

E.T.S.E.C.C.P.B.

Departament D'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica

**Microzonación sísmica.
Contribución a los estudios de peligrosidad
sísmica a escala local en zonas rurales y urbanas**

por

Albert Macau Roig

Directoras:

Dra. Sara Figueras
Dra. Teresa Susagna

Tutor:

Dr. Alberto Ledesma Villalba

Universitat Politècnica de Catalunya

Barcelona, Mayo 2008

Als meus pares,
Dolors i Narcís

Agraïments

Aquest treball s'ha realitzat a l'Institut Cartogràfic de Catalunya i posteriorment a l'Institut Geològic de Catalunya a través d'una beca predoctoral de la Universitat Politècnica de Catalunya finançada pels projectes ISARD de la Unió Europea i ERSE del Ministerio de Ciencia y Tecnología (actualment Ministerio de Educación y Ciencia).

L'elaboració de la tesi doctoral és un llarg camí a recórrer, i quan arribes al final t'adones que tot aquest treball no hauria estat possible sense la col·laboració, l'ajuda i el suport moral de molta gent. Incloure a tothom que ha participat en aquest projecte implicaria que l'apartat d'agraïments seria més gran que qualsevol capítol de la tesi, però no voldria deixar de donar les gràcies a algunes persones:

A les meves directores, la Dra. Sara Figueras i la Dra. Teresa Susagna, sens dubte una bona part dels coneixements adquirits al llarg de la tesi són gràcies a elles, i a qui agraeixo també el treball fet durant el procés de redacció i revisió de la memòria. Al Dr. Xavier Goula, que des del primer moment s'ha implicat en aquest treball, i més especialment durant el procés de redacció de la tesi. I al Dr. Antoni Roca, el seu criteri i consell m'ha ajudat a polir aquesta memòria.

Al Dr. Lluís Pujades, que ha estat un tutor impecable, oferint-me la seva ajuda i un tracte excel·lent en tots els processos acadèmics de la tesi doctoral.

Als membres dels projectes ISARD i ERSE, especialment a aquells que m'han acompanyat en les mesures de camp: la Marta González, la Mar Tapia i la Tatiana Goded.

A en Marc Janeras, a qui dec bona part dels coneixements sobre despreniments i caigudes de blocs. I a Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya i Geocat Gestió de Projectes, que m'han permès realitzar els treballs sobre despreniments a l'entorn del tren cremallera de la Vall de Núria.

També vull recordar als companys de l'Institut Geològic de Catalunya amb qui he compartit molts moments durant tots aquests anys: la Carme, la Bea, els Peres i els Jordis. I voldria donar les gràcies a en Jorge Fleta i a en Jordi Cirés, per les seves “lliçons” de geologia a un físic que no sap distingir dues pedres que, aparentment, són iguals.

A na Tànit, la Mar i la Jany, per la companyia durant aquests anys i per donar resposta a una pregunta que sorgia periòdicament: recordes com es feia això?. Al grapat de becaris que han anat passant any rere any per l'Institut Cartogràfic de Catalunya i posteriorment l'Institut Geològic de Catalunya que molts han acabat sent amics, compartint hores, dinant, sopant, fent el cafè, en definitiva fent més agradable l'estada a l'Institut i suavitzant aquells moments crítics quan sembla que el terra s'enfonsarà sota els teus peus.

També als meus pares, Dolors i Narcís, que al llarg dels meus anys d'estudis m'han donat la seva confiança i un suport total. I finalment, però no menys important, a la Marta, per la seva paciència i comprensió, que s'ha incorporat en el recorregut final de la tesi i s'ha trobat amb tot el sarau muntat.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el Institut Cartogràfic de Catalunya y posteriormente en el Institut Geològic de Catalunya a través de una beca predoctoral de la Universitat Politècnica de Catalunya financiada por los proyectos ISARD de la Unión Europea y ERSE del Ministerio de Ciencia y Tecnología (actualmente Ministerio de Educación y Ciencia).

La elaboración de la tesis doctoral es un largo camino a recorrer, y cuando llegas al final te das cuenta que todo este trabajo no habría sido posible sin la colaboración, la ayuda y el soporte moral de mucha gente. Incluir a toda la gente que ha participado en este proyecto implicaría que el apartado de agradecimientos sería más grande que cualquier capítulo de la tesis, pero no querría dejar de dar las gracias a algunas personas:

A mis directoras, la Dra. Sara Figueras y la Dra. Teresa Susagna, sin duda una buena parte de los conocimientos adquiridos a lo largo de la tesis son gracias a ellas, a quien agradezco también el trabajo hecho durante el proceso de redacción y revisión de la memoria. Al Dr. Xavier Goula, que desde el primer momento se ha implicado en este trabajo, y más especialmente durante el proceso de redacción de la tesis. Y al Dr. Antoni Roca, su criterio y consejo me han ayudado a pulir esta memoria.

Al Dr. Lluís Pujades, que ha sido un tutor impecable, ofreciéndome su ayuda y un trato excelente en todos los procesos académicos de la tesis doctoral.

A los miembros de los proyectos ISARD i ERSE, especialmente a aquellos que me han acompañado en las medidas de campo: Marta González, Mar Tapia y Tatiana Goded.

A Marc Janeras, a quien debo buena parte de los conocimientos sobre desprendimientos y caída de bloques. Y a Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya y Geocat Gestió de Projectes, que me han permitido realizar los trabajos sobre desprendimientos en el entorno del tren cremallera de la Vall de Núria.

También quiero recordar a los compañeros del Institut Geològic de Catalunya con quien he compartido muchos momentos durante todos estos años: Carme, Bea, los Peres y Jordis. Y querría dar las gracias a Jorge Fleta y a Jordi Cirés, por sus “lecciones” de geología a un físico que no sabe distinguir dos piedras que, aparentemente, son iguales.

A Tànit, Mar y Jany, por su compañía durante estos años y por dar respuesta a una pregunta que surgía periódicamente: ¿recuerdas como se hacía esto? A los becarios que han pasado año tras año por el Institut Cartogràfic de Catalunya y posteriormente por el Institut Geològic de Catalunya que muchos han acabado siendo amigos, compartiendo horas, comiendo, tomando el café, en definitiva haciendo más agradable al estancia en el Institut y suavizando aquellos momentos críticos cuando parece que el suelo se va a hundir bajo tus pies.

También a mis padres, Dolors y Narcís, que a lo largo de mis años de estudios me han dado su confianza y un soporte total. Y finalmente, pero no menos importante, a Marta, por su paciencia y comprensión, que se ha incorporado en el recorrido final de la tesis y se ha encontrado en medio de este festival.

Índice

Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Objetivos	5
1.2 Contenido	7
1.3 Proyectos en los que se ha desarrollado este trabajo	11
1.3.1 Proyecto ISARD (2004- 2008)	11
1.3.2 Proyecto ERSE (2004-2006).....	14
Parte I: Antecedentes y metodología utilizada en la evaluación de la peligrosidad sísmica a escala local, y peligrosidad sísmica regional de las áreas piloto.....	17
Capítulo 2: Metodología para la zonificación sísmica considerando los efectos del suelo	19
2.1 Factores que intervienen en el movimiento del suelo	21
2.1.1 Fuente.....	22
2.1.2 Propagación.....	24
2.1.3 Topografía y geología local	26
2.2 Antecedentes en el estudio del incremento de intensidad macrosísmica. 28	
2.2.1 Métodos cualitativos para el cálculo del incremento de intensidad. 29	
2.2.2 Métodos cuantitativos para el cálculo del incremento de intensidad... ..	31
2.2.3 Incremento de intensidad adoptado en el plan SISMICAT	32
2.2.3.1 Pla d’Emergències Sísmiques de Catalunya (SISMICAT).....	32
2.2.3.2 Consideración de la amplificación del movimiento del suelo en el plan SISMICAT	33
2.3 Descripción de los métodos utilizados para el estudio de la amplificación del movimiento del suelo	38
2.3.1 Cociente espectral H/V de registros de ruido sísmico. Método de Nakamura	39
2.3.2 Método de las razones espectrales suelo – roca.....	42
2.3.3 Cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de intensidad macrosísmica	43
2.3.4 Método SASW	46
2.3.5 Simulación numérica. Método lineal – equivalente 1-D. ProShake	47
Capítulo 3: Peligrosidad sísmica regional en las zonas de estudio.....	55
3.1 Introducción	57
3.2 Peligrosidad sísmica en la Cerdanya y Andorra la Vella.....	57
3.2.1 Escenario probabilista	58
3.2.2 Escenario determinista	62
3.3 Peligrosidad sísmica en la ciudad de Málaga	65

Parte II: Peligrosidad sísmica a escala local en tres áreas piloto.....	67
Capítulo 4: Peligrosidad sísmica a escala local en la cubeta de Andorra la Vella.....	69
4.1 Aspectos generales.....	71
4.1.1 Situación geográfica de la zona de estudio.....	71
4.1.2 Geología.....	73
4.1.3 Sismicidad de Andorra.....	73
4.2 Recopilación de información geológica y geotécnica.....	75
4.2.1 Mapa geológico de Andorra a escala 1:50.000.....	76
4.2.2 Mapa geomorfológico de Andorra a escala 1:50.000.....	76
4.2.3 Base de datos geotécnicos de Andorra.....	77
4.2.4 Campaña de prospección sísmica en la cubeta de Andorra la Vella.....	82
4.2.5 Campaña de registro de ondas superficiales. Método SASW.....	83
4.3 Método del cociente espectral H/V.....	86
4.3.1 Recogida de los datos. Campaña de medidas.....	86
4.3.2 Determinación de la frecuencia fundamental.....	89
4.3.3 Medidas de ruido sísmico en las laderas de Andorra la Vella y les Escaldes - Engordany.....	94
4.4 Método numérico 1-D lineal equivalente.....	95
4.4.1 Recogida de datos.....	95
4.4.2 Definición de columnas de suelo en distintos emplazamientos.....	99
4.4.3 Funciones de transferencia.....	102
4.5 Zonación.....	105
4.5.1 Espectros de respuesta en suelo.....	105
4.5.2 Cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de intensidad macrosísmica.....	110
4.6 Zonificación de la peligrosidad local y escenario sísmico determinista local.....	112
4.6.1 Mapa de peligrosidad local.....	112
4.6.2 Escenario sísmico determinista local.....	117
Capítulo 5: Peligrosidad sísmica a escala local en el valle de la Cerdanya.....	119
5.1 Aspectos generales.....	121
5.1.1 Situación geográfica de la zona de estudio.....	121
5.1.2 Geología.....	122
5.1.3 Sismicidad del valle de la Cerdanya.....	124
5.2 Recopilación de información.....	125
5.2.1 Mapas geológicos 1:50.000 de la serie MAGNA editados por el IGME.....	125
5.2.2 Mapa geológico armonizado del valle de la Cerdanya.....	129
5.2.3 Estudios geotécnicos realizados en el valle de la Cerdanya.....	132
5.2.4 Mapa de profundidad del basamento rocoso del valle de la Cerdanya.....	132
5.2.5 Campaña de registro de ondas superficiales. Método SASW.....	134
5.2.6 Mapa litoestratigráfico del valle de la Cerdanya.....	139
5.3 Método del cociente espectral H/V.....	142
5.3.1 Recogida de los datos Campañas de medidas.....	142
5.3.2 Determinación de la frecuencia fundamental.....	143
5.4 Método numérico 1-D lineal equivalente.....	152
5.4.1 Recogida de los datos.....	152

5.4.2	Definición de columnas de suelo	152
5.4.3	Funciones de transferencia.....	159
5.4.4	Espectros de respuesta en suelo	161
5.4.5	Comparación entre simulación numérica 1D y 2D.....	163
5.4.5.1	Intensidad de Arias	164
5.4.5.2	Duración de Trifunac	165
5.4.5.3	Función de transferencia	166
5.5	Análisis de efectos locales a partir de registros sísmicos reales	168
5.6	Zonación	177
5.6.1	Zonación en función de los espectros de respuesta	177
5.6.2	Caracterización del efecto local en función del incremento de intensidad macrosísmica	182
5.7	Zonificación de peligrosidad local y escenario sísmico determinista local.	184
5.7.1	Mapa de peligrosidad local	184
5.7.2	Escenario sísmico determinista local	189
Capítulo 6: Peligrosidad sísmica a escala local en la ciudad de Málaga		191
6.1	Aspectos generales.....	193
6.1.1	Situación geográfica de la zona de estudio	193
6.1.2	Geología.....	194
6.1.3	Sismicidad de la ciudad de Málaga.....	194
6.2	Recopilación de información	196
6.2.1	Mapa geológico 1:50.000 de la serie MAGNA editado por el IGME.	196
6.2.2	Base de datos geotécnicos de la ciudad de Málaga.....	199
6.2.3	Microzonación sísmica de la ciudad de Málaga en función del coeficiente C de la norma NCSE – 02	201
6.3	Método del cociente espectral H/V	203
6.3.1	Recogida de datos Campaña de medidas	203
6.3.2	Determinación de la frecuencia fundamental	203
6.4	Método numérico 1-D lineal equivalente	207
6.4.1	Recogida de datos	207
6.4.2	Definición de las columnas de suelo.....	210
6.4.3	Funciones de transferencia.....	213
6.4.4	Espectros de respuesta en suelo	215
6.4.5	Comparación entre los espectros de respuesta obtenidos en suelo y los propuestos en la NCSE-02	217
6.4.6	Cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de intensidad macrosísmica.	220
6.5	Zonación	221
6.6	Zonificación de peligrosidad local.....	222
6.6.1	Mapa de peligrosidad local	222
Capítulo 7: Metodología para la zonación sísmica considerando los efectos de suelo. Análisis de resultados y propuestas de procedimientos.....		227
7.1	Introducción	229
7.2	Propuesta de una metodología para el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en función de la geología del subsuelo y la profundidad del basamento rocoso.....	230

7.2.1	Incremento de intensidad macrosísmica	230
7.2.2	Espectro de respuesta en términos de la aceleración	232
7.3	Metodología general para la zonación de la peligrosidad sísmica local considerando los efectos de suelo	242
7.3.1	Método de la geología superficial (básico)	243
7.3.2	Método de la geología del subsuelo y profundidad del basamento rocoso (intermedio)	243
7.3.3	Método de la modelización lineal – equivalente 1D (avanzado) ...	244
7.3.4	Elección del método de cálculo	247
Parte III: Desprendimientos activados por vibraciones del terreno.....		251
Capítulo 8: Peligrosidad de desprendimientos activados por vibraciones del terreno		253
8.1	Introducción	255
8.1.1	Antecedentes	255
8.1.2	Contexto geológico	258
8.1.3	Dinámica natural de la ladera	259
8.2	Planteamiento metodológico.....	261
8.2.1	Mecanismo de estabilidad de taludes.....	261
8.2.2	Cálculo del desplazamiento de Newmark para un acelerograma concreto	263
8.2.3	Método de cálculo.....	264
8.3	Campaña de medidas de vibraciones producidas por voladuras.....	265
8.3.1	Equipos de medida utilizados	265
8.3.2	Medidas realizadas	266
8.3.3	Fijación de los sensores	267
8.4	Propagación de las vibraciones.....	271
8.4.1	Previsión del proyecto.....	271
8.4.2	Calibración de una nueva ley de atenuación.....	273
8.4.3	Factores desviadores de las medidas de vibración.....	275
8.5	Efectos de las vibraciones sobre la ladera.....	278
8.5.1	Modelo de deslizamiento a escala reducida.....	278
8.5.2	Correlación entre el valor pico de velocidad y el valor pico de aceleración	283
8.5.3	Cálculo del desplazamiento de Newmark.....	285
8.5.4	Correlación entre el pico de velocidad y el desplazamiento de Newmark	286
8.6	Criterios adoptados en el túnel del Roc del Dui	291
8.6.1	Criterio adoptado durante el diseño del trazado	291
8.6.2	Criterio adoptado durante la excavación del túnel del Roc del Dui	296
Capítulo 9: Conclusiones		299
9.1	Conclusiones sobre la peligrosidad sísmica a escala local	301
9.1.1	Microzonación sísmica de la cubeta de Andorra la Vella.....	302
9.1.2	Microzonación sísmica del valle de la Cerdanya.....	303
9.1.3	Microzonación sísmica de la ciudad de Málaga	305

9.1.4	Metodología para la zonación sísmica considerando los efectos de suelo	307
9.1.5	Consideraciones acerca del suelo de referencia definido en los estudios de peligrosidad sísmica.....	309
9.2	Conclusiones sobre los deslizamientos inducidos por voladuras	311
9.2.1	Peligrosidad de deslizamientos inducidos por voladuras.....	311
9.3	Propuestas de trabajos futuros sobre la peligrosidad sísmica a escala local	313
9.4	Propuestas de trabajos futuros sobre los deslizamientos inducidos por voladuras	314
Capítulo 10: Bibliografía		315

Capítulo 1

Introducción

El riesgo sísmico es un concepto que considera la posibilidad de que se produzcan pérdidas de vidas humanas y pérdidas económicas debidas a la acción de un terremoto. Tiene dos componentes principales: la peligrosidad sísmica y la vulnerabilidad sísmica. La peligrosidad sísmica hace referencia a la probabilidad de que una determinada acción sísmica se produzca sobre un punto del territorio con una cierta extensión, intensidad y duración. La vulnerabilidad sísmica hace referencia al impacto de la acción sísmica sobre la población, edificios, servicios, instalaciones, etc. De este modo, un mismo sismo puede ser muy destructor si se produce en una zona habitada y con construcciones de mala calidad, o bien causar pocos daños si se produce en una zona desierta o con construcciones de buena calidad.

Ya que no se puede predecir la ocurrencia de un terremoto, el único modo para mitigar los efectos de los terremotos es incidir fuertemente en la prevención, tanto en la planificación del territorio como en el diseño y en la construcción antisísmica de los edificios e infraestructuras, por un lado, y en la gestión de la emergencia inmediatamente después de la ocurrencia del terremoto por otro. Por tanto, los estudios de riesgo sísmico tienen un carácter preventivo y contribuyen al conocimiento que permite tanto la elaboración de Normas de construcción y de planificación del territorio como a mitigar el riesgo con el establecimiento de planes de emergencia que permitan una gestión eficiente de la emergencia sísmica en caso de producirse un terremoto.

Para calcular la peligrosidad sísmica en un punto del territorio se deben considerar conjuntamente la peligrosidad sísmica regional y la peligrosidad sísmica local. El cálculo de la peligrosidad regional se basa en la estimación del movimiento del suelo producido por el mayor terremoto representativo de la sismicidad de una región si se considera un escenario determinista, o en la contribución de toda la sismicidad regional a diferentes valores del movimiento del suelo asociados a distintos niveles de probabilidad si se considera un escenario probabilista. En ambos casos los valores del movimiento del suelo obtenidos se refieren a un suelo de tipo medio. La peligrosidad local considera los efectos de suelo, los efectos topográficos, o los efectos inducidos por los sismos como son los deslizamientos o la licuefacción.

Para calcular la contribución de los efectos de suelo en la peligrosidad sísmica a escala local en las regiones con sismicidad moderada se recurre a métodos experimentales y a métodos de simulación numérica. Una descripción y lista detallada de esos métodos se puede encontrar, por ejemplo en Bard (1997). Así, se pueden usar relaciones espectrales entre registros del movimiento en suelo y en roca, obtenidos en condiciones parecidas a las del estudio o también la estimación de la frecuencia fundamental del suelo con el método de Nakamura partiendo de medidas de ruido sísmico. El uso de métodos de simulación numérica implica la necesidad de hacer un trabajo previo de recopilación de información geológica y geotécnica para caracterizar las capas de suelo de la zona estudiada y de esta manera poder determinar los parámetros dinámicos del suelo. Según la geometría de los depósitos sedimentarios presentes será necesario aplicar métodos más o menos elaborados y que tengan en cuenta la amplificación debida al contraste de los parámetros dinámicos o también la focalización por reflexiones múltiples debidas a la geometría del substrato. En muchos casos la simple consideración del primer fenómeno es suficiente y se calcula la amplificación del movimiento del suelo con métodos 1D. En caso de presencia de geometrías muy marcadas, pueden estar presentes efectos 2D o 3D y por tanto puede ser necesaria la utilización de métodos más elaborados.

Los estudios de peligrosidad sísmica, informan pues de la importancia de la vibración del movimiento del suelo esperable en un lugar dado debido a la acción sísmica. Combinando este conocimiento con la evaluación de la vulnerabilidad de los elementos expuestos, se puede evaluar el riesgo sísmico, es decir caracterizar el grado de daño que puedan sufrir los edificios y las infraestructuras debido a la acción sísmica. Los parámetros más adecuados para estudiar la peligrosidad y el riesgo están relacionados con la descripción del movimiento del suelo en términos de señales temporales de aceleración, velocidad o desplazamiento o en sus representaciones espectrales, como es el espectro de respuesta, usado en ingeniería sísmica. Sin embargo la evaluación del riesgo sísmico usando dichos parámetros requiere de medidas y registros no siempre disponibles en el área de estudio y las relaciones con el daño sísmico no son siempre fáciles de establecer. En particular, cuando el objetivo del estudio atañe a una gran región o área urbana con un número importante de elementos en riesgo como son la mayoría de casos tratados en esta memoria de tesis,

cuyo ámbito de aplicación han sido ciudades o comarcas con un gran número de edificios de viviendas, puede ser de utilidad, el uso de un parámetro que pueda dar cuenta tanto de la peligrosidad como del daño sísmico. Este parámetro puede ser la intensidad macrosísmica (Grünthal, 1998), ya que tanto se puede interpretar como una medida de la magnitud del terremoto como del daño producido por este. De este modo, cuando se estudie la amplificación del movimiento del suelo debida a efectos locales también se tendrá que caracterizar la amplificación en términos de la intensidad macrosísmica, para así considerarla en los estudios de peligrosidad sísmica y posteriormente en el cálculo del riesgo sísmico.

Por otra parte y cambiando a una escala todavía más local se pueden estudiar entre otros efectos, los deslizamientos activados por sismos. Para su estudio se pueden usar métodos basados en medidas del movimiento del suelo (Newmark, 1965). Recientemente este método se utilizó para una evaluación preliminar del peligro de caídas de bloques en Andorra (Coral, 2002) y (Figueras et al., 2005). Debido a la baja ocurrencia de sismos en Andorra de tamaño suficiente para inducir un deslizamiento, en esta memoria se han utilizado, a modo de calibración del método, vibraciones producidas por voladuras. Las principales diferencias se encuentran en el contenido frecuencial de la señal y en la atenuación que se produce en esta.

Después de esta introducción, se presentan los objetivos y el contenido de la memoria junto con una breve descripción de los proyectos en los que se han desarrollado los trabajos que se exponen y una descripción de las zonas de estudio donde se han aplicado las diferentes metodologías propuestas a lo largo del trabajo de investigación.

1.1 Objetivos

El principal objetivo de este trabajo es exponer y aplicar distintas técnicas y metodologías conocidas para la evaluación de la peligrosidad sísmica a escala local, adaptadas a distintos grados o niveles de exigencia y para ámbitos con distintas densidades de población.

Comprobar el funcionamiento y la aplicabilidad en zonas rurales y urbanas de distintas metodologías utilizadas para el estudio y la caracterización de la amplificación del movimiento de suelo debida a efectos de suelo.

Caracterizar la respuesta del suelo frente una sacudida sísmica calculando la amplificación del movimiento del suelo debida a efectos de suelo mediante la aplicación de métodos experimentales y métodos numéricos. Comparar los resultados obtenidos aplicando ambos métodos, y en aquellos casos que sea posible, comparar estos resultados con registros de sismos reales en suelo y roca.

Desarrollar un procedimiento para calcular el incremento de intensidad macrosísmica a partir de los registros sísmicos obtenidos con la modelización numérica, y de este modo diseñar mapas de la peligrosidad sísmica a escala local en función de la intensidad macrosísmica incluyendo los efectos de suelo.

Realizar la zonación sísmica en función del incremento de intensidad macrosísmica y del espectro de respuesta en términos de la aceleración en tres zonas piloto: la cubeta de Andorra la Vella, el valle de la Cerdanya y la ciudad de Málaga. Combinar estos resultados con los estudios de peligrosidad sísmica regional para obtener la peligrosidad sísmica a escala local en función de la intensidad macrosísmica y el espectro de respuesta en términos de la aceleración de las tres zonas piloto.

Proponer una metodología para el cálculo de la amplificación del movimiento de suelo en función de la geología del subsuelo y la profundidad del basamento rocoso, tanto en términos del incremento de intensidad macrosísmica como en términos del espectro de respuesta en aceleraciones.

Presentar una metodología general para la zonación de la peligrosidad sísmica a escala local considerando los efectos de suelo que incluya diferentes técnicas de caracterización del movimiento del suelo, tanto experimentales como empíricas, en función del nivel de precisión requerido en los estudios de efectos de suelo.

Estudiar la peligrosidad de desprendimientos activados por las vibraciones del terreno producidas por voladuras, y proponer unos criterios de prevención para la excavación de un túnel en el macizo rocoso del Roc del Dui en Queralbs. Utilizar estos trabajos como sistema de calibración del método de Newmark que permite estudiar la peligrosidad de desprendimientos activados por sismos.

1.2 Contenido

En primer lugar se hace un repaso de los métodos que responden a exigencias de nivel básico para ser aplicados a una gran área como es Cataluña. Se basan en el aumento de la intensidad macrosísmica en relación con la geología superficial. Son métodos empíricos basados en observaciones post-terremoto de las intensidades macrosísmicas en distintas formaciones geológicas de superficie (Borcherdt et al., 1975). Un ejemplo de aplicación de esos métodos se utilizó en la evaluación de la peligrosidad local en el conjunto de municipios de Cataluña para el establecimiento de la Plan de Emergencias Sísmicas – SISMICAT (DGEiSC, 2003). Para la obtención de metodologías que respondan a requerimientos más detallados es necesaria la adquisición de datos en campañas de medida de campo.

A lo largo del trabajo se han comprobado las ventajas e inconvenientes de la aplicación de estos métodos en ámbitos rurales y urbanos. Por un lado, en las zonas rurales la aplicación de los métodos geofísicos es más sencilla, ya que se dispone de amplias extensiones de terreno, lejos de perturbaciones antrópicas, para disponer los equipos de medida. En cambio, en las zonas urbanas es difícil encontrar emplazamientos donde situar los equipos, en algunos casos se ha recurrido a realizar las medidas de ruido sísmico durante la noche ya que durante el día no era posible alejarse de las fuentes perturbadoras. Por otro lado, durante el proceso de recopilación de información para la definición de las columnas de suelo se ha comprobado la limitación de la información geológica y geotécnica disponible en las zonas rurales, en contraste con la información disponible en las zonas urbanas.

En este trabajo se realiza un estudio de microzonación sísmica en dos zonas urbanas: la cubeta de Andorra la Vella y la ciudad de Málaga, y en una zona rural: el valle de la Cerdanya. Partiendo de los cálculos de la amplificación del movimiento del

suelo en la cubeta de Andorra la Vella, el valle de la Cerdanya y la ciudad de Málaga se propone una metodología avanzada para el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo debida a efectos locales, en términos de la intensidad macrosísmica y en términos espectrales. Finalmente, se propone un conjunto de metodologías que respondan a distintos requerimientos o exigencias para la obtención de la microzonación o evaluación de la peligrosidad sísmica a escala local.

Por otro lado, se han aplicado los métodos de cálculo de estabilidad de laderas para obtener la peligrosidad de desprendimientos activados por las vibraciones del terreno producidas por voladuras. Los resultados obtenidos en este estudio se han aplicado como criterios de prevención durante la excavación de un túnel en el macizo rocoso del Roc del Dui, en el municipio de Queralbs (Ripollès).

Para la explicación y desarrollo de la realización de los objetivos expuestos anteriormente se ha dividido esta memoria en tres partes y en un total de nueve capítulos. Después de esta introducción, la primera parte incluye los antecedentes y una explicación sobre las metodologías utilizadas para realizar la zonificación sísmica considerando los efectos de suelo, también se presentan los estudios de peligrosidad sísmica a escala regional existentes en las tres zonas piloto. En la segunda parte se exponen los estudios de peligrosidad sísmica a escala local realizados en las tres áreas piloto y una propuesta de una metodología para la zonación sísmica considerando los efectos de suelo. Finalmente, en la tercera parte se muestra la peligrosidad de desprendimientos activados por vibraciones del terreno. Los capítulos se estructuran de la siguiente manera:

Capítulo 1: Esta introducción.

Capítulo 2: Generalidades y descripción de los métodos usados.

Capítulo 3: Peligrosidad sísmica a escala regional de las tres zonas piloto.

Capítulos 4, 5 y 6: Presentación de las evaluaciones de peligrosidad local para Andorra, Cerdeña y Málaga.

Capítulo 7: Propuesta de un conjunto de metodologías para la evaluación de la peligrosidad a escala local.

Capítulo 8: Peligrosidad de desprendimientos activados por vibraciones del terreno.

Capítulo 9: Conclusiones, discusión y propuestas de futuro.

El capítulo 2 describe la caracterización del movimiento del suelo. En una primera parte se analizan los factores que intervienen en el movimiento del suelo, empezando por la fuente, siguiendo con la propagación y finalizando en los efectos de la geología local, tanto desde un punto de vista teórico como experimental. Se realiza una recopilación bibliográfica de los diferentes trabajos donde se presentan metodologías para la obtención del incremento de intensidad macrosísmica debido a los efectos de suelo. Por otro lado se describe la metodología adoptada en el plan SISMICAT para considerar el efecto de suelo. Se muestran también los diferentes métodos utilizados en el presente trabajo para el estudio de la amplificación del movimiento del suelo y la evaluación de la peligrosidad a escala local.

En el capítulo 3 se presenta la peligrosidad sísmica a escala regional de las zonas de estudio consideradas en este trabajo. Para la cubeta de Andorra la Vella y el valle de la Cerdanya se utilizan dos escenarios probabilistas con periodos de retorno de 475 y 1975 años y un escenario determinista que considera un terremoto análogo al ocurrido el día 2 de Febrero de 1428 en la comarca del Ripollès, en los Pirineos Orientales. Para la ciudad de Málaga se considera un escenario probabilista con un periodo de retorno de 500 años, definido en la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02).

En los capítulos 4, 5 y 6 se realiza respectivamente el estudio de microzonación sísmica de la cubeta de Andorra la Vella, el valle de la Cerdanya y la ciudad de Málaga. En cada uno de ellos se presentan los aspectos generales de las zonas de estudio (situación, geología, sismicidad), la recopilación de la información geológica y geotécnica, la aplicación del método de Nakamura en medidas de ruido sísmico y la aplicación del método lineal – equivalente 1D (ProShake) con los resultados obtenidos en cada una de las zonas. Finalmente se realiza una zonación en función del espectro de respuesta del suelo en términos de la aceleración y de la amplificación del movimiento del suelo en términos del incremento de intensidad macrosísmica. Se muestran las evaluaciones de peligrosidad sísmica a escala local obtenidas para cada zona de estudio partiendo de los escenarios de peligrosidad sísmica y de la microzonación realizada. Para la cubeta de Andorra la Vella y el valle de la Cerdanya se han obtenido dos escenarios sísmicos diferentes: un escenario probabilista, en

términos de la intensidad macrosísmica y de la aceleración espectral, para un periodo de retorno de 475 años, que denominamos mapa de peligrosidad local, y un escenario determinista, en términos de la intensidad macrosísmica, definido por un terremoto análogo al ocurrido en 2 de Febrero de 1428 en la comarca del Ripollès, que denominaremos escenario sísmico determinista local. Para la ciudad de Málaga se ha obtenido un escenario probabilista, en términos de la intensidad macrosísmica y de la aceleración espectral, para un periodo de retorno de 500 años, que denominamos mapa de peligrosidad local.

En el capítulo 5, que comprende la microzonación sísmica del valle de la Cerdanya, se muestra una comparación entre los resultados obtenidos en el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo utilizando un método lineal – equivalente 1D (ProShake) y utilizando un método de diferencias finitas 2D.

En el capítulo 7, se propone un conjunto de metodologías para la zonación de la peligrosidad sísmica en las que se consideran diferentes aproximaciones para calcular la amplificación del movimiento del suelo debida a los efectos locales, que respondan a distintos requerimientos o exigencias.

En el capítulo 8 se aplica el método de Newmark para el estudio de la peligrosidad de desprendimientos activados por vibraciones de terreno producidas por voladuras durante la excavación del túnel del Roc del Dui, en la vía del tren cremallera de la Vall de Núria en el municipio de Queralbs (Ripollès). Para ello se ha calibrado una ley de atenuación del valor pico de velocidad de vibración del terreno en función de la carga máxima operante y la distancia a la voladura para caracterizar la disminución del pico de vibración en su recorrido por el macizo rocoso del Roc del Dui.

Finalmente, en el capítulo 9, se agrupan las distintas conclusiones que se han obtenido a lo largo de la memoria de tesis. También se exponen propuestas de estudios futuros como continuación del presente trabajo o como complemento de los resultados que se han conseguido, ya sea con la aportación de nuevos datos o con la utilización de nuevas metodologías.

1.3 Proyectos en los que se ha desarrollado este trabajo

Los trabajos de microzonación sísmica de la cubeta de Andorra la Vella y del Valle de la Cerdanya se han desarrollado y han sido parcialmente financiados por el proyecto ISARD (Información Sísmica Automática Regional de Daños). Los trabajos de microzonación sísmica de la ciudad de Málaga y parte de los realizados en el valle de la Cerdanya se han desarrollado y han sido parcialmente financiados por el proyecto ERSE (Escenarios Realistas de Riesgo Sísmico en España).

1.3.1 Proyecto ISARD (2004- 2008)

El objetivo del proyecto ISARD (Información Sísmica Automática Regional de Daños), financiado por el programa Interreg IIIA, es generar informaciones preventivas y operacionales sobre el riesgo sísmico, sin distorsión a causa de la frontera entre España y Francia, con una transmisión eficiente de la información a los servicios de Protección Civil.

La redacción de este proyecto se ha inspirado en diversas consideraciones: por una parte, que los Pirineos constituyen, por España y Francia, la zona más sísmica de los dos países. Y por otra parte, que la única estrategia válida frente a un fenómeno sísmico es la prevención, ya que la predicción sísmica no es operacional.

Organismos que participan en el proyecto ISARD:

- Institut Geològic de Catalunya (IGC), anteriormente Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC).
- Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM).
- Centre Scientifique et Technique du Bâtiment (CSTB).
- Direcció General de Protecció Civil, anteriormente Direcció General de Emergències i Seguretat Civil de la Generalitat de Catalunya.
- Ajuntament de Puigcerdà.
- Centre d'Estudis de la Neu i de la Muntanya d'Andorra (CENMA), anteriormente Centre de Recerca de la Terra (CRECIT) de l'Institut d'Estudis Andorrans.

- Geocat Gestió de Projectes, S.A., anteriormente RSE Aplicaciones Territoriales, S.A.
- Geoter Internacional.

El proyecto ISARD consta de cuatro módulos:

El objetivo del Módulo 1 es la homogenización transfronteriza de la evaluación de la peligrosidad sísmica, dado que en la actualidad el análisis de la peligrosidad sísmica a los dos lados de la frontera presenta una gran heterogeneidad. En este módulo se ha establecido un método unificado para la generación de mapas de peligrosidad sísmica y la unificación de la base de datos, con un resultado coherente a ambos lados de la frontera para toda el área pirenaica.

El objetivo del Módulo 2 es contribuir a la definición de los recursos necesarios para la actuación de los servicios sanitarios y de protección civil en el caso de una crisis sísmica a partir de la evaluación de posibles escenarios sísmicos en zonas transfronterizas: la cubeta de Andorra la Vella y el valle de la Cerdanya. Estas dos zonas se han elegido debido a la necesidad de actuación de equipos de los dos lados de la frontera en caso de una crisis sísmica. Este módulo prevé la evaluación de la peligrosidad sísmica local (efectos de suelo y efectos inducidos), un estudio de la vulnerabilidad sísmica de los edificios y las líneas vitales de las zonas piloto, y la realización de escenarios de daños después de un posible terremoto.

Los sistemas de información sísmica existentes en España, Francia y Andorra son insuficientes para difundir la información correcta en caso de terremoto. El objetivo del módulo 3 es el desarrollo de un sistema que permita la producción y envío automático de una nota informativa después de un sismo, con la estimación de las zonas afectadas y su grado de afectación.

El objetivo del módulo 4 es realizar una página web trilingüe (catalán, castellano y francés) y un seminario internacional para potenciar el intercambio de conocimientos y poner en contacto a científicos, representantes de los servicios de auxilio y gestores de crisis, y al público de los diferentes países.

Las zonas de estudio del proyecto ISARD son diferentes para cada módulo en función del carácter regional de éste. Las zonas de estudio del módulo 2, en las que se ha desarrollado el trabajo de esta memoria de tesis, son la cubeta de Andorra la Vella en el principado de Andorra y el valle de la Cerdanya entre Francia y España, ambas situadas en el Pirineo Oriental (figura 1.1).



Figura 1.1: Mapa de situación de Andorra y de la Cerdanya.

1.3.2 Proyecto ERSE (2004-2006)

El objetivo del proyecto ERSE (Escenarios Realistas de Riesgo Sísmico en España) (REN2003-5178-C03-01), financiado por Ministerio de Ciencia y Tecnología (actualmente Ministerio de Educación y Ciencia), ha sido realizar una evaluación realista del daño que se produciría en la ciudad de Málaga como consecuencia de la ocurrencia de un sismo de magnitud moderada ($6.5 > M_w > 5.0$) y la realización de escenarios de daño para sismos realistas en la comarca de La Cerdaña en el Pirineo Oriental.

Organismos que participaron en el proyecto ERSE:

- Universidad Complutense de Madrid.
- Institut Geològic de Catalunya (IGC), anteriormente Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC).
- Real Observatorio de la Armada (ROA).
- Laboratorio del Instituto de Investigación y de Control de Calidad en la Edificación (LIDYCCE).

Los principales objetivos del proyecto:

- Definición de escenarios sísmicos. Reevaluación de los terremotos que han producido daños moderados ($I_0 = VII - VIII$).
- Estudio de los procesos de fractura en el foco del sismo a partir del análisis de los datos sismológicos de banda ancha.
- Modelización de sismos mayores a partir de Funciones de Green Empíricas derivadas de sismos menores.
- Estimación de los vectores de desplazamiento a partir de medidas geodésicas de GPS.
- Estudio de microzonación, clasificación de suelos y evaluación de funciones de transferencia.
- Evaluación del posible daño en caso de un sismo futuro en la ciudad de Málaga, comparación con los daños reales producidos en el sismo de 1680, y en la comarca de la Cerdaña

Se propondrán diferentes espectros de respuesta a partir de los resultados obtenidos, con la identificación de los elementos de riesgo en cada área. Los valores espectrales obtenidos en el estudio de peligrosidad sísmica se usan en los análisis de vulnerabilidad sísmica de edificios.

La zona de estudio del proyecto ERSE es la ciudad de Málaga, situada al sur de la costa Mediterránea de España (figura 1.2) y la comarca de La Cerdaña.



Figura 1.2: Mapa de situación de la ciudad de Málaga.

Parte I

Antecedentes y metodología utilizada en
la evaluación de la peligrosidad sísmica a
escala local, y peligrosidad sísmica
regional de las áreas piloto

Capítulo 2

Metodología para la zonificación sísmica considerando los efectos del suelo

El estudio de la peligrosidad sísmica local y de la zonificación sísmica implica el conocimiento de los diferentes factores que intervienen en el movimiento del suelo y por tanto, de los métodos necesarios para evaluar cada uno de estos factores. El objeto de este trabajo no consiste en estudiar la contribución de todos estos factores en el movimiento del suelo, sino que se centra únicamente en la contribución de los efectos locales en el movimiento del suelo observado en un emplazamiento. De todos modos, en este capítulo se muestra una breve introducción a los diferentes factores que influyen en el movimiento del suelo.

Uno de los objetivos del presente trabajo es proponer una metodología para calcular la amplificación del movimiento del suelo en función de la geología local en términos del incremento de la intensidad macrosísmica. El primer paso para obtener esta metodología consiste en elaborar una recopilación de los antecedentes en el estudio del incremento de intensidad macrosísmica, esta recopilación de antecedentes se expone en este capítulo.

Finalmente, se describen los distintos métodos utilizados para estudiar la amplificación del movimiento del suelo debida a los efectos de suelo y que se han aplicado en la cubeta de Andorra la Vella, el valle de la Cerdanya y la ciudad de Málaga.

2.1 Factores que intervienen en el movimiento del suelo

La vibración que, debida a un terremoto, se observa en un emplazamiento determinado de la superficie terrestre se puede considerar básicamente como el resultado de la superposición de tres factores: la ruptura que se produce en la fuente sísmica, la propagación de las ondas sísmicas y los efectos locales debidos a la geología y a la topografía del terreno cercano al punto de observación que se separan de la propagación porque, debido a su importancia en los movimientos fuertes, requieren un tratamiento específico.

De este modo, el registro sísmico en un emplazamiento se puede expresar de forma general como la convolución de las funciones temporales:

$$y(t) = f_0(t) * r(t) * l(t) * s(t) \quad (2.1)$$

donde $y(t)$ es el registro obtenido en función del tiempo t , $f(t)$ es la función que caracteriza la fuente, $r(t)$ es la función que describe la propagación de las ondas sísmicas, $l(t)$ es la función que describe los efectos locales y $s(t)$ es la función de respuesta del instrumento.

En el dominio de la frecuencia, la expresión (2.1) se puede escribir como un producto:

$$Y(w) = F_0(w) \cdot R(w) \cdot L(w) \cdot S(w) \quad (2.2)$$

donde w es la frecuencia angular, $Y(w)$ es el espectro del registro sísmico en el emplazamiento y $F_0(w)$, $R(w)$, $L(w)$ y $S(w)$ son las transformadas de Fourier de $f(t)$, $r(t)$, $l(t)$ y $s(t)$ respectivamente. La caracterización de las tres funciones $F_0(w)$, $R(w)$, $L(w)$ es difícil a causa del gran número de parámetros que intervienen.

2.1.1 Fuente

Diversos parámetros intervienen en la caracterización de la fuente sísmica: la magnitud, el momento sísmico, el estado de esfuerzos, las dimensiones de la ruptura y el deslizamiento en el plano de falla, la velocidad de propagación de la ruptura, etc. En los diferentes modelos la fuente sísmica se considera generalmente como una zona de deslizamiento plana (puntual o extensa). En función de los parámetros que se consideren, la fuente sísmica estará representada por modelos cinemáticos o dinámicos (Aki y Richards, 1980).

Los modelos cinemáticos describen la fuente a partir del deslizamiento $\Delta u(x_i, t)$ en cada punto x_i del plano de falla y para cada instante de tiempo t , y se representa mediante fuerzas actuando en un punto. Una fractura de cizalla es equivalente, a efectos de las ondas producidas, a un doble par de fuerzas con momento resultante

nulo (Aki y Richards, 1980). La hipótesis cinemática puede plantearse en términos del tensor momento sísmico (Gilbert, 1970). En los modelos cinemáticos la caída de esfuerzos no aparece explícitamente.

Los modelos cinemáticos más sencillos son los de foco puntual, en los cuales la fuente se reduce a un punto sin dimensiones. El modelo puntual es aceptable si las observaciones están a gran distancia y son de frecuencias muy bajas en comparación con las dimensiones de la fuente. Los modelos cinemáticos tienen en cuenta la dependencia espacial del deslizamiento Δu (la geometría del plano de falla, su orientación y el patrón de radiación) y también la dependencia de Δu con el tiempo de acuerdo con la función temporal de la fuente y el tiempo que tarda en alcanzar su valor máximo (tiempo de subida).

Cuando el foco no se considera puntual y se tienen en cuenta sus dimensiones es necesario considerar el modo como se propaga la ruptura desde el punto de inicio (hipocentro) hasta los límites de la superficie de ruptura.

Los modelos dinámicos se basan en la teoría de la mecánica de la fractura. La fuente se especifica con una condición de relajamiento de esfuerzos. Un modelo dinámico de fractura completo debe incluir todo el fenómeno, es decir, su iniciación, su propagación y finalmente su parada, en función de las condiciones de los esfuerzos y las propiedades del material dentro de la región del foco de un terremoto.

En los estudios de peligrosidad sísmica es necesario determinar la energía máxima que se puede liberar en la fuente sísmica en un periodo de retorno establecido. De forma simplificada, se puede evaluar la fuente a través de la magnitud, que representa una medida del tamaño del terremoto a partir de registros sísmicos. También la intensidad macrosísmica, que es una escala para medir los efectos de un terremoto (Grünthal, 1998), puede ser utilizada para dar una idea del tamaño del terremoto cuando la observación corresponde a la zona epicentral. Es habitual establecer correlaciones entre la magnitud, la profundidad del foco sísmico y la intensidad epicentral. Por ejemplo los catálogos sísmicos para períodos anteriores a la época instrumental informan del tamaño del terremoto a partir de la intensidad epicentral.

De este modo, en los estudios de peligrosidad sísmica habitualmente se considera la fuente sísmica a través de la magnitud o de la intensidad epicentral y de su profundidad.

2.1.2 Propagación

Las ondas que se generan en la fuente sísmica quedan alteradas por el medio en su propagación hasta el punto de observación.

i) Medio homogéneo

En un medio homogéneo se deben considerar los efectos de la extensión geométrica y de la atenuación anelástica.

La extensión geométrica es la disminución de la amplitud debida a la expansión del frente de onda. Para una fuente puntual en un medio uniforme la extensión geométrica del frente de ondas, que para una onda interna se considera esférica, produce una disminución de la amplitud del movimiento con la distancia r a la fuente de la forma $1/r$. Para ondas superficiales el frente de ondas se considera cilíndrico y el decrecimiento es de la forma $1/r^2$.

La atenuación anelástica es debida a las imperfecciones de la elasticidad del medio por donde se propaga la onda. Produce una disminución adicional de las amplitudes del tipo $e^{-\gamma r}$ donde r es la distancia a la fuente y γ es el coeficiente de inelasticidad que está relacionado con el factor de calidad Q del siguiente modo: $\gamma = \pi f / Q \beta$, donde f es la frecuencia de las ondas, β es la velocidad de propagación de las ondas de cizalla y Q es el factor de calidad que se puede considerar o no dependiente de la frecuencia. El factor Q es muy elevado en un medio elástico formado por terrenos consolidados, en la Península Ibérica tiene valores entre 200 y 500 (Pujades, 1987), en las capas superficiales. En medios con poca cohesión el factor Q presenta valores inferiores a 50, o hasta valores cercanos a 10 cuando hay presencia de agua en los poros.

ii) Medio estratificado

El problema de la propagación de las ondas sísmicas en un semiespacio elástico estratificado se ha estudiado extensamente. La aproximación más habitual es la de considerar los parámetros elásticos de las diferentes capas con valores uniformes y usar métodos basados en matrices de transferencia que relacionan los esfuerzos y los desplazamientos en la cima y en el fondo de estas capas. Tenemos por ejemplo la aproximación introducida por Thompson (1950) y corregida posteriormente por Haskell (1953). La aproximación de Kennett (Kennett y Kerry, 1979) se conoce con el nombre del método de la reflectividad y consiste en la representación del medio estratificado en términos de las propiedades de reflexión y transmisión de cada capa, los cálculos se hacen desde la base de la estratificación hasta la superficie.

En un medio no homogéneo la correcta consideración de la atenuación requiere un conocimiento detallado de su constitución. La heterogeneidad del medio atravesado produce cambios de la velocidad de propagación y pérdida de energía debidos a las reflexiones y refracciones sucesivas.

En la evaluación de la peligrosidad sísmica se considera la propagación de las ondas sísmicas con una expresión analítica simplificada que relaciona un parámetro específico del movimiento del suelo con otros parámetros sismológicos, como son la magnitud del terremoto, la distancia epicentral, la profundidad del terremoto, etc. Una expresión del tipo: $\log Y(f) = a(f) + b(f)M + c(f)\log r + d(f)r \pm \epsilon$ permite el ajuste a valores observados en registros acelerográficos y representar de este modo la atenuación de la energía en función de la distancia en la región en la que se han obtenido los datos. Son bien conocidas las relaciones de atenuación propuestas para el área europea por ejemplo por Ambraseys et al., (1995), (1996) o mas recientemente para la region del Mediterráneo Occidental por Tapia, (2006).

También es posible incorporar los efectos de la propagación de las ondas sísmicas mediante el método de las Funciones de Green Empíricas (FGE). Este método se basa en el uso de sismos de baja magnitud como funciones de Green empíricas para el modelado de las formas de onda de un terremoto mayor (Hartzell, 1978; Wu, 1978; Irikura, 1983, 1986). Escalando y sumando cuidadosamente los sismogramas del

terremoto de baja magnitud se puede generar un sismograma sintético realista de un sismo de mayor magnitud. La ventaja de esta aproximación es que los sismogramas usados como funciones de Green empíricas incorporan todas las complejidades de la propagación de las ondas en la zona de estudio.

2.1.3 Topografía y geología local

Es conocido que la propagación de las ondas sísmicas está muy influenciada por la naturaleza y geometría de las capas superficiales y por la topografía del terreno. Un buen ejemplo son los fenómenos de amplificación observados en la zona lacustre de la ciudad de Méjico durante el terremoto ocurrido el año 1985 en la costa del Océano Pacífico (Campillo et al., 1988; Chávez-García, 1991; Lomnitz, 1988). También se han observado importantes fenómenos de amplificación en otros sismos más recientes: Loma Prieta en 1989, Kobe en 1995 y Turquía en 1999. En el caso de los efectos de la topografía local, se ha observado su influencia sobre la señal sísmica con efectos diferenciales en los edificios situados en zonas elevadas, como por ejemplo en los terremotos de Friuli en 1976 e Irpinia en 1980, o en el de Kozani de 1995 (Bard, 1997). En general se produce amplificación sobre topografías convexas (zonas elevadas con relieve) y desamplificaciones sobre las cóncavas (zonas bajas y valles).

Al considerar la geología local, se debe distinguir entre dos fenómenos que normalmente producen la amplificación del suelo y que, por lo tanto, son agentes importantes de los daños en los edificios durante un sismo. El efecto más conocido está asociado a la interacción entre la onda sísmica y la estructura del subsuelo. Se trata de la amplificación por resonancia que aparece en los medios estratificados con rigidez creciente con la profundidad y que resulta de la superposición de múltiples reflexiones dentro de los estratos con baja velocidad de las ondas de cizalla cercanos a la superficie. Su efecto depende fuertemente de la frecuencia. El segundo tipo de amplificación no requiere de la existencia de discontinuidades bruscas donde se produzcan los fenómenos de reflexión, se trata de un efecto debido a la baja impedancia de los materiales cercanos a la superficie. Este efecto amplificador se compensa en parte por la atenuación, ya que los materiales con baja velocidad de las ondas de cizalla (y baja impedancia) tienden también a tener valores pequeños de Q (Joyner y Boore, 1988).

Si tenemos en cuenta que la banda de frecuencia de interés en el campo de la ingeniería sísmica se encuentra entre 0.1Hz y 20Hz y que las velocidades sísmicas en los suelos y rocas superficiales varían desde 100mm/s hasta algunos km/s, las longitudes de onda sísmica correspondientes se encuentran entre una decena de metros y algunos kilómetros. De este modo, serán las estructuras geológicas en esta gama de dimensiones las que influirán significativamente en los efectos locales: estructuras de unos pocos kilómetros como máximo (Bard, 1985).

Para considerar los efectos de suelo en la evaluación de peligrosidad sísmica se agrupan aquellas zonas que contienen suelos que se comportan de forma parecida cuando se produce un terremoto. Esta zonación se puede realizar en función de diferentes parámetros que informan del movimiento del suelo, como son la intensidad macrosísmica, la aceleración espectral, la frecuencia fundamental de suelo, etc.

2.2 Antecedentes en el estudio del incremento de intensidad macrosísmica

El movimiento del suelo puede caracterizarse con diferentes parámetros, como por ejemplo la intensidad macrosísmica (I_{MSK}), la aceleración máxima del suelo (PGA) o la aceleración espectral (SA) para distintas frecuencias. Para los estudios de riesgo sísmico puede ser útil usar la intensidad macrosísmica como parámetro característico del movimiento del suelo. El uso de la aceleración máxima del suelo u otros parámetros similares requiere de expresiones que relacionen el movimiento del suelo con el daño. Esto puede resultar difícil, particularmente con la aceleración máxima del suelo, que a menudo ha mostrado una mala correlación con el daño. En contraste, la moderna escala macrosísmica, MSK o EMS – 98, contiene implícitamente las funciones de vulnerabilidad (Musson y Cecic, 2003). De este modo, para realizar estudios de riesgo sísmico que tengan en cuenta los efectos locales, será necesario calcular la amplificación del movimiento del suelo en términos de la intensidad macrosísmica.

Desde antiguo se conoce que las áreas más dañadas por un terremoto están muy localizadas geográficamente. La misma experiencia señala que, de forma sistemática, en determinados tipos de suelo la gravedad de los daños es mayor que en otros (Delgado, 1997).

En la bibliografía existen numerosos trabajos que proponen metodologías para el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de la intensidad macrosísmica. Estas metodologías se pueden diferenciar en dos grupos: las cualitativas y las cuantitativas. Las metodologías cualitativas proponen un incremento de la intensidad macrosísmica mediante el “criterio de experto”, en función de la geología superficial del emplazamiento, según los efectos observados en cada litología para terremotos anteriores. Por otro lado, las metodologías cuantitativas proponen relaciones matemáticas empíricas que expresan el incremento de intensidad macrosísmica en función de diferentes parámetros geotécnicos característicos de las capas superficiales del subsuelo del emplazamiento estudiado, como por ejemplo la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s).

En principio, el incremento de intensidad calculado mediante los métodos cuantitativos será más representativo de la amplificación del movimiento del suelo en el emplazamiento de estudio. Pero la utilidad de estas expresiones estará condicionada a la capacidad para obtener los valores de los parámetros.

2.2.1 Métodos cualitativos para el cálculo del incremento de intensidad

Durante el terremoto de 1906 en San Francisco se puso claramente de manifiesto la relación entre la geología superficial y la severidad de la sacudida. En la tabla 2.1 se muestran algunas de estas relaciones propuestas partiendo de los datos analizados del sismo del año 1906 en San Francisco Medvedev (1965), Borchardt y Gibbs (1976), y Astroza y Monge (1991).

Clase geológica	Medvedev (1965)	Borchardt y Gibbs (1976)	Astroza y Monge (1991)
Granito	0	0	0
Calizas, areniscas y pizarras	0.2 – 1.3	0.5 – 1.1	-
Margas y yesos	0.6 – 1.4	-	-
Conglomerados	1.0 – 1.6	-	0.5 – 1.0
Suelo arenoso	1.2 – 1.8	1.6 ± 0.6	1.0 – 2.0
Suelo arcilloso	1.2 – 2.1	2.7 ± 0.6	2.0 – 2.5
Relleno artificial	2.3 – 3.9	-	-

Tabla 2.1: Incremento de la intensidad macrosísmica en función de la geología del suelo propuesto por diversos autores a partir de los datos recogidos en el sismo de San Francisco de 1906.

Se observa que en los suelos más recientes es donde se produce un incremento de la intensidad macrosísmica mayor, hasta 2 y 3 grados. La variabilidad de los resultados se debe a que las clases geológicas que considera cada autor son una mezcla de litologías ya que cada autor ha establecido el incremento de intensidad de forma diferente. A veces se ha establecido el incremento de intensidad directamente a partir de los mapas de isosistas (Medvedev, 1965; Astroza y Monge, 1991), y en otras ocasiones a partir de los registros instrumentales y su relación con la intensidad macrosísmica (Borchardt y Gibbs, 1976).

Otros autores (Evernden et al., 1981; Topozada et al., 1988) han reevaluado las observaciones del terremoto de San Francisco del año 1906 para obtener el incremento de intensidad macrosísmica en función de la edad de las formaciones

geológicas superficiales. En la tabla 2.2 se muestra el incremento de intensidad según la edad de los materiales superficiales.

Unidad geológica	Evernden et al. (1981)	Topozada et al. (1988)
Rocas plutónicas y metamórficas	0.0	0.0
Rocas volcánicas	0.3	0.3
Rocas sedimentarias paleozoicas	0.4	0.4
Rocas sedimentarias del Mesozoico Superior	0.8	0.4
Rocas sedimentarias del Cretácico – Eoceno	1.2	1.2
Rocas sedimentarias del Oligoceno – Mioceno	1.5	1.5
Rocas sedimentarias del Plio – Pleistoceno	2.0	1.8
Sedimentos del Holoceno	3.0	2.0

Tabla 2.2: Incremento de la intensidad macrosísmica en función de la edad de los materiales propuesto por diversos autores a partir de los datos recogidos en el sismo de San Francisco de 1906.

El uso de la geología superficial presenta grandes ventajas, ya que la información se obtiene directamente de los mapas geológicos. Por este motivo, la consideración de la geología superficial es muy útil para la realización de estudios de amplificación del movimiento del suelo a gran escala.

Pese a esta ventaja, el hecho de tener en cuenta la geología superficial presenta también limitaciones. Por un lado tenemos la limitación en la escala de trabajo, ya que la zonación sísmica en función de la amplificación del movimiento del suelo estará condicionada a la escala de los mapas geológicos disponibles. Además, habitualmente los mapas geológicos reflejan la estructura y la distribución de las formaciones geológicas más antiguas (precuaternarias), que tienen el mismo comportamiento desde el punto de vista de la respuesta del suelo. En cambio, los mapas geológicos no prestan demasiada atención a las litologías cuaternarias, que presentan un comportamiento muy diferente desde el punto de vista de la respuesta del suelo, agrupándolas en muchos casos en una sola unidad. Esto obliga a realizar cartografías específicas de las litologías cuaternarias, lo que anula la ventaja del poco coste de este método. Por otro lado, el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de la geología superficial sólo tiene un carácter general y preliminar, ya que la respuesta del suelo depende de diferentes variables que no aparecen en los mapas geológicos, como son el espesor de cada capa de suelo, la profundidad del basamento

rocoso, las características geomecánicas de los materiales que forman las diferentes capas de la columna de suelo, la geometría del basamento rocoso, etc.

2.2.2 Métodos cuantitativos para el cálculo del incremento de intensidad

Del mismo modo que la geología superficial se puede relacionar con el incremento de intensidad macrosísmica, también se pueden relacionar las propiedades geomecánicas de los materiales que forman la columna de suelo de un emplazamiento con su respuesta cuando se produzca una sacudida sísmica.

Cuando se produce un sismo, se puede obtener la respuesta de cada litología calculando la razón espectral entre el registro del terremoto de una estación en suelo y el registro del terremoto de una estación en roca, que se utiliza como referencia. A partir de los registros del terremoto de Loma Prieta (1989) se calcularon las razones espectrales suelo/roca, identificando grupos de materiales con respuesta parecida (Borcherdt et al., 1991). Se comprobó que las formaciones geológicas donde se observó una mayor amplificación del movimiento del suelo, y por tanto donde ocurrieron más daños, fueron los materiales más recientes de la bahía. Estos materiales son los que tienen la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) más baja, hasta los 174m/s.

Borcherdt et al., (1975) establecieron una relación (ecuación 2.3) entre la amplificación promedio de la componente horizontal de la aceleración (AHSA) para movimientos débiles y la variación de la intensidad macrosísmica en el terremoto del año 1906 para los diferentes materiales que se encuentran en la bahía de San Francisco.

$$\Delta I = 0.27 + \log(\text{AHSA}) \quad (2.3)$$

Posteriormente se propusieron otras expresiones (ecuaciones 2.4 y 2.5) para calcular la amplificación del movimiento del suelo, y por tanto el incremento de intensidad, cuando se dispone de la velocidad de las ondas de cizalla promedio de los 30 primeros metros del suelo (V_{s30}) (Borcherdt et al., 1991).

$$AHSa = 701/V_s \quad (\text{Movimientos débiles}) \quad (2.4)$$

$$AHSa = 598/V_s \quad (\text{Movimientos fuertes}) \quad (2.5)$$

En las expresiones 2.4 y 2.5 se observa una disminución de la amplificación de la aceleración del suelo para un sismo fuerte respecto a la amplificación de la aceleración del suelo en un movimiento débil. Este comportamiento podría indicar una respuesta no lineal del suelo cuando se producen movimientos fuertes.

A partir de los efectos observados en el terremoto de San Francisco de 1906 Medvedev (1965) relacionó el incremento de intensidad macrosísmica con parámetros físicos de los materiales mediante la expresión:

$$\Delta I = 1.67 \cdot \log\left(\frac{\rho_0 \cdot v_0}{\rho_s \cdot v_s}\right) + e^{-0.04h^2} \quad (2.6)$$

donde ρ_0 , v_0 , ρ_s y v_s representan la densidad y la velocidad de propagación de las ondas P en el granito (0), término de referencia, y del suelo (s) respectivamente, y h es la profundidad del nivel freático en metros. Posteriormente se modificó esta expresión considerando la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) y desechando la profundidad del nivel freático (Petrovski, 1980).

2.2.3 Incremento de intensidad adoptado en el plan SISMICAT

En los apartados anteriores hemos visto diferentes propuestas para calcular el incremento de intensidad macrosísmica debido a la amplificación del movimiento del suelo para los materiales de la zona de California. En este apartado se muestra la metodología aplicada en el SISMICAT (Pla d'Emergències Sísmiques de Catalunya) para adoptar el incremento de intensidad macrosísmica necesario para considerar el riesgo sísmico en los diferentes municipios de Catalunya.

2.2.3.1 Pla d'Emergències Sísmiques de Catalunya (SISMICAT)

Catalunya es una región con una actividad sísmica moderada. Sin embargo hay algunas zonas donde la probabilidad de que se produzcan situaciones de emergencia sísmica es importante. Los estudios para identificar estas zonas se presentan en el plan SISMICAT, el plan de emergencias sísmicas de Catalunya (DGEiSC, 2003).

El objetivo del plan de emergencias sísmicas de Catalunya (DGEiSC, 2003) consiste en estimar los posibles daños en los municipios de Catalunya debido a un terremoto a partir de las intensidades previstas en los estudios de peligrosidad sísmica y de los datos de la vulnerabilidad de cada municipio. Se ha realizado una estimación de daños en edificios de viviendas y a la población, una estimación de daños en edificios esenciales, hospitales y parques de bomberos, y también una estimación de daños de las líneas vitales (Susagna et al., 2006).

2.2.3.2 Consideración de la amplificación del movimiento del suelo en el plan SISMICAT

En el diseño del plan de emergencias sísmicas de Catalunya se ha realizado una evaluación de la peligrosidad sísmica para estimar la intensidad del movimiento sísmico que puede esperarse en cada municipio de Catalunya. Se ha calculado el valor de la peligrosidad sísmica en todo el territorio catalán para un suelo de referencia, y posteriormente se ha modificado el valor de la intensidad en cada punto del territorio en función de las características geotécnicas del suelo. En la figura 2.1 se muestra el mapa de peligrosidad sísmica de Catalunya para un suelo de referencia que corresponde a un periodo de retorno de 500 años. Las intensidades observadas varían de V-VI grados en el sur de Catalunya hasta VII-VIII grados en los extremos oriental y occidental del Pirineo catalán.

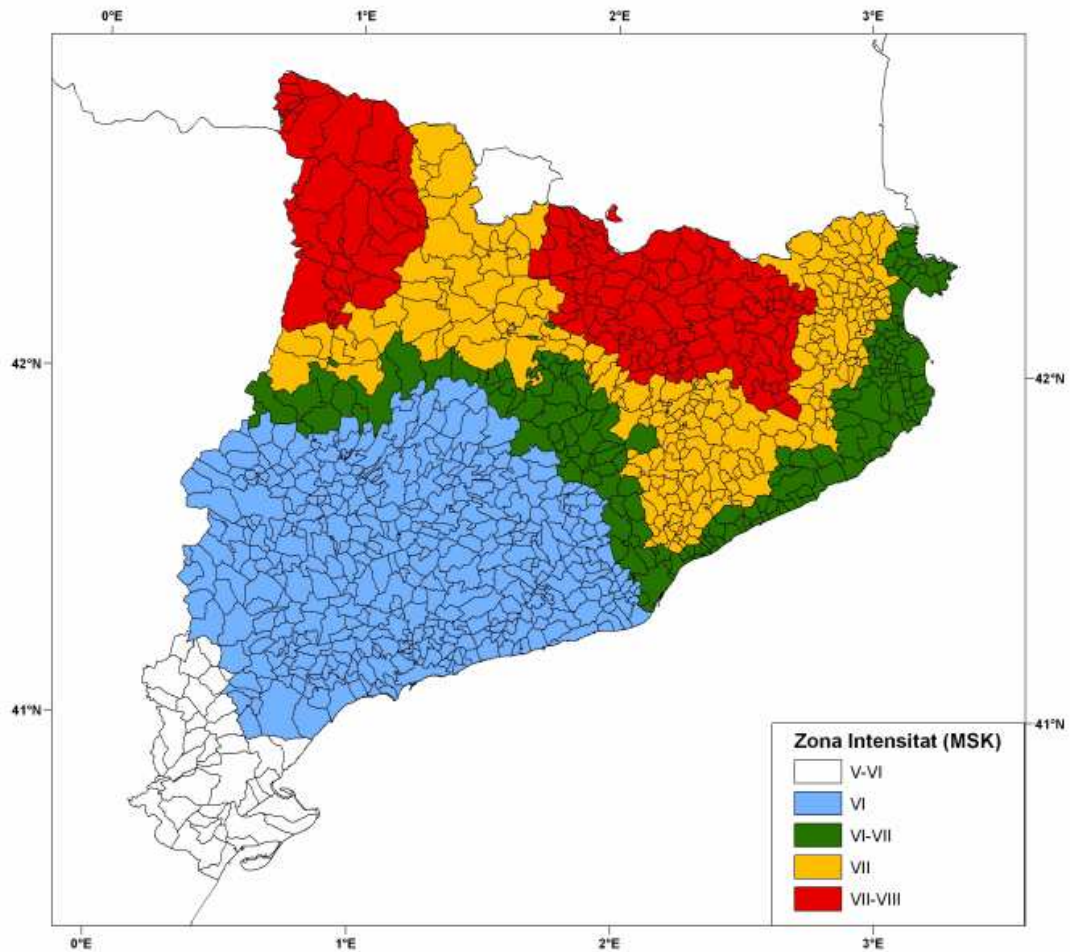


Figura 2.1: Mapa de peligrosidad sísmica de Catalunya para un suelo de tipo medio que corresponde a un periodo de retorno de 500 años (DGEiSC, 2003).

Para elaborar el mapa de peligrosidad sísmica de Catalunya considerando los efectos de suelo se procede al estudio de la geología superficial de cada uno de los núcleos urbanos de los 944 municipios de Catalunya (Fleta et al., 1998). La caracterización se basa en una propuesta de clasificación geotécnica según cuatro tipos de suelos R, A, B y C, que tienen una respuesta distinta frente un movimiento sísmico (Bard et al., 1995):

-R: Rocoso, rocas no alteradas y duras. Roca sana. Velocidad de las ondas de cizalla superior a 800m/s. Muy buenas características mecánicas.

-A: Materiales granulados compactos; arcillas o margas duras y cohesivas; arenas y gravas compactas; arcillas duras altamente consolidadas. Velocidad de las ondas de cizalla entre 800 y 400m/s. De buenas a muy buenas características mecánicas.

-B: Rocas alteradas o fracturadas; materiales granulares semi – compactados; materiales y calizas blandas cohesivos semi – compactados; arenas y gravas relativamente compactas; margas y arcillas mediadamente duras. Velocidad de las ondas de cizalla entre 400 y 150m/s. Características mecánicas medias.

- C: Materiales granulares no cohesivos; arcillas blandas cohesivas; calizas fangosas y alteradas; Arenas, gravas o arcillas blandas; fangos y yesos alterados. Velocidad de las ondas de cizalla inferior a 150m/s. Bajas características mecánicas.

En una primera aproximación se clasificaron los municipios de Catalunya en las tipologías litológicas del mapa geológico de Catalunya a escala 1:250.000 considerando las cuatro clases de suelo propuestas. En un segundo paso se obtuvo información a partir de la cartografía geológica más detallada, con escalas que varían entre 1:200.000 y 1:10.000 (Fleta et al., 1998). Una vez realizada la clasificación se obtuvo que al 27% de los municipios de Catalunya le corresponde la clase de suelo R, al 45% le corresponde la clase A, al 19% le corresponde la clase B y al 7% le corresponde la clase C. La mayor parte de la población está concentrada en municipios con clase de suelo B y C (82%). Estos municipios están localizados, principalmente, en las terrazas modernas de los principales ríos de Catalunya (Ebre, Llobregat, etc.) y en los materiales fluvio- deltaicos del Holoceno (Fleta et al., 1998).

Para tener en cuenta las posibles amplificaciones del movimiento del suelo producidas por los suelos blandos, tipos B y C, y de acuerdo con estudios similares en otras regiones se consideró el aumento o no de la intensidad para cada uno de los cuatro tipos de suelos establecidos. Las amplificaciones propuestas fueron las siguientes (Secanell, 1999):

- Tipo R: no se suma ningún grado de intensidad.
- Tipo A: no se suma ningún grado de intensidad.
- Tipo B: se suman 0.5 grados de intensidad a la intensidad propuesta en el mapa de peligrosidad sísmica.
- Tipo C: se suman 0.5 grados de intensidad a la intensidad propuesta en el mapa de peligrosidad sísmica.

En la figura 2.2 se muestra el mapa de peligrosidad sísmica de Catalunya considerando los efectos de suelo correspondiente a un periodo de retorno de 500 años. La intensidad máxima es de VIII grados en algunos municipios de los extremos oriental y occidental del Pirineo catalán.

En Roca et al. (2005) se comprobó si las amplificaciones observadas en los municipios de Catalunya para diferentes sismos seguían el patrón de amplificación establecido en el plan de emergencias sísmicas de Catalunya. En este análisis se observó un número de casos donde el incremento de intensidad real no coincide con el incremento de intensidad predicho en el SISMICAT. Esta discrepancia puede ser debida a que la metodología propuesta en el plan de emergencias sísmicas de Catalunya para tener en cuenta las posibles amplificaciones del movimiento del suelo debidas a efectos de suelo se basa sólo en el conocimiento de la geología superficial. No tiene en cuenta las características geotécnicas de los materiales que componen la columna de suelo del emplazamiento a estudiar ni tampoco la profundidad del basamento rocoso de este punto. La falta de observaciones para intensidades superiores a V no permitió concluir de manera satisfactoria esa verificación. Datos de nuevos terremotos han de permitir una mejor calibración del método.

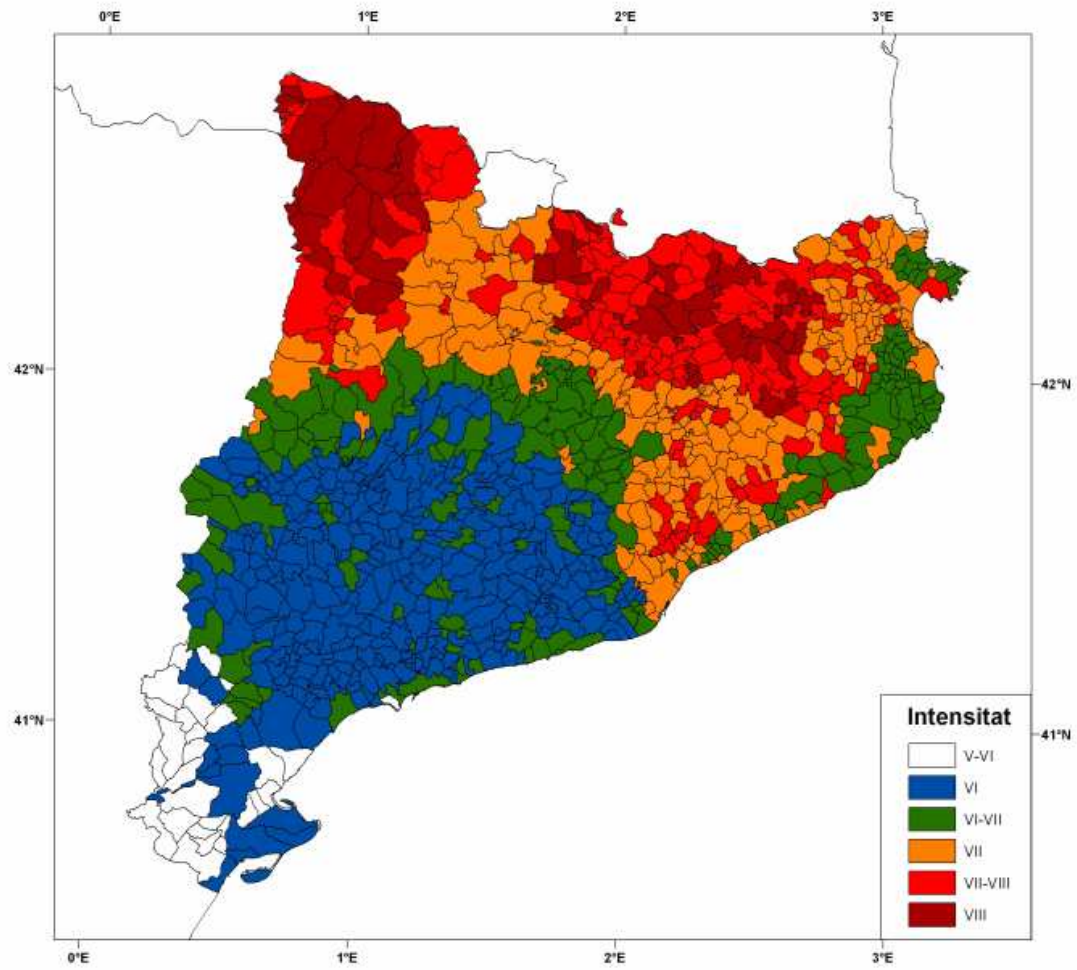


Figura 2.2: Mapa de peligrosidad sísmica de Catalunya para un periodo de retorno de 500 años considerando los efectos de suelo (DGEiSC, 2003).

2.3 Descripción de los métodos utilizados para el estudio de la amplificación del movimiento del suelo

Los métodos utilizados para caracterizar la respuesta del suelo frente a una sacudida sísmica se pueden clasificar en métodos experimentales y métodos numéricos. Los métodos experimentales tienen como principal objetivo determinar la función de transferencia, o en su defecto la frecuencia fundamental, de los depósitos superficiales a partir de registros sísmicos o de ruido sísmico. En el presente trabajo se han seleccionado los siguientes métodos experimentales: el método de Nakamura (Nakamura, 1989) del cociente espectral H/V de registros de ruido sísmico, el método clásico de las razones espectrales suelo – roca, y finalmente el método de cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de la intensidad macrosísmica.

Las técnicas geofísicas y geotécnicas se aplican a la exploración del suelo para conocer su estructura y características. En función de la propiedad física que estemos midiendo y de los instrumentos disponibles se utilizará una técnica u otra, por ejemplo la inversión de registros de ruido sísmico utilizados para calcular el perfil vertical de las ondas de cizalla (V_s) o el ensayo SPT (Standard Penetration Test) que mide el grado de compacidad del terreno. Para el presente estudio se ha utilizado el método SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) que permite determinar perfiles verticales de velocidad de ondas de cizalla (V_s). Los datos obtenidos con estos métodos serán utilizados en la modelación numérica para calcular el movimiento del suelo.

La modelización numérica es especialmente útil para la evaluación de los efectos de suelo, principalmente en aquellos emplazamientos donde no se dispone de los requerimientos necesarios para utilizar métodos experimentales, ya sea por falta de instrumentación o por falta de registros de movimientos sísmicos fuertes. En el presente estudio se ha utilizado el método numérico ProShake (Schnabel et al., 1972).

Los métodos citados se han aplicado en la cubeta de Andorra la Vella, en el valle de la Cerdanya y en la ciudad de Málaga y se describen a continuación.

2.3.1 Cociente espectral H/V de registros de ruido sísmico. Método de Nakamura

El método de Nakamura (Nakamura, 1989) se basa en la relación entre los espectros de Fourier de las componentes horizontal y vertical del registro de microsismos en superficie.

Este método parte de un conjunto de hipótesis:

- Los microsismos están formados por diferentes tipos de ondas.
- La amplificación del movimiento horizontal del suelo está asociada a las ondas S, y la del movimiento vertical está asociada a las ondas P.
- En la base de los sedimentos la componente horizontal es proporcional a la vertical.
- Se considera la amplificación de las ondas S, pero no la de las ondas P.

Generalmente la función de transferencia S_T de los estratos superficiales se define de la siguiente forma:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (2.7)$$

Donde S_{HS} y S_{HB} son los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontales del movimiento en superficie (S_{HS}) y del movimiento incidente en el basamento rocoso (S_{HB}) respectivamente.

Es posible que la componente horizontal en la superficie S_{HS} esté afectada por ondas superficiales, ya que en la mayoría de casos el ruido artificial se propaga mayoritariamente como ondas de Rayleigh. El efecto de las ondas de Rayleigh está incluido en el espectro de la componente vertical del movimiento en superficie S_{VS} , pero no en el espectro de la componente vertical del movimiento en el basamento rocoso S_{VB} .

Asumiendo que el movimiento vertical no se amplifica por las capas superficiales, E_S representa el efecto de las ondas de Rayleigh en el movimiento vertical:

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (2.8)$$

Considerando que el efecto de las ondas de Rayleigh es igual para las componentes vertical y horizontal, la relación S_{TT} es una función de transferencia más fiable, ya que se ha eliminado el efecto de las ondas de Rayleigh:

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} \quad (2.9)$$

Se puede describir esta expresión como:

$$S_{TT} = \frac{R_S}{R_B} \quad (2.10)$$

Donde:

$$R_S = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (2.11)$$

y

$$R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}} \quad (2.12)$$

R_S y R_B se obtienen dividiendo el espectro de Fourier horizontal entre el espectro vertical de los registros de los microsismos en la superficie y el basamento rocoso. Una de las hipótesis considerada es que en el basamento rocoso no hay amplificación, así la componente horizontal es proporcional a la componente vertical. En la figura 2.3 se muestra que R_B está próximo a la unidad para registros en el afloramiento rocoso.

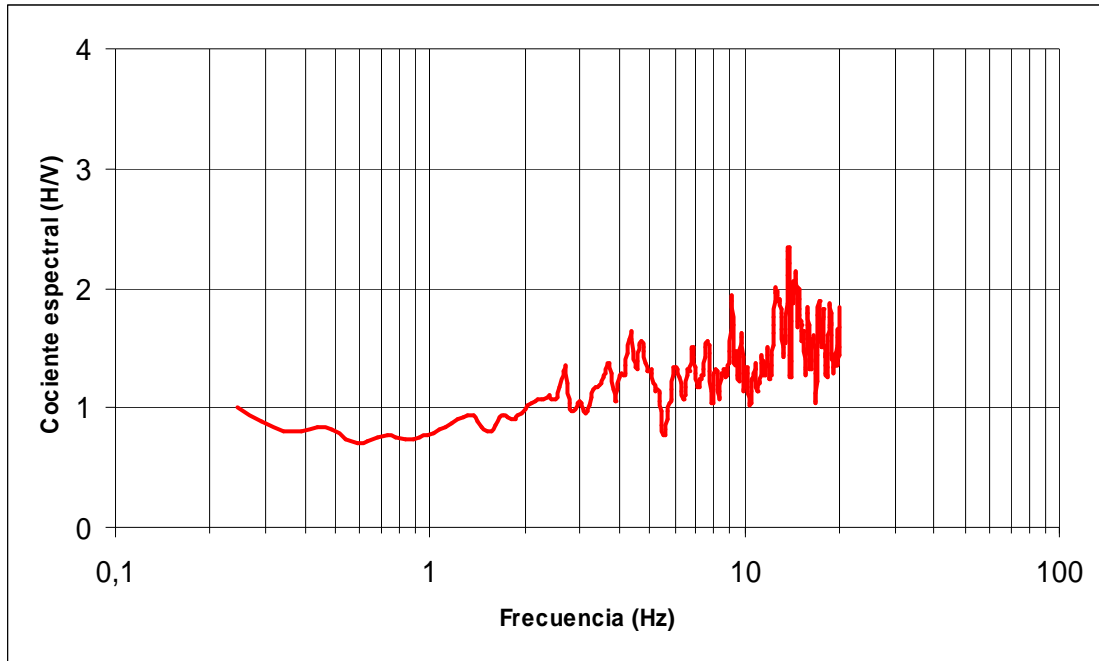


Figura 2.3: Ejemplo de relación espectral horizontal y vertical en un emplazamiento en roca.

Esto implica que en el basamento rocoso la propagación es la misma en todas las direcciones, luego $R_B \cong 1$, y por tanto:

$$S_{TT} \cong R_S = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (2.13)$$

De esta manera se puede estimar la función de transferencia de las capas superficiales a partir de una sola medida del movimiento en superficie. El método del cociente espectral H/V también se puede aplicar en registros de sismos (Lermo y Chávez-García, 1993).

Ventajas e inconvenientes del método

La principal ventaja del método de Nakamura es que es un sistema sencillo para estimar la función de transferencia de las capas de suelo de un emplazamiento a partir de las medidas de ruido de las componentes horizontales y verticales realizadas en un único punto.

El problema es que, mientras se acepta que el cálculo de la frecuencia fundamental es correcto, hay divergencias en la posibilidad de determinar o no la amplificación producida por la capa de suelo (Lermo y Chávez-García, 1994).

Otro inconveniente que presenta este método es que en algunos casos la frecuencia predominante de la relación de Nakamura no coincide con la frecuencia de máxima amplificación de la función de transferencia, ya que con el método de Nakamura se calcula la frecuencia del primer pico de la función de transferencia (Cid et al., 2001).

2.3.2 Método de las razones espectrales suelo – roca

El método de las razones espectrales suelo – roca fue desarrollado por Borchardt (1970) cuando estudió la respuesta de los materiales que constituyen la bahía de San Francisco y su incidencia en el patrón de distribución de daños durante el terremoto de San Francisco de 1906.

Para poder aplicar este método es necesario disponer de registros sísmicos registrados simultáneamente en una estación emplazada sobre el suelo de referencia (habitualmente roca) y en una o varias estaciones situadas sobre el suelo que se desea estudiar. Todas estas estaciones se deben instalar con la misma instrumentación.

El método parte de la estación de referencia, que se considera libre de efectos locales y se encuentra situada en las proximidades de las estaciones sobre el suelo a estudiar. Si la distancia entre las estaciones es muy pequeña comparada con la distancia al foco es válido suponer que el término de trayectoria es idéntico entre las estaciones. Al dividir el espectro de Fourier del registro de la estación en suelo (SR) por el de la estación de referencia (RR) obtenemos:

$$\frac{SR}{RR} = \frac{SC \cdot P \cdot I \cdot FT}{SC \cdot P \cdot I} \quad (2.14)$$

donde SC es el término de la fuente sísmica, P es el término de la trayectoria, I es el término del instrumento y FT es el término de efectos de sitio o función de transferencia del suelo.

El resultado de la expresión 2.14 es la función de transferencia de la capa de suelo ya que la fuente, la trayectoria y la instrumentación son comunes, y la estación de referencia no tiene efectos de sitio ($FT_{roca}=1$).

2.3.3 Cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de intensidad macrosísmica

En los estudios del riesgo sísmico puede ser útil usar la intensidad macrosísmica como parámetro del movimiento del suelo. El uso de la aceleración máxima del suelo u otros parámetros similares requiere de expresiones que relacionen el movimiento del suelo con el daño. Esto puede ser difícil, particularmente cuando se considera la aceleración máxima del suelo, que a menudo ha mostrado una mala correlación con el daño. En contraste, la moderna escala macrosísmica contiene implícitamente las funciones de vulnerabilidad (Musson y Cecic, 2003).

La evaluación de la peligrosidad a escala regional informa de la intensidad macrosísmica esperada en la roca de referencia. Pero el valor de la intensidad macrosísmica en cada emplazamiento variará en función de las características geomecánicas de los materiales que forman el suelo del emplazamiento. De este modo, para realizar los estudios de riesgo sísmico es necesario calcular la amplificación local del movimiento del suelo en términos de la intensidad macrosísmica.

Para considerar el efecto local en cada columna de suelo, es decir, el incremento de la intensidad (ΔI) que se ha de aplicar para corregir la intensidad en el suelo de referencia, calculada en los estudios de peligrosidad sísmica, se puede utilizar la intensidad de Arias (AI), definida como:

$$AI = \frac{\pi}{2 \cdot g} \int a_i^2(t) dt \quad (2.15)$$

donde $a_i(t)$ es el acelerograma de cada una de las componentes del movimiento del suelo.

Se puede relacionar la Intensidad de Arias con la Intensidad macrosísmica a partir de diferentes correlaciones empíricas. La propuesta por Cabañas et al. (1997),

relacionando datos de los sismos de Campano Lucano del año 1980, Umbria del año 1984 y Lazio – Abruzzo del año 1984, para la zona del Mediterráneo es:

$$\ln(AI)=1,50 \cdot I_L - 6,42 \quad (2.16)$$

donde AI es la Intensidad de Arias (en cm/s) y I_L es la intensidad local MSK

Se ha comprobado la validez de la relación AI- I_L (MSK) propuesta por Cabañas et al. (1997) a partir de los datos disponibles procedentes del sismo de Irpinia de 1980 (datos del GNDT, Gruppo Nazionale Difensa di Terremoto). Se representan en la figura 2.4 los datos utilizados junto con la relación AI- I_L (MSK).

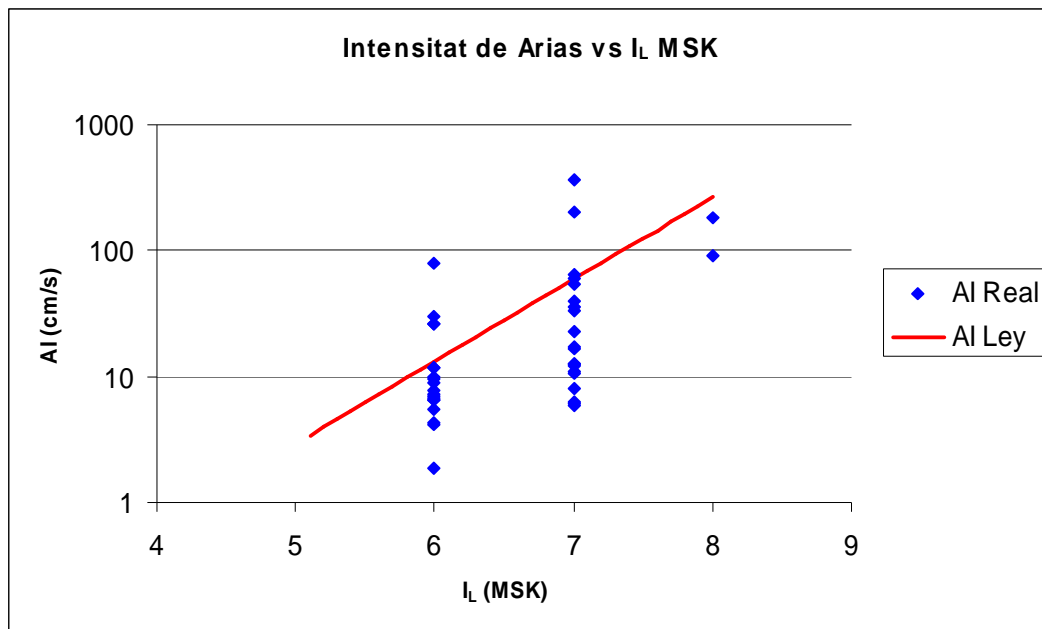


Figura 2.4: Intensidad de Arias (AI) en función de la Intensidad Macrosísmica (MSK) de Cabañas et al. (1997)

Los datos del sismo de Irpinia tienen una gran dispersión pero son coherentes con la relación propuesta por Cabañas et al. (1997). Hay pocas diferencias en los valores de la intensidad, mayoritariamente VI y VII, y sería necesario disponer de más datos para poder comprobar esta relación para un intervalo mayor de intensidades.

Por otra parte, un estudio realizado con datos procedentes de Costa Rica (Schmidt, 2008) con mayor rango de intensidades, entre II y VII, está de acuerdo con la relación propuesta por Cabañas et al. (1997).

Las Intensidades de Arias del acelerograma en roca y de los acelerogramas obtenidos en suelo permiten obtener, para cada una de las columnas, el valor del incremento de la intensidad (ΔI):

$$\Delta I = 0.66 \cdot \ln(AI_S/AI_R) \quad (2.17)$$

donde ΔI es el incremento de intensidad para la columna de suelo, AIS es la Intensidad de Arias del registro en suelo y AI_R es la Intensidad de Arias en roca. En la tabla 2.3 se muestra el incremento de intensidad macrosísmica (ΔI) producido por la amplificación del suelo en función del valor del cociente entre la Intensidad de Arias calculada en la cima de una columna y en roca (AIS/AI_R).

AIS/AI_R	ΔI
1.0 – 1.4	0.0
1.5 – 2.9	0.5
3.0 – 6.6	1.0
6.7 – 14.0	1.5
14.1 – 34.0	2.0

Tabla 2.3: Valores del incremento de la Intensidad Macrosísmica en función del cociente entre la Intensidad de Arias calculada en suelo y en roca.

El método de cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de la intensidad macrosísmica se ha aplicado a los registros obtenidos con la modelización numérica en la cima de las columnas de suelo. De este modo se calcula el incremento de intensidad producido por cada columna de suelo y combinándolo con la intensidad en roca asignada por los estudios de peligrosidad sísmica regional se obtiene la intensidad macrosísmica en cada emplazamiento para cada uno de los escenarios sísmicos estudiados.

2.3.4 Método SASW

El método SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) permite determinar el perfil vertical de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) de las capas superficiales. Este método se basa en las características dispersivas de las ondas de Rayleigh cuando se propagan a través de medios estratificados. La velocidad de las ondas de Rayleigh está definida por las propiedades del suelo (V_s , V_p y la densidad) hasta una profundidad de aproximadamente una o dos veces la longitud de onda correspondiente. Por tanto, cuanto mayores sean las longitudes de onda más conciernen las propiedades del suelo en profundidad (Cadet, 2007).

El método SASW consiste en determinar la curva de dispersión de las ondas de superficie en un emplazamiento determinado e invertirlo para obtener el perfil de velocidad de las ondas de cizalla. El procedimiento sobre el terreno consiste en utilizar una fuente de impulsos a diferentes frecuencias en línea con un conjunto de geófonos de componente vertical situados en la superficie que monitorean la señal emitida por la fuente. La red de geófonos es lineal, caracterizada por la distancia entre geófonos (d) y la distancia máxima entre los dos geófonos de las extremidades (D). Estas dos distancias están relacionadas con las longitudes de onda que serán analizables, y estas mismas estarán relacionadas por un lado con la profundidad de investigación y por otra parte con la longitud de resolución (Cadet, 2007).

Las vibraciones emitidas por la fuente se registran en los geófonos situados en el perfil. Los datos de un lado y otro del perfil se promedian juntos, y se transforman al dominio de la frecuencia donde se calcula la diferencia de fase $\phi(f)$ para cada frecuencia. El correspondiente tiempo empleado en llegar la onda entre receptor y receptor se calcula para cada frecuencia como se muestra en la ecuación 2.18:

$$\Delta t(f) = \frac{\phi(f)}{2\pi f} \quad (2.18)$$

Conociendo la distancia entre los receptores (d) se puede calcular la velocidad de fase de la onda de Rayleigh para cada frecuencia como se muestra en la ecuación 2.19:

$$V_R(f) = \frac{d}{\Delta t(f)} \quad (2.19)$$

Con lo que se obtiene la curva de dispersión de ondas de cizalla. La inversión de la curva de dispersión permite obtener el perfil de velocidades de las ondas de cizalla (V_s).

2.3.5 Simulación numérica. Método lineal – equivalente 1-D. ProShake

En regiones de sismicidad moderada la falta de instrumentos y de registros de movimientos fuertes para la caracterización del comportamiento sísmico de un emplazamiento determinado necesita completarse con estudios de simulación numérica basados en:

- Modelos matemáticos de representación del fenómeno sísmico y de la propagación de las ondas generadas.
- Datos precisos referentes a la estructura del medio de propagación de las ondas y de la evaluación de la peligrosidad sísmica de la región de estudio.

El programa ProShake calcula la respuesta de un sistema unidimensional de capas horizontales homogéneas, viscoelásticas e infinitas a ondas de cizalla propagándose verticalmente. El programa se basa en la solución continua de la ecuación de onda adaptada para considerar movimientos transitorios a partir del algoritmo de la transformada de Fourier. La no linealidad del módulo de cizalla y el amortiguamiento se considera utilizando las propiedades lineal–equivalentes del suelo y mediante un proceso iterativo para obtener valores del módulo de cizalla y el amortiguamiento compatibles con las deformaciones efectivas inducidas en cada capa (Figueras, 1994).

Las hipótesis sobre las que se sustenta el método son:

- Excitación armónica: Las ondas están dadas de forma discreta para valores de aceleración igualmente espaciados con un intervalo temporal de muestreo.

- Propagación: Se tiene en cuenta la propagación vertical de las ondas de cizalla, únicamente proveniente de la formación rocosa subyacente, eso implica que sólo se considera el movimiento de las partículas de suelo en la dirección horizontal.
- Sistema de capas:
 - Planas y paralelas de extensión horizontal infinita, existiendo únicamente como variable espacial la profundidad z .
 - Cada capa está caracterizadas por: Espesor (h), densidad (ρ), módulo de cizalla (G) y factor de amortiguamiento (β).
 - Semiespacio de profundidad infinita.
 - Medio homogéneo e isótropo.

El método Shake (Schnabel et al., 1972) considera la respuesta asociada a la propagación vertical de las ondas de cizalla a través de un sistema viscoelástico lineal tal como se muestra en la figura 2.5.

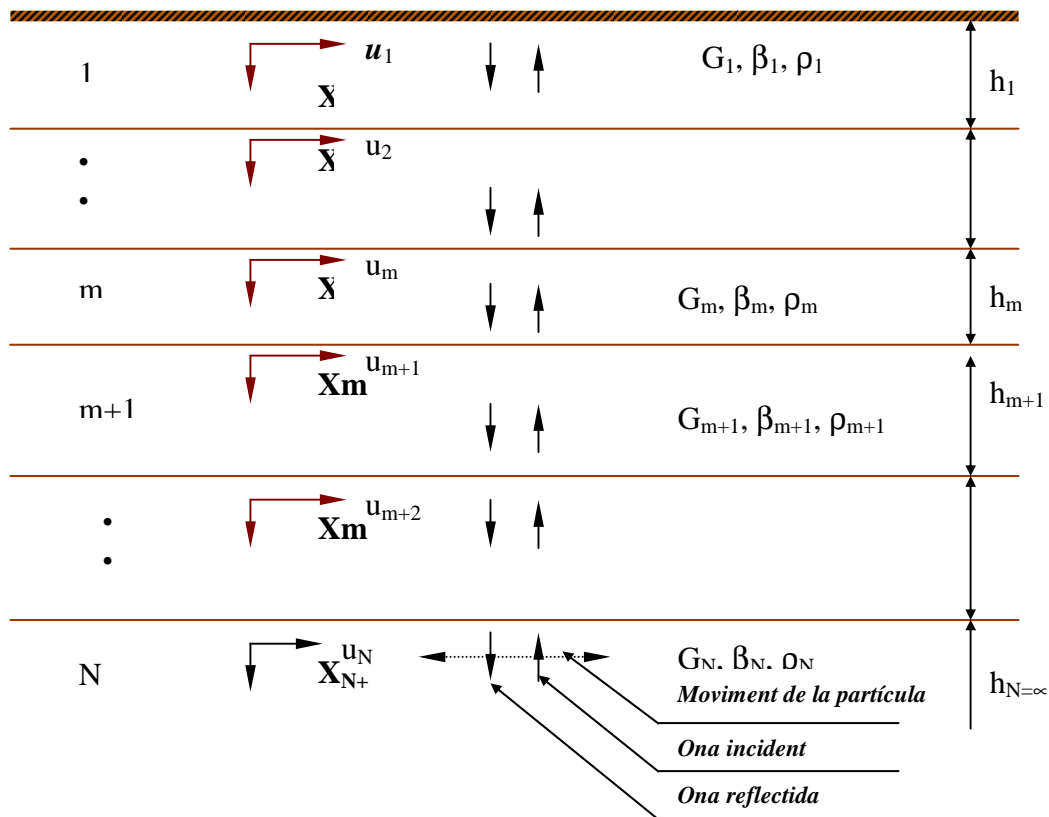


Figura 2.5: Propagación vertical de las ondas de cizalla en un medio unidimensional semi – infinito estratificado en capas planas.

Las ondas de cizalla, a través de sus esfuerzos de cizalla (τ), imprimen a una partícula del suelo una deformación (γ) y movimientos horizontales armónicos. En resumen, se tienen dos variables de las que depende el movimiento de una partícula: una variable espacial x y una temporal t , que han de satisfacer la ecuación de propagación de una onda amortiguada:

$$\rho \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \eta \cdot \frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial t} \quad (2.20)$$



Fuerza inercial Rigidez del medio Amortiguamiento del medio

Donde:

- u = Desplazamiento horizontal de la partícula
- t = Variable temporal
- x = Variable espacial (profundidad)
- ρ = Densidad
- G = Módulo de cizalla
- η = Coeficiente de viscosidad

La solución de la ecuación diferencial expresada en números complejos, desacoplando la componente espacial de la temporal es:

$$u(x,t) = U(x,t) \cdot e^{(iw^2t)} \quad (2.21)$$

Derivando y reemplazando en la ecuación de onda 2.20, se obtiene:

$$(G + iw\eta) \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \rho \cdot w^2 \cdot U \quad (2.22)$$

Se puede expresar la componente espacial en complejos:

$$U(x) = E \cdot e^{(ikx)} + F \cdot e^{(-ikx)} \quad (2.23)$$

Siendo k el número de onda,

$$k = \rho \cdot \frac{w^2}{G^*} \quad (2.24)$$

donde G^* es el módulo de cizalla complejo, de esta forma el movimiento de una partícula será la composición de dos movimientos:

$$u(x,t) = E \cdot e^{i(kx+wt)} + F \cdot e^{-i(kx-wt)} \quad (2.25)$$

Donde el primer término representa la onda incidente viajando en sentido ascendente y el segundo término representa la onda reflejada en sentido descendente.

El factor de amortiguamiento (D) se relaciona con el coeficiente de viscosidad η a través de la expresión:

$$w \cdot \eta = 2 \cdot G \cdot D \quad (2.26)$$

Los resultados de diferentes experimentos realizados han indicado que tanto G como D son casi constantes en los rangos de frecuencias analizados, y es conveniente expresar el módulo de cizalla complejo (G^*) en términos del factor de amortiguamiento (D) y no de la viscosidad (η):

$$G^* = G + iw\eta = G(1 + 2iD) \quad (2.27)$$

Se pueden definir los valores de τ , γ y \ddot{u} dependientes de la profundidad (x) y del tiempo (t):

$$\tau(x,t) = G\gamma = G^* \frac{\partial u}{\partial t} = ikG^* (E \cdot e^{ikx} - F \cdot e^{-ikx}) \cdot e^{-iwt} \quad (2.28)$$

$$\gamma(x,t) = \frac{\partial u}{\partial x} = ik(E \cdot e^{i(kx+wt)} - F \cdot e^{-i(kx-wt)}) \quad (2.29)$$

$$u(x,t) = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = -w^2 (E \cdot e^{i(kx+wt)} - F \cdot e^{-i(kx-wt)}) \quad (2.30)$$

Estas ecuaciones se aplican para cada capa mediante un sistema de coordenadas locales, calculando los valores de las interfaces respectivas teniendo en cuenta las condiciones de compatibilidad y equilibrio:

- $\tau(x=0)=0$
- Continuidad de deformaciones (γ) y esfuerzos (τ) por el resto de las interfaces.

Se verifica que para la primera capa $E_1 = F_1$, mientras que una capa intermedia m (figura 2.5) del perfil del suelo tendrá relación con la primera:

$$\begin{aligned} E_m &= e_m(w) \cdot E_1 \\ F_m &= f_m(w) \cdot F_1 = f_m(w) \cdot E_1 \end{aligned} \quad (2.31)$$

Siendo e_m y f_m las funciones de transferencia entre las capas (1) y (m)

Si se quiere calcular la función de transferencia que relaciona dos capas cualesquiera:

$$A_{n,m}(w) = \frac{u_m(x,t)}{u_n(x,t)} = \frac{e_m(w) + f_m(w)}{e_n(w) + f_n(w)} \quad (2.32)$$

Esta es la relación más importante para el estudio de la amplificación local en los suelos, ya que introduciendo un movimiento en la base de la capa N (figura 2.5), se pueden calcular los valores de amplificación o desamplificación que se obtendrán en la superficie de la capa m .

De forma general, aunque a veces se puede dar lo contrario, las amplitudes aumentan a medida que se avanza hacia la superficie.

La formulación planteada parte de la base de trabajar con una función de excitación continua y armónica, pero si se analiza un registro real de aceleración se observa que es una función discreta no – armónica, constituida por n valores de aceleración equiespaciados en el intervalo temporal de muestreo T y además no sinusoidal. Por tanto, se tiene que expresar como una suma finita de series de frecuencias w_j en senos y cosenos para reproducir cualquier señal real (serie finita de Fourier).

$$u(k.T) = \sum_{j=0}^{n/2} (a_j e^{(iw_j t)} + b_j e^{(-iw_j t)}) \quad (2.33)$$

Donde:

k = índice de la cantidad de puntos de aceleración 0, 1, 2,...n

j = índice de las series a tomar 0, 1, 2,... n/2

w_j = Pulsación de cada serie

$$w_j = \frac{2.\pi}{n.T} . j \quad (2.34)$$

Siendo a_j y b_j los coeficientes de Fourier complejos.

$$a_j = \frac{1}{n} \sum_{k=0}^{n-1} \ddot{u}(t) . e^{(-iw_j t)} ; b_j = \frac{1}{n} \sum_{k=0}^{n-1} \ddot{u}(t) e^{(iw_j t)} \quad (2.35)$$

La expresión 2.20, representa el movimiento de una capa cualquiera, pero si se quiere asociar este fenómeno entre dos capas relacionadas y considerando el factor de amplificación, se obtiene que:

$$\ddot{u}(kT) = \sum_{j=0}^{n/2} A_{m,n}(w_j) (a_{mj} e^{(iw_j t)} + b_{mj} e^{(-iw_j t)}) \quad (2.36)$$

De este modo se corrige el error de trabajar con cualquier registro de aceleración que se tenga. El programa ProShake utiliza la transformada de Fourier rápida mediante el algoritmo de Cooley y Tukey (1965) que permite conseguir una convergencia FFT más rápida que la clásica con un factor $(n/\log n)$, para calcular todos los coeficientes de Fourier a la vez, pero por eso es necesario que n sea una potencia de 2.

Capítulo 3

Peligrosidad sísmica regional en las zonas de estudio

3.1 Introducción

Como paso previo a la evaluación de los efectos de suelo y a la microzonación sísmica es necesario conocer la peligrosidad sísmica de las zonas de estudio para un suelo de referencia. La peligrosidad sísmica expresa el valor del movimiento del suelo que se puede esperar en una región debido a la sismicidad del área considerada. La peligrosidad sísmica se puede evaluar usando dos metodologías que darán lugar a dos tipos de resultados: el escenario determinista y el mapa probabilista. El escenario determinista se basa en el supuesto que la sismicidad histórica ofrece suficiente información para determinar los valores máximos esperables del movimiento del suelo. Mientras que el mapa probabilista utiliza la sismicidad, la zonación sismotectónica y la atenuación del movimiento para obtener movimientos del suelo asociados a distintos periodos de retorno o probabilidades.

La peligrosidad sísmica de una región se puede expresar con diversos parámetros representativos el movimiento del suelo en función del objetivo de la evaluación de la peligrosidad sísmica. El movimiento del suelo se puede medir en términos de la intensidad macrosísmica (I), o en términos de la aceleración del suelo (PGA) y la aceleración espectral (SA). Del mismo modo, se puede informar de la peligrosidad sísmica en función de la velocidad o del desplazamiento del suelo tanto en el dominio temporal (valores máximos) como frecuencial (espectros de respuesta).

3.2 Peligrosidad sísmica en la Cerdanya y Andorra la Vella

Se consideran diferentes estudios de evaluación de la peligrosidad sísmica para el valle de la Cerdanya y la cubeta de Andorra la Vella. En el marco del proyecto ISARD (Información Sísmica Automática Regional de Daños) se ha realizado un estudio probabilista de la peligrosidad sísmica en los Pirineos para diferentes periodos de retorno. Por otro lado, se dispone de un escenario determinista en intensidades definido por un sismo análogo al ocurrido el 2 de Febrero de 1428 en la comarca del Ripollès situada en el Pirineo Oriental (Olivera et al., 2006).

En la figura 3.1 se presenta un esquema con los diferentes escenarios sísmicos realizados para el valle de la Cerdanya y la cubeta de Andorra la Vella.

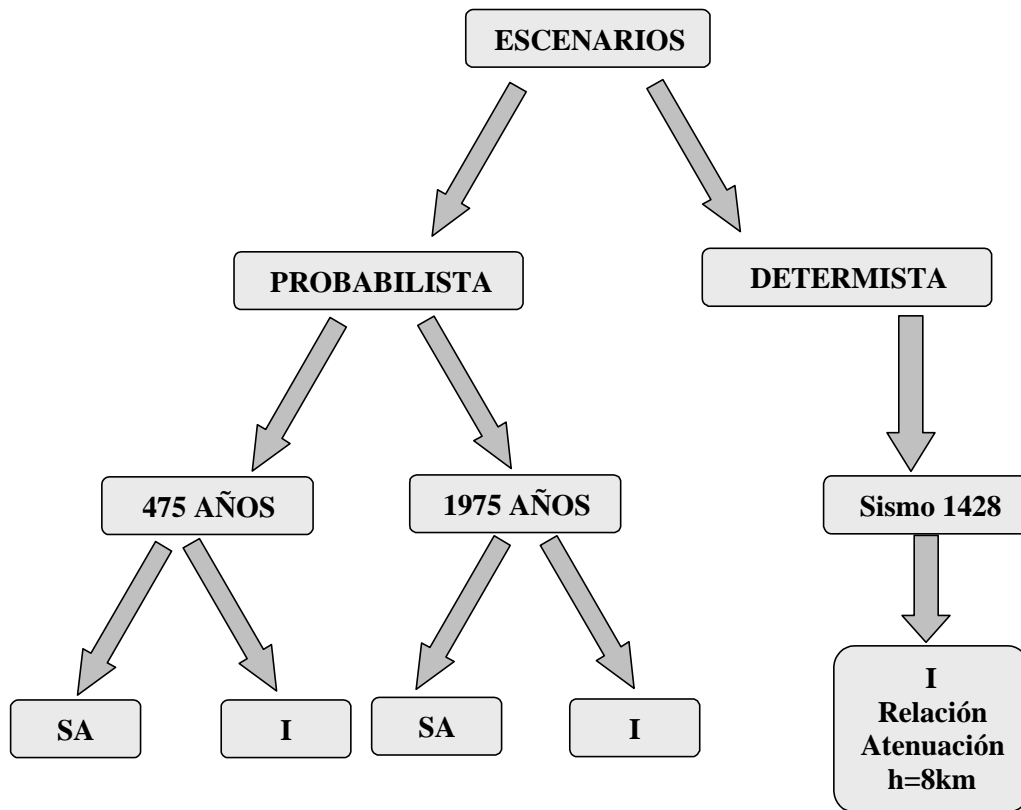


Figura 3.1: Esquema de los escenarios sísmicos considerados para el valle de la Cerdanya y la cubeta de Andorra la Vella en el proyecto ISARD (www.isard-project.eu).

3.2.1 Escenario probabilista

En el marco del proyecto ISARD se ha evaluado la peligrosidad sísmica en los Pirineos, partiendo de un catálogo sísmico unificado y considerando una zonación sismotectónica y una atenuación adaptadas a la zona. Se han propuesto para el valle de la Cerdanya y la cubeta de Andorra la Vella dos escenarios probabilistas en términos de la intensidad macrosísmica y de la aceleración espectral para dos periodos de retorno diferentes: 475 y 1975 años. En la tabla 3.1 se muestran los valores de la aceleración máxima del suelo (PGA) y de la intensidad macrosísmica calculadas para cada una de las zonas de estudio para los 2 periodos de retorno (Secanell et al., 2007).

	Cerdanya	Andorra
PGA		
T = 475 años	0.12 g	0.12 g
T = 1975 años	0.20 g	0.21 g
INTENSIDAD		
T = 475 años	VII	VII
T = 1975 años	VIII	VIII

Tabla 3.1: Valores de la aceleración máxima del suelo (PGA) y de la intensidad macrosísmica para el valle la Cerdanya y de la cubeta de Andorra la Vella.

Además de los estudios de peligrosidad sísmica propuestos en el proyecto ISARD se dispone de otros espectros de respuesta para el valle de la Cerdanya y la cubeta de Andorra la Vella:

- Estudio de peligrosidad sísmica de Andorra la Vella realizado anteriormente por el Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC) y GEOTER (Secanell et al., 2003).
- Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02).
- Norma europea (Eurocode EC8).

Para la zona de Andorra la Vella existe un estudio previo de peligrosidad sísmica, realizado por el Institut Cartogràfic de Catalunya y GEOTER (Secanell et al., 2003). En la figura 3.2 se muestra el espectro de respuesta en términos de la aceleración propuesto por Secanell et al. (2003) para Andorra la Vella escalado en función del valor de la aceleración máxima del suelo (PGA) obtenido en el estudio de peligrosidad sísmica regional del proyecto ISARD para el valle de la Cerdanya y la cubeta de Andorra la Vella, 0.12g.

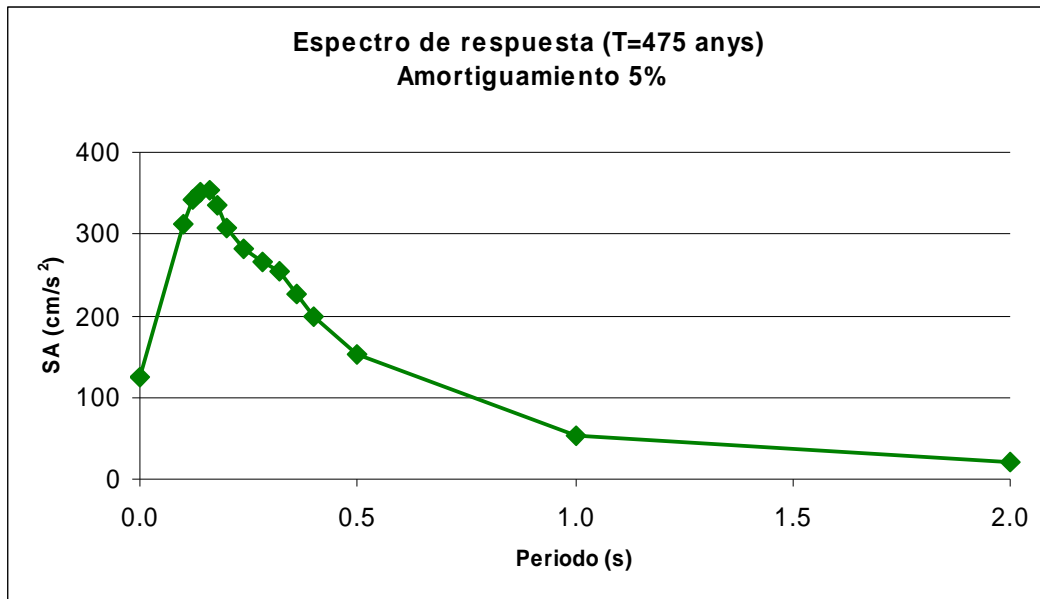


Figura 3.2: Espectros de respuesta en términos de la aceleración propuesto por Secanell et al. (2003) escalado en función del valor del PGA obtenido en el estudio de peligrosidad sísmica regional de proyecto ISARD para el valle de la Cerdanya y la cubeta de Andorra la Vella, 0.12g.

Para la ciudad de Puigcerdà (valle de la Cerdanya) se ha comparado el espectro de respuesta en términos de la aceleración propuesto Secanell et al. (2003) con el espectro de respuesta propuesto por la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02) para Puigcerdà. En la figura 3.3 se muestra la comparación de las dos formas espectrales.

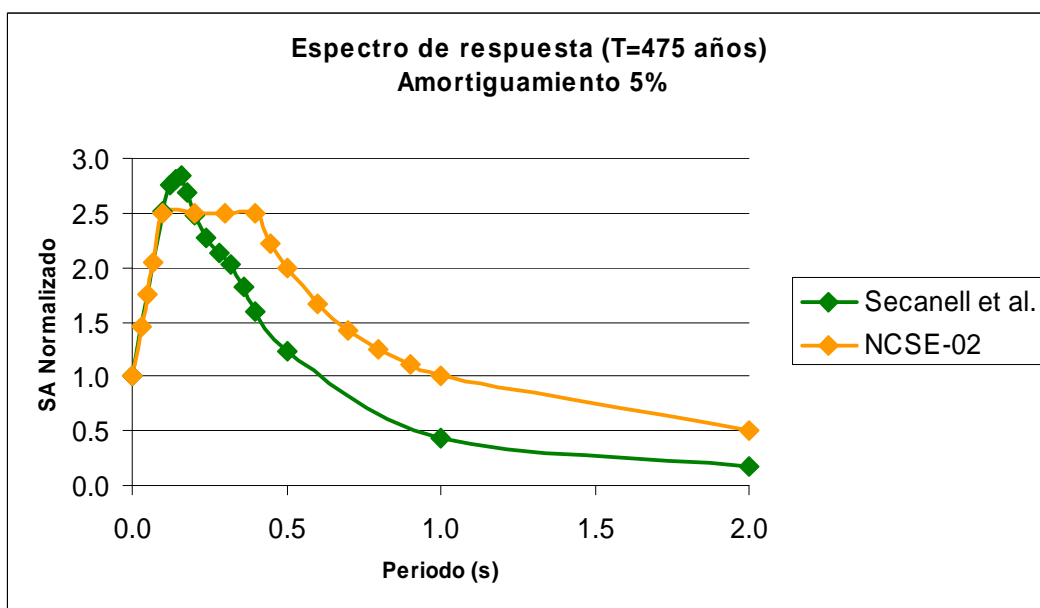


Figura 3.3: Espectros de respuesta propuestos por Secanell et al. (2003) y por la Normativa de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02) para la ciudad de Puigcerdà, normalizados a mismos valores del PGA.

Se observan diferencias en el contenido frecuencial de los dos espectros de respuesta propuestos. El espectro de respuesta propuesto por la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02) presenta valores mayores de la aceleración espectral para períodos largos. Esta diferencia entre los dos espectros se debe a la mayor contribución de sismos cercanos en el estudio de peligrosidad sísmica realizado por Secanell et al. (2003).

En la figura 3.4 se muestra la comparación entre los espectros de respuesta normalizados propuestos por Secanell et al. (2003) y los propuestos para roca en la norma europea (Eurocode EC8). El espectro de respuesta de tipo 1 es el propuesto para sismos lejanos y el espectro de tipo 2 es el propuesto para sismos cercanos.

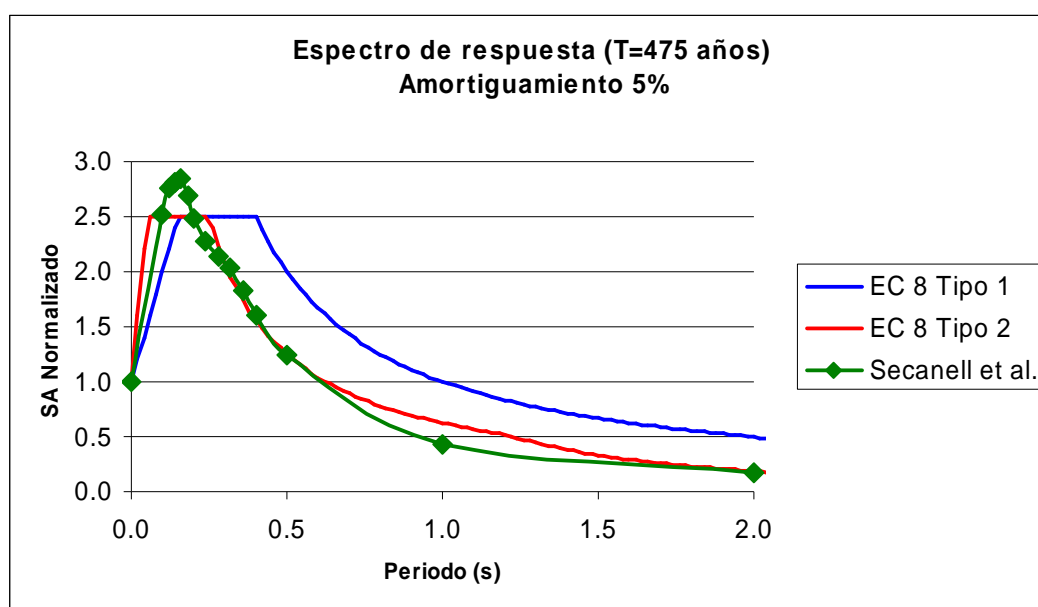


Figura 3.4: Espectros de respuesta normalizados propuestos por la norma europea EC8 y por Secanell et al. (2003) para Andorra la Vella para un período de retorno de 475 años.

El espectro de respuesta propuesto por Secanell et al. (2003) se ajusta mejor al espectro de respuesta de tipo 2 del eurocódigo EC8, es decir para sismos que tienen el epicentro cercano.

El espectro de respuesta utilizado en los cálculos de la peligrosidad sísmica local de la cubeta de Andorra la Vella y del valle de la Cerdanya, capítulos 4 y 5 respectivamente, es el espectro propuesto por Secanell et al. (2003) escalado en función del valor de la aceleración máxima del suelo (PGA) obtenido en el estudio de

peligrosidad sísmica regional realizado en el proyecto ISARD para el valle de la Cerdanya y la cubeta de Andorra la Vella, 0.12g (tabla 3.1).

3.2.2 Escenario determinista

Para definir el escenario determinista se considera un terremoto análogo al ocurrido el 2 de Febrero de 1428 en la comarca del Ripollès, en los Pirineos Orientales. En el estudio de este terremoto, Olivera et al. (2006), han determinando los parámetros focales siguientes:

- Intensidad epicentral: IX.
- Mw: 6.5.
- Profundidad: 9km.

El valor de la intensidad percibido en Puigcerdà (valle de la Cerdanya) en el terremoto de 2 de Febrero de 1428 se considera de VIII grados en la escala EMS'98 (Olivera et al., 2006). En la figura 3.5 se muestra un mapa con las intensidades observadas en España y Francia (izquierda) junto con un mapa ampliado de la zona epicentral (derecha).

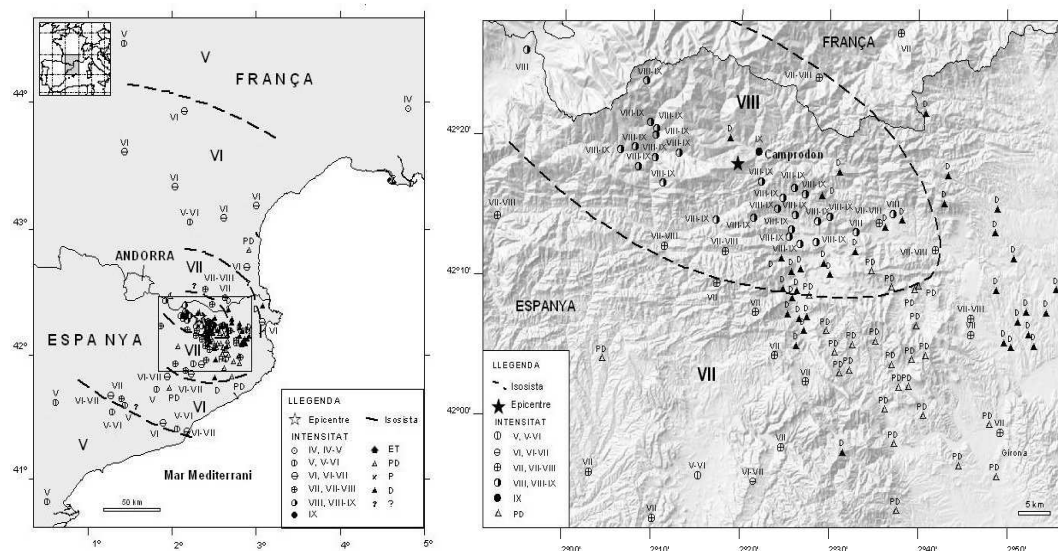


Figura 3.5: Intensidades observadas en España y Francia en el sismo del 2 de Febrero de 1428 (Olivera et al., 2006).

Para simular las intensidades probablemente percibidas para un suelo de tipo medio en todas las poblaciones de Catalunya se ha utilizado la relación de atenuación de Sponheuer (Sponheuer, 1960):

$$I = I_0 - 3 \cdot \log\left(\frac{\sqrt{d_{epi}^2 + h^2}}{h}\right) - 3 \cdot 0.001 \cdot \log(e) \cdot (\sqrt{d_{epi}^2 + h^2} - h) \quad (3.1)$$

$$d_{epi} = \sqrt{(x_{epi} - x)^2 + (y_{epi} - y)^2} \quad (3.2)$$

I: intensidad
 I_0 : intensidad epicentral
 d_{epi} : distancia epicentral
h: profundidad focal

Utilizando una intensidad epicentral de IX y una profundidad focal (h) de 8 km se obtiene el mejor ajuste para las intensidades observadas en la figura 3.5. En la figura 3.6 se muestra el resultado de la simulación, y en la figura 3.7 se muestra una ampliación para el valle de la Cerdanya y Andorra.

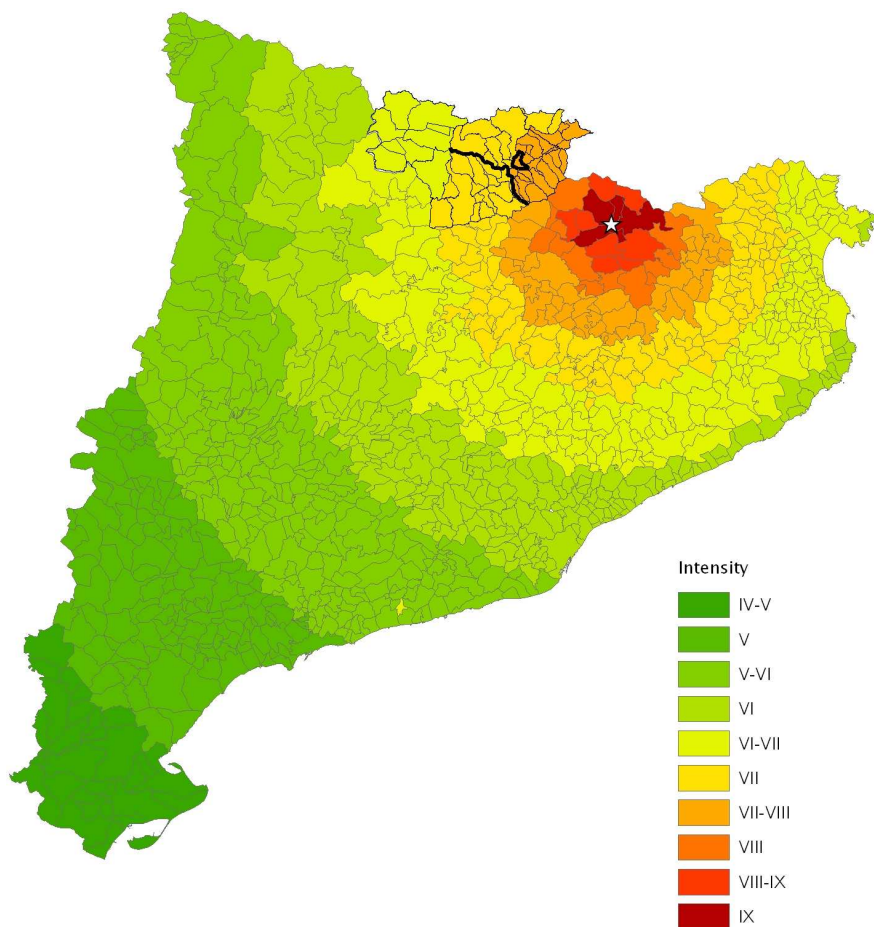


Figura 3.6: Escenario determinista propuesto en el proyecto ISARD basado en el terremoto del Ripollès del día 2 de Febrero de 1428.

La intensidad probablemente percibida para un suelo de tipo medio en el sismo del día 2 de Febrero de 1428 en el valle de la Cerdanya variaría entre los VII-VIII grados en el sector oriental de la región más próximo al epicentro y los VI-VII grados en el extremo occidental. En Andorra la intensidad probablemente percibida sería de VI-VII grados.

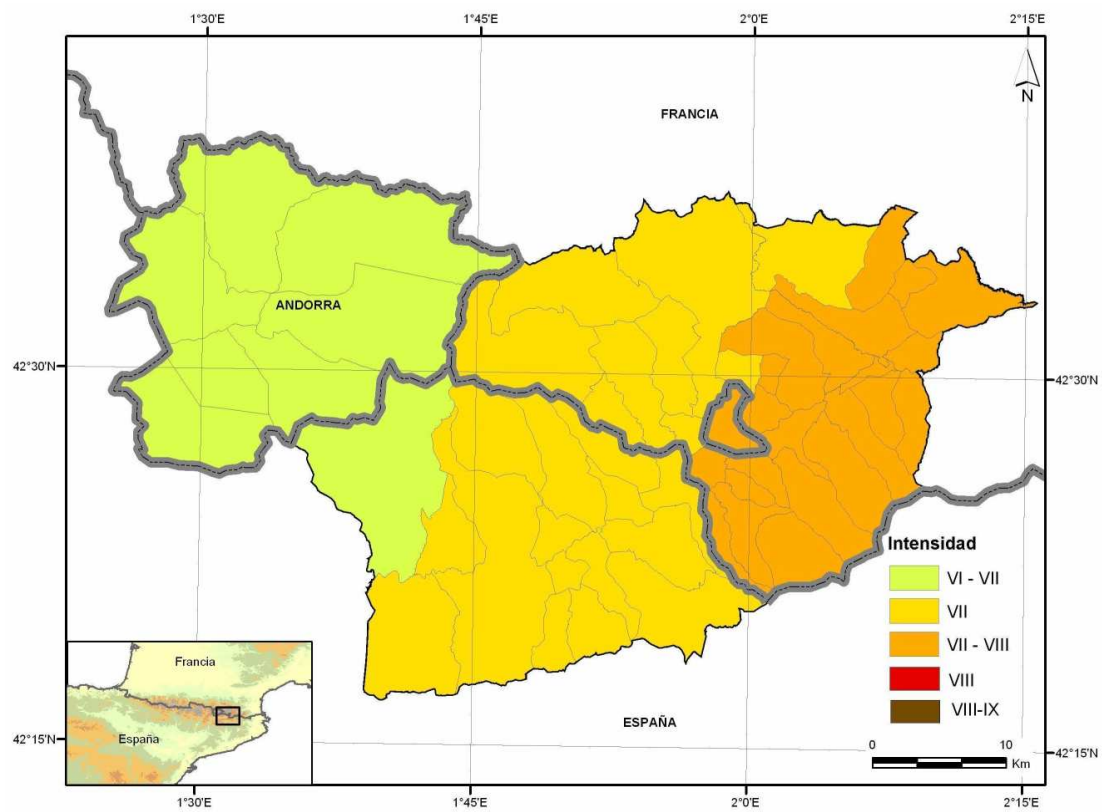


Figura 3.7: Escenario determinista propuesto en el proyecto ISARD para el valle de la Cerdanya y Andorra basado en el sismo del Ripollès del día 2 de Febrero 1428.

3.3 Peligrosidad sísmica en la ciudad de Málaga

Para la ciudad de Málaga se ha considerado un escenario basado en el estudio de peligrosidad sísmica de la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02), para un periodo de retorno de 500 años. La aceleración máxima del suelo (PGA) asignada a la ciudad de Málaga es de 0.11g, que corresponde a una intensidad de VII-VIII grados en la escala MSK (DGPC, 1997). En la figura 3.8 se muestra el espectro de respuesta en aceleraciones propuesto por la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02) para la ciudad de Málaga, es el espectro que se utiliza en el capítulo 6 para la evaluación de la peligrosidad sísmica local en la ciudad de Málaga.

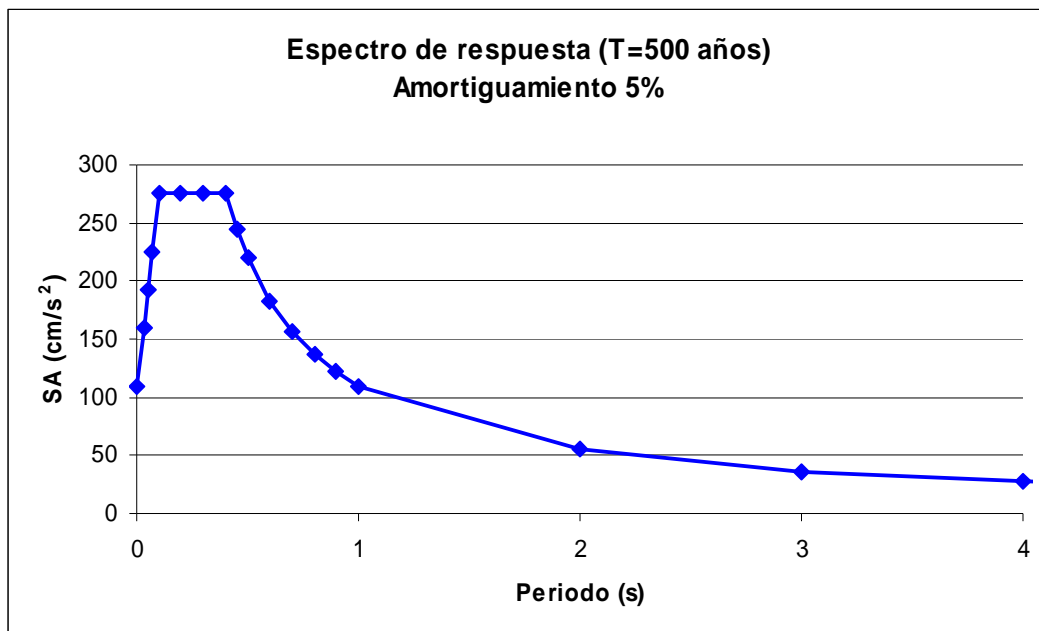


Figura 3.8: Espectro de respuesta para la ciudad de Málaga según NCSE-02.

Parte II

Peligrosidad sísmica a escala local en tres áreas piloto

Capítulo 4

Peligrosidad sísmica a escala local en la cubeta de Andorra la Vella

Se describen las campañas de medida para la obtención de los datos utilizados y los métodos de simulación numérica empleados para la obtención de una zonación de la cubeta de Andorra la Vella en términos de la amplificación sísmica esperada del movimiento del suelo.

Los estudios de peligrosidad sísmica mostrados en el capítulo 3 combinados con los resultados de la microzonación sísmica permiten diseñar los mapas de peligrosidad sísmica a escala local teniendo en cuenta los efectos de suelo para la cubeta de Andorra la Vella.

Se proponen dos escenarios sísmicos diferentes: un mapa de peligrosidad sísmica para el escenario probabilista, en términos de la intensidad macrosísmica y de la aceleración espectral para un periodo de retorno de 475 años, que denominaremos mapa de peligrosidad local y un análisis de la peligrosidad para el escenario determinista, en términos de la intensidad macrosísmica, definido por un terremoto análogo al ocurrido en 2 de Febrero de 1428 en la comarca del Ripollès en el Pirineo Oriental, que denominaremos escenario sísmico determinista local.

4.1 Aspectos generales

4.1.1 Situación geográfica de la zona de estudio

El Principado de Andorra está situado en la vertiente mediterránea de los Pirineos Orientales, entre España (Catalunya) y Francia (Ariège). Se trata de un país montañoso, formando por un conjunto de macizos, sierras, valles y picos que sobrepasan los 2900 metros. El territorio está dividido en tres valles con forma de Y, formados por los ríos Valira del Norte y Valira de Oriente, que confluyen en el Gran Valira.

El Principado de Andorra se divide administrativamente en siete parroquias: Canillo, Encamp, Ordino, la Massana, Andorra la Vella, Sant Julià de Lòria y Escaldes – Engordany.

Los sectores estratégicos de la economía andorrana son: el turismo, el comercio, el sector inmobiliario, el sector financiero y las aseguradoras. El comercio y el turismo son las dos actividades económicas que han impulsado el desarrollo del país, ya que el comercio atrae turismo, y este condiciona el incremento de la actividad comercial. Estas dos actividades son la causa del incremento elevado de la población del Principado, hecho que a dado lugar a la importante presión urbanística actual (González, 2006).

El desarrollo del urbanismo de Andorra está ligado principalmente a dos factores: por una parte al crecimiento económico y por otra parte a la llegada de la inmigración. El Principado ha sufrido una transformación rápida en 40 años, con el paso de una sociedad fundamentalmente agrícola y ganadera, a una sociedad de carácter cosmopolita, urbanizada y comercial.

La población actual del Principado de Andorra es de unas 78298 personas. Las parroquias más pobladas son las de Andorra la Vella y Escaldes – Engordany, que juntas representan más de la mitad de la población de todo el país, con un 30% y 22% de la población respectivamente. La parroquia menos poblada es la de Ordino con un 4% de la población, junto con la parroquia de Canillo con un 5% de la población (Andorra. Anuaris socioeconòmics, 2005).

La zona estudiada es la cubeta de Andorra la Vella, situada entre las parroquias de Andorra la Vella y de Escaldes – Engordany, que comprende los núcleos urbanos de Andorra la Vella, Escaldes – Engordany, Santa Coloma y la Margineda. La población en la cubeta de Andorra la Vella es de unas 40264 personas con una elevada densidad de población, 1585 habitantes por kilómetro cuadrado, y una alta concentración de edificios e infraestructuras.

4.1.2 Geología

Si exceptuamos los depósitos cuaternarios, Andorra está formada exclusivamente por materiales precarboníferos. Forman parte del conjunto de materiales paleozoicos que afloran en la zona central del Pirineo, en una extensa franja orientada aproximadamente de este a oeste y que es conocida con el nombre de Zona Axial. Estos materiales han experimentado los efectos de la orogenia herciniana, que tuvo lugar durante el Carbonífero y que culminó con la formación de una cordillera de plegamiento, erosionada posteriormente durante el mismo Paleozoico. Pero estos materiales tienen una historia geológica más compleja porque forman parte de un sector de la Cordillera Herciniana situada en el dominio alpino, es decir deformada posteriormente por la orogenia alpina, que tuvo lugar durante el Terciario. De todas formas, la deformación y los procesos térmicos alpinos que han experimentado los materiales hercinianos del Pirineo, a diferencia de lo que ocurre en otras cordilleras alpinas, no han sido lo bastante intensos para borrar las características hercinianas de estos materiales. En cualquier caso, lo que hay que remarcar es que los macizos montañosos actuales formados por materiales paleozoicos, como el caso del Principado de Andorra, tienen el origen en movimientos recientes y no representan antiguos relieves heredados de la primitiva Cordillera Herciniana, dado que ésta quedó fuertemente erosionada al final del Paleozoico. Desde este punto de vista, podemos considerar que el Principado de Andorra está formado por un conjunto de bloques de rocas antiguas levantadas por movimientos recientes (Cases y Masachs, 2002).

La cubeta de Andorra la Vella es un valle de origen glaciar con un substrato rocoso. El fondo del valle está cubierto por materiales cuaternarios compuestos por sedimentos fluvio – torrenciales de origen aluvial constituidos por limos, arenas, gravas y cantos rodados. También se encuentran acumulaciones detríticas que constituyen los conos de deyección de los torrentes (Teixidó et al., 2003).

4.1.3 Sismicidad de Andorra

En los Pirineos, la actividad sísmica más importante se sitúa al norte de la zona Axial en la parte central y occidental de la cadena. Los Pirineos orientales, donde se sitúa el Principado de Andorra, muestran una sismicidad más moderada y más difusa que la de los Pirineos occidentales.

En el año 1373 tuvo lugar un sismo destructor en una amplia zona de la Ribagorça con una intensidad epicentral VIII-IX (Olivera et al., 2006). Entre los años 1427 y 1428 tuvo lugar en el Pirineo Oriental una serie sísmica con una intensidad máxima de IX (Olivera et al., 2006). En 1660 la parte central de la cordillera sufrió una sacudida destructora (I=VIII-IX). Durante el siglo XX se han lamentado daños importantes en los seísmos del Valle de Arán en 1923 con una intensidad epicentral de VIII y percibido en Andorra con una intensidad de V (Susagna et al., 1994), y el sismo de Arette en 1967 con una intensidad epicentral de VIII.

En el Principado de Andorra tuvo lugar en el año de 1970 una crisis sísmica importante entre el 14 y el 16 de marzo y 5 de abril, con intensidades epicentrales de V-VI grados (Susagna y Goula, 1999).

De la sismicidad instrumental de los últimos 25 años se han localizado en Andorra y sus alrededores unos 50 sismos de magnitudes comprendidas entre 2.0 y 3.4 grados. En la figura 4.1 se muestra el mapa de la sismicidad instrumental de Catalunya durante el periodo 1986 – 2006.

Recientemente, con el aumento de la población y de las actividades económicas, algunos sismos de magnitud moderada con epicentro en zonas próximas han causado daños y pérdidas económicas, por ejemplo el sismo de Saint Paul de Fenouillet (M=5.2) en Febrero de 1996, el sismo de Hautes Pyrénées (M=4.7) en Mayo de 2002, el sismo de Ripollès (M=4.0) en Septiembre de 2004 y el sismo de Hautes Pyrénées (M=5.1) en Noviembre de 2006.

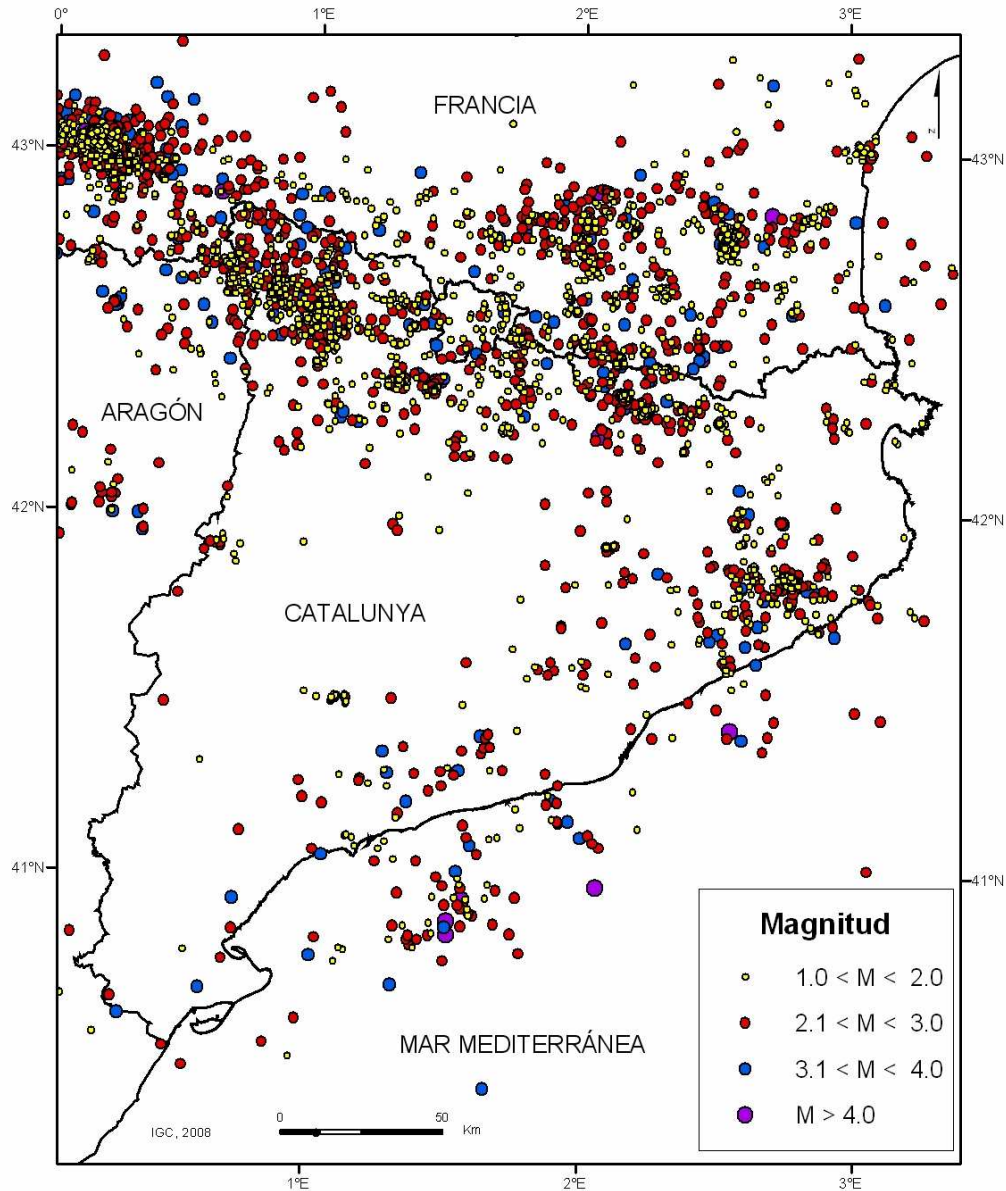


Figura 4.1: Mapa de la sismicidad instrumental en Catalunya en el periodo 1986 – 2006.

4.2 Recopilación de información geológica y geotécnica

El primer paso para la realización de la microzonación sísmica de la cubeta de Andorra la Vella ha sido la recopilación de datos para conocer las propiedades de los materiales que componen las diferentes capas que forman el subsuelo de la cubeta y así poder caracterizar columnas de suelo representativas en diferentes emplazamientos.

La información disponible para la cubeta de Andorra la Vella proviene de diferentes estudios:

1. Mapa geológico de Andorra a escala 1:50.000 (CRECIT, 2002).
2. Mapa geomorfológico de Andorra a escala 1:50.000 (CRECIT, 2005).
3. Base de datos geotécnicos de Andorra (CRECIT, 2001).
4. Campaña de prospección sísmica en la cubeta de Andorra la Vella (Teixidó et al., 2003).
5. Campaña de registro de ondas superficiales. Método SASW (Bitri et al., 2004).

4.2.1 Mapa geológico de Andorra a escala 1:50.000

En la cubeta de Andorra la Vella se ha obtenido información de la geología superficial a partir del mapa geológico a escala 1:50.000 (CRECIT, 2002). En las figuras 4.2 y 4.3 se muestran, respectivamente, el mapa geológico y su leyenda.

La cubeta de Andorra la Vella es un valle de origen glaciar con un substrato rocoso, formado básicamente por pizarras y calcáreas. El fondo del valle está cubierto por materiales cuaternarios compuestos por sedimentos fluviotorrenciales y materiales provenientes de grandes desprendimientos. Las laderas occidentales están cubiertas por sedimentos de origen coluvial y sedimentos de origen glacial y periglacial, mientras que en las laderas orientales aflora el substrato rocoso.

4.2.2 Mapa geomorfológico de Andorra a escala 1:50.000

El mapa geomorfológico de Andorra a escala 1:50.000 (CRECIT, 2005) se ha utilizado para obtener información de la topografía, de los elementos morfológicos del relieve y de los depósitos cuaternarios de la cubeta de Andorra la Vella. En las figuras 4.4 y 4.5 se muestran, respectivamente, el mapa geomorfológico y su leyenda.

La mayor parte del fondo de la cubeta de Andorra la Vella es una superficie de relleno fluvial, con conos de deyección fluviotorrencial y depósitos en forma de abanico de corrientes de derrubios o grandes desprendimientos provenientes de las laderas laterales. También encontramos depósitos fluviotorrenciales, depósitos poligénicos y depósitos glaciares.

4.2.3 Base de datos geotécnicos de Andorra

En el *Centre de Recerca en Ciències de la Terra* (CRECIT), actualmente *Centre d'Estudis de la Neu i Muntanya d'Andorra* (CENMA), se diseñó una base de datos geotécnicos de Andorra (CRECIT, 2001) que permite la actualización de la información a medida que se realizan nuevos estudios geotécnicos. La base de datos geotécnicos contiene, en el momento de realización de este trabajo, información de 118 sondeos pertenecientes a 19 informes geotécnicos.

La base de datos está formada por 10 tablas, en la que se almacenan los datos de los diferentes estudios geotécnicos, de ellos se extrae la información geotécnica útil para el estudio de amplificación de suelos. Su estructura consiste en: localización de los ensayos y sondeos, columnas estratigráficas, posición del nivel freático, descripción de los datos geológicos y geotécnicos. La información de los ensayos que se pueden archivar es, básicamente, Clasificación Unificada de Suelos (U.S.C.), ensayo de penetración estándar (SPT), densidad aparente, densidad seca, humedad, límite líquido, índice de plasticidad, granulometría, resistencia sin drenar, cohesión, fricción, entre otros.

La información de la base de datos geotécnicos pone de manifiesto la presencia de un relleno sedimentario poco profundo, compuesto, en su parte superior, por bloques y gravas cuaternarios en una matriz areno – limosa.

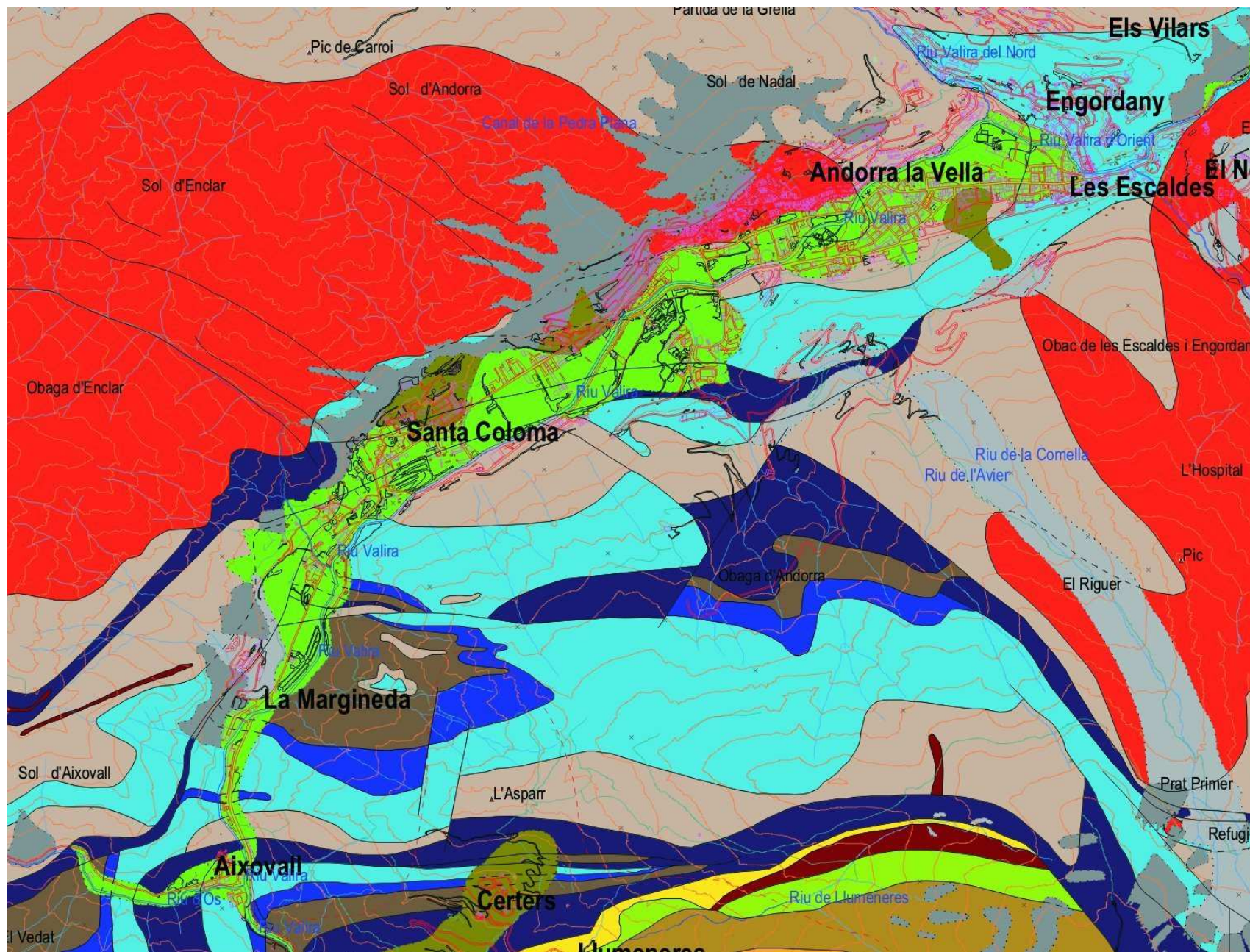





















Figura 4.2: Mapa geològica de la cubeta de Andorra la Vella.

Dipòsits quaternaris

-  Sediments d'origen glacial i periglacial -QG-
-  Sediments d'origen flúvio-torrencial -QF-
-  Sediments d'origen col·luvial -QC-
-  Grans Esllavissaments -QE-

Litologia















-  Aplites -AP-
-  Calcàries massisses (formació de Castanesa) -DCS-
-  Pissarres grises amb intercalacions primes de calcàries i gresos (formació de Civís) -DCV-
-  Pissarres grises (formació de Fonchanina) -DF-
-  Margocalcàries i pissarres virolades (formació Griotte de Manyanet) -DM-
-  Alternances de calcàries i pissarres marrons (formació de Rueda) -DR-
-  Calcàries i pissarres -D-
-  Gneis blanc de gra fi (Gneis Blanc) -GB-
-  Granodiorites amb biotita -GDBi-
-  Granodiorites amb biotita i hornblenda -GDHb-
-  Gneis ocellar (Gneis de l'Ospitalet) -GO-
-  Intercalacions de pissarres fosques -CbA-
-  Intercalacions de roques carbonàtiques -CbC-
-  Sèries gresopelítiques rítmiques -CbO-
-  Intercalacions de quarsites, gresos i conglomerats -CbR-

Toponímia

El Vilar Poblacions

Pala Alta Pics, Vessants, Clots, Pales, Refugis, etc.

Estany Forcat Rius, Estanys

-  Lampròfirs -LP-
-  Intercalacions de roques bàsiques -CbPB-
-  Intercalacions de roques carbonatades -CbPC-
-  Milonites -ML-
-  Sèries gresopelítiques inferiors -CbP-
-  Limolites grises (formació d'Ansovell) -OA-
-  Quarsites (quarsita de Bar) -OB-
-  Microconglomerats, gresos i lutites versicolors (formació de Cava) -OC-
-  Calcàries i calcàries margoses (formació d'Estana) -OE-
-  Conglomerats i microconglomerats (conglomerats de la Rabassa) -OR-
-  Pegmatites i granits de dues miques -P-
-  Pòrfirs granodiorítics i quarsítics -PF-
-  Roques àcides RA-
-  Pissarres i calcàries negres -S-

Altres elements










-  Falles
-  Falles suposades
-  Contacte discordant
-  Límits de les zones del metamorfisme de contacte
-  Corbes de nivell
-  Riu, llac i estany d'aigua permanent
-  Torrent, canal, barranc, estany i toll eixut
-  Xarxa de carretera nacional, secundària i pista
-  Edifici

Figura 4.3: Leyenda del mapa geològic de la cubeta de Andorra la Vella.

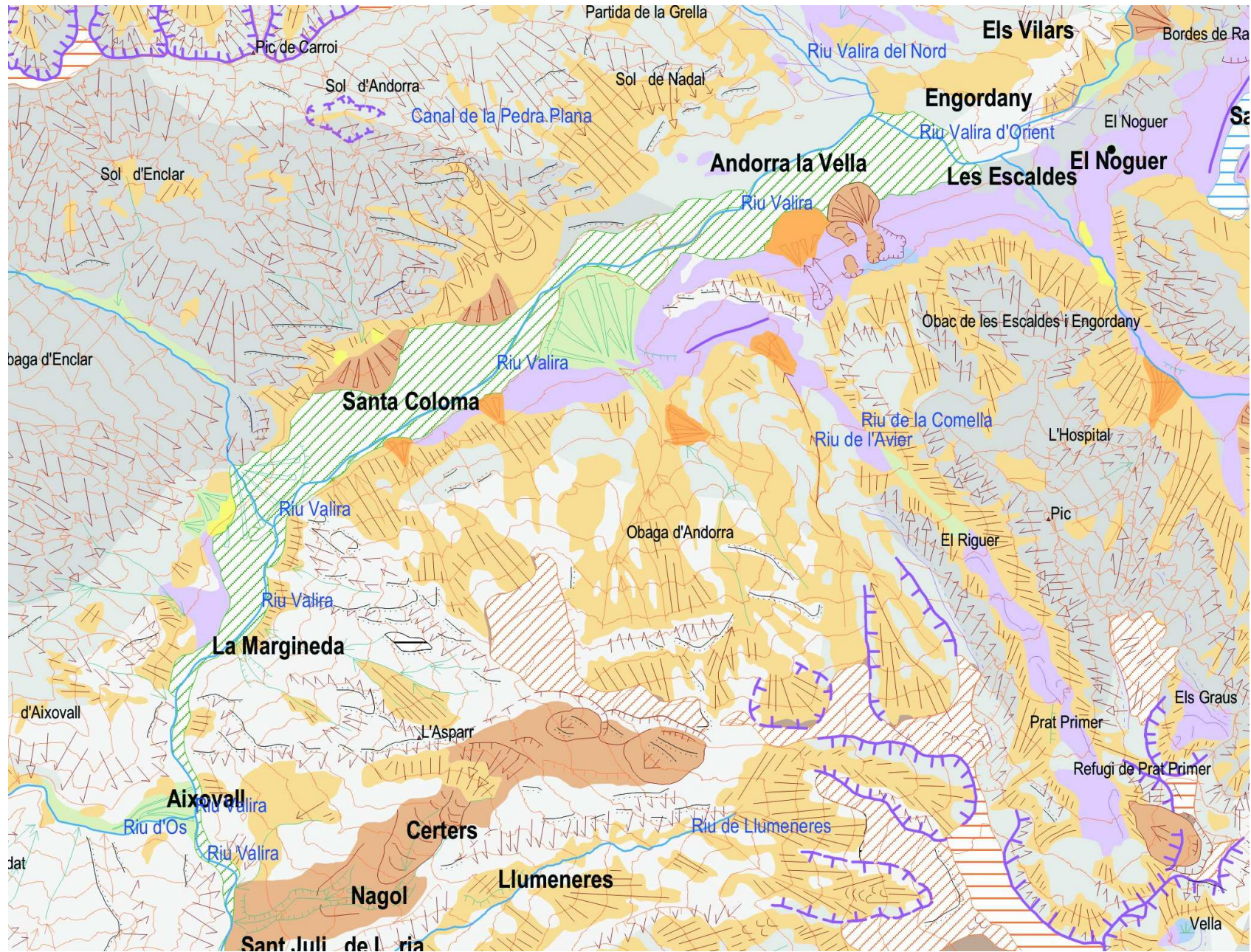






















Figura 4.4: Mapa geomorfológico de la cubeta de Andorra la Vella.












Formas estructurales

-  1.- Escarpe rocoso estructural
-  2.- Fractura con expresión morfológica
-  3.- Relieve residual granítico
-  4.- Superficie estructural
-  5.- Dominio morfoestructural de granitoides y gneises
-  6.- Dominio morfoestructural de pizarras, filitas y esquistos
-  7.- Dominio morfoestructural de rocas carbonatadas






Formas de ladera

-  8.- Ladera regular
-  9.- Sustrato rocoso muy inclinado con abundantes cicatrices de desprendimientos
-  10.- Desprendimiento reciente
-  11.- Lóbulos de soliflucción
-  12.- Corrientes de derrubios
-  13.- Expansión gravitacional
-  14.- Cicatriz (elemento de un deslizamiento)
-  15.- Deslizamiento rotacional (elemento de un deslizamiento)
-  16.- Deslizamiento translacional (elemento de un deslizamiento)
-  17.- Plataforma rotacional o translacional (elemento de un deslizamiento)
-  18.- Lóbulo (elemento de un deslizamiento)
-  19.- Vertiente a contrapendiente (elemento de una expansión gravitacional)
-  20.- Dipósito en forma de abanico generado por el amontonamiento de movimientos deladera (elemento de un movimiento de ladera: corrientes de derrubios o grandes desprendimientos)






Formas glaciares

-  21.- Circo glaciar
-  22.- Circo glaciar degradado
-  23.- Límite superior del valle de origen glaciar en forma d'U
-  24.- Cubeta de sobreexcavación glaciar
-  25.- Límite rocoso
-  26.- Coll de transfluencia glaciar
-  27.- Pico (horn)
-  28.- Superficie pulida y/o amontonada
-  29.- Gorja subglacial
-  30.- Morrena
-  31.- Morrena de glaciar rocoso




Formas fluviales y/o torrencial

-  32.- Río
-  33.- Torrentera
-  34.- Superficie de relleno fluvial: llanura fluvial o terraza
-  35.- Incisión y escarpe de erosión fluvial y/o torrencial
-  36.- Cono de deyección fluvio-torrencial

Formas poligénicas

-  37.- Superficie de erosión preglacial
-  38.- Superficie de erosión preglacial degradada
-  39.- Escarpe poligénico
-  40.- Cono de deyección poligénico (torrencial, nival y/o de vertiente)
-  41.- Canal donde coexisten diferentes dinámicas (torrencial, nival y/o de vertiente)

Formas lacustres

-  42.- Estanque
-  43.- Superficie de relleno lacustre
-  44.- Superficie de relleno lacustre ocupada por humedal

Formaciones superficiales

Depósito de vertiente












-  a.- Depósitos antrópicos
-  B.- Depósitos de vertiente
-  C.- Depósitos de deslizamientos
-  D.- Depósito coluvial y/o eluvial que cubren las superficies de erosión
-  E.- Depósito fluvio-torrencial
-  F.- Depósito poligénico
-  G.- Depósito glacio-fluvial y/o glacio-lacustre
-  H.- Depósito glaciar
-  i.- Sustrato rocoso formado basicamente de granitoides o gneises aflorando o cubriendo una formación superficial delgada y discontinua
-  J.- Sustrato rocoso formado basicamente de pizarras, filitas y esquistos aflorando o cubriendo una formación superficial delgada y discontinua
-  K.- Sustrato rocoso formado basicamente de rocas carbonatadas aflorando o cubriendo una formación superficial delgada y discontinua

Figura 4.5: Leyenda del mapa geomorfológico de la cubeta de Andorra la Vella.

4.2.4 Campaña de prospección sísmica en la cubeta de Andorra la Vella

Durante los meses de Noviembre y Diciembre de 2002 el Equipo de Geofísica Aplicada de l'Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC) llevó a cabo una campaña de prospección sísmica en la cubeta de Andorra la Vella –Escaldes – Engordany (Teixidó et al., 2003). Los métodos de prospección sísmica utilizados fueron la Sísmica de Refracción y la Sísmica de Reflexión. Como complemento a estos dos métodos se utilizó la técnica de sondeo eléctrico vertical (SEV) de Schlumberger de dispositivo simétrico.

Como resultado de este estudio se obtuvieron diferentes perfiles con la profundidad del basamento a lo largo de la cubeta. También se obtuvieron diferentes columnas de suelo en diferentes puntos de la cubeta, indicando el tipo de material que forma las diferentes capas de cada columna de suelo y la profundidad de estas.

En la figura 4.6 se muestra un mapa con la situación de los perfiles sísmicos y de los sondeos eléctricos verticales realizados en la cubeta de Andorra la Vella. En total se realizaron 9 perfiles sísmicos de refracción y reflexión (PS), y 17 sondeos eléctricos verticales (SEV).

Los resultados obtenidos en la interpretación de la prospección sísmica se pueden sintetizar en:

El sector de la Margineda, situado al sur de la cubeta, presenta el contacto entre los materiales cuaternarios y el substrato rocoso por encima de los 40 metros, y sube hasta los 35 metros en el sector más occidental.

En el sector de Santa Coloma, situado en el centro de la cubeta, el contacto con el substrato rocoso se encuentra entre los 30 y los 40 metros.

El sector de Andorra la Vella, también en el centro de la cubeta, presenta un relieve del substrato rocoso más irregular, este varía entre los 40 – 60 metros en el centro del sector, y sube hasta los 30 metros en el extremo norte del sector de Andorra la Vella.

En el sector de Escaldes – Engordany, situado al norte de la cubeta, el substrato rocoso se encuentra a más profundidad. Llegando hasta los 65 metros de profundidad en la zona central.

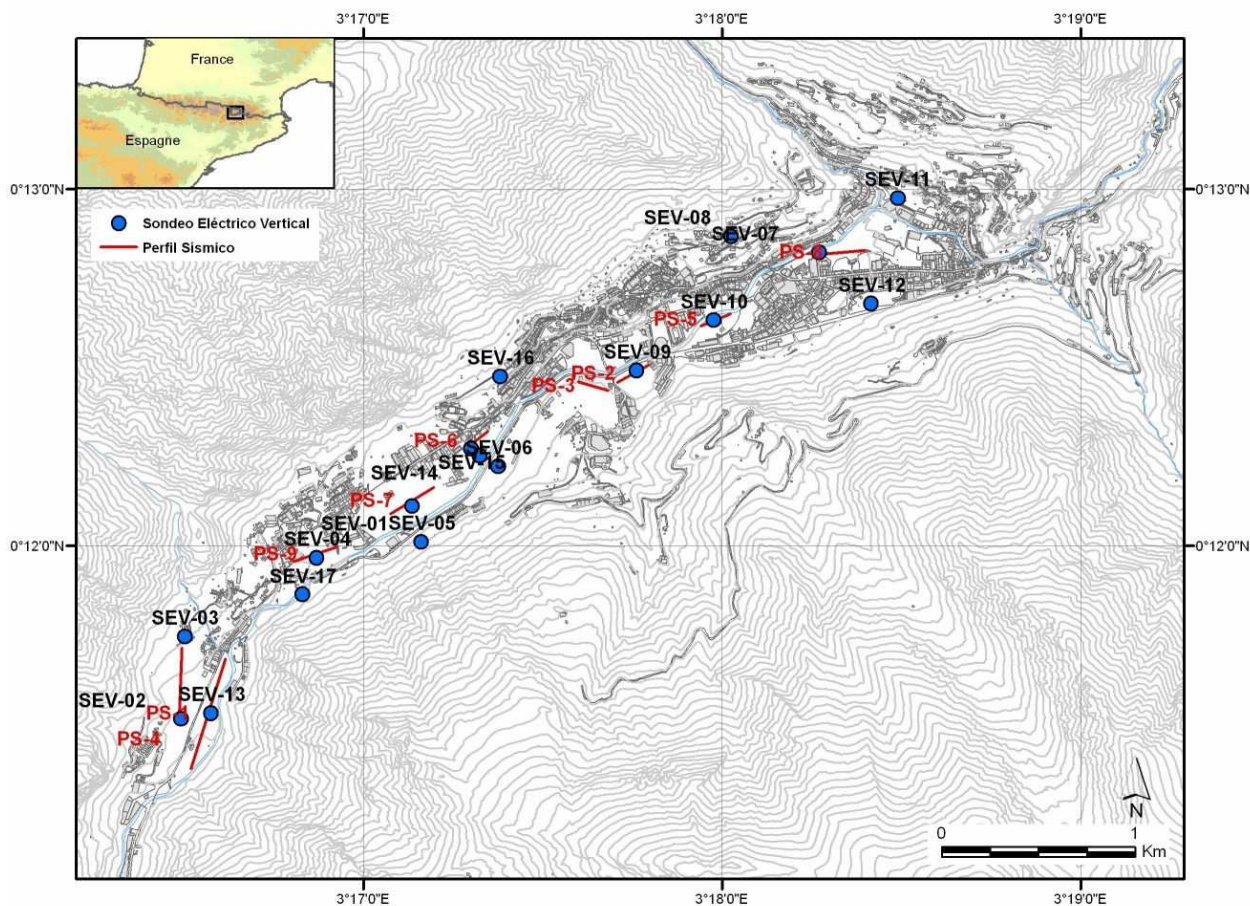


Figura 4.6: Mapa de situación de los perfiles y de los sondeos eléctricos verticales SEV's.

4.2.5 Campaña de registro de ondas superficiales. Método SASW

El método SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) permite obtener perfiles verticales de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) necesarias para los cálculos en la modelización 1D. Durante el mes de Julio de 2004 se realizó una campaña de registro de ondas superficiales en la cubeta de Andorra la Vella por parte de un equipo de geofísica del BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) (Bitri et al., 2004).

En el mapa de la figura 4.7 se muestra la situación de los diferentes emplazamientos donde se han registrado señales de ondas superficiales, la Margineda (1083), la Borda Mateu en Santa Coloma (1080 y 1081) y el cono de la Comella en Andorra la Vella (1075).

Para realizar la simulación numérica 1D es necesario disponer del valor de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s) de los diferentes materiales que forman el subsuelo de la cubeta de Andorra la Vella. Por este motivo se han utilizado los registros de ondas superficiales para caracterizar estos materiales en función del valor de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s). En los mismos emplazamientos donde se han registrado las ondas superficiales también se realizaron sondeos eléctricos verticales (SEV). Se pueden relacionar los materiales que forman cada capa deducidos del SEV con el perfil vertical de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) calculadas a partir de los registros de ondas superficiales. Con este procedimiento se asocia, realizando una media de los valores obtenidos en diferentes puntos, una V_s a cada material (gravas, limos, etc...). Estos valores podrán utilizarse en los puntos donde estén presentes los mismos materiales y no se disponga de medidas experimentales de sondeos eléctricos y de medidas de la velocidad de las ondas superficiales. En la tabla 4.1 se muestran los valores de V_s para cada material en los diferentes emplazamientos y la velocidad media de las ondas de cizalla calculada para toda la cubeta.

Material	V_s(m/s) 1075	V_s(m/s) 1080	V_s(m/s) 1081	V_s(m/s) 1083	V_s(m/s) Media
Suelo vegetal	200.0	180.0	237.0	231.0	212.0
Gravas	-	210.4	292.0	-	251.2
Gravas y bloques	217.1	-	-	250.0	233.6
Gravas y arenas	430.0	303.8	374.5	-	369.4
Limos	325.1	-	-	304.5	214.8
Limos y arenas	-	587.7	606.6	359.5	517.9

Tabla 4.1: V_s de los diferentes materiales que forman la cubeta de Andorra la Vella.

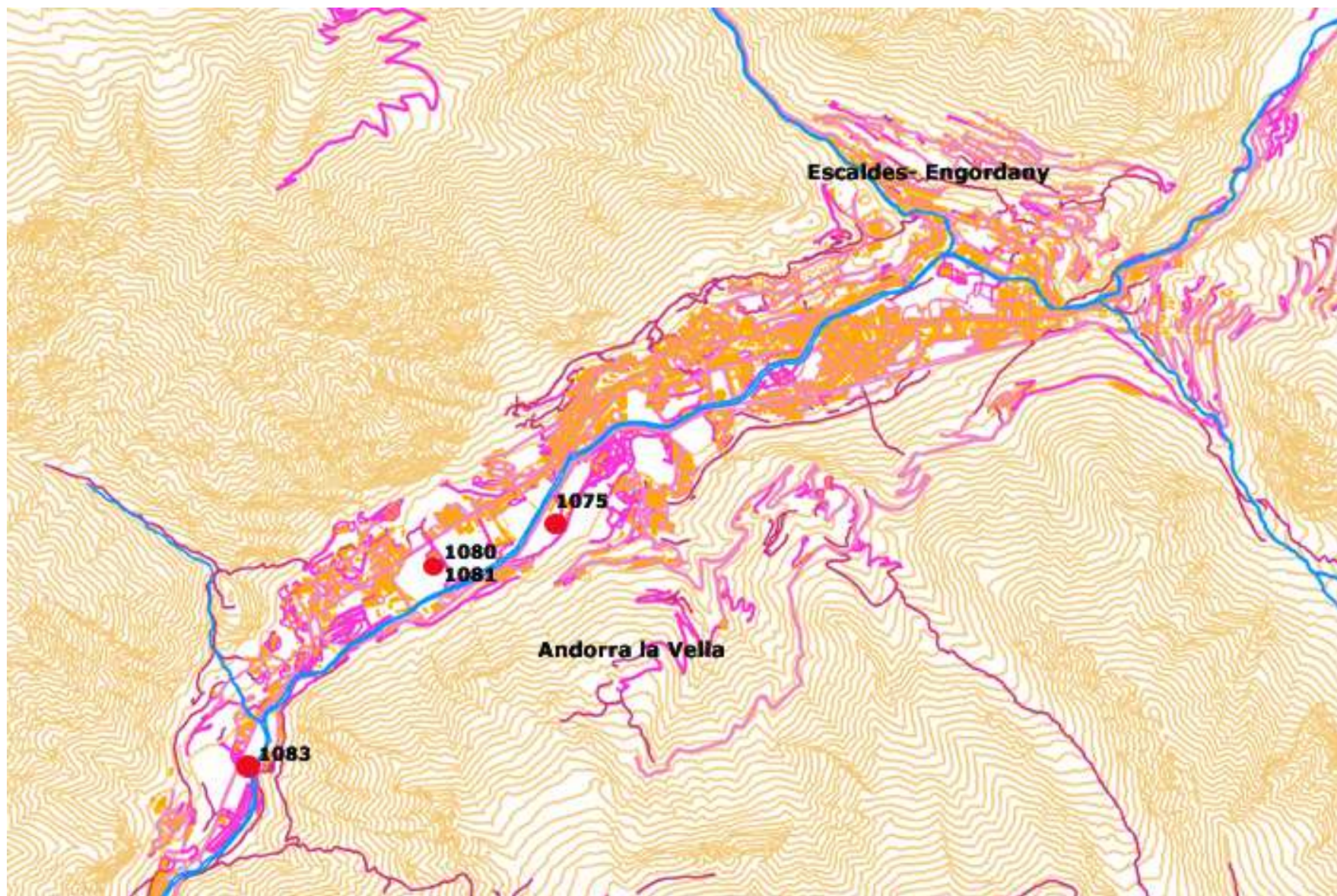


Figura 4.7: Emplazamientos donde se han registrado ondas superficiales en la cubeta de Andorra la Vella.

4.3 Método del cociente espectral H/V

4.3.1 Recogida de los datos. Campaña de medidas

Entre los días 14 y 18 de junio de 2004 se realizaron las medidas de ruido sísmico en las poblaciones de la Margineda, Santa Coloma, Andorra la Vella y les Escaldes – Engordany. La mayoría de las medidas se obtuvieron en el fondo del valle, pero también se realizaron medidas en las laderas, para analizar posibles efectos topográficos.

Para la selección de los puntos de medida se tuvieron en cuenta las diferencias de topografía, la geología, la geotecnia y la facilidad de acceso a los diferentes emplazamientos. La Cubeta de Andorra la Vella tiene mucha actividad diurna, tanto por el tráfico como por la obra pública y privada. Para evitar las horas en que había más perturbaciones en la zona urbanizada se realizaron la mayoría de las medidas por la noche o a última hora de la tarde. Durante el día se aprovechó para realizar medidas en zonas más apartadas del ruido urbano, en las laderas. En total se dispone de unos 150 registros en 47 emplazamientos diferentes.

El equipo utilizado para la campaña de medidas de ruido sísmico en Andorra está formado por un digitalizador CityShark de la casa Leas (figura 4.8) y un sismógrafo triaxial Lennartz de 5 segundos (figura 4.9). Se realizan medidas en ventanas de tres minutos a 100 muestras / segundo. En cada emplazamiento se ha tomado un mínimo de tres medidas, repitiéndolas en los casos en los que ha habido perturbación o saturación del registro.



Figura 4.8: Digitalizador CityShark.



Figura 4.9: Sismómetro Lennartz 5s.

El equipo dispone de distintas ganancias para cambiar la resolución y el valor de saturación. En la tabla 4.2 se muestra la variación de la resolución y del fondo de escala del digitalizador CityShark en función de la ganancia.

Ganancia	Fondo de escala	Resolución
1	6.25 mm/s	0.0477 $\mu\text{m/s}$
2	3.13 mm/s	0.0238 $\mu\text{m/s}$
4	1.56 mm/s	0.0119 $\mu\text{m/s}$
8	0.78 mm/s	5.9604 nm/s
16	0.39 mm/s	2.9802 nm/s
32	0.20 mm/s	1.4901 nm/s
64	0.10 mm/s	0.7450 nm/s
128	0.05 mm/s	0.3725 nm/s
256	24.41 $\mu\text{m/s}$	0.1862 nm/s
512	12.21 $\mu\text{m/s}$	0.0931 nm/s
1024	6.10 $\mu\text{m/s}$	0.0465 nm/s
2048	3.05 $\mu\text{m/s}$	0.0232 nm/s
4096	1.53 $\mu\text{m/s}$	0.0116 nm/s
8192	0.76 $\mu\text{m/s}$	0.0058 nm/s
16384	0.38 $\mu\text{m/s}$	0.0029 nm/s

Tabla 4.2: Resolución y fondo de escala del digitalizador CityShark.

Durante la campaña se han utilizado diferentes ganancias para conseguir la máxima resolución del equipo sin llegar a la saturación. Habitualmente se ha trabajado con ganancias de 256, 512 y 1024.

En la figura 4.10 se muestra un mapa con la situación de los emplazamientos donde se han realizado las medidas de ruido sísmico.

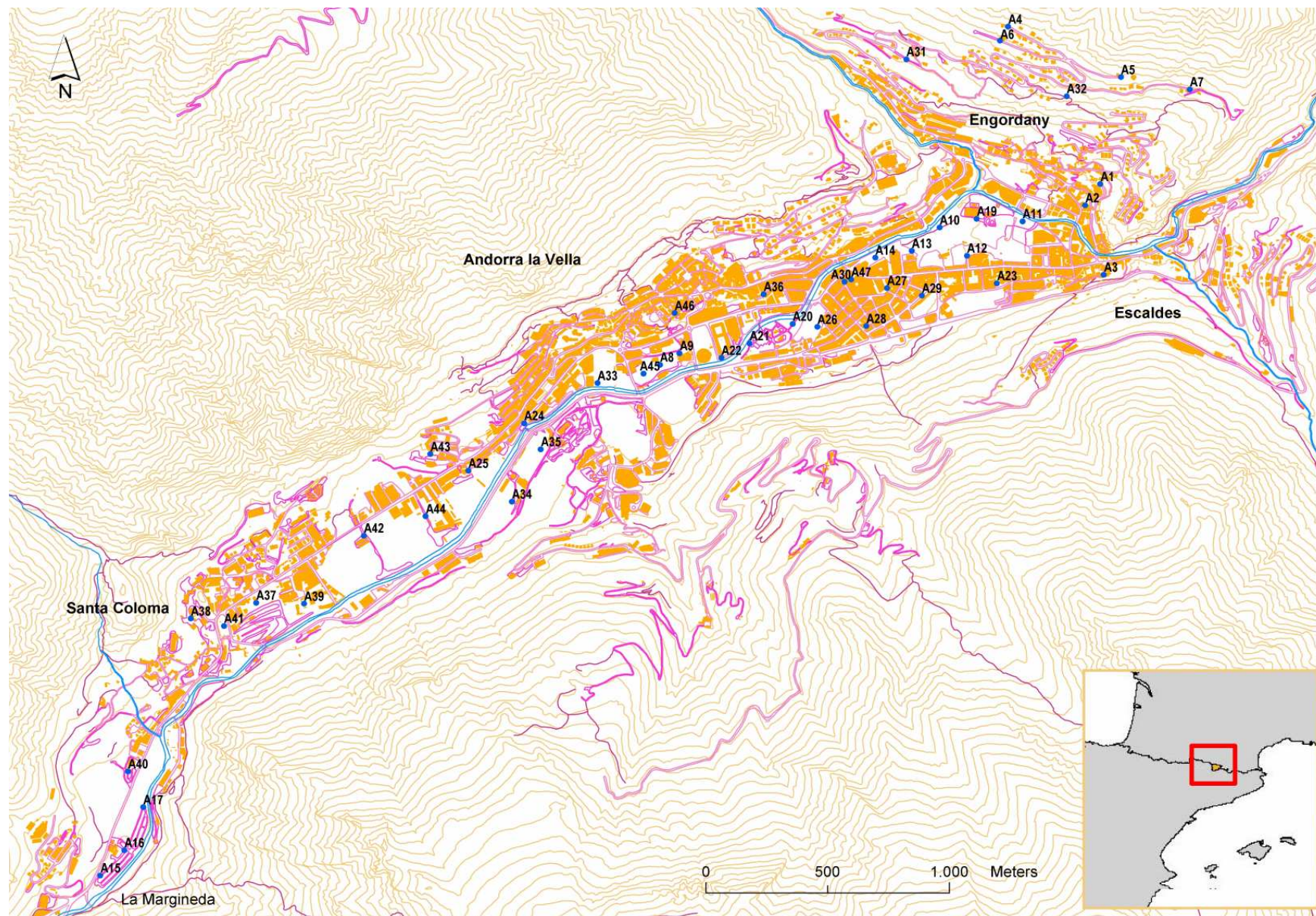


Figura 4.10: Mapa de los emplazamientos donde se han realizado las medidas de ruido sísmico.

4.3.2 Determinación de la frecuencia fundamental

La frecuencia fundamental se obtiene aplicando el método de Nakamura como se ha visto en el capítulo 2.3.1. Consiste en obtener las relaciones espectrales entre componentes horizontales y verticales. Para el cálculo de las relaciones espectrales se ha utilizado un programa que calcula las relaciones espectrales H/V, N/V, E/V; donde:

$$\frac{N}{V} = \frac{S_{NS}}{S_V} \quad (4.1)$$

$$\frac{E}{V} = \frac{S_{EW}}{S_V} \quad (4.2)$$

$$\frac{H}{V} = \frac{S_{NS} + S_{EW}}{2 \cdot S_V} \quad (4.3)$$

S_{NS} : Módulo del espectro de Fourier suavizado de la componente N-S

S_{EW} : Módulo del espectro de Fourier suavizado de la componente E-W

S_V : Módulo del espectro de Fourier suavizado de la componente V

El suavizado de los módulos de Fourier se realiza dividiendo el registro en ventanas y solapando un 25% entre ellas. La longitud de las ventanas es un parámetro que se puede modificar, en este caso se ha trabajado con ventanas de 15 segundos. Para determinar la frecuencia fundamental se deben analizar los datos representados en el cociente H/V en función de la frecuencia para cada uno de los puntos donde se han realizado medidas del ruido sísmico. En la figura 4.11 se muestra un ejemplo de las relaciones espectrales (H/V) obtenidas en dos puntos de la zona de estudio.

En función de tipo de suelo donde se realicen las medidas la relación espectral tendrá una forma determinada. En el ejemplo de la figura 4.11 la curva de color rojo, con una frecuencia fundamental alrededor de 1Hz, pertenece a un registro tomado en un emplazamiento sobre suelo blando. La curva de color azul, que no presenta ningún pico relevante, pertenece a un registro tomado en un emplazamiento sobre roca.

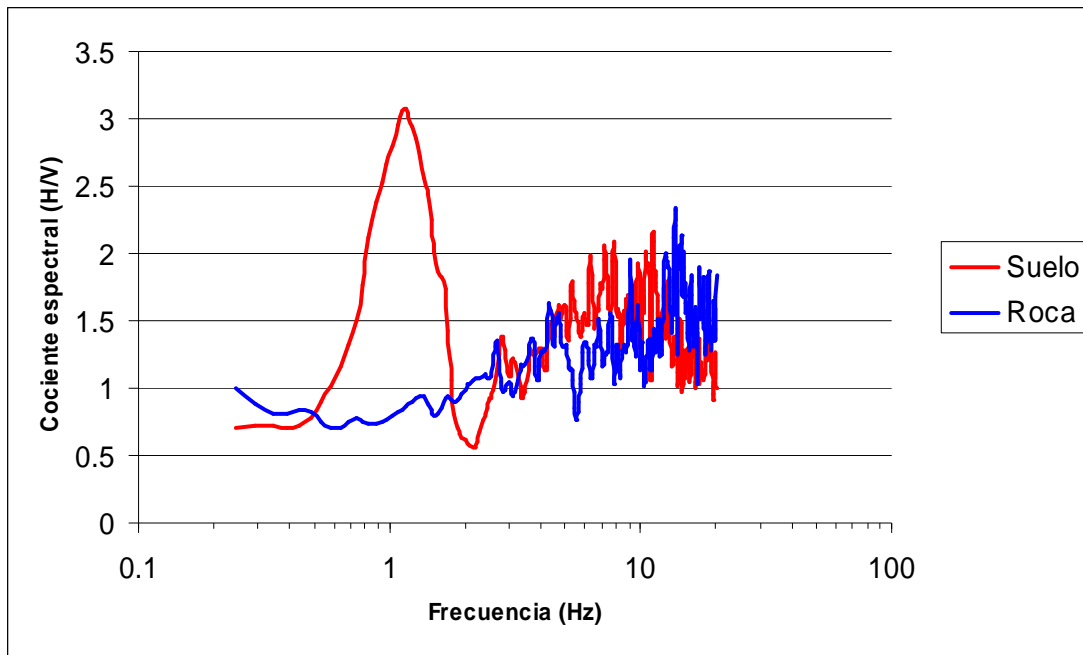


Figura 4.11: Ejemplo de relaciones espectrales H/V obtenidas en emplazamientos de suelo y roca.

En la tabla 4.3 se muestran las frecuencias fundamentales obtenidas en los diferentes emplazamientos de la zona de estudio (figura 4.10) a partir de las medidas de ruido sísmico realizadas en ellos. Dentro de la cubeta de Andorra la Vella la frecuencia fundamental del terreno varía entre 0.9Hz y 3.2Hz.

Punto	Frecuencia Fundamental (Hz)	Punto	Frecuencia Fundamental (Hz)	Punto	Frecuencia Fundamental (Hz)
A3	Roca	A22	0.9	A37	1.3
A9	1.2	A23	1.0	A38	1.5
A11	1.5	A24	0.9	A39	1.1
A12	1.2	A25	1.2	A40	1.1
A13	1.5	A26	2.2	A41	1.4
A14	1.4	A27	2.0	A42	1.0
A15	3.2	A28	3.0	A43	1.0
A16	2.8	A29	1.2	A44	1.0
A17	2.3	A30	1.3	A45	3.0
A19	1.3	A33	2.5	A46	Roca
A20	2.2	A35	1.5	A47	1.7
A21	1.0	A36	3.2		

Tabla 4.3: Valor de la frecuencia fundamental obtenida en los diferentes emplazamientos de medida de ruido sísmico (la situación de los puntos de medida se representa en la figura 4.9).

Teniendo en consideración la información de la geología superficial y profunda obtenida de los mapas geológico y geomorfológico de Andorra (apartado 4.2) se ha podido delimitar las zonas de valores parecidos de frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las medidas de ruido. Como se muestra en el mapa de la figura 4.12 se han considerado tres zonas:

Zona A

Este sector se extiende en el extremo sur-oriental de la cubeta y en el núcleo de Andorra la Vella. El valor de la frecuencia fundamental varía entre 2.2 y 3.2Hz.

Zona B

Este sector se extiende desde el núcleo de Santa Coloma hasta el sector sur-occidental del cono de la Comella y en un área muy pequeña que va desde el Parc Central d'Andorra la Vella hasta el Govern d'Andorra. La frecuencia fundamental varía entre 0.9 y 1.5Hz.

Zona C

Este sector coincide con el núcleo de les Escaldes, alrededor del Clot d'Emprivat. El valor de la frecuencia fundamental varía entre 1.0 y 2.0Hz.

Se observan importantes variaciones del valor de la frecuencia fundamental en pocos metros de distancia (≈ 200 metros), por ejemplo en el sector de Andorra la Vella la frecuencia fundamental varía de 1.2Hz a 3Hz (A28 y A29) en unos 200 metros de distancia. Estas variaciones de la frecuencia fundamental pueden ser debidas a cambios de la profundidad del basamento o a cambios de los materiales que forman el suelo de los emplazamientos donde se ha realizado la medida de ruido sísmico.

Los resultados del estudio de prospección sísmica descrito en el apartado 4.2.4 muestran que los materiales que forman el suelo son los mismos en toda la cubeta: limos, arenas, gravas y bloques. Se obtienen diferencias en la profundidad del basamento en la cubeta, que varía desde 20 metros en el sector de la Margineda hasta superar los 60 metros en les Escaldes. Partiendo de estos resultados se puede relacionar la variación de la frecuencia fundamental del terreno con la variación de la

profundidad del basamento en cada punto. En todas las zonas los valores más bajos de la frecuencia fundamental del suelo corresponden a los emplazamientos con el basamento rocoso más profundo, y los valores más altos de la frecuencia fundamental corresponden a los sectores con menor profundidad del basamento rocoso:

En la zona A, donde la frecuencia fundamental del suelo varía entre 2.2 y 3.2Hz, la profundidad del basamento rocoso varía entre 20 y 25 metros.

En la zona B, donde la frecuencia fundamental del suelo varía entre 0.9 y 1.5Hz, la profundidad del basamento rocoso varía entre 35 y 40 metros.

En la zona C, donde la frecuencia fundamental del suelo varía entre 1.0 y 2.0Hz, la profundidad del basamento rocoso varía entre 30 y 50 metros.

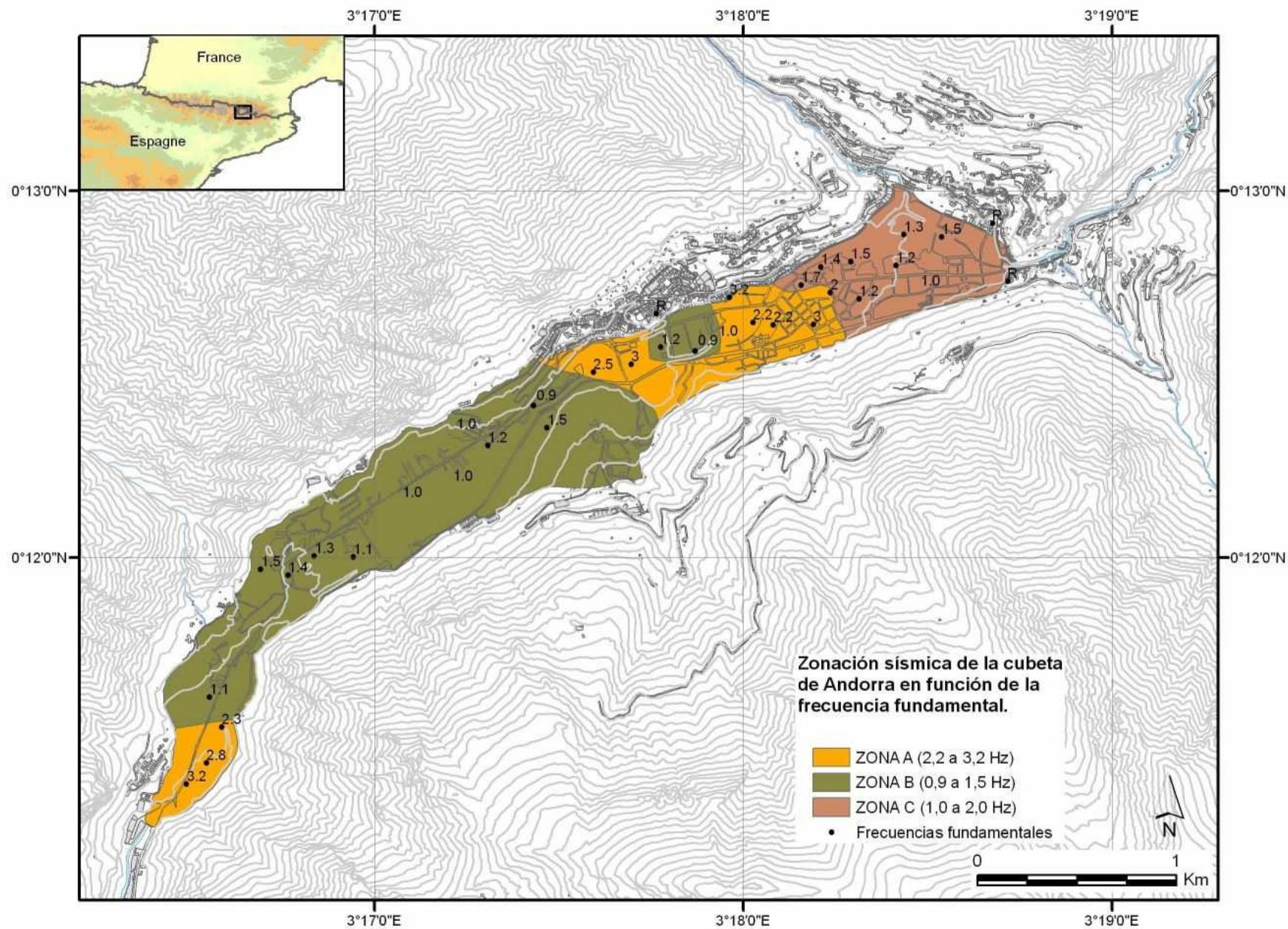


Figura 4.12: Mapa con los valores de las frecuencias fundamentales en los distintos emplazamientos de la zona de estudio.

4.3.3 Medidas de ruido sísmico en las laderas de Andorra la Vella y les Escaldes - Engordany

Durante la campaña de medidas de ruido sísmico en Junio de 2004 en la cubeta de Andorra la Vella se realizaron también medidas en las laderas de la cubeta. Estas medidas se concentraron en el Solà d'Engordany hasta llegar al Pic de Padern, zona situada al norte de les Escaldes. En la tabla 4.4 se muestran los valores de la frecuencia fundamental obtenidos en los emplazamientos de la ladera.

Punto	Frecuencia Fundamental (Hz)
A1	2.2
A2	Roca
A4	1.6
A5	1.9
A6	Roca
A7	3.2
A18	1.4
A31	1.2
A32	1.2

Tabla 4.4: Valores de la frecuencia fundamental obtenidos en los emplazamientos de la ladera de la cubeta (la situación de los puntos de medida se representa en la figura 4.10).

El valor de la frecuencia fundamental en los emplazamientos de la ladera varía desde 1.2Hz hasta 3.2Hz. Según Coral (2002) estos picos de amplificación en el cociente espectral (H/V) están ligados a efectos topográficos relacionados con la pendiente de la ladera. Por otra parte, si la ladera presenta materiales blandos con $V_s < 150\text{m/s}$ y grosor de unos 10 metros, la frecuencia fundamental del suelo sería alrededor de 2-3 Hz. De este modo, los picos observados pueden corresponder a la presencia en algunos puntos de la ladera de capas superficiales de baja cohesión. Hay dos puntos, A2 y A6, que no presentan ningún pico de amplificación y por tanto son considerados como roca.

4.4 Método numérico 1-D lineal equivalente

4.4.1 Recogida de datos

Para el cálculo de las funciones de transferencia con el programa de cálculo ProShake (método lineal equivalente) es necesario disponer de información geotécnica sobre las diferentes capas que forman las columnas de suelo de cada emplazamiento considerado de la zona de estudio. Para cada columna de suelo se necesita la siguiente información:

- Profundidad del basamento.
- Profundidad del nivel freático.
- Número de capas que forman la columna.
- Grosor de cada capa.
- Densidad de cada capa.
- V_s de cada capa.
- Curva de variación del módulo de cizalla y amortiguamiento con la deformación para cada capa.

Por último, el programa de cálculo ProShake necesita un acelerograma de entrada en roca.

En el apartado 4.2 sobre la recopilación de información ya se han detallado las diferentes fuentes de información disponibles para caracterizar las columnas de suelo representativas de la cubeta de Andorra la Vella. También se han tenido en cuenta diferentes valores de la densidad y de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s) para diferentes materiales obtenidos de estudios anteriores. En Coral (2002) se obtuvieron valores de la densidad y de la propagación de las ondas de cizalla para la zona de la cubeta de Andorra la Vella. En Cid (1996) se propusieron correlaciones entre la velocidad de ondas de cizalla y el número de golpes, N_{SPT} , del sondeo geotécnico SPT (Standard Penetration Test).

Por otro lado, el programa de cálculo ProShake lleva incorporada alguna información como curvas de variación del módulo de cizalla y del factor de amortiguamiento con la deformación para diferentes materiales (Arena, Grava, Arcilla,...), que se ha utilizado en los cálculos.

Para realizar los cálculos de la función de transferencia de la columna de suelo con el programa de cálculo ProShake es necesario disponer de un registro de entrada en roca. Para disponer de un registro en roca que tenga un espectro de respuesta ajustado al obtenido en los cálculos de peligrosidad descritos en el capítulo 3, se ha realizado una selección entre los espectros de respuesta en la base de datos de movimientos sísmicos europeos (Ambraseys et al., 2000) que contiene sismos para un periodo entre 1971 y 1999. En la selección de los espectros se ha procurado que sus puntos estén dentro de una banda de confianza del $\pm 20\%$ del espectro adoptado para la zona de estudio, siguiendo la recomendación del proyecto RISK-UE.

En la figura 4.13 se muestran los espectros de respuesta de cuatro registros seleccionados junto con el espectro de respuesta de referencia con las bandas de error del $\pm 20\%$. En la figura 4.14 se muestra el espectro de respuesta medio en roca y el espectro de respuesta de referencia con las bandas de error del $\pm 20\%$.

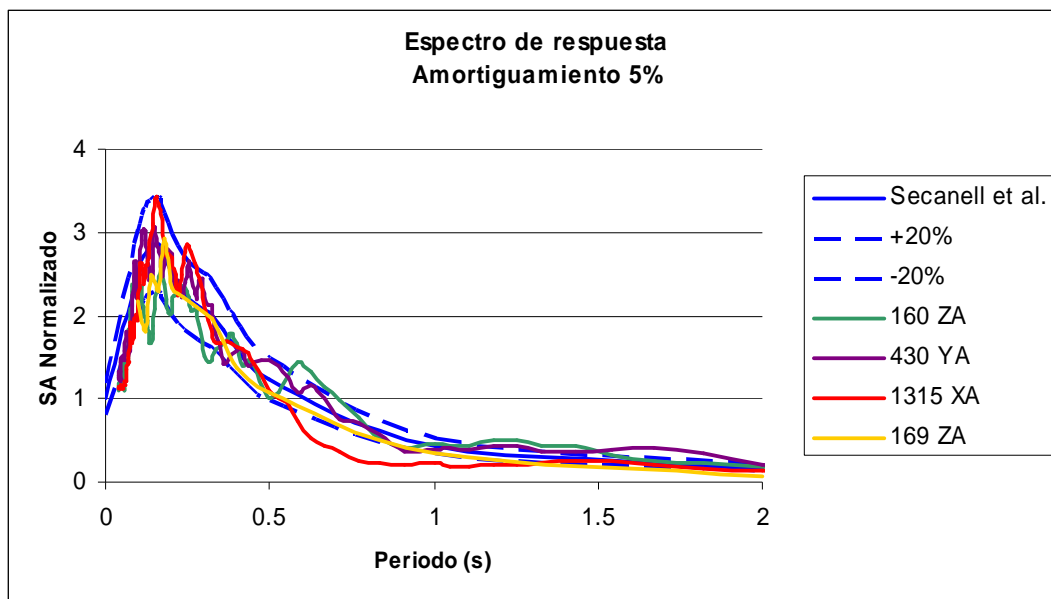


Figura 4.13: Espectros de respuesta de registros reales obtenidos de la base de datos de movimientos sísmicos europeos y espectro de referencia (Secanell et al., 2003) con las bandas de error del $\pm 20\%$.

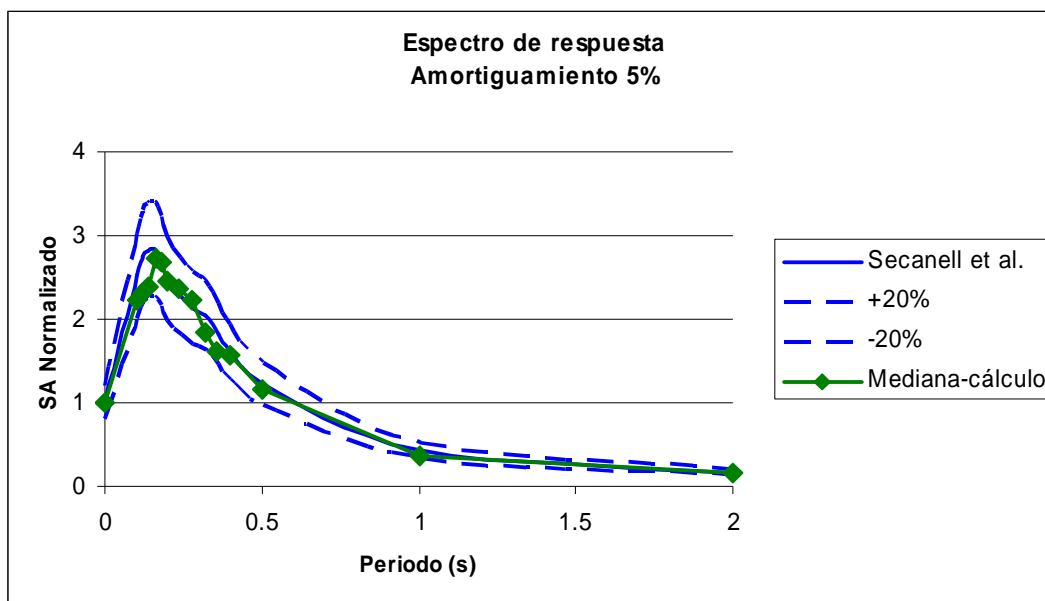


Figura 4.14: Espectros de respuesta medio y espectro de referencia (Secanell et al., 2003) con las bandas de error del $\pm 20\%$.

Una vez seleccionados los registros se escalan con el PGA esperado en la cubeta de Andorra la Vella para el escenario probabilista con un periodo de retorno de 475 años, que tiene un valor de 0.12 g. En la tabla 4.5 se listan los acelerogramas que proporcionan el espectro de aceleración medio utilizados como acelerograma de entrada en roca en el programa ProShake para realizar los cálculos en la cubeta de Andorra la Vella. En la figura 4.15 se muestran estos registros.

Número	Código	Fecha	Epicentro	Componente	Suelo	Mb
1315	1	31/3/1996	Valpellino	X	Roca	4.0
160	2	16/9/1977	Friuli	Z	Suelo duro	5.1
169	3	11/3/1978	Calabria	Z	Roca	5.5
430	4	5/7/1988	Golfo de Corinto	Y	Suelo blando	5.0

Tabla 4.5: Principales características de los acelerogramas seleccionados.

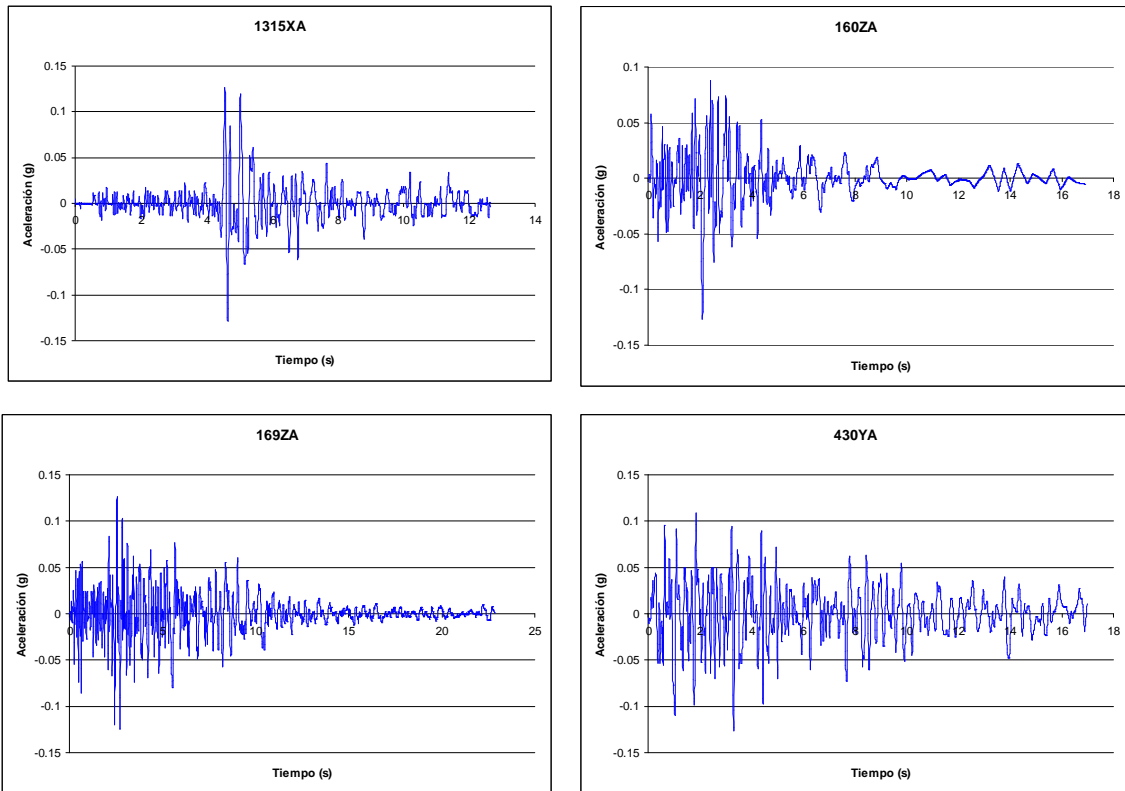


Figura 4.15: Registros utilizados como sismos de entrada en roca en el programa de cálculo ProShake para los cálculos de la cubeta de Andorra la Vella.

4.4.2 Definición de columnas de suelo en distintos emplazamientos

En la cubeta de Andorra la Vella se han definido nueve columnas de suelo en cada uno de los emplazamientos donde se dispone de información de un sondeo eléctrico vertical en la campaña de prospección sísmica de la cubeta de Andorra la Vella (Teixidó et al., 2003). A partir de estos sondeos se tiene información del número de capas que forman las columnas de suelo.

A continuación se presentan los valores de los diferentes parámetros que se han utilizado para definir cada una de las columnas de suelo. En la bibliografía se pueden encontrar valores más altos de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) para los materiales que forman el basamento rocoso, hasta 2650m/s para las pizarras y 3350m/s para las calizas (Cid, 1996). Pero estos valores son para rocas aflorantes y es probable que las rocas del basamento estén alteradas y, por tanto, presenten valores más bajos de la velocidad de las ondas de cizalla. Para el basamento rocoso de la cubeta de Andorra la Vella se ha tomado un valor de la velocidad de las ondas de cizalla de 2000m/s (Coral, 2002).

i) Columna 1

Se encuentra situada en la Margineda. Corresponde al SEV 13 del estudio de prospección sísmica (figura 4.6).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m^3)	Gmax (MPa)	V_s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Suelo vegetal	1	13.33	73	231	Arena	Arena
2	Grava y bloques	1	20.58	131	250	Grava	Grava
3	Limos	5	17.15	162	305	Arcilla	Arcilla
4	Arenas y gravas	5	19.60	258	360	Grava	Grava
5	Grava y bloques	12	20.58	532	504	Grava	Grava
6	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

ii) Columna 2

Se encuentra situada en la Margineda. Corresponde al SEV 2 del estudio de prospección sísmica (figura 4.6).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Suelo vegetal	1	13.33	61	212	Arena	Arena
2	Grava y bloques	2	20.58	114	234	Grava	Grava
3	Limos	4	17.15	173	315	Arcilla	Arcilla
4	Arenas y limos con grava	29	19.60	536	518	Grava	Grava
5	Calizas	∞	26.07	23925	2000	Roca	Roca

iii) Columna 3

Se encuentra situada en Santa Coloma. Corresponde al SEV 4 del estudio de prospección sísmica (figura 4.6).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Suelo vegetal	3	13.33	61	212	Arena	Arena
2	Grava	3	20.58	132	251	Grava	Grava
3	Limos	6	17.15	173	315	Arcilla	Arcilla
4	Arenas y grava	21	19.60	273	369	Grava	Grava
5	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

iv) Columna 4

Se encuentra situada en Santa Coloma. Corresponde al SEV 1 del estudio de prospección sísmica (figura 4.6).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Suelo vegetal	1	13.33	44	180	Arena	Arena
2	Grava	2	20.58	93	210	Grava	Grava
3	Arena y grava con limos	15	19.60	184	304	Grava	Grava
4	Limos y arena	20	17.64	621	588	Arcilla	Arcilla
5	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

v) Columna 5

Se encuentra situada en Santa Coloma. Corresponde al SEV 15 del estudio de prospección sísmica (figura 4.6).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Suelo vegetal	1	13.33	61	212	Arena	Arena
2	Grava y bloques	6	20.58	114	234	Grava	Grava
3	Grava y arenas	13	19.60	273	369	Grava	Grava
4	Grava y bloques	13	20.58	114	234	Grava	Grava
5	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

vi) Columna 6

Se encuentra situada en Andorra la Vella. Corresponde al SEV 6 del estudio de prospección sísmica (figura 4.6).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Suelo vegetal	1	13.33	54	200	Arena	Arena
2	Grava y bloques	3	20.58	99	217	Grava	Grava
3	Limos	4	17.15	185	325	Arcilla	Arcilla
4	Grava y arenas	13	19.60	370	430	Grava	Grava
5	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

vii) Columna 7

Se encuentra situada en Andorra la Vella. Corresponde al SEV 9 del estudio de prospección sísmica (figura 4.6).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Suelo vegetal	1	13.30	61	212	Arena	Arena
2	Arena y limos	4	17.64	483	518	Arcilla	Arcilla
3	Grava y arena	2	19.60	273	369	Grava	Grava
4	Limos	2	17.15	173	315	Arcilla	Arcilla
5	Grava y bloques	25	20.58	114	234	Grava	Grava
6	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

viii) Columna 8

Se encuentra situada en Andorra la Vella. Corresponde al SEV 10 del estudio de prospección sísmica (figura 4.6).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Suelo vegetal	1	13.30	61	212	Arena	Arena
2	Grava	3	20.58	132	251	Grava	Grava
3	Limos y arcillas	3	16.66	168	315	Arcilla	Arcilla
4	Arena y grava	24	19.60	273	369	Grava	Grava
5	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

ix) Columna 9

Se encuentra situada en les Escaldes. Corresponde al SEV 7 del estudio de prospección sísmica (figura 4.6).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Suelo vegetal	3	13.30	61	212	Arena	Arena
2	Bloques	5	20.58	114	234	Grava	Grava
3	Limos	8	17.15	173	315	Arcilla	Arcilla
4	Arena y grava	6	19.60	273	369	Grava	Grava
5	Arena	17	18.62	154	285	Arena	Arena
6	Limos	25	17.15	173	315	Arcilla	Arcilla
7	Calizas	∞	26.07	23925	2000	Roca	Roca

4.4.3 Funciones de transferencia

Una vez seleccionados los acelerogramas de entrada y las columnas de suelo con sus propiedades físico – mecánicas se ha calculado la función de transferencia para cada columna de suelo con el programa de cálculo 1D ProShake. Las funciones de transferencia se han obtenido para cada uno de los cuatro acelerogramas seleccionados como registro de entrada en roca (tabla 4.5, figura 4.15). Sólo se presentaran los resultados para uno de los acelerogramas (Sismo 1) ya que no se aprecian diferencias importantes entre los cálculos con los diferentes acelerogramas.

En las figuras 4.16 a 4.20 se representan las funciones de transferencia calculadas en cada columna de suelo. En cada una de las gráficas se ha indicado el valor de la

frecuencia fundamental obtenida con el método de Nakamura en los emplazamientos que se encuentran cercanos a los emplazamientos donde se han definido estas columnas de suelo.

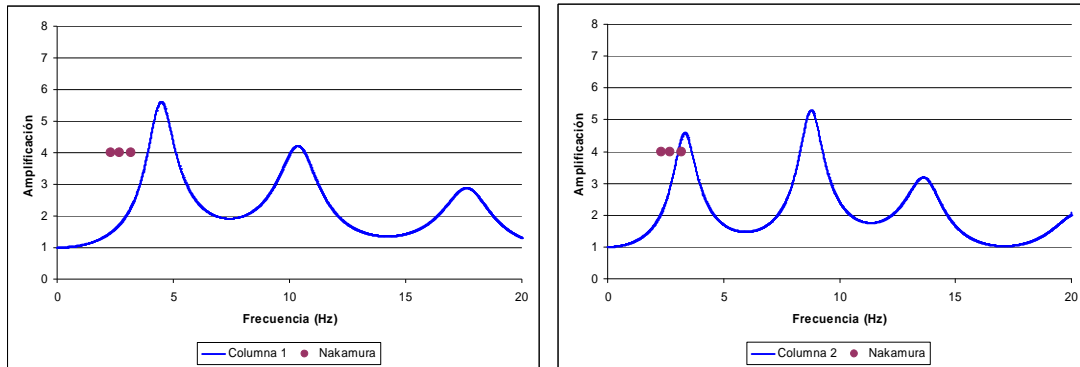


Figura 4.16: Comparación entre la función de transferencia obtenida mediante la aplicación del método 1D lineal equivalente en la columna 1 (izquierda) y la columna 2 (derecha), y los valores de la frecuencia fundamental obtenida mediante el método de Nakamura.

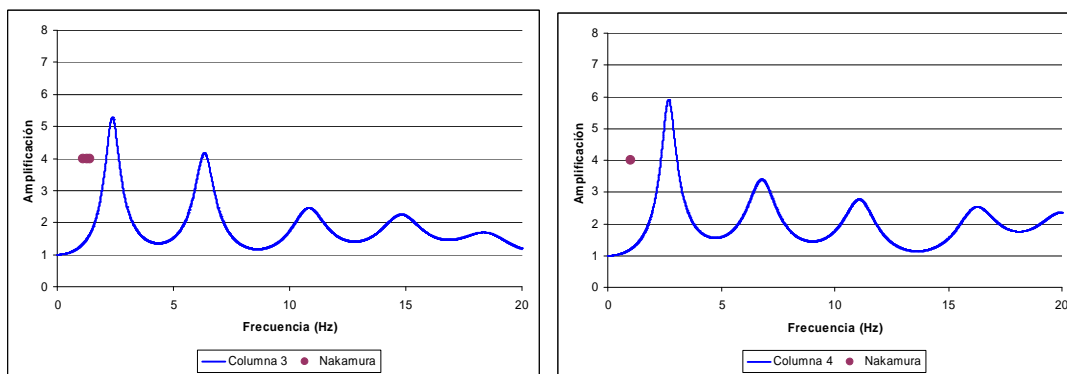


Figura 4.17: Comparación entre la función de transferencia obtenida mediante la aplicación del método 1D lineal equivalente en la columna 3 (izquierda) y la columna 4 (derecha), y los valores de la frecuencia fundamental obtenida mediante el método de Nakamura.

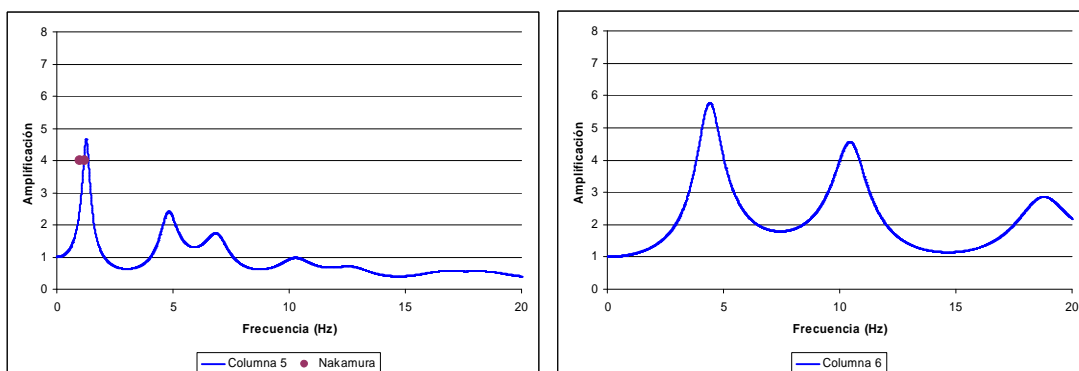


Figura 4.18: Comparación entre la función de transferencia obtenida mediante la aplicación del método 1D lineal equivalente en la columna 5 (izquierda) y la columna 6 (derecha), y los valores de la frecuencia fundamental obtenida mediante el método de Nakamura.

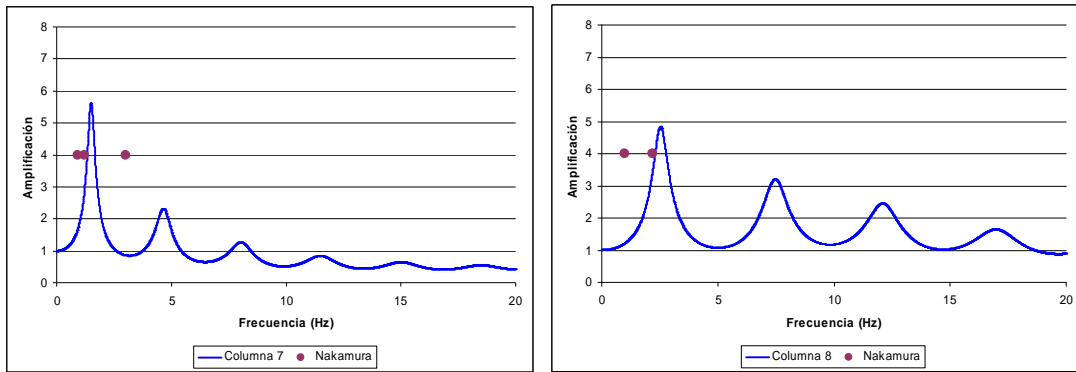


Figura 4.19: Comparación entre la función de transferencia obtenida mediante la aplicación del método 1D lineal equivalente en la columna 7 (izquierda) y la columna 8 (derecha), y los valores de la frecuencia fundamental obtenida mediante el método de Nakamura.

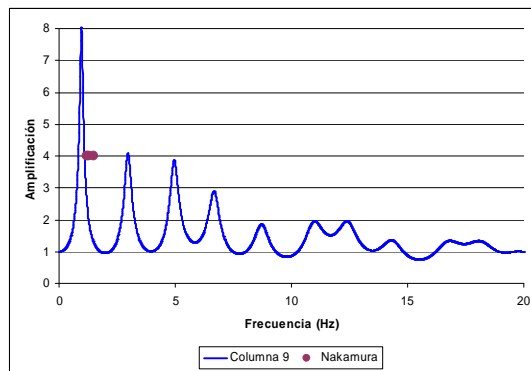


Figura 4.20: Comparación entre la función de transferencia obtenida mediante la aplicación del método 1D lineal equivalente en la columna 9 y los valores de la frecuencia fundamental obtenida mediante el método de Nakamura.

En la tabla 4.6 se muestran los valores de la frecuencia fundamental y de la amplificación de la función de transferencia para las nueve columnas de suelo que se han caracterizado.

Columna	Frecuencia (Hz)	Amplificación
1	4.6	6
2	3.4	5
3	2.4	5
4	2.7	6
5	1.3	5
6	4.5	6
7	1.5	6
8	2.6	5
9	1.0	8

Tabla 4.6: Valor de la frecuencia fundamental y valor de amplificación para cada columna de suelo.

4.5 Zonación

Teniendo en cuenta la información de la geología superficial y profunda obtenida de los mapas geológico y geomorfológico de Andorra (apartado 4.2), los resultados obtenidos con el método experimental H/V (apartado 4.3) y los resultados de la modelización (apartado 4.4) se puede llevar a cabo una zonación de la cubeta de Andorra la Vella en términos del espectro de respuesta en suelo y del incremento de intensidad macrosísmica.

4.5.1 Espectros de respuesta en suelo

Con el programa 1D ProShake se ha calculado el espectro de respuesta en aceleración (SA) a partir de los acelerogramas obtenidos en la cima de la columna de suelo. En la tabla 4.7 se resume el valor del PGA y el comportamiento en función de la frecuencia de la aceleración espectral (SA) del registro en suelo, y la frecuencia fundamental de la función de transferencia para cada una de las columnas.

Columna	PGA (g)	Amplificación SA	Frecuencia (Hz)
1	0.38	Todas frecuencias	4.6
2	0.33	Todas frecuencias	3.4
3	0.29	Todas frecuencias	2.4
4	0.30	Todas frecuencias	2.7
5	0.14	Bajas frecuencias	1.3
6	0.38	Todas frecuencias	4.5
7	0.13	Bajas frecuencias	1.5
8	0.24	Todas frecuencias	2.6
9	0.18	Todas frecuencias	1.0

Tabla 4.7: Valor del PGA y comportamiento en función de la frecuencia de la aceleración espectral (SA) del registro en el suelo, y frecuencia fundamental para cada columna definida.

Se observa que el comportamiento del espectro de respuesta en suelo está relacionado con la frecuencia fundamental de la función de transferencia del suelo:

- Para frecuencias fundamentales del suelo altas ($>3.0\text{Hz}$), columnas 1, 2 y 6, se produce una amplificación para todos los valores de la aceleración espectral, con un valor del PGA entre 0.33g y 0.38g .

- Para frecuencias fundamentales del suelo intermedias ($3.0\text{Hz} - 2.0\text{Hz}$), columnas 3, 4 y 8, se produce una amplificación para todos los valores de la aceleración espectral, con un valor del PGA entre 0.24g y 0.30g .

- Para frecuencias fundamentales del suelo alrededor de 1.4Hz , columnas 5 y 7, se produce una amplificación en las bajas frecuencias del espectro de respuesta del suelo mostrando un importante pico de amplificación alrededor de 0.7s , con un PGA de 0.13g .

- En el emplazamiento con una frecuencia fundamental alrededor de 1Hz , columna 9, se produce amplificación en todas las frecuencias del espectro de respuesta del suelo con un importante pico de amplificación alrededor de 1s , con un valor de PGA de 0.18g .

En las figuras de 4.21 a 4.25 se representan la media de los espectros de respuesta de entrada en roca y en la cima de la columna de los cuatro sismos de entrada seleccionados para cada una de las columnas de suelo.

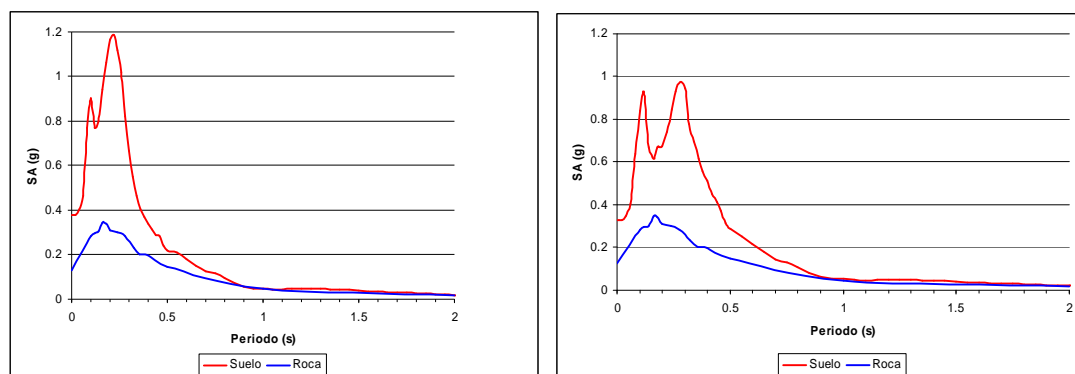


Figura 4.21: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) en roca y calculados en suelo en el extremo superior de la columna 1 (izquierda) y de la columna 2 (derecha).

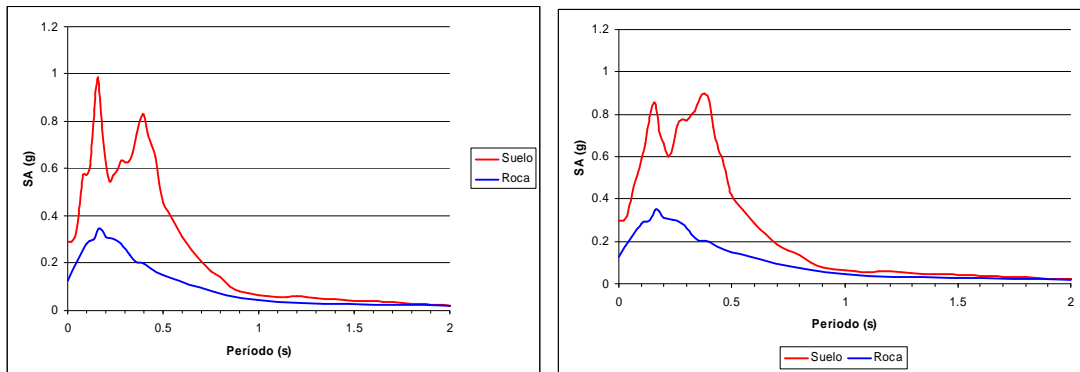


Figura 4.22: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) en roca y calculados en suelo en el extremo superior de la columna 3 (izquierda) y de la columna 4 (derecha).

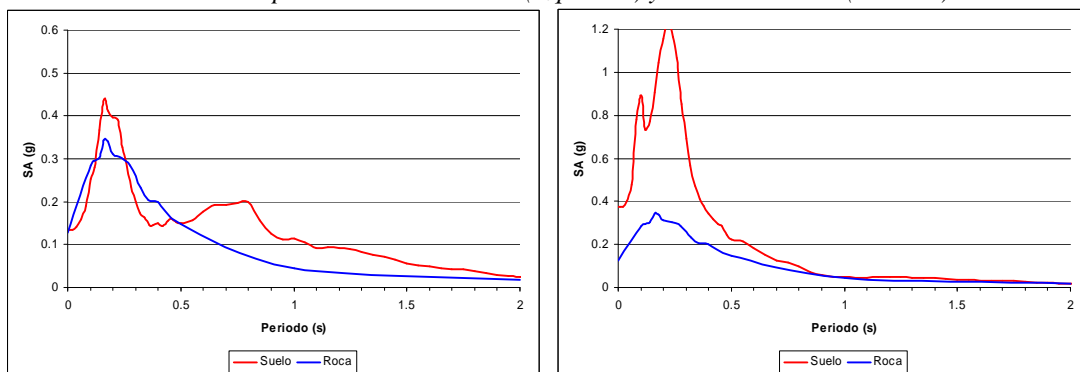


Figura 4.23: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) en roca y calculados en suelo en el extremo superior de la columna 5 (izquierda) y de la columna 6 (derecha).

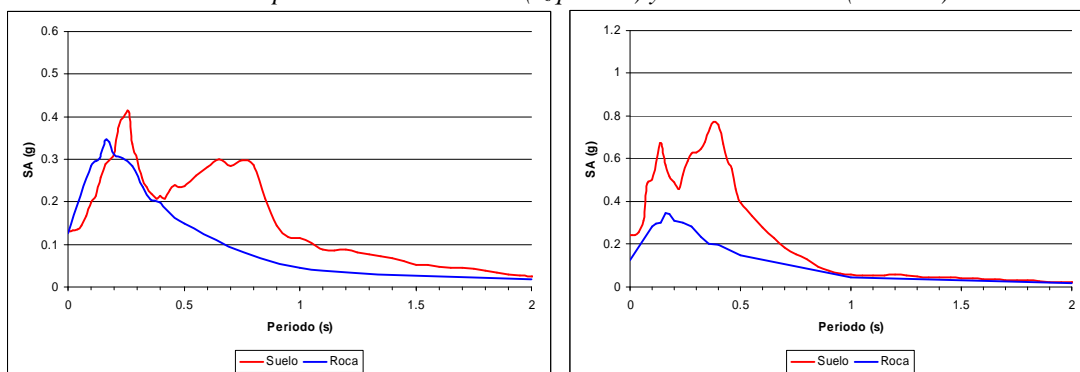


Figura 4.24: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) en roca y calculados en suelo en el extremo superior de la columna 7 (izquierda) y de la columna 8 (derecha).

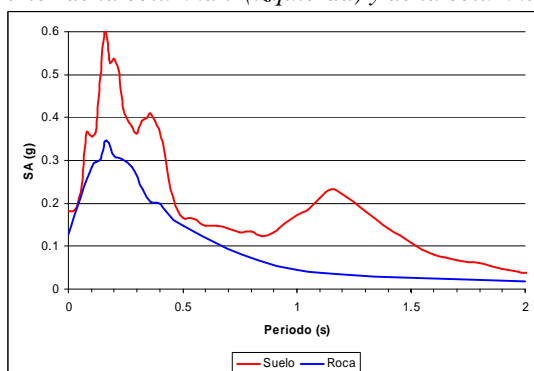


Figura 4.25: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) en roca y calculado en suelo en el extremo superior de la columna 9.

En la figura 4.26 se muestra el mapa con la zonación de la cubeta de Andorra la Vella en función de la forma de los espectros de respuesta. Se han identificado un total de cinco zonas:

Zona 1: Columna 5. El espectro presenta un pico a 0.2 segundos y otro de menor amplitud a 0.8 segundos, con un valor a periodo nulo (PGA) de 0.14g. Corresponde a la zona situada al pie de la ladera del Pic del Carroy que cierra la cubeta por el oeste.

Zona 2: Columna 7. El espectro presenta dos picos, uno a 0.25 segundos y otro alrededor de 0.80 segundos, con un valor a periodo nulo (PGA) de 0.13g. Sector situado en el centro de la cubeta, en la población de Andorra la Vella, comprendido entre el edificio del Govern d'Andorra y el extremo sur del Parc Central.

Zona 3: Columna 9. El espectro presenta un pico a 0.15 segundos y otro de menor amplitud a 1.20 segundos, con un valor a periodo nulo (PGA) de 0.18g. Este sector coincide con el núcleo de les Escaldes, alrededor del Clot d'Emprivat.

Zona 4: Columnas 3, 4 y 8. Los espectros presentan dos picos de similar amplitud, uno a 0.15 segundos y otro a 0.40 segundos, con valores a periodo nulo (PGA) entre 0.24g y 0.30g. Esta zona se extiende del sur de la cubeta, en la Margineda, hacia el norte, hasta el núcleo de Andorra la Vella, cubriendo la mayor superficie de la cubeta.

Zona 5: Columnas 1, 2 y 6. Los espectros presentan dos picos de similar amplitud, uno a 0.10 segundos y otro a 0.20 segundos, con valores a periodo nulo (PGA) entre 0.33g y 0.38g. Zona situada en el extremo sur de la cubeta y al pie de la ladera que cierra la cubeta por el este.

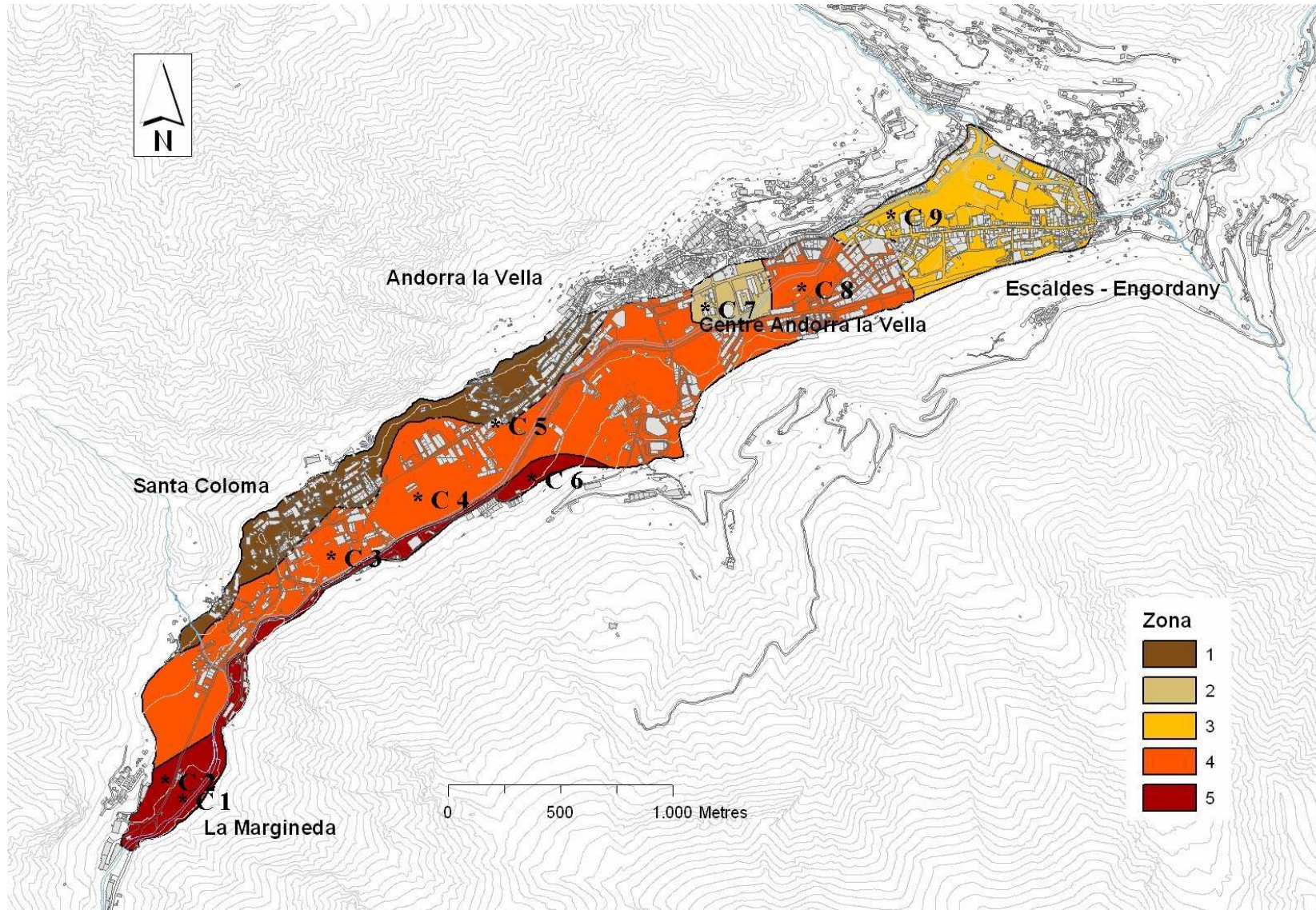


Figura 4.26: Zonación de la cubeta de Andorra la Vella en función de las formas de los espectros de respuesta obtenidos en la cima de las columnas de suelo. Se ha señalado la situación de cada una de las columnas (Macau et al., 2006b).

4.5.2 Cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de intensidad macrosísmica.

Aplicando la relación propuesta en el apartado 2.3.3, para el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de la intensidad macrosísmica a los acelerogramas calculados en la cima de las columnas de suelo, se obtiene el incremento de intensidad para cada una de las columnas de la cubeta de Andorra la Vella (tabla 4.8).

Columna	ΔI				ΔI Medio
	Sismo 1	Sismo 2	Sismo 3	Sismo 4	
1	1.37	1.41	1.34	1.44	+1.5
2	1.40	1.31	1.37	1.39	+1.5
3	1.18	1.15	1.15	1.15	+1.0
4	1.15	1.22	1.15	1.17	+1.0
5	0.21	0.20	0.11	0.17	+0.0
6	1.37	1.43	1.36	1.46	+1.5
7	0.20	0.46	0.34	0.42	+0.5
8	1.05	1.11	1.03	1.05	+1.0
9	0.78	0.90	0.73	0.73	+1.0

Tabla 4.8: Valores del incremento de intensidad en cada columna de suelo de los acelerogramas de entrada en roca y del promedio de todos ellos.

Partiendo de los resultados obtenidos en cada una de las columnas de suelo se ha asignado un incremento de intensidad en cada una de las cinco zonas descritas en la zonación de la cubeta de Andorra la Vella del apartado 4.5.1. En la figura 4.27 se muestra el resultado de esta asignación.

- Zona 1: Sin amplificación. Corresponde a la zona situada al pie de la ladera que cierra la cubeta por el oeste.
- Zona 2: Incremento de 0.5. Sector situado en el centro de la cubeta, en la población de Andorra la Vella.
- Zonas 3,4: Incremento de 1.0. Amplia zona que se extiende de sur a norte en la mayor parte del centro de la cubeta.
- Zona 5: Incremento de 1.5. Zona situada en el extremo sur de la cubeta y al pie de la ladera que cierra la cubeta por el este.

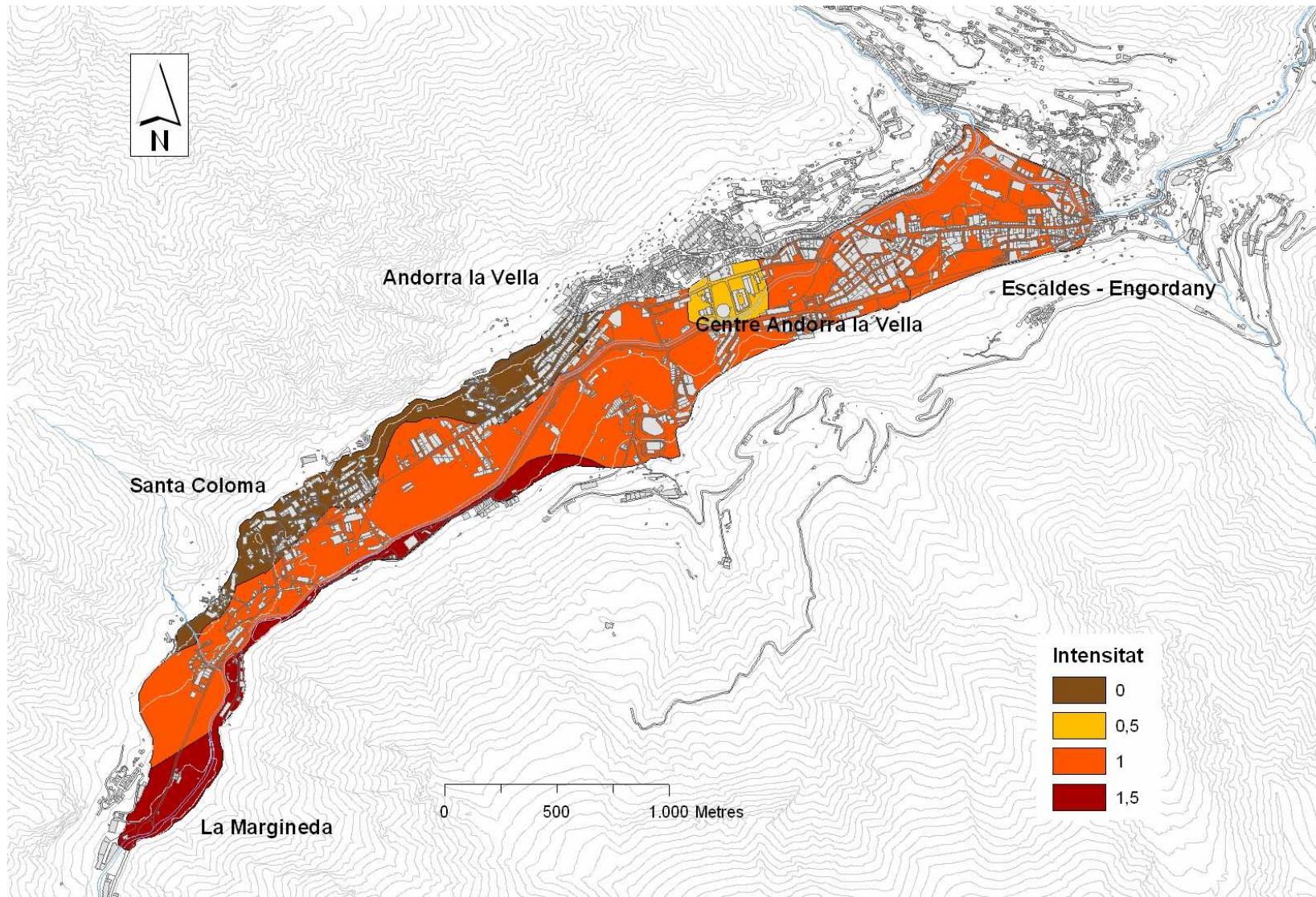


Figura 4.27: Zonación de la cubeta de Andorra la Vella en función de la amplificación del suelo en términos de intensidad (Macau et al., 2006b).

4.6 Zonificación de la peligrosidad local y escenario sísmico determinista local

4.6.1 Mapa de peligrosidad local

Para elaborar el mapa de peligrosidad local se ha partido del escenario probabilista con un periodo de retorno de 475 años, que estima para la zona de Andorra una aceleración máxima del suelo de 0.12 g y una intensidad macrosísmica de VII grados MSK. En los apartados siguientes se determinan los espectros de respuesta e intensidades obtenidos después de considerar los efectos de amplificación del movimiento del suelo de los apartados anteriores que corresponden a la microzonación sísmica a partir de métodos experimentales y métodos numéricos.

i) Espectros de respuesta

En la figura 4.28 se muestra el mapa de la microzonación sísmica de la cubeta de Andorra la Vella, donde se han diferenciado cinco zonas. Los puntos que no se encuentren dentro de alguna de las cinco se consideraran emplazamientos en roca, y se les asociará el espectro de respuesta en aceleraciones para el suelo de referencia propuesto por Secanell et al. (2003) escalado en función del valor de la aceleración máxima del suelo (PGA) obtenido en el estudio de peligrosidad sísmica regional realizado en el proyecto ISARD (0.12g). En la figura 4.29 se muestran los espectros de respuesta en términos de la aceleración propuestos para cada una de las zonas de la figura 4.28 junto con el espectro de referencia en roca.

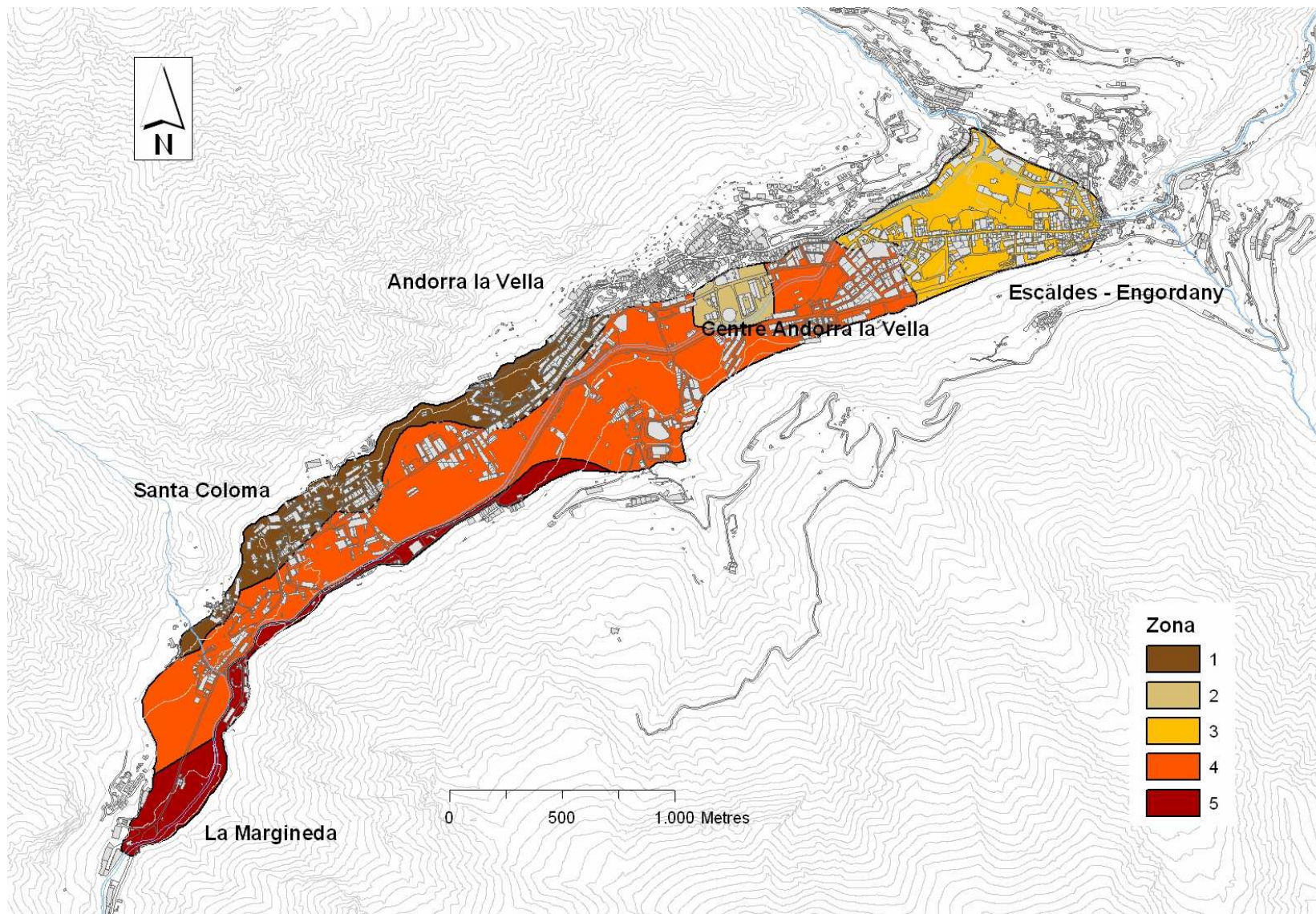


Figura 4.28: Mapa de peligrosidad local de la cubeta de Andorra la Vella en función de los espectros de respuesta en aceleraciones (Macau et al., 2007).

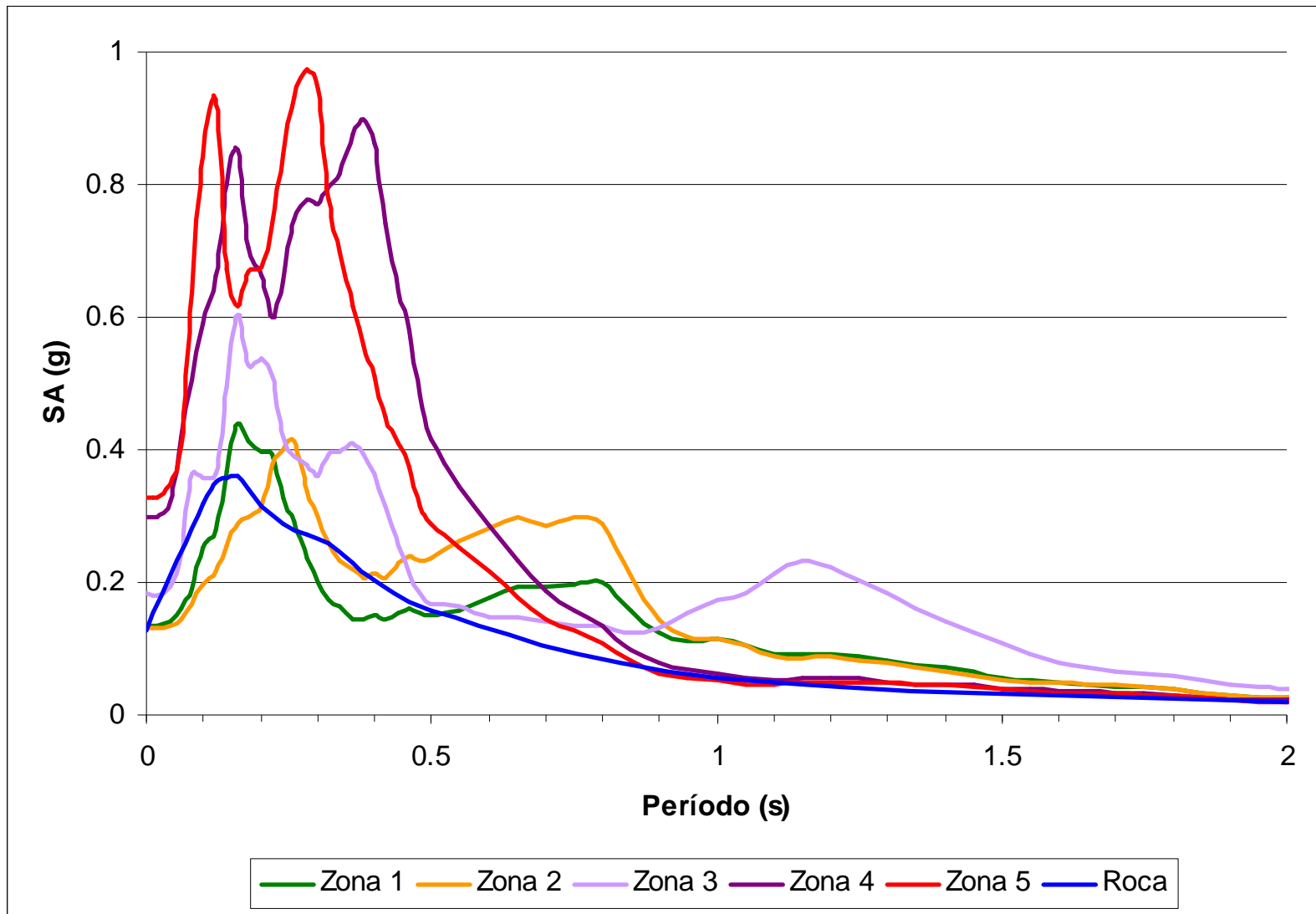


Figura 4.29: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) calculados en cada una de las zonas de la figura 7.6.

ii) Intensidad macrosísmica considerando el efecto local del suelo

Conocida la intensidad esperada en Andorra para un periodo de retorno de 475 años para un suelo de referencia, de VII MSK, y el incremento de intensidad producido por efecto de suelo obtenido en el apartado 4.5, se puede elaborar una zonación de la cubeta de Andorra la Vella con los valores de intensidad macrosísmica esperada en cada zona de la cubeta. Los valores de intensidad varían entre VII y VIII-IX grados en la escala MSK. En la mayor parte de la cubeta, incluyendo los dos núcleos más importantes de población del país, que son Andorra la Vella y les Escaldes, el valor de intensidad macrosísmica es de VIII grados. Los valores más altos de intensidad (VIII – IX) se encuentran en el extremo sur de la cubeta.

En la figura 4.30 se muestra el mapa de peligrosidad local de la cubeta de Andorra la Vella en función de la intensidad macrosísmica esperada en cada zona para un periodo de retorno de 475 años considerando los efectos locales.

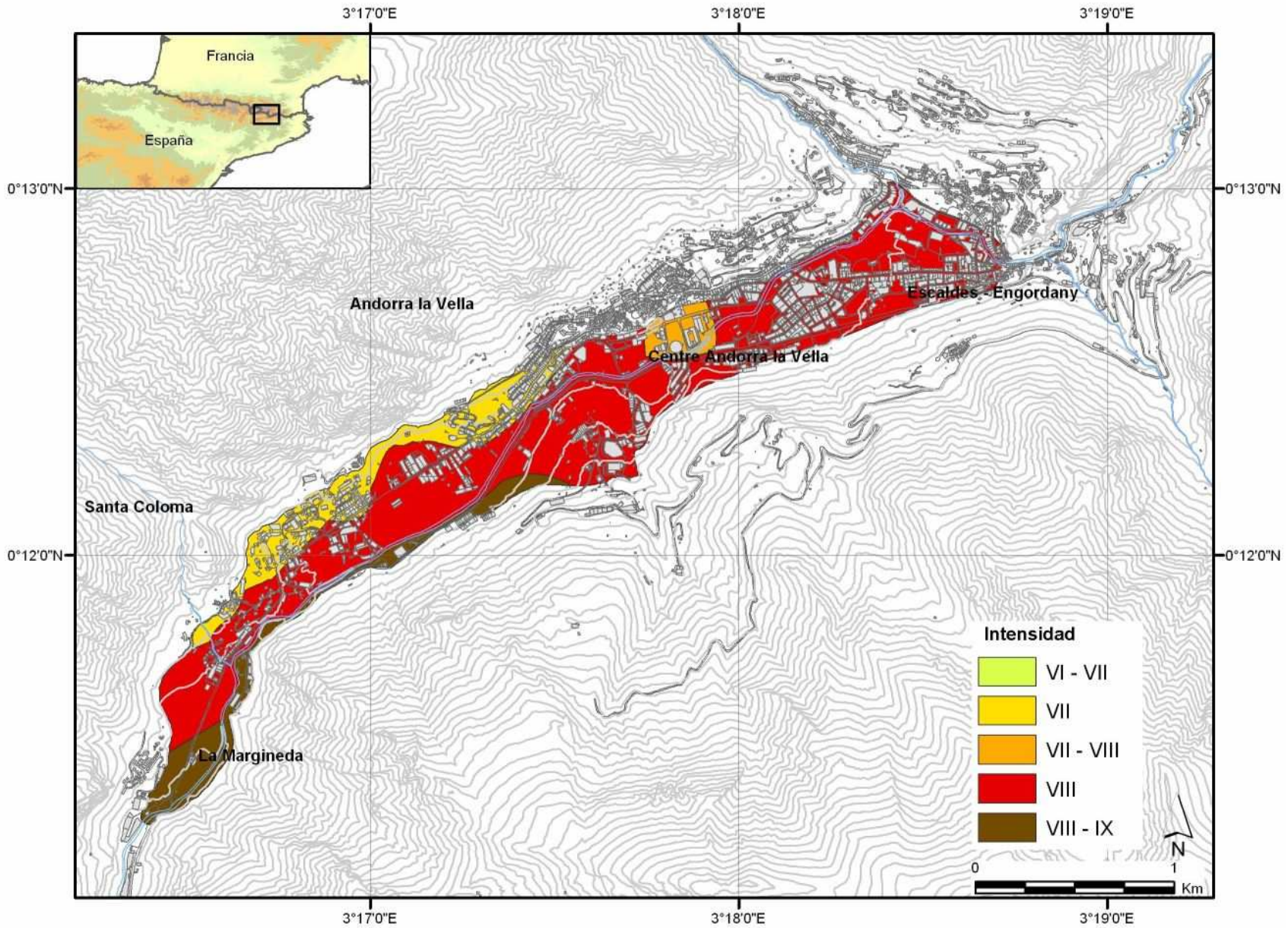


Figura 4.30: Mapa de peligrosidad local de la cubeta de Andorra la Vella en función de la intensidad macrosísmica esperada para $T = 475$ años (Macau et al., 2007).

4.6.2 Escenario sísmico determinista local

Para elaborar el mapa de escenario sísmico local se ha partido del escenario determinista definido por un terremoto análogo al ocurrido el 2 de Febrero de 1428 en la comarca del Ripollès, en los Pirineos Orientales. Según este escenario la intensidad probablemente percibida en todos los municipios de Andorra sería de VI-VII grados en la escala MSK (apartado 3.2.2).

En el apartado 4.5.2 se ha obtenido el incremento de intensidad macrosísmica debido al efecto de suelo para cada zona de la cubeta de Andorra la Vella. En la figura 4.31 se muestra el mapa con los valores de intensidad probablemente percibida en el sismo de 1428 en cada zona de la cubeta, que varían entre VI-VII y VIII grados en la escala MSK. La distribución de los valores de intensidad a lo largo de la cubeta es análoga a la obtenida en el mapa de peligrosidad local de la figura 4.30, pero con medio grado de intensidad menos respecto a esta, debido a la diferencia entre el valor de intensidad para el suelo de referencia del mapa de peligrosidad local y el valor de intensidad del escenario de daños.

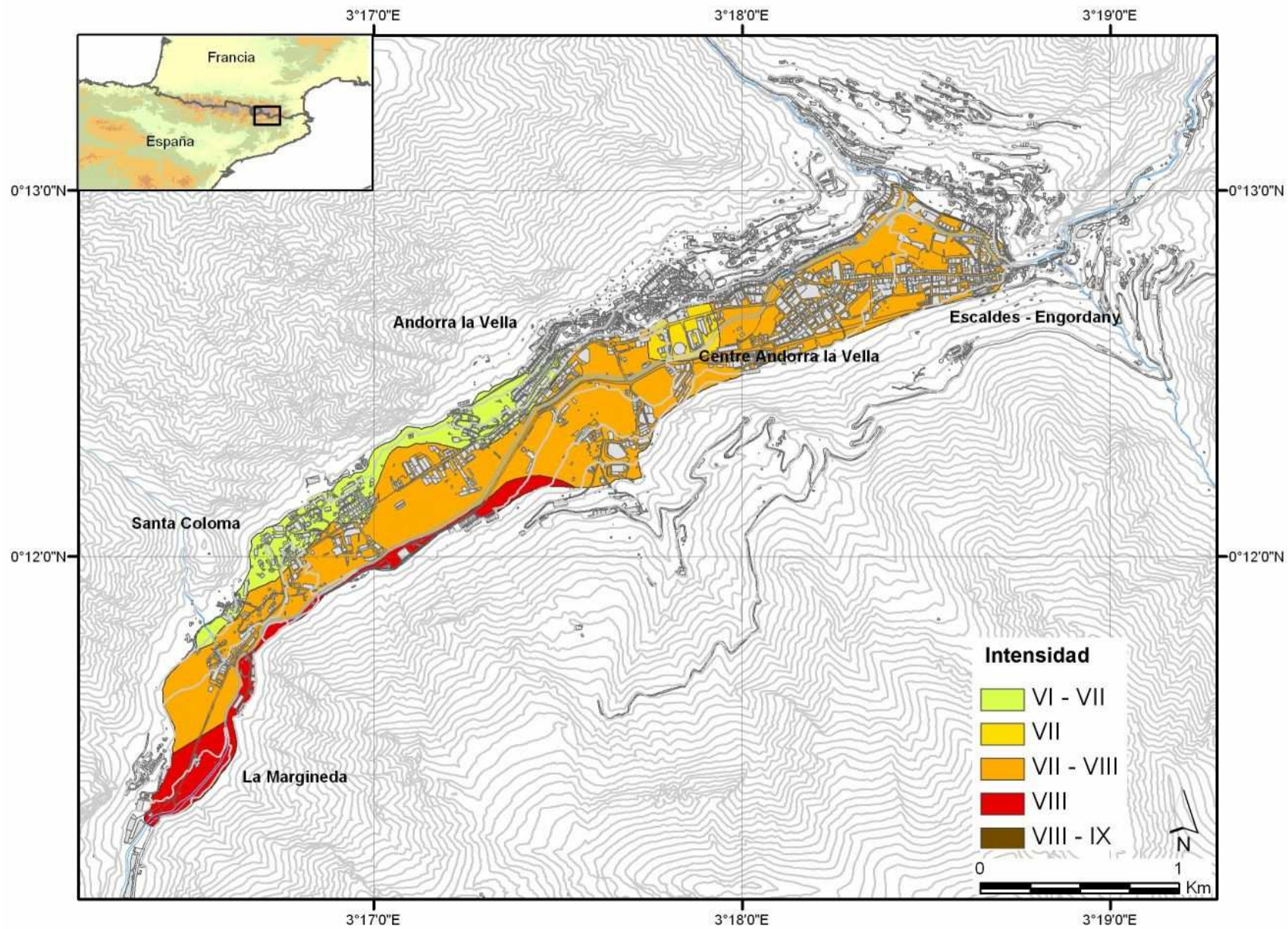


Figura 4.31: Zonación de la cubeta de Andorra la Vella en función de la intensidad macrosísmica probablemente percibida en el sismo de 2 de Febrero de 1428 considerando los efectos locales (Macau et al., 2007).

Capítulo 5

Peligrosidad sísmica a escala local en el valle de la Cerdanya

Las campañas de medida realizadas en el valle de la Cerdanya son del mismo tipo que las realizadas en Andorra, si bien la mayor extensión del área de estudio ha supuesto mayor número de medidas. No sólo hay una diferencia en la extensión de la zona tratada sino también del tipo de cuenca estudiada de edad más antigua y de una mayor profundidad. Por otro lado, además de las técnicas de simulación numérica 1D usadas en la cubeta de Andorra han podido ser completadas con cálculos preliminares 2D.

Los estudios de peligrosidad sísmica mostrados en el capítulo 3 combinados con los resultados de la microzonación sísmica permiten obtener los mapas de peligrosidad sísmica a escala local teniendo en cuenta los efectos de suelo para el valle de la Cerdanya.

Igual que para la cubeta de Andorra, se proponen dos escenarios sísmicos diferentes: un mapa de peligrosidad sísmica para el escenario probabilista, en términos de la intensidad macrosísmica y de la aceleración espectral para un periodo de retorno de 475 años, que denominaremos mapa de peligrosidad local y una evaluación de la peligrosidad para el escenario determinista, en términos de la intensidad macrosísmica, que denominaremos escenario sísmico determinista local.

5.1 Aspectos generales

5.1.1 Situación geográfica de la zona de estudio

El valle de la Cerdanya está situado en la vertiente mediterránea de los Pirineos orientales. El valle de la Cerdanya es una comarca natural, pero políticamente está dividida en dos partes entre Francia y España: Alta Cerdanya (Francia) y Baixa Cerdanya (España). El valle de la Cerdanya queda encajado entre las montañas de los Pirineos, con cimas que se acercan a los tres mil metros, Carlit (2921m) y Puigmal (2909m).

El valle de la Cerdanya comprende una zona rural muy extensa. La distribución de población es dispersa, y se concentra en pequeños núcleos urbanos repartidos entre

Francia y España muy concurridos por el turismo de invierno y verano. La Alta Cerdanya está formada por un total de 27 municipios con su capital en la población de Montlluís. Por otro lado, la Baixa Cerdanya está formada por 17 municipios y su capital es Puigcerdà, el principal núcleo de población de toda la Cerdanya. El valle tiene una superficie de 1086.1 km², esta región natural se divide en un 50.3% para España y un 49.7% para Francia. En 2001 los habitantes del valle de la Cerdanya eran 26500, de ellos el 53.4% (14150 habitantes) corresponden a España y el 46.6% (12350 habitantes) corresponden a Francia. La densidad de población del valle es muy baja, 24 habitantes por kilómetro cuadrado. El mayor número de habitantes se encuentra en la población de Puigcerdà, con 7263 habitantes. De todos modos, se debe tener en cuenta que en periodos de vacaciones el número de habitantes del valle de la Cerdanya es mucho más importante.

Los sectores económicos más importantes del valle son el turismo, tanto en invierno como en verano, y el sector inmobiliario, sobretodo en la Baixa Cerdanya con la construcción de un número importante de segundas residencias en los últimos años. Un dato útil para valorar el incremento de segundas residencias en la Baixa Cerdanya es el número medio de habitantes por edificio de viviendas, que está alrededor de 2 habitantes por edificio (INE, 2007).

5.1.2 Geología

La depresión tectónica de la Cerdanya es una fosa de orientación ENE-WSW, que se sitúa en el bloque oeste del extremo suroeste de la falla del Tet (Pirineos Orientales). Esta fosa, desarrollada durante el Neógeno a consecuencia del movimiento diestro de la falla del Tet, presenta una marcada asimetría entre los márgenes sur y norte. Así, el margen sur, se caracteriza por un conjunto de importantes fallas subverticales de orientación este – oeste y noreste - suroeste que ponen en contacto tectónico los materiales neógenos de la depresión con el zócalo paleozoico. Por otro lado, en el margen norte, mucho más irregular, el contacto entre los materiales de relleno de la fosa y los del zócalo paleozoico de los márgenes, a pesar de ser condicionado por fallas de orientación este – oeste, es básicamente discordante.

La estructura de la fosa de la Cerdanya está condicionada por el movimiento diestro de la falla noreste - suroeste del Tet durante el Mioceno Superior, que origina, en el bloque noroeste del extremo suroeste, una situación local distensiva que da lugar a la formación de la fosa. Así, la fosa resulta de la interacción, principalmente, de fallas de orientación noreste – suroeste, que corresponden al extremo de la falla del Tet, y de fallas este – oeste resultantes de esta distensión local.

A partir del análisis de datos tectónicos y estratigráficos se pueden distinguir dos grandes etapas en la evolución de la fosa de la Cerdanya.

En primer lugar hay la etapa de formación de la fosa y posterior evolución hasta el inicio de la sedimentación de la unidad neógena superior, dentro un ámbito regional caracterizado por el movimiento diestro de la falla del Tet (fallas NE – SW de la Cerdanya), como consecuencia de un movimiento normal a las fallas este – oeste situadas en su extremo. Pequeñas variaciones en la orientación del campo de esfuerzos produjeron en la fosa, durante breves periodos, situaciones compresivas que dieron lugar al movimiento inverso de las fallas este – oeste y a la formación de los pliegues que se encuentran en la unidad neógena inferior, de orientación noroeste – sureste, cuya inflexión de los ejes muestra el movimiento diestro de la falla del Tet.

La segunda etapa es sincrónica con la sedimentación de la unidad neógena superior, de carácter claramente extensiva, que no presenta ninguna dirección preferente de extensión. Se refleja en el movimiento normal de todas las fallas (este – oeste y noreste – suroeste) de la fosa, y en el basculamiento progresivo de esta hacia el sur. La interacción de estos dos fenómenos sincrónicamente con la sedimentación de la unidad superior origina la formación, en las partes más meridionales, de discordancias progresivas.

Los materiales neógenos que rellenan la fosa de la Cerdanya son esencialmente detríticos, con algunos niveles de lignitos. Estos depósitos terrígenos, que llegan a tener un grosor de 800 metros, provienen principalmente de la interacción de los procesos aluviales, fluviales y lacustres desarrollados durante el relleno de la fosa (Cabrerá, 1992).

5.1.3 Sismicidad del valle de la Cerdanya

En los Pirineos, la actividad sísmica más importante se localiza al norte de la zona Axial en la parte central y occidental de la cadena. Los Pirineos orientales, donde se encuentra el valle de la Cerdanya, muestran una sismicidad más moderada y más difusa.

En el año 1373 tuvo lugar un sismo destructor en una amplia zona de la Ribagorça con una intensidad epicentral VIII-IX (Olivera et al., 2006). Entre los años 1427 y 1428 tuvo lugar en el Pirineo Oriental una serie sísmica con una intensidad máxima de IX para el sismo del 2 de Febrero de 1428. El valor de la intensidad percibida en Puigcerdà en el terremoto de 2 de Febrero de 1428 fue de VIII grados en la escala MSK (Olivera et al., 2006). En 1660 la parte central de la cordillera sufrió una sacudida destructora (I=VIII-IX). Durante el siglo XX se han lamentado daños importantes en los seísmos del Valle de Arán en 1923 con una intensidad epicentral de VIII y percibido en distintos municipios del valle de la Cerdanya con una intensidad entre IV y V (Susagna et al., 1994), y el sismo de Arette en 1967 con una intensidad epicentral de VIII.

Como se ha comentado en el capítulo anterior (apartado 4.1.3), a pesar de tratarse de una zona con sismicidad moderada, en la última década se han producido sismos en el Pirineo, con un valor de magnitud comprendido entre 4.0 y 5.2, que han causado daños y pérdidas económicas.

5.2 Recopilación de información

El valle de la Cerdanya es una región extensa, de modo que se ha escogido como zona de estudio un conjunto de cinco perfiles transversales al valle y la población más importante, Puigcerdà. En la figura 5.1 se muestra la distribución de los diferentes perfiles y la situación de la ciudad de Puigcerdà (círculo rojo).

El primer paso para la realización de la microzonación sísmica del valle de la Cerdanya es la recopilación de datos para conocer los materiales que componen las diferentes capas que forman el subsuelo y así poder caracterizar las columnas de suelo representativas del valle.

La información disponible para el valle de la Cerdanya proviene de diferentes estudios:

1. Mapas geológicos 1:50.000 de la serie MAGNA editados por el IGME (Cirés et al., 1994; Cirés et al., en edición).
2. Mapa geológico armonizado del valle de la Cerdanya (Colas et al., 2006).
3. Estudios geotécnicos realizados en el valle de la Cerdanya.
4. Mapa de profundidad del basamento rocoso de la Cerdanya (Rivero 1993).
5. Campaña de registro de ondas superficiales. Método SASW (Bitri et al., 2004).
6. Mapa litoestratigráfico del valle de la Cerdanya (Colas et al., 2006).

5.2.1 Mapas geológicos 1:50.000 de la serie MAGNA editados por el IGME

El Instituto Geológico Minero Español (IGME) ha editado dos mapas geológicos de la serie MAGNA 1:50.000 correspondientes al valle de la Cerdanya: N° 217 (Puigcerdà) (Cirés et al., 1994) y N° 216 (Bellver de Cerdanya) (Cirés et al., en edición). Partiendo de estos mapas se ha obtenido información de la geología superficial del valle de la Cerdanya.

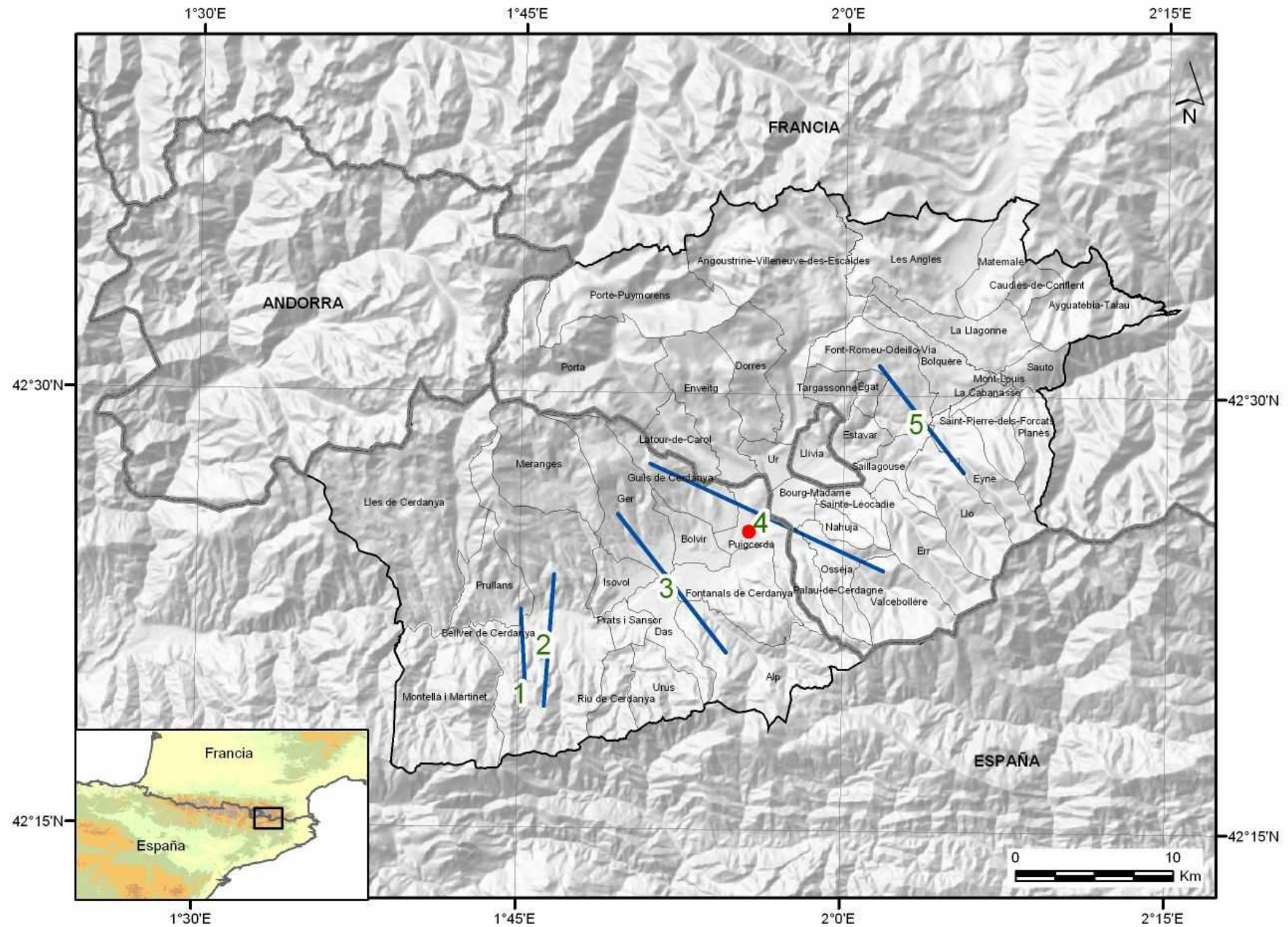


Figura 5.1: Mapa con la situación de los perfiles transversales y la ciudad de Puigcerdà, seleccionados como zona de estudio.

Una información muy útil disponible en los mapas geológicos de la serie MAGNA 1:50.000 son los perfiles geológicos. A partir del mapa geológico de Bellver de Cerdanya se ha realizado el perfil geológico transversal al valle de la Cerdanya de una zona cercana al municipio de Prullans, en el extremo occidental del valle (P1 en la figura 5.1). En la figura 5.2 se presenta este perfil geológico (Cirés et al., en edición) donde se observa la estructura del valle que muestra una falla de una orientación suroeste noreste con una fuerte pendiente en la parte sur. La máxima profundidad del basamento es de alrededor 800 metros y se consigue rápidamente. A partir de este punto el basamento va subiendo suavemente en dirección noroeste hasta que aflora en superficie.

El perfil geológico transversal del valle permite caracterizar la estructura del subsuelo, y a partir de la identificación de las diferentes litologías de los sedimentos mesozoicos que lo rellenan, se pueden asignar los parámetros dinámicos adecuados necesarios para la realización de la modelización sísmica. La interpretación geológica distingue diferentes litologías que se describen en la tabla 5.1 junto con su respectiva codificación de acuerdo con el perfil geológico de la figura 5.2. Estas litologías son las más abundantes y representativas de los suelos blandos para todo el valle.

Código	Descripción
N _{1ab}	Lutitas grises y diatomeas. Arenas. No cimentadas.
N _{1c}	Areniscas laminadas con intercalación de lutitas grises. Arcillas.
N _{1aa}	Conglomerados y areniscas. Gravas.
N _{2bg}	Conglomerados y lutitas rojas. Gravas
N _{2a}	Conglomerados, brechas, areniscas y lutitas rojas.
Basamento rocoso	Calcáreas en el extremo sur, y pizarras en el norte.

Tabla 5.1: Litologías que forman el subsuelo del valle de la Cerdanya.

Partiendo del perfil geológico se ha podido definir la profundidad del basamento así como el grosor de los materiales de las diferentes capas que forman las columnas de suelo donde se realiza la modelización sísmica. En total se han definido cinco columnas representativas a lo largo del perfil.

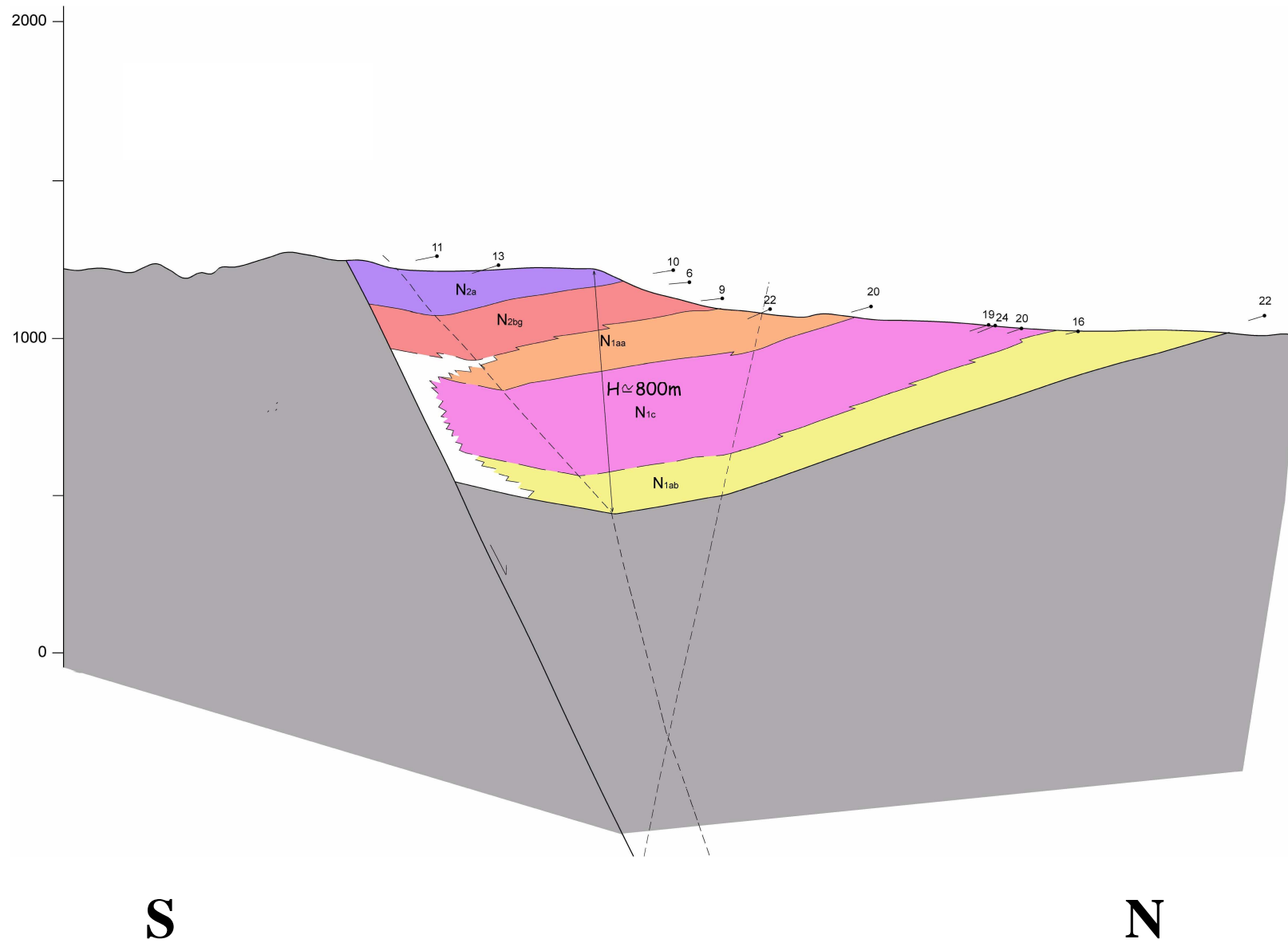


Figura 5.2: Perfil geológico en la zona de Prullans, P1 de la figura 5.1 (Cirés et al., en edición).

5.2.2 Mapa geológico armonizado del valle de la Cerdanya

Uno de los objetivos del proyecto ISARD es la obtención de un mapa geológico armonizado para toda la Cerdanya que una los mapas geológicos disponibles en el lado francés y en el lado español.

Se han utilizado siete mapas a escala 1:50.000 para la armonización litológica: cuatro mapas para el lado francés (Llac et al., 1988; Besson et al., 1990; Guitard et al., 1992; Autran et al. 2004) y tres mapas para el lado español (Cirés et al. 1994; Cirés et al. en edición; Losantos et al. en edición). Del conjunto de la información geológica a los dos lados de la frontera, dentro del marco del proyecto ISARD, se ha llegado a un consenso de topologías litológicas que se detallan en la tabla 5.2. En total se han descrito 22 entidades litológicas que están representadas en el mapa de la figura 5.3.

Este mapa geológico armonizado permite disponer la información de la geología superficial del valle de la Cerdanya, con la misma clasificación de litologías a ambos lados de la frontera.

	Litología principal
Depósitos cuaternarios	Q-Terraplén
	Q-Depósitos de deslizamientos
	Q-Turba
	Q-Coluvión
	Q-Desmoronamiento
	Q-Desmoronamiento y coluvión
	Q-Conos aluviales
	Q-Diamicton
	Q-Arcilla y silts
	Q-Arenas y gravas
Depósitos Neógenos	Arcilla y areniscas o conglomerados
	Arcilla
Otros	Caliza y margas o arcilla
	Rocas ácidas y básicas, y volcánica
	Marga
	Conglomerado
	Roca y arena granítica (dividida)
	Gneis
	Caliza y mármol
	Arenisca y cuarcita
	Arcilla
	Pizarra

Tabla 5.2: Tipologías litológicas utilizadas en el mapa geológico armonizado del valle de la Cerdanya.

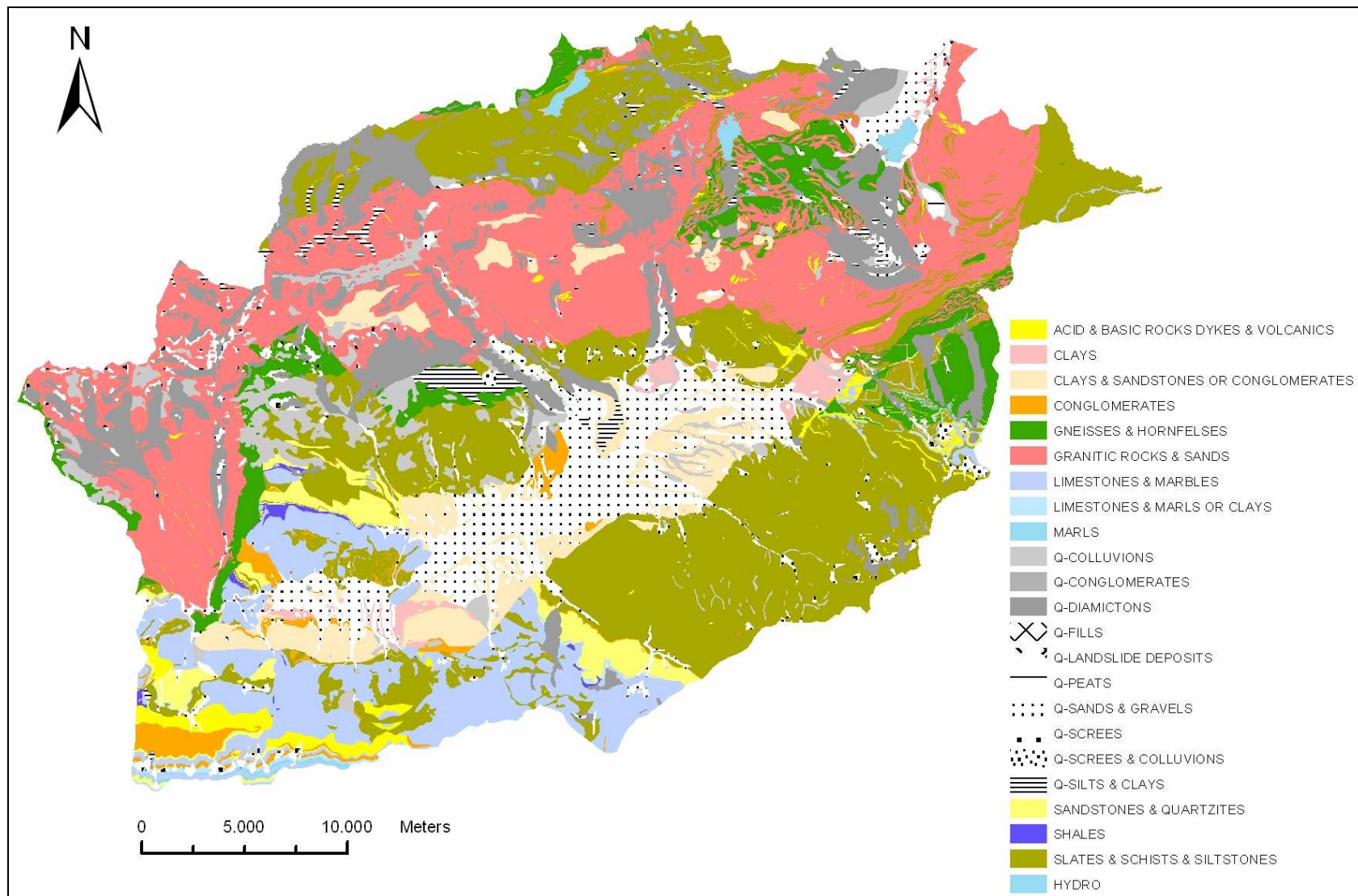


Figura 5.3: Mapa litológico armonizado del valle de la Cerdanya.

5.2.3 Estudios geotécnicos realizados en el valle de la Cerdanya

Al tratarse de una zona de ámbito rural hay escasos estudios geotécnicos, concentrándose la mayor parte en la población de Puigcerdà. También se han localizado algunos estudios geotécnicos en las poblaciones de Alp y Bellver de Cerdanya. Además, en la mayoría de casos los sondeos son muy poco profundos y aportan escasa información para caracterizar las columnas de suelo. De todos modos, la información obtenida de los estudios geotécnicos ha permitido caracterizar las capas más superficiales de las columnas de suelo y también para conocer la profundidad del nivel freático, dato necesario para la modelización 1D con el programa ProShake.

5.2.4 Mapa de profundidad del basamento rocoso del valle de la Cerdanya

Se ha partido del mapa de profundidades del valle de la Cerdanya propuesto por Rivero (1993) en el Estudio Gravimétrico del Pirineo Oriental modificando el mapa de profundidad del basamento rocoso en función de los valores de la frecuencia fundamental obtenidos en la aplicación del método de Nakamura a las medidas de ruido sísmico realizadas en la campaña de Julio de 2004 que se presenta más adelante (apartado 5.3).

En la bibliografía se pueden encontrar diferentes correlaciones empíricas que relacionan la frecuencia fundamental del suelo y la profundidad del basamento rocoso (Ibs-von Seht y Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2000). Se ha utilizado la siguiente correlación, propuesta por Ibs-von Seht y Wohlenberg (1999), para calcular la profundidad del basamento rocoso:

$$m = 146 \cdot f^{-1.375} \quad (5.1)$$

donde m es la profundidad del basamento rocoso en metros y f es la frecuencia fundamental del suelo.

En la figura 5.4 se muestra el mapa de la profundidad del basamento obtenido para el valle de la Cerdanya obtenido.

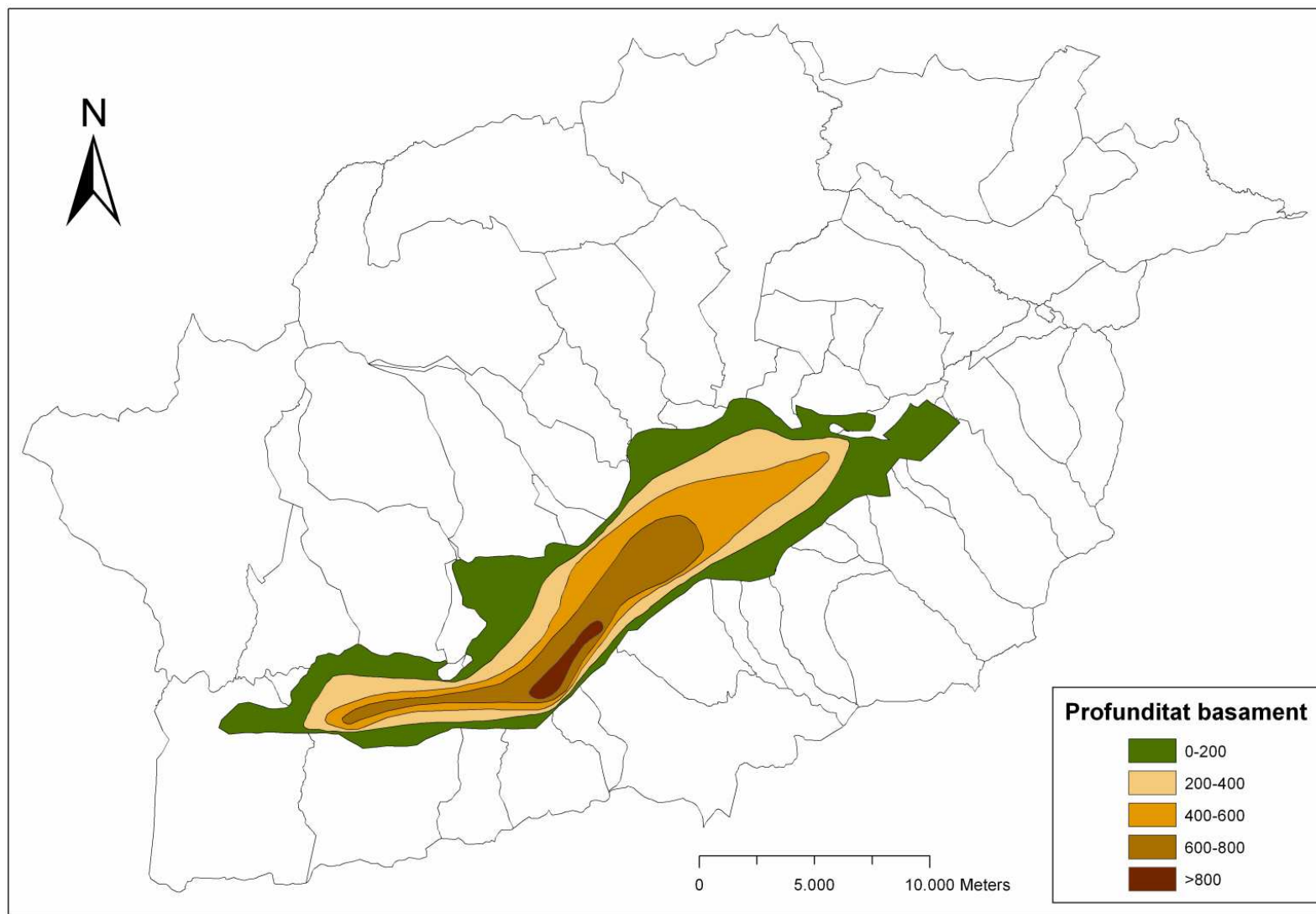


Figura 5.4: Mapa de la profunditat del basament (en metres) del valle de la Cerdanya.

5.2.5 Campaña de registro de ondas superficiales. Método SASW

Durante el mes de Julio de 2004 se realizó una campaña de registro de ondas superficiales en el valle de la Cerdanya por parte del mismo equipo de geofísica del BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) que también realizó la campaña en Andorra (Bitri et al., 2004), y que permite determinar, aplicando el método SASW (Spectral Analysis of Surface Waves), perfiles verticales de la velocidad de las ondas de cizalla (Vs).

En la figura 5.5 se muestra un mapa con la situación de los diferentes emplazamientos donde se ha medido la velocidad de las ondas superficiales. Se utilizaron distintos criterios para la seleccionar los emplazamientos, por un lado, se ha pretendido caracterizar la velocidad de las ondas de cizalla de las diferentes litologías que se encuentran en el valle de la Cerdanya, tanto los suelos blandos como las rocas. Por otro lado se ha intentado obtener valores de la velocidad de las ondas de cizalla a lo largo de todo el valle. De este modo se han obtenido diferentes medidas de la velocidad de las ondas de cizalla de la misma litología situada en diferentes emplazamientos.

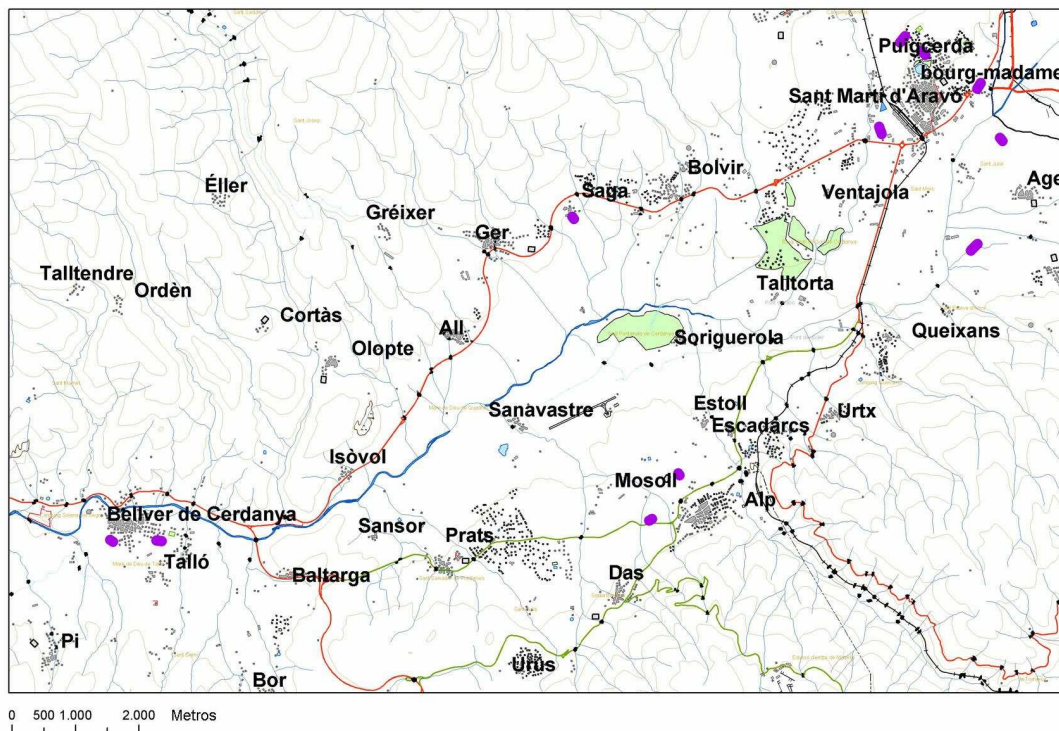


Figura 5.5: Situación de los emplazamientos donde se han realizado medidas de SASW en el valle de la Cerdanya (señalados por puntos de color rojo).

Del mismo modo que en al cubeta de Andorra la Vella, se han utilizado los registros de ondas superficiales para caracterizar los materiales que forman el subsuelo del valle de la Cerdanya en función del valor de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s), y así utilizar estos parámetros para calcular, en la simulación numérica 1D, la amplificación del movimiento del suelo debida a efectos de suelo.

En la tabla 5.3 se muestra el valor del parámetro V_{s30} , que representa el valor promedio de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) de los primeros 30 metros de suelo, calculado para aquellas litologías en las que se ha obtenido el perfil vertical de la velocidad de las ondas de cizalla. La velocidad de las ondas de cizalla en los treinta primeros metros (V_{s30}) se define como:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_i}} \quad (5.2)$$

donde h_i y V_i son la potencia y la velocidad de las ondas de cizalla en cada uno de los niveles i , respectivamente. N es el número de estratos considerados en los treinta primeros metros.

Descripción de la litología	V_{s30} (m/s)
Turba	460
Arenas y gravas	522
Colusión	356
Diamicton	532
Arcilla y silts	517
Arcilla y areniscas o conglomerados	467
Pizarra y esquistos	482
Roca y arena granítica	806
Gneis	347

Tabla 5.3: Valores de V_{s30} de las litologías del valle de la Cerdanya.

La clasificación de suelos del Eurocódigo EC8 (CEN, 2003), definida para el diseño de estructuras sismorresistentes en la Unión Europea, agrupa los suelos en diferentes clases en función del valor del promedio de la velocidad de las ondas de cizalla de los primeros 30 metros del subsuelo (V_{s30}). A cada clase de suelo EC8 se le ha asignado un espectro de respuesta en términos de la aceleración. En la tabla 5.4 se muestran las condiciones de la clasificación de suelos del Eurocódigo EC8.

Clase de suelo	Descripción del perfil estratigráfico	V_{s30} (m/s)
A	Roca u otra formación con menos de 5 metros de material meteorizado en superficie.	> 800
B	Depósitos de arena densa, grava o arcilla muy dura de varios metros de potencia caracterizada por un incremento de sus propiedades mecánicas en profundidad.	360 – 800
C	Depósitos profundos de arena densa a medio densa, grava o arcilla dura con potencias de varias decenas a centenares de metros.	180 – 360
D	Depósitos de suelos sueltos a medio cohesivos (cono sin niveles cohesivos blandos) o bien suelos cohesivos blandos a duros predominantemente.	< 180
E	Perfil de suelo que consiste en un nivel aluvial en la superficie con valores V_{s30} de la clase C o D y potencia variable entre 5 y 20 metros situados sobre un material más duro de $V_{s30} > 800\text{m/s}$.	-

Tabla 5.4: Condiciones de la clasificación de suelos EC8 (CEN, 2003).

Partiendo de los valores obtenidos del parámetro V_{s30} y de la interpretación y análisis de las litologías que se encuentran en el valle de la Cerdanya se han agrupado los materiales según la clasificación EC8. En el mapa de la figura 5.6 se muestra una zonación del valle de la Cerdanya en función de la clase de suelo EC8. Como se observa en la figura, la mayor parte de la superficie del valle está ocupada por rocas y suelos duros, tipos A y B, de manera que no se esperan amplificaciones importantes en la mayor parte de los emplazamientos del valle.

La clasificación de suelos del Eurocódigo EC8 permite evaluar rápidamente los suelos de la región de estudio, pero hay que tener en cuenta que sólo es representativa de los primeros 30 metros de subsuelo. No considera las capas más profundas del subsuelo y en regiones con el basamento rocoso profundo, como el caso del valle de la Cerdanya, no es una clasificación útil para determinar la respuesta del suelo.

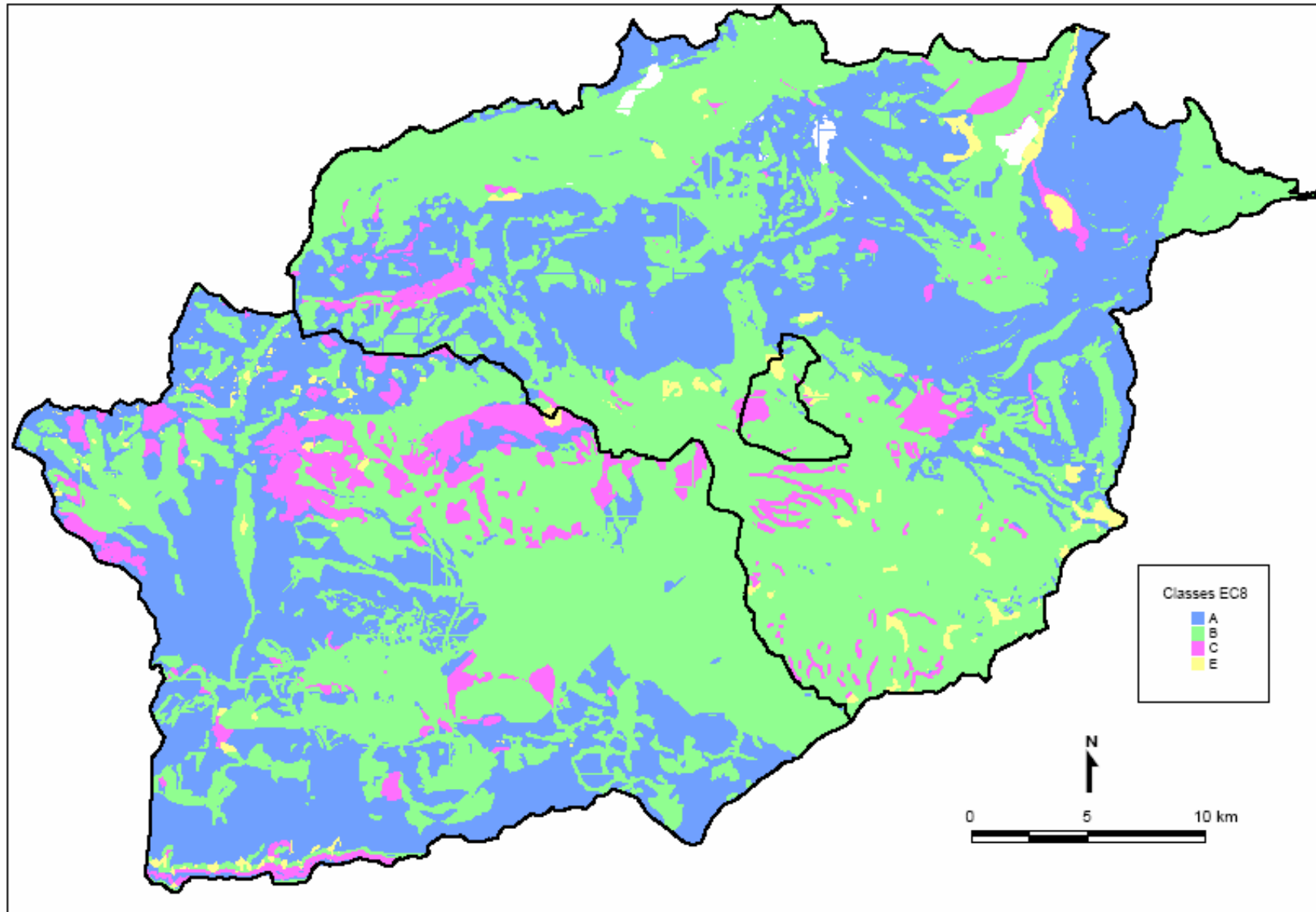


Figura 5.6: Mapa del valle de la Cerdanya en función de la clasificación del suelos del Eurocódigo EC8 (ISARD, 2005).

5.2.6 Mapa litoestratigráfico del valle de la Cerdanya

A partir del mapa geológico armonizado del valle de la Cerdanya se ha realizado el correspondiente mapa geotécnico del valle basado en un mapa litoestratigráfico simplificado incluyendo información de:

- Medidas geofísicas (SASW y H/V).
- Datos (características de las capas que forman la columna de suelo) de los pozos de la base de datos del BRGM.
- Síntesis geológica y geofísica de la cuenca Neógena de la Cerdanya.

Considerando cada entidad litoestratigráfica y los correspondientes valores de Vs30 para los mayores depósitos, se ha supuesto que algunas zonas tienen el mismo comportamiento en términos de la respuesta sísmica. El mapa final, figura 5.7, genera cinco clases geotécnicas diferentes:

- R: Formaciones rocosas y depósitos cuaternarios de menos de 5 metros de profundidad.
- Nb: Depósitos neógenos.
- Qb: Depósitos cuaternarios cubriendo los depósitos neógenos.
- S: Depósitos cuaternarios blandos cubriendo depósitos cuaternarios duros.
- E: Depósitos blandos finos cubriendo el basamento rocoso (de 5 a 20 metros de profundidad).

El mapa de la zonación geotécnica del valle de la Cerdanya será de gran utilidad durante la realización de la microzonación sísmica del valle, ya que, tratándose de una zona tan extensa, permitirá diferenciar y limitar cada una de las zonas. Caracterizando la amplificación del movimiento del suelo de cada una de las clases geotécnicas se obtendrá la microzonación sísmica del valle.

En la tabla 5.5 cada clase geotécnica se ha relacionado con alguna de las clases de suelo definidas en la clasificación Eurocódigo EC8 (CEN, 2003).

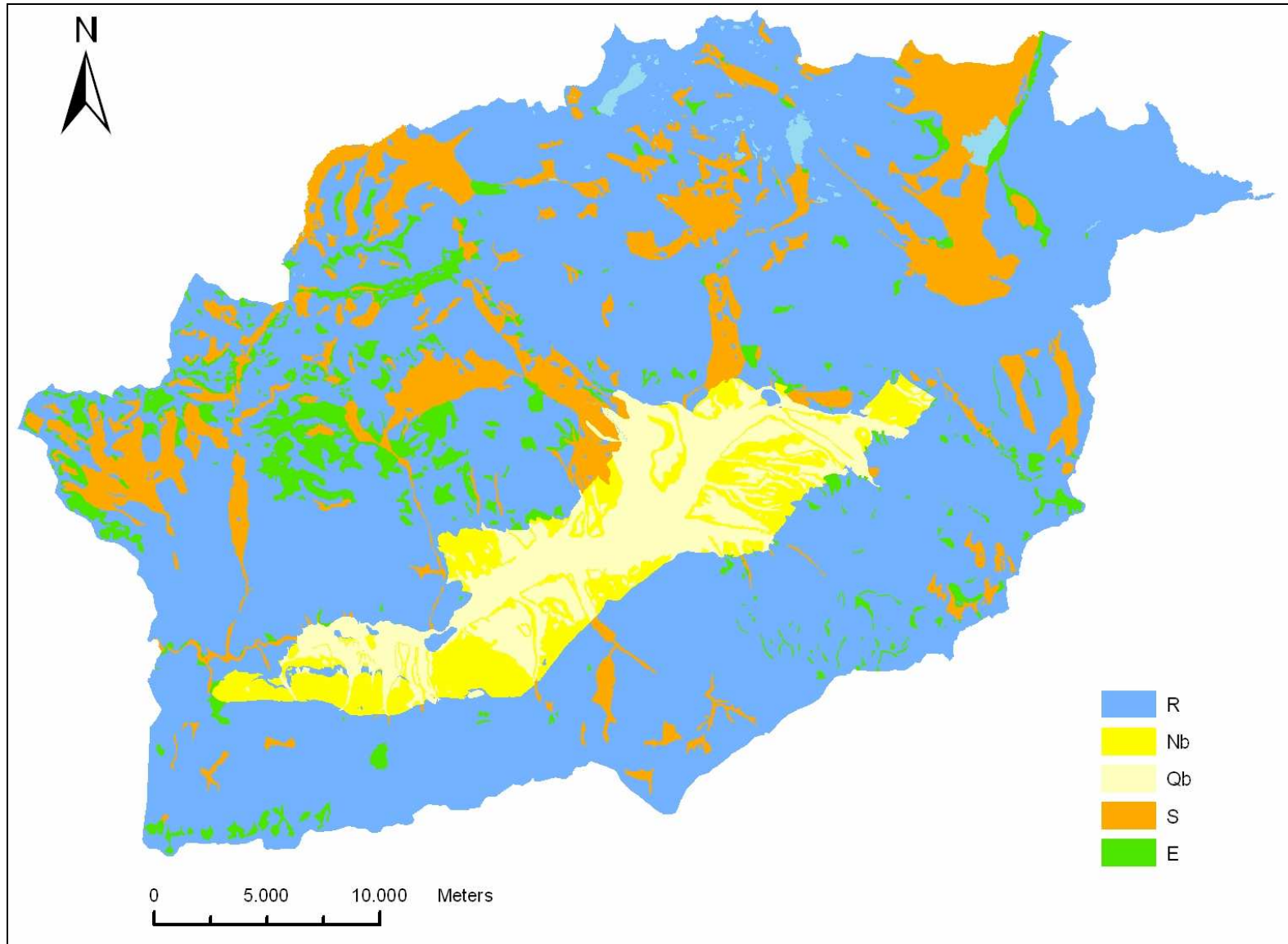


Figura 5.7: Mapa de zonación geotécnica del valle de la Cerdanya. R: Formaciones rocosas y depósitos cuaternarios de menos de 5 metros de profundidad. Nb: Depósitos neógenos. Qb: Depósitos cuaternarios cubriendo los depósitos neógenos. S: Depósitos cuaternarios blandos cubriendo depósitos cuaternarios duros. E: Depósitos blandos finos cubriendo el basamento rocoso (de 5 a 20 metros de profundidad).

	A Vs>800m/s	B 800>Vs>360m/s	C 360>Vs>180m/s	D Vs<180m/s	E (*)
R					
Nb					
Qb					
S					
E					

Tabla 5.5: Clasificación de los suelos del valle de la Cerdanya en términos de las clases de suelo propuestas en el EC8. (: Perfil de suelo consistente en un capa con valores de V_{s30} de clase C o D y un grosor que varía entre 5 y 20 metros, sobre una capa de materiales con $V_s > 800\text{m/s}$).*

5.3 Método del cociente espectral H/V

5.3.1 Recogida de los datos Campañas de medidas

Las campañas de medidas de ruido sísmico se han realizado entre el 28 de Junio y el 9 de Julio de 2004 en la comarca de la Cerdanya. Se han realizado medidas de ruido sísmico en la ciudad de Puigcerdà (distribuidas a lo largo de una malla) y en cuatro perfiles:

- Perfil de Bellver de Cerdanya (P2 en la figura 5.1) con orientación norte – sur.
- Perfil que une las poblaciones de Alp y Ger (P3 en la figura 5.1).
- Perfil que va de la población de Osseja a Puigcerdà (P4 en la figura 5.1).
- Perfil que va de la población de Eina a Font Romeu (P5 en la figura 5.1) en la Cerdanya francesa.

En el perfil P1 de la figura 5.1, situado cerca de la población de Prullans, del que se dispone del corte geológico representativo de la Cerdanya, no se han realizado medidas de ruido sísmico debido a su proximidad con el perfil de Bellver de Cerdanya (P2 en la figura 5.1), ya que en los dos perfiles se obtendrían resultados parecidos.

En el municipio de Puigcerdà la mayoría de las medidas se realizaron de noche para evitar posibles perturbaciones del registro, ya que es una ciudad con una intensa actividad diurna. Los perfiles se encuentran en zonas rurales y permiten realizar las medidas de ruido sísmico en horas diurnas sin tener demasiadas interferencias debidas a la actividad humana. En total se realizaron unos 350 registros en 115 emplazamientos diferentes.

La metodología y el equipo utilizados durante la campaña de medidas de ruido sísmico del valle de la Cerdanya son los mismos que los utilizados durante la campaña de la cubeta de Andorra la Vella (ver apartado 4.3.1).

5.3.2 Determinación de la frecuencia fundamental

Se ha determinado la frecuencia fundamental siguiendo la metodología propuesta en el apartado 4.3.2 para el estudio de los resultados de las medidas de ruido sísmico en la cubeta de Andorra la Vella.

Los resultados se han analizado de forma independiente en cada uno de los perfiles y en la ciudad de Puigcerdà.

Perfil de Bellver de Cerdanya

En el perfil de Bellver de Cerdanya, P2 de la figura 5.1, la frecuencia fundamental varía desde 0.42Hz hasta 4.00Hz y presenta un mínimo en el extremo sur del perfil y va aumentando a medida que avanzamos en dirección norte, con un máximo de 1.50Hz en el extremo. En la figura 5.8 se muestra una gráfica con las curvas del cociente espectral H/V, calculadas en los diferentes emplazamientos donde se han realizado medidas de ruido sísmico, a lo largo del perfil ordenadas de sur a norte. La curva roja señala la evolución de la frecuencia fundamental a lo largo del perfil.

Comparando la distribución de las frecuencias fundamentales a lo largo del perfil con el perfil geológico transversal al valle de la Cerdanya realizado cerca del municipio de Prullans (figura 5.2) se comprueba que la variación de la frecuencia fundamental responde a la geometría del basamento, con un mínimo de frecuencia fundamental donde el basamento es más profundo y un máximo donde el basamento es más superficial.

Dentro del perfil de Bellver de Cerdanya hay un emplazamiento que presenta un valor de la frecuencia fundamental de 4.00Hz, que no sigue la distribución de la frecuencia fundamental a lo largo del perfil. Este emplazamiento corresponde a un punto muy cercano al núcleo antiguo de Bellver de Cerdanya. Este valor elevado de la frecuencia fundamental puede ser causado por la presencia de un estrato de suelos blandos muy delgado, ya que el pueblo de Bellver de Cerdanya está construido sobre un afloramiento rocoso.

3: Bellver Section

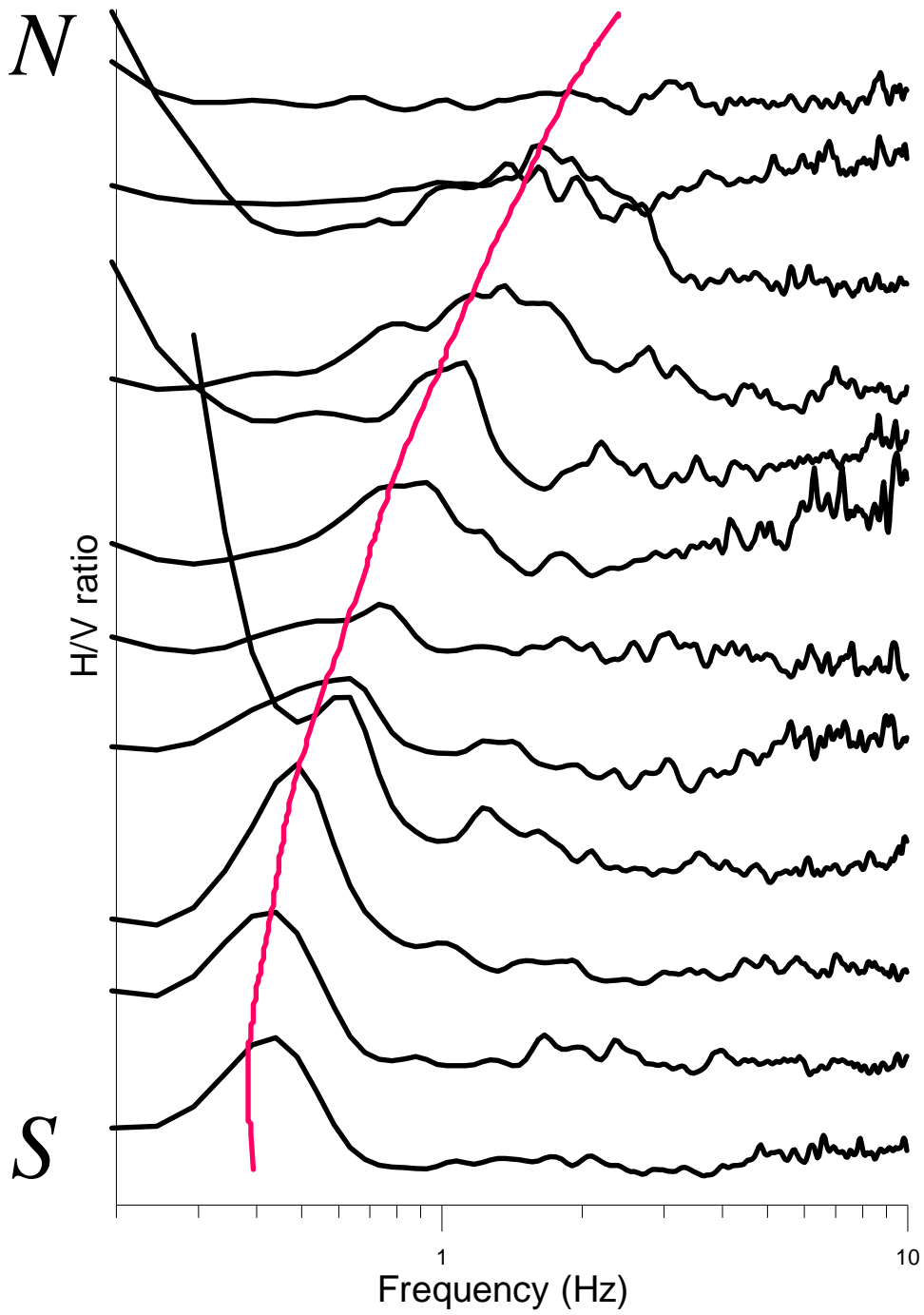


Figura 5.8: Distribución de las curvas del cociente espectral H/V en el perfil de Bellver de Cerdanya. La curva roja señala la evolución de la frecuencia fundamental a lo largo del perfil.

Perfil Alp - Ger

En el perfil Alp – Ger , P3 de la figura 5.1, la frecuencia fundamental varía desde 0.32Hz hasta 5.00Hz. La distribución presenta los máximos de la frecuencia fundamental en los extremos del perfil y el mínimo en su mitad. Este comportamiento es similar al observado en el perfil de Bellver de Cerdanya. Los máximos de la frecuencia fundamental corresponden a los mínimos de profundidad del basamento, y los mínimos de frecuencia fundamental a los máximos de la profundidad. En la figura 5.9 se muestra una gráfica con las curvas del cociente espectral H/V calculadas en los diferentes emplazamientos donde se han realizado medidas del ruido sísmico a lo largo del perfil ordenadas de sur a norte. La curva roja señala la evolución de la frecuencia fundamental al lo largo del perfil.

En este perfil, y en particular alrededor de la población de Alp, es donde el Estudio gravimétrico de los Pirineos Orientales (Rivero, 1993) estima la máxima profundidad del basamento en la fosa de la Cerdanya, aproximadamente de unos 800 metros. Partiendo de la relación aproximada (Bard, 1985):

$$v = \frac{V_s}{4 \cdot H} \quad (5.3)$$

donde v es la frecuencia fundamental del suelo, V_s es la velocidad promedio de propagación de las ondas de cizalla en el relleno sedimentario del valle y H la profundidad del basamento. Si en el punto de máxima profundidad del basamento, $H=800$ metros, se considera una velocidad de las ondas de cizalla de $V_s=900\text{m/s}$ se obtiene una frecuencia fundamental del suelo aproximada de 0.3Hz. Se comprueba así que, tomando un valor elevado para la velocidad de las ondas de cizalla, el valor de la frecuencia fundamental de suelo calculada a partir de la profundidad máxima del basamento rocoso deducida del Estudio gravimétrico de los Pirineos Orientales se ajusta a la frecuencia fundamental mínima obtenida con el método del cociente espectral H/V que es de 0.32Hz.

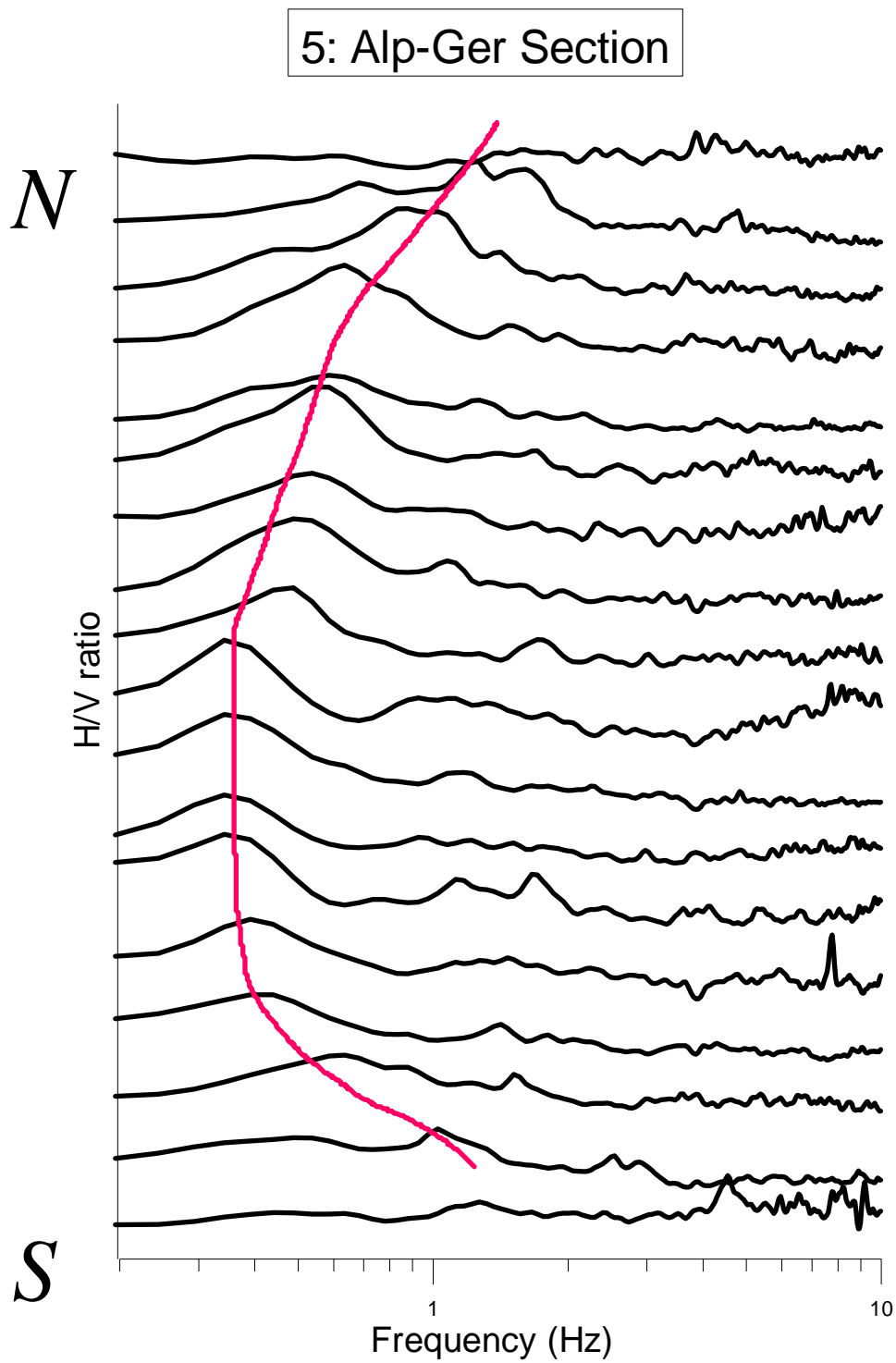


Figura 5.9: Distribución de las curvas del cociente espectral H/V en el perfil de Alp – Ger. La curva roja señala la evolución de la frecuencia fundamental a lo largo del perfil.

Perfil Osseja - Puigcerdà

En el perfil Osseja – Puigcerdà, P4 de la figura 5.1, la frecuencia fundamental varía desde 0.35Hz hasta 2.20Hz. La distribución que sigue presenta los máximos de frecuencia fundamental en los extremos del perfil y el mínimo en su mitad. Esta distribución es similar a la observada en los perfiles de Bellver de Cerdanya y de Alp – Ger. El perfil Osseja – Puigcerdà presenta una diferencia respecto al perfil Alp – Ger, el perfil no es perpendicular a la estructura geológica, por tanto es de esperar que las pendientes de las fallas estén suavizadas.

Este comportamiento también se observa en la variación de la frecuencia fundamental a lo largo del perfil. En la figura 5.10 se muestra una gráfica con las curvas del cociente espectral H/V a lo largo del perfil, ordenadas de sureste a noroeste. La curva roja señala la evolución de la frecuencia fundamental a lo largo del perfil.

Perfil Font Romeu - Eina

La variación de la frecuencia fundamental en este perfil, P5 de la figura 5.1, no tiene un comportamiento tan homogéneo como en el resto de perfiles que se han estudiado en el valle de la Cerdanya. En muchos emplazamientos no se observa que la curva del cociente espectral H/V tenga un máximo destacado. Esto es debido a que la mayor parte de este perfil se encuentra sobre roca, roca alterada o con una capa fina de materiales blandos. En la mayoría de los emplazamientos la curva del cociente espectral H/V es plana o muestra un pico en las altas frecuencias. En un corto tramo situado en el centro del perfil se encuentra una capa de suelos blandos de mayor potencia, en estos emplazamientos se han obtenido máximos de la curva del cociente espectral H/V en bajas frecuencias, alrededor de 1Hz, que correspondería a una capa de unos 100 metros de espesor.

2: Puigcerdà Section

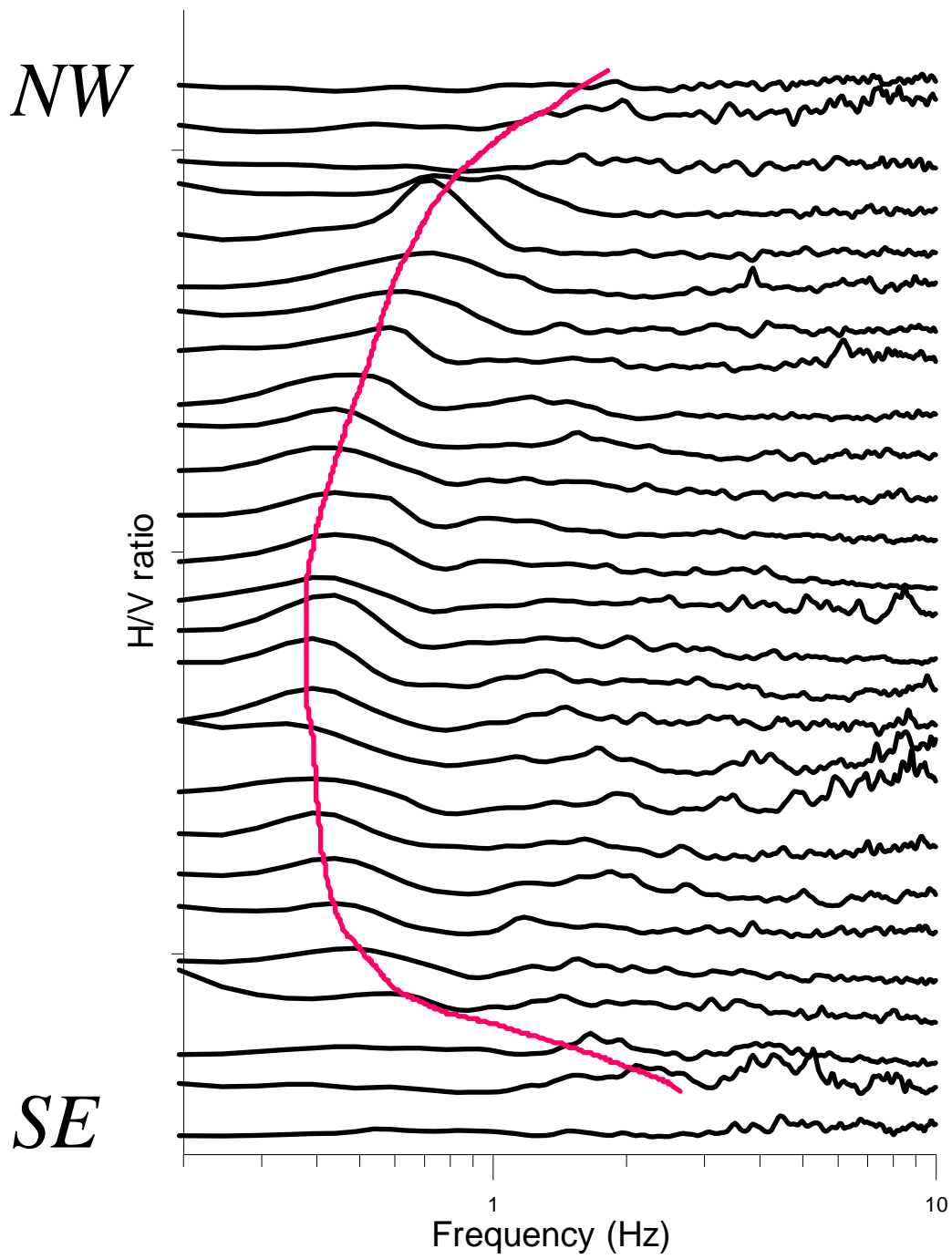


Figura 5.10: Distribución de las curvas del cociente espectral H/V en el perfil de Ossejà – Puigcerdà. La curva roja señala la evolución de la frecuencia fundamental a lo largo del perfil.

Ciudad de Puigcerdà

En la figura 5.11 se muestra un mapa de la ciudad de Puigcerdà con los valores de la frecuencia fundamental. Estos varían desde 0.32Hz hasta 0.70Hz, y tiene una distribución en la dirección sudeste noroeste. Con el mínimo al sureste y el máximo en el noroeste. En la mayor parte de la ciudad de Puigcerdà, sobretudo en el centro de la ciudad, la frecuencia fundamental tiene un valor alrededor de 0.40Hz, que corresponde a una profundidad del basamento de entre 300 y 400 metros. Esta geometría coincide con la estimada para el basamento de la Cerdanya en el Estudio gravimétrico de los Pirineos Orientales (Rivero, 1993).

La ciudad de Puigcerdà está situada sobre una pequeña colina de mioceno y cuaternario, pero no se observan efectos locales remarcables que afecten al valor de la frecuencia fundamental, ni diferencias en la forma de la curva del cociente espectral H/V en función de la frecuencia. Este comportamiento es debido al dominio de la geología del basamento sobre la geología local de la ciudad de Puigcerdà.

Finalmente, en la figura 5.12 se muestra el mapa con la distribución de las frecuencias fundamentales en todos los perfiles del valle de la Cerdanya. Se observa que, en general, los emplazamientos con frecuencias fundamentales bajas ($v < 1.0\text{Hz}$) se agrupan en el centro del valle. Mientras que los emplazamientos con frecuencias fundamentales altas ($v > 1.0\text{Hz}$) se concentran en los laterales del valle de la Cerdanya. También se observa la distribución irregular de la frecuencia fundamental en los emplazamientos del perfil Font Romeu – Eina.

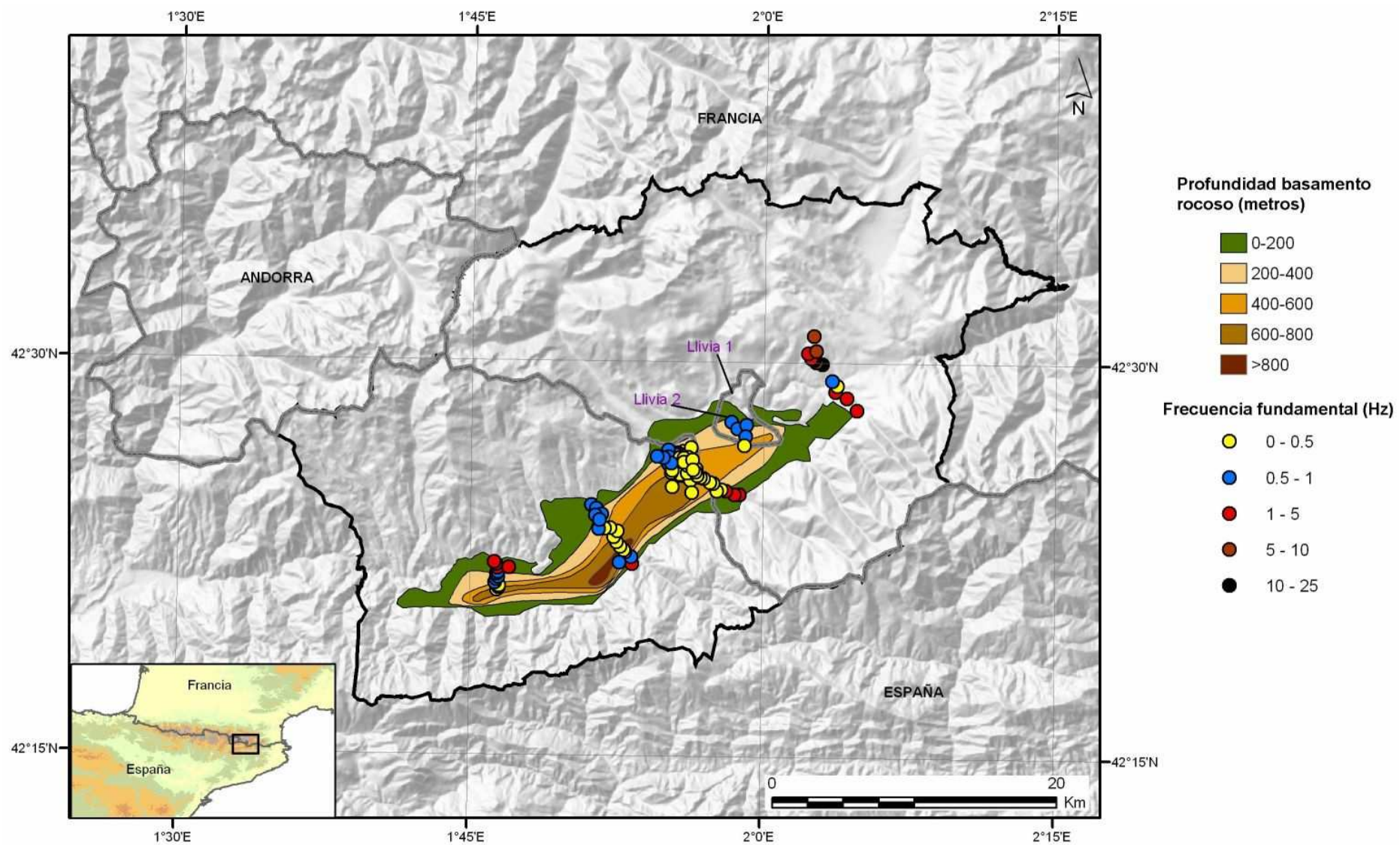


Figura 5.12: Mapa de la distribución de la frecuencia fundamental en todos los perfiles del valle de la Cerdanya.

5.4 Método numérico 1-D lineal equivalente

5.4.1 Recogida de los datos

En el capítulo 4.4.1 sobre la recogida de datos en la cubeta de Andorra la Vella se ha detallado la información necesaria para definir las columnas de suelo.

En el apartado 5.2 se han mostrado las diferentes fuentes de información disponibles para caracterizar las columnas de suelo representativas del valle de la Cerdanya. También se han tenido en cuenta diferentes valores de la densidad y de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s) para diferentes materiales obtenidos de estudios anteriores (Coral, 2002). Se han considerado las correlaciones entre la velocidad de ondas de cizalla y el número de golpes (N_{SPT}) resultante de sondeos geotécnicos SPT (Standard Penetration Test) propuestas en Cid (1996). También se han considerado relaciones empíricas entre la variación de la velocidad de las ondas de cizalla de un material y la profundidad de este en aquellas profundidades donde no llegue ningún sondeo (Hamilton, 1971).

Se han utilizado en los cálculos las curvas de variación del módulo de cizalla o el factor de amortiguamiento con la deformación para diferentes materiales que el programa de cálculo ProShake lleva incorporadas.

Para el cálculo de la función de transferencia de la columna de suelo el programa ProShake necesita un registro de entrada en roca. Dado que en los estudios de peligrosidad sísmica, cuyos resultados se exponen en el capítulo 3 (Secanell et al., 2007), no muestran diferencias importantes en la peligrosidad sísmica regional obtenida en Andorra y la Cerdanya, los acelerogramas de entrada en roca utilizados para los cálculos en el valle de la Cerdanya son los mismos que los considerados para la cubeta de Andorra la Vella (apartado 4.4.1).

5.4.2 Definición de columnas de suelo

Se han definido columnas de suelo en el perfil geológico transversal al valle realizado cerca del municipio de Prullans (P1 de la figura 5.1), ya que para el resto de perfiles no se dispone de ningún corte geológico y este puede considerarse representativo de la estructura general del valle de la Cerdanya. En la figura 5.13 se

muestra el perfil geológico de la zona de Prullans con la situación de las cinco columnas de suelo que se han seleccionado.

Como hemos visto, la geología del valle de la Cerdanya está caracterizada por un basamento muy profundo, con valores máximos estimados de unos 800 metros. Debido a la gran profundidad del basamento los sondeos mecánicos no llegan hasta el contacto con la roca, que informarían del grosor de los materiales que forman cada capa de la columna de suelo y los parámetros mecánicos de estos materiales. Para resolver estas incertidumbres se ha utilizado el perfil geológico de la zona de Prullans y relaciones empíricas de la variación de la velocidad de las ondas de cizalla con la profundidad.

La variación de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) con la profundidad se determina partiendo de los registros de ondas superficiales realizadas por el BRGM (ver apartado 5.2.5). Aplicando el método SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) se obtiene la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) en los primeros cuarenta a cincuenta metros (Bitri et al., 2004). Para determinar este valor de velocidad se promedian los valores obviando los primeros metros del perfil ya que corresponden a capas antrópicas y cuaternarias que no interesan, ya que no son representativas de la mayor parte de los materiales que se encuentran en la columna de suelo. En la tabla 5.6 se muestran los valores de V_s calculados para los diferentes materiales que forma el subsuelo del valle de la Cerdanya.

Código	Descripción	V_s (m/s)
N _{1ab}	Lutitas grises y diatomeas. Arenas. No cimentadas.	455
N _{1c}	Areniscas laminadas con intercalación de lutitas grises. Arcillas.	456
N _{1aa}	Conglomerados y areniscas. Gravas.	497
N _{2bg}	Conglomerados y lutitas rojas. Gravas	497
N _{2a}	Conglomerados, brechas, areniscas y lutitas rojas.	497

Tabla 5.6: Valores de la velocidad de ondas de cizalla V_s calculados a partir de las medidas de SASW para los diferentes materiales que forman el subsuelo del valle de la Cerdanya.

Para la evaluación de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) se han realizado algunas asimilaciones de litologías similares entre si. Se ha considerado como una misma litología las litologías N1aa (32), N2bg (34) y N2a (35) formadas por diferentes tipos de conglomerados y se ha tomado un valor único de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) para estas litologías.

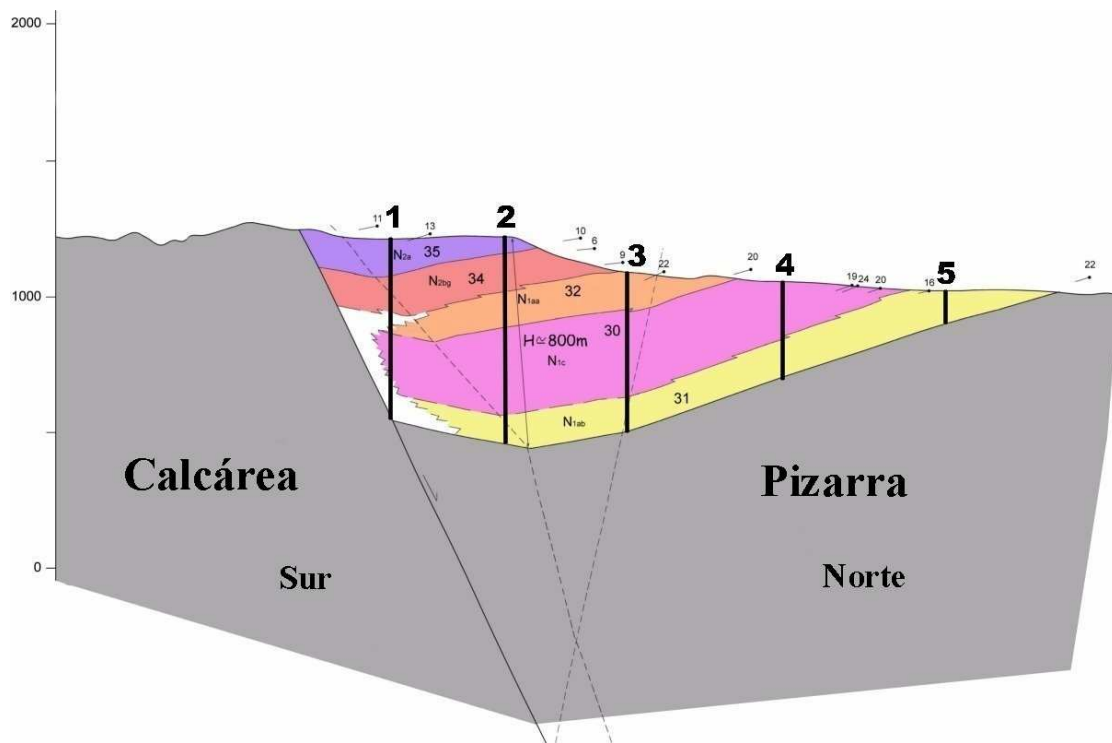


Figura 5.13: Perfil geológico del valle de la Cerdanya con la situación de las cinco columnas de suelo definidas a lo largo del perfil.

Para considerar un valor de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) hasta 800 metros de profundidad se han utilizado fórmulas empíricas que relacionan la variación de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) con la profundidad ya que no se dispone de ningún sondeo que informe de la velocidad de las ondas de cizalla a tanta profundidad. De entre las diferentes relaciones encontradas en la bibliografía, (Campbell y Duke, 1976; Ohta y Goto, 1978; Jinan, 1987; Lee, 1990, 1992) entre otras, se ha escogido la relación de Hamilton, (1971):

$$V_s = 128 \cdot D^{0.28} \quad (5.4)$$

donde V_s es la velocidad de las ondas de cizalla en m/s y D es la profundidad en metros.

Esta relación es la que se ajusta mejor al perfil de la velocidad de las ondas de cizalla del valle de la Cerdanya: altos valores de la velocidad de las ondas de cizalla en los primeros metros y valores alrededor de 800m/s a los 800 metros de profundidad. En la figura 5.14 se muestra la curva de la variación de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) con la profundidad.

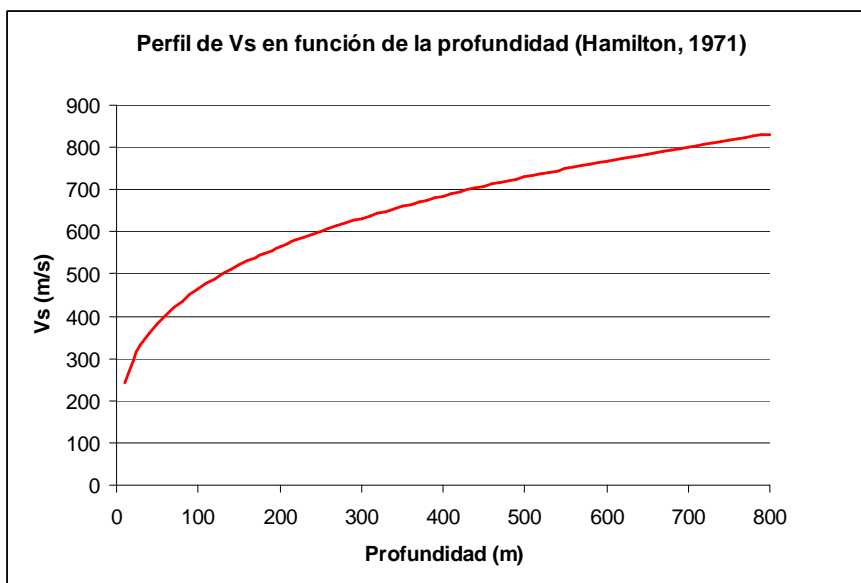


Figura 5.14: Curva de variación de la velocidad de las ondas de cizalla con la profundidad en el valle de la Cerdanya

De este modo el perfil de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) utilizado en los cálculos de la Cerdanya estará definido según los datos de las medidas de SASW para los primeros 50 metros de subsuelo y con los valores de la relación empírica propuesta por Hamilton (1971) hasta los 800 metros.

A continuación se presentan los valores de los diferentes parámetros utilizados para caracterizar cada una de las columnas de suelo.

i) Columna 1

Se encuentra situada en el punto 1 del perfil geológico de Prullans (figura 5.13).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Conglomerados, brechas, arenisca y lutitas rojas	10	20.58	518.4	497	Grava	Grava
2	Conglomerados, brechas, arenisca y lutitas rojas	120	20.58	518.4	497	Roca Alterada	Roca Alterada
3	Conglomerados, y lutitas rojas	130	20.58	660.5	561	Roca	Roca
4	Conglomerados y areniscas	80	20.58	843.5	634	Roca	Roca
5	Lutitas grises y diatomeas	220	17.64	901.7	708	Roca	Roca
6	Areniscas laminadas con intercalación de lutitas grises	100	18.62	1134	773	Roca	Roca
7	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

ii) Columna 2

Se encuentra situada en el punto 2 del perfil geológico de Prullans (figura 5.13).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Conglomerados, brechas, arenisca y lutitas rojas	10	20.58	518.4	497	Grava	Grava
2	Conglomerados, brechas, arenisca y lutitas rojas	60	20.58	518.4	497	Roca Alterada	Roca Alterada
3	Conglomerados, y lutitas rojas	140	20.58	541.6	508	Roca	Roca
4	Conglomerados y areniscas	130	20.58	801.5	618	Roca	Roca
5	Lutitas grises y diatomeas	320	17.64	950.7	727	Roca	Roca
6	Areniscas laminadas con intercalación de lutitas grises	110	18.62	1237	807	Roca	Roca
7	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

iii) Columna 3

Se encuentra situada en el punto 3 del perfil geológico Prullans (figura 5.13).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Conglomerados y areniscas	10	20.58	518.4	497	Grava	Grava
2	Conglomerados y areniscas	130	20.58	518.4	497	Roca alterada	Roca alterada
3	Lutitas grises y diatomeas	320	17.64	700.4	624	Roca	Roca
4	Areniscas laminadas con intercalación de lutitas grises	130	18.62	1043	741	Roca	Roca
5	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

iv) Columna 4

Se encuentra situada en el punto 4 del perfil geológico de Prullans (figura 5.13).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Lutitas grises y diatomeas	10	17.64	374.0	456	Arcilla	Arcilla
2	Lutitas grises y diatomeas	190	17.64	374.0	456	Roca alterada	Roca alterada
3	Areniscas laminadas con intercalación de lutitas grises	140	18.62	715.8	614	Roca	Roca
4	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

i) Columna 5

Se encuentra situada en el punto 5 del perfil geológico de Prullans (figura 5.13).

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Areniscas laminadas con intercalación de lutitas grises	10	18.62	393.1	455	Arena	Arena
2	Areniscas laminadas con intercalación de lutitas grises	130	18.62	393.1	455	Roca alterada	Roca alterada
3	Pizarras	∞	24.99	10193	2000	Roca	Roca

5.4.3 Funciones de transferencia

Una vez se ha seleccionado el acelerograma de entrada en roca y se han caracterizado las columnas de suelo con sus propiedades físico – mecánicas, se aplica el programa de cálculo ProShake para obtener la función de transferencia. En la tabla 5.7 se muestra la frecuencia fundamental y el valor de amplificación obtenidos para cada una de las cinco columnas de suelo.

Columna	Frecuencia (Hz)	Amplificación	Profundidad (m)
1	0.25	4	660
2	0.22	4	770
3	0.27	4	590
4	0.40	5	340
5	0.80	5	140

Tabla 5.7: Valor de la frecuencia fundamental y valor de amplificación para las columnas de suelo definidas en el valle de la Cerdanya.

En las figuras 5.15 a 5.17 se representan las funciones de transferencia calculadas en cada columna para el sismo 1 (apartado 4.4.1).

Se observa que la variación de la frecuencia fundamental del suelo calculada a lo largo del perfil responde a la variación de la profundidad del basamento. Este comportamiento coincide con el observado en los valores de la frecuencia fundamental del suelo obtenidos con el método del cociente espectral H/V de ruido sísmico, valores bajos de la frecuencia fundamental del suelo en los emplazamientos con el basamento profundo y valores altos de la frecuencia fundamental del suelo en los emplazamientos con el basamento poco profundo, de 0.22Hz a unos 770 metros de profundidad del basamento rocoso y 0.80Hz a unos 140 metros de profundidad.

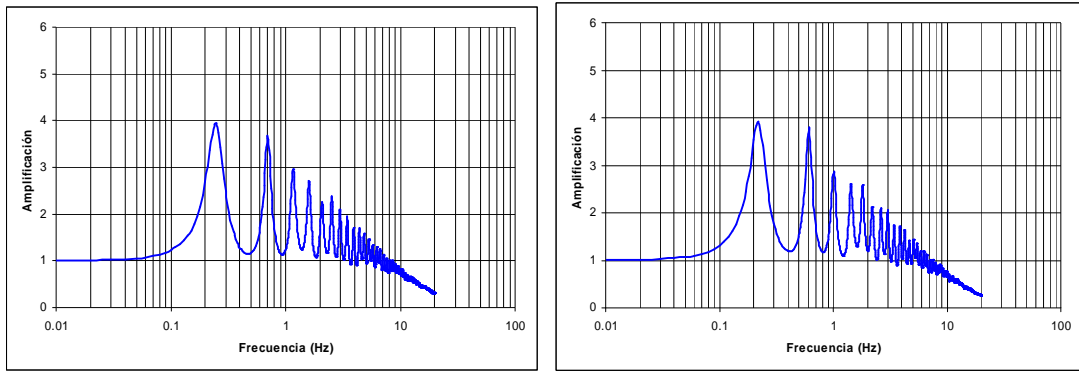


Figura 5.15: Función de transferencia obtenida mediante la aplicación del método 1D lineal equivalente a la columna #1 (izquierda) y a la columna #2 (derecha) de la figura 5.12.

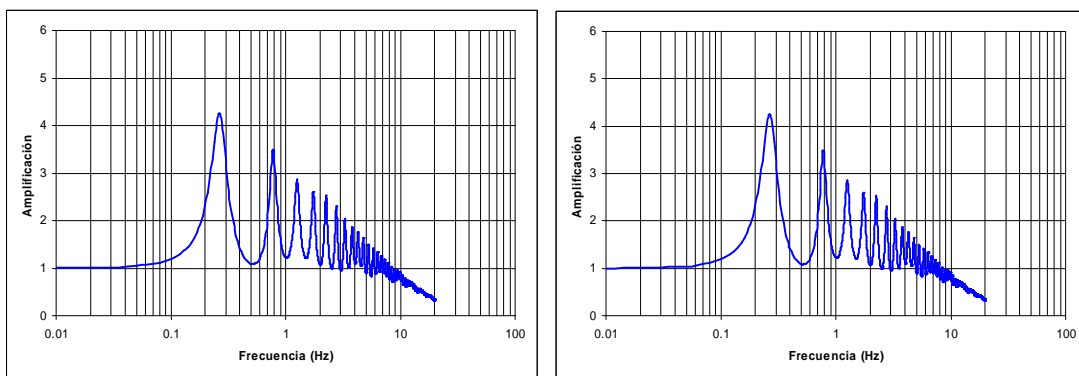


Figura 5.16: Función de transferencia obtenida mediante la aplicación del método 1D lineal equivalente a la columna #3 (izquierda) y a la columna #4 (derecha) de la figura 5.12.

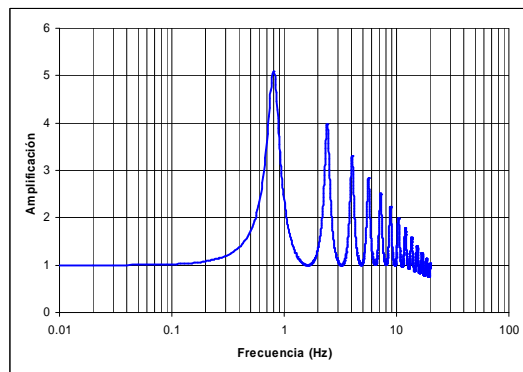


Figura 5.17: Función de transferencia obtenida mediante la aplicación del método 1D lineal equivalente a la columna #5 de la figura 5.12.

En los gráficos de la función de transferencia se observa una disminución del valor de la amplificación por debajo de la unidad en las altas frecuencias. La frecuencia donde se produce esta caída está relacionada con la frecuencia fundamental de la función de transferencia. A menor valor de la frecuencia fundamental menor será la frecuencia en la que se producirá la caída de la amplificación por debajo de la unidad. Parece que este comportamiento está relacionado con el factor de

amortiguamiento de las capas de suelo. A causa del amortiguamiento, cuando la señal sísmica viaja a través de las capas de suelo éstas producen una progresiva reducción de la oscilación de la señal. Este proceso se produce en todas las columnas de suelo, pero en el caso del valle de la Cerdanya, donde el basamento rocoso se sitúa cerca de los 800 metros, el amortiguamiento producido por las capas de suelo es mayor que en aquellos emplazamientos donde el grosor de la columna de suelo es menor, y por tanto no se observa esta disminución del valor de la amplificación en las columnas de suelo con poco grosor.

5.4.4 Espectros de respuesta en suelo

Con el programa 1D ProShake se ha calculado el espectro de respuesta en aceleración (SA) a partir de los acelerogramas obtenidos en la cima de la columna de suelo. En la tabla 5.8 se resume el valor del PGA y su comportamiento en función del rango de frecuencias donde se amplifica la aceleración espectral (SA) del registro en el suelo, así como la frecuencia fundamental y la profundidad del basamento estimada para cada una de las columnas. El PGA del acelerograma de entrada en roca es de 0.12g.

Columna	PGA (g)	Amplificación SA	Frecuencia (Hz)	Profundidad (m)
1	0.138	Bajas frecuencias	0.25	660
2	0.136	Bajas frecuencias	0.22	770
3	0.143	Bajas frecuencias	0.27	590
4	0.168	Bajas frecuencias	0.40	340
5	0.193	Bajas frecuencias	0.80	140

Tabla 5.8: Valor del PGA, comportamiento en función de la frecuencia de la aceleración espectral (SA) del registro en el suelo y frecuencia fundamental.

En las figuras 5.18 a 5.20 se representa, para cada una de las columnas de suelo, el espectro de respuesta en aceleración promedio de los espectros calculados en la cima de la columna con los cuatro sismos de entrada en roca seleccionados junto con el espectro medio de éstos.

En todas las columnas se produce amplificación en el espectro de respuesta en aceleraciones para las bajas frecuencias. En las columnas más profundas, con las frecuencias fundamentales más bajas, el pico de amplificación se desplaza a las bajas frecuencias. Mientras que en las columnas menos profundas, con frecuencias

fundamentales más altas, el pico de amplificación se sitúa en frecuencias más altas. El valor del PGA aumenta ligeramente a medida que la columna de suelo es menos profunda y, por tanto, la frecuencia fundamental del suelo es más alta.

En todos los espectros de respuesta se observa una ligera desamplificación en las altas frecuencias, en torno a los 6-7Hz, si bien este fenómeno es menos notable en las columnas #4 y #5.

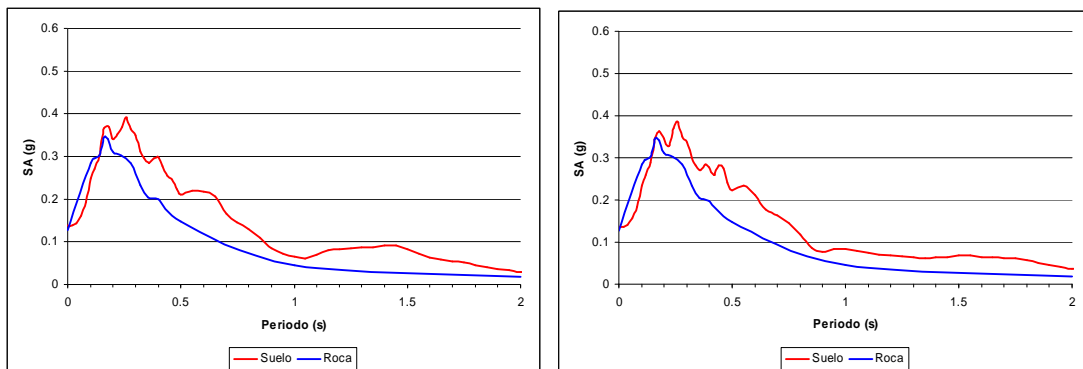


Figura 5.18: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) en roca y calculados en suelo en el extremo superior de la columna #1 (izquierda) y de la columna #2 (derecha).

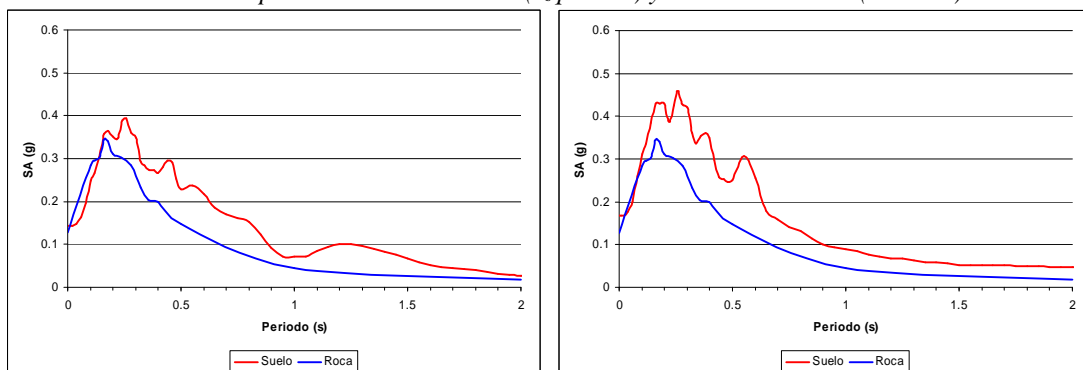


Figura 5.19: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) en roca y calculados en suelo en el extremo superior de la columna #3 (izquierda) y de la columna #4 (derecha).

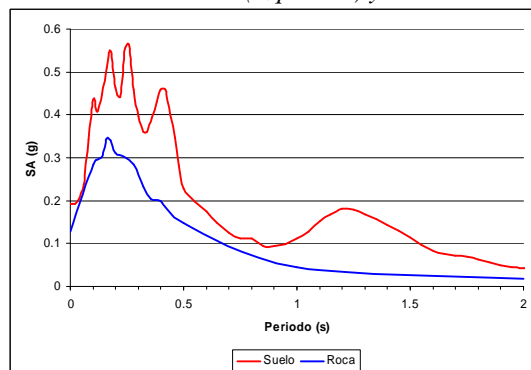


Figura 5.20: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) en roca y calculado en suelo en el extremo superior de la columna #5.

Los espectros de respuesta en aceleraciones obtenidos en las diferentes columnas tienen formas bastante parecidas. Se observan amplificaciones moderadas en los altos periodos. La posición del pico de amplificación máxima tiende a las altas o bajas frecuencias en función de la profundidad del basamento rocoso.

5.4.5 Comparación entre simulación numérica 1D y 2D

Posteriormente a la simulación numérica 1D con el programa de cálculo ProShake se ha realizado una simulación numérica preliminar 2D del valle de la Cerdanya. Se ha utilizado un método de diferencias finitas para la modelización numérica 2D de la propagación de ondas sísmicas en un medio heterogéneo y viscoelástico. La simulación numérica 2D se ha realizado a lo largo del perfil geológico transversal al valle realizado cerca del municipio de Prullans (Tapia, 2006).

En la definición de los modelos estructurales utilizados en la simulación numérica 2D se ha tenido en cuenta la caracterización de las columnas de suelo 1D a lo largo del valle de la Cerdanya realizados en el capítulo 5.4.2.

Para poder comparar los resultados obtenidos con los dos métodos se ha utilizado la misma señal sintética de entrada en roca en ambas simulaciones. Se ha escogido un pulso de Gabor con una frecuencia fundamental de $f_0 = 0.5\text{Hz}$ y una desviación estándar de $\gamma = 0.1$, se muestra en la figura 5.21 (Tapia et al., 2006)

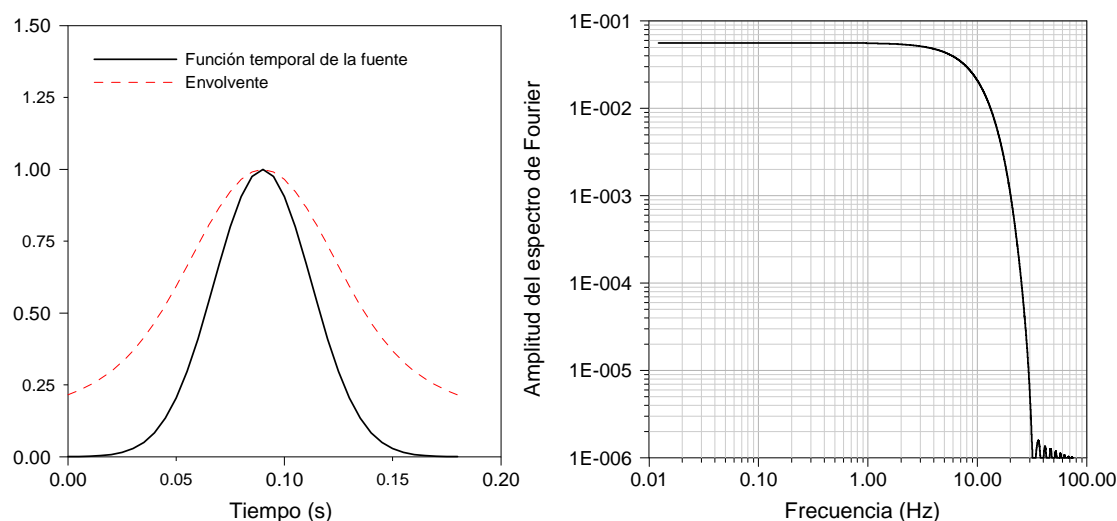


Figura 5.21: Pulso de Gabor con frecuencia de $f_0 = 0.5\text{Hz}$ y una desviación estándar de $\gamma = 0.1$ (Tapia et al., 2006).

Los parámetros escogidos para comparar los resultados obtenidos con las dos simulaciones numéricas son la Intensidad de Arias, la duración de Trifunac y la comparación de las funciones de transferencia (Tapia et al., 2006).

5.4.5.1 Intensidad de Arias

La Intensidad de Arias, AI, (Arias, 1970) es un parámetro relacionado con la energía contenida en los registros. Está definida como la integral de la aceleración al cuadrado. Analizando este parámetro es posible evaluar los efectos de la amplificación del suelo porque está afectado por la amplitud, el contenido frecuencial de la señal y su duración.

La comparación, a lo largo del valle de la Cerdanya, entre los valores de AI obtenidos mediante la modelización 1D y 2D se muestra en la figura 5.22. En la tabla 5.9 se muestran cuantitativamente las diferencias entre la amplificación de estos valores obtenida en ambas modelizaciones (Tapia et al., 2006).

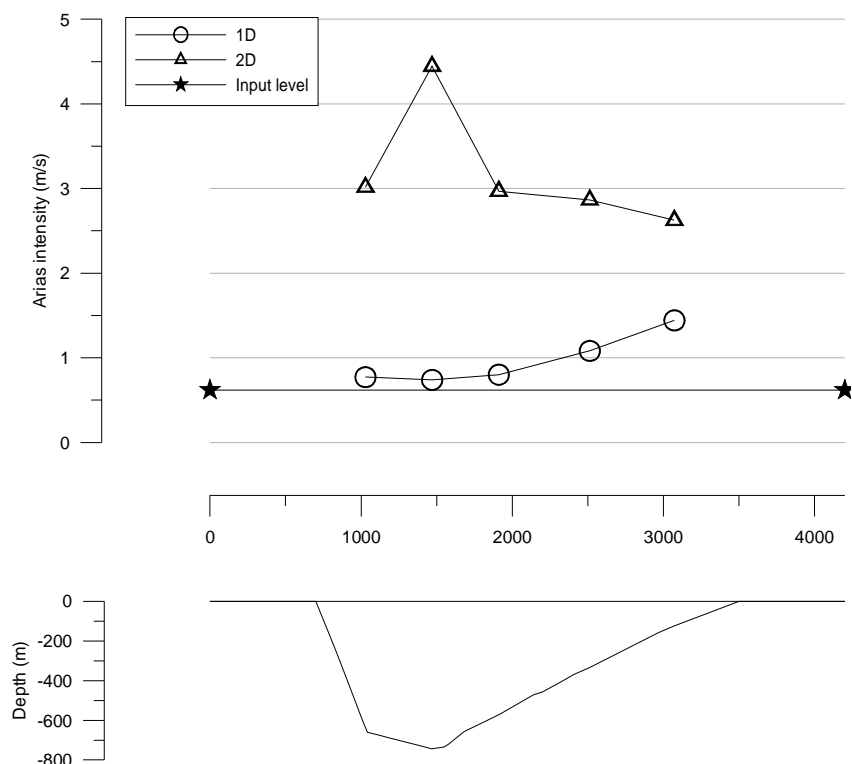


Figura 5.22: Variación del valor de la Intensidad de Arias a lo largo del valle de la Cerdanya para las modelizaciones 1D y 2D (Tapia et al., 2006)

AI_{SUELO}/AI_{ROCA}	Columna 1	Columna 2	Columna 3	Columna 4	Columna 5
1D	1.3	1.2	1.3	1.7	2.3
2D	4.9	7.1	4.8	4.6	4.2

Tabla 5.9: Relación suelo/roca de la Intensidad de Arias (Tapia et al., 2006).

El incremento observado en los resultados de la modelización 2D respecto a los resultados de la modelización 1D es debido a los efectos 2D en la parte más profunda del valle de la Cerdanya, donde los frentes de onda convergen.

5.4.5.2 Duración de Trifunac

La duración de Trifunac (Trifunac y Brady, 1975) está definida como el intervalo de tiempo entre los puntos en que se tiene entre el 5% y 95% de la energía liberada. Este parámetro está afectado por la energía total contenida en el registro. Los valores de la duración de Trifunac obtenidos según las modelizaciones 1D y 2D a lo largo del valle de la Cerdanya se muestran en la figura 5.23 (Tapia et al., 2006).

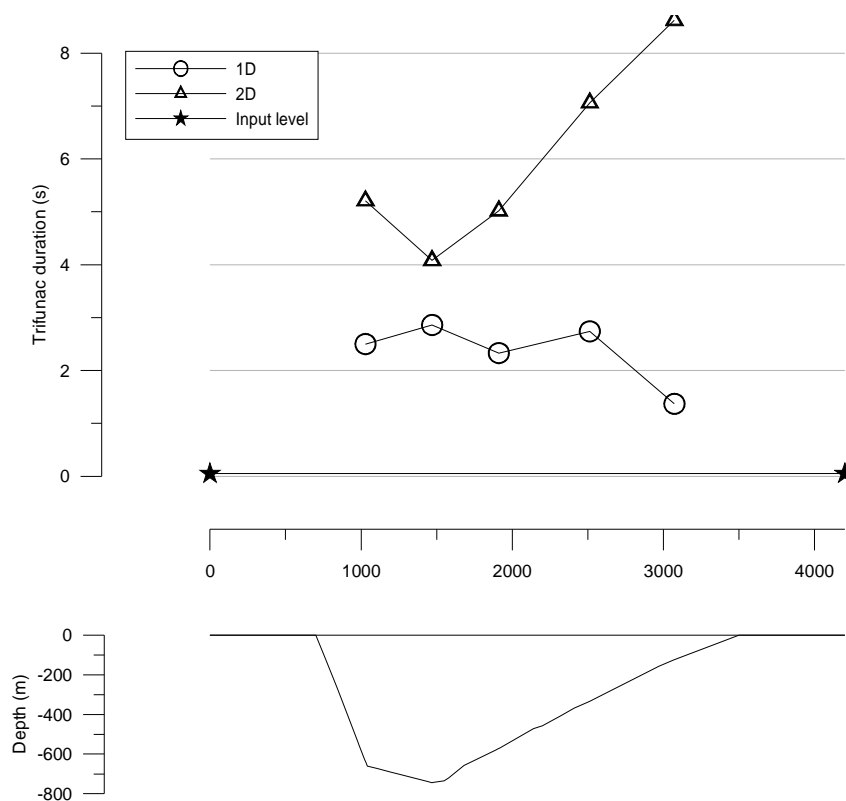


Figura 5.23: Duración de Trifunac a lo largo del valle de la Cerdanya para las modelizaciones 1D y 2D (Tapia et al., 2006).

Las simulaciones 1D y 2D presentan una respuesta sísmica a lo largo del valle de la Cerdanya completamente distinta. La simulación 1D reproduce la forma del basamento rocoso del valle, mientras que las simulaciones 2D reproducen la forma del último frente de ondas significativo (línea azul en la figura 5.24) (Tapia et al., 2006).

5.4.5.3 Función de transferencia

En la figura 5.24 (derecha) se muestran las funciones de transferencia que se obtienen en la simulación 2D junto con la situación de las frecuencias fundamentales predichas por la simulación 1D (puntos magentas). Las frecuencias fundamentales 1D se ajustan al perfil de profundidad del basamento rocoso del valle de la Cerdanya. Sin embargo, la frecuencia fundamental de la simulación 2D se muestra prácticamente constante, 0.3 a 0.4Hz, a lo largo del perfil, sobretodo en la zona central. Las frecuencias secundarias de la simulación 2D sí siguen el comportamiento de la frecuencias fundamentales correspondiente a la simulación 1D (Tapia et al., 2006).

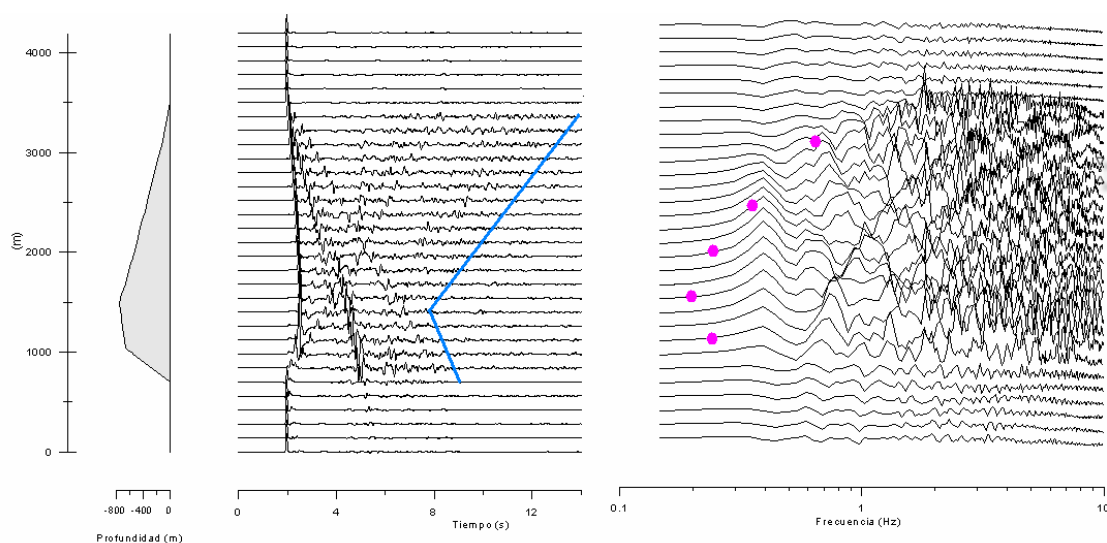


Figura 5.24: Resultados de la modelización 2D en tiempo (izquierda) y frecuencia (derecha). Los puntos magentas indican las frecuencias fundamentales obtenidas con la simulación 1D. La línea azul representa el último frente de ondas significativo (Tapia et al., 2006).

Cabe comentar que las frecuencias fundamentales obtenidas al aplicar el método de Nakamura (Nakamura, 1989) a las medidas de ruido sísmico realizadas en el valle de la Cerdanya (apartado 5.3) se ajustan a las frecuencias fundamentales simuladas con el método 1D, y el perfil de evolución que presentan en función del perfil N – S de la estructura es similar para las frecuencias secundarias obtenidas en la simulación 2D (Tapia et al., 2006).

Esta comparación ha sido realizada utilizando un pulso de Gabor como señal de entrada en roca, por tanto, se espera que la simulación realizada a partir de señales reales y su comparación permitan obtener más conclusiones al respecto.

Mediante la simulación 2D del valle de la Cerdanya se han obtenido información de los mecanismos que generan los efectos 2D. Éstos son los límites laterales del valle, que están formados por materiales muy compactos con altas velocidades de propagación de las ondas de cizalla cosa que produce que el efecto de la geometría sea relevante. De todos modos, en la microzonación sísmica y en el cálculo de la peligrosidad sísmica local del valle de la Cerdanya no se han considerado los efectos 2D, ya que, hasta el momento, se trata de resultados preliminares y no se dispone de una simulación 2D con un sismo real como acelerograma de entrada en roca.

5.5 Análisis de efectos locales a partir de registros sísmicos reales

Para el cálculo de los efectos locales en el valle de la Cerdanya partiendo de registros reales se dispone de los registros obtenidos en los acelerógrafos de la red de acelerógrafos permanente del Institut Geològic de Catalunya instalados en roca y suelo en Llivia.

Los dos equipos son Kinematics (K2) de 19 bits y una frecuencia de muestreo de 200 muestras/seg. Llivia1 instalado sobre roca y Llivia 2 sobre suelo blando en la cuenca neógena de la Cerdanya.

http://www.igc.cat/web/gcontent/ca/sismologia/igc_sismologia_xaccel.html

Los dos acelerógrafos están separados unos dos kilómetros, por lo que no se apreciarán diferencias de atenuación importantes entre los dos emplazamientos si el sismo no es muy próximo. De este modo, las diferencias entre las señales registradas en los dos emplazamientos se podrán relacionar con los efectos de sitio producidos por el suelo blando en el que está emplazado el acelerógrafo de Llivia2. En caso de que un mismo sismo se registre en los dos acelerógrafos se podrá calcular la función de transferencia empírica del suelo de Llivia a partir del cociente entre el espectro de Fourier del registro del acelerógrafo de Llivia2 (suelo) y el espectro de Fourier del registro del acelerógrafo de Llivia1 (roca).

En la tabla 5.10 se muestra un listado con los sismos analizados que han sido registrados simultáneamente en los dos acelerógrafos de Llivia desde la instalación de los equipos, junto con la magnitud del sismo y la distancia epicentral. Para el sismo de 26 de Febrero de 2003 no se dispone del registro del acelerógrafo instalado en roca (Llivia 1) pero se dispone del sismograma de la estación sísmica de banda ancha de la Xarxa Sísmica de Catalunya CLLI situada en el mismo emplazamiento:

http://www.igc.cat/web/gcontent/ca/sismologia/igc_sismologia_xsis.html

Fecha	Epicentro	M _L	Distancia (km)
26 Febrero 2003	Ripollès	3.8	27
2 Julio 2003	Pyrénées Orientales	2.4	10
3 Octubre 2003	Ariège	3.0	28
21 Septiembre 2004	Ripollès	4.0	23
23 Septiembre 2004	Ripollès	2.7	21
23 Septiembre 2004	Ripollès	3.3	22
21 Diciembre 2004	Ripollès	2.8	22
7 Febrero 2006	Cerdanya	3.0	20
8 Mayo 2006	Aude	3.3	38
4 Septiembre 2006	Cerdanya	2.4	28
17 Noviembre 2006	Hautes Pyrénées	5.1	161

Tabla 5.10: Listado de sismos registrados simultáneamente en los acelerógrafos de Llivia 1 (roca) y Llivia2 (suelo blando). La distancia que se muestra en la tabla es la distancia epicentral promedio de los dos acelerógrafos.

La mayoría de sismos tienen epicentros próximos a unos 20 km de Llivia y una magnitud moderada, a excepción del sismo de 17 de Noviembre en Hautes Pyrénées con una magnitud y una distancia epicentral sensiblemente mayores.

En la tabla 5.11 se muestra, para las tres componentes del movimiento del suelo, los valores de la aceleración máxima del suelo a frecuencia 0 Hz (PGA) de los sismos registrados simultáneamente en los acelerógrafos de Llivia 1 (roca) y Llivia 2 (suelo blando). En general se observa una ligera amplificación en los valores de aceleración registrados en Llivia 2 respecto los valores registrados en Llivia 1.

En la simulación numérica realizada en los apartados 5.4.3 y 5.4.4 se ha comprobado como las columnas de suelo del valle de la Cerdanya, con el basamento rocoso muy profundo, tienen tendencia a amplificar en el rango de las bajas frecuencias, de modo que se producirá una mayor amplificación en sismos con epicentros lejanos, ya que tienen un mayor contenido de bajas frecuencias. Este efecto ha podido observarse de forma significativa para el terremoto de Hautes Pyrénées, situado a 161km de Llivia, de 17 de Noviembre de 2006, con un aumento superior al

500% en el valor de la componente Este de la aceleración máxima. Para este sismo la frecuencia del pico de aceleración es más baja respecto al resto de sismos registrados en Llivia, con distancias epicentrales alrededor de 20 – 30km. De este modo se comprueba que en el valle de la Cerdanya se produce una mayor amplificación del movimiento del suelo en el rango de las bajas de frecuencias, tal y como se había observado en la simulación numérica realizada en los apartados 5.4.3 y 5.4.4.

Fecha	Sismo	Estación	Aceleración (cm/s ²)		
			Z	E – W	N – S
26/02/2003	Ripollès	Llivia 1	2.5	2.2	2.1
		Llivia 2	1.2	2.3	2.4
02/07/2003	Pyrénées Orientales	Llivia 1	1.9	1.7	2.1
		Llivia 2	1.5	2.6	2.1
03/10/2003	Ariège	Llivia 1	1.7	2.3	1.8
		Llivia 2	2.3	1.6	1.4
21/09/2004	Ripollès	Llivia 1	5.3	3.8	5.4
		Llivia 2	4.7	5.3	5.8
23/09/2004	Ripollès	Llivia 1	0.6	0.4	0.3
		Llivia 2	0.5	0.3	0.3
23/09/2004	Ripollès	Llivia 1	1.1	0.8	0.9
		Llivia 2	0.7	0.9	0.8
21/12/2004	Ripollès	Llivia 1	0.5	0.4	0.5
		Llivia 2	0.5	0.3	0.4
07/02/2006	Cerdanya	Llivia 1	1.4	1.7	1.5
		Llivia 2	1.6	2.5	1.9
08/05/2006	Aude	Llivia 1	0.5	0.4	0.4
		Llivia 2	0.5	0.8	0.4
04/09/2006	Cerdanya	Llivia 1	0.3	0.2	0.3
		Llivia 2	0.3	0.3	0.4
17/11/2006	Hautes Pyrénées	Llivia 1	0.4	0.3	0.3
		Llivia 2	0.8	1.9	1.0

Tabla 5.11: Valores de la aceleración máxima del suelo (PGA) de los sismos registrados simultáneamente en los acelerógrafos de Llivia 1 (roca) y Llivia2 (suelo blando).

A modo de ejemplo, en la figura 5.25, se muestran los espectros de respuesta de los registros de Llivia para el sismo de 21 de Septiembre de 2004, el sismo registrado que ha producido los mayores valores de la aceleración máxima del suelo (PGA) de todos los analizados. Se observa claramente que el espectro de respuesta perteneciente a Llivia 2 (en rojo) presenta unos valores más altos de la aceleración espectral en las bajas frecuencias, por debajo de 10Hz, respecto al espectro de respuesta de Llivia1 debido a la presencia de suelos blandos de gran espesor.

Como hemos visto, las mayores amplificaciones del movimiento del suelo se producen en el rango de las bajas frecuencias. Estas amplificaciones producidas, en las bajas frecuencias, se ve claramente reflejado en la señal del desplazamiento del suelo. En la figura 5.26 se muestran los desplazamientos de las componentes horizontales del movimiento del suelo en Llivia para el sismo de 21 de Septiembre de 2004. Se observa como el efecto local del suelo modifica el registro en su contenido frecuencial y en su duración.

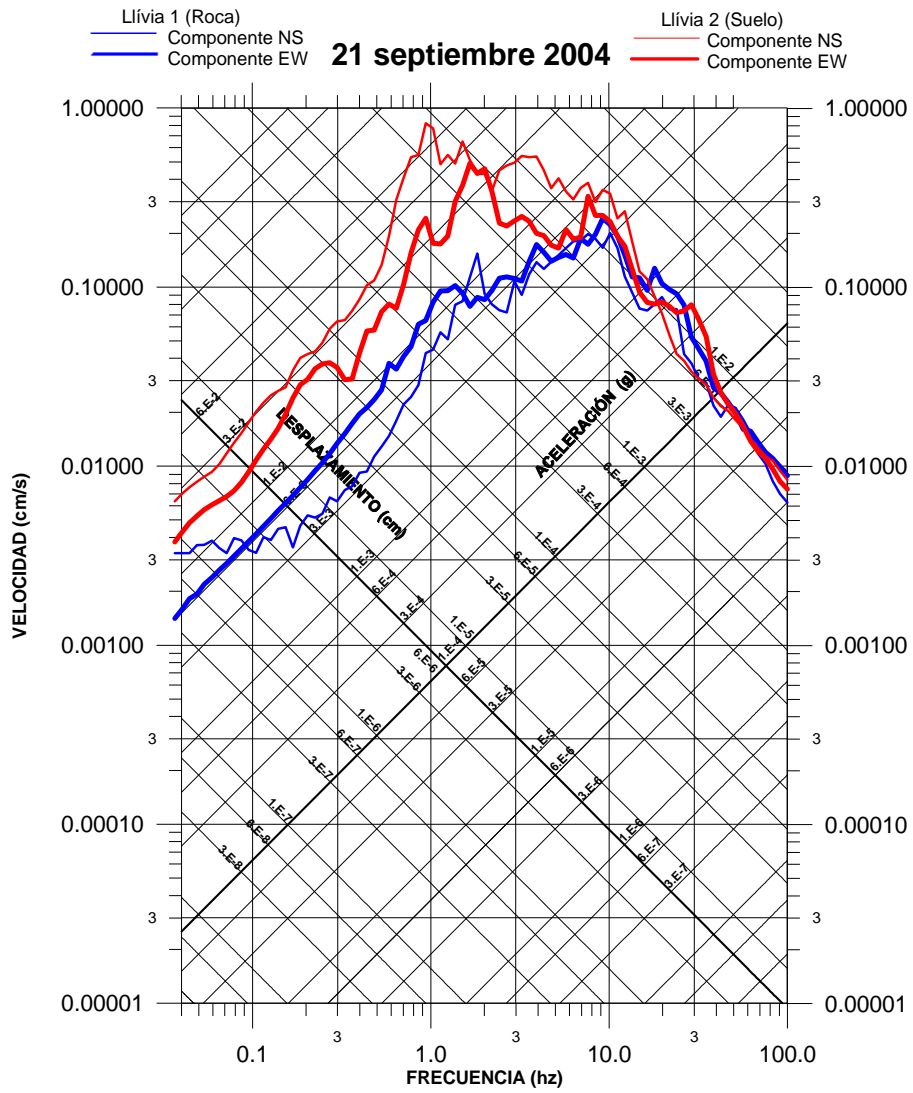


Figura 5.25: Espectro de respuesta de las componentes horizontales de los acelerógrafos de Llivia para el sismo de 21 de Septiembre de 2004.

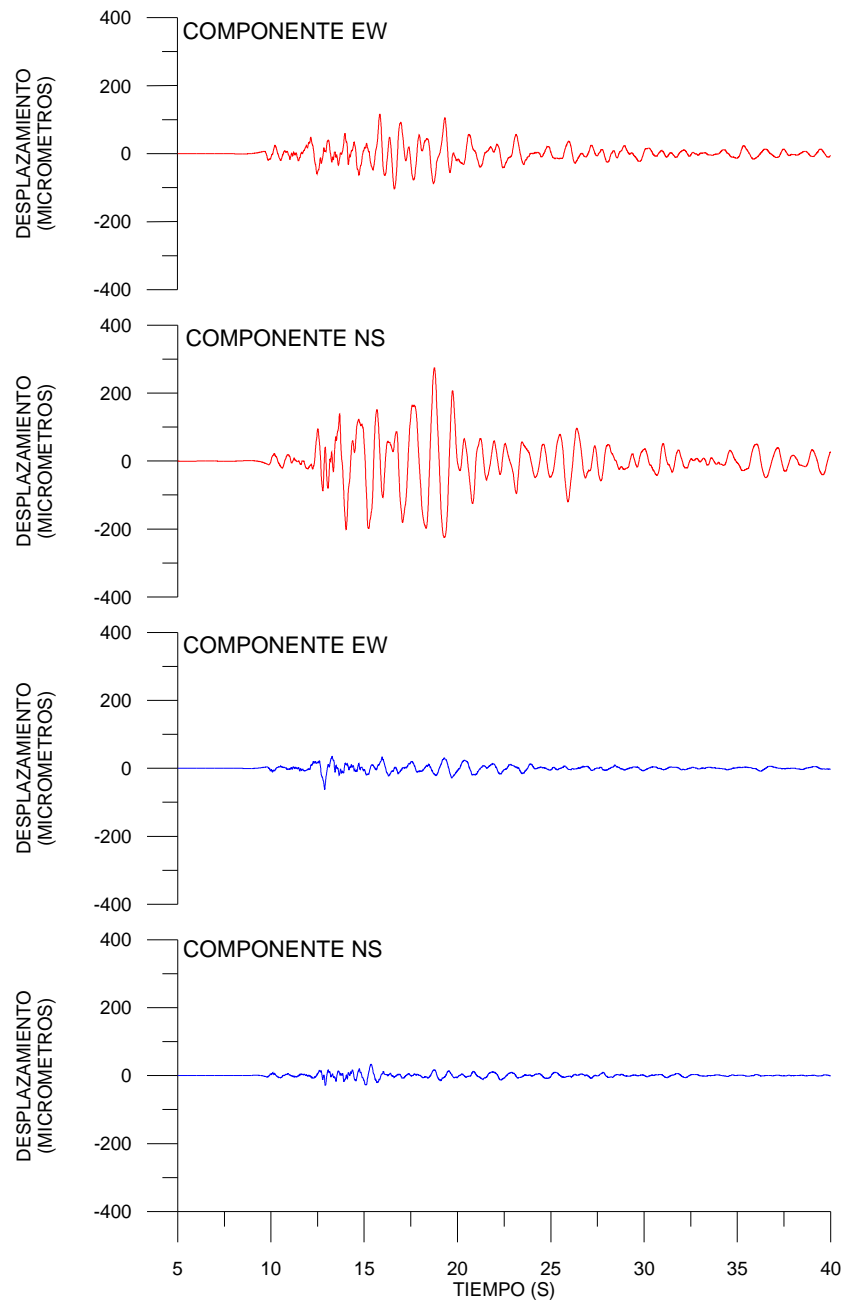


Figura 5.26: Componentes horizontales del desplazamiento del suelo calculados con el acelerograma de Llívia 2 (rojo) y con el acelerograma de Llívia 1 (azul).

Por otro lado el cociente espectral entre los acelerogramas registrados del sismo de 21 de Septiembre de 2004, figura 5.27, proporciona información de la función de transferencia en el emplazamiento de Llívia 2.

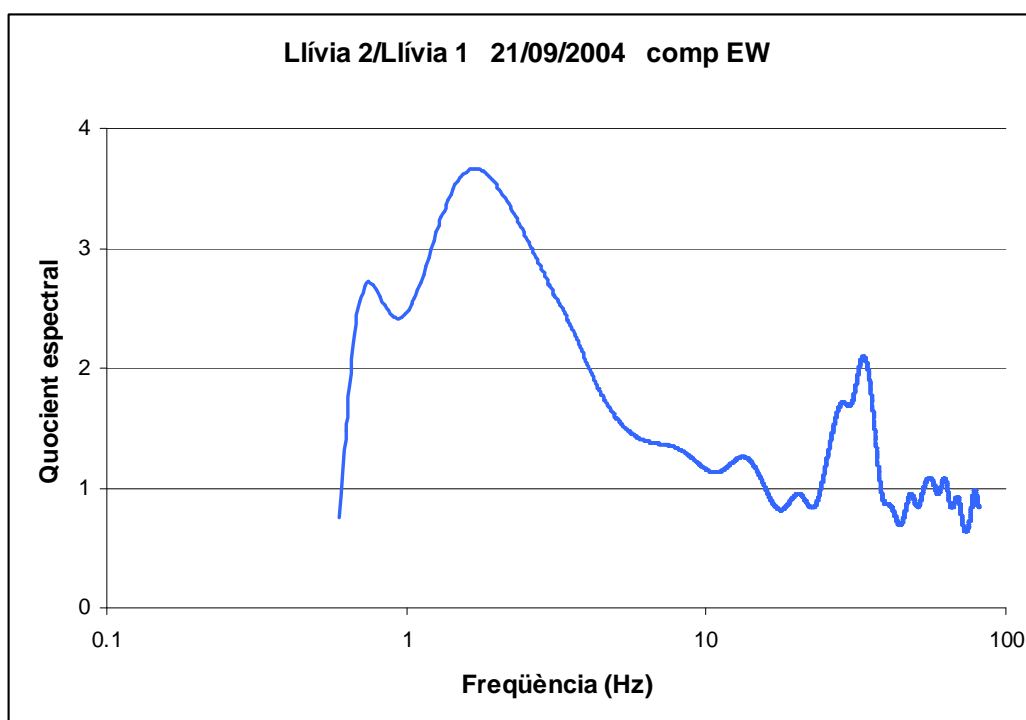


Figura 5.27: Cociente espectral de las componentes EW del sismo de 21 de Septiembre de 2004.

Se observa un primer pico de amplificación, que corresponde a la frecuencia fundamental del suelo, alrededor de 0.7Hz. Este valor se ajusta a las frecuencias fundamentales obtenidas con el método de Nakamura en emplazamientos cercanos al acelerógrafo de Llivia 2, entre 0.6 y 0.7Hz. Un amplio pico de amplificación se produce alrededor de 1.7Hz con un valor de 3.5. Esta amplificación también se observa en la comparación de los espectros de respuesta de la figura 5.25. Estas amplificaciones pueden ser debidas a las resonancias de las capas más superficiales de la columna de suelo.

El acelerógrafo de Llivia 2 está situado sobre una columna de suelo con características similares a las de la columna #5 (ver figura 5.13). En la figura 5.28 se comparan los espectros de respuesta normalizados de Llivia 1 y Llivia 2 del sismo de 21 de Septiembre de 2004, con los acelerogramas en roca y calculados en superficie para la columna #5 para un periodo de retorno de 475 años.

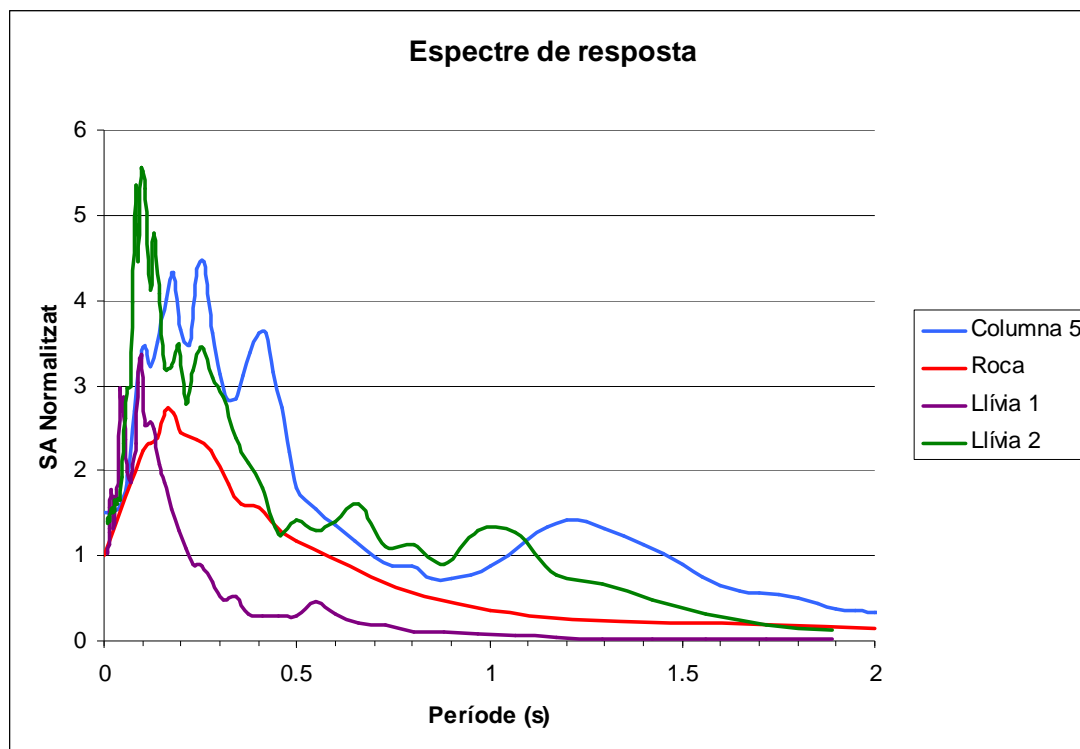


Figura 5.28: Comparación de los espectros de respuesta en aceleraciones normalizados de Llívia 1, Llívia 2, y Roca y en superficie de la columna 5 para $T = 475$ años.

Se puede comprobar el diferente contenido frecuencial de los espectros de respuesta de Llívia 1 (color granate) y Roca (color rojo). Esto se debe al diferente origen de cada uno de los espectros. El espectro de Roca es el espectro de respuesta probabilista para un suelo de referencia con un periodo de retorno de 475 años. Éste se obtiene a partir de la contribución de sismos próximos y lejanos, por lo que el espectro de respuesta tiene contenido en un amplio rango de periodos. Mientras que el espectro de Llívia 1 es el espectro de respuesta de un sismo próximo (23km), con contenido en altas frecuencias.

Se observan diferentes picos en los espectros de respuesta en aceleraciones de Llívia 2 (color verde) y la columna #5 (color azul), con coincidencias en los valores del periodo del máximo pero con diferencias en el valor de la amplitud. En particular, se observan diferencias en la posición del pico relacionado con la frecuencia fundamental del suelo, situado a 1.0 y 1.2 segundos respectivamente. Esta diferencia puede ser debida a la mayor profundidad considerada del basamento rocoso de la columna #5.

Por otro lado se observa un pico a 0.4 segundos en el espectro de respuesta de la columna #5 que no se observa en Llívia 2. La falta de contenido frecuencial en 0.4 segundos del espectro de respuesta de Llívia 1 debido a ser un sismo cercano (contenido de altas frecuencias) podría explicar este fenómeno. La misma razón se puede atribuir a la presencia del pico observado en 0.15 segundos en el registro de Llívia 2.

El comportamiento que se observa en los registros de Llívia 1 y Llívia 2 del sismo de 21 de Septiembre de 2004 también se observa en el resto de sismos registrados simultáneamente en los acelerógrafos de Llívia 1 (roca) y Llívia 2 (suelo) que se muestran en la tabla 5.11.

5.6 Zonación

Considerando los resultados obtenidos en los apartados 5.3 y 5.4, donde se ha analizado los períodos fundamentales obtenidos experimentalmente a partir de medidas de ruido sísmico y por otra parte mediante simulaciones numéricas, permite realizar una zonación del valle de la Cerdanya asociando a cada zona un espectro característico y un incremento de intensidad macrosísmica.

5.6.1 Zonación en función de los espectros de respuesta

Partiendo de los cálculos de los espectros de respuesta en aceleraciones (SA) en los diferentes tipos de suelo y de la clasificación geotécnica del valle de la Cerdanya se ha realizado una zonación, agrupando aquellas zonas que tendrían un espectro de respuesta similar para un periodo de retorno de 475 años. Se han considerado un total de 4 zonas diferentes (figura 5.29). En las figuras 5.30 a 5.33 se muestran los espectros de respuesta propuestos para cada una de las zonas definidas en la figura 5.29 que se describen a continuación.

Zona 1: Clase de suelo R: formaciones rocosas y depósitos cuaternarios de menos de 5 metros de profundidad. El espectro que se ha considerado es el espectro de respuesta en aceleraciones para el suelo de referencia propuesto por Secanell et al. (2003) escalado en función del valor de la aceleración máxima del suelo (PGA) obtenido en el estudio de peligrosidad sísmica regional realizado en el proyecto ISARD (figura 3.2).

Zona 2: Clase de suelo Nb y Qb: depósitos neógenos y depósitos cuaternarios cubriendo los depósitos neógenos. Se ha tomado el espectro de respuesta de la columna #3 del perfil geológico de la Cerdanya (figura 5.19, tabla 5.8).

Zona 3: Clase de suelo: S: depósitos cuaternarios blandos cubriendo depósitos cuaternarios duros. Estos suelos producen amplificaciones similares a los suelos formados por depósitos cuaternarios cubriendo depósitos neógenos. El espesor máximo de esta clase de suelos está alrededor de unos 100 metros. Se ha tomado el espectro de respuesta de la columna #5 del perfil geológico de la Cerdanya (figura 5.20, tabla 5.8).

Zona 4: Clase de suelo E: depósitos blandos finos cubriendo el basamento rocoso (de 5 a 20 metros de profundidad). Estos suelos están situados en zonas aisladas, sin disponibilidad de datos geotécnicos y geofísicos. De este modo es difícil definir una columna de suelo representativa para calcular la amplificación producida por el suelo. Se ha asimilado el espectro de respuesta de la columna #4 de la cubeta de Andorra la Vella, que tiene unas características similares (figura 4.22).

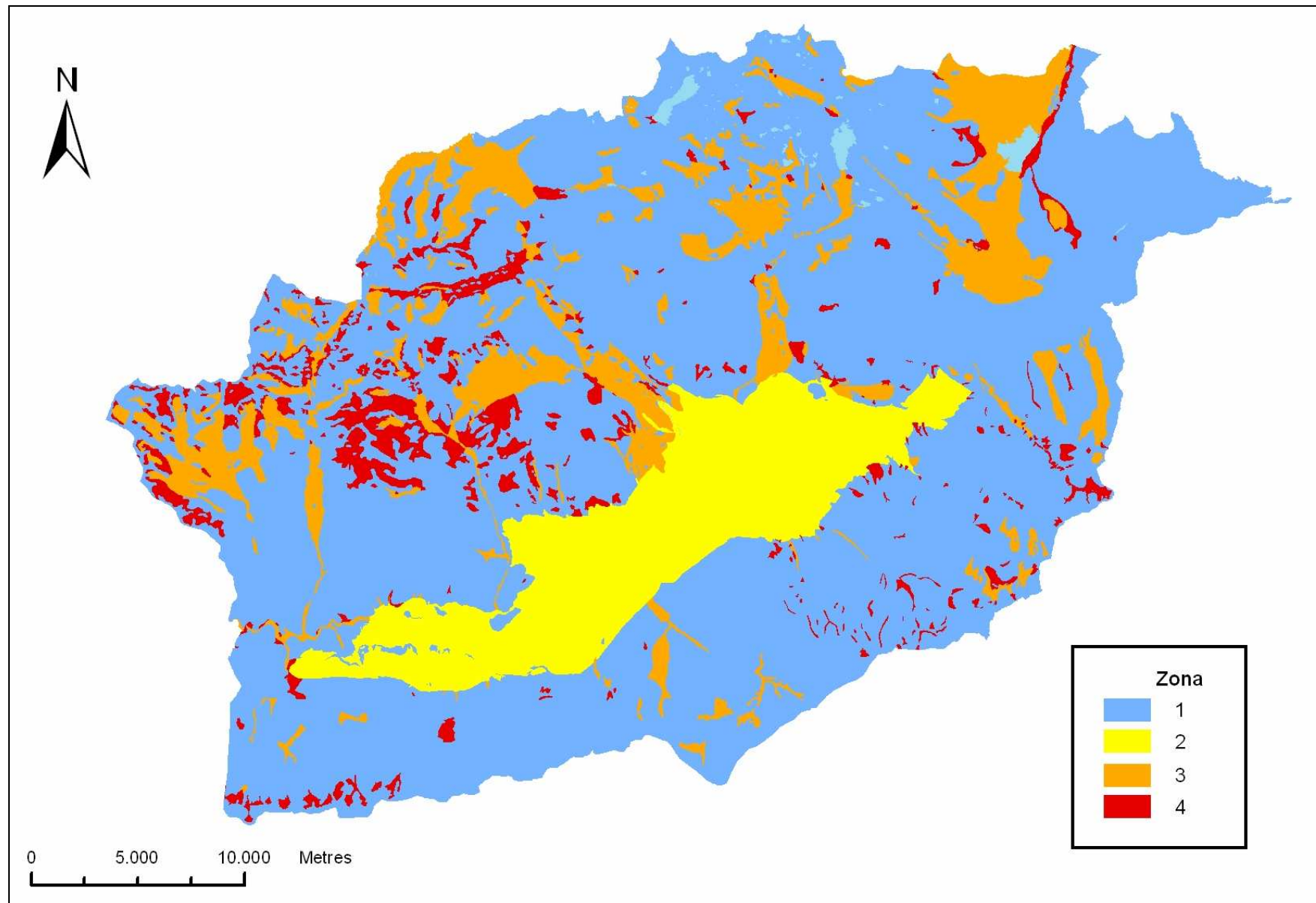


Figura 5.29: Zonación del valle de la Cerdanya en función de los espectros de respuesta en aceleraciones. Zona 1: clase de suelo R. Zona 2: clases de suelo Nb y Qb. Zona 3: clase de suelo S. Zona 4: clase de suelo E.

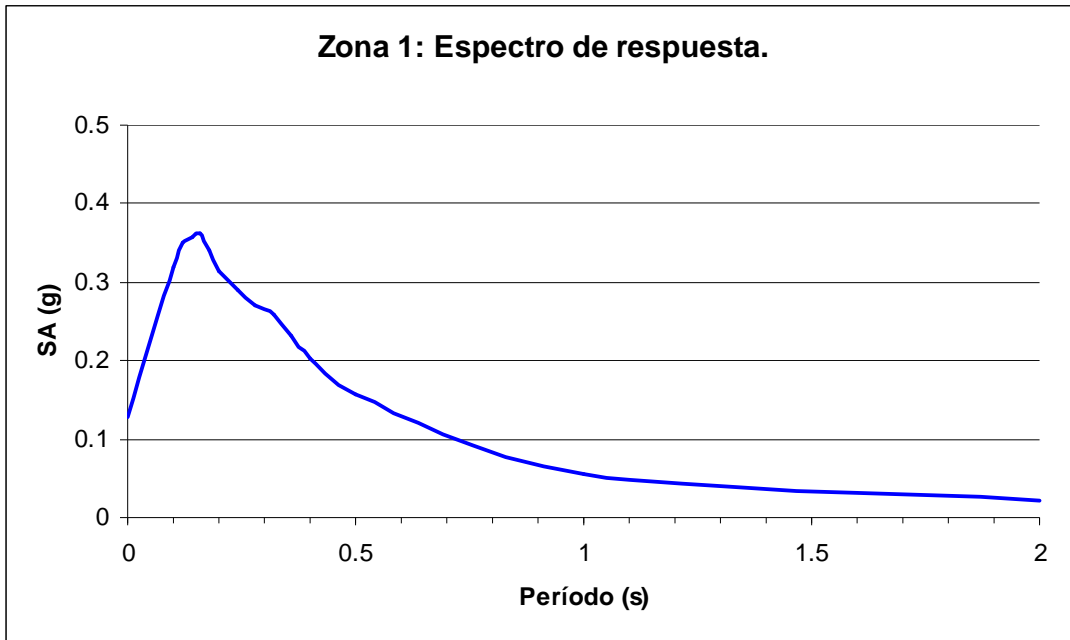


Figura 5.30: Espectro de respuesta (amortiguamiento 5%) en la zona 1.

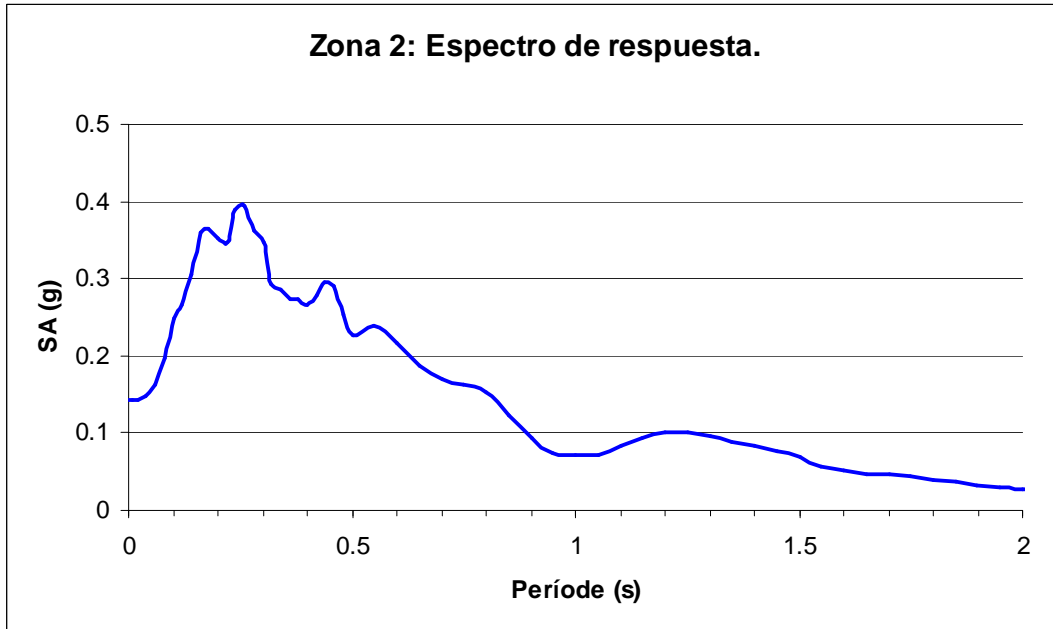


Figura 5.31: Espectro de respuesta (amortiguamiento 5%) en la zona 2.

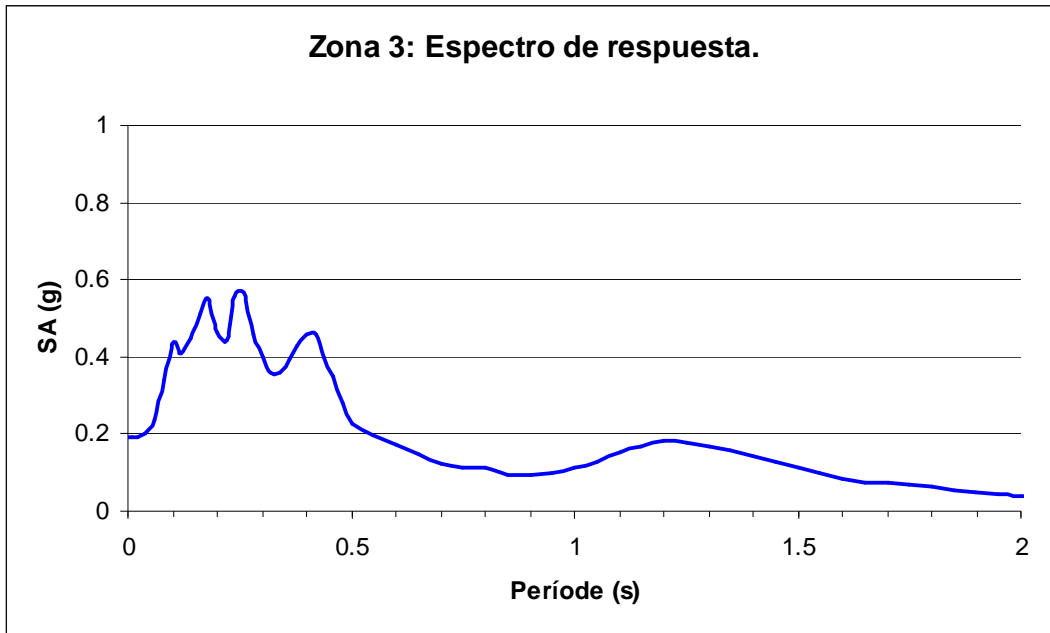


Figura 5.32: Espectro de respuesta (amortiguamiento 5%) en la zona 3.

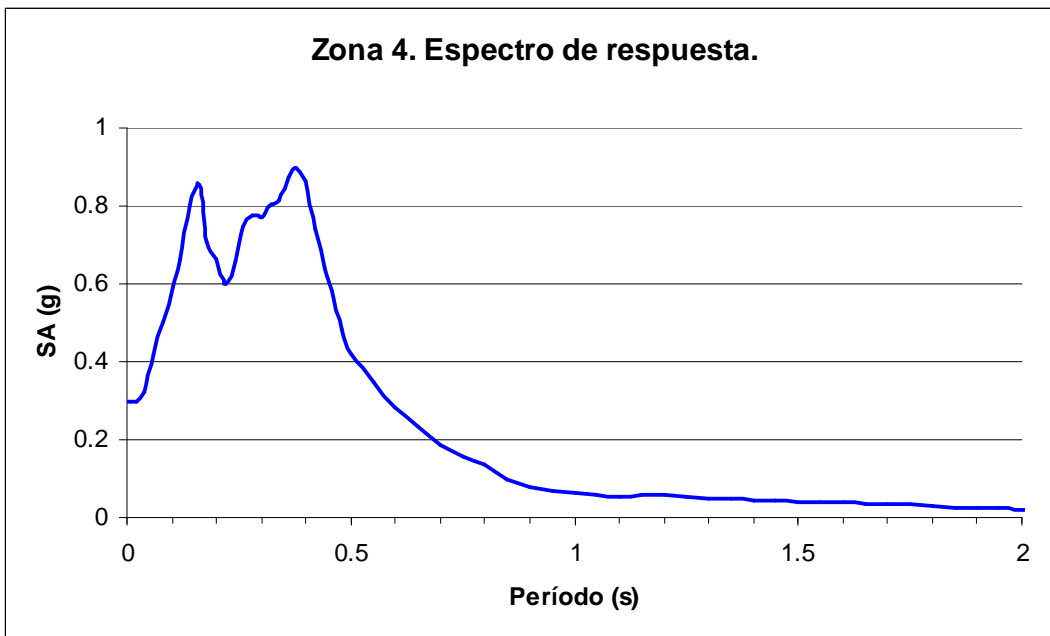


Figura 5.33: Espectro de respuesta (amortiguamiento 5%) en la zona 4.

5.6.2 Caracterización del efecto local en función del incremento de intensidad macrosísmica

Siguiendo en procedimiento explicado en el apartado 2.3.3 se ha asignado un incremento de intensidad macrosísmica a cada clase de suelo según la clasificación geotécnica de la figura 5.7 del apartado 5.2.6.

En la tabla 5.12 se muestra el valor del incremento de intensidad obtenido para cada clase de suelo.

Clase de suelo	ΔI MSK
R	+0.0
Nb	+0.5
Qb	+0.5
S	+0.5
E	+1.0

Tabla 5.12: Incremento de intensidad para cada clase de suelo. R: Formaciones rocosas y depósitos cuaternarios de menos de 5 metros de profundidad. Nb: Depósitos neógenos. Qb: Depósitos cuaternarios cubriendo los depósitos neógenos. S: Depósitos cuaternarios blandos cubriendo depósitos cuaternarios duros. E: Depósitos blandos finos cubriendo el basamento rocoso (de 5 a 20 metros de profundidad).

En la figura 5.34 se muestra la zonación del valle de la Cerdanya en función de la amplificación del suelo en términos del incremento de intensidad macrosísmica. En la mayor parte de la región no se produce amplificación. El incremento de intensidad de +0.5 se produce principalmente en la zona central del valle. Una amplificación de +1.0 sólo se obtiene en zonas aisladas.

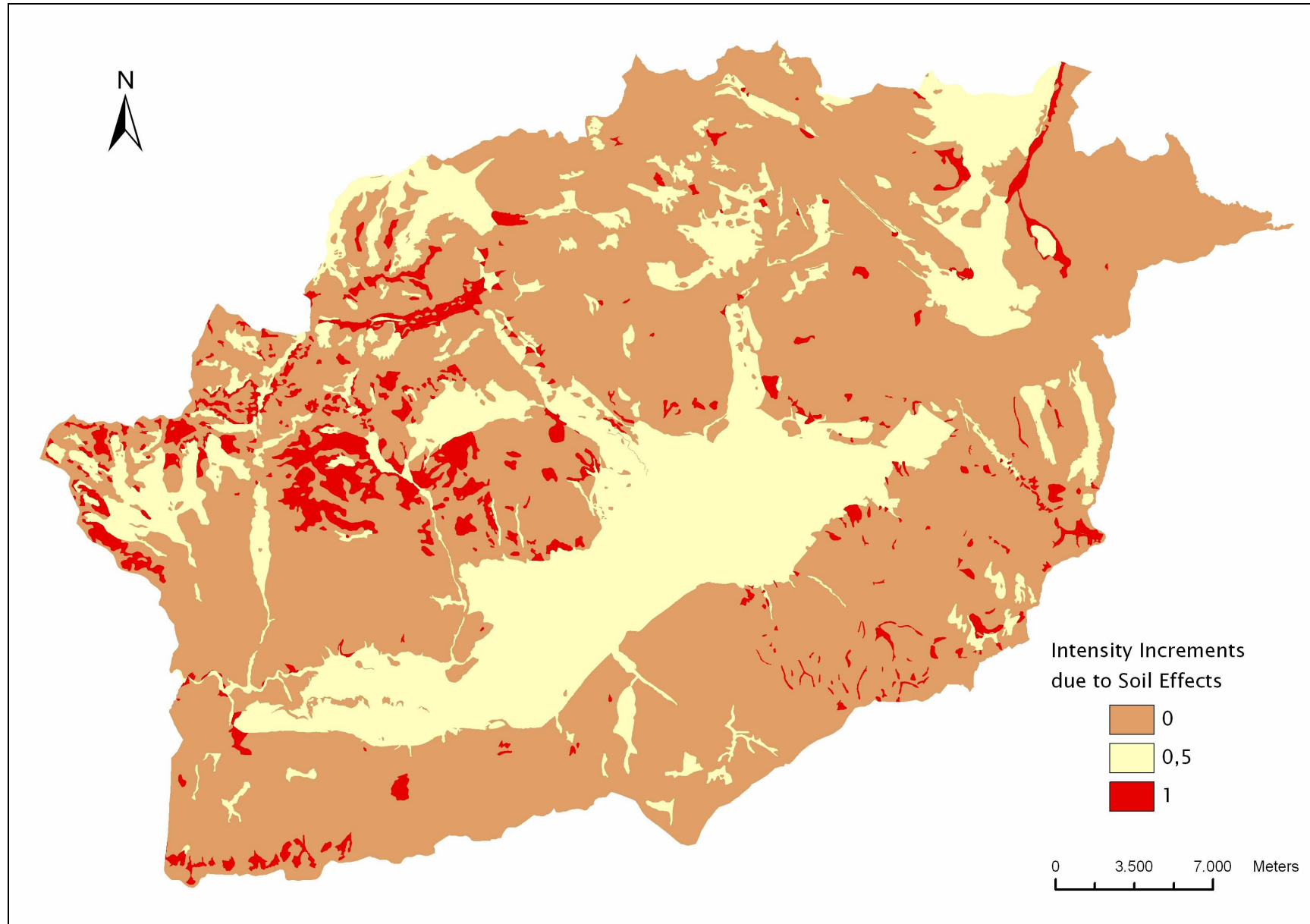


Figura 5.34: Zonación del valle de la Cerdanya en función del incremento de intensidad (Macau et al., 2006b).

5.7 Zonificación de peligrosidad local y escenario sísmico determinista local

5.7.1 Mapa de peligrosidad local

Para diseñar el mapa de peligrosidad local se ha partido del escenario probabilista con un periodo de retorno de 475 años, que estima para la zona del valle de la Cerdanya una aceleración máxima del suelo de 0.12 g y una intensidad macrosísmica de VII grados MSK. En los apartados siguientes se determinan los espectros de respuesta e intensidades obtenidos después de considerar los efectos de amplificación del movimiento del suelo de los apartados anteriores que corresponden a la microzonación sísmica a partir de métodos experimentales y métodos numéricos.

i) Espectros de respuesta

Partiendo de los cálculos de los espectros de respuesta en aceleraciones (SA) en los diferentes tipos de suelo y de la clasificación geotécnica del valle de la Cerdanya, se ha realizado una zonación agrupando aquellas zonas que tenían un espectro de respuesta similar para un periodo de retorno de 475 años. Se han considerado un total de 4 zonas diferentes:

Zona 1: Clase de suelo R: formaciones rocosas y depósitos cuaternarios de menos de 5 metros de profundidad.

Zona 2: Clase de suelo Nb y Qb: depósitos neógenos y depósitos cuaternarios cubriendo los depósitos neógenos.

Zona 3: Clase de suelo S: depósitos cuaternarios blandos cubriendo depósitos cuaternarios duros.

Zona 4: Clase de suelo E: depósitos blandos finos cubriendo el basamento rocoso (de 5 a 20 metros de profundidad).

En la figura 5.35 se muestra el mapa de peligrosidad local del valle de la Cerdanya en función del espectro de respuesta en aceleraciones. Y en la figura 5.36 se muestran los espectros de respuesta en aceleraciones (SA) propuestos para cada una de las zonas definidas en la figura 5.35.

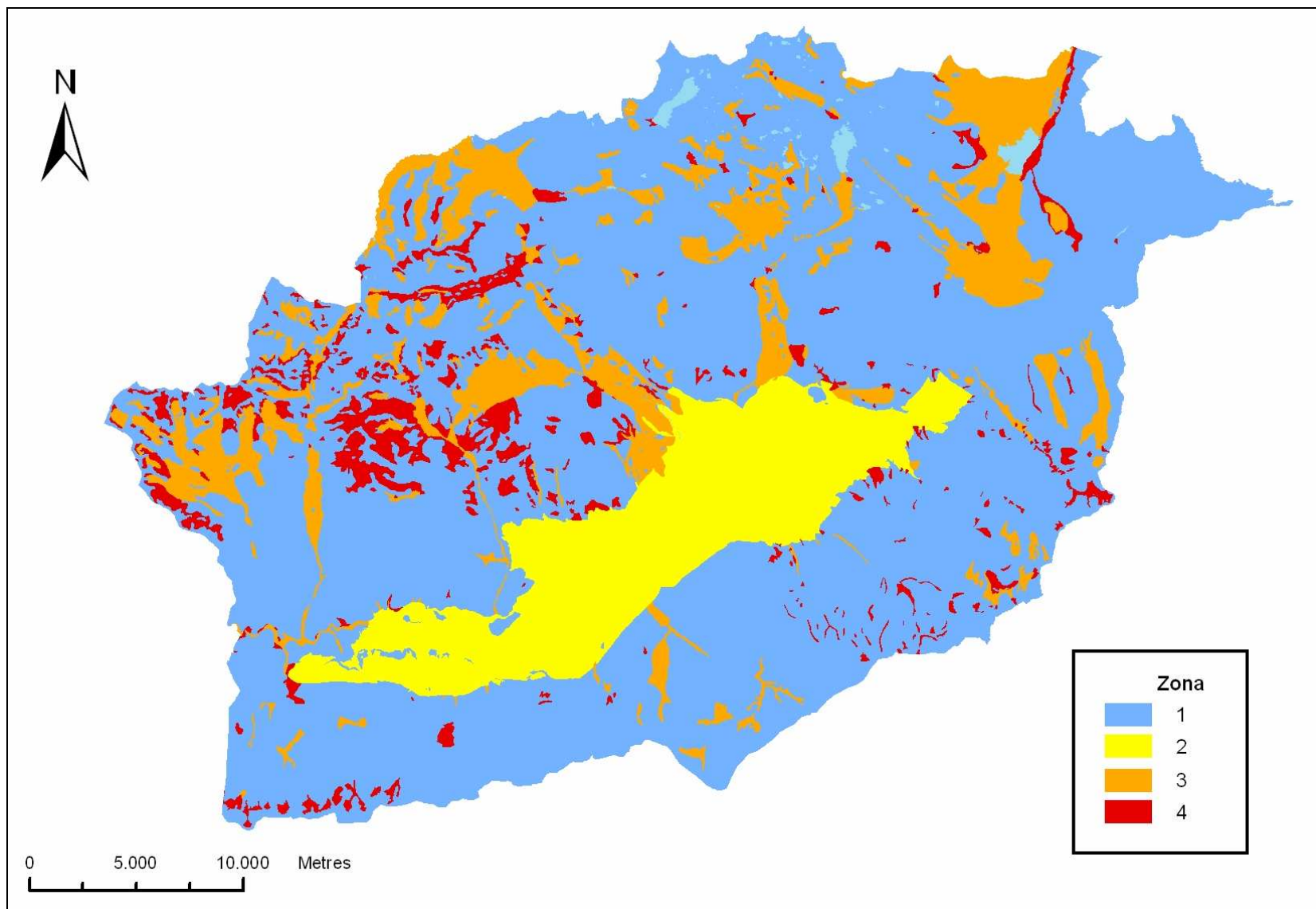


Figura 5.35: Mapa de peligrosidad local del valle de la Cerdanya en función de los espectros de respuesta en aceleraciones. Zona 1: clase de suelo R. Zona 2: clases de suelo Nb y Qb. Zona 3: clase de suelo S. Zona 4: clase de suelo E (Macau et al., 2007).

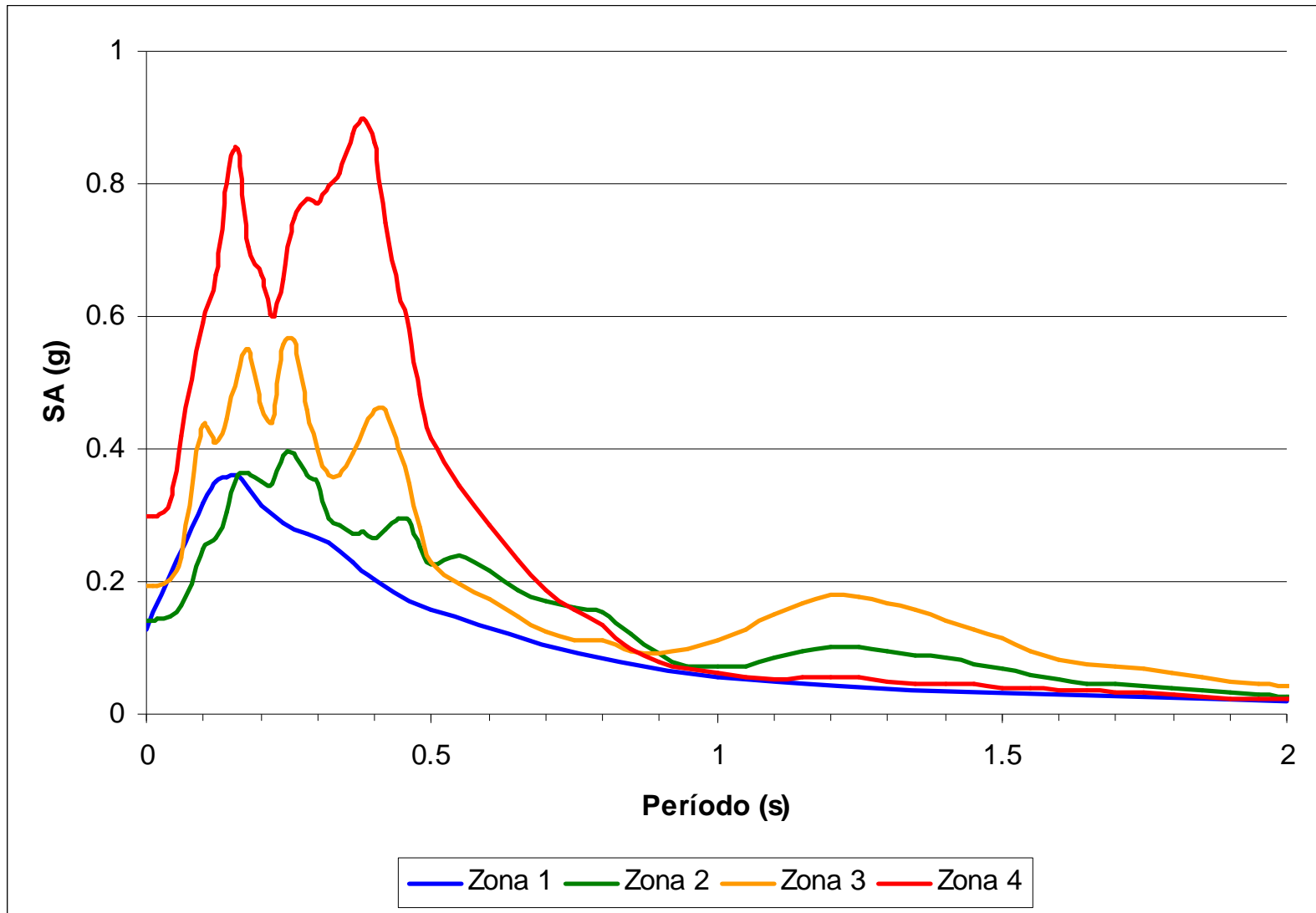


Figura 5.36: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) calculados en cada una de las zonas definidas en la figura 5.35.

ii) Intensidad macrosísmica considerando el efecto local del suelo

Conocida la intensidad esperada en el valle de la Cerdanya para un periodo de retorno de 475 años para un suelo de referencia y el incremento de intensidad producido por efecto de suelo se puede elaborar un mapa del valle de la Cerdanya con los valores de intensidad macrosísmica esperada en cada zona de la región (figura 5.37). Los valores de intensidad varían entre VII y VIII grados en la escala MSK. El valor de la intensidad macrosísmica para la mayor parte de las zonas habitadas del valle de Cerdanya es de VII o de VII – VIII grados. Las áreas con el valor más alto de intensidad, VIII grados, se encuentran en zonas montañosas lejos de los núcleos de población.

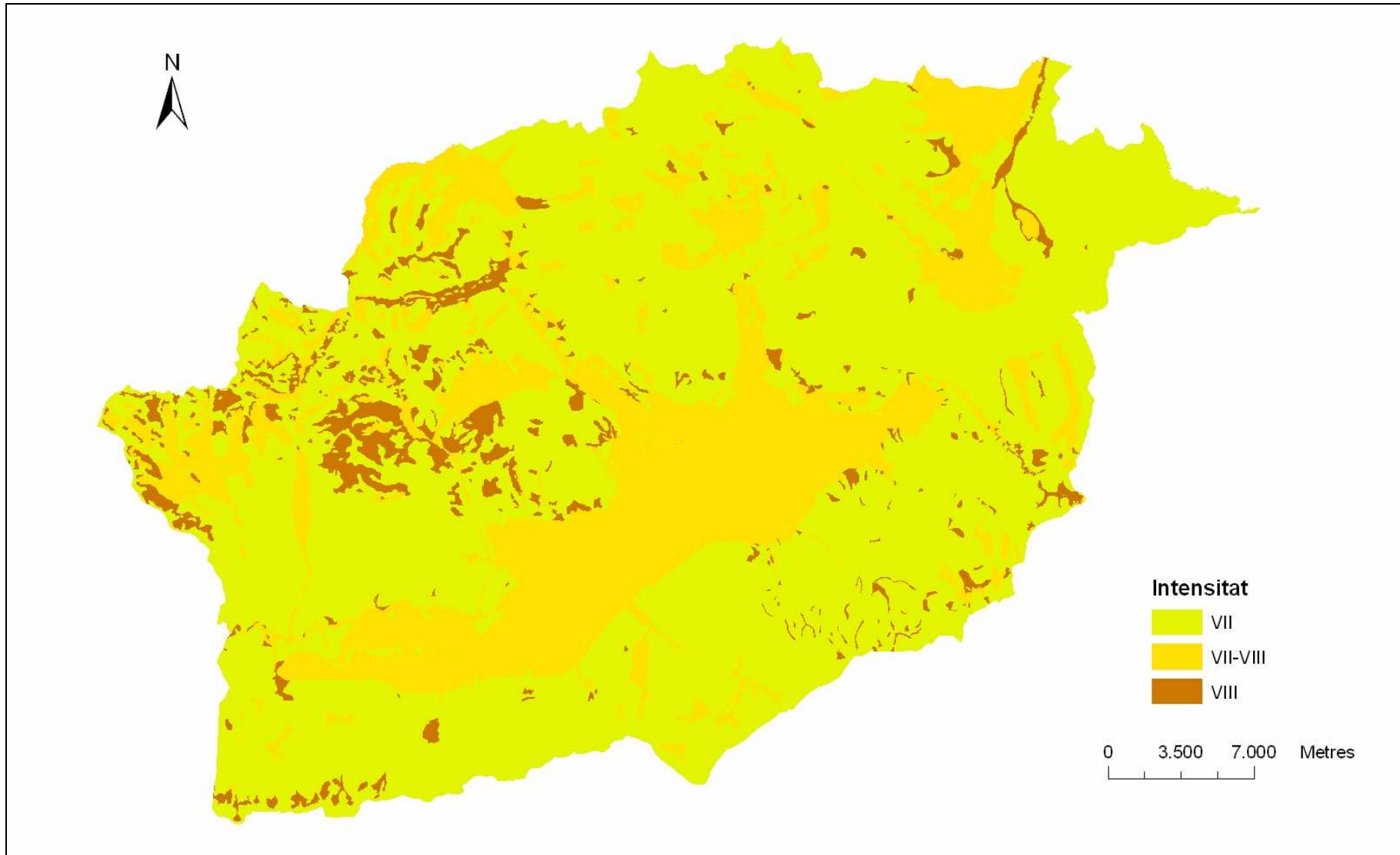


Figura 5.37: Mapa de peligrosidad local del valle de la Cerdanya en función de la intensidad macrosísmica esperada para $T = 475$ años (Macau et al., 2007).

5.7.2 Escenario sísmico determinista local

Para diseñar el mapa de escenario sísmico local se ha partido del escenario determinista definido por un terremoto análogo al ocurrido el 2 de Febrero de 1428 en la comarca del Ripollès (Pirineos Orientales). Según este escenario la intensidad probablemente percibida en los municipios del valle de la Cerdanya varió entre VI-VII y VII-VIII, en función de la proximidad al epicentro del terremoto para un suelo de referencia.

Estas intensidades se verán modificadas por el incremento de intensidad producido por la presencia de suelos blandos (ver apartado 5.6.2). El mapa del valle de la Cerdanya con los valores de intensidad probablemente percibida en el sismo de 1428 en cada zona de la región se muestra en la figura 5.38. Los valores de intensidad varían entre VI-VII y VIII-IX grados en la escala MSK. El valor de la intensidad macrosísmica para la mayor parte de las zonas habitadas del valle de Cerdanya varía entre VII y VIII grados. El máximo valor de intensidad, VIII – IX grados, se sitúa en zonas montañosas del extremo Este del valle de la Cerdanya, lejos de los núcleos de población. Se observa una disminución del valor de la intensidad a medida que nos situamos al Oeste del valle debida a la atenuación que experimenta la intensidad probablemente percibida en el sismo de 2 de Febrero de 1428 para el suelo de referencia.

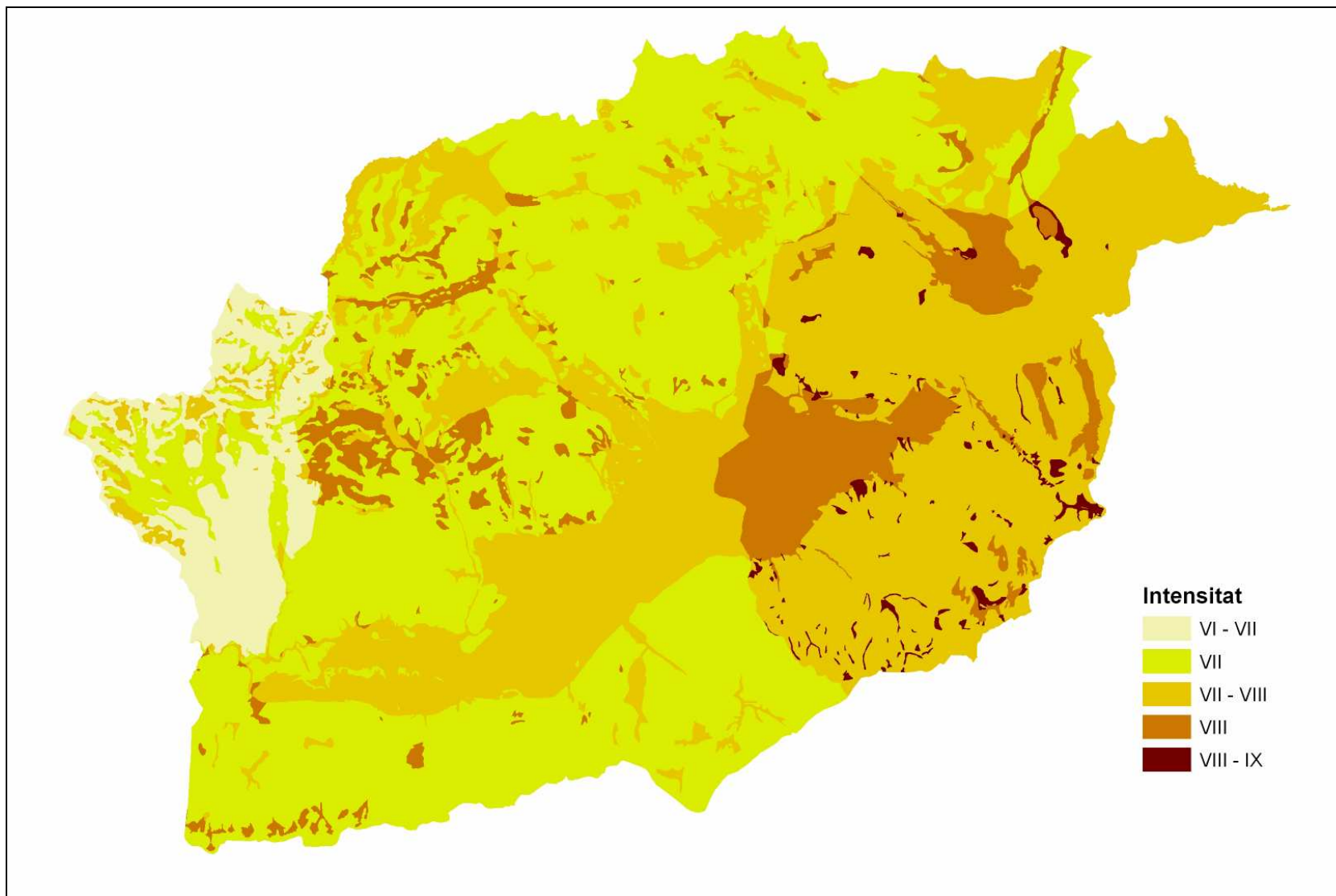


Figura 5.38: Zonación del valle de la Cerdanya en función de la intensidad macrosísmica probablemente percibida en el sismo de 2 de febrero de 1428 (Macau et al., 2007).

Capítulo 6

Peligrosidad sísmica a escala local en la ciudad de Málaga

La utilización de distintos datos geológicos y geotécnicos de la ciudad de Málaga obtenidos con anterioridad por LYDICCE (2005) ha permitido diseñar y constituir una base de datos completa con el resultado de un centenar de sondeos. Una clasificación preliminar de los suelos de la ciudad establecida según el coeficiente C de la Norma Sismorresistente Española (NCSE, 2002) realizada por Clavero y Ramos (2005) ha servido de base a la microzonación de la ciudad. Ha sido completada con una campaña de medidas de ruido sísmico y la realización de cálculos de las funciones de transferencia a partir de modelos unidimensionales.

Se obtiene y presenta un mapa de la peligrosidad sísmica a escala local para un escenario probabilista, en términos de la intensidad macrosísmica y de la aceleración espectral, con periodo de retorno de 500 años correspondiente al propuesto en la NCSE (2002).

6.1 Aspectos generales

6.1.1 Situación geográfica de la zona de estudio

La ciudad de Málaga está situada al sur de la costa mediterránea de la Península Ibérica, a poco más de 100 kilómetros al este del Estrecho de Gibraltar. La ciudad está emplazada entre los márgenes de las desembocaduras de los ríos Guadalhorce y Guadalmedina, y se encuentra rodeada por los sistemas montañosos de los Montes de Málaga.

La ciudad de Málaga es la capital de la provincia homónima en la comunidad autónoma de Andalucía. Es un importante centro turístico, cultural y económico, que tiene al turismo como su principal fuente de ingresos. La ciudad ha experimentado un importante crecimiento de población en las últimas décadas. Con 560631 habitantes en 2006 (Instituto de Estadística de Andalucía, 2006) se ha convertido en la sexta ciudad por población de toda España. La densidad de población de la ciudad de Málaga es muy alta, 1407.7 habitantes por kilómetro cuadrado.

6.1.2 Geología

La ciudad de Málaga está emplazada en una depresión conocida como la “Hoz de Málaga”, conformando la franja de separación entre los relieves correspondientes a los mármoles azules tableados de la unidad de Ojén (perteneciente a la unidad Blanca, y que a su vez forma parte del Complejo Alpujarra Occidental), situados al Oeste, y las grauwas, filitas y areniscas del Complejo Maláguide, situadas al Este y Oeste.

La Hoya de Málaga está constituida por los denominados sedimentos continentales post – mantos o post – orogénicos de edad Pliocena, depositados discordantemente sobre los complejos citados. Sobre estos materiales se reconocen, en los márgenes de los ríos Guadalhorce y Guadalmedina y en la orilla del mar, depósitos Cuaternarios desarrollados a partir de su dinámica fluvial y litoral respectivamente (Clavero, comunicación personal, 2006).

6.1.3 Sismicidad de la ciudad de Málaga

La mayor parte de la actividad sísmica de la Península Ibérica se concentra en el sur de la Península. Esta sismicidad está caracterizada por la ocurrencia de sismos de moderada magnitud, generalmente menor a 5.0. La mayor parte de los terremotos son de poca profundidad ($h < 40\text{km}$), pero también se han producido sismos intermedios ($40 < h < 150\text{km}$) y profundos ($h > 150\text{km}$) (Buforn et al., 1995).

La región de Málaga, situada al sur de la Península Ibérica, presenta una compleja sismicidad con la ocurrencia de terremotos superficiales e intermedios como se muestra en la figura 6.1.

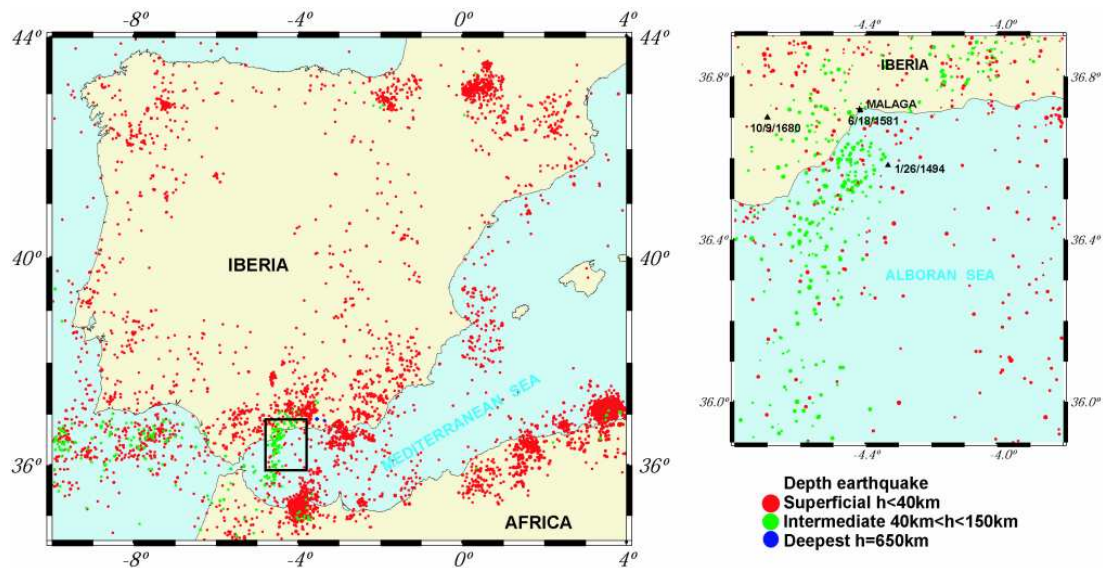


Figura 6.1: El mapa de la izquierda muestra la sismicidad de la Península Ibérica para el periodo 1980 – 2004 y para magnitudes iguales o superiores a 3. El mapa de la derecha muestra la sismicidad que afecta a la ciudad de Málaga para el mismo periodo y para todas las magnitudes (Irizarry et al., 2006).

El 26 de Enero de 1494 y el 18 de Junio de 1581, la ciudad de Málaga fue afectada por dos terremotos con intensidades máximas de VIII y VII (escala EMS – 98) respectivamente (Martínez Solares y Mezcua, 2002), que causaron importantes daños en la ciudad. Especialmente destructivo fue el sismo de 9 de Octubre de 1680 con una intensidad VIII – IX (escala EMS – 98) (Martínez Solares y Mezcua, 2002), que causó fuertes daños en la ciudad de Málaga y en localidades cercanas. Muñoz y Udías (1988) han asignado, basándose en el mapa de isosistas, una profundidad de 50km al sismo de 1680 y una magnitud de 7.

Recientemente, en el año 2002, en la ciudad de Málaga se han percibido dos terremotos, ambos de magnitud 4.3 con profundidades de 70 y 90 kilómetros respectivamente.

La peligrosidad sísmica que afecta la ciudad de Málaga, combinada con la elevada densidad de población actual y la vulnerabilidad sísmica de sus edificios, dan lugar a que la ciudad tenga un riesgo potencial alto de sufrir importantes daños si se producen fuertes terremotos como los ocurridos en el pasado.

6.2 Recopilación de información

El primer paso para la realización de la microzonación sísmica de la ciudad de Málaga es la recopilación de datos para conocer los materiales que componen las diferentes capas que forman el subsuelo de la ciudad y así poder caracterizar las columnas de suelo representativas de los diferentes emplazamientos.

Los datos disponibles para la ciudad de Málaga provienen de diferentes estudios:

1. Mapa geológico 1:50.000 de la serie MAGNA editado por el IGME (Estévez y Chamón, 1978).
2. Base de datos geotécnicos de la ciudad de Málaga (LIDYCCE, 2005).
3. Microzonación sísmica de la ciudad de Málaga en función del coeficiente C de la norma NCSE – 02 (Clavero y Ramos, 2005).

6.2.1 Mapa geológico 1:50.000 de la serie MAGNA editado por el IGME

El Instituto Geológico Minero Español (IGME) ha editado un mapa geológico de la serie MAGNA 1:50.000 correspondiente a la ciudad de Málaga: N° 1053 Málaga – Torremolinos (Estévez y Chamón, 1978). En las figuras 6.2 y 6.3 se muestran, respectivamente, el mapa geológico de la Málaga a escala 1:50.000 y su leyenda. Partiendo de este mapa se ha obtenido información de la geología superficial de la ciudad.

Desde el punto de vista geológico, los diferentes materiales que afloran en la ciudad de Málaga pertenecen al Complejo Maláguide (ocupando la mitad Este y el Noroeste de la ciudad), materiales Cuaternarios (se extienden a lo largo de la costa, en los márgenes de ríos y arroyos, principalmente los ríos Guadalmedina y Guadalhorce, y además al pie de ciertas colinas), y materiales Pliocenos (dispuestos entre el Cuaternario y el relieve Maláguide).

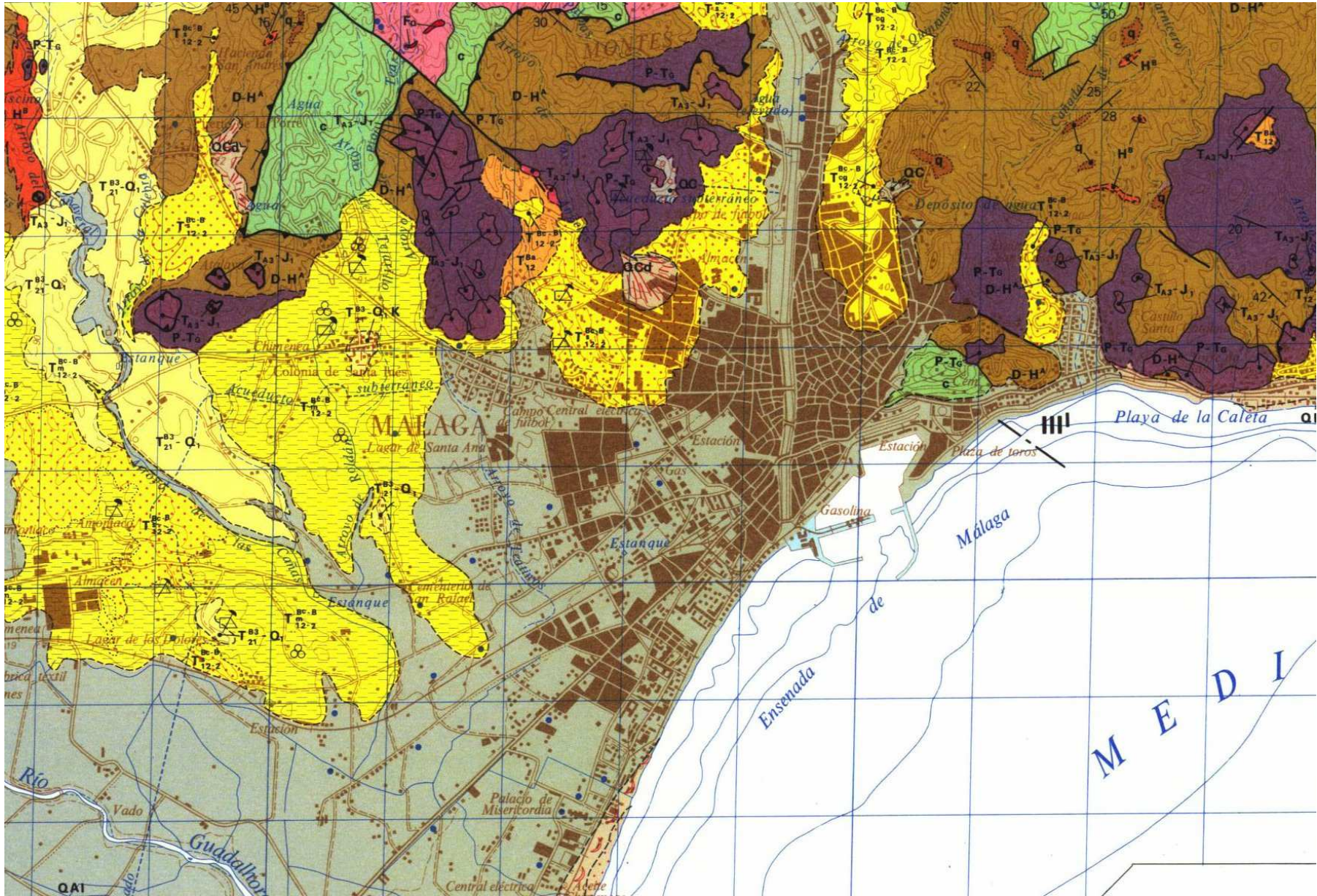


Figura 6.2: Mapa geológico de la ciudad de Málaga a escala 1:50.000 (Estévez y Chamón, 1978).

6.2.2 Base de datos geotécnicos de la ciudad de Málaga

Para caracterizar las columnas de los distintos tipos de suelo definidos en función del coeficiente C se ha utilizado la información de la base de datos geotécnicos de la ciudad realizada por LIDYCCE (Laboratorio del Instituto de Investigación y de Control de Calidad de la Edificación) recopilando la información de los informes geotécnicos de unos 400 sondeos pertenecientes a 100 estudios geotécnicos realizados en la ciudad de Málaga (LIDYCCE, 2005).

La base de datos está formada por 10 tablas, donde se almacenan los datos de los diferentes estudios geotécnicos de donde se extrae la información geotécnica útil para el estudio de amplificación de suelos. Su estructura es la siguiente: localización, ensayos, sondeos, columnas estratigráficas, posición del nivel freático, descripción de los datos geológicos y geotécnicos. La información de los ensayos que se pueden archivar es la siguiente: Clasificación Unificada de Suelos (U.S.C.), ensayo de penetración estándar (SPT), densidad aparente, densidad seca, humedad, límite líquido, índice de plasticidad, granulometría, resistencia sin drenar, cohesión, fricción, entre otros.

En la figura 6.4 se muestra un mapa de la ciudad de Málaga con la localización de los diferentes estudios geotécnicos incluidos en la base de datos.

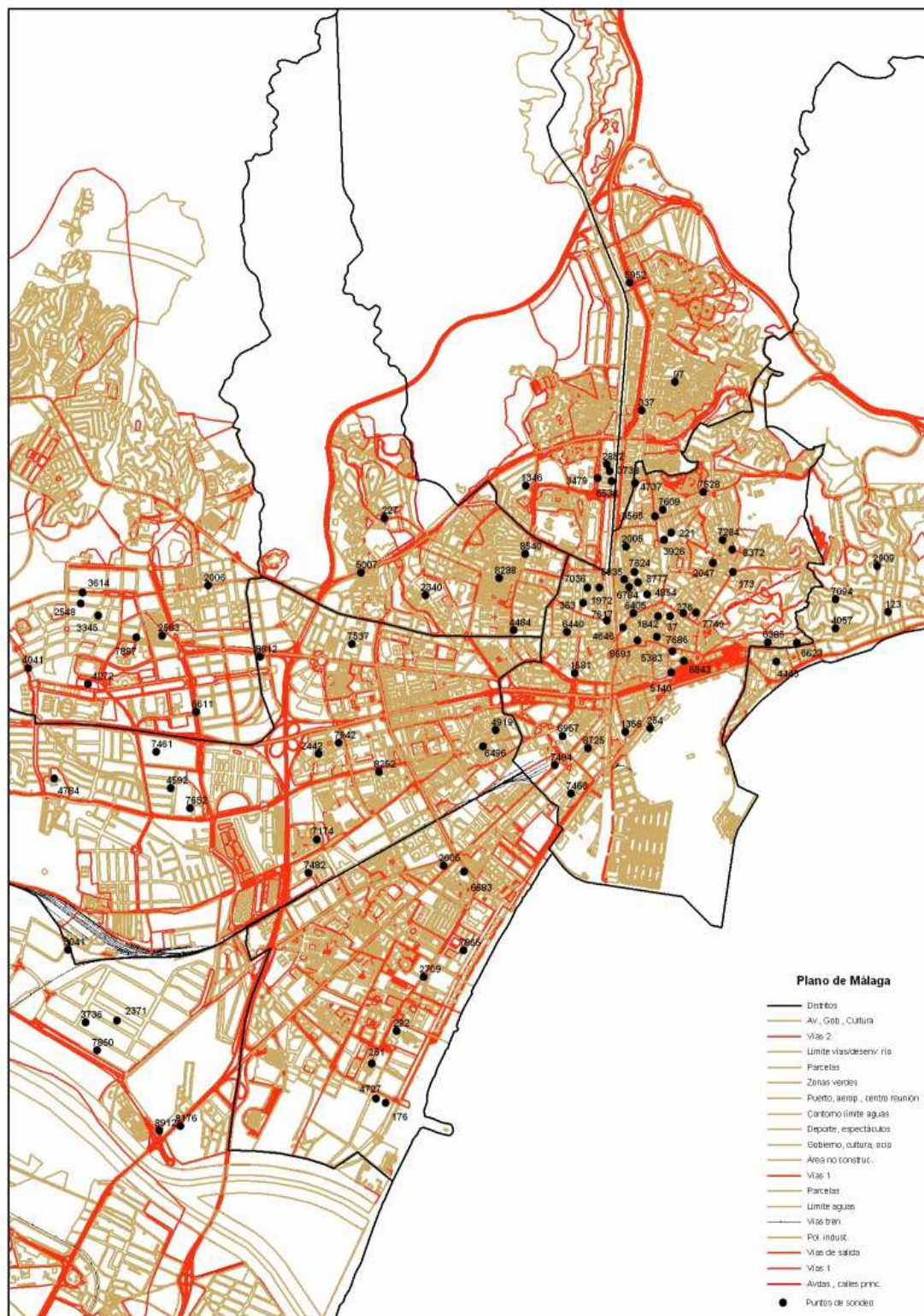


Figura 6.4: Localización de los estudios geotécnicos incluidos en la base de datos geotécnicos de la ciudad de Málaga.

6.2.3 Microzonación sísmica de la ciudad de Málaga en función del coeficiente C de la norma NCSE – 02

Para realizar el estudio de efectos de suelo en la ciudad de Málaga se ha partido de una microzonación sísmica inicial de la ciudad en función de los valores del coeficiente C de la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02) (Clavero y Ramos, 2005). Este coeficiente C depende de las características geotécnicas y de la compactación del terreno, y está propuesto para considerar un coeficiente de amplificación del terreno en la obtención de la aceleración sísmica de cálculo. En la Norma los terrenos se clasifican en los siguientes tipos:

- Terreno tipo I: Roca compacta, suelo cementado o granular muy denso. Velocidad de propagación de las ondas de cizalla $V_s > 750 \text{ m/s}$.
- Terreno tipo II: Roca muy fracturada, suelos granulares densos o cohesivos duros. Velocidad de propagación de las ondas de cizalla de $750 \text{ m/s} > V_s > 400 \text{ m/s}$.
- Terreno tipo III: Suelo granular de compactación media, o suelo cohesivo de consistencia firme o muy firme. Velocidad de propagación de las ondas de cizalla $400 \text{ m/s} > V_s > 200 \text{ m/s}$.
- Terreno tipo IV: Suelo granular suelto, o suelo cohesivo blando. Velocidad de propagación de las ondas de cizalla $V_s < 200 \text{ m/s}$.

A cada uno de estos tipos de terreno se le asigna el valor del coeficiente C indicado en la tabla 6.1:

Tipo de terreno	Coficiente C
I	1.0
II	1.3
III	1.6
IV	2.0

Tabla 6.1: Coeficientes C del terreno para cada tipo de suelo.

Para obtener el valor del coeficiente C a considerar en la obtención de la aceleración sísmica de cálculo se determinarán los espesores e_1 , e_2 , e_3 y e_4 de terrenos de tipos I, II, III y IV respectivamente, existentes en los 30 primeros metros bajo la superficie.

Se adoptará como valor de C el valor medio obtenido al ponderar los coeficientes C de cada estrato con su espesor e_i , en metros, mediante la expresión:

$$C = \frac{\sum C_i \cdot e_i}{30} \quad (6.1)$$

En la figura 6.5 se muestran las cuatro zonas obtenidas en la ciudad de Málaga teniendo en cuenta el valor del coeficiente C (Clavero y Ramos, 2005).

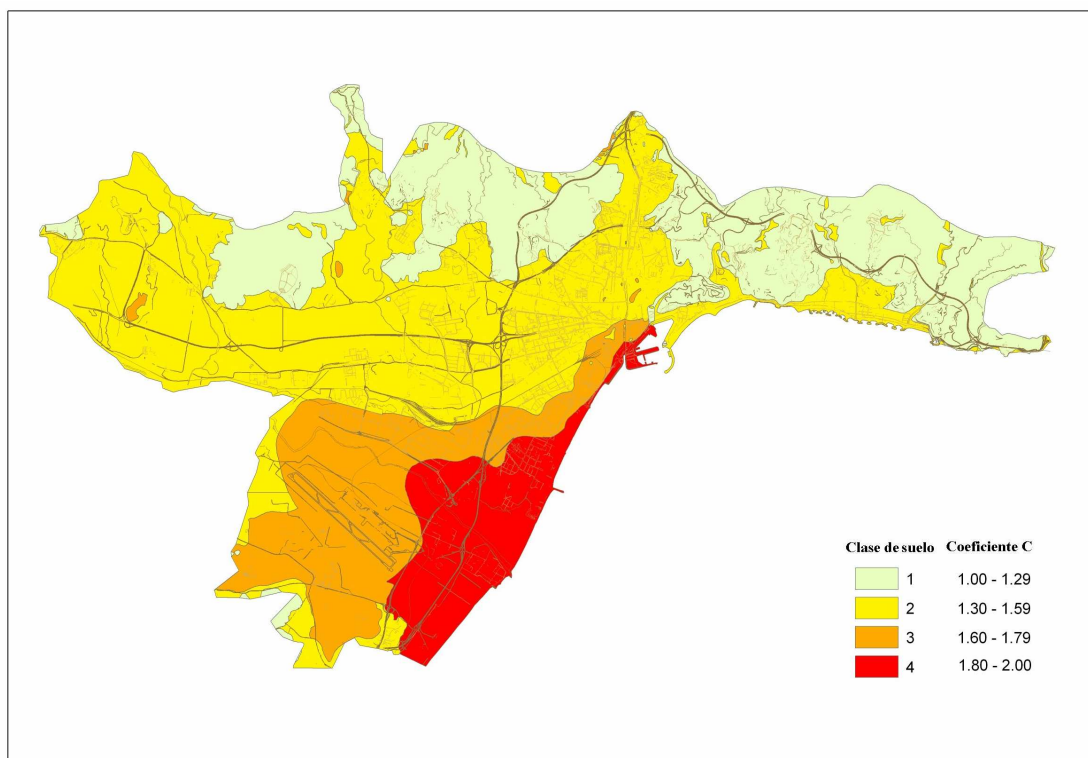


Figura 6.5: Mapa de microzonación sísmica de la ciudad de Málaga. Se han definido cuatro clases de suelo en función de los diferentes valores del coeficiente C (Clavero y Ramos, 2005).

6.3 Método del cociente espectral H/V

6.3.1 Recogida de datos Campaña de medidas

La campaña de medidas de ruido sísmico se ha realizado entre el 30 de Mayo y el 4 de Junio de 2005 en la ciudad de Málaga. Éstas se han concentrado a lo largo de seis perfiles y en una malla en el centro de la ciudad.

La selección de los puntos de medida se ha realizado teniendo en cuenta las diferencias de topografía, la geología, la geotecnia y la facilidad de acceso a los diferentes emplazamientos. La ciudad de Málaga tiene mucha actividad diurna, tanto por el tráfico como por la obra pública y privada. Para evitar las horas en que había más perturbaciones se realizaron la mayoría de las medidas durante la noche. En total se han obtenido registros en 74 emplazamientos diferentes. En la figura 6.6 se muestra un mapa con la situación de los puntos donde se han realizado las medidas de ruido sísmico.

La metodología y el equipo utilizados durante la campaña de medidas de ruido sísmico en la ciudad de Málaga son los mismos que los utilizados durante la campaña de medidas en la cubeta de Andorra la Vella y en el Valle de la Cerdanya (ver apartados 4.3.1 y 5.3.1).

6.3.2 Determinación de la frecuencia fundamental

Se ha determinado la frecuencia fundamental del suelo siguiendo la metodología propuesta en el apartado 4.3.2 para el estudio de los resultados de las medidas de ruido sísmico de la cubeta de Andorra la Vella.

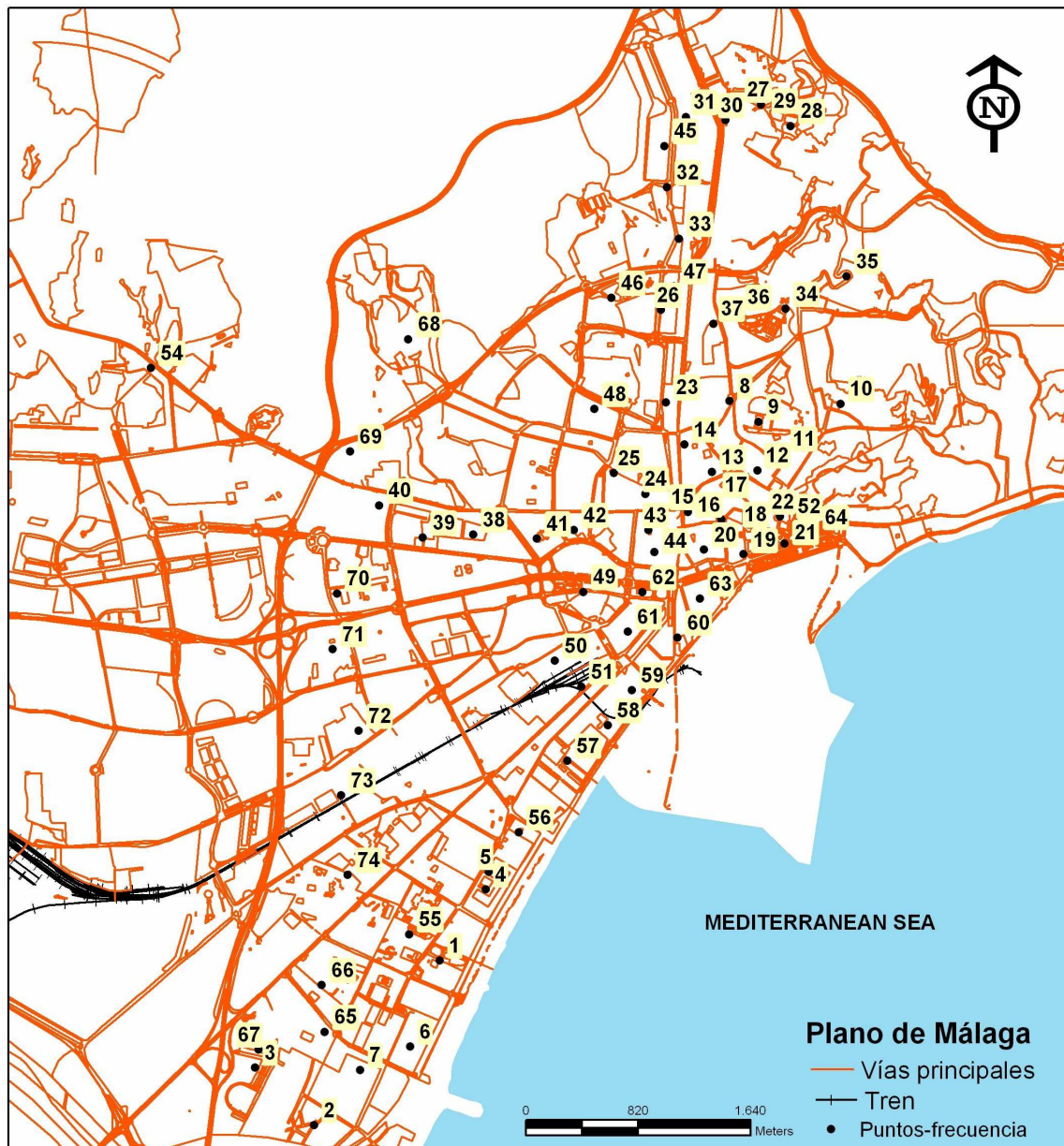


Figura 6.6: Mapa de situación de los emplazamientos donde se han realizado las medidas de ruido sísmico.

En la tabla 6.2 y en la figura 6.7 se muestran las frecuencias fundamentales del suelo obtenidas en los diferentes emplazamientos a partir de las medidas de ruido sísmico realizadas en ellos. Dentro de la ciudad de Málaga la frecuencia fundamental del terreno varía entre 0.4Hz y 4.0Hz.

Punto	Frecuencia Fundamental (Hz)	Punto	Frecuencia Fundamental (Hz)	Punto	Frecuencia Fundamental (Hz)
1	0.45	26	1.20	51	0.80
2	0.40	27	2.00	52	Roca
3	0.60	28	2.00	53	Roca
4	0.50	29	3.00	54	1.50
5	0.50	30	2.00	55	0.50
6	0.40	31	2.50	56	0.60
7	0.50	32	2.30	57	0.70
8	1.10	33	1.50	58	0.80
9	1.50	34	2.00	59	1.00
10	4.00	35	Roca	60	1.10
11	2.00	36	1.50	61	1.10
12	2.00	37	1.50	62	1.20
13	1.30	38	1.00	63	2.00
15	1.10	39	1.30	64	Roca
16	1.70	40	1.30	65	0.50
17	1.60	41	0.80	66	0.50
18	Roca	42	0.70	67	0.50
19	2.50	43	1.00	68	3.00
20	2.00	44	1.00	69	2.50
21	Roca	46	4.00	70	1.50
22	4.00	47	1.50	71	1.50
23	1.00	48	1.00	72	0.80
24	1.00	49	0.80	73	0.75
25	1.00	50	0.80	74	0.70

Tabla 6.2: Valor de la frecuencia fundamental obtenida en los diferentes emplazamientos con medidas de ruido sísmico

Se observa una disminución del valor de la frecuencia fundamental del suelo hacia el Suroeste de la ciudad, cerca de la desembocadura del río Guadalhorce. La geología de esta zona está formada por depósitos aluviales cuaternarios, en los que se puede considerar que el valor de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s) en superficie es uniforme, alrededor de 200m/s. Esta disminución de la frecuencia fundamental estará relacionada con el aumento de la profundidad del basamento rocoso hacia el Suroeste de la ciudad.

La frecuencia fundamental mínima obtenida al Nordeste del Río Guadalhorce es de 0.4Hz. Podemos calcular la profundidad del basamento rocoso correspondiente a un emplazamiento con este valor de la frecuencia fundamental partiendo de la relación aproximada (Bard, 1985):

$$v = \frac{V_s}{4 \cdot H} \quad (6.2)$$

donde v es la frecuencia fundamental del suelo, V_s es la velocidad promedio de la propagación de las ondas de cizalla en el relleno y H la profundidad del basamento rocoso. Si se considera una columna de suelo con una velocidad promedio de las ondas de cizalla de 400 m/s y una frecuencia fundamental de 0.4Hz obtenemos una profundidad del basamento de 250 metros.

No se conoce con exactitud la profundidad del basamento rocoso pero, según sondeos realizados en la desembocadura del Río Guadalhorce, se estima que la profundidad del basamento rocoso va aumentando en dirección Suroeste y que podría tener una profundidad máxima de más de quinientos metros al sur de la desembocadura del Río Guadalhorce (Serrano y Guerra, 2004). Estos datos son coherentes con los valores de las frecuencias fundamentales del suelo obtenidas en los emplazamientos de esa zona, es decir se observan valores bajos de la frecuencia fundamental del suelo en aquellos puntos donde el basamento rocoso se encuentra a mayor profundidad.

Los valores más altos de la frecuencia fundamental del suelo se han obtenido al pie de las colinas que rodean la ciudad de Málaga. En las medidas que se han realizado en las colinas, sobre roca, no se aprecia ningún pico de amplificación significativo como era de esperar.

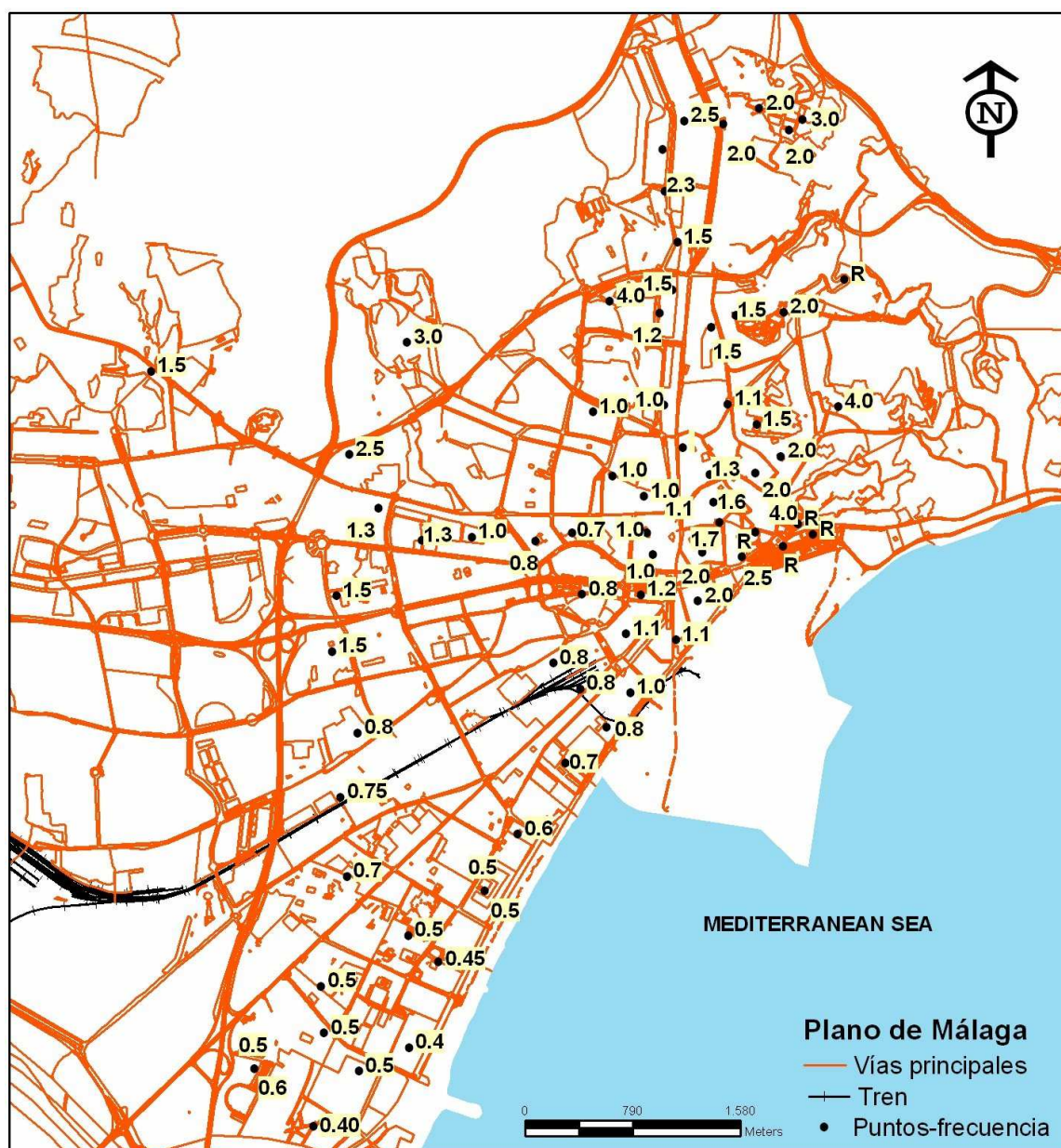


Figura 6.7: Mapa con los valores de las frecuencias fundamentales obtenidas en los distintos emplazamientos de la zona de estudio.

6.4 Método numérico 1-D lineal equivalente

6.4.1 Recogida de datos

En el capítulo 4.4.1 sobre la recogida de datos en la cubeta de Andorra la Vella se ha detallado la información necesaria para definir las columnas de suelo para calcular las funciones de transferencia con el programa de cálculo 1-D lineal equivalente ProShake.

En el apartado 6.3 sobre la recopilación de información ya se han detallado las diferentes fuentes de información disponibles para caracterizar las columnas de suelo representativas de la ciudad de Málaga. También se han tenido en cuenta diferentes valores de la densidad y de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s) para diferentes materiales obtenidos de estudios anteriores. Se han tomado las correlaciones entre la velocidad de ondas de cizalla y el número de golpes (N_{SPT}) resultante de sondeos geotécnicos SPT (Standard Penetration Test) propuestas en Cid (1996).

Por otro lado, el programa de cálculo ProShake lleva incorporada alguna información, como por ejemplo las curvas de variación del módulo de cizalla y el factor de amortiguamiento con la deformación para diferentes materiales, que se ha utilizado en los cálculos.

El acelerograma de entrada para calcular la función de transferencia de las columnas de suelo se ha escogido de manera análoga a la propuesta en el apartado 4.4.1 en la microzonación sísmica de la cubeta de Andorra la Vella. El espectro de este registro deberá aproximarse al propuesto en el capítulo 3 (apartado 3.3).

En la figura 6.8 se muestra el espectro de respuesta del registro junto con el espectro de respuesta propuesto por la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE – 02), que se ha tomado como espectro de referencia para la ciudad de Málaga. En la tabla 6.3 se describe el acelerograma que proporciona el mejor espectro de aceleración medio.

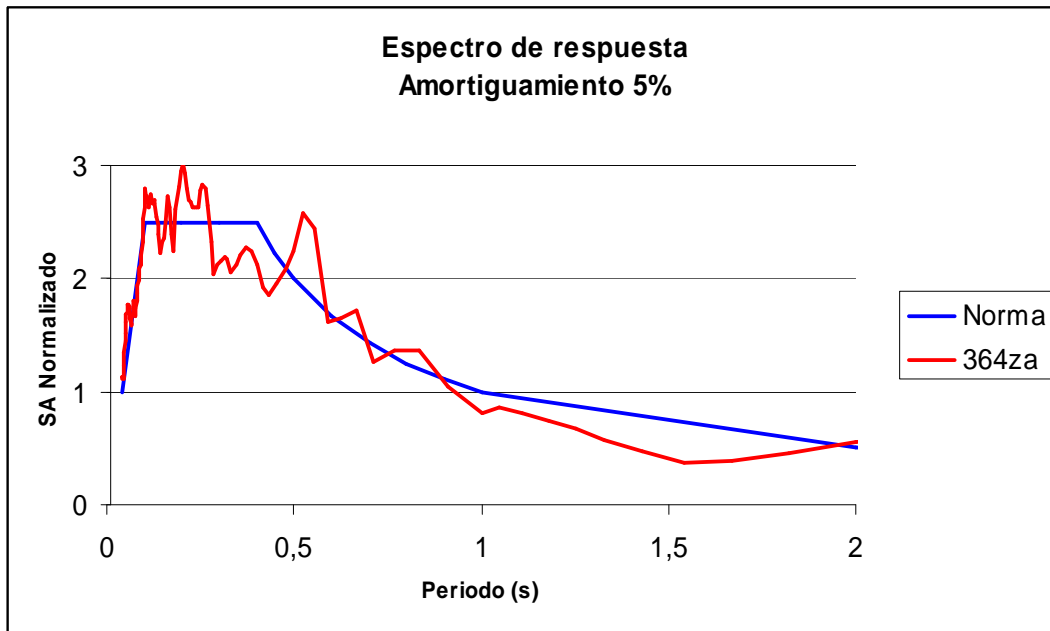


Figura 6.8: Espectros de respuesta del registro real obtenido de la base de datos europea de movimientos fuertes (rojo) y espectro de referencia propuesto por la NCSE-02 para la ciudad de Málaga (azul).

Número	Fecha	Epicentro	Componente	Suelo	Mb
364	5/7/1984	Lazio Abruzzo	Z	Roca	5.4

Tabla 6.3: Principales características del acelerograma seleccionado como sismo de entrada en roca para realizar los cálculos en la ciudad de Málaga con el programa de cálculo ProShake.

Una vez se ha obtenido el registro, éste se escala con el PGA esperado en la ciudad de Málaga que, para un escenario probabilista de con un periodo de retorno de 500 años, es de 0.11 g. En la figura 6.9 se muestra el registro del acelerograma seleccionado de la base de datos europea de movimientos fuertes (Ambraseys et al., 2000) como sismo de entrada en roca para realizar los cálculos en la ciudad de Málaga con el programa de cálculo ProShake.

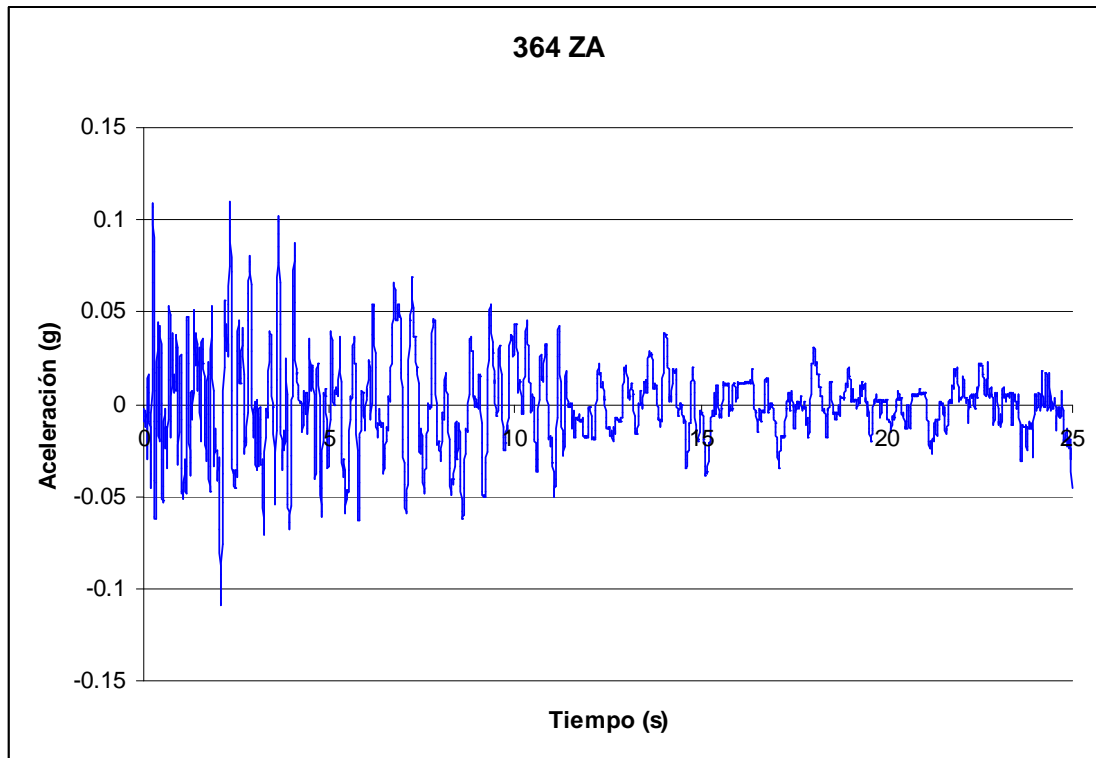


Figura 6.9: Registro utilizado como sismo de entrada en roca para realizar los cálculos en la ciudad de Málaga con el programa de cálculo ProShake.

6.4.2 Definición de las columnas de suelo

En la ciudad de Málaga se han definido cuatro columnas de suelo, cada una de ellas situada en las diferentes clases de suelo propuestas en función del coeficiente C del terreno. Para cada una de las columnas de suelo se ha calculado la función de transferencia tomando como sismo de referencia en roca el presentado en la figura 6.9. En la figura 6.10 se muestra la localización de cada una de las columnas de suelo.

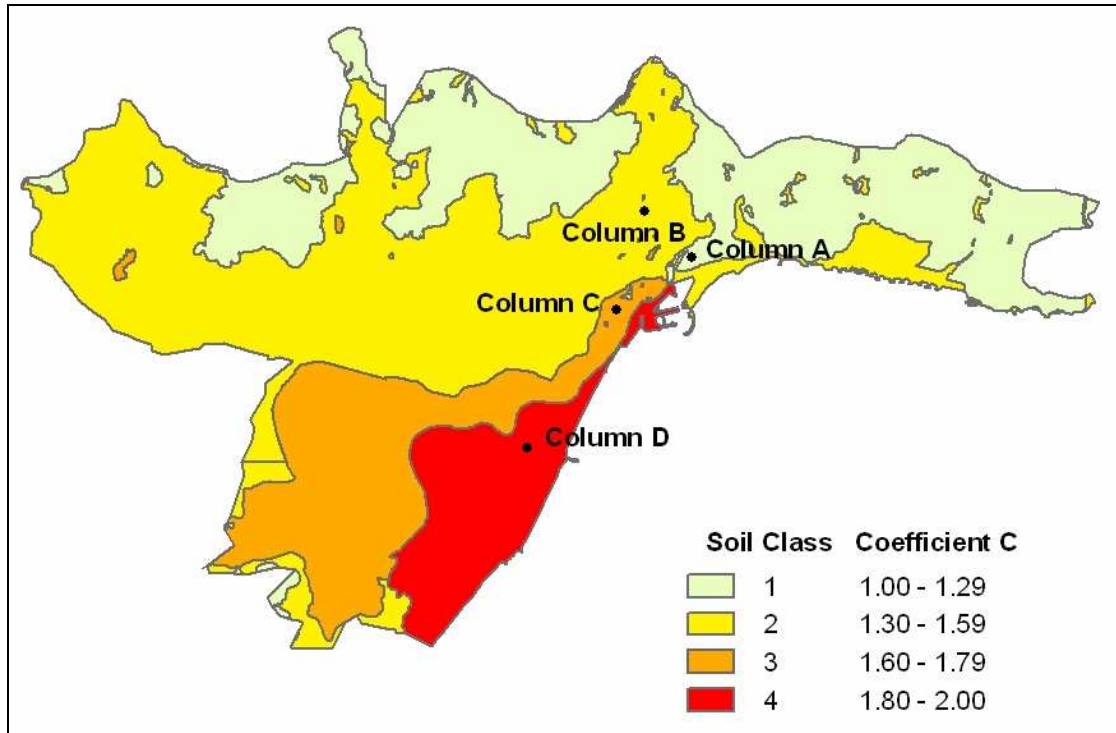


Figura 6.10: Localización de las columnas de suelo definidas en la ciudad de Málaga utilizadas en el cálculo de la función de transferencia del suelo.

A continuación se presentan los valores de los diferentes parámetros que se han considerado para definir cada una de las columnas características. El basamento rocoso de la ciudad de Málaga está formado por esquistos, areniscas y conglomerados, rocas con baja cohesión y por tanto con una velocidad de las ondas de cizalla (V_s) baja. Por este motivo se ha tomado un valor de la velocidad de las ondas de cizalla de 1500m/s para el basamento rocoso de la ciudad de Málaga.

i) Columna A

Se encuentra situada en la clase de suelo 1.

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Antrópico	3	13.30	74	234	Arena	Arena
2	Esquistos	∞	25.00	5736	1500	Roca	Roca

ii) Columna B

Se encuentra situada en la clase de suelo 2.

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Antrópico	3	13.30	56	204	Arena	Arena
2	Limos	9	17.50	79	211	Arcilla	Arcilla
3	Arcillas	88	17.60	216	347	Arcilla	Arcilla
4	Esquistos	∞	25.00	5736	1500	Roca	Roca

iii) Columna C

Se encuentra situada en la clase de suelo 3.

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Antrópico	2	13.30	56	204	Arena	Arena
2	Arenas	5	18.62	91	219	Arena	Arena
3	Arenas limosas	9	18.62	74	197	Arena	Arena
4	Gravas	6	20.58	220	324	Grava	Grava
5	Arcillas limosas	78	17.60	287	400	Arcilla	Arcilla
6	Esquistos	∞	25.00	5736	1500	Roca	Roca

iv) Columna D

Se encuentra situada en la clase de suelo 4.

Capa	Nombre del material	Grosor (m)	Peso unitario (kN/m ³)	Gmax (MPa)	V _s (m/s)	Curva variación del módulo	Curva amortiguamiento
1	Arenas y gravas	6	18.62	91	219	Arena	Arena
2	Limos	20	17.15	62	189	Arcilla	Arcilla
3	Arenas y gravas	6	19.60	198	315	Grava	Grava
4	Arcilla limosa	168	17.60	287	400	Arcilla	Arcilla
5	Esquistos	∞	25.00	5734	1500	Roca	Roca

6.4.3 Funciones de transferencia

Seleccionado el acelerograma de entrada en roca y caracterizadas las columnas de suelo con sus propiedades físico – mecánicas, se procede al cálculo des las funciones de transferencia para cada columna mediante el programa ProShake. En las figuras 6.11 a 6.12 se representan las funciones de transferencia calculadas en cada una de las columnas de suelo junto con el valor de la frecuencia fundamental obtenida con el método de Nakamura en emplazamientos que se encuentran cercanos a estas columnas.

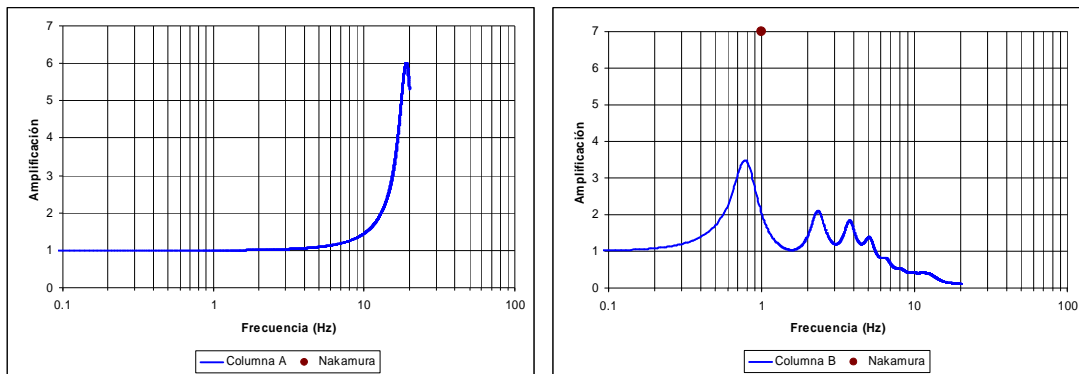


Figura 6.11: Comparación entre la función de transferencia obtenida mediante la aplicación del método 1D lineal equivalente a la columna A (izquierda) y a la columna B (derecha) y el valor de la frecuencia fundamental obtenido en la aplicación del método de Nakamura en emplazamientos cercanos a esta columna (punto rojo).

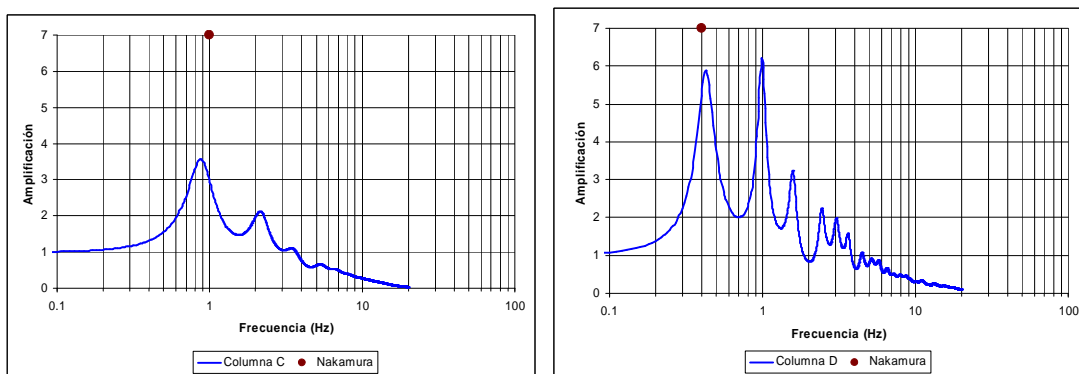


Figura 6.12: Comparación entre la función de transferencia obtenida mediante la aplicación del método 1D lineal equivalente a la columna C (izquierda) y a la columna D (derecha) y el valor de la frecuencia fundamental obtenido en la aplicación del método de Nakamura en emplazamientos cercanos a esta columna (punto rojo).

En la tabla 6.4 se resumen la frecuencia fundamental y el valor de amplificación obtenidos para cada una de las columnas de suelo que se han caracterizado.

Columna	Frecuencia (Hz)	Amplificación
A	ROCA	
B	0.8	3.5
C	0.9	3.5
D	0.4	6

Tabla 6.4: Valor de la frecuencia fundamental y valor de amplificación para cada columna de suelo.

En los gráficos de la función de transferencia se observa el mismo fenómeno que se ha observado en las funciones de transferencia calculadas en el valle de la Cerdanya (apartado 5.4.3), una disminución del valor de la amplificación por debajo de la unidad en las altas frecuencias. Como se ha comentado en el caso del valle de la Cerdanya, parece que este comportamiento está relacionado con el amortiguamiento ejercido por las capas de suelo que producen una reducción progresiva de la oscilación de la señal sísmica cuando ésta viaja a través de la columna de suelo.

Se observan diferencias en el comportamiento de la función de transferencia en función de la clase de suelo del emplazamiento donde se ha realizado la modelización:

- Columna A (roca): Se observa un pico de amplificación en la función de transferencia a unos 20Hz producido por la capa superficial de materiales antrópicos, pero en aquellos emplazamientos donde la roca aflora no se observarían picos de amplificación. Por este motivo se considera que no se produce amplificación en la clase de suelo 1.
- Columnas B y C: Presentan una función de transferencia parecida, con una frecuencia fundamental aproximada de 1Hz, y el pico de amplificación de 3.5. Estas columnas de suelo son características del subsuelo de la mayor parte de la ciudad.
- Columna D: La frecuencia fundamental de la función de transferencia está alrededor de 0.4Hz, y el pico de amplificación es de 6. Estas columnas de suelo son características del subsuelo de la zona Suroeste de la ciudad.

Por otro lado se observa que los valores de la frecuencia fundamental del suelo calculados mediante la simulación numérica en las columnas de suelo se aproximan a los valores obtenidos en la aplicación del método de Nakamura (Nakamura, 1989) en las medidas de ruido sísmico realizadas en emplazamientos cercanos a las columnas de suelo.

6.4.4 Espectros de respuesta en suelo

En las figuras 6.13 a 6.14 se presentan los espectros de respuesta (SA) calculados en cada una de las columnas de suelo junto con el espectro de referencia (roca). En la figura 6.13 (izquierda) se representa únicamente el espectro de respuesta en roca, ya que el espectro en suelo, formado por 3 metros de materiales antrópicos, no es representativo de la clase de suelo 1 de la NCSE-02. En la tabla 6.5 se resume, para cada una de las columnas de suelo que se han definido, el valor de la aceleración máxima del suelo (PGA), el comportamiento, en función de la frecuencia, de la aceleración espectral (SA) del registro en suelo, y la frecuencia fundamental.

Columna	PGA (g)	Amplificación SA	Frecuencia (Hz)
A	0.11	No se observa	Roca
B	0.14	Bajas frecuencias	0.8
C	0.14	Bajas frecuencias	0.9
D	0.14	Bajas frecuencias	0.4

Tabla 6.5: Valor del PGA, comportamiento en función de la frecuencia de la aceleración espectral (SA) del registro en suelo, y frecuencia fundamental para cada columna definida.

En la columna A no se obtiene ninguna amplificación en el valor de la aceleración máxima del suelo (PGA) ni en el espectro de respuesta en aceleraciones. Por el contrario en las columnas B, C y D se produce una amplificación del PGA, con un valor de 0.14g. También se observa en las figuras 6.13 (derecha) y 6.14 que se producen amplificaciones en el espectro de respuesta en aceleraciones en suelos respecto al espectro en roca y que en los tres casos las amplificaciones se producen mayoritariamente en el rango de las bajas frecuencias.

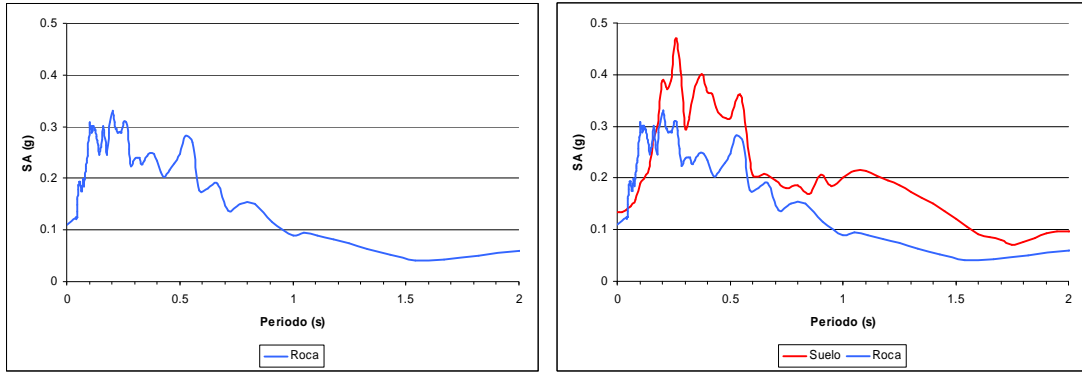


Figura 6.13: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) en roca y calculados en suelo en el extremo superior de la columna A (izquierda) y de la columna B (derecha).

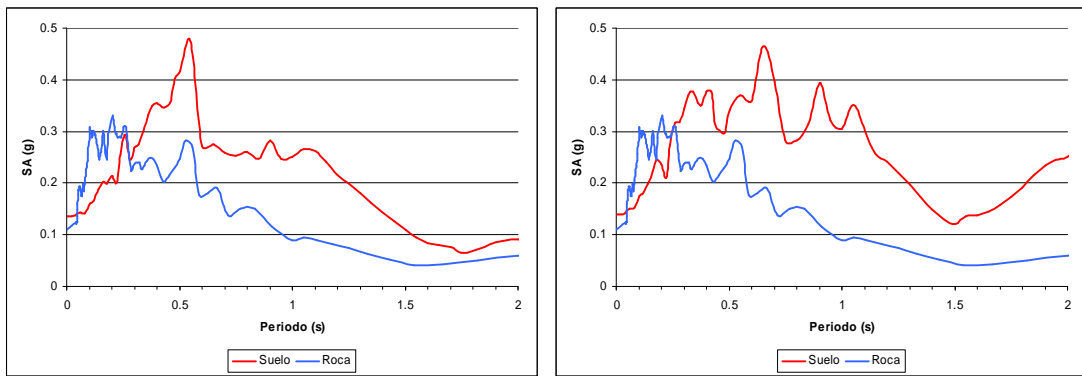


Figura 6.14: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) en roca y calculados en suelo en el extremo superior de la columna C (izquierda) y de la columna D (derecha).

6.4.5 Comparación entre los espectros de respuesta obtenidos en suelo y los propuestos en la NCSE-02

La Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02) propone un espectro de respuesta en términos de la aceleración para cada una de las clases de suelo definidas en ella, mostradas en el apartado 6.2.3. Estos espectros permiten considerar de forma rápida y sencilla la amplificación del movimiento del suelo con un mínimo de información geológica y geomecánica de los materiales presentes en el subsuelo, como por ejemplo la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s). Los espectros de respuesta normalizados están definidos por los siguientes valores:

$$\begin{array}{ll} \text{Si } T < T_A & \alpha(T) = (1+1.5 \cdot T/T_A) \\ \text{Si } T_A \leq T \leq T_B & \alpha(T) = 2.5 \\ \text{Si } T > T_B & \alpha(T) = K \cdot C/T \end{array}$$

Donde:

$\alpha(T)$: Valor del espectro normalizado.

T: Periodo, en segundos.

K: Coeficiente de contribución, para la ciudad de Málaga su valor es 1.

C: Coeficiente del terreno, que tiene en cuenta las características geotécnicas del terreno. En el apartado 6.2.3 se ha mostrado su valor para cada clase de terreno.

T_A, T_B : Periodos característicos del espectro de respuesta, de valores:

$$T_A = K \cdot C/10$$

$$T_B = K \cdot C/2.5$$

Para obtener el espectro de respuesta en términos de la aceleración espectral se multiplica el valor del espectro normalizado, $\alpha(T)$, por la aceleración sísmica de cálculo, a_c , definida en la norma como el producto:

$$a_c = S \cdot \rho \cdot a_b$$

Donde:

a_b : Aceleración sísmica básica, el valor para la ciudad de Málaga es de 0.11g.

ρ : Coeficiente adimensional de riesgo, función de la probabilidad aceptable de que se exceda a_c en el periodo de vida para el que se proyecta la construcción.

Toma los valores $\rho = 1.0$ cuando las construcciones son de importancia normal y $\rho = 1.3$ cuando las construcciones son de importancia especial.

S: Coeficiente de amplificación del terreno. Toma el valor:

$$\text{Para } \rho \cdot a_b < 0.1g \quad S = \frac{C}{1.25}$$

$$\text{Para } 0.1g < \rho \cdot a_b < 0.4g \quad S = \frac{C}{1.25} + 3.33 \cdot \left(\rho \cdot \frac{a_b}{g} - 0.1\right) \cdot \left(1 - \frac{C}{1.25}\right)$$

$$\text{Para } 0.4g \leq \rho \cdot a_b \quad S = 1.0$$

De la figura 6.15 a la 6.17 se muestra la comparación entre el espectro de respuesta en términos de la aceleración obtenidos mediante la simulación numérica en la cima de cada columna de suelo y el propuesto por la NCSE-02 para la clase de terreno correspondiente a la zona donde se encuentra dicha columna. La columna B, definida en la zona de clase de suelo II, se representa junto con el espectro de respuesta propuesto para la clase de suelo III ya que el valor calculado del coeficiente C para esta columna es de 1.6, que es el valor límite entre las clase de suelo II y III. Las columnas C y D están definidas, respectivamente, en las zonas con clases de suelo III y IV.

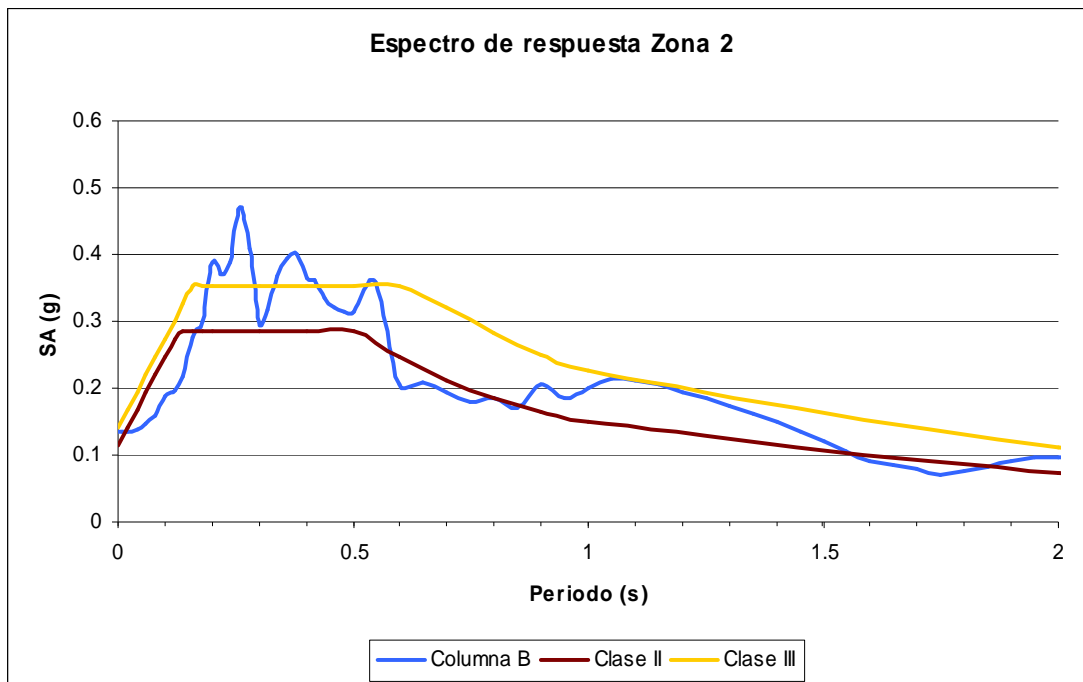


Figura 6.15: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) calculado en suelo en el extremo superior de la columna B y propuestos por la NCSE-02 para las clases de suelo II y III.

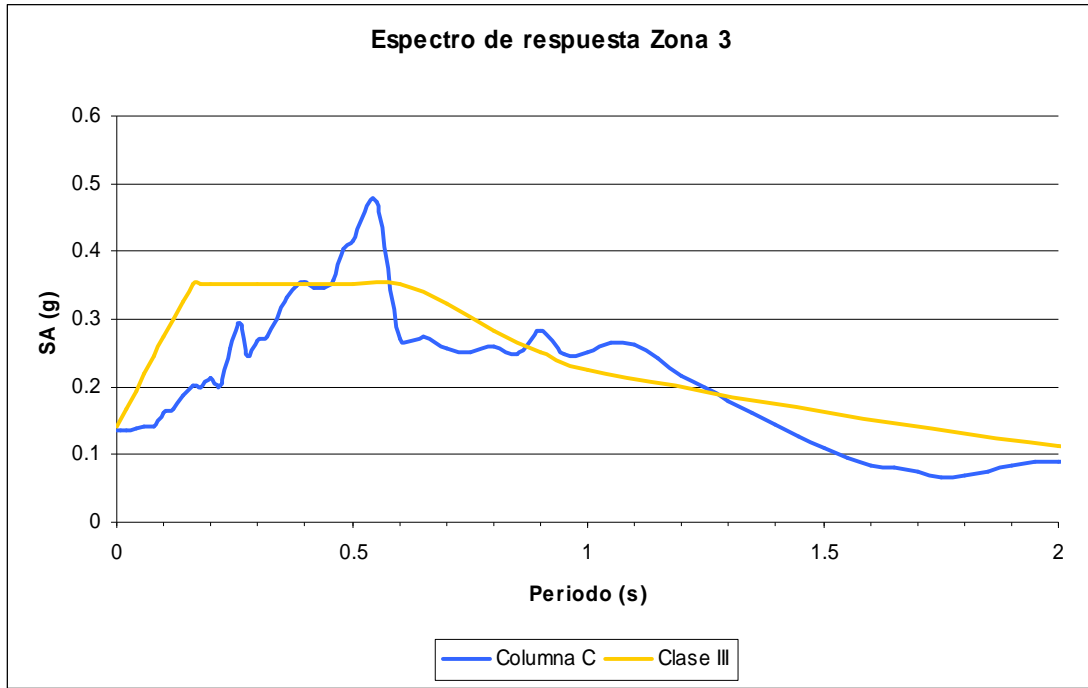


Figura 6.16: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) calculado en suelo en el extremo superior de la columna C y propuesto por la NCSE-02 para la clase de suelo III.

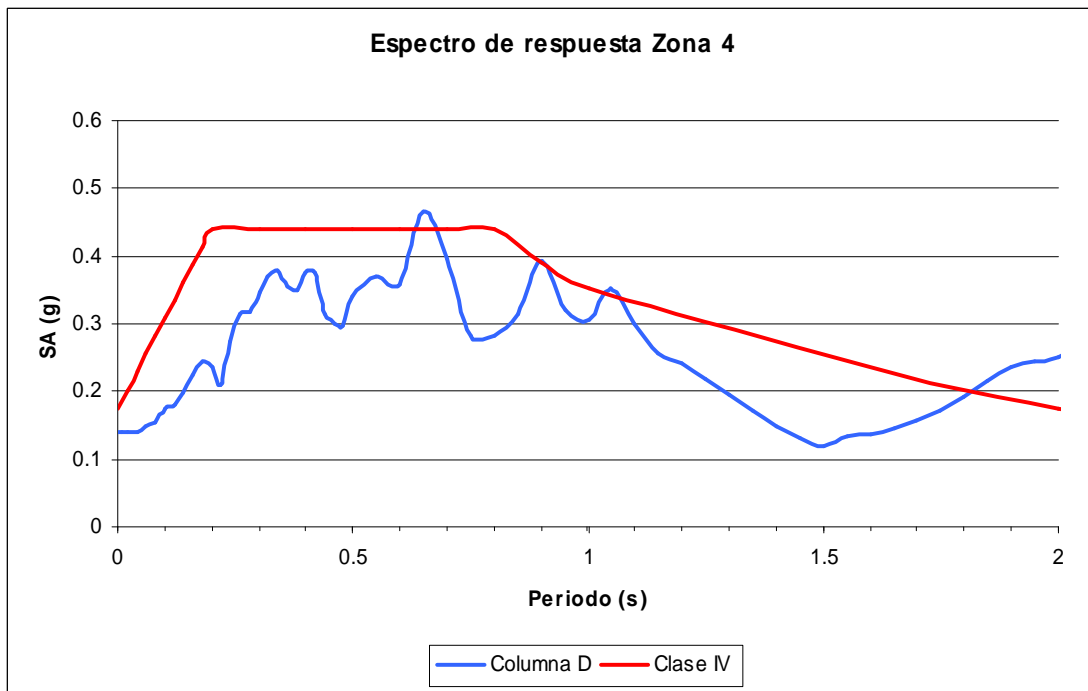


Figura 6.17: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) calculado en suelo en el extremo superior de la columna C y propuesto por la NCSE-02 para la clase de suelo IV.

En general se observa que, a pesar de la compleja geometría de los espectros simulados, se produce un buen ajuste entre la forma de los espectros propuestos en la NCSE-02 y la forma de los espectros obtenidos en la simulación numérica. Los espectros propuestos por la Norma de Construcción Sismorresistente Española cubren

en casi todos los casos los espectros de respuesta calculados con el modelo lineal – equivalente 1D con una ligera sobrevaloración de la aceleración en algunos partes del espectro.

6.4.6 Cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de intensidad macrosísmica.

Aplicando el procedimiento propuesto en el apartado 2.3.3 entre la Intensidad de Arias (AI) y la intensidad macrosísmica para el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en términos de la intensidad macrosísmica a los acelerogramas calculados en la cima de las columnas de suelo se obtiene el incremento de intensidad macrosísmica para cada una de las columnas de suelo de la ciudad de Málaga (tabla 6.6).

Clase de suelo	ΔI MSK
1	+0.0
2	+0.5
3	+0.5
4	+1.0

Tabla 6.6: Valores del incremento de intensidad para cada clase de suelo.

Para cada una de las columnas de suelo se ha asignado un incremento de intensidad a cada una de las zonas descritas en la microzonación sísmica de la ciudad de Málaga del apartado 6.2.1.

- Zona 1: Sin amplificación. Corresponde a las laderas que rodean la ciudad de Málaga.
- Zonas 2, 3: Incremento de 0.5. Amplia zona que se extiende desde las laderas que rodean la ciudad hasta las proximidades de la línea de la costa y la desembocadura del Río Guadalhorce.
- Zona 4: Incremento de 1.0. Zona que se extiende a lo largo de la línea de la costa y en la desembocadura del Río Guadalhorce.

6.5 Zonación

Los resultados obtenidos han permitido caracterizar las diferentes clases de suelo propuestas en la microzonación sísmica inicial en función del coeficiente C en términos de la frecuencia fundamental del suelo, la función de transferencia, el espectro de respuesta en aceleraciones y el incremento de la intensidad macrosísmica asociado a las características locales del emplazamiento. En la figura 6.18 y en la tabla 6.7 se muestran los resultados de la caracterización sísmica de la ciudad de Málaga.

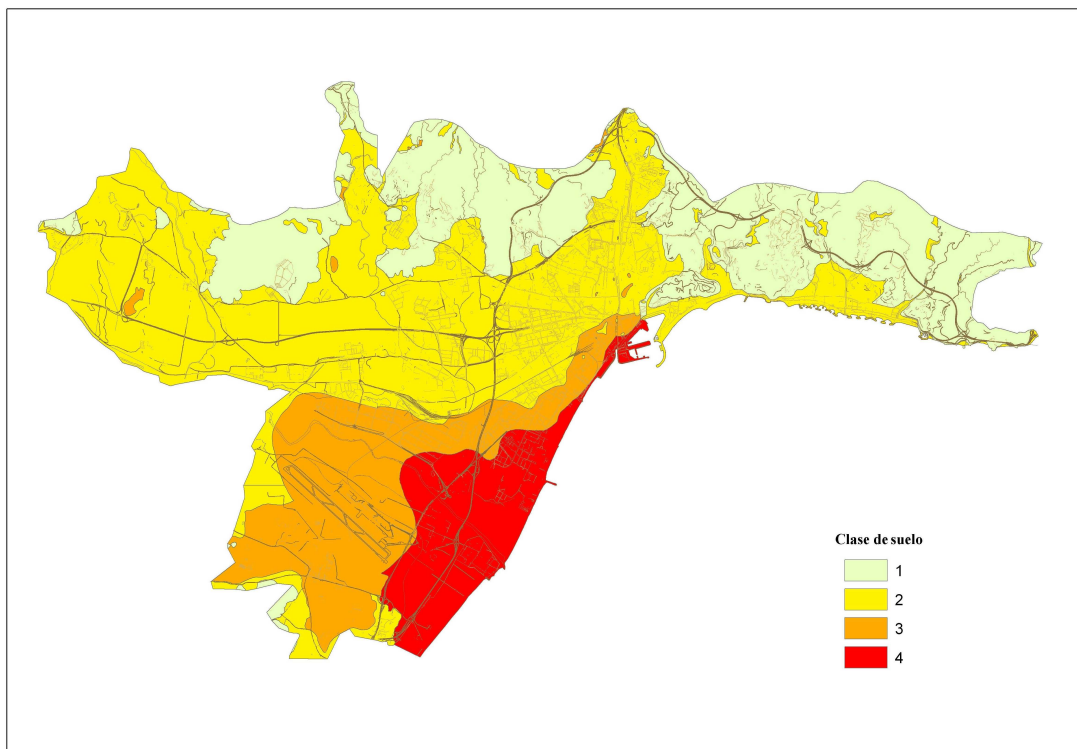


Figura 6.18: Mapa de microzonación sísmica de la ciudad de Málaga (Macau et al., 2006a).

	Clase de suelo	Coefficiente C	Frecuencia fundamental	ΔI MSK
	1	1.00 – 1.29	Roca	+0.0
	2	1.30 – 1.59	0.8 Hz	+0.5
	3	1.60 – 1.79	0.9 Hz	+0.5
	4	1.80 – 2.00	0.4 Hz	+1.0

Tabla 6.7: Valores del coeficiente C , frecuencia fundamental del suelo e incremento de intensidad macrosísmica para cada clase de suelo de la ciudad de Málaga (Macau et al., 2006a).

6.6 Zonificación de peligrosidad local

6.6.1 Mapa de peligrosidad local

Para elaborar el mapa de peligrosidad local se ha partido del escenario probabilista con un periodo de retorno de 500 años de la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02), que estima para la zona de la ciudad de Málaga una aceleración máxima del suelo de 0.11 g y una intensidad macrosísmica de VII – VIII grados MSK. En los apartados siguientes se determinan los espectros de respuesta e intensidades obtenidas después de considerar los efectos de amplificación del movimiento del suelo de los apartados anteriores que corresponden a la microzonación sísmica a partir de métodos experimentales y numéricos.

Partiendo de los cálculos de los espectros de respuesta en aceleraciones (SA) en la cima de las diferentes columnas de suelo de la ciudad de Málaga se ha asignado un espectro de respuesta para un periodo de retorno de 500 años a cada una de las diferentes clases de suelo propuestas en la microzonación sísmica de la ciudad de Málaga en función del coeficiente C (Clavero y Ramos, 2005). Se han considerado un total de cuatro zonas diferentes, mostradas en el mapa de la figura 6.18. En la figura 6.19 se muestran los espectros de respuesta en aceleraciones (SA) propuestos para cada una de las zonas definidas en la figura 6.18.

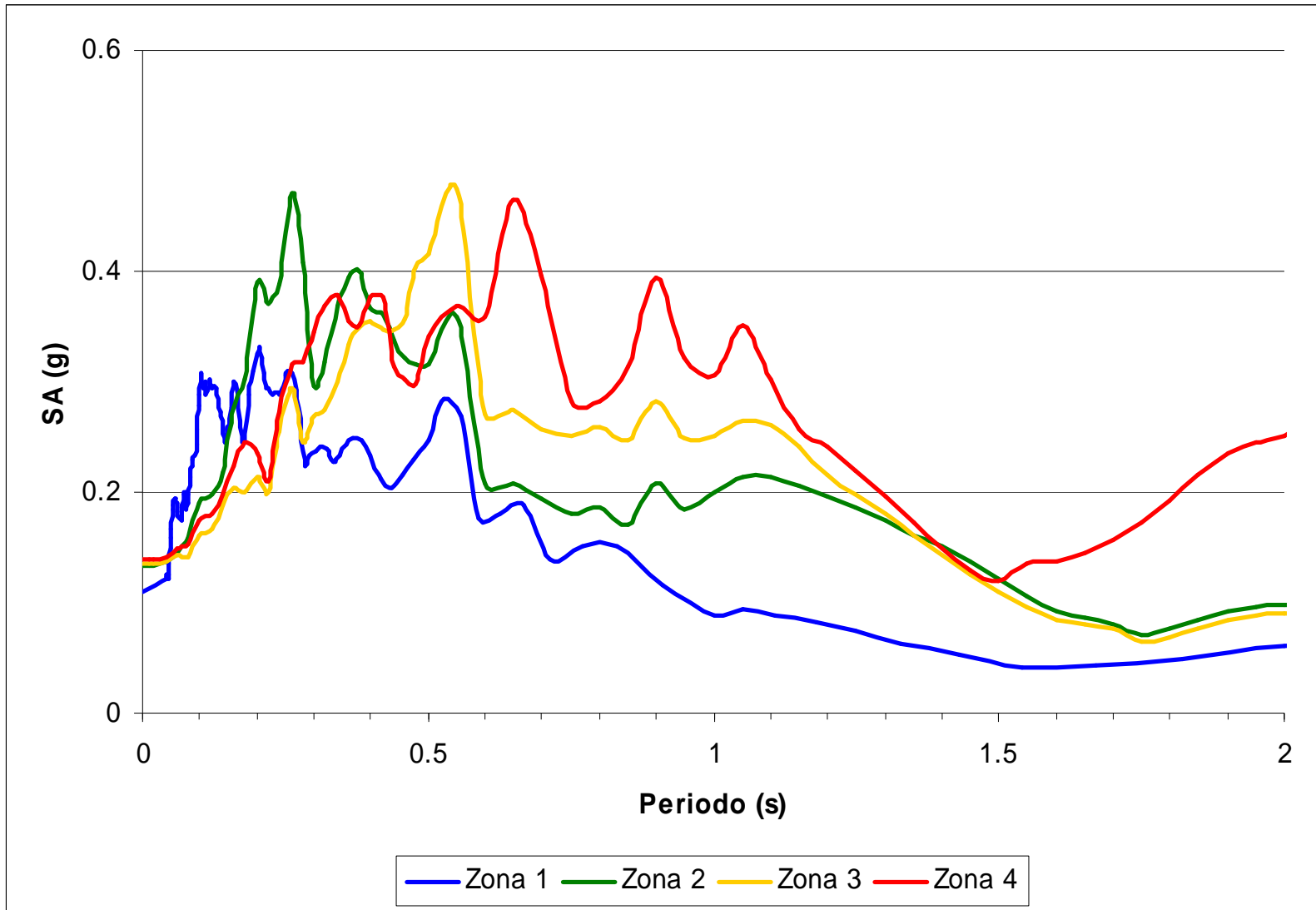
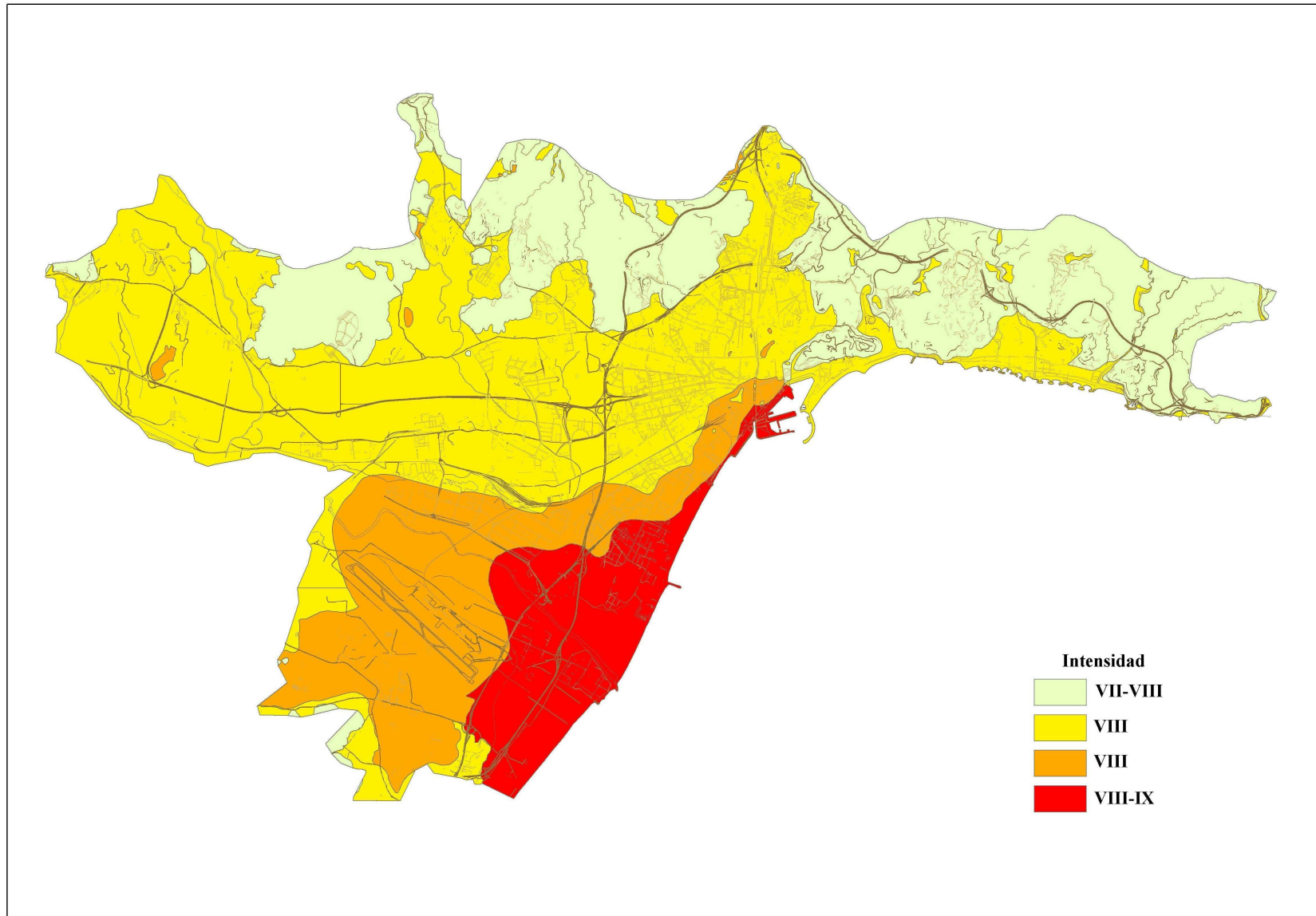


Figura 6.19: Espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) calculados en cada una de las zonas definidas en la figura 6.22.

Conocida la intensidad esperada en la ciudad de Málaga para un periodo de retorno de 500 años para un suelo de referencia y el incremento de intensidad producido por efecto de suelo, se puede elaborar una zonación de la ciudad de Málaga con los valores de la intensidad macrosísmica esperada en cada zona de la ciudad. Los valores de intensidad varían entre VII – VIII y VIII – IX grados en la escala MSK. En el núcleo antiguo de la ciudad de Málaga el valor de la intensidad macrosísmica es VIII grados. El valor máximo de intensidad, VIII – IX, se sitúa en la zona sur de la ciudad, área que está experimentando un fuerte crecimiento de población en los últimos años.

En la figura 6.20 se muestra el mapa de peligrosidad sísmica local de la ciudad de Málaga en función de la intensidad macrosísmica esperada en cada zona de ciudad para un periodo de retorno de 500 años considerando los efectos locales.



6.20: Mapa de peligrosidad local de la ciudad de Málaga en función de la intensidad macrosísmica esperada para $T = 500$ años.

Capítulo 7

Metodología para la zonación sísmica
considerando los efectos de suelo. Análisis de
resultados y propuestas de procedimientos

7.1 Introducción

En los capítulos 4, 5 y 6, se han detallado los estudios de la microzonación sísmica realizados en la cubeta de Andorra la Vella, el valle de la Cerdanya y la ciudad de Málaga respectivamente, en ellos se ha calculado la amplificación del movimiento del suelo en términos de la intensidad macrosísmica para diferentes columnas de suelo partiendo de la simulación numérica (método lineal equivalente 1-D) y de la expresión que relaciona la Intensidad de Arias (AI) y la Intensidad MSK (Cabañas et al., 1997). De este modo, se han obtenido los incrementos de intensidad de cada una de las diferentes litologías que se encuentran en las zonas estudiadas. Pero esta metodología requiere de gran cantidad de información geológica y geotécnica para caracterizar las columnas de suelo, por ejemplo la profundidad de cada una de las capas que forman la columna de suelo, la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) y la densidad de los materiales que forman estas capas, etc. En muchos casos es difícil obtener la información geológica y geotécnica necesaria para definir un número suficiente de columnas de suelo que permitan caracterizar el comportamiento de las diferentes litologías que se encuentran en la zona de estudio.

En aquellas situaciones donde no sea posible realizar una simulación numérica para calcular la amplificación del movimiento del suelo, sea porque los estudios de riesgo sísmico se realizan en extensas zonas con muchas litologías diferentes o bien porque no es posible encontrar la información geológica y geotécnica suficiente para caracterizar las columnas de suelo, será necesario disponer de expresiones y metodologías que permitan calcular el incremento de intensidad macrosísmica para una determinada litología utilizando una cantidad mínima de información disponible.

Del mismo modo que es necesario disponer de expresiones que permitan calcular el incremento de intensidad macrosísmica, también es necesario poder obtener el espectro de respuesta en términos de la aceleración para diferentes litologías con un mínimo de información geológica. En las normativas sismorresistentes se proponen espectros de respuesta en términos de la aceleración para cada una de las clases de suelo definidas en la norma. Estos espectros son de utilidad para considerar de forma

rápida y sencilla la amplificación del movimiento del suelo con un mínimo de información geológica y geomecánica de los materiales presentes en el subsuelo, como por ejemplo la velocidad de propagación de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) o el número de golpes del ensayo SPT (Standard Penetration Test). Pero estas normas tienen un carácter muy general y no siempre se pueden aplicar directamente en la zona de estudio, ya sea porque las diferencias entre las litologías de la zona de estudio no corresponde a la división entre las distintas clases de suelos propuestos en la norma o porque la amplificación asignada a cada clase de suelo en la norma no es la que se produce en los suelos de la zona estudiada.

En este capítulo se propone una metodología para el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en función de la geología del subsuelo y la profundidad del basamento, donde la información se proporciona en términos del incremento de intensidad macrosísmica y en términos del espectro de respuesta en aceleración. Finalmente, se consideran diferentes aproximaciones para calcular la amplificación del movimiento del suelo debida a los efectos de suelo dando lugar a distintas metodologías que pueden ser aplicadas en distintas situaciones según los objetivos.

7.2 Propuesta de una metodología para el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en función de la geología del subsuelo y la profundidad del basamento rocoso

7.2.1 Incremento de intensidad macrosísmica

En el apartado 2.2.3 se ha comentado la problemática que se presenta en la metodología propuesta en el plan de emergencias sísmicas de Catalunya para calcular la amplificación del movimiento del suelo debido a efectos locales basándose solamente en la geología superficial. Es probable que los efectos de amplificación del movimiento del suelo que se producen en Catalunya estén relacionados con las características geomecánicas de los materiales que forman subsuelo o que sean debidos a la geometría del basamento rocoso tal y como se ha observado en la modelización numérica realizada en los capítulos 4, 5 y 6.

Partiendo de los cálculos de la amplificación del movimiento del suelo en términos del incremento de intensidad obtenidos en las diferentes columnas de suelo de la cubeta de Andorra la Vella, del valle de la Cerdanya y de la ciudad de Málaga presentados en los capítulos 4, 5 y 6 respectivamente se propone una metodología para el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo en Catalunya debido a efectos locales en términos de la intensidad macrosísmica.

En la tabla 7.1 se muestran los valores del incremento de intensidad (ΔI) propuestos en diferentes litologías de Catalunya para considerar la amplificación del movimiento del suelo debido a los efectos de suelo. El parámetro α se refiere al contraste de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s) entre la capa de suelo y el basamento rocoso. Los grosores indicados en la tabla 7.1 son los que tienen habitualmente estas litologías, pero en ocasiones pueden ser muy diferentes, por ejemplo se han observado casos en que los depósitos cuaternarios blandos llegaban a tener un grosor de más de 60 metros, como en el caso de la columna 9 en la cubeta de Andorra la Vella. En general se consideran depósitos Neógenos todos los suelos duros y compactados.

Litología	α	Grosor depósito	ΔI
Roca	Bajo	-	+0.0
Depósitos Neógenos	Bajo	> 50 m	+0.5
Depósitos cuaternarios cubriendo depósitos Neógenos	Bajo	> 50 m	+0.5
Depósitos cuaternarios blandos cubriendo depósitos cuaternarios duros	Bajo	> 50 m	+0.5
Depósitos cuaternarios duros cubriendo roca	Bajo	5 – 30 m	+0.5
Depósitos cuaternarios blandos cubriendo roca	Medio	5 – 30 m	+1.0
Depósitos cuaternarios muy blandos cubriendo roca	Alto	5 – 30 m	+1.5

Tabla 7.1: Incremento de intensidad debido a efectos de suelo para diferentes litologías de Catalunya en función de sus características.

Esta metodología requiere del conocimiento de la geología superficial, pero también de las características de los materiales que se encuentran en el subsuelo y de la profundidad aproximada del basamento rocoso del emplazamiento estudiado.

En términos del valor del incremento de intensidad, esta metodología no presenta demasiadas diferencias, para la mayor parte del territorio catalán, respecto a la metodología propuesta en el plan de emergencias sísmicas de Catalunya (SISMICAT) (DGEiSC, 2003). La principal diferencia entre las dos metodologías se encuentra en el valor del incremento de intensidad asignado a los depósitos cuaternarios blandos o muy blandos que corresponden a algunas litologías agrupadas en la clase de suelo C en el plan SISMICAT. Según la metodología que se propone el valor del incremento de intensidad puede ser de +1.0 o +1.5 grados, mientras que según el plan de emergencias sísmicas de Catalunya el incremento de intensidad asignada a estas litologías es de +0.5 grados.

7.2.2 Espectro de respuesta en términos de la aceleración

Del mismo modo que se ha propuesto una metodología en función de la geología del subsuelo y la profundidad del basamento rocoso para el cálculo del incremento de intensidad macrosísmica se pretende proponer una metodología que permita asignar un espectro de respuesta en términos de la aceleración a cada una de las categorías que se han diferenciado en la clasificación en función del incremento de intensidad. El modo de definir esta metodología es comparar los espectros de respuesta obtenidos en los estudios de peligrosidad sísmica a escala local con los espectros de respuesta definidos en función del tipo de terreno en la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02) y en el Eurocódigo EC8 (CEN, 2003). En las tablas 7.2 y 7.3 se muestran, respectivamente, las características de la clasificación de suelos de la NCSE-02 y del Eurocódigo EC8.

Clase de suelo	Descripción del perfil estratigráfico y Vs del perfil	Coefficiente C
I	Roca compacta, suelo cementado o granular muy denso. $V_s > 750 \text{ m/s}$.	1.0
II	Roca muy fracturada, suelos granulares densos o cohesivos duros. $750 \text{ m/s} > V_s > 400 \text{ m/s}$.	1.3
III	Suelo granular de compactación media, o suelo cohesivo de consistencia firme o muy firme. $400 \text{ m/s} > V_s > 200 \text{ m/s}$.	1.6
IV	Suelo granular suelto, o suelo cohesivo blando. $V_s < 200 \text{ m/s}$.	2.0

Tabla 7.2: Condiciones de la clasificación de suelos de la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02).

Clase de suelo	Descripción del perfil estratigráfico	Vs30 (m/s)
A	Roca u otra formación con menos de 5 metros de material meteorizado en superficie.	> 800
B	Depósitos de arena densa, grava o arcilla muy dura de varios metros de potencia caracterizada por un incremento de sus propiedades mecánicas en profundidad.	360 – 800
C	Depósitos profundos de arena densa a medio densa, grava o arcilla dura con potencias de varias decenas a centenares de metros.	180 – 360
D	Depósitos de suelos sueltos a medio cohesivos (cono sin niveles cohesivos blandos) o bien suelos cohesivos blandos a duros predominantemente.	< 180
E	Perfil de suelo que consiste en un nivel aluvial en la superficie con valores Vs30 de la clase C o D y potencia variable entre 5 y 20 metros situados sobre un material más duro de $V_s > 800 \text{ m/s}$.	-

Tabla 7.3: Condiciones de la clasificación de suelos Eurocódigo EC8 (CEN, 2003).

En general las dos clasificaciones son bastante parecidas, utilizan semejantes valores del parámetro V_{s30} para distinguir las diferentes clases de suelo. Pero el Eurocódigo EC8 considerada una clase más de suelo que no considera la NCSE-02, un tipo de terreno que consiste en una capa de suelos blandos situados directamente sobre la roca dura. En las figuras 7.1 y 7.2 se muestran respectivamente los espectros de respuesta propuestos por la Norma de Construcción Sismorresistente Española y por el Eurocódigo EC8 para las distintas clases de suelo definidas en estas normas normalizados con un valor unidad del PGA en roca.

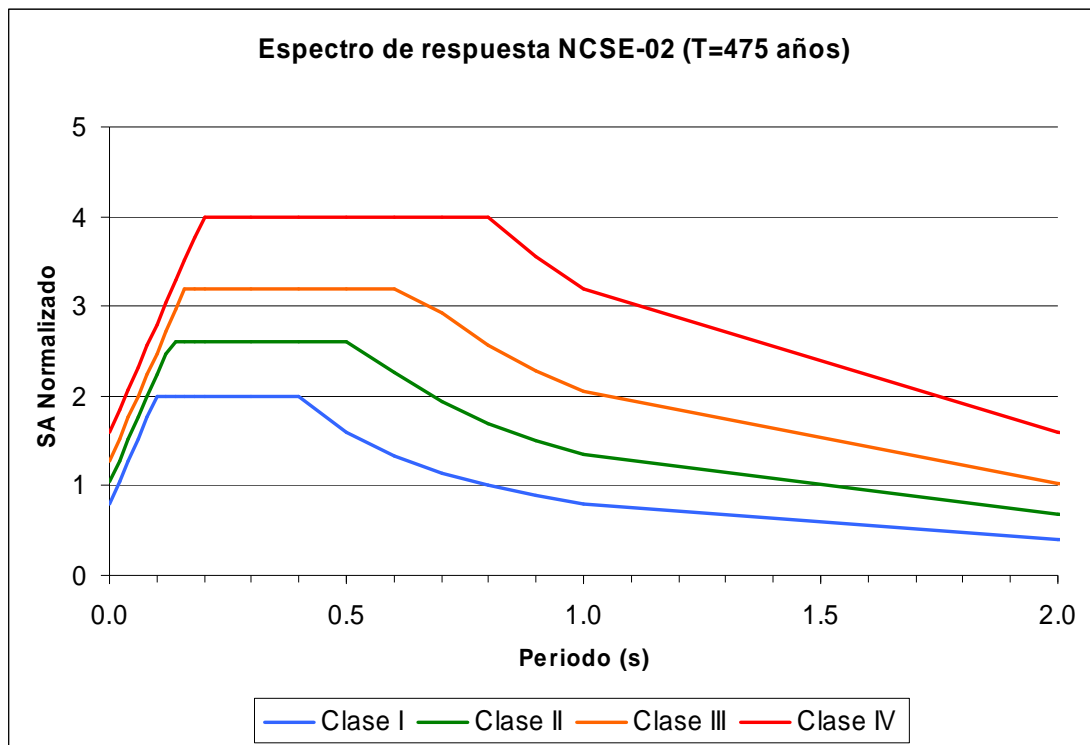


Figura 7.1: Espectros de respuesta normalizados propuestos en la Norma de Construcción Sismorresistente Española para las distintas clases de suelo definidas en la norma.

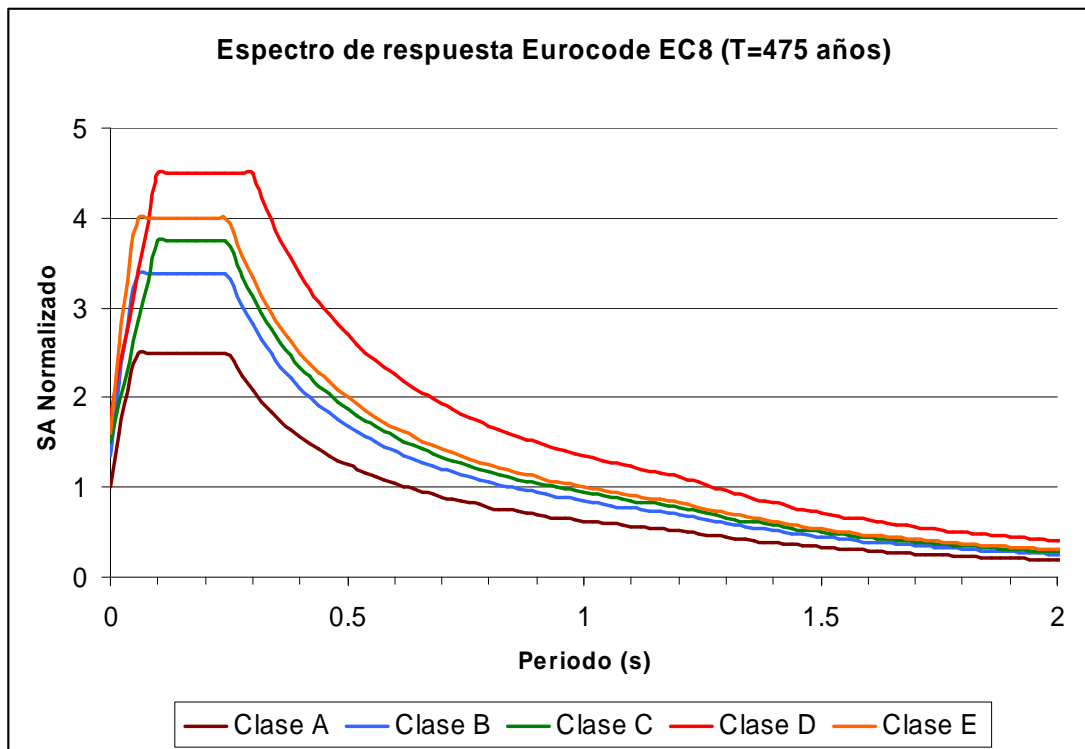


Figura 7.2: Espectros de respuesta normalizados propuestos en el Eurocódigo EC8 (tipo 2) para las distintas clases de suelo definidas en el código.

Se observa que los espectros propuestos por la NCSE-02 tienen un mayor contenido en los periodos altos que los espectros propuestos por el Eurocódigo EC8. Este comportamiento sugiere que los espectros propuestos por la norma se adaptarán mejor a aquellos terrenos con un basamento rocoso profundo, ya que estos emplazamientos se caracterizan por un elevado contenido de altos periodos en su espectro. Por otro lado, los espectros propuestos por el Eurocódigo EC8 se adaptarán mejor en los emplazamientos con suelos de poco grosor, ya que éstos tienen mayor contenido frecuencial en los bajos periodos. Estos comportamientos serán muy importantes de cara a asignar un espectro de respuesta a las diferentes clases de suelo definidas.

Se comparan los espectros de respuesta obtenidos en los estudios de peligrosidad sísmica a escala local en la cubeta de Andorra la Vella y en el valle de la Cerdanya, capítulos 4 y 5 respectivamente, con los espectros de respuesta definidos en función del tipo de terreno en la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02) y en el Eurocódigo EC8 (CEN, 2003). En una primera fase se comparan los espectros de respuesta obtenidos en la simulación numérica con los espectros

propuestos en las normas para la clase de suelo correspondiente a la columna de suelo donde se ha calculado el espectro de respuesta. Si estos espectros no se adaptan correctamente, se verifica qué espectros de respuesta correspondientes a otros tipos de suelo se adaptarán a los espectros calculados.

Cabe destacar que en general es difícil asignar una clase de suelo de las propuestas en las normas a una columna de suelo, ya que se ha comprobado que los espectros de respuesta obtenidos en la simulación numérica en columnas de la misma clase de suelo tienen comportamientos muy diferentes, incluso en la misma zona de estudio. Esto es debido a que las dos normas sólo consideran los 30 primeros metros de profundidad del subsuelo, sin tener en cuenta la profundidad del basamento rocoso, que provocará una variación de la frecuencia fundamental del suelo, ni tampoco el contraste de impedancias entre la última capa de suelos y el basamento rocoso. Por otro lado, se observa que los espectros propuestos por las normas tienen una mejor aproximación al espectro real en aquellos casos en que la amplificación del movimiento del suelo no es muy elevada. Mientras que en aquellos suelos donde se produce una gran amplificación se observa que los espectros propuestos por las normas tienen una tendencia clara a infravalorar la aceleración.

A las columnas de suelo definidas en las zonas 1, 2 y 3 de la cubeta de Andorra la Vella les corresponde la clase de suelo C del Eurocódigo EC8 y el tipo de terreno III de la NCSE-02. En la figura 7.3 se muestran los espectros de respuesta obtenidos en las zonas 1, 2 y 3 de la cubeta de Andorra la Vella junto con los espectros de respuesta propuestos en la NCSE-02 para el tipo de suelo III y en el Eurocódigo EC8 para las clases de suelo B y C.

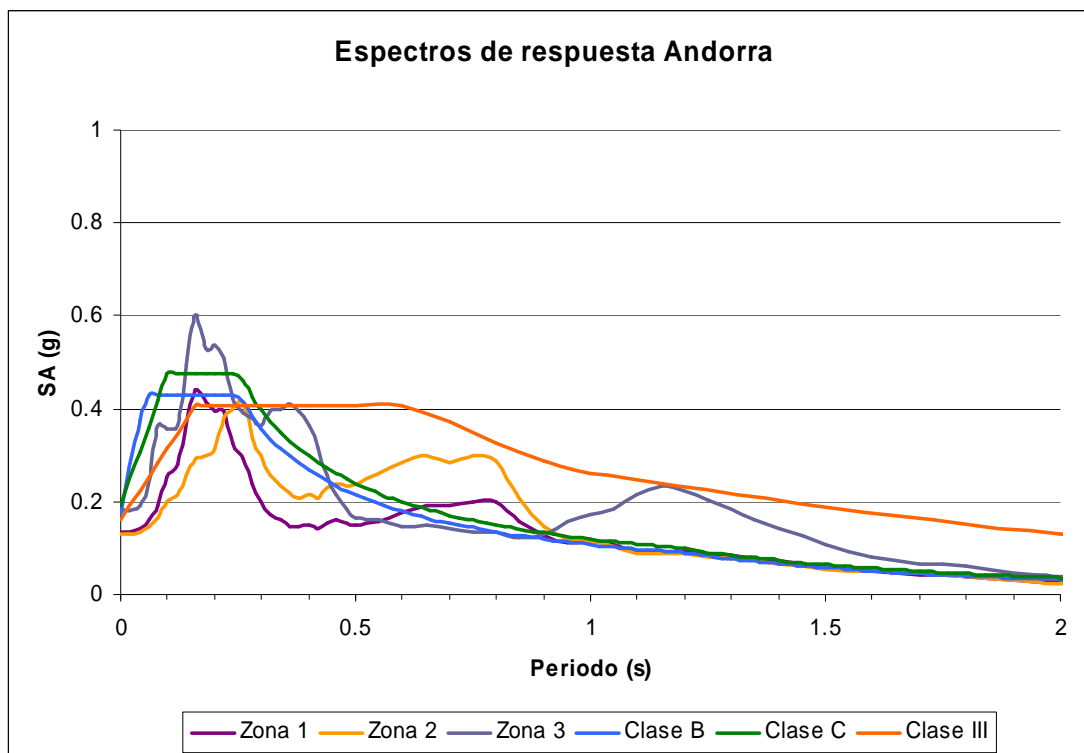


Figura 7.3: Espectros de respuesta obtenidos en las zonas 1, 2 y 3 en la cubeta de Andorra la Vella junto con los espectros propuestos en la NCSE-02 para el tipo de terreno III y en el Eurocódigo EC8 para las clases de suelo B y C (tipo 2).

Se observa que el espectro de respuesta propuesto por la norma sobrevalora claramente el valor de la aceleración en los altos periodos. En cuanto a los espectros propuestos por el Eurocódigo, el que mejor se adapta es el de la clase B, ya que el de la clase C tiende a sobreestimar la aceleración en los periodos bajos.

A las columnas de suelo definidas en las zonas 4 y 5 de la cubeta de Andorra la Vella les corresponde la clase de suelo C del Eurocódigo EC8 y el tipo de terreno III de la NCSE-02. En la figura 7.4 se muestran los espectros de respuesta obtenidos en las zonas 4 y 5 de la cubeta de Andorra la Vella junto con los espectros de respuesta propuestos en la NCSE-02 para el tipo de terreno III y en el Eurocódigo EC8 para las clases de suelo C, D y E.

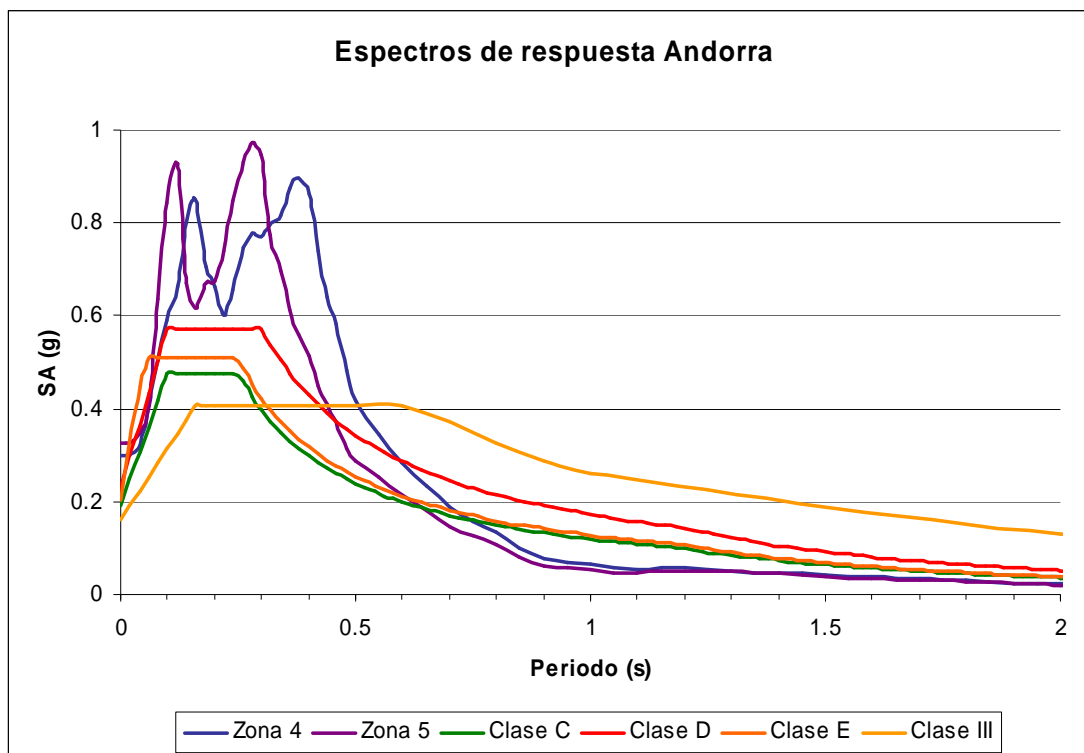


Figura 7.4: Espectros de respuesta obtenidos en las zonas 4 y 5 en la cubeta de Andorra la Vella junto con los espectros propuestos en la NCSE-02 para el tipo de terreno III y en el Eurocódigo EC8 para las clases de suelo C, D y E (tipo 2).

Como se observa en los gráficos ninguno de los espectros propuestos se ajusta a los espectros obtenidos numéricamente. Todos los espectros infravaloran la aceleración en los periodos bajos, y además el espectro propuesto en la NCSE-02 sobrevalora claramente la aceleración en los periodos altos.

Ningún espectro de respuesta propuesto por la NCSE-02 o por el Eurocódigo EC8 considera valores tan altos de la amplificación de la aceleración espectral. Una manera de obtener un espectro de respuesta con valores elevados de la aceleración es escalar los espectros de respuesta propuestos por las normas de modo que se consiga un buen ajuste entre el espectro simulado y el de la norma. En la figura 7.5 se muestran los espectros de respuesta obtenidos en las zonas 4 y 5 de la cubeta de Andorra la Vella junto con los espectros de respuesta propuestos en el Eurocódigo EC8 para las clases de suelo C, D y E escalados con un factor 1.5, que representa un aumento del 50% del valor del espectro de respuesta del Eurocódigo.

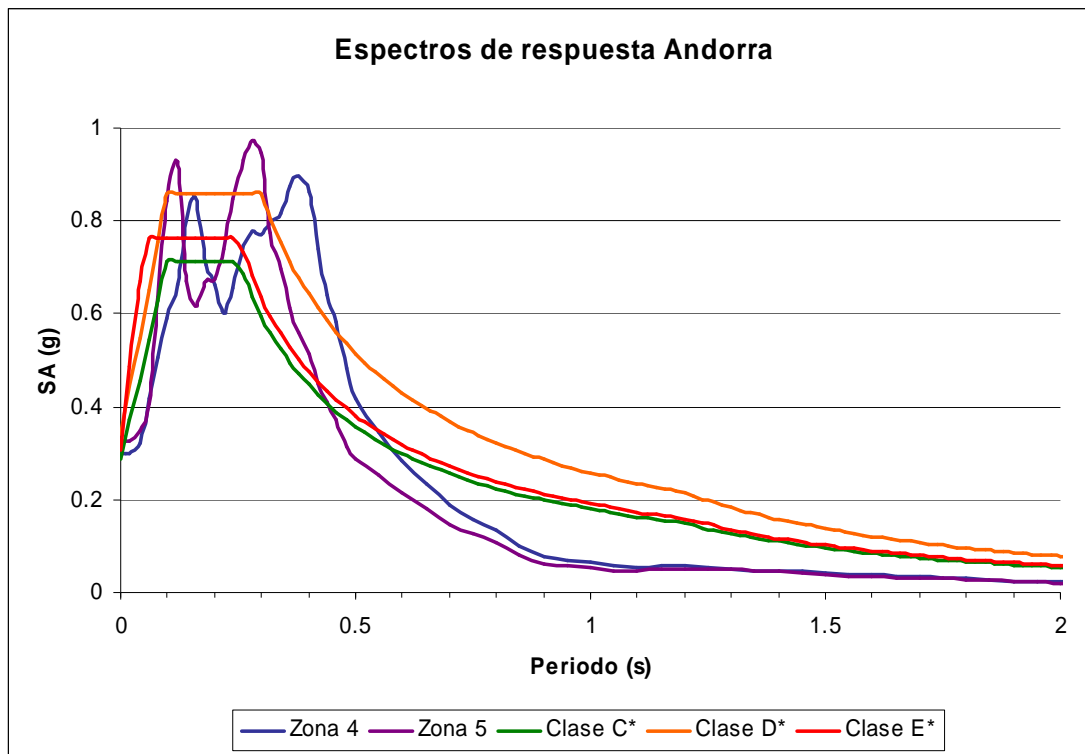


Figura 7.5: Espectros de respuesta obtenidos en las zonas 4 y 5 en la cubeta de Andorra la Vella junto con los espectros propuestos en el Eurocódigo EC8 para las clases de suelo C, D y E (tipo 2) escalados con un factor 1.5.

Se observa que, con el aumento del 50%, se mejora el ajuste entre los espectros de respuesta obtenidos en la simulación numérica y los espectros propuestos en el Eurocódigo EC8. De las tres clases de suelo representadas, C, D y E, la que mejor se ajusta es la clase de suelo C, ya que el escalado de las clases de suelo D y E provoca una sobrevaloración de la aceleración espectral.

En la figura 7.6 se muestran los espectros de respuesta obtenidos en la zona 2 del valle de la Cerdanya junto con los espectros de respuesta propuestos en la NCSE-02 para el tipo de terreno II y en el Eurocódigo EC8 para la clase de suelo B, que son las clases de suelo que corresponden a la columna de suelo definida en la zona 2.

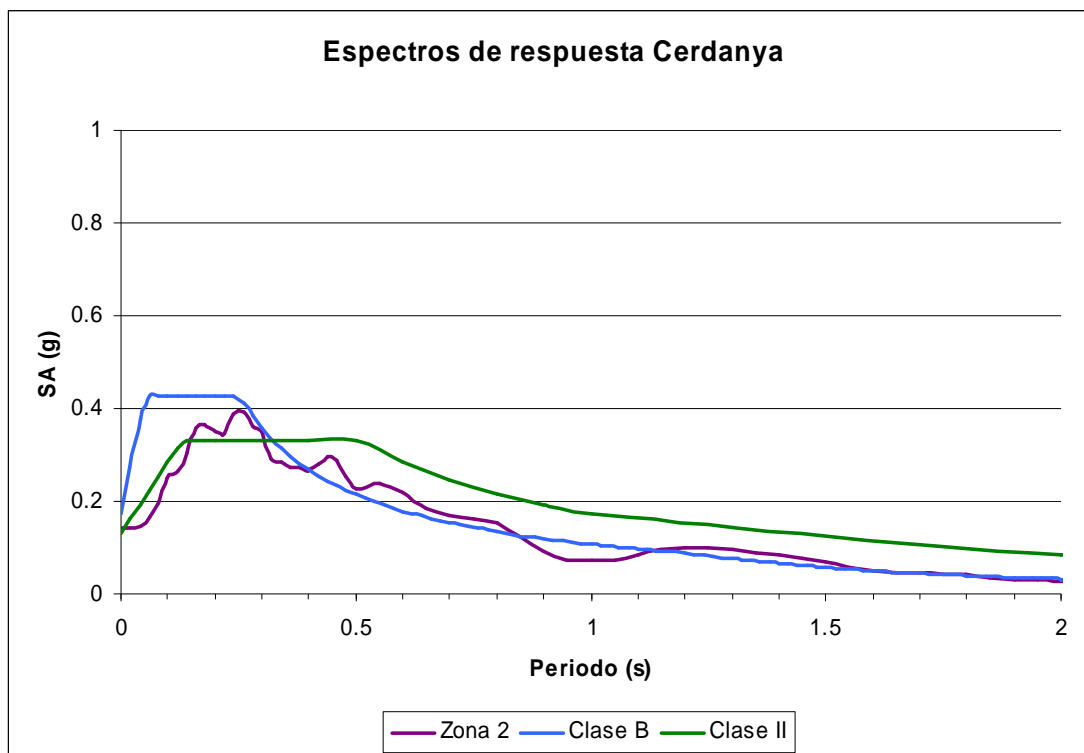


Figura 7.6: Espectros de respuesta obtenidos en la zona 2 en el valle de la Cerdanya junto con los espectros propuestos en el en la NCSE-02 para el tipo de terreno II y en el Eurocódigo EC8 para la clase de suelo B (tipo 2).

De los dos espectros de respuesta, el que mejor se adapta a la geometría del espectro de respuesta obtenido en la simulación es el espectro propuesto en la NCSE-02 para el tipo de terreno II, ya que el espectro propuesto en el Eurocódigo EC8 tiende a sobrestimar el valor de la aceleración en los periodos bajos.

En la figura 7.7 se muestran los espectros de respuesta obtenidos en la zona 3 del valle de la Cerdanya junto con los espectros de respuesta propuestos en la NCSE-02 para el tipo de terreno II y en el Eurocódigo EC8 para la clase de suelo B, que son las clases de suelo que corresponden a la columna de suelo definida en la zona 3.

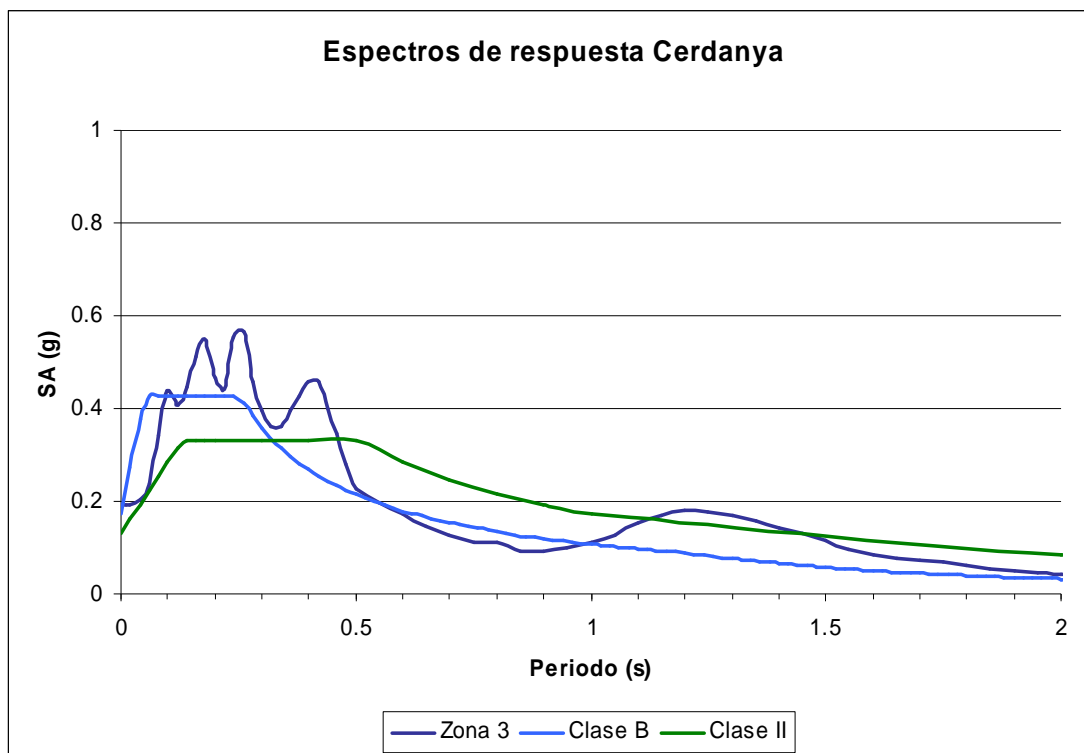


Figura 7.7: Espectros de respuesta obtenidos en la zona 3 en el valle de la Cerdanya junto con los espectros propuestos en el en la NCSE-02 para el tipo de terreno II y en el Eurocódigo EC8 para la clase de suelo B (tipo 2).

Se observa que el espectro de respuesta propuesto en la NCSE-02 infravalora la aceleración en los periodos bajos y la sobrevalora en los periodos altos. El espectro propuesto en el Eurocódigo EC8 en cambio, se adapta mejor a la geometría del espectro obtenido en la simulación numérica, aunque infravalora la aceleración espectral entorno a 0.4 segundos.

Comparados los espectros de respuesta, se propone una metodología que permite asignar un espectro de respuesta en términos de la aceleración a cada una de las categorías de suelo diferenciadas en la clasificación en función del incremento de intensidad (tabla 7.1) asimilando estas categorías a los materiales presentes en el subsuelo de la cubeta de Andorra y del valle de la Cerdanya.

Los materiales presentes en el subsuelo de las zonas 1, 2 y 3 de la cubeta de Andorra la Vella se pueden asimilar a depósitos cuaternarios duros cubriendo roca, y los materiales presentes en las zonas 4 y 5 se pueden asimilar a depósitos cuaternarios blandos o muy blandos cubriendo roca. Por otro lado, los materiales presentes en el subsuelo de la zona 2 del valle de la Cerdanya se pueden asimilar a depósitos

neógenos y a depósitos cuaternarios cubriendo depósitos neógenos. Por último, los materiales presentes en la zona 3 de la Cerdanya se pueden asimilar a depósitos cuaternarios blandos cubriendo depósitos cuaternarios duros. En la tabla 7.4 se muestran las clases de suelo de los espectros de respuesta definidos en las normas, NCSE-02 o EC8, que se han asignado a cada categoría de suelo. No se ha sugerido ningún espectro de respuesta para la roca, ya que en este caso se tomará el espectro de respuesta propuesto en el estudio de peligrosidad sísmica regional.

Litología	Grosor depósito	Espectro	
		NCSE-02	EC8
Roca	-	-	-
Depósitos Neógenos	> 50 m	II	-
Depósitos cuaternarios cubriendo depósitos Neógenos	> 50 m	II	-
Depósitos cuaternarios blandos cubriendo depósitos cuaternarios duros	> 50 m	-	B
Depósitos cuaternarios duros cubriendo roca	5 – 30 m	-	B
Depósitos cuaternarios blandos cubriendo roca	5 – 30 m	-	C*
Depósitos cuaternarios muy blandos cubriendo roca	5 – 30 m	-	C*

Tabla 7.4: Clases de suelo de los espectros de respuesta definidos en la Norma de Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02) y en el Eurocódigo EC8 (EC8) que se han asignado a cada categoría de suelo. C representa el espectro de respuesta de la clase C escalado con un factor 1.5, que representa un aumento del 50% del valor de todo el espectro.*

7.3 Metodología general para la zonación de la peligrosidad sísmica local considerando los efectos de suelo

En este apartado se propone una metodología general para la zonación de la peligrosidad sísmica local en la que se consideran diferentes métodos con distintos niveles de precisión para calcular la amplificación del movimiento del suelo debida a los efectos locales.

En total, se han definido tres métodos para calcular la amplificación del movimiento de suelo, que ordenados de menor a mayor precisión son:

- 1- Método de la geología superficial.
- 2- Método de la geología del subsuelo y profundidad del basamento rocoso.
- 3- Método de la modelización lineal – equivalente 1D.

En función de la posibilidad de recopilar más o menos información geológica y geotécnica de la región de estudio, y del tiempo en poder realizar la zonación de la peligrosidad sísmica local se podrá utilizar un método u otro que determinará el resultado de esta zonación.

7.3.1 Método de la geología superficial (básico)

Este método se basa en el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo propuesto en el plan de emergencias sísmicas de Catalunya (SISMICAT) que se muestra en el apartado 2.2.3. Según este método, para calcular la amplificación del movimiento del suelo se clasifican las diferentes litologías en cuatro tipos de suelo con una respuesta similar frente un movimiento sísmico, y se asigna un incremento de intensidad macrosísmica a cada clase de suelo.

Para aplicar este método es necesario disponer de un mapa de la geología superficial de la región a la mayor escala posible, y si es posible con los suelos cuaternarios diferenciados. Por otro lado, para calcular la peligrosidad sísmica local es necesario disponer de un estudio de peligrosidad sísmica en términos de intensidad para un suelo de tipo medio. El resultado que se obtiene usando el método de la geología superficial es un mapa de la peligrosidad sísmica local en términos de la intensidad macrosísmica.

7.3.2 Método de la geología del subsuelo y profundidad del basamento rocoso (intermedio)

Este método se ha presentado en el apartado 7.2. Se obtiene el incremento de intensidad macrosísmica y el espectro de respuesta en términos de la aceleración propuestos en las normas, NCSE-02 y EC8, a partir de las características geotécnicas de los materiales que se encuentran en el subsuelo y de la profundidad aproximada del basamento rocoso del emplazamiento estudiado.

Además de conocer la geología superficial, para aplicar este método es necesario disponer de información del grosor y de las características geotécnicas de los materiales que se encuentran en el subsuelo de la región así como de la profundidad del basamento rocoso. Esta información se puede obtener de los perfiles geológicos que se encuentran en los mapas geológicos o en los estudios geotécnicos que se han

realizado en la región. Si no se dispone de datos del subsuelo de la región se pueden realizar medidas de ruido sísmico y aplicar el método de Nakamura (Nakamura, 1989) para obtener la frecuencia fundamental del suelo. Relacionando la frecuencia fundamental con la profundidad del basamento rocoso mediante correlaciones empíricas (Ibs-von Secht y Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2000) se puede tener una idea de la profundidad y geometría del basamento rocoso. Por otro lado para calcular la peligrosidad sísmica local es necesario disponer de un estudio de peligrosidad sísmica en términos de intensidad y de la aceleración espectral para un suelo de tipo medio. El resultado que se obtiene usando el método de la geología del subsuelo y profundidad del basamento rocoso es un mapa de la peligrosidad sísmica local en términos de la intensidad macrosísmica y de los espectros de respuesta seleccionados entre los propuestos en la Norma de Construcción Sismorresistente Española y en el Eurocódigo EC8.

7.3.3 Método de la modelización lineal – equivalente 1D (avanzado)

Este método se basa en el cálculo de la amplificación del movimiento del suelo debida a los efectos de suelo aplicando el método lineal – equivalente 1D con el programa de cálculo ProShake. Para aplicar este método es necesario disponer de información geológica y geotécnica sobre las diferentes capas que forman las columnas de suelo de la zona de estudio. Para cada columna de suelo se necesita la siguiente información:

- Profundidad del basamento rocoso.
- Profundidad del nivel freático.
- Número de capas que forman la columna de suelo.
- Grosor de cada capa.
- Densidad de cada capa.
- Velocidad de las ondas de cizalla (V_s) de cada capa.
- Curva de variación del módulo de cizalla y amortiguamiento con la deformación para cada capa.

Por último, el programa de cálculo ProShake necesita un acelerograma de entrada en roca.

Para recopilar toda la información necesaria para aplicar el programa de cálculo ProShake se puede recurrir a diferentes fuentes de información y a diferentes métodos de prospección, que se describen a continuación:

- De los mapas y perfiles geológicos se puede obtener información de la geología superficial y del subsuelo de la región.

- Analizando los estudios geotécnicos realizados en la región se obtendrá información de los materiales que forman las capas de la columna de suelo y de los parámetros geotécnicos de estos materiales.

- Realizando medidas de ruido sísmico y aplicando el método de Nakamura (Nakamura, 1989) para obtener la frecuencia fundamental del suelo siguiendo el procedimiento descrito en el apartado 7.3.2 se puede tener una idea de la profundidad y la geometría del basamento rocoso.

- Aplicando el método SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) se puede determinar el perfil vertical de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) a partir del registro de ondas superficiales (Bitri et al., 1997). Existen otros métodos con los que se consiguen resultados equivalentes, por ejemplo con el método de la inversión de registros de ruido sísmico.

- Por otro lado, se pueden aplicar métodos de prospección geofísica, como la sísmica de refracción y de reflexión o los sondeos eléctricos verticales, para determinar la profundidad del contacto entre las diferentes capas de la columna de suelo o determinar la profundidad del basamento rocoso.

- Por último, en algunos casos particulares se podrá disponer de la información recogida calculando el cociente espectral de los acelerogramas registrados simultáneamente en una estación en suelo y una estación en roca. Es muy difícil disponer de esta información ya que precisa de la instalación de dos acelerógrafos muy cercanos en suelo y en roca para que no se aprecien diferencias de atenuación importantes entre los dos emplazamientos, pero es de gran utilidad para validar los resultados de la modelización numérica.

Para realizar los cálculos de la amplificación del movimiento del suelo debida a los efectos de suelo con el programa de cálculo ProShake es necesario disponer de un acelerograma de entrada en roca. Para seleccionar este acelerograma se necesita que la peligrosidad sísmica de la región esté definida en términos de la aceleración espectral para un suelo de tipo medio. Para disponer de un registro en roca que tenga un espectro de respuesta en aceleraciones similar al obtenido en los cálculos de peligrosidad se realiza una selección de espectros de respuesta en la base de datos de movimientos sísmicos europeos (Ambraseys et al., 2000) que contiene sismos del periodo comprendido entre los años 1971 y 1999. En la selección de los espectros se tiene que procurar que sus puntos estén dentro de una banda de confianza del $\pm 20\%$ del espectro que se ha adoptado para la zona de estudio, siguiendo la metodología propuesta en el proyecto RISK-UE. La búsqueda de espectros de respuesta puede presentar problemas si el espectro de respuesta de referencia está definido para pocos periodos, por tanto, es importante que el espectro de respuesta en aceleraciones del estudio de peligrosidad sísmica esté definido para el mayor número de periodos posible.

Cuando se aplica el método de la modelización lineal – equivalente 1D básicamente se obtienen dos resultados. Por un lado se obtiene el espectro de respuesta en aceleraciones en la cima de la columna de suelo. Por otro lado, también se obtiene la Intensidad de Arias (AI) en la cima de la columna de suelo. La Intensidad de Arias y la intensidad macrosísmica (I_L) se pueden relacionar a partir de correlaciones empíricas como la relación propuesta por Cabañas et al. (1997) para la zona del Mediterráneo (ecuación 7.1).

$$\ln(AI)=1.50 \cdot I_L-6.42 \quad (7.1)$$

El incremento de intensidad (ΔI) representativo de cada columna de suelo se puede obtener, mediante la ecuación 7.2, a partir del cociente entre la Intensidad de Arias en suelo y roca (AI_S/AI_R).

$$\Delta I = 0.66 \cdot \ln(AI_S/AI_R) \quad (7.2)$$

Se obtendrá el mapa de peligrosidad sísmica local en términos de intensidad macrosísmica añadiendo el incremento de intensidad (ΔI) calculado en cada emplazamiento a partir de la Intensidad de Arias al valor de intensidad asignado para un suelo de tipo medio según el estudio de peligrosidad sísmica.

7.3.4 Elección del método de cálculo

La elección de un método u otro para calcular la amplificación del movimiento del suelo debida a los efectos de suelo estará condicionada por diferentes factores:

- Del tiempo que se disponga para realizar el estudio de peligrosidad sísmica local, ya que a medida que se aumenta la precisión del método de cálculo se aumenta el tiempo para obtener resultados.

- De los datos disponibles. A medida que se aumenta la precisión es necesario aportar una mayor cantidad de datos para poder aplicar el método. Por ejemplo, si no se pueden recoger suficientes datos para definir una columna de suelo no se podrá aplicar la modelización numérica lineal – equivalente 1D.

- De la clase de suelos que encontremos en la zona de estudio. Si creemos que un emplazamiento contiene materiales que pueden provocar una fuerte amplificación es preferible evaluar la peligrosidad sísmica local con un método avanzado para caracterizar del mejor modo posible la respuesta del suelo.

- Del uso proyectado de los resultados de la zonación de la peligrosidad sísmica local. Por ejemplo, en algunos estudios de riesgo sísmico es suficiente con obtener el valor de la intensidad en cada emplazamiento, mientras que en otros estudios es necesario disponer del espectro de respuesta en aceleraciones de un emplazamiento para diseñar las estructuras ya sea porque se trata de edificaciones muy vulnerables o porque son muy importantes en la gestión de la emergencia sísmica.

Por último, señalar que el tiempo que se tardará en obtener resultados aplicando el método de modelización lineal – equivalente 1D estará fuertemente condicionado al mayor o menor número de columnas de suelo en las que se aplique el programa de cálculo ProShake y en obtener la información geotécnica y experimental.

En la tabla 7.5 se muestra un esquema resumen de los diferentes métodos de cálculo de la amplificación del movimiento del suelo junto con sus características principales.

Metodología	Precisión	Estudio de peligrosidad sísmica local en suelo de referencia	Información	Resultado
Geología superficial (básica)	Baja	Peligrosidad sísmica en términos de intensidad	- Mapa geología superficial	ΔI en función de la geología superficial
Geología del subsuelo y profundidad del basamento rocoso (intermedia)	Media	Peligrosidad sísmica en términos de la aceleración espectral y de la intensidad	- Mapa geología superficial - Perfil geológico - Mapa basamento rocoso - Información adicional: estudios geotécnicos o medidas de ruido sísmico	ΔI y espectro de respuesta de las normas en función de la geología del subsuelo y profundidad del basamento rocoso
Modelización numérica lineal – equivalente 1D (ProShake) (avanzada)	Alta	Peligrosidad sísmica en términos de la aceleración espectral y de la intensidad	- Mapa geología superficial - Perfil geológico - Medidas de ruido sísmico - Método SASW ondas superficiales - Estudios geotécnicos - Prospección geofísica - Otros: cociente espectral suelo/roca...	Espectro de respuesta en aceleraciones en suelo y ΔI función de la modelización numérica

Tabla 7.5: Esquema resumen de los diferentes métodos de cálculo de la amplificación del movimiento del suelo junto con sus características principales.

Parte III

Desprendimientos activados por vibraciones del terreno

Capítulo 8

Peligrosidad de desprendimientos activados por vibraciones del terreno

Los desprendimientos inducidos por sismos han causado decenas de miles de muertos y miles de millones de euros en pérdidas económicas durante el siglo pasado en todo el mundo (Coral, 2002). A pesar de su geomorfología e importancia económica, los desprendimientos inducidos por sismos aún no son bien comprendidos. En la actualidad existen pocos trabajos de zonificación de la peligrosidad de desprendimientos activados por terremotos en los que se incluya una metodología para la evaluación de la causa sísmica.

En la zona pirenaica también se han producido desprendimientos activados por sismos. Con el objetivo de considerar la peligrosidad de desprendimientos activados por terremotos en la cubeta de Andorra la Vella, se realizó un estudio aplicando el método del desplazamiento de Newmark (Newmark, 1965) para estimar la probabilidad de falla de los taludes que rodean la cubeta (Coral, 2002) y (Figueras et al., 2005). Durante el sismo del Ripollès del 21 de setiembre de 2004 se produjeron caídas de piedras en las laderas cercanas al municipio de Queralbs, situado a unos cinco kilómetros del epicentro.

En este trabajo se presenta una aplicación práctica del método del desplazamiento de Newmark en el análisis del efecto de las vibraciones generadas por voladuras sobre la estabilidad de bloques potencialmente inestables situados en la superficie de una ladera, junto con el cálculo de daño acumulado en estos bloques debido a sucesivas voladuras.

8.1 Introducción

8.1.1 Antecedentes

La línea férrea del tren cremallera de Vall de Núria de los FGC (Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya) está situada en la comarca del Ripollès, en el Pirineo Oriental. Su punto de partida es la localidad de Ribes de Freser y, pasando por la localidad de Queralbs, sube hasta el santuario de Núria situado a unos 2000 metros de altitud recorriendo un valle de montaña sometido a una dinámica natural de movimientos de masa en las laderas, que significan un alto riesgo para la vía de

comunicación. La peligrosidad máxima de desprendimientos rocosos se sitúa al pie de la pared del Roc del Dui (figura 8.1), entre los puntos kilométricos PK 8 + 500 y PK 9 + 100.



Figura 8.1: Vista de la pared del Roc del Dui desde la vía del tren cremallera, PK 8 + 500.

Durante el año 2003 se produjeron tres desprendimientos importantes en este tramo, mencionamos especialmente el del día 4 de abril, ya que produjo daños considerables en la infraestructura e interrumpió la circulación de trenes durante cinco días. A raíz de estos hechos, se valoraron diferentes opciones para proteger la vía en este tramo, hasta que se optó por la construcción de un túnel de unos 1300 metros de longitud para evitar el tramo más expuesto.

La concepción del túnel consiste en una variante subterránea del trazado del tren cremallera, en paralelo al trazado actual con una separación limitada respecto a la ladera para mantenerse cercano al exterior y permitir la comunicación mediante galerías de evacuación. En la figura 8.2 se muestra un mapa del trazado del túnel del Roc del Dui y de las galerías de evacuación junto con el trazado actual de la vía del cremallera de Vall de Núria.

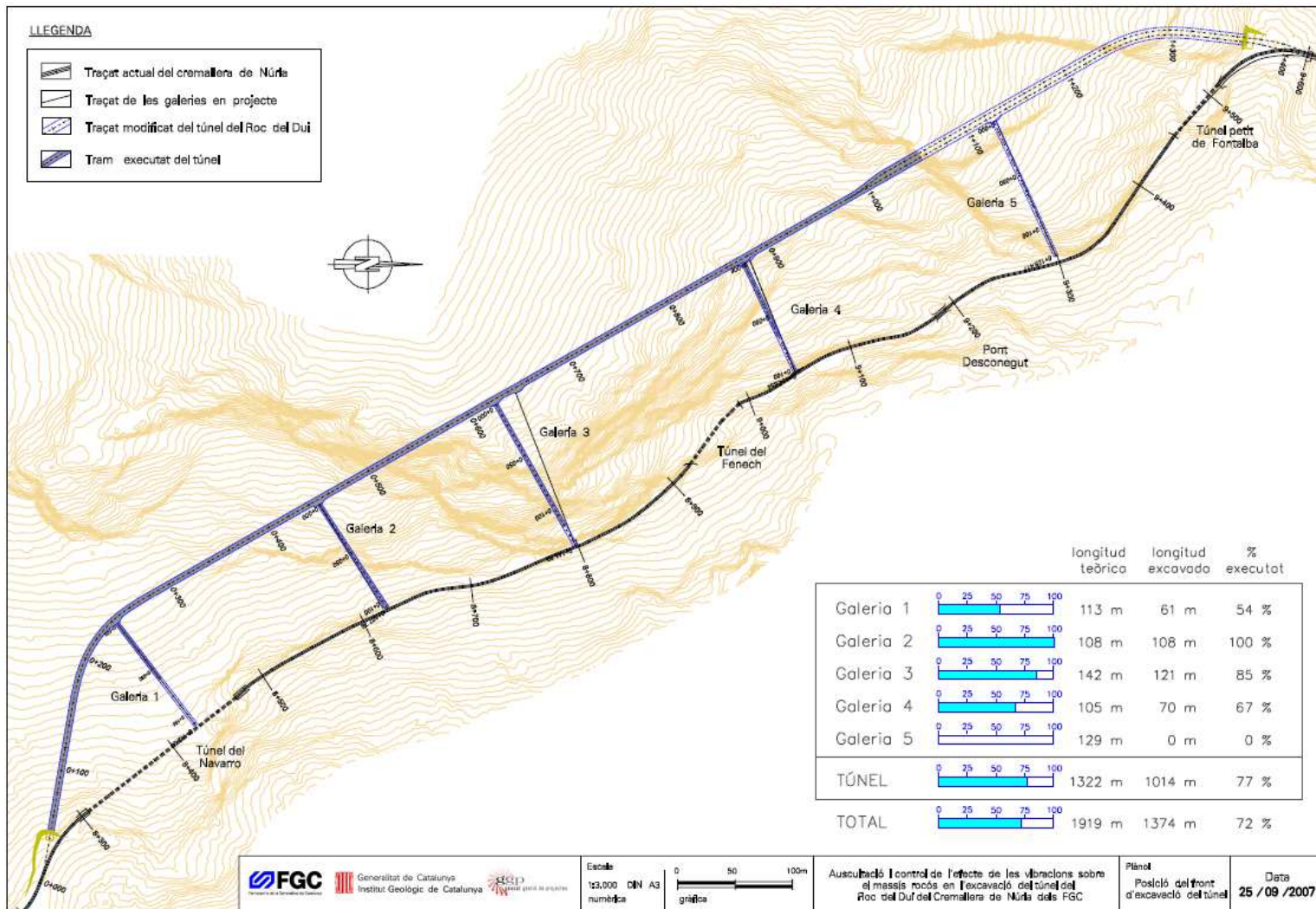


Figura 8.2: Mapa del trazado del túnel del Roc del Dui y de las galerías de evacuación junto con el trazado actual de la vía del tren cremallera de Vall de Núria. Se muestra el estado de excavación del túnel principal y de las galerías a fecha del 25 de Septiembre de 2007.

Debido a la litología del macizo montañoso, compuesto por gneis, la excavación del túnel se tiene que realizar mediante el uso de explosivos. Teniendo en cuenta que, la excavación del túnel del Roc del Dui se ejecuta sin la interrupción del servicio comercial del tren cremallera, la Unión Española de Explosivos (UEE) redactó, por encargo de FGC, el informe: *Estudio de vibraciones. Túnel para tren cremallera Vall de Núria*, en el cual, después de la obtención de medidas de vibración realizadas sobre el macizo rocoso del Roc del Dui, propusieron una ley de transmisión que relaciona la carga máxima operante y la distancia a la voladura con el pico de velocidad de vibración del terreno generado por la voladura.

Por encargo de Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya (FGC), Geocat Gestió de Projectes S.A. (GGP) y l'Institut Geològic de Catalunya (IGC) redactaron un *Estudio sobre el ensayo de vibraciones por voladuras*, donde se valoró el posible efecto de las vibraciones generadas por las voladuras sobre la estabilidad de los bloques inestables de la superficie de la ladera y se recomendó unos niveles de vibración para orientar los criterios de diseño del túnel. El objeto de este estudio era proporcionar, con datos disponibles del ensayo de campo, elementos de referencia para el diseño del túnel del Roc del Dui.

En Noviembre de 2006 empezó la excavación del túnel del Roc del Dui. Se está realizando, por parte del IGC y GGP, un seguimiento de las vibraciones producidas por las voladuras y sus efectos sobre la ladera durante el periodo de excavación del túnel principal y de las galerías de evacuación.

8.1.2 Contexto geológico

La zona de estudio se sitúa en el zócalo cambroordovícico del manto del Canigó dentro del Pirineo Axial. El manto del Canigó en esta área está formado por gneises ojerosos pre – hercinianos.

El macizo rocoso del Roc del Dui presenta una serie de encabalgamientos con una vergencia hacia el sur y tres familias de fracturas entrecruzadas generalmente cerradas y sin rellenos.

Las características geomecánicas del macizo provocan un relieve escalonado con paredes verticales de hasta 400 metros, como es el caso del Roc del Dui, donde los desprendimientos de bloques de dimensiones variables son muy frecuentes y de trayectorias muy energéticas.

El trazado actual de la vía del tren cremallera está situado, en buena parte de su recorrido, por encima de las zonas de parada de bloques, por tanto en medio de las trayectorias de los posibles desprendimientos. Este hecho comporta una peligrosidad muy elevada en relación a los desprendimientos de bloques.

8.1.3 Dinámica natural de la ladera

Las laderas próximas al túnel del Roc del Dui están sometidas a una dinámica natural que sumada a las propias características del macizo rocoso puede producir movimientos de masa. Las lluvias y heladas son los principales agentes de erosión que actúan en las juntas que delimitan los bloques y aplican fuerzas movilizadoras que disminuyen la estabilidad de los bloques, por tanto se comportan como unos factores preparatorios del movimiento de masa. El viento también puede actuar como un factor preparatorio, siempre y cuando haya vegetación en las juntas que pueda producir una fuerza movilizadora.

Otro factor preparatorio son los sismos que afectan a todo el macizo. El túnel del Roc del Dui se localiza en una zona con presencia de fallas activas en la que se producen frecuentemente sismos de baja magnitud. Las vibraciones producidas por los sismos se pueden asimilar a las producidas por la excavación del túnel en cuanto al comportamiento mecánico, pero tienen un alcance más general. En cambio, las voladuras tienen una energía muy potente en la proximidad que rápidamente se atenúa con la distancia.

La acción de los factores preparatorios aumenta progresivamente la inestabilidad acumulada en cada bloque, precediendo a la ruptura del equilibrio por el factor desencadenante. El factor que desencadena el desprendimiento final de un bloque puede ser cualquiera de los agentes preparatorios que se han descrito, a pesar de que no necesariamente tiene que ser la acción más acusada.

Para disminuir el riesgo de desprendimientos se han instalado a lo largo del recorrido del tren cremallera gran cantidad de medidas de protección de la vía, como son las barreras dinámicas, bulones o mallas de triple torsión (figura 8.3).



Figura 8.3: Diferentes medidas de protección de la vía del tren cremallera instaladas para disminuir el riesgo de desprendimientos al pie de la pared del Roc del Dui.

8.2 Planteamiento metodológico

8.2.1 Mecanismo de estabilidad de taludes

La estabilidad de las laderas está condicionada por la acción simultánea de una serie de factores. Desde el punto de vista físico los desprendimientos se producen como consecuencia de los desequilibrios existentes entre las fuerzas que actúan sobre el volumen del terreno.

El análisis se inicia con una evaluación estática de la estabilidad del talud en condiciones asísmicas. En la figura 8.4 se describe un hipotético deslizamiento de un típico bloque deslizante. Dos fuerzas actúan en el centro de la masa de este potencial deslizamiento, una fuerza gravitacional L , que es la componente sobre el plano hacia abajo del peso de la masa del deslizamiento, a la que se opone un fuerza R , que es la resistencia del talud. La máxima resistencia R_{\max} , está en función de la resistencia del suelo del talud y puede expresarse como la integral del esfuerzo cortante por el área de la superficie deslizante.

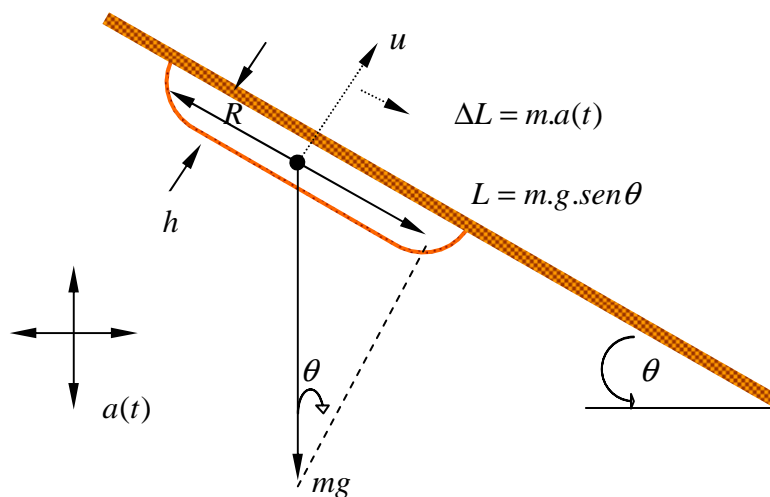


Figura 8.4: Modelo de un deslizamiento potencial con pendiente constante mostrando la interacción de la carga gravitacional (L), la fuerza resistente (R) y la aceleración sísmica del lugar ($a(t)$). La pendiente del plano de fractura tiene una inclinación θ y el bloque deslizante tiene un espesor (h). El deslizamiento potencial tiene una masa igual a (m) y (g) es la aceleración debida a la gravedad.

En general se puede expresar la estabilidad estática del talud (factor de seguridad, FS) como la relación entre la máxima resistencia del material del talud (R_{\max}) y la carga (L).

$$FS = \frac{R_{\max}}{L} \quad (8.1)$$

Si $L < R_{\max}$, el talud se encuentra en equilibrio (estable), si $L > R_{\max}$, el talud se encuentra fuera de equilibrio (inestable) y el deslizamiento puede ocurrir. Si $L = R_{\max}$, el talud se encuentra en un estado crítico en el cual un pequeño incremento en L o decremento de R hace que el talud esté sometido a un deslizamiento permanente. Se ha notado que el término “deslizamiento permanente” se usa como una definición del estado crítico más que término “falla”. Esta distinción reconoce que un deslizamiento finito importante puede preceder a un desplazamiento real de la superficie de falla.

Para considerar una condición dinámica (sísmica) en éste análisis debe considerarse un paso más. Durante un sismo las ondas pasan a través del talud generando un campo de aceleraciones ($a(t)$), que impone una fuerza adicional sobre la masa (m) del deslizamiento potencial. Durante el tiempo del fuerte movimiento, se induce una fuerza cambiante y esporádicamente incrementa la carga hacia abajo del talud. Si esta fuerza sísmica es bastante grande, la carga total hacia abajo será $L + m \cdot a(t)$, que puede exceder la máxima resistencia y el talud sufrirá un desplazamiento. Se expresa este nivel de movimiento del suelo en términos de una aceleración crítica (A_c), que es la aceleración sísmica que multiplicada por la masa es igual a la diferencia entre la máxima resistencia y la carga gravitacional (Wilson y Keefer, 1983).

$$m \cdot A_c = R_{\max} - L \quad (8.2)$$

$$m \cdot A_c = \left[\frac{R_{\max}}{L} - \frac{L}{L} \right] \cdot L = (FS - 1) \cdot L \quad (8.3)$$

tal que,

$$A_c = (FS - 1) \cdot \frac{L}{m} \quad (8.4)$$

por tanto,

$$A_c = (FS - 1) \cdot g \cdot \sin \theta \quad (8.5)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad y θ es el ángulo (llamado ángulo de empuje) medido desde la horizontal hasta el centro de gravedad del movimiento del primer bloque del deslizamiento potencial. La aceleración crítica es pues la mínima aceleración del suelo requerida para superar la máxima resistencia del talud deslizante ($FS=1$). Para que se produzca un deslizamiento en una pendiente particular, la aceleración del suelo debe exceder la aceleración crítica (A_c) para un intervalo de tiempo finito. De aquí en adelante se usará la aceleración crítica como una medida numérica de la estabilidad del talud, y por tanto de la susceptibilidad de que se produzca un deslizamiento inducido por un sismo.

8.2.2 Cálculo del desplazamiento de Newmark para un acelerograma concreto

Como se ha visto en el apartado anterior, se define la aceleración crítica como aquella para la cual se llega al estado crítico de inestabilidad, o sea un factor de seguridad al deslizamiento $FS=1$ en un análisis pseudoestático. Si esta fuerza inercial fuera constante en el tiempo, en un cálculo estático se finalizaría con el inicio del movimiento de caída pero la aceleración es ondulatoria, es decir, sus picos se convierten en acciones de pulsación.

El análisis de Newmark calcula el desplazamiento de un deslizamiento (representado por un bloque rígido) bajo la acción de un movimiento sísmico. El desplazamiento (u) está calculado para dos entradas: la aceleración crítica (A_c), que se ha calculado previamente y un sismograma de un movimiento fuerte, donde está

registrada la aceleración del suelo en un función del tiempo $a(t)$. Si la $a(t) < A_c$, el bloque deslizante es estacionario relativo a la pendiente.

Una vez que la amplitud del movimiento supera la aceleración crítica ($a(t) > A_c$), el bloque se ve afectado por el desplazamiento inducido por la pulsación durante toda la fracción de tiempo en que se supera la aceleración crítica. Se llama desplazamiento de Newmark (d_{new}) a la doble integración de la parte del acelerograma que supera el límite de la aceleración crítica. Con este cálculo se cuantifica el exceso de energía acumulada respecto a la condición de equilibrio.

El criterio de rotura o inicio del movimiento se establece con un límite de desplazamiento de Newmark (d_{new}) que puede acumular la masa como máximo hasta salir de la condición de equilibrio de reposo. El valor crítico de desplazamiento puede variar extensamente, dependiendo del mecanismo de falla del talud (caída de roca, hundimiento, deslizamiento del bloque, etc.), la litología, la geometría del talud y la historia previa del movimiento del talud. Para cuantificar este parámetro para una aplicación regional, se puede asignar un valor de 10cm como desplazamiento crítico de desplazamientos cohesivos. Las caídas de rocas y otros desprendimientos involucran un componente significativo de falla tensional, un mecanismo más quebradizo, por lo cual el desplazamiento crítico es bajo. Así se ha asumido un desplazamiento crítico de 2cm para deslizamientos por desprendimientos (Figueras et al., 2005).

8.2.3 Método de cálculo

Para evaluar los efectos de las vibraciones producidas por las voladuras sobre la superficie de la ladera se ha utilizado el método de Newmark. Esta teoría fue desarrollada para estudiar el efecto que tienen los sismos como factor desencadenante de los desprendimientos, pero en este caso el método se ha aplicado a las vibraciones producidas por voladuras. Las principales diferencias que se observan cuando se cambia la fuente que produce la vibración del terreno se encuentran en el contenido frecuencial de la señal y en la atenuación que se produce en esta. La frecuencia de la onda del movimiento del terreno es mucho más alta en el caso de las voladuras que en el caso de los sismos. Por otro lado, la vibración del terreno producida por una voladura se atenúa más rápidamente que la vibración que se produce en un sismo.

Éste factor será importante cuando se considere la región del macizo rocoso que puede sufrir daños en una determinada voladura.

Conocida la estabilidad que presenta una masa, como se ha expuesto en el apartado 8.2.1, se define la aceleración crítica como aquella por la que se alcanza el estado crítico de inestabilidad, o sea un factor de seguridad al deslizamiento igual a la unidad en un análisis pseudoestática. Esta fuerza es ondulatoria, o sea que sus picos se convierten en acciones de pulsación.

En consecuencia, cuando la amplitud del movimiento del terreno supera la aceleración crítica se asume que el bloque recibe un daño, a pesar de que no caerá necesariamente. Este daño se calcula en términos del desplazamiento inducido por la pulsación en toda la fracción de tiempo que supera la aceleración crítica. Como se ha expuesto en el apartado 8.2.2, se denomina desplazamiento de Newmark (d_{new}) a la doble integración de la parte del acelerograma que supera el límite de la aceleración crítica. Con este cálculo se cuantifica el grado de daño que se acumula en un bloque.

El criterio de ruptura o de desencadenamiento del movimiento, en este caso el desprendimiento del bloque para iniciar la caída por la ladera, se establece con un umbral de desplazamiento de Newmark (d_{new}) que puede acumular como máximo la masa hasta salir de la condición de equilibrio en reposo.

8.3 Campaña de medidas de vibraciones producidas por voladuras

8.3.1 Equipos de medida utilizados

Cada una de las voladuras se ha registrado con dos equipos de medida: Vibracord e Instantel.

El sismómetro Vibracord (figura 8.5 izquierda) consta de un digitalizador de 12 bits, trabaja con un periodo de muestreo de 1024 muestras por segundo en un rango de frecuencias de 0 – 512Hz. Tiene siete canales donde se conectan dos sismómetros triaxiales con una resolución de 0.1mm/s, una frecuencia natural 4.5Hz y respuesta en frecuencia de 2Hz a 250Hz. Los sismómetros se pueden separar hasta una distancia de

70 metros entre ellos, para poder medir una voladura desde dos emplazamientos diferentes. También se puede conectar un micrófono para medir el ruido ambiental.

El sismómetro InstanTEL (figura 8.5 derecha) trabaja con un periodo de muestreo que se puede seleccionar desde 1024 hasta 16000 muestras por segundo. Tiene cuatro canales donde se conecta un sismómetro triaxial con un rango de frecuencias entre 2 y 250Hz, y con una resolución de 0.0159mm/s, y un acelerómetro uniaxial de rango de frecuencias 1Hz – 3KHz con una resolución de 0.025g.



Figura 8.5: Sismómetro Vibracord (izquierda) y sismómetro InstanTEL (derecha).

8.3.2 Medidas realizadas

La primera fase de excavación del túnel se consideró un periodo de seguimiento intenso durante el cual se pretendía calibrar una ley de atenuación de la carga con la distancia en las condiciones reales de excavación del túnel.

Desde el día 6 de Noviembre hasta el día 31 de Diciembre de 2006 se registraron un total de 38 voladuras con diferentes cargas máximas operantes y desde diferentes emplazamientos.

Cada una de las voladuras se registró con los dos sismómetros, InstanTEL y Vibracord, obteniéndose tres medidas de la velocidad pico de vibración del terreno en diferentes posiciones. En la figura 8.6 se muestran los valores del pico de velocidad registrados a diferentes distancias de las voladuras y para diferentes cargas máximas operantes. Se dispone de registros de valores máximos de velocidad en un rango de distancias entre 15 y 111 metros para cargas máximas operantes entre 0.99kg y 8.46kg

de explosivo. Los valores de velocidad pico de vibración del terreno varían entre 1.3mm/s y 28.0mm/s.

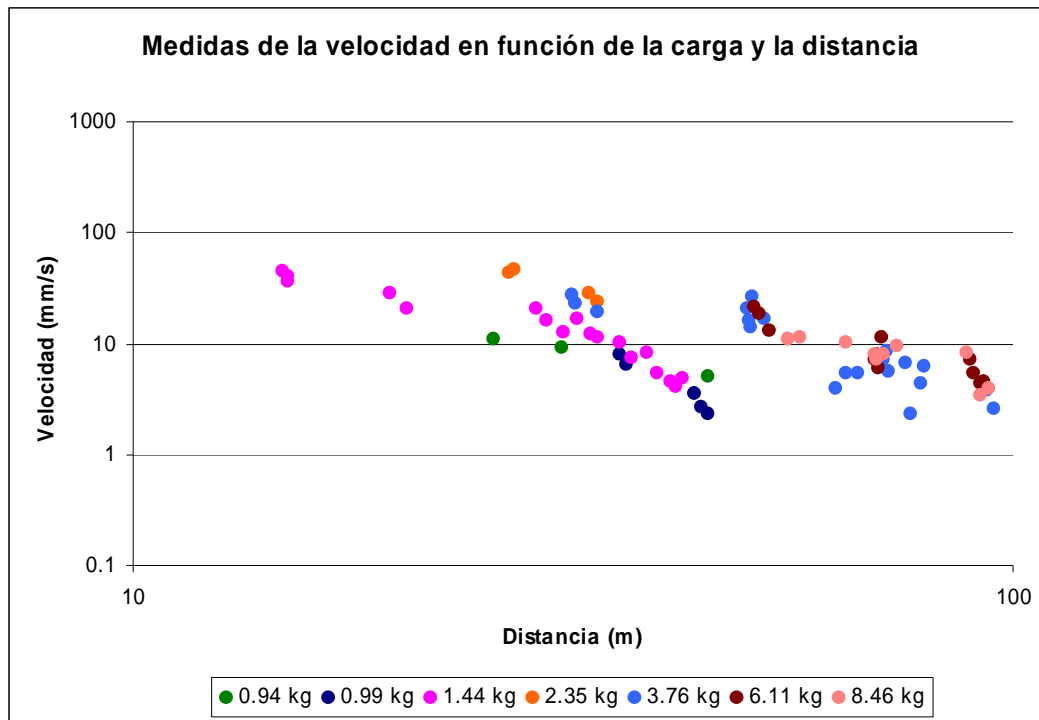


Figura 8.6: Valores de velocidad pico de vibración del terreno en función de la distancia a la voladura y de la carga máxima operante.

8.3.3 Fijación de los sensores

Durante los primeros días de la campaña de medidas de vibraciones se realizaron diferentes pruebas para definir el tipo de fijación de los sensores que reproduciría más exactamente la vibración del terreno producida por las voladuras. Se han comprobado tres métodos diferentes de fijación de los sensores al terreno (figura 8.7):

1. Fijado al talud con un soporte metálico en ángulo.
2. Fijado en una repisa horizontal del talud con una cinta adhesiva.
3. Anclado sobre el balasto de la vía del tren cremallera utilizando unos pies metálicos acoplados a la base del sensor.

Para medir correctamente la vibración del terreno, el sensor tiene que moverse solidariamente con la ladera y tiene que situarse en posición horizontal. Para cumplir estas dos condiciones el sismómetro tendría que estar totalmente fijado a la roca. El método 1 es el más adecuado, pero se tiene que comprobar que no se fije el sensor en una pared fracturada. Se ha comprobado que con el método 2 el sensor también se mueve solidariamente con la ladera, siempre y cuando la cinta adhesiva sea fuerte y de doble cara. Este método tiene un inconveniente, la cinta adhesiva no queda fijada correctamente cuando la superficie donde situamos el sensor está húmeda. Por último, el método 3 simplifica mucho el proceso de instalación, pero los registros de la vibración del terreno son menos representativos porque el balasto provoca una amplificación de la señal de vibración y un cambio en el contenido frecuencial de la misma.



Figura 8.7: Muestra de los diferentes métodos de fijación de los sensores: fijado con un soporte metálico, pegado con cinta adhesiva en una repisa y anclado al balasto de la vía del tren cremallera.

En las tablas 8.1 y 8.2 se comparan los valores pico de velocidad de vibración del terreno, para una misma voladura y a distancias similares, obtenidos con los diferentes métodos de fijación. Se puede observar que la desviación entre los métodos 1 y 2 es menos apreciable si se tiene en cuenta la fuerte dispersión que se produce en las medidas de vibración. En cambio, la desviación que se produce entre los métodos 1 y 3 es considerable. Por tanto, se consideran los dos primeros métodos de fijación como válidos, siempre y cuando la cinta adhesiva pueda fijarse de forma correcta, y se descarta el tercer método de fijación.

Voladura	Valor pico método 1	Valor pico método 2	Desviación
08/11/2006	2.7 mm/s	2.3 mm/s	-14%
13/11/2006	4.0 mm/s	4.9 mm/s	22%

Tabla 8.1: Desviación de la vibración del terreno en las medidas realizadas con el método 1 y con el método 2.

Voladura	Valor pico método 1	Valor pico método 3	Desviación
06/11/2006	1.3 mm/s	4.1 mm/s	215%
09/11/2006	3.5 mm/s	8.0 mm/s	127%

Tabla 8.2: Desviación de la vibración del terreno en las medidas realizadas con el método 1 y con el método 3.

Tomando como ejemplo los registros del día 6 de Noviembre de 2006 obtenidos utilizando el método 1 (sensor fijado a la pared de la ladera) y con el método 3 (sensor anclado sobre el balasto de la vía del tren cremallera) se puede comparar el contenido frecuencial de cada una de las señales. En la figura 8.8 se muestran los espectros de Fourier de los registros de velocidad de vibración en roca (pared de la ladera) y en suelo (balasto de la vía del tren cremallera). El espectro del registro en roca presenta un nivel de amplitud constante en un rango de frecuencias comprendido entre 60Hz y 200Hz, mientras que el espectro de Fourier del registro en suelo presenta un máximo de amplitud entre 60Hz y 110Hz.

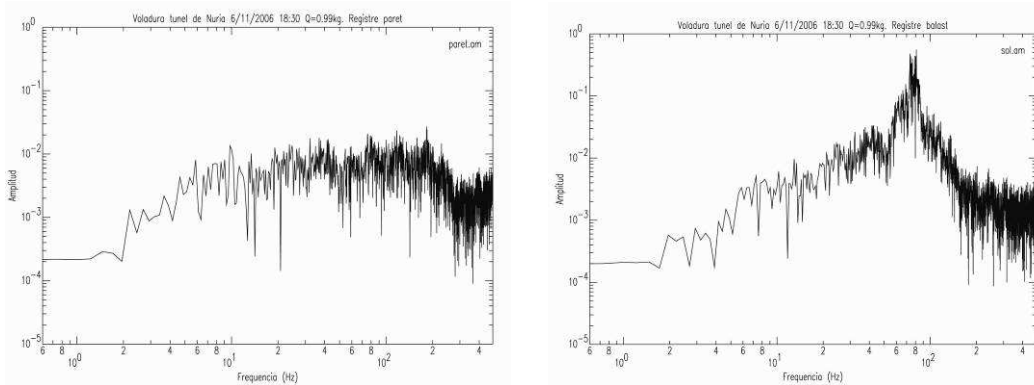


Figura 8.8: Espectros de Fourier obtenidos en la pared de ladera (izquierda) y en el balasto de la vía del tren cremallera (derecha) durante la voladura del día 06/11/2007.

En la figura 8.9 se muestra la relación espectral (balasto/roca) de los registros de la voladura del día 06/11/2007. Se observa claramente una amplificación de un factor 12 en el intervalo de frecuencias comprendido entre 60Hz y 110Hz, con un pico alrededor de 100Hz, y una desamplificación de las frecuencias comprendidas entre 125Hz y 275Hz.

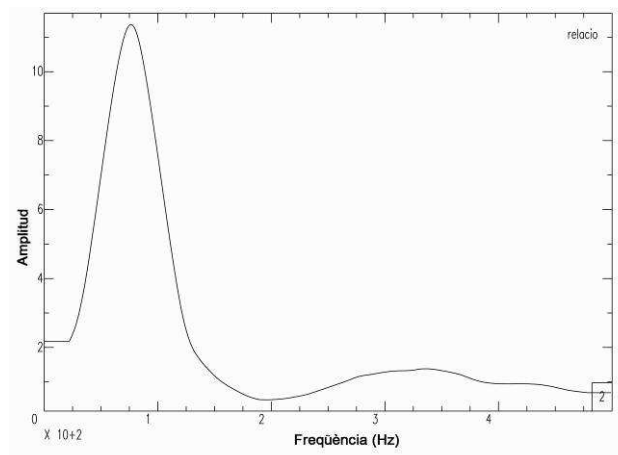


Figura 8.9: Relación espectral entre la vibración registrada en la pared de la ladera (roca) y la registrada en el balasto de la vía del tren cremallera (suelo) durante la voladura del día 06/11/2007.

Tanto en la comparación a nivel de los valores máximos de velocidad de vibración del terreno, presentados en la tabla 8.2, como a nivel espectral, mostrado en la figura 8.9, se concluye que para tener un valor representativo de la vibración producida por las voladuras en el macizo rocoso es necesario realizar las medidas fijando los sensores a la pared de la ladera, y a ser posible utilizando un soporte metálico.

8.4 Propagación de las vibraciones

Con el objetivo de conocer la atenuación que se produce en la señal de vibración cuando esta recorre el macizo rocoso del Roc del Dui se ha calibrado una ley de atenuación que muestra la disminución de la vibración del terreno en función de la distancia a la voladura y de la carga máxima operante de la voladura. Esta ley de atenuación será de utilidad para conocer las zonas del macizo rocoso que pueden quedar afectadas en cada voladura y el grado de daño que se acumulará en los bloques inestables de la ladera del Roc del Dui.

8.4.1 Previsión del proyecto

Durante el mes de Noviembre de 2004 la Unión Española de Explosivos (UEE) realizó un ensayo preliminar y un estudio para caracterizar la respuesta rocosa del macizo rocoso del Roc del Dui mediante una ley de atenuación de las vibraciones. Se dispararon seis cargas de explosivo instantáneas, entre 0.235 y 4.7kg, que se registraron en cinco sensores situados a distancias diferentes, de 15 a 78 metros. Las medidas obtenidas se ajustaron a una ley del tipo:

$$V = k \cdot Q^a \cdot D^b \quad (8.6)$$

donde V es la velocidad pico de la vibración del terreno (en milímetros por segundo), Q es la carga máxima operante de la voladura (en kilogramos) y D es la distancia a la voladura (en metros). La calibración que se ha obtenido de los parámetros es $k = 9119.49$, $a = 0.65$ y $b = -2.09$.

Uno de los objetivos de la campaña de medidas de vibraciones sobre el macizo rocoso durante la excavación del túnel del Roc del Dui es la comprobación de la validez de este ajuste en las condiciones de trabajo del túnel. En la figura 8.10 se muestra la comparación entre los valores del pico de velocidad de vibración del terreno medidos durante la excavación del túnel y la ley de atenuación calibrada por la UEE el Noviembre de 2004.

Se ha comprobado que para cargas máximas operantes hasta 1.5kg los valores del pico de velocidad medidos no se alejan significativamente de la ley de atenuación. En cambio, para cargas máximas operantes superiores a 2.0kg las medidas se alejan ligeramente por encima de la curva, hecho que corresponde a una infravaloración de la ley proyectada para las mayores cargas máximas operantes previstas. Es posible que este hecho sea debido a que en el ensayo de Noviembre de 2004 las explosiones de mayor carga arrancaron y proyectaron fragmentos de roca, mientras que las explosiones de carga más reducida transmitieron toda la energía en forma de vibración. Esto habría provocado que no se detectase suficientemente bien el efecto de la carga, y se ajustase un coeficiente infravalorado. De este modo, se ha considerado necesario realizar una nueva calibración de la ley de atenuación con los datos recogidos durante la excavación del túnel para obtener una buena caracterización de la respuesta del macizo rocoso del Roc del Dui.

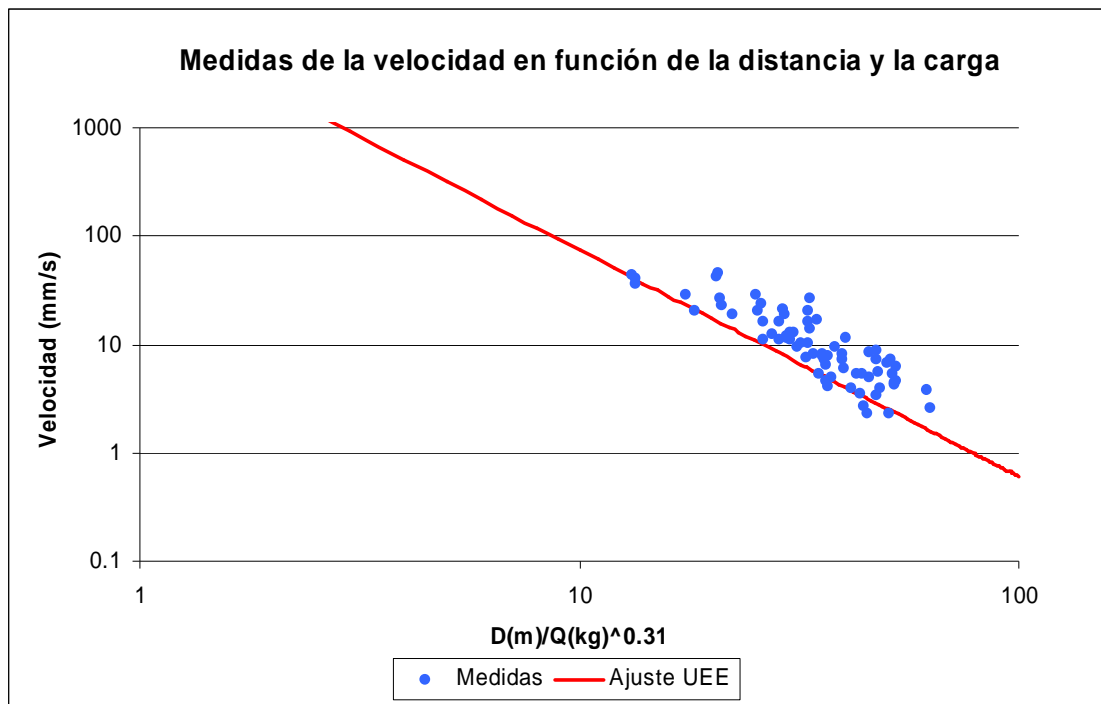


Figura 8.10: Comparación entre los valores del pico de velocidad de vibración del terreno medidos en la excavación del túnel y la ley de atenuación calibrada por la UEE en Noviembre de 2004.

8.4.2 Calibración de una nueva ley de atenuación

En el apartado anterior ya se ha comentado que la ley de atenuación que se ajustó en Noviembre de 2004 infravaloraba el valor de la velocidad para cargas máximas operantes elevadas, y que era necesario calibrar una nueva ley partiendo de los datos obtenidos en la excavación del túnel.

En este caso para calibrar una nueva ley de atenuación se han utilizado todas las medidas de la vibración del terreno disponibles hasta el 31 de Diciembre de 2006. Así, la velocidad de vibración del terreno será función de la carga máxima operante y de la distancia a la voladura.

El ajuste se ha realizado partiendo de 72 registros de velocidad medidos con sismómetros situados a una distancia de la voladura que variaba entre 15 y 95 metros, y con unas cargas máximas operantes comprendidas entre 0.94 y 8.46kg. Para obtener una buena calibración se han descartado aquellos valores anómalos que se alejaban significativamente del comportamiento medio de las medidas, debido en la mayoría de los casos a problemas con la fijación de los sensores o a voladuras poco efectivas, es decir, que no han arrancado correctamente todo el material. La ley de atenuación que se ha obtenido es:

$$V = 9963.2 \cdot Q^{0.87} \cdot D^{-2.04} \quad (8.7)$$

donde V es la velocidad pico de la vibración del terreno (en milímetros por segundo), Q es la carga máxima operante de la voladura (en kilogramos) y D es la distancia a la voladura (en metros). El coeficiente de correlación es del 88.9% y la desviación estándar es un factor de 1.42 respecto al valor obtenido, lo que muestra un buen ajuste de los valores medidos respecto la nueva ley de atenuación calibrada. En la figura 8.11 se representan los valores medidos del pico de velocidad de vibración del terreno junto con la nueva ley de atenuación calibrada en función de la carga máxima operante y la distancia a la voladura, y las bandas de error del ajuste. Se observa como, a pesar de la dispersión de las medidas de velocidad, estas se ajustan alrededor de la nueva ley calibrada.

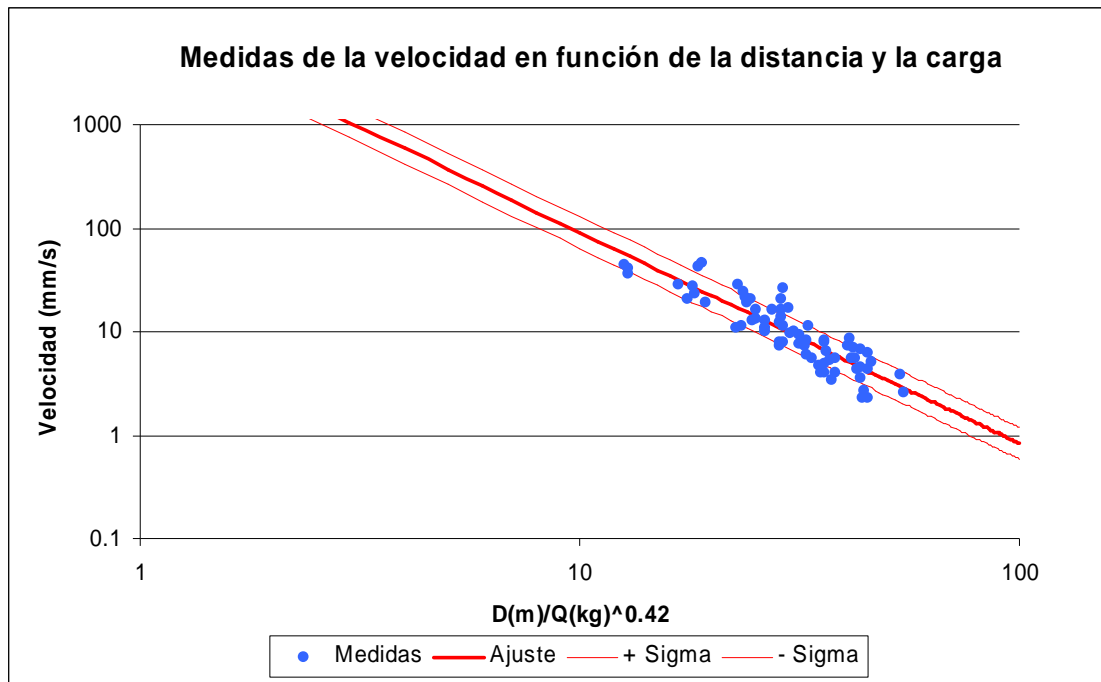


Figura 8.11: Comparación entre los valores del pico de velocidad de vibración del terreno medidos en la excavación del túnel y la nueva ley de atenuación calibrada, junto con las bandas de error del ajuste.

En la tabla 8.3 se muestran los valores que tendrá la velocidad de vibración del terreno según la carga máxima operante y la distancia a la voladura, en función de la nueva ley de atenuación calibrada. El rango de validez de esta nueva ley se sitúa entre 1 y 8kg, extrapolable hasta 10kg, y a distancias entre 15 y 95metros, extrapolables a 10 – 100 metros.

V_p (mm/s)

D (m)	Q (kg)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
10	90.9	166.1	236.3	303.5	368.6	431.9	493.9	554.7	614.6	673.6
20	22.1	40.4	57.5	73.8	89.6	105.0	120.1	134.9	149.5	163.8
30	9.7	17.7	25.1	32.3	39.2	45.9	52.5	58.9	65.4	71.6
40	5.4	9.8	13.9	17.9	21.8	25.5	29.2	32.8	36.3	39.8
50	3.4	6.2	8.9	11.4	13.8	16.2	18.5	20.8	23.1	25.3
60	2.4	4.3	6.1	7.9	9.5	11.2	12.8	14.3	15.9	17.4
70	1.7	3.1	4.5	5.7	6.9	8.2	9.3	10.5	11.6	12.7
80	1.3	2.4	3.4	4.4	5.3	6.2	7.1	7.9	8.8	9.7
90	1.0	1.9	2.7	3.4	4.2	4.9	5.6	6.3	6.9	7.6
100	0.8	1.5	2.2	2.8	3.4	3.9	4.5	5.1	5.6	6.1

Tabla 8.3: Pico de velocidad de vibración del terreno en función de la carga máxima operante y de la distancia a la voladura.

8.4.3 Factores desviadores de las medidas de vibración

Para evitar la problemática de la infravaloración o sobrevaloración de los valores de la vibración del terreno medidos durante la excavación del túnel del Roc del Dui se han estudiado los posibles factores desviadores de las medidas de vibración.

En el apartado 8.3.3, sobre los diferentes métodos de fijación de los sensores al terreno, ya se ha mostrado la comparación entre registros simultáneos en roca y en el balasto de la vía del tren cremallera, y se ha comprobado que el balasto provocaba una fuerte amplificación de la vibración del suelo y un cambio en el contenido frecuencial de la señal.

Durante la campaña de medidas de vibraciones sobre el macizo rocoso en la excavación del túnel del Roc del Dui se ha observado que el valor del pico de velocidad puede variar en función de la posición del sensor, dependiendo de si queda en una posición avanzada o atrasada respecto a la voladura. Para poder cuantificar este fenómeno sería necesario tomar una gran cantidad de medidas en unas determinadas condiciones: misma carga máxima operante, misma distancia del sensor a la voladura y diferentes ángulos entre la posición del sensor y el sentido de avance de la excavación del túnel, ángulo α en la figura 8.12. Si tenemos en cuenta las condiciones en la campaña de medidas en el campo (difícil orografía del macizo del Roc de Dui, dificultad en el emplazamiento de los sensores, medidas condicionadas a los trabajos de excavación del túnel, etc.) es difícil obtener una amplia muestra de medidas representativas de estas condiciones para poder cuantificar este fenómeno, pero se puede mostrar algún ejemplo que dé una idea de la disminución de la velocidad de vibración del terreno cuando el sismómetro queda atrasado respecto a la voladura.

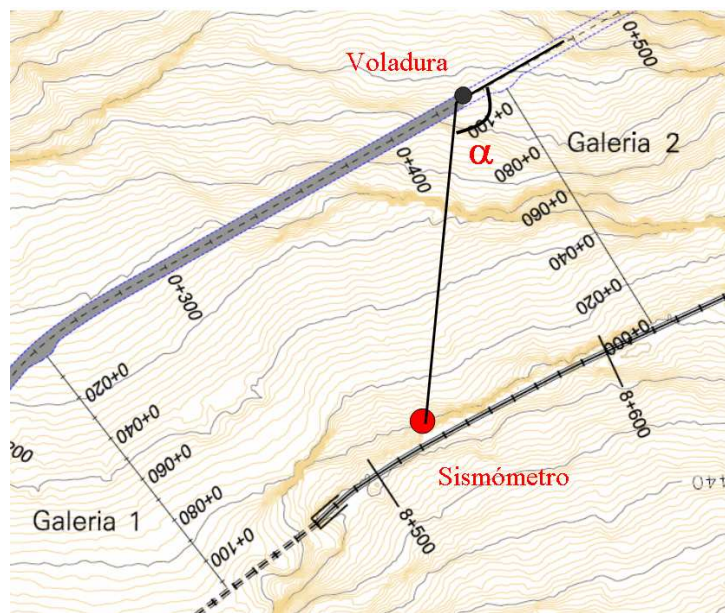


Figura 8.12: Situación atrasada del sismómetro respecto a la voladura, formando un ángulo α entre la posición del sismómetro y el sentido de avance de la excavación del túnel.

En la figura 8.13 se muestra el ajuste de una curva a las medidas del valor del pico de velocidad de vibración del terreno tomadas a diferentes distancias con una carga máxima operante de 3.76kg.

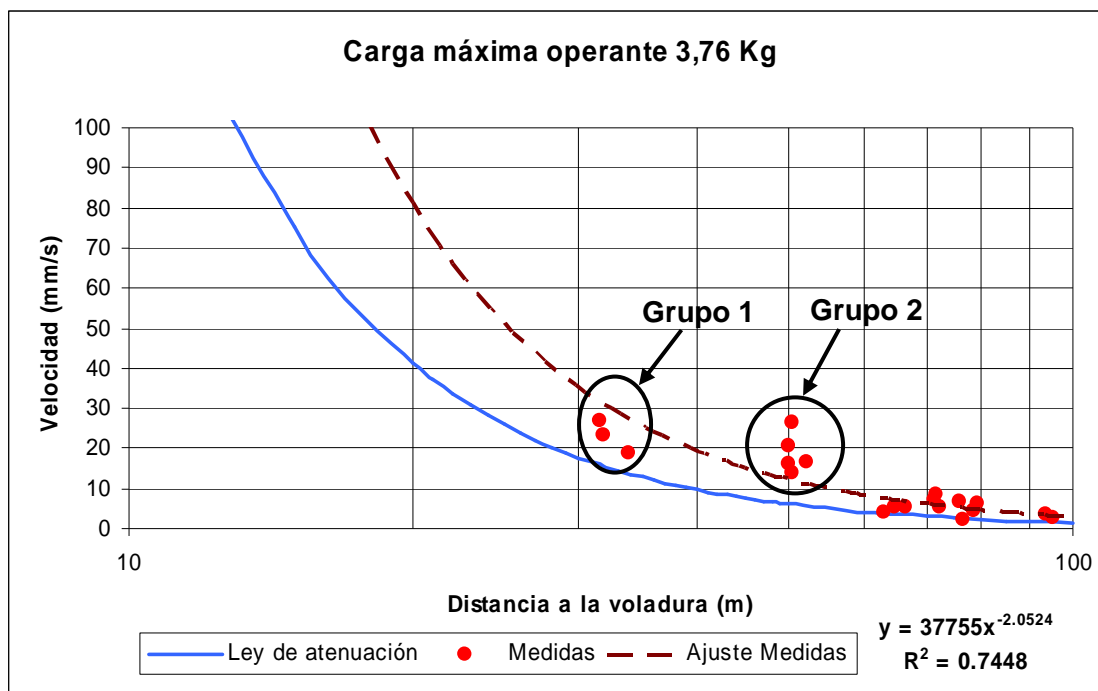


Figura 8.13: Ajuste de las medidas del pico de velocidad de vibración del terreno para diferentes distancias y para una carga máxima operante de 3.76kg.

Se observan dos grupos de medidas que, todo y que se han tomado a una distancia a la voladura parecida, presentan valores del pico de velocidad muy diferentes. En las tablas 8.4 y 8.5 se muestran los valores del pico de velocidad, de la distancia a la voladura y del ángulo que forman la posición del sismómetro y el sentido de avance de la excavación del túnel para las medidas de cada grupo respectivamente.

Velocidad (mm/s)	Distancia (m)	Ángulo (°)
26.9	31.5	91
23.1	31.8	98
19.0	33.8	112

Tabla 8.4: Valores del pico de velocidad, distancia a la voladura y ángulo formado entre la posición del sensor y sentido de avance de la excavación del túnel de las medidas del grupo 1.

Velocidad (mm/s)	Distancia (m)	Ángulo (°)
26.3	50.5	82
20.6	50.0	93
16.1	50.1	96
13.8	50.4	98

Tabla 8.5: Valores del pico de velocidad, distancia a la voladura y ángulo formado entre la posición del sensor y sentido de avance de la excavación del túnel de las medidas del grupo 2.

En los dos casos se observa que, a pesar de tomar las medidas a una distancia de la voladura parecida, el valor del pico de velocidad disminuye a medida que el ángulo formado entre la posición del sismómetro y el sentido de avance de la excavación del túnel aumenta. En el caso del grupo 1, al aumentar el ángulo de 91° a 112° la disminución del valor del pico de velocidad es del 29.4%, y en el caso del grupo 2 al aumentar el ángulo de 82° a 98° el valor del pico de velocidad disminuye un 47.5%, en un efecto más acusado.

Teniendo en cuenta el comportamiento observado en el valor de la vibración del terreno en función de la posición del sismómetro respecto al sentido de avance de la excavación del túnel, se han tomado todas las medidas de vibración desde una posición avanzada respecto a la voladura. Además, como ya se ha comentado en el apartado 8.3.3, se ha fijado en sensor a la pared de la ladera con un soporte metálico.

8.5 Efectos de las vibraciones sobre la ladera

8.5.1 Modelo de deslizamiento a escala reducida

Adicionalmente, durante el ensayo de Noviembre de 2004 se realizó una prueba simple consistente en situar bloques sobre el afloramiento rocoso a diferentes distancias de las voladuras. De este modo se pretendía reproducir un modelo simple del plano inclinado con un bloque en equilibrio por fricción. En la figura 8.14 se muestra el esquema del modelo de deslizamiento de un bloque sobre el afloramiento rocoso. Esta prueba se planteó para obtener información acerca del factor desencadenante de los desprendimientos. El número de bloques utilizados en el

experimento fue reducido debido a la escasez de posibles emplazamientos y a la dificultad y lentitud en la preparación de los bloques.

Al tratar-se de una situación preparada se tiene un control previo de las variables que intervienen en el equilibrio del bloque y, en consecuencia, de cual es la acción que tiene que ejercer una voladura para provocar la caída del bloque.

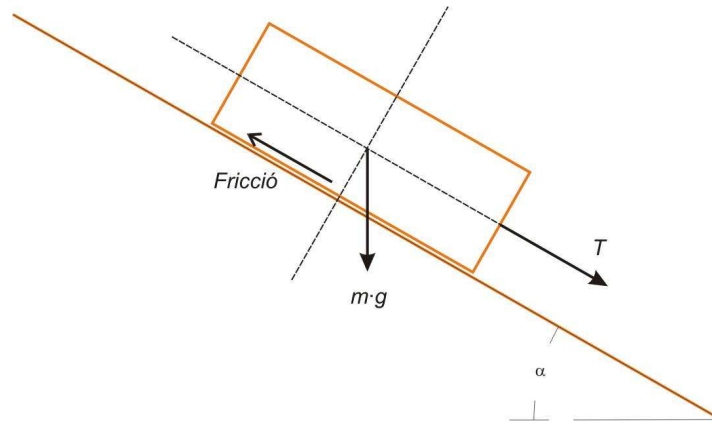


Figura 8.14: Modelo de deslizamiento de un bloque sobre el afloramiento rocoso.

En la situación inicial de reposo:

$$FS_r = \frac{R}{L} = \frac{\tan(\phi) \cdot m \cdot g \cdot \cos(\alpha)}{m \cdot g \cdot \sin(\alpha)} = \frac{\tan(\phi)}{\tan(\alpha)} \quad (8.8)$$

donde α es el ángulo del afloramiento rocoso, y por tanto la inclinación del plano de fractura del bloque, y ϕ es el ángulo de fricción interna.

Para comprobar el factor de seguridad se realiza una prueba de tracción sobre el bloque hasta que este se pone en movimiento (FS=1):

$$FS_r = \frac{R}{L+T} = 1 \Rightarrow R = L+T \quad (8.9)$$

De este modo se ha hallado la fuerza de resistencia del talud que impide el desprendimiento del bloque, y ya se puede calcular el factor de seguridad del bloque.

$$FS_r = \frac{L+T}{L} = 1 + \frac{T}{m \cdot g \cdot \sin(\alpha)} \quad (8.10)$$

Si se considera una acción sísmica tangente al plano de deslizamiento, la movilización del bloque se explica por $m \cdot a \geq T$.

Se realizó la prueba con cuatro bloques ubicados en planos inclinados a distancias diferentes de las voladuras. En la tabla 8.6 se muestran los principales parámetros de cada uno de los bloques. Tanto la masa del bloque como la tracción inestabilizadora (T) se han medido con un dinamómetro. En estos bloques no hay resistencia por cohesión, por tanto la inclinación de los planos, entre 20° y 40°, es inferior a los valores nominales de las juntas del macizo rocoso del Roc del Dui que se sitúa alrededor de 65°.

Nº bloque	Masa (kg)	Tracción T (kp)		Inclinación α (°)	FS	Aceleración crítica (g)
		min	max			
1	17	6.0	8.0	22	2.1	1.3
2	9.5	1.0	1.4	34	1.3	0.3
3	4.5	0.3	0.4	37	1.1	0.1
4	7	0.4	0.8	36	1.2	0.2

Tabla 8.6: Parámetros de los bloques de la prueba de deslizamiento sobre un plano inclinado.

De este modo, como se han medido T y α , se puede calcular el valor de la fricción interna ϕ operante en el contacto, que se sitúa alrededor de 40°.

En la tabla 8.7 se muestran las características de las voladuras que provocaron el deslizamiento del bloque junto con los datos de la voladura máxima que el bloque ha soportado previamente.

N° bloque	Voladura mayor sin desprendimiento			Voladura que provoca el desprendimiento		
	N° voladura	Carga (kg)	Distancia (m)	N° voladura	Carga (kg)	Distancia (m)
1	6	4.7	29	-	-	-
2	6	4.7	29	-	-	-
3	3	0.705	18	4	1.175	17
4	1	0.235	15	2	0.47	13

Tabla 8.7: Parámetros de los bloques de la prueba de deslizamiento sobre un plano inclinado.

A partir de la carga de la voladura y de la distancia entre la voladura y el bloque se puede calcular, utilizando la ley de atenuación, el pico de velocidad de vibración del terreno. Durante la ensayo de Noviembre de 2004 también se determinó la frecuencia predominante media del movimiento de vibración del terreno, que es de 175Hz. Con estos dos datos se pueden calcular los picos de aceleración (a_p) que implicaron la caída de los bloques durante el ensayo, que son 2.5g y 3.0g.

Se puede observar claramente que los bloques del ensayo soportaron picos de aceleración del terreno muy superiores a la aceleración crítica medida, como se muestra en la tabla 8.8. Este hecho concuerda perfectamente con la teoría de Newmark, ya que estos picos de aceleración son pulsos de vibración de corta duración, ya que la frecuencia de vibración del movimiento es muy alta.

N° bloque	Aceleración pico a_p (g)		Aceleración crítica (g)
	Voladura previa al desprendimiento	Voladura que provoca el desprendimiento	
1	2.3	-	1.3
2	2.3	-	0.3
3	2.0	3.2	0.1
4	1.3	2.9	0.2

Tabla 8.8: Valores de aceleración pico de las voladuras y crítica de los bloques.

Un cálculo pseudoestático no explicaría que todos los bloques hayan soportado la acción de la primera voladura. El desprendimiento final se explica por los pequeños desplazamientos del bloque sobre el plano de deslizamiento que estos pulsos acumulan en el conjunto del movimiento vibratorio y con la repetición de las voladuras.

Durante el ensayo de Noviembre de 2004 se instaló un acelerógrafo modelo K2 de la casa Kinematics para obtener los registros de la aceleración del terreno producida por las voladuras. Se ha escalado el acelerograma al nivel de vibración del terreno en la posición de los bloques de ensayo para cada una de las voladuras. De este modo, se obtiene el desplazamiento de Newmark que se acumula con las diferentes puntas del registro que superan el valor de la aceleración crítica en cada una de las voladuras, tal como se observa en la tabla 8.9.

Nº voladura	Bloque 3		Bloque 4	
	Desplazamiento (cm)	Acumulado (cm)	Desplazamiento (cm)	Acumulado (cm)
1	0.034	0.034	0.050	0.050
2	0.078	0.112	0.190	0.240
3	0.180	0.292	-	-
4	0.270	0.562	-	-

Tabla 8.9: Desplazamiento de Newmark acumulado por las diferentes voladuras hasta que se produce el deslizamiento. En rojo el valor de desplazamiento que ha producido la caída.

Las referencias del valor del desplazamiento de Newmark límite consideran valores entre los 5 y 10cm para la activación de desprendimientos de cierta magnitud en laderas producidos por sismos. El modelo estudiado a escala reducida de bloques sobre planos inclinados consiste en masas de dimensiones decimétricas y depositados en un estado inicial bastante precario (FS entre 1.1 y 1.2). En consecuencia, se explica que con un desplazamiento del orden de 3mm se provoque el deslizamiento. Como criterio para acotar el deslizamiento de un bloque por el efecto de las voladuras durante la excavación del túnel se puede estimar que el valor límite del desplazamiento de Newmark se sitúe entre los 5mm y 5cm. A falta de más referencias

y de experimentación en este campo, se considera que un desplazamiento acumulado de 1cm podría ser un criterio orientativo.

8.5.2 Correlación entre el valor pico de velocidad y el valor pico de aceleración

En la mayor parte de las medidas realizadas durante la excavación del túnel del Roc del Dui hemos obtenido como resultado la velocidad de vibración del terreno, pero para calcular el desplazamiento de Newmark necesitamos disponer del registro de la vibración del terreno en términos de la aceleración. Derivando el registro de velocidad se obtiene el registro de aceleración, y por tanto, el valor de la aceleración máxima (a_{pico}) de la vibración del terreno. En la figura 8.15 se representa el pico de la aceleración de la vibración del terreno en función del pico de velocidad de los registros de cada una de las voladuras.

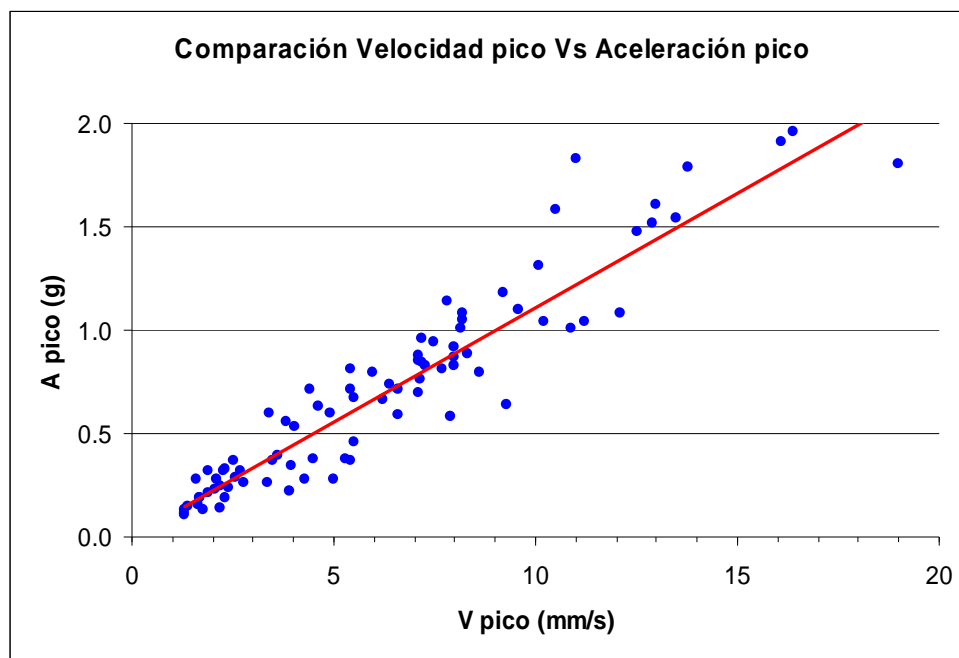


Figura 8.15: Representación del pico de aceleración de la vibración del terreno en función del pico de velocidad.

Los picos de aceleración y de velocidad se relacionan con la expresión $a_p = 2 \cdot \pi \cdot \nu \cdot v_p$. Se han ajustado los valores del pico de aceleración y del pico de velocidad a una ley del tipo $y = a \cdot x$ para obtener la frecuencia predominante media del

movimiento de vibración del terreno a partir de la pendiente de la recta. El ajuste que se ha obtenido es:

$$a_p (g) = 0.1073 \cdot V_p (mm/s) \quad (8.11)$$

El coeficiente de correlación es del 96%, muestra por tanto un buen ajuste. Partiendo del valor de la pendiente de la recta se obtiene una frecuencia predominante media de $\nu = 167 Hz$. La nueva ley de atenuación de la vibración del terreno (fórmula 8.7) se puede traducir en términos de la aceleración mediante la relación $a_p = 2 \cdot \pi \cdot \nu \cdot v_p$ que, con una frecuencia media de $\nu = 167 Hz$, resulta (en mm/s):

$$a_p = 10457 \cdot Q^{0.87} \cdot D^{-2.04} \quad (8.12)$$

En la tabla 8.10 se muestran los valores del pico de aceleración en función de la carga máxima operante y de la distancia a la voladura.

A_p (g)		Q (kg)									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
D (m)	10	9.73	17.79	25.31	32.51	39.47	46.25	52.89	59.41	65.82	72.14
	20	2.37	4.32	6.15	7.90	9.60	11.25	12.86	14.45	16.00	17.54
	30	1.03	1.89	2.69	3.46	4.20	4.92	5.62	6.32	7.00	7.67
	40	0.58	1.05	1.50	1.92	2.33	2.73	3.13	3.51	3.89	4.27
	50	0.36	0.67	0.95	1.22	1.48	1.73	1.98	2.23	2.47	2.71
	60	0.25	0.46	0.65	0.84	1.02	1.20	1.37	1.54	1.70	1.87
	70	0.18	0.34	0.48	0.61	0.75	0.87	1.00	1.12	1.24	1.36
	80	0.14	0.26	0.36	0.47	0.57	0.67	0.76	0.85	0.95	1.04
	90	0.11	0.20	0.29	0.37	0.45	0.52	0.60	0.67	0.74	0.82
	100	0.09	0.16	0.23	0.30	0.36	0.42	0.48	0.54	0.60	0.66

Tabla 8.10: Pico de aceleración de vibración del terreno en función de la carga máxima operante y de la distancia a la voladura.

8.5.3 Cálculo del desplazamiento de Newmark

Se ha calculado el desplazamiento de Newmark (d_{new}) de los registros de aceleración de cada una de las voladuras. En este cálculo se han considerado bloques con un factor de seguridad al deslizamiento de $FS=1.3$ y $FS=2.0$, que les corresponde una aceleración crítica (a_c) de $0.27g$ y de $0.80g$ respectivamente. En las figuras 8.16 y 8.17 se representan los desplazamientos de Newmark (d_{new}) en función del pico de aceleración (a_{pico}) para un factor de seguridad de $FS=1.3$ y de $FS=2.0$ respectivamente.

Se observa que para un factor de seguridad al deslizamiento de $FS=1.3$ se obtienen valores del desplazamiento de Newmark no nulos para valores del pico de aceleración superiores a aproximadamente $0.5g$, mientras que para un factor de seguridad al deslizamiento de $FS=2.0$ no se alcanzan valores del desplazamiento de Newmark no nulos hasta los $1.8g$. De este modo, se puede identificar un límite para un desplazamiento de Newmark no nulo en términos del pico de aceleración alrededor de $0.5g$ para un factor de seguridad al deslizamiento de $FS=1.3$, y un valor de $1.8g$ para bloques con un $FS=2.0$.

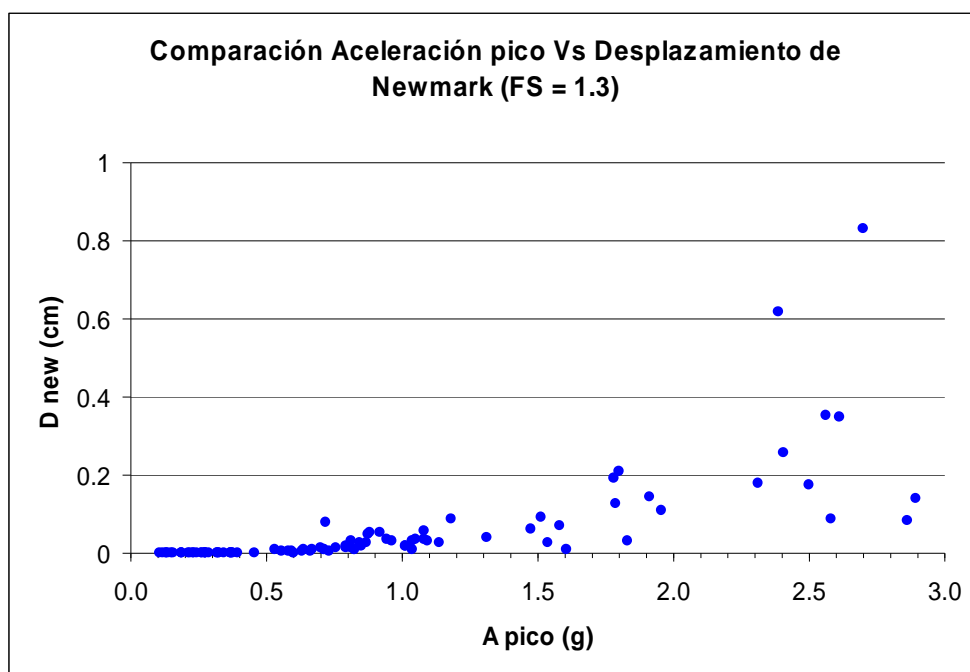


Figura 8.16: Representación del desplazamiento de Newmark (d_{new}) en función del pico de aceleración (a_{pico}) para bloques con $FS=1.3$.

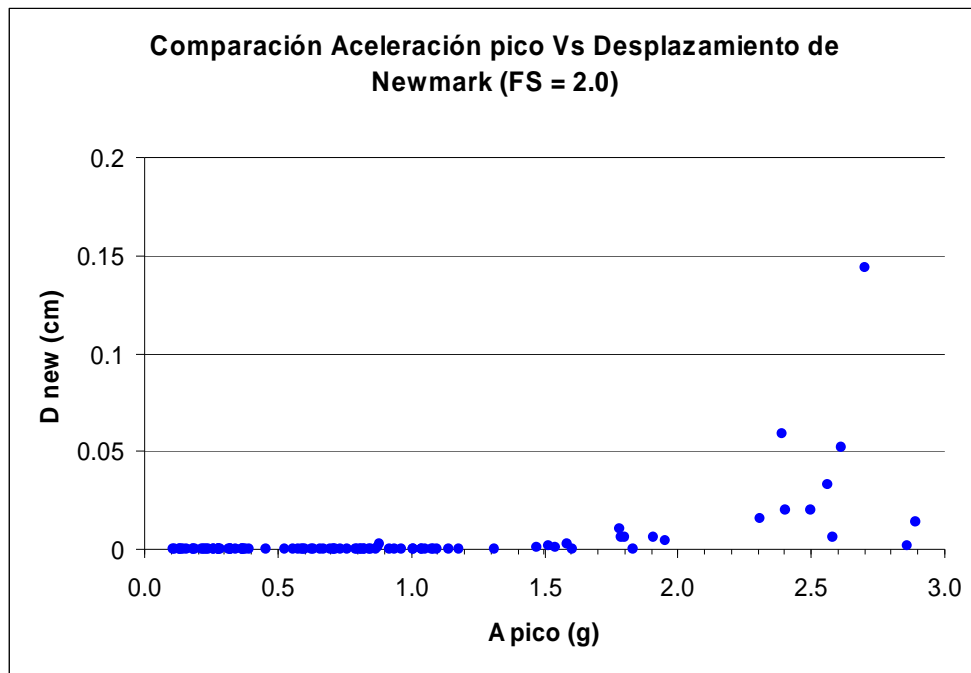


Figura 8.17: Representación del desplazamiento de Newmark (d_{new}) en función del pico de aceleración (a_{pico}) para bloques con $FS=2.0$.

8.5.4 Correlación entre el pico de velocidad y el desplazamiento de Newmark

Dado que un parámetro importante para conocer el grado de daño que se puede acumular en un bloque inestable de la ladera es el desplazamiento de Newmark y que la mayor parte del equipo disponible para medir las vibraciones son sismómetros que proporcionan el movimiento del terreno en términos de la velocidad, será de mucha utilidad encontrar una expresión que relacione el desplazamiento de Newmark con el pico de la velocidad de vibración del terreno producidas por las voladuras. Se han comparado los valores entre el pico de velocidad de vibración y el desplazamiento de Newmark de cada una de las voladuras. En las figuras 8.18 y 8.19 se muestra el desplazamiento de Newmark en función del pico de velocidad para bloques con un factor de seguridad de $FS=1.3$ y $FS=2.0$ respectivamente.

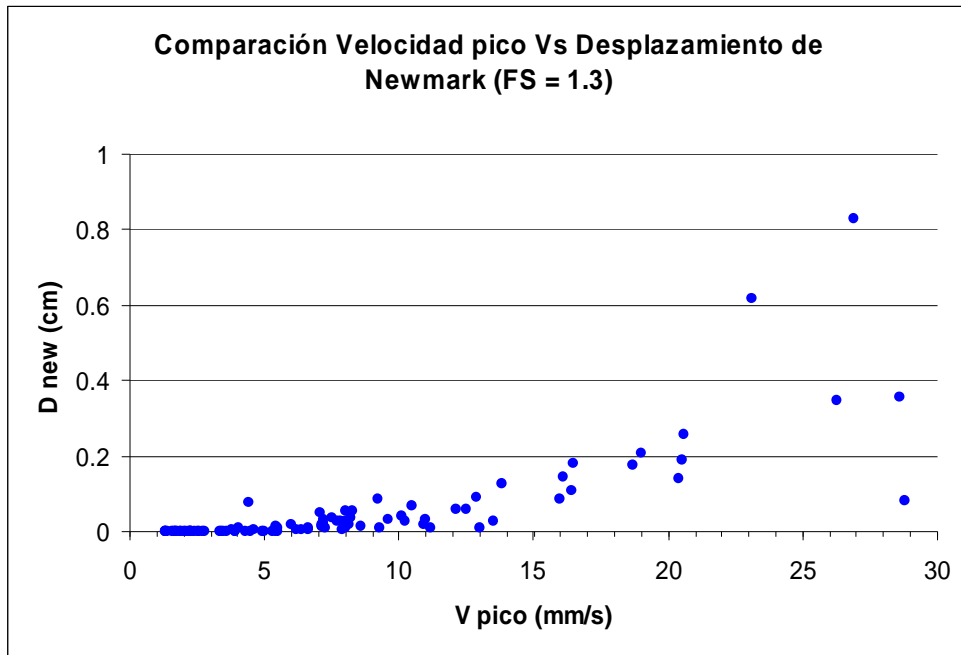


Figura 8.18: Representación del desplazamiento de Newmark (d_{new}) en función del pico de velocidad (v_{pico}) para bloques con $FS=1.3$.

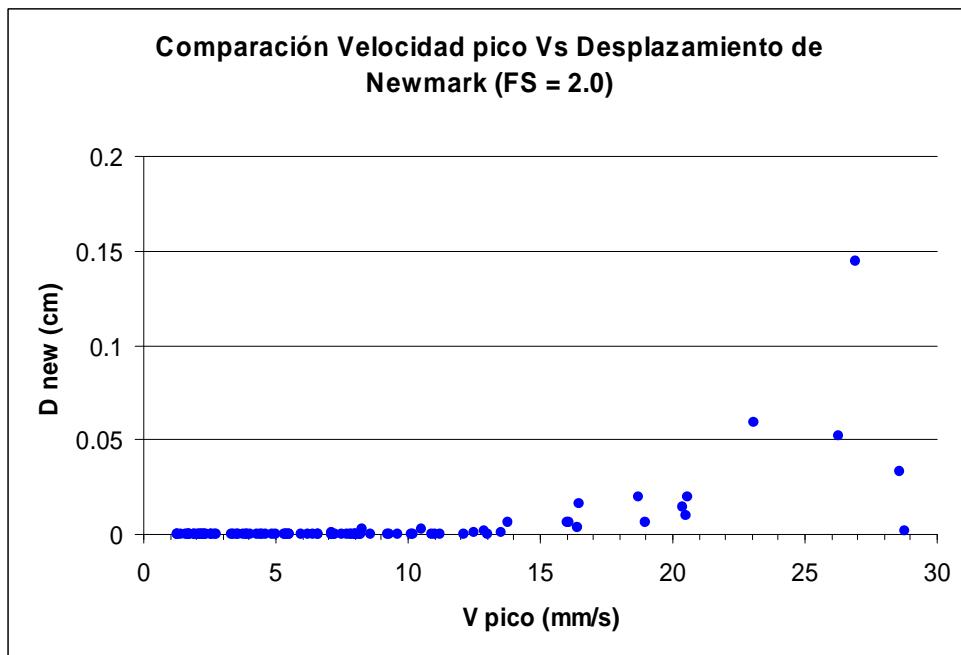


Figura 8.19: Representación del desplazamiento de Newmark (d_{new}) en función del pico de velocidad (v_{pico}) para bloques con $FS=2.0$.

Se observa que para un factor de seguridad al deslizamiento de $FS=1.3$ se obtienen valores del desplazamiento de Newmark no nulos para valores del pico de velocidad superiores a 7mm/s, mientras que para un factor de seguridad al deslizamiento de

FS=2.0 este efecto no se produce hasta un pico de velocidad superior a 14mm/s. De este modo, se puede identificar un umbral para un desplazamiento de Newmark no nulo en función del pico de velocidad alrededor de 7mm/s para un factor de seguridad FS=1.3, y un valor de unos 14mm/s para un bloque de FS=2.0. Por otro lado, se observa que para bloques de FS=1.3 el desplazamiento de Newmark, entre 4mm/s y 7mm/s de pico de velocidad de vibración, puede ser diferente de cero debido a múltiples variables durante la ejecución de las voladuras. En este rango de vibraciones se define un cero inestable en el desplazamiento de Newmark, es decir, no es seguro que el daño producido por esta voladura sea nulo, pero en todo caso será muy reducido.

Se pueden ajustar los valores del desplazamiento de Newmark calculados para un factor de seguridad al deslizamiento de FS=1.3 en función del pico de velocidad a una ley del tipo $y = a \cdot x^b$ para aquellos registros en que la velocidad supera el umbral de 7mm/s, tal y como se muestra en la figura 8.20.

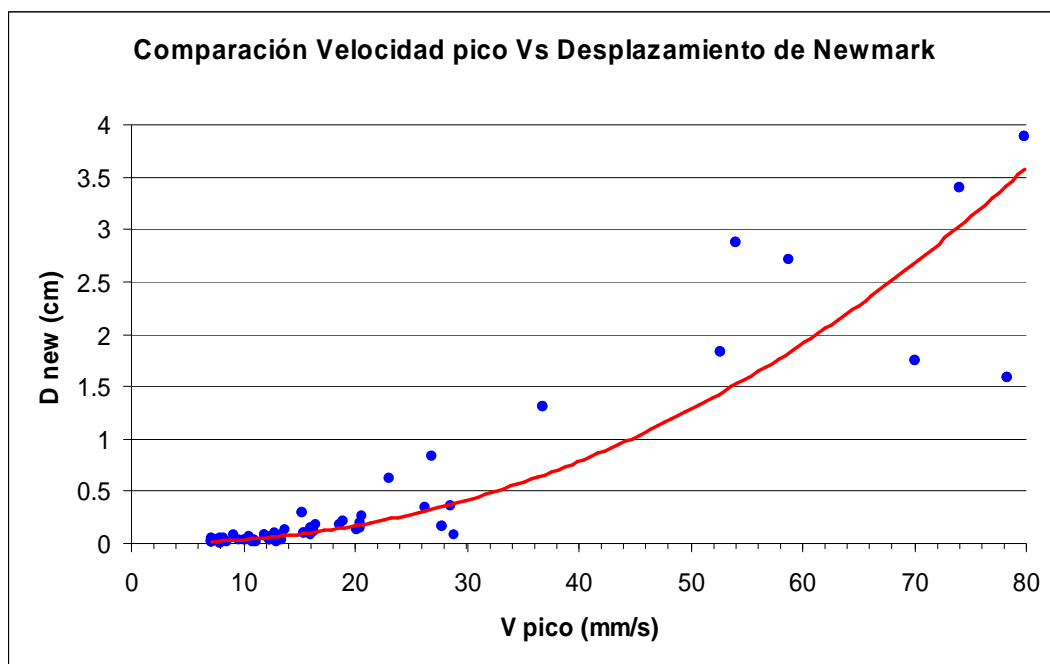


Figura 8.20: Ajuste del valor del desplazamiento de Newmark en función de la variación del pico de velocidad para bloques con un factor de seguridad FS=1.3.

El ajuste que se obtiene es:

$$d_{new} = 0.0002 \cdot V_{pico}^{2.19} \quad (8.13)$$

donde el desplazamiento de Newmark está en centímetros y el pico de velocidad en milímetros por segundo. El coeficiente de correlación del ajuste es del 92%, que muestra que la ley se ajusta adecuadamente a los datos.

Conocida esta expresión y la relación entre el pico de velocidad de vibración del terreno con la carga máxima operante y la distancia a la voladura (fórmula 8.7), se puede obtener una expresión que permita estimar el desplazamiento de Newmark para un factor de seguridad FS=1.3 en función de la carga máxima operante (Q) y la distancia a la voladura (D):

$$d_{new} = 114163 \cdot Q^{1.91} \cdot D^{-4.47} \quad (8.14)$$

donde el desplazamiento de Newmark está en centímetros, la carga máxima operante en kilogramos y la distancia a la voladura en metros. Es importante tener en cuenta que esta expresión sólo se podrá utilizar cuando el pico de velocidad de vibración del terreno sea superior a 7mm/s. En caso contrario el desplazamiento de Newmark será nulo o prácticamente nulo.

En la tabla 8.11 se muestran los valores del desplazamiento de Newmark sobre un bloque con factor de seguridad al deslizamiento de FS=1.3 expresados en función de la carga máxima operante (Q) y de la distancia a la voladura (D).

D_{new} (cm)

D (m)	Q (kg)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
10	3,87	14,5	31,5	54,6	83,7	118	159	205	257	314
20	0,175	0,656	1,42	2,47	3,78	5,35	7,18	9,27	11,6	14,2
30	0,028	0,107	0,232	0,402	0,616	0,873	1,17	1,51	1,89	2,32
40	0	0,030	0,064	0,111	0,170	0,241	0,324	0,418	0,524	0,640
50	0	0	0,024	0,041	0,063	0,089	0,119	0,154	0,193	0,236
60	0	0	0	0,018	0,028	0,039	0,053	0,068	0,085	0,105
70	0	0	0	0	0	0,020	0,027	0,034	0,043	0,052
80	0	0	0	0	0	0	0,015	0,019	0,024	0,029
90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,017
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 8.11: Desplazamiento de Newmark calculado para bloques con un factor de seguridad al deslizamiento $FS=1.3$ en función de la carga máxima operante y de la distancia a la voladura. En negro se marcan los valores calculados a partir de la relación empírica (fórmula 8.13) y en rojo los ceros inestables, es decir, aquel entorno en que no es seguro que el daño sea nulo, pero en todo caso será muy reducido.

Si tomamos como ejemplo las voladuras con una carga máxima operante de 4kg, podemos distinguir tres intervalos para calcular el desplazamiento de Newmark producido sobre un bloque de $FS=1.3$:

- $D \leq 60\text{m}$: Se produce un daño sobre el bloque en función del pico de velocidad, que se calcula utilizando la expresión 8.14.
- $60 < D < 90\text{m}$: Daño nulo o muy reducido, pero en todo caso inferior a 0.02cm.
- $D \geq 90\text{m}$: No se produce daño sobre el bloque.

8.6 Criterios adoptados en el túnel del Roc del Dui

8.6.1 Criterio adoptado durante el diseño del trazado

Dadas las características de la roca del macizo del Roc del Dui, durante la construcción de la variante de la vía del tren cremallera las voladuras no serán un recurso ocasional, sino sistemático durante toda la excavación del túnel. De forma preliminar se prevé un ritmo de excavación del túnel de dos voladuras diarias y cerca de un año de término de ejecución. En consecuencia, los efectos de las vibraciones sobre bloques potencialmente inestables se podrán sumar en sucesivas voladuras hasta provocar el desprendimiento de estos.

En estas condiciones se introduce el concepto de daño acumulado analizándolo con la metodología del desplazamiento de Newmark. Una vibración que supere la aceleración crítica de un bloque inestable provocará una disminución instantánea del factor de seguridad del bloque por debajo de la unidad, pero no necesariamente provocará su desprendimiento, sino que causará un desplazamiento en la junta. La acumulación de pequeños desplazamientos debido a sucesivas voladuras puede provocar la caída de la masa rocosa.

Considerando los datos obtenidos durante el ensayo de Noviembre de 2004, tanto la ley de atenuación de la vibración del terreno en función de la carga máxima operante y la distancia a la voladura como los resultados del modelo de deslizamientos a escala reducida, se decidieron los criterios a adoptar para el diseño del trazado del túnel del Roc del Dui.

Cada bloque presenta una sensibilidad de sufrir un daño debido a las voladuras más o menos cercanas en función de la estabilidad de este. Se puede definir el radio de sensibilidad (R_{sensib}) de un bloque como la distancia límite en la que se tiene que situar una voladura de una determinada carga máxima operante para que provoque la bajada del factor de seguridad del bloque hasta la unidad.

Partiendo de la ley de atenuación del pico de velocidad en función de la carga máxima operante y de la distancia a la voladura calibrada con los datos del ensayo de Noviembre de 2004 (expresión 8.6) y de la frecuencia predominante media del movimiento de vibración del terreno calculada también en el ensayo de Noviembre de 2004 ($\nu = 175\text{Hz}$) se puede obtener la ley de atenuación de la vibración del terreno en términos del pico de aceleración:

$$a_p = 10027 \cdot Q^{0.65} \cdot D^{-2.09} \quad (8.15)$$

donde a_p es el pico de aceleración en m/s^2 , Q es la carga máxima operante en kilogramos y D es la distancia a la voladura en metros.

Relacionando las expresiones 8.10 y 8.15 y considerando la situación límite $a_p = a_c$ se obtiene el radio de sensibilidad de un bloque (R_{sensib}) en función de la carga máxima operante de la voladura y del factor de seguridad del bloque:

$$R_{sensib} = \left(\frac{(FS - 1) \cdot \sin(\alpha) \cdot g}{K \cdot Q^a} \right)^{1/b} \quad (8.16)$$

donde R_{sensib} es el radio de sensibilidad en metros, FS es el factor de seguridad del bloque, α es el ángulo del plano de ruptura del bloque, g es la aceleración de la gravedad, $K = 10027$, $a = 0.65$ y $b = -2.09$.

En la figura 8.21 se muestra un esquema de sección transversal de las vibraciones desde el túnel en excavación hasta la superficie donde se encuentran los bloques potencialmente inestables.

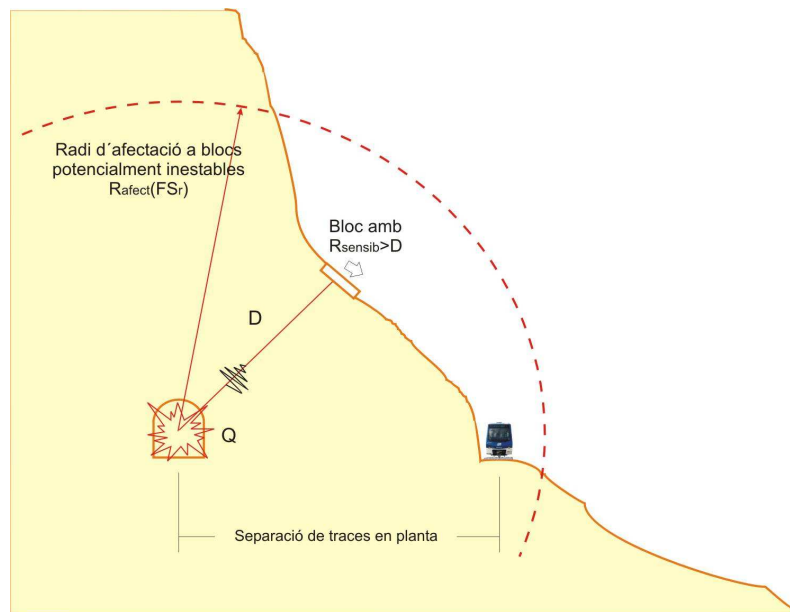


Figura 8.21: Esquema de la sección transversal de la transmisión de las vibraciones desde el túnel en excavación hasta superficie donde se encuentran los bloques potencialmente inestables.

Sea el trazado del túnel a una profundidad constante P , siempre entendida como la distancia mínima a la superficie de la ladera, que se excava con una carga máxima constante Q , para un bloque con una estabilidad en reposo FS se puede definir el ángulo de semiapertura de afectación (γ) como:

$$\gamma = \arccos(P / R_{sensib}) \quad (8.17)$$

Por tanto, la longitud de la traza con afectación sobre el bloque durante la excavación del túnel (L_{afect}) será:

$$L_{afect} = 2 \cdot P \cdot \tan(\gamma) \quad (8.18)$$

En la figura 8.22 se muestra el esquema de la transmisión de las vibraciones en la sección longitudinal del plano de mínima profundidad del túnel respecto la superficie de la ladera.

VISTA DE SECCIÓ LONGITUDINAL

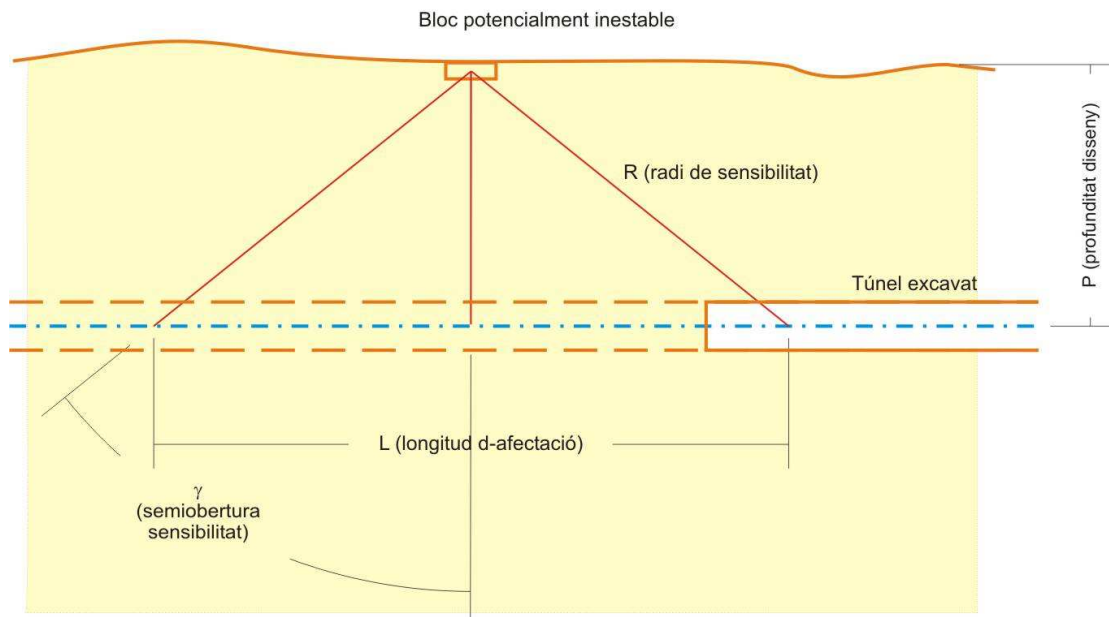


Figura 8.22: Esquema de transmisión de las vibraciones en la sección longitudinal en el plano de mínima profundidad del túnel respecto a la superficie de la ladera.

Utilizando el parámetro de la longitud de traza con afectación (L_{afect}) se puede calcular el daño acumulado en voladuras sucesivas. Por ejemplo, si durante la excavación del túnel a una profundidad constante (P) de 50 metros y con una carga máxima operante de 4kg consideramos un bloque con una estabilidad $FS=1.3$ obtenemos un radio de sensibilidad de 79 metros y, por tanto, el bloque se ve afectado durante la excavación del túnel en una longitud de 123 metros. Si se toma una longitud de avance en cada voladura del túnel de 4 metros, implica que durante 31 voladuras las vibraciones afectarán al bloque. Naturalmente, en los extremos la afectación será más ligera que en el tramo central. El desplazamiento de Newmark calculado para la voladura más cercana es de 0.012cm, pero considerando el efecto de todas las voladuras el desplazamiento de Newmark acumulado es de 0.16cm. Se observa que si se disminuye la profundidad del trazado del túnel el daño acumulado aumentará exponencialmente. En la tabla 8.12 se muestra el cálculo del radio de sensibilidad, la longitud del túnel con afectación, el número de voladuras que afectan al bloque, y el desplazamiento de Newmark máximo de una voladura y el acumulado en todas las voladuras para bloques con diferentes factores de seguridad.

FS	1.1	1.3	1.5	2.0
Radio de sensibilidad (m)	134	79	62	44
Longitud de túnel con afectación (m)	248	123	73	-
Nº de voladuras	62	31	18	-
Desplazamiento máximo (mm)	0.55	0.12	0.03	-
Desplazamiento acumulado (mm)	9.8	1.7	0.3	-

Tabla 8.12: Radio de sensibilidad, longitud de túnel con afectación, número de voladuras que afectan a un bloque, desplazamiento de Newmark máximo de una voladura y desplazamiento acumulado para bloques con diferentes factores de seguridad para un túnel de profundidad 50 metros, una carga máxima operante de 4kg y un avance de excavación de 4 metros.

Se observa como, a medida que aumenta el factor de seguridad, el daño acumulado en cada bloque va disminuyendo hasta llegar a los bloques con una estabilidad de FS=2.0 donde el daño acumulado es nulo. En los bloques con un factor de seguridad FS=1.1 el desplazamiento de Newmark acumulado en las 62 voladuras es del orden de 1cm, que es valor límite que se ha tomado para el deslizamiento de un bloque por el efecto de las voladuras.

Si se repite el cálculo para una profundidad del trazado uniforme (P) de 70 metros con el mismo esquema de voladura ($Q = 4\text{kg}$ y avance de 4 metros), los desplazamientos que se obtienen se reducen sensiblemente (tabla 8.13).

FS	1.1	1.3	1.5	2.0
Radio de sensibilidad (m)	134	79	62	44
Longitud de túnel con afectación (m)	228	74	-	-
Nº de voladuras	57	18	-	-
Desplazamiento máximo (mm)	0.11	0.01	-	-
Desplazamiento acumulado (mm)	2.20	0.14	-	-

Tabla 8.13: Radio de sensibilidad, longitud de túnel con afectación, número de voladuras que afectan a un bloque, desplazamiento de Newmark máximo de una voladura y desplazamiento acumulado para bloques con diferentes factores de seguridad para un túnel de profundidad 70 metros, una carga máxima operante de 4kg y un avance de excavación de 4 metros.

En este caso, los bloques con un factor de seguridad $FS=1.5$ tampoco se ven afectados por las voladuras, ni tan solo por las más cercanas. Mientras que los bloques con una estabilidad de $FS=1.1$ y $FS=1.3$ acumulan un desplazamiento sensiblemente inferior al obtenido en los cálculos realizados con una profundidad del trazado de 50 metros.

En conclusión, se considera que tomando un criterio de diseño que garantice una profundidad mínima en todo el recorrido del túnel de 50 metros se podrá afectar a bloques que inicialmente se encuentren en equilibrio precario ($FS=1.1$), que por otras causas naturales, como son las lluvias o las heladas, ya podrían desencadenar su movimiento. En cambio, con una profundidad mínima de 70 metros, los efectos de las vibraciones sobre los bloques serán prácticamente imperceptibles respecto a los efectos de los agentes desencadenantes comunes, como son las lluvias o las heladas.

8.6.2 Criterio adoptado durante la excavación del túnel del Roc del Dui

El trazado del túnel del Roc del Dui se proyectó para minimizar la afectación sobre los bloques potencialmente inestables de la ladera. En la mayor parte del recorrido, el recubrimiento mínimo del túnel es superior a 70 metros, pero hay algunas zonas donde el recubrimiento es inferior o alrededor de 70 metros.

Tal como se muestra en la figura 8.23, el recubrimiento del terreno varía mucho a lo largo del túnel. Se pueden definir cuatro tramos con recubrimiento inferior a los 70 metros o cercanos a este valor, que corresponden al entorno de transición de daño a no daño para un bloque con un factor de seguridad $FS=1.3$ con una voladura de carga máxima operante de 4kg.

1. PK: 0+000 – 0+200
2. PK: 0+300 – 0+480
3. PK: 0+950 – 1+090
4. PK : 1+210 – 1+440

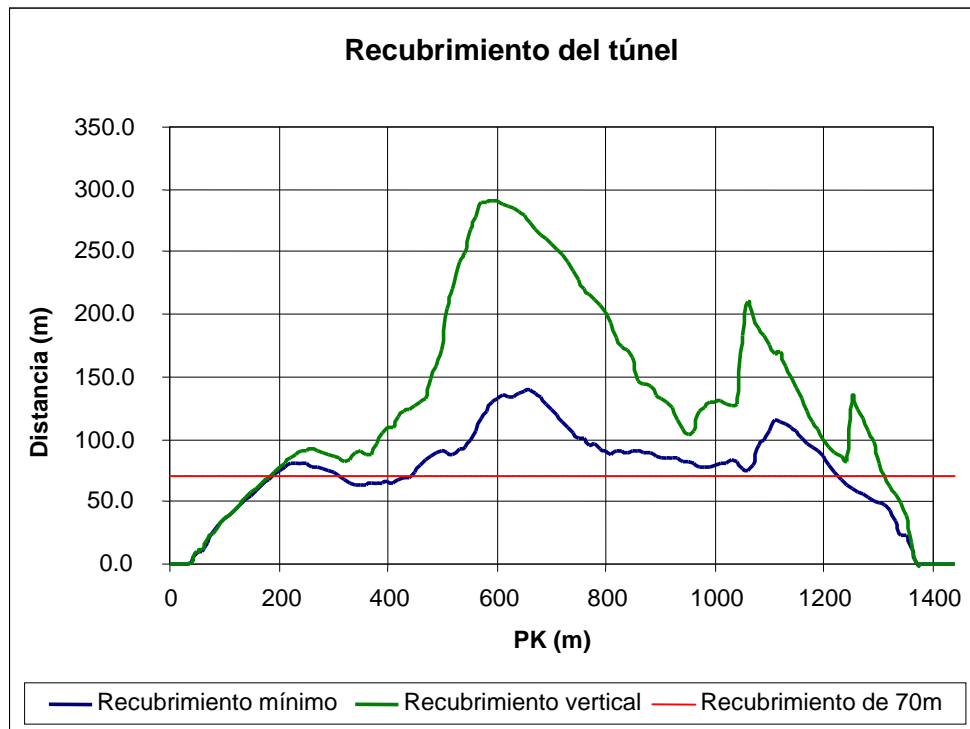


Figura 8.23: Recubrimiento del túnel y distancia mínima a la ladera en todo el recorrido.

A parte del tronco principal del túnel, las galerías de evacuación, situadas en sentido transversal al túnel, tienen un perfil de recubrimiento que decrece rápidamente hasta llegar a la superficie de la ladera.

En el seguimiento y control de las vibraciones del terreno producidas por las voladuras durante la excavación del túnel del Roc del Dui se han tomado dos valores del pico de velocidad de vibración como criterio de seguridad para no afectar a los bloques inestables de la ladera.

Valor límite 1 = 4mm/s

Valor límite 2 = 7mm/s

Cuando la medida del valor del pico de velocidad supere los 4mm/s se considera que es probable que se acumule daño en bloques con un factor de seguridad FS=1.3. Si este valor se toma en una zona sin bloques inestables o se trata de una medida puntual no se recomienda la disminución de la carga máxima operante de la voladura, ya que el daño acumulado en los bloques será ínfimo. Cuando el valor del pico de

velocidad de vibración supere los 7mm/s se empezará a acumular daño en los bloques de factor de seguridad $FS=1.3$, y por tanto se recomienda la disminución de la carga máxima operante de las voladuras para disminuir las vibraciones que llegan a la superficie de la ladera.

Se debe considerar que en el cale y en la excavación del tramo final, tanto del túnel principal como de las galerías de evacuación, se superará ampliamente el valor del pico de velocidad de vibración de 7mm/s. Pero esto sucederá solamente en un área muy reducida alrededor de las bocas exteriores del túnel principal y de las galerías de evacuación, donde se puede hacer un seguimiento de los bloques más inestables de la ladera y si es necesario instalar medidas de protección de la vía del tren cremallera, como son las barreras dinámicas, bulones o mallas de triple torsión.

Capítulo 9

Conclusiones

En el presente capítulo se muestran las conclusiones obtenidas en los trabajos realizados durante la elaboración de la tesis doctoral, así como propuestas de trabajos futuros para completar y complementar los estudios realizados durante la tesis. Las conclusiones se presentan agrupadas por capítulos, y las propuestas de trabajos futuros se agrupan según las partes en las que se ha dividido la memoria de la tesis doctoral.

9.1 Conclusiones sobre la peligrosidad sísmica a escala local

Se han comprobado las ventajas e inconvenientes de la aplicación de métodos experimentales y numéricos para la evaluación de la peligrosidad sísmica a escala local en ámbitos rurales y urbanos. La aplicación de métodos geofísicos es más sencilla en zonas rurales, ya que se dispone de amplias extensiones de terreno para disponer los equipos de medida, lejos de perturbaciones antrópicas que podrían modificar los registros. En las zonas urbanas, en cambio, es difícil encontrar emplazamientos donde situar los equipos, y en algunos casos ha sido necesario realizar las medidas de ruido sísmico durante la noche, ya que durante el día no era posible alejarse de las fuentes perturbadoras. Por otro lado, durante el proceso de recopilación de información para la definición de las columnas de suelo se ha comprobado la limitación de información geológica y geotécnica disponible en las zonas rurales, en contraste con la información disponible en las zonas urbanas.

En general, se observa un buen ajuste entre el valor de la frecuencia fundamental obtenido con la aplicación del método de Nakamura (Nakamura, 1989) a registros de ruido sísmico y el valor de la frecuencia fundamental de la función de transferencia calculada mediante la simulación numérica 1D en columnas de suelo definidas en puntos cercanos a los emplazamientos donde se han realizado las medidas de ruido sísmico. Del mismo modo, se observa que la variación del valor de la frecuencia fundamental está fuertemente relacionada con la variación de la profundidad del basamento rocoso.

9.1.1 Microzonación sísmica de la cubeta de Andorra la Vella

Aplicando el método de Nakamura en los diferentes emplazamientos de la cubeta donde se han realizado medidas de ruido sísmico se han obtenido valores de la frecuencia fundamental que varían entre 0.9 y 3.2Hz. Estos valores concuerdan con los valores esperados para suelos con espesores de 20 a 60 metros (de 3.2 a 0.9Hz), que son los espesores que se encuentran en la cubeta, y con las velocidades de propagación de ondas de cizalla de los materiales encontrados en la cubeta (Teixidó et al., 2003). Las importantes variaciones de la frecuencia fundamental en emplazamientos próximos se relacionan con variaciones rápidas de la profundidad del basamento.

En la tabla 9.1 se muestran, a modo resumen, los valores del PGA, la frecuencia fundamental de la función de transferencia calculada con el programa de cálculo ProShake, la frecuencia fundamental obtenida con la aplicación del método de Nakamura a medidas de ruido sísmico y el incremento de intensidad macrosísmica (ΔI) para cada una de las zonas:

Zona	PGA(g)	Frecuencia fundamental		ΔI_{MSK}
		$v_{ProShake}$ (Hz)	$v_{Nakamura}$ (Hz)	
1 Ladera oeste de la cubeta	0.14	1.3	1.0 – 1.5	+0.0
2 Centro de Andorra la Vella	0.13	1.5	0.9 – 1.2	+0.5
3 Escaldes	0.18	1.0	1.0 – 2.0	+1.0
4 Andorra la Vella – Santa Coloma	0.24 – 0.30	2.4 – 2.7	0.9 – 3.0	+1.0
5 Margineda y ladera sureste de la cubeta	0.33 – 0.38	3.4 – 4.6	2.8 – 3.2	+1.5

Tabla 9.1: Resumen de los diferentes parámetros calculados en las cinco zonas de la cubeta de Andorra la Vella.

Los valores del PGA de las zonas 1, 2 y 3 son parecidos, pero el incremento de intensidad de la zona 3 es mayor. Esta diferencia puede deberse a la mayor profundidad del basamento rocoso de la zona 3, que produce amplificaciones del

movimiento del suelo en las bajas frecuencias. En las zonas 4 y 5 se produce un fuerte aumento del PGA y del incremento de intensidad macrosísmica.

9.1.2 Microzonación sísmica del valle de la Cerdanya

Aplicando el método de Nakamura en los diferentes emplazamientos del valle de la Cerdanya, donde se han realizado medidas de ruido sísmico, se ha obtenido el valor de la frecuencia fundamental de cada emplazamiento. La frecuencia fundamental en el valle varía entre 0.32 y 5.0Hz. y se ajusta a la geometría del basamento descrita en el perfil geológico de la zona de Prullans (figura 5.2) y al estudio gravimétrico de los Pirineos Orientales (Rivero, 1993). La frecuencia fundamental mínima obtenida, 0.32Hz, se ajusta al valor de la máxima profundidad del basamento en toda la Cerdanya, de aproximadamente unos 800 metros. Los valores de la frecuencia fundamental en la ciudad de Puigcerdà varían entre 0.4 y 0.7Hz., estos valores equivalen a una profundidad del basamento rocoso entre 200 y 400 metros.

Mediante la simulación numérica 1D (ProShake) se ha calculado el valor de la frecuencia fundamental y la amplificación de las funciones de transferencia de las diferentes columnas de suelo definidas a lo largo del perfil geológico de la zona de Prullans. El mínimo de la frecuencia fundamental se encuentra en la columna 2 (basamento a 770 metros de profundidad) con un valor de 0.22Hz y una amplificación de 4. El máximo se obtiene en la columna 5 (basamento a 140 metros de profundidad) con un valor de 0.8Hz y una amplificación de 5.

La variación a lo largo del perfil geológico de Prullans de la frecuencia fundamental obtenida mediante la simulación numérica 1D ProShake tiene el mismo comportamiento que la variación observada en la frecuencia fundamental obtenida en los diferentes perfiles (Bellver de Cerdanya, Alp – Ger y Puigcerdà – Ossejà) con el método experimental del cociente espectral H/V de medidas de ruido sísmico.

Se ha calculado el espectro de respuesta en aceleraciones en superficie para cada una de las columnas de suelo definidas. Se ha comprobado que en las zonas con depósitos neógenos profundos las amplificaciones se producen en el rango de las bajas frecuencias. Basándose en los resultados obtenidos en el cálculo de los espectros

de respuesta y en la geología del valle se ha realizado una zonación de la Cerdanya en términos del espectro de respuesta en aceleraciones.

Partiendo de la Intensidad de Arias se ha calculado el incremento de la intensidad macrosísmica debido a la amplificación del movimiento del suelo en cada una de las columnas. El incremento de intensidad varía entre +0.0 y +1.0 grados en la escala MSK. En las zonas de depósitos neógenos obtenemos un incremento de +0.5 grados y para los depósitos cuaternarios blandos cubriendo basamento rocoso (de 5 a 20 metros de profundidad) obtenemos un incremento de +1.0 grados MSK.

Se han calculado los espectros de respuesta en aceleraciones de los sismos reales registrados en Llivia 1 y Llivia 2. El espectro obtenido en Llivia 2 presenta picos en el valor de la aceleración espectral en los mismos periodos que el espectro de la columna #5, que es una columna de suelo con características similares a la columna sobre la que está situado el acelerógrafo de Llivia 2.

Mediante el cálculo de efectos locales a partir de registros sísmicos reales se ha comprobado que en la cuenca Miocénica el movimiento sísmico está dominado por la resonancia a baja frecuencia de las capas profundas del Mioceno. Fuera de la cuenca, las capas superficiales juegan un papel importante e inducen una resonancia a más alta frecuencia como lo muestran los cocientes espectrales H/V obtenidos al noreste de la cuenca por medidas de ruido sísmico.

En la comparación entre las simulaciones numéricas 1D y 2D el análisis de los parámetros seleccionados (Intensidad de Arias, Duración de Trifunac y funciones de transferencia) muestran diferencias entre los métodos 1D y 2D, principalmente debido al hecho de tomar o no en cuenta la geometría del valle de la Cerdanya.

El contenido energético de los registros obtenidos en los cálculos con el modelo 2D es mayor que en los cálculos 1D (Intensidad de Arias). Los incrementos en la duración de la señal (duración de Trifunac) ofrecen diferentes comportamientos en función del modelo utilizado debido a la geometría del valle de la Cerdanya.

En general, en la modelización 2D se observan los efectos de resonancia debidos al grosor de los sedimentos y los efectos de difracción debidos a la geometría 2D del valle de la Cerdanya. Los efectos 1D detectados en la simulación 2D están de acuerdo con los resultados de la simulación 1D. A partir de un futuro análisis de los resultados usando una señal real como sismo de entrada en roca se espera obtener más conclusiones.

9.1.3 Microzonación sísmica de la ciudad de Málaga

Se ha calculado la frecuencia fundamental del suelo mediante el método del cociente espectral H/V a partir de medidas de ruido sísmico realizadas en la ciudad de Málaga: los valores de la frecuencia fundamental varían de 0.4Hz cerca de la desembocadura del Río Guadalhorce hasta 4.0Hz en los alrededores de las colinas que rodean la ciudad. Partiendo de los valores de la frecuencia fundamental obtenidos a partir de las medidas de ruido en cada uno de los emplazamientos se ha asignado un valor de la frecuencia fundamental característica para cada clase de suelo.

Se ha aplicado el método 1D lineal equivalente (ProShake) en cuatro columnas de suelo diferentes, uno para clase de suelo, y se ha obtenido la función de transferencia del movimiento del suelo y el espectro de respuesta en aceleraciones en cada una de las columnas. También se ha calculado la Intensidad de Arias de los acelerogramas obtenidos en la superficie de cada una de estas columnas y, mediante una correlación empírica, se ha obtenido el incremento de la intensidad macrosísmica que se produciría en cada una de las columnas por efecto amplificador del suelo.

Los valores de la frecuencia fundamental del suelo calculados mediante la simulación numérica en las columnas de suelo definidas se aproximan a los valores obtenidos en la aplicación del método de Nakamura (Nakamura, 1989) en las medidas de ruido sísmico realizadas en los puntos cercanos a las columnas.

Las mayores amplificaciones se han obtenido en la zona 4, situada a lo largo de la línea de la costa y en la desembocadura del Río Guadalhorce, con un incremento de la intensidad macrosísmica de +1.0 grado. En las zonas 2 y 3, que se extienden desde las laderas que rodean la ciudad hasta las proximidades de la línea de la costa y la desembocadura del Río Guadalhorce, se ha obtenido un incremento de intensidad de

+0.5 grados. Mientras que en la zona 1, que corresponde a las laderas que rodean la ciudad de Málaga, no se produce amplificación significativa del movimiento del suelo.

9.1.4 Metodología para la zonación sísmica considerando los efectos de suelo

Partiendo de la información obtenida durante la elaboración de la tesis doctoral se propone una metodología general para la zonación de la peligrosidad sísmica local en la que se consideran diferentes métodos con distintos niveles de precisión para calcular la amplificación del movimiento del suelo debida a los efectos locales.

En total, se han definido tres métodos para calcular la amplificación del movimiento de suelo, que ordenados de menor a mayor precisión son:

- 1- Método básico: a partir del conocimiento de la geología superficial
- 2- Método intermedio: a partir del conocimiento de la geología del subsuelo y profundidad del basamento rocoso
- 3- Método avanzado: a partir de datos experimentales y de la modelización lineal – equivalente 1D

En la tabla 9.2 se muestra un esquema resumen de los diferentes métodos de cálculo de la amplificación del movimiento del suelo junto con sus características principales.

Metodología	Precisión	Estudio de peligrosidad sísmica local en suelo de referencia	Información	Resultado
Geología superficial (básica)	Baja	Peligrosidad sísmica en términos de intensidad	- Mapa geología superficial	ΔI en función de la geología superficial
Geología del subsuelo y profundidad del basamento rocoso (intermedia)	Media	Peligrosidad sísmica en términos de la aceleración espectral y de la intensidad	- Mapa geología superficial - Perfil geológico - Mapa basamento rocoso - Información adicional: estudios geotécnicos o medidas de ruido sísmico	ΔI y espectro de respuesta de las normas en función de la geología del subsuelo y profundidad del basamento rocoso
Modelización numérica lineal – equivalente 1D (ProShake) (avanzada)	Alta	Peligrosidad sísmica en términos de la aceleración espectral y de la intensidad	- Mapa geología superficial - Perfil geológico - Medidas de ruido sísmico - Método SASW ondas superficiales - Estudios geotécnicos - Prospección geofísica - Otros: cociente espectral suelo/roca...	Espectro de respuesta en aceleraciones en suelo y ΔI función de la modelización numérica

Tabla 9.2: Esquema resumen de los diferentes métodos de cálculo de la amplificación del movimiento del suelo junto con sus características principales.

9.1.5 Consideraciones acerca del suelo de referencia definido en los estudios de peligrosidad sísmica

Cuando se expresa la peligrosidad sísmica de una región se asigna el valor del parámetro que representa el movimiento del suelo (intensidad, PGA, SA, etc.) a un suelo de referencia, pero raras veces se definen las características geológicas y geomecánicas del suelo referencia, como por ejemplo qué material forma el suelo de referencia de la región y cual es su velocidad de propagación de las ondas de cizalla (V_s). Esta información es muy importante cuando se realizan los estudios de amplificación del movimiento de suelo, ya que la amplificación producida por la columna de suelo se calcula respecto al suelo de referencia. Frente a la falta de información acerca de las características de suelo de referencia se asume que éste es el basamento rocoso. En la mayoría de casos esta aproximación es correcta, pero en algunos casos se puede sobreestimar el movimiento del suelo. Por ejemplo, en los estudios de efectos de suelo en la ciudad de Barcelona se tomó como suelo de referencia los afloramientos del Terciario con una velocidad de las ondas de cizalla entre 550m/s y 1500m/s, ya que tomando los afloramientos del Paleozoico, con una velocidad de las ondas de cizalla de unos 2000m/s, se producían amplificaciones mayores a las esperadas (Cid et al., 2001; Irizarry, 2004).

Como hemos visto, en los estudios de peligrosidad sísmica es muy importante especificar las características geológicas y geomecánicas del suelo de referencia donde se definen los parámetros que expresan el movimiento del suelo. Para conseguir esto es necesario caracterizar de forma homogénea los emplazamientos de las estaciones sísmicas que recogen la información utilizada en los estudios de peligrosidad sísmica. Hasta el momento se la información disponible es muy escasa, sólo se distingue si la estación está sobre suelo o sobre roca pero no se aportan más datos acerca de las características del emplazamiento, como por ejemplo la velocidad de las ondas de cizalla o la potencia de la capa de suelo. Actualmente existen varios proyectos internacionales, como por ejemplo el proyecto NERIES (<http://www.neries-eu.org>) el proyecto GEOPSY (<http://www.geopsy.org>), que están desarrollando herramientas que servirán para caracterizar la geología del emplazamiento de una estación sísmica. Una idea importante es que esta herramienta tiene que ser de fácil aplicación.

Se puede caracterizar el emplazamiento de las estaciones sísmicas con el parámetro V_{s30} , que representa el valor promedio de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) de los primeros 30 metros de suelo. La ventaja de utilizar el parámetro V_{s30} es que es de fácil aplicación, ya que la velocidad de las ondas de cizalla se puede relacionar con el número de golpes del ensayo SPT (Standard Penetration Test). El problema es que este parámetro no tiene en cuenta las características de los materiales que están por debajo de los 30 primeros metros de suelo ni tampoco el contraste de impedancias entre el suelo y la roca. Estos factores son muy importantes en los valles con el basamento rocoso muy profundo, por debajo de los 100 metros de profundidad como por ejemplo en el caso del valle de la Cerdanya.

También se puede caracterizar el emplazamiento de una estación sísmica utilizando los parámetros V_{s10} , que representa el valor promedio de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s) de los 10 primeros metros de subsuelo, y la frecuencia fundamental de suelo calculada con el método del cociente espectral H/V de registros de ruido sísmico (Cadet, 2007). Con estos dos parámetros se obtiene información geomecánica de la geología superficial del emplazamiento y también se tiene una idea del grosor de la columna de suelo.

Si se caracterizan los emplazamientos de las estaciones sísmicas, en los estudios de peligrosidad sísmica se pueden definir las características geológicas y geomecánicas del suelo de referencia donde se asigna el parámetro que expresa el movimiento del suelo. De este modo cuando se calcula la amplificación de movimiento del suelo se puede corregir la función de transferencia en aquellos casos en que la base de la columna de suelo, es decir el basamento rocoso, no coincida con el suelo de referencia expresado en el estudio de peligrosidad sísmica regional.

9.2 Conclusiones sobre los deslizamientos inducidos por voladuras

9.2.1 Peligrosidad de deslizamientos inducidos por voladuras

Se ha calibrado una ley de atenuación de la vibración del terreno en función de la carga máxima operante y de la distancia a la voladura que se ajuste a los valores del pico de velocidad observados durante la ejecución de la obra del túnel del Roc del Dui. De este modo se conoce el efecto que producen las voladuras a todo el macizo rocoso del Roc del Dui.

Se ha tomado el Desplazamiento de Newmark como parámetro para valorar el daño acumulado en el macizo rocoso del Roc del Dui en las sucesivas voladuras que se han producido durante la excavación del túnel. Se ha considerado un desplazamiento de Newmark de 1cm como desplazamiento límite para iniciar un deslizamiento.

Dado que un parámetro importante para conocer el grado de daño que se puede acumular en un bloque inestable de la ladera es el desplazamiento de Newmark y que la mayor parte del equipo disponible para medir las vibraciones son sismómetros que proporcionan el movimiento del terreno en términos de la velocidad se ha deducido una expresión que relacione el desplazamiento de Newmark con el pico de velocidad de vibración del terreno producido por la voladura.

En el seguimiento y control de las vibraciones del terreno producidas por las voladuras durante la excavación del túnel del Roc del Dui se han tomado dos valores del pico de velocidad de vibración como criterio de seguridad para no afectar a los bloques inestables de la ladera:

Valor límite 1 = 4mm/s

Valor límite 2 = 7mm/s

Cuando la medida del valor del pico de velocidad supere los 4mm/s se considera que es probable que se acumule daño en bloques con un factor de seguridad $FS=1.3$. Si este valor se registra en una zona sin bloques inestables o se trata de una medida puntual no se recomienda la disminución de la carga máxima operante de la voladura, ya que el daño acumulado en los bloques será ínfimo. Cuando el valor del pico de

velocidad de vibración supere los 7mm/s se empezará a acumular daño en los bloques de factor de seguridad $FS=1.3$, y por tanto se recomienda la disminución de la carga máxima operante de las voladuras para disminuir las vibraciones que llegan a la superficie de la ladera.

9.3 Propuestas de trabajos futuros sobre la peligrosidad sísmica a escala local

En relación al método de Nakamura se podrían realizar medidas de ruido sísmico en emplazamientos donde se conozca la profundidad del basamento rocoso, de cara a obtener expresiones empíricas que relacionen la profundidad del basamento rocoso con la frecuencia fundamental del suelo. Estas expresiones serían una herramienta de gran utilidad en geofísica para conocer la profundidad del basamento rocoso con un método rápido, sencillo y que no precisa de ninguna acción directa sobre el terreno.

En cuanto a la modelización sería interesante disponer de más datos complementarios para caracterizar las columnas de suelo, con las capas y las propiedades geomecánicas de los materiales que forman estas capas. Sobre todo en aquellos emplazamientos donde el basamento rocoso se encuentra a más de 50 metros, donde es difícil obtener información real de las características de los materiales que forman la columna de suelo del emplazamiento estudiado.

Se puede utilizar un acelerograma real como sismo de entrada en roca para realizar la comparación de la modelización del movimiento del suelo con métodos 1D y 2D, y de este modo estudiar los efectos 2D que se producen y que no consideran los modelos 1D.

Por otro lado, sería útil estudiar más relaciones empíricas entre la Intensidad de Arias y la Intensidad macrosísmica para mejorar la precisión en el cálculo del incremento de la Intensidad macrosísmica en función de la Intensidad de Arias. Un buen modo de hacerlo es calculando la Intensidad de Arias a partir de acelerogramas reales registrados en las zonas de estudio y compararla con la Intensidad macrosísmica asignada en lugares cercanos a los emplazamiento donde está instalado el acelerómetro.

9.4 Propuestas de trabajos futuros sobre los deslizamientos inducidos por voladuras

Dada la gran utilidad del parámetro del desplazamiento de Newmark para calcular el daño que se acumula en un ladera sería interesante realizar estudios para acotar el valor del desplazamiento de Newmark a partir del cual el probable que se produzca un deslizamiento.

Por otro lado también sería de utilidad realizar estudios para calcular el factor de seguridad de un bloque, ya que es un parámetro muy importante para conocer la estabilidad de un bloque situado en la ladera.

En las medidas del pico de velocidad de vibración del terreno se observa una gran dispersión respecto a los valores previstos por la ley de atenuación. Por el momento se ha considerado que la vibración del terreno es función de la carga máxima operante y de la distancia a la voladura. Se podría estudiar si la vibración del terreno es función de algún parámetro más, como por ejemplo del ángulo formado entre la posición del sensor y el sentido de avance del túnel.

Capítulo 10

Bibliografía

Aki, K, y Richards, P.G. (1980). Quantitative Seismology. Vol I, W. H. Freeman and company. San Francisco.

Ambraseys, N. N., Smit, P., Berardi, R., Rinaldis, D., Cotton, F. y Berge-Thierry, C. (2000). European Strong-Motion Database, CD-ROM Collection European Council, Environment and Climate Research Programme.

Andorra. Anuaris socioeconòmics, 2005 (2005) Banca Privada d'Andorra. Escaldes – Engordany, 208pp. <http://www.bpa.ad/adjuntos/articulos/1195570958.pdf>

Autran, A., Calvet, M. y Delmas, M. (2004). Carte géologique France (1:50.000). Feuille Mont-Louis (1094) - BRGM.

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.

Astroza, M. y Monge, J. (1991). Regional Seismic Zonation in Central Chili. 4th International Conference on Seismic Zonation, 3, pp 487 – 494.

Bard, P.-Y. (1985). Les effets de site d'origine structurale: principaux résultats expérimentaux et théoriques. A: Genie Parasismique. Ed: Victor Davidovici. Paris, pp 223-238.

Bard, P.Y., Czitrom, G., Durville, J.L., Godefroy, P., Meneorud, J., Mouroux, P. y Pecker, A. (1995). AFPS, 1995. Guidelines for seismic microzonation studies. French Association for Earthquake Engineering, 45pp.

Bard, P.Y. (1997). Local effects on strong ground motion: basic physical phenomena and stimation methods for microzoning studies. Proceedings of the Advanced Study Course on Seismic Risk SERINA. Salónica, Grecia, pp. 229 – 299.

Besson, M., Raguin, E., Zwart, H-J., Hartevelt, J.J.A., Autran, A., Vyain, R. y Krumer, J. (1990). Carte géologique France (1:50.000). Feuille Fontagente (1093) - BRGM.

Bitri, A., Le Bégat, S. Y Balthassat, J.M. (1997). Détermination des vitesses de cisaillement des sols à partir de la dispersion des ondes de Rayleigh, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Report n° 39877.

Bitri, A., Chardon, A. y Richalet, G. (2004). Micro Zonage sismique de la vallée de la Cerdagne et de la principauté 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 Report.

Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. Bull. Seismol. Soc. Am., 60, pp 29 – 61.

Borcherdt, R.D., Gibbs, J.F. y Lajoie, K.R. (1975). Maps showing maximum earthquake intensity predicted for large earthquake on the San Andreas and Hayward Faults. U.S. Geological Survey Misc. Field Studies Map MF – 709, Scale 1:125.000.

Borcherdt, R.D. y Gibbs, J.F. (1976). Effects of local geological conditions in the San Francisco bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 66, pp 497 – 500.

Borcherdt, R.D., Wentworth, C.M., Janssen, A., Fumal, T., y Gibbs, J. (1991). Methodology for Predictive GIS Mapping of Special Study Zones for Strong Ground Shaking in the San Francisco Bay Region, CA. 4th International Conference on Seismic Zonation, pp 545 – 552.

Buform, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A. (1995). Seismotectonics of the Ibero – Maghrebian Region. Tectonophysics 248, pp 247 – 261.

Cabañas, L., Benito, B. y Herráiz, M. (1997). An approach to the measurement of the potential structural damage of earthquake ground motion, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, n° 26, pp 79-92.

Cabrera, Ll. (1992). *Història Natural dels Països Catalans (Geologia II)*. Enciclopedia Catalana. Barcelona. pp 297 – 305.

Cadet, H. (2007). *Utilisation combinée des méthodes basés sur le bruit de fond dans le cadre du microzonage sismique*. Tesis doctoral. Université Joseph Fourier de Grenoble, 285pp.

Campbell, K. y Duke, C. (1976). *Correlations among seismic velocity, Depth and Geology in the Los Angeles Area*. Research Report ENG-7662. School of Engineering and Applied Science, University of California at Los Angeles.

Campillo, M. Bard, P.-Y., Nicollin, F. y Sanchez – Sesma, F. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985. The incident wavefield in Mexico City during the Great Michocan earthquake and its interaction with the deep basin, *Earthquake Spectram* 4, pp. 591 – 608.

Cases, J.M. y Masachs, I. (2002). *Mapa geològic d'Andorra en format digital a 1:50.000 Horticó N°2*, pp 3- 9

CEN (Comité Européen de Normalisation) (2003). *Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistente*, Doc CEN/TC250/SC8/N335, Enero.

Chávez – García, F.J. (1991). *Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le bassin de Mexico*. These Socteur, Université Joseph Fourier de Grenoble, 331 pp.

Cid, J. (1996). *Estimació dels paràmetres dinàmics dels sòls, procediment i aplicació a Barcelona*. Tesis de master. Universitat Politècnica de Catalunya. 227p

Cid, J., Susagna, T., Goula, X., Chavarria, L. Figueras, S., Fleta, J., Casas, A. y Roca, A. (2001). Seismic zonation of Barcelona based on numerical simulation of site effects. *Pure and Applied Geophysics*, 158, pp. 2559-2577.

Cirés, J., Domingo, D., Sirvent, J. C., Santanach, P., Roca, E. y Escuer, J. (1994). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja 217 Puigcerdà. IGME.

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. (en edición) Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja 216 Bellver de Cerdanya. IGME.

Clavero, D. y Ramos, L. (2005). Riesgos Geológicos y Geotécnicos en el término Municipal de Málaga. LIDYCCE, 42pp.

Colas, B., Cirés, F., Figueras, S. Roullé, A., Macau, A. Y Fleta, J. (2006). Geological and lithological characterization for a seismic zonation in a border region (Cerdanya, Spain – France). 5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Barcelona, Junio 2006.

Cooley, J.W. y Tukey, J.M. (1965). An algorithm for machine calculation of complex Fourier series, *Math. Comp.*, 19, pp. 297 – 301.

Coral, H. (2002). Utilización de métodos experimentales y de simulación numérica para la microzonación sísmica de áreas urbanizadas en Andorra. Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. 207 pp.

CRECIT (Centre de recerca en Ciències de la Terra) (2001). Base de Dades Geotècniques d'Andorra, Institut d'Estudis Andorrans, Andorra.

CRECIT (Centre de recerca en Ciències de la Terra) (2002). Mapa geològic d'Andorra 1:50.000, Institut d'Estudis Andorrans, Andorra.

CRECIT (Centre de recerca en Ciències de la Terra) (2005). Mapa geomorfològic d'Andorra 1:50.000, Institut d'Estudis Andorrans, Andorra.

Delgado, J. (1997). Zonificación sísmica de la Vega Baja del río Segura: Análisis de la respuesta del suelo. Tesis doctoral. Universidad de Alicante. pp 116 – 134.

Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A. y Molina, S. (2000). Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, Vol 45, pp 19-32.

DGEiSC (2003). Pla especial d'emergències sísmiques de Catalunya. Direcció General d'Emergències i Seguretat Civil. Diari oficial Generalitat de Catalunya n° 3912, 26 Junio 2003.

DGPC (Dirección General de Protección Civil) (1997). Directriz básica de planificación de protección civil ante el riesgo sísmico. Ministerio del Interior. Madrid.

Estévez González, C. y Chamón Cobos, C. (1978). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1053 (Málaga – Torremolinos) a escala 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional IGME, 32pp.

Everden, J.F., Kohler, W.M. y Cloe, G.D. (1981). Seismic intensities of earthquake of Conterminous United States: Their prediction and interpretation. U.S.G.S. Professional Paper 1223, 56pp.

Figueras, S. (1994). Simulació numèrica del moviment del sòl produït per terratrèmols. Aplicació a moviments febles i forts. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. 279 pp.

Figueras, S., Macau, A., Goula, X. y González, M. (2005). Aplicación del método de Newmark para el estudio de los movimientos de ladera activados por terremotos en Andorra. 6º Simposio Nacional sobre taludes y laderas inestables. Valencia, 21 – 24 de Junio de 2005.

Fleta, J., Estruch, I. y Goula, X. (1998). Geotechnical characterization for the regional assessment of seismic risk in Catalonia. IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section). Barcelona. pp 669 – 702.

Gilbert, F. (1970). Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22, pp. 223 – 226.

González, M. (2006). El tratamiento global del riesgo sísmico. Aplicación al Principado de Andorra. Diploma de Estudios Avanzados. Universitat Politècnica de Catalunya. 97pp.

Grünthal, G. (editor). (1998). European Macroseismic Scale 1998. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 15, Luxembourg, 99pp.

Guitard, G., Geysant, J., Laumonier, B., Nutran, A., Fonteilles, M., Dalmeyrac, B., Vidal, J-C. y Bandet, Y. (1992). Carte géologique France (1:50.000). Feuille Prades (1095) – BRGM.

Hamilton, E. (1971). Elastic Properties of Marine Sediments. *Journal of Geophysical Research*. Vol 76, pp 579-604

Hartzell, S.H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophy. Res. Lett.* 5, nº 1.

Haskell, N.A. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, pp 17 – 34.

Ibs-von Seht, M. y Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. Bulletin of Seismological Society of America, Vol 89, pp 250-259.

Instituto de Estadística de Andalucía. (2006).

<http://www.juntadeandalucia.es/iea/index.html>

INE (Instituto Nacional de Estadística). (2007). <http://www.ine.es/>

Irikura, K. (1983). Semi – empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, Bull. Disaster Res. Inst. 33, Kyoto University, pp 63 – 104.

Irikura, K. (1986). Estimation of near – field ground motion using empirical Green’s function, Proc. of ninth world conference on Earthquake Engineering, Tokio – Kyoto, Japan, pp 37 – 42.

Irizarry, J. (2004). An Advanced Approach to Seismic Risk Assessment. Application to the Cultural Heritage and the Urban System of Barcelona. Tesis doctoral Universidad Politècnica de Catalunya. 406pp.

Irizarry, J., Macau, A., Goded, T., Clavero, D., Pazos, A., Figueras, S. y García, R. (2006). Preliminary seismic risk scenarios for Malaga, Spain. 8th U.S. National Conference of Earthquake Engineering, San Francisco (USA), Abril 2006.

Jinan, Z. (1987). Correlation between seismic wave velocity and the number of blow of SPT and Depth. Selected papers from the Chinese Journal of Geotechnical Engineering. ASCE, pp 92 – 100.

Joyner, W.B y Boore, D.M. (1988). Measurement characterization and prediction of strong ground motion. Proceedings of earthquake engineering and soil dynamics II, GT Div/ASCE, Park City, UTA, pp. 43 – 102.

Kennett, B.L. y Kerry, N.S. (1979). Seismic waves in a stratified half space. Geophys. Journal Royal Astron. Soc., vol 57, pp. 557 – 583. Cambridge.

Lee, S.H.H. (1990). Regression models of shear wave velocities. *Journal of the Chinese Institute of Engineers*. Vol. 13, N° 5, pp 519 – 532.

Lee, S.H.H. (1992). Analysis of the multicollinearity of regression equations of shear wave velocities. *Soil and foundations*. Vol. 32, N° 1, pp. 205 – 214.

Lermo, J., and F.J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.* (83), 1574-1594.

Lermo, J. y Chávez-García, F.J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, nº5, pp 1350-1364.

LIDYCCE (Laboratorio del Instituto de Investigación, Desarrollo y Control de Calidad en la edificación) (2005). Base de datos geotécnicos de la ciudad de Málaga.

Llac, F., Autran. A., Guitard. G., Robert, J-F., Gourinard, Y. y Santanach, P. (1988). *Carte géologique France (1/50 000). Feuille Saillagouse (1098) - BRGM*

Lommiz, C. (1988). Las causas probables de la catástrofe sísmica del 19 de Septiembre de 1985. *Ciencia y desarrollo*. Vol. XIV, núm. 82. UNAM. México. Pp. 21 – 33.

Losantos, M., Martínez, A., Samsó, J. M^a., Saula, E., Escuer. J., Casanovas, J., Schölnhorn, E., Gisbert, J., Domingo, F., Casas, J. M^a., Soriano, C. (en edición) *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja Gósol 254. IGME.*

Macau, A., Figueras, S., Clavero, D., Goded, T., de Paz, A. y Pazos, A. (2006a), *Estudio de los efectos de suelo en la ciudad de Málaga. 5ª Asamblea Hispano – Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Sevilla, Enero 2006.*

Macau, A., Figueras, S., Colas, B., Le Brun, B., Bitri, A., Susagna, T., Cirés, J., González, M. y Roullé, A. (2006b). Seismic microzonation in two valleys of the eastern Pyrenees: Andorra and the Cerdanya. 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneve, Switzerland, 3 – 8 September 2006.

Macau, A., Figueras, S., Susagna, T., Colas, B., Le Brun, B., Bitri, A., Cirés, J., González, M. y Roullé, A. (2007). Microzonación sísmica en el Pirineo Oriental en términos de aceleración e intensidad macrosísmica. 3^{er} Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Girona, 8-11 Mayo 2007.

Martínez Solares, J.M. y Mezcuá, J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.c. – 1900). Monografía nº 18. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, 253 pp.

Medvedev S.C. (1965). Engineering seismology. Israel Program for Scientific Translation. Jerusalem.

Musson, R.M.W. y Cecic, I. (2003). Macroseismology. In International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A. pp 807 – 822.

Muñoz, D. y Udías, A. (1988). Evaluation of damage and source parameters of the Málaga earthquake of 9 October 1680. Historical Seismograms and Earthquakes of the World. Academic Press. Editado por W.H.K. Lee, H. Meyers y K. Shimazaki, pp 208 - 221.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. 30-1, pp 25-33.

NCSE-02. (2002). Norma de Construcción Sismorresistente Española. BOE, nº 244, 11 Octubre de 2002.

Newmark, N.M. (1965). Effects of earthquake on dams and Embankments. Geotechnique, vol 15, nº 2, pp 139 – 159.

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. 407 pp.

Otha, Y. y Goto, N. (1978). Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. Vol. 6, pp. 167 – 187.

Petrovski, J.T. (1980). Microzonificación sísmica y problemas conexos. En: UNESCO (ed.): *Terremotos. Evaluación y mitigación de su peligrosidad*. Blume, Barcelona, pp. 50-68.

Pujades, Ll. (1987). Distribució de “Q” de coda a la Península Ibèrica. Tesis doctoral. Facultat de ciències físiques de la Universitat de Barcelona. pp. 263.

Rivero, Ll. (1993). Estudio Gravimétrico del Pirineo Oriental. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, pp 103 – 117.

Roca, A., Fleta, J., Macau, A., Olivera, C. y Susagna, T. (2005). Far – field effects of the 1755 Lisbon earthquake in Catalonia, Spain. Influence of local geology and comparison with 20th century macroseismic data. 250th Anniversary of the 1755 Lisbon earthquake. Lisboa.

Schmidt, V. (2008). Correlaciones a partir de la Intensidad de Arias para datos acelerográficos de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* (en edición).

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. Rep. n° EERC 72-12, 88 pp.

Secanell, R. (1999). Avaluació de la perillositat sísmica a Catalunya: anàlisi de sensibilitat per a diferents models d'ocurrència i paràmetres físics. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona, 335pp.

Secanell, R.; Irizarry, J.; Susagna, T.; Martin, C.; Goula, X.; Combes, P. y Fleta, J. (2003). Evaluación unificada de la peligrosidad sísmica alrededor de la frontera entre Francia y España. Proceedings del 2o Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, pp 439-447. Málaga.

Secanell, R., Martin, C., Goula, X., Susagna, T., Tapia, M., Bertil, D., Dominique, P., Carbon, D. y Fleta, J. (2007). Evaluación probabilista de la peligrosidad sísmica de la región pirenaica. 3er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 8-11 Mayo 2007, Girona.

Serrano, F. y Guerra, A. (2004). Geología de la provincia de Málaga, Diputación Provincial de Málaga, Málaga.

Sponheuer, W. (1960). Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der macroseismic/Freiburger Forschungshefte, C88, 120p. Akademie Verlag. Berlín.

Susagna, T., Roca, A., Goula, X. y Batlló, J. (1994). Analysis of macroseismic and instrumental data for the study of the November 19, 1923 earthquake in the Aran Valley (Central Pyrenees). *Natural Hazards* 24 (10), pp 7 – 17.

Susagna, T. y Goula, X. (1999). Catàleg de sismicitat, Atles sísmic de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.

Susagna, T., Goula, X., Roca, A., Pujades, L., Gasulla, N. y Palma, J.J. (2006). Loss scenarios for regional emergency plans: application to Catalonia, Spain. In: Oliveira, C.S., Roca, A. y Goula, X., (Editors), *Assessing and managing earthquake risk*, pp 463 – 479, Springer.

Tapia, M., Macau, A., Figueras, S. Y Franek, P. (2006). 1D and 2D seismic wave propagation modeling in the Cerdanya valley (Catalonia, Spain). 3rd Internacional Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France, 30 August – 1 September, 2006.

Tapia, M. (2006). Desarrollo y aplicación de métodos avanzados para la caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala regional y local. Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. 355 pp.

Teixidó, T., Palomeras, I., Valls, P. y Martínez, P. (2003). Prospecció sísmica a la cubeta d'Andorra la Vella – Escaldes – Engordany. Horitzó, CRECIT-IEA. Núm. 4, pp. 3-25.

Thompson, W.T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. J. Appl. Phys., 21, pp 89 – 93.

Topozada, R.T., Bennett, J.H., Borchardt, G., Saul, R. y Davis J.F. (1988). Planning scenario for a major earthquake on the Newport – Inglewood fault zone. Special Publication nº 102, California Dept. of Conservation – Division of Mines and Geology, Sacramento, Ca.

Trifunac, M.D. y Brady, A.G. (1975). A study of the duration of strong earthquake ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., 65, pp 581 – 626.

Wu, F.T. (1978). Prediction of strong ground motion using small earthquakes, in Proc. 2nd International Microzonation Conference, San Francisco, vol. 2, pp 701 – 704.