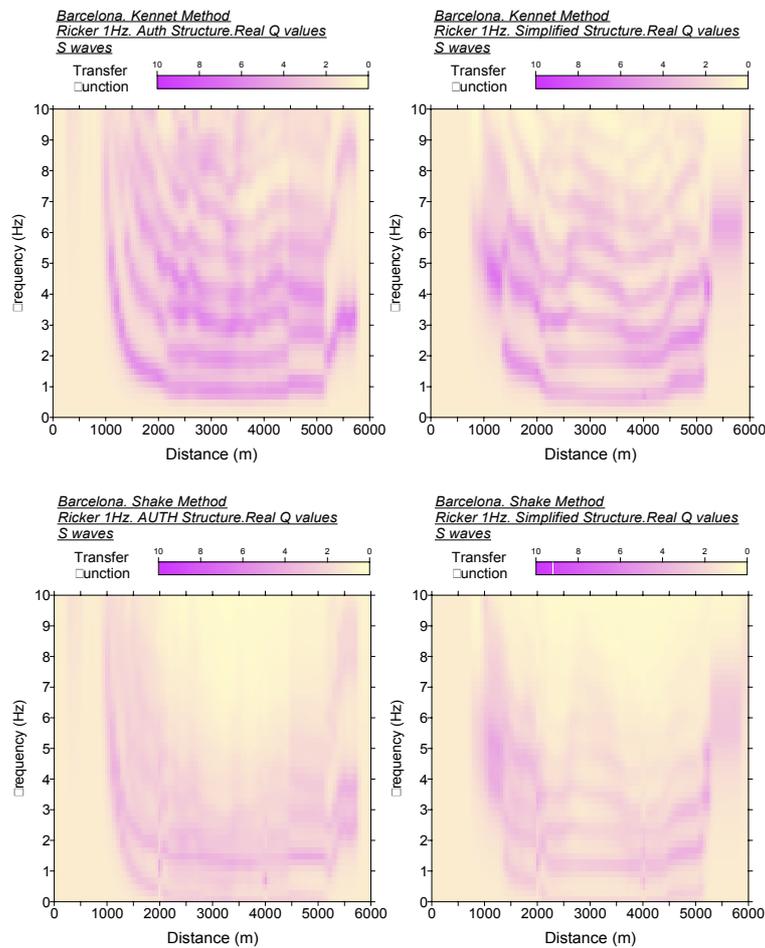


Figura 3.29. Funciones de transferencia obtenidas a lo largo del valle. Comparación entre métodos 1D lineal y lineal equivalentes considerando diferentes estructuras geológicas.

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

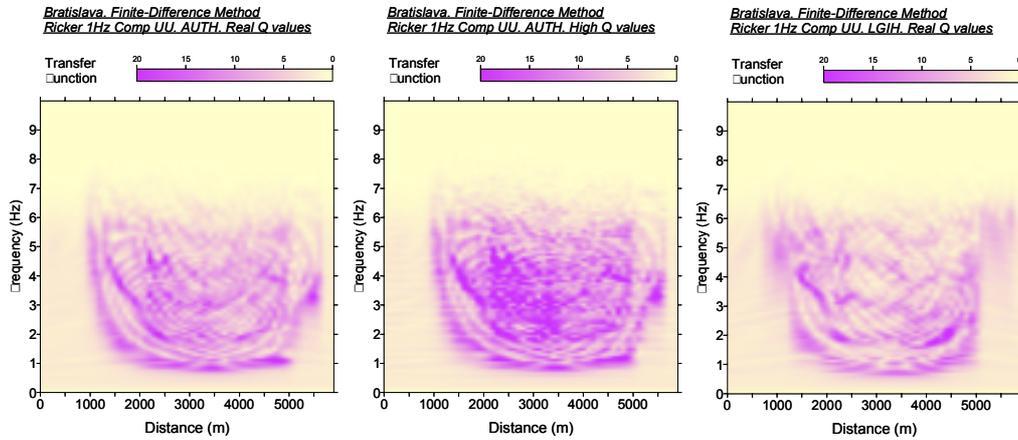


Figura 3.30. Funciones de transferencia a lo largo del valle de las simulaciones 2D con el método de diferencias finitas usando diferentes estructuras geológicas y atenuación.

3.4.1.9. Cociente Espectral Estándar

El cociente espectral estándar muestra las diferencias entre la utilización de modelizaciones 1D y 2D y es muy sensible a las simplificaciones en la definición de la estructura geológica y a los modelos de atenuación, tal como se muestra en la Figura 3.31 donde se comparan los resultados obtenidos de la simulación con el método de diferencias finitas. En este caso, también se observan diferencias entre los distintos casos en el rango de las bajas frecuencias.

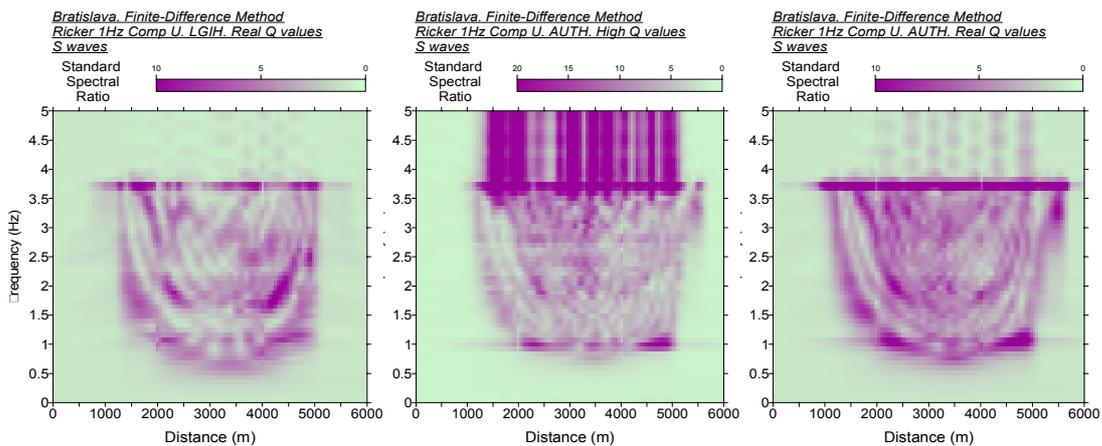
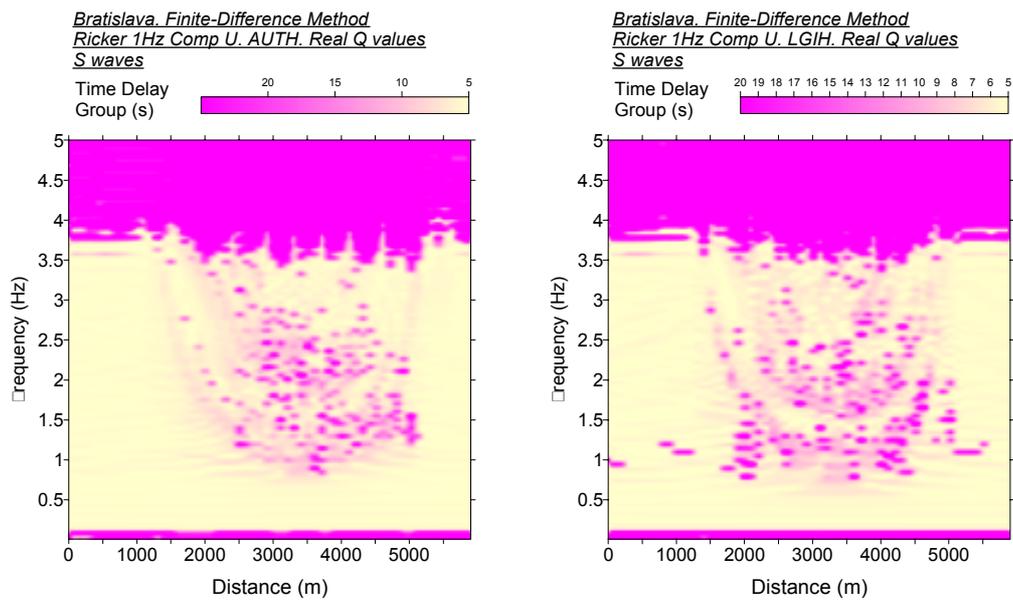
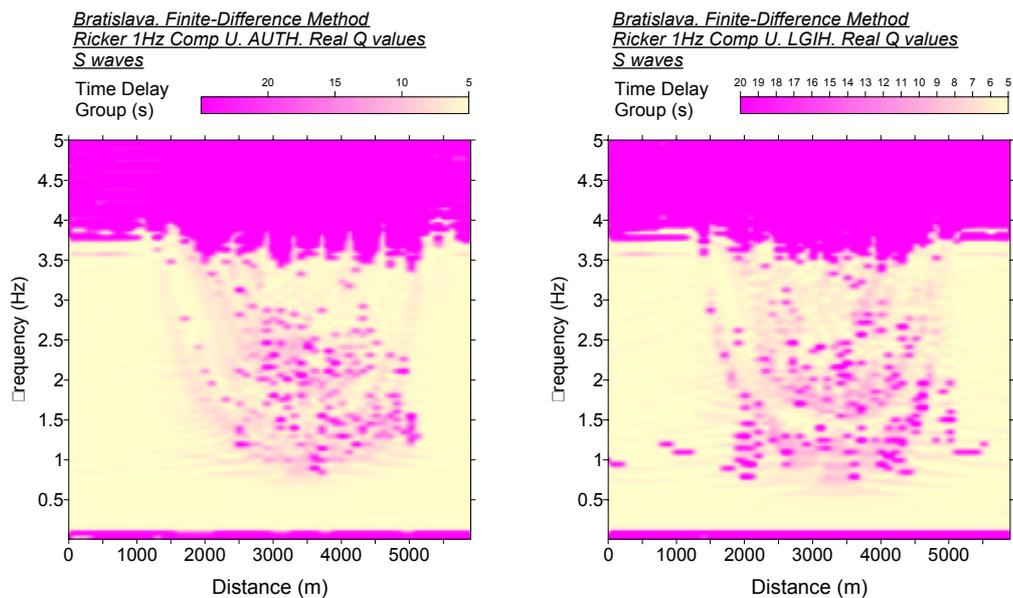
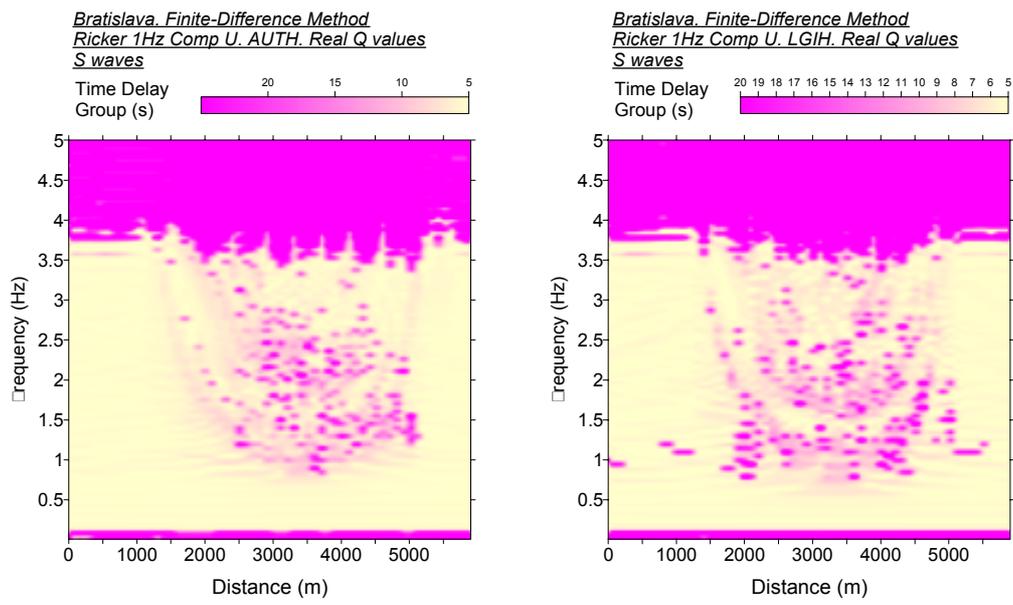


Figura 3.31. Cociente espectral estándar a lo largo del valle de las simulaciones 2D con el método de diferencias finitas usando diferentes estructuras geológicas y atenuación.

3.4.1.10. Tiempo de desfase de grupo

El análisis realizado con el cálculo del tiempo de desfase de grupo se revela también como un parámetro importante en este tipo de análisis paramétrico, al observar un amplio rango de frecuencias es sensible al uso de distintos métodos de simulación 1D o 2D. También discrimina muy bien las diferencias provocadas por cambios en la definición de estructura y los modelos de atenuación. Por ejemplo, en la  observamos como las variaciones en la definición del modelo de estructura geológica influyen significativamente en los resultados obtenidos especialmente en los límites del valle.



 Comparación del tiempo de desfase de grupo a lo largo del valle a partir de las simulaciones 2D con el método de diferencias finitas usando diferentes estructuras geológicas.

3.4.1.11. *Análisis de wavelets*

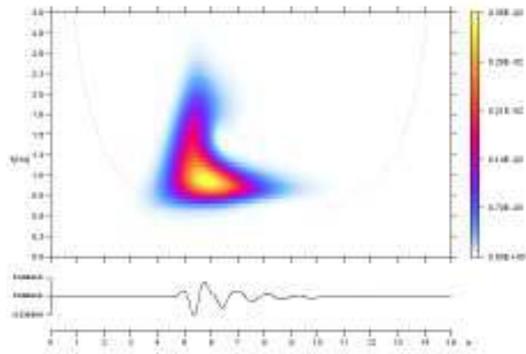
El análisis de wavelets permite analizar el contenido temporal y frecuencial de la señal por separado, pudiendo distinguir las diferencias debidas a la simplificación del modelo de estructura, las diferencias debidas a los distintos modelos de atenuación y las diferencias entre los métodos de modelización utilizados.

Al comparar los gráficos (a) y (b) con los (c) y (d) de la  figura 3.33 se observa que en la modelización 2D se obtiene contenido frecuencial por encima de 1Hz para frentes de onda posteriores a la llegada del primer pulso de Ricker, cosa que no se observa en la modelización 1D.

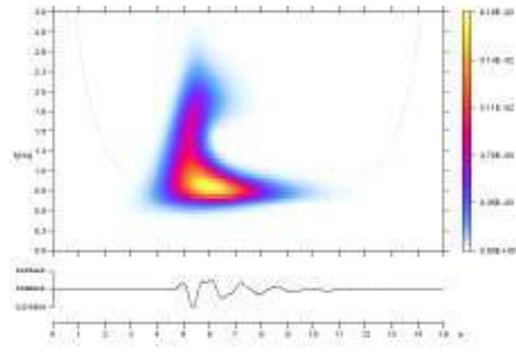
Por otro lado la estructura simplificada, LGIH, respecto a la interpretación realista, AUTH, simplifica también la respuesta en frecuencia, lo cual se observa al comparar los gráficos (c) y (d) en la  figura 3.33.

Los modelos de atenuación podemos decir que no afectan al patrón de respuesta en tiempo y frecuencia pero sí en el nivel de la respuesta del registro simulado (gráficos (e) y (f) de la  figura 3.33).

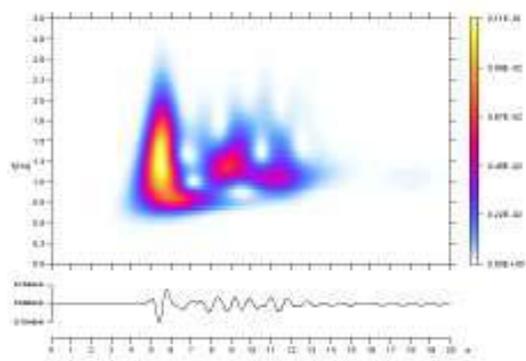
3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo



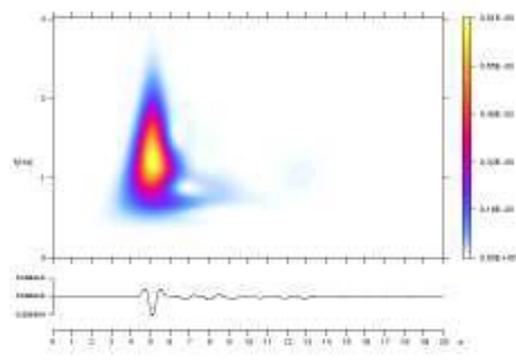
(a) Método Kennet (1D), estructura AUTH, atenuación realista.



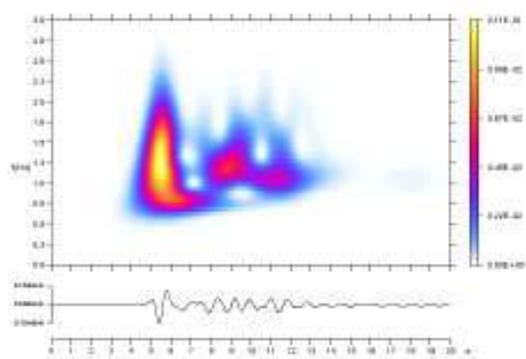
(b) Método Kennet (1D), estructura LGIH, atenuación realista.



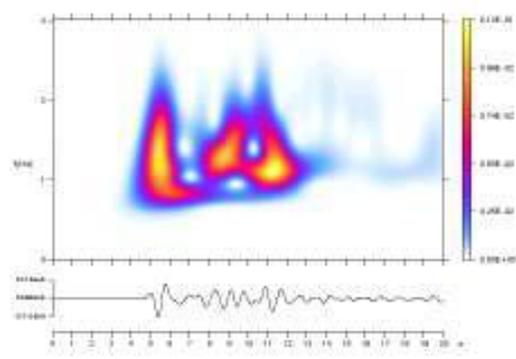
(c) Método 2D (2D), estructura AUTH, atenuación realista.



(d) Método 2D (2D), estructura LGIH, atenuación realista.



(e) Método 2D (2D), estructura AUTH, atenuación realista.



(f) Método 2D (2D), estructura AUTH, atenuación baja.

Figura 3.33. Resultados del análisis wavelets para señales simuladas con métodos 1D y 2D en el punto medio del valle de Volvi.

3.4.2. Síntesis de la comparación para el caso del pulso de Ricker de 1Hz.

A continuación, se hace una síntesis de las características observadas en la comparación paramétrica realizada para las simulaciones que propagan el pulso de Ricker de 1Hz.

Los valores de PGA, PGV y PGD muestran resultados similares. Los valores más altos corresponden a las modelizaciones 2D. Se observan diferentes valores a lo largo del valle debido a distintas definiciones del modelo de estructura tanto en la modelización 1D como 2D (Figura 3.18 y Figura 3.19), no así en los distintos modelos de atenuación. La diferencia entre los resultados mostrados entre PGA, PGV y PGD es la sensibilidad alrededor de los límites laterales del valle; PGD muestra un comportamiento suavizado en esas regiones en comparación al PGA (Figura 3.20).

Se obtiene que la duración de Trifunac es un parámetro muy sensible a la atenuación (Figura 3.21), así como al método de modelización, observándose gran diferencia entre cálculos 1D y 2D (Figura 3.22). En cambio la intensidad de Arias es un parámetro que discrimina bien tanto la diferencia entre la definición geométrica de la estructura como la atenuación aplicada.

La desviación estándar de la aceleración es un parámetro altamente correlacionado con la duración de la señal, así que los aspectos que influyen en la duración de Trifunac, afectan también a este parámetro.

Observando la intensidad del espectro de respuesta (Figura 3.26) y la función de transferencia (Figura 3.29 y Figura 3.30) se observan diferencias entre distintas definiciones de estructura, detallada o simplificada, y distintos modelos de atenuación propuestos.

El tiempo de desfase de grupo (Figura 3.32) se descubre como un parámetro poco conocido pero que discrimina bien las diferencias entre el método numérico usado, la estructura geológica considerada, la definición del modelo de atenuación, así como lo hace la intensidad de Arias y el posterior análisis mediante el método de wavelets (Figura 3.33).

3.4.3. Comparación para el caso del sismo de Arnaia

La comparación de los resultados obtenidos en las simulaciones numéricas considerando el registro del sismo de Arnaia en roca se ha realizado del mismo modo que para el caso del pulso de Ricker de 1Hz, analizando los diferentes parámetros y comentando las respuestas de los distintos resultados de las simulaciones 1D-2D sobre las distintas interpretaciones del perfil 2D del valle de Volvi. A este análisis, se le añade una parte importante que es la comparación con datos reales, de forma que se puede validar qué simulaciones son las más realistas a partir del análisis paramétrico entre ellas. En esta sección se muestran los parámetros con los resultados más significativos de la comparación contenida en el report técnico final del proyecto Euroseisrisk (Tapia y Figueras, 2006).

El análisis de las simulaciones realizadas, considerando como registro en roca el sismo de Arnaia registrado en la estación de referencia, PRO (Profitis), se lleva a cabo considerando todos los casos incluidos en la Tabla 3.5.

3.4.3.1. *PGA, PGV y PGD*

El PGA que se obtiene en las simulaciones 1D muestra que tanto el método lineal (Kennet) como el lineal equivalente (Shake) dan resultados similares a lo largo del perfil del valle de Volvi dando amplificaciones de un factor 4 alrededor del centro del valle. Los valores reales están alrededor de estos niveles excepto en el lugar de referencia escogido, a distancia 220 m en el gráfico (Figura 3.36), donde se sitúa la estación acelerométrica de PRO.

En cambio, los valores que muestran dos métodos de simulación 2D, las diferencias finitas y el BEM, son discordantes entre sí, dando valores mucho más elevados el método BEM que el de diferencias finitas. Los valores reales están de acuerdo con los resultados observados en la simulación de diferencias finitas (Figura 3.36).

La comparación entre las dos definiciones de estructura geológica y el patrón de atenuación (valores realistas de atenuación o baja atenuación) muestran que los casos en que la geometría es la más realista se adaptan mejor a los datos reales. Como se vió en el análisis paramétrico realizado con el pulso de Ricker, el PGA no es un parámetro sensible a los diferentes valores de atenuación de los materiales (Figura 3.35).

En lo que respecta a los resultados para el PGV y el PGD se obtienen las mismas conclusiones de la comparación de los resultados de las simulaciones con el pulso de Ricker 1Hz.

Si comparamos los resultados obtenidos entre las simulaciones 1D y las 2D encontramos una diferencia substancial con las conclusiones extraídas de simular un pulso de Ricker con una frecuencia fundamental de 1Hz, frecuencia próxima a la frecuencia característica del valle. El nivel de amplificación a lo largo del valle no difiere en orden de magnitud entre ambos niveles de simulación, 1D y 2D. Sin embargo, la respuesta a lo largo del perfil en las simulaciones 2D es más complicada y variable y difiere de los resultados 1D en los límites del valle (Figura 3.34).

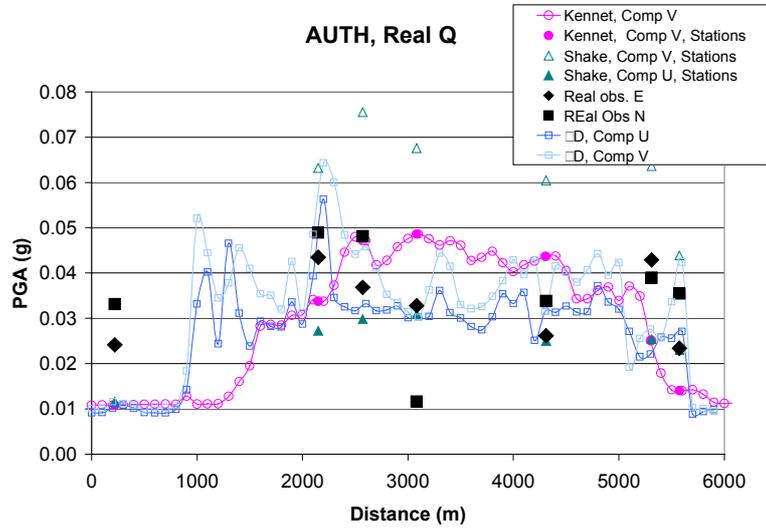


Figura 3.34. Variación del PGA a lo largo del valle. Comparación entre simulaciones 1D (lineal, Kennet y lineal equivalente, Shake) considerando la estructura geológica realista junto con las observaciones reales.

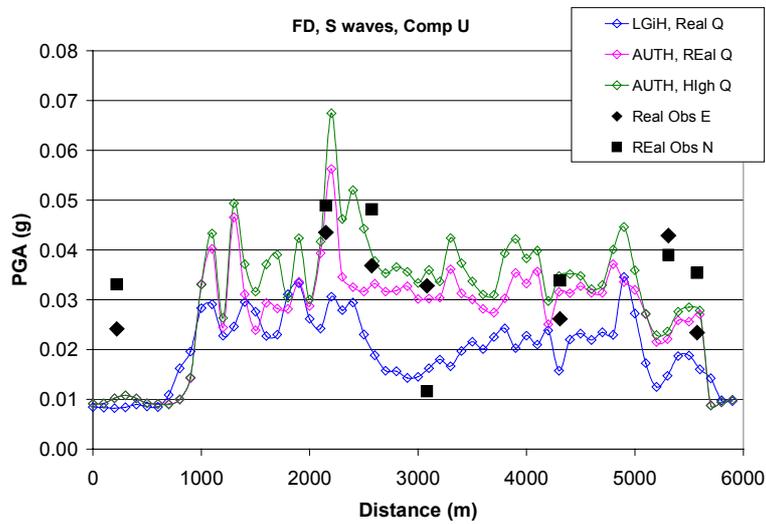


Figura 3.35. Variación del PGA a lo largo del valle. Comparación entre estructuras geológicas y modelos de atenuación junto con las observaciones reales para los resultados de las simulaciones con diferencias finitas.

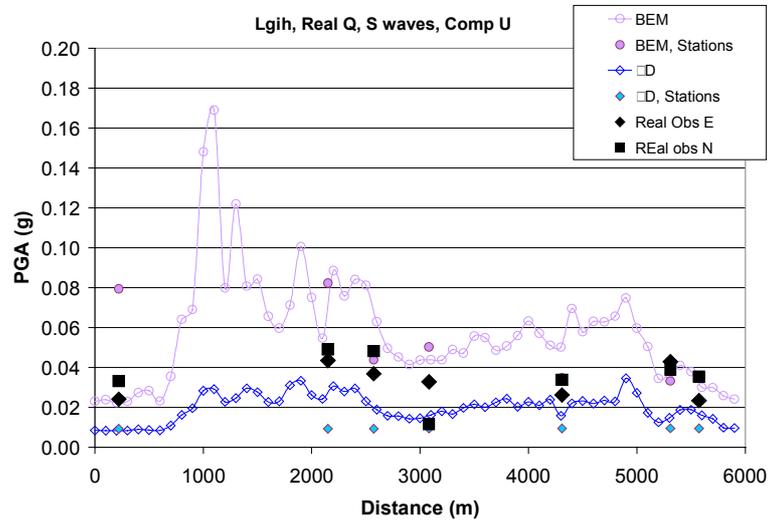


Figura 3.36. Variación del PGA a lo largo del valle. Comparación entre el método BEM 2D y el método de diferencias finitas 2D junto con las observaciones reales, para la estructura simplificada y modelo de atenuación realista.

3.4.3.2. Duración de Trifunac

En el caso de la duración de Trifunac, en las simulaciones 1D, el método lineal equivalente (Shake) concuerda más con los datos observados a lo largo del valle. El método lineal (Kennet) da valores más altos que el lineal equivalente y que los valores reales observados (Figura 3.37). En cambio, para las simulaciones 2D, los resultados de los distintos métodos concuerdan entre sí.

En la comparación entre simplificaciones del modelo de estructura y de atenuación se observa como el modelo de atenuación baja da valores más elevados de la duración de Trifunac y los resultados para las dos estructuras, realista y simplificada, son similares. Los valores reales concuerdan los dos modelos de atenuación realista independientemente de si la estructura está simplificada o es la interpretación más realista (Figura 3.38).

Las simulaciones 2D ofrecen más variabilidad a lo largo del perfil del valle que las modelizaciones 1D que son como la envolvente de los resultados 2D. Las duraciones

de Trifunac de ambas son similares, los resultados reales concuerdan con ambos tipos de simulación.

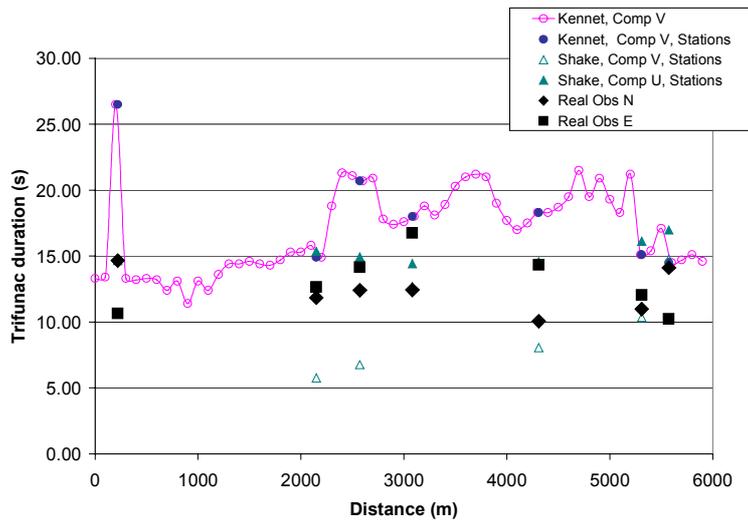


Figura 3.37. Variación de la duración de Trifunac a lo largo del valle. Comparación entre simulaciones 1D (lineal, Kennet y lineal equivalente, Shake) junto con las observaciones reales para el modelo del valle realista.

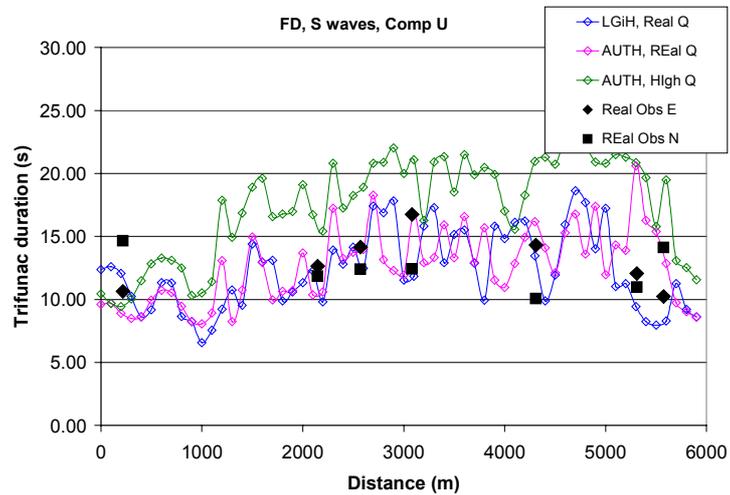


Figura 3.38. Variación de la duración de Trifunac a lo largo del valle. Comparación entre estructuras geológicas y modelos de atenuación junto con las observaciones reales para los resultados de las simulaciones con diferencias finitas.

3.4.3.3. Intensidad de Arias

En el caso de las simulaciones 1D, la intensidad de Arias muestra grandes diferencias entre el caso lineal (Kennet) y el lineal equivalente (Shake). El método lineal equivalente tiene en cuenta la no linealidad del módulo de cizalla y considera el amortiguamiento de los materiales. El hecho de considerar las no linealidades del terreno hace que los valores de la intensidad de Arias sean menores que los obtenidos al aplicar el método lineal. Las observaciones reales ajustan bien los resultados de la simulación 1D lineal equivalente (Figura 3.39).

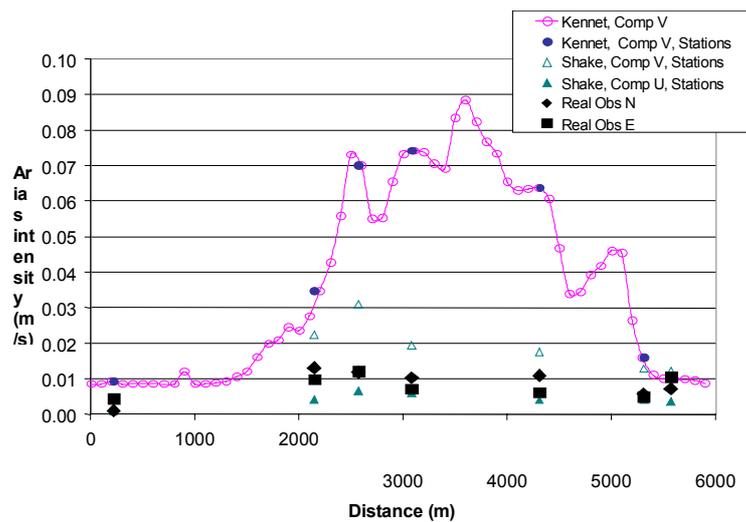


Figura 3.39. Variación de la intensidad de Arias a lo largo del valle. Comparación entre simulaciones 1D (lineal, Kennet y lineal equivalente, Shake) junto con las observaciones reales para el modelo del valle realista.

En el caso de las simulaciones 2D se observa que al considerar un modelo de atenuación realista se obtienen resultados del mismo orden que los mostrados en la simulación 1D lineal equivalente y son los resultados que también se ajustan bien a los valores reales (Figura 3.40).

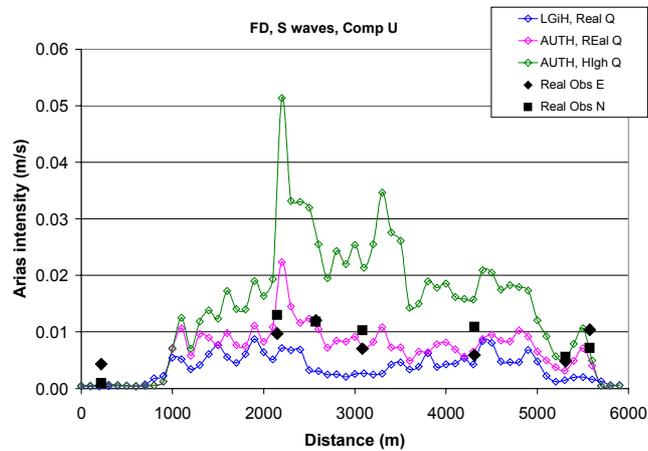


Figura 3.40. Variación de la intensidad de Arias a lo largo del valle. Comparación entre estructuras geológicas y modelos de atenuación junto con las observaciones reales para los resultados de las simulaciones con diferencias finitas.

Concretamente, se observa que cuando se considera un modelo de estructura realista con valores de atenuación también realistas los resultados concuerdan mejor con las observaciones. Con lo que en cualquier estudio realizado en términos de la intensidad de Arias se recomendaría el uso de un modelo del valle lo más realista posible.

3.4.3.4. Intensidad del espectro de respuesta

Las conclusiones que se extraen al considerar la intensidad del espectro de respuesta son similares a las que se obtienen con la intensidad de Arias. La diferencia es que los datos reales no ajustan claramente ninguno de los diferentes casos de simulación debido a que presentan una alta variabilidad a lo largo del perfil.

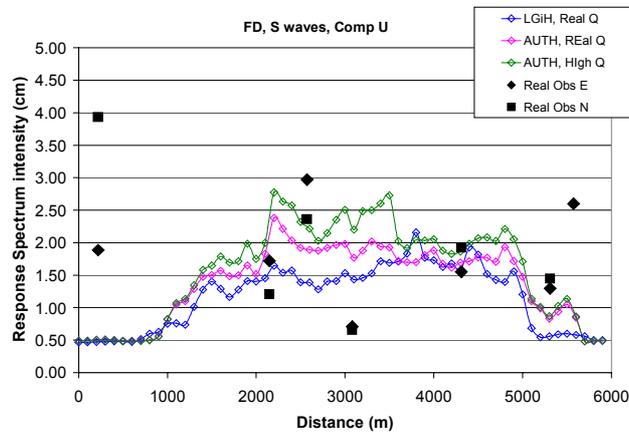


Figura 3.41. Variación de la intensidad del espectro de respuesta a lo largo del valle. Comparación entre estructuras geológicas y modelos de atenuación junto con las observaciones reales para los resultados de las simulaciones con diferencias finitas.

3.4.3.5. Amplificación logarítmica media

Los resultados obtenidos en el estudio de este parámetro siguen mostrando que los valores que se obtienen en la simulación 1D lineal equivalente son menores que obtenidos al realizar una simulación con un método lineal.

Observando los resultados de las simulaciones 2D se puede concluir que este parámetro es sensible al modelo de atenuación y no demasiado a la simplificación de la estructura geológica, como ya se había observado en el análisis con el pulso de Ricker 1Hz (Figura 3.42).

3. Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo

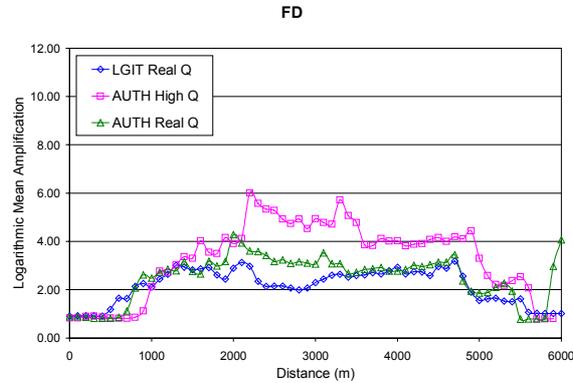


Figura 3.42. Variación de la amplificación logarítmica media a lo largo del valle. Comparación entre estructuras geológicas y modelos de atenuación para los resultados de las simulaciones con diferencias finitas.

3.4.3.6. Tiempo de desfase de grupo

En este parámetro las diferencias entre los resultados 1D y 2D sí son apreciables. Se vuelve a observar que es un parámetro sensible a los modelos de atenuación y a las simplificaciones de la estructura (Figura 3.43). Las conclusiones ya extraídas con el análisis paramétrico realizadas en la comparación de las simulaciones usando un Ricker 1Hz son aplicables para este caso. Las observaciones reales coinciden mejor con los resultados de las simulaciones 2D.

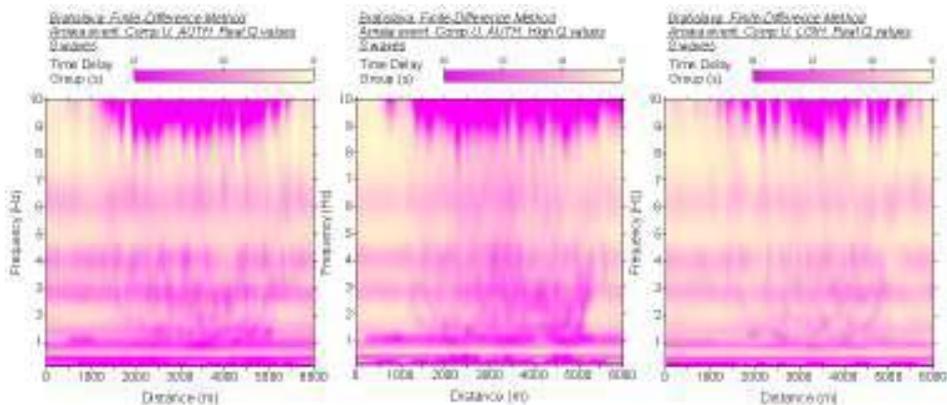


Figura 3.43. Comparación entre estructuras geológicas y modelos de atenuación para los resultados de las simulaciones con diferencias finitas.

3.4.3.7. Cociente Espectral Estándar

En la figura 3.44 se comparan los resultados de la simulación 1D con el método lineal equivalente junto con los resultados 2D usando el método de las diferencias finitas en los lugares donde se encuentran las estaciones acelerométricas permanentes (figura 3.6). Se observa como ambos resultados muestran picos en las mismas frecuencias. Los picos del caso 2D muestra valores más altos que los del caso 1D y con mayor complicación.

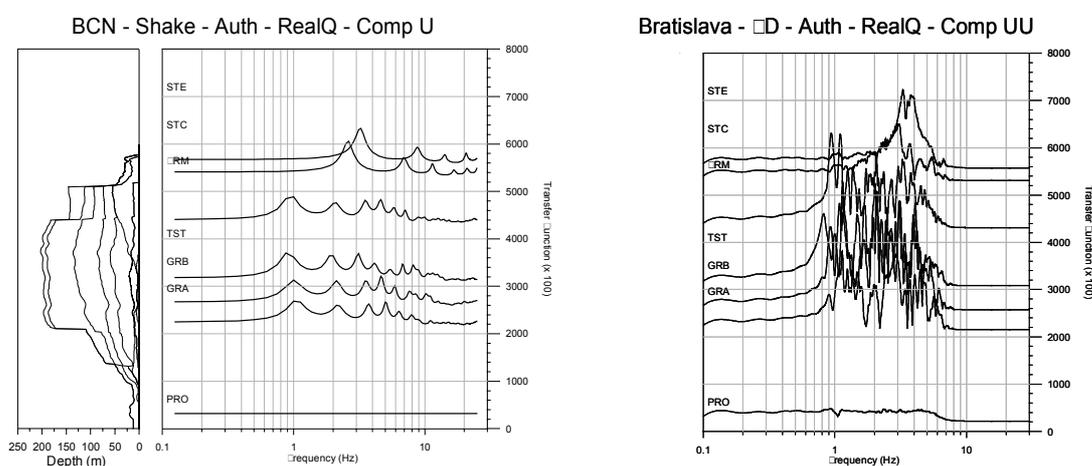


Figura 3.44. Relaciones espectrales estándar (suelo/roca). Comparación entre el método 1D lineal equivalente, Shake (izquierda) y el método 2D de las diferencias finitas (derecha) para el modelo de estructura realista.

En la figura 3.45 se muestran las relaciones espectrales estándar para valores de frecuencia hasta 3 Hz correspondientes a las observaciones reales (negro), la simulación 1D lineal equivalente (rojo) y la simulación 2D (verde). Existen coincidencias en los picos a partir de 1Hz, pero encontramos unos picos a baja frecuencia, alrededor de 0.3Hz que no se obtienen con ninguno de los métodos de simulación utilizados por los participantes del ejercicio Benchmark. Se cree que estos picos radican en un problema en la definición de la estación de referencia, la cual no podría ser una buena estación de referencia en roca y contendría efectos locales.

Respecto a la comparación entre las simulaciones y la relación espectral extraída de las observaciones reales, se observa que la relación espectral correspondiente a la simulación 2D ajusta suficientemente bien las observaciones, y las relaciones espectrales 1D representan curvas suavizadas respecto a las de la simulación 2D y a las de las observaciones reales.

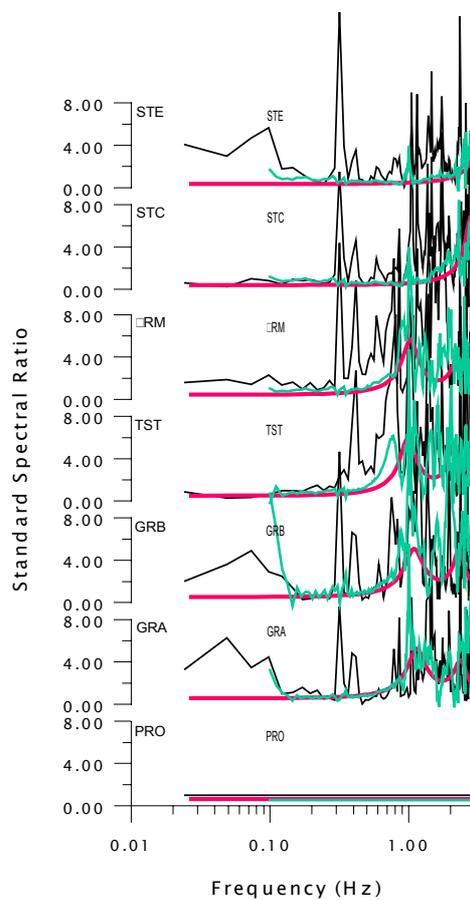


Figura 3.45. Comparación entre los cocientes espectrales correspondientes a las observaciones reales (negro), la simulación 1D lineal equivalente (rojo) y la simulación 2D con el método de diferencias finitas (verde).

3.4.4. Síntesis de la comparación para el caso del sismo de Arnaia.

Con los resultados de propagar el registro en roca del sismo de Arnaia se obtienen las mismas conclusiones que para el caso del pulso de Ricker respecto a la comparación paramétrica y la observación de la sensibilidad de cada uno de los parámetros.

En el análisis de la comparación de las simulaciones que propagan el pulso de Ricker de 1Hz, las diferencias entre los resultados 1D y 2D eran evidentes. Los cálculos 2D daban valores más altos en todos los parámetros y una respuesta a lo largo del valle con una variabilidad que los cálculos 1D no presentaban, por ejemplo en los límites del valle. En los límites del valle la modelización 2D mostraba niveles mucho más altos que la 1D, mostrando así el efecto que tiene el hecho de considerar la geometría de dos dimensiones y por tanto, la interferencia constructiva y destructiva de las ondas.

En cambio, para el análisis de las simulaciones considerando como registro de entrada en roca el sismo de Arnaia, estas observaciones no son tan claras debido a que el contenido frecuencial es mucho más complejo. En las comparaciones el rasgo más importante es que la simulación 1D por el método lineal equivalente se adapta bastante bien a los resultados que se obtienen en las simulaciones 2D y ambas simulaciones se ajustan bastante bien las observaciones reales disponibles en el área.

3.5. Conclusiones del ejercicio Benchmark

Las conclusiones se van a estructurar en dos bloques diferenciados que son necesarios para la modelización: el registro de entrada que se propaga, la definición del modelo de estructura y las características de los materiales. También se va a hacer mención de lo que nos muestra la comparación con los datos que nos proporcionan los registros reales obtenidos en el área del valle de Volvi.

3.5.1. Conclusiones sobre la señal de entrada

Las comparaciones de los resultados de las simulaciones realizadas considerando el registro del sismo de Arnaia en roca como movimiento de entrada, muestran diferencias en las conclusiones que se obtienen al comparar los resultados de las simulaciones realizadas considerando un pulso de Ricker de 1Hz como movimiento de entrada en roca.

Las simulaciones bidimensionales con el pulso de Ricker de 1Hz muestran niveles más altos de amplificación y alargamientos de la señal que las propias modelizaciones 1D. Los resultados de las simulaciones utilizando como registro en roca el sismo de Arnaia no muestran esa diferencia en el transcurso del análisis paramétrico. En la mayoría de casos los valores obtenidos para los métodos 1D lineales equivalentes ofrecen valores de amplificación y alargamientos de la señal del mismo orden que las simulaciones 2D. Si bien, es verdad, la variabilidad que presenta la simulación 2D a lo largo del valle no es reproducida por las simulaciones 1D.

3.5.2. Conclusiones sobre la influencia de la definición del modelo de estructura

La definición de la estructura del subsuelo, geometría detallada o simplificada y atenuación baja o realista afecta a los resultados de acuerdo con el rango frecuencial que se tiene en cuenta en cada parámetro. Pero hay parámetros que son más sensibles que otros a solamente la geometría o por otro lado al modelo de atenuación de los sedimentos, como se ha mostrado durante todo el análisis paramétrico. En resumen, el

PGA, PGV, PGD son parámetros que no distinguen muy bien los cambios en los valores de Q pero sí en los cambios en las definiciones de los modelos de estructura. En cambio, la duración de Trifunac, el error cuadrático medio de la aceleración y la amplificación logarítmica media son parámetros que distinguen entre modelos de atenuación y no discriminan bien los cambios realizados a partir del modelo de estructura realista para la obtención de una versión simplificada. El único parámetro que distingue entre ambos aspectos (estructura y atenuación) es la intensidad de Arias. El análisis mediante el cociente espectral estándar, la función de transferencia, el tiempo de desfase de grupo y el método de wavelets son sensibles a los cambios en los modelos de estructura y atenuación, ya que son análisis que proporcionan información en todo el rango frecuencial.

Dependiendo del parámetro escogido para evaluar los efectos locales se recomienda esforzarse en ser precisos en un aspecto u otro para la definición del modelo de estructura del área de estudio. Evidentemente, la opción que mejores resultados ofrece frente a la comparación con las observaciones reales es tener un modelo de estructura lo más detallado posible.

3.5.3. Conclusiones obtenida a partir de las observaciones reales

En la estimación de niveles de amplificación en el valle de Volvi, el hecho de que las simulaciones 1D lineales equivalentes sean compatibles con las simulaciones 2D y ambas sean realistas, ofrecen la posibilidad de aceptar un nivel de modelización menor, el 1D sobre el 2D, como suficiente para el establecimiento de índices cuantificadores de los efectos locales en la zona estudiada para su inclusión en estudios de microzonificación sísmica.

Los resultados de la modelización 2D lineal y la 1D lineal equivalente se validan positivamente al compararlos con las observaciones reales. La modelización 2D ofrece un mayor detalle de la variación del movimiento del suelo a lo largo del valle, lo cual implica la necesidad de conocer detalladamente la estructura para obtener resultados fiables. Si esto no es así, un cálculo 1D lineal equivalente predeciría bien los niveles de respuesta, sobre todo si la geometría 2D no se conoce suficientemente y su uso pudiera

dar lugar a falsas respuestas sísmicas debido a erróneas construcciones y destrucciones de las ondas difractadas en el relleno sedimentario del valle.

La comparación con las observaciones reales también muestra la importancia de propagar señales sísmicas realistas esperadas en el área de estudio para la estimación de los efectos locales. Pulsos unifrecuenciales no ofrecen resultados confiables. Se recomienda propagar movimientos con un rango de frecuencias adecuado.

Todo este análisis comparativo nos muestra lo cuidadoso que se debe ser al utilizar métodos de simulación numérica para la estimación de los efectos sísmicos locales.

Las conclusiones sobre el análisis de los parámetros y de su sensibilidad a los cambios en las definiciones del modelo de estructura y los rangos frecuenciales, son conclusiones que se pueden generalizar para cualquier otro estudio paramétrico similar en otras zonas de estudio y para las evaluaciones de los efectos locales.

En cambio, las conclusiones que se extraen en este ejercicio al comparar los registros simulados entre sí y también junto con los registros reales se considera que no son generalizables a cualquier valle. Este valle es un valle muy simétrico y las simplificaciones realizadas a la estructura no son críticas. Valles con asimetrías, valles con capas de materiales que ofrezcan otro tipo de contrastes en los valores de velocidades y características físicas, valles más profundos, valles menos profundos podrían dar lugar a otras conclusiones que puede que no estuvieran de acuerdo con las aquí encontradas.

Por esta razón, ejercicios de comparación y validación de métodos numéricos debieran realizarse en otras zonas piloto con otros tipos de geometrías y características físicas. Por ejemplo, en el NE de la Península Ibérica se encuentra un valle, el valle de la Cerdanya, el cual tiene una geometría muy poco simétrica, cuenta con una pendiente muy abrupta y otra más suave que convergen en profundidades que rondan los 800 m. En los capítulos siguientes se mostrará la aplicación del método 2D de las diferencias finitas para la simulación del movimiento del suelo en el valle de la Cerdanya. Estos estudios contribuyen al avance en la validación de los métodos de modelización de las ondas sísmicas y su conexión con la realidad para su uso en estudios de riesgo sísmico en zonas donde los datos reales son escasos.

Capítulo 4:
Introducción a los métodos de
diferencias finitas

4.1. Introducción

Este capítulo trata del trabajo realizado en el campo de la modelización de la propagación de las ondas sísmicas a través de medios heterogéneos. Actualmente, el interés que tiene esta área de investigación es muy importante debido a las dificultades que presenta el estudio y conocimiento del subsuelo, tanto a nivel económico como de accesibilidad; así como, la obtención de datos observacionales suficientes para la realización de estudios sísmicos.

Las capas más externas del interior de la Tierra son lateralmente inhomogéneas con capas y bloques de formas irregulares. Como los métodos analíticos no proporcionan soluciones de las ecuaciones del movimiento para modelos del interior de la Tierra que sean realistas y complejos, el cálculo de la propagación de las ondas sísmicas requiere de métodos aproximados.

La teoría y las aplicaciones de la propagación de ondas acústicas (elásticas, sísmicas) está iniciando actualmente una nueva era en campos como la sismología, la oceanografía, la meteorología, la acústica, ingeniería, ciencias de materiales, entre otros. En los pasados diez años, las metodologías usadas en estas áreas han convergido al uso masivo de métodos numéricos. Modernas técnicas computacionales junto con arquitecturas computacionales paralelas permiten la completa simulación del fenómeno tridimensional de la propagación de ondas para estructuras realistas y complejas con un nivel de detalle que no tiene precedentes. Esto sugiere que el proceso inverso (por ejemplo, calcular la estructura interna de la Tierra, descripción física de reservorios de hidrocarbón, monitorizar zonas frágiles en las construcciones, caracterización del proceso de ruptura en sismos, etc) experimentará un salto cuantitativo en resolución y precisión en las próximas décadas.

En particular, la simulación numérica del movimiento sísmico del suelo también tiene un papel importante contribuyendo a la estimación de la peligrosidad sísmica. Así, un importante dominio de aplicación de la sismología computacional es dar solución al problema de la simulación del movimiento del terreno después de un gran sismo. Hasta la actualidad, la estimación del “shaking hazard” y el riesgo asociado se basa en ciertas

hipótesis usando relaciones empíricas. Debido a que los grandes sismos ocurren infrecuentemente, es imposible construir un “shaking hazard map” para escenarios particulares a partir de observaciones reales. Por esta razón, la aproximación determinista a la simulación de escenarios sísmicos está ganando posiciones rápidamente. Ahora, se puede calcular el movimiento del terreno dado un modelo local de velocidades y una estructura del subsuelo que describa una región. Los datos sintéticos se pueden convertir en “shaking hazard maps” considerando (en cada punto de la superficie de la malla) el valor máximo de velocidad o aceleración u otras propiedades de la forma de onda como podría ser la duración del mismo.

Las metodologías computacionales juegan un creciente e importante papel en las Ciencias de la Tierra.

Con el objetivo de proporcionar formación actualizada en este campo a jóvenes científicos, se propuso el proyecto SPICE, *Seismic wave Propagation and Imaging in Complex media: a European network*. El proyecto SPICE pretende ofrecer *trainings* orientados a la actual generación de investigadores en el campo de la computación de la propagación de las ondas sísmicas. SPICE es un proyecto del tipo *Marie Curie Research Training Network* en el marco del *6th framework program of the European commission*. Es un proyecto de una duración de 4 años que se inició en enero de 2004. El proyecto lo integran 14 participantes de toda Europa (Tabla 4.1)

El proyecto SPICE integra instituciones con especialización en física, matemáticas, geología y aspectos computacionales relacionados con la propagación de ondas. El objetivo que se pretende alcanzar es el desarrollo, verificación y aplicación de herramientas computacionales para la propagación de ondas a todas las escalas. Con los novedosos algoritmos computacionales se esperan obtener avances en (1) determinación de la estructura global de la Tierra; (2) estimaciones cuantitativas de peligrosidad sísmica (*shaking hazard*); (3) la caracterización y monitorización de reservorios; (4) entender la estructura y procesos que tienen lugar dentro de los volcanes; (5) simular los procesos físicos de ruptura de un sismo; y (6) caracterizar a pequeña escala las propiedades de las rocas.

Tabla 4.1. Grupos de investigación participantes en el proyecto SPICE.

Institución participante	Científico responsable
Ludwig Maximilians University, Munich, Alemania.	Prof. Heiner Igel (coordinador)
Institute de Physique du Globe, Paris, Francia.	Prof. Jean-Paul Montagner
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italia.	Prof. Andrea Morelli
University of Oxford, Oxford, Reino Unido.	Prof. John Woodhouse
University of Utrecht, Utrecht, Holanda.	Prof. Jeannot Trampert
Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, Suiza.	Prof. Domenico Giardini
École Normale Supérieure, Paris, Francia.	Prof. Raul Madariaga
Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italia.	Prof. Geza Seriani
University of Naples, Nápoles, Italia	Prof. Aldo Zollo
Comenius University, Bratislava, República eslovaca.	Prof. Peter Moczo
Universitetet i Oslo, Oslo, Noruega.	Prof. Valerie Maupin
Universität Hamburg, Hamburgo, Alemania.	Prof. Torsten Dahm
National University of Ireland, Dublin, Irlanda.	Dr. Chris Bean
Charles University, Praga, República checa.	Dr. Johana Brokesova

La página web de SPICE, <http://www.spice-rtn.org> (consultado en Marzo de 2006), informa detalladamente de los logros conseguidos, provee de códigos numéricos *freeware* para diversas modelizaciones sísmicas, así como de material de autoaprendizaje, entre otras muchas cosas.

En este capítulo de la tesis y en el siguiente se expone el resultado de la participación en este proyecto dentro del subgrupo de trabajo denominado *Local Scale* bajo la tutela del Prof. Peter Moczo de la Universidad Comenius (Bratislava, República Eslovaca).

Esta participación ha permitido estudiar los métodos de diferencias finitas para la modelización de la propagación de las ondas sísmicas en estructuras geológicas locales, como podrían ser los valles sedimentarios, para la posterior evaluación de los efectos locales y modificaciones que generan estas estructuras en el movimiento sísmico.

Concretamente se han estudiado varios esquemas computacionales de propagación de las ondas sísmicas basados en el método numérico de las diferencias finitas y se ha aplicado uno de ellos a una estructura geológica local situada en el NE de España, el valle de la Cerdanya.

4.2. Generalidades de los métodos de simulación numérica

Una simulación numérica es una recreación matemática de un proceso o fenómeno natural. Mediante la simulación numérica se pueden estudiar procesos físicos que están gobernados por ecuaciones no resolubles analíticamente o procesos que no son fácilmente reproducibles en el laboratorio.

En el caso de la propagación de las ondas sísmicas a través de medios heterogéneos nos encontramos en los dos casos, las ecuaciones no son resolubles analíticamente en medios heterogéneos debido a la complejidad de las geologías y el proceso no es reproducible en el laboratorio.

Para llevar a cabo la simulación de un proceso físico cualquiera se necesita matematizar varios aspectos.

En primer lugar, necesitamos establecer el modelo matemático que gobierna el proceso o fenómeno. En este caso será la ecuación de ondas elásticas (Figura 4.1).

El modelo matemático relaciona las propiedades físicas que describen la realidad del proceso físico para el cálculo del fenómeno. El conjunto de propiedades físicas estaría formado por la descripción de la geometría de geologías locales y las propiedades mecánicas de los materiales que la conforman, como son la velocidad de las ondas sísmicas, la densidad y el índice de fricción de cada uno de los materiales.

En segundo lugar, necesitamos aplicar un método numérico que permita la resolución del modelo matemático. Un método o algoritmo numérico se podría definir como el cálculo mediante computación y la realización de un número finito de cálculos y pasos de una solución aproximada al modelo matemático que describe el proceso físico.

El método numérico implicará generalmente la adaptación del modelo matemático y la discretización de las propiedades que describen la realidad del fenómeno, en definitiva, la discretización del modelo.

Una vez tenemos adaptado el modelo matemático y el modelo al método numérico utilizado, se procede a la computación numérica del proceso.

Simulación numérica de la propagación de las ondas sísmicas

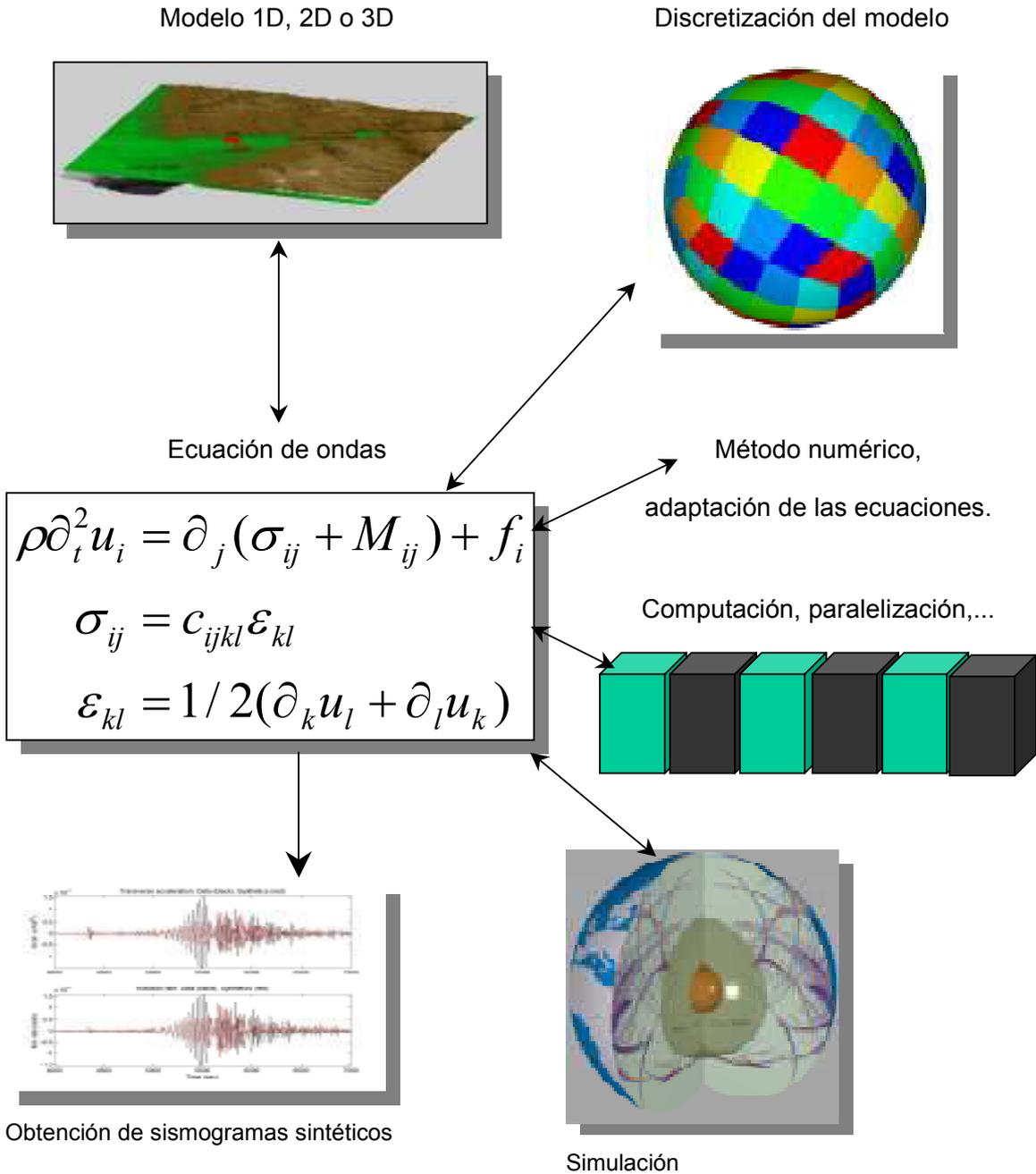


Figura 4.1. Esquema de los elementos y fases de la simulación numérica de la propagación de las ondas sísmicas (figuras extraídas de <http://www.spice-rtn.org>).

Con ello, lo que se obtiene finalmente, es una simulación del proceso físico real de la propagación de ondas sísmicas, y en concreto, de la simulación de la propagación de las ondas sísmicas se obtendrán sismogramas sintéticos.

Un esquema visual de esta descripción se muestra en la Figura 4.1.

En el caso de la resolución de la propagación de las ondas sísmicas a través de geologías locales se requiere que cualquier método numérico que se quiera usar tenga en cuenta las siguientes características:

- Las heterogeneidades del medio:
 - las discontinuidades del medio debido a la presencia de diversos materiales con propiedades físicas distintas,
 - gradientes o variaciones de las propiedades dinámicas de los materiales.
- La topografía de la superficie libre.
- El cálculo en un rango de frecuencias suficiente para el objetivo del cálculo.
- Una geometría realista de las estructuras geológicas a través de las cuales se quiere modelizar la propagación las ondas sísmicas.
- Una descripción de la atenuación que la energía sufre a su paso a través de los materiales.
- Eficiencia computacional.

Existen muchos métodos numéricos para poder aplicarlos en la modelización de las ondas sísmicas o en sismología, en general. Se pueden clasificar según si son: métodos de contorno o métodos de dominio, o si son métodos híbridos que combinan varios métodos en diferentes regiones del volumen a través del cual queremos modelizar la propagación de las ondas. Así contamos con:

- *Métodos de contorno* (BIEM, BEM, DWM)

Estos métodos no necesitan discretizar el volumen, son suficientemente precisos para modelos sencillos, más precisos que los métodos de dominio.

Pero, son métodos complicados que requieren mucha capacidad de cálculo para modelos complicados.

Estos métodos numéricos solucionan ecuaciones diferenciales parciales que se han expresado en forma de ecuaciones integrales. Estas ecuaciones integrales que se extienden a todo el volumen del modelo, usando el teorema de Green, se transforman en ecuaciones integrales que sólo se extienden a la superficie del volumen. De ahí su denominación de métodos de contorno, porque sólo requieren extender el cálculo a las superficies. Estos métodos son aplicables a problemas para los cuales son calculables funciones de Green. La ecuación de ondas elásticas es de ese tipo (Figueras, 1994).

- *Métodos de dominio* (FEM, FDM, pseudo-espectrales, elementos espectrales)

En estos métodos se necesita discretizar todo el volumen y son métodos más rudimentarios que los anteriores. Por ejemplo, en el caso de los métodos de elementos finitos (FEM), el volumen se discretiza en elementos, (p.ej. triángulos en 2D) y dentro de cada elemento la solución se aproxima por una función adecuada. Y en el caso de los métodos de diferencias finitas (FDM) el volumen se discretiza mediante una malla (*grid*). En cada punto de la malla la ecuación de ondas se sustituye por una fórmula de diferencias que incluye los valores de los puntos vecinos en la malla.

- *Métodos híbridos*

El volumen o región computacional, se divide en varias regiones (Figura 4.2) para aplicar en cada una de ellas un método distinto según convenga en precisión y eficiencia computacional.

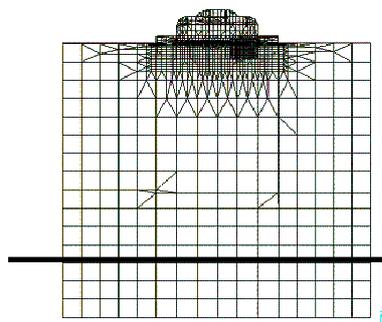


Figura 4.2. Ejemplo de malla híbrida.

Una vez se aplica el método numérico adecuado al problema físico a resolver se obtiene lo que se llamará esquema numérico.

Este esquema numérico tendrá que cumplir tres propiedades: la consistencia, la convergencia y la estabilidad del esquema. Estas propiedades se describirán a continuación donde se presenta la definición de un esquema numérico basado en el método de las diferencias finitas.

4.3. Introducción al método de las diferencias finitas.

La elección del método de las diferencias finitas conlleva ventajas y desventajas. Las ventajas son que es un método relativamente simple, es aplicable a medios complejos, es computacionalmente eficiente, fácil de implementar y de precisión relativa. Las desventajas son que tiene ciertas limitaciones implícitas en la aplicación para ciertos medios complejos como medios lateralmente inhomogéneos con interfases irregulares entre capas y bloques; y que la inclusión de las condiciones de contorno de formas complicadas también es un arduo trabajo.

La aplicación del método de las diferencias finitas para la definición de un esquema de diferencias finitas para solucionar un problema consiste básicamente en:

- La construcción de un modelo discreto de diferencias finitas del problema:
 - Cobertura de la región computacional mediante una malla,
 - Aproximación de las derivadas de la ecuación diferencial a resolver mediante la fórmula de las diferencias finitas, aproximación de las funciones y aproximación de las condiciones iniciales y de las condiciones de contorno, todo en todos los puntos de la malla.
 - Construcción de un sistema de ecuaciones de diferencias finitas.

- Analisis del modelo de diferencias finitas
 - Consistencia y orden de aproximación
 - Estabilidad
 - Convergencia
- Cálculo numérico.

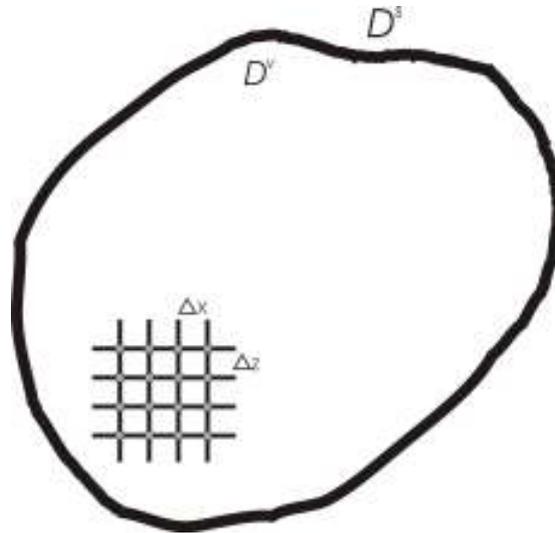
Es importante ser consciente que los diferentes esquemas de diferencias finitas que se puedan definir difieren entre sí por su precisión, estabilidad y eficiencia computacional. No hay un esquema que sea el mejor, que sea el más preciso, el más estable o el más eficiente para cualquier problema de propagación de ondas sísmicas. Por tanto, el sismólogo debe escoger el esquema más apropiado para resolver el problema. También debe revisar la precisión de cada cálculo numérico. Un método de diferencias finitas puede ofrecer resultados muy imprecisos y erróneos. Por otra parte, si los esquemas se tratan adecuadamente, el método de las diferencias finitas es un instrumento muy potente para la modelización de la propagación de las ondas sísmicas.

4.3.1. La Malla (grid)

Consideremos un dominio D compuesto por el volumen D^V y su superficie, D^S (Figura 4.3).

Este dominio D estará descrito en general por un espacio de variables cuatridimensional, (x, y, z, t) .

Si cubrimos el espacio por una malla de puntos discretos (x_i, y_k, z_l, t_m) la discretización viene dada por la Ecuación 4.1.



$$D = D^V \cup D^S$$

Figura 4.3. Dominio en el que se realiza el cálculo

$$x_i = x_0 + i \cdot \Delta x, \quad y_k = y_0 + k \cdot \Delta y, \quad z_l = z_0 + l \cdot \Delta z$$

$$t_m = t_0 + m \cdot \Delta t$$

Ecuación 4.1

$$i, k, l = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$$

$$m = 0, 1, 2, \dots$$

donde $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ es el espaciado de la malla y Δt es el paso de tiempo.

Si x, y, z son coordenadas cartesianas la malla será una malla rectangular.

La malla espacial se elige según sea el más apropiado para la resolución del problema. En muchas aplicaciones se elige una malla rectangular regular donde $\Delta x = \Delta y = \Delta z = h$. Otros tipos de malla se utilizan para acomodar mejor la geometría del problema, como podría ser un modelo de simetría esférica en donde las

coordenadas esféricas serían más adecuadas al simplificar la aproximación de las derivadas.

4.3.2. Aproximación de las funciones

La notación que se seguirá es la siguiente: en los puntos de la malla la función $u(x, y, z, t)$ se aproxima por la función malla $U(x_i, y_k, z_l, t_m)$.

4.3.3. Aproximación de las derivadas, fórmula de las diferencias finitas

Consideremos la función $\Phi(x)$. El desarrollo de Taylor de la función es el punto de partida para encontrar las fórmulas de diferencias finitas que aproximarán las derivadas de la ecuación diferencial a partir de la cual se quiere construir el esquema de diferencias finitas.

Consideremos los desarrollos de Taylor de las funciones $\Phi(x+h)$ y $\Phi(x-h)$ (Ecuación 4.2, Ecuación 4.3)

$$\Phi(x+h) = \Phi(x) + \Phi'(x)h + \frac{1}{2}\Phi''(x)h^2 + \frac{1}{6}\Phi'''(x)h^3 + \dots \quad \text{Ecuación 4.2}$$

$$\Phi(x-h) = \Phi(x) - \Phi'(x)h + \frac{1}{2}\Phi''(x)h^2 - \frac{1}{6}\Phi'''(x)h^3 + \dots \quad \text{Ecuación 4.3}$$

A partir de la Ecuación 4.2 se puede obtener la *forward-difference formula* que se muestra en la Ecuación 4.4, que se obtiene de despejar la primera derivada, $\Phi'(x)$, y quedarse a primer orden de precisión, $O(h)$.

$$\Phi'(x) = \frac{1}{h} [\Phi(x+h) - \Phi(x)] \quad \text{Ecuación 4.4}$$

De la misma forma se muestra en la Ecuación 4.5 la *backward-difference formula*.

$$\Phi'(x) = \frac{1}{h} [\Phi(x) - \Phi(x-h)] \quad \text{Ecuación 4.5}$$

Ambas aproximaciones son de primer orden ya que el error de aproximación es proporcional a h .

Si sustraemos la Ecuación 4.2 de la Ecuación 4.3 y despejamos la primera derivada, obtenemos una fórmula aproximativa de la primera derivada con una precisión proporcional a h^2 . Es la fórmula que se conoce como la *central-difference formula* (Ecuación 4.6).

$$\Phi'(x) = \frac{1}{2h} [\Phi(x+h) - \Phi(x-h)] \quad \text{Ecuación 4.6}$$

De esta manera, podemos ir construyendo las aproximaciones de las derivadas de diferente orden con diferentes precisiones implicando los valores de las funciones a más

puntos de la malla. Por ejemplo, en la Ecuación 4.7 se muestra la aproximación de la segunda derivada con una precisión de segundo orden resultante de sumar la Ecuación 4.2 y la Ecuación 4.3.

$$\Phi''(x) = \frac{1}{h^2} [\Phi(x+h) - 2\Phi(x) + \Phi(x-h)] \quad \text{Ecuación 4.7}$$

4.3.4. Esquema de diferencias finitas

Resumiendo brevemente, la construcción de un esquema de diferencias finitas se basa en la discretización del medio y la aproximación de las derivadas de las ecuaciones de ondas aplicadas en ese medio tal y como se ha visto en el apartado anterior.

En la Figura 4.4 se muestra un esquema de todo el proceso de la construcción del esquema.

A continuación se va a explicar matemáticamente el proceso de forma más concisa para cualquier sistema de ecuaciones diferenciales.

Los conjuntos de ecuaciones diferenciales se pueden escribir de forma compacta a través de operadores diferenciales aplicados sobre la función incógnita de la ecuación. Para simplificar la notación se va a hacer uso de ellos.

Así, se denotan como operadores diferenciales L y B ; como función incógnita se denota $u(P)$ y como funciones de la parte inhomogénea de las ecuaciones, f y g .

Las funciones f y g se consideran del tipo unívocas, continuas, derivables y acotadas.

En la Ecuación 4.8 se muestra el conjunto de ecuaciones diferenciales que se aplican al volumen del dominio, D^V , que describen el problema físico.

En la Ecuación 4.9, se expresa el conjunto de condiciones iniciales y de contorno que se aplican a la superficie del dominio, D^S .

$$L(u(P)) = f(P); \quad P \in D^V \quad \text{Ecuación 4.8}$$

$$B(u(P)) = g(P); \quad P \in D^S \quad \text{Ecuación 4.9}$$

La discretización del dominio implica que el dominio continuo D en tiempo y espacio, vendrá descrito por una colección de puntos, los cuales se denotan a partir de ahora como D_Δ , ($D_\Delta = D_\Delta^V \cup D_\Delta^S$).

Las ecuaciones evaluadas en ese conjunto de puntos y haciendo el uso de las fórmulas del apartado anterior permiten la aproximación de los operadores lineales (L_Δ, B_Δ) al orden que sea adecuado tanto en espacio, como en tiempo. De la resolución de estos operadores aproximados la función solución será una aproximación de $u(P)$, la cual se designará por $U(P)$.

Una vez realizados estas dos operaciones de discretización y aproximación podemos considerar que el esquema de las diferencias finitas está establecido (Ecuación 4.10, Ecuación 4.11).

$$L_\Delta(U) = f(P); \quad P \in D_\Delta^V \quad \text{Ecuación 4.10}$$

$$B_\Delta(U) = g(P); \quad P \in D_\Delta^S \quad \text{Ecuación 4.11}$$

Para ser un esquema de diferencias finitas válido se requiere que $U(P)$ sea una aproximación próxima a $u(P)$ en los correspondientes puntos que discretizan el

dominio y que $U(P)$ esté unívocamente definida por el esquema de diferencias finitas. Para que esto se cumpla el esquema tiene que ser consistente, convergente y estable, propiedades que se van a describir en el próximo apartado.

En la Figura 4.4 se esquematiza el proceso de construcción del esquema de diferencias finitas con sus etapas y condiciones más importantes.

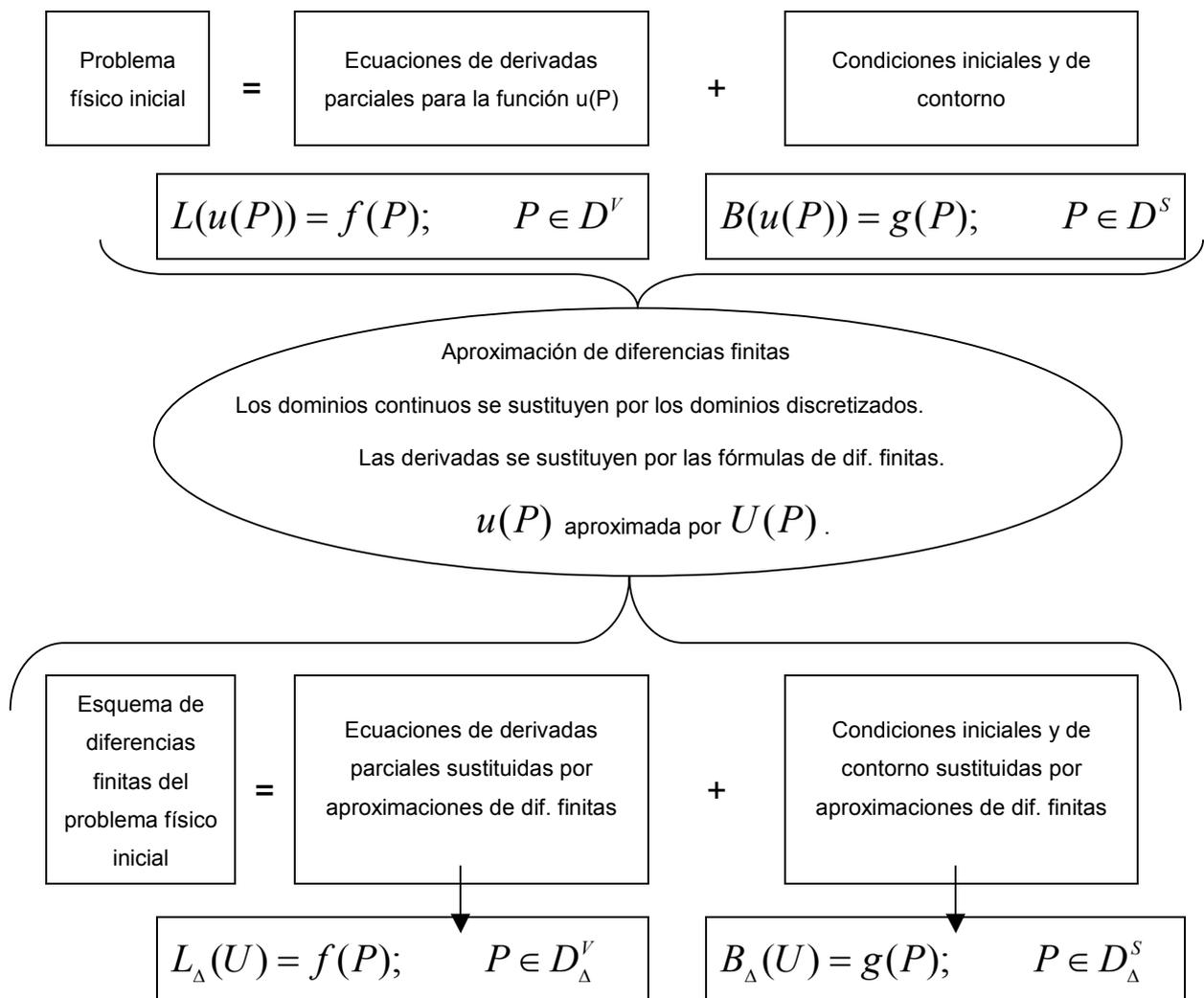


Figura 4.4. Esquema de construcción de un esquema de diferencias finitas.

4.3.5. Propiedades de un esquema de diferencias finitas

Las propiedades que se van a describir son propiedades que debiera cumplir cualquier esquema de diferencias finitas para que este se considere útil y de resultados verídicos.

4.3.5.1. Consistencia

Un esquema de diferencias finitas que sea consistente indica que la aproximación de las ecuaciones diferenciales está realizada de tal manera que se recuperan las ecuaciones originales o analíticas, si la discretización del medio la hacemos más finamente haciéndolo tender al continuo.

Se define el error local de truncación, debido a la aproximación de los operadores diferenciales. Matemáticamente se expresa en la Ecuación 4.12 y la Ecuación 4.13.

$$\tau\{\phi(P)\} \equiv L(\phi(P)) - L_{\Delta}(\phi(P)); \quad P \in D_{\Delta}^V \quad \text{Ecuación 4.12}$$

$$\beta\{\phi(P)\} \equiv B(\phi(P)) - B_{\Delta}(\phi(P)); \quad P \in D_{\Delta}^S \quad \text{Ecuación 4.13}$$

donde $\phi(P)$ es una función cualquiera de buen comportamiento.

Así, la aproximación de las ecuaciones mediante fórmulas de diferencias finitas será consistente si se cumple lo que se expresa a continuación en la Ecuación 4.14.

$$\| \tau\{\phi(P)\} \| \rightarrow 0, \quad \| \beta\{\phi(P)\} \| \rightarrow 0$$

para $\Delta x \rightarrow 0, \dots, \Delta t \rightarrow 0$

Ecuación 4.14

Puede ocurrir que el esquema de diferencias finitas sea condicionalmente consistente con el problema original. Entonces se satisface la consistencia del esquema si se satisfacen al mismo tiempo ciertas relaciones entre $\Delta x, \dots, \Delta t$.

4.3.5.2. Convergencia

La convergencia es una propiedad que hace referencia a la función solución aproximada que se encuentra al aplicar el esquema de diferencias finitas. Si esta solución numérica o aproximada tiende a la analítica cuando la discretización de la malla tiende a cero, es decir casi continuo, podemos afirmar que es convergente. Es decir, si volvemos de la discretización del medio al continuo los resultados no son una aproximación sino que son la solución exacta de las ecuaciones.

Matemáticamente, se expresa en la Ecuación 4.15 la convergencia de la solución U .

$$\| u(P) - U(P) \| \rightarrow 0$$

Ecuación 4.15

$$\text{para } \Delta x \rightarrow 0, \dots, \Delta t \rightarrow 0$$

Si la solución aproximada U es convergente para todo el dominio para un conjunto de funciones f y g del tipo unívocas, continuas, derivables y acotadas, entonces el esquema de diferencias finitas también es convergente.

4.3.5.3. *Estabilidad*

La estabilidad de un esquema de diferencias finitas hace referencia a la estabilidad de los errores que propaga. Si estos convergen a un valor y no crecen indefinidamente a medida que se realizan las iteraciones del cálculo, podemos decir que el esquema de diferencias finitas es un esquema estable.

Matemáticamente, se expresa en la Ecuación 4.16.

$$\| U \| \leq K \cdot (\| L_{\Delta}(U) \| + \| B_{\Delta}(U) \|)$$

Ecuación 4.16

para cualquier función U en el dominio D

Si la Ecuación 4.16 es válida para todos los $\Delta x, \dots, \Delta t$ el esquema es incondicionalmente estable. Si sólo es válida para algunas familias de valores de $\Delta x, \dots, \Delta t$ el esquema es condicionalmente estable.

4.3.5.4. *Teorema*

Si L_{Δ} y B_{Δ} son operadores lineales y cumplen que son estables y consistentes en referencia a L y B en una familia de $\Delta x, \dots, \Delta t$, se puede asegurar que U es una solución que converge a la solución real u .

El enunciado de este teorema nos permite estar seguros que si comprobamos la estabilidad y la consistencia del esquema de diferencias finitas, este será un buen esquema de diferencias finitas que nos va a dar resultados aproximados verosímiles dentro de la precisión que se escoja.

A continuación se expondrá a modo de ejemplo ilustrativo la construcción del esquema de diferencias finitas con una aproximación de segundo orden en espacio y primer orden en tiempo de la ecuación de ondas unidimensional.

Posteriormente, se presentará el esquema de diferencias finitas de las ecuaciones bidimensionales de las ondas P-SV a 4° orden en espacio y 2° orden en tiempo que se usará en el capítulo siguiente para la simulación de la propagación de las ondas sísmicas a través de un valle sedimentario conocido.

Textos introductorios a la teoría de las diferencias finitas y la construcción de esquemas son: Moczo (1998), Moczo et al. (2004) y Moczo et al. (2006).

4.4. Esquema de diferencias finitas de la ecuación de ondas unidimensional

Este apartado sigue el ejemplo y construcción presentados en Aki y Richards (1980).

4.4.1. La ecuación de ondas unidimensional

Se expresa la ecuación de ondas unidimensional (Ecuación 4.17) en función de la densidad, $\rho(x)$, coeficientes de Lamé o modulus elásticos, $\mu(x)$ y $\lambda(x)$, para la resolución del desplazamiento, $d(x, t)$, de la onda propagándose en la dirección x .

$$\rho \frac{\partial^2 d(x, t)}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left(E(x) \frac{\partial d(x, t)}{\partial x} \right) \quad \text{Ecuación 4.17}$$

donde

$$E(x) = \lambda(x) + 2\mu(x) \text{ si son ondas P y } E(x) = \mu(x) \text{ si son ondas S.}$$

La Ecuación 4.17 se puede escribir de forma homóloga en dos ecuaciones (Ecuación 4.18, Ecuación 4.19) usando la velocidad de la partícula, $\dot{d}(x, t) = \partial d(x, t) / \partial t$ y el esfuerzo (stress), $\tau(x, t) = E(x) \cdot \partial d(x, t) / \partial x$.

$$\frac{\partial \dot{d}(x, t)}{\partial t} = \frac{1}{\rho(x)} \frac{\partial \tau(x, t)}{\partial x} \quad \text{Ecuación 4.18}$$

$$\frac{\partial \tau(x, t)}{\partial t} = E(x) \cdot \frac{\partial \dot{d}(x, t)}{\partial x} \quad \text{Ecuación 4.19}$$

4.4.2. Construcción del esquema de diferencias finitas

Para empezar la construcción del esquema definimos los valores de las funciones, $(\rho_i = \rho(i\Delta x), E_i = E(i\Delta x))$ en puntos de la malla, ya que el medio se discretiza quedando descrito ahora por un conjunto de puntos $(i\Delta x, m\Delta t)$ (Figura 4.5).

También se definen D_i^m y T_i^m funciones aproximadas de las funciones solución de las ecuaciones de onda en los puntos de la malla $\dot{d}_i^m = \dot{d}(i\Delta x, m\Delta t)$ y $\tau_i^m = \tau(i\Delta x, m\Delta t)$.