

MODELIZACIÓN 1D Y 2D DE LA PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS EN EL VALLE DE LA CERDAÑA (CATALUÑA)

Mar TAPIA¹, Albert MACAU¹, Sara FIGUERAS¹, Peter FRANEK^{2,3}

¹ *mtapia@igc.cat, Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain*

² *Department of Physics of the Earth and Planets. Faculty of Mathematics, Physics and Informatics, Bratislava, Slovakia.*

³ *Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia*

RESUMEN

El área de la Cerdaña está situada en el Este de los Pirineos entre territorio español y francés. Es una zona rural extensa en donde la población está concentrada alrededor de pequeños núcleos urbanos. La Cerdaña es un valle Miocénico sedimentario muy profundo rellenado por conglomerados, gres y lutitas, alcanzando profundidades máximas de 800 m.

Para caracterizar las propiedades dinámicas y físicas del valle, se recopila información de mapas geológicos, se revisan estudios geotécnicos realizados con anterioridad en el área y finalmente, se realizan nuevas mediciones geofísicas (medidas de ruido sísmico y el uso de la técnica geofísica de análisis espectral de ondas de superficie, SASW). La integración de toda esta información disponible permite caracterizar columnas unidimensionales y un perfil bidimensional para la realización de simulaciones numéricas de la propagación de las ondas a través de las estructuras. En las columnas unidimensionales se aplica un método lineal equivalente (ProShake); y en el perfil bidimensional se aplica un esquema de diferencias finitas.

Posteriormente, se realiza un análisis de las modelizaciones a través de su comparación usando varios parámetros cuantificadores del movimiento, tanto en el dominio temporal como en el frecuencial. Esto permite extraer conclusiones para la comprensión y la cuantificación de la modificación del movimiento del suelo debido a la influencia de la geología local y su geometría.

1

SUMMARY

The Cerdaña area is located in the Eastern Pyrenees occupying both French and Spanish territory. It is a very extense rural zone forming a valley where the population is spreaded over small urban nuclei. The Cerdaña valley is a very deep sedimentary Miocenic valley filled by conglomerates, sandstones and lutites, with a maximum thickness of 800 meters.

The use of geological maps, the review of existing reports about geotechnical studies in the region and the performance of active seismic exploration using the Spectral Analysis of Surface Waves (SASW) technique to obtain shear velocity profiles allow to constrain realistic models. The compilation of all this information characterizes 1D soil columns and 2D structural model with realistic geological and geotechnical properties and geometry. ProShake 1D linear-equivalent method has been applied in soil columns defined along 2D valley cross-section. A finite-difference (FD) method has been applied to model the propagation of seismic waves in the 2D cross-section of the valley. The analysis of the computed ground motion in the valley by means of the calculation of several parameters in time and frequency domain have allowed interesting conclusions in order to understand and quantify the influence of the local geology and geometry.

1. Introducción

La región de la Cerdaña se localiza en los Pirineos, entre España y Francia (Figura 1). El valle de la Cerdaña incluye una extensa área rural donde la distribución de la población es dispersa y se concentra en pequeños núcleos urbanos distribuidos entre Francia y España. Estos núcleos están muy concurridos por el turismo tanto en invierno como en verano.



Figura 1. Valle de la Cerdaña.

La sismicidad histórica y los datos tectónicos recientes indican un nivel considerable de riesgo sísmico en los Pirineos. En 1427 y 1428, el Este de los Pirineos fue afectado por una crisis sísmica con una intensidad máxima de IX, e intensidad VIII en Puigcerdà, capital de la Cerdaña (Olivera et al., 2006). Recientemente, con el aumento de la población y las actividades económicas, algunos terremotos de magnitud moderada han provocado pérdidas económicas, como por ejemplo en el terremoto de Saint Paul de Fenouillet ($M = 5.2$) en febrero de 1996, el sismo de los Hautes Pyrénées ($M = 4.7$) en mayo de 2002 y el terremoto del Ripollés ($M = 4.0$) en septiembre de 2004.

2. Geología

La característica principal de la geología del valle de la Cerdaña, formada por sedimentos Neógenos no consolidados, es la cuenca asimétrica intramontañosa de dirección NE-SW y profundidad máxima de 800m. El valle está formado a lo largo de la falla Tet-Conflent. Está rodeado de un basamento rocoso formado por rocas consolidadas sedimentarias, ígneas y metamórficas del Paleozoico.

La Figura 2 muestra un perfil geológico 2D representativo del valle. El basamento

rocoso está constituido por arcillas y calizas. Los materiales sedimentarios del valle están constituidos básicamente de conglomerados (32, 34 y 35 en la Figura 2), rocas arenosas (30) y lutitas (31) del Neógeno (Cirés et al., in press).

Se observa que este perfil se caracteriza por estar cerrado geoméricamente por dos pendientes: una muy pronunciada (la falla) hacia el Sur y una pendiente más suave hacia el norte, confluyendo ambas pendientes en la zona más profunda del valle.

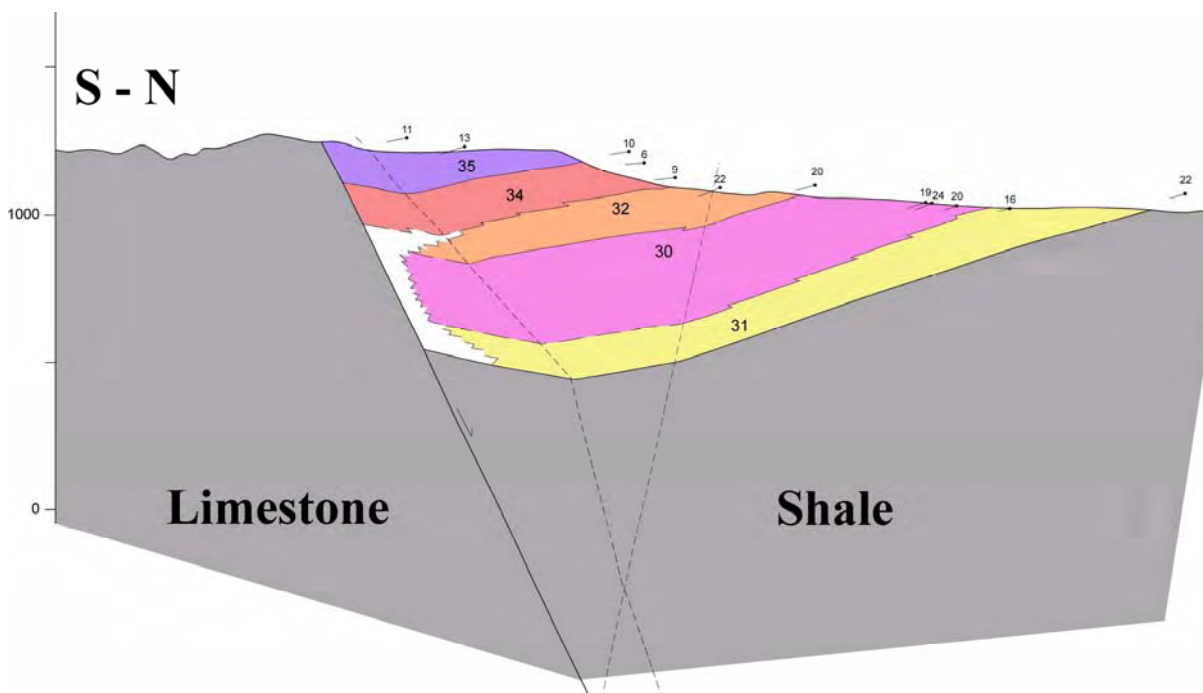


Figura 2. Perfil geológico del valle de la Cerdaña.

3. La construcción del modelo del valle

La modelización de la propagación de las ondas sísmicas requiere el conocimiento de algunas características de la geología local que pueda provocar efectos locales, como sus parámetros dinámicos y la configuración geométrica de los materiales que forman el área de estudio. En particular, para la modelización 1D y 2D que aquí se presenta se necesita conocer las velocidades de las ondas P y S, la densidad y los factores de calidad en función de la profundidad.

Las interpretaciones geológicas disponibles para las litologías presentes (ver sección 2 de este documento), la geometría del basamento que encierra el valle (Figura 2) y algunos estudios geofísicos y geotécnicos en la zona (Bitri et al., 2004, Macau et al., 2006) permitirán construir un modelo del valle de la Cerdaña.

3.1. Preparación de columnas 1D

3.1.1. Perfiles de velocidad

Se dispone de los resultados obtenidos en un estudio geofísico realizado en el área de estudio, aplicando la técnica de análisis espectral de ondas de superficie (SASW) a litologías comunes en el área del valle de la Cerdaña. Esta técnica permitió caracterizar los perfiles de velocidad para las capas de sedimentos más superficiales. Los resultados de

estas mediciones para cada litología están detallados en la Tabla I.

Sin embargo, los resultados de la Tabla I no son suficientes para establecer los perfiles V_s en función de la profundidad. Desde un punto de vista geológico, se espera encontrar valores de 800m/s para profundidades como las que se alcanzan en este valle. Entonces, se opta por seleccionar una curva de velocidad preestablecida que describa la evolución de la velocidad con la profundidad que esté de acuerdo con las características mencionadas y los valores de las velocidades encontrados experimentalmente para las capas de material más superficiales (Tabla I). La curva seleccionada es la que propone Hamilton (1971) para materiales sedimentarios ($V_s=128 \cdot D^{0.28}$)

La técnica SASW también ofrece información sobre las velocidades V_p para las capas más superficiales de los sedimentos. El análisis de los valores de V_p en relación con V_s muestra que su proporción es de un factor 2. Este resultado experimental para los materiales de este tipo está también confirmado por la literatura (Harris y Crede, 1976; Cotton et al, 1998). Por tanto, a partir de ahora el perfil de velocidades V_p se obtendrá de la aplicación de la relación $V_p = 2 \cdot V_s$.

Tabla I. Perfiles V_s obtenidos con la técnica SASW (Bitri et al., 2004) para las litologías presentes en el valle obviando los resultados para las primeras capas de origen antrópico.

31			30			32,34,35		
Prof. (m)	V_s (m/s)	V_s Promedio	Prof. (m)	V_s (m/s)	V_s Promedio	Prof. (m)	V_s (m/s)	V_s Promedio
13.9	458	456 m/s	14.4	437	455 m/s	15	476	497 m/s
15.9	456		18.6	439		18.3	496	
17.6	450		23.6	444		21.3	485	
20.3	464		29.3	478		25.7	496	
23.3	455		∞	575		31.3	505	
27	453					∞	572	
∞	442							

3.1.2. Columnas 1D

Se seleccionan algunas columnas 1D a lo largo del perfil S-N del valle, en puntos considerados interesantes para la observación de efectos locales (Figura 3), para la posterior aplicación de la modelización 1D.

En la Tabla II se muestra el perfil de velocidades decidido para cada columna.

Las densidades de las diferentes litologías (30, 31, 32, 34 y 35) toman valores entre 1900 y 2100 kg/m³.

Después de la cuantificación de los perfiles V_s y de los rangos de densidades, se observa como los sedimentos que forman las diferentes capas no muestran grandes contrastes entre ellas.

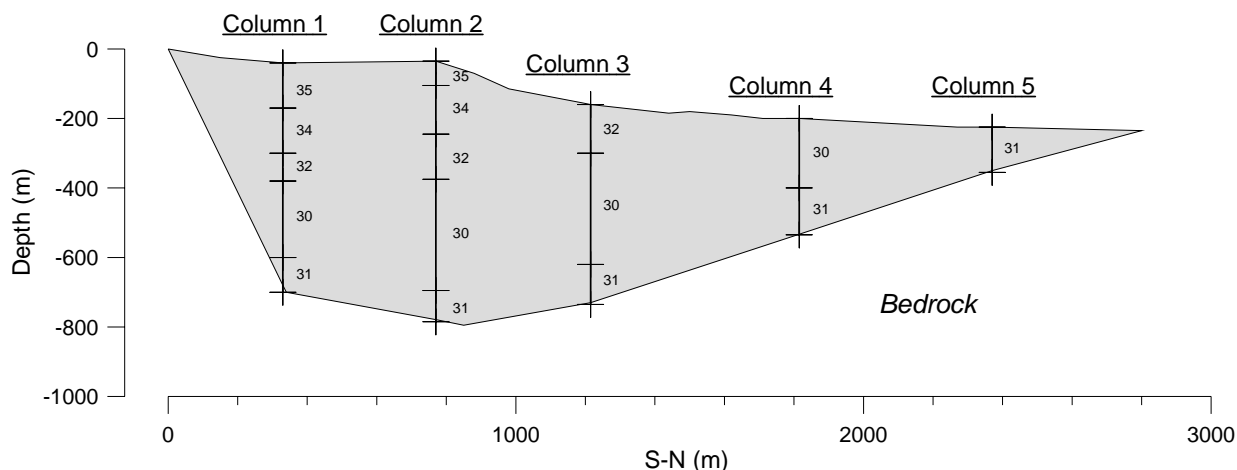


Figura 3. Interpretación geométrica de la sección 2D del valle de la Cerdaña. Se indican las columnas seleccionadas que se usarán en la modelización 1D.

Tabla II. Perfiles Vs definidos para la modelización 1D en cada columna de suelo (Macau et al., 2006 y 2007).

Capa	Columna 1		Columna 2		Columna 3		Columna 4		Columna 5	
	Grosor (m)	Vs (m/s)	Grosor (m)	Vs (m/s)	Grosor (m)	Vs (m/s)	Grosor (m)	Vs (m/s)	Grosor (m)	Vs (m/s)
35	130	497	70	497	--	--	--	--	--	--
34	130	561	140	508	--	--	--	--	--	--
32	80	634	130	618	140	497	--	--	--	--
30	220	708	320	727	320	624	320	456	--	--
31	100	773	110	807	130	741	130	614	130	455
Basamento	∞	1500	∞	1500	∞	1500	∞	1500	∞	1500

4. Definición de la sección 2D

4.1. Preparación de columnas 1D

4.1.1. Perfiles Vs y Vp

Los perfiles definidos para las columnas 1D permiten definir un gradiente de velocidades que caracterizará todos los sedimentos que rellenan el valle en función de la profundidad. La Figura 4 muestra el perfil de velocidad para las cinco columnas. La curva que ajusta estos perfiles y que proporciona el gradiente de velocidades se muestra en la Figura 4. En las ecuaciones (1) y (2) se muestra la dependencia de la velocidad de ondas P y S en función de la profundidad.

4.1.2. Perfiles de densidad y factores de calidad

Se escoge una densidad promedio que caracteriza los valores de densidad para todos los materiales que rellenan el valle (ecuación 3).

No se cuenta en la actualidad con datos experimentales en el área que proporcionen información sobre los factores de calidad. Por tanto, se escogen varios valores de los factores de calidad para cubrir un amplio abanico de posibilidades en las modelizaciones (ecuación 4). De este modo, se tiene en cuenta que los materiales se comporten elásticamente o que atenúen la energía presentando diferentes grados de viscoelasticidad.

<i>Sedimentos</i>	$V_s = 0.5 \cdot h + 468$ m/s	Ecuación 1
<i>Basamento rocoso</i>	$V_s = 1500$ m/s	

<i>Sedimentos</i>	$V_p = 2 \cdot V_s$ m/s	Ecuación 2
<i>Basamento rocoso</i>	$V_p = 3000$ m/s	

<i>Sedimentos</i>	$\rho \approx 2000$ kg/m ³	Ecuación 3
<i>Basamento rocoso</i>	$\rho \approx 2550$ kg/m ³	

- <u>Materiales elásticos</u>	$Q_p = Q_s = 4000$	Ecuación 4
- <u>Materiales ligeramente viscoelásticos</u>	$Q_p = 400, Q_s = 200$	
- <u>Materiales altamente viscoelásticos</u>	$Q_p = 100, Q_s = 50$	

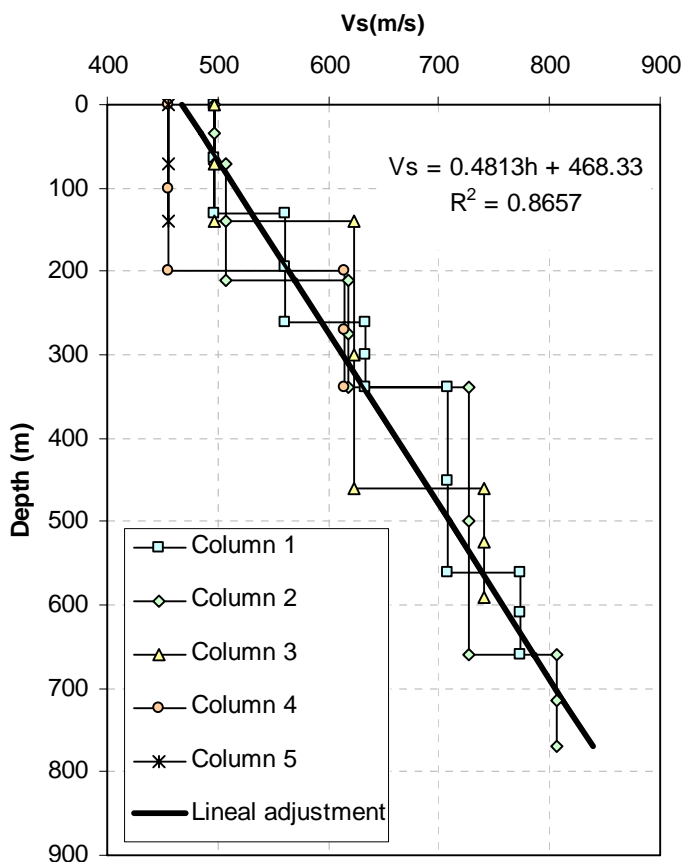


Figura 4. Perfiles Vs en función de la profundidad de las columnas 1D junto con el ajuste lineal usado para las modelizaciones 2D

4. El movimiento de entrada

El tipo de ondas que se utiliza en los dos tipos de modelizaciones, la unidimensional (1D) y la bidimensional (2D), son las ondas planas.

Se escoge como movimiento de entrada un movimiento sintético. Concretamente, se escoge un pulso de Gabor (Ecuación 5) con una frecuencia $f_0 = 0.5\text{Hz}$ y una desviación estándar de $\gamma = 0.1$ (Figura 5). Su característica principal es su contenido frecuencial igual para un rango de frecuencias amplio y de interés para el valle.

$$s(t) = e^{-\frac{\omega^2(t-TS)^2}{\gamma^2}} \cdot \cos[\omega(t-TS) + PSI] \text{ con } \omega = \frac{2 \cdot \pi}{T_o} = 2 \cdot \pi \cdot f_o$$

Ecuación 5

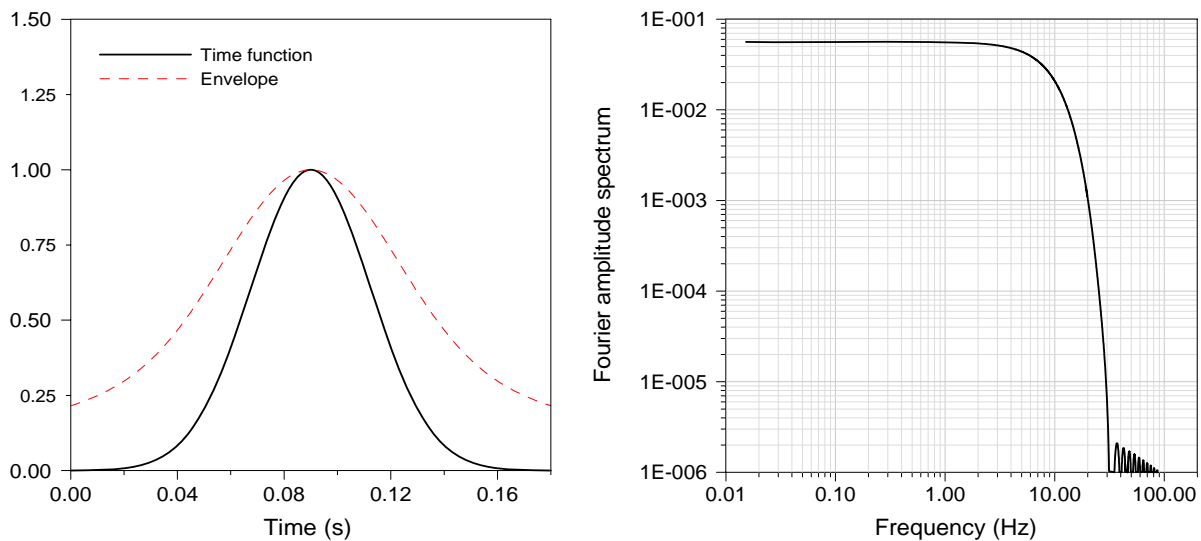


Figura 5. Pulso de Gabor ($f_0 = 0.5\text{ Hz}$, $\gamma = 0.1$). Izquierda: Función temporal y su envolvente. Derecha: espectro de amplitudes.

5. La modelización unidimensional, 1D

Para realizar la modelización unidimensional se utiliza el software ProShake. ProShake calcula la respuesta de un sistema de capas planas horizontal, homogéneo, infinito y viscoelástico, cuando un frente de ondas de cizalla se propaga verticalmente a través de la columna 1D. Este software se basa en la solución continua de la ecuación de ondas que considera movimientos transitorios usando el algoritmo de la transformada de Fourier. El método lineal equivalente consiste en una concepción teórica no lineal, que busca una equivalencia energética de disipación en el modelo lineal a través de un proceso de linealización, que consiste en ajustar los valores del módulo de cizalla y factor de amortiguamiento de cada una de las capas de las columnas estratigráficas analizadas para un nivel de deformación por corte media inducida en cada capa por la excitación sísmica (Schnabel et al., 1972). Las hipótesis del método se basan en:

- Excitación armónica: las ondas sísmicas se describen discretamente mediante valores espaciados de la aceleración con un intervalo temporal de muestreo.
- Propagación: la propagación se considera vertical considerando ondas de cizalla iniciadas desde la capa que actúa de basamento rocoso. Esto implica que sólo se considera el movimiento de las partículas en la dirección horizontal.

6. La modelización bidimensional, 2D

6.1 Metodología

El método que se utiliza para la simulación bidimensional de la propagación de las ondas sísmicas en un medio heterogéneo viscoelástico se basa en el método matemático de las diferencias finitas (FD, *finite differences*). En particular, se usa un esquema con una precisión de 4^o orden en el dominio del espacio y 2^o orden en el dominio del tiempo que usa una malla de nodos heterogéneos (*staggered-grid*) y unas ecuaciones del movimiento expresadas en función del desplazamiento, la velocidad y las deformaciones (Moczo et al., 2000; Moczo et al., 2002; Kristek et al., 2002). La técnica AFDA (*Adjusted FD Approximations*, Kristek et al. 2002), está implementada para realizar la simulación en la superficie libre del modelo. Para la incorporación de una atenuación realista en la simulación se usa el formalismo del *Generalized Maxwell Body*.

6.2 Precisión del cálculo

Debido a la profundidad del valle (alrededor de los 800m) se necesita precisión suficiente para llegar a modelizar muy bajas frecuencias. La mínima frecuencia requerida para que los resultados sean útiles es de 0.1Hz, lo cual implica que el tamaño del modelo mínimo para poder resolver esta frecuencia es de 30 km. La frecuencia superior se selecciona alrededor de 10Hz que es hasta donde el movimiento de entrada tiene contenido frecuencial significativo. Este límite superior implica que el espaciado de la malla que discretiza el modelo debe ser de unos 7 m, de acuerdo con el criterio de muestreo del esquema de diferencias finitas aplicado (Figura 6). Finalmente, para cumplir la condición de estabilidad del cálculo y evitar así la propagación no deseada de errores, el muestreo espacial de la modelización se fija en 0.001 s (Tapia, 2006).

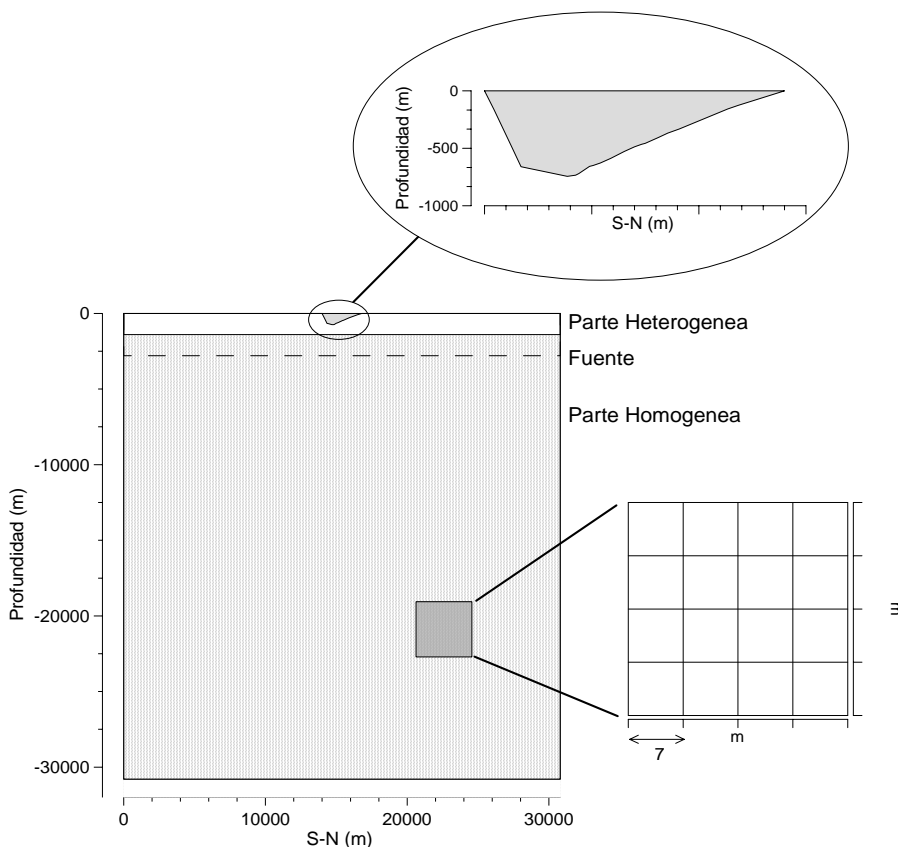


Figura 6. Esquema del modelo final del valle mostrando la discretización de la malla, el tamaño total, las partes tratadas en el código FD como homogéneas y heterogéneas y situación de la fuente.

6.3 Resultados

Los resultados que se obtienen corresponden a las simulaciones realizadas considerando los tres casos presentados en la ecuación 4. Un ejemplo de resultados se muestra en la Figura 7. Lo primero que se observa es que la variación en el resultado debida a la consideración de diferentes tipos de atenuación de la energía sólo afecta a los niveles de amplitud de los sismogramas modelizados. Se observa como las llegadas de las diferentes ondas no se modifican por este motivo.

En la Figura 8, se muestra el resultado para todo el valle en el caso de ligera viscoelasticidad de los materiales. Se observa el efecto bidimensional debido a la reflexión del plano incidente de ondas tanto en tiempo como en frecuencia en los límites del valle.

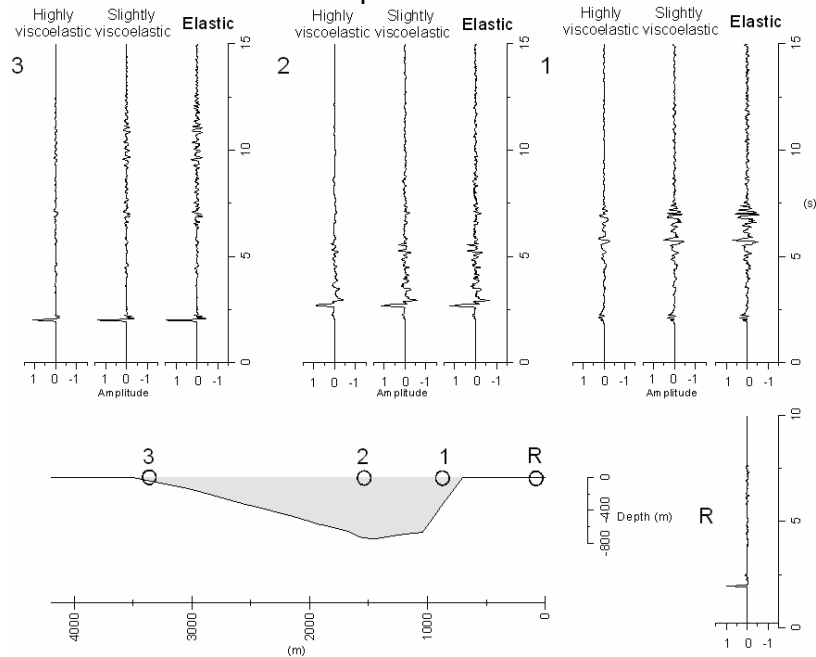


Figura 7. Representación en el dominio temporal del resultado de las modelizaciones bidimensionales en algunos puntos situados a lo largo del valle (Tapia, 2006).

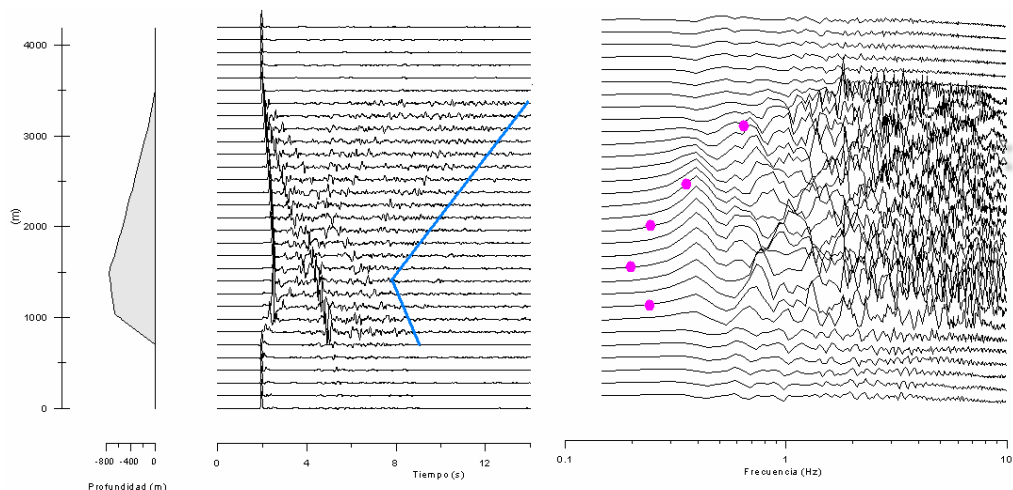


Figura 8. Resultado de las modelizaciones bidimensionales en el dominio temporal (izq.) y en el dominio frecuencial (dcha.) para el caso de materiales ligeramente viscoelásticos. (Tapia, 2006). Los puntos representados en el gráfico de la derecha son las frecuencias fundamentales obtenidas de la modelización unidimensional. La línea azul en el gráfico de la izquierda representa el último frente de ondas significativo.

7. Comparación entre los resultados de las modelizaciones unidimensionales (1D) y bidimensionales (2D).

7.1 Funciones de transferencia

La Figura 8 (dcha.) muestra el contenido frecuencial de las modelizaciones 2D y las frecuencias fundamentales que se obtienen con la simulación 1D. Las frecuencias de la modelización 1D están de acuerdo con las profundidades del valle. La primera frecuencia significativa en la modelización 2D es casi constante alrededor de 0.3-0.4Hz para el centro del valle. Las frecuencias secundarias que se observan en el resultado de la modelización 2D siguen el comportamiento de las frecuencias fundamentales de la simulación unidimensional.

7.2 Intensidad de Arias

La intensidad de Arias (Arias, 1970) es un parámetro relacionado con el contenido de energía en los registros. Se define como la integral del cuadrado de la aceleración. La observación de este parámetro permite evaluar posibles efectos de sitio ya que la amplitud, el contenido frecuencial y la duración del registro influyen en el valor de este parámetro. Se muestra en la

Figura 9 la comparación de los valores que toma este parámetro según la modelización 1D o 2D a lo largo del valle y la tabla III muestra cuantitativamente las diferencias entre ambas modelizaciones.

Table III. Proporción de la intensidad de Arias de las modelizaciones respecto al valor de intensidad de Arias del movimiento de entrada como referencia.

	Columna 1	Columna 2	Columna 3	Columna 4	Columna 5
$A_{\text{suelo.}}/A_{\text{roca}}$ 1D	1.5	1.6	1.7	1.4	0.6
$A_{\text{suelo.}}/A_{\text{roca}}$ 2D	4.9	7.1	4.8	4.6	4.2

7.3 Duración de Trifunac

La duración de Trifunac (Trifunac y Brady, 1975) se define como el intervalo de tiempo en el que se libera del 5% al 95% de la energía total contenida en el registro sísmico. El resultado del cálculo de este parámetro sobre los registros modelizados a lo largo del valle se muestra en la

Figura 9. El comportamiento entre las simulaciones 1D y 2D es completamente diferente, mientras que los resultados 1D son proporcionales a la profundidad del valle, reproduciendo la forma del valle, los resultados para las simulaciones 2D reproducen el último frente de ondas significativo que se observaba en la Figura 7 (línea azul).

7.4 Análisis tiempo-frecuencial mediante wavelets

El análisis tiempo-frecuencial permite observar la evolución del contenido frecuencial en función del tiempo. En este caso para realizar el análisis se escoge como wavelet madre una wavelet Morlet con una frecuencia de 6Hz.

En la Figura 10 se muestra un ejemplo de resultado de la aplicación del método de wavelet

a las señales sísmicas modelizadas. En concreto, se observa el resultado para la modelización unidimensional (1D) y bidimensional (2D) para el emplazamiento de la columna 1. Este gráfico muestra como en la modelización 2D se observan las diferentes reflexiones que sufre el primer frente de ondas en la pendiente suave situada en el norte del perfil del valle. El frente de ondas llega unos 2-3 segundos después de la primera llegada y con la polaridad cambiada. Otros frentes de ondas significativos llegan 5-6 segundos más tarde.

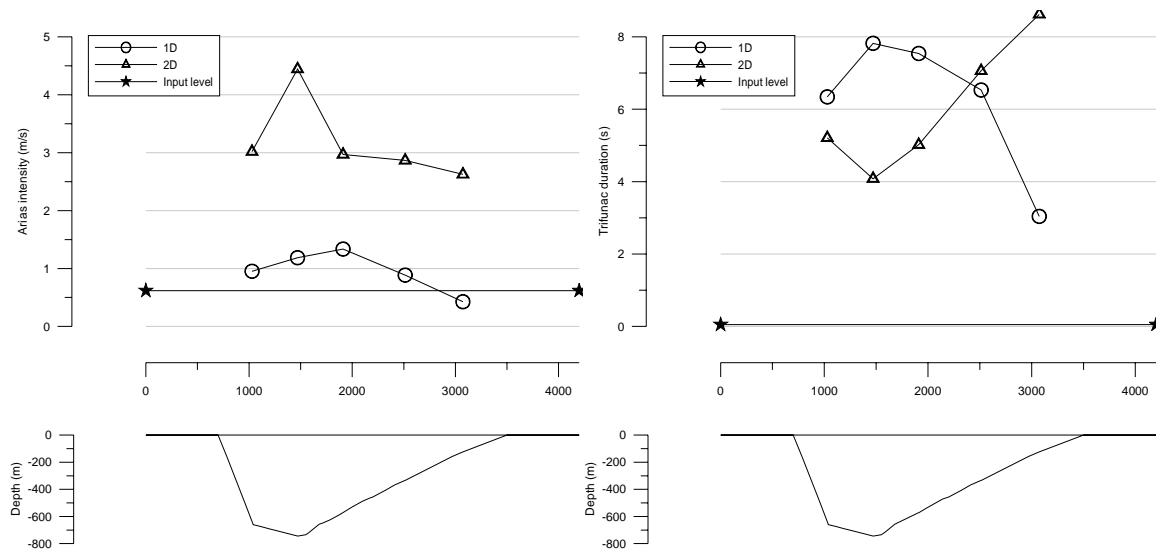


Figura 9. Intensidad de Arias (izq) y duración de Trifunac (dcha.) para las modelizaciones unidimensionales (1D) y bidimensionales (2D).

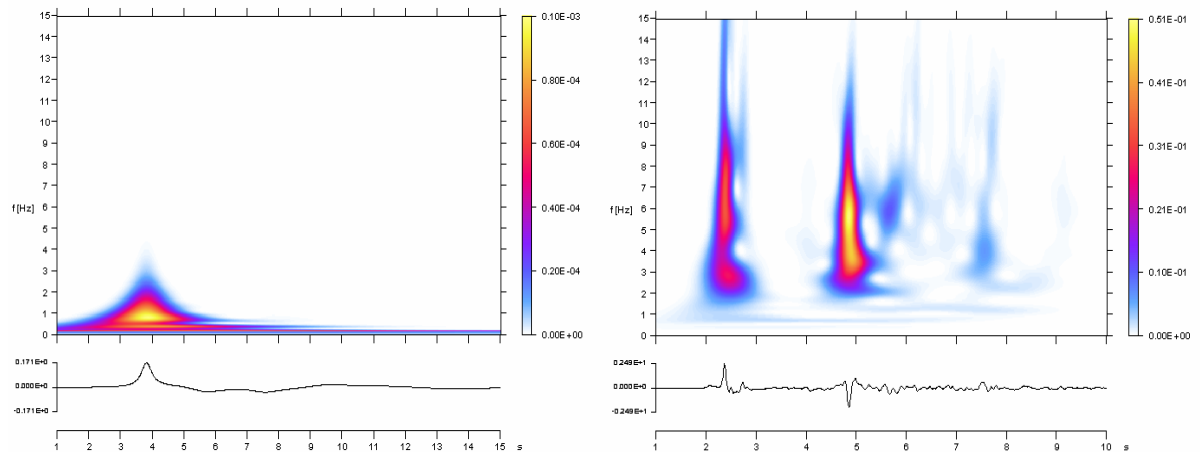


Figura 10. Resultados del análisis de wavelets para el emplazamiento de la columna 1 para la modelización 1D (izq.) y la 2D (dcha.).

7.5. Tiempo de desfase de grupo (TGR)

El tiempo de desfase de grupo, TGR, es una medida de las fases del registro (Beauval et al., 2003). Concretamente, es el gradiente del espectro de fases de Fourier. Con su análisis, es posible estimar el incremento en la duración conociendo a qué frecuencias ocurre. La figura 11 muestra el tiempo de desfase de grupo del movimiento de entrada que comparado con la figura 12 y 13 permite analizar a qué frecuencias se han producido alargamientos en el registro. La figura 12 muestra los resultados para la simulación 1D en la que se observa un primer pico significativo entre 0.4-0.5Hz y un segundo pico en 0.7Hz. No hay presencia de contenido relevante para frecuencias mayores. En la figura 13 se muestra el resultado para las modelizaciones 2D. Se observa un primer pico en 0.4Hz y un segundo pico alrededor de 0.6Hz. Para frecuencias superiores hay picos significativos que no se observan en la simulación 1D.

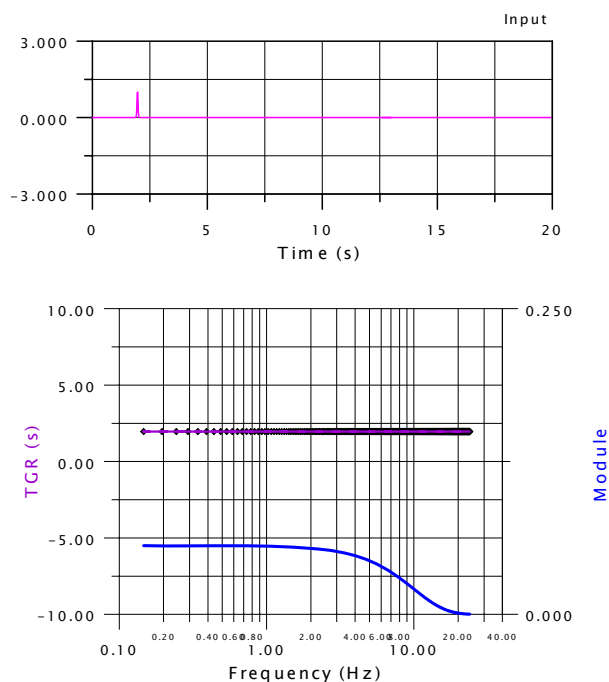


Figura 11. TGR del señal de entrada.

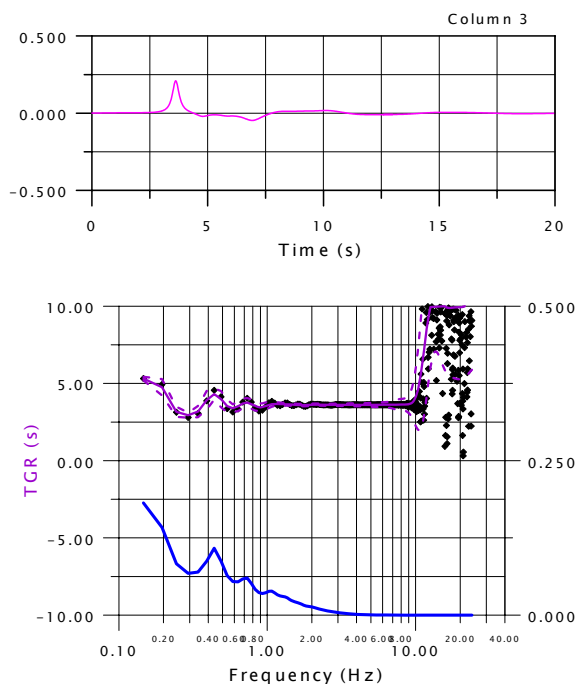


Figura 12. TGR del señal modelizado 1D para la columna 3.

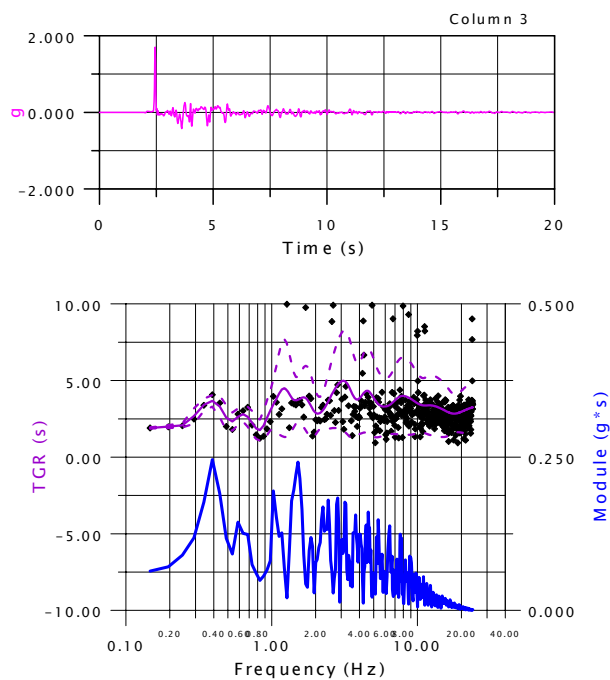


Figura 13. TGR del señal modelizado 2D para la columna 3.

8. Conclusiones

En este trabajo se han presentado simulaciones del movimiento del suelo realizadas en un perfil bidimensional del valle de la Cerdaña. Es la primera vez que se aplica una modelización 2D en este valle. Se han usado métodos unidimensionales y bidimensionales para la obtención de registros sintéticos a lo largo del valle. El estudio de la modificación del registro en roca o registro de entrada de las simulaciones, a lo largo del valle permite la estimación de efectos locales. El análisis de las modelizaciones realizadas se ha llevado a cabo mediante una serie de parámetros seleccionados para el estudio de diferentes aspectos como el estudio del contenido en energía, alargamientos de la señal, cambios en las fases, generación de nuevos frentes de ondas reflejados, etc. Estos parámetros son: las funciones de transferencia, relacionadas con el contenido frecuencial total del señal, la intensidad de Arias, relacionada con el contenido energético; la duración de Trifunac, relacionado con alargamientos del señal; tiempo de desfase de grupo, relacionado con el cambio de fases y por tanto de posibles alargamientos del señal; y por último, el análisis mediante wavelets, relacionado con el contenido frecuencial de acuerdo con una evolución temporal. El estudio de estos parámetros muestra diferencias entre las simulaciones 1D y 2D debidas principalmente a la geometría del valle.

En resumen, el contenido energético es mayor en la modelización bidimensional (2D) que en las modelizaciones unidimensionales (1D). Ha sido posible reconocer los frentes de onda reflejados por la estructura del basamento del valle observando al contenido frecuencial mediante el análisis de wavelets. El tiempo de desfase de grupo muestra como para bajas frecuencias los resultados unidimensionales y bidimensionales están de acuerdo entre sí y que las principales diferencias se encuentran en frecuencias superiores a 1Hz.

En general, la modelización 2D presenta conjuntamente los efectos debidos a la potencia de sedimentos presente y los efectos debidos a la geometría bidimensional de la estructura del basamento rocoso del valle. Los efectos unidimensionales detectados en las modelizaciones bidimensionales están de acuerdo con los resultados de las modelizaciones unidimensionales. Esto se ha observado en parámetros que permiten distinguir entre ambos efectos, como en este caso, el tiempo de desfase de grupo.

La mostrada presencia de efectos locales bidimensionales pone de manifiesto la necesidad de generar un nuevo modelo del valle más realista contando con más medidas geofísicas que permitan realizar una interpretación cuantificada de los efectos locales. Igualmente, una simulación usando como movimiento de entrada una señal sísmica registrada en el área permitiría una validación completa de los resultados aquí obtenidos para su consideración en estudios de peligrosidad sísmica.

Referencias:

- Arias, A. (1970) A measure of earthquake intensity, in R.J. Hansen, ed. Seismic Design for Nuclear Power Plants, MIT Press, Cambridge, Massachusetts, pp. 438-483.
- Beauval, C., Bard, P-Y., Moczo, P. y Kristek, J. (2003). Quantification of frequency-dependent lengthening of seismic ground motion duration due to local geology: applications to the Volvi area (Greece). Bull. Sism. Soc. Am., Vol. 93, pp. 371-385.
- Bitri, A., Chardon, A y Richalet, G. (2004). Microzonage sismique de la vallée de la Cerdagne et de la pricipauté d'Andorre. Évaluation de répartition en profondeur de la vitesse de propagation des ondes de cisaillement par la méthode SASW. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Isard project technical report.
- Cirés, J., Domingo, D., Casas, J. M^a., Fernández, O., Picart, J., Soler, A., Alías, G., Soriano, C., Valenzuela; J. I., Roca, E., Copons, R., Casanovas, J. y Bordonau, J. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, HOJA 216 Bellver de Cerdaña. IGME,

- (in press).
- Cotton, F., Berge, C., Lemeille, F., Pitarka, A., Lebrun, B. y Vallon, M. (1998). Three-dimensional simulation of earthquakes in the Grenoble's basin. In: The effects of Surface Geology on Seismic Motion. Irikura, Kudo, Okada Y Sasatani (Editors). 1998 Balkema, Rotterdam, ISBN 90-5809-030-2.
 - Hamilton, E. (1971) Elastic properties of marine sediments. Journal of geophysical research. Vol 76, pp 579-604.
 - Harris, C. y Crede, Ch. (1976). Shock and vibration handbook. McGraw-Hill, Inc.
 - Kristek, J., Moczo, P. y Archuleta, R. (2002). Efficient methods to simulate planar free surface in the 3D 4th-order staggered-grid finite-difference schemes. Stud. Geophys. Geod., 46, 355-381.
 - Macau A., Figueras, S; Susagna, T., Colas, B., Le Brun, B., Bitri, A., Cirés, J., González, M. y Roulle, A. (2006). Seismic microzonation in two valleys of the Eastern Pyrenees: Andorra and the Cerdaña. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, 3-8 September 2006.
 - Macau A., S; Figueras, B. Colas, B. Le Brun, A. Bitri, T. Susagna, J. Cirés, M. González, y A. Roulle (2007). Microzonificación sísmica en el Pirineo Oriental en términos de aceleración e intensidad macrosísmica. Proceeding del Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 8-11 de mayo 2007, Girona.
 - Moczo, P., Kristek, J. y Bystricky, E. (2000). Stability and grid dispersion of the P-SV 4th-order staggered-grid finite-difference schemes. Studia Geophysica et Geodaetica, V.44, n.3, 381-402pp.
 - Moczo, P., Kristek, J., Vavrycuk, V., Archuleta, R.J., y Halada, L. (2002). 3D heterogeneous staggered-grid finite-difference modeling with volume harmonic and arithmetic averaging of elastic moduli and densities. Bull. Seism.Soc. Am. 92, 3042-3066pp.
 - Olivera, C., Redondo, E., Lambert, J., Riera Melis, A., y Roca, A. (2006). Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
 - Schnabel, B.; Lysmer, J. y Seed, H.B. (1972). Shake. A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. College of Engineering University of California, Berkely.
 - Trifunac, M.D. y Brady, A.G. (1975). A study of the duration of strong earthquake ground motion. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 65, pp.581-626.
 - Tapia, M. (2006). Desarrollo y aplicación de métodos avanzados para la caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala regional y local. Incoming PhD thesis. (In Spanish).

Agradecimientos

Estas modelizaciones han podido realizarse gracias a una estancia en la universidad de Bratislava becada por el proyecto *SPICE* (Seismic wave Propagation and Imaging in Complex media: a European network, Marie Curie Research Training Network en el marco del *6th framework program of the European commission*) y al proyecto *ISARD* (Información sísmica automática regional de daños, proyecto Interreg III).

Vulnerabilidad sísmica.

**D. BEDOYA RUIZ, L. PUJADES BENEIT Y J. HURTADO GÓMEZ
“Comportamiento y fragilidad sísmicas de viviendas de ferrocemento”**

A. BENAVENT-CLIMENT, F. LÓPEZ-ALMANSA, S. YAMADA, X. CAHÍS, A. CATALÁN, S. PUJOL, R. ZAHKAN Y D.J. DOMÍNGUEZ “Evaluación de la capacidad sismorresistente de estructuras de hormigón con vigas planas y propuesta de reacondicionamiento”

R.L. BONETT, L. PUJADES Y J.E. HURTADO “Una mirada crítica al uso de los métodos de análisis estático no lineal para la evaluación del daño en edificios de hormigón armado”

C.A. BERMÚDEZ, A.H. BARBAT Y L.G. PUJADES “Vulnerabilidad sísmica de edificios de acero”

A. BERNARDINI, S. GIOVINAZZI, S. LAGOMARSINO, S. PARODI “The vulnerability assessment of current buildings by a macroseismic approach derived by the EMS-98 Scale”

U. ELENA-TORRALBA, M. A. MONTIEL Y S. E. RUIZ “Influencia de la forma espectral de los movimientos sísmicos en la confiabilidad de edificios”

T. GODED, E. BUFORN, D. MUÑOZ Y J. MARTÍN DÁVILA “Estudio preliminar de la vulnerabilidad de los monumentos de la ciudad de Málaga”

A. JARAMILLO, R. PÉREZ CARRASCO, E. MORALES Y C. POBLETE “La medida del periodo fundamental de los edificios y la inspección técnica de edificios”

G. MARTÍNEZ, P. ROCA, O. CASELLES, J. CLAPÉS Y A.H. BARBAT “Determinación experimental y analítica de las propiedades dinámicas para la catedral de Mallorca”

G. MARTÍNEZ, P. ROCA, O. CASELLES, J. CLAPÉS Y A.H. BARBAT “Vulnerabilidad sísmica para la catedral de Mallorca”

M. NAVARRO, A. JEREZ, F. VIDAL, T. ENOMOTO Y T. YAMAMOTO “Características del comportamiento dinámico de los edificios a partir de medidas de vibración ambiental en la región de Murcia”

C.S. OLIVEIRA Y M.A. FERREIRA “Indicadores de impacto sísmico. Uma aplicação nos Açores”

A. UGARTE “Proyecto piloto de medidas de mitigación en 16 viviendas con vulnerabilidad alta del Reparto Jorge Ardiles Méndez de la ciudad de Posoltega, Nicaragua”