

**UNIVERSIDAD DE GRANADA**

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA Y DEL COSMOS**

Programa de Doctorado en Física de la Tierra: Geofísica y Meteorología



**MICROZONACIÓN SÍSMICA DE LA CIUDAD DE MÁLAGA:  
APROXIMACIÓN TEÓRICA Y EMPÍRICA**

**Daniel Clavero Toledo**

Octubre 2014

UNIVERSIDAD DE GRANADA  
FACULTAD DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA Y DEL COSMOS  
Programa de Doctorado en Física de la Tierra: Geofísica y Meteorología

**MICROZONACIÓN SÍSMICA DE LA CIUDAD DE MÁLAGA:  
APROXIMACIÓN TEÓRICA Y EMPÍRICA**

Memoria que presenta D. Daniel Clavero Toledo para optar al Título de Doctor por la Universidad de Granada.

VºBº de los directores

Fdo.: Daniel Clavero Toledo

Fdo.: Dr. Carlos López Casado

Fdo.: Dr. José Delgado Marchal



Granada – España

Octubre 2014



.....

"  
"  
"  
"

Editor: Universidad de Granada 0Vgukr'F qevqtcrgu

Autor: Daniel Clavero Toledo

ISBN: 978-84-347-229-6

.....WTK'Q wr <lj frj cpf ngpvgv326: 315; 782



A mi mujer

“- *¿La tierra zumba?*

- *¡Pues claro! ¡Qué pregunta tan ridícula! ¿No lo oyes...?*”

Bone, Jeff Smith



## Agradecimientos

Quisiera comenzar agradeciendo la elaboración de esta tesis doctoral a mis antiguos jefazos, **Ricardo García, Claudio Jiménez y Milagros Igual** (sin olvidarme por supuesto de **Antonio Pazos**, que aunque no era mi jefe, compartió aquella época de los albores de mi tesis), que fueron los que me alentaron a adentrarme en el mundo del doctorado, en una empresa que como *Rara Avis* que era, fomentaba la investigación. **LIDYCCE**, que así se llamaba mi antigua empresa, no era una empresa normal al uso, donde cuya primordial obsesión era la de ganar dinero a mansalva (Hecho que por otro lado no es nada desdeñable, para que nos vamos a engañar), sino que gracias a esa mentalidad europea que la caracterizaba, promovía la investigación y la innovación en el campo de la construcción, preocupándose de que sus empleados se formaran continuamente, (Como fue mi caso) y por supuesto, de tratarlos estupendamente (Algo que aún en España no está bien visto...). Aunque desgraciadamente, **LIDYCCE** no estaba preparada, mejor dicho, España no estaba preparada para un concepto empresarial tan moderno, así que cuando sobrevino la crisis, irremediamente **LIDYCCE** difuminó esa mentalidad europea, para españolizarse sin remedio hasta desaparecer. No, el actual caldo de cultivo no es para nada, el más adecuado para una empresa que se preocupaba de algo tan rocambolesco como la investigación, que tal como nos replica sabiamente nuestra sublime clase política, no proporciona dinero ni honores inmediatos, y *yo sólo voy regir durante cuatro años*.

En fin, al hilo de lo que iba diciendo, cuando comencé a trabajar en **LIDYCCE**, me dediqué al estudio de los riesgos geológicos, aunque Ricardo, amante como nadie de las cuestiones sismoestructurales, y eterno denunciador de la paupérrima predisposición arquitectónica de la Costa Sol, frente a un terremoto no necesariamente grande (Que tal como él dice “*Cuando se produzca un terremoto aquí, Dios no lo quiera así, las aseguradoras se van a encontrar como Gary Cooper, solas ante el peligro*”), me supo transmitir ese gusanillo por el mundo de la sísmica. Así que decidido a enamorarme de los terremotos, me dirigí a **Carlos López Casado** para que me adoctrinara y me apadrinara en mi tesis doctoral, siempre dispuesto a guiarme, resolverme cualquier duda o presentarse en Málaga con los sensores de marras, para hacer las mediciones que hicieran falta, en emplazamientos infestados de mosquitos, o de otras cosas que preferimos olvidar (¿Verdad, Pepe?), y encima con la vista *jodida*, como siempre me confiesa él. En honor a la verdad, todo no iba a ser malo, ya que si se terciaba la oportunidad, Carlos y su mujer no dudaban en invitarnos a Ligdamis y a mí, a una maravillosa paella en Marbella, junto a los riscos donde embestia el mar. Y cómo olvidarme de aquellos maravillosos voluntarios que se unieron a medir, y que Carlos alojó en su casa, como **Emilio y Alicia**, y por supuesto, **Jesús Henares** siempre tan solícito, atento y estupenda persona. También me gustaría mencionar aquella epopéyica campaña de campo del 2009 que tuvo lugar en aquel inmenso llano tan transitado, junto al mar y de tormentoso recuerdo (donde lo más *light* que sucedió, fue cuando a un caballo retozón, le dio por estampar sus cascos contra el capó de mi coche), donde conocí al que luego compartiría mi tutela con Carlos, **José Delgado**, al que me he referido en cientos de correos, notas y whatsapp como Pepe, acosándole con toda clase de dudas, por muy peregrinas y desquiciantes que fueran éstas (sólo me faltó preguntarle por el sentido de la vida), a las horas más intempestivas, y muy a menudo en sábados, domingos y en plenas vacaciones (Pepe, que sepas que estoy luchando porque te beatifiquen, y a tu mujer, como mínimo, santificarla) ¡Que sí, Pepe, que muchísimas gracias por todo! También en aquella campaña conocí a **Antonio García Jerez**, que luego también me apadrinaría un poquito, introduciéndome en el épico mundo de los arrays, y que gracias a él y a su sana meticulosidad, aprendí lo que no está escrito, siendo todo menos terrible de lo previsto. Y por



último, también miembro de aquella campaña, y no por ello menos importante, **Ligdamis Gutiérrez**, fiel y genial compañero, del que ya conocía su legendaria disposición, y que como profesional como la copa de un pino que es, midió donde ni los boinas verdes se adentrarían...

Pero para alguien tan elemental como yo, la elaboración de esta tesis doctoral no hubiera sido posible sin la colaboración de otras muchas más personas. Como **Antonio Guerra**, profesor de la Universidad de Málaga, que me ayudó a comprender mejor, durante una clase magistral, la geología de la cuenca de Málaga. O **Luis Eduardo Pérez Rocha**, prestigioso Doctor en ingeniería geofísica, además de ser mi mentor transoceánico (allá por México), una de las mejores personas que he conocido en mi vida, y que se desvivió en asesorarme cuando apenas me conocía. O **Sergio Rosa Cintas**, que me prestó una ayuda inestimable cuando mi tesis amenazaba con no acabar nunca, y ya me planteaba hasta abandonarla. O mis excompañeros de trabajo, **Lourdes, Juanmi, Miguel Ángel y Mar**, que me asistieron en la ímproba confección de la base de datos geotécnica de la cuenca de Málaga, y sobre todo, **Óscar**, viejo amigo y compañero, que os aseguro que si no lo es, está muy cerca de ser el mayor experto de España en lo que a geotecnia se refiere, sabiendo aconsejarme y documentarme como nadie, para comprender a las dichosas arcillas pliocenas, que como ya intuían algunos antes, *están mas duras que un cuerno*. Tampoco querría olvidarme de otros fantásticos colaboradores, como **Juan Manuel Alcalde Camino**, de la Red de Acelerógrafos del IGN, **Ignacio Ferreiro**, director del departamento de Expresión Gráfica y Cartografía de la Universidad de Alicante, **Jesús Galindo Zaldívar**, Catedrático de Geodinámica Interna de la Universidad de Granada, **Damián Sánchez**, del departamento de Hidrogeología de la Universidad de Málaga, **Tatiana Goded**, del departamento de Geofísica de la Universidad Complutense de Madrid, **Agustín Martín Algarra**, Catedrático del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, **Albert Macau**, técnico superior en el Institut Geològic de Catalunya, **Salvatore Martino**, del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Roma y **Lucien Macone**, del departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente de la Universidad de Alicante.

Aparte querría incluir a **mis amigos**, por su apoyo moral, que con su sentido práctico por bandera, me esperaban los viernes por la tarde cuando iba a Granada, a la salida de la facultad... Me gustaría destacar a mi inmejorable amigo **Atanasio**, que se devanó los sesos programando una hoja de cálculo por mi culpa, y sobre todo a **Jose** (o **Nieto**, como lo llaman en Periana), tan fiel y honesto, con el que me pateé durante varias noches lo más florido de los polígonos industriales y barrios de dudosa ralea de Málaga haciendo medidas... Sí, añadamos también a Jose el apelativo de valiente...

Y claro, para el final no puedo dejar otra cosa que lo mejor, **mi familia**, por ese apoyo incondicional durante tantos años en los que se ha prolongado este trabajo. Esa pregunta recurrente de **mi padre**, cada vez hablábamos por teléfono, “¿Y cómo llevas la tesis?” o esa preocupación que reconcomía noche y día a **mi madre**, que no fiándose del *ennortado* de su hijo, le preguntaba a mi mujer a mis espaldas “¿Pero es verdad que le está dedicando tiempo a la tesis?” o esa capacidad para enfrentarse contra viento y marea que la caracteriza, que la hizo pelearse con todo el funcionariado que salió a su paso en Granada, para pagarle a su hijo a toda costa, la matrícula el último de día de plazo, en plena Navidad (Mientras su hijo, como es natural, deambulaba por los más recónditos rincones de la inopia). Mamá, siempre has sido mi modelo a seguir, y no sabes hasta que punto te lo debo todo. También quiero significar a **mi hermano Pepe**, que como descomunal geólogo que es, ha sabido orientarme tantas veces. Y bueno, que decir de mi mujer **Jeni**, el amor de mi vida, que en momentos tan bajos como cuando me despidieron del mejor trabajo que tuve, me animó a proseguir con la tesis hasta el final, cuando muchos se empeñaban en aconsejarme que aquello no era práctico, aventurándose en decirme “¿Pero si eso no sirve pa ná?”,

y cuando le robaba tanto de ese tiempo precioso reservado para estar juntos. Sin ese amor ilimitado, te aseguro, Jeni, que esta tesis jamás la hubiera completado, así que quiero que sepas que te la dedico a ti. Y en el último lugar de todos, está **mi hijo Daniel**, la persona más importante de mi vida, y que aún no me cabe en la cabeza, como con aún cuatro años de edad, tan alegre y bullicioso como es, es posible que tenga un sentido de la responsabilidad y del orden tan elevado. “*Daniel tiene que ir al cole y Papá a trabajá al depacho*” suele reprobarme muy sabiamente.

A todos, gracias, muchas gracias.



## ÍNDICE

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN, ANTECEDENTES Y OBJETIVOS.....	1
I.1. INTRODUCCIÓN.....	3
I.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	4
I.3. ANTECEDENTES.....	10
I.4. OBJETIVOS.....	11
 CAPÍTULO II. METODOLOGÍA.....	 13
II.1. LA MICROZONACIÓN SÍSMICA.....	15
II.1.1. Generalidades.....	15
II.1.2. Principios y recogida de datos en la Microzonificación sísmica.....	17
II.2. EVALUACIÓN EXPERIMENTAL DEL EFECTO DE SITIO.....	20
II.2.1. Empleo del ruido sísmico ambiental como excitación sísmica.....	20
II.2.2. Método del cociente espectral H/V, HVSR o Método de Nakamura.....	22
<i>II.2.2.1. Fundamento teórico. Hipótesis.....</i>	<i>22</i>
<i>II.2.2.2. Aplicabilidad y limitaciones del método.....</i>	<i>24</i>
<i>II.2.2.3. Consideraciones sobre la composición del ruido ambiental.....</i>	<i>25</i>
II.2.3. Técnicas array.....	27
<i>II.2.3.1. Método f-k convencional (CVFK).....</i>	<i>29</i>
<i>II.2.3.2. Algoritmos de inversión de neighbourhood.....</i>	<i>30</i>
II.2.4. Inversión de las curvas H-V o HVSR.....	32
II.3. EVALUACIÓN NUMÉRICA DEL EFECTO DE SITIO.....	32
II.3.1. Simulación numérica 1D. Método lineal equivalente.....	33
 CAPÍTULO III. MARCO SISMO-TECTÓNICO.....	 35
III.1. MARCO GENERAL.....	37
III.2. SISMICIDAD Y FRACTURACIÓN EN EL ÁREA IBERO-MOGREBÍ.....	39
III.2.1. Sismicidad en el entorno de la ciudad de Málaga.....	41
III.3. DESAGREGACIÓN DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA PARA LA CIUDAD DE MÁLAGA.....	44

III.4. FUENTES SÍSMICAS Y TERREMOTOS DE CONTROL EN EL ENTORNO DE LA CIUDAD DE MÁLAGA .....	45
CAPÍTULO IV. MARCO GEOLÓGICO-GEOTÉCNICO DE LA CIUDAD DE MÁLAGA	
IV.1. INTRODUCCIÓN .....	51
IV.2. GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE MÁLAGA .....	51
IV.2.1. Complejo Maláguide (M).....	52
<i>IV.2.1.1. Conjunto inferior (MI)</i> .....	52
<i>IV.2.1.2. Conjunto superior (MS)</i> .....	53
<i>IV.2.1.3. Formación Almogía (FA)</i> .....	54
IV.2.2. Complejo Alpujárride (A) .....	55
IV.2.3. Materiales postorogénicos (P) .....	55
IV.2.4. Cuaternario (C) .....	56
<i>IV.2.4.1. Cuaternario Marino (CM)</i> .....	57
<i>IV.2.4.2. Cuaternario Continental (CC)</i> .....	57
IV.2.5. Formación San Antón (FS).....	58
IV.3. TECTÓNICA Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE MÁLAGA .....	58
IV.4. GEOTÉCNIA DE LA CIUDAD DE MÁLAGA .....	62
IV.4.1. Zonación geotécnica .....	62
CAPÍTULO V. ANÁLISIS DEL RUIDO AMBIENTE: ESTRUCTURA Y VELOCIDAD $V_S$ DEL SUBSUELO DE LA CIUDAD DE MÁLAGA .....	
V.1. INTRODUCCIÓN .....	71
V.2. PROPIEDADES DINÁMICAS DEL SUELO .....	73
V.3. DETERMINACIÓN DE LA VELOCIDAD DE CIZALLA .....	74
V.3.1. Determinación de la velocidad de cizalla $V_S$ a partir de la resistencia al corte sin drenaje ( $S_u$ ) en las arcillas de edad Plioceno (P).....	77
V.3.2. Determinación de $V_S$ a partir de técnicas array .....	81
V.3.3. Determinación de $V_S$ a partir de la inversión de las curvas H/V .....	87
V.3.4. Comparación de los resultados obtenidos .....	89
V.3.4. Criterios de asignación de velocidades $V_S$ a los materiales en sondeos de la ciudad de Málaga.....	96

V.4. ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE MÁLAGA .....	100
V.4.1. Introducción .....	100
V.4.2. Campaña gravimétrica.....	101
<i>V.4.2.1. Fundamento teórico</i> .....	102
<i>V.4.2.2. Antecedentes en la cuenca de Málaga</i> .....	103
<i>V.4.2.3. Prospección gravimétrica realizada</i> .....	103
<i>V.4.2.4. Resultados</i> .....	105
V.4.3. Técnicas array e inversión de curvas H/V. Análisis comparativo .....	107
V.4.4. Geometría en capas de la cuenca de Málaga .....	111
CAPÍTULO VI. RESPUESTA SÍSMICA DEL TERRENO.....	115
VI.1. RESPUESTA EXPERIMENTAL (RAZONES H/V DE RUIDO AMBIENTE) .....	117
VI.1.1. Determinación de la frecuencia fundamental.....	118
VI.1.2. Amplitudes .....	122
VI.2. MODELIZACIÓN NUMÉRICA DE LA RESPUESTA DEL SUELO.....	124
VI.2.1. Análisis de frecuencias.....	124
VI.2.1. Análisis de amplitudes .....	139
VI.2.3. Espectros de respuesta.....	147
VI.3 INTENSIDAD DE ARIAS E INCREMENTO DE INTENSIDAD.....	160
CAPÍTULO VII. ANÁLISIS PRELIMINAR DE LA INTERACCIÓN SUELO-ESTRUCTURA EN LA CUENCA DE MÁLAGA .....	164
VII.1. ANTECEDENTES.....	165
VII.2. VULNERABILIDAD DE LAS CONSTRUCCIONES EN FUNCIÓN DE SU ALTURA	165
VII.3. ANÁLISIS DE LOS PERIODOS DE EDIFICIOS EN LA CUENCA DE MÁLAGA	167
CAPÍTULO VIII. CONCLUSIONES .....	177
CAPÍTULO IX. BIBLIOGRAFÍA .....	185

ANEXO I: EVALUACIÓN NUMÉRICA MEDIANTE DEEPSOIL

ANEXO II: CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL TÉRMINO MUNICIPAL DE MÁLAGA

ANEXO III: CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA DEL TÉRMINO MUNICIPAL DE MÁLAGA

ANEXO IV: CURVAS H/V

ANEXO V: INVERSIONES DE LAS CURVAS H/V

ANEXO VI: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA Y ESPECTROS DE RESPUESTA

ANEXO VII: AMPLITUDES

ANEXO VIII: EDIFICIOS EN RESONANCIA

**CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN, ANTECEDENTES Y OBJETIVOS**





## I.1. INTRODUCCIÓN

La repercusión de la geología local en la evaluaciones de índole sísmica que habitualmente se suelen llevar a cabo sobre zonas puntuales habitadas, tanto rurales como urbanas, es primordial, ya que puede afectar de forma significativa a los principales factores que definen el movimiento del suelo en dicha zona, tales como la amplitud, contenido frecuencial y duración, amplificándolos en la gran mayoría de los casos. Este fenómeno, llamado **efecto de sitio**, tiene repercusiones especialmente negativas en las grandes ciudades, construidas generalmente sobre formaciones geológicas relativamente recientes, de pobres propiedades mecánicas, tales como sedimentos de cuencas sedimentarias. En estos lugares, el efecto de sitio propicia que las edificaciones sufran daños considerables. Es muy importante hacer hincapié, en que los daños sísmicos acarrearán significativos impactos sociales, políticos y económicos en las áreas urbanas (véase el caso del terremoto de Lorca, ocurrido el 11 de mayo de 2011, Mw 5.1, con el 15% de las viviendas dañadas, 324 heridos y 9 víctimas mortales), de ahí que el conocimiento de la Geología y Geofísica de la estructura subsuperficial y de su comportamiento durante un terremoto de magnitud elevada suponga una cuestión de vital importancia para una mitigación eficiente del riesgo sísmico.

Para llevar a evaluar el efecto de sitio, junto con la confección de una cartografía de microzonación sísmica de una zona en concreto, es necesario acudir a metodologías de corte tanto experimental como teórico.

Una de las aproximaciones experimentales más fiables y ampliamente usadas en la actualidad, es la proporcionada por la técnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr), la cual permite, a pesar de subestimar en cierto grado el factor de amplificación, obtener con cierta precisión la frecuencia de resonancia ( $f_0$ ) de las capas sedimentarias más superficiales, a partir de registros de ruido ambiental. Dicha metodología posee unas ventajas muy evidentes con respecto a otros procedimientos, debido a las facilidades derivadas de su planificación y puesta en acción, a la no necesidad de provocar golpes o detonaciones en pleno casco urbano y a su bajo coste. Este método experimental en particular, es al que se ha recurrido para la elaboración de esta Tesis Doctoral, por los razonamientos ya comentados.

Las simulaciones teóricas suponen una alternativa a los métodos experimentales. Estas aproximaciones emplean modelos de la zona a estudiar obtenidos a partir de reconocimientos geológicos y geotécnicos (sondeos, ensayos *in situ*, de laboratorio, etc), en combinación con los inferidos a través de métodos geofísicos activos (medidas crosshole y downhole, refracciones y reflexiones sísmicas, tomografía geoeléctrica, etc). Durante las últimas décadas, se ha puesto en marcha una nueva técnica geofísica, más económica, que permite obtener, mediante el empleo de técnicas pasivas ejercidas sobre medidas de ruido ambiental, información sobre estructuras subsuperficiales. Este es el caso de las técnicas *Array*, que han demostrado ser una herramienta muy útil para la estimación de modelos unidimensionales (1D) de velocidades de ondas S ( $V_s$ ) frente a la profundidad, obtenidos a partir de la inversión de las curvas de dispersión de las ondas superficiales, contenidas en el campo de onda del ruido ambiental (Aki 1957; Asten 1978). Este tipo de estimaciones son especialmente útiles para cuencas con un relleno sedimentario de gran potencia, ya que permiten alcanzar grandes profundidades, además de gozar de las ventajas propias de una campaña de ruido ambiental (bajo coste y sin necesidad de fuentes sísmicas artificiales).

## I.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Se ha elegido la ciudad de Málaga como objeto del análisis de la presente tesis por las siguientes cuatro razones fundamentales:

### 1) Encontrarse en una zona sísmicamente activa, con constancia histórica de ocurrencia de terremotos destructivos.

La mayor parte de la actividad sísmica de la Península Ibérica se localiza en el sur de la misma y es debida al contacto entre las placas de Eurasia y África. Esta sismicidad está constituida principalmente por terremotos superficiales ( $h \leq 40\text{km}$ ) de magnitudes moderadas a bajas ( $M \leq 5.0$ ). Sin embargo, hay que destacar la existencia de terremotos a profundidades intermedias ( $40\text{ km} < h \leq 150\text{ km}$ ) en el golfo de Cádiz y en el sector oeste del mar de Alborán, y de alguno muy profundo detectado en la zona sur de Granada. A pesar de esta sismicidad moderada imperante, en la Península Ibérica y las zonas limítrofes han tenido lugar terremotos de magnitud superior a 6.0 en los últimos 40 años.

Según Goded (2010), la provincia de Málaga en particular, se caracteriza por una actividad sísmica baja-moderada ( $M \leq 5.0$ ), con predominio de sismos de magnitudes menores de 3.0. Estos terremotos se producen en una zona geológicamente compleja, delimitada por varias unidades tectónicas que incluyen la Cordillera Bética y el mar de Alborán. A pesar de la sismicidad moderada característica de la zona, la provincia de Málaga ha sufrido tres terremotos de intensidades máximas mayores o iguales a VII en la escala EMS-98: los sismos del 26/1/1494 ( $I_{\text{max}} = \text{VIII}$ ), el 18/6/1581 ( $I_{\text{max}} = \text{VII}$ ), y el 9/10/1680 ( $I_{\text{max}} = \text{VIII-IX}$ ) (Martínez Solares y Mezcuca, 2002). Los tres sismos fueron especialmente dañinos en la ciudad de Málaga, y son los tres únicos terremotos catalogados con epicentros a menos de 30 km de la ciudad (IGN, 2013)

Los terremotos de Málaga de 1494 y 1680 han sido reevaluados recientemente a partir de nueva documentación encontrada, elaborándose nuevos mapas de intensidades (Goded, 2006; Goded *et al.*, 2008a, Goded, 2010). En ambos casos, la intensidad asignada a la ciudad de Málaga coincide con la máxima intensidad del evento, por lo que no sólo fueron terremotos destructivos en la provincia, sino que fueron especialmente destructivos en la capital malagueña. Ambos sismos forman parte del catálogo de los terremotos más importantes de la Península Ibérica del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2013).

El terremoto del 26 de enero de 1494 ( $I_{\text{max}} = \text{VIII}$ ), sentido también en Granada y Sevilla, produjo grandes daños en las poblaciones de la costa malagueña (Figura I.1a). En la ciudad de Málaga ( $I=\text{VIII}$ , EMS-98), se destruyeron la mayor parte de las casas, y las torres y murallas de la ciudad sufrieron graves daños. El convento de los Trinitarios quedó en tan mal estado que hubo que trasladarlo a otro lugar. Los Reyes Católicos prolongaron la franquicia de impuestos de la ciudad por dos años más para reparar los daños causados.

El 9 de octubre de 1680 se produjo otro fuerte terremoto en la provincia de Málaga que afectó a la mitad sur de la Península Ibérica, llegando incluso a sentirse en Madrid y Valladolid (Muñoz y Udías, 1988). Se trató sin duda de uno de los sismos más destructivos en España, especialmente en la provincia de Málaga, donde 7 poblaciones fueron evaluadas con intensidad VIII-IX en la escala EMS-98 (Goded *et al.*, 2008a), incluyendo la ciudad de Málaga (Figura I.1b).

En esta ciudad los daños fueron muy graves, con un 20% de casas completamente destruidas y un 30% inhabitables, y donde hubo al menos 70 muertos y 250 heridos (Muñoz y Udías, 1988; Goded *et al.*, 2008a). Especialmente dañados resultaron los barrios de los Santos Mártires y de San Juan, con un 25% de casas totalmente destruidas, y el arrabal del Perchel, al SW de la ciudad, una de las zonas más pobladas en la actualidad. La información encontrada para este terremoto es tan precisa que se pudo realizar un estudio individual de los daños producidos en 36 monumentos de la ciudad, sobre todo iglesias y conventos (Goded, 2010). De ellos, cuatro fueron completamente destruidos (grado de daño 5, escala EMS-98), y diecisiete fueron gravemente dañados (grado de daño 4), lo que da una idea del grado de destrucción sufrido en la ciudad.

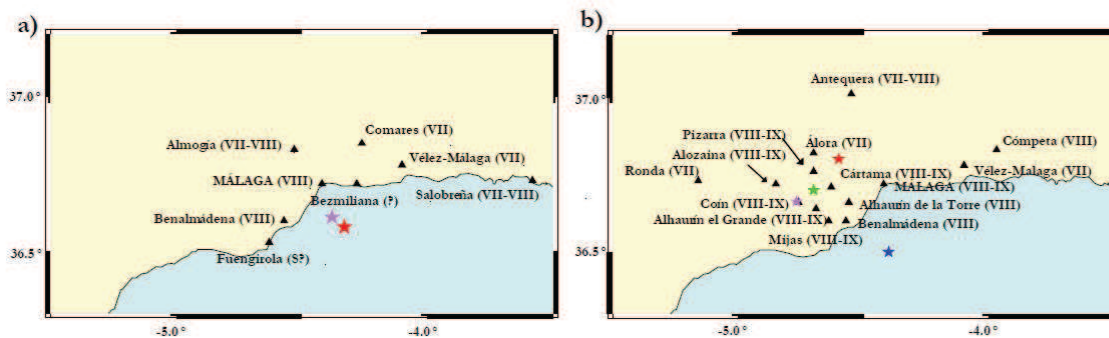


Figura I.1. Mapas de intensidades para los eventos de 1494 (a) y 1680 (b). Las estrellas corresponden a los epicentros propuestos por distintos autores: Martínez Solares y Mezcuca (2002) (en rojo); Muñoz y Udías (1988) (en verde); catálogo de tsunamis del I.G.N. (en azul); Goded *et al.* (2008) (en violeta). “S?” indica que el sismo probablemente se sintió en esa población; “?” denota a las poblaciones con información ambigua (Goded, 2010).

También cabe destacar el terremoto de 1884 de Arenas del Rey con una magnitud alrededor del 6.5, que aunque principalmente afectó a las provincias de Málaga y Granada, causando una gran número de víctimas (entre 750 y 900 muertos) y edificios destruidos, también se dejó sentir en la ciudad de Málaga con una intensidad de VII (IGN, 1980; Vidal, 1986), dañando considerablemente diversas edificaciones como la Catedral, la Iglesia de los Mártires, la Iglesia de la Aurora o la Iglesia de la Santísima Trinidad (Martín *et al.*, 1981).

Según Goded (2010), esta actividad sísmica ocurrida en el pasado, no ha continuado en los últimos siglos. Especialmente tranquilos han sido los últimos 50 años, siendo en la actualidad la región de sismicidad constante pero baja. Sin embargo, recientemente ha habido dos terremotos de magnitudes moderadas (pero inferiores a 5.0), y profundidades intermedias (superiores a 50km) en la zona: el 24/08/02 y el 21/11/02, ambos a menos de 40 km de Málaga. Estos terremotos se sintieron en la ciudad de Málaga, teniendo el sismo de noviembre una intensidad máxima de III (IGN, 2013).

## 2) Importancia socio-económica y desarrollo urbanístico de la ciudad de Málaga.

Con el objetivo de llevar a cabo una somera evaluación del crecimiento económico y urbanístico de la ciudad en los dos últimos siglos, es necesario comenzar en la primera mitad del siglo XIX, ya que supuso una neta inflexión en la economía de la capital, como consecuencia del enorme impulso propiciado por la industria (textil, siderúrgica y minera), situando a Málaga como

la segunda ciudad industrial del país (en 1844, entre Málaga y Marbella se generaba el 70% de la producción total nacional siderúrgica). Este acicate permitió una importante expansión urbanística de la ciudad durante este siglo.

A finales del siglo XIX se inició una importante crisis económica que acabó con la prosperidad instaurada hasta la fecha, ralentizándose así el crecimiento de la urbe. Durante el siglo XX, una vez concluida la crisis, la ciudad comenzó a experimentar de nuevo un significativo crecimiento, propiciando la construcción de barrios populares como La Pelusa, El Bulto o Huelin durante su fértil época industrial, debido al progresivo crecimiento de la población. En 1947 se propone un Plan General de Ordenación Urbana, bien elaborado y coherente con la situación urbanística de la capital, basado en el predominio de la calidad ambiental, protegiéndose así las zonas histórico-artísticas y promoviendo la construcción de edificaciones de mediana altura. En 1964, coincidiendo con el inicio del “boom turístico”, se derogaría tal plan debido a una sentencia promovida por los agentes inmobiliarios, que les permitiría actuar sin la intervención de las administraciones públicas.

Durante el “boom turístico”, la ciudad creció a una velocidad desorbitada, provocando un gran desorden urbanístico y un uso indiscriminado del suelo, desembocando así en un grave deterioro paisajístico y ambiental, en una alarmante carencia de equipamientos y dotaciones colectivas (redes de drenaje insuficientes para desalojar el agua proveniente de tormentas), e incluso en una destrucción del patrimonio artístico. Posteriormente con los PGOU de 1983 y 1996, se trata de solventar tales problemas y controlar mejor el desarrollo urbanístico mediante medidas como la zonificación del suelo, rehabilitación del casco histórico o la creación de varios parques públicos.

En la década comprendida entre 1997 y 2007 se produjo un nuevo boom inmobiliario, propiciado por un clima político favorable al crecimiento sin límites, un incremento demográfico espoleado por la inmigración, y una ciudadanía mayoritaria convencida de los beneficios aparentes del desarrollismo. Durante estos años el crecimiento urbanístico de la ciudad fue espectacular, ya que se incorporaron a la fisiografía urbana 96.346 nuevos edificios, suponiendo dicho incremento en el año 2010, que más de un 25% de las edificaciones de la ciudad tuvieran 10 ó menos años.

Actualmente, debido a la crisis económica imperante, la construcción prácticamente se ha paralizado, acometiéndose sólo algunas obras de carácter civil. De todas formas, es importante remarcar el vertiginoso crecimiento que ha experimentado la ciudad de Málaga en estos dos siglos (Figura I.2), especialmente en los últimos 50 años, transformándose una colonia de edificaciones concentradas entre la ribera este del río Guadalmedina y el monte de Gibralfaro (menos de 1 km de largo), en una gran urbe desplegada desde el río Guadalhorce, al oeste, hasta prácticamente la localidad de la Cala del Moral (Rincón de la Victoria), al este (más de 14 km de largo).

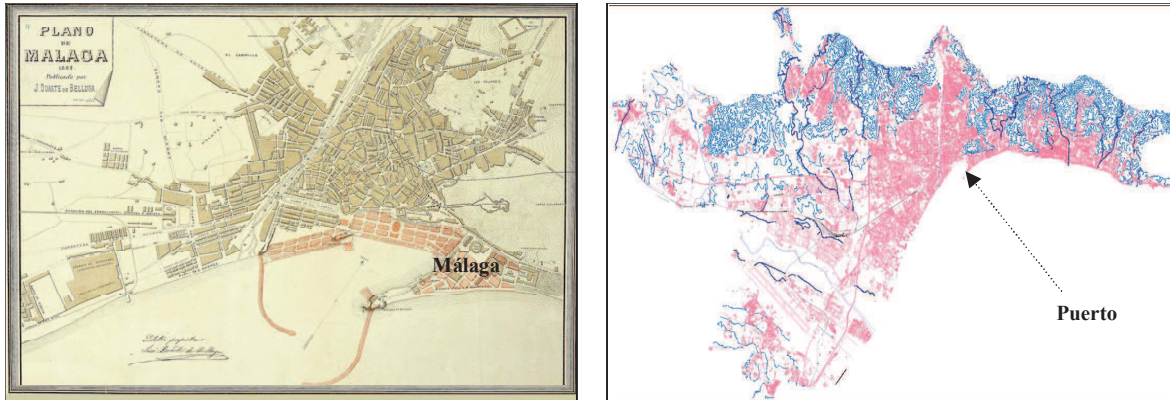


Figura I.2. Planos de Málaga en los años 1887 (izquierda) y 2000 (derecha). La zona del puerto sirve de referencia para comprobar la diferencia de tamaño entre la ciudad histórica y la actual.

Como ya se ha señalado en párrafos anteriores, el desarrollo urbanístico ha ido acompañado de un importante crecimiento demográfico, contando la ciudad, según el dato de la INE de 2011, con 568.030 habitantes (577.885 según estadísticas del padrón municipal), lo que hace de ella la sexta mayor población de España. En la Figura I.3 se muestra la evolución de este crecimiento poblacional entre los años 1842 y 2011. En ella se puede observar que el incremento más sobresaliente se produce entre los años 1960 y 1981 (más de 200.000 habitantes), debido al éxodo rural generalizado de aquellos años, motivado por el crecimiento económico experimentado por el boom turístico. En los años 90 se produjo un sensible retroceso, como consecuencia de la tendencia emigratoria de la población a los nuevos barrios del extrarradio y a las urbanizaciones residenciales de su área metropolitana, principalmente de Alhaurín de la Torre, Cártama y Rincón de la Victoria, que en la última década han llegado a duplicar su población.

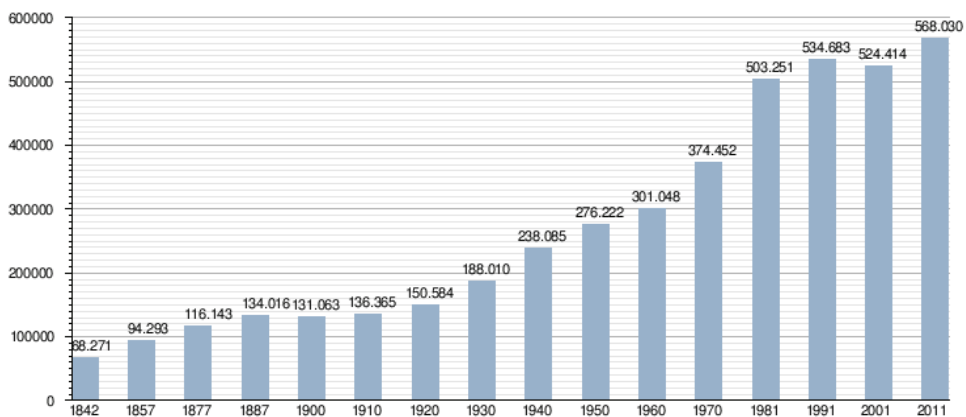


Figura I.3. Evolución de la población de la ciudad de Málaga entre los años 1842 y 2011 (INE, 2011).

Es importante señalar la relevancia económica de la ciudad de Málaga en los sectores turístico, pesquero e industrial, destacando su pujanza en las industrias de nuevas tecnologías. Es también de destacar la importancia del puerto comercial y de su aeropuerto internacional.

### 3) El emplazamiento de la ciudad sobre una cuenca sedimentaria de gran potencia.

La ciudad de Málaga está emplazada sobre una depresión sedimentaria conocida como la “cuenca de Málaga” o “Bajo Guadalhorce”, 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 Alpujárride Occidental), situados al oeste e integrando la Sierra de Mijas, y las grauwacas, filitas y areniscas del Complejo Maláguide, situadas al este y norte (Figura I.4).

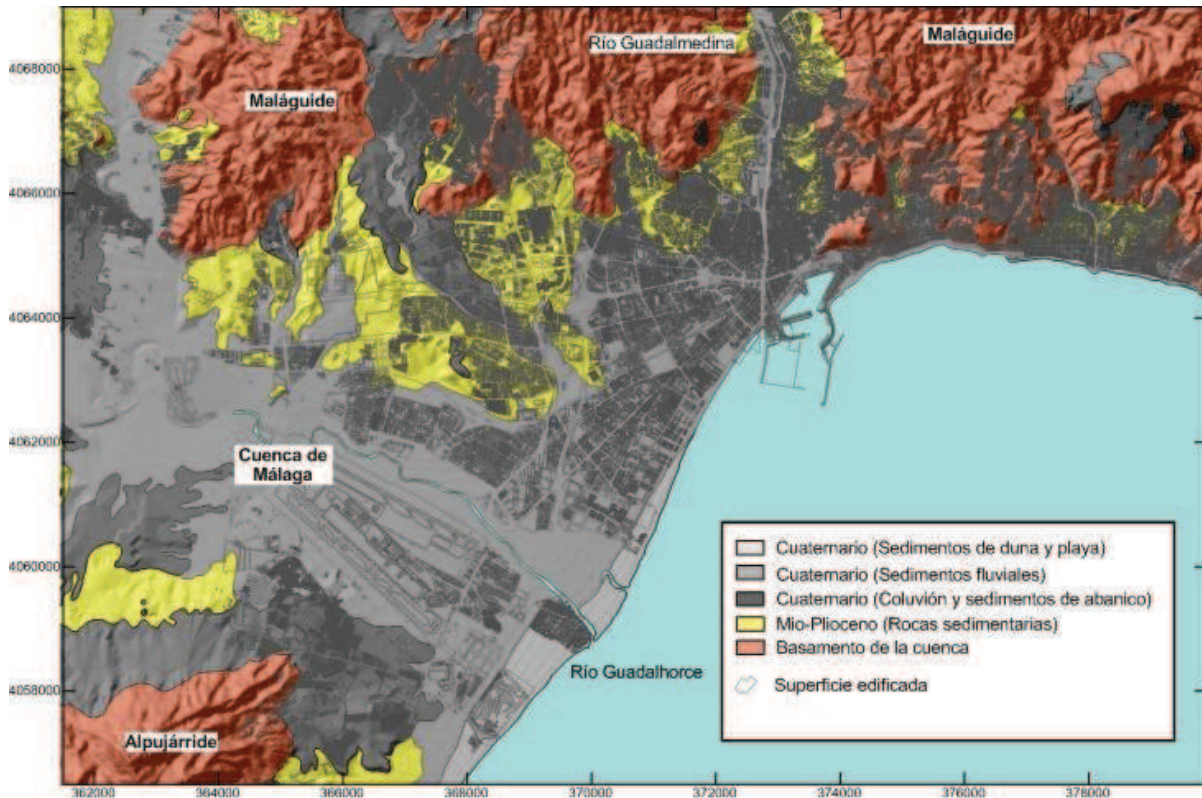


Figura I.4. Mapa geológico del Término Municipal de Málaga.

La cuenca está constituida en su mayor parte por los denominados sedimentos post-orogénicos de edad Pliocena (arcillas y arenas arcillosas), depositados discordantemente sobre los complejos citados. Según Serrano y Guerra (2004), durante el comienzo del Plioceno, la cuenca de Málaga era muy subsidente, especialmente en su parte sur, limitada por las sierras de Mijas y Cártama, donde llegaron a acumularse hasta 500 m de sedimentos en un intervalo de tiempo de unos 500.000 años (aproximadamente entre 5 y 4.5 Ma AP). La causa de esta subsidencia estaría ligada a la actividad de fallas que bordean la sierra de Mijas, que durante el Plioceno inferior hundían el fondo de la cuenca al tiempo que elevaron considerablemente la sierra.

Ya Andreo (1996) destacaba la considerable potencia que poseía la cuenca sedimentaria. Con el objetivo de conocer mejor la naturaleza del borde E de la Sierra de Mijas, este autor analizó la información disponible sobre geofísica eléctrica y sondeos mecánicos, recopilada en informes del SGOP (1971, en Andreo (1996)), IGME (1983b), Linares *et al.* (1995) y sobre sondeos

realizados posteriormente. A partir de estos datos, elaboró un mapa de isobatas de la superficie de techo de los mármoles alpujárrides bajo el relleno de la cuenca del Guadalhorce, en las proximidades de los bordes Norte y Este de Sierra de Mijas (Figura I.5). En dicho mapa se observa que las isobatas están muy próximas entre sí en los bordes de la sierra, es decir, el substrato marmóreo se hunde bruscamente a escasos metros del relieve, porque estos límites conforman fallas muy verticalizadas y de gran salto, adquiriendo así un gran espesor (>400-500 m) la cuenca sedimentaria a una reducida distancia de dichos bordes.

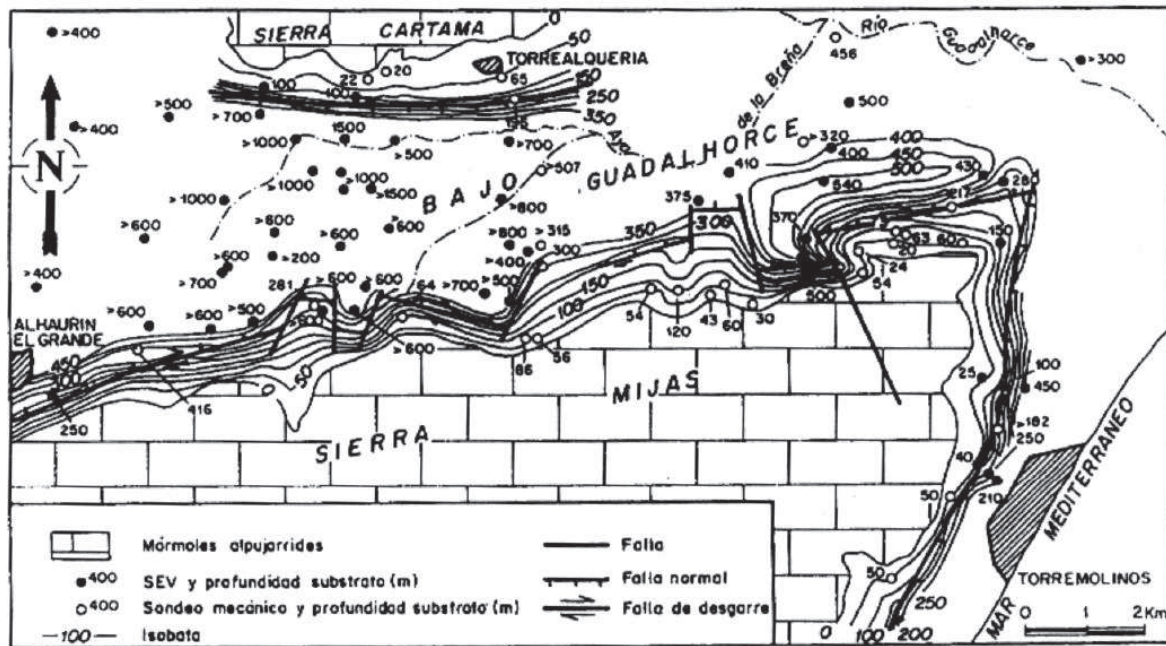


Figura I.5. Isobatas de la superficie de techo de los mármoles alpujárrides en los bordes Norte y Este de Sierra de Mijas (Andreo, 1996).

Discordante sobre los depósitos pliocenos se reconocen depósitos aluviales pliocuaternarios, cuyo espesor máximo raramente supera los 20 m. Esta formación subyace a su vez bajo otros depósitos de edad Cuaternaria, conformados por las llanuras de inundación de los ríos Guadalhorce y Guadalmedina, y por abanicos aluviales emplazados en el borde de la Sierra de Mijas. Según Serrano y Guerra (2004), durante el Cuaternario las antiguas cuencas miocenas y pliocenas siguen siendo receptoras de sedimentos, de forma que a pie de las montañas se desarrollan los abanicos aluviales citados, que con frecuencia coalescen hasta generar superficies de glacis. Hacia el centro de la cuenca se acumulan espesores variables de gravas y arenas en las llanuras aluviales de los ríos comentados anteriormente. Estos depósitos cuaternarios pueden alcanzar varias decenas de metros de potencia (> 60 m) en el entorno del río Guadalhorce.

#### 4) La extensa base de datos de que se dispone sobre las características de las litologías presentes en el T.M. de Málaga.

Para la elaboración de esta tesis se disponía de la información proporcionada por las áreas



de geotecnia y de investigación del desaparecido Laboratorio del Instituto de Investigación, Desarrollo y Control de Calidad en la Edificación (LIDYCCE). Se trata de una amplia base de datos que cuenta entre otra información, con más de 500 sondeos distribuidos por todo el Término Municipal de Málaga con sus correspondientes ensayos geotécnicos *in situ* (SPT, Cone Penetration Test -CPT-, ensayos presiométricos, down-holes e incluso ensayos de columna resonante) y pruebas de laboratorio (como ensayos de clasificación de suelos, pesos específicos, edómetros, ensayos de compresión simple, triaxiales, etc.). A esto hay que añadir la documentación cartográfica facilitada por el mismo laboratorio, integrada por un mapa geológico a escala 1:5.000 y cartografías temáticas de riesgos geológicos (microzonificación sísmica en función del coeficiente  $C$  (definido por la NCSE-02), movimientos de laderas, susceptibilidad ante inundaciones fluviales, vulnerabilidad costera y riesgo geotécnico) del Término Municipal de Málaga, y reunidas a su vez en el trabajo de Clavero y Ramos (2005).

Además se ha contado con la información procedente de otras fuentes, como la suministrada por la campaña de ruido sísmico llevada a cabo por Macau (2005), centrada en el casco urbano de Málaga (72 emplazamientos), o la documentación ofrecida por el IGME, integrada por una serie de columnas de sondeos profundos, o la referente a información bibliográfica específica de la zona (Andreo, 1996; Serrano y Guerra, 2004; Macau, 2008; Goded, 2010; Lorente, 2011; etc).

### 1.3. ANTECEDENTES

Los primeros estudios referentes a evaluación sísmica, llevados a cabo en la ciudad de Málaga y en su entorno más próximo, se deben a Muñoz y Udías (1981), que en un principio se aplicaron a un estudio pormenorizado del terremoto de Andalucía y en un análisis sísmico de carácter más global de la región de Granada-Málaga, para luego centrarse en los daños ocasionados en la ciudad de Málaga por el terremoto de 1680 (Muñoz y Udías, 1988). También cabe mencionar otros trabajos realizados en esas fechas, concernientes al terremoto de 1680 (Gentil y Justo, 1983), u otros de carácter más histórico (Zamora y Roselló, 1980; Pereiro, 1985; Vicent, 1986).

La primera cartografía sísmica detallada de la ciudad de Málaga no se llevó a cabo hasta el 2005, cuando Clavero incluyó una microzonación sísmica del Término Municipal de Málaga, basada en el coeficiente de terreno  $C$ , definida en la NCSR-02 (Clavero y Nogués, 2005). Posteriormente, este mismo autor integró en dicha cartografía una modelización teórica 1-D (Clavero, 2007).

Macau (2008) elaboró una nueva microzonación sísmica basada en la ejecutada por Clavero (2005), incorporando una base de datos geotécnica más extensa y concentrada en el casco urbano, para la aplicación de la modelización teórica 1D, y una aproximación experimental fundamentada en una campaña de ruido ambiental llevada a cabo en 2005.

En la última década se han realizado nuevas evaluaciones de daños ocasionados por los terremotos sobre la ciudad de Málaga, cimentadas en avances en el conocimiento del marco sismotectónico de su entorno (Goded, 2006; Goded *et al.*, 2008). También se han planteado los primeros escenarios de riesgo sísmico para la ciudad de Málaga, fundamentados en las microzonaciones sísmicas ya citadas anteriormente, y en un análisis de la vulnerabilidad de los

edificios que integran la capital (Irizarry *et al.*, 2006, 2007; Goded *et al.*, 2007). Goded (2010) propuso dos escenarios sísmicos detallados para el casco histórico de Málaga, siendo uno de ellos determinista, basado en el terremoto de 1680, y el otro probabilista, basado en la Norma de Construcción Sismorresistente española (NCSE-02).

Finalmente, Goded *et al.* (2011) elaboraron una nueva microzonación sísmica detallada para el casco histórico de la ciudad de Málaga, considerando las modelizaciones teóricas y aproximaciones experimentales ya aportadas por Macau (2008) y los daños propiciados por el terremoto de 1680 en monumentos y edificios históricos, ya recopilados por Goded (2010).

#### **I.4. OBJETIVOS**

Para la consecución de este objetivo la investigación se ha planteado la consecución de objetivos parciales cuya consecución permitirá, progresivamente, alcanzar la finalidad última de la tesis. En concreto, se pretenderá:

- Objetivo 1. Caracterizar geomecánicamente los distintos materiales reconocidos en la cuenca sedimentaria de Málaga, tanto desde el punto de vista estático como dinámico.
- Objetivo 2. Determinar la geometría del basamento y del relleno de la cuenca sedimentaria de Málaga mediante el uso de diversas técnicas geofísicas y datos de sondeos profundos. Se pretenderá determinar la profundidad al basamento rocoso y los espesores de las principales unidades/formaciones geológicas presentes en el medio. Se considerarán aquellas unidades previamente identificadas y caracterizadas en el Objetivo 1.
- Objetivo 3. Revisar la sismicidad en el área de estudio y determinar las fuentes sísmicas que más contribuyen a la peligrosidad sísmica del área. Establecer terremotos-escenarios sísmicos que sirvan de base para el posterior estudio de respuesta sísmica.
- Objetivo 4. Analizar experimentalmente la respuesta sísmica del relleno sedimentario de la cuenca de Málaga mediante técnicas espectrales convencionales basadas en la medida de ruido ambiente (HVSR). Determinar frecuencias de resonancia experimentales y su amplificación correspondiente en función de la posición dentro del valle/geometría (Objetivo 2) como del material (Objetivo 1).
- Objetivo 5. Analizar mediante modelizaciones numéricas la respuesta sísmica del relleno sedimentario de la cuenca de Málaga ante los escenarios sísmicos determinados en el (Objetivo 3).
- Objetivo 6. Elaborar mapas de isofrecuencias de resonancia e isoamplificaciones del término municipal de Málaga, estimado a partir tanto de medidas experimentales (Objetivo 4) como de modelizaciones numéricas (Objetivo 5).
- Objetivo 7. Análisis comparado de los mapas de isofrecuencias/isoamplitudes (Objetivo 6) de

resonancia del medio con los periodos/vulnerabilidad de los edificios para delimitar zonas de potencial ocurrencia de resonancia entre la respuesta del suelo y la respuesta estructural.

- Objetivo 8. Caracterización de las unidades geomecánicas y definidas en función del promedio de la velocidad de la onda de corte en los primeros 30 m de profundidad ( $V_{s30}$ ), propuestas en cartografías anteriores del término municipal de Málaga, a partir de los espectros de respuesta calculados mediante modelización teórica.
- Objetivo 9. Análisis del incremento de intensidad del relleno sedimentario ante los escenarios sísmicos determinados en el Objetivo 3, calculado a partir de la intensidad de Arias (AI), para la cuenca de Málaga, con respecto al establecido por Goded *et al.* (2012) para el casco histórico de la ciudad.

## **CAPÍTULO II. METODOLOGÍA**



## II.1. LA MICROZONACIÓN SÍSMICA

### II.1.1. Generalidades

El hecho de determinar con exactitud cuándo y dónde se va a producir un terremoto es todavía actualmente imposible, aunque mediante un detallado análisis del medio físico, se pueden reducir considerablemente los daños durante el sismo. Este análisis se basa en una planificación territorial y urbana del área objeto del estudio, mediante zonificación sísmica regional y microzonación sísmica (mapas de microzonación), y en la adopción de medidas de construcción sismorresistente. La utilidad de proyectos de zonificación sísmica estriba en que gracias a ellos se puede planificar y elaborar normativas, determinar diseños sismorresistentes y distribuir adecuadamente los usos del suelo.

La microzonificación sísmica (MS) está diseñada para reconocer a una escala lo suficientemente grande (a escala municipal o sub-municipal) las condiciones o efectos locales en un área urbana o rural, que pudieran alterar considerablemente las características del movimiento sísmico esperado, y propiciar así daños permanentes en edificios o infraestructuras, además de los perjuicios sociales y económicos aparejados. En esencia, la información derivada de una MS se plasma mediante un mapa del territorio en el que se definen las siguientes zonas (Dipartimento della Protezione Civile, 2008):

- Zonas en las que el movimiento sísmico no se alteraría con respecto al esperado en condiciones ideales de roca rígida y plana, siendo por lo tanto, el movimiento esperado equivalente al proporcionado por los estudios de peligrosidad de la zona (Norma sismorresistente).
- Zonas en las que cambia el movimiento sísmico con respecto al esperado en condiciones ideales de roca rígida y plana, a causa de las características litoestratigráficas y geomorfológicas, y del comportamiento geomecánico del terreno;
- Zonas donde se reconocen o son susceptibles ante fenómenos de activación de la deformación permanente en el terreno, inducidos o provocados por el terremoto (inestabilidad de laderas, licuefacción, fallamiento superficial, asentamiento diferencial, etc.).

En definitiva, la MS proporciona una base sobre el conocimiento del riesgo sísmico local en un área, permitiendo establecer jerarquías de peligro útiles para la planificación de intervenciones orientadas a la reducción del riesgo sísmico, a diversas escalas.

De acuerdo a los diferentes contextos y diferentes objetivos de las MS que se elaboren, se pueden distinguir tres niveles de detalle, desde el nivel 1 al nivel 3 (Figura II.1):

- El **nivel 1** es un nivel introductorio, consistente en un inventario de datos preexistentes, necesarios para la subdivisión del territorio en microzonas cualitativamente homogéneas con respecto a los fenómenos descritos anteriormente, y para así poder aplicar posteriormente el nivel 2 ó 3, según sea el caso.
- En el **nivel 2**, con el objetivo de compensar la incertidumbre presente en el nivel 1 con un conocimiento más profundo, se introducen elementos cuantitativos asociados a las zonas homogéneas. Es decir, proporciona una cuantificación numérica mediante métodos

simplificados (ábacos y leyes empíricas), de la alteración local del movimiento sísmico en la superficie (áreas estables susceptibles a la amplificación local), y de los fenómenos de deformación permanente (áreas susceptibles a la inestabilidad).

- El **nivel 3** es específico para mapas de microzonación temáticos o para estudios detallados de áreas concretas. Se aplica dicho nivel en los siguientes casos:
  - En áreas estables y susceptibles a la amplificación local, cuando su complejidad geológica y geotécnica inherente, imposibilita su resolución mediante el uso de ábacos, o cuando la particular extensión de dicha zona hace que sea conveniente llevar a cabo un exhaustivo análisis de detalle, o cuando se vayan a acometer en tal emplazamiento obras de particular importancia.
  - En áreas susceptibles a inestabilidades particularmente severas, debido a la complejidad del fenómeno y/o difusión areal, no pudiéndose llevar a cabo su resolución mediante el uso de metodologías sencillas y directas.

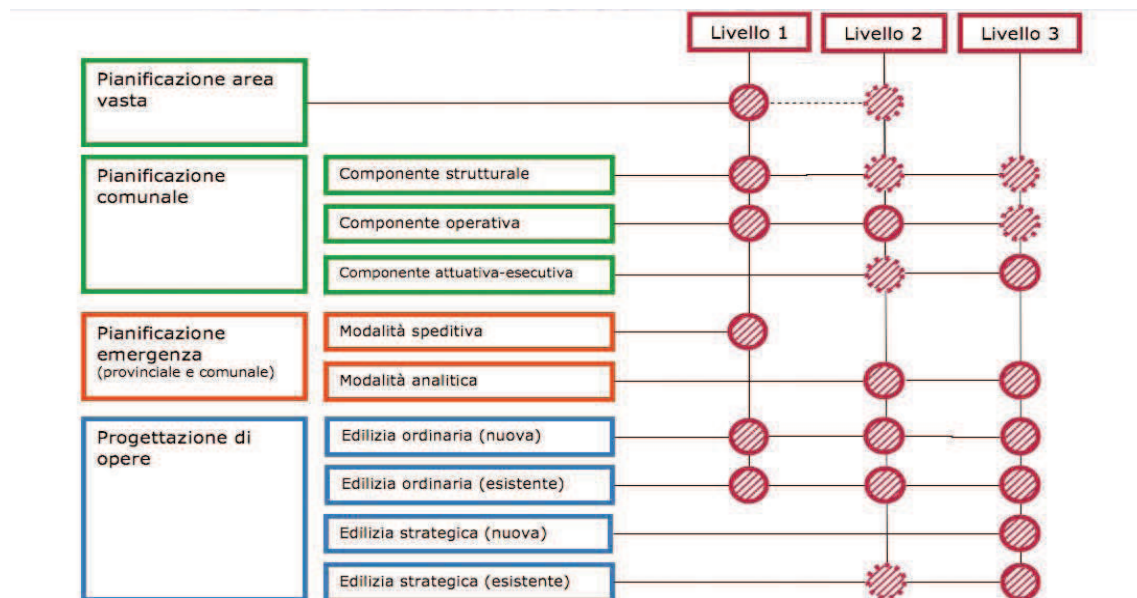


Figura II.1. Estudio de MS y su uso en la planificación territorial, en la planificación de emergencia y en el desarrollo de proyectos (Dipartimento della Protezione Civile, 2008).

En los planes de ordenación del territorio urbano, las MS son de una importancia fundamental ya que:

- Permiten discernir qué áreas son las más idóneas para nuevos asentamientos urbanos.
- Definen el tipo de intervención a acometer en un área determinada.
- Programan las investigaciones y los niveles de detalle que se deben llevar a cabo en un área.
- Establecen la orientación y la modalidad de la intervención procedente en un área urbana.

- Establecen prioridades de intervención.

En la planificación de las emergencias, tanto municipales como provinciales, las MS permiten una mejor detección y conocimiento de los elementos estratégicos para un plan de contingencia, y en general, de los recursos de protección civil.

El conocimiento de los posibles efectos locales provocados por un terremoto en un área, permiten:

- Elegir las zonas e instalaciones de emergencia, y los edificios estratégicos en las áreas estables.
- Identificar las particularidades "críticas" de la infraestructura vial, y de los servicios y obras significativas, en caso de caída. Para estos casos será necesario elaborar evaluaciones específicas de seguridad.

### **II.1.2. Principios y recogida de datos en la Microzonificación sísmica**

Para la elaboración de una MS es esencial la recogida de datos preexistentes de la zona. Dichos datos proceden de diversas disciplinas, como la geología, geomorfología, geología, tecnología, ingeniería geotécnica, geofísica e ingeniería de la estructura, y permiten la construcción de un modelo del subsuelo.

La modelización del subsuelo es el resultado de un proceso iterativo e interactivo destinado a la reconstrucción de:

- Sus unidades litológicas superficiales y sus geometrías.
- Su grado de fracturación.
- Su relación con las unidades del sustrato.
- Sus características geotécnicas y geofísicas.

El objetivo del estudio que se realice, el nivel de detalle y la disponibilidad económica, van a determinar la elección de la adquisición de la base de datos. Las escalas habituales de las cartografías de MS varían entre 1:5.000 - 1:10.000. En general, la escala de 1:5.000 se emplea para estudiar zonas particularmente pequeñas.

### **Almacenamiento de datos preexistentes**

Es muy importante verificar y almacenar adecuadamente los datos preexistentes, por lo que se recomienda:

- Establecer un sistema adecuado para el almacenamiento y gestión de datos espaciales (SIG).
- Evaluar la fiabilidad de los datos.



- Establecer un sistema de monitoreo para el almacenamiento de datos.

### **Campañas de campo**

El volumen de datos necesario para acometer la MS de un área determinada dependerá de la homogeneidad de las características geológicas, geotécnicas y geofísicas de la zona.

Se debe indicar en la medida de lo posible (con notas y elementos cartográficos), las áreas en las que aún existen niveles de incertidumbre relacionadas con la definición de algún parámetro, su representación o su interpretación. De esta manera se evidenciarán incertidumbres de tipo geométrico (por ejemplo, espesores de unidades litoestratigráficas), de tipo fenomenológico (por ejemplo, movimientos de ladera activos/inactivos) o de tipo numérico (por ejemplo, el perfil de velocidad de las ondas S frente a la profundidad).

### **Datos cartográficos**

Además de los mapas básicos (cartográficos o aerofotogramétricos a escala municipal), se emplean otros mapas temáticos de referencia como mapas geológicos, mapas geológicos-técnicos, mapas geomorfológicos y cartografías de movimientos de ladera.

### **Datos de peligrosidad básica**

Los estudios de peligrosidad básica son realizados generalmente a escala nacional/regional por expertos en la materia (Norma sismorresistente). Estos estudios requieren de experiencia demostrada en el tratamiento y la evaluación de los catálogos de los terremotos, las relaciones de atenuación y el procesado estadístico. Los resultados de estos estudios son muy útiles para la confección de los MS, sobre todo en lo que respecta a los datos sísmicos de entrada (en forma espectral o acelerogramas), a las evaluaciones de amplificaciones locales o de sus eventuales deformaciones permanentes.

### **Datos para la evaluación de la amplificación**

Para la evaluación de la amplificación en superficie son indispensables los siguientes datos:

- Estudio de peligrosidad sísmica básica para definir el input sísmico de referencia.
- Morfología superficial del sitio a estudiar.
- Litoestratigrafía del sitio, prestando especial atención a la profundidad del bedrock sísmico (si está definido).
- Morfología del bedrock sísmico.
- Caracterización geotécnica de los suelos y geomecánica de los macizos rocosos fracturados.
- El perfil de la velocidad de las ondas S ( $V_s$ ) frente a la profundidad.

- Periodo fundamental de vibración.
- Caracterización del terreno bajo condiciones dinámicas.

Las técnicas más adecuadas para la obtención de los datos referidos anteriormente son las indicadas en la Tabla II.1.

<b>BASE DE DATOS</b>	<b>MÉTODO DE INVESTIGACIÓN</b>
Input sísmico de referencia	Análisis de peligrosidad básica y/o datos instrumentales
Morfología del sitio	Modelo digital del terreno, cartografía topográfica de detalle
Litoestratigrafía	Estudio geológico, sondeos
Profundidad del bedrock sísmico y morfología profunda	Sondeos, secciones geológicas 2D, estudios geofísicos
Formaciones acuíferas	Sondeos, prospecciones geoelectricas
Caracterizaciones geotécnicas y geomecánicas	Análisis geomecánico, pruebas in situ, pruebas de laboratorio, correlaciones con SPT y CPT
Perfil Vs	Down-hole, Cross-hole, sísmica de refracción, SASW, MASW, array sísmico, inversión de curvas H/V, correlaciones con propiedades geotécnicas
Periodo fundamental	Medidas de ruido sísmico ambiental
Caracterización de las propiedades dinámicas del terreno	Ensayo de columna resonante, ensayo de corte torsional cíclico, ensayo de corte cíclico de doble probeta

Tabla II.1. Métodos de investigación apropiados para la indagación de datos para la evaluación de la amplificación (Dipartimento della Protezione Civile, 2008).

### **Datos para la evaluación de las fallas activas**

Para la evaluación de las fallas activas, son precisos los siguientes datos:

- La traza de las fallas en la superficie.
- Litoestratigrafía general y de detalle.
- El grado de magnitud de los desplazamientos.

- Geometría del plano de falla en profundidad.
- Dataciones de los movimientos de la falla.

Las técnicas más adecuadas para la obtención de los datos referidos anteriormente, son las que se indican en la Tabla II.2.

<b>BASE DE DATOS</b>	<b>MÉTODO DE INVESTIGACIÓN</b>
Traza en superficie	Cartografía en situ, interpretación fotos aéreas
Litoestratigrafía	Sondeos, análisis geotécnicos, análisis paleosismológicos
Desplazamiento y rotura de la falla	Análisis paleosismológicos
Tendencia de la falla en profundidad	Análisis paleosismológicos, investigaciones geofísicas
Dataciones del movimiento	Radiometría

Tabla II.2. Métodos de investigación apropiados para la indagación de datos para la evaluación de las fallas activas (Dipartimento della Protezione Civile, 2008).

Aparte de los datos presentados, en una MS se emplean otros como los de evaluación de inestabilidad de laderas y de susceptibilidad a la licuefacción, aunque no se van a detallar, ya que no entran dentro del objetivo de este trabajo.

## **II.2. EVALUACIÓN EXPERIMENTAL DEL EFECTO DE SITIO**

Para llevar a cabo la evaluación del efecto de sitio junto a la confección de la microzonación sísmica de una zona en concreto, es necesario emplear tanto metodologías experimentales como metodologías teóricas. A continuación se presentarán las técnicas experimentales que se emplean más habitualmente en las evaluaciones del efecto de sitio, prestando especial atención a las que finalmente se adoptarán para el desarrollo de esta tesis. En puntos sucesivos se presentarán las técnicas basadas en la modelización numérica de la respuesta del suelo.

### **II.2.1. Empleo del ruido sísmico ambiental como excitación sísmica**

Para el reconocimiento del subsuelo de la cuenca de Málaga, se ha empleado, además de la información derivada de sondeos, aquellos métodos sísmicos que permiten realizar estudios

detallados a escala geotécnica con un tiempo de medida razonablemente corto y predecible, tales como los que recurren al ruido sísmico ambiental o microtremor como fuente de excitación sísmica idónea. Como es sabido, el campo de microtremores consiste en vibraciones debidas a fenómenos atmosféricos y a la actividad humana que se propagan por el suelo en forma de ondas elásticas (Taga, 1993; Bard, 1999).

Según Bonnefoy (2004), dependiendo de la banda de frecuencia escogida, las fuentes que provocan el ruido sísmico pueden reducirse a tres principales:

- $F < 0.5$  Hz: Condiciones meteorológicas y oceánicas a gran escala.
- $F \approx 1$  Hz: Efecto del tiempo atmosférico y de las condiciones meteorológicas regionales/locales.
- $F > 1$  Hz: Actividad humana. Esta vibración puede variar dependiendo del momento y día considerado (por ejemplo, en fines de semana no hay actividad industrial y el tráfico es menor; Bard *et al.*, 2004).

El empleo del ruido ambiental como fuente de excitación sísmica (habitualmente como fuente de ondas superficiales), es una opción muy atractiva que ha cobrado interés creciente en las últimas décadas. Al contrario que los terremotos, el ruido ambiental tiene la ventaja de generarse de forma continua, y comparado con una fuente artificial de pequeña intensidad, tiene habitualmente un rango espectral más amplio. Sin embargo su utilización también presenta aspectos problemáticos, como la incertidumbre en la ubicación y características de las fuentes, lo que hace necesarios sistemas de adquisición y de análisis de datos más complejos. Algunos de estos métodos son:

- Técnica de Nakamura, H/V o HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio).
- El método de autocorrelación espacial (SPAC) en sus diferentes variantes (Aki, 1957, 1969; Okada and Matsushima, 1989; Bettig *et al.*, 2001; Köhler *et al.*, 2007).
- El método f-k (frecuencia-número de onda) y sus variantes (p. e. Capon 1969).
- Método ReMi (“Refraction Microtremor”, Louie, 2001).
- Otros métodos de análisis de ondas Rayleigh en la componente vertical mediante array circular (Henstridge, 1979; Cho *et al.* 2006a; Tada *et al.*, 2007).
- Métodos de array circular para ondas Love distintos del 3c-SPAC: métodos “Two radius” (TR, Tada *et al.*, 2006), “Double Ring” (DR, García-Jerez *et al.* 2006b, 2008a), “Single Circular Array” (SCA, García-Jerez *et al.* 2008b, 2010), SPAC $\pm$ L y “Centerless Circular Array for Love waves” (CCA-L, Tada *et al.*, 2009).
- La extracción de funciones de Green entre parejas de estaciones mediante correlación cruzada (Shapiro and Campillo, 2004), que ha sido testada a escala geotécnica por Picozzi *et al.* (2009).

## II.2.2. Método del cociente espectral H/V, HVSR o Método de Nakamura

Probablemente, la forma más sencilla de obtener información sobre la estructura superficial usando medidas de ruido ambiental consiste en el empleo del cociente entre las amplitudes espectrales de las componentes horizontal y vertical del movimiento. Esta técnica, conocida como Técnica de Nakamura, H/V o HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) ha sido empleada extensivamente en las últimas décadas, dada su economía en dispositivos y requerimientos logísticos, ya que sólo se necesita obtener un registro en tres componentes del microtremor por cada punto investigado (ver ejemplos en Lermo and Chávez-García, 1993 y 1994; Gaull *et al.*, 1995; Abeki *et al.*, 1996; Fäh *et al.*, 1996; Alfaro *et al.*, 1997; Fäh 1997; Guéguen *et al.*, 1998; Navarro *et al.*, 1998; Regnier *et al.*, 2000; Tobita *et al.*, 2000; Delgado *et al.*, 2000a,b; Alfaro *et al.*, 2001; Ansal *et al.*, 2001; Bodin *et al.*, 2001; Navarro *et al.*, 2001; Satoh *et al.*, 2001b; Rosset *et al.*, 2002; Al Yuncha *et al.*, 2004; Almendros *et al.*, 2004; Talhaoui *et al.*, 2004; Tuladhar *et al.*, 2004; García-Jerez *et al.*, 2006a entre muchos otros).

El método se popularizó entre la comunidad internacional tras la publicación por Finn (1991) de los resultados experimentales previamente obtenidos por Nakamura (1989), señalando la potencial utilidad del método en estudios de respuesta local y zonación sísmica. Es por ello que a esta técnica se la ha conocido popularmente como “método de Nakamura”. Sin embargo, la metodología fue propuesta mucho antes en Japón, en trabajos como el de Suzuki (1933), y Nogoshi e Igarashi (1971a y 1971b) (Le Brun *et al.*, 2001; Fäh, 2006; Haghshenas *et al.*, 2008). La técnica ha sido y es aún objeto de controversia en lo relativo a su interpretación física y su utilidad.

Aunque puede utilizarse con buenos resultados a partir de registros sísmicos (Lermo y Chávez-García, 1993), esta técnica se utiliza básicamente con medidas de ruido sísmico, tanto en zonas urbanas como rurales. Las ondas asociadas al ruido sísmico (*microtremors*), se deben a vibraciones ambientales del suelo excitadas por perturbaciones naturales o artificiales tales como el viento, la lluvia, el oleaje, el paso de los trenes, el tráfico, efectos debidos a la industria tales como las vibraciones de máquinas, etc. Estas perturbaciones constituyen una mezcla de ondas internas y superficiales, y pueden medirse mediante sismómetros de alta sensibilidad. El ruido sísmico constituye una herramienta muy útil para estimar los efectos de la geología superficial en el movimiento sísmico sin la necesidad de disponer de información geológica adicional. Su estudio es especialmente importante en las zonas de baja o moderada sismicidad, donde no se dispone de registros de movimientos fuertes del suelo (o *strong-motion*) (Lachet y Bard, 1994; Nakamura, 2000; Fäh, 2006).

### II.2.2.1. Fundamento teórico. Hipótesis

Una revisión bastante exhaustiva del método con discusión de sus fundamentos teóricos, fue realizada en la pasada década por Bard (1999). En ese trabajo se critica la descripción original de Nakamura, y se pone en duda la vinculación directa de la forma del HVSR con la función de transferencia de ondas *S*. El análisis de la versión más explícita del método (Nakamura, 1996), se resume a continuación (Bard, 1999).

Nakamura (1996) parte de que el campo de ondas que forma el microtremor puede separarse en su componente de ondas internas (subíndice *b*) y la componente de ondas superficiales

(subíndice  $s$ ). Entonces, las componentes horizontales (superíndice  $H$ ) y verticales (superíndice  $V$ ) en la superficie de los sedimentos ( $S$  mayúscula) son:

$$S^H(f) = S_b^H(f) + S_s^H(f) = H_T(f)R_b^H(f) + S_s^H(f) \quad (\text{Ec. II.1})$$

$$S^V(f) = S_b^V(f) + S_s^V(f) = V_T(f)R_b^V(f) + S_s^V(f) \quad (\text{Ec. II.2})$$

donde  $R_b^V(f)$  y  $R_b^H(f)$  son los espectros de la parte de ondas internas en el basamento (sitio de referencia en roca) en las componentes vertical y horizontal,  $V_T(f)$  y  $H_T(f)$  son las amplificaciones “verdaderas” entre el basamento y la superficie de los sedimentos para las componentes vertical y horizontal. A partir de las ecuaciones II.1 y II.2, el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical puede expresarse ahora como:

$$HVSR(f) = S^H(f)/S^V(f) = [H_T(f)A_R^{HV}(f) + B(f)A_s(f)]/[V_T(f) + B(f)] \quad (\text{Ec. II.3})$$

donde  $A_R^{HV}$  es el cociente H/V para el sitio en roca ( $A_R^{HV} = R_b^H / R_b^V$ ),  $B = S_s^V / R_b^V$ , mientras que  $A_s$  es el cociente H/V para las ondas superficiales:  $A_s = S_s^H / S_s^V$ .

En estas circunstancias, la validez del método de Nakamura a la frecuencia  $f$ , es decir, de la relación  $HVSR(f) = H_T(f)$  se tiene si se cumple:

- i) El cociente espectral H/V en roca es igual a ( $A_R^{HV}(f) = 1$ ).
- ii) La componente vertical no está amplificada ( $V_T(f) = 1$ ).
- iii)  $B(f)$  es mucho menor que 1.
- iv)  $B(f)A_s(f) = S_s^H(f)/R_b^V(f)$  es mucho menor que  $H_T(f)$ .

A partir de la experiencia, se puede admitir la hipótesis i). La hipótesis ii) se puede argumentar (Nakamura, 2000) considerando que las velocidades de propagación de la onda  $P$  en la cubierta sedimentaria son generalmente mucho mayores que las de las  $S$ , lo que conlleva que las resonancias de onda  $P$  se encuentren a frecuencias muy superiores a las de la onda  $S$ .

Las hipótesis iii) y iv) implican asumir la predominancia de las ondas internas sobre las superficiales en las componentes vertical y horizontal del ruido medido en los sedimentos. Efectivamente, admitida i), la condición iv) equivale a  $S_s^H(f) \ll S_b^H(f)$  (dominancia de ondas internas en la componente horizontal). Análogamente, admitida ii), la condición iii) es  $S_s^V(f) \ll S_b^V(f)$  (preponderancia de las ondas internas en la componente vertical). Estas dos

desigualdades contienen afirmaciones sobre la composición del ruido ambiental que siguen en discusión aún en nuestros días (ver por ejemplo Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006a vs. Nakamura, 2007), si bien, cobran fuerza los argumentos en contra de su validez general (i. e. para *f* arbitraria).

### **II.2.2.2. Aplicabilidad y limitaciones del método**

Para poder aplicar el método de Nakamura, es necesario que la superficie del suelo esté compuesta por una capa de material blando sobre un semi-espacio o una capa más rígida. Este contraste de rigidez es esencial para que haya resonancia, lo que hace que el método del cociente H/V sea apropiado para el estudio de los suelos blandos, ya que éstos presentan grandes contrastes mecánicos con las capas subyacentes (o grandes diferencias en las velocidades de las ondas de cizalla), y por tanto se obtienen efectos de resonancia claramente identificables. De esta forma, el cociente espectral entre las componentes horizontales y verticales del movimiento presentará un pico de máxima amplitud para la frecuencia de resonancia (o frecuencia fundamental) del suelo (Delgado *et al.*, 2000a,b; Fäh, 2006).

Esta técnica permite una buena estimación de la frecuencia de resonancia del suelo en emplazamientos de geología sencilla, compuestos por una superposición de capas sedimentarias horizontales (tales como cuencas sedimentarias). Asimismo, permite conocer la morfología del basamento en las zonas donde se carece de esta información (Lermo y Chávez-García, 1993; Lachet y Bard, 1994; Ibs-von Seht y Wohlenberg, 1999; Delgado *et al.*, 2000a,b).

La amplitud correspondiente a la frecuencia fundamental indica el contraste entre las velocidades de cizalla del basamento y la capa sedimentaria, y proporciona información sobre los posibles efectos de resonancia producidos durante un terremoto. A mayor amplitud, mayor contraste de velocidades. Sin embargo, dicha amplitud no sólo depende del contraste de velocidades  $V_s$ , sino también de la distancia y la profundidad de la fuente. Por ello, las amplitudes H/V sólo indican cualitativamente los posibles efectos resonantes (Fäh, 2006).

Numerosos estudios avalan la fiabilidad de los resultados de esta técnica en cuanto a los valores de las frecuencias fundamentales del suelo. Sin embargo, la amplitud del cociente H/V no puede asociarse a las amplificaciones del suelo de forma fiable, lo que ha sido ya constatado en numerosas publicaciones, tanto estudios teóricos como experimentales (Lachet y Bard, 1994; Lermo y Chávez-García, 1994; Cid, 1998; Dimitriu *et al.*, 1998; Goula *et al.*, 1998; Le Brun *et al.*, 2001; Coral, 2002; Haghshenas *et al.*, 2008, por citar algunos). De todas formas, como la amplitud obtenida para la frecuencia fundamental suele ser más baja que la real, se asume al llevarse a cabo una medida, que la amplitud real nunca será más baja que la obtenida experimentalmente mediante esta técnica (Bard *et al.*, 2004).

Otra limitación propia de esta metodología, es que sólo proporciona el valor de una sola frecuencia fundamental. Además, esta técnica no ofrece demasiada información a frecuencias muy bajas ( $f < 0.5\text{Hz}$ ), correspondientes a estructuras sedimentarias de gran espesor (Lermo y Chávez-García, 1993; Lachet y Bard, 1994; Goula *et al.*, 1998). Por ello, suele recomendarse que los estudios de microzonación no estén solamente basados en el método de Nakamura, sino que los resultados se comparen con los obtenidos mediante otras técnicas de estudio de efecto de sitio, por ejemplo los métodos numéricos (Cid *et al.*, 2001).

Debe aclararse que el método del cociente espectral H/V no es la única técnica experimental para obtener las frecuencias fundamentales del suelo. Existe un método clásico de obtención de las razones espectrales suelo-roca (o método SSR, *Standard Spectral Ratio method*; Borcherdt, 1970), que consiste en tomar registros de sismos (o ruido sísmico) simultáneamente en el emplazamiento de estudio en suelo y en un emplazamiento de referencia en roca y compararlos entre sí. Este método se considera el más fiable para la estimación del efecto de sitio. Sin embargo, no es sencillo de utilizar en zonas urbanas, debido a los costes elevados en la instrumentación, el alto nivel de ruido, la larga duración de los experimentos (que puede ser de varios meses), etc. La técnica de Nakamura, por otro lado, es un buen método para evaluar las frecuencias de resonancia del suelo en zonas urbanas (que pueden variar mucho en distancias cortas), al ser un método rápido y sencillo que necesita solamente de una estación con tres componentes para registrar el ruido sísmico (Lachet y Bard, 1994; Le Brun *et al.*, 2001; Haghshenas *et al.*, 2008). De hecho es mejor aplicar este método en zonas urbanas que en rurales, ya que en estas últimas, aunque puedan existir influencias de fuentes de actividades urbanas, al estar habitualmente alejadas, no permiten que se obtengan buenos resultados (Bard *et al.*, 2004).

Un aspecto importante en lo que respecta a la curva HVSR en sí es que en emplazamientos con presencia de cambios estratigráficos bruscos, con grandes pendientes en profundidad, las curvas obtenidas suelen tener picos fundamentales anchos y pocos agudos, manifestando éstos las frecuencias fundamentales de las estructuras superficiales (cuencas sedimentarias) y de las profundas (lecho rocoso) (Bard *et al.*, 2004). Además, otra peculiaridad, es que la presencia de dos picos en una curva, denota dos grandes contrastes de impedancia ( $>4$ ), a distintas profundidades.

En los últimos años se han publicado los resultados del proyecto SESAME (*Site EffectS assessment using AMbiental Excitations*), llevado a cabo por varios equipos europeos entre 2001 y 2004, y cuyo objetivo era estudiar detenidamente la fiabilidad del método del cociente espectral H/V desde el punto de vista instrumental, numérico y teórico. La conclusión final del proyecto SESAME es que las medidas de ruido sísmico, siempre que se realicen, procesen y analicen con precaución, pueden aportar información útil, tanto cuantitativa como cualitativa (aunque limitada), sobre los efectos de amplificación y las condiciones del suelo. Su estudio se recomienda como una herramienta rápida y de bajo coste para estudios de efecto de sitio o microzonación (Bard, 2008; Chatelain *et al.*, 2008; Haghshenas *et al.*, 2008; Theodoulidis *et al.*, 2008).

En este trabajo se ha aplicado la técnica del cociente espectral H/V, siguiendo el procedimiento establecido por SESAME H/V User Guidelines (Bard *et al.*, 2004) e integrada en el programa computacional GEOPSY (Wathelet, 2002-2007), con el objetivo de obtener las curvas H/V y las frecuencias fundamentales del suelo.

### **II.2.2.3. Consideraciones sobre la composición del ruido ambiental**

A pesar de que ha sido objeto de numerosos estudios, actualmente sigue siendo un tema de controversia la composición del ruido (Cornou *et al.*, 2003; Parolai y Galiana-Merino, 2006; Galiana-Merino *et al.*, 2011b). Según Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006a), que analizó ruido sintético registrado en un array virtual, la composición de éste depende al menos de dos factores:

- 1) De la posición de las fuentes (lejanas o cercanas, superficiales o profundas). Bonnefoy *et al.* (2004) extrajeron las siguientes conclusiones referente a esto:



- Si la fuente es profunda, estando localizada bajo la cuenca sedimentaria, el pico H/V es debido a la resonancia de las ondas S.
- Si la fuente está dentro de la cuenca sedimentaria (fuente superficial) y está a una distancia considerable (lejana) con respecto al punto de medida, la curva H/V tiene dos picos. Uno es debido al modo fundamental de Rayleigh y a la resonancia de las ondas S, mientras que el otro se debe a las ondas internas o de cuerpo.
- Si la fuente está cercana y dentro de la cuenca sedimentaria, H/V muestra un pico debido a la elipticidad del modo fundamental de Rayleigh y a las ondas de volumen refractadas en el contacto entre la cuenca sedimentaria y el sustrato rocoso.

En la práctica, las fuentes superficiales y locales dominan con respecto a las profundas y lejanas, haciendo que los picos H/V generalmente se deban principalmente a la influencia de las ondas Rayleigh y no a la de las S. Esto no quiere decir que las ondas S no intervengan, sino que no son la causa principal.

	<b>Contraste de impedancia</b>	<b>Polarización horizontal del modo fundamental de Rayleigh</b>	<b>Fase de Airy del modo fundamental de Love</b>	<b>Resonancia de ondas S</b>
<b>Monocapa</b>	Débil	No	No	Sí
	Moderado	No	Sí	Sí
	Fuerte	Sí	Sí	Sí
<b>Multicapas</b>	Débil	No	No	Sí
	Moderado	Sí/No	Sí/No	Sí
	Fuerte	Sí	Sí	Sí

Tabla II.3. Síntesis acerca de las hipótesis del origen de pico H/V en función del contraste de impedancia y del tipo de modelo (Bonney, 2004).

- 2) De la estructura del sitio (del contraste de impedancia entre la posible capa sedimentaria y el basamento y de su frecuencia de resonancia). Si el contraste es débil (Tabla II.3), el pico H/V no coincide con la frecuencia de la fase de Airy de las ondas Love, por lo que se deberá únicamente a la resonancia de las ondas S. Si el modelo bicapa es de contraste moderado, la frecuencia de pico H/V no coincide con la de elipticidad, pero sí con la de las ondas Love; es decir, en este caso, el pico se debe a las ondas Love, y/o puede estar influenciado por la resonancia de las ondas S. Es decir, no hay una solución única para el origen del pico H/V (Bonney, 2004).

Según García Jerez (2010), atendiendo a lo expuesto, muchos estudios experimentales podrían estar en buena medida sesgados ya que la mayoría están realizados con estaciones situadas

en roca y relativamente protegidas del ruido urbano (de fuentes cercanas). Esta variabilidad en la composición podría ser la causa de la falta de consenso general.

### II.2.3. Técnicas array

En los últimos años se ha incrementado el uso del ruido ambiental en el campo de la ingeniería sísmica, para inferir el perfil de las velocidades de cizalla frente a la profundidad, en un sitio dado. La principal hipótesis que se debe asumir para poder emplear estos ambientes de vibración es que las ondas que predominan en tal campo de ondas son las superficiales (Richwalski *et al.*, 2007; Endrun *et al.*, 2010; Parolai *et al.*, 2010). Esta asunción es fundamental, ya que hay que tener en cuenta que en medios verticalmente heterogéneos, las ondas superficiales son dispersivas, es decir sus velocidades varían en función de la frecuencia, la cual a su vez va a controlar la profundidad de penetración (Aki and Richards, 2002). La dispersión como propiedad, va a permitir obtener la velocidad de las ondas de cizalla ( $V_s$ ) frente a la profundidad, a través de un proceso de inversión (Herrmann 1994, Wathelet *et al.* 2004).

Como consecuencia de que las propiedades de las fuentes que generan la excitación del suelo son generalmente desconocidas, la interpretación del ruido ambiental registrado se lleva a cabo generalmente en dos pasos.

En el primero, la velocidad de las ondas para una frecuencia dada, es derivada del procesamiento simultáneo de registros de movimiento del suelo en varias estaciones (array). La aproximación común usada para obtener la curva de dispersión de las ondas superficiales (generalmente expresada como slowness ( $1/\text{velocidad}$ ) frente a la frecuencia) de las señales recogidas sin filtrar, puede ser acometida mediante varias técnicas que se describen someramente a continuación.

La representación frecuencia-número de ondas ( $f-k$ ) (Capon, 1969; Lacoss *et al.*, 1969) permite la identificación de direcciones preferentes en las fuentes de ruido ambiente y también ayuda a distinguir entre los diferentes modos presentes en el campo de ondas. Dentro de esta técnica existen dos métodos: el beam-forming (BF) (Lacoss *et al.*, 1969) y el maximum-likelihood (ML) o high-resolution (HR) (Capon, 1969). El método ReMi, introducido por Louie (2001), es una versión extendida del primero, que permite mayor poder de resolución, aunque también conlleva un mayor esfuerzo computacional y es más sensible a errores en la medición (Capon, 1969; Asten y Henstridge, 1984; Okada, 2003; Parolai *et al.*, 2007). Este método ha mostrado la viabilidad del uso de equipos de reflexión/refracción sísmica para el registro de ruido ambiente en entornos urbanos.

La técnica SPAC (Aki 1957, Roberts and Asten 2004) es un método de auto-correlación espacial que asume que el campo de ondas está conformado por paquetes de ondas que llegan arbitrariamente al array desde cualquier dirección. Muchos estudios han sido desarrollados con este método (ej., Horike, 1985; Bettig *et al.*, 2001; Chávez- García *et al.*, 2005, 2006 y 2007; Clapgood y Asten, 2010). Una modificación de este método, la autocorrelación espacial extendida (ESAC), permite geometrías en array que difieren de la circular con estación central, requerida por el método original (Ohuri *et al.*, 2002; Parolai *et al.*, 2006 y 2007; D'Amico *et al.*, 2008). Con esta técnica se pueden analizar mayores profundidades utilizando el mismo tamaño de array, llegando a alcanzar incluso longitudes de onda de 10 a 20 veces mayores que la mayor distancia entre estaciones (Okada, 2003).

Estos métodos son particularmente apropiados para aplicaciones urbanas, ya que la curva de dispersión obtenida, posee una gran banda de frecuencias, gozando así de la ventaja de no requerir fuentes artificiales.

En el segundo paso, se invierte la curva de dispersión obtenida anteriormente, para obtener el perfil de Vs (y eventualmente el de la velocidad de las ondas P, Vp) frente a la profundidad, como en los métodos clásicos de fuentes-activas (Stokoe *et al.* 1989, Malagnini *et al.* 1995). Debido a la incertidumbre de los datos y a la no linealidad del problema, la solución a la inversión de la curva de dispersión no es única. Se han desarrollado diferentes metodologías, tales como: la inversión linealizada (Nolet, 1981; Tarantola, 1987), el recocido3 simulado “simulated annealing” (Kirkpatrick, 1983), los algoritmos genéticos (Sambridge y Drijkoningen, 1992; Yamanaka e Ishida, 1996) o el algoritmo de máxima vecindad “Neighborhood algorithm” (Sambridge, 1999), que permite la investigación del espacio paramétrico completo, y la introducción de información previa a través de un proceso racional. Entre los diferentes métodos, los tres últimos permiten un amplio rango de exploración analizando muchas opciones en paralelo con cada iteración, partiendo de los modelos que mejor se ajustan a los datos. Esto permite investigar el espacio global de parámetros (Vs, Vp, espesores de capas, densidad, etc.) con el fin de estimar los perfiles que proporcionan un menor error respecto a la curva de dispersión empírica. Por este motivo se han convertido en los métodos mayoritariamente utilizados por la comunidad sismológica, especialmente los dos últimos (Picozzi, 2005; Wathelet, 2005, 2008). Debido al número limitado de parámetros empleados en la inversión de las ondas superficiales, estas técnicas suponen una gran alternativa frente a los métodos linealizados.

Como en todos los métodos de ondas superficiales, la geometría obtenida es puramente unidimensional, lo que implica que estas técnicas no son apropiadas cuando existen fuertes variaciones laterales.

Inicialmente, la mayoría de investigaciones array se centraban en la caracterización de las ondas superficiales de tipo Rayleigh en su modo fundamental de vibración (Scherbaum *et al.*, 2003; Parolai *et al.*, 2007; Mundepe *et al.*, 2010), o incluyendo modos superiores para mejorar el proceso de inversión y obtención de los perfiles Vs (Xia *et al.*, 2003; Parolai *et al.*, 2006; Brooks *et al.*, 2009). Recientemente, muchos estudios también han extendido su análisis a las ondas Love, estimando su contribución al cálculo de la curva de dispersión (Tada *et al.*, 2009; García-Jerez *et al.*, 2010; Endrun *et al.*, 2010). Luego, es posible inferir una estructura de velocidades local o modelo de capas de terreno con distintas velocidades de onda S, a partir de la inversión de dicha curva de dispersión, obteniendo lo que se conoce como perfil de velocidades de onda S o Vs (Cornou *et al.*, 2003; Kind *et al.*, 2005).

Por otro lado, en el campo de las medidas en array, también se está investigando en torno al efecto de las diferentes configuraciones de las estaciones desplegadas, así como su posible optimización en términos de geometría y número de estaciones (Wathelet, 2005; Wathelet *et al.*, 2005 y 2008; Asten, 2006; Okada, 2006; Claprod y Asten, 2010). Así mismo, resulta igualmente interesante para la comunidad científica el estudio del método desde un punto de vista económico, porque en ocasiones no es fácil disponer de un número suficiente de estaciones de la frecuencia natural deseada. De ahí que se investigue sobre el propio efecto de los sensores en las medidas y se busquen soluciones para ampliar lo máximo posible el rango de frecuencias utilizables, en especial a bajas frecuencias (Strollo *et al.*, 2008a; Galiana-Merino *et al.*, 2011a).

### II.2.3.1. Método *f-k* convencional (CVFK)

El análisis frecuencia-número de onda o *f-k*, (Lacoss *et al.* 1969, Kvaerna and Ringdahl 1986) asume la existencia de ondas planas horizontales que viajan a través de un array de sensores extendido sobre una superficie. Considerando una onda con frecuencia  $f$ , una dirección de propagación y una velocidad (o su equivalente en  $k_x$  y  $k_y$  (números de ondas a lo largo de los ejes horizontales  $x$  e  $y$ , respectivamente)), los tiempos relativos de llegada son determinados en todos los sensores, recalculándose de esta forma las velocidades de fase según los tiempos de retraso. Así, el array de salida es obtenido a partir de la suma de las señales modificadas en el dominio de la frecuencia. Si efectivamente las ondas viajan con una dirección dada y con una velocidad, todas las contribuciones se apilarán constructivamente, obteniéndose un alto array de salida. Considerando que al array de salida dividido entre el poder espectral, se le llama semblanza (Lacoss *et al.* 1969, Asten and Henstridge 1984), la localización de los máximos de semblanza en el plano  $k_x$ - $k_y$ , proporciona una estimación de la velocidad y del azimut de las ondas que viajan a través del array (Figura II.2).

La velocidad correspondiente al máximo de semblanza se suele determinar entre unos límites, que dependerán del software que se haya implementado (GEOPSY en el caso que ocupa a esta Tesis). Para cada ventana de tiempo, un valor de la velocidad será calculado, erigiéndose así un histograma para cada banda de frecuencia.

Además, el método *f-k* permite la identificación de direcciones preferentes en las fuentes de ruido ambiente y también ayuda a distinguir entre los diferentes modos de vibración presentes en el campo de ondas. Su máxima capacidad de análisis en términos de longitud de onda ha sido empíricamente considerada como de dos a tres veces la máxima distancia entre estaciones (Okada, 2003; Parolai *et al.*, 2007).

Como se ha mencionado en el apartado anterior, dentro del método *f-k* existen dos variaciones fundamentales: el beam-forming (BF) (Lacoss *et al.*, 1969) y el maximum-likelihood (ML) o high-resolution (HR) (Capon, 1969). En este trabajo se ha utilizado la técnica BF implementada en el programa GEOPSY. Los límites teóricos de  $k$ ,  $k_{max}/2$  y  $k_{min}/4$  (Wathelet, 2005) han sido empleados para definir los parámetros de la malla de análisis ( $k_x$ ,  $k_y$ ).

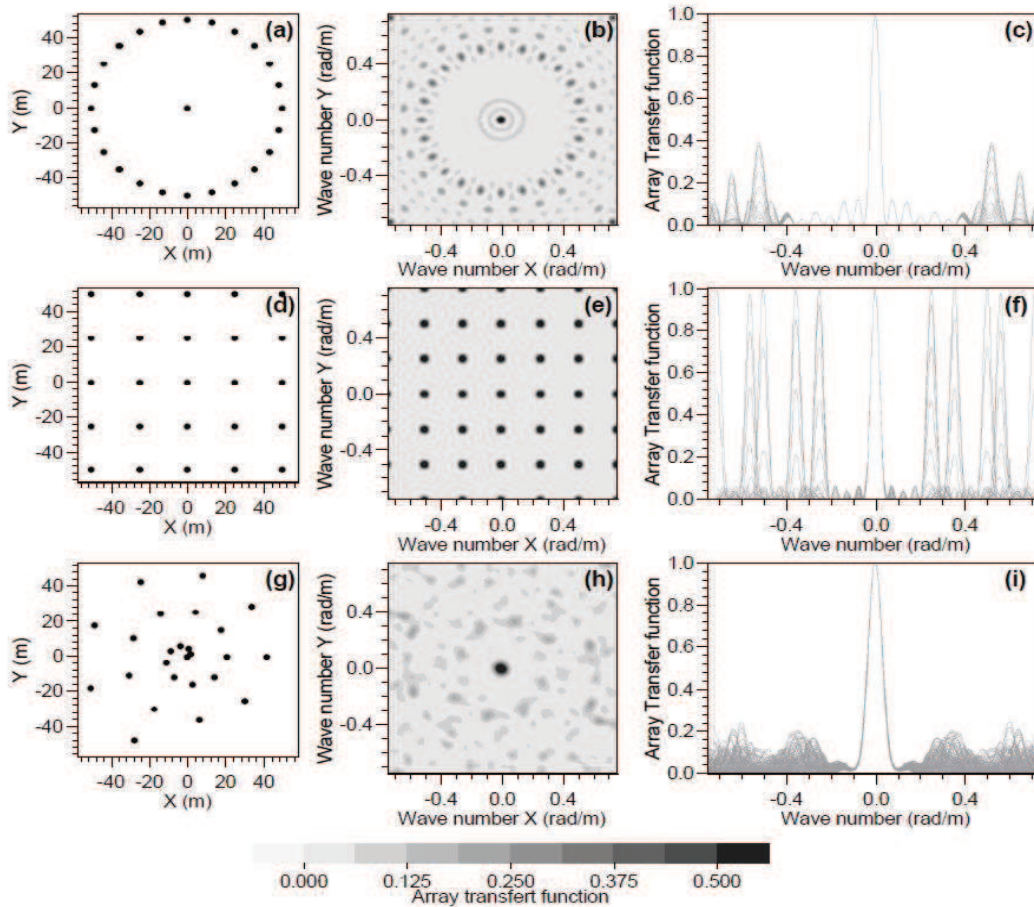


Figura II.2. Respuestas teóricas del array para 25 sensores. Geometrías del array: (a) círculo, (d) malla cartesiana, y (g) espiral. (b), (e) y (h) respuestas teóricas del array en el plano  $(k_x, k_y)$ . (e), (f) e (i) secciones a través de las respuestas teóricas del array para varios acimuts de propagación (628 valores entre 0 y  $2\pi$ ) (Wathelet, 2005).

### II.2.3.2. Algoritmos de inversión de neighbourhood

Sambridge (1999a) propuso este método basándose en la división del espacio paramétrico en celdas de Voronoi (que consiste en una única descomposición del espacio en  $n$  celdas, conformadas alrededor de  $n$  puntos  $p_i$ . La celda conformada alrededor del punto  $p_i$ , es definida por el conjunto de puntos que están más cercanos a  $p_i$  que cualquier otro punto  $p_j$  donde  $j \neq i$ ). Este método cuenta con la ventaja de que tiene sólo dos parámetros de ajuste y que además se auto-adapta en la búsqueda del espacio paramétrico. Su objetivo es el de muestrear (en una situación óptima) todas las regiones del espacio paramétrico, donde se ubiquen modelos con aceptables ajustes de los datos.

La descomposición de Voronoi del espacio paramétrico, es la base de una aproximación de la función de desajuste  $L$ , la cual es progresivamente refinada durante el proceso de inversión. Dicha aproximación se establece como constante dentro de cada celda, de forma que el valor del desajuste calculado en el punto central, afectará a la celda entera. En la Figura II.3 se muestra un espacio paramétrico bidimensional como ejemplo.

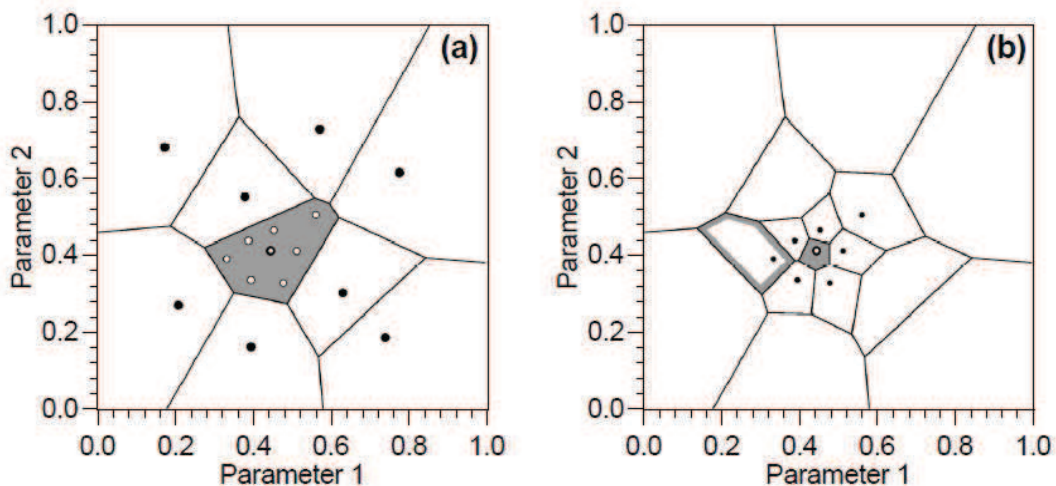


Figura II.3. Celdas de Voronoi para un espacio paramétrico bidimensional (Sambridge, 1999a).

La Figura II.3a es un ejemplo de un parámetro de dos dimensiones que muestra los modelos (puntos negros) y los límites de las celdas de Voronoi.  $n_{s0}$  modelos (=9, en este caso) se generan y la celda gris tiene el ajuste más bajo. En este ejemplo, se generan siete nuevos modelos en una celda ( $n_r=1$ , y  $n_s=7$ ). La Figura II.3b muestra la geometría de Voronoi tras la primera iteración. El tamaño de la celda original disminuye al aumentar la velocidad de muestreo. Si la celda con el contorno gris tiene el ajuste más bajo, la densidad de muestreo no disminuirá sistemáticamente después de cada iteración. Esta es una interesante característica de la geometría de Voronoi que permite al centro del muestreo saltar de un lugar a otro, siempre que mientras se vayan muestreando simultáneamente las regiones  $n_r$  más prometedoras.

El algoritmo de Neighbourhood requiere de los siguientes parámetros:

- $it_{max}$  es el número de iteraciones a llevar a cabo.
- $n_{s0}$  es el número de modelos escogidos al azar dentro del espacio paramétrico, al comienzo de la inversión.
- $n_s$  es el número de modelos a generar en cada iteración
- $n_r$  es el número de celdas mejores, es decir, las que poseen el desajuste más bajo. En esas celdas es donde los modelos  $n_s$  son generados.

El proceso de inversión se compone de las siguientes fases:

1. Un conjunto de  $n_{s0}$  modelos es generado al azar con una probabilidad uniforme en el espacio paramétrico.
2. La función de ajuste es calculada para los modelos más recientemente generados.
3. Los  $n_r$  modelos con los desajustes más bajos de todos los modelos generados hasta ahora, son seleccionados.

4. Se genera un promedio de nuevas muestras  $n_s/n_r$ , con una probabilidad uniforme en cada celda seleccionada.
5. Se añaden las nuevas muestras  $n_s$  al conjunto previo de modelos, y se vuelve a empezar de nuevo.

El algoritmo de Neighbourhood está implementado en el programa DINVER, integrado en el paquete computacional GEOPSY. Este programa es el que se va a emplear en este trabajo para la inversión de las curvas de dispersión.

#### **II.2.4. Inversión de las curvas H-V o HVSR**

Puesto que la técnica HVSR proporciona una aproximación del factor de amplificación del emplazamiento para las ondas S incidiendo verticalmente, el espectro H/V de ruido ambiente también puede ser empleado para estimar el perfil local  $V_s$ . Así, basándose en observaciones en array, Tokimatsu y Miyadera (1992) revelaron que las variaciones de las razones H/V de ruido ambiente con la frecuencia se corresponden con la elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh para el perfil  $V_s$  en el emplazamiento. Usando estas características, varios estudios han mostrado que la variación de espesor de las capas de sedimentos profundos se puede estimar conociendo los valores de  $V_s$  en las correspondientes capas, y haciendo que las frecuencias pico y valle del espectro H/V del modo fundamental de las ondas Rayleigh se ajusten con las correspondientes al ruido ambiente observado en el emplazamiento (ej. Yamanaka *et al.* 1994; Arai y Tokimatsu, 2004, 2005).

El programa referido en el apartado anterior, DINVER, ofrece la posibilidad de invertir las curvas H-V o HVSR, mediante su ajuste a curvas de elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh a través del algoritmo de neighbourhood y calculadas a partir de un espacio paramétrico propuesto para el emplazamiento de la medida llevada a cabo.

Más recientemente, varios estudios han demostrado que la inversión conjunta de las curvas de dispersión y H/V puede contribuir a mejorar considerablemente la estimación de los perfiles de velocidad, sobre todo en las capas más profundas (Parolai *et al.*, 2005; Picozzi *et al.*, 2005, 2007, Richwalski *et al.*, 2007).

### **II.3. EVALUACIÓN NUMÉRICA DEL EFECTO DE SITIO**

Cuando no es posible aplicar métodos experimentales de efectos sísmicos locales en un emplazamiento, en especial en regiones de sismicidad moderada, se suele recurrir a los métodos numéricos. En ellos, a partir de un acelerograma en roca y los parámetros característicos de las distintas columnas de suelo, se obtienen las funciones de transferencia entre dos capas cualesquiera de dicha columna, así como la amplificación del suelo en términos de intensidad.

Los métodos numéricos se han convertido en una importante herramienta para analizar los efectos locales del suelo, en especial porque sirven para simular el movimiento del suelo durante la ocurrencia de un terremoto con unas características determinadas, y por que se pueden realizar

estudios de la influencia de los distintos parámetros involucrados (frecuencia fundamental, amplificación, espectro de respuesta, etc.), sobre emplazamientos de topografía irregular, cuencas sedimentarias, etc.

En este tipo de simulaciones, según sea la geometría de los depósitos sedimentarios presentes en la zona a estudiar, 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 suelo. 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. En esta Tesis sólo se van a considerar métodos 1D.

### II.3.1. Simulación numérica 1D. Método lineal equivalente

En este estudio se ha empleado el programa **Deepsoil v5.1**, como técnica numérica de modelización de la propagación de ondas S en una columna vertical de suelo (modelo 1D) considerando un modelo de comportamiento del suelo denominado “lineal equivalente”.

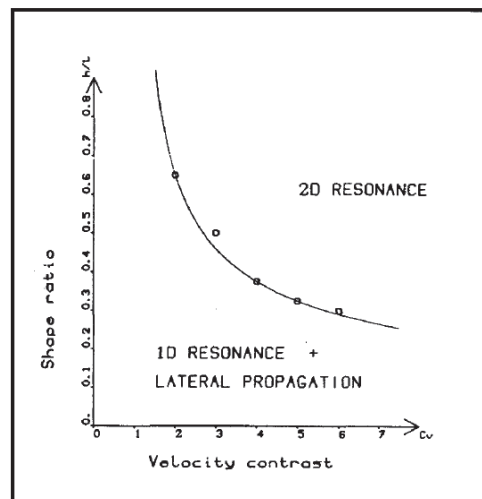


Figura II.4. Resonancia en valles: condiciones de resonancia unidimensional y bidimensional (según Bard y Bouchon, 1985)

Para este trabajo se ha descartado la aplicación de una simulación numérica bidimensional (2D), ya que la geometría de la cuenca de Málaga se corresponde con la de un valle muy amplio (ver capítulo 4), escasamente encajado y sin heterogeneidades de importancia en la distribución de los materiales. Las capas de mayor entidad que conforman la cuenca, son generalmente horizontales y de gran extensión lateral, con potencias que varían muy suavemente a lo largo de la extensión de la cuenca, tal como las formaciones cuaternarias que aumentan paulatinamente su espesor hacia el eje y desembocadura de los ríos Guadalmedina y Guadalhorce. Atendiendo a la Figura II.4 (Bard y Bouchon, 1985) y considerando una anchura media de 8 km y una potencia



media de 300 m de la cuenca de Málaga, lo que equivale a un factor de forma (Shape ratio) muy bajo, se justifica el empleo de modelos unidimensionales para este estudio.

El programa Deepsoil es especialmente válido para analizar columnas de suelo de gran espesor, más de 150 m, permitiendo llevar a cabo los cálculos mediante análisis no-lineales en el dominio del tiempo, o análisis lineales equivalentes en el dominio de la frecuencia. Para esta tesis se ha empleado el método lineal equivalente, el cual calcula la respuesta en un sistema unidimensional compuesto por capas homogéneas y viscoelásticas, de extensión horizontal infinita, que son sometidas a la propagación de un tren de ondas de cizalla en dirección vertical ascendente. Cada capa del sistema está definida por los valores propios del módulo de cizalla ( $G$ ), amortiguamiento ( $\beta$ ), densidad ( $\rho$ ) y espesor ( $h$ ).

En el Anexo I se incluye una descripción del programa Deepsoil.

## **CAPÍTULO III. MARCO SISMO-TECTÓNICO**



### III.1. MARCO GENERAL

La convergencia entre las placas litosféricas Africana y Euroasiática se produce a lo largo de una amplia franja con una anchura de varios cientos de kilómetros bajo un régimen de compresión de dirección NO-SE (Udías and Buforn, 1991), en el que la deformación se distribuye según un límite de placas difuso (Vegas, 1991). En concreto, en la región Ibero-Mogrebí, en el área Béticas-Mar de Alborán, el régimen de compresión es acompañado por un importante régimen distensivo de dirección ENE-OSO (Henares *et al.*, 2003; Stich *et al.*, 2006; Pérez Peña *et al.*, 2010), es decir, prácticamente perpendicular a la compresión. Estas direcciones de compresión y extensión varían localmente (Figura III.1), generando una banda de actividad sísmica difusa que pone de manifiesto un límite de placas con una estructura compleja (Buforn *et al.*, 1988 y 1995), y por ende, con una gran complejidad sismotectónica aún sin explicar completamente.

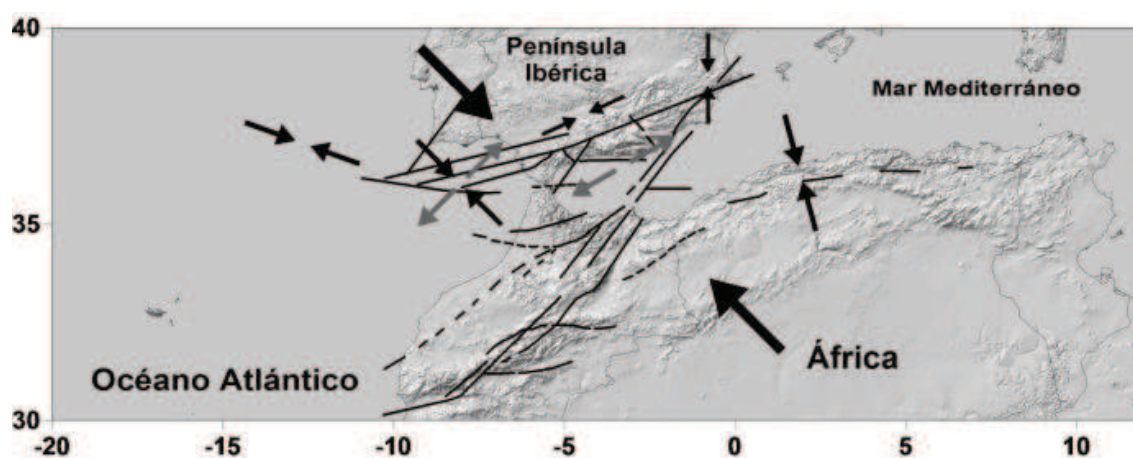


Figura III.1. Estado actual de esfuerzos en el área Ibero-Mogrebí (Henares *et al.*, 2013).

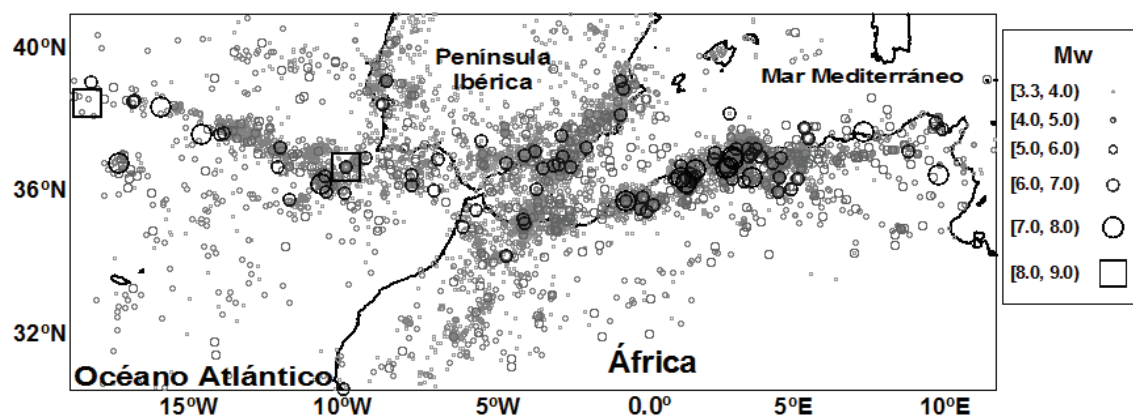


Figura III.2. Epicentros y magnitudes de los terremotos superficiales ( $h < 30$  km) (López Casado *et al.*, 2014).

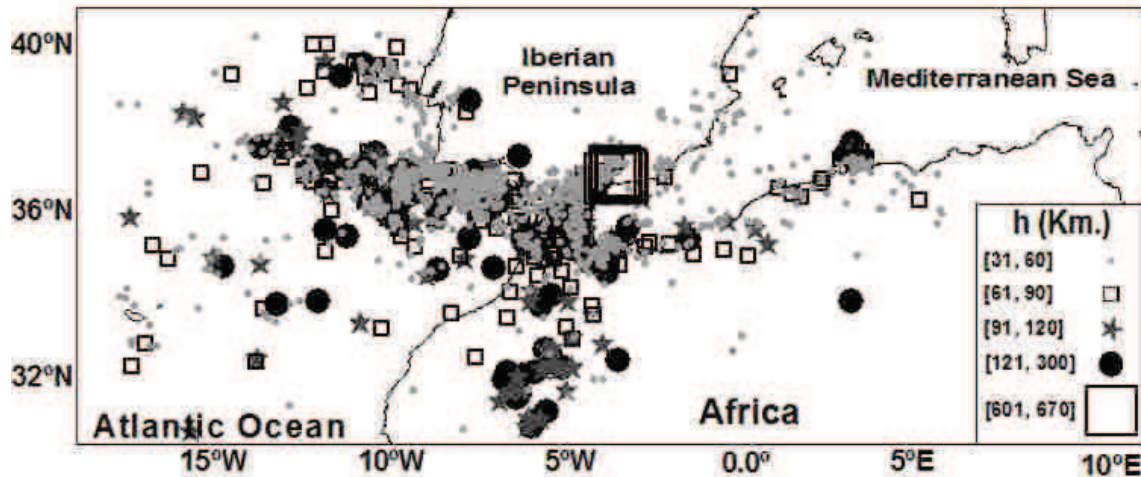


Figura III.3. Localización de los terremotos de profundidad intermedia ( $30 \text{ km} < h < 140 \text{ km}$ ) y muy profundos ( $h > 600 \text{ km}$ ) (López Casado *et al*, 2014).

Esta complejidad queda claramente reflejada en la fracturación y en la sismicidad de la zona (Figuras III.2 a III.4). Así, alineamientos de terremotos conectan con agrupaciones dispersas de otros, como sucede con la distribución de los epicentros de los terremotos superficiales ( $h < 30 \text{ km}$ ), bien alineados en los márgenes occidental y oriental y diseminados en la banda central delimitada entre los  $7^{\circ}\text{O}$  y  $2^{\circ}\text{O}$ . Así, el nítido límite de placas existente al oeste y al este del contacto Ibero-Mogrebí desaparece en su zona central. Algo similar ocurre con la magnitud de los terremotos. Al oeste y al este se producen los de gran magnitud, y en la parte central los de magnitud moderada. Además, como muestra la Figura III.3, en parte del oeste y sobre todo en el centro hay numerosos terremotos intermedios ( $30 \text{ km} < h < 140 \text{ km}$ ) y algunos muy profundos ( $h > 600 \text{ km}$ ).

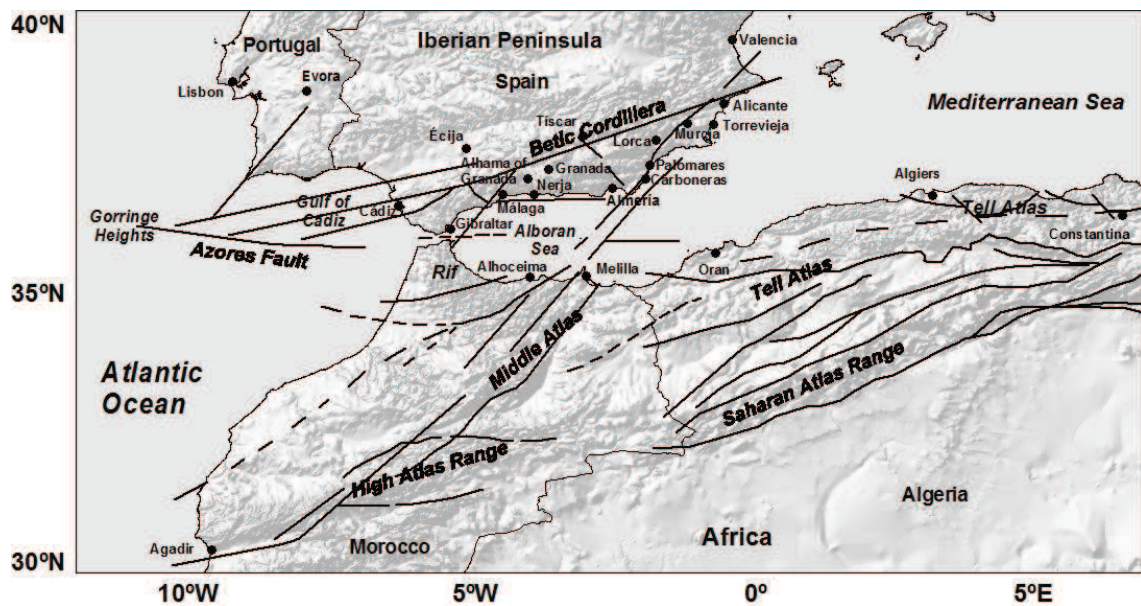


Figura III.4. Fracturación en el área Ibero-Mogrebí (López Casado *et al*, 2014).

Diversos autores (Klitgerd y Schouten, 1986; Bird, 2003; Gutscher, 2004, López Casado *et al.*, 2014) han presentado soluciones a la geometría de este complicado borde de placas para su zona central, pero aún no se ha encontrado ninguna totalmente satisfactoria. Lo mismo ha ocurrido con las hipótesis que han tratado de explicar su geodinámica (Sanz de Galdeano, 1990a,b; Vissers *et al.*, 1995; Seberet *et al.*, 1996; López Casado *et al.*, 2001; Gutscher *et al.*, 2002; Jolivet *et al.*, 2009; Pedrera *et al.*, 2011; Ruiz Constán *et al.*, 2011; Billi *et al.*, 2011). Por tanto, la controversia actual la podríamos centrar en la elección entre un límite continuo o discontinuo entre las placas y entre una subducción o la existencia de fallas litosféricas para explicar la sismicidad de profundidad intermedia.

### III.2. SISMICIDAD Y FRACTURACIÓN EN EL ÁREA IBERO-MOGREBÍ

Buform *et al.* (2004) dividieron el área Ibero-Mogrebí en tres zonas: la primera se extiende desde unos 12°W al oeste del Cabo de San Vicente hasta el Estrecho de Gibraltar (Zona A en la Figura III.5), el sur de España, Mar de Alborán y norte de Marruecos (Zona B) y por último el NE de Argelia (Zona C).

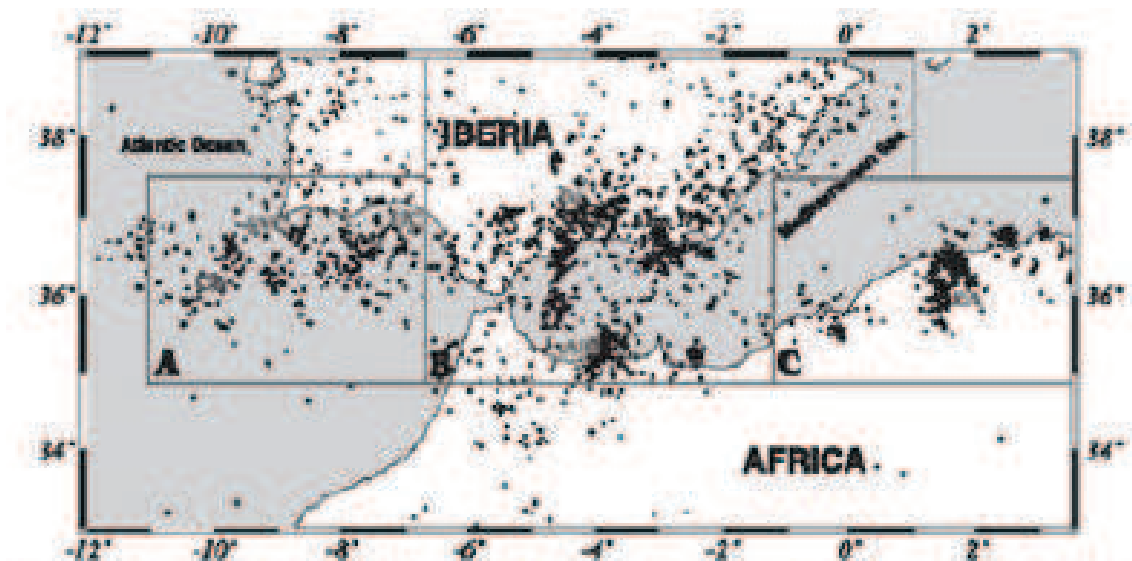


Figura III.5. Zonación del área Ibero-Mogrebí (Buform *et al.*, 2004)

Los terremotos de mayor magnitud se localizan en ambos extremos de la región, en las zonas A y C (Figura III.2). La zona A se caracteriza por la ocurrencia de grandes terremotos, espaciados por largos periodos de tiempo, como los sismos de 1969 ( $M_w = 7.8$ ) y 2007 ( $M_w = 6.1$ ), y suponiendo además, una de las hipotéticas localizaciones del foco del gran sismo de Lisboa de 1755 ( $M_w \sim 8.5$ ; Jhonston, 1996; Martínez Solares, 2001). En el extremo oriental de la región, zona C, ocurren terremotos con mayor frecuencia y menor magnitud, no superando valores de 7.0,

como es el caso de los sismos de El Asnam (10-10-1980,  $M_w = 7.1$ ), y Boumerdes (21-05-2003,  $M_w = 7.1$ ).

La zona B es la más compleja. Se caracteriza por una menor actividad sísmica, tanto en el número como en la magnitud de los terremotos. La excepción la constituye la región de Alhucemas (norte de Marruecos), que a partir de 1994 ha experimentado un aumento importante en la actividad sísmica con la ocurrencia de dos terremotos de magnitud moderada: el 26-05-1994 ( $M_w = 5.8$ ) y el 24-02-2004 ( $M_w = 6.2$ ). En el sur de la Península Ibérica en los últimos 50 años no ha habido ningún terremoto de magnitud superior a 5.5, si bien en los últimos años algunos terremotos de magnitud pequeña han causado importantes daños y generado una notable alarma social, como es el caso de los sismos de Mula (1999,  $M_w = 5.1$ ), Bullas (2005,  $M_w = 4.5$ ), e incluso ocasionando víctimas y heridos, como en el caso del terremoto de Lorca (2011,  $M_w = 5.1$ ). Como terremotos históricos en esta zona, se pueden destacar los de 1680 de Málaga ( $M_w \sim 6.8$ ; Martínez Solares y Mezcuá, 2002), y 1884 (Arenas del Rey) ( $M_w \sim 6.5$ ; Udías y Muñoz, 1979).

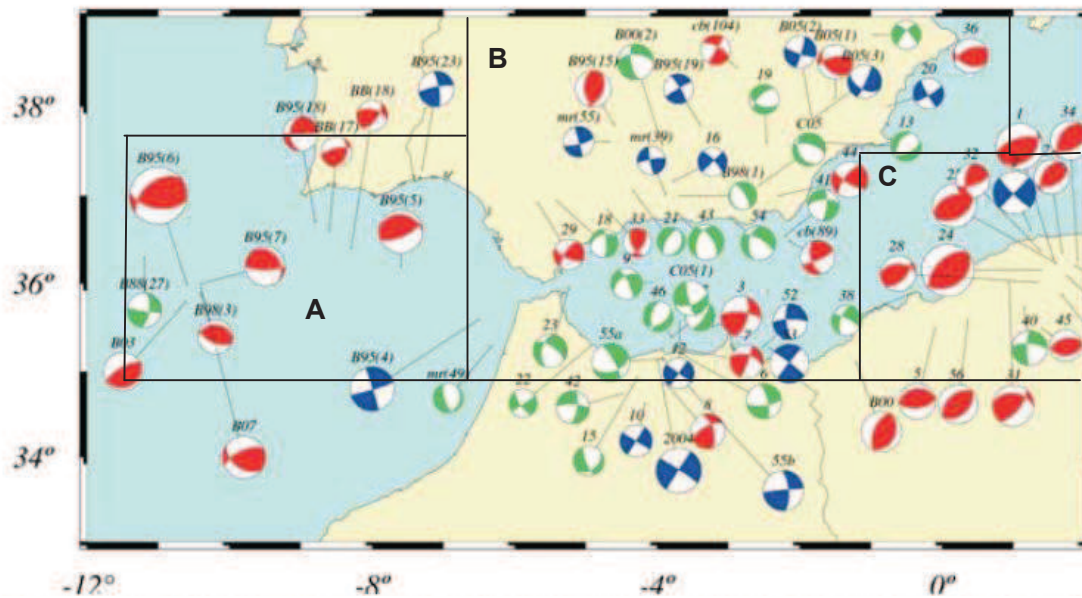


Figura III.6. Mecanismo focal de terremotos superficiales. En rojo se han representado los mecanismos de falla inversa, verde los de falla normal y azul los de falla de salto en dirección (Buforn E. y Udías A., 2007).

La Figura III.6 presenta mecanismos focales calculados para terremotos en la zona analizada. Se observa que los mecanismos predominantes en las zonas A y C corresponden a soluciones de falla inversa con eje de presión horizontal orientado en dirección NNW-SSE. El epicentro del terremoto de Lisboa de 1755, según Martínez Solares (2001), se localizaría en la zona definida como A, estimándose que su mecanismo fue también de falla inversa.

Con respecto a la zona B, aunque hay algunas soluciones de falla de salto en dirección, éstas son compatibles con el régimen de esfuerzos indicado. En el norte de Marruecos existen soluciones de falla de salto en dirección y normales con componente de salto en dirección, con tan solo un terremoto con mecanismo de falla inversa. Sin embargo, los terremotos de mayor magnitud (Alhucemas 1994 y 2004,  $M_w = 5.8$  y  $6.2$ ) presentan mecanismos de falla de salto en dirección con

eje de presión y tensión horizontales y orientadas en dirección NNW-SSE y ENE-WSW, respectivamente.

En el mar de Alborán y costa sur de España existe un predominio de los mecanismos de falla normal con eje de tensión horizontal orientado en dirección E-W. A medida que nos adentramos en la Península hay un cambio en los mecanismos focales y comienzan a encontrarse soluciones de salto en dirección puro y con componente inversa. No obstante, todos estos mecanismos corresponden a terremotos de magnitud igual o inferior a 5.0.

En la Figura III.7 se presentan las soluciones de mecanismos focales correspondientes a terremotos de foco intermedio a profundo ( $H > 30$  km) en la zona de Granada-Málaga. Los mecanismos de los terremotos intermedios presentan movimientos que corresponden a fallas inversas con eje de tensión vertical para los terremotos con epicentro en el mar al oeste de  $4.5^{\circ}W$  de longitud, mientras que se observa un cambio en el mecanismo en los terremotos localizados al este de  $4.5^{\circ}W$ , con movimientos asimilables a fallas normales y eje de presión vertical.

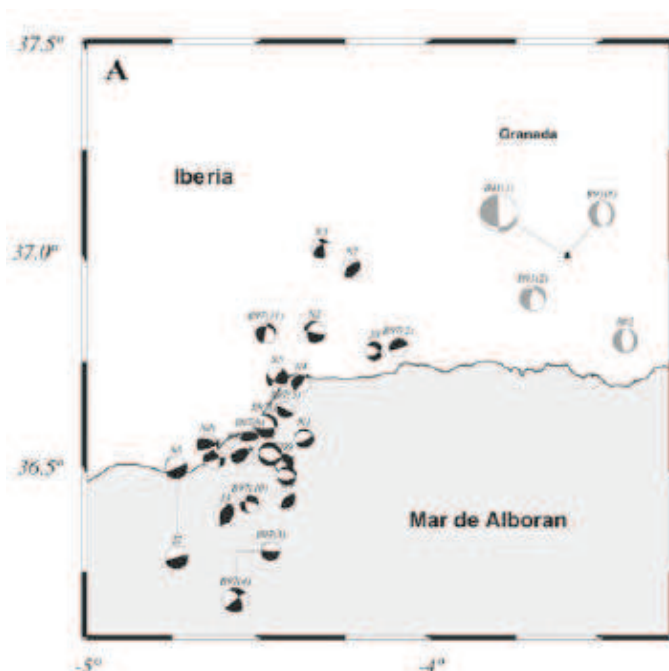


Figura III.7. Mecanismo focal de terremotos de profundidad intermedia ( $50 < h < 150$  km) en negro y profundos ( $h \approx 650$  km) en gris (Bufoñ E. y Udías A., 2007).

### III.2.1. Sismicidad en el entorno de la ciudad de Málaga

En época histórica, el terremoto más importante localizado en esta zona es el de 09/10/1680, con intensidad máxima de grado IX-X, uno de los terremotos más importantes acaecidos en la Cordillera Bética. Sus efectos, en especial en la provincia de Málaga, han sido muy bien estudiados por diferentes autores (Muñoz y Udías, 1988, 1991; Goded, 2006; Goded *et al.*, 2008; Goded, 2010), incluyendo además sus implicaciones sociales (Vincent, 1986). En la ciudad de Málaga, este terremoto destruyó el 20% de las casas y dejó otro 30% inhabitable. Por ocurrir en época histórica, este terremoto no tiene una localización precisa (Figura III.8). Muñoz y Udías



(1988) localizaron el hipocentro de este sismo al Sur de Alhaurín el Grande (36.7°N, 4.7°W) (Fig. III.8), a una profundidad de 50 km, muy cercano a la falla de Álora, de dirección NNO-SSE y situada al este del municipio mencionado. Estos autores le asignaron a este terremoto una magnitud de 7,0 y un momento sísmico de  $10^{19}$ Nm. Posteriormente, Martínez Solares y Mezcuca (2002), propusieron su emplazamiento en los Montes de Málaga, al E de Álora (36°48'N, 4°36'W) (Fig. III.8), muy cercano a la falla de dirección descrita anteriormente, asignándole una magnitud de 6.8 (Mw), pero sin definir su profundidad. Ambas localizaciones epicentrales se sitúan tierra adentro.

Sin embargo, este terremoto pudo llevar asociado un tsunami, lo que situaría el epicentro en el mar, como queda registrado en el Catálogo de Tsunamis del IGN. En dicho catálogo, se incluye un informe en el que se describen olas de 5 m en el puerto de Málaga, asignándole un alto grado de fiabilidad a la ocurrencia del fenómeno. El proyecto FAUST (2008), tomando los datos que aparecen en Stucchi *et al.* (2001), sitúa también este terremoto en el mar, a unos 20 km al Este de Fuengirola y a unos 25 km al Sur de Málaga con un error de localización de 6,3 km de radio, asignándole una magnitud de 6,0. Las coordenadas de esta localización coinciden exactamente con las dadas para el evento tsunamigénico del Catálogo de Tsunamis del IGN (Fig. III.8), y parecería estar asociada a las fallas descritas en el mar de Alborán.

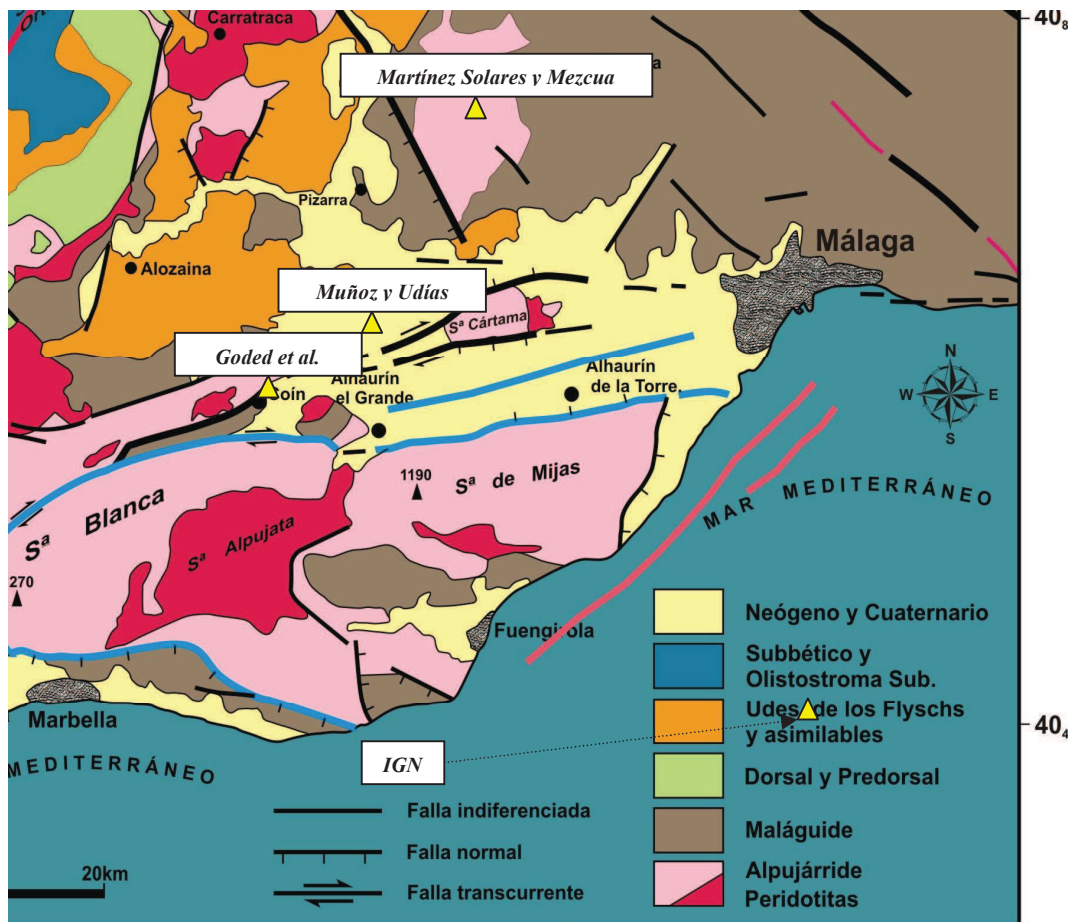


Figura III.8. Cartografía con las fallas más destacables en el sector Marbella- Málaga (Sanz de Galdeano y Peláez, 2011). Los triángulos amarillos indican los epicentros propuestos para el terremoto de 1680.

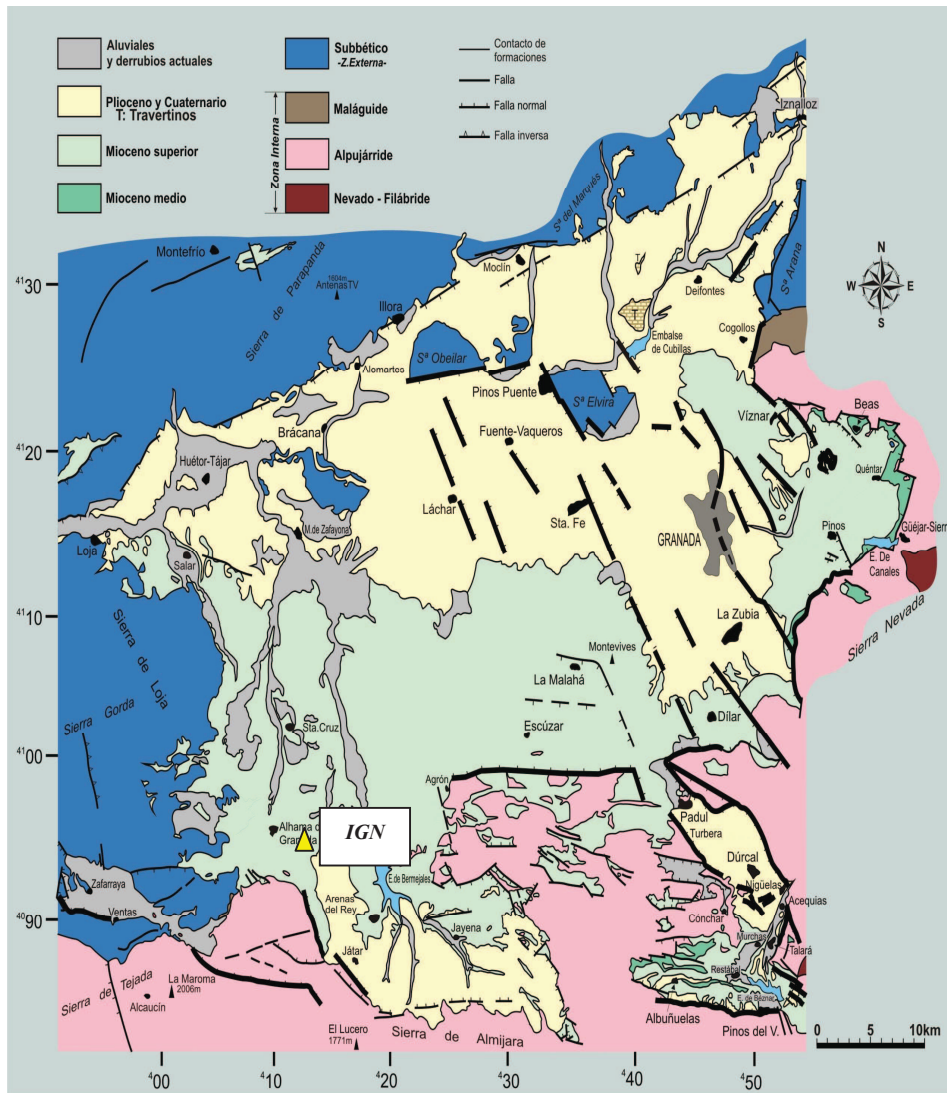


Figura III.9. Cartografía con las fallas más destacables en la cuenca de Granada (Sanz de Galdeano y Peláez, 2011). El triángulo amarillo indica el epicentro propuesto por el IGN para el terremoto de 1884.

Atendiendo a la distribución de daños propiciada por este terremoto, Goded *et al* (2008), dedujeron que su hipocentro estaba localizado al SW de Málaga ( $36.66^{\circ}\text{N}$ ,  $4.77^{\circ}\text{W}$ ) (Fig. III.8) con una profundidad entre 40 y 50 km, muy cercano al propuesto por Muñoz y Udías (1988) y por lo tanto asociado a las fallas existentes en el entorno de Álora.

Aparte del terremoto de 1680, el de Arenas del Rey de 1884 es uno de los tres terremotos más destructivos de la cordillera bética, junto con el de Torreveja de 1829, todos ellos sentidos con intensidad IX-X (Martínez Solares y Mezcuca, 2002). Entre las provincias de Granada y Málaga destruyó unas 4400 casas, generó diferentes daños en otras 13000, y produjo del orden de 840 muertes (Martínez Solares, 2003). Se observaron múltiples efectos en el terreno, como desprendimientos, grietas, licuefacción y cambios en manantiales (Muñoz y Udías, 1980; López Casado *et al.*, 1992). Mezcuca *et al.* (2004), a partir de las intensidades sentidas en las diferentes poblaciones, le asignan una magnitud macrosísmica de  $6.5 M_W$ . Su localización parece estar asociada a la falla del norte de Sierra Tejeda (Sanz de Galdeano, 1985; Peláez *et al.*, 2003; Sanz de Galdeano *et al.*, 2003, emplazada en el borde occidental de la cuenca de Granada (Fig. III.9), coincidiendo la zona Oeste de la zona de cizalla con el contacto entre las Zonas Internas y

Externas, separadas mediante un pinzamiento del Flysch, y en la zona Este con el contacto entre las zonas Internas y las cuencas Neógenas al Norte. Evidencias de naturaleza paleosísmica constatan aún más su vinculación a la falla citada (Reicherter *et al.*, 2003).

### III.3. DESAGREGACIÓN DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA PARA LA CIUDAD DE MÁLAGA

Peláez (2000) realizó un estudio de desagregación para ciertas localizaciones de la Península Ibérica, entre ellas la ciudad de Málaga. Este tipo de análisis consiste en separar la contribución de diferentes fuentes sísmicas, situadas a diversas distancias y cada una caracterizada por un patrón propio de sismicidad, a la peligrosidad sísmica del emplazamiento. Contando con esta información es posible identificar qué terremotos o focos sísmicos son los que más contribuyen en la peligrosidad del emplazamiento en cuestión (la ciudad de Málaga en este caso) y con cuánto contribuyen a ésta; a partir de este resultado puede obtenerse el llamado terremoto de control o terremoto característico para esta localización. Las gráficas de la Figura III.10 muestran los resultados del análisis de desagregación realizado por este autor para la ciudad de Málaga.

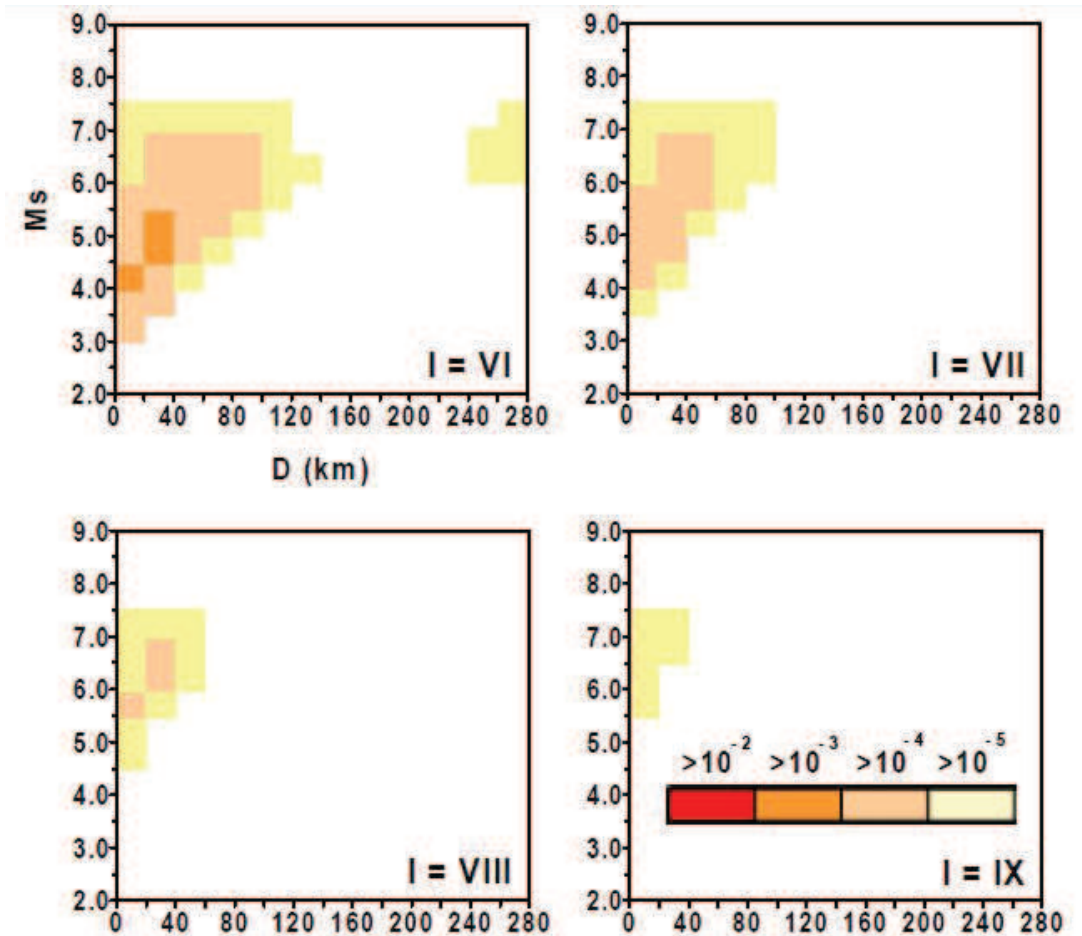


Figura III.10. Desagregación de la peligrosidad en distancia y magnitud (probabilidad anual de excedencia con la que contribuye la celda ( $\Delta D, \Delta M_s$ )), para las intensidades VI, VII, VIII y IX, en la ciudad de Málaga (Peláez, 2000).

Según Peláez (2000), para las intensidades VIII y IX contribuye prioritariamente el foco sísmico de Alhaurín el Grande (fuente del terremoto de 09/10/1680), aunque en el rango entre los 40 y 60 km de distancia, en el caso de la intensidad VIII, puede observarse una cierta contribución del foco sísmico de Arenas del Rey (terremoto de 25/12/1884).

Para las intensidades VI y VII siguen contribuyendo, en este caso de forma primordial, estos dos focos sísmicos citados anteriormente para magnitudes por encima de 5.5. También se observa cómo contribuyen por encima de la magnitud 5.5, aunque de forma menos significativa, distintos focos sísmicos en el rango de distancias entre los 60 y 120 km. Se pueden citar los focos de Atarfe (terremoto de 24/04/1431), Carmona (terremoto de 05/04/1504) y Adra (terremoto de 16/06/1910).

Además, Peláez (2000) presentó en su trabajo los valores de la distancia y magnitud que más significativamente contribuyen a la peligrosidad en la ciudad de Málaga, dado un determinado nivel de movimiento del suelo; es lo que Bernreuter (1992) denomina terremoto de control (*controlling earthquake*) o McGuire (1995) terremoto de diseño (*design earthquake*). Se incluye en la Tabla III.1 el valor de la probabilidad anual de excedencia de la intensidad dada en la localización ( $P_{total}$ ) y, los valores del terremoto de control, utilizando los criterios de moda y media; en el caso de la moda se indica con cuánta probabilidad anual ( $P_{máxima}$ ) contribuye dicha celda ( $_D, _MS$ ).

I	$P_{total}$	Moda			Valor medio	
		$P_{máxima}$	$\Delta D$	$\Delta M_S$	D (km)	$M_S$
VI	0.0145	0.0019	20-40	4.5-5	40.8	5.2
VII	0.0033	0.0004	0-20	4.5-5	29.6	5.7
VIII	0.0008	0.0001	0-20	5.5-6	23.6	6.2
IX	0.0002	0.0000	0-20	6-6.5	18.2	6.6

Tabla III.1. Terremoto de control para la ciudad de Málaga (moda/máximo y media) (Peláez, 2000).

#### III.4. FUENTES SÍSMICAS Y TERREMOTOS DE CONTROL EN EL ENTORNO DE LA CIUDAD DE MÁLAGA

Teniendo presente que los sismos de Málaga en 1680 y de Arenas del Rey en 1884, son los más recientes en el entorno de la capital malagueña con efectos dañinos, se van a considerar para el estudio, dos localizaciones hipocentrales para el terremoto de Málaga, una en el Mar de Alborán y otra en la misma ciudad, y una fuente para el de Arenas del Rey, localizada en el emplazamiento propuesto por el IGN.

En el caso del terremoto de 1680 se ha optado por la localización del Mar de Alborán, como consecuencia de la presencia de fallas con evidencias de sismicidad asociada, y de la circunstancia de que varios autores coinciden en emplazar el hipocentro del sismo en dicho entorno (Proyecto Faust, 2008, IGN). También se ha elegido el emplazamiento en la ciudad de Málaga para tal sismo, ya que el reciente terremoto de Lorca de 2011, ha puesto de manifiesto la importancia de emplazar terremotos de control superficiales, muy próximos o en la misma área que se va a considerar como escenario sísmico.

Además se han seleccionado tres de los terremotos históricos focalizados en la Región Ibero-Magrebí con repercusiones más dañinas, y representativos de las zonas en que se ha sectorizado en el Capítulo III.2 dicha región (Zonas A, B y C), con el objetivo de estimar el efecto de sitio en la cuenca de Málaga, y las posibles consecuencias en el escenario actual de la ciudad. Dichos sismos son el de Lisboa en 1755 (Zona A), el de El-Asnam en 1980 (Argelia) (Zona C), y el de Alhucemas en 2004 (Marruecos) (Zona B). En la Tabla III.2 se recogen los parámetros sísmicos de estos eventos (IGN, 2013).

Sismo	$M_w$	Mecanismo de falla	Profundidad hipocentro (km)	Coordenadas del epicentro
Lisboa, 1755*	8.5-9	Inversa	20-40	36° 30' N 10° 00' W
El-Asnam, 1980	7.3	Inversa	15	36° 20' N 01° 50' W
Alhucemas, 2004	6.5	Salto en dirección	10	35° 24' N 03° 96' W

Tabla III.2. Parámetros sísmicos de los terremotos de Lisboa de 1755, El-Asnam de 1980 y Alhucemas de 2004. (\* Parámetros propuestos por Martínez Solares, 2001)

Considerando la información recopilada para los terremotos de 1680 y 1884, así como las características de las localizaciones seleccionadas, se ha establecido un criterio de búsqueda de los acelerogramas correspondientes en función de la magnitud ( $M_w$ ), geología local, profundidad del hipocentro y distancia al epicentro, de forma que los rangos planteados para cada parámetro sean compatibles con las desagregaciones para la ciudad de Málaga definidas por Peláez (2000), y sin considerar el mecanismo de la falla, debido a la incertidumbre existente al respecto.

Además de estos eventos, se han tenido en cuenta los eventos reflejados en la Tabla III.2. Para ellos se ha establecido el mismo criterio de búsqueda, considerando la información que se dispone de ellos y además el mecanismo de falla, excepto para el terremoto de Alhucemas, ya que

se cuenta con un registro del mismo, procedente de la estación sísmica de Málaga, suministrado por el IGN.

En la Tabla III.3 se muestran los criterios de búsqueda para los terremotos de Arenas del Rey de 1884 y de Málaga de 1680. Los seis acelerogramas de los terremotos seleccionados se muestran en la Figura III.11.

<b>Sismo</b>		<b>M<sub>w</sub></b>	<b>Geología local</b>	<b>Profundidad hipocentro (km)</b>	<b>Distancia al epicentro (km)</b>
Arenas del Rey, 1884		6.2-7.2	Roca	7-29	45-65
Málaga, 1680	Málaga	5.4-5.6	Roca	0-10	0-10
	Mar de Alborán	5.4-5.6	Roca	40-80	20-50

Tabla III.3.- Criterios de búsqueda necesarios para la selección de los terremotos de Arenas del Rey de 1884 y de Málaga de 1680.

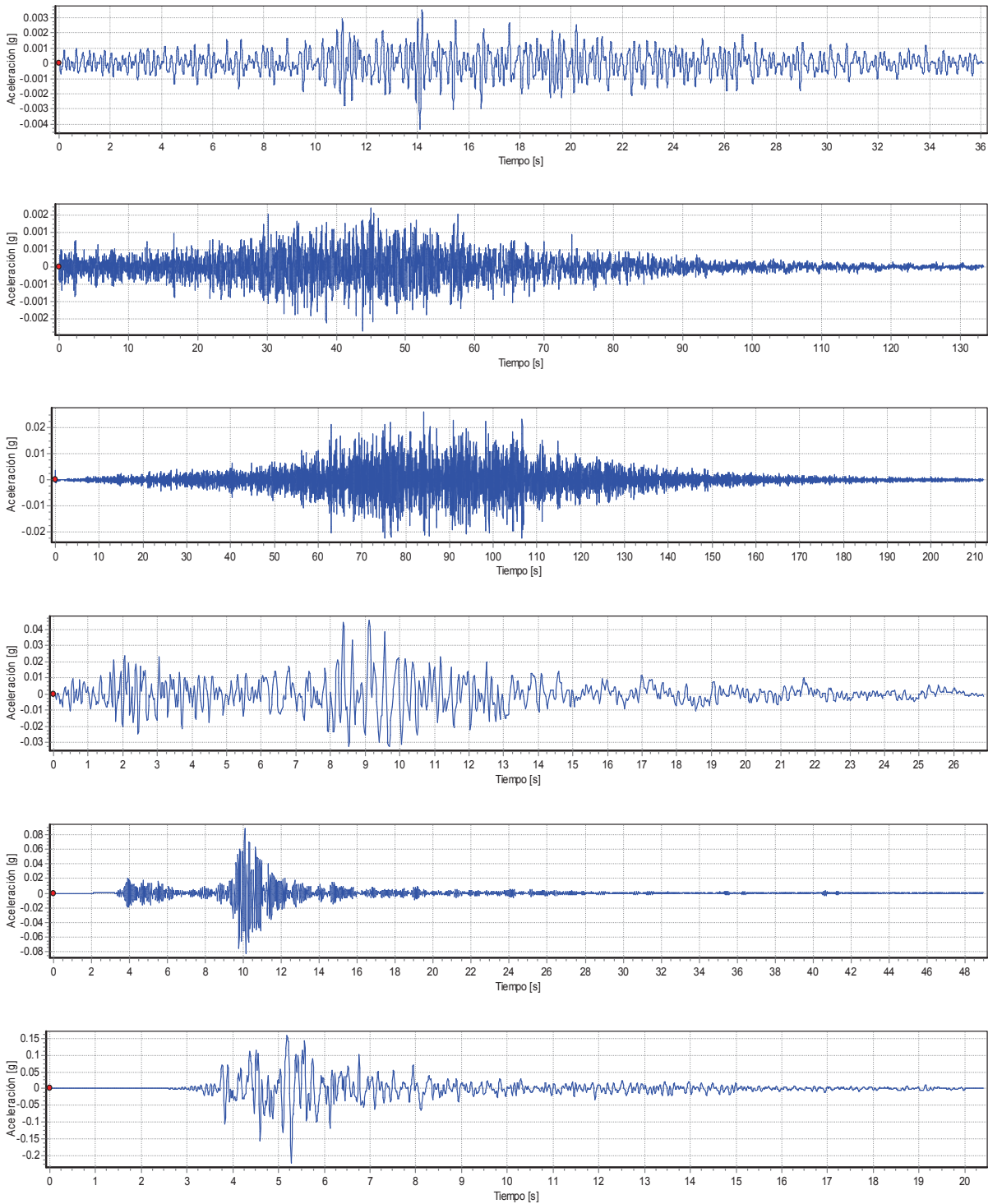


Figura III.11. Acelerogramas escogidos (componente x). De arriba abajo: Alhucemas (2004), El Asnam (1980), Lisboa (1755), Arenas del Rey (1884), Málaga (1680) con fuente en Mar de Alborán, Málaga (1680) con fuente en la ciudad de Málaga.

## **CAPÍTULO IV. MARCO GEOLÓGICO-GEOTÉCNICO DE LA CIUDAD DE MÁLAGA**





## IV.1. INTRODUCCIÓN

La provincia de Málaga se sitúa en el extremo occidental de la Cordillera Bética. Ésta queda configurada por tres grandes dominios: el margen continental sudibérico o Zonas Externas, el surco turbidítico del Campo de Gibraltar, y el dominio cortical de Alborán o Zonas Internas (Fontboté y Vera, 1983; Sánchez Gómez, 1997; Alonso-Chaves *et al.*, 2004).

El dominio del margen continental sudibérico está constituido por dos subdominios tectonopaleogeográficos: el Prebético y el Subbético. Corresponden a depósitos acumulados en el paleomargen continental del Macizo Hespérico. En la provincia de Málaga sólo afloran materiales del Subbético.

El dominio del surco turbidítico del Campo de Gibraltar, o Complejo del Campo de Gibraltar está formado eminentemente por materiales de naturaleza flyschoides. Ocupan y cubren las zonas de contacto entre los dominios del margen sudibérico y el de Alborán. En la provincia afloran en cuatro áreas: por la costa al Oeste de San Pedro de Alcántara, por los valles de los ríos Guadiaro y Genal, por el valle del río Guadalhorce y por el corredor de Colmenar.

El dominio cortical de Alborán lo constituyen tres complejos tectónicos con estructuras de mantos de cabalgamiento. De menor a mayor posición estructural, estos complejos se denominan: Nevado-Filábride, sin representación en la provincia de Málaga, Alpujárride y Maláguide, éstos dos ocupando grandes áreas en la provincia. El Complejo de Mantos Alpujárrides corresponde a un zócalo pretriásico formado por rocas metamórficas intensamente recrystalizadas y por peridotitas. Los Mantos Maláguides están constituidos por un zócalo paleozoico sobre el que reposa discordante un permotrías detrítico y una delgada cobertera sedimentaria mesozoica.

Finalmente, existe un conjunto de cuencas intramontañosas (p.e. Granada, Guadix-Baza, etc.), que están rellenas por materiales postorogénicos (Mioceno superior a actuales).

En el Término Municipal de Málaga afloran materiales pertenecientes al Complejo Maláguide (ocupan la mitad Este y Norte de la mitad Oeste del término municipal), materiales cuaternarios (se extienden a lo largo de la línea de costa, en los márgenes de los ríos y arroyos, principalmente en los ríos Guadalhorce y Guadalmedina, y además al pie de ciertas colinas), materiales postorogénicos pliocenos (dispuestos entre el cuaternario y los relieves maláguides y alpujárrides), a la Formación San Antón (Sur del Cerro de San Antón) y en muy poca proporción al Complejo Alpujárride (únicamente se presentan en el extremo Suroccidental del término, concretamente en la Sierra de Mijas) (Figura I.4).

## IV.2. GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE MÁLAGA

Nogués Herrero y, Clavero y Ramos (2005) elaboraron una cartografía geológica del Término Municipal de Málaga, a escala 1:5.000, que integraba toda la información geológica disponible hasta el momento. Dicha cartografía de detalle se incluye en el Anexo II, junto a una columna estratigráfica sintética, y constituye la base geológica utilizada en la presente Tesis. A continuación se realiza una breve descripción de las unidades y materiales recogidos en dicha cartografía.

#### **IV.2.1. Complejo Maláguide (M)**

Los materiales del Maláguide afloran extensamente en la provincia de Málaga, principalmente en los Montes de Málaga y zona Suroeste de la Axarquía, a lo largo de una banda continua paralela a la costa desde Benalmádena hasta Estepona y de forma segmentada a lo largo del valle del río Genal.

A grandes rasgos, la sucesión Maláguide se pueden separar en dos formaciones estratigráficas de características muy diferenciadas, denominadas como Conjunto Superior y Conjunto Inferior (dispuesto discordantemente bajo el Superior). El Conjunto Inferior posee metamorfismo regional débil (principalmente de naturaleza filítica), datándose las secuencias más altas como de edad paleozoica. En cambio, el Conjunto Superior, también denominado como Cobertera Maláguide, carece de metamorfismo alguno, con edades comprendidas entre el Permotrias y el Eoceno

El T.M. de Málaga es el área donde más desarrollada y completa se encuentra la serie Maláguide, aunque no todos los tramos están representados, ya que algunos de éstos se han laminado (especialmente en la cobertera permo-mesozoica) como consecuencia de una intensa tectónica de escamación.

Además de los conjuntos anteriores se reconoce otra formación independiente pero también perteneciente al Complejo Maláguide, denominada como Formación Almogía.

A continuación se describen todas las litologías que integran el Maláguide en el T.M. de Málaga.

##### ***IV.2.1.1. Conjunto inferior (MI)***

- Filitas, grauwas y calizas (MIS)

Reconocidas en el T.M. de Málaga, mayormente como filitas y grauwas con intercalaciones de niveles dolomíticos grises oscuros y de venas blancas de caliza. Apenas se perciben estructuras sedimentarias, exceptuando a las grauwas donde se reconocen laminación horizontal. La edad de esta formación corresponde al silúrico y su potencia mínima supera los 400 m.

Se presentan en extensos afloramientos por todo el Norte del T.M. de Málaga, destacando el que sustenta el castillo de Gibralfaro.

- Grauwas, filitas, liditas y conglomerados poligénicos (MIC<sub>F</sub>, MIC<sub>L</sub>, MIC<sub>C</sub>).

Esta formación se dispone sobre la anteriormente descrita, mediante contacto tectónico. Se distinguen las siguientes litologías:

- Filitas en tránsito de pizarras; tales materiales son continuación en la series de las filitas descritas anteriormente (son prácticamente similares), pero con metamorfismo decreciente hacia arriba. Poseen, frecuentemente, huellas de carga y de corriente, ripples, inclasificables y restos de plantas. (MIC<sub>F</sub>)
- Grauwacas; son generalmente masivas, sin apenas textura esquistosa. Al igual que las filitas muestran restos de plantas, huellas de corriente y ripples. Junto a las filitas conforman superficies de gran extensión situadas al Norte del T.M. de Málaga desde “Los Asperones” hasta la urbanización “El Candado”. (MIC<sub>F</sub>)
- Conglomerados poligénicos; contienen diversas litologías como cantos de cuarzo, calizas, esquistos cuarcíticos, neises, aplitas, pegmatitas, grauwacas y liditas. Los cantos poseen un diámetro medio de 4 a 5 cm y normalmente aparecen bien redondeados, excepto en los cantos de grauwacas y de calizas, donde el transporte ha sido menor. Afloran en superficies de gran extensión en las proximidades de la localidad de Campanillas, particularmente a su Este. También se presentan en la zona Este de la ciudad, pero esta vez en afloramientos muy dispersos de reducidas dimensiones. (MIC<sub>C</sub>)
- Liditas; conforman niveles tableados centimétricamente y suelen estar muy fracturados. (MIC<sub>L</sub>)

La potencia mínima de esta formación es superior a los 300 m y su edad es atribuible al Devónico Inferior – Carbonífero.

Al igual que la litología mencionada en el anterior punto, se extienden por todo el Norte del T.M. de Málaga en amplios afloramientos.

#### ***IV.2.1.2. Conjunto superior (MS)***

- Areniscas, conglomerados, arcillas y yesos (MSP, MSP<sub>A-1</sub>, MSP<sub>A-2</sub>, MSP<sub>C</sub>)

También conocido como el “Permotriásico”, como consecuencia de su edad. Sus tramos inferiores corresponden a facies de carácter continental o híbrida. Sus distintas litologías se expresan a continuación:

- Areniscas rojas y rosadas; contienen micas y feldespatos, lo que las define como areniscas subarcóicas. Sus gránulos son de dimensiones medias a finas y poco redondeados. Presentan estructuras sedimentarias como estratificación cruzada, laminación paralela y granoselección.
- Conglomerados; sus cantos son de cuarzo blanco, lidita y cuarcita muy redondeados y de diámetro medio oscilante entre los 2 y 4 cm. Contienen estructuras sedimentarias como paleocauces y estratificación cruzada.
- Arcillas abigarradas, rojas y verdosas, situadas a techo de la formación. Éstas a su vez incluyen yesos blancos, a menudo terrosos (afloran entre el Cerro Juan y la cantera de cemento, y al Oeste del Cerro Coronado).

El conjunto litológico puede alcanzar los 150 m. Al igual que las grauwas y filitas del Conjunto Inferior se presentan en áreas muy extensas desde “Los Asperones” hasta la urbanización “El Candado”, solo que en este caso, no son tan vastas.

En la cartografía geológica realizada, se han distinguido dentro de esta formación cuatro unidades distintas:  $MSP_{A-1}$  cuando predomina la arenisca sobre las demás litologías,  $MSP_{A-2}$  cuando predomina la arcilla,  $MSP_C$  cuando predomina el conglomerado y  $MSP$  cuando no predomina ninguna litología en especial.

- Dolomías ( $MSJ_D$ )

Se disponen concordantemente sobre el Permotriás, por lo que afloran conjuntamente con esta formación, aunque de forma esporádica también pueden situarse mecánicamente sobre litologías paleozoicas. Desde el punto de vista geomorfológico son muy peculiares, ya que debido a su resistencia a la erosión suelen coronar pequeños relieves (Cerro Coronado, etc.).

Poseen colores grises, estructura tableada, escaso espesor (50 m) y su edad es atribuible al Lías.

- Calizas masivas blancas ( $MSJ_{C-1}$ ,  $MSJ_{C-2}$ )

Afloran concordantemente sobre las dolomías anteriores. Son bastantes masivas y a veces se presentan brechificadas, distinguiéndose, en este caso en la cartografía geológica como unidad  $MSJ_{C-2}$ .

Su edad es Jurásico Medio-Superior y su potencia máxima visible ronda los 70 m. Afloran, principalmente, en el Cerro de San Antón y en los alrededores de la “Cala del Moral”.

- Calizas y margas ( $MSPA$ )

Se ubican encima de las calizas anteriores, culminando la serie maláguide. A lo largo de su serie, se distinguen de muro a techo tres tramos diferentes: calizas amarillas nodulosas, margas grises y rosadas, y coronando la secuencia, calizas crema con abundantes alveolinas.

Se reconocen fácilmente por su abundancia en microfósiles. Su edad está comprendida entre el Ilerdiense y el Ypresiense. Tal formación se localiza en las proximidades de la Cala del Moral.

#### ***IV.2.1.3. Formación Almogía (FA)***

Se trata de grauwas masivas, poco o nada laminadas, filitas en tránsito a pizarras, microconglomerados poligénicos (con cantos de cuarzo, grauwas, liditas, filitas, rocas aplíticas, pegmatitas, neises y esquistos cuarcíticos) y radiolaritas, pertenecientes al devónico-pérmico. Afloran en los alrededores de Campanillas.

#### IV.2.2. Complejo Alpujárride (A)

Considerando que la mayor parte de las superficies de contacto de estos mantos han sido reutilizadas como fallas normales de bajo ángulo durante la reestructuración extensional miocena, se utiliza el término “unidad” para referirse a cada lámina tectónica constituida por una secuencia litoestratigráfica cuya evolución metamórfica es coherente entre sus diferentes tramos litológicos, con independencia de que los límites actuales entre láminas adyacentes sean fallas tendidas dúctiles o frágiles de carácter contractivo o extensional.

La sucesión litoestratigráfica es parecida en todas las unidades alpujárrides, aunque es común que la secuencia aparezca incompleta, truncada tanto a techo como a muro. La secuencia consta de un paquete carbonático a techo y de una serie metapelítica que comprende cinco tramos, algunos de más de un kilómetro de espesor. Los dos tramos más bajos están constituidos por neises, granatíferos el inferior y migmatíticos el siguiente. Sobre los neises se encuentra el tramo más potente y monótono de la sucesión, compuesto por alternancias de micasquistos oscuros frecuentemente grafitosos y cuarzomicaesquistos. El tramo siguiente está formado por niveles cuarcíticos alternantes con niveles esquistosos de menor espesor. Presenta colores pardo-rojizos y tonalidades más claras que las del tramo precedente. El tramo metapelítico superior es muy característico. Está compuesto por esquistos de grano fino, filitas y cuarcitas, de colores grises claros, verdosos o violáceos. Los niveles esquistosos pueden incluir esporádicamente rocas evaporíticas y lentes carbonáticas. De forma gradual y a través de intercalaciones de calciesquistos se pasa a la formación carbonática, formada por calizas y dolomías con intercalaciones pelíticas esporádicas.

Las unidades alpujárrides han sido clasificadas según distintos criterios desde la década de los años treinta. Actualmente, se clasifican en función de la evolución metamórfica identificada a partir de asociaciones minerales, de la existencia de afinidades estratigráficas y metamórficas, y de la posición estructural de las unidades.

Los materiales reconocidos en el T.M. de Málaga pertenecen a la Unidad Blanca. Tal Unidad posee la secuencia de materiales completa. Debido al alto grado metamórfico alcanzado, el tramo de esquistos de grano fino y filitas aparece como esquistos con biotita y sillimanita. Los mármoles se encuentran muy recrystalizados y abundan las inclusiones de metabasitas.

El Alpujárride identificado en el T.M de Málaga corresponde a mármoles azules tableados. Se trata de una potente serie carbonatada con un nítido bandeado gris-azulado con espesores no superiores a 30 cm. En los tramos más inferiores de la sucesión, los mármoles poseen textura sacaroidea (favoreciéndose su desmonoramiento) y presentan tonos blanquecinos. Se estima que la edad de estos materiales corresponda al Triásico. Afloran en el extremo Suroccidental del T.M. de Málaga, concretamente en la Sierra de Mijas.

#### IV.2.3. Materiales postorogénicos (P)

Dispuestos discordantemente sobre los complejos citados anteriormente, comprende las siguientes unidades:

- Areniscas y conglomerados (PM)

Los cantos de los conglomerados son poligénicos (cuarzo, liditas, areniscas permotriásicas, calizas, etc) y su tamaño posee un diámetro medio en torno a 2 y 3 cm (aunque también pueden alcanzar los 10 cm). Su cemento es carbonatado. Se estima que su edad corresponde al Aquitaniense-Burdigaliense Inferior y su potencia no supera los 40 m. Afloran al Norte de Teatinos y al Oeste del Cerro de San Antón, donde no se reconocen areniscas.

- Arcillas marrones y grises (PP<sub>A-1</sub>)

De edad Andaluciense a Plioceno Inferior. Tienen una potencia máxima de 400 m. En superficie, en ciertos puntos, estos materiales se presentan como margas, distinguiéndose en la cartografía geológica como unidad PP<sub>M</sub>. Se localizan grandes afloramientos al Oeste del T.M. de Málaga y en menor medida hacia el Este. Sus características se exponen más detalladamente en el siguiente capítulo.

- Arenas arcillosas y arcillas limoarenosas (PP<sub>A-2</sub>)

Se disponen sobre la formación anterior, con potencias superiores a 25 m. Según su posición estratigráfica, su edad se sitúa entre el Plioceno medio y superior.

En superficie, en ciertos puntos, estos materiales se presentan como calcarenitas, distinguiéndose en la cartografía geológica como unidad PP<sub>M</sub>.

Se extienden en una amplia franja de dirección Norte-Sur en torno al río Guadalmedina, aunque también se reconocen al Oeste del T.M. de Málaga en áreas más reducidas y en el extremo más meridional del arroyo Jaboneros. Sus características se exponen más detalladamente en el capítulo siguiente.

- Conglomerados (PP<sub>C</sub>)

Se localizan en reducidos afloramientos, en algunos sectores del borde de la cuenca pliocena con los relieves maláguides (bordes del río Guadalmedina, sobre todo). Sus cantos poseen un diámetro medio entre 5 y 10 cm, y además son de naturaleza poligénica, pudiendo distinguirse diabasas, calizas mesozoicas, filitas, calizas alabeadas y mesozoicas, permotriás, cuarzo, conglomerados carboníferos, etc. Su edad es atribuible al Andaluciense-Plioceno.

#### IV.2.4. Cuaternario (C)

En función de su origen se puede distinguir entre cuaternario marino y cuaternario continental.

#### ***IV.2.4.1. Cuaternario Marino (CM)***

- Playas actuales (CM<sub>P</sub>)

Se componen de arenas gruesas de tonos grises y apagados. La anchura de las playas es reducida.

- Dunas costeras (CM<sub>D</sub>)

Son arenas finas, con intercalaciones de niveles fangosos en profundidad, que contienen huellas de transporte eólico. Actualmente su extensión se restringe al Oeste del cauce del Guadalhorce, específicamente en las proximidades de Guadalmar.

#### ***IV.2.4.2. Cuaternario Continental (CC)***

- Conos de deyección (CC<sub>C</sub>)

Se trata de acumulaciones de sedimentos detríticos al borde de relieves. Se reconocen algunos de grandes dimensiones como el situado al pie de la sierra de Mijas y al Sur de Churriana.

- Piedemontes (CC<sub>P-1</sub>, CC<sub>P-2</sub>, CC<sub>P-3</sub>)

Forman grandes mantos de escombros desde el pie de los relieves metamórficos, hacia el interior de la cuenca, de forma que posee granulometría gruesa en los bordes y fina hacia el centro. Están constituidos por arcillas rojizas con gravas poligénicas. Cuando predominan las gravas se diferencia en la cartografía geológica como unidad CC<sub>P-2</sub>. Tales materiales se presentan en extensos afloramientos al Sur de los relieves Maláguides, principalmente en la zona Noroccidental de la capital, y en torno a la Sierra de Mijas.

Cuando el área madre es de naturaleza carbonatada, el Piedemonte contiene costras y concreciones calcáreas a modo de caliche (en este caso se zonifica el material como unidad CC<sub>P-3</sub>). Se localizan en torno al macizo marmóreo de Sierra de Mijas.

- Aluviales (CC<sub>A-1</sub>, CC<sub>A-2</sub>)

Se localizan en los márgenes de ríos y arroyos, pero especialmente en el bajo Guadalhorce. Cuando contienen predominancia de gravas se cartografían como unidad CC<sub>A-2</sub>. Suelen presentar en su base, en el contacto con las arcillas y arenas pliocenas (PP<sub>A-1</sub>, PPA<sub>2</sub>), paquetes de bolos y gravas.



- Travertinos (CC<sub>T</sub>)

Se desarrollan a partir de las aguas carbonatadas procedentes de Sierra de Mijas, ya que en su borde Este existen varias surgencias. Afloran como arcillas y arenas de procedencia travertínica. Únicamente se han detectado en la localidad de Churriana, al Norte de la urbanización “Los Rosales”.

- Cuaternario indiferenciado (CC<sub>I</sub>)

Se trata de materiales cuaternarios que al emplazarse entre los cauces de los ríos, arroyos y la línea de costa, y debido a la falta de estudios, no pueden distinguirse como de origen aluvial o litoral. Afloran en la franja existente entre las playas de La Caleta y del Candado, y los relieves maláguides.

#### **IV.2.5. Formación San Antón (FS)**

Como consecuencia de la falta de estudios sobre esta formación, se desconoce con cierto rigor a qué complejo pertenece, por lo que se tratará como una formación independiente al resto.

Tal unidad corresponde a un manto de brechas calizas envueltas en una matriz arcillo-arenosa con gravas, con niveles de arcilla y arena en la base, dispuesto sobre la falda Sur del Cerro de San Antón. Además, posee estratificación horizontal y discontinuidades de bajo ángulo.

El hecho de que se presente brechificado y de que contenga fracturación y plegamientos, denota, que dicho depósito se ha originado como consecuencia de una actividad tectónica relativamente reciente, estimándose una edad en torno al Mioceno Inferior.

### **IV.3. TECTÓNICA Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE MÁLAGA**

La cuenca de Málaga es de edad Neógeno-Cuaternario, de forma que los materiales más antiguos que la conforman, se depositaron tras el messiniense, sobre el Complejo Maláguide o Alpujárride, dependiendo de la localización geográfica. En la zona de la Sierra de Mijas, se reconocen, entre los mármoles alpujárrides y la formación pliocena, areniscas y microconglomerados de cantos de mármol del Tortoniense (Andreo, 1996).

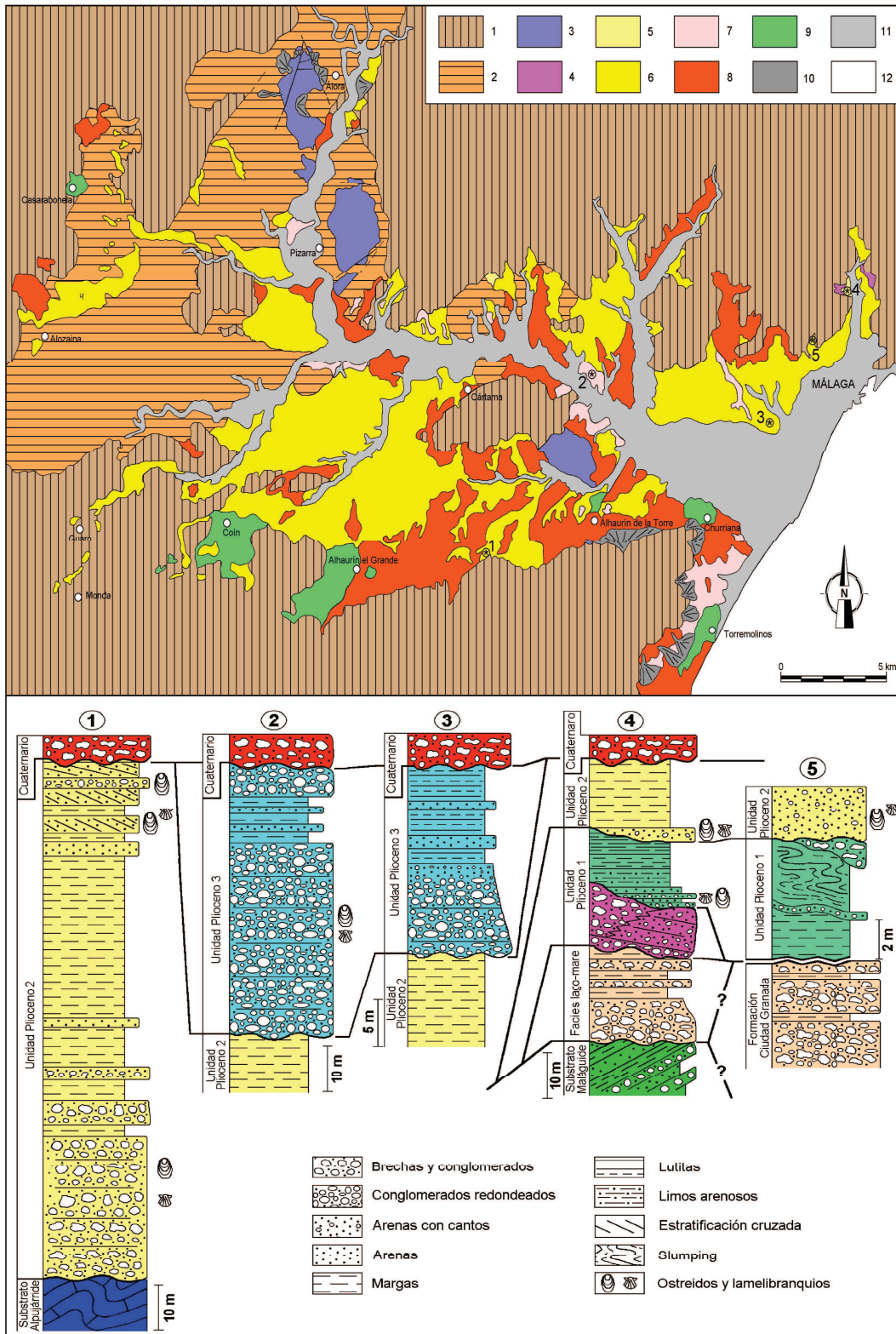


Figura IV.1. Mapa geológico y secuencias estratigráficas de la cuenca de Málaga. 1-2: Sustrato de la cuenca (1: Maláguide y Alpujarride; 2: Flyschs del Campo de Gibraltar); 3: Tortonense; 4: Tránsito Mio-Plioceno (facies “lagomare”); 5: Plioceno basal (facies tripoláceas); 6: Plioceno inferior I; 7: Plioceno inferior II; 8-11: Cuaternario (8: Depósitos aluviales pleistocenos con desarrollo de glacis; 9: Travertinos; 10: Conos aluviales; 11: Aluvial reciente) (Serrano y Guerra, 2004).

Según Serrano y Guerra (2004), las regresiones marinas acontecidas en el tortoniense superior y en el messiniense afectaron a la cuenca de Málaga, quedando bajo régimen continental temporalmente. Especial trascendencia tuvo la combinación del bajo nivel del mar en el messiniense con una actividad tectónica que se manifiesta con ligeras discordancias entre los sedimentos miocenos y pliocenos. Esta acción combinada interrumpe la comunicación marina franca entre las aguas atlánticas y mediterráneas, dando lugar a una importante desecación del Mediterráneo conocida como crisis de salinidad del messiniense (Hsü *et al.*, 1973). Los registros sedimentarios y sísmicos en el mar de Alborán también ponen de manifiesto los efectos de la crisis de salinidad con el desarrollo de una disconformidad general de edad messiniense a la que va asociada una laguna estratigráfica de variable amplitud.

Tras la crisis de salinidad, la cuenca queda nuevamente inundada por el mar al comienzo del Plioceno. El área afectada es esencialmente el valle del Bajo Guadalhorce, hasta las proximidades de Álora, Alozaina y Coín (Figura IV.1), incluyendo las actuales localizaciones de Málaga y Torremolinos.



Figura IV.2. La cuenca plio-cuaternaria de Málaga en la zona próxima al mar, desde la Sierra de Mijas. La actual bahía de Málaga representa la restricción de la cuenca marina con respecto a la del Plioceno inferior (Serrano y Guerra, 2004).

A partir de estudios desarrollados por Serrano y Guerra (2004), se ha revelado que la cuenca de Málaga posee una historia tectosedimentaria post-miocena bastante más compleja de lo que tradicionalmente se presuponía. En los alrededores de Málaga (Arroyo de Mendelín y San José) los primeros depósitos que rellenan la cuenca son detríticos gruesos de abanicos aluviales y facies finas que contienen microfauna con ostrácodos lisos (*Cyprideis*) y microgasterópodos de ambientes lacustres (Guerra-Merchán y Serrano, 2003). Materiales similares (conocidos como facies *lago-mare*) se han depositado en otras áreas del Mediterráneo durante la crisis de salinidad sobre los depósitos evaporíticos messinienses. Por encima de las facies *lago-mare* y también limitados al borde norte de la cuenca, aparecen conglomerados grises, a veces con fauna de moluscos, que pasan a margas muy blancas y ligeras de aspecto diatomítico (facies tripoláceas), con una rica microfauna de foraminíferos planctónicos que reflejan ya un depósito marino abierto en los primeros momentos del plioceno (Unidad Plioceno I en Figura IV.1, columna 4 y 5). Estos depósitos evolucionan a las facies de margas y limos micáceos amarillentos que se extienden por toda la cuenca, aunque su microfauna indica menor profundidad que las margas blancas. En los

puntos de entrada de detríticos a la cuenca, suelen encontrarse pequeños abanicos deltaicos donde los conglomerados alcanzan potencias de algunas decenas de metros (v.g. sector de los Caracolillos de Alhaurín el Grande o, al norte de Málaga, en el cruce de la antigua carretera de Casabermeja que da acceso a la presa del Agujero).

En esta etapa, la cuenca pliocénica de Málaga es muy subsidente, especialmente por su parte sur limitada por las sierras de Mijas y Cártama, donde llegan a acumularse hasta 500 m de sedimentos en un intervalo de tiempo de unos 500.000 años (aproximadamente entre 5 y 4.5 Ma AP), lo que supone una velocidad de hundimiento del fondo de la cuenca del orden de 1 m cada mil años. Teniendo en cuenta que la fauna de foraminíferos planctónicos pone de manifiesto que la secuencia sedimentaria se mantiene permanentemente en ambientes poco profundos (raramente superarían los 200 m de columna de agua), hay que concluir que la subsidencia sería bastante regular en el tiempo. Su origen estaría ligado a la actividad de las fallas que bordean la sierra de Mijas, que durante el plioceno inferior hundían el fondo de la cuenca al tiempo que elevaron considerablemente la sierra.

El final de este ciclo sedimentario (unidad Plioceno II en Figura IV.1, columna 1) está representado por arenas y gravas litorales, que hacia el centro de la cuenca pasan a arenas masivas o con estratificación cruzada depositadas en un ambiente de plataforma somera. Los afloramientos más característicos se localizan en el sector de los Caracolillos de Alhaurín el Grande, Villafranco de Guadalhorce y al sur de Zalea y Cerralba. Fue durante esta época cuando la cuenca de Málaga mostraba su máxima extensión marina, alcanzando o acercándose la línea de costa a las localidades de Monda, Guaro, Alozaina, Casarabonela y Álora (Figura IV.1).

Durante el Plioceno Inferior (Zancliense inferior) se produce un evento tectónico que deforma suavemente los depósitos anteriores y reactivan los relieves adyacentes a la cuenca. Este evento produce una discontinuidad estratigráfica con el resto de la secuencia del zancliense, que se deposita ligeramente discordante en otro ciclo sedimentario (Unidad Plioceno 3 en Figura IV.1, columnas 2 y 3) con depósitos de detríticos gruesos en la base a los que siguen arenas y lutitas (Guerra-Merchán *et al.*, 2000). En esta época, la cuenca experimentó una notable retracción, adentrándose el mar hasta las proximidades de Pizarra (Figura IV.1). Este segundo ciclo se ve pronto interrumpido, hacia el final del Zancliense Inferior por una regresión marina que acaba con la sedimentación marina en la cuenca de Málaga, a excepción del área de Torremolinos. Antes del comienzo del Plioceno Superior (Piacenciense) toda la cuenca de Málaga quedó bajo dominio continental. Desde entonces y sobre todo en el Cuaternario, la cuenca se va rellenando de depósitos fluviales. Además, es común identificar un fino paquete Plio-Cuaternario de gravas y bolos entre las formaciones Cuaternarias y Pliocenas.

Durante el Cuaternario, en los bordes de la cuenca, al pie de las montañas, se desarrollan varias generaciones de abanicos aluviales que con frecuencia se solapan entre sí y se anastomosan hasta generar superficies de glacis. Algunos de los abanicos muestran su continuidad con terrazas aluviales antiguas, a mayor cota que la llanura de inundación actual. Las terrazas más antiguas están formadas por sedimentos de una característica coloración roja y han sido atribuidas al Tirreniense, aunque no se puede descartar que algunas correspondan al Pleistoceno Inferior. Los sedimentos que componen los abanicos aluviales son generalmente de brechas y conglomerados de cantos arrastrados por los arroyos y torrenteras desde zonas más altas de las montañas (*debris flow*). Hacia el centro de la cuenca se acumulan grandes espesores de gravas, arenas, arcillas y fangos en las llanuras aluviales (hasta más de 60 metros), que con los cambios del nivel de base de los ríos van a generar las terrazas fluviales.

En las laderas de las sierras de rocas marmóreas y calizas de las unidades Alpujárrides se desarrollan formaciones de travertinos (Torremolinos, Alhaurín de la Torre, Alhaurín el Grande, Coín, Casarabonela, etc.), relacionados con los manantiales de aguas con altos contenidos en carbonatos, tras haber circulado por las redes kársticas de estas sierras.

En las zonas más próximas a la costa se perciben las oscilaciones marinas debidas a los cambios climáticos cuaternarios. En épocas cálidas con alto nivel del mar se forman depósitos de playas de los que se conservan algunos restos a lo largo de la costa actual (El Candado, Rincón de la Victoria, etc; véase Lario *et al.*, 1993). En las épocas frías, en las que el nivel del mar se situaría por debajo del actual, se produjeron regresiones que pudieron retrasar la línea de costa varios kilómetros respecto de la actual.

En definitiva, teniendo en cuenta estos dos últimos apartados, se puede definir la columna estratigráfica tipo de la cuenca de Málaga, reducida a los dos materiales más abundantes y con mayor extensión lateral en la misma, la formación Cuaternaria, con espesores hasta de 60 m, y la Pliocena, con espesores de hasta alrededor de 1000 m en la zona de la desembocadura (Tabla IV.1).

	Formación cuaternaria (Q): CM <sub>P</sub> , CM <sub>D</sub> , CC <sub>C</sub> , CC <sub>P-1</sub> , CC <sub>P-2</sub> , CC <sub>P-3</sub> , CC <sub>A-1</sub> , CC <sub>A-2</sub> , CC <sub>T</sub> , CC <sub>I</sub>
	Formación pliocena (P): PP <sub>A-1</sub> , PP <sub>A-2</sub>
	Sustrato rocoso (R)

Tabla IV.1. Columna tipo de la cuenca de Málaga.

## IV.4. GEOTÉCNIA DE LA CIUDAD DE MÁLAGA

### IV.4.1. Zonación geotécnica

Herramientas como los mapas geotécnicos constituyen métodos altamente eficaces para la correcta planificación y uso del territorio, y para el proyecto, construcción y mantenimiento de obras de ingeniería, y prevenir así posibles problemas geológicos y geotécnicos con los consecuentes deterioros estructurales, ya que facilitan información de las características y propiedades de los distintos tipos de suelo y roca tanto en superficie como en profundidad en una determinada área, sobre una base cartográfica.

Clavero y Ramos (2005) elaboraron una cartografía geotécnica del Término Municipal de Málaga a escala 1:10.000, que se muestra en el Anexo III. Esta cartografía geotécnica del término municipal de Málaga corresponde a un mapa de tipo General (muestra información referente a distintos temas de la ingeniería geológica), Integrado (describe las características geotécnicas de las

unidades diferenciadas), Gran Escala (su escala es de 1:10.000), de Caracterización Geotécnica (aporta datos cuantitativos sobre las unidades diferenciadas) y, según la UNESCO-IAEG (1976) y la IAEG (1981), es de Tipo Geotécnico (diferencia unidades en función de sus parámetros geotécnicos) (Figura IV.3).

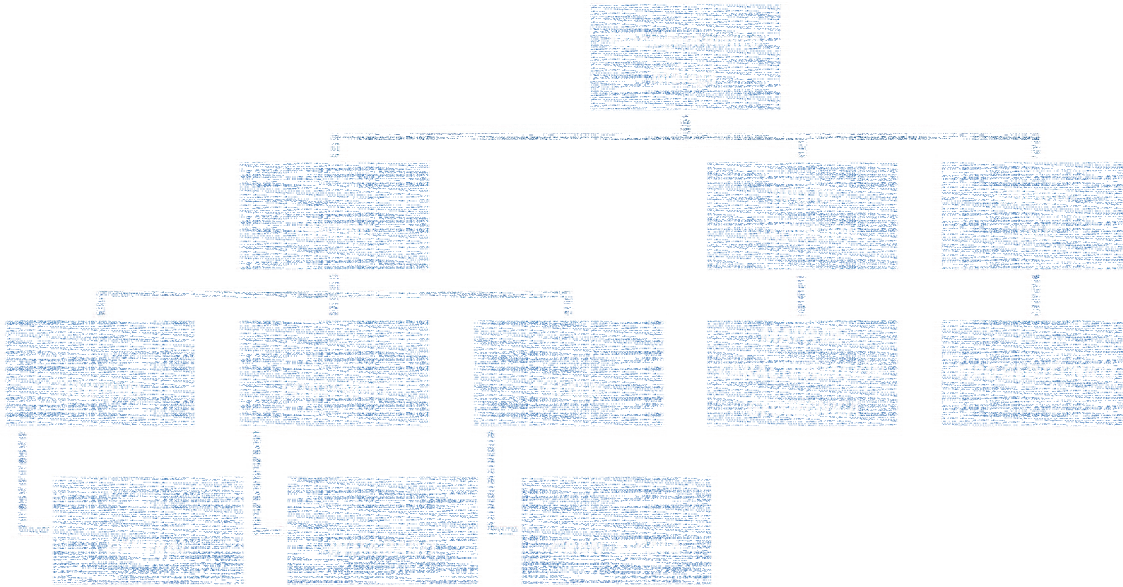


Figura IV.3 Diagrama clasificatorio del mapa geotécnico del término municipal de Málaga (González Vallejo *et al.*, 2002).

En el mapa geotécnico se diferenciaron una serie de unidades atendiendo fundamentalmente a las propiedades geotécnicas de los materiales. Esta diferenciación fue posible, gracias al uso de informes geotécnicos realizados por LIDYCCE en el área de estudio. En dichos informes se recogen resultados de pruebas geotécnicas, de laboratorio o “in situ”, ejecutadas sobre la mayor parte de las litologías que conforman el T.M. de Málaga (sobre todo los suelos). Con esta información se elaboró una base de datos geotécnica, para así caracterizar a cada material mediante unos valores representativos (rango y valor medio) según cada propiedad.

Atendiendo a los resultados del estudio, los suelos del T.M. de Málaga se reconocen por su homogeneidad geomecánica, presentando valores muy análogos para cada propiedad a lo largo de toda su extensión, aunque existen excepciones en determinados materiales como en el cuaternario continental CC<sub>P-1</sub>, CC<sub>P-3</sub> y CC<sub>T</sub>, debido a factores como la presencia de agua, que altera significativamente la resistencia y deformabilidad de los suelos. En la Tablas IV.2 se presenta un resumen de las principales propiedades de cada unidad identificada por estos autores.

ZONIFICACIÓN	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	NUMERACIÓN	SPT MEDIO	RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN SIMPLE (KG/CM <sup>2</sup> )	CLASIFICACIÓN USCS	PESO ESPECÍFICO APARENTE (KN/M <sup>3</sup> )	OTRAS PROPIEDADES
<b>A (roca)</b>	Expresadas en la leyenda geológica.	<b>A</b>					
<b>B (suelo duro)</b>	Conglomerados cementados, gravas y bolos (sedimento aluvial) (CC <sub>A1</sub> )	<b>B</b>	50R	-	-	-	-
	Arenas y arcillas semi-cementadas (PP <sub>M</sub> )	<b>B<sub>2</sub></b>	50R	-	-	-	-
<b>C (suelo medianamente duro)</b>	Alternancia de arenas limoarcillosas, gravas y restos de bolos con algunas intercalaciones arenosas y arcillosas. (sedimento aluvial) (CC <sub>A1</sub> )	<b>C<sub>1</sub></b>	10-40 (23)	1.50 – 3.50 (2.50)	SC y algo de SW y CL	20.0 – 22.0	Con permeabilidades entre 10 <sup>-2</sup> y 10 <sup>-3</sup> cm/s en las gravas, y entre 10 <sup>-4</sup> y 10 <sup>-5</sup> cm/s en las arenas.
	Arcillas arenosas y limosas rojizas con arenas arcillosas y limosas con nódulos carbonatados y gravas (Piedemonte) (CC <sub>P1</sub> )	<b>C<sub>2</sub></b>	15 – 40 (27)	1.75 – 4.50 (2.90)	CL y SC	≈(21.0)	El espesor de la costra puede alcanzar más de 12 metros de espesor.
	Arenas y gravas (Piedemonte) (CC <sub>P2</sub> )	<b>C<sub>3</sub></b>	20 - 30	-	SC y algo de GC	-	El espesor de la costra puede alcanzar más de 12 metros de espesor.
	Arenas limoarcillosas y arcillas limoarenosas (PP <sub>A2</sub> )	<b>C<sub>4</sub></b>	15 – 50 (32)	2.00– 4.00 (2.93)	SC, SM y CL	≈(21.0)	A ciertas profundidades las arenas pueden estar cementadas; cuando contienen una alta concentración en arcilla, pueden ser expansivas.
	Arcillas y arcillas limosas marrones con yesos sobre arcillas limosas grises yesíferas (PP <sub>A1</sub> )	<b>C<sub>5</sub></b>	Marrón	15 –30	2.00 – 6.00 (4.00)	CL y CH	≈(20.1)
Gris			30 - 50	4.00 – 9.00 (7.04)	CL Y CH	≈(21.1)	
<b>D (suelo blando)</b>	Alternancia de arenas, limos y de arcilla con gravas y restos de bolos con algunas intercalaciones arenosas y arcillosas (sedimento aluvial y litoral) (CC <sub>A1</sub> )	<b>D<sub>1</sub></b>	10 – 30 (17)	-	SC y SM, con transiciones de CL	-	Con permeabilidades entre 10 <sup>-2</sup> y 10 <sup>-3</sup> cm/s en las gravas, y entre 10 <sup>-4</sup> y 10 <sup>-5</sup> cm/s en las arenas.

Tabla IV.2 (a) Propiedades geomecánicas de las unidades geotécnicas diferenciadas en el T. M. de Málaga (Clavero D. y Ramos L., 2005)

ZONIFICACIÓN	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	NUMERACIÓN	SPT MEDIO	RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN SIMPLE (KG/CM <sup>2</sup> )	CLASIFICACIÓN USCS	PESO ESPECÍFICO APARENTE (KN/M <sup>3</sup> )	OTRAS PROPIEDADES
<b>D (suelo blando)</b>	Arcillas arenosas y limosas rojizas con arenas arcillosas con nódulos carbonatados y gravas (Piedemonte) ( <i>CC<sub>P.1</sub></i> )	<b>D<sub>2</sub></b>	5 – 35 (19)	0.80 – 2.50(1.60)	CL, SC Y CL-ML	19.6 – 21.5 (20.4)	El espesor de la costra puede alcanzar más de 12 metros de espesor.
	Limos arenarcillosos carbonatados (costra calcárea blanca) y arenas arcillosas carbonatadas ( <i>CC<sub>P.3</sub></i> , <i>CC<sub>T</sub></i> )	<b>D<sub>3</sub></b>	5 - 25	-	SC-SM y SC	-	Alto contenido en carbonatos; la costra calcárea suele tener un espesor en torno a los tres metros.
<b>E (suelo muy blando)</b>	Alternancia de arenas, arenas limosas, y arcillas limosas con niveles de fangos y gravas (sedimentos aluviales y litorales) ( <i>CC<sub>A1</sub></i> )	<b>E<sub>1</sub></b>	5 – 15 (9)	-	CH y SM con algo de SP-SM y CH	-	Con permeabilidades entre 10 <sup>-2</sup> y 10 <sup>-3</sup> cm/s en las gravas, y entre 10 <sup>-4</sup> y 10 <sup>-5</sup> cm/s en las arenas.
	Arenas y arenas limosas con niveles fangosos (sedimentos litorales) ( <i>CM<sub>E</sub></i> , <i>CM<sub>T</sub></i> )	<b>E<sub>2</sub></b>	5 – 15 (9)	-	SP, SM, ML y SC	-	Las arenas suelen estar limpias, favoreciendo altas permeabilidades (0.015 cm/s)
	Rellenos antrópicos recientes vertidos ( <i>R</i> )	<b>E<sub>3</sub></b>	-	-	-	-	-
	Rellenos antrópicos del casco antiguo de Málaga con espesores superiores a los 5 m ( <i>R<sub>C</sub></i> )	<b>E<sub>4</sub></b>	-	-	-	-	-
<b>F (suelos con problemática geotécnica especial)</b>	Bloques calizos envueltos en una matriz arcillo-arenosa con gravas, a veces dispuestos sobre depósitos de arcilla y arena ( <i>FS</i> )	<b>F<sub>1</sub></b>	5 – 50R	-	GC, SC y CL	-	Presenta intercalaciones de niveles arcillo-arenosos muy blandos ( $N_{30} < 10$ ); además, pueden albergar cuevas entre los bloques calizos. Su espesor puede variar en re 1-15 m.
	Conos de deyección ( <i>CC<sub>C</sub></i> )	<b>F<sub>2</sub></b>	-	-	-	-	Acumulaciones de sedimentos detríticos al borde de relieves en condiciones de estabilidad próximas al equilibrio.
	Terrenos susceptibles ante fenómenos de colapsibilidad.	<b>F<sub>3</sub></b>	-	-	-	-	Formaciones rocosas potencialmente colapsables con mayor (punteado) o menor riesgo (sin puntear), comúnmente con presencia de bocaminas o colinas.

Tabla IV.2 (b) Propiedades geomecánicas de las unidades geotécnicas diferenciadas en el T. M. de Málaga (Clavero D. y Ramos L., 2005).



Como se observa en la Tabla IV.2 (a) y (b) y en el mapa del Anexo III, se distinguieron 5 unidades, cuya diferencia básica estriba en su consistencia, cuantificada mediante el valor de  $N_{30}$  (SPT) o su equivalente para muestras inalteradas (MI), aunque también siempre atendiendo a las medidas de resistencia a la compresión simple, llevadas a cabo sobre suelos cohesivos y roca. Según estas consideraciones, la consistencia más alta corresponderá a la unidad A (roca), pasando por la B (suelo duro), la C (suelo medianamente duro), la D (suelo blando), hasta llegar a la E (suelo muy blando), que constituye la unidad más inconsistente. La unidad F merece un tratamiento aparte, ya que no se catalogó en función de su consistencia, sino como consecuencia de poseer un comportamiento geotécnico diferente y aparte de las demás unidades, más influenciado por sus especiales condiciones geomorfológicas.

Cada unidad, se divide a su vez en varias subunidades (18 para ser exactos), clasificadas en función del compendio de varios factores, como el origen (edad) y la naturaleza (litología y granulometría), así como por su permeabilidad, expansividad, contenido en sulfatos y carbonatos, etc.

Un detalle importante es que la formación aluvial cuaternaria ( $CC_{A-1}$ ) se dividió en cuatro subunidades, diferenciadas en función de su granulometría y, sobre todo, según su coeficiente del suelo  $C$  medio definido en la normativa sismorresistente. Según la NCSE-02, para determinar el valor de este coeficiente es necesario calcular los espesores  $e_1$ ,  $e_2$ ,  $e_3$  y  $e_4$  de cada tipo de material (tipos I, II, III o IV; Tabla IV.3) existentes en los 30 m bajo la superficie.

TIPO DE TERRENO	$V_s$ (m/s)	Coefficiente $C$
TIPO I (roca compacta, suelo cementado o granular muy denso)	> 750	1.0
TIPO II (roca muy fracturada, suelo granular denso o cohesivo duro)	400 – 750	1.3
TIPO III (suelo granular de compactación media o suelo cohesivo de consistencia firme a muy firme)	200 – 400	1.6
TIPO IV (suelo granular suelto o suelo cohesivo blando)	$\leq 200$	2.0

Tabla IV.3. Tipos de terreno considerados en función de  $C$  (NCSE-02).

El valor definitivo de  $C$ , es la media que se obtiene de ponderar los coeficientes  $C_i$  de cada estrato con su espesor  $e_i$ , en metros, mediante la siguiente expresión:

$$C = \frac{\sum C_i \cdot e_i}{30} \quad (\text{Ec. IV.1})$$

A continuación se detallarán, los aspectos más significativos de cada unidad geotécnica distinguida en la Tabla IV.2, y de alguna subunidad en particular:

- **Roca:** en este grupo se incluyeron todas las formaciones rocosas descritas en apartados previos de este capítulo, como consecuencia de la elevada consistencia y escasa deformabilidad que las caracteriza.
- **Suelo duro:** corresponde a suelos que desde el punto de vista geomecánico poseen un comportamiento asimilable a una roca (blanda), ya que presentan un alto grado de cementación, elevando la dureza del conjunto (poseen rechazo en los SPT). Dentro de este grupo se reconocen dos subunidades, las arenas y arcillas semicementadas del Plioceno, y los conglomerados semicementados aluviales ( $CC_{A-1}$ ), con un valor de C medio entre 1.00 y 1.29.
- **Suelo medianamente duro:** los materiales que integran este nivel se caracterizan por presentar un SPT medio ( $N_{30}$ ) en torno a 30, o incluso inferior. Dicho nivel se subdivide en 5 subunidades, pero que a efectos descriptivos, se pueden englobar en tres: Plioceno ( $PP_{A-1}$  y  $PP_{A-2}$ ), piedemonte ( $CC_{P-1}$  y  $CC_{P-2}$ ) y Cuaternario ( $CC_{A-1}$ ).

La subunidad  $PP_{A-1}$  está constituida por un depósito arcilloso, que en profundidad se caracteriza por sus tonos grisáceos y considerable consistencia. Al ascender en la serie, las arcillas adquieren coloraciones pardas, contienen mayor proporción de venas de naturaleza yesífera y poseen menor dureza, debido al hecho de estar expuestas a los procesos edáficos propios de los ambientes superficiales, alterando la naturaleza y coloración original de las arcillas grises. Con respecto a la resistencia a la compresión simple, las arcillas marrones son muy firmes, mientras que las grises son duras, y atendiendo al peso específico seco, las arcillas marrones son de consistencia media a dura, mientras que las grises son de nuevo duras; es decir, las arcillas grises constituyen el sustrato geotécnico de las arcillas marrones. Ambas arcillas son de tipo CL y CH y expansivas.

Además, son poco deformables, de débil agresividad a pesar de contener yesos, con humedades en torno al 20% y prácticamente impermeables ( $\approx 1 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-10}$  cm/s). Las arenas pliocenas ( $PP_{A-2}$ ) poseen la misma naturaleza y origen que las arcillas pliocenas, destacando como diferencia más significativa, su carácter marcadamente granular (SC, SM, CL).

Las costras denominadas como Piedemonte ( $CC_{P-1}$  y  $CC_{P-2}$ ) son de naturaleza más heterogénea que las litologías analizadas en el anterior párrafo, ya que conforman un entramado de arcillas, arenas y gravas; aunque en conjunto, se caracterizan por su considerable consistencia y compacidad. Existen dos zonas en particular del T. M. de Málaga, donde este material posee unas propiedades geotécnicas que se apartan de la media, correspondiéndose entonces a otra unidad geotécnica, concretamente a la D (suelo blando).

Dentro del Cuaternario, se distinguió una subunidad con un C medio entre 1.30 y 1.59, compuesto por depósitos aluviales presentes en el entorno de los ríos Guadalhorce, Guadalmedina y Campanillas, y situados aún en zonas distales a la costa (por lo que albergan alto contenido en granulometrías gruesas, como gravas, y además poseen escaso espesor, detectándose a profundidades menores de los 15 m, las arcillas y arenas pliocenas), y por depósitos litorales emplazados al Este del T.M., que al conformar una reducida franja de separación entre los relieves rocosos y el mar, poseen alta concentración en gravas y baja potencia. También se incluyen los aluviales de los arroyos que serpentean los relieves Maláguides.

- **Suelo blando:** el  $N_{30}$  medio que caracteriza a esta unidad, es inferior a 20.

Como se comentó en la anterior unidad, la litología  $CC_{P-1}$  también se integra en este grupo, aunque con una calidad geotécnica inferior debido a la presencia de agua.

Este material, junto con las costras carbonatadas ( $CC_{P-3}$ ) y las arenas travertínicas ( $CC_T$ ), conforman una extensa área alrededor de la Sierra de Mijas (inmediaciones de Churriana), caracterizada por su alto contenido en carbonatos (la naturaleza de la sierra es marmórea), y su abundante presencia de agua, mermando su aptitud geotécnica, suministrada por los manantiales existentes en el contacto entre la sierra y la cuenca sedimentaria.

El piedemonte  $CC_{P-1}$  perteneciente a esta unidad también se localiza en una zona endorreica, al Sur de Campanillas, donde al no poder evacuarse el agua recogida, queda concentrada, disminuyendo la calidad geotécnica de la misma.

Finalmente, se incluyó una subunidad cuaternaria, con un  $C$  medio entre 1.60 y 1.79, y de carácter aluvial (propia del entorno del Guadalhorce y Guadalmedina), muy próxima a la línea de costa.

- **Suelo muy blando:** los materiales que constituyen esta unidad poseen un  $N_{30}$  medio inferior a 10 y corresponden a los sedimentos aluviales ( $CC_{A-1}$ ) que conforman la desembocadura de los ríos Guadalhorce y Guadalmedina, característicos por sus grandes potencias (próximos o superiores a los 30 m y con un  $C$  medio entre 1.80 y 2.00), y a los sedimentos litorales que componen las playas ( $CM_D$  y  $CM_P$ ) desde el extremo Oeste del T.M. de Málaga hasta el puerto. Ambos depósitos se caracterizan por poseer granulometrías más finas que el resto de las formaciones cuaternarias descritas, y por contener intercalaciones de niveles de carácter fangoso.

Finalmente, esta unidad incluye rellenos de origen antrópico, habiéndose considerado únicamente los rellenos con potencia considerable (generalmente superiores a 5 m), debido a la problemática de índole geotécnica que representan, obviándose así la mayor parte de los rellenos que tapizan la capital malagueña.

- **Suelos con problemática geotécnica especial:** comprende a suelos no catalogables dentro de las unidades definidas anteriormente, ya que se trata, o de materiales sometidos a procesos geodinámicos o antrópicos que determinan decisivamente su comportamiento geotécnico, o de litologías con características geomecánicas tan peculiares, que merecen una distinción especial del resto.

La subunidad  $F_1$ , o formación San Antón, se caracteriza fundamentalmente por su alto grado de heterogeneidad estructural y litológica, condicionándose así la proporción, composición y consistencia de la matriz que envuelve a los bloques rocosos, lo que se traduce en importantes cambios de su comportamiento geomecánico en áreas relativamente poco extensas. Como consecuencia de su susceptibilidad ante la pendiente, pueden ser especialmente problemáticos ante excavaciones profundas, sobre todo si hay agua retenida.

Los conos de deyección son depósitos constituidos por materiales sueltos sin apenas cohesión (gravas, bloques y suelo), en condiciones próximas a la inestabilidad, y con riesgo de avenidas de agua y/o de material desgajado, conformando áreas poco recomendadas para el desarrollo de infraestructuras ingenieriles.

Por último, existen dos áreas con riesgo de colapsabilidad, el Parque Morlaco y El Candado. En Parque Morlaco se han detectado numerosas dolinas, generadas por fenómenos naturales de hundimiento en la formación San Antón y en las dolomías jurásicas, ocasionados quizás, por procesos de disolución kárstica. En cambio, en El Candado, concretamente en el cerro de La Platera, las razones son de tipo antrópico, con motivo de la existencia de una red de galerías

subterráneas pertenecientes a un grupo de más de 10 minas, inactivas actualmente, para la extracción de galena, asociado a las dolomías jurásicas (MSJ<sub>D</sub>). La zona que rodea a la Platera se delimitó también, aunque considerándose como zona de menor riesgo, ya que no se tiene la certeza de la presencia de bocaminas, como consecuencia de estar tapizada en su mayor parte por una potente bolsada de rellenos.



**CAPÍTULO V. ANÁLISIS DEL RUIDO AMBIENTE:  
ESTRUCTURA Y VELOCIDAD  $V_s$  DEL SUBSUELO DE LA  
CIUDAD DE MÁLAGA**



## V.1. INTRODUCCIÓN

La respuesta del terreno durante un terremoto está condicionada por las propiedades dinámicas del suelo y por la geometría del problema (forma y espesor de los materiales). El presente capítulo se centra en el uso del ruido ambiente como herramienta para precisamente determinar estas dos variables del análisis de la respuesta del suelo. Como se indicó en apartados previos, el ruido también puede usarse para obtener la respuesta del sitio de forma experimental (técnica H/V). Esta aplicación se presentará en el capítulo siguiente.

Para este fin se ha realizado una campaña de medida de ruido ambiente en la ciudad de Málaga, entre los meses de mayo y agosto de 2009, así como otra de medida de ruido ambiente mediante técnicas array, entre noviembre de 2010 y julio de 2012, que incluyó la realización de 4 arrays. Adicionalmente, se ha dispuesto de los resultados de otra campaña (con 74 puntos de medida) realizada en Junio de 2005 (Macau, 2008), en la que participé activamente. La localización de todos los puntos de medida se muestra en la Figura V.1. Esta misma figura incluye los sondeos mecánicos utilizados en el análisis numérico de la respuesta del suelo.

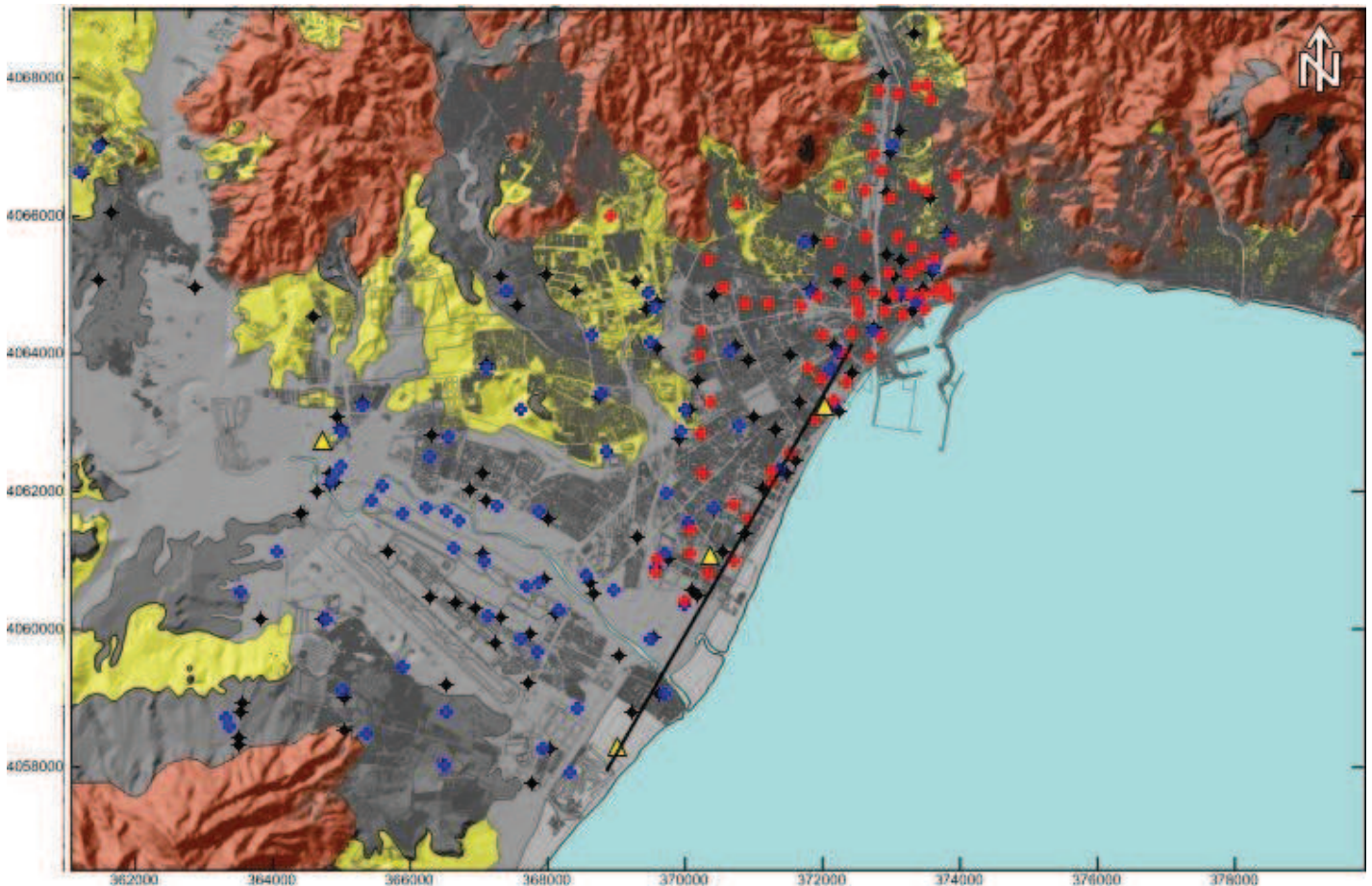


Figura V.1. Localización de los sondeos seleccionados para el análisis numérico (verde), los puntos de medida en las campañas de 2005 (rojo) y 2009 (azul) de medida de ruido ambiente, y los arrays ejecutados (amarillo) en las campañas de 2010 y 2012, en la cuenca de Málaga. La línea negra muestra un perfil del que se hará referencia en la Fig. V.13.



## V.2. PROPIEDADES DINÁMICAS DEL SUELO

Las propiedades dinámicas se relacionan con otras propiedades del suelo, de carácter más físico, como por ejemplo el índice de poros, la densidad relativa y la velocidad de las ondas de corte (Rodríguez, 2005).

### Módulo de cizalla

El módulo de cizalla o de corte ( $G$ ) se define como la razón entre la tensión de corte ( $\tau$ ) y la deformación unitaria de corte ( $\gamma$ ). La respuesta de un material a las deformaciones se puede observar en un diagrama tensión – deformación. En un material lineal, la gráfica es una línea recta, mientras que para un material no lineal, la gráfica es una curva (Figura V.2).

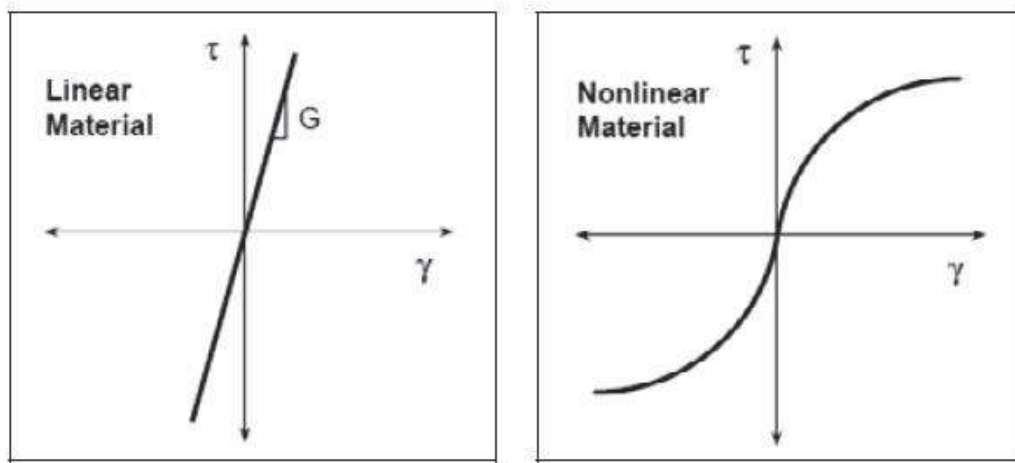


Figura V.2. Diagrama tensión – deformación de un material lineal y un material no lineal (Arduino, 2003).

De la figura se infiere que en un material no lineal el módulo de corte varía a lo largo de la curva, por lo tanto se definen varios módulos de corte, el módulo de corte máximo o inicial, el módulo de corte secante y el módulo de corte tangente, los cuales se representan en la Figura V.3.

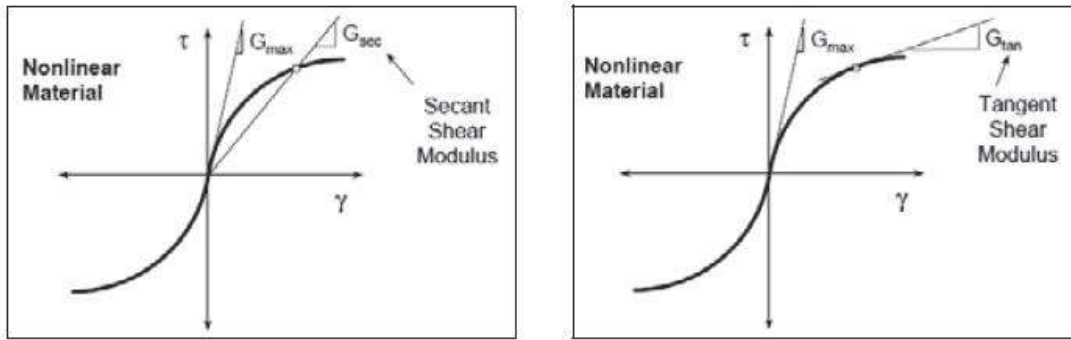


Figura V.3. Módulos de corte (Arduino, 2003).

Matemáticamente se expresan como:

$$G_{SEC} = \frac{\tau}{\gamma} \quad G_{TAN} = \frac{d\tau}{d\gamma} \quad (\text{Ec. V.1})$$

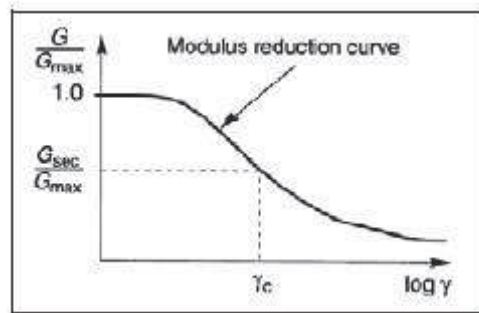


Figura V.4. Curva de reducción de módulo (Kramer y Stewart, 2004).

El módulo de corte secante disminuye cuando la deformación unitaria aumenta. Esta disminución se puede representar para obtener la curva de reducción del módulo de corte, la cual tiene la forma mostrada en la Figura V.4.

### Razón de amortiguamiento

La razón de amortiguamiento ( $D$ ) expresa la capacidad del material para disipar la energía. Se calcula como (Rodríguez, 2005):

$$D = \frac{1}{4\pi} \frac{A_L}{A_T} = \frac{1}{2\pi} \frac{A_L}{G \cdot \gamma_1^2} \quad (\text{Ec. V.2})$$

Donde  $A_L$  es el área del ciclo de carga – descarga, que equivale a la energía perdida o área del ciclo completo BCDE en la Figura V.5, y  $A_T$  es el área del triángulo OAB, que equivale a la energía proporcionada al suelo, por unidad de volumen, para causar la deformación máxima.

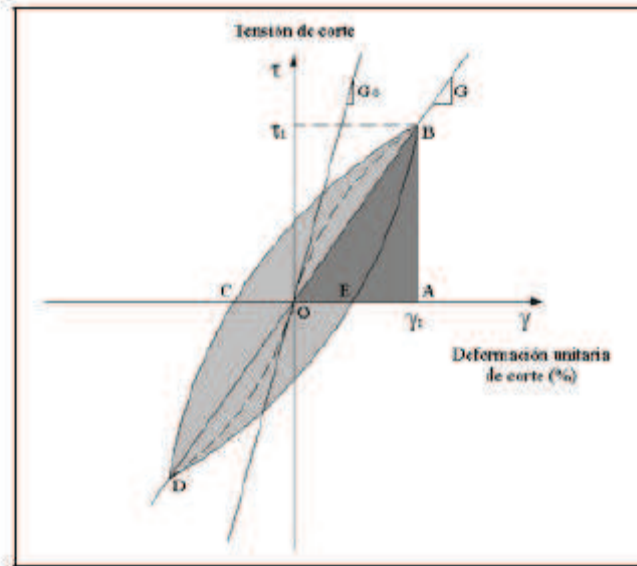


Figura V.5. Respuesta de un suelo sometido a una carga cíclica (Troncoso, 1992)

Al contrario de lo que ocurre con el módulo de corte, la razón de amortiguamiento aumenta cuando la deformación máxima aumenta. Esto significa que la respuesta del suelo es una función del nivel de sollicitación, y que mientras mayor sea la tensión solicitante, más deformable será el suelo y mayor será su capacidad de amortiguamiento (Troncoso, 1992).

Las variaciones del módulo de corte y de la razón de amortiguamiento en función de la deformación, se representan por curvas como las mostradas en la Figura V.6.

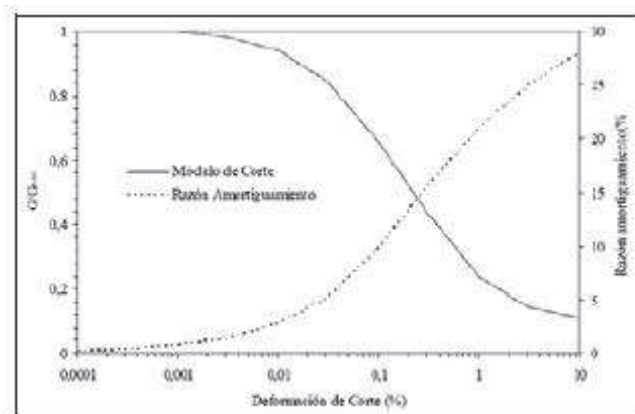


Figura V.6. Curva de reducción de módulo de corte y variación de la razón de amortiguación con el nivel de deformación de corte (Rodríguez, 2005).

Existen varias posibilidades técnicas para caracterizar las propiedades dinámicas de los materiales. Se basan tanto en realizar medidas directas *in situ* (técnicas de prospección sísmica, tanto en superficie como en sondeo, ensayos presiométricos, ensayos de penetración dinámica y/o estática, etc.) o en laboratorio (triaxial cíclico, columna resonante, etc.). A continuación se describen las técnicas empleadas para determinar las propiedades dinámicas de los materiales en el área de estudio.

### V.3. DETERMINACIÓN DE LA VELOCIDAD DE CIZALLA

#### V.3.1. Determinación de la velocidad de cizalla $V_S$ a partir de la resistencia al corte sin drenaje ( $S_u$ ) en las arcillas de edad Plioceno (P)

Las arcillas pliocenas de Málaga pueden ser clasificadas geotécnicamente como arcillas muy firmes a duras, encontrándose claramente sobreconsolidadas. Este tipo de materiales presenta un comportamiento deformacional muy complejo, donde la deformabilidad depende de una manera muy acusada de las deformaciones sufridas y experimentando disminuciones muy bruscas en su rigidez a partir de ciertos niveles de deformación.

A través de la combinación de los resultados obtenidos mediante ensayos *in situ*, (presiométricos y pruebas de down-hole), y mediante ensayos de laboratorio (triaxiales y pruebas de columna resonante), ejecutados en estos materiales, Lorente (2011) pudo establecer la deformabilidad de dichas arcillas entre porcentajes del 0.001 y 10% (Figura V.7).

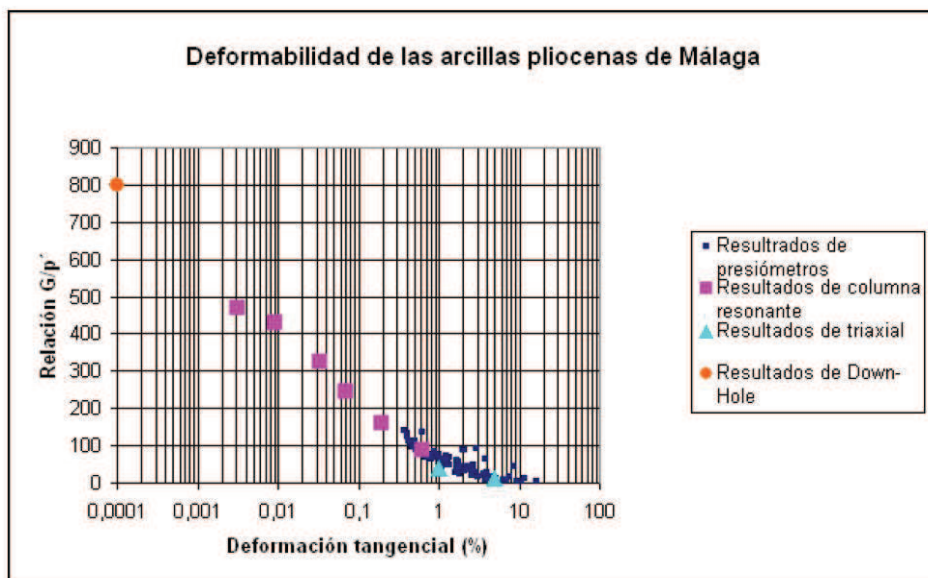


Figura V.7. Deformabilidad normalizada de las arcillas pliocenas de Málaga (Lorente, 2011).

Adicionalmente, y siguiendo Massarsch (2004), Lorente (2011) obtuvo una expresión semiempírica para la curva que relaciona el cociente  $G/G_{max}$  con el nivel de deformación ( $\gamma$ ):

$$\frac{G}{G_{max}} = \frac{1}{1 + 5.1\gamma(1 + 10^{-0.87\gamma})} \quad (\text{Ec. V.3})$$

Aplicando la anterior expresión, la curva de reducción  $G/G_{max}$  se representaría tal como queda en la Figura V.8.

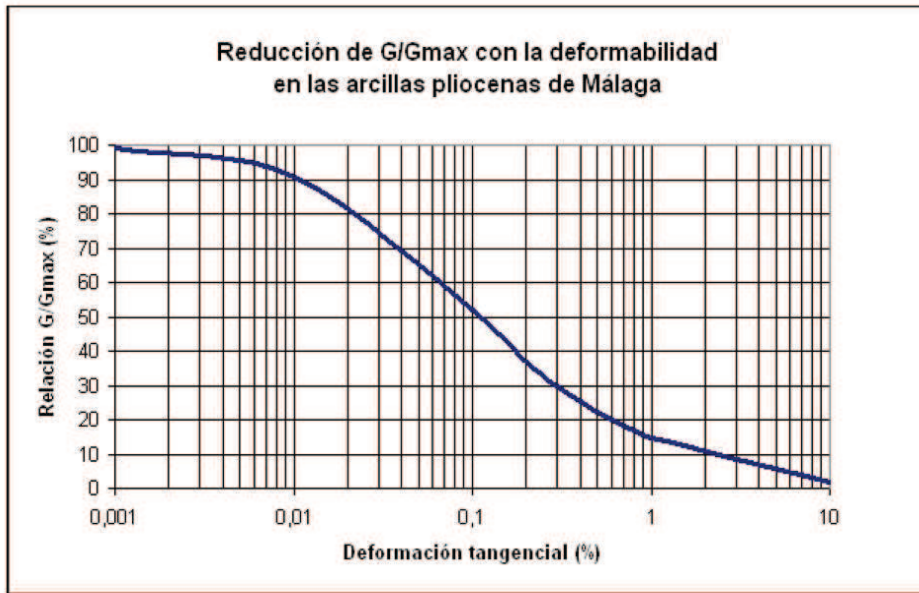


Figura V.8. Curva de reducción  $G/G_{max}$  de las arcillas pliocenas de Málaga (Ec. V.3).

Atendiendo a la interpretación de los ensayos de columna resonante y triaxiales y basándose en un modelo elástico no-lineal (hiperbólico) y utilizando datos procedentes de los ensayos presiométricos, Lorente (2011) estableció que las arcillas pliocenas de Málaga se comportan como un suelo de Gibson, creciendo la rigidez en profundidad de manera lineal y de forma muy rápida.

A partir de los ensayos presiométricos también se comprueba que la resistencia al corte sin drenaje ( $S_u$ ) del terreno aumenta igualmente de forma aproximadamente lineal con la profundidad ( $z$ ) (Figura V.9) mediante la siguiente expresión:

$$S_u = 13z + 50 \quad (\text{Con } z \text{ en metros y } S_u \text{ en kPa}) \quad (\text{Ec. V.4})$$

A partir de las pruebas presiométricas llevadas a cabo, se detectó que las arcillas pliocenas existentes en el entorno del río Guadalhorce presentan un grado de sobreconsolidación más bajo ( $OCR \approx 2.0$ ) que en otros puntos de la cuenca de Málaga, donde  $OCR \approx 3.5-4.0$ . Es posible que dicho contexto geográfico no experimentara apenas erosión en comparación con otras zonas de la cuenca, lo que habría contribuido a una menor descarga (por erosión) del material y consecuentemente menores niveles de sobreconsolidación. Para esta zona, la relación entre  $S_u$  y  $z$  queda como:

$$S_u = 0.33 \cdot (13z + 50) \quad (\text{Con } z \text{ en metros y } S_u \text{ en kPa}) \quad (\text{Ec. V.5})$$

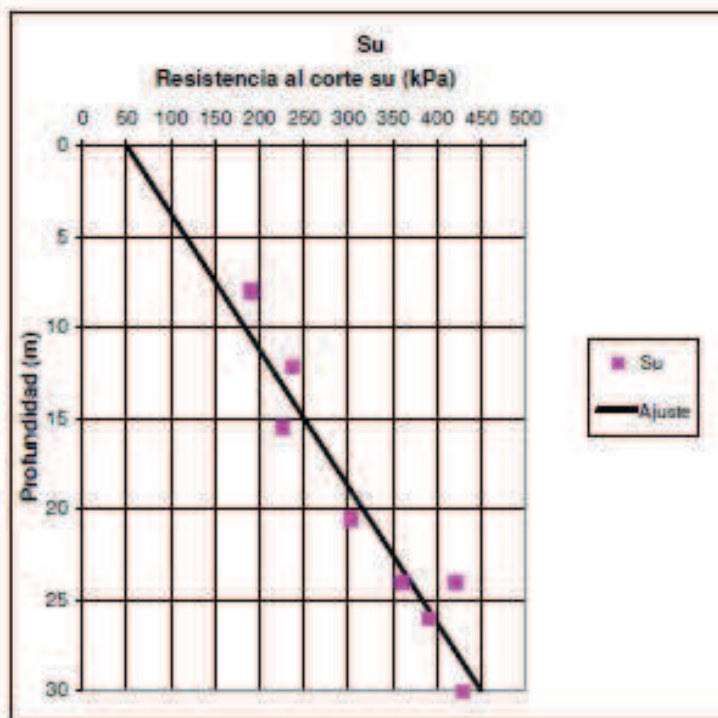


Figura V.9. Variación de la resistencia al corte con la profundidad (Lorente, 2011).

Todos los ensayos realizados permiten establecer una curva aproximada (Figura V.10) que relacione el valor del índice de rigidez  $G/s_u$  con el nivel de deformación.

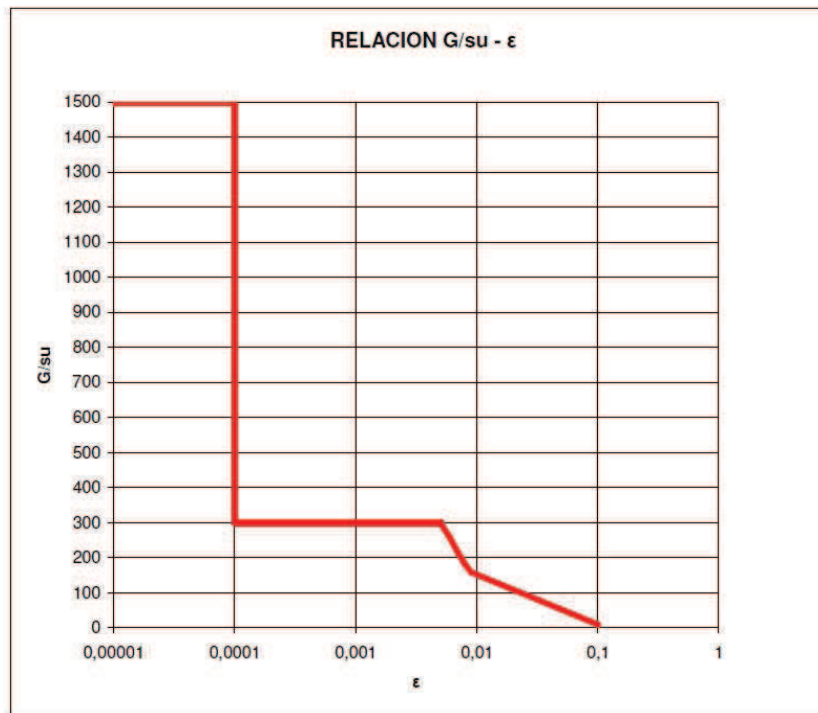


Figura V.10. Posible variación del índice de rigidez con la deformación (Lorente, 2011).

Atendiendo al tramo realmente elástico del suelo de la figura anterior, la relación  $G/S_u$  sería la siguiente:

$$G = 1500 \cdot S_u \quad (\text{Ec. V.6})$$

Combinando las ecuaciones V.4 y V.6, y considerando un peso específico medio de  $2.1 \text{ g/cm}^3$  para las arcillas pliocenas (Tabla IV.2 (a); suelo  $C_5$ ), la expresión de la velocidad de las ondas S ( $V_s$ ) para dichas arcillas, exceptuando el entorno del río Guadalhorce, como sigue:

$$V_s = \sqrt{9285,7 \cdot z + 35714,3} \quad (\text{m/s}) \quad (\text{Ec. V.7})$$

Para la zona del Guadalhorce, valiéndose de las expresiones V.5 y V.6, y considerando el mismo peso específico que en el caso anterior, la  $V_s$  de las arcillas pliocenas se regiría según la siguiente ecuación:

$$V_s = \sqrt{3064,3 \cdot z + 11785,7} \quad (\text{m/s}) \quad (\text{Ec. V.8})$$

Según se deduce de las anteriores expresiones, el valor de  $V_s$  de las arcillas pliocenas de la cuenca de Málaga es una función exclusiva de la profundidad, siguiendo una relación lineal (suelo de Gibson).

### V.3.2. Determinación de $V_s$ a partir de técnicas array

Una forma alternativa de medir  $V_s$  es mediante el análisis de dispersión de ondas superficiales mediante técnicas de array. Como se explicó en el capítulo de metodología, en medios verticalmente heterogéneos, las ondas superficiales son dispersivas y el análisis de esta propiedad permite derivar la estructura del medio y su  $V_s$ . La aproximación usada para obtener la curva de dispersión de las ondas superficiales de las señales recogidas sin filtrar en este trabajo, ha sido acometida mediante la técnica f-k (Capon, 1969; Lacoss *et al.*, 1969)), que analiza exclusivamente la componente vertical del movimiento. En un segundo paso, se invierte la curva de dispersión obtenida anteriormente, para obtener el perfil de  $V_s$  frente a la profundidad, a través de la aplicación DINVER del programa GEOPSY (Wathelet, 2005). Aparte, en este trabajo, de algunos arrays se ha llevado a cabo una inversión conjunta de la curva de dispersión obtenida mediante la técnica f-k, y de la curva H/V obtenida en una estación representativa del array.

Se realizaron dos campañas de arrays. La primera de ellas consistió en la realización de tres arrays (Fig. V.11; Clavero *et al.*, 2014), mientras que en la segunda campaña se realizó un cuarto array.

En la primera campaña de arrays, uno de ellos (array 3) tenía forma pentagonal y se tomaron medidas sucesivas con cuatro radios distintos, en las proximidades de la barriada de Guadalmar. Los otros dos (arrays 1 y 2) poseían forma triangular y estación central, con dos radios cada uno. El array 2 se realizó en el patio del IES Fernando de los Ríos, y el array 1 se desarrolló en el Parque Huelin. El criterio de elección de los emplazamientos se fundamentó tanto en la cualificación geológica y geotécnica de la zona, como en la consideración de sus condiciones topográficas y de accesibilidad (superficies llanas suficientemente amplias sin presencia de perturbaciones). En la Figura V.11 se muestran sus emplazamientos geográficos dentro del área de estudio, y sus geometrías.



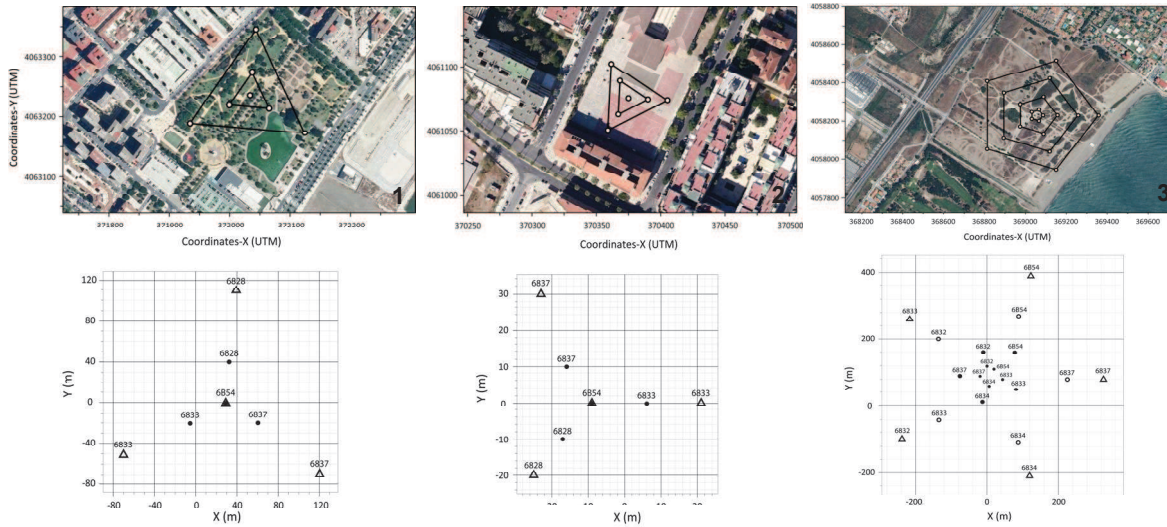


Figura V.11. Geometría de los arrays 1, 2 y 3 (Clavero *et al.*, 2014).

Con el objetivo de obtener el perfil  $V_s$  para cada array (Figura V.12), se aplicó la técnica  $f-k$ , con la salvedad de que en los sitios 2 y 3 la inversión de la curva de dispersión obtenida se hizo conjuntamente con una curva  $H/V$  característica del entorno del emplazamiento del array, obtenida en uno de sus sensores, ya que en dichos emplazamientos el sustrato se encuentra a una gran profundidad. La inversión conjunta de estas curvas puede contribuir a mejorar considerablemente la estimación de los perfiles de velocidad en las capas más profundas (Parolai *et al.*, 2005; Picozzi *et al.*, 2005, 2007, Richwalski *et al.*, 2007). Con respecto al sitio 1, donde se localiza el sustrato a menor profundidad, se realizó únicamente la inversión de la curva de dispersión.

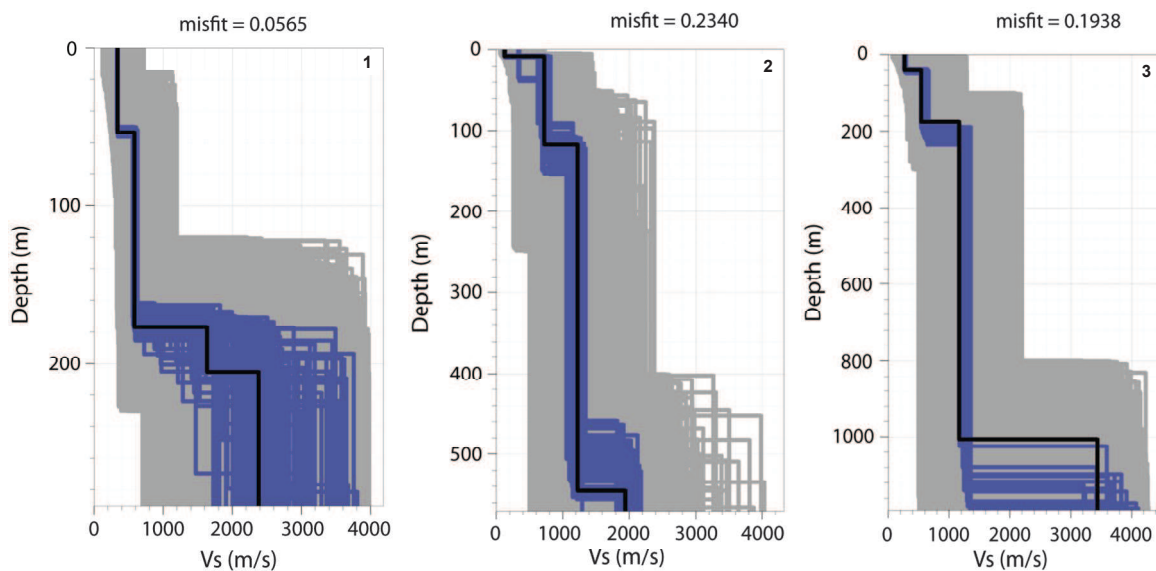


Figura V.12. Perfiles  $V_s$ -profundidad obtenidos para los arrays 1, 2 y 3 (Clavero *et al.*, 2014)

Los tres perfiles obtenidos se integraron en una sección 2D de la cuenca (Figura V.13), completado con datos de sondeos superficiales, con el objetivo de tener información de las formaciones geológicas. La capa más profunda corresponde al basamento de la cuenca y se caracteriza por una  $V_s$  mayor a 2000 m/s. Respecto al relleno de la cuenca, está subdividido en tres capas con diferentes intervalos de velocidades. Las dos capas sedimentarias más profundas corresponden a la unidad pliocena, mientras que la más superficial corresponde a los sedimentos cuaternarios. Estos resultados muestran que el basamento de la cuenca asciende desde el SW al SE y que está caracterizado por altas  $V_s$ . Este valor contrasta con los bajos  $V_s$  observados en las capas superiores, lo que explica los picos de bajas frecuencias observadas en el análisis H/V (ver apartado siguiente).

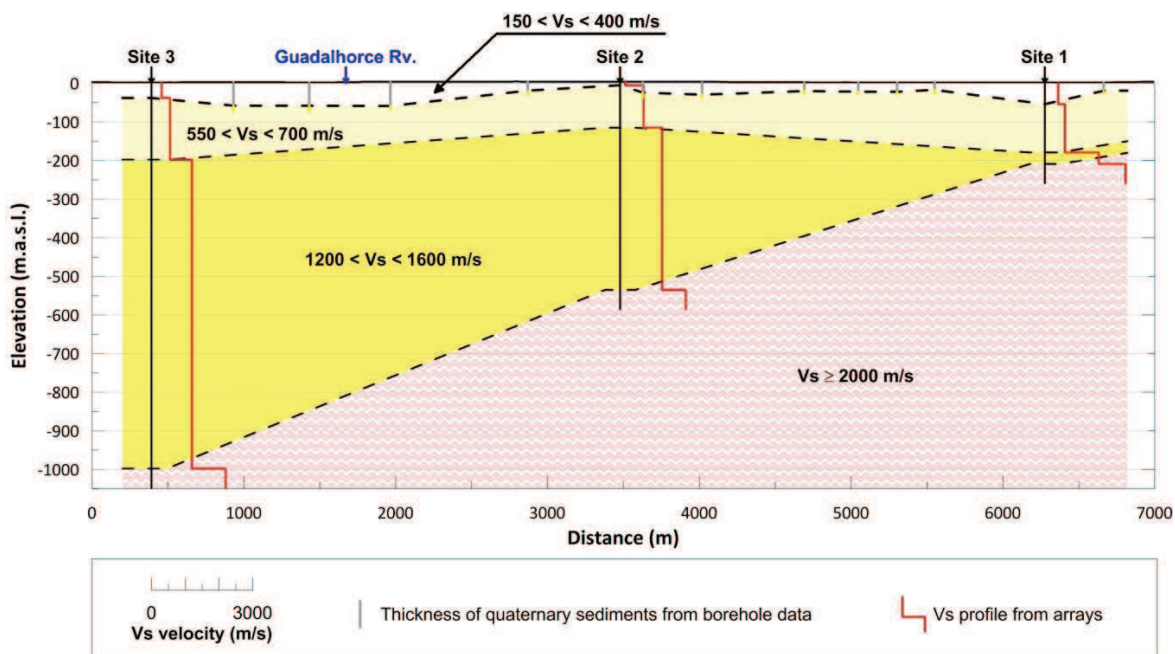


Figura V.13. Sección 2D de la cuenca de Málaga que integra los perfiles  $V_s$  obtenidos para los arrays 1, 2 y 3 (Clavero *et al.*, 2014). La localización del perfil puede observarse en la Figura IV.14.

El cuarto array, realizado durante la segunda campaña, tenía forma trapezoidal con estación central, conformado por cinco sensores en dos radios de 30 y 150 m, en las inmediaciones de la barriada de Los Chopos, en el extremo N del cauce del río Guadalhorce (Figuras V.1, V.14 y V.23).

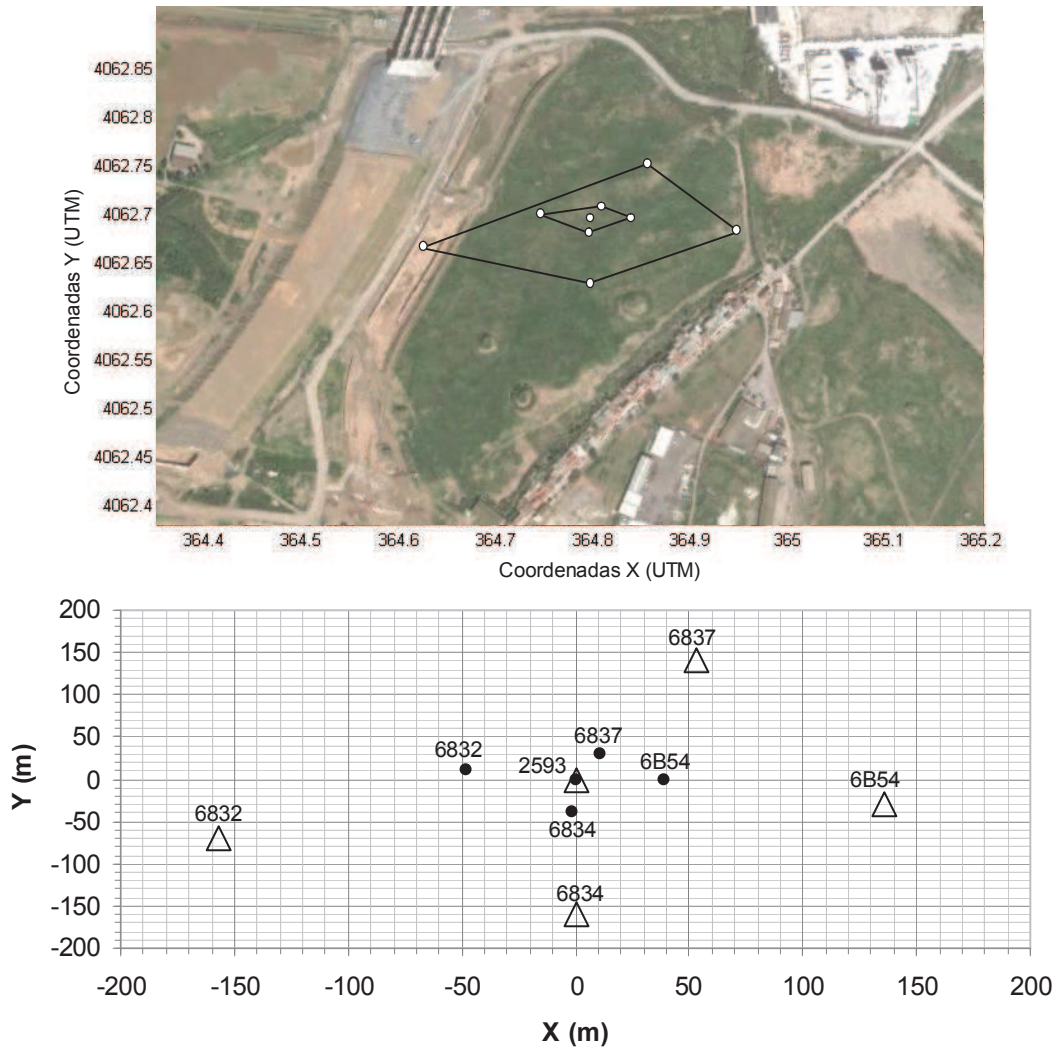


Figura V.14. Localización y geometría del array 4.

Previamente al análisis del array, se usó una estación de la misma para el cálculo de una curva H/V representativa del entorno de la medida, para así tener una idea del número de contrastes de impedancia significativos existentes en el medio, identificados por el número de observables en la curva H/V (Figura V.15).

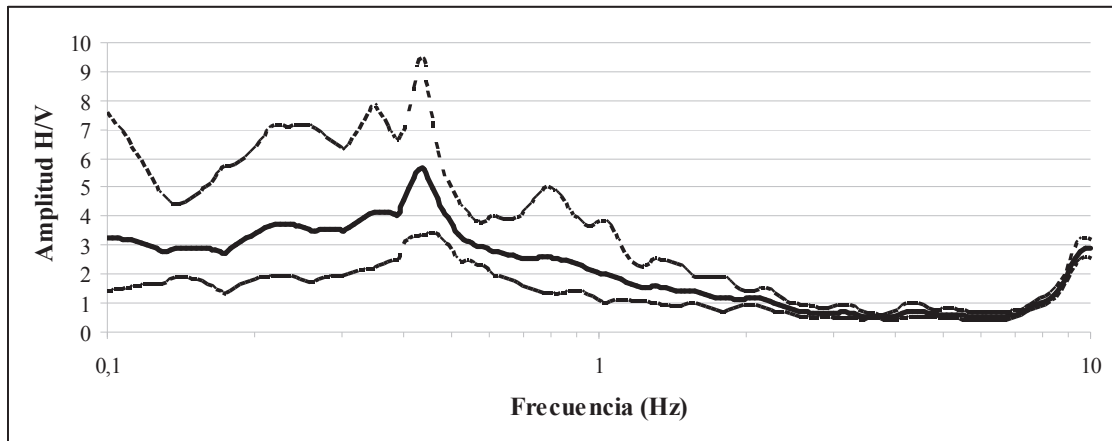


Figura V.15. Curva H/V obtenida en una estación del array 4. Línea continua: valor medio de las razones H/V; líneas punteadas: desviación estándar.

En este sitio (array 4) existe un pico predominante a una frecuencia de 0.46 Hz. Además se puede apreciar la presencia de picos secundarios principalmente a partir de 8 Hz, asociados a la presencia de contrastes de impedancia entre cuaternario y pliocuaternario superficial, con la formación pliocena.

En la curva de dispersión obtenida mediante la técnica f-k (Figura V.16), puede apreciarse una variación significativa a los 2.5 Hz en la desviación estándar, manifestada mediante las barras verticales, debido a que este es el punto donde las dos curvas de dispersión, correspondientes a las aperturas grande y pequeña (radios de 30 y 150 m), se unen.

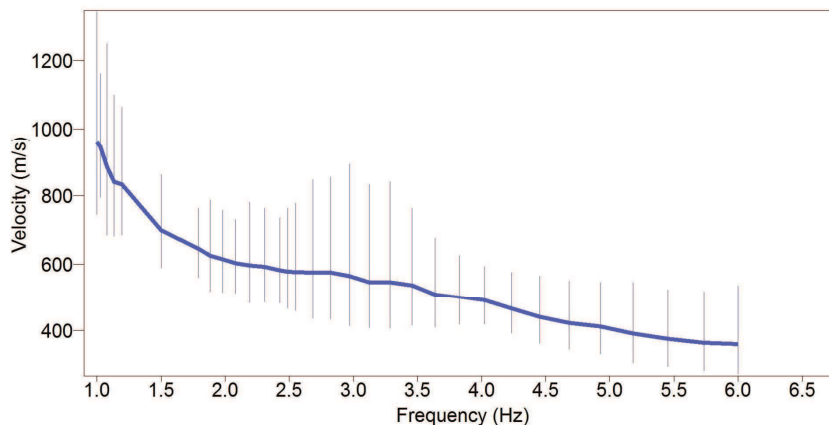


Figura V.16. Curva de dispersión del array 4. Las barras verticales representan la desviación estándar.

Para el cálculo de la inversión, se ha empleado únicamente la curva de dispersión, sin considerar la curva H/V, ya que la formaciones geológicas esperadas en el emplazamiento del sitio

4 son más superficiales que la de los arrays 2 y 3, más en concordancia con la geología local del array 1. Para evaluar la parametrización más adecuada, se ha ensayado con varios modelos con diferentes limitaciones, con el objetivo de encontrar el mejor ajuste a las curvas experimentales. Finalmente se han considerado 7 capas, 3 más que Clavero *et al.* (2014), debido a la necesidad de caracterizar variaciones considerables del Vs en profundidad, debido a la presencia de cuaternario y pliocuaternario en superficie, y a que el plioceno en su techo está intensamente alterado.

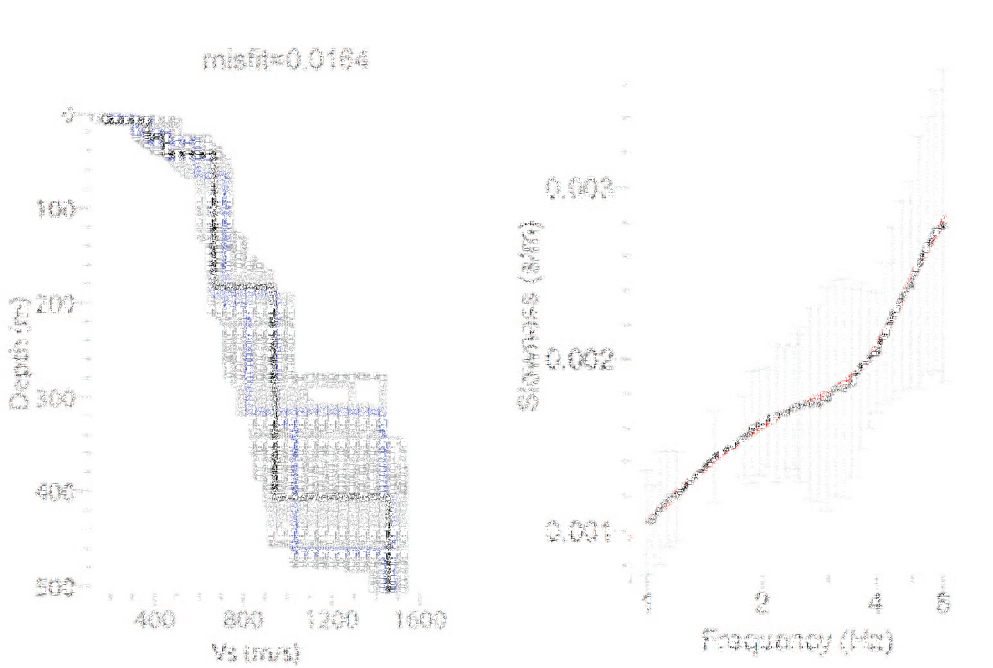


Figura V.17 Perfil Vs-profundidad y ajuste de la curva de dispersión obtenida para el array 4.

En la Figura V.17 se muestra el perfil Vs obtenido para el array 4, donde se resalta en negro el modelo con mejor ajuste (el valor de su ajuste se indica arriba). En la parte derecha de la figura se muestra el ajuste de la curva de dispersión. Las características de las capas obtenidas se muestran en la Tabla V.1.

Capa	Velocidad $V_s$ (m/s)	Espesor (m)
1	170	5
2	370	17
3	450	24
4	670	135
5	940	100
6	950	120
7	1500	-

Tabla V.1. Resultados del análisis del array 4.

Atendiendo a la Figura V.17 y la Tabla V.1, se observa como la capa más superficial corresponde a la presencia de cuaternario, tal como denota la  $V_s$  tan baja que lo caracteriza (170 m/s). Bajo estos materiales, aparece el plioceno cuya  $V_s$  aumenta gradualmente entre 370 y 670 m/s, hasta alcanzar finalmente una  $V_s$  correspondiente a una roca de 950 m/s, antes de alcanzar el sustrato rocoso (1500 m/s).

Para este modelo simple, donde la topografía es llana y una formación sedimentaria blanda recubre el basamento rocoso, la frecuencia de resonancia ( $f$ ) puede ser calculada mediante la  $V_s$  media de la formación sedimentaria y el valor de ( $h$ ), según la siguiente ecuación (Lermo and Chávez-García, 1993):

$$f = \frac{V_s}{4 \cdot h} \quad (\text{Ec. V.9})$$

Considerando una  $V_s$  media de 790 m/s y una profundidad de 400 m, la frecuencia de resonancia es de 0.49 Hz, muy similar a la obtenida experimentalmente (0.46 Hz) (Figura V.15). Además, si consideramos el contraste de impedancias entre la formación pliocena y el cuaternario, cuya  $V_s$  es 170 m/s y su espesor de tan sólo 5 m (capa 1 en Tabla V.1), la frecuencia de resonancia resultante es 8.5 Hz, muy próxima a los picos secundarios observados en la curva H/V experimental (Fig. V.15).

### V.3.3. Determinación de $V_s$ a partir de la inversión de las curvas H/V

Además de poder obtenerse perfiles de  $V_s$ -profundidad con la inversión de las curvas de dispersión obtenidas mediante la aplicación de técnicas de array, también es posible obtenerlos a través de la inversión de curvas H/V obtenidas en campañas de ruido ambiental. El programa DINVER ofrece la posibilidad de invertir las curvas H/V o HVSR (Capítulo VI), mediante su

ajuste a curvas de elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh, calculadas a partir de un espacio paramétrico propuesto para el emplazamiento de la medida llevada a cabo.

Según Wathelet (2005) esta técnica no está validada completamente, debiéndose emplear cuando se dispongan de valores más o menos precisos de las velocidades de las ondas S en profundidad, o como método complementario a las técnicas array. Este autor destaca que este procedimiento de inversión podría considerarse plenamente válido sólo en el caso de tener la absoluta certeza de que las curvas H/V obtenidas en campo están compuestas exclusivamente por ondas Rayleigh.

A este respecto es preciso comentar que según Boore *et al* (1969), las técnicas de array f-k y el método de inversión de la elipticidad de las ondas Rayleigh son igualmente sensibles a las estructuras estratificadas, desprendiéndose entonces la idea de que los perfiles de velocidad de las ondas S frente a la profundidad, obtenidos mediante ambas metodologías, deben ser muy similares. Esta asunción es contrapuesta a la presentada por Scherbaum *et al* (2003), donde se asegura que los perfiles obtenidos mediante técnicas f-k son más fiables, como consecuencia de que las velocidades de las ondas S más superficiales están mejor definidas, que en el caso de la inversión de la elipticidad (donde se aprecia más incertidumbre). Según estos autores el error de apreciación de Boore *et al* (1969), se debe a que estos asumen en que ambos métodos el ruido está gobernado por ondas de Rayleigh. Siempre el método f-k se aproximará más a esta presunción, ya que únicamente emplea componentes verticales del movimiento, compuestas principalmente por ondas Rayleigh, mientras que en el caso de las curvas H/V se trabaja con componentes verticales y horizontales, invirtiéndose así tanto ondas Love como de cuerpo. Aunque es cierto que el sector de la curva comprendido entre el pico de resonancia y el valle, está dominado por ondas Rayleigh (Fäh *et al*, 2001, 2003), los resultados se verían perjudicados por la inversión de las componentes horizontales.

Por todo lo anterior, en el proceso de inversión de las curvas H/V se procedió de forma secuencial. Se consideraron los puntos de medida de ruido realizados en la campaña de 2009. Se comenzó el análisis por aquellos puntos más próximos a los arrays presentados en el apartado anterior, utilizando precisamente los resultados de los arrays como input inicial para el programa DINVER. Estos modelos iniciales se fueron modificando, tanto en número de capas como en el respectivo espesor y Vs de cada capa, para mejorar los ajustes de las curvas de elipticidad. Obtenidas las soluciones para los puntos de medida de ruido más próximos a los arrays, se procedía a analizar puntos de medida próximos a los anteriores, y por tanto algo más alejados de los arrays, utilizando el modelo obtenido en los puntos previamente interpretados como input inicial en el proceso de ajuste, y así sucesivamente hasta interpretar la totalidad de puntos y obtener su modelo de capas y velocidades. En el Anexo V se incluyen todos los ajustes de las inversiones y los perfiles Vs-profundidad resultantes para cada punto de medida de ruido. La Figura V.18 presenta un ejemplo de ajuste de la curva H/V mediante la metodología aplicada.

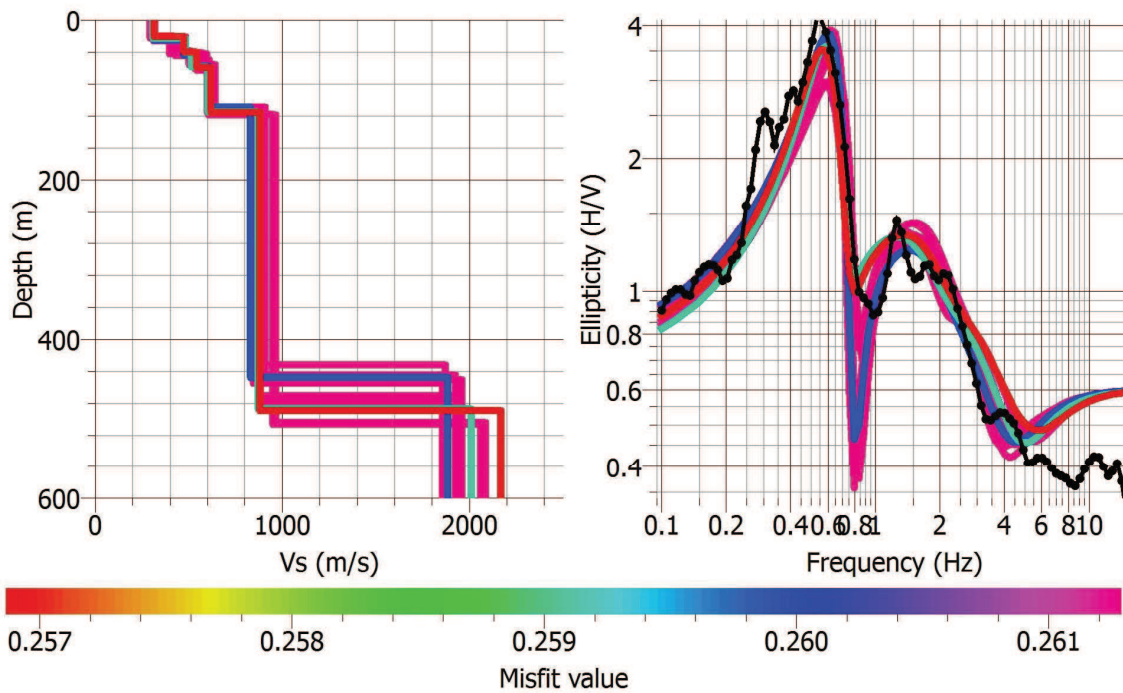


Figura V.18. Perfil de  $V_s$ -Profundidad obtenido a partir de la inversión de la curva H-V obtenida en el punto de medida 27 de la campaña de ruido de 2009 (ver localización del punto en la Figura VI.1).

#### V.3.4. Comparación de los resultados obtenidos

Una vez interpretados los arrays y realizados los ajustes de las curvas H/V, se ha procedido a analizar los resultados obtenidos en cuanto a valor máximo de velocidad  $V_s$  para cada material investigado al objeto de establecer valores característicos de este parámetro, así como su rango de variación, en cada material. En concreto se han analizado los resultados en materiales cuaternarios y pliocenos, por ser las unidades geológicas de mayor entidad que conforman la cuenca sedimentaria de Málaga. Además se ha incluido la formación plio-cuaternaria integrada por los piedemonte, detectada y bien diferenciada en algunos puntos. Los valores obtenidos para el sustrato rocoso no se han considerado, ya que presentan una dispersión muy alta.



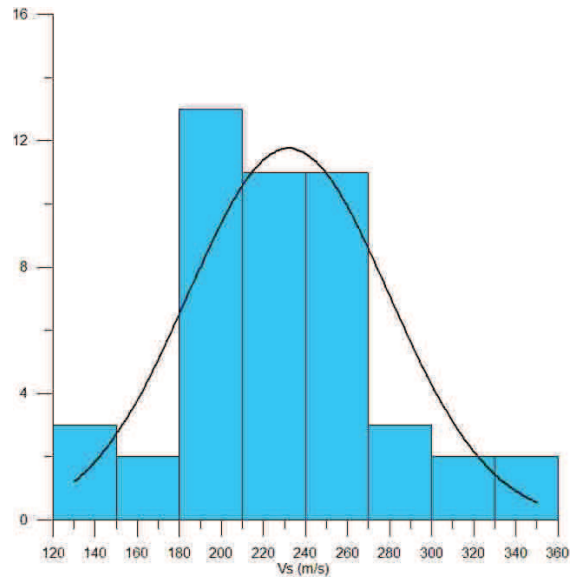


Figura V.19. Histograma de frecuencias de la velocidad  $V_s$  para la formación cuaternaria. La línea continua representa la distribución normal que ajusta los valores experimentales.

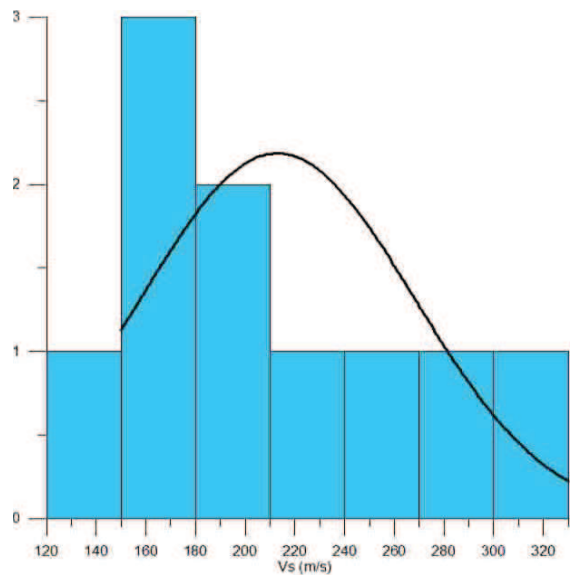


Figura V.20. Histograma de frecuencias de la velocidad  $V_s$  para la formación plio-cuaternaria. La línea continua representa la distribución normal que ajusta los valores experimentales.

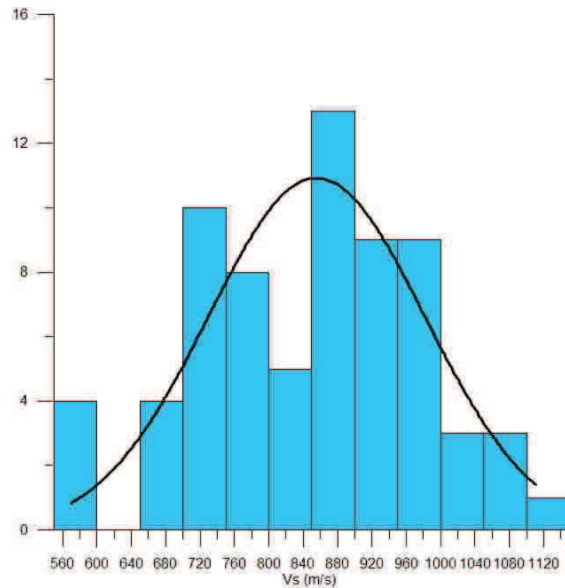


Figura V.21. Histograma de frecuencias de la velocidad  $V_s$  para la formación pliocena. La línea continua representa la distribución normal que ajusta los valores experimentales.

En las Figuras V.19 a V.21 se observa que  $V_s$  se caracteriza por valores medios entre 180 y 270 m/s en los sedimentos del Cuaternario, entre 150 y 240 m/s para el plio-cuaternario (aunque son pocos los datos disponibles), y entre 700 y 1000 m/s en el caso del plioceno (P).

En cuanto al Cuaternario (Q), los resultados corroboran su carácter heterogéneo, con un valor de  $V_s$  que puede llegar a triplicarse (120-360 m/s), según sea el emplazamiento. Dichos valores reflejan que estos materiales, dentro de su alta variabilidad, se caracterizan por una consistencia entre blanda y medianamente dura. Con la formación pliocuaternaria, ocurre prácticamente lo mismo que con el cuaternario, ya que se posee una alta heterogeneidad litológica, aunque con unos valores medios de  $V_s$  algo más bajos.

Finalmente, por lo que respecta a la formación pliocena (P), los resultados obtenidos arrojan una nueva observación que contrasta con el conocimiento previo que se tenía de estas arcillas. Según se expresó cuando se presentaron las propiedades geotécnicas de esta formación (apartado IV.4), la misma es superficialmente muy homogénea, poseyendo unas características geomecánicas muy similares a lo largo de toda la cuenca. Las determinaciones de  $V_s$  efectuadas por Lorente (2011), a partir de su correlación con la resistencia al corte sin drenaje ( $S_u$ ), predicen que  $V_s$  aumenta gradualmente en profundidad (apartado V.3.1), únicamente diferenciado entre dos regiones espaciales (entorno del río Guadalhorce y resto de la cuenca de Málaga). Sin embargo, a la vista de los resultados obtenidos en los perfiles (Fig. V.12 y V.17, y Anexo V) esa homogeneidad desaparece en profundidad, obteniéndose valores de  $V_s$  máximos muy variables (500-1150 m/s) dependiendo del emplazamiento geográfico donde se encuentre la formación. Además, el endurecimiento progresivo de las arcillas en profundidad, provoca que dentro de esta formación, los paquetes más profundos se comporten como roca (lutitas y margas), ya que la  $V_s$  en la mayoría de los casos supera los 750 m/s (NCSE-02).

Tal como se desprende de los comentarios anteriores, esa variabilidad de  $V_s$  en las formaciones cuaternaria (Q) y pliocena (P), va estar condicionada en gran parte por las distribución geográfica. En el siguiente apartado dicho condicionante se analizará con mayor profundidad.

En la Figura V.22 se comparan los perfiles  $V_s$  obtenidos en los cuatro arrays efectuados, con los perfiles obtenidos en dos puntos de ruido (campaña 2009) muy próximos geográficamente (Fig. V.23). Dentro de la formación pliocena (P), se han diferenciado dos subunidades, P1, que corresponde a un primer depósito superficial diferenciado en Clavero *et al.* (2014), y que alcanza en torno a los 200 m de profundidad, y P2, correspondiente a un depósito más profundo, donde se alcanzan los valores de  $V_s$  máximas. Hay que tener cuenta que en las modelizaciones de las medidas de ruido se añadieron más capas que con respecto a los arrays de los sitios 1, 2 y 3, por lo que a veces, sobre todo en las zonas de la cuenca donde el depósito sedimentario es más potente, la subunidad P1 no viene bien caracterizada (medidas de ruido 37 y 69), aunque en el resto de los casos, ambos depósitos, P1 y P2, se diferencia bien.

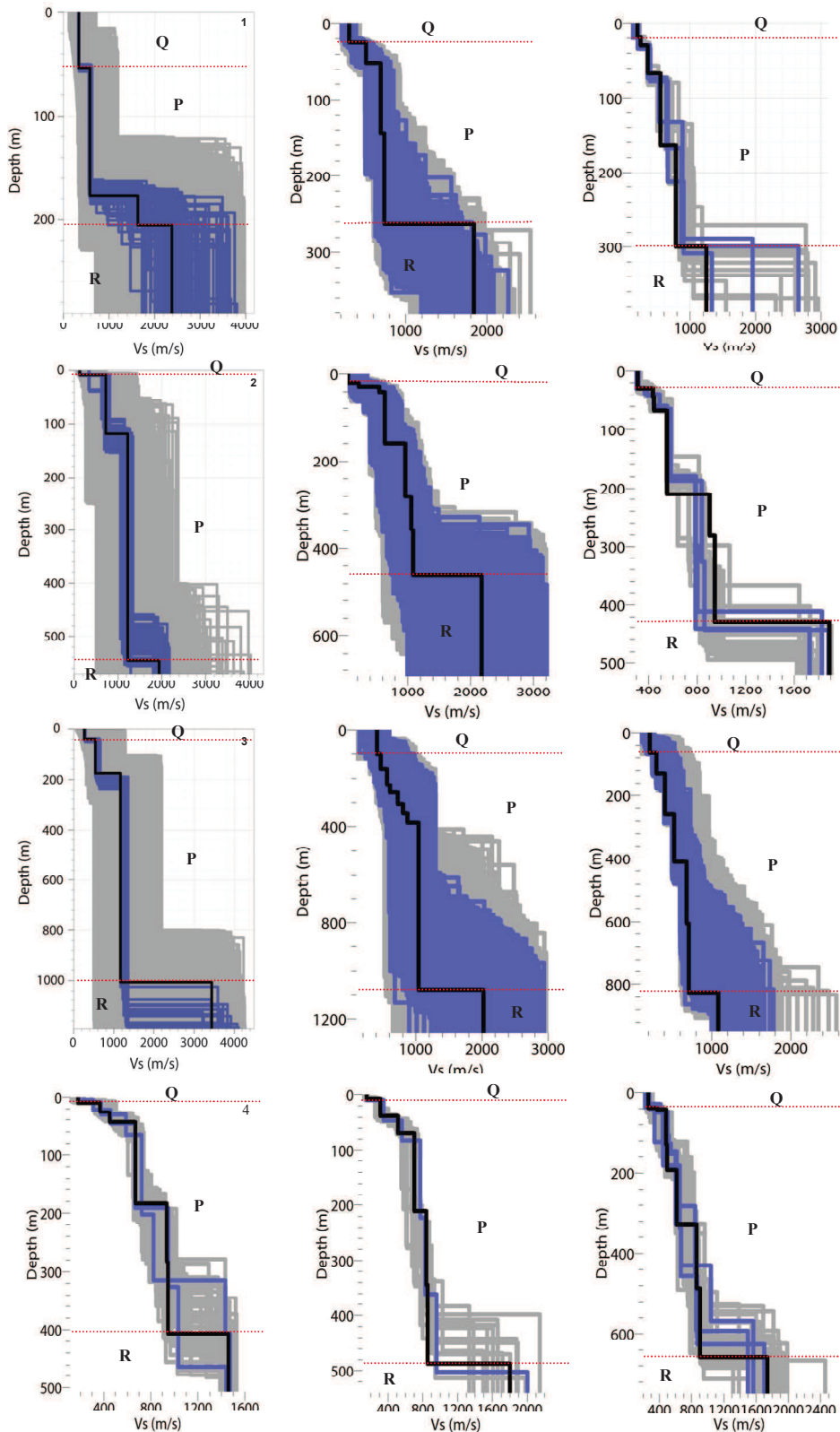


Figura V.22. Comparación de los perfiles  $V_s$ -profundidad obtenidos mediante la técnica f-k y la inversión de las curvas H/V. 1ª fila, de izquierda a derecha: Array 1, medida ruido 13, medida ruido 12. 2ª fila, de izqda a dcha: Array 2, medida ruido 73, medida ruido 26. 3ª fila, de izqda a dcha: Array 3, medida ruido 37, medida ruido 69. 4ª fila, de izqda a dcha: Array 4, medida ruido 40, medida ruido 41. La línea negra representa en cada caso el mejor ajuste. La localización de estos puntos se presenta en la Figura V.23.

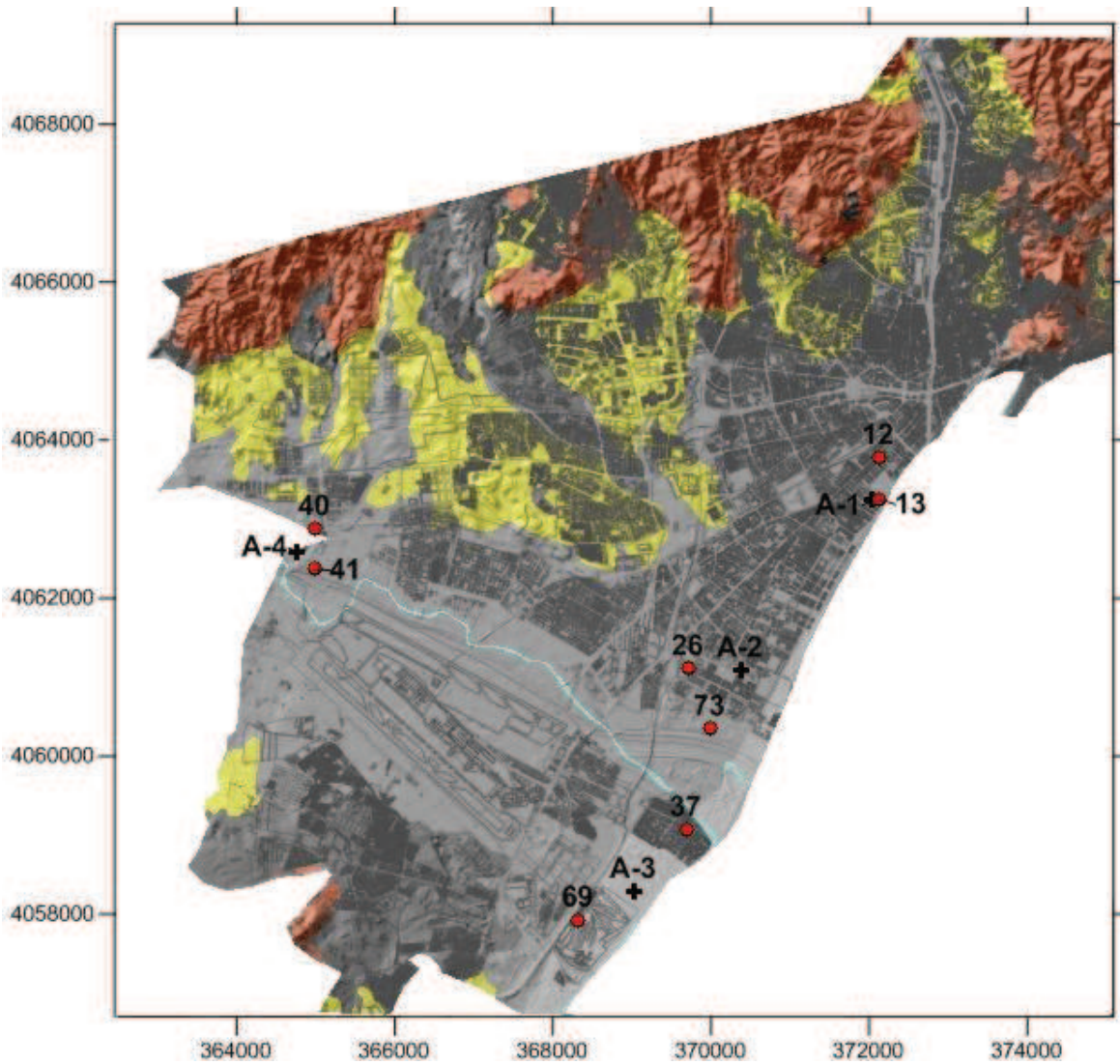


Figura V.23. Localización de los arrays (señalados con cruces negras, y designados con la letra A) y las medidas individuales de ruido 12, 13, 26, 37, 40, 41, 69 y 73 (señalados con círculos rojos) de la campaña 2009, en la cuenca de Málaga.

<b><math>V_s</math> (m/s)</b>				
<b>Emplazamientos</b>	<b>Q</b>	<b>P1</b>	<b>P2</b>	<b>R</b>
<b>Array 1</b>	400	600	600 (1600)	2400
<b>13</b>	320	690	730	1840
<b>12</b>	210	530	780	1220
<b>Array 2</b>	150	700	1250	1950
<b>73</b>	250	630	1090	2180
<b>26</b>	295	545	940	1900
<b>Array 3</b>	300	550	1200	3400
<b>37</b>	350	-	1060	2030
<b>69</b>	220	-	730	1100
<b>Array 4</b>	170	670	945	1500
<b>40</b>	-	710	870	1810
<b>41</b>	260	630	920	1760

Tabla V.2. Comparación de los valores de  $V_s$  obtenidos (línea negra de las Figuras V.12, V.17 y Anexo V) para las formaciones cuaternaria (Q), pliocena (P1 y P2) y el sustrato rocoso (R) en los 4 sitios donde se ejecutaron los arrays mediante la técnica f-k con los obtenidos para 8 medidas de ruido de la campaña 2009 (13, 12, 73, 26, 37, 69, 40 y 41), situados en sus proximidades.

Atendiendo a la Tabla V.2, el array 1 posee unos valores de  $V_s$  muy similares a la medida 13, la cual se realizó muy próxima (Fig. V.23). Cabe destacar que en el array 1 hay una inflexión del perfil a 180 m de profundidad que da lugar a un aumento drástico de la  $V_s$  hasta los 1600 m/s, antes de alcanzar el sustrato. Este nivel puede interpretarse tanto como un nivel rígido en la parte inferior de la formación pliocena (Clavero *et al.*, 2014) como un nivel suprayacente del sustrato rocoso, intensamente alterado. Con respecto a la medida 12, los valores de  $V_s$  divergen más, aunque hay que tener en cuenta, que se trata de un emplazamiento más alejado del sitio, en un área muy próxima con el borde de la cuenca con presencia de fallas, pudiendo producirse cambios significativos.

En el array 2, su perfil guarda más parecido con el correspondiente a la medida de ruido 73, ya que ambos emplazamientos se encuentran en un área donde los valores de  $V_s$  máximos alcanzados del plioceno, son mayores que la media. De esta área en particular se hablará con más detenimiento en el próximo apartado.

En el array 3 hay una clara similitud entre su perfil y el correspondiente a la medida 37, aunque sus valores son considerablemente más altos que los obtenidos en la medida 69, ya que su emplazamiento se localiza en las inmediaciones del borde de la sierra cárstica de Mijas, donde

existen importantes surgencias de agua, que reducen la consistencia global de las arcillas pliocenas y del cuaternario.

Con respecto al array 4, el perfil obtenido es muy similar al correspondiente a las medidas de ruido 40 y 41. Cabe destacar que la medida 40 se hizo sobre un afloramiento de plioceno, donde no se distinguía el cuaternario.

En general se puede destacar que existe cierta diferencia entre los valores obtenidos con ambas técnicas para la formación cuaternaria y, sobre todo, para el sustrato rocoso (R). En el primer caso se trata de algo lógico, ya que como se comentó en apartados anteriores, esta formación es muy heterogénea desde el punto de vista litológico y geomecánico, lo que puede entrañar variaciones de  $V_s$  considerables en áreas de reducidas dimensiones. Con respecto al caso del sustrato rocoso, al tratarse de la formación más profunda, es más difícil caracterizar su  $V_s$  de forma correcta mediante estas técnicas, pudiendo resultar grandes divergencias (arrays 1 y 3). De todas formas, tal como se comentó antes (apartado II.2.4), la inversión conjunta de las curvas H/V y las curvas de dispersión (arrays 2 y 3), puede ofrecer una buena estimación de la  $V_s$  del sustrato rocoso, por lo que tal como se explicará en el próximo apartado, se emplearán estas medidas para caracterizar el sustrato rocoso.

Por otra parte, se puede observar en la Figura V.22, que las profundidades estimadas mediante ambas técnicas son coherentes entre sí. Con este parámetro en particular se profundizará en el próximo apartado.

En definitiva, según lo observado en las figuras precedentes, los perfiles  $V_s$  obtenidos mediante la inversión de las curvas H/V son bastante coherentes con los obtenidos a través de la técnica f-k en el área de estudio, suponiendo una metodología complementaria, que posibilita la caracterización de la cuenca entre los espacios existentes entre los lugares de medición de los arrays. Es decir, mediante la aplicación conjunta de estas dos técnicas, es posible llevar a cabo una estimación de la  $V_s$  de las distintas formaciones que conforman la cuenca de Málaga.

#### **V.3.4. Criterios de asignación de velocidades $V_s$ a los materiales en sondeos de la ciudad de Málaga**

En apartados previos se han presentado parte de los trabajos realizados para determinar la velocidad  $V_s$  de los materiales. Como quiera que la modelización numérica de la respuesta del suelo se va a realizar en 102 sondeos en los que se conoce su columna estratigráfica pero no su velocidad  $V_s$  (Figura V.26), en el presente apartado se explica cómo se ha asignado velocidad a los diversos materiales.

Los resultados obtenidos de velocidades  $V_s$  del relleno de la cuenca de Málaga ha permitido diferenciar básicamente dos grandes unidades: los depósitos recientes del Cuaternario (Q) y la formación pliocena (P) (Tabla IV.1), para así realizar la asignación de las velocidades  $V_s$ .

Para la formación Q (materiales identificados en la cartografía geológica como  $CM_p$ ,  $CM_D$ ,  $CC_{A-1}$ ,  $CC_{A-2}$  y  $CC_I$ ), se ha realizado un mapa de isovelocidades (Figura V.24), zonificada a partir de los valores proporcionados por las técnicas arrays, y teniendo en cuenta además, agrupamientos de medidas de inversión de curvas H/V cuando presentan tendencias muy claras, como sucede en el entorno de la desembocadura del Guadalhorce, donde la  $V_s$  disminuye notoriamente.

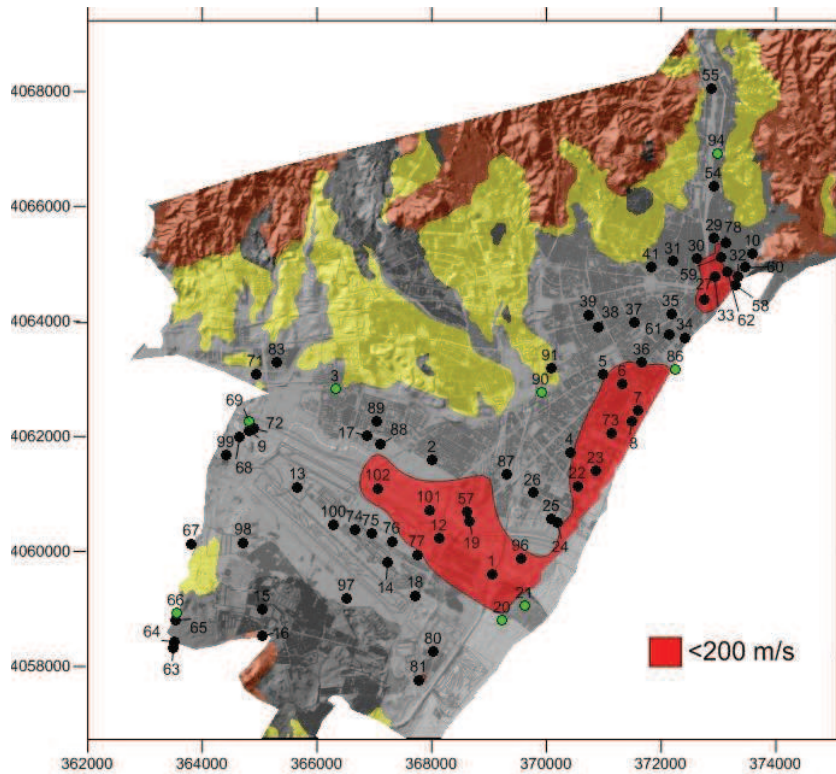


Fig. V.24. Dotación de  $V_s$  media a la formación cuaternaria (Q) conformante de las columnas de suelo consideradas en este trabajo. Los sondeos localizados sobre áreas rojas poseen una  $V_s$  media inferior a 200 m/s, mientras que en el resto se establece entre 200 y 300 m/s. Para los sondeos destacados en color verde, se considerará una  $V_s$  media superior a 300 m/s.

A los sondeos localizados sobre las áreas de baja velocidad (en color rojo en la Figura V.24), se les asignará una  $V_s$  media para la formación cuaternaria inferior a 200 m/s, mientras que al resto se establecerá entre 200 y 300 m/s, excepto para los sondeos destacados en color verde en esta figura, en los que  $V_s$  tendrá un valor medio superior a 300 m/s (se trata de sondeos aislados, con grandes proporciones de gravas semicementadas). Es interesante destacar que en el casco histórico de Málaga se reconoce una zona de baja velocidad (Figura V.24), debido a que en esa zona se ha incluido en el cálculo del  $V_s$  medio, los rellenos antrópicos (definidos como  $E_4$  en la cartografía geotécnica (Anexo III), de considerable espesor ( $>5$  m) y escasa consistencia

Siempre manteniéndonos dentro de los márgenes de  $V_s$  media definidos para cada área, con el fin de tener en cuenta la heterogeneidad de Q, se han definido los niveles interestratificados que conforman la formación para cada sondeo, a partir de la información suministrada por el registro de los mismos, por sus ensayos SPT ( $N_{30}$ ) y los valores aportados por la cartografía geotécnica de la cuenca de Málaga (Clavero y Ramos, 2005), con valores incluso por debajo de 150 m/s para las intercalaciones de fangos, y de más de 300 m/s para niveles de gravas cementadas (en la formación plio-cuaternaria, integrada por gravas y bolos, que transiciona entre el cuaternario y el plioceno en profundidad, se pueden alcanzar valores máximos de hasta 500 m/s).

En la Figura V.24 se puede observar, tal como apuntaron Clavero y Ramos (2005), que la formación cuaternaria, a pesar de ser muy heterogénea, presenta en líneas generales una tendencia



a disminuir su  $V_s$  media hacia la costa, sobre todo hacia la desembocadura del Guadalhorce, ya que disminuye la proporción de gravas, y aumenta la de fangos (medio con menor energía).

En el caso de la formación pliocena, P, (materiales identificados en la cartografía geológica como  $PP_{A-1}$  y  $PP_{A-2}$ ), hay que destacar inicialmente, que tal como se apuntó en el apartado anterior, esta formación alcanza valores de  $V_s$  superiores a los 750 m/s en profundidad, lo que indica que dicha formación termina adoptando el comportamiento de una roca, debiéndose así entonces aludir a margas y lutitas, y no a arcillas, a tales profundidades.

Con el objetivo de ser fiel al aumento gradual de la  $V_s$  con la profundidad en P, regido por las expresiones empíricas de Lorente (2011) (apartado V.3.1), se incrementó el número de capas propuesto en la modelización de los arrays de los sitios 1, 2 y 3 (4 capas) (Clavero *et al*, 2014), hasta entre 5 y 10 en la modelización de la inversión de las curvas H/V, y el array del sitio 4. En vista de los resultados, los perfiles obtenidos no reflejan lo suficiente bien ese aumento gradual, mostrando saltos bruscos. Por este motivo se ha preferido dividir la zona superficial de la formación P en capas de 8-10 metros de espesor, definidas por la  $V_s$  calculada mediante el empleo de las leyes empíricas de Lorente (2011), con incrementos máximos entre 30-60 m/s.

Tal como se observa tanto en los perfiles obtenidos mediante las técnicas array como por la inversión de las curvas H/V, a partir de determinadas profundidades (50-200 m), la  $V_s$  de P se hace constante, manteniéndose invariable en profundidad. A tales profundidades las capas que conforman las columnas se han definido mediante los valores de  $V_s$  máximos que ofrecen las técnicas array y de inversión, manteniéndose a partir de ahí la  $V_s$  constante hasta el sustrato (R). Con el objetivo de dotar dichas  $V_s$  a las capas que conforman la parte inferior de las columnas, al igual que en el caso de Q, se ha diseñado una cartografía de isovelocidades ( $V_s$  máxima) para P (Figura V.25), zonificada a partir de los valores proporcionados por las técnicas arrays, y teniendo en cuenta además tendencias muy claras, marcadas por agrupamientos de medidas de inversión de curvas H/V. Aparte, en el entorno de los perfiles gravimétricos ejecutados (Capítulo 3), al disponer de valores de profundidades de R y valores de frecuencia fundamental ( $f_0$ ), se han hecho pequeños reajustes de los valores de  $V_s$  máxima en algunas zonas puntuales, donde no coincidían con los valores ofrecidos por los perfiles, especialmente en la zona delimitada entre las coordenadas 370000-371400 y 4063000-4061600, debido a la inclusión de una depresión local del sustrato rocoso reconocido en el perfil gravimétrico P.G.-1 que supondría una  $V_s$  más alta en dicha zona que la prevista. En el siguiente capítulo se analizará con más atención esta observación.

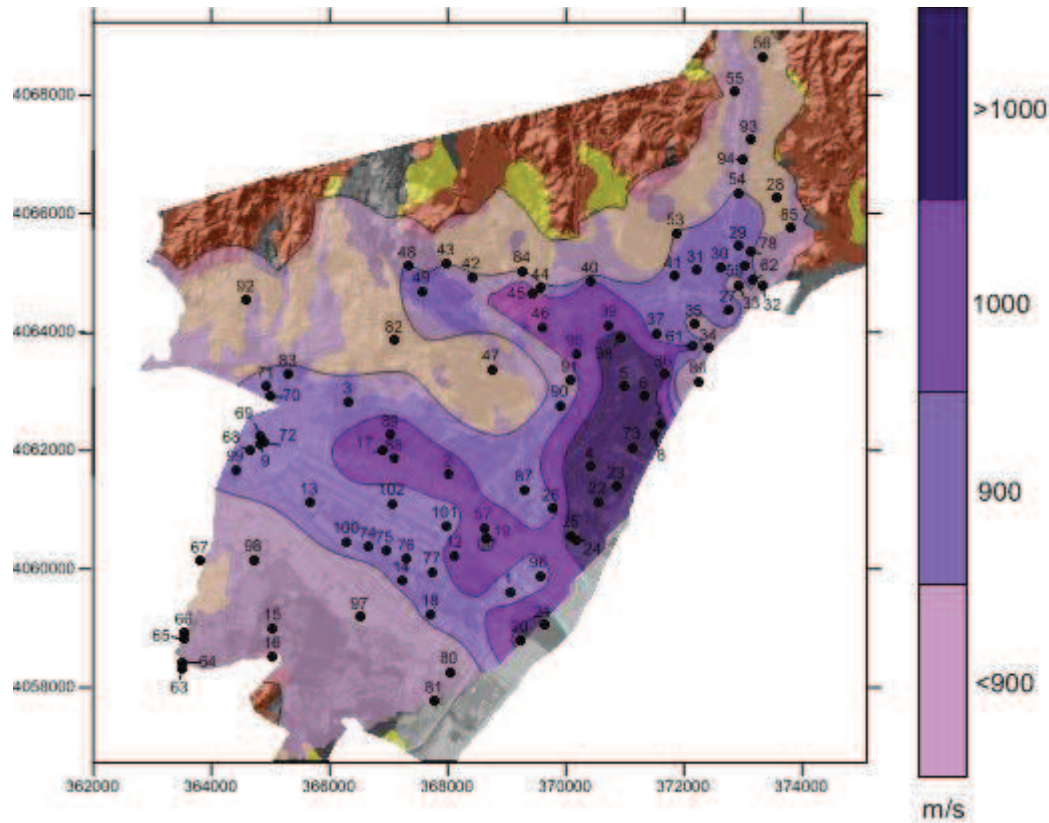


Figura V.25. Velocidad  $V_s$  máxima de la formación pliocena (P) conformante de las columnas de suelo consideradas en este trabajo. Los puntos negros numerados indican la posición de las columnas.

Atendiendo a la figura V.25, a cada columna se le ha asignado una  $V_s$  máxima a las arcillas del Plioceno (P) en función de su posición geográfica. Se observa en la Figura V.25, cómo  $V_s$  disminuye paulatinamente hacia los bordes de la cuenca, ya que al aumentar su  $V_s$  de forma lineal con la profundidad (Lorente, 2011), en dichos enclaves no hay suficiente profundidad para que alcancen los valores máximos, que sí se observan en el centro de la cuenca. Este hecho ya lo señalaron Clavero *et al.* (2014) (Fig. V.13), donde se simplificó el aumento de la  $V_s$  en profundidad, en base a los perfiles  $V_s$  de los arrays 1, 2 y 3 que se disponían, mediante la definición de dos capas que comprendían toda la formación pliocena. La más superficial, que alcanzaba una profundidad en torno a los 200 m, contaba con  $V_s$  no superiores a los 700 m/s, y en la inferior dicha  $V_s$  podía alcanzar hasta los 1600 m/s. En el actual estudio, con los nuevos perfiles  $V_s$  de que se disponen y con las leyes de Lorente (2011), se ha podido perfeccionar el modelo inicial.

En la zona de la desembocadura del río Guadalhorce, según se comentó en el apartado de caracterización geotécnica (V.3.1), las arcillas pliocenas presentan un grado de sobreconsolidación menor ( $OCR \approx 2.0$ ) que en el resto de la cuenca (Lorente, 2011), lo que supone un incremento lineal de  $V_s$  más moderado, aunque al disponerse de grandes profundidades (incluso mayores a 1000 m) en dicho emplazamiento, se alcanzan  $V_s$  muy altas. Aparte, en el extremo suroeste se aprecia cómo las  $V_s$  máximas obtenidas son muy bajas (500-700 m/s), probablemente debido a que en dicho emplazamiento, localizado en el borde de la sierra de Mijas, deben haber importantes surgencias de agua, que reducen la consistencia global de las arcillas.

Aparte de las grandes unidades Q y P, se han considerado otras formaciones superficiales, como los piedemonte ( $CC_{P1}$ ,  $CC_{P3}$ ,  $CC_T$  y  $CC_{P2}$ ). Atendiendo a la Figura V.20, el margen de velocidades es alrededor de 210 m/s, con valores por debajo incluso de los 150 m/s para los piedemonte  $CC_{P3}$  y  $CC_T$ , debido a la presencia de abundante agua en los márgenes de la Sierra de Mijas, y valores por encima de 250 m/s para las gravas que conforman los conos de deyección  $CC_C$ .

Con respecto a la  $V_s$  del sustrato rocoso (R), si se tiene en cuenta que las frecuencias fundamentales obtenidas en las campañas de ruido de 2005 y 2009, corresponden al contraste de impedancias entre el sustrato rocoso (R) y la formación pliocena (P) (con amplificaciones más altas que las de los picos correspondientes a la transición cuaternario-plioceno) (Capítulo 5), y que éstas últimas presentan velocidades entre 550 y más de 1150 m/s, (lo que implica considerar la formación pliocena como roca en general), el valor de  $V_s$  del sustrato rocoso debe ser considerablemente alto. Asumiendo que los perfiles de  $V_s$  obtenidos muestran una dispersión alta con respecto a la  $V_s$  de esta formación, y que la técnica de inversión conjunta proporciona una fiabilidad mayor para la  $V_s$  del sustrato rocoso que las de carácter individual (Parolai *et al.*, 2005; Picozzi *et al.*, 2005, 2007, Richwalski *et al.*, 2007) (apartado II.2.4), se ha utilizado los valores mostrados en la Tabla V.2 para los arrays 2 y 3, para asumir una  $V_s$  media para el sustrato rocoso de 2500 m/s.

## V.4. ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE MÁLAGA

### V.4.1. Introducción

Como se ha señalado anteriormente, para realizar el análisis numérico de la respuesta del suelo mediante simulación numérica 1D, es muy importante definir la estructura de la cuenca de Málaga, debiéndose por lo tanto tener un conocimiento preciso de la geometría de las unidades estratigráficas más importantes que la integran, y de la profundidad del sustrato rocoso que delimita la base de la cuenca, para así poder construir las columnas litológicas que definen la modelización de la cuenca.

Con esta intención se han consultado las columnas estratigráficas y los resultados de los ensayos asociados de 102 sondeos (Figura V.26), procedentes de la base de datos de la desaparecida empresa LIDYCCE. El criterio de selección se estableció en función de la distribución geográfica, la distribución espacial de las litologías que integran la cuenca de Málaga y de la propia profundidad alcanzada por los sondeos. Hay que tener en cuenta que la mayoría de estas prospecciones alcanzan las arcillas pliocenas (P) que subyacen bajo las bolsadas cuaternarias (Q) y plio-cuaternarias, aunque, exceptuando algún sondeo profundo y los emplazados en el borde de la cuenca, ninguno alcanza el sustrato rocoso. En la figura V.26 se presenta la localización y nombre de cada sondeo utilizado en la cuenca de Málaga.

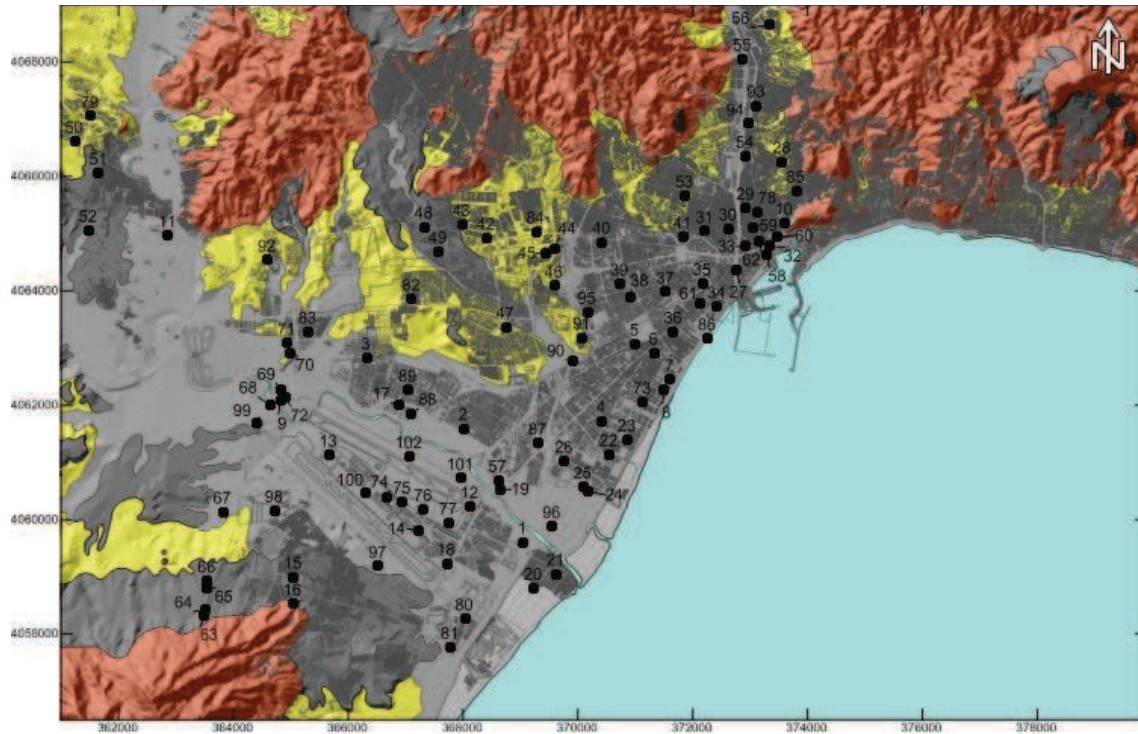


Figura V.26. Ubicación de los sondeos geotécnicos seleccionados en la cuenca de Málaga.

Como se señaló en el primer capítulo de esta tesis, con el objetivo de conocer mejor la naturaleza del borde E de la Sierra de Mijas, al SW de la cuenca de Málaga, Andreo (1996) analizó conjuntamente información disponible sobre geofísica eléctrica y sondeos mecánicos. A partir de estos datos, elaboró un mapa de isobatas de la superficie de techo de los mármoles alpujárrides, bajo el relleno de la cuenca del Guadalhorce, en las proximidades de los bordes Norte y Este de Sierra de Mijas (Figura I.5). En él se pone de manifiesto que las isobatas están muy próximas en los bordes estudiados, es decir, el substrato marmóreo se hunde bruscamente a escasos metros del relieve, porque estos límites conforman fallas muy verticalizadas y de gran salto, cobrando así un gran espesor la cuenca sedimentaria (> 400-500 m) a una reducida distancia de dichos bordes.

Para complementar esta información se han aplicado técnicas de prospección geofísica (gravimetría y medidas de ruido ambiental). Con la contribución de todos estos datos ha sido posible definir la estructura de la cuenca de Málaga.

#### V.4.2. Campaña gravimétrica

Los estudios gravimétricos son de gran utilidad en Geología. Consisten en determinar variaciones en el campo gravitatorio terrestre debidas a cambios en la densidad de los materiales existentes en una zona o región. En el caso de una cuenca sedimentaria, el relleno de la misma se caracteriza por tener densidades menores que los materiales de su basamento, en general más antiguos y cementados.

En este apartado se presenta el resultado obtenido en un estudio gravimétrico local, conformado por dos perfiles transversales de la cuenca. El principal objetivo de este estudio es aportar información cuantitativa sobre la estructura de la cuenca, que sirva de apoyo para contrastar los resultados obtenidos sobre dicha estructura a partir de las medidas de ruido ambiente.

#### V.4.2.1. *Fundamento teórico*

El fundamento de un estudio gravimétrico es comparar la aceleración de la gravedad observada en un punto ( $g_{\text{observada}}$ ) con la aceleración de la gravedad teórica ( $g_{\text{teórica}}$ ) existente en un modelo elipsoidal de referencia de la Tierra.

Para poder comparar ambos datos es necesario, sin embargo, proceder a realizar una serie de correcciones (también conocidas como reducciones) que hagan equiparables ambas medidas.

Entre estas correcciones se encuentra:

- La *corrección por deriva instrumental y de mareas*, que busca referir todas las lecturas a una misma hora común para evitar el efecto que el tiempo tiene en la respuesta de los muelles del gravímetro, así como la posición de los astros (e.g. la Luna y el Sol) en dicha respuesta.
- La *corrección por latitud* tiene en cuenta la variación en el radio terrestre en función de la latitud del punto de medida.
- La *corrección de Aire Libre* tiene por objetivo considerar las diferencias de cota entre el punto de medida y el nivel del mar. Por ello, es directamente proporcional a la cota del punto de medida.
- La *corrección por lámina de Bouguer* es complementaria de la anterior y tiene en cuenta la masa de la lámina de material situado entre el punto de medida y el nivel del mar (superficie del elipsoide de referencia). Esta lámina se considera que tiene un espesor igual a la cota del punto de medida y una extensión horizontal infinita.
- La *corrección topográfica (completa)* tiene en cuenta la orografía alrededor del punto de medida. Es complementaria de la corrección por lámina de Bouguer: en la misma se consideraba una lámina de material de extensión horizontal infinita y espesor igual a la cota del punto de medida. Sin embargo, en las proximidades a dicho punto pueden existir tanto zonas a mayor cota (por ejemplo relieves) como a menor cota (por ejemplo valles), cuya contribución al campo gravitatorio no ha sido tenido en cuenta correctamente por la corrección por la lámina de Bouguer. Esta corrección se realiza discretizando el relieve alrededor del punto de medida en secciones prismáticas curvas y calculando la contribución a la gravedad de cada uno a la aceleración de la gravedad. Estos valores están tabulados o se pueden calcular de forma automática mediante el uso de software y modelos digitales del terreno apropiados.

Una vez efectuadas todas las correcciones, la anomalía de la gravedad de Bouguer queda definida como:

$$\Delta g_{\text{Bouguer}} = g_{\text{observada}} + (\Delta g_{\text{Deriva/Mareas}} + \Delta g_{\text{Aire Libre}} - \Delta g_{\text{Lámina Bouguer}} + \Delta g_{\text{Topográfica completa}} - g_{\text{teórica}})$$

(Ec. V.10)

#### V.4.2.2. Antecedentes en la cuenca de Málaga

Insúa (2008) presentó dos estudios gravimétricos realizados en el entorno de la cuenca de Málaga. El primero de ellos estaba basado en datos regionales procedentes del Bureau Gravimétrique International (BGI) y del Instituto Geográfico Regional (IGN). Esta campaña, de carácter regional, se caracterizaba por una cobertura espacial muy amplia (toda la península Ibérica) pero con un espaciado entre medidas de orden kilométrico. Debido a ello, era útil para estudiar rasgos a escala regional de la zona de estudio, como es su estructura cortical. Sin embargo, carece de detalle para obtener información sobre el relleno de la cuenca de Málaga.

El segundo estudio que presentó este autor consistió en un estudio gravimétrico de la cuenca de Málaga basado en 291 medidas realizadas sobre un área de 830 km<sup>2</sup>. Como señala este autor, la distribución de las estaciones de medida no es homogénea, concentrándose en el borde oriental de la cuenca y en la Sierra de Cártama. El mapa de anomalías resultante muestra valores extremos entre -40 y 70 mgals (Fig. V.27). Como puede observarse en esta figura, la ciudad de Málaga queda en el extremo oriental del mapa, en una zona donde apenas se realizaron medidas, estando la mayoría de ellas localizadas en los márgenes de la Sierra de Mijas, al S y E de la zona de interés.

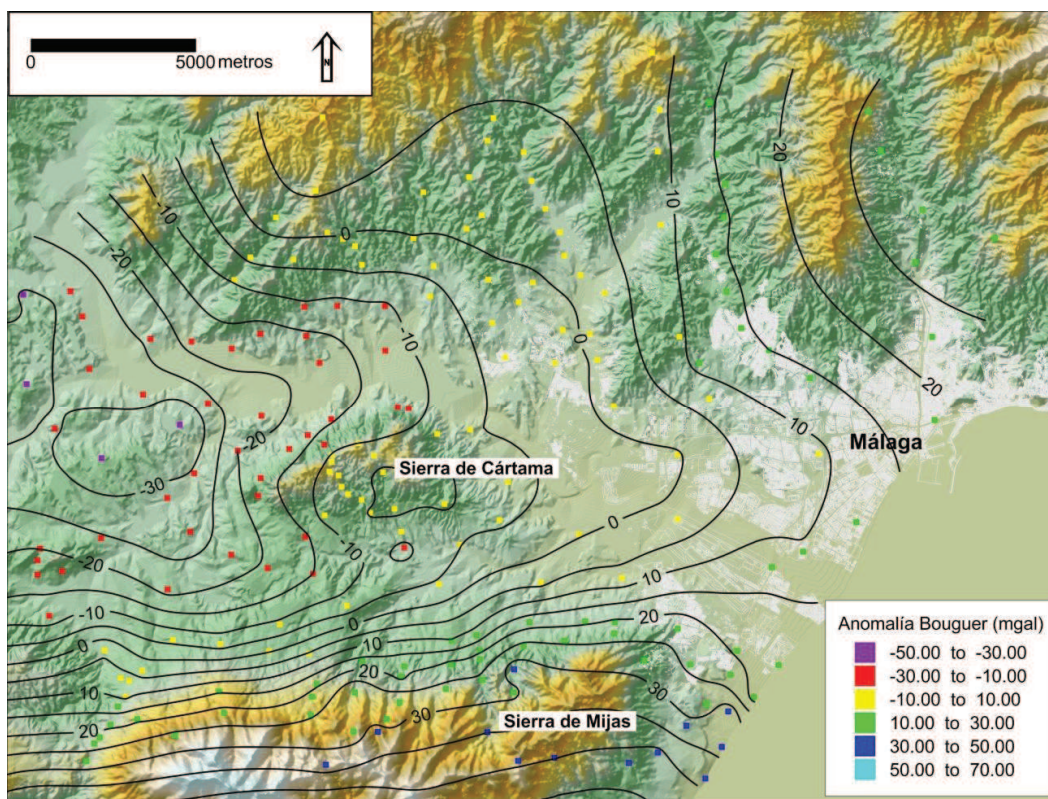


Figura V.27 Anomalía de Bouguer (mgal) obtenida por Insúa (2008) en su estudio gravimétrico de la cuenca de Málaga.

#### V.4.2.3. Prospección gravimétrica realizada

Con el objeto de complementar hacia el E el mapa realizado por Insúa (2008), se han realizado dos perfiles gravimétricos transversales a la cuenca pasando sobre la zona de estudio.

La campaña de medidas se realizó con un gravímetro Sodin modelo 200T dotado de compensación de temperatura y una sensibilidad de 0.1 mgal. Las medidas se efectuaron a distancias de aproximadamente 300-400 m según dos perfiles de orientación general NE-SE (Fig. V.28). Las estaciones se localizaron con GPS y un altímetro barométrico con precisión de 0.5 m. Las alturas resultantes fueron posteriormente verificadas por comparación con un DEM de alta resolución. Las medidas se efectuaron realizando ciclos de medidas con repetición cada 3 horas (como máximo) en una estación base local establecida al efecto.

Los datos de gravedad fueron transformados a valores absolutos de la gravedad mediante el enlace de la estación base local con la base del IGN en Málaga. La anomalía de Bouguer se calculó aplicando las expresiones estándar al efecto y aplicando una densidad de corrección de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . Además, la corrección topográfica completa se realizó utilizando un software desarrollado al efecto, basado en el algoritmo propuesto por Thanassoulas y Tsokas (1986), empleando un DEM de 30 m de resolución horizontal y una distancia máxima de corrección de 16.7 km, en correspondencia a la empleada por Insúa (2008), facilitando así el uso combinado de ambos conjuntos de datos. El mapa de la anomalía de Bouguer resultante se muestra en la Figura V.28. Comparando este nuevo mapa con el obtenido por Insúa (2008), se comprueba cómo la anomalía de Bouguer es más elevada en el entorno de la ciudad, especialmente al NE del río Guadalhorce.

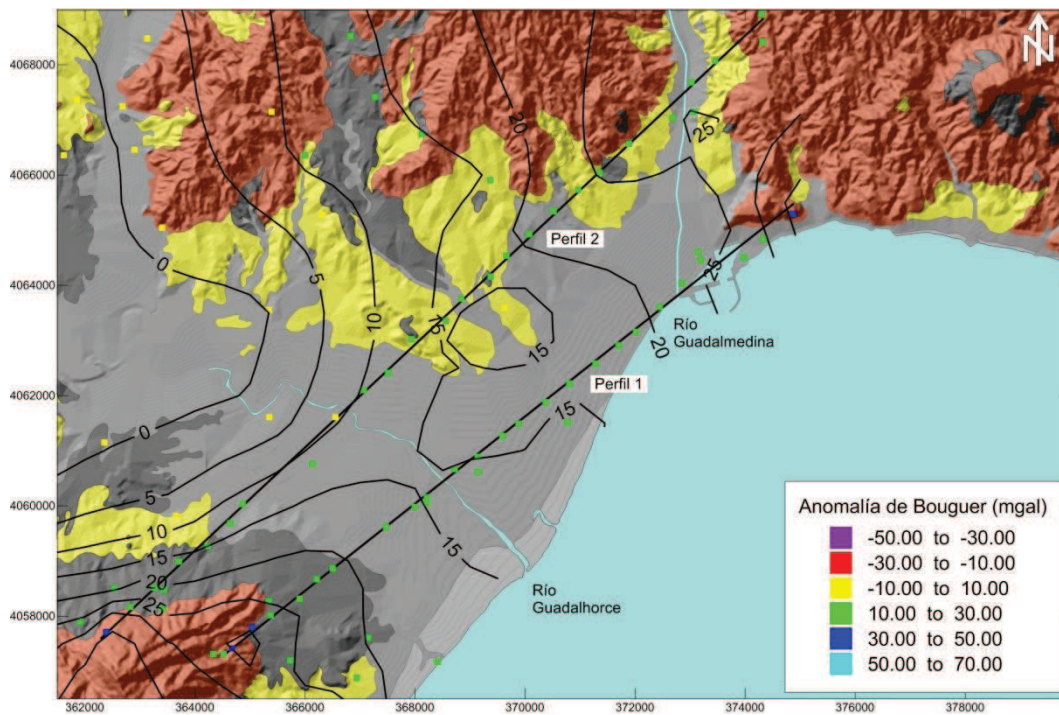


Figura V.28. Anomalía de Bouguer (en mgal) del área de la ciudad de Málaga.

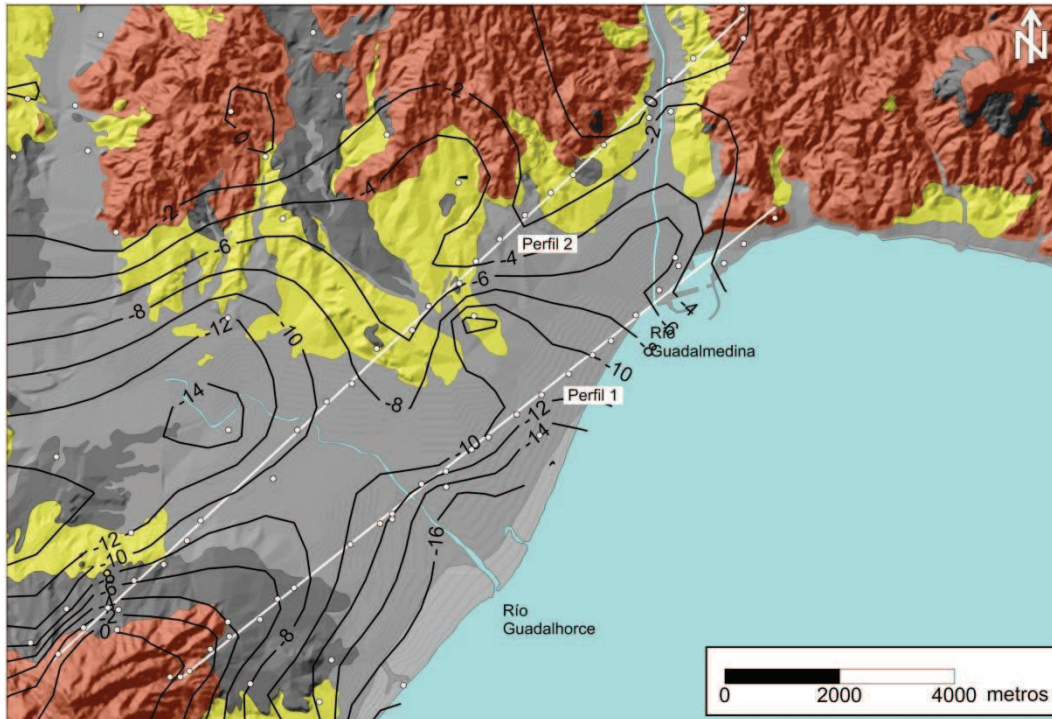


Figura V.29. Mapa de anomalía de Bouguer residual (en mgal) en la cuenca de Málaga.

Los dos perfiles se realizaron de manera que los puntos situados en ambos extremos se localizan sobre afloramientos del basamento de la cuenca. Los valores de gravedad obtenidos en estos puntos, así como los previamente obtenidos por Insúa (2008) también sobre puntos del basamento fueron utilizados para calcular la anomalía regional del área de estudio. El mapa de anomalía residual se calculó como la diferencia entre los mapas de anomalías de Bouguer y regional. Dicho mapa se presenta en la Figura V.29. En dicho mapa se observa cómo la anomalía residual alcanza valores extremos de menos de -16 mgals en la desembocadura del río Guadalhorce y aproximadamente -6 mgals en la desembocadura del río Guadalmedina. Igualmente, se puede reconocer que la parte de la cuenca por donde discurre el río Guadalhorce se caracteriza por ser la zona de valores extremos negativos respecto de zonas adyacentes.

#### V.4.2.4. Resultados

A partir del mapa de anomalías residuales (Fig. V.29) se obtuvieron los dos perfiles de anomalía correspondientes al trabajo de campo realizado. La interpretación cuantitativa de dichas anomalías se realizó mediante modelos 2.5D hechos con el software Gravmag v1.7 (Pedley *et al.*, 1993), utilizando para ello una densidad de  $2000 \text{ kg/m}^3$  para los sedimentos sueltos de edad Cuaternario reciente (contraste de densidades de  $-670 \text{ kg/m}^3$  respecto al basamento de la cuenca), y una densidad de  $2200 \text{ Kg/m}^3$  para el resto de formaciones (no se diferencia entre ellas y se consideran una sola a efectos de cálculo), lo que implica un contraste de densidades de  $-470 \text{ kg/m}^3$  con respecto al basamento. Estas densidades se basan en los datos geotécnicos presentados en apartados previos. Para las rocas sedimentarias existentes bajo el Cuaternario, la densidad utilizada es levemente más elevada que la obtenida a partir del modelo geotécnico para tener en cuenta que dichos datos proceden de muestras relativamente superficiales, siendo de esperar que dicha densidad aumente con la profundidad por efecto de la presión confinante.



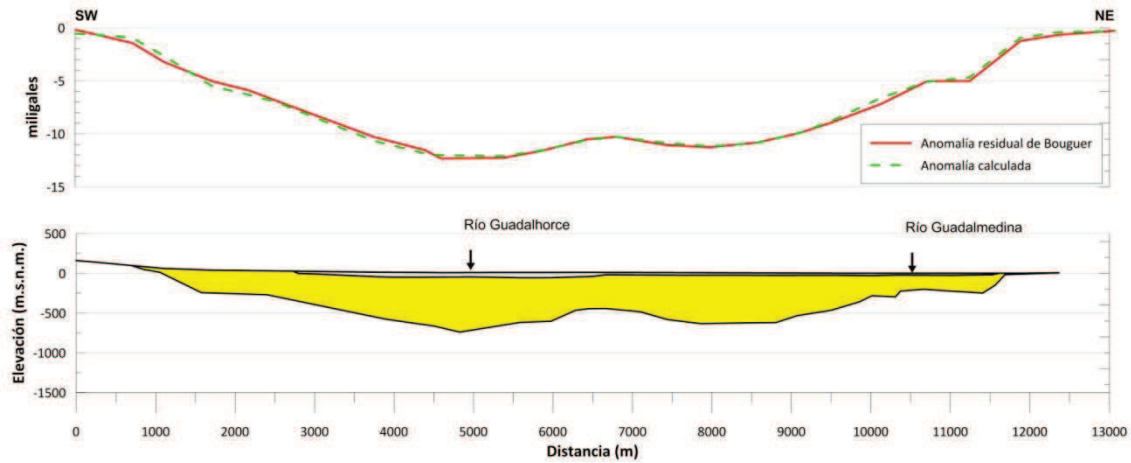


Figura V.30. Interpretación cuantitativa de la anomalía residual de la gravedad correspondiente al Perfil 1 (ver localización en la Figura V.28).

En la interpretación se tuvo en cuenta los datos de espesor de los sedimentos de edad Cuaternario obtenidos a partir de los múltiples sondeos geotécnicos disponibles, pues en muchos de ellos se atraviesa la totalidad de los sedimentos de edad Cuaternario y se alcanza las arcillas del Plioceno. La interpretación resultante se presenta en las Figuras V.30 (Perfil 1) y V.31 (Perfil 2). Para el Perfil 1 (Fig. V.30), resulta un espesor máximo del relleno sedimentario de la cuenca de aproximadamente 700 m, coincidiendo con la zona donde actualmente se encuentra el curso del río Guadalhorce. Hacia el NE, el basamento se encuentra progresivamente más somero, de manera que en la desembocadura del río Guadalmedina se encuentra a aproximadamente 200 m de profundidad. Según estos resultados, bajo el casco antiguo de la ciudad, situado entre el río Guadalmedina y el extremo NE del perfil, habría aproximadamente entre 150 y 200 m de relleno, básicamente de rocas sedimentarias, con una delgada capa superficial de sedimentos de edad Cuaternario.

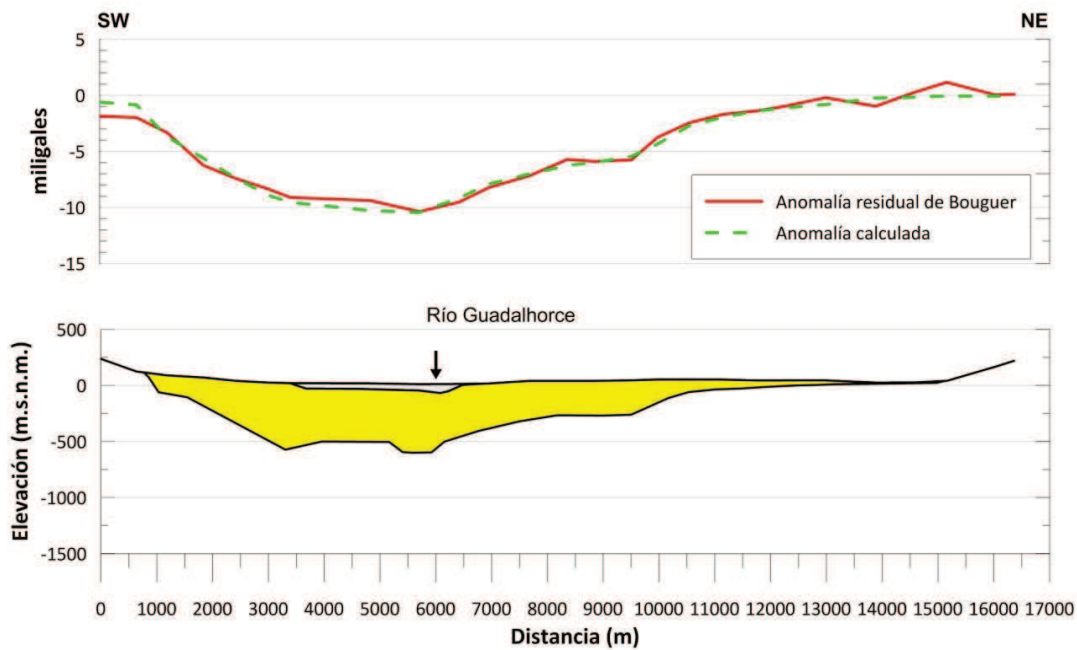


Figura V.31. Interpretación cuantitativa de la anomalía residual de la gravedad correspondiente al Perfil 2 (ver localización en la Figura V.28).

Por lo que respecta al Perfil 2 (Fig. V.31), al encontrarse más al interior de la cuenca, el espesor total de relleno de la cuenca es algo menor al resultante en el Perfil 1. Así, el espesor máximo calculado es de aproximadamente 550 m, también en la vertical de la situación actual del río Guadalhorce. El espesor de los sedimentos Cuaternarios, también basado en datos de sondeos, es de aproximadamente 50 m en las inmediaciones al río. Hacia el NE dicho espesor se reduce notablemente, no resultando apreciable en la figura. Por lo que respecta a las rocas sedimentarias, la geometría resultante en este perfil resulta ser más compleja, probablemente debido a la acción de fracturas que determina la estructuración del valle hacia el interior de la cuenca.

#### **V.4.3. Técnicas array e inversión de curvas H/V. Análisis comparativo**

En el apartado V.3 se presentaron los resultados de la interpretación de las diversas campañas de ruido ambiente realizadas, tanto por técnicas arrays como por inversión de las curvas H/V. Ahora se analizarán esos mismos resultados pero desde la óptica del espesor de las formaciones atravesadas, comparando los resultados entre técnicas y con otros datos de espesor (sondeos y gravimetría).

En la Tabla V.3 se presentan los resultados obtenidos para las formaciones Q y P según las técnicas array y la inversión de las curvas H/V, estableciendo como referencia la Figura V.22. Se han desestimado las profundidades definidas entre P1 y P2, debido a que las modelizaciones obtenidas para las medidas de ruido emplean un mayor número de capas que los arrays, aportando demasiada incertidumbre a la hora de definir dichas profundidades.

Emplazamientos	Profundidades (m)	
	Q-P	P-R
<b>Array 1</b>	55	180-210
<b>13</b>	25	270
<b>12</b>	15	300
<b>Array 2</b>	10	540
<b>73</b>	20	460
<b>26</b>	20	430
<b>Array 3</b>	40	1000
<b>37</b>	100	1080
<b>69</b>	60	820
<b>Array 4</b>	5	400
<b>40</b>	-	490
<b>41</b>	35	660

Tabla V.3. Comparación de las profundidades obtenidas (Figura 4.30) para las bases de las formaciones Q (Q-P) y P (P-R), en los puntos donde se ejecutaron arrays mediante la técnica f-k con los obtenidos para 8 medidas de ruido de la campaña 2009 (13, 12, 73, 26, 37, 69, 40 y 41), situados en sus proximidades.

Con respecto a la profundidad de la base de la formación P (Tabla V.3), el array 1 posee ciertas divergencias con respecto a las medidas de ruido, ya que se localiza cerca del borde de la cuenca, donde hay presencia de fallas que producen cambios drásticos de profundidad. En el array 2, a pesar de que las medidas de ruido están algo distantes (Fig. V.23) con respecto al array, no existen grandes diferencias de profundidad entre sí. En cuanto al array 3, la profundidad es muy similar a la de la medida de ruido 37, aunque diverge en mayor medida con la medida 69, puesto que esta está situada más cerca del borde de la cuenca. Finalmente, el array 4, tal y como sucedía con el array 1, está localizado cerca del borde de la cuenca, con presencia de fallas que condicionan cambios drásticos de profundidad. Ello podría afectar a los resultados del array. En cualquier caso, las diferencias de espesor resultantes con cada técnica no difieren entre sí más de un 10-15%, margen razonable de incertidumbre en cualquier técnica de prospección geofísica.

Con respecto a la profundidad de la formación Q, los resultados ofrecidos por ambas medidas son coherentes, aunque pueden existir ciertas diferencias en los arrays 1 y 2 como consecuencia de que los espesores son pequeños para una técnica como el array, que prospecta grandes profundidades, conllevando ciertos márgenes de error.

Analizando la relación entre los resultados obtenidos con la prospección gravimétrica, en primer lugar se ha efectuado la comparación entre las profundidades estimadas para el sustrato rocoso mediante las técnicas array, con el punto más cercano del perfil gravimétrico más próximo (Tabla V.4).

Array		Profundidad según perfiles gravimétricos (m)
Número	Profundidad (m)	
1	180-210	300
2	540	500
3	1000	700
4	400	600

Tabla V.4. Comparación de las profundidades del sustrato rocoso obtenidas mediante los array con respecto a las obtenidas mediante la campaña gravimétrica.

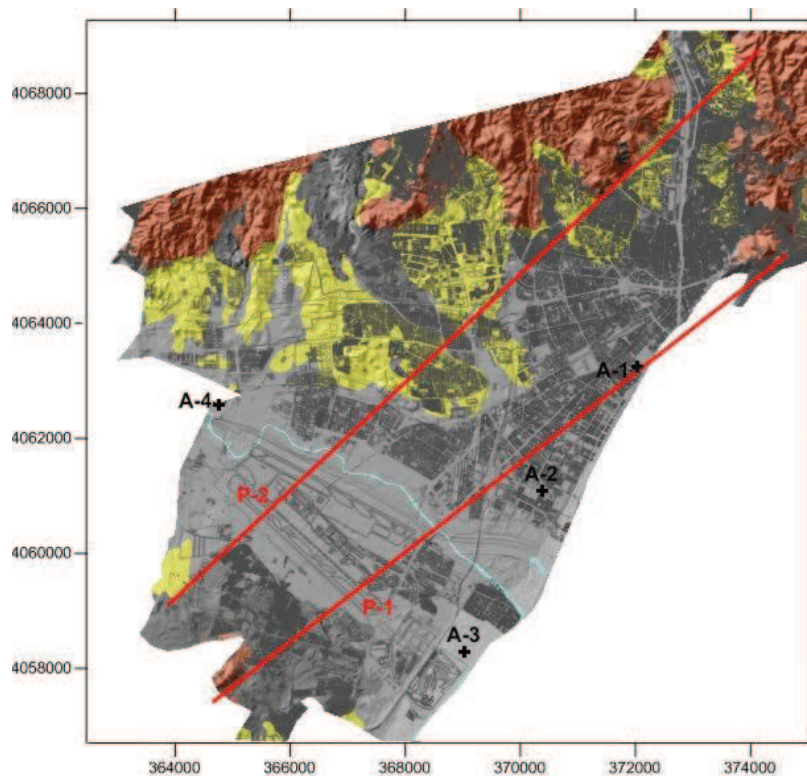


Figura V.32. Situación de los arrays (A-1, A-2, A-3 y A-4) respecto de los perfiles gravimétricos (P-1 y P-2) realizados en la cuenca de Málaga.

Con respecto a los arrays 3 y 4, hay que destacar que se localizan bastante alejados de los perfiles (Fig. V.32), de ahí las considerables diferencias entre las profundidades que se observan en la tabla. En el caso del array 3, mientras el perfil se dispone aguas arriba del río Guadalhorce, el array se encuentra en el entorno de la desembocadura, por lo que es coherente que exista un aumento de la profundidad del sustrato, que tiende a hacerse más profundo hacia el sur. Con respecto al array 4, éste se localiza en las proximidades del borde de la cuenca. Para este array es posible verificar la fiabilidad de la profundidad obtenida, ya que se cuenta con el registro de un sondeo profundo ejecutado en su proximidad (Mercamálaga), en donde se encontró el basamento rocoso a 370 m de profundidad, valor coherente con el ofrecido por la técnica f-k (400 m).

En cuanto al array 1, existe una cierta diferencia entre ambas profundidades, como consecuencia de que se localiza en una zona próxima al borde de cuenca, tal como se comentó anteriormente, mientras que para el caso del array 2, ambas profundidades son muy parecidas (540 y 500 m).

Con respecto a la profundidad de la formación cuaternaria también se ha establecido una comparación análoga (Tabla V.5).

Array		Profundidad obtenida en sondeos cercanos (m)
Array	Profundidad (m)	
1	55	30
2	10	25
3	40	55
4	5	10

Tabla V.5. Comparación de las profundidades de la formación cuaternaria obtenidas mediante las técnicas array con respecto a las obtenidas en sondeos cercanos.

Tal como se avanzó entre la comparación de las técnicas array y la inversión de las curvas H/V, los resultados ofrecidos por ambas medidas son coherentes, aunque pueden existir ciertas diferencias como en el caso del sitio 1 o incluso 2, como consecuencia de que los espesores tanteados son muy pequeños.

Con respecto a las inversiones de las curvas H-V para la profundidad del sustrato, se ha establecido una comparación gráfica entre los dos perfiles cuantitativos estimados en la campaña gravimétrica (Fig. V.33), y los perfiles esbozados a partir de las profundidades de sustrato obtenidas en los puntos de medida de ruido de la campaña del 2009, emplazados sobre, o en el entorno próximo de dichos perfiles gravimétricos. Aunque no se ha dispuesto de las curvas H-V de la campaña de ruido de 2005, se ha contado con las profundidades de sustrato inferidas en dichos

puntos de medida, mediante la aplicación de la fórmula V.9, y asignándole valores de  $V_s$  en función de su proximidad a los arrays y puntos de ruido de la campaña de 2009.

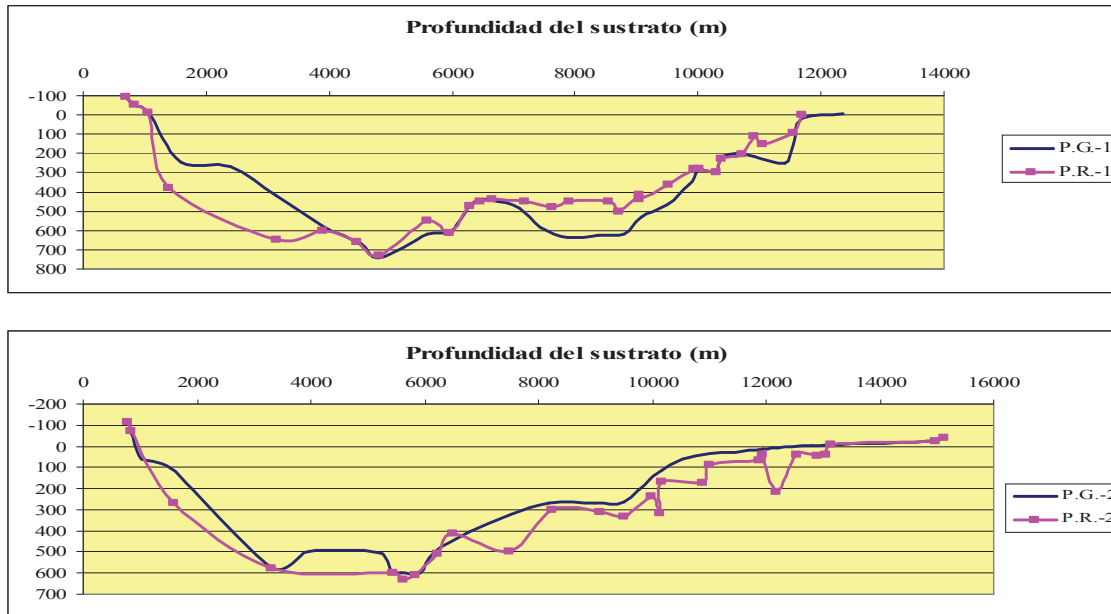


Figura V.33. Comparación de los perfiles cuantitativos (línea azul) estimados en la campaña gravimétrica de 2011, con los perfiles inferidos a partir de las profundidades del sustrato calculadas mediante la inversión de las medidas de ruido (línea rosa). Los cuadrados rosas indican la localización de los puntos de ruido.

En la Figura V.33 se observa cómo los resultados aportados por las medidas de ruido son similares a los ofrecidos por los perfiles gravimétricos, por lo que la inversión de las curvas H/V. De ello se deduce que de las curvas H/V se pueden obtener aproximaciones aceptables para determinar la profundidad del sustrato rocoso, implicando además que los valores de las  $V_s$  aportadas por los perfiles son bastantes razonables. Las diferencias observadas en la mayoría de los casos no exceden del 10-15% de desviación mencionado anteriormente para las estimaciones de velocidad.

Para finalizar este apartado, mencionar que para la formación cuaternaria (Q) se emplearán directamente los datos de espesor procedentes de sondeos, de ahí que no sea necesario evaluar la calidad de los datos obtenidos con las curvas H/V o con la gravimetría.

#### V.4.4. Geometría en capas de la cuenca de Málaga

Con toda la información presentada en apartados anteriores se han elaborado dos mapas de isobatas de la cuenca de Málaga, uno para la profundidad del sustrato rocoso o espesor de la cuenca (Figura V.34), y otro para la profundidad del plioceno (o espesor de la formación cuaternaria; Figura V.35).

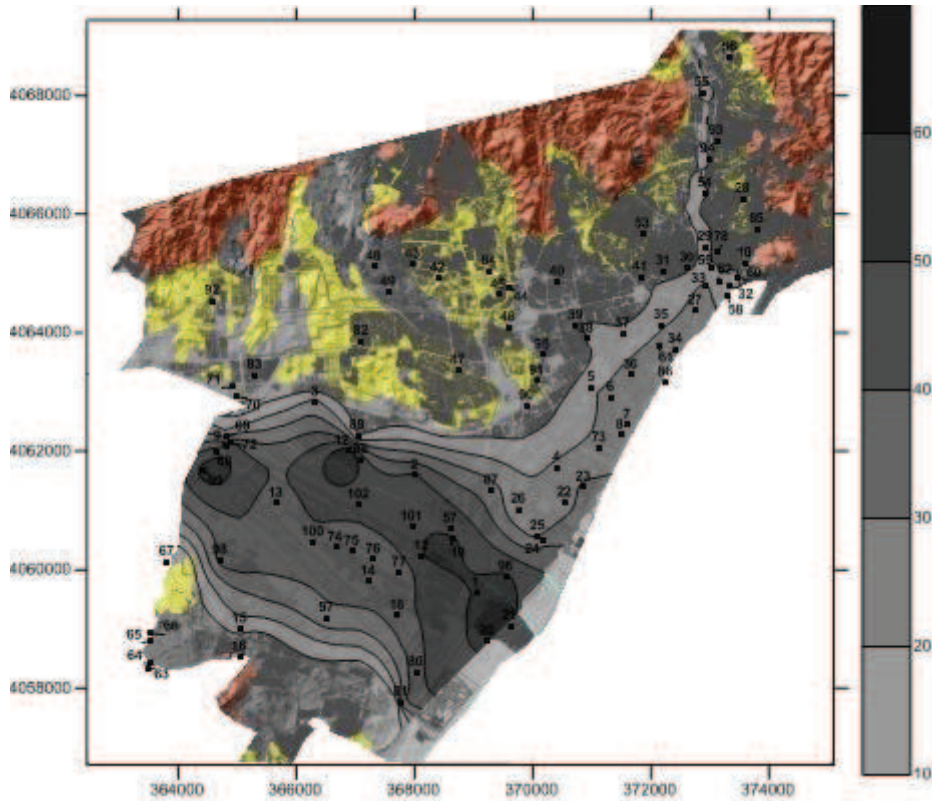


Figura V.34. Mapa de isobatas (en m) del Cuaternario en la cuenca de Málaga obtenido a partir de los datos de espesores en los sondeos seleccionados.

El mapa de isobatas del Cuaternario (Figura V.34) se ha llevado a cabo a partir exclusivamente de los registros aportados por los 102 sondeos seleccionados en la cuenca de Málaga. En el mapa se puede observar cómo el espesor de estos sedimentos es máximo a lo largo del cauce del río Guadalhorce y en el litoral, donde se observan los valores más elevados de espesor (>60 m en la desembocadura del río Guadalhorce).

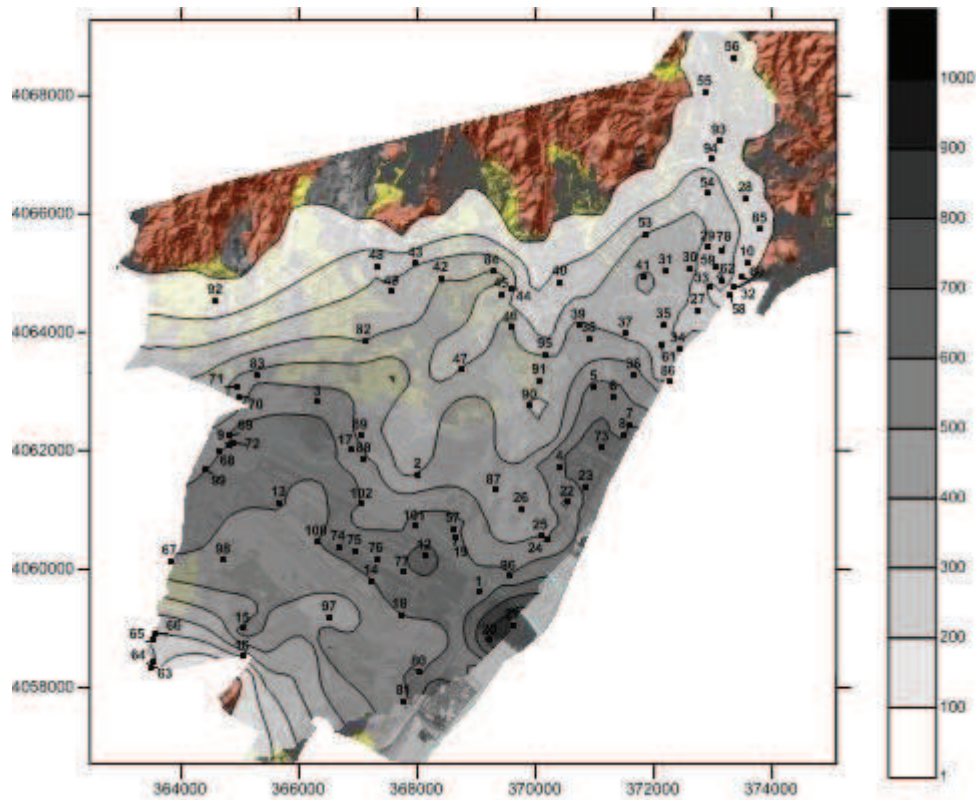


Figura V.35. Mapa de isobatas (en m) del sustrato rocoso en la cuenca de Málaga con los sondeos seleccionados numerados.

Por lo que respecta a los materiales que subyacen al Q, en general la formación de arcillas del Plioceno (P), se han adoptado los valores aportados por las técnicas array como valores de referencia de su espesor, y completado el resto del área de la cuenca con los resultados ofrecidos por la inversión de las curvas H/V, en vista de que ambas técnicas aportan resultados equivalentes (apartado V.3.4). Los resultados obtenidos se muestran en la Figura V.35. En esta figura también se han integrado las profundidades estimadas a través de las medidas de ruido de la campaña de 2005, mediante la aplicación de la fórmula V.9, y asignándole valores de  $V_s$  a los materiales, así como los datos procedentes de la gravimetría y de trabajos previos (Andreo, 1996, y Serrano y Guerra, 2004).

En esta figura se observa que el sustrato varía bruscamente de profundidad en el borde de la Sierra de Mijas, en relación con las fallas descritas por Andreo (1996) y Serrano y Guerra (2004). En los extremos norte y este de la cuenca, el sustrato varía su profundidad de forma más gradual. Hacia el centro de la cuenca, el sustrato se encuentra a profundidades variables entre 600 y 700 m, con valores máximos de 1000 m en la desembocadura del río Guadalhorce.





## **CAPÍTULO VI. RESPUESTA SÍSMICA DEL TERRENO**



## VI.1. RESPUESTA EXPERIMENTAL (RAZONES H/V DE RUIDO AMBIENTE)

Como se ha explicado con anterioridad, las medidas de ruido ambiental en la ciudad de Málaga se tomaron en una campaña llevada a cabo entre mayo y agosto de 2009. Se tomaron datos en 73 emplazamientos distribuidos en su mayor parte en la zona oeste de la ciudad de Málaga y en el entorno del río Guadalhorce, superficies apenas muestreadas o no ensayadas en la campaña previa de ruido sísmico realizada en 2005 por Macau (2008), que condensó principalmente las medidas (72 emplazamientos) en el centro de la ciudad. Los emplazamientos fueron elegidos teniendo en cuenta los contrastes geológicos, geotécnicos y topográficos, así como en función de la facilidad de acceso a los mismos. Para evitar las perturbaciones debidas a la actividad diurna, la mayoría de las medidas se realizaron de noche. En la figura V.1 se mostró la localización de las medidas de ruido, figura que ahora se repite (Figura VI.1) especificando el número asignado a cada punto de medida al objeto de facilitar la localización de los resultados.

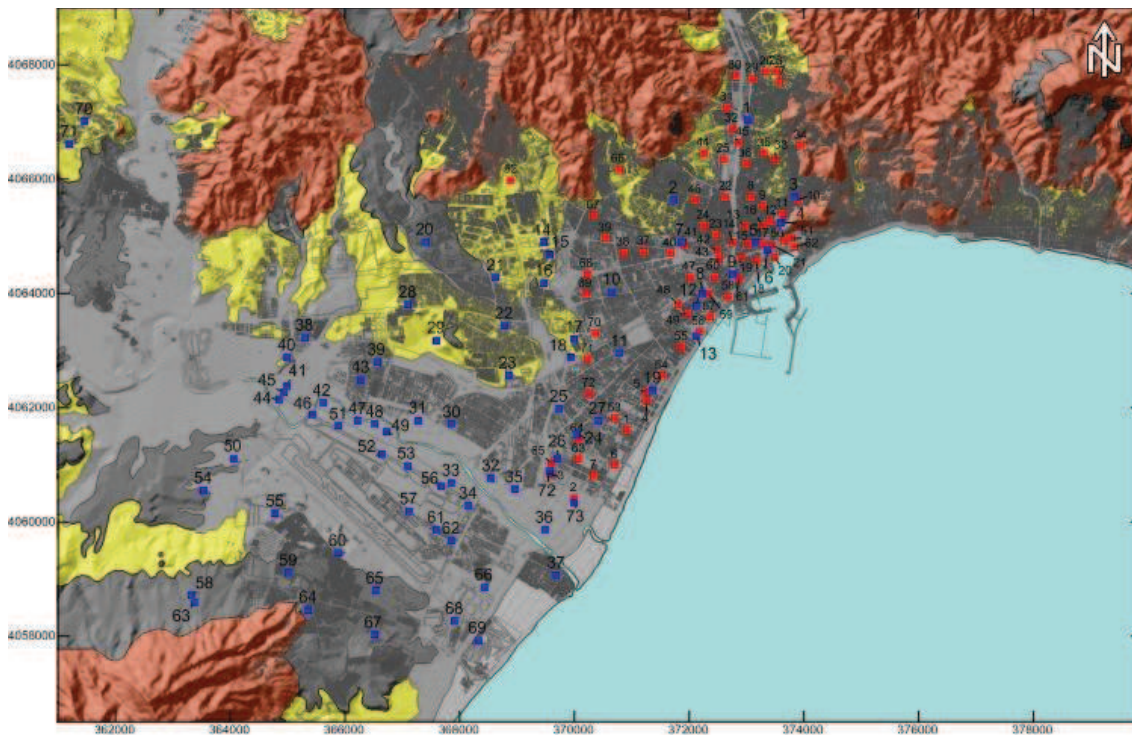


Figura VI.1. Ubicación de las medidas de ruido de la campaña de 2009 (cuadrados azules con números grandes) y de la campaña de 2005 (Macau, 2008) (cuadrados rojos con números pequeños).

En la campaña de 2009 se utilizó un sismómetro digital Güralp CMG-6TD ultraligero triaxial. Se tomaron medidas con una razón de muestreo de 200 muestras/s, durante los espacios de tiempo recomendados por SESAME H/V User Guidelines (2004), en base a la frecuencia fundamental esperable en el punto de medida.

Las medidas de ruido ambiente fueron procesadas por el programa GEOPSY (Whatelet *et al.*, 2005) de acuerdo con las recomendaciones resultantes de SESAME (2004). Los registros se dividieron en ventanas cuyas longitudes se rigieron según la relación  $I_{w>10}/f_0$ , aplicándose un filtro del tipo High-Pass, así como un taper con una ventana coseno (5% de la duración de la

ventana) y un smoothing tipo Konno & Ohmachi. Las razones H/V de cada ventana fueron luego promediadas hasta obtener un valor medio representativo del emplazamiento.

### VI.1.1. Determinación de la frecuencia fundamental

A partir del tratamiento de la señal descrito en el párrafo anterior, se obtuvieron las curvas H/V de cada punto de medida del ruido ambiente (Estas curvas se muestran en el Anexo IV). En las Tablas VI.1 y VI.2 se presentan los valores de frecuencia fundamental obtenidas en cada sitio medido durante las campañas de 2005 y 2009. Con estos datos se han realizado dos mapas de isofrecuencias fundamentales de la cuenca de Málaga, uno con las medidas puntuales (Figura VI.2) y otro con los datos una vez interpolados espacialmente (Figura VI.3).

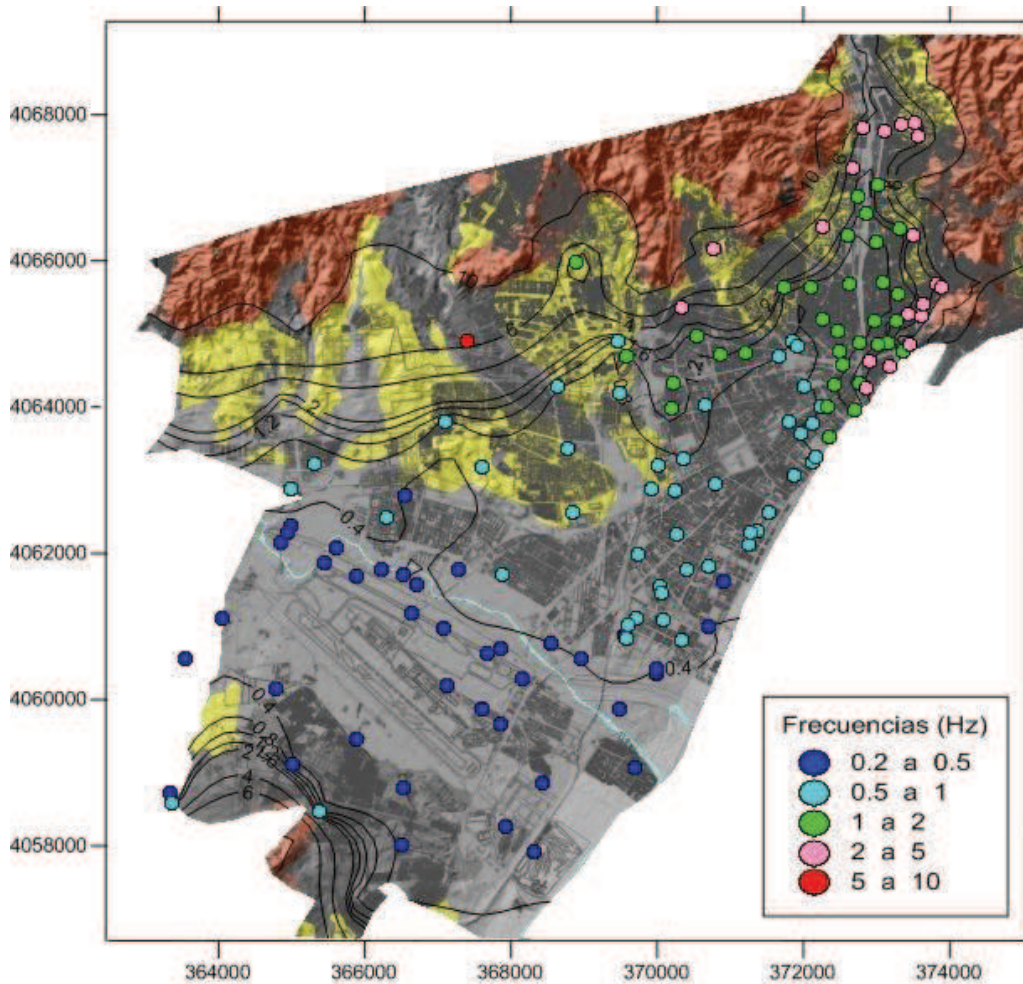


Figura VI.2 Mapa de isofrecuencias fundamentales de la cuenca de Málaga obtenido a partir de las razones H/V de ruido ambiente medido durante las campañas de ruido de 2005 y 2009.

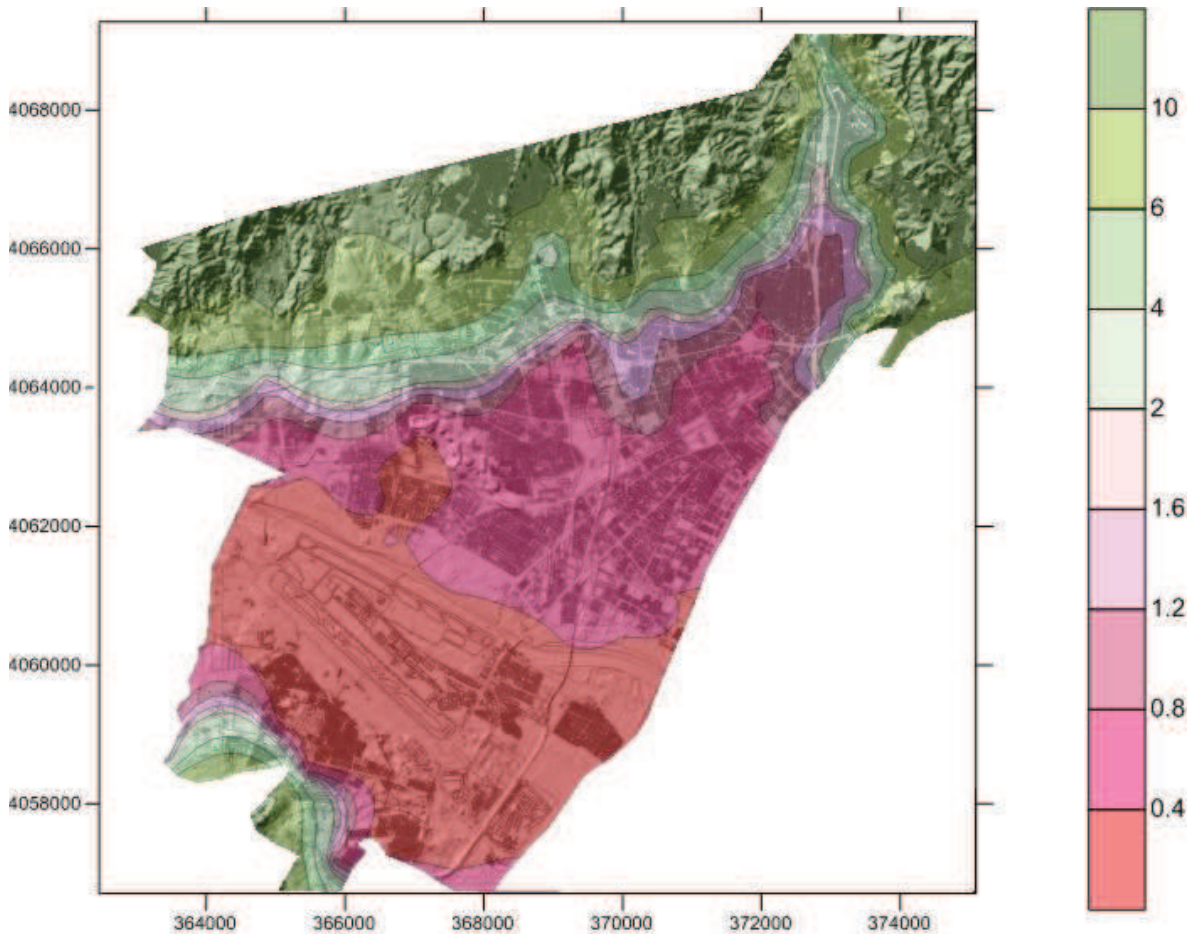


Figura VI.3. Mapa de isofrecuencias fundamentales (Hz) elaborado a partir de la interpolación espacial de los resultados puntuales de medida de ruido ambiente (Figura VI.2).

Como ya señaló Macau (2008), se observa que la frecuencia fundamental del suelo disminuye hacia el suroeste de la ciudad (desembocadura del río Guadalhorce). Ello es congruente con los resultados obtenidos de profundidad del basamento en esta zona (Figura V.35): en esta zona, el basamento se llega a situar a profundidades del orden de 1000 m. Las frecuencias fundamentales observadas en este sector son del orden de 0.30 Hz, mientras que los valores más altos se obtuvieron en las proximidades a los relieves montañosos que circundan la cuenca de Málaga, donde no se observa una amplificación significativa (ver apartado siguiente).

El curso del río Guadalmedina a lo largo de la ciudad viene caracterizado por frecuencias también más bajas (1 Hz) que las áreas adyacentes ( $>2$  Hz), aunque en este caso las frecuencias observadas no son tan bajas como las reconocidas en el entorno del río Guadalhorce (Figura VI.3).

En la Figura VI.4 se muestran las curvas H/V obtenidas en tres entornos distintos de la cuenca de Málaga, como en el borde de la cuenca (punto medida 3, 2009), en las inmediaciones del río Guadalmedina (punto medida 13, 2009) y en las proximidades del río Guadalhorce (punto medida 33, 2009), corroborándose como la frecuencia fundamental disminuye hacia el suroeste.

<b>Punto</b>	<b>f (Hz)</b>	<b>Punto</b>	<b>f (Hz)</b>	<b>Punto</b>	<b>f (Hz)</b>
1	0.45	26	2.00	51	Roca
2	0.40	27	2.00	52	1.50
3	0.60	28	3.00	53	0.50
4	0.50	29	2.00	54	0.60
5	0.50	30	2.50	55	0.70
6	0.40	31	2.30	56	0.80
7	0.50	32	1.50	57	1.00
8	1.10	33	2.00	58	1.10
9	1.50	34	Roca	59	1.10
10	4.00	35	1.50	60	1.20
11	2.00	36	1.50	61	2.00
12	2.00	37	1.00	62	Roca
13	1.30	38	1.30	63	0.50
14	1.10	39	1.30	64	0.50
15	1.70	40	0.80	65	0.50
16	1.60	41	0.70	66	3.00
17	Roca	42	1.00	67	2.50
18	2.50	43	1.00	68	1.50
19	2.00	44	4.00	69	1.50
20	Roca	45	1.50	70	0.80
21	4.00	46	1.00	71	0.75
22	1.00	47	0.80	72	0.70
23	1.00	48	0.80		
24	1.00	49	0.80		
25	1.20	50	Roca		

Tabla VI.1. Valores de las frecuencias fundamentales obtenidas en la campaña de 2005 (Macau, 2008)

Punto	f (Hz)	Punto	f (Hz)	Punto	f (Hz)
1	1.00-2.50	26	0.55	51	0.37
2	1.10	27	0.55	52	0.37
3	3.80	28	0.62	53	0.36
4	2.98	29	0.55	54	0.37
5	1.00	30	0.57	55	0.30
6	0.55-1.50	31	0.45	56	0.35
7	0.80	32	0.40	57	0.37
8	0.67	33	0.34	58	0.35
9	1.90	34	0.34	59	0.42
10	0.80	35	0.40	60	0.36
11	0.70	36	0.35	61	0.34
12	0.83	37	0.31	62	0.38
13	0.72	38	0.50	63	0.65
14	0.74	39	0.35	64	0.69
15	1.10	40	0.50	65	0.28-0.33
16	0.75	41	0.37	66	0.30
17	0.64	42	0.35	67	0.36
18	0.68	43	0.50	68	0.30
19	0.52	44	0.37	69	0.32
20	0.61-6.50	45	0.33	70	0.47
21	0.76	46	0.37	71	0.52
22	0.50	47	0.29	72	0.49
23	0.63	48	0.43	73	0.37
24	0.57	49	0.37		
25	0.70	50	0.37		

Tabla VI.2. Valores de las frecuencias fundamentales obtenidas en la campaña de 2009.



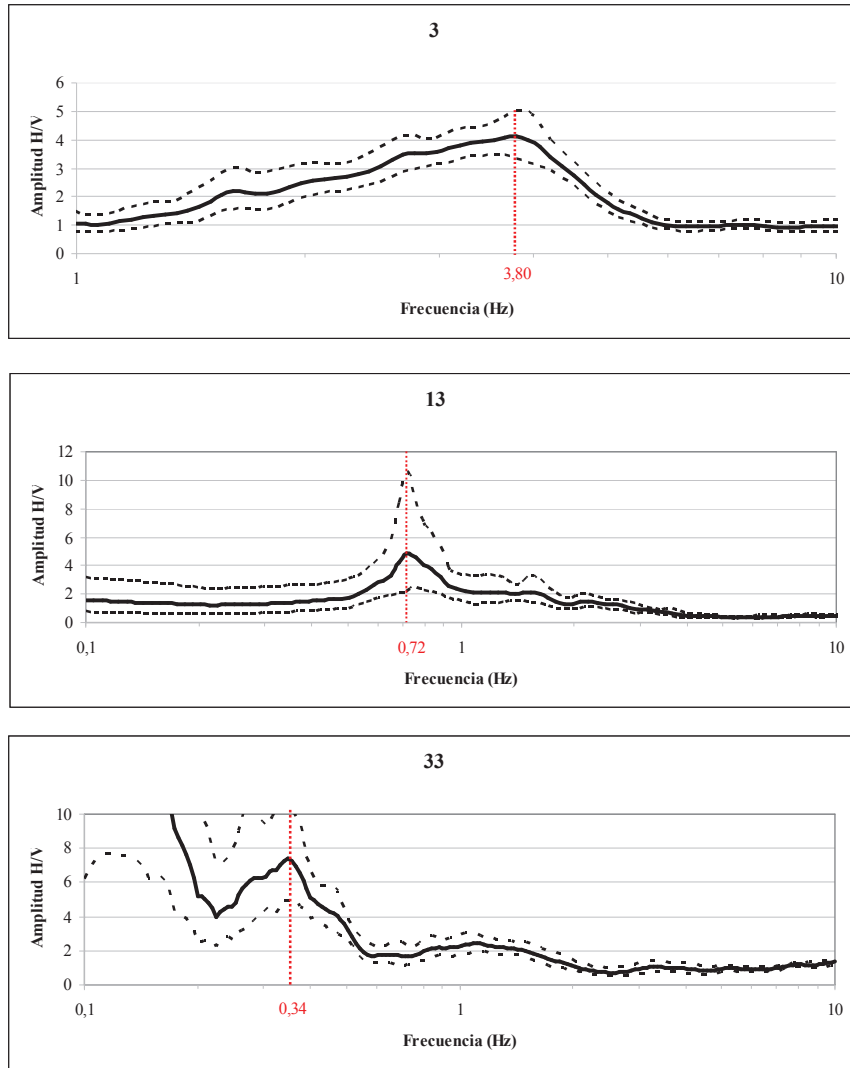


Fig. VI.4. Curvas H/V obtenidas en los puntos de medida 3, 13 y 33 de la campaña de ruido de 2009. Las líneas rojas punteadas indican las frecuencias fundamentales.

### VI.1.2. Amplitudes

A partir de las amplitudes correspondientes a las frecuencias de pico obtenidas en las curvas H/V resultantes de la campaña de ruido de 2005 (Goded, 2010) y 2009, se ha elaborado una cartografía de la cuenca de Málaga de isoamplitudes (Figura VI.5).

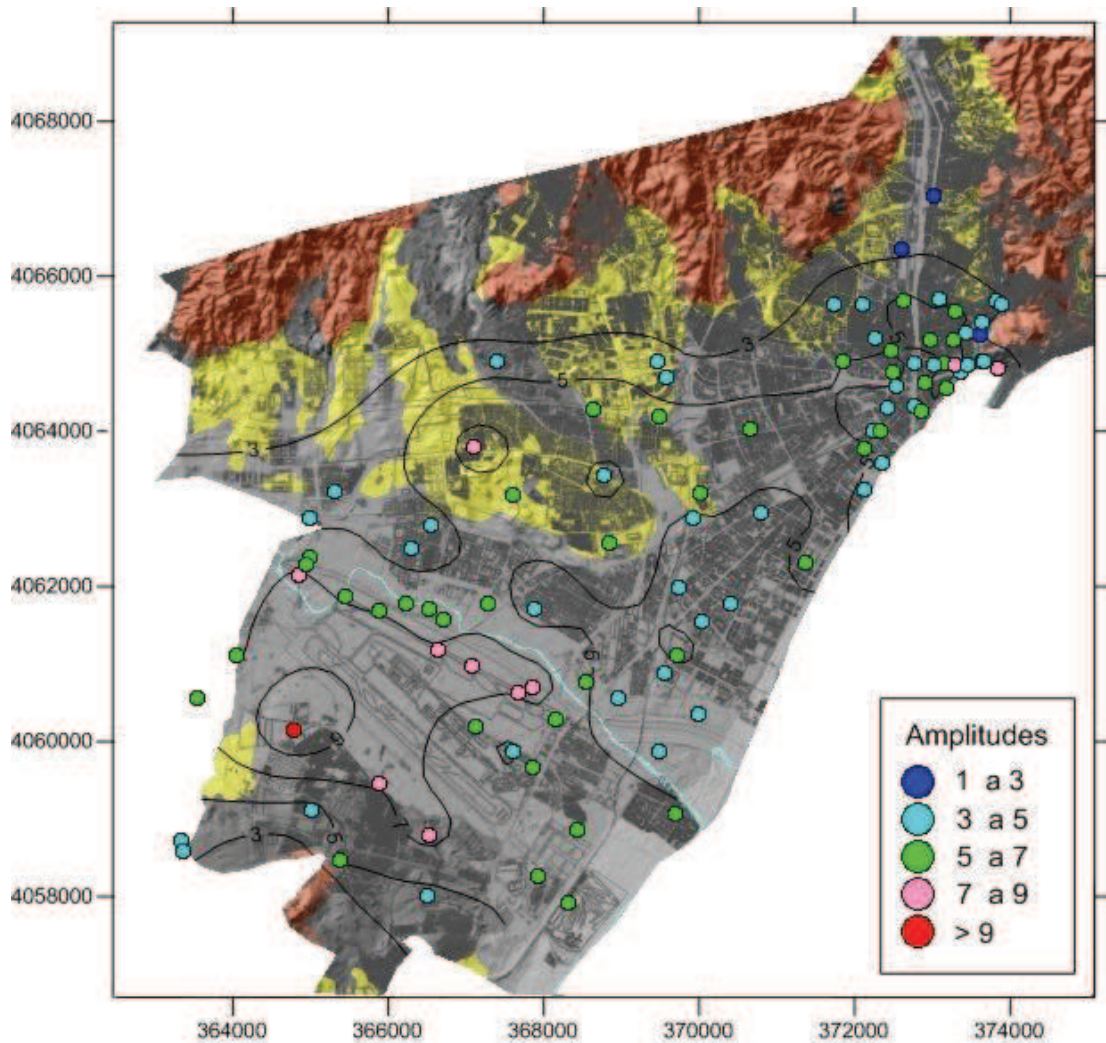


Figura VI.5. Mapa de isoamplitudes de la cuenca de Málaga, obtenido a partir de las curvas H/V resultantes de la campaña 2005 (Goded, 2010) y de 2009.

Considerando que los picos H/V son consecuencia del contraste de impedancias columna de suelo-sustrato rocoso, es lógico que atendiendo al mapa de la Figura VI.5, las amplitudes más altas se produzcan en el entorno del río Guadalhorce, donde a consecuencia de la presencia de fangos de y otras intercalaciones sedimentarias de escasa consistencia en la formación cuaternaria, y de que en dicha zona, las arcillas pliocenas están menos sobreconsolidadas que en el resto de la cuenca (Lorente, 2011; Capítulo V), la columna de suelo es muy débil geomecánicamente con respecto al sustrato rocoso, propiciando un alto contraste de impedancias. También hay que destacar la zona del casco histórico de la ciudad, concretamente en el área etiquetada en el mapa geotécnico de la cuenca (Anexo III) como rellenos antrópicos antiguos, con espesores de más de 5 metros, donde los materiales que conforman la columna de suelo le confieren una escasa consistencia al conjunto de suelo.

En la Figura VI.6 se muestran las curvas H/V obtenidas para dos rangos distintos de amplitudes, definidos en la Figura VI.5, 3-5 (punto de medida 14, 2009) y 5-7 (punto de medida 66, 2009).

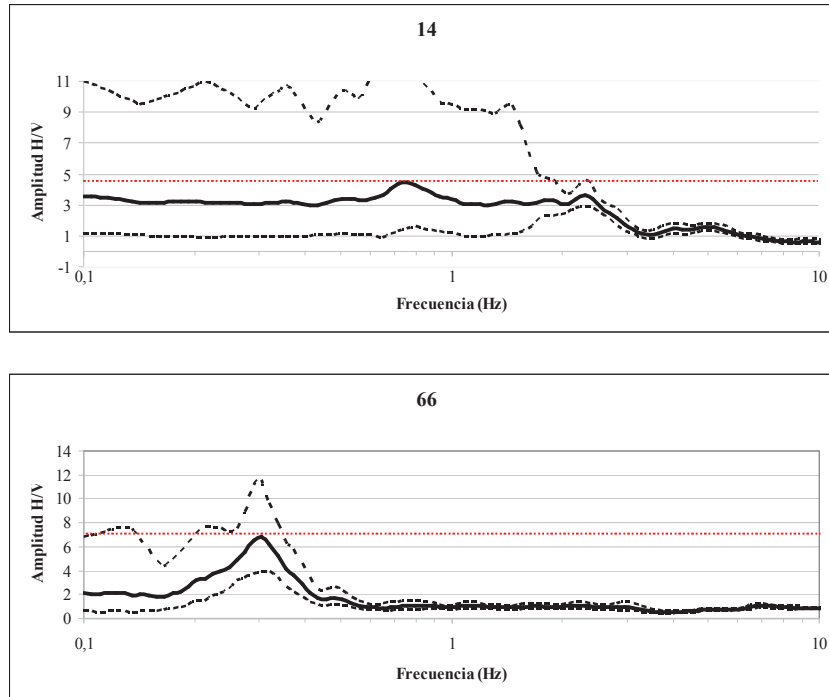


Figura VI.6. Curvas H/V obtenidas en los puntos de medida 14 y 66 de la campaña de ruido de 2009. Las líneas rojas punteadas indican las amplitudes máximas.

Aparte de las frecuencias fundamentales definidas por los picos de mayor amplitud, en las curvas H/V obtenidas en la campaña de 2009, se ha observado la presencia de otros picos de menor amplitud a frecuencias más altas, como sucede en las curvas de los puntos de medida 13, 33 y 14 de las Figuras VI.4 y VI.6, con picos por encima de 1 Hz. En el siguiente apartado se estudiará esta apreciación con más profundidad.

## VI.2. MODELIZACIÓN NUMÉRICA DE LA RESPUESTA DEL SUELO

### VI.2.1. Análisis de frecuencias

Antes de comenzar, debido a que se va a hacer referencia en este apartado a diferentes y cuantiosas frecuencias procedentes tanto de las curvas H/V, como de las funciones de transferencia resultantes de la simulación numérica 1D, con la intención de simplificar su expresión, facilitar la comprensión de las explicaciones pertinentes, y evitar así confusiones, se van a denominar a continuación dichas frecuencias mediante abreviaturas:

- Frecuencia de pico de la curva H/V:  $f_{H/V}$ .
- Frecuencia fundamental del conjunto de la columna de suelo (Q (cuaternario) + P (plioceno)) sobre el basamento (R):  $f_0$ .
- Frecuencia fundamental de la capa de Q sobre P:  $f_q$ .

- Frecuencia del primer armónico de la columna de suelo (Q+P) sobre R:  $f_{1o}$  (a los sucesivos armónicos, se les denominará con la numeración pertinente ( $f_{2o}$ ,  $f_{3o}$ , etc)).
- Frecuencia del armónico primario de la capa de Q sobre P:  $f_{1q}$  (a los sucesivos armónicos, se les denominará con la numeración pertinente ( $f_{2q}$ ,  $f_{3q}$ , etc)).

Además hay que tener en cuenta, que todas estas frecuencias relativas a la simulación numérica 1D, corresponden a la máxima amplificación obtenida en las funciones de transferencia, denominándose éstas en general, frecuencias de máxima amplificación,  $f_{m\acute{a}x}$ , que son las que se considerarán en este estudio. En la Tabla VI.3, se sintetiza la información aportada para las frecuencias de máxima amplificación.

Estratigrafía	Q	Q
	P	P
	R	P
Modos		
Modo fundamental	$f_o$	$f_q$
Harmónico primario	$f_{1o}$	$f_{1q}$
Sucesivos armónicos	$f_{2o}$ , $f_{3o}$ , etc	$f_{2q}$ , $f_{3q}$ , etc

Tabla VI.3. Denominación de las frecuencias de máxima amplificación para las funciones de transferencia resultantes para la simulación numérica 1D. En la estratigrafía, Q es cuaternario, P es plioceno y R es sustrato rocoso. La línea gruesa negra indica dónde se encuentra el mayor contraste de impedancias.

Una vez planteada la cuestión inicial, se puede establecer una comparación entre las frecuencias de pico resultantes de la campaña de ruido (frecuencias de pico), y las frecuencias de máxima amplificación,  $f_{m\acute{a}x}$ , obtenidas mediante la simulación numérica 1D para los seis terremotos seleccionados en este trabajo (mediante la función de transferencia calculada para ondas SH (componente horizontal de las ondas S)). Las funciones de transferencia obtenidas se muestran en el Anexo VI.

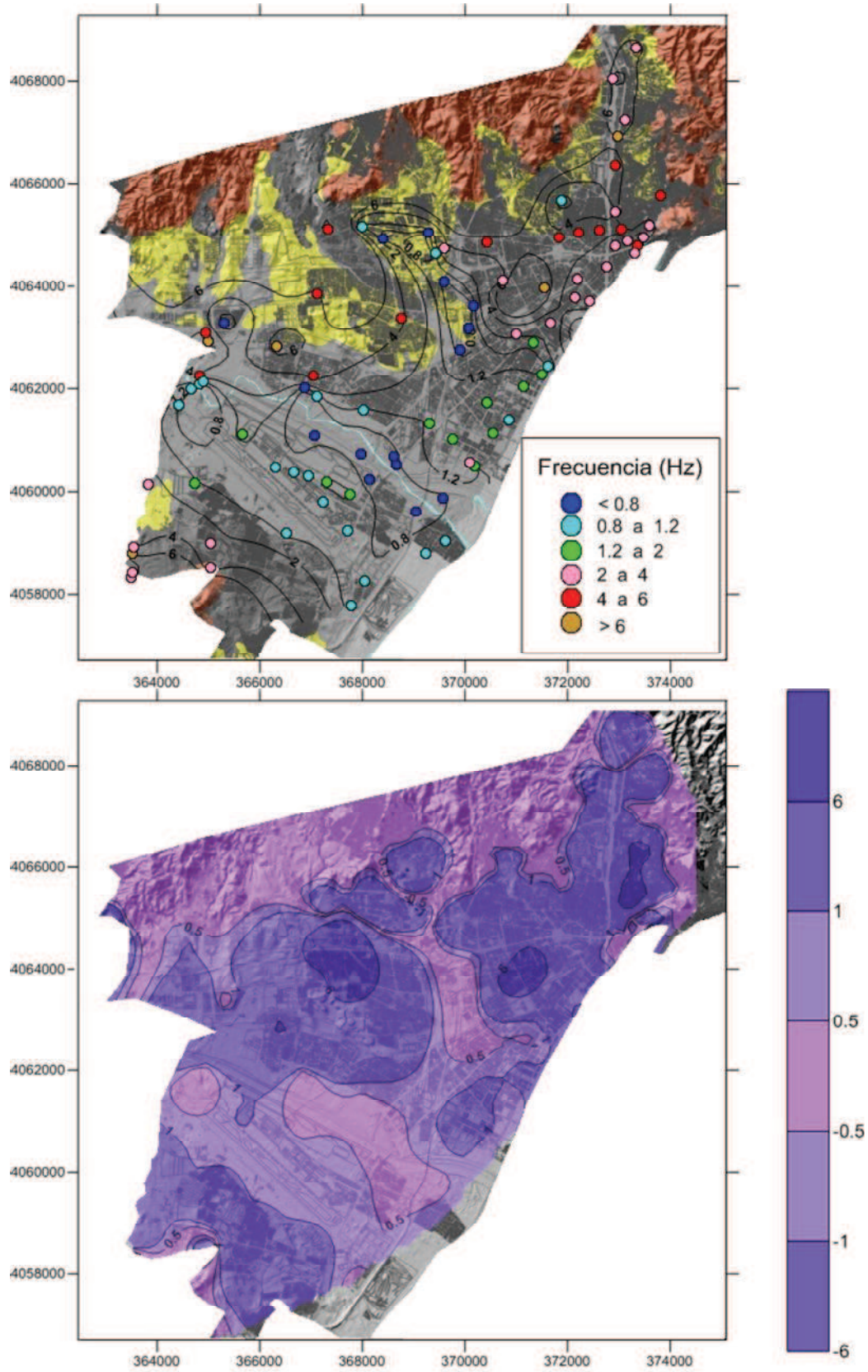


Figura VI.7. Modelización del sismo de Alhucemas en la cuenca de Málaga. Arriba: Mapa de isofrecuencias de máxima amplificación según simulación numérica 1D. Abajo: Diferencias entre la frecuencia de pico (curvas H/V de ruido ambiente) y la frecuencia de máxima amplificación para el sismo,  $f_{H/V} - f_{m\acute{a}x}$ .

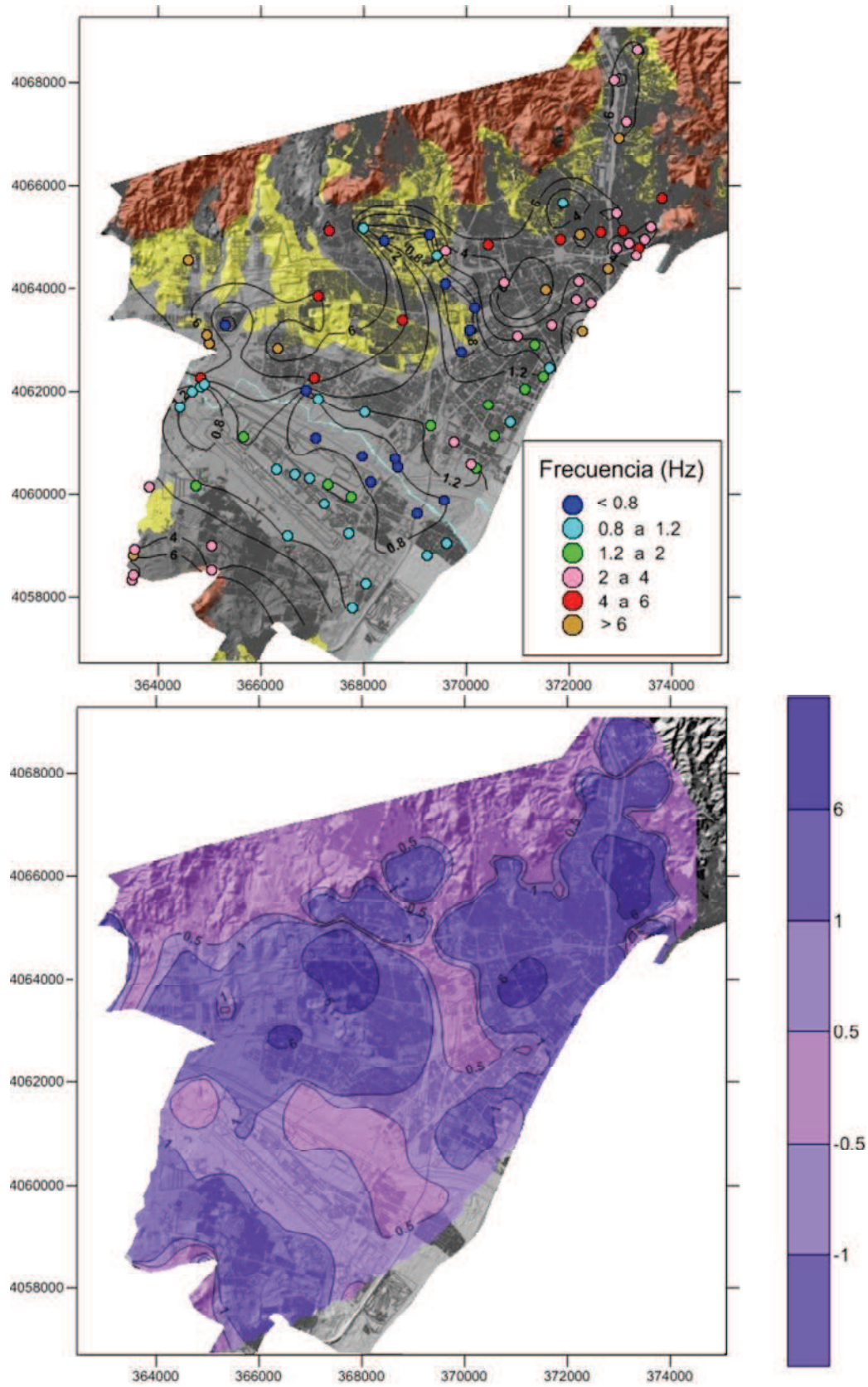


Figura VI.8. Modelización del sismo de El Asnam en la cuenca de Málaga. Arriba: Mapa de isofrecuencias de máxima amplificación según simulación numérica 1D. Abajo: Diferencias entre la frecuencia de pico (curvas H/V de ruido ambiente) y la frecuencia de máxima amplificación para el sismo,  $f_{H/V} - f_{m\acute{a}x}$ .

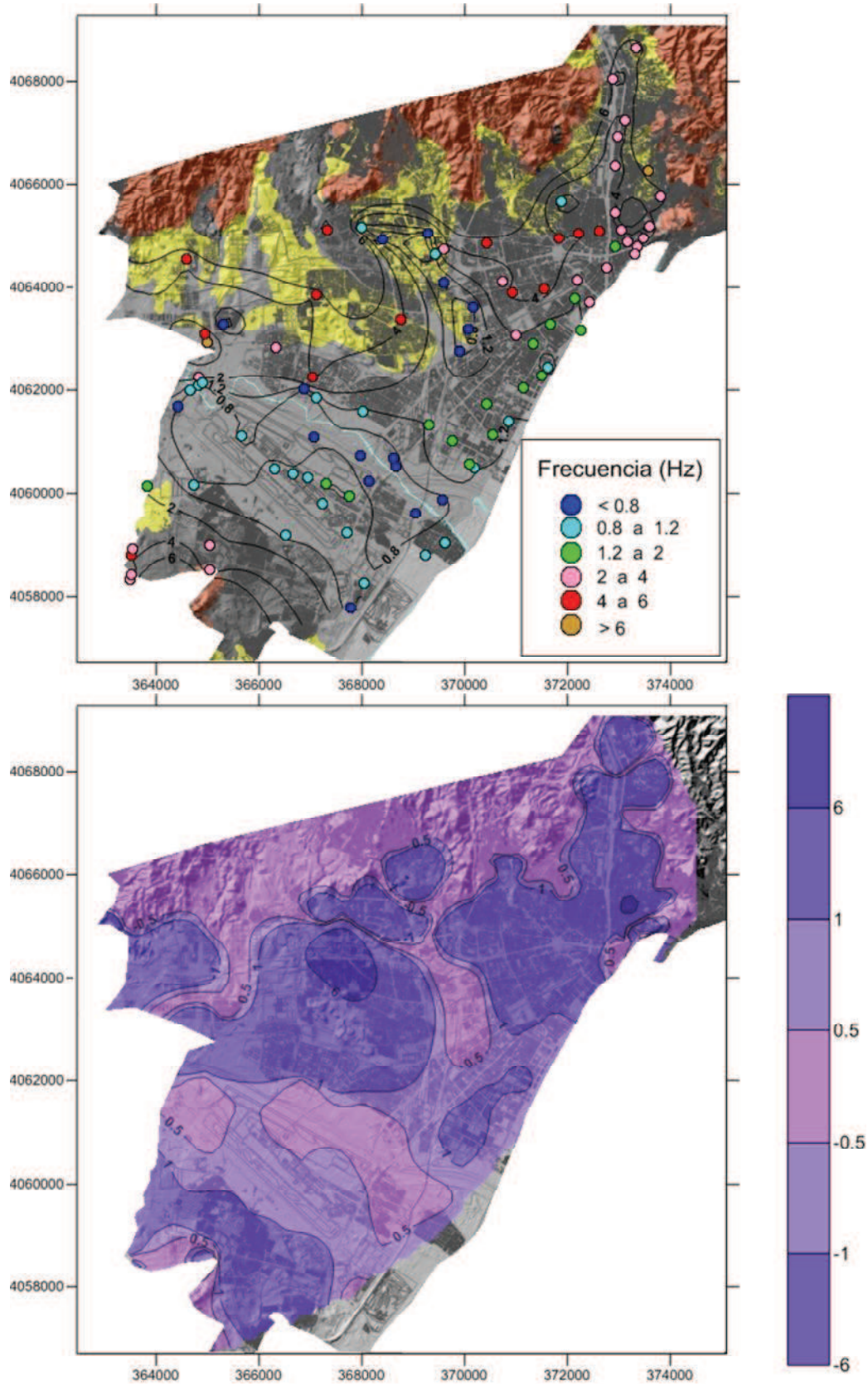


Figura VI.9. Modelización del sismo de Lisboa en la cuenca de Málaga. Arriba: Mapa de isofrecuencias de máxima amplificación según simulación numérica 1D. Abajo: Diferencias entre la frecuencia de pico (curvas H/V de ruido ambiente) y la frecuencia de máxima amplificación para el sismo,  $f_{H/V} - f_{m\acute{a}x}$ .

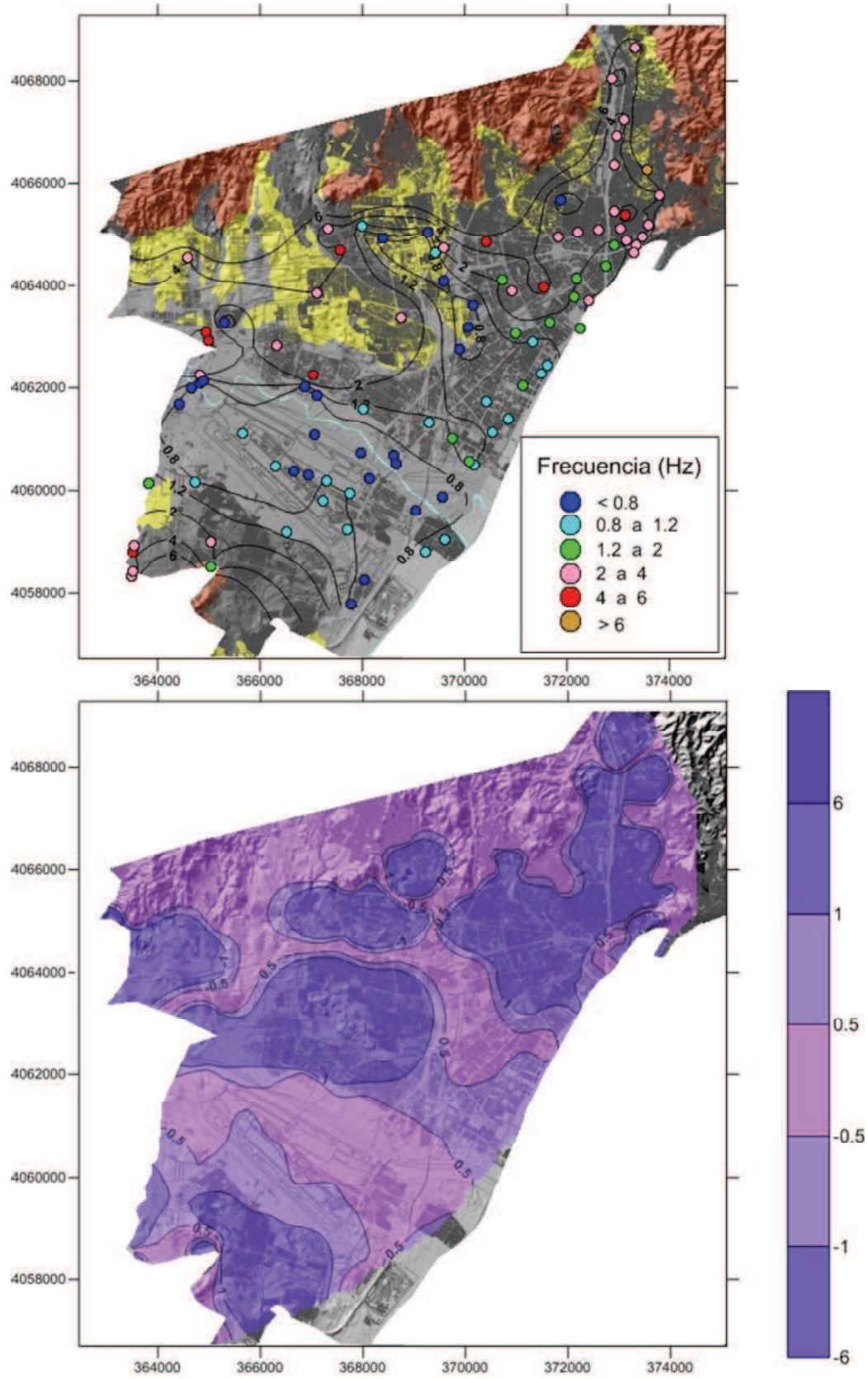


Figura VI.10. Modelización del sismo de Arenas del Rey en la cuenca de Málaga. Arriba: Mapa de isofrecuencias de máxima amplificación según simulación numérica 1D. Abajo: Diferencias entre la frecuencia de pico (curvas H/V de ruido ambiente) y la frecuencia de máxima amplificación para el sismo,  $f_{H/V} - f_{máx}$ .



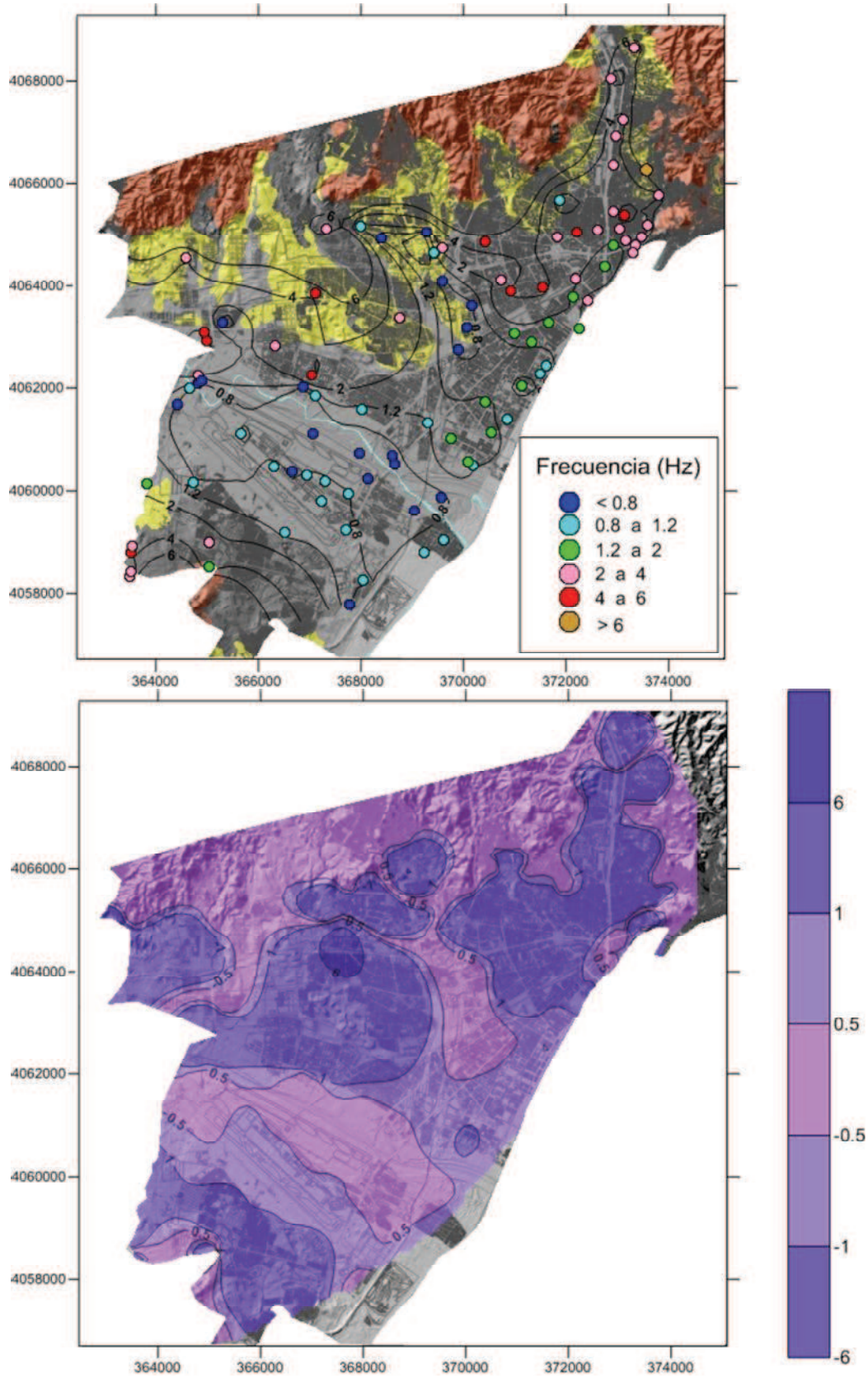


Figura VI.11. Modelización del sismo de Alborán en la cuenca de Málaga. Arriba: Mapa de isofrecuencias de máxima amplificación según simulación numérica 1D. Abajo: Diferencias entre la frecuencia de pico (curvas H/V de ruido ambiente) y la frecuencia de máxima amplificación para el sismo,  $f_{H/V} - f_{máx}$ .

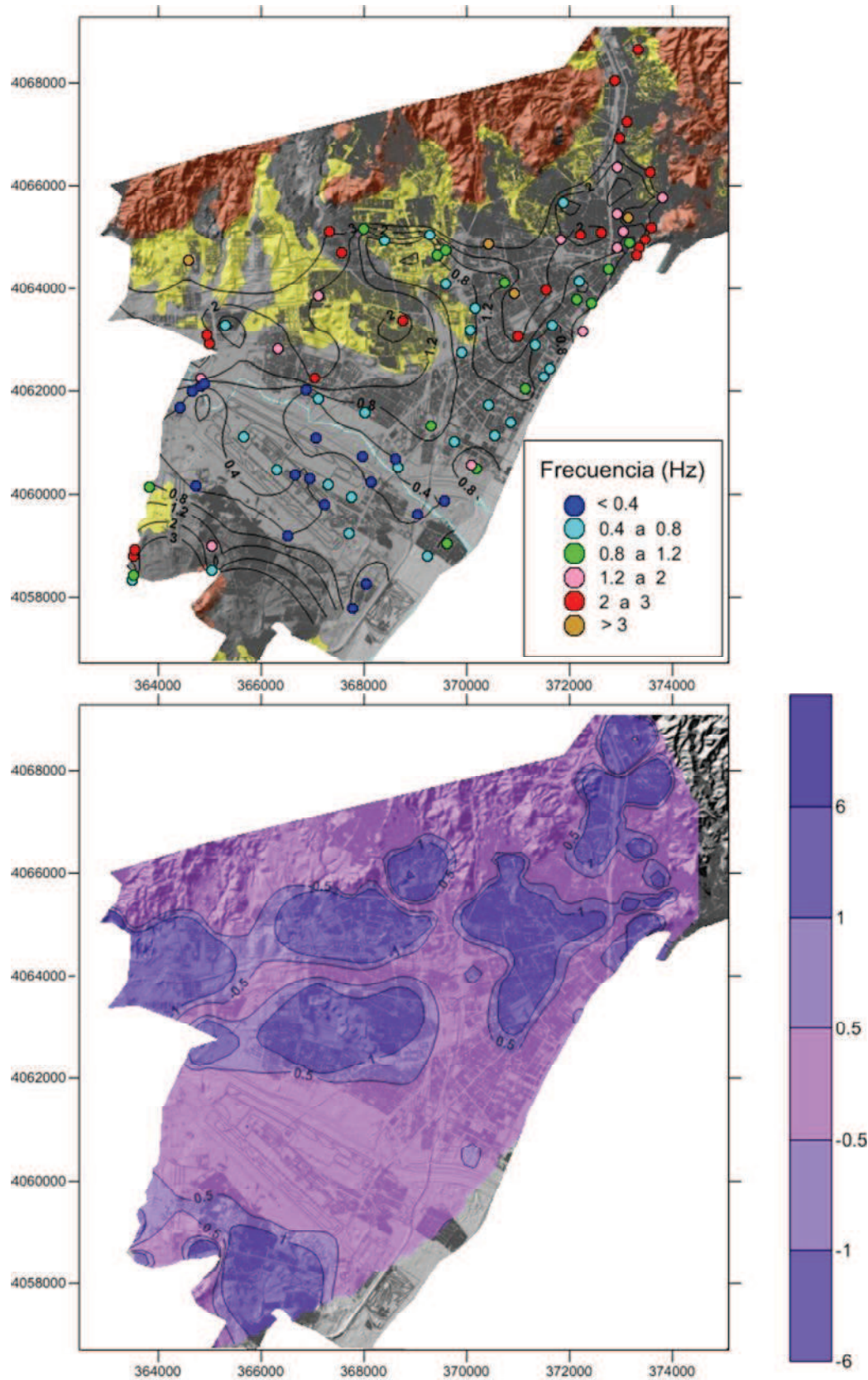


Figura VI.12. Modelización del sismo de Málaga en la cuenca de Málaga. Arriba: Mapa de isofrecuencias de máxima amplificación según simulación numérica 1D. Abajo: Diferencias entre la frecuencia de pico (curvas H/V de ruido ambiente) y la frecuencia de máxima amplificación para el sismo,  $f_{H/V} - f_{m\acute{a}x}$ .

En las figuras VI.7 a VI.12 se presentan las frecuencias de máxima amplificación,  $f_{m\acute{a}x}$ , obtenidas en la cuenca de Málaga para los seis terremotos contemplados mediante simulación numérica 1D. En la parte inferior de estas figuras se presenta la diferencia obtenida entre la  $f_{m\acute{a}x}$  y la  $f_{H/V}$ ; el mapa está representado con una escala de colores tal que cuanto más oscuro es el color del área, mayor es la diferencia entre ambas frecuencias, facilitando así la identificación de áreas con frecuencias similares de aquellas otras zonas con frecuencias claramente diferentes. Como se puede observar en estas figuras, son frecuentes las discrepancias obtenidas, en cuanto a frecuencia, entre los resultados de la modelización numérica y los resultados del ruido ambiente. Esta diferencia es especialmente marcada cuanto mayor es la distancia del epicentro y menor es la magnitud, es decir, cuanto menos energético sea el terremoto modelizado, como los casos de las modelizaciones de los terremotos de Alhucemas (Figura VI.7) y El Asnam (Figura VI.8). En cambio, las  $f_{m\acute{a}x}$  obtenidas al modelizar lo que denomino como sismo de Málaga coinciden en más del 65% con las  $f_{H/V}$ .

Otra observación muy importante es que al disminuir la energía, la diferencia entre las  $f_{m\acute{a}x}$  de los sondeos aumenta con respecto a las  $f_{H/V}$ , ya que los picos de mayor amplitud ( $f_{m\acute{a}x}$ ) resultantes ocurren a frecuencias progresivamente más altas. Como ya se señaló al comienzo de este capítulo, y comentaba Macau (2008), las  $f_{H/V}$  se deben a los contrastes de impedancia definidos entre la columna de suelo o cuenca sedimentaria y el sustrato rocoso ( $f_0$ ), por lo que las  $f_{m\acute{a}x}$  integradas en los sombreados oscuros de estos planos, con frecuencias generalmente mayores, se deben a contrastes de impedancia inmersos dentro de la cuenca sedimentaria. En la Figura VI.13, que presenta las seis funciones de transferencia obtenidas para un punto analizado (sondeo número 26, ver localización en Figura V.26), se puede comprobar este hecho: cuánta menos amplitud tiene el input considerado en la modelización, la  $f_{m\acute{a}x}$  se localiza a frecuencias progresivamente más altas, que no necesariamente coinciden con  $f_0$  o con  $f_{H/V}$ .

El triángulo negro en esta figura (Fig. VI.13) indica la posición de  $f_0$ , la cual es muy similar (0.54 Hz) a la  $f_{H/V}$  (0.48 Hz) obtenida en un punto de medida de ruido ambiente situado en las proximidades (Figura VI.14). Tal como se apuntó al principio de este capítulo, dicho pico corresponde al contraste de impedancias entre la totalidad de la columna de suelo, y el sustrato rocoso, y coincide con la  $f_{m\acute{a}x}$  para el terremoto de Málaga. Aparte se han identificado los armónicos  $f_{1o}$  (triángulo gris) con frecuencia entre 1.5-1.6 Hz, y  $f_{2o}$  (triángulo gris claro) con frecuencia entre 2.6-2.7 Hz para dicho contraste, de forma que  $f_{1o}$  define la  $f_{m\acute{a}x}$  para los terremotos de Alborán y Arenas del Rey. Finalmente, un nuevo pico, señalado con un triángulo rojo,  $f_q$ , para una frecuencia entre 1.7 y 2.0 Hz (su frecuencia varía un poco según la función de transferencia, como consecuencia del solapamiento de picos) constituye la  $f_{m\acute{a}x}$  para los terremotos de Lisboa, El Asnam y Alhucemas. Dicha  $f_q$  es independiente de  $f_0$ , y corresponde al contraste de impedancias entre el depósito cuaternario (Q), de 21 m de potencia y  $V_s$  media de 150 m/s, y la formación pliocena (P) (1.8 Hz; ecuación V.9). Este pico se identifica frecuentemente en las curvas H/V, generalmente entre 1 y 2 Hz (En la figura VI.15 se puede observar otro ejemplo) (ver curvas H/V en el Anexo IV). Generalmente hay un contraste de velocidades importantes entre Q ( $V_s$ : 120-360 m/s) y P ( $V_s$ : 500-1150 m/s) (ver apartado V.3.4), o incluso marcado por la capa de gravas y bolos pliocuaternaria de gran consistencia (con  $V_s$  de hasta 500 m/s), inserta entre Q y P, con respecto a la formación Q suprayacente), aunque jamás posee una amplitud mayor que el pico correspondiente a la  $f_0$ .

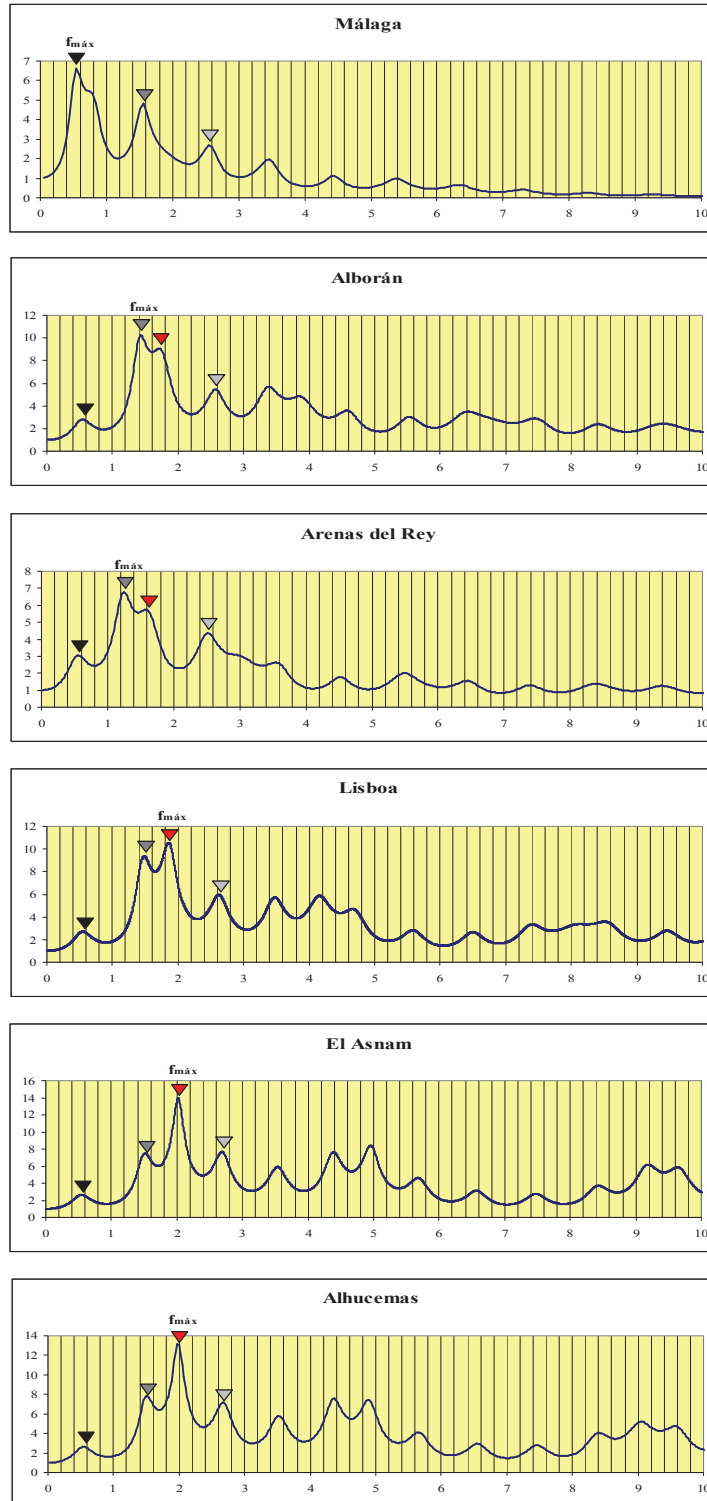


Figura VI.13. Funciones de transferencia obtenidas en el sondeo 26 (ver localización en Fig. V.26) para cada evento considerado en este estudio. El triángulo negro indica la  $f_0$ , mientras que los triángulos de color gris y gris claro marcan la posición de  $f_1$  y  $f_2$  respectivamente. El triángulo rojo indica la  $f_q$ .  $f_{m\acute{a}x}$  etiqueta el pico cuya frecuencia es la de máxima amplificación en cada caso.

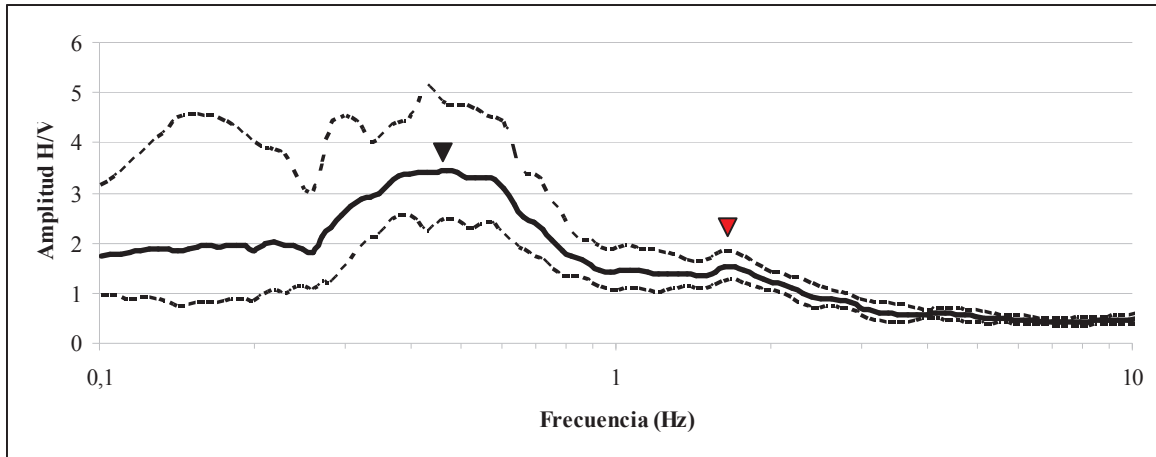


Figura VI.14. Curva H/V del punto de medida 72 de la campaña de ruido de 2009. El triángulo negro corresponde a  $f_0$  (0.48 Hz) y el triángulo rojo a la  $f_q$  (1.7 Hz).

En la Figura VI.14 se puede observar cómo el pico  $f_q$  identificado en las funciones de transferencia, que aunque no destaca claramente, sí se insinúa a escasa amplitud en la curva H/V a una frecuencia de 1.7 Hz, frecuencia muy próxima a la obtenida teóricamente mediante la ecuación V.9 (1.8 Hz). Es de señalar cómo dicho pico termina definiendo la  $f_{m\acute{a}x}$  para los terremotos menos energéticos, mientras que el pico  $f_0$  en la gran mayoría de los casos, incluso ciertas veces en el caso del terremoto de Málaga (Figura VI.12) cuando se trata de columnas potentes, no indica la  $f_{m\acute{a}x}$ . Esto puede ser consecuencia de que los terremotos menos energéticos no pueden excitar la totalidad de la columna de suelo, tendiendo a quedar atrapada la señal en la capa limitada por el mayor contraste de impedancias, como puede ser el definido entre la formación Q y P. Aparte, como ya indicó Clavero *et al.* (2014), a pesar de que la formación pliocena (P) aumenta gradualmente su  $V_s$ , no se descarta que pueda contener algún cambio brusco puntual de  $V_s$ , que pueda aparecer reflejado en las curvas H/V mediante algún pico (Fig. VI.15).

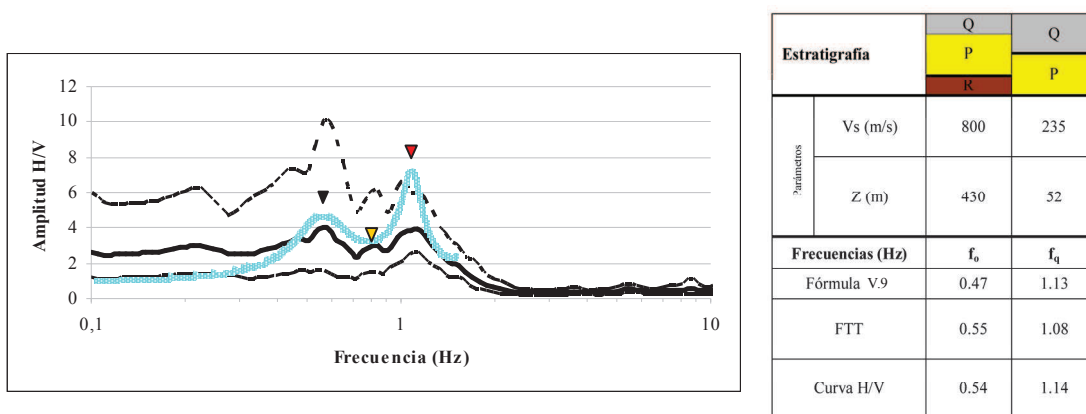


Figura VI.15. Derecha: Representación conjunta de la curva H/V del punto de medida 30 de la campaña de ruido de 2009 con la función de transferencia del sondeo 2 para el terremoto de El Asnam (Este sondeo está localizado en las proximidades del punto de ruido 30) (Fig. VI.1). El triángulo negro muestra la  $f_0$  y el triángulo rojo la  $f_q$ . Aparte se reconoce otro triángulo de color amarillo que señala a otro pico (0.8-0.9 Hz) intermedio entre los dos anteriores, aunque únicamente observable en la curva H/V. Este pico seguramente sea consecuencia de un contraste de impedancias existente dentro de la misma formación pliocena (P). Figura de la derecha: Tabla donde se muestran los valores de  $V_s$  y Z de los depósitos Q+P y Q del sondeo 2, y de las frecuencias  $f_0$  y  $f_q$  obtenidas en las gráficas mostradas en este misma figura y mediante la fórmula V.9. Se puede apreciar que los valores obtenidos son muy similares entre sí.

Otra observación importante, es que, tal como se comprueba en la figura VI.13, los sucesivos armónicos de  $f_0$  pueden presentar amplitudes mayores que el modo fundamental. Esto se explica porque al reflejarse más de un contraste de impedancias en las funciones de transferencia, los modos de unos contrastes y otros, al situarse a frecuencias parecidas se suman o se solapan, conformando picos con amplitud mayor que la que les corresponderían. Hay que tener en cuenta que cuanto mayor es el espesor del depósito cuaternario, debido a su alto grado de heterogeneidad litológica, más probables son los contrastes de impedancias dentro del propio depósito. También, como se ha visto anteriormente, no se descarta que existan contrastes de impedancias dentro de la propia formación pliocena (P). Es decir, hacia el interior de la cuenca de Málaga, las funciones de transferencia resultantes son cada vez más complejas con mayor cantidad de picos. En la Figura VI.16, donde se muestran las funciones de transferencia de 4 sondeos ubicados en distintas posiciones de la cuenca (ver localización en la Figura VI.17), puede observarse este efecto.

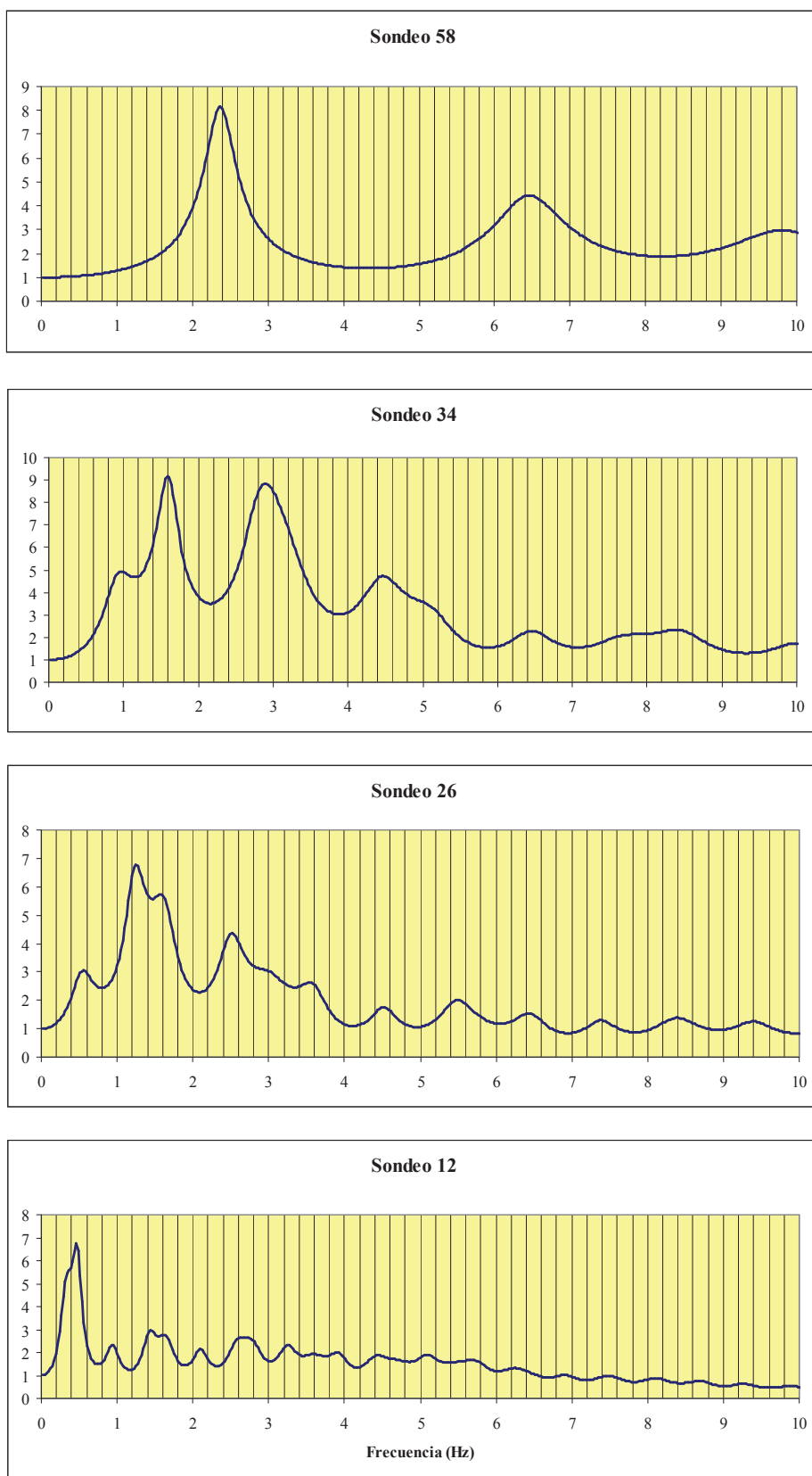


Figura VI.16. Funciones de transferencia obtenidas durante la modelización del terremoto de Arenas del Rey en sondeos situados a lo largo de una transversal de la cuenca de Málaga 58, 34, 26 y 12 (ver localización en la Figura VI.17).

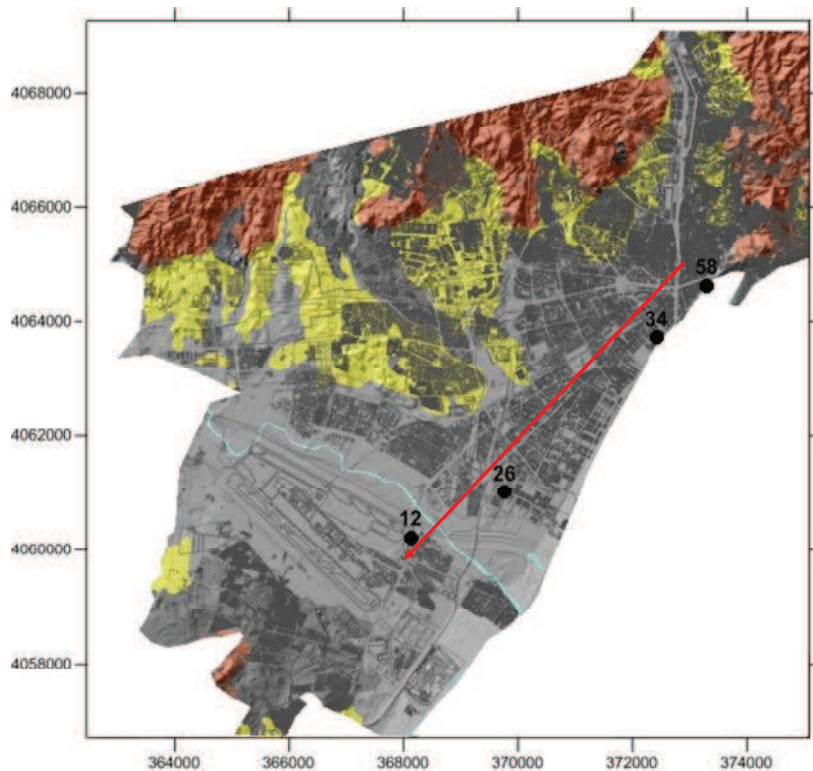


Figura VI.17. Situación de los sondeos 12, 26, 34 y 58 en la cuenca de Málaga.

Otro aspecto importante es que cuando se trata de sondeos con potencias de suelo por debajo de los 150-200 m, los picos  $f_0$ , bien definidos para terremotos muy energéticos, como el de Málaga, se aproximan y fusionan con los picos  $f_q$  para los terremotos de fuente más lejana, de forma que el pico que marca la  $f_{m\acute{a}x}$ , siempre será el primero (el de menor frecuencia), sea cual sea el terremoto. Esto sucede como consecuencia de que para ese rango de profundidades, las  $f_0$  son más altas aproximándose a las  $f_q$ , y tendiendo entonces a solaparse. En la Figura VI.18, donde se comparan las seis funciones de transferencia obtenidas para el sondeo 33 (con una columna de suelo de 61 m de potencia, integrada por un paquete de Cuaternario de 23 m de espesor y  $V_s$  media de 200 m/s, más una capa de Plioceno de 38 m y una  $V_s$  media de 620 m/s, con unos valores teóricos de  $f_0$  de 1.38 Hz y  $f_q$  de 2.17 Hz), se observa cómo el pico que marca la  $f_0$  (1.3 Hz) para el terremoto de Málaga (triángulo negro), no se distingue en la función del terremoto de El Asnam, donde sólo se reconoce el pico  $f_q$  (2.15 Hz) (triángulo rojo), aunque sí se identifica el pico correspondiente a  $f_l$  (triángulo gris), ya que para dicha frecuencia no coincide con ningún otro pico de mayor amplificación. Con respecto al resto de terremotos, tales como el de Alborán y Arenas del rey, sus funciones de transferencia ocupan posiciones intermedias, donde se puede apreciar el solapamiento gradual entre los dos primeros picos citados.



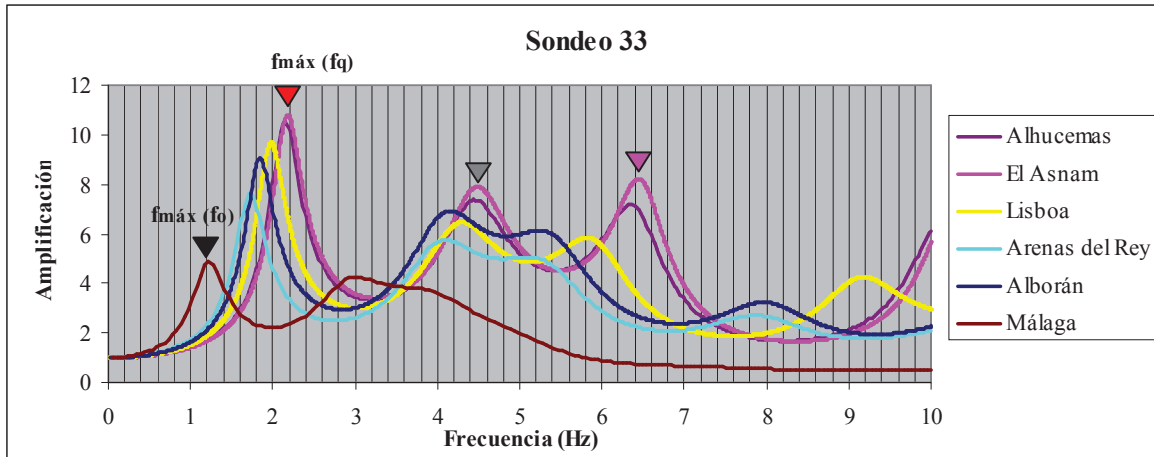


Figura VI.18. Funciones de transferencia obtenidas para el sondeo 33. El triángulo negro marca la  $f_0$  para el terremoto de Málaga, mientras que el gris indica la  $f_{l_0}$  para el terremoto de El Asnam. En dicho terremoto se indican también el pico  $f_q$  (triángulo rojo) y  $f_{l_q}$  (triángulo rosa).

Aparte, se ha de tener en cuenta que en los sondeos 10, 32, 58 y 60, ubicados en las proximidades del monte de Gibralfaro, en el casco histórico, donde el cuaternario o/y relleno apoya directamente sobre el sustrato rocoso, las  $f_{máx}$  vendrán dadas por los contrastes de impedancias entre el Q y R o entre el potente relleno antrópico del casco histórico y R. En la Figura VI.19 se representan las funciones de transferencia obtenidas para el sondeo 10, conformado por un paquete de relleno de 15 m de potencia y una  $V_s$  media de 185 m/s, apoyado directamente sobre el macizo rocoso. Tal como se aprecia, sólo se reconocen dos picos, el de menor frecuencia (2.5-3.0 Hz) debido al contraste de impedancias entre el relleno y R, y el situado a su derecha (7.5-9.5 Hz), correspondiente a su armónico primario. Las  $f_{máx}$  obtenidas para todos los sismos son muy similares entre sí (las pequeñas diferencias existentes se deben al comportamiento no lineal del suelo asumido en la modelización), debido a que se trata de una modelización sencilla, sin presencia de contrastes de impedancia, aparte del definido entre el conjunto de suelo y la roca.

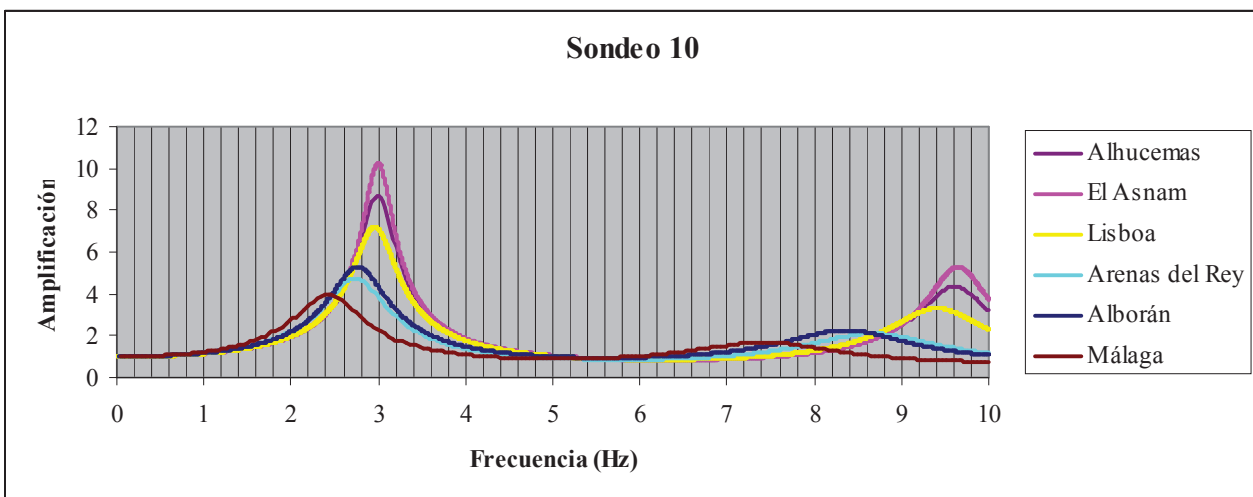


Figura VI.19. Funciones de transferencia obtenidas para el sondeo 10.

En el resto de los sondeos modelizados las funciones de transferencia son más complejas, debido a la presencia de más un contraste de impedancias, incluso en los ubicados en los afloramientos de P, ya que cuentan con pequeños depósitos superficiales de relleno y/o pliocuaternario.

### **VI.2.1. Análisis de amplitudes**

De forma similar a lo hecho para analizar la distribución de frecuencias de amplitud máxima resultantes en cada modelización realizada, se han preparado mapas mostrando la distribución espacial de las amplitudes máximas observados en la función de transferencia y la diferencia existente entre esta amplitud y la amplitud de los picos observados en las razones H/V de ruido ambiente (Figuras VI.20 a VI.25).

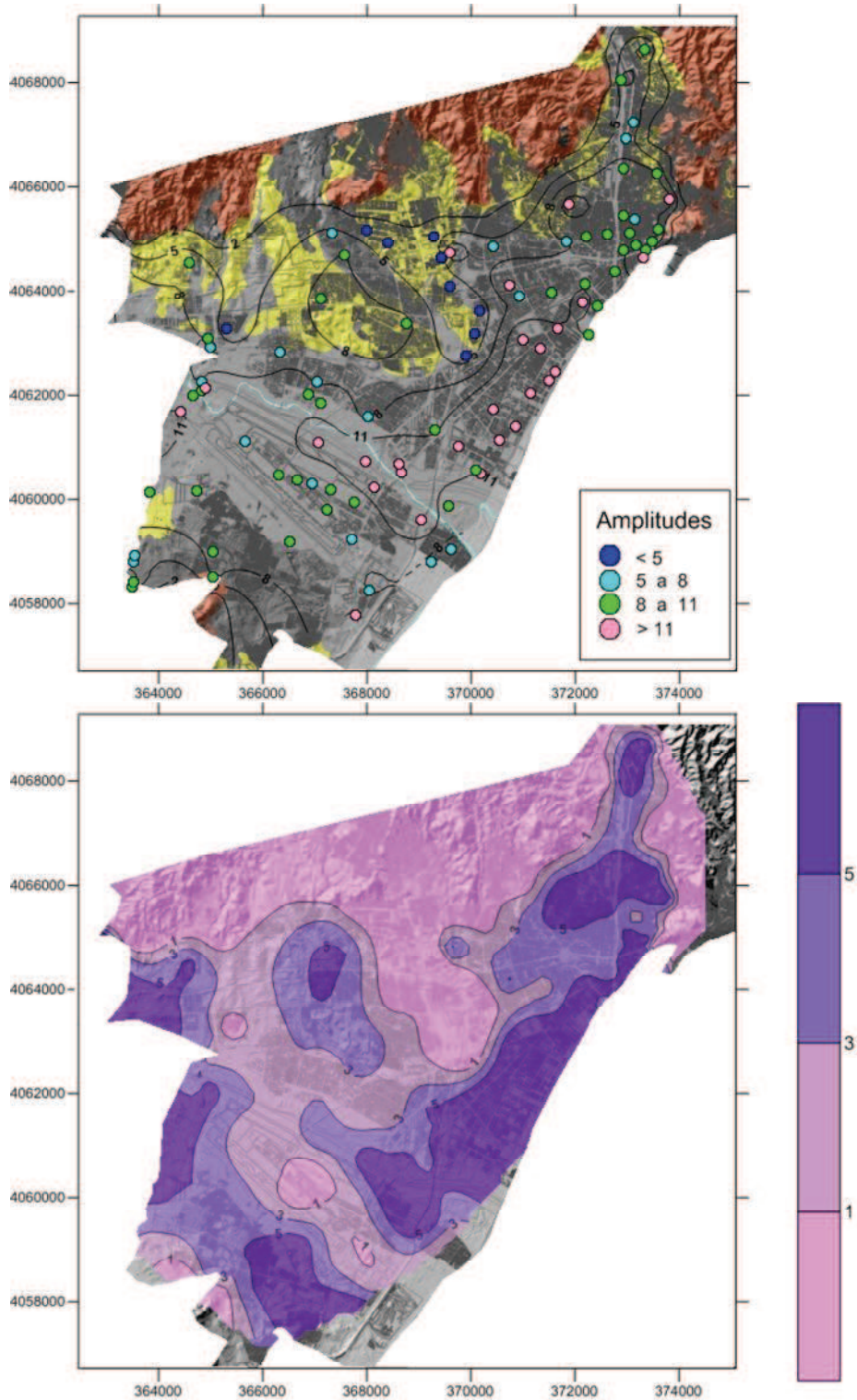


Figura VI.20. Amplitud pico de la función de transferencia obtenida en la modelización del sismo de Alhucemas en la cuenca de Málaga. Arriba: Isoamplitudes. Abajo: Diferencias entre las amplitudes correspondientes a las frecuencias de resonancia para el sismo, y las amplitudes correspondientes a las frecuencias de pico obtenidas durante las campañas de ruido,  $f_{res}-f_{pic}$ .

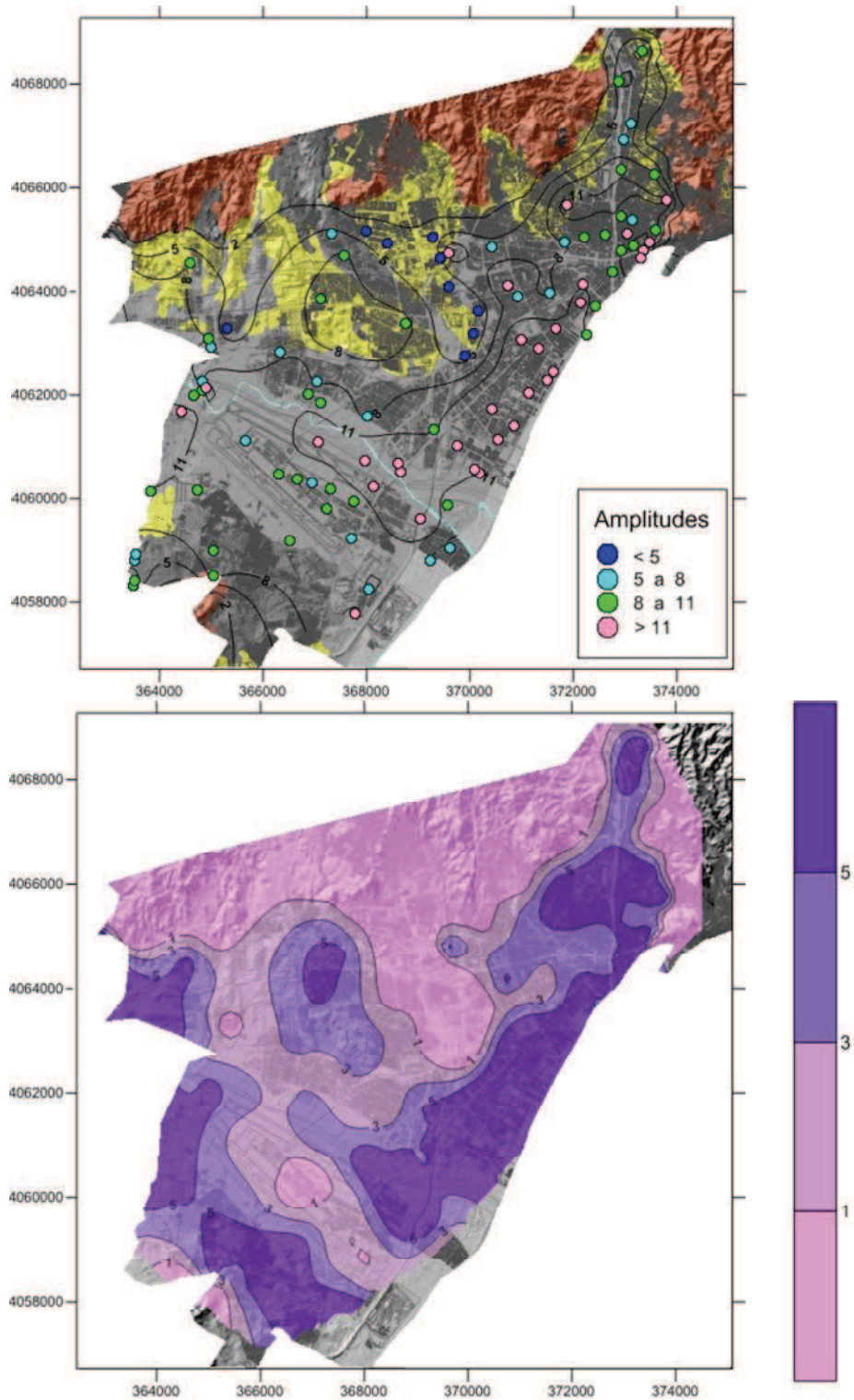


Figura VI.21. Amplitud pico de la función de transferencia obtenida en la modelización del sismo de El Asnam en la cuenca de Málaga. Arriba: Isoamplitudes. Abajo: Diferencias entre las amplitudes correspondientes a las frecuencias de resonancia para el sismo, y las amplitudes correspondientes a las frecuencias de pico obtenidas durante las campañas de ruido,  $f_{res}-f_{pic}$ .

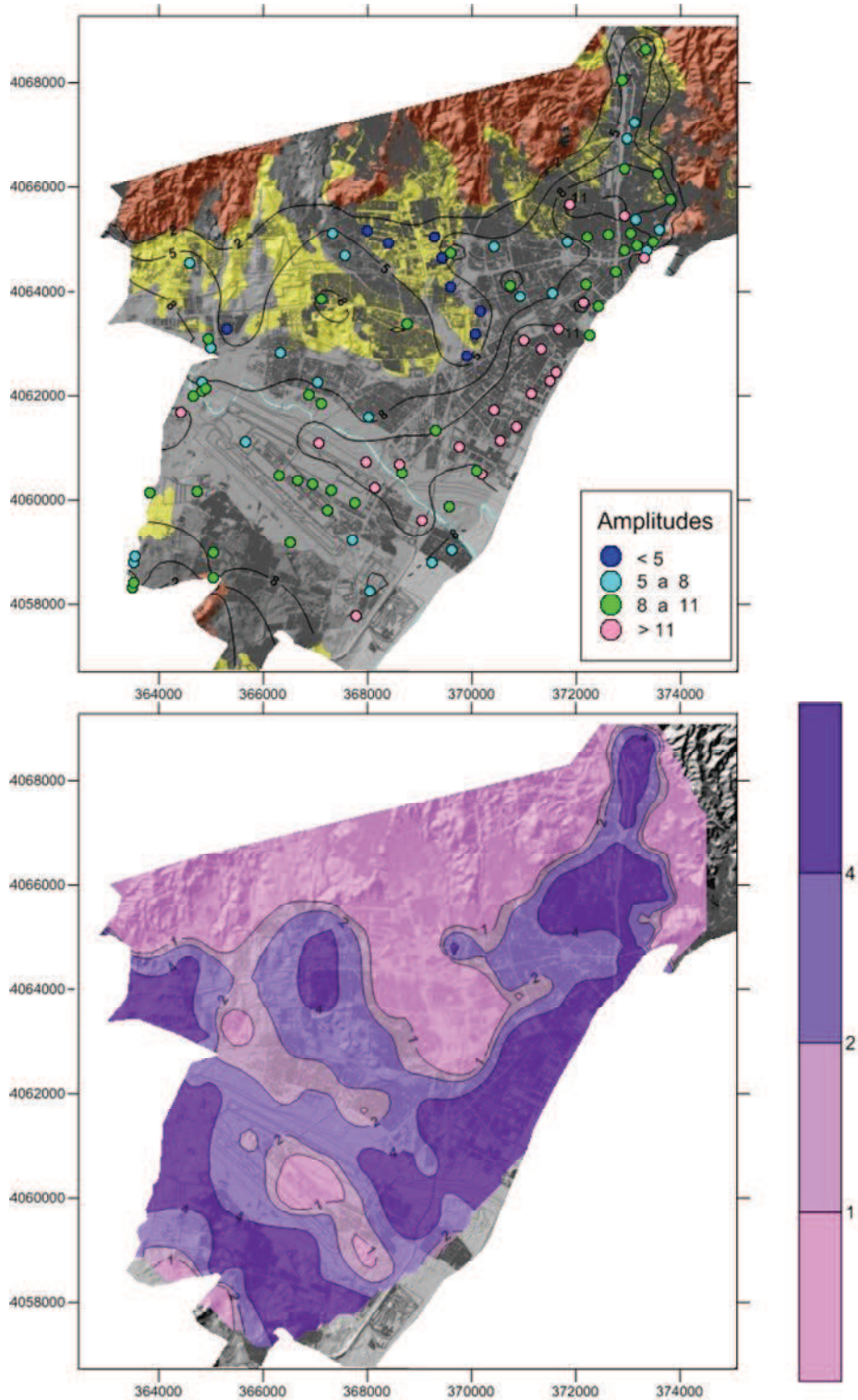


Figura VI.22. Amplitud pico de la función de transferencia obtenida en la modelización del sismo de Lisboa en la cuenca de Málaga. Arriba: Isoamplitudes. Abajo: Diferencias entre las amplitudes correspondientes a las frecuencias de resonancia para el sismo, y las amplitudes correspondientes a las frecuencias de pico obtenidas durante las campañas de ruido,  $f_{res}-f_{pic}$ .

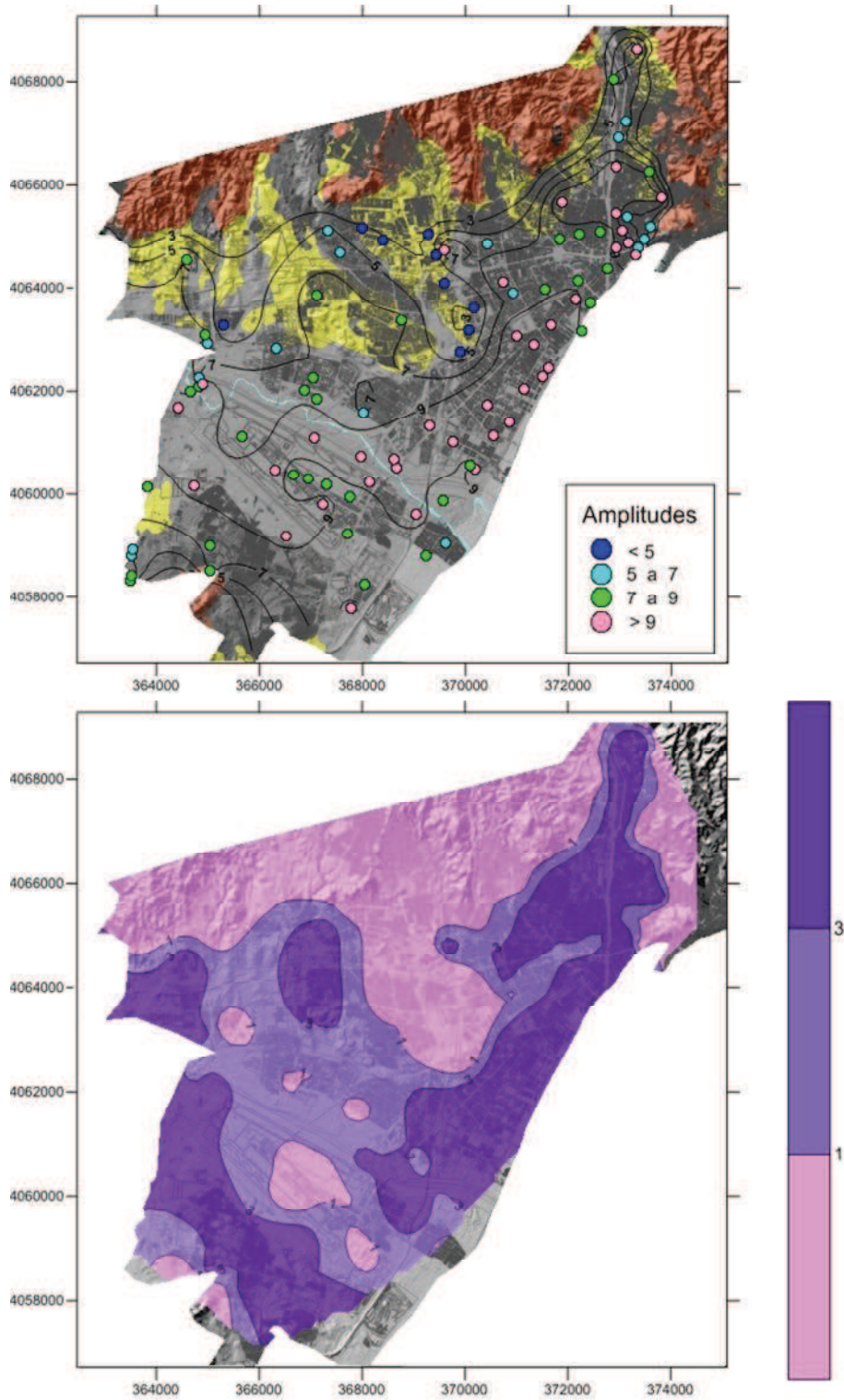


Figura VI.23. Amplitud pico de la función de transferencia obtenida en la modelización del sismo de Alborán en la cuenca de Málaga. Arriba: Isoamplitudes. Abajo: Diferencias entre las amplitudes correspondientes a las frecuencias de resonancia para el sismo, y las amplitudes correspondientes a las frecuencias de pico obtenidas durante las campañas de ruido,  $f_{res}-f_{pic}$ .

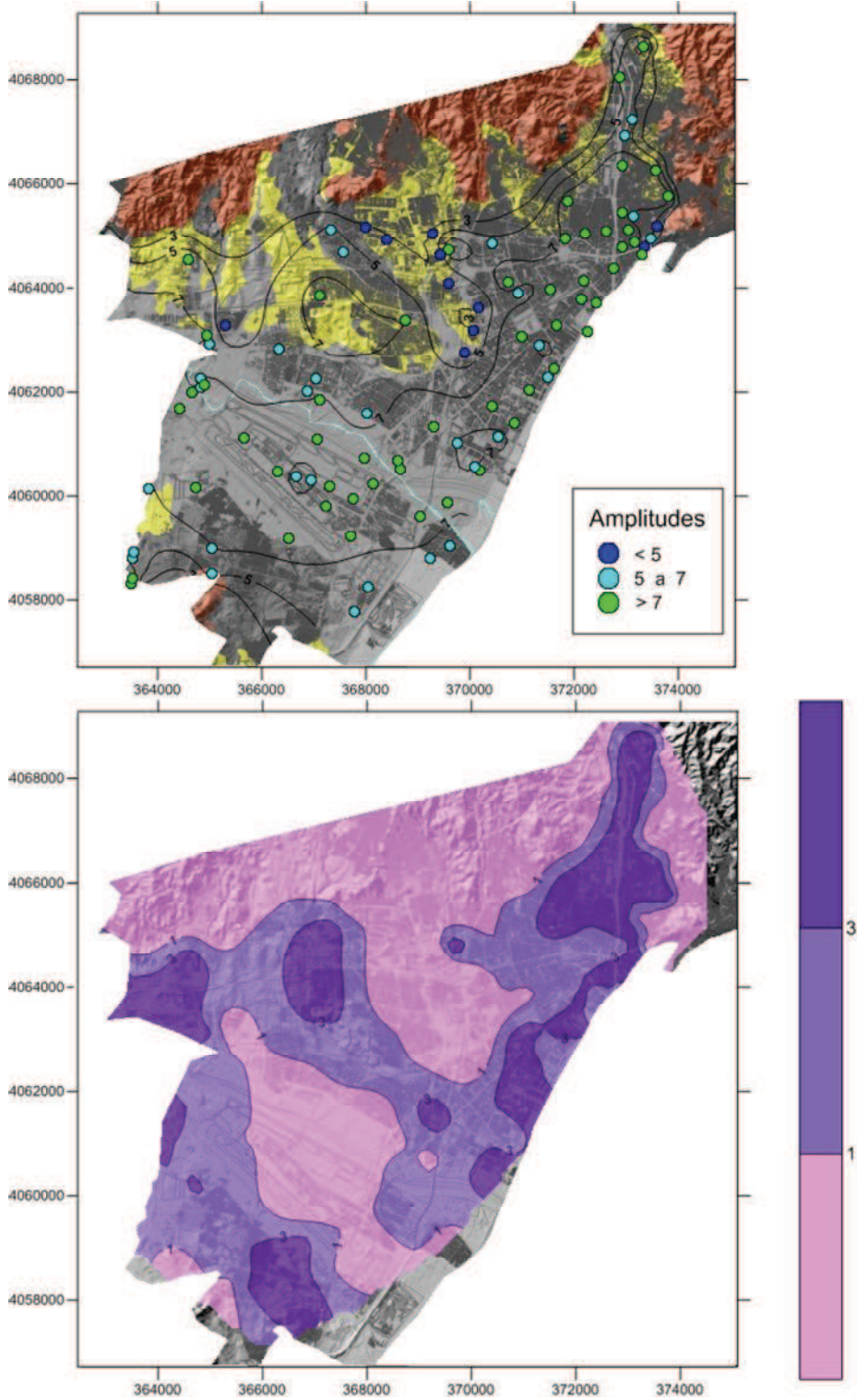


Figura VI.24. Amplitud pico de la función de transferencia obtenida en la modelización del sismo de Arenas del Rey en la cuenca de Málaga. Arriba: Isoamplitudes. Abajo: Diferencias entre las amplitudes correspondientes a las frecuencias de resonancia para el sismo, y las amplitudes correspondientes a las frecuencias de pico obtenidas durante las campañas de ruido,  $f_{res}-f_{pic}$ .

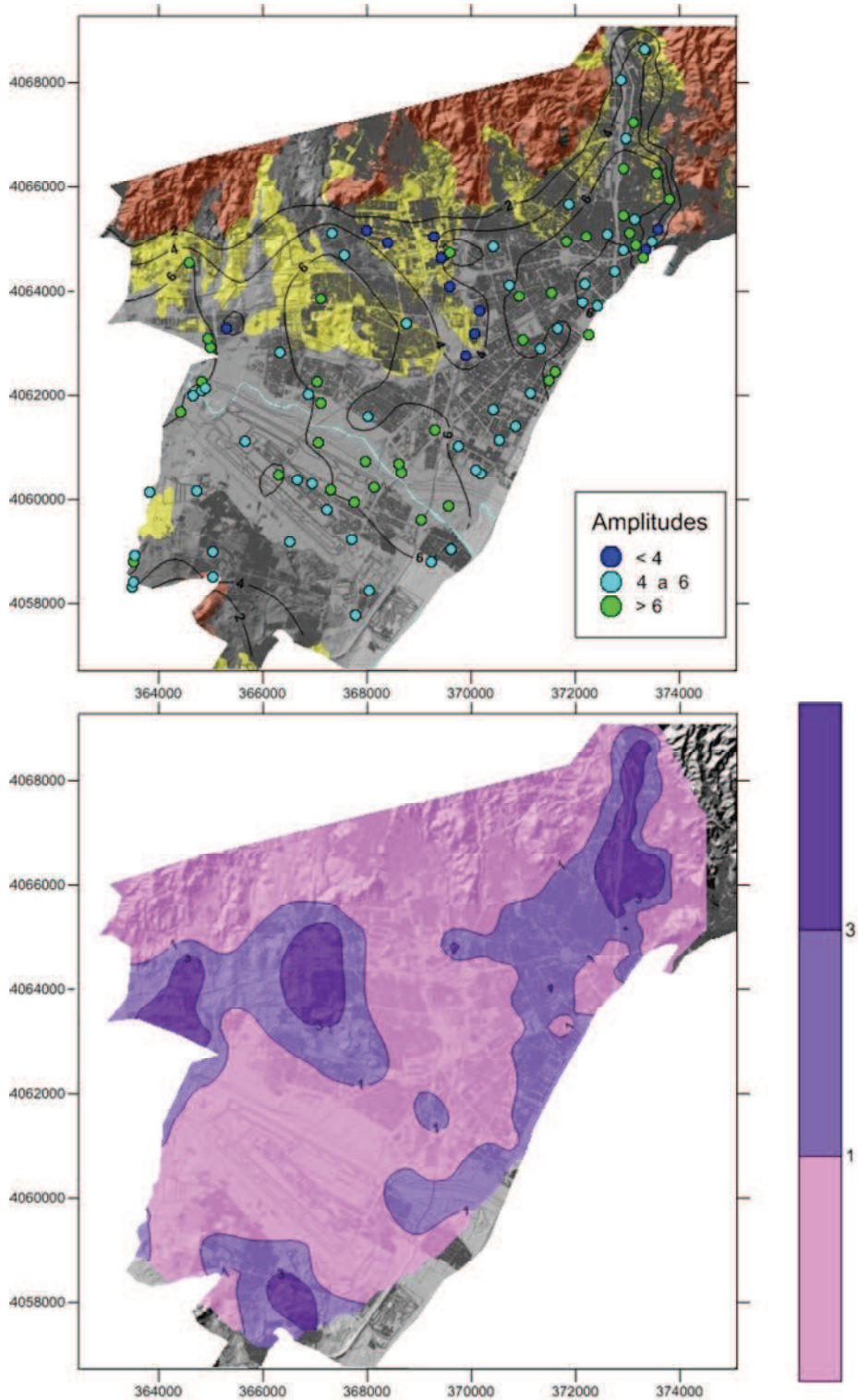


Figura VI.25. Amplitud pico de la función de transferencia obtenida en la modelización del sismo de Málaga en la cuenca de Málaga. Arriba: Isoamplitudes. Abajo: Diferencias entre las amplitudes correspondientes a las frecuencias de resonancia para el sismo, y las amplitudes correspondientes a las frecuencias de pico obtenidas durante las campañas de ruido,  $f_{res}-f_{pic}$ .



Atendiendo a las Figuras VI.20 a VI.25, se pueden realizar varias observaciones. En los terremotos de Alhucemas, El Asnam, Lisboa y Alborán, las amplificaciones más altas se observan en la desembocadura del río Guadalhorce, donde el Cuaternario alcanza espesores máximos (> 50-60 m), pasando por la franja costera, hasta el casco histórico de la ciudad, donde también en las campañas de ruido de 2005 y 2009 (Figura VI.5), se obtenían altas amplificaciones, mientras que los valores más bajos de amplificación tienden a concentrarse en el norte de la cuenca, cerca del borde, donde no hay materiales del cuaternario y aflora en superficie el Plioceno. En el terremoto de Arenas del rey, la distribución es parecida pero las amplitudes máximas tienden a ocupar un área más grande. Finalmente, para el terremoto de Málaga, las amplificaciones más altas se concentran en el entorno del río Guadalhorce y el centro de la ciudad.

En el apartado inicial de este capítulo se presentaron los resultados de las razones H/V de ruido ambiente. Existe consenso en la comunidad científica en que la amplitud del cociente H/V no puede asociarse a las amplificaciones del suelo de forma fiable (Lachet y Bard, 1994; Lermo y Chávez-García, 1994; Cid, 1998; Dimitriu *et al.*, 1998; Goula *et al.*, 1998; Le Brun *et al.*, 2001; Coral, 2002, y Haghshenas *et al.*, 2008). La tendencia general es considerar que la amplitud del pico H/V subestima la amplitud del pico de resonancia (Field and Jacob, 1995; Fabián Bonilla *et al.*, 1997; Parolai *et al.*, 2004), a pesar de que algunos autores como Molnar *et al.* (2004) piensan que proporcionan amplificaciones correctas, o autores como Bonnefoy (2004), que opinan que es justamente al revés, que la amplitud del pico de resonancia es sobrestimada.

Como se puede comprobar en las Figuras VI.20 a VI.25, la mayoría de las amplitudes correspondientes a los picos de las curvas H/V son inferiores a las obtenidas en las funciones de transferencia mediante simulación numérica 1D. En estos mapas se puede observar cómo desde el sismo de Alhucemas hasta el de Málaga hay una tendencia a reducirse el contraste en la franja costera de la cuenca. A este respecto, hay que tener en cuenta, que existe una relación entre las amplificaciones obtenidas en las funciones de transferencia y la energía del terremoto, de forma que cuanto este sea menos energético, los picos son más altos, tal como se puede comprobar en la Figura VI.13, donde se puede establecer la siguiente tendencia orientativa: Málaga < Arenas del rey < Alborán < Lisboa < Alhucemas < El Asnam (amplificación). Esto se debe a que cuanto más alta es la aceleración pico del input, el suelo al comportarse de forma no lineal, consume más energía al deformarse, disminuyendo así la amplificación final. Es decir, cuanto mayor sea la aceleración de pico, la amplificación máxima resultante disminuirá, aunque pueden existir excepciones puntuales, tal como se puede observar en el Anexo VI.

Hacia el interior de la cuenca, los depósitos cuaternarios y las columnas de suelo son más potentes, potenciando la presencia de más de un contraste de impedancias, y por lo tanto tornándose más complejas las funciones de transferencia, al superponerse unos modos sobre otros (Figura VI.16), las amplificaciones de los terremotos menos energéticos tenderán a maximizarse aún más, aumentando así su diferencia con respecto a los valores ofrecidos por las curvas H/V.

También se observan grandes diferencias en zonas puntuales del norte de la cuenca, que al contrario del caso anterior, se mantienen prácticamente iguales para todos los terremotos. Este fenómeno se debe a la presencia de pequeños depósitos aislados de relleno y piedemonte, superpuestos sobre el plioceno y cuaternario, de baja consistencia que disminuyen la consistencia del conjunto, y que mientras a veces son prospectadas por los sondeos, no lo son por medidas de ruido efectuadas muy próximas, donde tales depósitos ya se difuminan, pudiendo también sucederse el caso contrario.

Finalmente, por lo que respecta a la zona norte del río Guadalmedina, el resultado ofrecido por el mapa no está muy contrastado, ya que en dicha área, apenas se cuentan con valores de amplitudes de curvas H/V.

En el Anexo VII se muestran las amplitudes obtenidas en las funciones de transferencia calculadas en la cuenca de Málaga, para las frecuencias de 1.0, 1.5, 2.0, 5.0 y 10.0 Hz.

### VI.2.3. Espectros de respuesta.

Para las 102 columnas de suelo consideradas en este trabajo para la simulación numérica 1D de la cuenca de Málaga, se han obtenido los espectros de respuesta correspondientes (Estos espectros se muestran en el Anexo VI). Éstos se han agrupado según dos criterios diferentes.

#### A) En función de las unidades geotécnicas.

Tal como se adelantó en el Apartado IV.4, Clavero y Ramos (2005) elaboraron una cartografía geotécnica del término municipal de Málaga a escala 1:10.000. En dicho mapa se diferenciaron una serie de unidades en función de su uniformidad litológica y física, es decir, atendiendo fundamentalmente a las propiedades geotécnicas de los materiales. Las principales unidades prospectadas por los sondeos de estudio (Figura VI.26) han sido las siguientes:

- **C<sub>5</sub>** (y en menor medida **C<sub>4</sub>**): Arcillas y arcillas limosas marrones con yesos sobre arcillas limosas grises yesíferas (Identificadas en el plano geológico (Anexo II), como PP<sub>A-1</sub>).
- **C<sub>1</sub>**: Alternancia de arenas limoarcillosas, gravas y restos de bolos con algunas intercalaciones arenosas y arcillosas (Sedimento aluvial) (Identificadas en el plano geológico (Anexo II), dentro de la litología CC<sub>A-1</sub>).
- **D<sub>1</sub>**: Alternancia de arenas, limos y de arcilla con gravas y restos de bolos con algunas intercalaciones arenosas y arcillosas (sedimento aluvial y litoral) (Identificadas en el plano geológico (Anexo II), dentro de la litología CC<sub>A-1</sub>).
- **E<sub>1</sub>** y **E<sub>2</sub>**: Alternancia de arenas, arenas limosas y arcillas limosas con niveles de fangos y gravas (sedimento aluvial y litoral) (Identificadas en el plano geológico (Anexo II), dentro de la litología CC<sub>A-1</sub>), y arenas y arenas limosas con intercalaciones de niveles fangosos (sedimentos litorales) (Identificadas en el plano geológico (Anexo II), como CM<sub>D</sub> y CM<sub>P</sub>), respectivamente.
- **E<sub>4</sub>**: Rellenos antrópicos del casco antiguo de Málaga con espesores superiores a los 5 metros (Identificadas en el plano geológico (Anexo II), como R<sub>C</sub>).

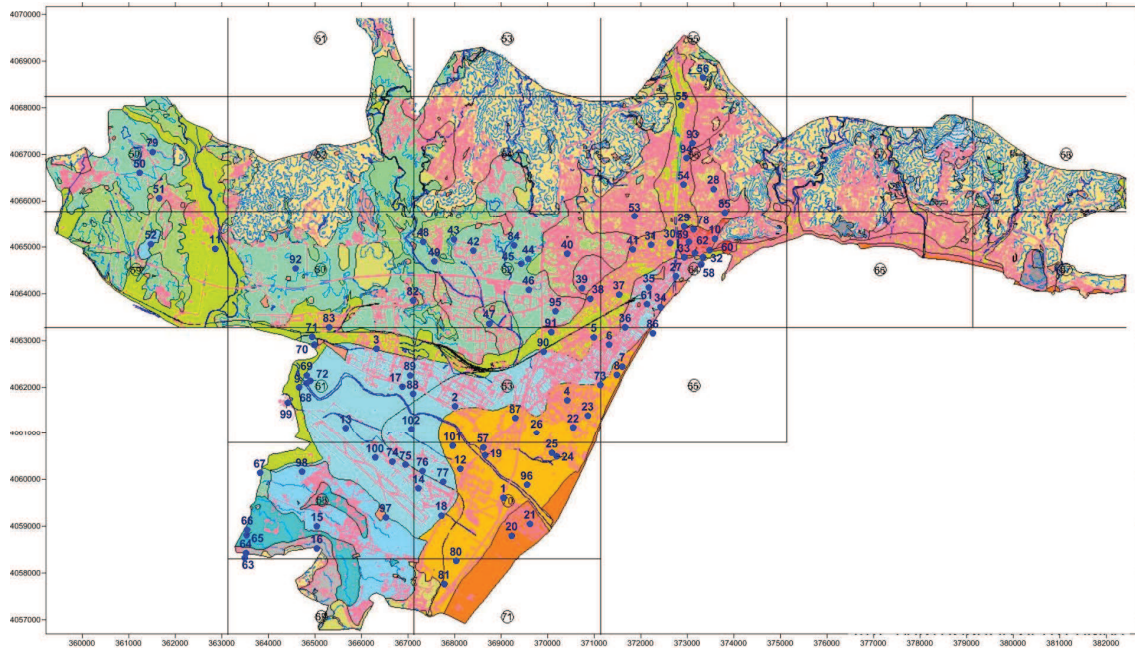


Figura VI.26. Situación de las columnas de suelo sobre el mapa geotécnico del término municipal de Málaga (Clavero y Ramos, 2005).

En dicho estudio geotécnico se catalogan los suelos  $C_1$  y  $C_5$  como suelos medianamente duros, con un golpeo medio  $N_{30}$  (ensayo SPT) en torno a 30, el  $D_1$  como suelo blando, con un  $N_{30}$  medio inferior a 20, y los  $E_1$ ,  $E_2$  y  $E_4$  como suelos muy blandos, con un  $N_{30}$  medio inferior a 10.

### B) En función de $V_{S30}$

Atendiendo a la Norma de Construcción Sismorresistente (NCSE-02), vigente en España, los terrenos se clasifican en cuatro tipos (Tabla IV.3), caracterizados cada uno por un rango de valores de  $V_S$  y por el parámetro de suelo  $C$ .

Según la NCSE-02, para determinar el valor del coeficiente  $C$  de cálculo es necesario calcular los espesores  $e_1$ ,  $e_2$ ,  $e_3$  y  $e_4$  de terrenos de los tipos I, II, III y IV respectivamente, existentes en los 30 primeros metros bajo la superficie, de forma que el valor definitivo de  $C$ , es la media que se obtiene de ponderar los coeficientes  $C_i$  de cada estrato con su espesor  $e_i$ , en metros (Ec. IV.1). La velocidad  $V_{S30}$  se calcula de forma análoga, promediando los valores de  $V_S$  de cada capa atravesada en los 30 primeros metros. De esta forma se ha calculado la  $V_{S30}$ , para la zona de estudio (Figura VI.27).

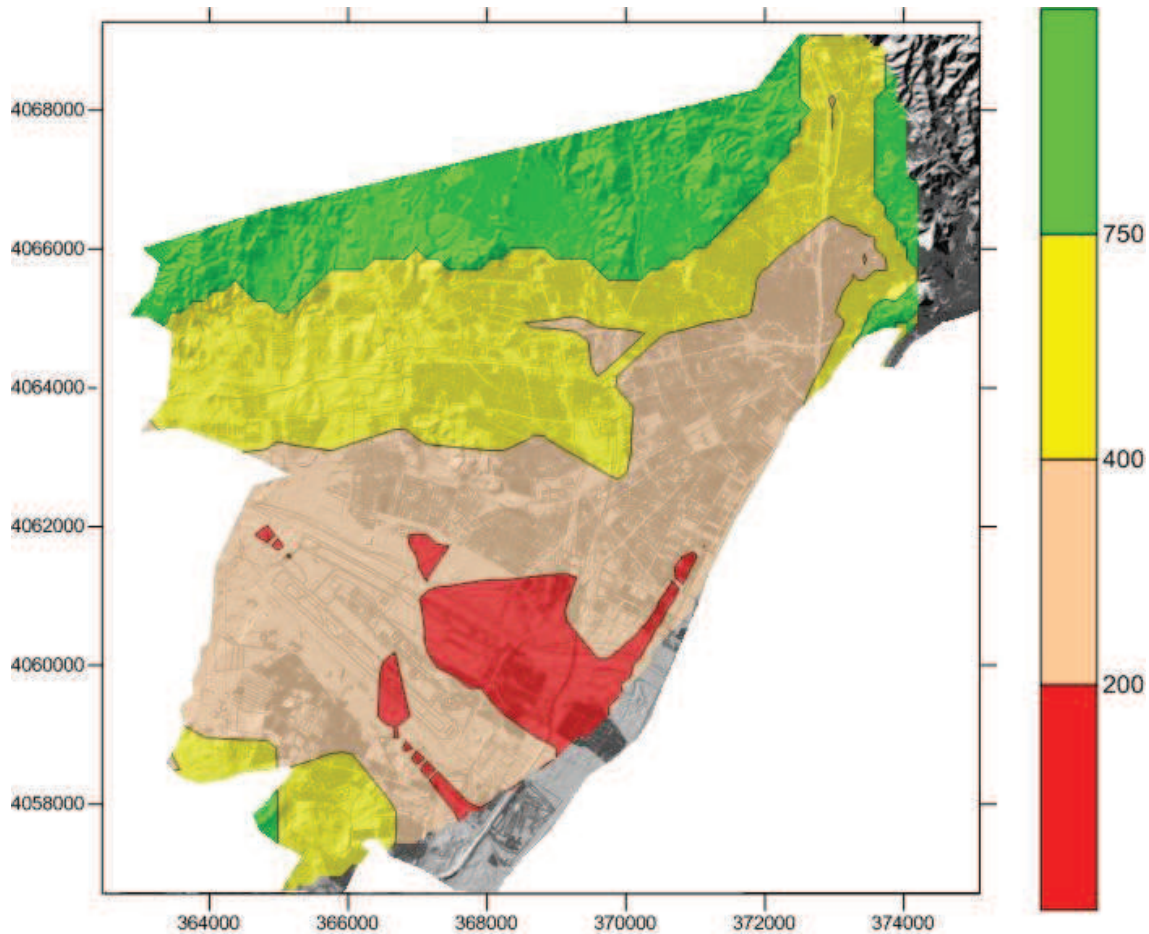


Figura VI.27. Velocidad  $V_{S30}$  (m/s) en la cuenca de Málaga. El color rojo se corresponde con el terreno tipo IV, el rosa con el III, el amarillo con el II y el verde con el I.

En el mapa de la Figura VI.28 se compara la cartografía geotécnica de Clavero y Ramos (2005) (Fig. VI.26) y la Figura VI.27, observándose que los límites entre las unidades diferenciadas se asemejan en cierta medida. La delimitación entre los suelos II y III coincide *grosso modo* con la correspondiente entre los suelos  $C_5$  y  $C_1$ , mientras que el contacto entre  $C_1$  y  $D_1$  sigue a grandes rasgos la línea punteada que marca la  $V_{S30}$  de los 300 m/s. Con respecto al contacto entre  $D_1$  y  $E_2$ , sigue la tendencia en el entorno de la desembocadura del límite entre los suelos III y IV. El área delimitada por el suelo  $E_4$  no coincide con ningún contacto del plano  $V_{S30}$ .

Atendiendo a lo expuesto, existe cierta semejanza entre la distribución de las unidades de las Figuras VI.26 y VI.27, por lo que se puede asignar de forma aproximada valores de  $V_{S30}$  a las unidades geotécnicas diferenciadas, lo que permite establecer una comparación entre dichas unidades y los 4 tipos de terrenos que considera la NCSE-02 (Tabla VI.4).

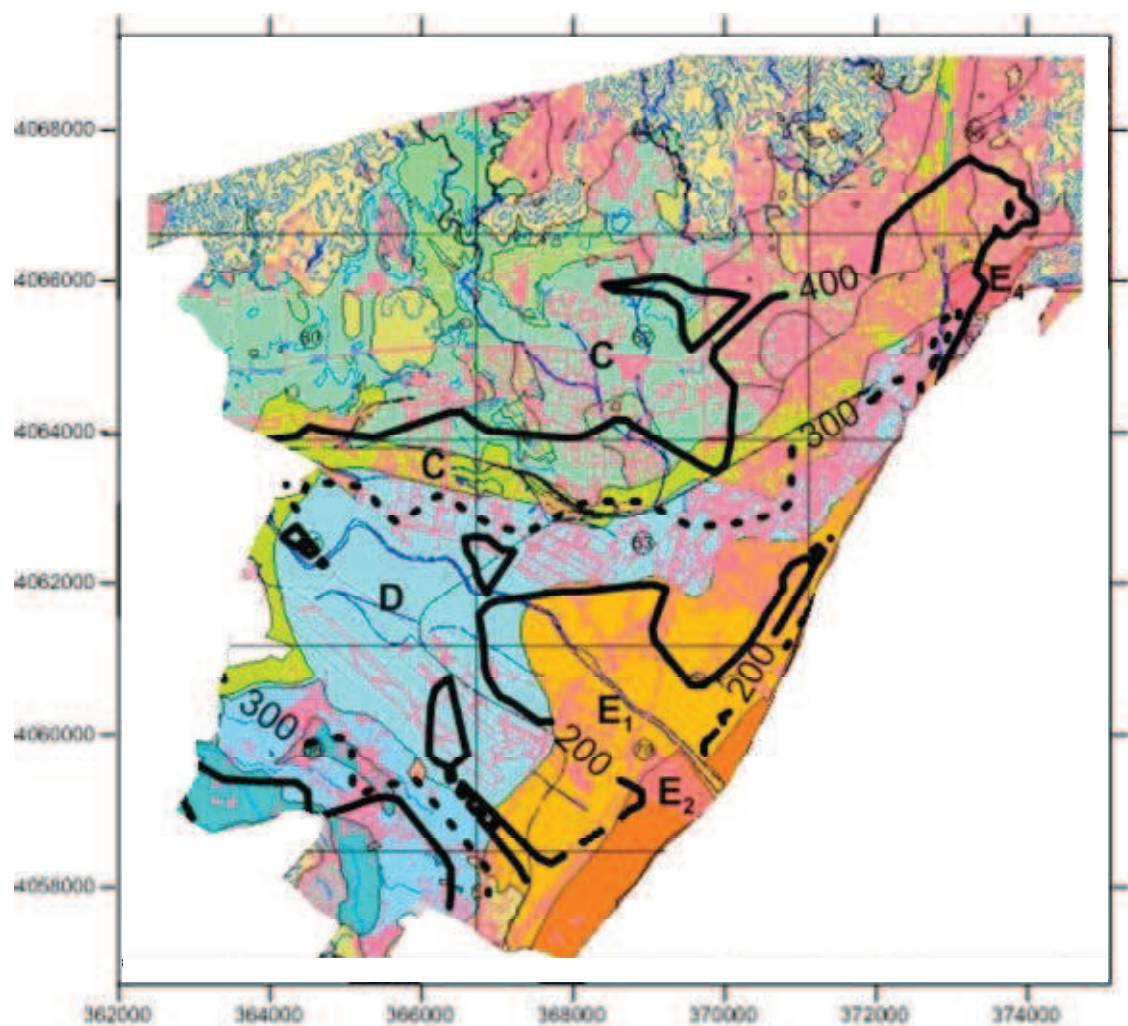


Figura VI.28. Comparación entre la cartografía geotécnica elaborada por Clavero y Ramos (2005) y la cartografía  $V_{s30}$  (líneas negras gruesas). La línea punteada marca los 300 m/s.

Unidad geotécnica	$V_{s30}$	Tipo de terreno (NCSE-02)
$C_5$	400-750	II
$C_1$	300-400	III
$D_1$	(250-200) -300	III
$E_1$ y $E_2$	<(200-250)	III-IV
$E_4$	300->400	II-III

Tabla VI.4. Correspondencia aproximada entre las unidades geotécnicas (Clavero y Ramos, 2005) y los terrenos que define la NCSE-02.

Es necesario recalcar que no tiene por qué haber una correspondencia exacta entre las unidades geotécnicas y los terrenos que define la NCSE-02, ya que mientras éstos últimos comprenden los primeros 30 m de suelo, las geotécnicas pueden tener espesores variables, tal como es el caso de E<sub>4</sub>, conformada por rellenos antrópicos con potencias entre 5 y 15 m.

En las Figuras VI.29 y VI.30 se muestran las curvas medias de los espectros de respuesta obtenidos para un amortiguamiento del 5% y para cada clase definida según cada criterio, y clasificados en función del objeto de movimiento considerado, comparándose con el espectro de diseño dado por la NCSE-02, para una aceleración básica de 0.11g (el definido en la norma NCSE-02 como correspondiente al término municipal de Málaga) y para los 4 tipos de terrenos definidos por la misma.

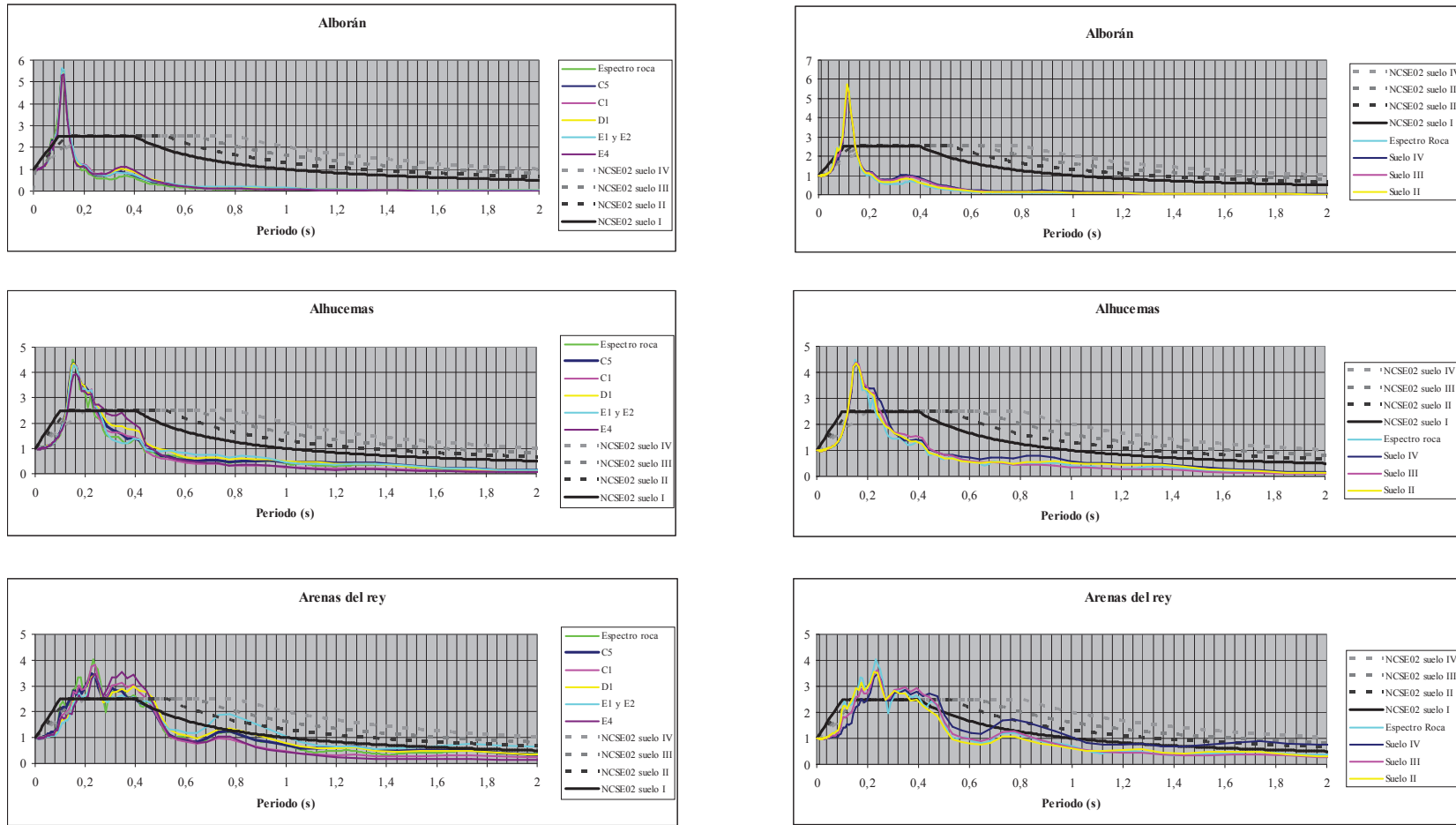


Figura VI.29. Espectros de respuesta medios para los sismos de Alborán, Alhucemas y Arenas del Rey. Los de la fila izquierda se corresponden con el criterio A) (Unidades geotécnicas), y los de la derecha con el B) ( $V_s^{30}$ ).

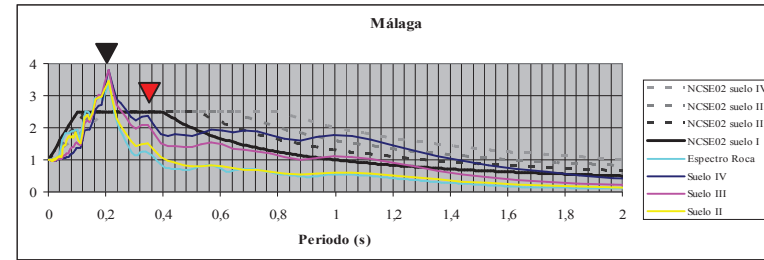
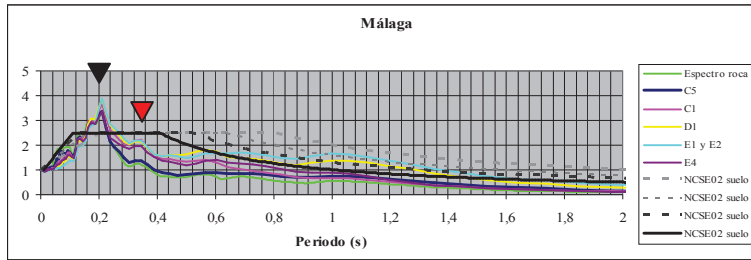
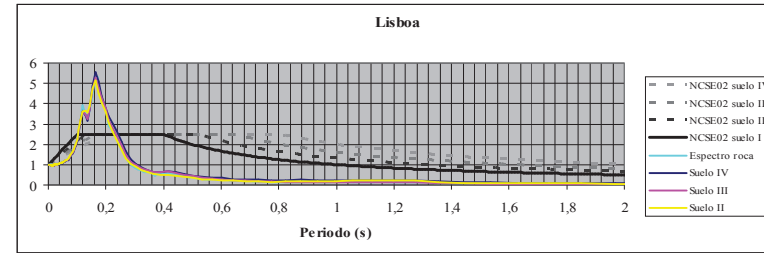
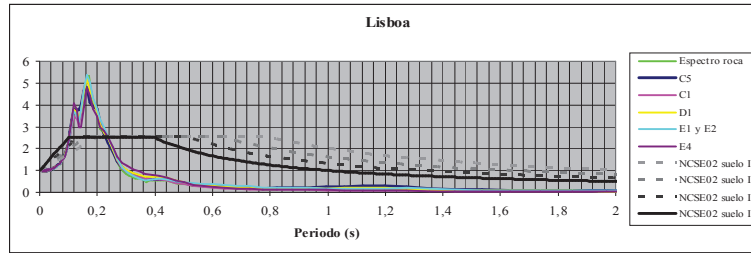
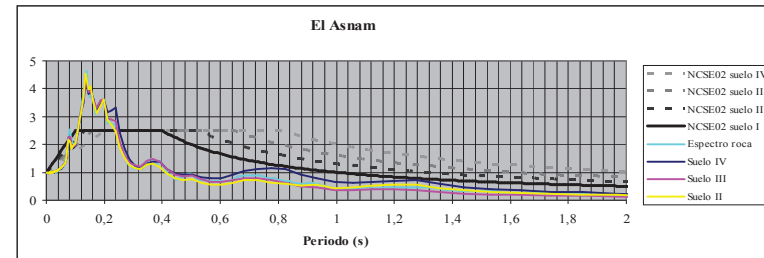
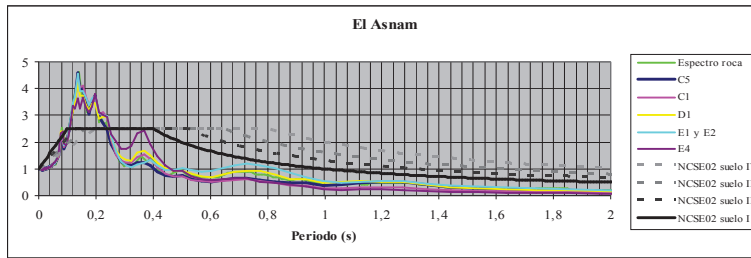


Figura VI.30. Espectros de respuesta medios para los sismos de El Asnam, Lisboa y Málaga. Los de la fila izquierda se corresponden con el criterio A) (Unidades geotécnicas), y los de la derecha con el B) ( $V_s^{30}$ ). Los triángulos negros indican el primer pico a la izquierda, inherente al input, mientras que los rojos indican el segundo, efecto del suelo.



En las figuras VI.29 y VI.30, la primera observación que se puede llevar a cabo es que cuanto más energético es el terremoto, mejor se diferencian los espectros correspondientes a cada tipo de suelo, tal como se observa para el terremoto de Málaga. En el caso del criterio B) (NCSE02), se percibe que cuanto más blando es el suelo, su espectro se caracteriza por amplitudes significativas a altos periodos, tal como cabría esperar. En el caso del criterio A) (unidades geotécnicas) esta diferenciación no se percibe tan bien, confundiéndose a veces los espectros de distintos suelos, a excepción del sismo de Málaga, donde se observa una tendencia similar también para el criterio B), con espectros más anchos para suelos más endebles, situándose el  $E_4$  entre  $C_1$  y  $D_1$ , como si correspondiera a un suelo entre consistencia medianamente dura y blanda. Los espectros de los materiales  $C_1$  y  $C_5$  para el resto de los terremotos, suelen coincidir, ya que tal como se apuntó anteriormente, geomecánicamente son muy similares, con golpes  $N_{30}$  en torno a 30.

Con respecto a la comparación establecida con los espectros de diseño de la NCSE-02, mientras para los terremotos menos energéticos, los espectros de respuesta para ambos criterios permanecen emplazados en la esquina izquierda de la meseta, para los más energéticos (a excepción del sismo de Alborán), los espectros tienden a extenderse ajustándose bien a los espectros de diseño. En el caso del terremoto de Málaga, para el criterio A), los suelos  $E_1$  y  $E_2$  se ajustan al espectro de diseño para suelo IV, y el  $D_1$  viene delimitado por el de tipo III, mientras que para el criterio B), el suelo IV se ajusta bien al espectro de diseño para suelo IV, y el suelo III viene delimitado por el de tipo II. Además, se observa para todos los terremotos y ambos criterios, que los picos superan ampliamente la meseta del espectro de diseño.

Asumiendo que el primer pico a la izquierda de los espectros de respuesta (Triángulo negro en el terremoto de Málaga, Figura VI.30) para ambos criterios, marca el periodo al que la señal de entrada input transporta más energía (generalmente en este pico, los espectros de respuesta output coinciden con el espectro input o de roca), y que el segundo pico (Triángulo rojo en el terremoto de Málaga, Figura VI.30) es efecto de la columna de suelo, modificando la señal input (los espectros de respuesta output comienzan a despegarse respecto del espectro input o de roca, a partir de este pico, estableciéndose una diferencia), el cociente entre los espectros outputs e inputs puede aportar mucha información referente al efecto de sitio (Rogers y Tinsley, 1979). En las figuras VI.31 y VI.32 se puede observar el resultado.

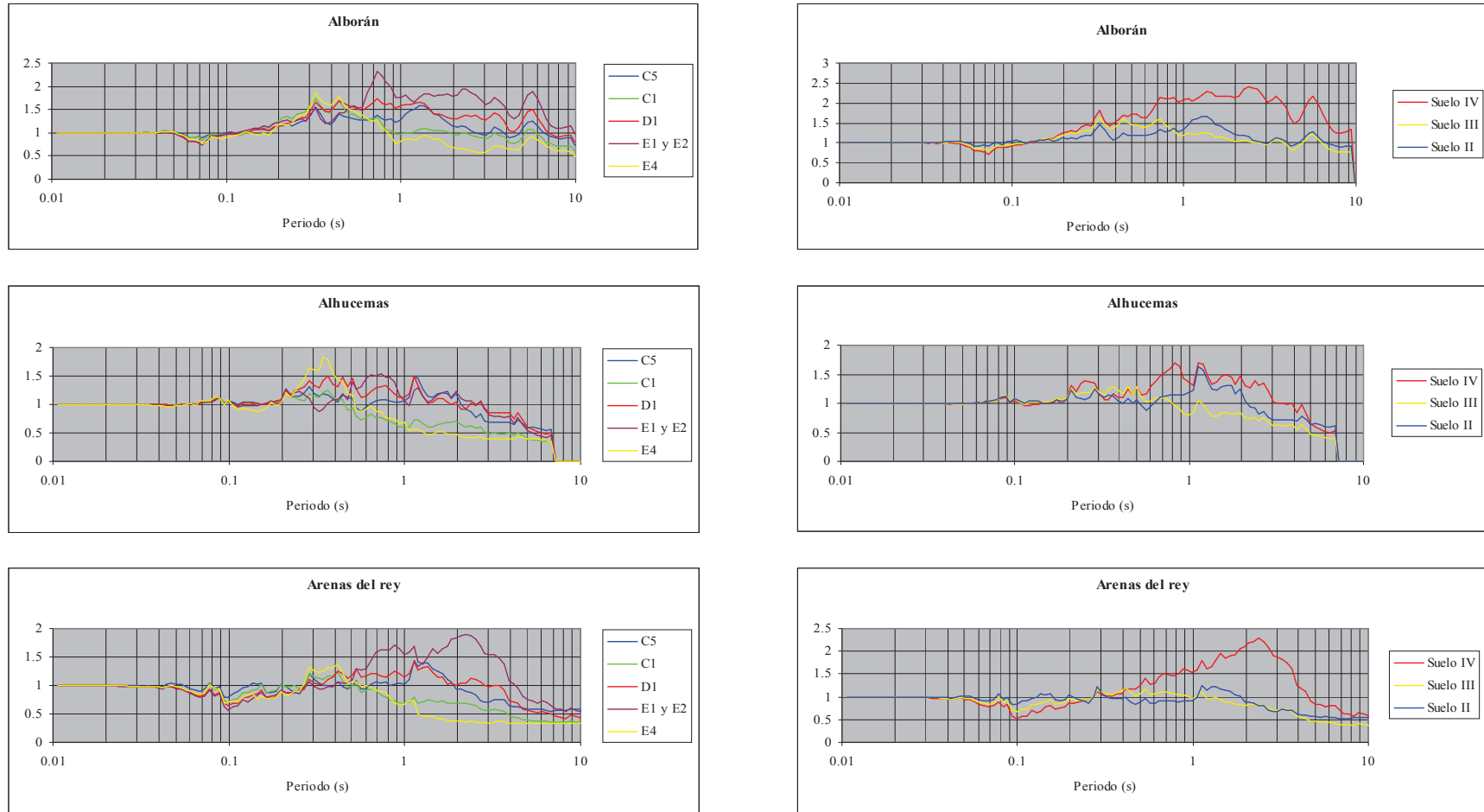


Figura VI.31. Cocientes entre los outputs e inputs de los espectros de respuesta para los terremotos de Alborán, Alhucemas y Arenas del Rey. Las figuras de la izquierda corresponden al criterio A) (Unidades geotécnicas), mientras que las de la derecha corresponden al criterio B) ( $V_{s30}$ ).

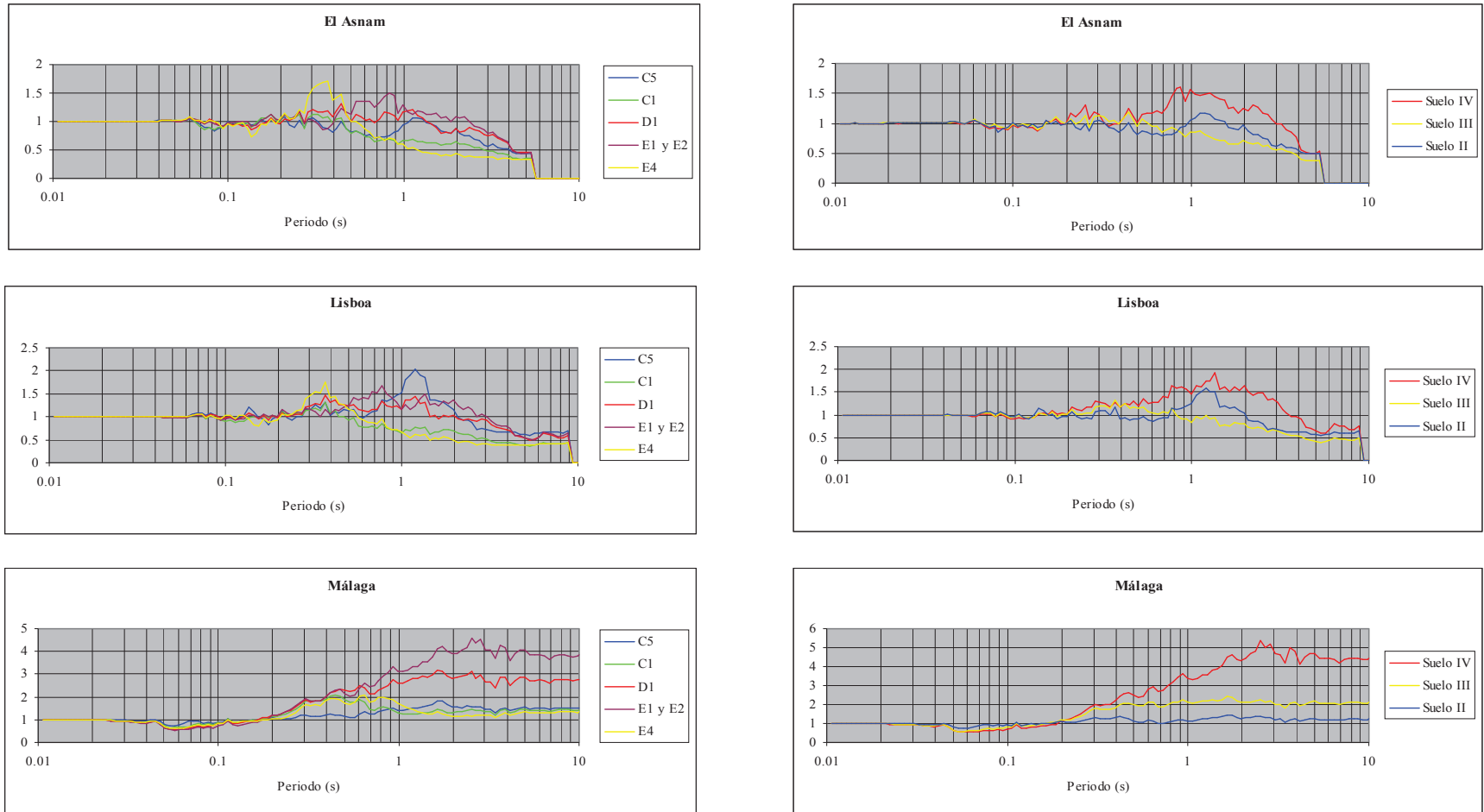


Figura VI.32. Cocientes entre los outputs e inputs de los espectros de respuesta para los terremotos de El Asnam, Lisboa y Málaga. Las figuras de la izqda. corresponden al criterio A) (Unidades geotécnicas), mientras que las de la derecha corresponden al criterio B) (Vs30).

En las Figuras VI.31 y VI.32 se observa cómo los cocientes comienzan a poseer valores por encima de 1, a partir aproximadamente de periodos correspondientes al segundo pico del espectro de respuesta, debido al efecto del suelo. En la Tabla VI.5 se muestran las frecuencias correspondientes a los máximos cocientes para cada terremoto y unidad diferenciada en cada criterio.

Sismos		Unidades geotécnicas					V <sub>S30</sub>		
		C5	C1	D1	E1 y E2	E4	II	III	IV
Alborán	O/I	1.59	1.74	1.73	2.32	1.86	1.67	1.63	2.42
	T <sub>máx</sub>	1.36	0.32	0.73	0.73	0.32	1.27	0.32	2.37
	F <sub>máx</sub>	<b>0.74</b>	<b>3.08</b>	<b>1.37</b>	<b>1.37</b>	<b>3.08</b>	<b>0.78</b>	<b>3.08</b>	<b>0.42</b>
Alhucemas	O/I	1.50	1.25	1.51	1.54	1.83	1.63	1.29	1.69
	T <sub>máx</sub>	1.13	0.37	1.13	0.73	0.35	1.13	0.50	1.13
	F <sub>máx</sub>	<b>0.89</b>	<b>2.72</b>	<b>0.89</b>	<b>1.37</b>	<b>2.89</b>	<b>0.89</b>	<b>1.99</b>	<b>0.89</b>
Arenas del rey	O/I	1.43	1.22	1.41	1.89	1.37	1.26	1.19	2.29
	T <sub>máx</sub>	1.13	0.42	1.13	2.23	0.42	1.13	0.42	2.37
	F <sub>máx</sub>	<b>0.89</b>	<b>2.40</b>	<b>0.89</b>	<b>0.45</b>	<b>2.40</b>	<b>0.89</b>	<b>2.40</b>	<b>0.42</b>
El Asnam	O/I	1.08	1.13	1.31	1.50	1.71	1.17	1.20	1.61
	T <sub>máx</sub>	0.21	0.31	0.44	0.82	0.37	1.20	0.44	0.88
	F <sub>máx</sub>	<b>4.76</b>	<b>3.28</b>	<b>2.26</b>	<b>1.21</b>	<b>2.72</b>	<b>0.84</b>	<b>2.26</b>	<b>1.14</b>
Lisboa	O/I	2.04	1.31	1.48	1.67	1.76	1.58	1.33	1.92
	T <sub>máx</sub>	1.20	0.37	0.37	0.77	0.37	1.20	0.37	1.36
	F <sub>máx</sub>	<b>0.84</b>	<b>2.72</b>	<b>2.72</b>	<b>1.29</b>	<b>2.72</b>	<b>0.84</b>	<b>2.72</b>	<b>0.74</b>
Málaga	O/I	1.81	2.06	3.15	4.56	2.06	1.47	2.41	5.37
	T <sub>máx</sub>	1.74	0.44	1.63	2.52	0.64	1.63	1.63	2.52
	F <sub>máx</sub>	<b>0.58</b>	<b>2.26</b>	<b>0.61</b>	<b>0.40</b>	<b>1.55</b>	<b>0.61</b>	<b>0.61</b>	<b>0.40</b>

Tabla VI.5. Cociente entre los espectros output e input para los seis sismos según el criterio A) unidades geotécnicas (Clavero y Ramos, 2005), y el B) (V<sub>S30</sub>). O/I indica el cociente entre las amplitudes output e input, T<sub>máx</sub> es el periodo correspondiente al O/I máximo y f<sub>máx</sub> es 1/ T<sub>máx</sub>.

Tal como se comprobará a continuación, las frecuencias obtenidas en la tabla (f<sub>máx</sub>) son muy similares a las derivadas de las funciones de transferencia para los valores de amplificación máximos (f<sub>máx</sub>), ya que tanto los cocientes de la tabla, como las funciones, son el producto de la división del espectro de superficie con el espectro del sustrato rocoso (En el caso de los cocientes

se trataría de espectros de respuesta, y para las funciones de transferencia, espectros de Fourier). Seguidamente se muestra un ejemplo en la Figura VI.13, donde se comparan las  $f_{\max}$  obtenidas, con las  $f'_{\max}$  correspondientes (ambas frecuencias son calculadas para el sondeo 26), considerando los 6 objetos de movimiento (Figura VI.33 y Tabla VI.6).

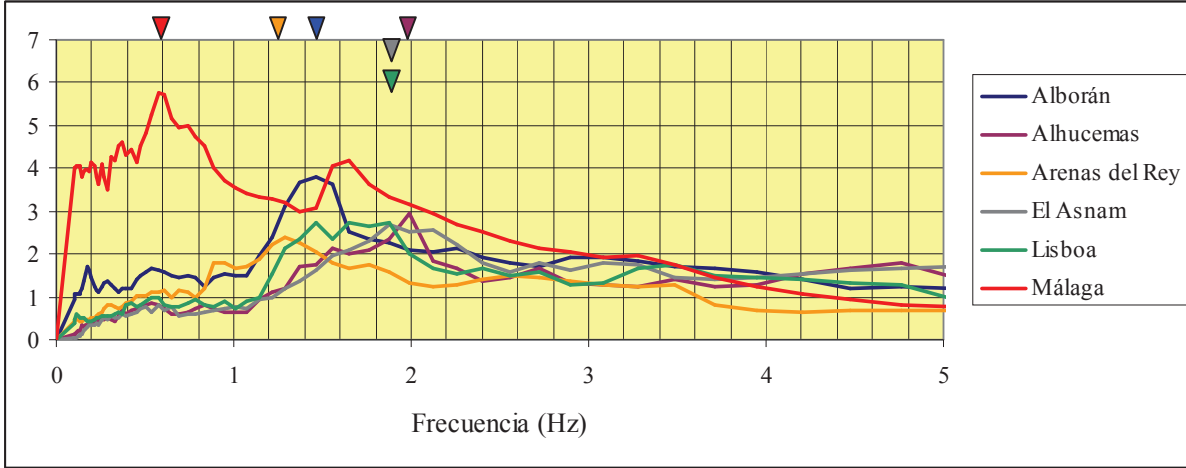


Figura VI.33. Cocientes O/I obtenidos en la columna 26 para los seis sismos. Los triángulos indican la  $f'_{\max}$  de cada cociente en función del color.

Terremotos	Frecuencias máximas (Hz)	
	$f'_{\max}$ (O/I)	$f_{\max}$ (FFT)
Málaga	0.54	0.58
Alborán	1.41	1.44
Arenas del Rey	1.22	1.24
Lisboa	1.82	1.87
Alhucemas	1.98	1.99
El Asnam	2.01	1.90

Tabla VI.6. Frecuencias correspondientes a la amplificación máxima para el caso de los cocientes de los espectros de respuesta (O/I) y de las funciones de transferencia (Figura VI.13) obtenidas en el punto (sondeo) 26, considerando los seis terremotos analizados.

Tal como se observa en la Tabla VI.6,  $f_{\max}$  y  $f'_{\max}$  son parecidas. Es decir, los valores de la Tabla VI.5 indican a modo orientativo, las  $f_{\max}$  medias obtenidas para cada unidad diferenciada por ambos criterios, según el sismo considerado. Comparando los seis eventos analizados en la Figura VI.34, no se aprecia tan claramente lo que ya se advirtió en el apartado VI.2.1: cuanto menos amplitud tiene el movimiento del suelo del terremoto, mayor es la  $f_{\max}$  para una misma unidad. Ello es debido a que se trata de valores medios que comprenden a muchos sondeos, perdiendo sensibilidad a dichas tendencias.

De todas formas, para todas las unidades, las  $f_{\max}$  más bajas resultan en la modelización del sismo de Málaga, en la línea de las  $f_0$ , tal como se apreció en el apartado VI.2.1.

Observando la distribución de los puntos en la Figura VI.34, se percibe que se cumple a grandes rasgos la correlación que se propuso en la Tabla VI.4, entre las unidades de cada criterio, comprobándose similitudes entre  $C_5$  y II,  $C_1$ - $D_1$  y III,  $E_1$ - $E_2$  y IV, y  $E_4$  y III, con frecuencias muy parecidas. Analizando detalladamente cada unidad geotécnica, se observan peculiaridades muy interesantes. La mayor parte de los puntos de la unidad  $C_5$  se agrupan en frecuencias bajas, debido a que dicho material corresponde a afloramientos de arcillas pliocenas, sin presencia de depósitos cuaternarios encima, lo que limita el contraste de impedancias, al presente entre la columna de suelo y sustrato rocoso con su  $f_0$  característico. Esta singularidad debería apreciarse en las figuras VI.7-VI.12, con pequeñas diferencias entre  $f_{\max}$  y  $f_{H/V}$  en las zonas donde aflora  $C_5$ ; sin embargo esto no se observa bien, debido a la presencia de pequeños afloramientos de piedemonte de escasa consistencia y bolsadas de rellenos dentro de esas zonas, que condicionan la presencia de contrastes con frecuencias más altas, propiciando así en las figuras mencionadas, áreas con diferencias altas.

Con respecto a las unidades  $C_1$ ,  $D_1$  y  $E_1$ - $E_2$ , que corresponden a materiales cuaternarios dispuestos progresivamente más cercanos a la línea de costa (Figura VI.28), se observa una tendencia a reducirse la frecuencia a medida que nos aproximamos hacia el sur o la desembocadura del río Guadalhorce. Esto se debe a que el espesor del cuaternario al ir reduciéndose hacia el norte, su  $f_q$  es cada vez mayor (por encima de 2 o 3 Hz), alejándose del  $f_0$  (que permanece por debajo de 1 Hz), determinando entonces las  $f_{\max}$  en tales circunstancias, la propia  $f_q$ , o los armónicos de la  $f_0$  ( $f_{1o}$ ,  $f_{2o}$ , etc) superpuestos al pico de la  $f_q$ . La unidad  $E_4$  posee  $f_{\max}$  muy altas debido a que los rellenos antrópicos que la conforman, se asientan sobre un depósito cuaternario poco potente (rara vez por encima de 20 m), y éste a su vez se apoya directamente sobre el sustrato rocoso o sobre una columna de plioceno de potencia limitada (menos de 250 m).

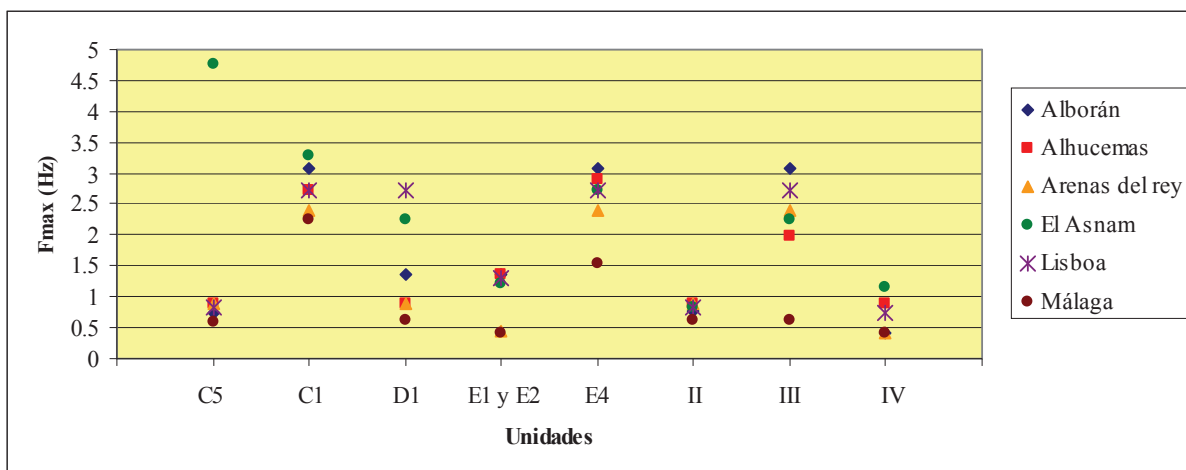


Figura VI.34. Representación gráfica de los valores mostrados en la tabla VI.5.

### VI.3 INTENSIDAD DE ARIAS E INCREMENTO DE INTENSIDAD

La intensidad de Arias (Arias, 1970) es un parámetro relacionado con la energía contenida en los registros y que permite evaluar el daño potencial sobre un emplazamiento. Está definida como la integral de la aceleración al cuadrado. Su objetivo es obtener una medida sencilla de la intensidad macrosísmica basada en la capacidad de daño de un sismo, sin considerar las características de las estructuras, a partir de los valores de aceleración registrados en el emplazamiento de estudio. Aunque la PGA se suele utilizar en los estudios de peligrosidad, resulta ser un pobre estimador del daño potencial sobre un emplazamiento en comparación con otros parámetros tales como la intensidad de Arias, que muestra una buena correlación con la información macrosísmica (Goded, 2010).

La intensidad de Arias se puede relacionar con la intensidad macrosísmica a partir de distintas correlaciones empíricas. Cabañas *et al.* (1997) propusieron una relación para la zona del Mediterráneo, obtenida a partir del estudio de registros de movimientos fuertes del suelo de los sismos de Campano Lucano (1980), Umbria (1984), y Lazio-Abruzzo (1984), en Italia, y su correlación con los daños en las viviendas cercanas a los instrumentos de registro:

$$\ln(AI) = 1.5I_L(MSK) - 6.42 \quad (\text{Ec. VI.1})$$

donde  $I_L$  es la intensidad local en escala MSK y AI es la intensidad de Arias en cm/s.

Usando la ecuación anterior, el incremento de intensidad  $\Delta I$  debido a la amplificación del movimiento generado por la columna de suelo existente sobre el basamento rocoso, respecto de la intensidad calculada para un emplazamiento en roca, puede ser estimado usando la siguiente expresión (Irizarry *et al.*, 2006; Macau, 2008; Goded *et al.*, 2011):

$$\Delta I = (I_L)_{\text{sup\ erficie}} - (I_L)_{\text{roca}} = \frac{\ln\left(\frac{(AI)_{\text{sup\ erficie}}}{(AI)_{\text{roca}}}\right)}{1.5} \quad (\text{Ec. VI.2})$$

Mediante la anterior expresión se ha procedido a calcular el incremento de intensidad  $\Delta I$  para las 102 columnas seleccionadas en este estudio con el fin de confeccionar cartografías de zonificación para los terremotos de Alborán, Arenas del Rey, Lisboa y Málaga (Fig. VI.35). Se han desestimado los sismos de El Asnam y Alhucemas, ya que en vista de los resultados ofrecidos en los anteriores apartados, son terremotos muy poco energéticos que apenas inducen incrementos del movimiento del suelo (amplificación) y, en consecuencia, al aplicar la ecuación VI.2 no dan lugar a incrementos de intensidad significativos respecto de las áreas en roca.

Tal como se observa en el mapa del sismo de Málaga, los incrementos de intensidad más altos (+2.0 - +3.0) se restringen a la zona este de la cuenca, mientras que en el resto, básicamente en el entorno del río Guadalhorce, los incrementos son menores (+0.5 - +1.5).

Con respecto al resto de sismos, al ser menos energéticos que el de Málaga, progresivamente contienen incrementos de intensidad más bajos, predominando incluso áreas sin incremento en gran parte de la cuenca, como sucede con los terremotos de Arenas del Rey y Lisboa. De todas formas, al igual que el sismo de Málaga, aún no ocupando una extensión tan grande, en el resto de mapas se aprecia cómo los incrementos más altos se concentran en la zona este de la cuenca, a excepción de algunos emplazamientos aislados.

Es preciso señalar que en los cuatro mapas, y especialmente en los correspondientes a los sismos más energéticos (Alborán y Málaga), se detectan dos áreas de máximo incremento de la intensidad en el entorno del centro de la ciudad.

Una posible explicación a las distribuciones observadas en los mapas, es que los incrementos de intensidad más altos están asociados a rellenos sedimentarios no superiores a 500-600 m de potencia, con Vs medias de las columnas de suelo sensiblemente inferiores a las correspondientes al sustrato rocoso, propiciando altos contrastes de impedancias.

Se han comparado los resultados obtenidos con la zonación elaborada por Goded *et al.* (2011) para el casco histórico. Se ha seleccionado el sismo de Alborán para establecer el cotejo, ya que es el que guarda más relación con el sismo de entrada empleado en el citado trabajo (Macau, 2008; Goded, 2010; Goded *et al.*, 2011). En la Figura VI.36, se observa cómo Goded *et al.* (2011) identificaron un área de máximo de incremento de intensidad (+1.5) en el casco histórico, tal como se advirtió en la Figura VI.35, aunque su posición varía sensiblemente. Esta divergencia se puede deber al empleo de inputs del movimiento del suelo diferentes, a discrepancias en la caracterización de las columnas de suelo en el valor del Vs de la formación pliocena (valores uniformes de 400 m/s; Macau, 2008) y de la profundidad del sustrato (Macau, 2008), y sobre todo al hecho, de que Goded *et al.* (2011) llevaron a cabo un estudio intensivo del casco histórico con el empleo de mayor número de sondeos para este emplazamiento en concreto, que en el presente trabajo, dedicado a un área mucho más extensa.



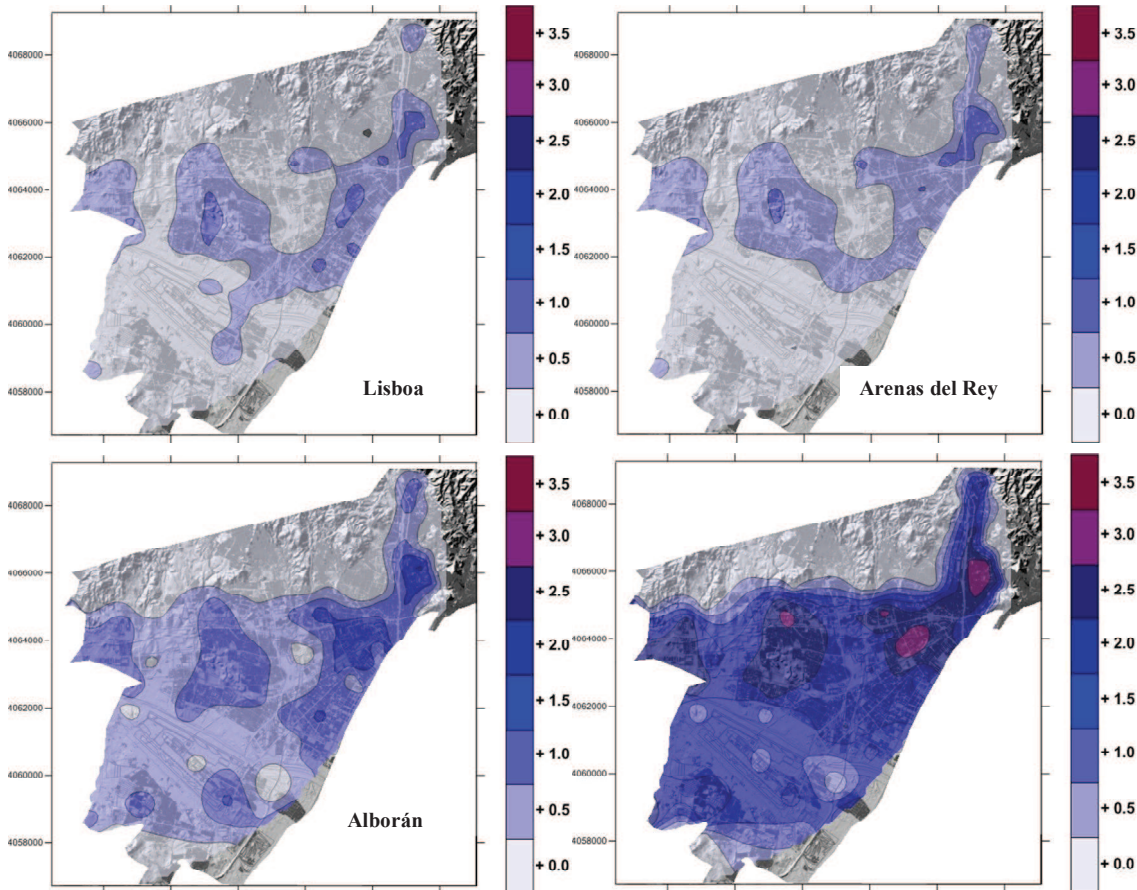


Figura VI.35. Mapas de incremento de intensidad ( $\Delta I$ ) respecto a la intensidad esperada en roca, para los terremotos de Lisboa, Arenas del Rey, Alborán y Málaga.

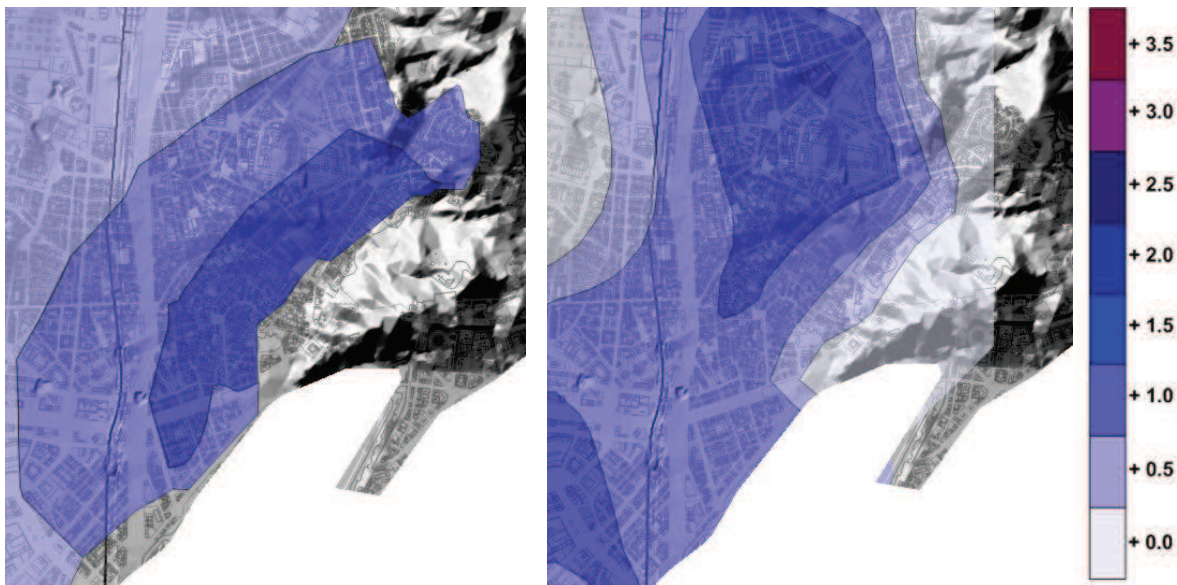


Figura VI.36. Izqda: Mapa de incremento de intensidades del casco histórico elaborado por Goded *et al.* (2011). Dcha: Mapa de incremento de intensidades del casco histórico para el sismo de Alborán.

## **CAPÍTULO VII. ANÁLISIS PRELIMINAR DE LA INTERACCIÓN SUELO-ESTRUCTURA EN LA CUENCA DE MÁLAGA**



## VII.1. ANTECEDENTES

Ya anteriormente a la ejecución de este trabajo, se han planteado escenarios de daños sísmicos para la ciudad de Málaga, como el presentado por Irizarri *et al.* (2007), basado en la microzonación sísmica desarrollada por Clavero (2005), y en una caracterización estadística de la vulnerabilidad de los edificios de la ciudad de Málaga. Posteriormente, Goded (2010), considerando una revaluación previa de los daños propiciados por terremotos históricos (Goded, 2006), propuso dos escenarios sísmicos detallados para el casco histórico de Málaga, siendo uno de ellos determinista, basado en el terremoto de 1680, y el otro probabilista, basado en la Norma de Construcción Sismorresistente española (NCSE-02). Ambos escenarios se fundamentaron en la microzonación sísmica realizada por Macau (2008), y en una caracterización de la vulnerabilidad de los monumentos, iglesias y edificios históricos del casco histórico.

Uno de los objetivos primordiales del estudio aquí presentado es el de aportar con respecto a los trabajos previos citados, un análisis de resonancia de los edificios asentados sobre la cuenca de Málaga, para comprobar si ante distintos escenarios sísmicos, los periodos predominantes (correspondientes a las frecuencias denominadas  $f_{\max}$  y  $f_{H/V}$  en el anterior capítulo) del suelo obtenidos pueden aproximarse al periodo característico de las estructuras, lo que propiciaría fenómenos de resonancia que podrían incrementar notablemente los daños en dichas estructuras, que en casos extremos podrían causar su colapso.

## VII.2. VULNERABILIDAD DE LAS CONSTRUCCIONES EN FUNCIÓN DE SU ALTURA

Desde un punto de vista de la Ingeniería Sísmica, la vulnerabilidad de un edificio está controlada por la naturaleza de los materiales empleados en su construcción y el tipo de estructura. La altura de un edificio, en principio, no interviene de forma directa en dicha vulnerabilidad. Sin embargo, sí que participa en el “Riesgo”, pues a mayor altura del mismo, mayor número de viviendas (ocupación) y, por ello, mayor exposición existe al terremoto. Además de este hecho, se ha comprobado que para un mismo terremoto y edificios de igual tipología estructural, las diferencias en el número de plantas han dado lugar a diferencias en la gravedad de los daños sufridos propiciados por fenómenos de resonancia estructural y/o energía aplicada por la vibración en el rango de periodos de oscilación de cada edificio.

Por ello resulta importante evitar que los periodos predominantes del suelo y de la estructura coincidan, ya que la resonancia puede propiciar fenómenos de colapso estructural, como sucedió durante el sismo de 1985 en la Ciudad de México, donde 265 edificios colapsaron o fueron severamente dañados, falleciendo alrededor de 6000 personas (Kobayashi *et al.*, 1986). Tal y como se detallará a continuación, el periodo fundamental de un edificio está estrechamente ligado a la altura del mismo, o sea, al número de plantas.

Las normas sismorresistentes de muchos países basan sus fórmulas de cálculo de periodos estructurales, en las aportadas por la norma de Estados Unidos, empleando una considerable mayoría, la relación incluida en la NEHRP-94 (1994),  $T = 0.1N$  (Figura VII.1), donde  $T$  es el periodo fundamental del edificio y  $N$  el número de plantas. La fórmula incluida en la NCSE-02, para edificios con pórticos de hormigón armado sin la colaboración de pantallas rigidizadoras, es muy similar ( $T = 0.09N$ ).

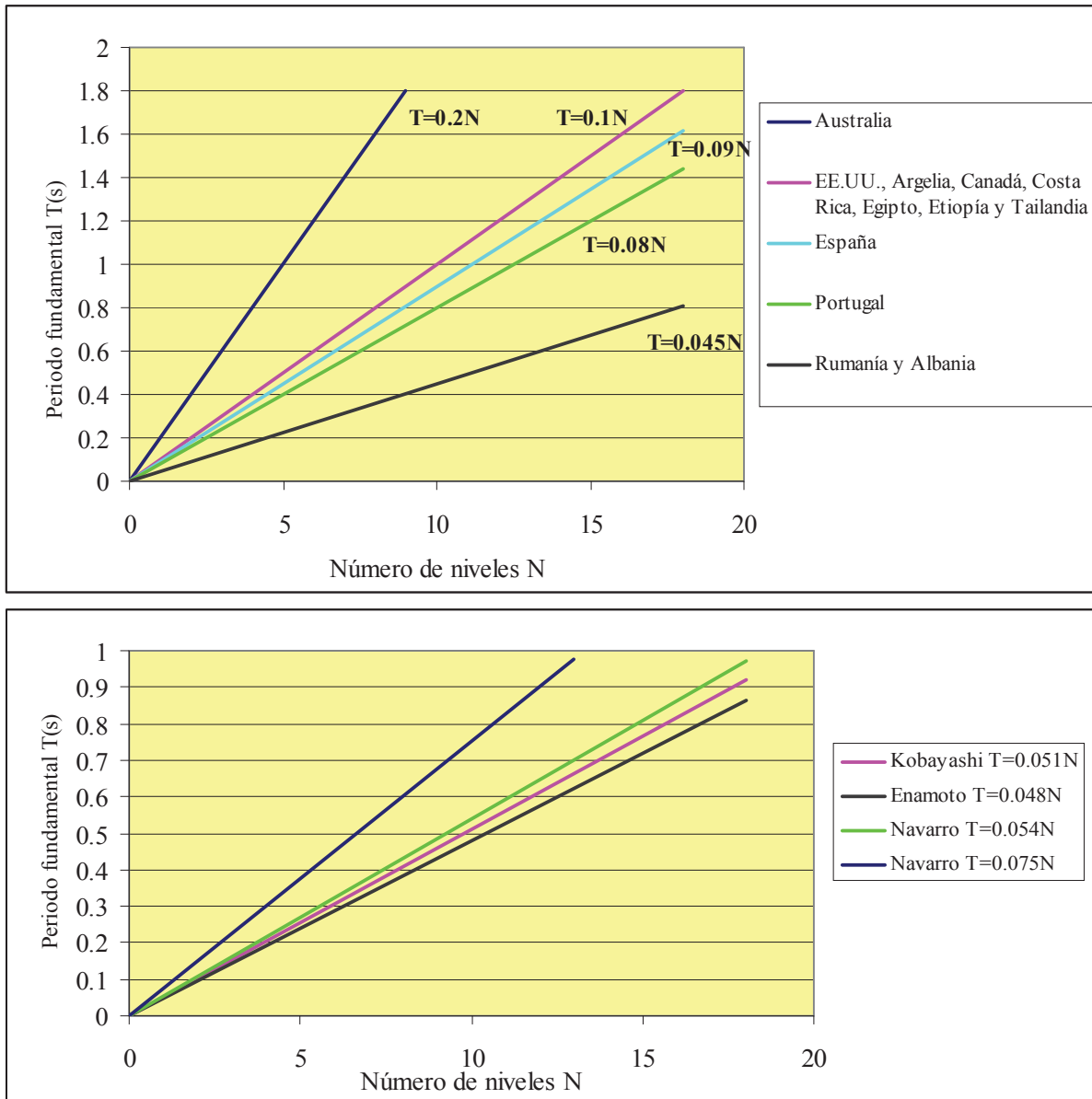


Figura VII.1. Arriba: Relación entre el número de plantas de un edificio y su periodo fundamental de vibración para estructuras aporticadas de hormigón armado tomadas de los códigos de diversos países (Espinoza, 1999). Abajo: Fórmulas determinadas experimentalmente en España para edificios de hormigón armado (RC).

Estas fórmulas simplificadas que proporcionan las normas sísmicas para el cálculo de los periodos propios de los edificios, pueden no ser del todo idóneas, ya que no asumen las incertidumbres involucradas en la construcción y en los materiales utilizados, y su estado de conservación o posibles modificaciones o reparaciones, considerándose de esta forma más fiable el empleo de métodos probabilísticos, que a partir de mediciones obtenidas según técnicas de ruido ambiental (Microtermor) en las cubiertas de los edificios, en una muestra representativa de las principales tipologías existentes, ajusten fórmulas empíricas simplificadas, que permitan estimar los periodos del edificio, como a partir del número de plantas. En España existen numerosos estudios de este tipo para edificios de hormigón armado (Tipología estructural más común), como el de Kobayashi *et al.* (1996), realizado en edificios de la ciudad de Granada, con una relación  $T =$

0.051N, Enomoto *et al.* (1998) en la ciudad de Almería, con  $T = 0.048N$ , o más recientemente, Navarro *et al.* (2012) en Lorca y Mula, con  $T = 0.054N \pm 0.002$  (Figura VII.1). Estas relaciones son muy similares entre sí, con periodos del orden de la mitad de los propuestos por la NCSE-02 para este tipo de estructuras. En todo caso se podrían obtener periodos más altos experimentalmente, cuando se trata de edificios ya previamente dañados por terremotos, tal como comprobó Navarro *et al.* (2012), en Lorca tras el sismo de 2011, obteniendo una relación de  $T = 0.075N \pm 0.002$ , netamente superior a la estimada en el mismo municipio antes del terremoto.

### VII.3. ANÁLISIS DE LOS PERIODOS DE EDIFICIOS EN LA CUENCA DE MÁLAGA

Para este trabajo se ha empleado, con el objetivo de determinar los periodos estructurales de las edificaciones asentadas sobre la cuenca de Málaga, la relación de Navarro *et al.* (2012),  $T = 0.054N \pm 0.002$ , obtenida recientemente en Lorca sobre edificaciones de tipología similar a las de Málaga (RC). Hay que tener en cuenta que a pesar de que la gran mayoría de las edificaciones que integran la ciudad de Málaga corresponden a estructuras de hormigón (RC) (García Arribas, 2004; Irizarry *et al.*, 2007), también se identifican otras tipologías, como metálicas (S), o de muro de carga (M), frecuentes estas últimas en el casco histórico. Por ello, con la intención de integrar a este tipo de estructuras dentro de la misma relación de Navarro *et al.*, se ha aumentado el margen de confianza de esta expresión a  $\pm 0.02$ .

Atendiendo a esta expresión, se ha establecido una relación gráfica entre los periodos estructurales de los edificios ubicados en la cuenca de Málaga, y los periodos predominantes y las amplificaciones del suelo donde se asientan, para los seis objetos de movimiento considerados en este trabajo, y el ruido ambiental medido en las campañas de 2005 y 2009 (Fig. VI.I). Las alineaciones verticales que se vislumbran en las figuras, se corresponden con el número de plantas, comprendidas en una horquilla entre 1 y 20 plantas.

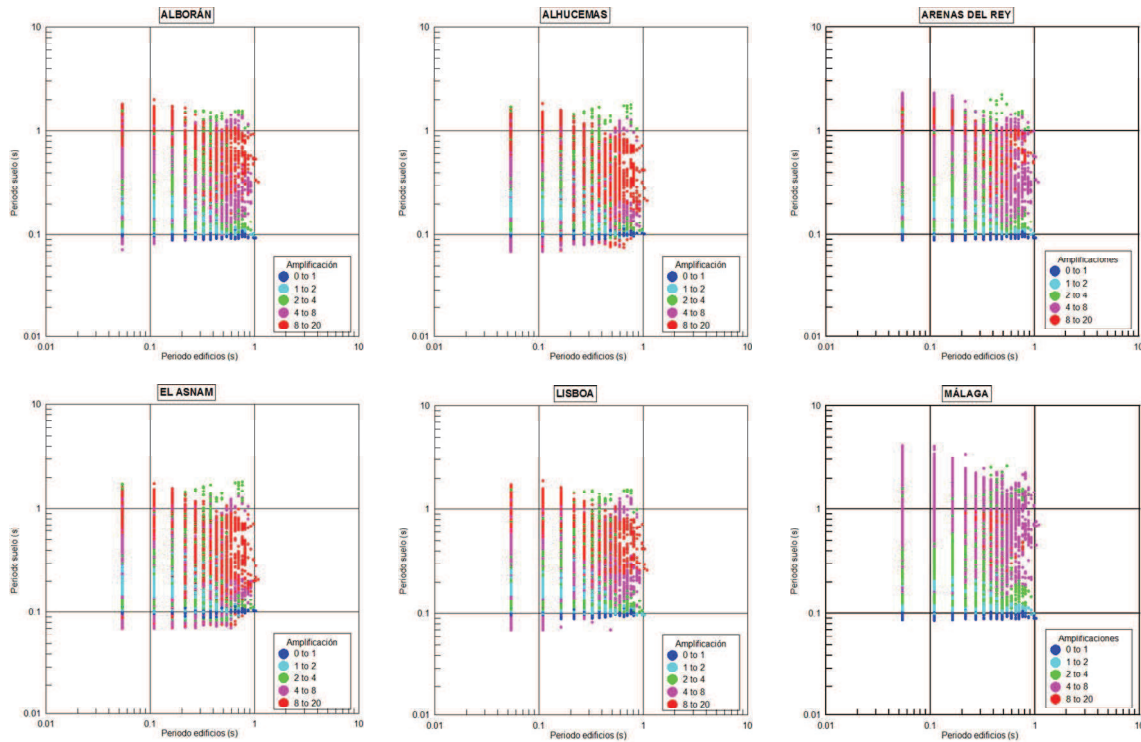


Figura VII.2. Relación gráfica entre los periodos estructurales de los edificios ubicados en la cuenca de Málaga, los periodos fundamentales y las amplificaciones del suelo donde se asientan, para los sismos de Alborán, Alhucemas, Arenas del Rey, El Asnam, Lisboa y Málaga.

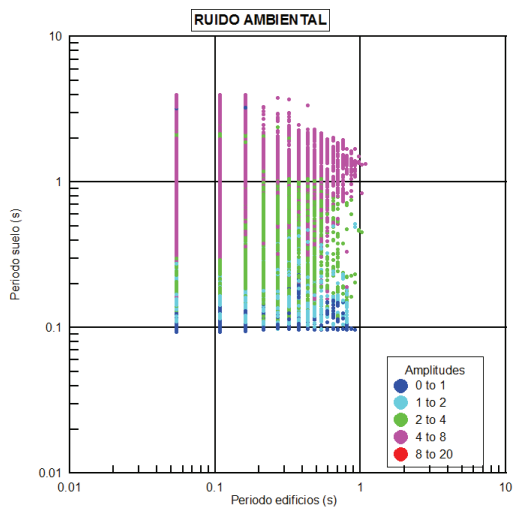


Figura VII.3. Relación gráfica entre los periodos estructurales de los edificios ubicados en la cuenca de Málaga, los periodos fundamentales y las amplificaciones del suelo donde se asientan, para el ruido ambiental medido en las campañas de 2005 y 2009.

En las Figuras VII.2 y VII.3 se pueden observar varias tendencias. Especialmente en los terremotos de Málaga, Alborán y Arenas del Rey, y en las campañas de ruido ambiental, se establece un aumento progresivo de la amplificación, al incrementarse el periodo del suelo para cada planta, tal como se comprobó en el capítulo VI.2, al internarnos hacia el interior de la cuenca de Málaga. Además, para todas las plantas se establece un valor del periodo mínimo de suelo similar, mientras que el valor máximo disminuye a partir de edificaciones de 4 plantas, ya que para dichos periodos, no existen edificios tan altos, más concentrados hacia el centro de la ciudad. Para el resto de terremotos, las tendencias son similares, exceptuando el hecho de que hay existencia de edificaciones de pocas plantas (<4-5 plantas) para periodos de suelo más bajos, ya que tal como se apuntó en el apartado VI.2, cuanto los terremotos son menos energéticos las frecuencias de resonancia son más altas. Además, para todos los sismos, las amplificaciones progresivamente se hacen más altas para periodos de suelo similares al aumentar el número de plantas, puesto que los edificios de mayor altura se concentran en la zona céntrica más costera, donde las amplificaciones son más elevadas. En el caso del ruido ambiental, no se percibe tan claramente esta tendencia, observándose en cambio entre 1 y 4 plantas, una disminución de la amplitud.

En el Anexo VIII se han incluido las cartografías de los edificios que entran en resonancia en la cuenca de Málaga, para los seis objetos de movimiento considerados en este trabajo, y para el ruido ambiental medido en las campañas de 2005 y 2009, incluyendo las isolíneas de amplitud máxima correspondientes a cada uno de ellos. Como primera observación hay que adelantar, que no se ha contabilizado ningún edificio de una planta que entre en resonancia, ya que para ello se necesita frecuencias de suelo que oscilen alrededor de los 19 Hz, valores muy poco comunes en la cuenca, para ninguno de los terremotos. Aparte, tal como se pone de manifiesto en los planos, a medida que el terremoto es menos energético (Málaga < Arenas del rey < Alborán < Lisboa < Alhucemas < El Asnam), el número de edificios que entran en resonancia es más alto (Tabla VII.1). Esto se debe, a que tal como se señaló en el apartado VI.2, a medida que el terremoto es menos energético, la disminución de la frecuencia de resonancia hacia el interior de la cuenca es más paulatina, alcanzándose frecuencias más altas. Dichos valores son muy similares a los aportados por los periodos estructurales (0.1-0.4 s) hacia el interior de la cuenca, donde tal como se comprueba en el Anexo VIII, abundan edificios de alturas moderadas, entre 2 y 6 plantas. Además, se observa cómo en la totalidad de los terremotos, y para el ruido ambiental, entra en resonancia una parte considerable de los edificios emplazados en el borde de la cuenca, donde son frecuentes las estructuras de escasa altura, comúnmente de 2 plantas, con un periodo estructural similar al periodo del suelo (alrededor de 0.1 s), propio de un contexto geológico donde el sustrato rocoso se presenta a escasa profundidad. Esta apreciación se pone de manifiesto más claramente en los planos denominados “Seis sismos”, y “Seis sismos y ruido” del Anexo VIII, donde se muestran los edificios que entran en resonancia para los seis terremotos, y para éstos junto al ruido ambiental, respectivamente.

Tal como se hizo referencia anteriormente, en la Tabla VII.1 se muestra el número de edificios asentados en la cuenca de Málaga que entran en resonancia, con un porcentaje comprendido entre el 5.44% y el 9.95%, con respecto al número de edificios totales. Hay que tener en cuenta que los terremotos menos energéticos, a pesar de que son los que propician que más edificios entren en resonancia, al ser los más lejanos, los daños que pudieran ocasionar serían probablemente escasos o nulos (ver apartado VI.2).



<b>Sismo/Medida</b>	<b>Nº de edificios en resonancia</b>	<b>% de edificios en resonancia con respecto al total</b>
Málaga	1559	5.44%
Arenas del rey	2041	7.13%
Alborán	2099	7.33%
Campaña de ruido (2005, 2009)	2262	7.90%
Lisboa	2416	8.44%
Alhucemas	2791	9.74%
El Asnam	2851	9.95%

Tabla VII.1. Número y porcentajes de edificios con respecto al total que entran en resonancia para los seis sismos considerados en este estudio, y para las medidas en las campañas de ruido de 2005 y 2009.

En la Tabla VII.2 y la Figura VII.4, se detalla el número de edificios en resonancia por número de plantas, comprobándose que los más afectados serían los de dos plantas, al ser los más frecuentes y con periodos de resonancia más próximos a los del suelo.

Nº Plantas	Alborán			Alhucemas			Arenas del rey			El Asnam			Lisboa			Málaga			Ruido			Todos sismos			Sismos + ruido		
	Nº Edif	% Edif	% Tot. Nº P	Nº Edif	% Edif	% Tot. Nº P	Nº Edif	% Edif	% Tot. Nº P	Nº Edif	% Edif	% Tot. Nº P	Nº Edif	% Edif	% Tot. Nº P	Nº Edif	% Edif	% Tot. Nº P	Nº Edif	% Edif	% Tot. Nº P	Nº Edif	% Edif	% Tot. Nº P	Nº Edif	% Edif	% Tot. Nº P
2	1236	58,89	13.81	1721	61,66	19.23	1162	56,93	12.98	1912	67,06	21.36	1324	54.80	14.79	1056	67.74	11.80	1729	76.44	19.32	961	86.27	10.74	617	91.00	6.89
3	301	14,34	7.09	487	17,45	11.46	276	13,52	6.50	413	14,49	9.72	463	19.16	10.90	287	18.41	6.76	322	14.24	7.58	129	11.58	3.04	55	8.11	1.29
4	229	10,91	12.39	336	12,04	18.18	230	11,27	12.45	349	12,24	18.89	352	14.57	19.05	70	4.49	3.79	58	2.56	3.14	21	1.89	1.14	6	0.88	0.32
5	144	6,86	8.71	108	3,87	6.53	194	9,51	11.73	96	3,37	5.80	115	4.76	6.95	34	2.18	2.06	63	2.79	3.81	2	0.18	0.12	0	0.00	0.00
6	57	2,72	5.80	41	1,47	4.17	58	2,84	5.90	27	0,95	2.75	50	2.07	5.09	28	1.80	2.85	33	1.46	3.36	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
7	42	2,00	6.29	21	0,75	3.14	38	1,86	5.69	13	0,46	1.95	39	1.57	5.84	26	1.67	3.89	15	0.66	2.25	1	0.09	0.15	0	0.00	0.00
8	42	2,00	6.94	43	1,54	7.11	30	1,47	4.96	16	0,56	2.64	54	2.24	8.93	22	1.41	3.64	10	0.44	1.65	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
9	28	1,33	5.46	5	0,18	0.97	28	1,37	5.46	5	0,18	0.97	5	0.21	0.97	19	1.22	3.70	16	0.71	3.12	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
10	9	0,43	2.75	4	0,14	1.22	9	0,44	2.75	2	0,07	0.61	3	0.12	0.92	7	0.45	2.14	7	0.31	2.14	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
11	2	0,10	0.57	5	0,18	1.42	9	0,44	2.56	2	0,07	0.57	1	0.04	0.28	3	0.19	0.85	1	0.04	0.28	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
12	1	0,05	0.74	7	0,25	5.15	2	0,10	1.47	4	0,14	2.94	5	0.21	3.68	3	0.19	2.21	2	0.09	1.47	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
13	0	0,00	0.00	12	0,43	8.57	1	0,05	0.71	11	0,39	7.86	3	0.12	2.14	1	0.06	0.71	3	0.13	2.14	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
14	0	0,00	0.00	1	0,04	1.15	2	0,10	2.30	0	0,00	0.00	0	0.00	0.00	2	0.13	2.30	2	0.09	2.30	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
15	4	0,19	3.70	0	0,00	0.00	1	0,05	0.93	0	0,00	0.00	3	0.12	2.78	1	0.06	0.93	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00
≥16	4	0,19	6.56	0	0,00	0.00	1	0,05	1.64	1	0,04	1.64	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00	1	0.04	1.64	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00

Tabla VII.2. Número y porcentajes de edificios con respecto al total que entran en resonancia en función del número de plantas, para los seis sismos considerados en este estudio, para las medidas en las campañas de ruido de 2005 y 2009, los seis terremotos conjuntamente, y éstos junto al ruido ambiental. En la 3ª columna de cada evento (% Tot Nº P), se incluyen el número de edificios que entran en resonancia en función del número de plantas, con respecto al total de viviendas que se asientan sobre la cuenca de Málaga.

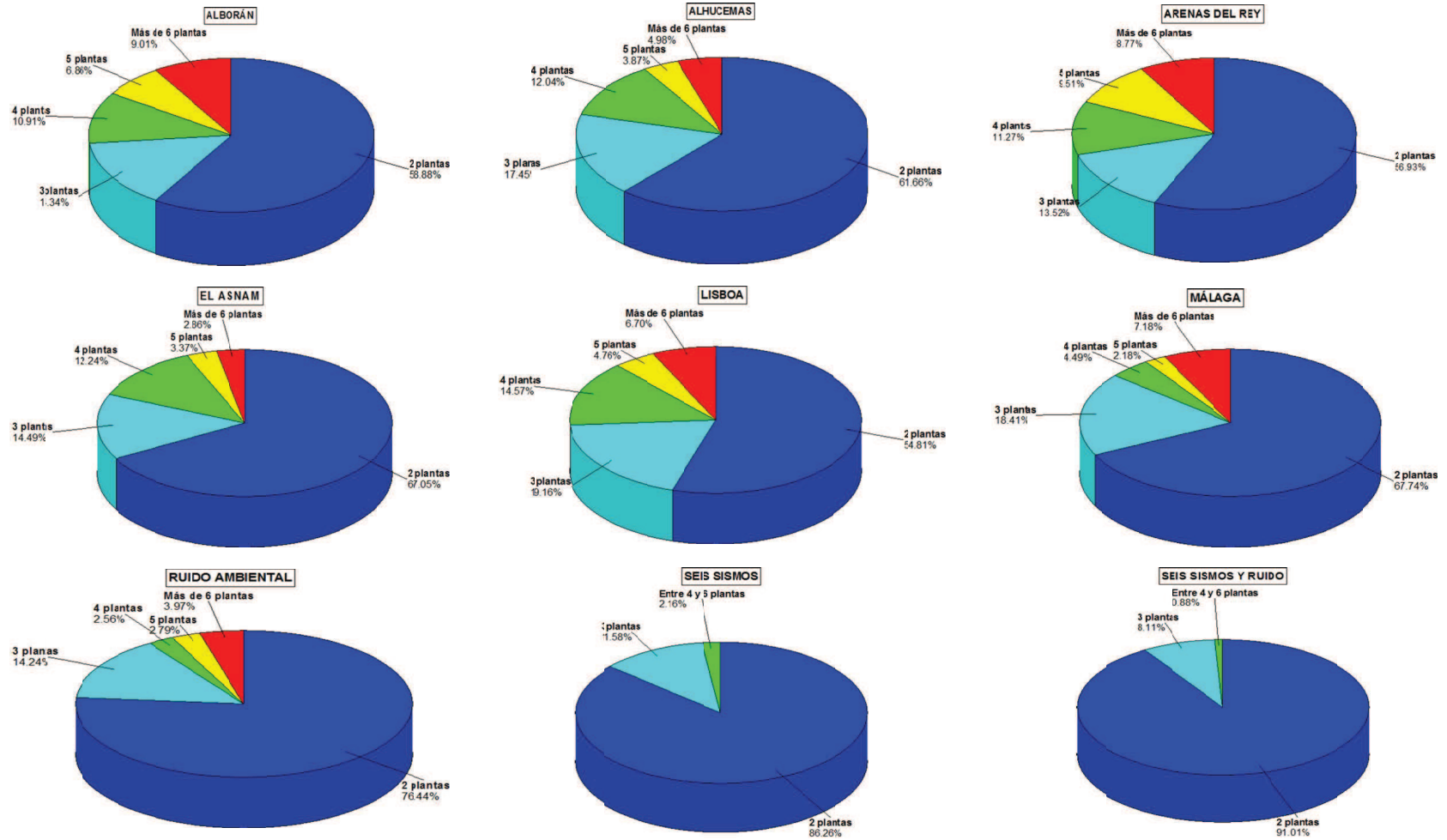


Figura VII.4. Porcentaje de edificios que entran en resonancia en función del número de plantas, para los seis sismos considerados en este estudio, para las medidas en las campañas de ruido de 2005 y 2009, los seis terremotos conjuntamente, y éstos junto al ruido ambiental.

Amplitudes		Número de plantas							
		2		3-5		6-10		>10	
		Nº Edif.	% Edif.	Nº Edif.	% Edif.	Nº Edif.	% Edif.	Nº Edif.	% Edif.
Alborán	<3	987	82,04	20	2,97	2	1,12	0	0,00
	3-5	167	13,88	130	19,29	1	0,56	0	0,00
	6-8	49	4,07	419	62,17	32	17,98	0	0,00
	>8	0	0,00	105	15,58	143	80,34	11	100,00
Alhucemas	<3	876	53,22	23	2,47	3	2,63	0	0,00
	3-5	437	26,55	82	8,81	2	1,75	0	0,00
	6-8	88	5,35	334	35,88	1	0,88	1	4,00
	>8	245	14,88	492	52,85	108	94,74	24	96,00
Arenas del rey	<3	1056	93,12	28	4,00	3	1,84	0	0,00
	3-5	76	6,70	211	30,14	0	0,00	0	0,00
	6-8	2	0,18	402	57,43	63	38,65	11	68,75
	>8	0	0,00	59	8,43	97	59,51	5	31,25
El Asnam	<3	846	47,18	23	2,68	3	4,84	0	0,00
	3-5	561	31,29	84	9,79	2	3,23	0	0,00
	6-8	107	5,97	295	34,38	0	0,00	0	0,00
	>8	279	15,56	456	53,15	57	91,94	18	100,00
Lisboa	<3	903	70,33	23	2,47	3	2,00	0	0,00
	3-5	275	21,42	111	11,94	2	1,33	0	0,00
	6-8	92	7,17	511	54,95	11	7,33	0	0,00
	>8	14	1,09	285	30,65	134	89,33	12	100,00
Málaga	<3	1027	99,42	70	17,90	3	2,94	0	0,00
	3-5	6	0,58	300	76,73	28	27,45	0	0,00
	6-8	0	0,00	20	5,12	55	53,92	10	100,00
	>8	0	0,00	1	0,26	16	15,69	0	0,00
Ruido ambiental	<3	925	100,00	332	84,26	21	25,93	0	0,00
	3-5	0	0,00	57	14,47	56	69,14	7	77,78
	6-8	0	0,00	5	1,27	4	4,94	2	22,22
	>8	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00

Tabla VII.3. Número de edificios que entran en resonancia según el número de plantas, el sismo o ruido ambiental y el valor de la amplificación o amplitud de la función de transferencia o curva H/V.

Con respecto a la amplificación, se observa en la Tabla VII.3 y en la Figura VII.5 que para un mismo número de plantas, el porcentaje de edificios con amplificación alta del suelo aumenta cuanto menos energético es el terremoto, algo que ya se apreció y discutió en el apartado VI.2.

Además, en la Tabla VII.3 y en la Figura VII.6, se observa que para un mismo terremoto, cuanto mayor es el número de plantas, la proporción de edificios sobre zonas con amplificación alta aumenta. Esto se debe a que altos periodos estructurales equivalen a frecuencias de resonancia bajas, propias de columnas de suelos profundas con numerosos contrastes de impedancias, que propician la presencia de numerosos modos en las funciones de transferencia que se superponen, incrementándose así la amplificación (apartado VI.2)

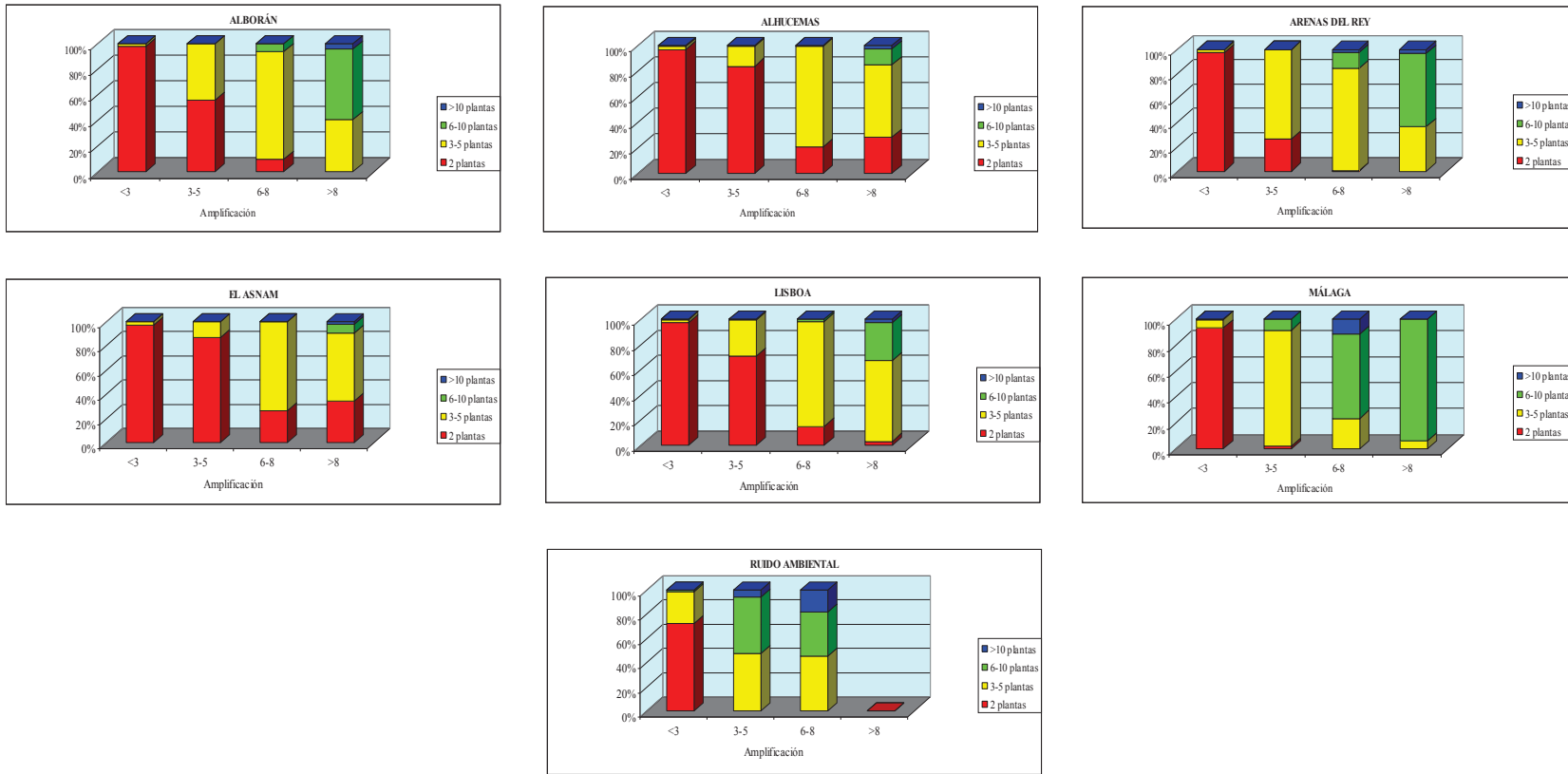


Figura VII.5. Porcentaje de edificios que entran en resonancia según el número de plantas y el sismo o ruido ambiental, para cada valor de amplificación.

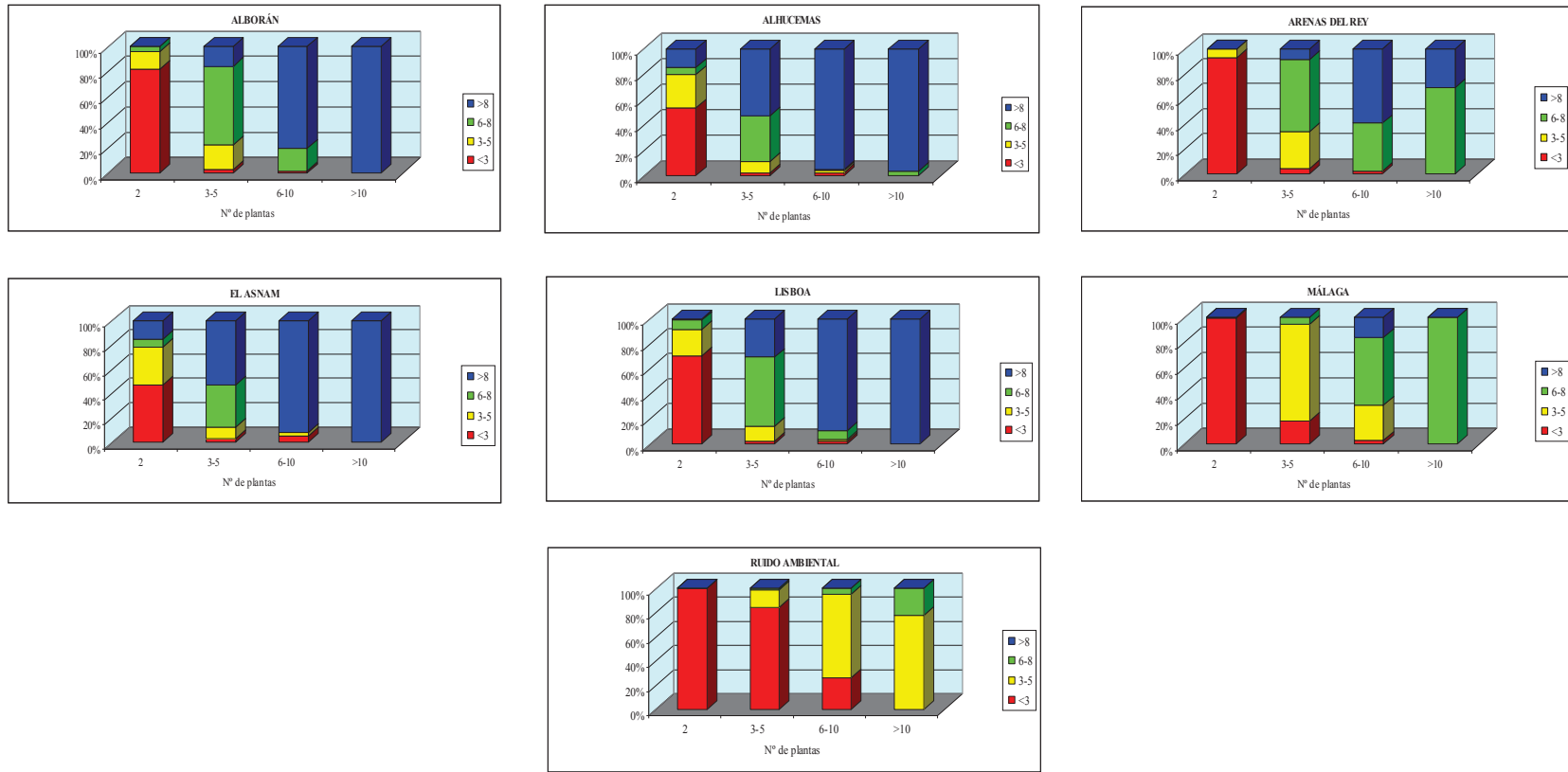


Figura VII.6. Porcentaje de edificios que entran en resonancia según el valor de la amplificación y el sismo o ruido ambiental, para cada número de plantas.

## **CAPÍTULO VIII. CONCLUSIONES**





El objetivo de la presente tesis es realizar una zonación sísmica del área urbana de Málaga, delimitando zonas que responderán de diferente forma ante distintos tipos de terremotos, bien por la mayor o menor severidad de la sacudida o bien por suceder ésta en diferentes intervalos de frecuencia/periodo de respuesta.

Las principales conclusiones y recomendaciones, así como la propuesta de trabajos futuros, son:

#### A) Caracterización de los materiales.

1. En este trabajo se ha ampliado la campaña de ruido llevada a cabo por Macau en 2005, en la zona oeste de la ciudad de Málaga y en el entorno del río Guadalhorce, superficies apenas muestreadas o no ensayadas en la campaña previa, y así ocupando la totalidad de la ciudad de Málaga, y pudiéndose así elaborar un mapa de isofrecuencias de pico (Fig. VI.2), donde se observa una disminución del valor de la frecuencia fundamental del suelo hacia el Suroeste de la ciudad, concretamente hacia la desembocadura del Guadalhorce, debido al progresivo aumento de la profundidad del sustrato rocoso en esa misma dirección, y por lo tanto comprobándose que dichas frecuencias fundamentales o de pico ( $f_{H/V}$ ) se debían al contraste de impedancias entre el sustrato rocoso y la columna de suelo. Las frecuencias fundamentales mínimas se alcanzaron en el entorno de la desembocadura del río Guadalhorce, con valores entorno a 0.30 Hz, mientras que los valores más altos se obtuvieron en las proximidades a los relieves montañosos que circundan la cuenca de Málaga. Aparte se elaboró un mapa de isoamplificaciones (Fig. VI.5) de dicha área, observándose que las amplitudes más altas se producían en el entorno del río Guadalhorce, donde a consecuencia de la presencia de fangos de y otras intercalaciones sedimentarias de escasa consistencia en la formación cuaternaria, y de que en dicha zona, las arcillas pliocenas están menos sobreconsolidadas que en el resto de la cuenca (Lorente, 2011; apartado V.3.1), la columna de suelo es muy débil geomecánicamente con respecto al sustrato rocoso, propiciando un alto contraste de impedancias. También hay que destacar la zona del casco histórico de la ciudad, concretamente en el área etiquetada en el mapa geotécnico de la cuenca (Anexo III) como rellenos antrópicos antiguos, con espesores de más de 5 metros, donde los materiales que conforman la columna de suelo le confieren una escasa consistencia al conjunto de suelo.
2. Con la intención de llevar a cabo la simulación numérica 1D de la cuenca de Málaga, a los materiales que conforman las 102 columnas de suelo seleccionadas a lo largo de la cuenca de Málaga se han caracterizado geotécnicamente, a partir de los datos proporcionados por sondeos, perfiles gravimétricos, ensayos down-hole y técnicas de inversión. Éstas últimas en concreto, comprenden la técnica f-k, la inversión conjunta f-k - H/V y la inversión de las curvas H/V, y han permitido definir los valores de las velocidades de las ondas de cizalla ( $V_s$ ) de los materiales que integran las columnas. Con respecto a las técnicas array, se comprobó que sus resultados se correspondían a los ofrecidos por la ecuación  $f_0 = V_s/4H$ , asumiendo profundidades conocidas y frecuencias de resonancia obtenidas en campañas de ruido, y con los resultados proporcionados por los perfiles gravimétricos. En referencia a la inversión de las curvas H/V, los resultados son coherentes con las técnicas array, y se complementan muy bien. Para dotar a las columnas de suelo de los valores de  $V_s$  se emplearon estas técnicas, excepto para la franja superficial de la formación pliocena (P), en las que se utilizó las expresiones de Lorente (2011) (apartado V.3.1), ya que en este entorno la  $V_s$  aumenta gradualmente con la profundidad. Con respecto al sustrato rocoso, se definió su  $V_s$  en función de los resultados

obtenidos por la inversión conjunta, ya que proporciona una fiabilidad mayor para a la profundidad y Vs del sustrato rocoso, que las de carácter individual (Parolai *et al.*, 2005; Aray *et al.*, 2005).

3. Con respecto a la profundidad estimada para las columnas de suelo, se ha comprobado también que las técnicas de inversión ofrecen un buen resultado, constatado mediante el aceptable ajuste entre dos perfiles gravimétricos ejecutados en la cuenca y dos secciones trazadas a partir de los valores obtenidos mediante inversión de la curva H/V. Con la información que se disponía (información bibliográfica, técnicas de inversión, sondeos profundos y perfiles gravimétricos) ha sido posible esbozar una cartografía de isobatas del sustrato rocoso de la cuenca de Málaga. Aparte se realizó otro para el contacto entre la formación cuaternaria y pliocena.

## **B) Respuesta experimental del suelo.**

1. Para los seis escenarios sísmicos considerados en este trabajo se obtuvieron mapas de isofrecuencias para la frecuencia correspondiente a la amplificación máxima ( $f_{\max}$ ) y se compararon con el mapa de isofrecuencias para la frecuencia de pico ( $f_{H/V}$ ) de las curvas H/V de la campaña de ruido de 2009. Se comprobó que cuanto menos energético es el terremoto (menor magnitud y mayor distancia epicentral), las frecuencias tienden a diverger más, aumentando la diferencia entre las  $f_{\max}$  de los sondeos con respecto a las  $f_{H/V}$ , ya que los picos más altos ofrecidos por las funciones de transferencia poseen cada vez mayor frecuencia. En el terremoto de Málaga (el más energético de los objetos de movimiento seleccionados), el 65% de las  $f_{\max}$  (que en estos casos se tratarían de  $f_0$ ) de los sondeos coincide con las  $f_{H/V}$  de los puntos de medida de ruido ambiental más próximos.
2. La diferencia observada entre las  $f_{\max}$  y  $f_{H/V}$  se debe a que parte de las  $f_{\max}$  se deben al contraste de impedancias entre la formación cuaternaria y pliocena ( $f_q$ ), picos que se observan además en las curvas H/V. Otra parte de las  $f_{\max}$  obtenidas en las funciones de transferencia de los terremotos, se deben a los armónicos ( $f_{l_0}$ ,  $f_{l_q}$ , etc), siendo en estos casos sus picos mayores a los correspondientes al modo fundamental. Esto se explica porque al reflejarse más de un contraste de impedancias en las funciones de transferencia, los modos de unos contrastes y otros, al situarse a frecuencias parecidas se suman o se solapan, conformando picos con amplitud mayor que la que les corresponderían. Hay que tener en cuenta que cuanto mayor es el espesor del depósito cuaternario, debido a su alto grado de heterogeneidad litológica, más probables son los contrastes de impedancias dentro del propio depósito. Es decir, hacia el interior de la cuenca de Málaga, las funciones de transferencia resultantes son cada vez más complejas con mayor cantidad de picos. Tampoco se deben descartar  $f_{\max}$  ocasionadas por contrastes de impedancias dentro de los propios depósitos cuaternarios (Q) y pliocenos (P).
3. Cuando se trata de sondeos con potencias de suelo por debajo de los 200-150 m, los picos  $f_0$ , bien definidos para terremotos muy energéticos, como el de Málaga, con terremotos más lejanos, se funden con los picos  $f_q$ , de forma que el pico que marca la  $f_{\max}$ , siempre será el primero (el de menor frecuencia), sea cual sea el terremoto.
4. En los sondeos 10, 32, 58 y 60, ubicados en las proximidades del monte de Gibralfaro, en el casco histórico, donde el cuaternario o/y relleno apoya directamente sobre el sustrato rocoso,

las  $f_{\text{máx}}$  vendrán dadas por los contrastes de impedancias entre el Q y R o entre el potente relleno antrópico del casco histórico y R.

5. En los terremotos de Alhucemas, El Asnam, Lisboa y Alborán, las amplificaciones más altas obtenidas en las funciones de transferencia, se desarrollan entre el entorno de la desembocadura del río Guadalhorce, donde el cuaternario ofrece mayores espesores ( $> 50-60$  m), pasando por la franja costera, hasta el casco histórico de la ciudad, mientras que los valores más bajos de amplificación tienden a concentrarse en el norte de la cuenca, cerca del borde, donde se difuminan los depósitos cuaternarios y aflora el plioceno. En el terremoto de Arenas del rey, la distribución es parecida a la obtenida en los anteriores terremotos, sólo que las amplitudes máximas tienden a ocupar un área más grande. Finalmente, para el terremoto de Málaga, las amplificaciones más altas se concentran en el entorno del río Guadalhorce y en el centro de la ciudad.
6. Para las amplificaciones obtenidas en las funciones de transferencia con respecto a las ofrecidas por las curvas H/V, se estableció otra comparación, observándose cómo desde el sismo de Alhucemas hasta el de Málaga hay una tendencia a reducirse el contraste en la franja costera de la cuenca. A este respecto, hay que tener en cuenta, que existe una relación entre las amplificaciones obtenidas en las funciones de transferencia y la energía del terremoto, de forma que cuanto este sea menos energético, los picos son más altos. Esto se debe a que cuanto más alto es la aceleración pico del input, el suelo al comportarse de forma no lineal, consume más energía al deformarse, disminuyendo así la amplificación final. Es decir, cuanto mayor sea la aceleración de pico, la amplificación máxima resultante disminuirá proporcionalmente.
7. Considerando que hacia el interior de la cuenca, los depósitos cuaternarios y las columnas de suelo son más potentes, potenciando la presencia de más de un contraste de impedancias, y por lo tanto tornándose más complejas las funciones de transferencia, al superponerse unos modos sobre otros, las amplificaciones de las funciones de transferencia de los terremotos menos energéticos tenderán a maximizarse aún más, aumentando así su diferencia con respecto a los valores ofrecidos por las campañas de ruido de 2005 y 2009. También se observan grandes diferencias en zonas puntuales del norte de la cuenca, que al contrario del caso anterior, se mantienen prácticamente iguales para todos los terremotos. Este fenómeno se debe a la presencia de pequeños depósitos aislados de relleno y piedemonte, superpuestos sobre el plioceno y cuaternario, de baja consistencia que disminuyen la consistencia del conjunto, y que mientras a veces son prospectadas por los sondeos, no lo son por medidas de ruido efectuadas muy próximas, donde tales depósitos ya se difuminan, pudiendo también sucederse el caso contrario.
8. Se han obtenido los espectros de respuesta de los 102 sondeos considerados, agrupándose según dos criterios diferentes: en función de las principales unidades geotécnicas prospectadas ( $C_1$ ,  $C_5$ ,  $D_1$ ,  $E_1$ ,  $E_2$  y  $E_4$ ) por los sondeos y descritas en la cartografía geotécnica elaborada por Clavero y Ramos (2005), y en función de los 4 terrenos descritos por la NCSE-02, delimitados a partir del  $V_{S30}$  obtenido en los sondeos. Existe cierta semejanza entre la distribución de ambos tipos de unidades, por lo que se puede asignar de forma aproximada valores de  $V_{S30}$  a las unidades geotécnicas diferenciadas, lo que permite establecer una comparación entre dichas unidades y los 4 tipos de terrenos que considera la NCSE-02 (Tabla VI.4).
9. Se procedió a calcular el incremento de intensidad  $\Delta I$  a partir de la Intensidad de Arias (AI), para las 102 columnas seleccionadas en este estudio con el fin de confeccionar cartografías de zonificación para los terremotos de Alborán, Arenas del Rey, Lisboa y Málaga. Los

incrementos de intensidad más altos se concentraron en la zona este de la cuenca, a excepción de algunos emplazamientos aislados. Aparte se compararon los resultados obtenidos con la zonación elaborada por Goded *et al.* (2011) para el casco histórico, observándose cierta divergencia debido al empleo de inputs del movimiento del suelo diferentes, a discrepancias en la caracterización de las columnas de suelo en el valor del  $V_s$  de la formación pliocena y de la profundidad del sustrato (Macau, 2008), y sobre todo al hecho, de que Goded *et al.* (2011) llevaron a cabo un estudio intensivo del casco histórico con el empleo de mayor número de sondeos para este emplazamiento en concreto, que en el presente trabajo, dedicado a un área mucho más extensa.

### C) Interacción suelo-estructura.

1. Para este trabajo en particular, se ha empleado, con el objetivo de determinar los periodos estructurales de las edificaciones asentadas sobre la cuenca de Málaga, la relación de Navarro *et al.* (2012),  $T = 0.054N \pm 0.002$ , obtenida recientemente en Lorca sobre edificaciones de tipología similar a las de Málaga (RC).
2. Comparando los periodos estructurales de los edificios asentados en la cuenca de Málaga con los periodos predominantes del suelo para los seis objetos de movimiento considerados y las campañas de ruido de 2005 y 2009, se ha analizado el efecto de la resonancia en dicho contexto geológico, plasmándolo en una serie de planos. A medida que el terremoto es menos energético, el número de edificios que entran en resonancia es más alto (Tabla VII.1), con un porcentaje variable entre el 5.44% y el 9.95% con respecto al total. Esto se debe a que a medida que el terremoto es menos energético, la disminución de la frecuencia de resonancia hacia el interior de la cuenca es más paulatina, alcanzándose frecuencias más altas. Dichos valores son muy similares a los aportados por los periodos estructurales (0.1-0.4 s) hacia el interior de la cuenca, donde abundan edificios de alturas moderadas, entre 2 y 6 plantas. Además, se observa cómo en la totalidad de los terremotos, y para el ruido ambiental, entra en resonancia una parte considerable de los edificios emplazados en el borde de la cuenca, donde son frecuentes las estructuras de escasa altura, comúnmente de 2 plantas, con un periodo estructural similar al periodo del suelo (alrededor de 0.1 s), propio de un contexto geológico donde el sustrato rocoso se presenta a escasa profundidad.
3. Hay que tener en cuenta que los terremotos menos energéticos, a pesar de que son los que propician que más edificios entren en resonancia, al ser los más lejanos, los daños que pudieran ocasionar serían probablemente escasos o nulos. En la Tabla VII.2 y Figura VII.4 se comprueba que los edificios más afectados serían los de dos plantas, al ser los más frecuentes y con periodos de resonancia más próximos a los del suelo.
4. Con respecto a la amplificación de las funciones de transferencia y curvas H/V, se observa que para un mismo número de plantas, el porcentaje de edificios con amplificaciones altas aumenta cuanto menos energético es el terremoto. Aparte, se percibe que para un mismo terremoto, cuanto mayor es el número de plantas, la proporción de edificios para amplificaciones altas, aumenta. Esto se debe a que altos periodos estructurales equivalen a frecuencias de resonancia bajas, propias de columnas de suelos profundas con numerosos contrastes de impedancias, que propician la presencia de numerosos modos en las funciones de transferencia que se superponen, incrementándose así la amplificación.

**Futuras líneas de investigación:**

1. Ampliar la densidad de medidas de ruido ambiental, tales como arrays (con mayor número de estaciones y más radios), a fin de mejorar la caracterización geomecánica de los materiales que conforman la cuenca y complementar y detallar los planos de isobatas de la profundidad del sustrato rocoso en la misma.
2. Aumentar el número de columnas de suelo dispuestas sobre la cuenca de Málaga, para así mejorar la definición de las áreas definidas en los planos, como es el caso de la zonación del incremento de intensidad (apartado VI.3).
3. Empleo de acelerogramas reales en futuros trabajos relativos al efecto local en la cuenca de Málaga, obtenidos a partir de la instalación de una red permanente (o temporal con un periodo de registro prolongado) de acelerógrafos en puntos sobre la cuenca y sobre el relieve montañoso. Esta disposición geográfica de los sensores permitirá la aplicación de métodos de razón espectral tradicional y de inversión, a fin de un estudio más profundo del efecto de sitio.
4. Analizar el comportamiento de suelos granulares (arenas), frecuentes en el área de estudio, durante escenarios sísmicos que impliquen movimientos fuertes del terreno. La ocurrencia de licuefacción en ellos seguro que producirá cambios significativos en la respuesta del suelo.
5. Realizar un análisis 2D/3D de las zonas donde el sustrato rocoso se dispone más superficial.
6. Realizar un análisis del efecto topográfico propiciado por el relieve montañoso sobre la cuenca.
7. Una vez analizada la interacción suelo-estructura en la cuenca de Málaga, el siguiente paso consistiría en la elaboración de un estudio de vulnerabilidad ampliado a todos los edificios asentados sobre dicho contexto, realizando una clasificación completa en función de su tipología constructiva y materiales empleados, con el objetivo de llevar a cabo una evaluación completa del riesgo sísmico en la cuenca de Málaga.
8. Ampliar el estudio de efecto de sitio y de interacción suelo-estructura, en el sector este de la ciudad de Málaga (barrios del Limonar, Pedregalejo, El Palo, etc.), asentados fuera de la cuenca sedimentaria de Málaga, y condicionados por un relieve escarpado muy próximo a la franja costera, donde un análisis detallado del efecto topográfico sería fundamental.



## **CAPÍTULO IX. BIBLIOGRAFÍA**





- Abeki N., Punongbayan R. S., Garcia D. C., Narag I. C., Bautista B. C., Bautista M. L. P., Banganan E. L., Tabanlar R. A., Soneja D. S., Masaki K., Maeda N. and Watanabe K. (1996). Site response evaluation of metro Manila using microtremor observation. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Aki K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bulletin of the Earthquake Research Institute* **35**, 415-456.
- Aki K. y Richards P.G. (2002). *Quantitative Seismology*, University Science Books, Sausalito, CA.
- Akkar S. and Emrah Yenier E. (2009). Assessment of Point-Source Stochastic Simulations Using Recently Derived Ground-Motion Prediction Equations. *Bull. Seism. Soc. Am.* **99** (6), 3172-3191.
- Al Yuncha Z., Luzón F., Posadas A., Martín J., Alguacil G., Almendros J. and Sánchez S. (2004). The use of ambient seismic noise measurements for estimation of surface soil effects: The Motril City case (Southern Spain), *Pure Appl. Geophys.* **161**, 1549-1559.
- Albarello D. and Lunedei E. (2010). Alternative interpretations of horizontal to vertical spectral ratios of ambient vibrations: new insights from theoretical modeling. *Bulletin of Earthquake Engineering* **8**, 519-534.
- Alfaro A. J., Navarro B. M., Sanchez F. J. and Pujades L. (1997). Microzonificación sísmica de Barcelona utilizando el método de Nakamura; ventajas y limitaciones (In Spanish). *XII Jornadas Estructurales de la Ingeniería de Colombia*. Bogotá, 10-13 Septiembre 1997, pp. 198-220.
- Alfaro A., Pujades L., Goula X., Susagna T., Navarro B. M., Sanchez F. J. and Canas J. A. (2001). Preliminary map of soil's predominant periods in Barcelona using microtremors. *Pure and Applied Geophysics* **158**(12), 2499-2511.
- Almendros J., Luzón F., and Posadas A. (2004). Microtremors Analysis at Teide Volcano (Canary Islands, Spain): Assessment of Natural Frequencies of Vibration Using Time-dependent Horizontal-to-vertical Spectral Ratios, *Pure Appl. Geophys.* **161**, 1579-1596.
- Alonso Chaves F. M., Azañón J. M., Balanyá J. C., Booth-Rea G., Crespo-Blanc A., Estévez A., Galindo-Zaldívar J., García-Dueñas V., González-Lodeiro F., Jabaloy A., López-Garrido A. C., Martín-Algarra A., Orozco M., Sánchez-Gómez M., Sanz de Galdeano C. y Soto J. I. (2004). Pliegues de gran radio y fallas de alto ángulo. Tectónica Extensional en las Zonas Internas. En *Geología de España*, J.A. Vera Ed., SGE-IGME, Madrid, 890 p.
- Ambraseys N., Smit P., Berardi R., Rinaldis D., Cotton F. y Berge C. (2000). European strong-motion database. CD-ROM collection. *European Council, Environment and Climate Research Programme*.
- Andreo B. (1996). Estudio hidrogeológico de los mármoles alpujarrides de las Sierras Blanca y Mijas (Málaga). Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonatados del Sur de España. Tesis Doctoral. Universidad de Málaga.
- Ansal A., Iyisan R. and Güllü H. (2001). Microtremor measurements for the microzonation of Dinar. *Pure and Applied Geophysics*, **158**(12), 2525-2541.
- Anthymidis M., Theodoulidis N., Savvaidis A. and Papazachos C. (2012). Constraining site response and shallow geophysical structure by ambient noise measurements and 1D numerical simulations: the case of Grevena town (N. Greece). *Bull. Earthquake Eng.* **10**, 1685-1716.
- Arai H. and Tokimatsu K. (2004). S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.* **94**, 53-63.
- Arai H. and Tokimatsu K. (2005). S-Wave Velocity Profiling by Joint Inversion of Microtremor Dispersion Curve and Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.* **95** (5), 1766-1778.

- Arduino P. (2003). Geotechnical Earthquake Engineering. Washington. Department of Civil & Environmental Engineering. University of Washington.
- Arias A. (1970) A measure of earthquake intensity. In: Hansen RJ (ed) Seismic design for nuclear power plants. MIT Press, Cambridge, pp 438–469.
- Asten M.W. (1978). Geological control of the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bull. Seism. Soc. Am.* **68(6)**, 1623–1636.
- Asten M.W. and Henstridge J.D. (1984). Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics* **49(11)**, 1828–1837.
- Asten M. (2003) Lessons from alternative array design used for high-frequency microtremor array studies, *Australian Earthquake Engineering Society* **14**, 1-6.
- Asten M. (2006). On bias and noise in passive seismic data from finite circular array data processed using SPAC methods, *Geophysics* **71**, 153-162.
- Atakan K., Bard P.-Y., Kind F., Moreno B., Roquette P., Tento A. et SESAME-Team (2004). J-SESAME: a standerized software solution for the H/V spectral ratio technique. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering. Vancouver, Canada.* Paper 2270.
- Atkinson, G., Assatourians K., Boore D., Campbell K., and Motazedian D. (2009). A Guide to Differences between Stochastic Point-Source and Stochastic Finite-Fault Simulations. *Bull. Seism.l Soc. Am.* **99 (6)**, 3192–3201.
- Bard P.Y. (1985). Les effets de site d'origine estructurale: principaux résultats expérimentaux et théoriques. Victor Davidovici (editor). Paris, 223-271.
- Bard P.Y., Czitrom G., Durville J.L., Godefroy P., Meneroud J.P., Mouroux P. y Pecker A. (1995). Guidelines for seismic microzonation studies. *French Association for Earthquake Engineering*, 45 pp.
- Bard, P.Y. (1999). Microtremor Measurements: A Tool for Site Effect Estimation?, In: Irikura, K., Kudo, K. Okada, H. Satasini, T. (Eds.), The Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Balkema, Rotterdam, vol. 3, pp. 1251-1279.
- Bard P.Y. (2008). The H/V technique: capabilities and limitations based on the results of the SESAME project. *Bull. Earthquake Eng.* **6**, 1-2.
- Benito B. y Cabañas L. (1999). Caracterización del movimiento del suelo en ingeniería sísmica. *Física de la Tierra* **11**, 49-79. Servicio de Publicaciones de la Universidad Complutense. Madrid.
- Benito B. y Jiménez M.J. (1999). Peligrosidad sísmica, *Física de la Tierra* **11**, 13-47.
- Bernreuter D.L. (1992). Determining the controlling earthquake from probabilistic hazards for the proposed Appendix B. Lawrence Livermore National Laboratory, Report UCRL-JC- 111964, Livermore, EE.UU.
- Bettig B., Bard P.-Y., Scherbaum F., Riepl J., Cotton F., Cornou C., and Hatzfeld D. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC): application to the Grenoble area, *Boll. Geof. Teor. Appl.* **42**, 281-304.
- Billi A., Faccenna C., Bellier O., Minelli L., Neri G., Piromallo C., Presti D., Scrocca D. and Serpelloni E. (2011). Reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundaryheading for the closure of the western Mediterranean. *Bull. Soc. Géol. France***182**, 279-303.
- Bird P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems***4**, 10.1029/2001GC000252
- Bodin P., Smith K., Horton S. y Hwang H. (2001). Microtremor observations of deep sediment resonance in metropolitan Memphis, Tennessee, *Engineering Geology* **62**, 159-168.
- Bonilla L. F., Steidl J. H., Lindley G. T., Tumarkin A. G., and Archuleta R. J. (1997). Site amplification in the San Fernando Valley, CA: Variability of site effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87**, 710 -730.

- Bonnefoy-Claudet S. (2004) Nature du bruit de fond sismique: implications pour les études des effets de site. PhD Thesis. Joseph Fourier University, Grenoble, France, 216 pp. (in French).
- Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Bard P.-Y., Cotton F. Moczo, P. Kristek J. and Fäh D. (2006a) H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophys. J. Int.* **167**, 827-837.
- Bonnefoy-Claudet S., Cotton F. and Bard P.-Y. (2006b). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review, *Earth-Science Reviews* **79**, 205- 227.
- Bonnefoy-Claudet S, Köhler A, Cornou C, Wathélet M and Bard PY (2008). Effects of Love waves on microtremor H/V ratio. *Bull. Seism. Soc. Am.* 2008; 98:288–300.
- Boore D. (2009). Comparing Stochastic Point-Source and Finite-Source Ground-Motion Simulations: SMSIM and EXSIM. *Bull. Seism. Soc. Am.* **99** (6), 3202-3216.
- Boore D. M. and Toksöz M. N. (1969). Rayleigh Wave Particle Motion and Crustal Structure, *Bull. Seism. Soc. Am.* **59**, 331-346.
- Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco. *Bull. Seism. Soc. Am.* **60**, 29-61.
- Borcherdt R.D. (1990). Influence of local geology in the San Francisco Bay region, California on ground motions generated by Loma Prieta earthquake of October 17, 1989. *Int. Symp. on Safety of Urban Life and Facilities. Lessons learned from the 1989 Loma Prieta Earthquake.* November 1990, Tokyo, 1-35.
- Borcherdt R.D., Glassmoyer G., Andrews M. and Cranswick E. (1989). Effects of site conditions on ground motion and damage, *Earthquake Spectra (Special supplement)*. Armenia Earthquake Reconnaissance report. (Eds. Wyllie L.A. and Filson J.R.), 23-42.
- Brooks L.A., Townend J., Gerstoft P., Bannister S. and Carter L (2009). Fundamental and highermode Rayleigh wave characteristics of ambient seismic noise in New Zealand. *Geophysical Research Letters* 36, L23303. doi:10.1029/GL040434.
- Bufoñ E., Udías A. y Madariaga R. (1991). Intermediate and deep earthquakes in Spain. *Pure Appl. Geophys.* **136**, 375-393.
- Bufoñ E., Sanz de Galdeano C. y Udías A. (1995). Seismotectonics of the Ibero- Maghrebian region. *Tectonophysics* **248**, 247-261.
- Bufoñ E., Udías A. y Mezcua J. (1988). Seismicity and focal mechanisms in South Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **78**, 2008-2024.
- Bufoñ E., Bezzeghoud M., Udías A. y Pro C. (2004). Seismic Sources on the Iberia- African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure Appl. Geophys.* **161**, 623-646.
- Bufoñ E. y Udías A. (2007). Sismicidad y mecanismo focal de los terremotos de la región cabo de San Vicente-Argelia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **20** (3-4), 301-310.
- Cabañas L., Benito B. y Herráiz M. (1997). An approach to the measurement of the potential structural damage of earthquake ground motions. *Earthquake Eng. Struc.* **26**, 79-92.
- Calvo R. (2013). Resonancia suelo-estructura y Norma de Construcción Sismorresistente Española (Aplicado a pórticos de hormigón armado sometidos a terremotos de Almería). Trabajo fin de master. Master Universitario de Estructuras. Universidad de Granada.
- Capon J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *IEEE*. 57 1408-1419.
- Cara F., Di Giulio G. et Rovelli A. (2003). A study on seismic noise variations at Colfiorito, central Italy: implications for the use of H/V spectral ratios. *Geophysical Research Letters*, 30-18, 1972.
- CEN (2003). Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance. *Comité Européen de Normalisation*. CEN/TC250/SC8/N335.

- Chatelain J.L., Guillier B., Cara F., Duval A.M., Atakan K. y Bard P.-Y. (2008). Evaluation of the influence of experimental conditions on H/V results from ambient noise recordings. *Bulletin of Earthquake Engineering* **6**, 33–74.
- Chávez-García F.J., Rodríguez M. and Stephenson W.R. (2006). Subsoil structure using SPAC measurements along a line. *Bull. Seism. Soc. Am.* **96(2)**, 729-736.
- Cho I., Tada, T. & Shinozaki Y. (2006a). Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. Geophys. Res.* **111**, B09315, doi:10.1029/2005JB004235.
- Cid J. (1998). Zonación sísmica de la ciudad de Barcelona basada en métodos de simulación numérica de efectos locales. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, 215 pp.
- Cid J., T. Susagna X. Goula L. Chavarría S. Figueras J. Fleta A. Casas y A. Roca (2001). Seismic zonation of Barcelona based on numerical simulation of site effects. *Pure Appl. Geophys.* **158**, 2559-2577.
- Claprod M. y Asten M.W. (2010). Statistical Validity Control on SPAC Microtremor Observations Recorded with a Restricted Number of Sensors. *Bulletin of the Seismological Society of America* **100** (2), 776–791.
- Clavero D. (2006). Riesgos geológicos y geotécnicos en el término municipal de Málaga (microzonación sísmica). *5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Sevilla, 30 enero-3 febrero 2006, 4 pp.
- Clavero D. (2007). Microzonación sísmica del término municipal de Málaga, basada en el coeficiente del terreno C. *3er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*. Gerona, 8-11 mayo 2007, 10 pp.
- Clavero D. (2007). Microzonificación 1D de la ciudad de Málaga. Aplicación del programa Shake2000. Tesis de Master. Master de Geofísica y Meteorología. Universidad de Granada.
- Clavero D. y Ramos L., (2005). Riesgos geológicos y geotécnicos en el término municipal de Málaga. LIDYCCE, 42 pp.
- Clavero Toledo J. (1992). Caracterización geotécnica de las arcillas del plioceno de la provincia de Málaga. Tesis de Master. Master de Ingeniería Geológica. Universidad Complutense de Madrid.
- Clavero, D., Rosa-Cintas, S., López-Casado, C., Delgado, J. y Galiana-Merino, J.J. (2014). Shear wave velocity estimation in the metropolitan area of Málaga (S Spain). *Journal of Applied Geophysics*.
- Coral H. (2002). Utilización de métodos experimentales y de simulación numérica para la microzonificación sísmica de zonas urbanizadas en Andorra. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, 207 pp.
- Cornou, C., Bard P.-Y. and Dietrich M. (2003). Contribution of dense array analysis to the identification and quantification of basin-edge-induced waves, part I : methodology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 2604-2623.
- Cultrera G., De Rubeis V., Theodoulidis N., Cadet H & Bard P., (2014). Statistical correlation of earthquake and ambient noise spectral ratios, *Bull. Earthquake Eng.* (2014) **12**: 1493-1514.
- De Orueta y Duarte D. (1885). Informe sobre los terremotos ocurridos en el sudeste de España en Diciembre de 1884 y Enero de 1885.
- Delgado J. (1997). Zonificación sísmica de la Vega Baja del río Segura: Análisis de la respuesta del suelo. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante.
- 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. *J. Appl. Geophys.* **45**, 19-32.

- Delgado J., López Casado C., Giner J., Estévez A., Cuenca A., and Molina S. (2000b). Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations, *Pure Appl. Geophys.* **157**, 1445-1462.
- Delgado J., Alfaro P., Andreu J.M., Cuenca A., Doménech C., Estévez A., Soria J.M., Tomás R. y Yébenes A. (2003). Engineering-geological model of the Segura River flood plain (SE Spain): a case study for engineering planning. *Engineering Geology* **68**, 171–187.
- Díaz Rodríguez A. (2005). Dinámica de suelos. Editorial Limusa (Universidad Nacional Autónoma de México).
- Dimitriu, P.P., Papaioannou C. A. y Theodulidis N.P. (1998). EURO-SEISTEST strongmotion array near Thessaloniki, Northern Greece: a study of site effects. *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 862-873.
- Dipartimento della Protezione Civile (2008). Indirizzi e criterio per la microzonazione sismica. Parti I e II. Grupo di lavoro “Indirizzi e criterio generali per la microzonazione sismica”. Presidenza del Consiglio dei Ministri.
- Drouet S., Chevrot S., Cotton F. and Souriau A. (2008). Simultaneous inversion of source spectra, attenuation parameters, and site responses: application to the data of the French accelerometric network. *Bull. Seismo. Soc. Am.* **98**, 198-219.
- Endrun B. (2010). Love wave contribution to the ambient vibration H/V amplitude peak observed by array measurements, *Journal of Seismology*, in press.
- Enomoto T., Navarro M., Sánchez F. J., Vidal F., Seo K. and Luzón F. (1998). Application of dynamic response analysis of buildings for the seismic risk assessment in Almeria city 23rd general assembly of the european geophysical society; part 1, society symposia, solid earth, geophysics and geodesy.
- Espinoza F. (1999). Determinación de características dinámicas de estructuras. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, 170 pp.
- Fäh D., Noack T., Kruspan P. and Rüttener E. (1996). Microzonation of the city of Basel (Switzerland) based on numerical simulations and in-situ measurements. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Fäh D. (1997). Microzonation of the city of Basel. *Journal of Seismology* **1(1)**, 87-102.
- Fäh D., Kind F. et Giardini D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International*, **145(2)**, 535-549.
- Fäh D., Kind F. and Giardini D. (2003). Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects. *Journal of Seismology* **7**, 449-467.
- FAUST, Proyecto. Consulta realizada en Enero de 2008 en: [http://faust.ingv.it/current\\_2.htm](http://faust.ingv.it/current_2.htm)
- Field E. and Jacob K. (1995) A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. **85**, No 4, pp 1127-1143
- Finn WDL (1991). Geotechnical aspects of seismic zonation. Proc. IV International Conference on Seismic Zonation, EERI, Stanford (California). Vol. I, p. 199-260.
- Fontboté, J.M. (1983). La Cordillera Bética: Las zonas internas y unidades adyacentes. In: *Geología de España*, Libro Homenaje a J.M. Ríos. Inst. Gerol. Min. España: 251-342.
- Galiana-Merino J.J., Mahajan A.K., Lindholm C., Rosa-Herranz J., Mundepi A.K. and Nitesh Rai (2011). Seismic noise array measurements using broadband stations and vertical geophones: Preliminary outcomes for the suitability on f-k analysis. *Bulletin of Earthquake Engineering* **9**, 1309–1325.
- Galiana-Merino J.J., Parolai S. y Rosa-Herranz J. (2011b). Seismic wave characterization using complex trace analysis in the stationary wavelet packet domain. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **31**, 1565–1578.

- García Arribas R. (2004). El peligro sísmico en Andalucía. Colegio Oficial de Arquitectos Técnicos y Aparejadores de Málaga.
- García-Jerez A. (2010). Desarrollo y evaluación de métodos avanzados de exploración sísmica pasiva. Aplicación a estructuras geológicas locales del sur de España. Tesis Doctoral. Universidad de Almería, 258 pp.
- García-Jerez A, Luzón F, Navarro M and Pérez-Ruiz J.A. (2006a) Characterization of the sedimentary cover of the Zafarraya basin (Southern Spain) by means of ambient noise. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **96**, 957-967.
- García-Jerez, A., Luzón F., and Navarro M. (2006b). Computation of dispersion curves for Rayleigh and Love waves using horizontal components of seismic microtremor, in Proc. 8th U.S. National Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, USA, April 2006, paper N. 1377.
- García-Jerez, A., Luzón F., Navarro M., and Pérez-Ruiz J. A. (2008a). Determination of elastic properties of shallow sedimentary deposits applying a spatial autocorrelation method, *Geomorphology* **93**, 74-88.
- García-Jerez A., Luzón F. and Navarro M. (2008b). An alternative method for calculation of Rayleigh and Love wave phase velocities by using three-component records on a single circular array without a central station, *Geophys. J. Int.* **173(3)**, 844-858.
- Gaull B. A., Kagami H., EERI M. and Taniguchi H. (1995). The microzonation of Perth, western Australia, using microtremor spectral ratio. *Earthquake Spectra* **11(2)**, 173-191.
- Gentil P. y Justo J.L. (1983). Terremoto de Carmona de 1504. En *Sismicidad histórica de la región de la Península Ibérica*. Asoc. Esp. Ing. Sísmica, pp. 9-16.
- Goded T. (2006). Reevaluación de daños de los terremotos de Málaga de 1494 y 1680. Trabajo de Investigación. Universidad Complutense de Madrid, 152 pp.
- Goded T. (2010). Evaluación del riesgo sísmico en la ciudad de Málaga. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 355 pp.
- Goded, T., Muñoz D., y Buforn E. (2006). Reevaluación de los daños de los terremotos de Málaga de 1494 y 1680. *5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Sevilla, 30 enero-3 febrero 2006, 3 pp.
- Goded T., Buforn E., Muñoz D., Irizarry J., y Martín Dávila J. (2007). Estudio preliminar de la vulnerabilidad de los monumentos de la ciudad de Málaga. *3er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*. Gerona, 8-11 Mayo 2007, 11 pp.
- Goded T., Buforn E., y Muñoz D. (2008a). The 1494 and 1680 Málaga (Southern Spain) earthquakes. *Seism. Res. Lett.* **79**, 707-715.
- Goded T., Buforn E., y Macau A. (2012). Site effects evaluation in Málaga city's historical centre (Southern Spain). *Bull. Earthquake Eng.* **10**, 813-838.
- González de Vallejo L.I., Ferrer M., Ortuño L., y Oteo C. (2006). Ingeniería geológica. Editorial Prentice Hall, 715 pp.
- Goula, X., Susagna T., Figueras S., Cid J., Alfaro A. y Barchiesi A. (1998). Comparison of numerical simulation and microtremor measurement for the analysis of site effects in the city of Barcelona (Spain). *11th European Conference on Earthquake Engineering*. París, 13 pp.
- Goula X. y González M. (2004). Visita tècnica a la zona danyada pel terratrèmol d'Alhoceima del 24 de febrer de 2004. Institut Cartogràfic de Catalunya. Informe núm.: GS-192/2004.
- Guéguen P., Chatelain J.-L., Guillier B., Yepes H. and Egred J. (1998). Site effect and damagedistribution in Pujili (Ecuador) after the 28 march 1996 earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **17(5)**, 329-334.
- Guerra Merchán A., Serrano A. y Ramallo D. (2000). El Plioceno de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética). IV Congreso Español del Terciario. Tremp. 107-110.

- Guerra-merchán A. y Serrano F. (2003). Caracterización de un complejo abanico aluvial lagoona a la base del relleno plioceno en la cuenca de Málaga (Cordillera Bética). *Geotemas*, **5**: 117- 121.
- Gutscher M.A. (2004). What caused the Great Lisbon Earthquake?. *Science*, **305**: 1247 - 12484.
- Gutscher M.A., Malod J., Rehault J.P., Contrucci I., Klingelhoefer F., Mendes-Victor L. y Spakman W. (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, **30**: 1071 - 1074.
- Haghshenas, E., Bard P.Y., Theodulidis N. and the SESAME WP04 team (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bull. Earthquake Eng.* **6**, 75-108.
- Hashash Y. and Park D. (2001). Non-linear one-dimensional seismic ground motion propagation in the Mississippi embayment. *Engineering Geology* **62**, 185-206.
- Hashash Y.M.A, Groholski D.R., Phillips C. A., Park D. and Musgrove M. (2012). DEEPSOIL5.1, User Manual and Tutorial. 107 pp.
- Henares J., López Casado C., Sanz de Galdeano C., Delgado J., and Peláez J.A. (2003). Stress fields in the Ibero-Maghrebian region. *J. Seismol.* **7**, 65-78.
- Henstridge J. D., (1979). A signal processing method for circular arrays, *Geophysics* **44**, 179- 184.
- Herak M. (2008). ModelHVSr - A Matlab® Tool to Model Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Ambient Noise. *Computers & Geosciences* **34**, 1514–1526.
- Herrmann R. B. (1994). Computer programs in seismology, vol IV, St Louis University.
- Horike M. (1985). Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas. *Journal of Physics of the Earth* **33**, 59-96.
- Hsü K. J., Ryan W. B. F. y Cita M. B. (1973). Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, **242**, 240-244.
- IAEG. (1981). Rock and Soil Description and Classification for Engineering Geological Mapping: Report by IAEG Commission on Engineering Geological Mapping. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, **24**:235-274.
- Ibs-von Seht M. and Wohlenberg J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 250-259.
- IGME, (1970). Base sondeos y columnas estratigráficas. [http://www.igme.es/internet/sistemas\\_infor/BASESINTERNET/SONDEOS%20Y%20COLUMNAS%20ESTRATIGR%C3%81FICAS.htm#SONDEOS\\_Y\\_COLUMNAS\\_ESTRATIGR%C3%81FICAS\\_MET](http://www.igme.es/internet/sistemas_infor/BASESINTERNET/SONDEOS%20Y%20COLUMNAS%20ESTRATIGR%C3%81FICAS.htm#SONDEOS_Y_COLUMNAS_ESTRATIGR%C3%81FICAS_MET)
- IGME, (1974). MAGNA Coín (E. 1:50.000).
- IGME, (1978). MAGNA Álora (E. 1:50.000).
- IGME, (1978). MAGNA Málaga-Torremolinos (E. 1:50.000).
- IGME (1983a). Investigación hidrogeológica de las cuencas del Sur de España. Sistema Acuífero nº38 (mármoles de Sierra Blanca-Mijas). Informe técnico nº 6, 2 tomos.
- IGME (1983b). Investigación hidrogeológica de las cuencas del Sur de España (Sector occidental). Informe técnico nº 5, Sistema Acuífero nº 37 (Detrítico de Málaga).
- IGME (1985). Estudio del Sistema Acuífero nº 38 (Sierra Blanca-Sierra Mijas). Hidrogeología, calidad y utilización del agua. Informe técnico, 5 tomos.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN) (2004). Mapa de sismicidad de la Península Ibérica y zonas próximas. E. 1:2.250.000. IGN, Madrid.
- Insua J. (2008). Neotectónica y tectónica activa de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética Occidental). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 265 pp.
- Irizarry J., Macau A., Goded T., Clavero D., Pazos A., Figueras S., García R., and ERSE Working Group (2006). Preliminary seismic risk scenarios for Malaga, Spain. *8th U.S. National Conference on Earthquake Engineering*. San Francisco, 18-22 abril 2006, 10 pp.



- Irizarry J., Macau A., Susagna T., García R., Figueras S., Goded T., Clavero D. y Pazos A. (2007). Escenarios de riesgo sísmico para la ciudad de Málaga. *3er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*. Gerona, 8-11 mayo 2007, 18 pp.
- Jolivet L., Faccenna C., and Piromallo C. (2009). From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **285**, 198-209.
- Kato K., Aki K. and Takemura M. (1995). Site amplification from coda waves: validation and application to S-wave site response. *Bull. Seismo. Soc. Am.* **85**, 467-477.
- Kind F., Fäh D., and Giardini D. (2005). Array measurements of S-wave velocities from ambient vibrations, *Geophys. J. Int.* **160**, 114-126.
- Kirkpatrick, S.C., Gelatt D., Vecchi M.P. (1983). Optimization by simulated annealing. *Science* **220**, 671-680.
- Klitgord K.D. and Schouten H. (1986). Plate kinematics of the central Atlantic, In: Vogt, P.R., and Tucholke, B.E. (eds.), The western North Atlantic region, Geology of North America, *Geological Society of America*, 351-378.
- Kobayashi H., Seo K., Midorikawa S. and Yamazaki Y. (1986). The 1985 Mexico earthquake – factors involved and lessons learned, sept. 19-21, 1986, Mexico City, Mexico
- Kobayashi H., Vidal F., Feriche M., Samano T., and Alguacil G. (1996). Evaluation of Dynamic Behaviour of Building Structures with Microtremors for Seismic Microzonation Mapping. *The 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico*.
- Köhler, A., Ohrnberger M., Scherbaum F., Wathelet M. & Cornou C. (2007). Assessing the reliability of the modified three-component spatial autocorrelation technique, *Geophys. J. Int.*, **168(2)**, 779-796.
- Kvaerna T. and Ringdahl F. (1986). Stability of various fk-estimation techniques, in Semiannual Technical Summary, 1 October 1985 - 31 March 1986. In NORSAR Scientific Report, 1-86/87, Kjeller, Norway, 29-40.
- Lachet C. y Bard P.-Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *Journal of Physics of the Earth* **42** (4), 377-397.
- Lacoss R.T., Kelly E.J., and Nafi T.M., (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics* **34(1)**, 21-38.
- Lario J., Zazo C., Somoza L., Goy J.L., Hoyos M., Silva P.G. y Hernández-Molina F.J. (1993). Los episodios marinos cuaternarios de la costa de Málaga (España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **6** (3-4): 41-46.
- Le Brun, B., Hatzfeld D. y Bard P.Y. (2001). Site effect study in urban area: experimental results in Grenoble (France). *Pure Appl. Geophys.* **158**, 2543-2557.
- Lermo J. y Chávez-García, F.J. (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? *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 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.
- Linares L., López Arechavala G., López Geta J.A. y Rubio Campos J.C. (1995). Definición geométrica de acuíferos plio-cuaternarios del valle Bajo del Guadalhorce (Málaga). VI Simposio de Hidrogeología, Sevilla, 19, 435-447.
- López Casado C., Peinado M. A., Delgado J., Peláez J.A. y Fuentes C. (1992). La serie sísmica de Torrevieja de 1828 y 1829. I Congreso Iberoamericano sobre técnicas aplicadas a la Gestión de emergencias para la reducción de desastres naturales. Valencia. Ed. Univ. Politécnica de Valencia, pág. 321-332.

- López Casado C., Sanz de Galdeano C., Molina S., y Henares J. (2001). The structure of the Alboran Sea: an interpretation from seismological and geological data. *Tectonophysics* **338** (2001) 79-95.
- López Casado C., Henares J., Badal J., and Peláez J.A. (2014). Multifractal images of the seismicity in the Ibero-Maghrebian region (westernmost boundary between the Eurasian and African plates). *Tectonophysics* **627**, 82-97.
- Lorente, O. (2011). La gestión de los datos geotécnicos en los proyectos de ingeniería. Aplicación al caso de las arcillas pliocenas de Málaga. Trabajo de investigación. Programa de doctorado "Ingeniería y Gestión de Proyectos". Universidad de Málaga.
- Louie, J. N. (2001). Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **91**, 347-364.
- Lysmer J., Bolton H., and Schnabel P., (1971). Influence of base-rock characteristics on ground response. *Bull. Seism. Soc. of Am.* **61**, 1213-1231.
- Macau A. (2008). Microzonación sísmica. Contribución a los estudios de peligrosidad sísmica a escala local en zonas rurales y urbanas. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, 328 pp.
- Macau A., Figueras S., Clavero D., Goded T., de Paz A., y Pazos A. (2006). Estudio de los efectos de suelo en la ciudad de Málaga. *5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Sevilla, 30 enero-3 febrero 2006, 4 pp.
- Malagnini, L., R. Herrmann B., Biella G. y de Franco R. (1995). Rayleigh waves in Quaternary alluvium from explosive sources: determination of shear-wave velocity and Q structure, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 900-922.
- Maresca R., Galluzo D. and Del Pezzo E. (2006). H/V spectral ratios techniques applied to ambient noise recorded in the Colfiorito Basin, Central Italy. *Bull. Seismo. Soc. Am.* **96**, 490-505.
- Maresca R., Nardone L., Galluzo D., La Rocca M. y Del Pezzo E. (2006). Application of the SPAC method to ambient noise recorded in the vesuvius area (Italy). *Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion Grenoble*. Paper Number: 073.
- Martín A.J. y Blázquez R. (1981). Evaluación del riesgo sísmico en la presa de El Limonero (Málaga). Control y Geología S.A., Madrid.
- Martín, A.J. y Sierra, J. (1981). Programa RIEGUM para el cálculo del riesgo sísmico mediante la distribución de Gumbel. IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Zaragoza, Instituto Geográfico Nacional, **I**, 299-307.
- Martínez Solares J. (2001). Los efectos en España del terremoto de Lisboa. Ministerio de fomento. Dirección General del Instituto Geográfico Nacional. Monografía nº 19. 756 pp.
- Martínez Solares J. M. (2003). Sísmicidad histórica de la Península Ibérica. *Física de la Tierra* **2003**, **15**, 13-28
- Martínez Solares J.M. y Mezcua J. (2002). Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900). Monografía nº18. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, 253 pp.
- Martínez Solares, J.M., Cabañas, L., Benito, B., Ricas, A., Gaspar, J.M., Ruíz, S. y Rodríguez, O. (2013). Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España 2012. Gobierno de España, Ministerio de Fomento, Madrid, 267 p.
- Massarch K. (2004). Deformation properties of fine-grained soils from seismic tests. *Keynote Lecture, Intern. Conf. Site Characterization, Porto*.
- Mcguire, R.K. (1995). Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1275-1284.
- Mezcua, J. y Martínez Solares J.M. (1983). Sísmicidad en el área Ibero-Magrebí. Instituto Geográfico Nacional. Publicación 203, 299 pp.

- Mezcua J., Rueda J. y García Blanco R.M. (2004). Reevaluation of historic earthquakes in Spain. *Seismological Research Letters*, **75** (1): 75-81.
- Ministerio de fomento (1885). Terremotos de Andalucía. Informe.
- Molnar S., Cassidy J., and Dosso S. (2004). Site response in Victoria, British Columbia, from spectral ratios and 1D Modeling. *Bull. Seism. Soc. Am.* **94** (3), 1109-1124.
- Mundepi A.K., Galiana-Merino J.J., Kamal and Lindholm C. (2010). Soil characteristics and site effect assessment in the city of Delhi (India) using H/V and f-k methods. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **30**, 591-599.
- Muñoz A. y Carbó A. (2006). Resultados y experiencias de aplicación del método de Refracción por Microtremor (Sísmica Pasiva) para la investigación geofísica de las nuevas líneas de metro en Madrid (España). *Geogaceta* **40**, 51-54.
- Muñoz D., (1983). Estudio del riesgo sísmico en el sur y sureste de la península Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 117 pp.
- Muñoz D., (1989). Conceptos básicos en riesgo sísmico. *Física de la Tierra* **1**, 199-215. Servicio de Publicaciones de la Universidad Complutense. Madrid.
- Muñoz D. y Udías A. (1981). Estudio de los parámetros y serie de réplicas del terremoto de Andalucía del 25 de Diciembre de 1884 y la sismicidad de la región de Granada-Málaga. En: El Terremoto de Andalucía de 25 de Diciembre de 1884. IGN (Ed.), Madrid (España), 95-139.
- Muñoz D., Udías A. y Moreno E. (1983). Reevaluación de los daños del terremoto de 1829 (Torre Vieja). En “*Sismicidad histórica de la región de la Península Ibérica*”. *Asoc. Esp. de Ing. Sísmica*, 38-41.
- 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, 208-221.
- Muñoz D. and Udías A. (1991). Three large historical earthquakes in Southern Spain in Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Nakamura Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI)* **30**, 25-33.
- Nakamura Y. (1996). Real-time information systems for hazards mitigation. Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering. Acapulco, Mexico.
- Nakamura Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland New Zealand), 8 pp.
- Nakamura Y. (2007). Characteristics of H/V spectrum. NATO Advanced Research Workshop, Dubrovnik, Croatia.
- National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (1996). Strong-motion Seismograph Networks (K-NET, KiK-net). [http://www3.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/search/index\\_en.html](http://www3.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/search/index_en.html)
- Navarro M., Sanchez F. J., Posadas A. M., Luzon F., Enomoto T., Matsuda I., Vidal F. and Seo K. (1998). Microtremor measurements and its application to seismic microzoning of Almeria city, southern Spain. *Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering*.
- Navarro M., Enomoto T., Sanchez F.J., Matsuda I., Iwatate T., Posadas A.M, Luzón F., Vidal F. & Seo K. (2001). Surface soil effects using short-period microtremor observations in Almeria city, Southern Spain. *Pure appl. Geophys.* **158**, 2481-2497.

- Navarro M., Vidal F., Enomoto T., Alcalá F.J., Sánchez F.J. and Abeki N. (2007). Analysis of site effects weightiness on RC building seismic response. The Adra (SE Spain) example. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **36**, 1363-1383.
- Navarro M., García-Jerez J.A., Alcalá F.J., Vidal F., Enomoto T., Luzón F., y Creus C. (2008). Vs30 structure of Lorca town (SE Spain) from ambient noise array observations. *31st European Seismological Commission*. Creta, 7-12 septiembre 2008, 288-295.
- Navarro M., García-Jerez A., Alcalá F.J., Vidal F., Aranda C., y Enomoto T. (2012). Analysis of site effects, building response and damage distribution observed due the 2011 Lorca, Spain, Earthquake. *15 WCEE, Lisboa 2012*.
- NCSE-02 (2002). Norma de Construcción Sismorresistente Española. Comisión Permanente de Normas Sismorresistentes. Real Decreto 997/2002. *Boletín Oficial del Estado* **244**, 35898-35967.
- NEHRP (1994). Recommended provisions for the development of seismic regulations for new buildings. *Building Seismic Safety Council*, Washington, DC.
- NEHRP (2009). Recommended seismic provisions for new buildings and other structures. FEMA P-750. 2009 Edition.
- Nogoshi M., Igarashi T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (part 2), *J. Seismol. Soc. Japan* **24**, 26-40 (in Japanese with English Abstract).
- Nolet G. (1981). Linearized inversion of (teleseismic) data. En *The Solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation*. Editor Cassinis R., Plenum Press (New York), 9-37.
- Okada H. (2003). *The Microtremor Survey Method* (translated by Koya Suto). Geophysical Monograph Series, No.12, Society of Exploration Geophysicists.
- Okada H. (2006). Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method, *Exploration Geophysics* **37**, 73-85.
- Okada, H. and Matsushima, T. (1989). An exploration Technique using microtremors (1) – an analytical background to discriminate Love wave in microtremors –, 81st Annual Meeting for Society of Exploration Geophysicists of Japan, November 1989, Japan.
- Ordóñez G. (2007). Shake2000 User's Manual. ShakEdit.
- Parolai S., Bindi D., Baumbach M., Grosser H., Milkereit C., Karakisa S., and Zünbül S. (2004). Comparison of different response estimation techniques using aftershocks of the 1999 Izmit earthquake. *Bull. Seismo. Soc. Am.* **94**, 1096-1108.
- Parolai S., Picozzi M., Richwalski S. M., and Milkereit C. (2005). Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes, *Geophys. Res. Lett.* **32**, L01303, doi: 10.1029/2004GL021115.
- Parolai S. y Galiana-Merino J.J. (2006). Effect of transient seismic noise on estimates of H/V spectral ratios. *Bulletin of the Seismological Society of America* **96** (1), 228-236.
- Parolai S., Richwalski S.M., Milkereit C. and Fäh D. (2006). S-wave Velocity Profiles for Earthquake Engineering Purposes for the Cologne Area (Germany). *Bulletin of Earthquake Engineering* **4**(1), 65-94.
- Parolai S., Mucciarelli M., Gallipoli M.R., Richwalski S.M. y Strollo A. (2007). Comparison of Empirical and Numerical Site Responses at the Tito Test Site, Southern Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America* **97**, 1413-1431.
- Parolai S., Orunbaev S., Bindi D., Strollo A., Usupaev S., Picozzi M. *et al.* (2010). Site Effects Assessment in Bishkek (Kyrgyzstan) Using Earthquake and Noise Recording Data. *Bulletin of the Seismological Society of America* **6**, 3068-3082.
- Pedley RC, Busby JP and Dabek ZK (1993) GRAVMAG User Manual - Interactive 2.5D gravity and magnetic modelling. *British Geological Survey Technical Report* WK/93/26/R.

- Pedreira A., Ruiz Constán A., Galindo Zaldívar J., Chalouan A., Sanz de Galdeano C., Marín Lechado C., Ruano P., Benmakhlouf M., Akil M., López Garrido A.C., Chabli A., Ahmamou M. and González Castillo L. (2011). Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *Journal of Geodynamics* **52**, 83-96.
- Peláez J. (2000). Agregación y desagregación de aceleraciones esperadas en la península ibérica utilizando sismicidad de fondo. Tesis Doctoral. Universidad de Jaén, España.
- Peláez J.A., Sanz de Galdeano C. and López Casado C. (2003). Use of active fault data versus seismicity data in the evaluation of seismic hazard in the Granada Basin (southern Spain). *Bulletin of the Seismological Society of America* **93**, 1670-1678.
- Pereiro P. (1985). Los efectos del terremoto de 1680 en Málaga. *Jábega* 50, 34-39.
- Pérez Peña A., Martín Davila J., Gárate J., Berrocoso M. and Buforn E. (2010). Velocity field and tectonic strain in Southern Spain and surrounding areas derived from GPS episodic measurements. *J. Geodyn.* 10.1016/j.jog.2010.01.015.
- Picozzi M. (2005). Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings, PhD. Thesis. Università degli Studi di Siena, Italy.
- Picozzi, M., Parolai S. and Richwalski S.M. (2005). Joint inversion of H/V ratios and dispersion curves from seismic noise: estimating the S-wave velocity of bedrock. *Geophys. Res. Lett.* 32, L11308. doi:10.1029/2005GL022878.
- Picozzi M. y Albarello D. (2007). Combining genetic and linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and H/V spectral ratio curves. *Geophysical Journal International* **169** (1), 189–200.
- Picozzi M., Parolai S., Bindi D. and Strollo A. (2009). Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise Tomography. *Geophys. J. Int.* **176**, 164-174.
- Picozzi, M., Parolai, S. and Bindi, D. (2010). Deblurring of frequency-wavenumber images from small-scale seismic arrays. *Geophysical Journal International* 181, 357–368.
- Regnier M., Moris S., Shapira A., Malitzky A. and Shorten G. (2000). Microzonation of the expected seismic site effects across Port Vila, Vanuatu. *Journal of Earthquake Engineering*, **4(2)**, 215-232.
- Reicherter K.R., Jabaloy A., Galindo-Zaldívar J., Ruano P., Becker-Heidmann P., Morales J., Reiss S. y González-Lodeiro F. (2003). Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake. *Int J Earth Sci*, **92**, 912-922.
- Richwalski S., Picozzi M., Parolai S., Milkereit C., Baliva F., Albarello D., Row-Chowdhury K., Van der Meer H. y Zschau J. (2007). Rayleigh wave dispersion curves from seismological and engineering-geotechnical methods: a comparison at the Bornheim test site (Germany). *Journal of Geophysics and Engineering* **4**, 349–361.
- Roberts J. and Asten M. (2004). Resolving a velocity inversion at the geotechnical scale using the microtremor (passive seismic) survey method, *Explor. Geoph.* **35**, 14-18.
- Roberts J. and Asten M. (2007). Investigation of near source effects in array-based (SPAC) microtremor surveys. *Geophys. J. Int.* **174** (1), 159-177.
- Rodríguez M. (2005). Caracterización de la Respuesta Sísmica de los Suelos. Aplicación a la ciudad de Barcelona. Tesis Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos. Barcelona. Universidad Politécnica de Cataluña.
- Rogers A.M., Tinsley J.C., Hays W.W. and King K.W. (1979). Evaluation of the relation between near-surface geological units and ground response in the vicinity of Long Beach, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1063-1622.

- Rosa-Cintas, S. (2008). Aplicación del método de Nakamura y técnicas de “array” para la estimación de efectos de sitio a través de medidas de ruido sísmico. Proyecto fin de carrera. Universidad de Alicante.
- Rosa-Cintas, S. (2013). Estudio y optimización de técnicas basadas en ruido ambiente para la caracterización del terreno: Aplicación en el SE de la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante, 242 pp.
- Rosa-Cintas, S., Galiana-Merino, J.J., Molina-Palacios, S., Rosa-Herranz, J., García-Fernández, M. y Jiménez M.J. (2011). Soil characterization in urban areas of the Bajo Segura Basin (Southeast Spain) using H/V, F–K and ESAC methods. *Journal of Applied Geophysics* **75**, 543–557.
- Rosa-Cintas, S., Galiana-Merino, J.J., Rosa-Herranz, J., Molina, S., y Martínez-Esplá J.J. (2012). Polarization analysis in the stationary wavelet packet domain: Application to HVSR method. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **42**, 246–254.
- Rosa-Cintas, S., Galiana-Merino, J.J., Rosa-Herranz, J., Molina, S. y Giner-Caturla, J. (2013). Suitability of 10 Hz vertical geophones for seismic noise array measurements based on frequency-wavenumber and extended spatial autocorrelation analyses. *Geophysical Prospecting*, **61** (s1), 183–198.
- Rosa-Cintas, S., Galiana-Merino, J.J., Alfaro, P. y Rosa-Herranz, J. (2014). Optimizing the number of stations in arrays measurements: Experimental outcomes for different array geometries and the f–k method. *Journal of Applied Geophysics* **102**, 96–133.
- Rosset P., De la Puente A., Chouinard L., Mitchell D. et Adams J. (2002). Site effect assessment at small scales in urban areas: a tool for preparedness and mitigation. *Proceedings of Improving Post-Disaster Reconstruction in Developing Countries*. Montreal, Canada.
- Ruiz Constán A., Galindo Zaldívar J., Pedrera A., Célrier B., and Marín Lechado C. (2011). Stress distribution at the transition from subduction to continental collision (northwestern and central Betic Cordillera). *Geochem. Geophys. Geosyst.* **12**, Q12002, 10.1029/2011GC003824
- Salazar W. and Kazuo S. (2002). Spectral and amplification characteristics in San Salvador city (El Salvador) for upper-crustal and subduction earthquakes. *The eleventh Japan earthquake Engineering Symposium*.
- Salazar W., Sardina V. and Cortina J. (2007). A hybrid inversion technique for the evaluation of source, path and site effects employing S-wave spectra for subduction and upper-crustal earthquakes in El Salvador. *Bull. Seismo. Soc. Am.* **97**, 208-221.
- Sambridge M. (1999a). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm: I. Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.* **138**, 479-494.
- Sambridge M. (1999b). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm: II. Appraising the ensemble, *Geophys. J. Int.* **138**, 727-746.
- Sambridge M. y Drijkoningen G.G. (1992). Genetic algorithms in seismic waveform inversion. *Geophysical Journal International* **109**, 323–342.
- Sánchez D., Carrasco F., y Andreo B. (2008). Proposed methodology to delineate bodies of groundwater according to the European water framework directive. Application in a pilot Mediterranean river basin (Málaga, Spain). *Journal of Environmental Management* **90**, 1523–1533.
- Sánchez Gómez M. (1997). Emplazamiento intracortical y desmembramiento extensional de los cuerpos peridotíticos de Ronda y del Rif (Arco de Gibraltar). Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 237 pp.

- Santibáñez D. (2006). Determinación del potencial de licuefacción de suelos no cohesivos saturados bajo cargas sísmicas usando el ensayo de penetración estándar. Tesis Doctoral. Universidad Austral de Chile, Chile.
- Sanz de Galdeano C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, **172**: 107-119.
- Sanz de Galdeano C., Pélaez J. A. y López C (2003). Seismic potentiality of the main faults in the Granada Basin (South of Spain), *Pure and Applied Geophysics*, **160**, 1537-1556.
- Sanz de Galdeano C. y Peláez J. (2011). Fallas activas en la cordillera bética. Editorial Universidad de Granada.
- Satoh T., Fushimi M., and Tatsumi Y. (2001). Inversion of strain-dependent nonlinear characteristics of soils using weak and strong motions observed by borehole sites in Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**(2), 365-380.
- Satoh T., Kawase H., and Matsushima S. (2001). Differences between characteristics obtained from microtremors, S-wave, P-waves and Cudas. *Bull. Seism. Soc. Am.* **91** (2), 313-334.
- Satoh T., Kawase H., Iwata T., Higashi S., Sato T., Irikura K. and Huang H. (2001). S-Wave Velocity Structure of the Taichung Basin, Taiwan, Estimated from Array and Single-Station Records of Microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**, 1267-1282.
- Scherbaum F., Hinzen K. G. and Ohrnberger M. (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations, *Geophys. J. Int.*, **152**, 597-612.
- Seber D., Barazagi M., Iberbrahim A. y Demnati A. (1996). Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rift-Betic mountains. *Nature* **379**, 785-790.
- Serrano F. y Guerra A., (2004). Geología de la provincia de Málaga. Diputación provincial de Málaga, Málaga.
- SESAME (2003). Site Effects Assessment Using Ambient Excitations. SESAME European research project WP03 Deliverable D09.03. European Commission –Research General Directorate Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME.
- SESAME (2005). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation. SESAME European research project WP12 – Deliverable D23.12. European Commission – Research General Directorate Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME.
- SESAME (2005). Report on FK/SPAC Capabilities and Limitations, WP06 - Derivation of dispersion curves, SESAME-Project, EVG1-CT-2000-00026, Report-Nr.: D19.06, <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>
- Silva W., Bartling D. and Spitzer C. (2000). PEER Strong Motion Database. Pacific Earthquake Engineering Research Center. University of California. [http://peer.berkeley.edu/peer\\_ground\\_motion\\_database](http://peer.berkeley.edu/peer_ground_motion_database)
- Stewart J., On-Lei Kwok A., Hashash Y., Matasovic N., Pyke R., Wang Z., and Yang Z. (2008). Benchmarking of Nonlinear Geotechnical Ground Response Analysis Procedures. Pacific Earthquake Engineering Research Center College of Engineering University of California, Berkeley. *PEER Report*. 186 pp.
- Stich D., Serpelloni E., Mancilla F. y Morales J. (2006). Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* **426**, 295-317.
- Stokoe K. Rix H. II, G. J. and Nazarian S. (1989). In Situ Seismic Testing with Surface Waves, In *Proc. XII Intl. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, 331- 334.
- Strollo A., Bindi D., Parolai S. y Jäckel K.-H. (2008a). On the suitability of 1s geophone for ambient noise measurements in the 0.1-20 Hz frequency range: experimental outcomes. *Bulletin of Earthquake Engineering* **6**, 141–147.

- Stucchi M., Albini P., Camassi R., Musson R.M.W. y Tatevossian R. (2001). Main results of the Project BEECD "A Basic European Earthquake Catalogue and a Database for the evaluation of long-term seismicity and seismic hazard". En: Ghazi A. y M. Yeroyanni (Eds.), *Seismic risk in the European Union*, vol. III, Brussels-Luxembourg.
- Suzuki T. (1933). Amplitude of Rayleigh on the surface of a stratified medium. *B. Earthq. Res. I. Tokyo* **11**, 187-194.
- Tada, T., Cho I., and Shinozaki Y. (2007). Beyond the SPAC method: exploiting the wealth of circular-array methods for microtremor exploration, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **97**, 2080- 2095.
- Tada, T., Cho I., and Shinozaki Y. (2009). New Circular-Array Microtremor Techniques to Infer Love-Wave Phase Velocities, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **99**, 2912-2926.
- Taga, N. (1993). Earthquake motion and ground conditions, (Ed. The Architectural Institute of Japan), Tokyo. pp. 315-325.
- Talhaoui A., Iben Brahim A., Aberkan M. H., Kasmi M. and El Mouraouah A. (2004). Seismic microzonation and site effects at al Hoceima city, Morocco. *Journal of Earthquake Engineering*, **8(4)**, 585-596.
- Tarantola A. (1987). Inverse problem theory: methods for data fitting and model parameter estimation. Elsevier, Amsterdam.
- Thanassoulas, C. and Tsokas, G.N. (1986). A simple basic program for computing terrain corrections on a microcomputer. *Computers & Geosciences*, **12** (1), 89-91.
- Theodoulidis N., Cultrera G., De Rubeis V., Cara F., Panou A., Pagani M. y Teves- Costa P. (2008). Correlation between damage distribution and ambient noise H/V spectral ratio: the SESAME project results. *Bull. Earthquake Eng.* **6**, 109-140.
- Tobita J., Fukuwa N. and Nakano M. (2000). Estimation of deep and shallow soil structures using H/V spectrum of densely measured microtremor records. *Proceedings of the International Conference on Geotechnical & Geological Engineering*. Paper 0645.
- Tokimatsu K. y Miyadera Y. (1992). Characteristics of Rayleigh waves in microtremors and their relation to underground structures. *Journal of Structural and Construction Engineering* **439**, 81-87.
- Troncoso J. (1992). Fundamentos de Ingeniería Geotécnica Antisísmica. Santiago. Ediciones Universidad Católica de Chile.
- Tuladhar R., Yamazaki F., Warnitchai P. and Saita J. (2004). Seismic microzonation of the greater Bangkok area using microtremor observations. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **33(2)**, 211-225.
- Udías A. y Muñoz, D. (1979). The Andalusian earthquake of 25 December 1884, *Tectonophysics*, **53**, 291-299.
- UNESCO-IAEG (1976). Engineering geological mapping: A guide to their preparation, Commission on Engineering Geological Maps of the IAEG. Earth Sciences, 15, The Unesco Press, 79 p.
- Vegas R. (1991). Present-Day Geodynamics of the Ibero-Maghrebian Region. En: Mezcua, J. y A. Udías (Eds.), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Monografías Instituto Geográfico Nacional: 193-203.
- Verderame G., Iervolino I., and Manfredi G. (2009). Elastic period of existing RC-MRF buildings. *Eurocode 8 Perspectives from the Italian Standpoint Workshop*, 79-94.
- Vidal F. (1986). Sismotectónica de la región Béticas-Mar de Alborán. Tesis Doctoral, Universidad Granada, 457 p.
- Vidal F. y Feriche M. (2005). Bases técnicas para la elaboración del Plan de Emergencias ante Riesgo Sísmico de Andalucía. Proyecto SISMOSAN. Informe preliminar.
- Vincent B. (1986). El terremoto de Málaga de 1680. *Historia* **16** 120, 32-33.



- Visser R.L.M., Platt J.P., and Van der Wal D. (1995). Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics* **14**, 786-803
- Wathelet M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion. PhD thesis, University of Liège, Belgium.
- Wathelet M. (2006). Geopsy Manual.
- Wathelet M. (2008). An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical research letters*, vol. 35, issue 9.
- Wathelet M., Jongmans D. and Ohrnberger M. (2004). Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, *Near Surface Geophysics* **2**, 211-221.
- Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M. y Bonnefoy-Claudet S. (2007). Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. *J. Seismol* **12**:1-19
- Xia J., Miller R.D., Park C.B. y Tian G. (2003). Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes. *Journal of Applied Geophysics* **52** (1), 45–57.
- Yamanaka H. and Ishida H. (1996). Application of Genetic algorithms to an inversion of surfacewave dispersion data. *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 436-444.
- Yamanaka H., Takemura M., Ishida H., and Niwa, M. (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bull. Seism. Soc. Am.* **84(6)**, 1831–1841.
- Zamora M. y Roselló M.R (1980). El terremoto que asoló Málaga en 1680. Publicado en cuatro capítulos para el periódico Sol de España, en las fechas 25/10/1980 (pp. 14-15), 26/10/1980 (pp. 16-17), 29/10/1980 (pp. 14-15), y 30/10/1980 (p. 13). Biblioteca de la Diputación Provincial de Málaga. Biblioteca Cánovas del Castillo. Málaga.

## Anexo I. EVALUACIÓN NUMÉRICA MEDIANTE DEEPSOIL

DEEPSOIL es un programa de análisis de respuesta de sitio 1D, elaborado por Hashash Y. y Musgrove M. de la Universidad de Illinois (2002). Este programa es válido para análisis no lineal y análisis lineal equivalente.

Para el caso del análisis lineal equivalente, la modelización de la columna y la dotación de los valores de los parámetros para el programa Deepsoil v5.1, se lleva a cabo mediante cinco pasos. En el flujograma de la figura 1 se muestra el orden del proceso.

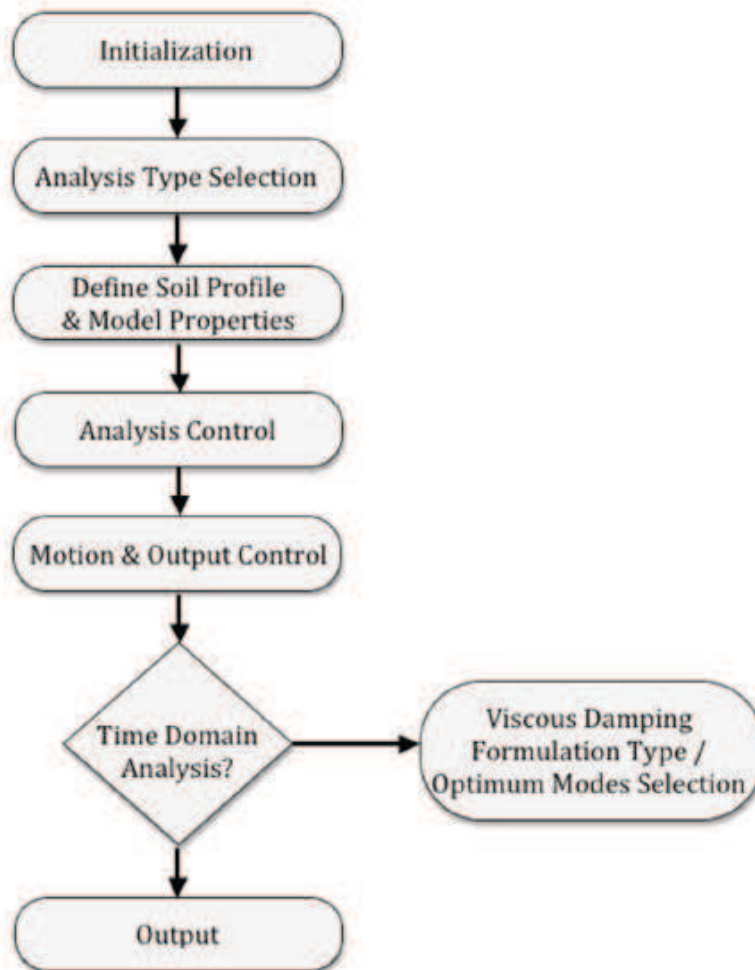


Fig. 1. Flujoograma del DEEPSOIL

En el **primer paso (inicialización)**, entre otras cosas, se debe definir si se va a emplear un objeto de movimiento (Standard Mode) o más de uno (Batch Mode) (Fig. 2).

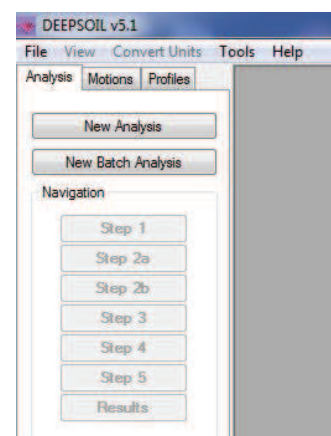


Fig. 2 Inicialización

En el **segundo paso (Selección del tipo de análisis)** (Fig. 3) se define el número de capas en las que se va a dividir la columna de suelo, y se elige el método de análisis que se va a emplear (Si se opta por el dominio de la frecuencia, se emplearía el método lineal o lineal equivalente, o si en cambio se opta por el dominio del tiempo, se usaría el método lineal o el no-lineal), el tipo de parámetro con el cual se van a definir las propiedades de cizalla (Módulo de cizalla o la velocidad de la onda de cizalla), el tipo de unidades a emplear (Inglesas o métricas), la clase de análisis (De esfuerzo total o de esfuerzo efectivo), el método para definir la curva del suelo (Para el método lineal equivalente se elegiría entre el análisis de puntos discretos o el del modelo hiperbólico de presión-dependiente, y para el método no-lineal, entre el análisis MRDF del modelo hiperbólico de presión-dependiente o el del modelo hiperbólico de presión-dependiente), y las condiciones limitantes (permeable o impermeable). Hay que tener en cuenta que la opción de esfuerzo efectivo, sólo está disponible para un análisis no-lineal (Dominio del tiempo).

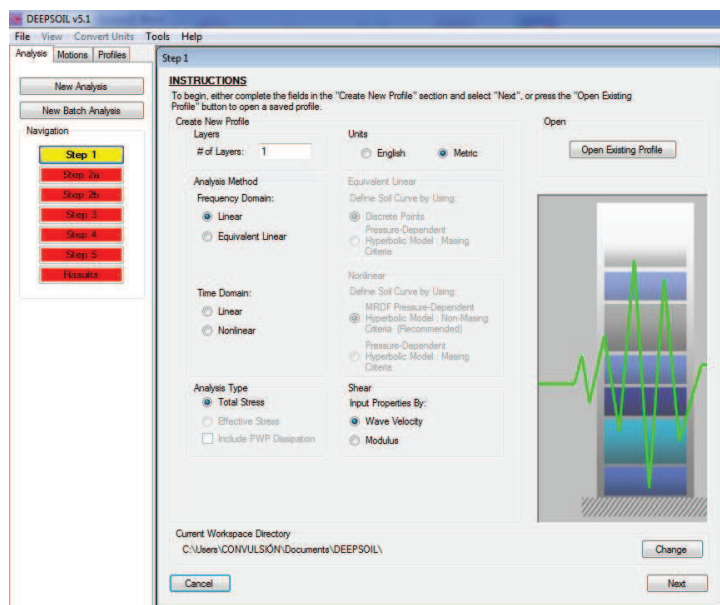


Fig. 3. Selección del tipo de análisis

El **tercer paso (Define Soil Profile & Model properties)** está secuenciado en dos partes. En la primera se debe definir el perfil del suelo y especificar las propiedades de cada capa (Fig. 4). Según el tipo de análisis seleccionado en el paso anterior, se requerirán unos u otros parámetros específicos. Para el análisis lineal equivalente se precisa del espesor de la capa, el peso específico y la velocidad de onda de cizalla de cada capa. Este análisis emplea un procedimiento iterativo en la selección de las propiedades del suelo del módulo de cizalla y de la razón de amortiguamiento. En este caso, estas propiedades son definidas mediante puntos discretos. Según esta opción, el  $G/G_{max}$  (-) y la razón de amortiguamiento (%) son definidas como funciones de la deformación de cizalla (%) para la profundidad de cada capa. Para definir dichas curvas para cada capa creada, se debe clicar sobre el comando “*Material properties*”, desplegándose una nueva pantalla, en la cual se debe especificar la naturaleza del suelo de la capa (cohesivo o granular), el índice de plasticidad en el caso de que el suelo sea arcilloso, el modelo que se va a emplear y los valores de los parámetros que definen a éste (Fig. 5).

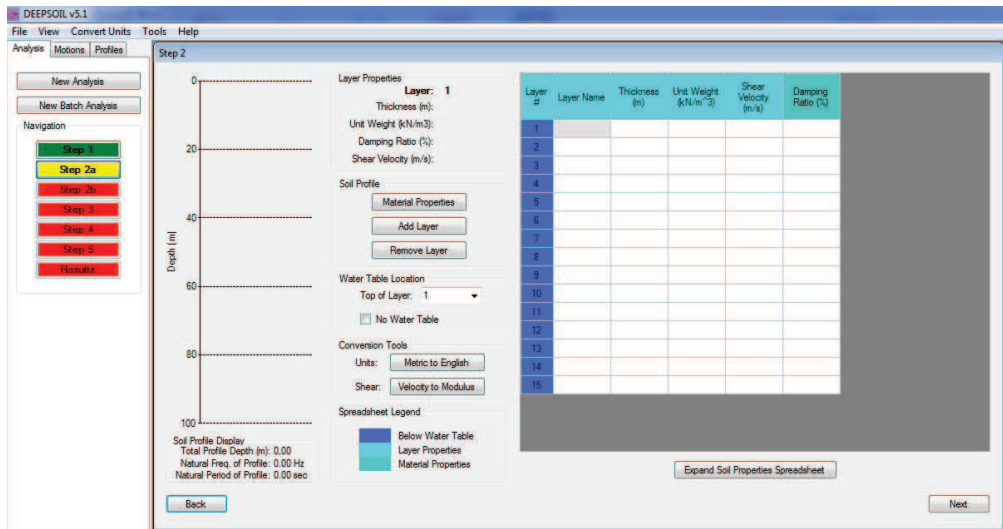


Fig. 4. Asignación de los valores a los parámetros de cada capa.

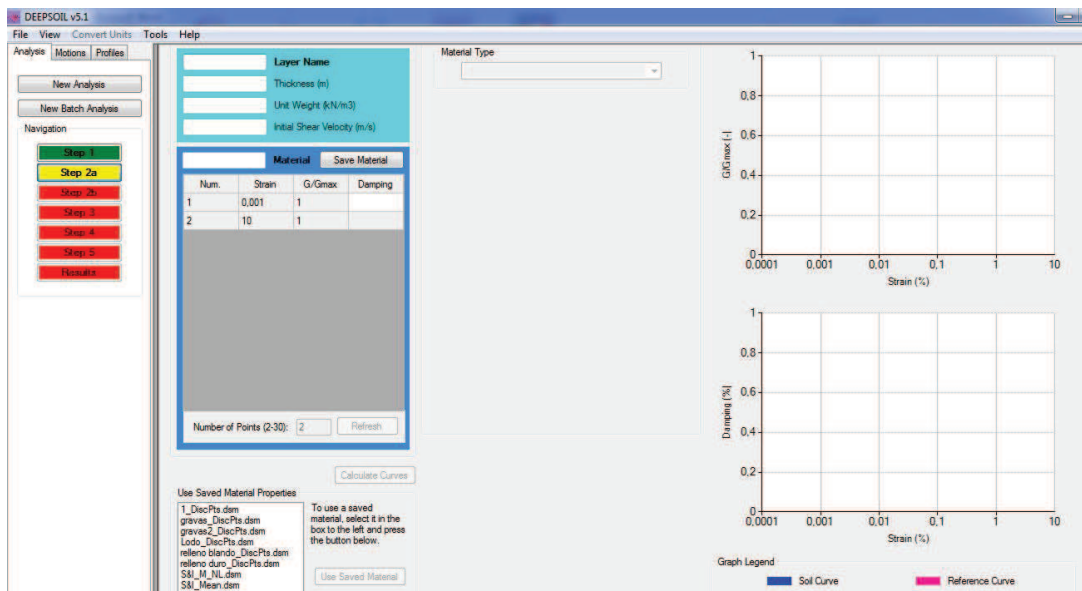


Fig. 5. Material properties.

Para completar la definición del suelo y las propiedades del modelo, una vez definidas las capas de suelo, el programa muestra tres nuevas pantallas en las que delinea el esfuerzo de cizalla implicado frente a la profundidad, el esfuerzo de cizalla normalizado (Esfuerzo de cizalla dividido por el esfuerzo vertical efectivo) implicado frente a la profundidad, y el ángulo de fricción implicado frente a la profundidad. El esfuerzo de cizalla es calculado a partir del módulo de reducción de las curvas definidas anteriormente, mientras que mediante el máximo valor del esfuerzo de cizalla, se calcula el ángulo de fricción implicado. Si los valores obtenidos para los esfuerzos o ángulos de fricción implicados son poco razonables, se debería considerar modificar las curvas del módulo de reducción para cada capa, con el objetivo de proporcionar un esfuerzo o ángulo de fricción más realista.

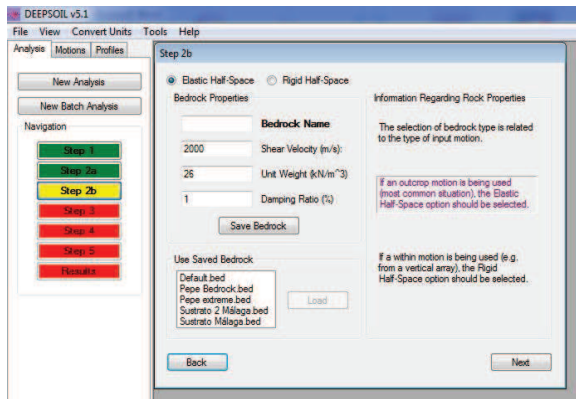


Fig. 6 Definición de las propiedades de la roca/half-space

En la segunda parte del tercer paso, se deben definir las propiedades de la *roca/half-space*, que delimita la base de la columna de suelo (Fig. 6). Para comenzar se debe seleccionar si se trata de un *Rigid Half-Space* o un *Elastic Half-Space*. Es mejor seleccionar el primer caso para objetos de movimiento asociados al interior de la columna, y el segundo caso para objetos asociados al outcrop. Si se emplea *Half-Space*, no son necesarios parámetros de entrada, y se opta por el *Elastic Half-Space*, se debe dotar de valores a la velocidad de las ondas de cizalla, al peso específico y razón de amortiguamiento del sustrato.

**En el cuarto paso (Analysis Control)**, se deben especificar opciones inherentes al tipo de análisis (Dominio del tiempo o dominio de la frecuencia) que se haya escogido anteriormente (Fig. 7). En el caso del dominio de la frecuencia, las opciones son:

- Número de iteraciones: Se debe especificar el número de iteraciones para el desarrollo del análisis lineal equivalente.
- Tipo de Transformada de Fourier:
  - Transformada rápida de Fourier: Es un algoritmo computacional donde  $N$  es una potencia de 2. El tiempo que se toma para completar la transformada es proporcional a  $N \log_2 N$ . Este método es mucho más eficiente que la Transformada de Fourier Discreta.
  - Transformada de Fourier Discreta: El tiempo que se toma para completar esta transformada es proporcional a  $N^2$ .
- Razón de la deformación de cizalla efectiva: Cuando se representa un análisis lineal equivalente, la deformación efectiva debe ser definida. Una deformación efectiva de cizalla, calculada como un porcentaje de la deformación máxima, es usada para obtener nuevas estimaciones del módulo de cizalla y la razón de amortiguamiento. El valor recomendado es 0.65 (65%).
- Módulo de cizalla complejo: DEEPSOIL permite elegir entre tres tipos de formulaciones de módulos de cizalla complejos en la representación del análisis del dominio de la frecuencia:
  - Módulo de Cizalla Complejo de Frecuencia Independiente (Kramer, 1996): el módulo de cizalla de frecuencia independiente conlleva el amortiguamiento de la frecuencia independiente, y es de esta forma recomendado para emplearse en el análisis:

$$G^* = G(1 + i2\xi)$$

- Módulo de Cizalla Complejo de Frecuencia Dependiente (Udaka, 1975): el módulo de cizalla de frecuencia dependiente conlleva el amortiguamiento de frecuencia dependiente, y debería ser por lo tanto empleado con cautela. Este es el mismo módulo que se emplea en SHAKE91.

$$G^* = G(1 - 2\xi^2 + i2\sqrt{1 - \xi^2})$$

- Módulo de Cizalla Complejo Simplificado (Kramer, 1996): Esto es una simplificación del módulo de cizalla de frecuencia independiente, definida como:

$$G^* = G(1 - \xi^2 + i2\xi)$$

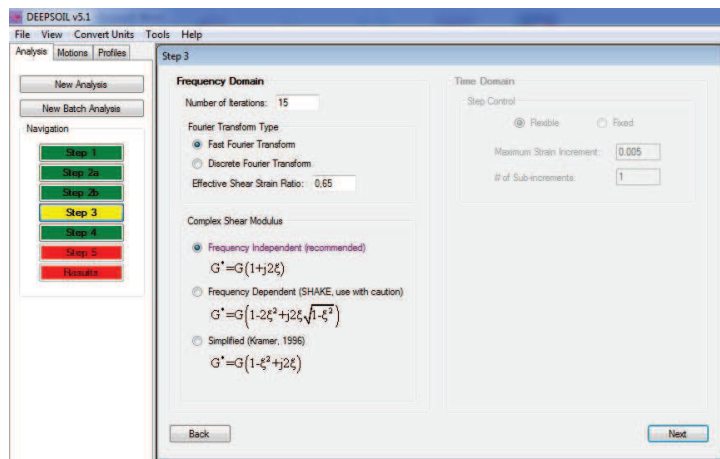


Fig 7. Analysis Control

**En el quinto paso (Motion & Output Control)**, se inserta el objeto de movimiento seleccionado, se eligen las capas del perfil que se desean ser analizadas, el número de puntos de cálculo cuando se haya optado por la Transformada Rápida de Fourier, se elige el método de cálculo del espectro de respuesta y se define su razón de amortiguamiento (Fig. 8). Con respecto al método de cálculo, el programa recomienda el método de frecuencia dependiente.

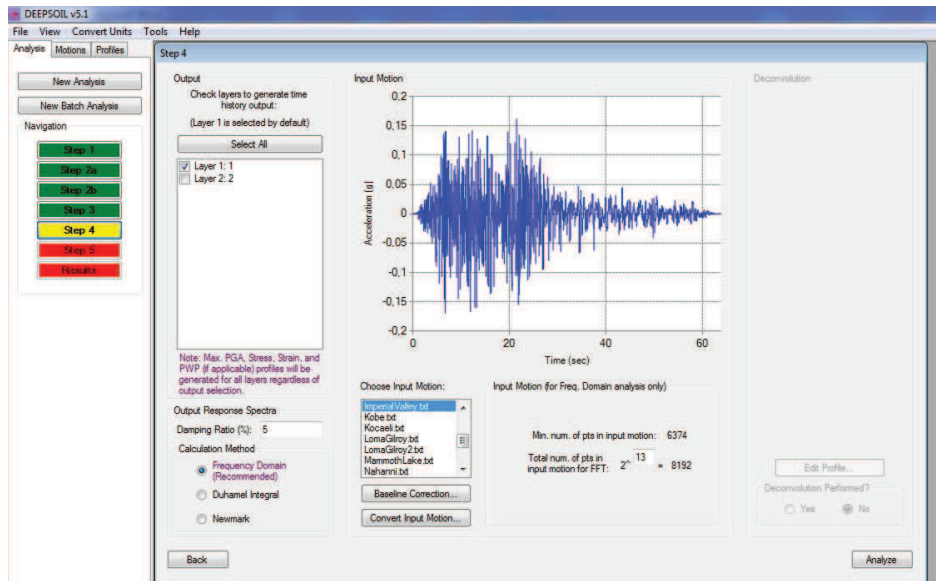


Fig 8. Motion & Output Control

En el quinto y último paso (**Output**), se obtienen los archivos de salida para las capas seleccionadas, tales como acelerogramas, espectro de respuesta, espectros de Fourier, función de transferencia, el perfil del PGA y de la deformación en profundidad, y el esfuerzo y la deformación con respecto al tiempo (Fig. 9).

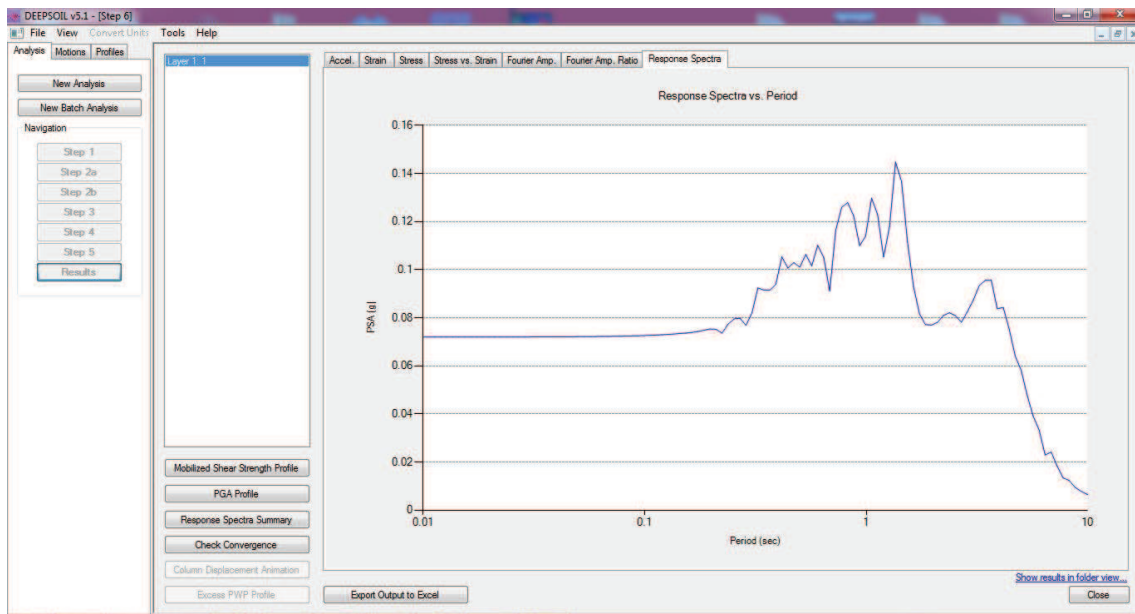


Fig. 9. Espectro de respuesta.

**Anexo II. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL TÉRMINO MUNICIPAL DE MÁLAGA**



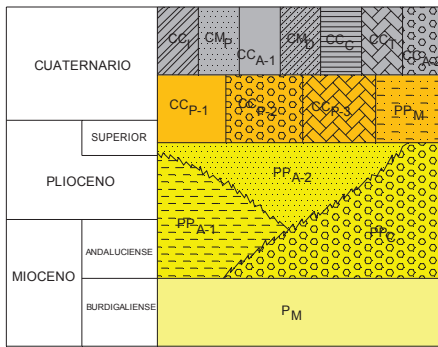
# LEYENDA GEOLÓGICA

## RELLENOS ANTRÓPICOS



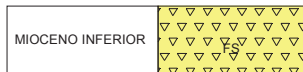
- R Rellenos antrópicos recientes vertidos
- Rc Rellenos antrópicos del casco antiguo de Málaga con espesores superiores a los 5 m

## SEDIMENTOS POST-MANTOS



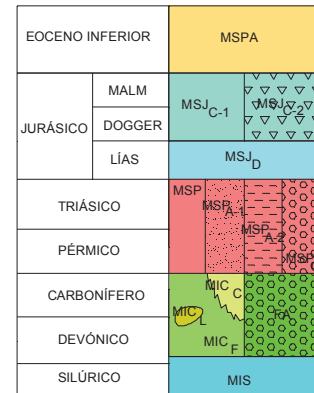
- CC<sub>1</sub> Cuaternario indiferenciado
- CC<sub>p</sub> Playas actuales
- CC<sub>A-1</sub> Aluvial
- CC<sub>A-2</sub> Aluvial con predominancia de grava
- CC<sub>D</sub> Dunas costeras
- CC<sub>C</sub> Conos de deyección
- CC<sub>T</sub> Travertinos
- CC<sub>P-1</sub> Piedemonte
- CC<sub>P-2</sub> Piedemonte con predominancia de gravas
- CC<sub>P-3</sub> Piedemonte con caliche
- PP<sub>M</sub> Calcarenitas y margas
- PP<sub>A-1</sub> Arcillas marrones y grises
- PP<sub>A-2</sub> Arenas y arcillas
- PP<sub>C</sub> Conglomerados
- P<sub>M</sub> Areniscas y conglomerados

## FORMACIÓN SAN ANTÓN



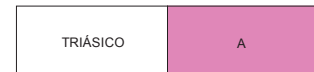
- FS Brechas calizas envueltas en una matriz arcillo-arenosa

## MALÁGUIDE

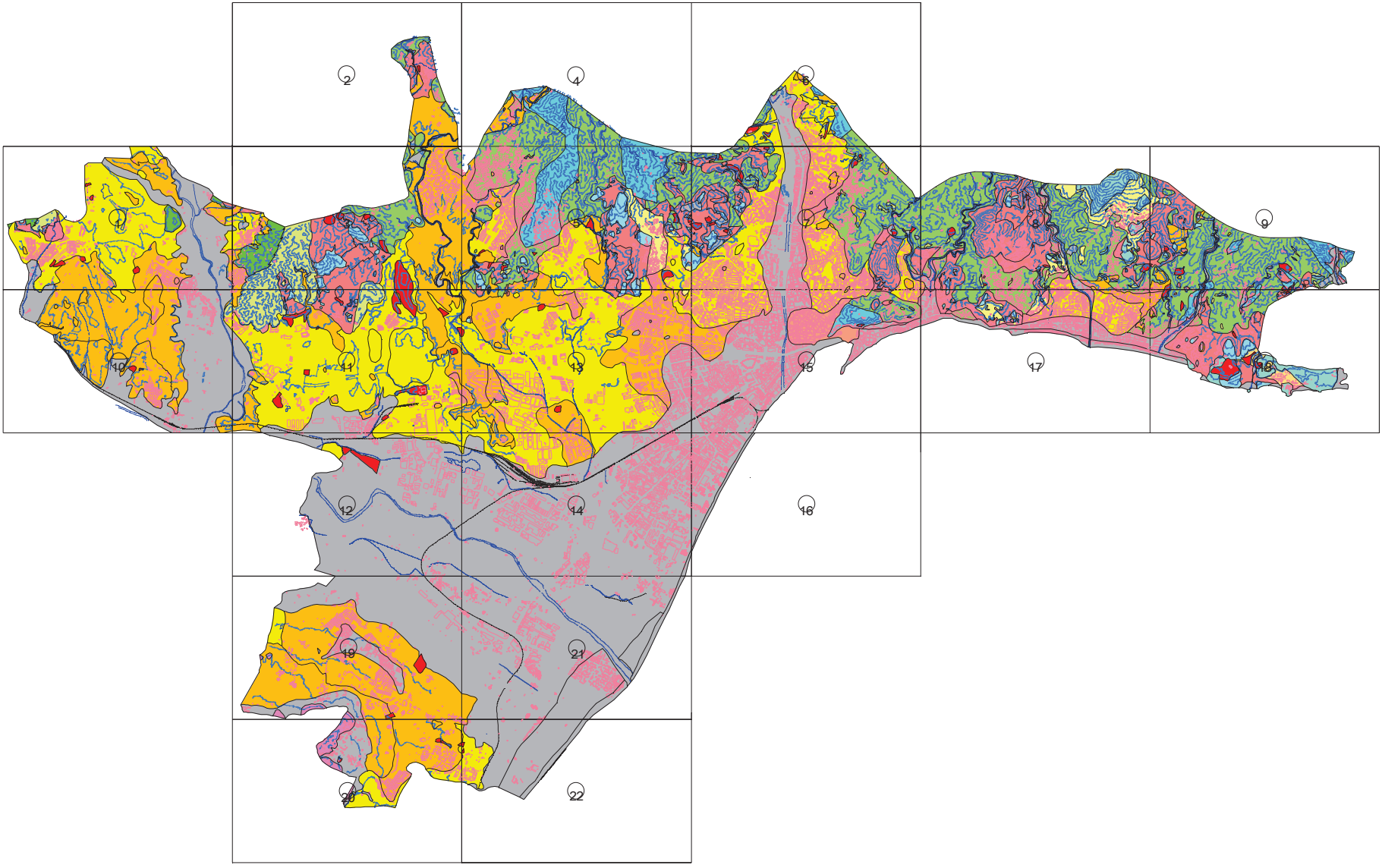


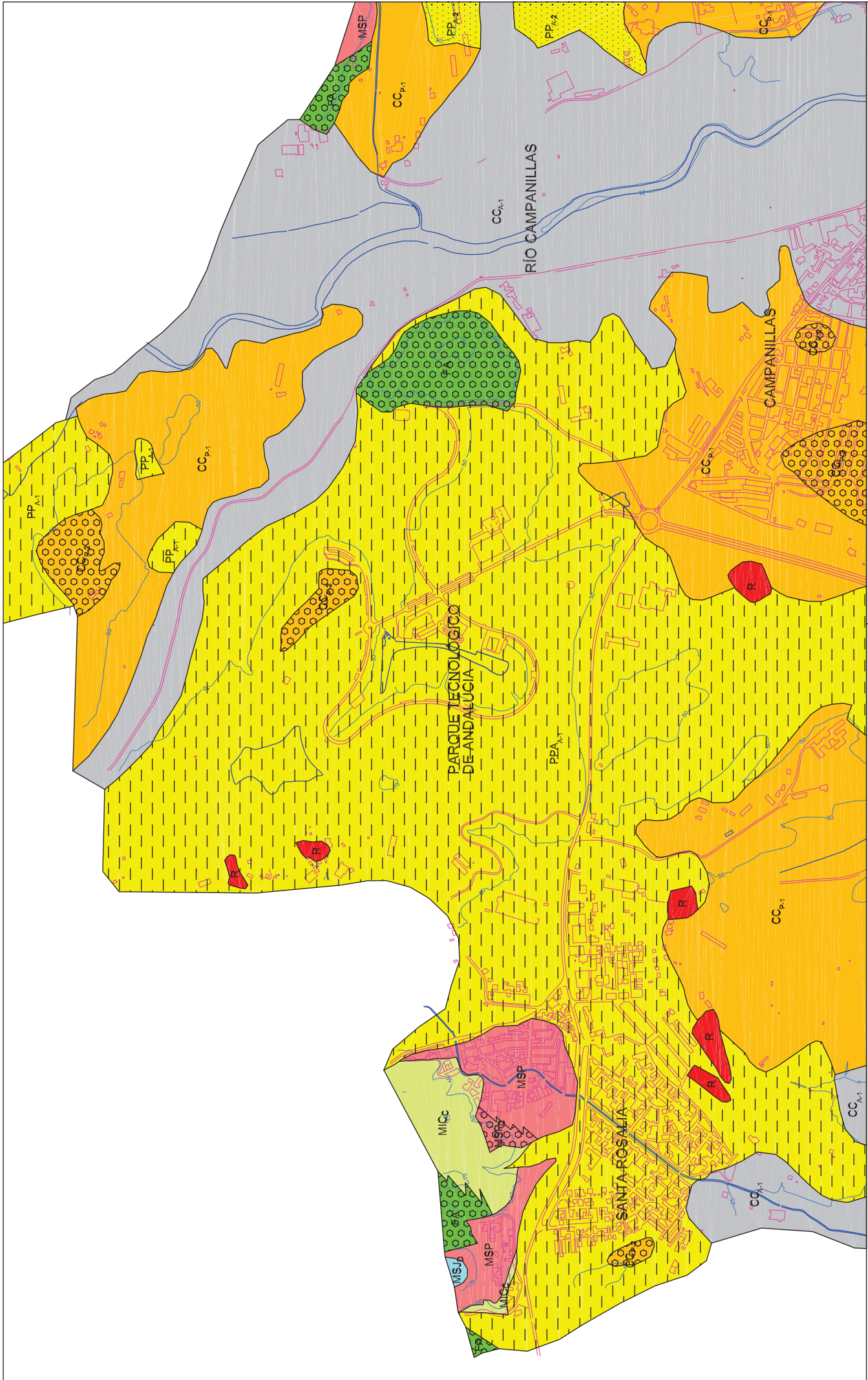
- MSPA Calizas y margas
- MSJ<sub>C-1</sub> Calizas masivas blancas
- MSJ<sub>C-2</sub> Calizas brechificadas
- MSJ<sub>D</sub> Dolomias
- MSP Areniscas, conglomerados, arcillas y yesos
- MSP<sub>A-1</sub> MSP con predominancia de arenisca
- MSP<sub>A-2</sub> MSP con predominancia de arcillas
- MSP<sub>C</sub> MSP con predominancia de conglomerados
- MIC<sub>C</sub> Conglomerados poligénicos
- MIC<sub>L</sub> Liditas
- MIC<sub>F</sub> Filitas
- FA Grauwacas, filitas, microconglomerados poligénicos y radiolaritas
- MIS Filitas, grauwacas y calizas

## UNIDAD DE BLANCA



- A Mármoles azules tableados





RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

ESCALA GRÁFICA



CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

PLANO N.º: 1

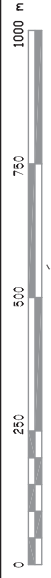
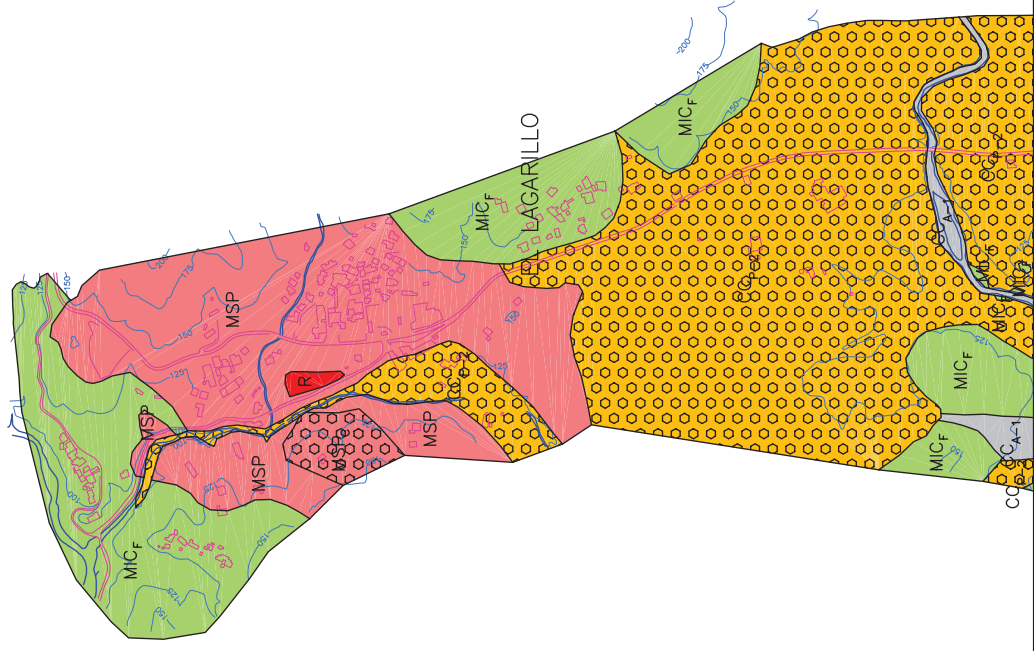
REFERENCIA  
1.2. GEOLÓGICO

JUNIO 2005

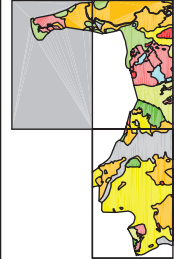
RODRIGO NOGUÉS HIERRO - GEÓLOGO  
ESCALA: 1:10.000

TECNICO COLABORADOR: LOURDES RAMOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE





ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA



CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

RODRIGO NOGUEJAS HIERRO - GEÓLOGO

TECNICO COLABORADOR: LOURDES RAMOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE

ESCALA:

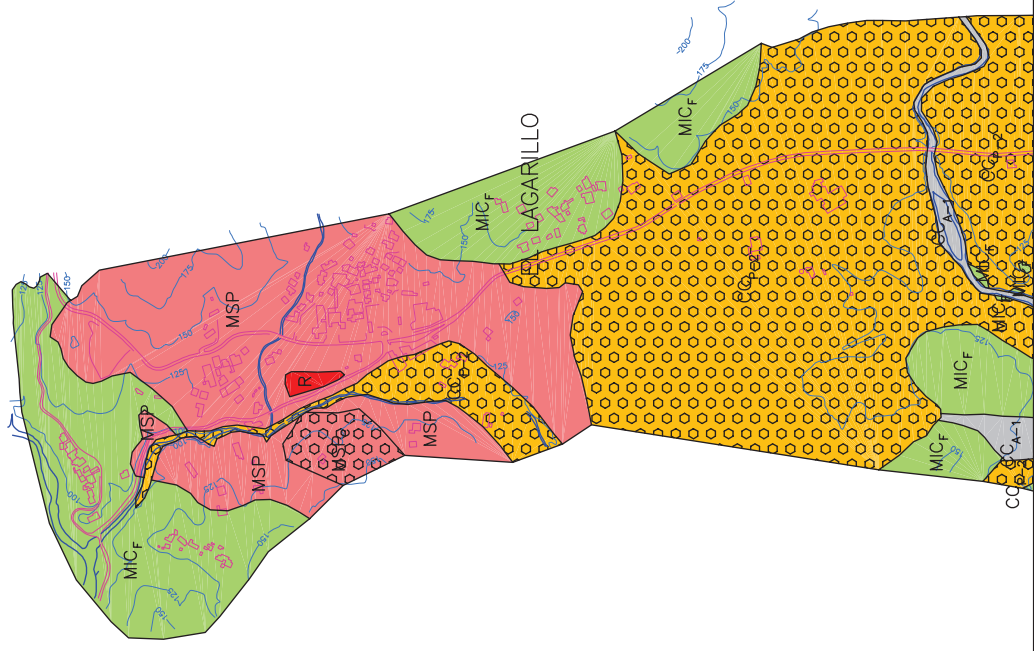
1:10.000

PLANO N.º:2

REFERENCIA

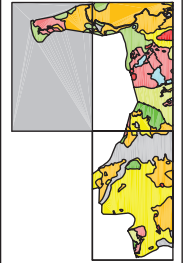
1.3 GEOLÓGICO

JUNIO 2005



0 250 500 750 1000 m

ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA



**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA**

RODRIGO NOGUEJAS HIERRO - GEÓLOGO

TECNICO COLABORADOR: LOURDES RAMOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE

ESCALA:

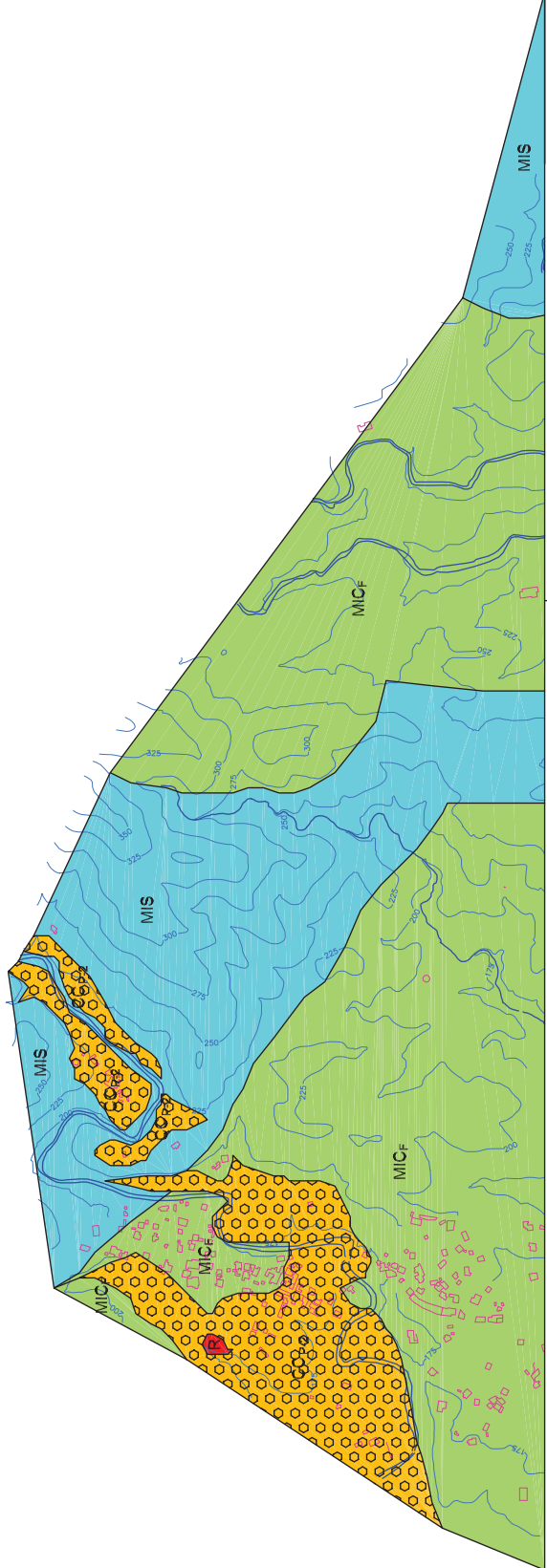
1:10.000

PLANO N.º: 2

REFERENCIA

1.3 GEOLÓGICO

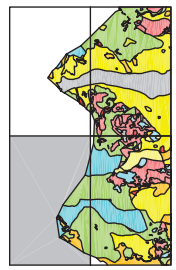
JUNIO 2005



0 250 500 750 1000 m

ESCALA GRÁFICA

RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

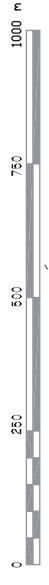
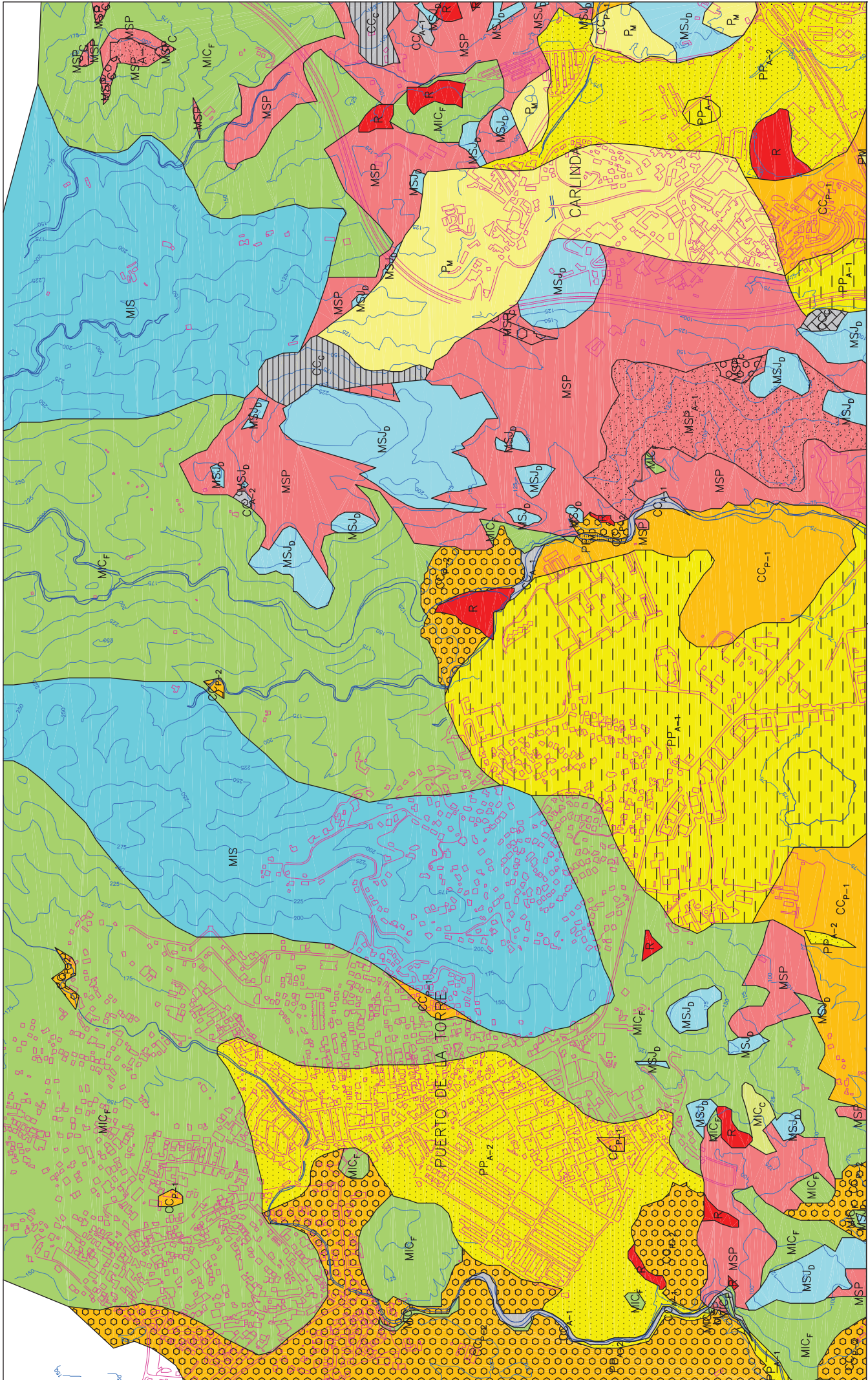


CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

RODRIGO NOGUEJAS HERRERO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍREZ FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE

ESCALA:  
 1:10.000

PLANO N.º: 4  
 REFERENCIA  
 2.1.º GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005



ESCALA GRÁFICA

RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

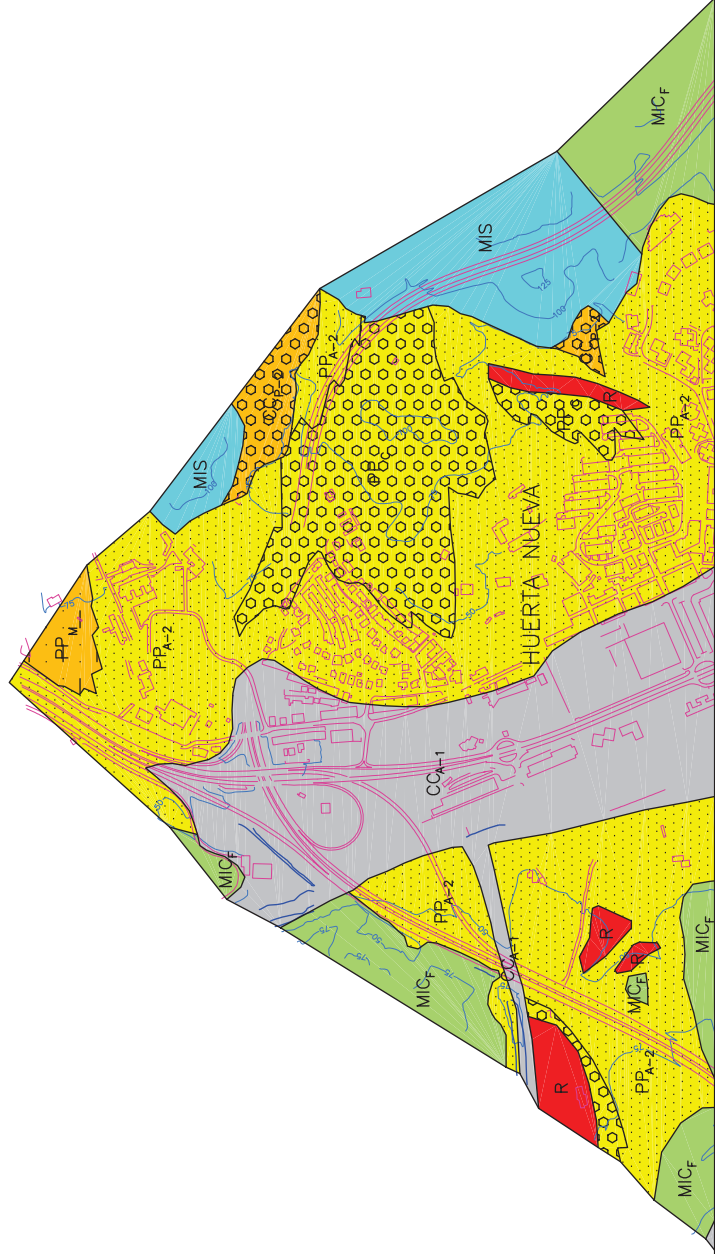


CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

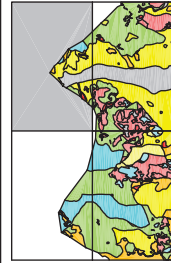
RODRIGO NOGUÉS HIERRO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍOS FLORES - TOPOGRAFO/DELINTEANTE

ESCALA: 1:10.000

PLANO N.º: 5  
 REFERENCIA 2.2 GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

RODRIGO NOGUEJAS HIERRO - GEÓLOGO

TECNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍEZ FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE

ESCALA: 1:10.000

PLANO N.º: 6

REFERENCIA  
2.3 GEOLÓGICO

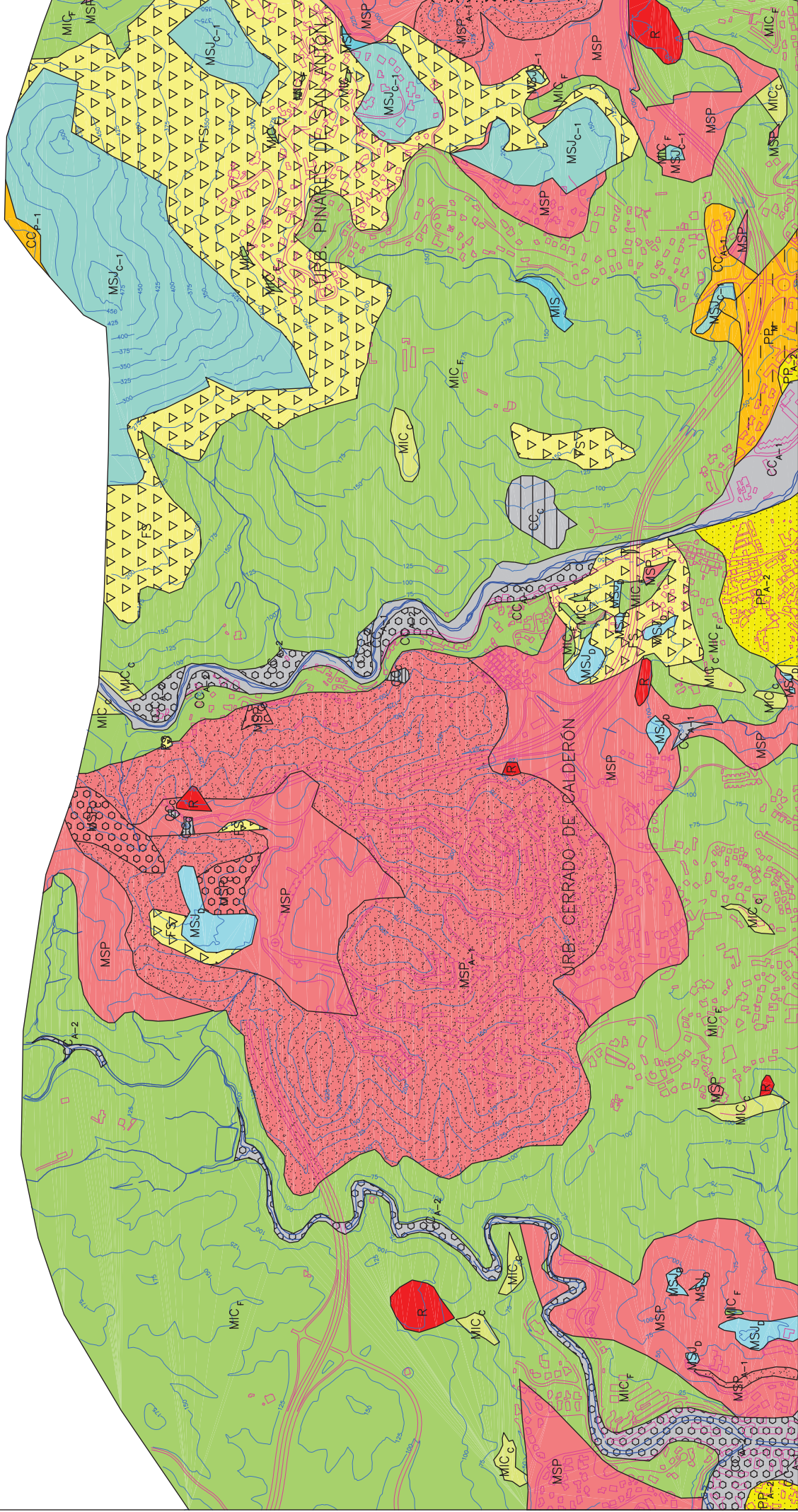
JUNIO 2005





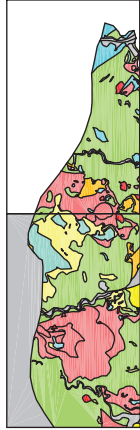






RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

ESCALA GRÁFICA



CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

PODRIGO NOGUERES HIERRO - GEÓLOGO

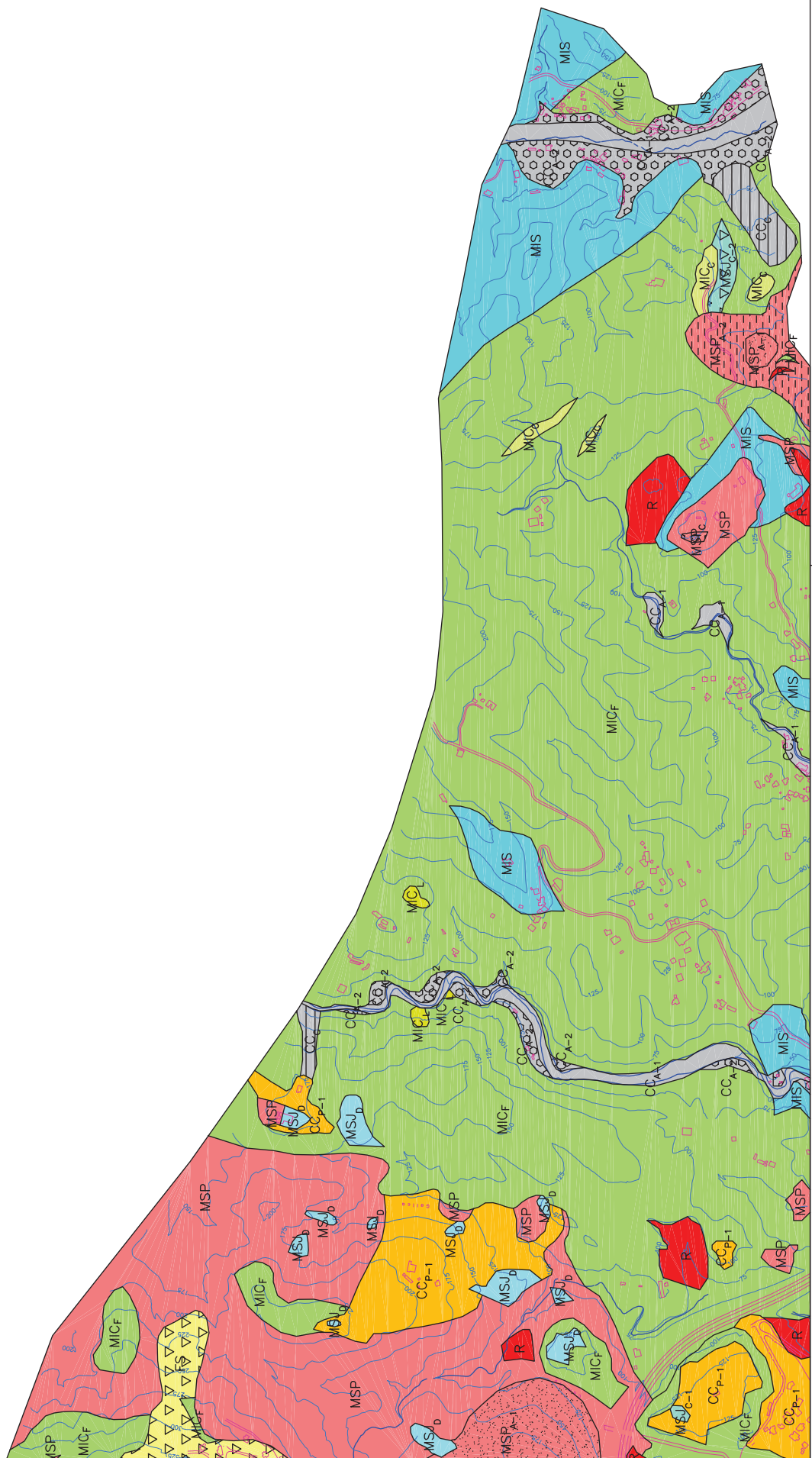
TECNICO COLABORADOR: LOURDES RAMOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE

ESCALA: 1:10.000

PLANO N.º: 8

REFERENCIA 3.2 GEOLÓGICO

JUNIO 2005



0 250 500 750 1000 m

ESCALA GRÁFICA

RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

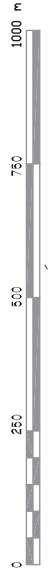
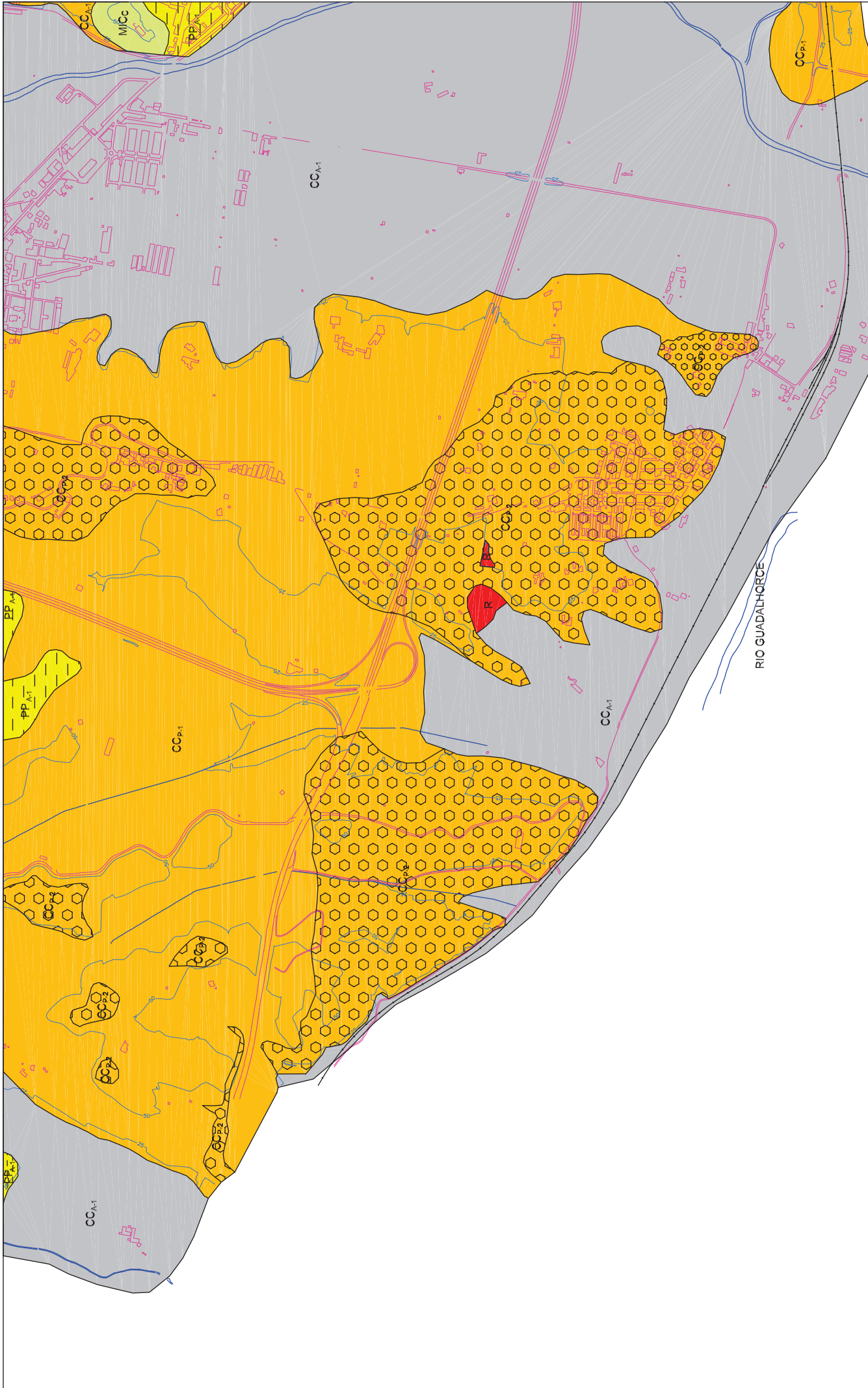
CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

RODRIGO NOGUEJAS HERRERO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍREZ FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE

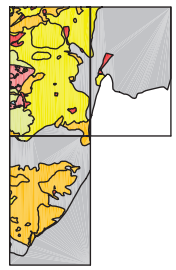
ESCALA: 1:10.000

PLANO N.º: 9  
 REFERENCIA 3.4 - GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005





ESCALA GRÁFICA



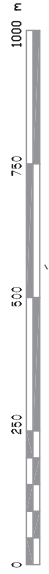
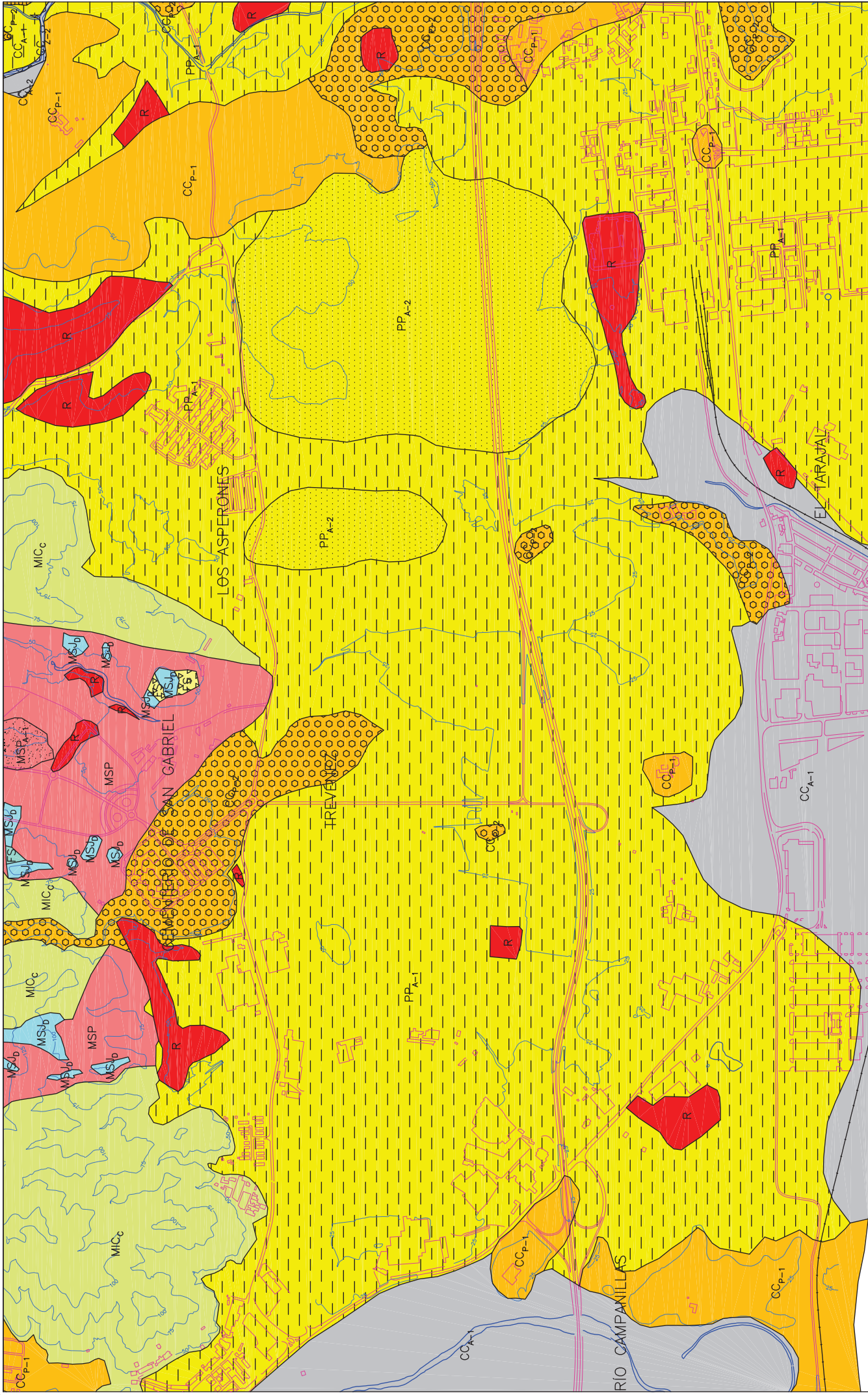
RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA



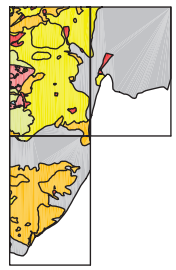
CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

RODRIGO NOGUEJES HIERRO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍREZ FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE  
 ESCALA: 1:10.000

PLANO Nº: 10  
 REFERENCIA  
 4.1 GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

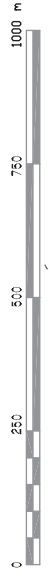
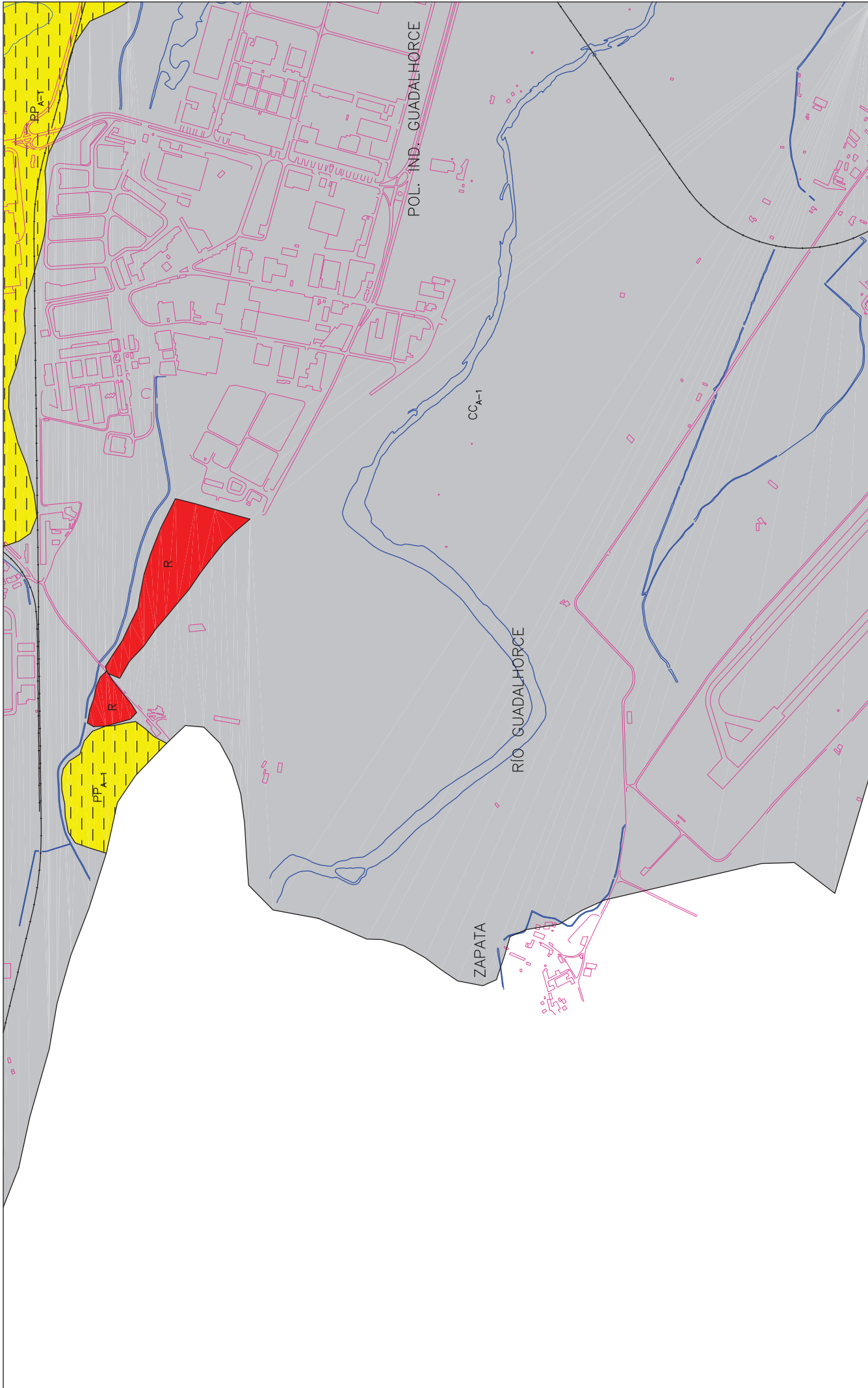


CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

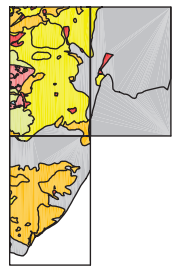
RODRIGO NOGUÉS HIERRO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE

ESCALA: 1:10.000

PLANO N.º: 11  
 REFERENCIA 4.3 - GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

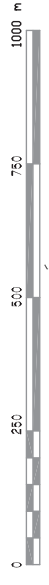
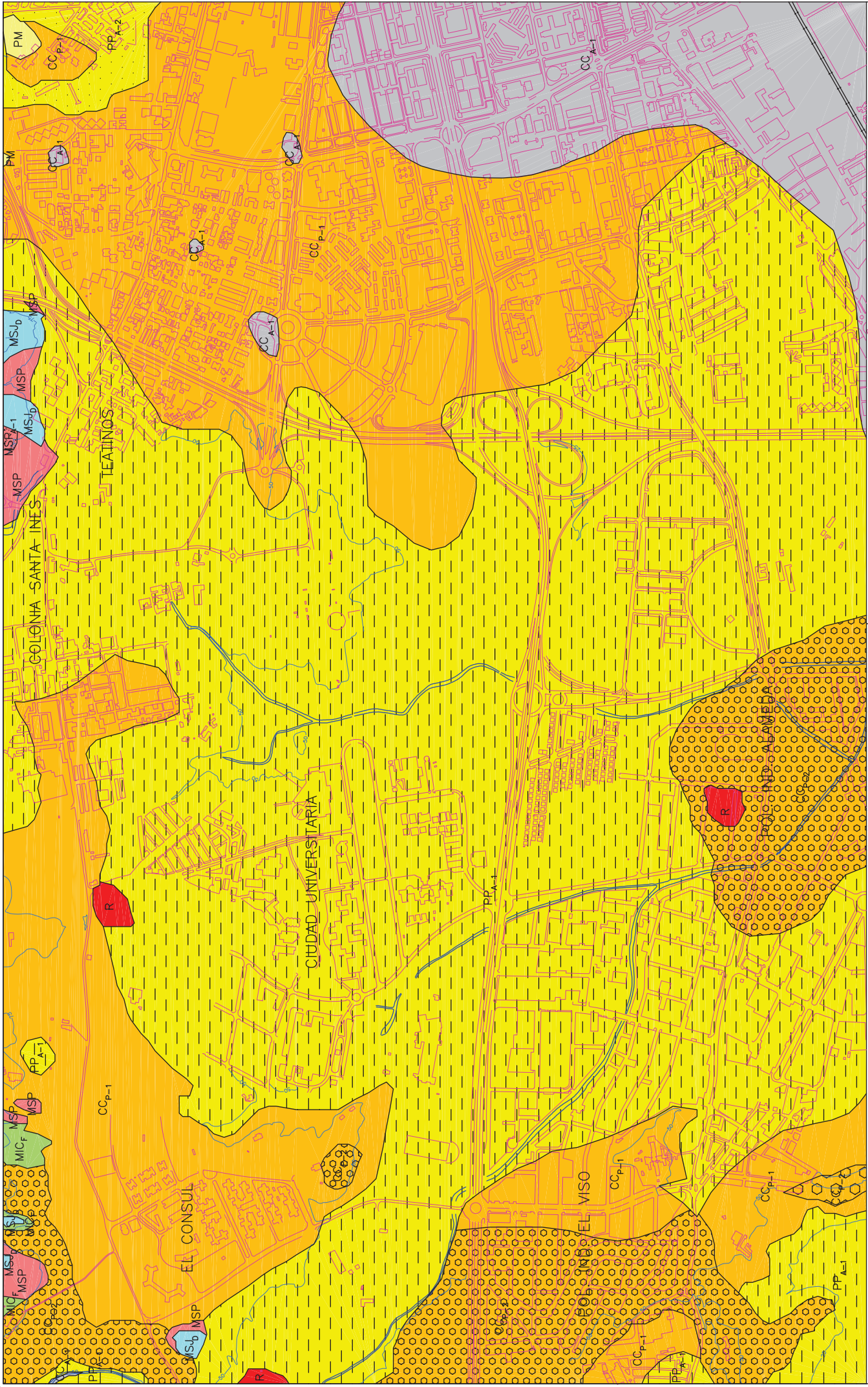
**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA**

RODRIGO NOGUEJAS HIERRO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE  
 ESCALA: 1:10.000

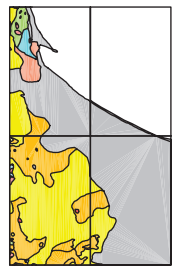
PLANO N.º: 12

REFERENCIA  
 4.4 - GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005





ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA**

RODRIGO NOGUÉS HIERRO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE

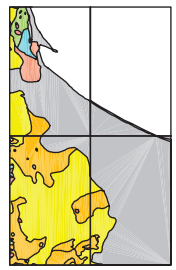
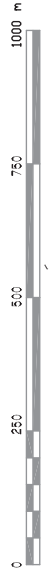
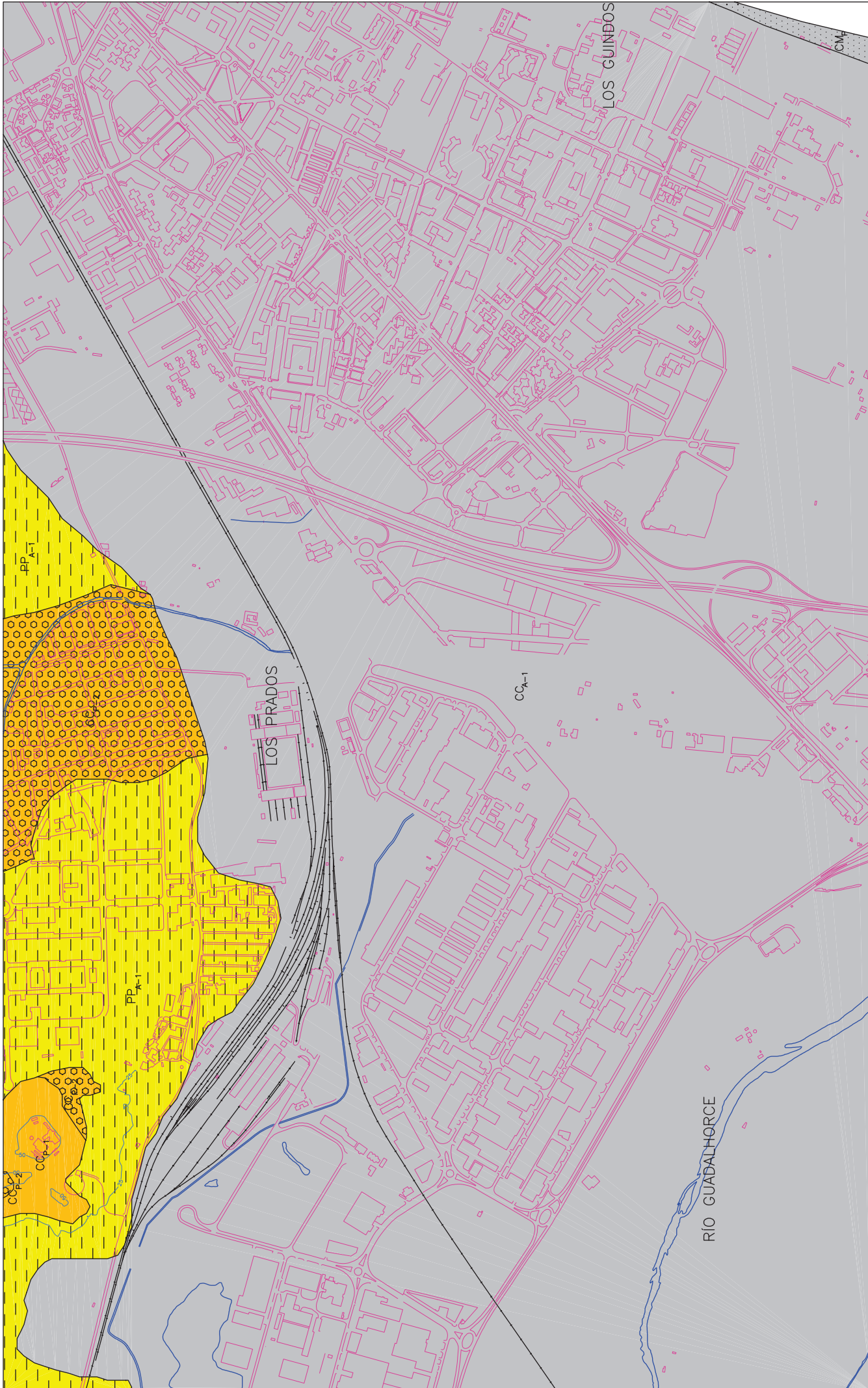
ESCALA: 1:10.000

PLANO Nº: 13

REFERENCIA  
 5.1 GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005







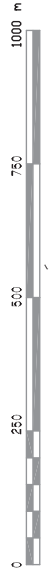
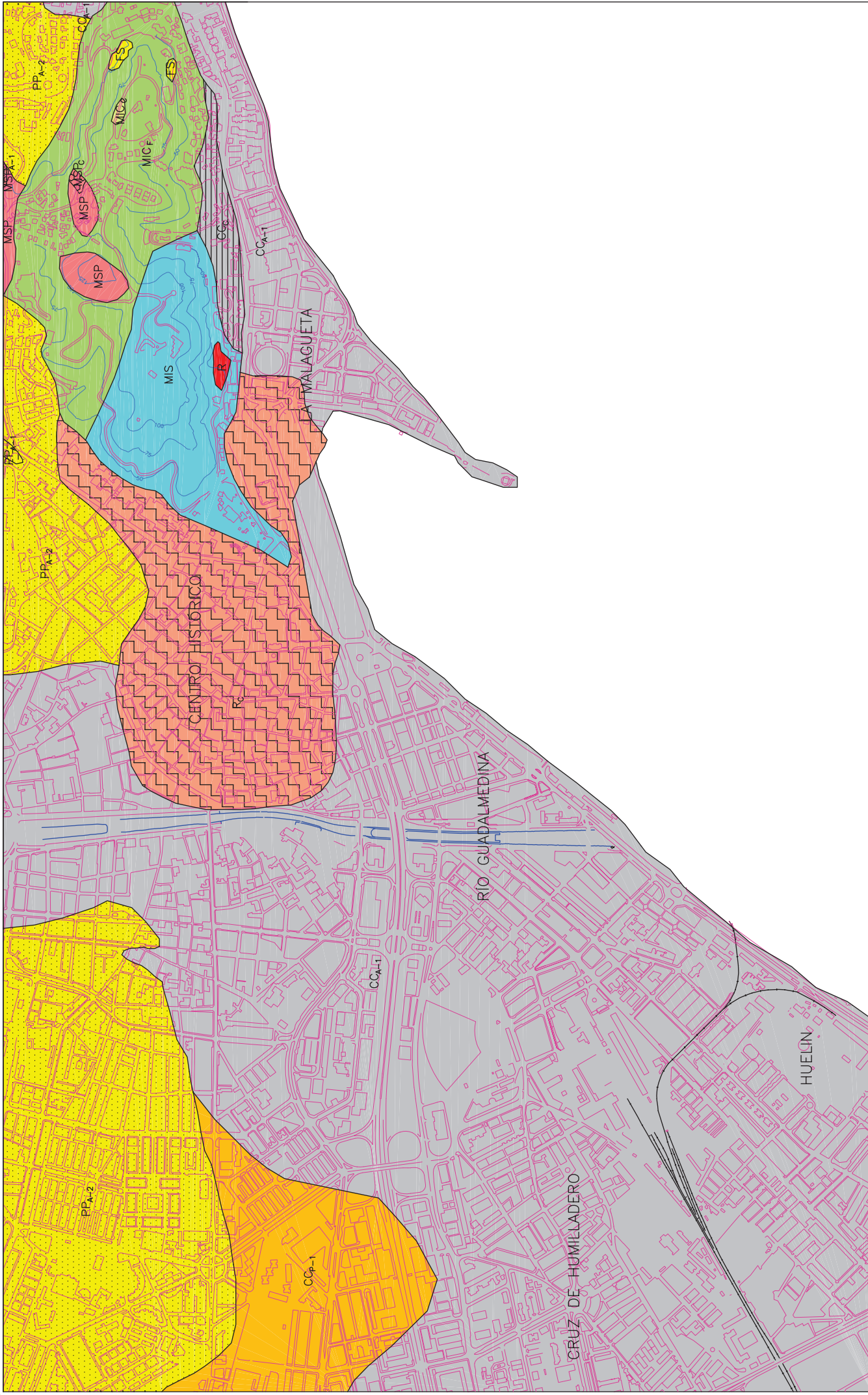
RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA**

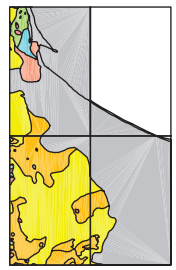
RODRIGO NOGUÉS HIERRO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE  
 ESCALA: 1:10.000

PLANO N.º: 14  
 REFERENCIA  
 5.2 - GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005





ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

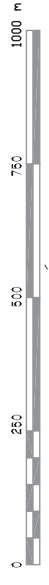
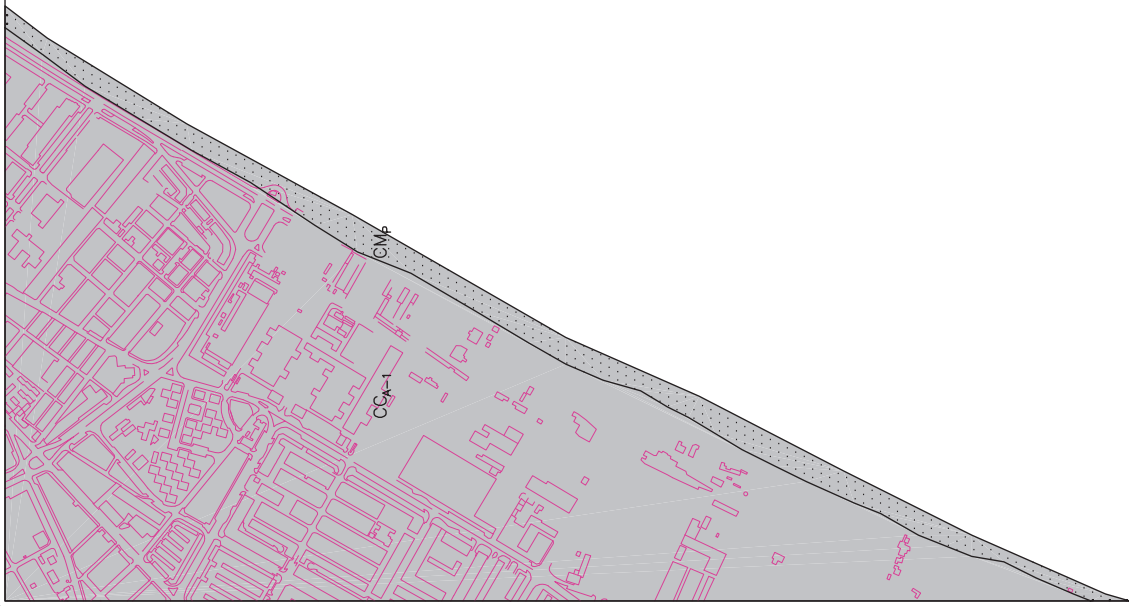
CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

RODRIGO NOGUÉS HIERRO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE  
 ESCALA: 1:10.000

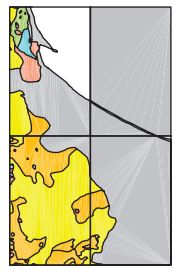
PLANO N.º: 15

REFERENCIA  
 5.3 - GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005





ESCALA GRÁFICA



# RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

## CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

RODRIGO NOGUEJAS HERRERO - GEÓLOGO  
TECNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍREZ FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE

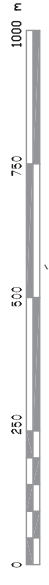
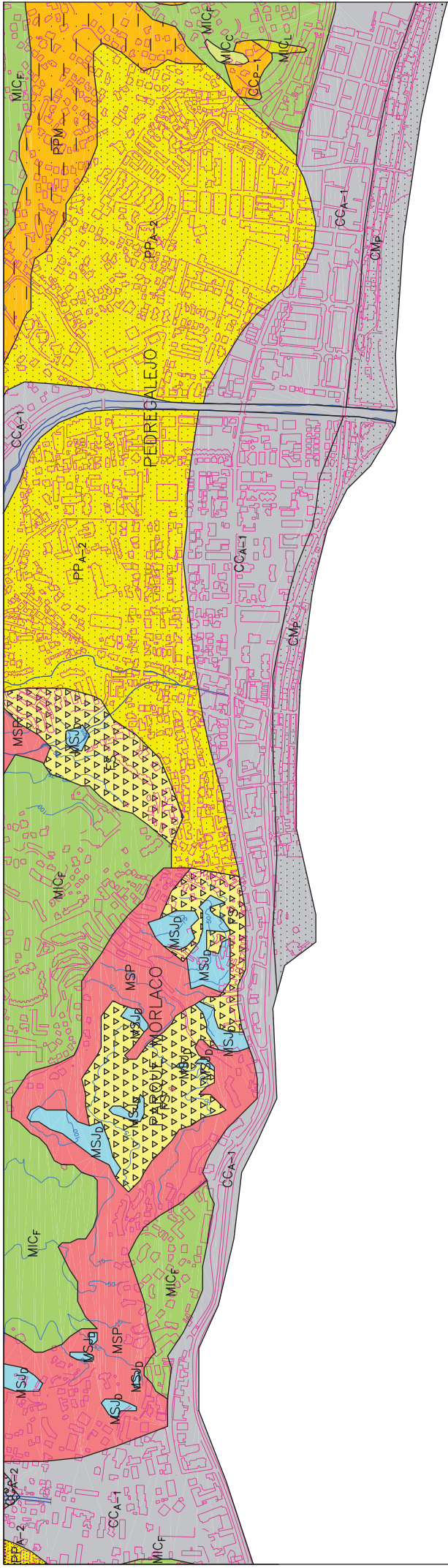
ESCALA:  
1:10.000

PLANO N.º: 16

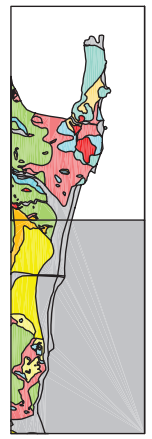
REFERENCIA  
5.4 - GEOLÓGICO

JUNIO 2005





ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

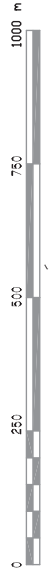
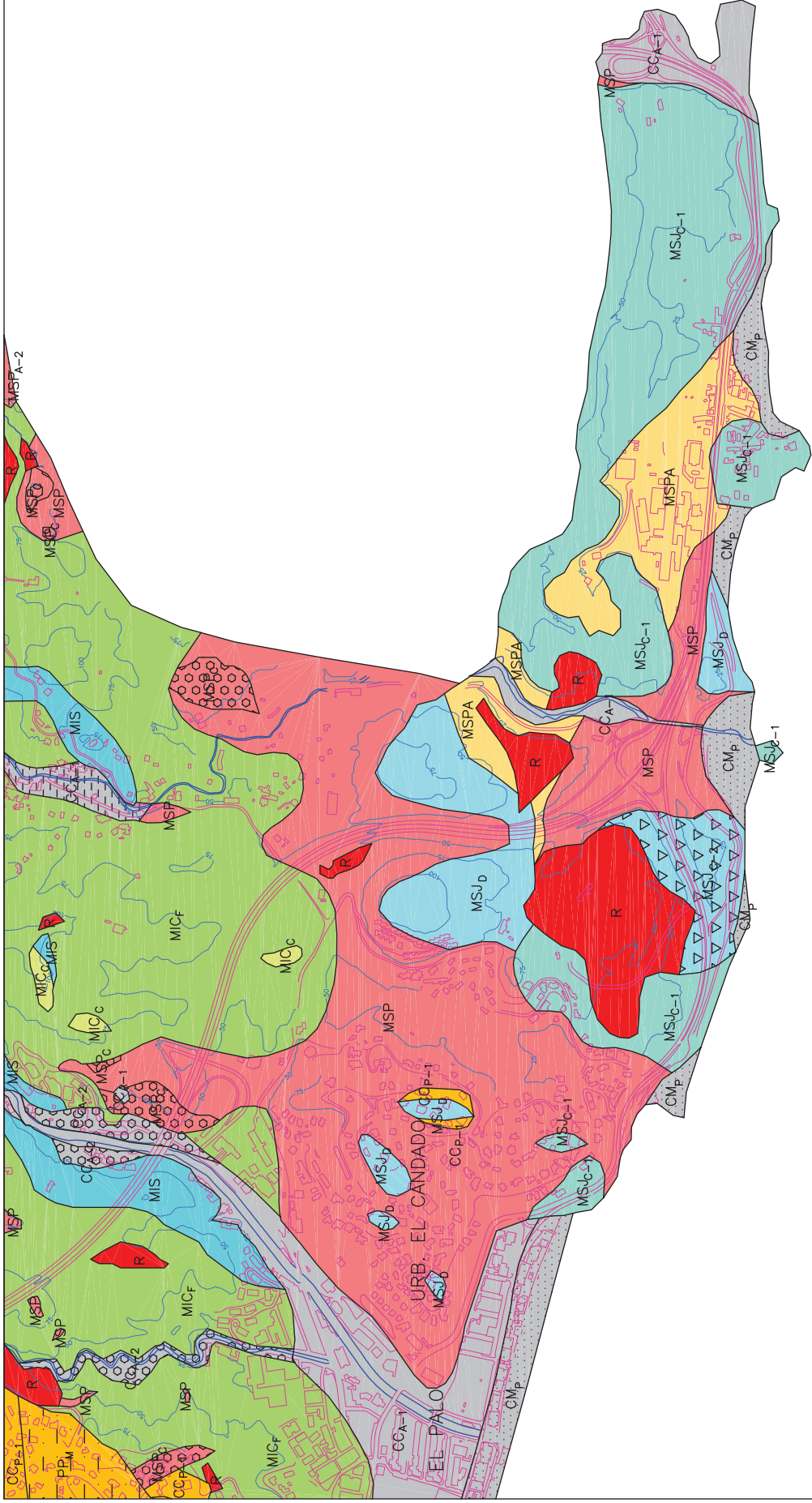
CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

RODRIGO NOGUÉS HIERRO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE

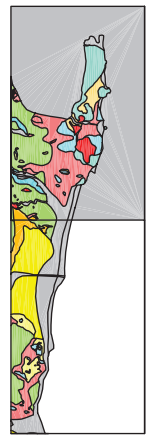
ESCALA:  
 1:10.000

PLANO Nº: 17  
 REFERENCIA  
 6.1 GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005





ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA**

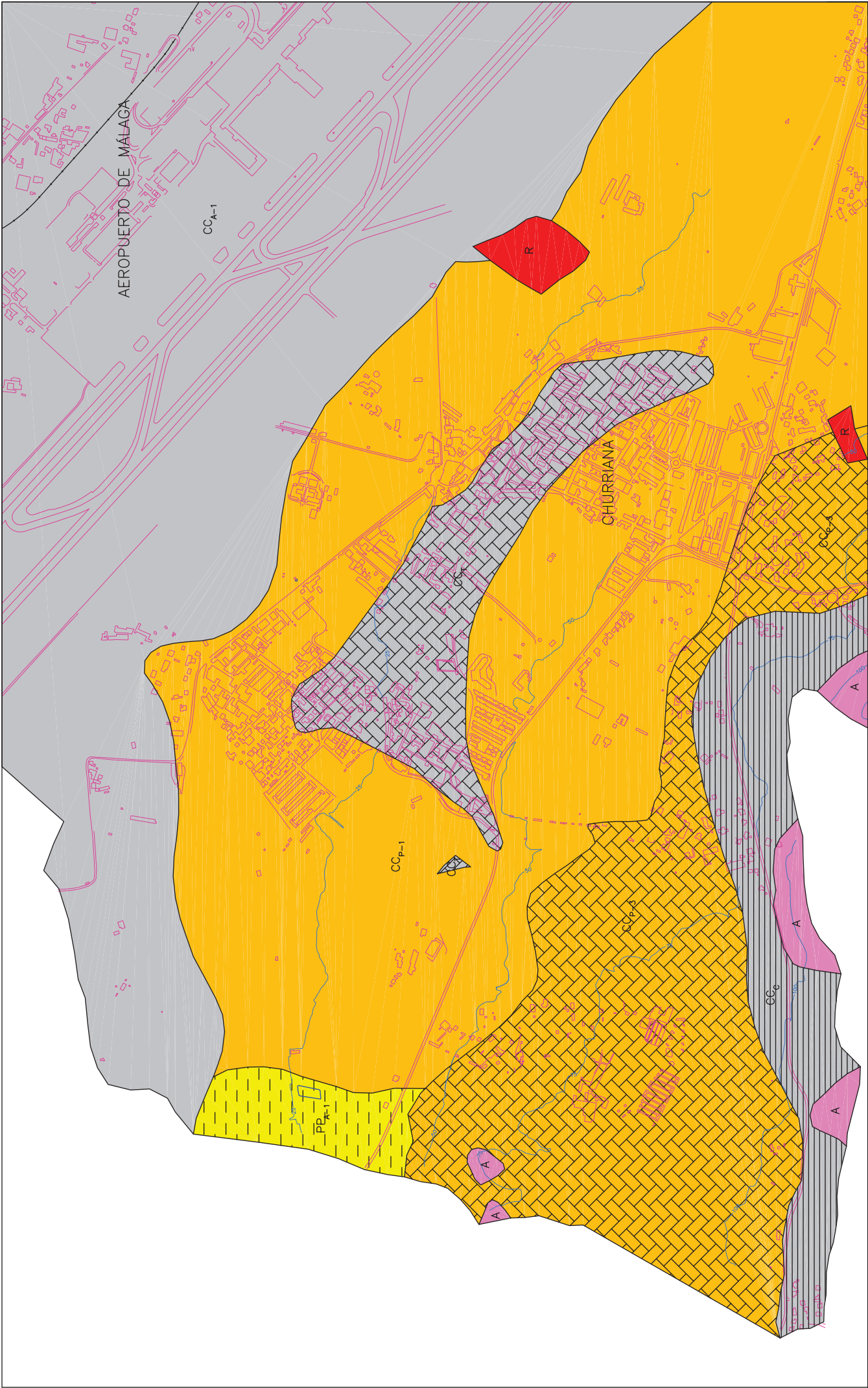
RODRIGO NOGUÉS HIERRO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE

ESCALA:  
 1:10.000

PLANO Nº: 18

REFERENCIA  
 6.3 GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005





AEROPUERTO DE MÁLAGA

CC<sub>A</sub>-1

R

CHURRIANA

CC<sub>p</sub>-1

PP<sub>p</sub>-1

CC<sub>p</sub>-A

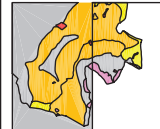
CC<sub>c</sub>

CC<sub>e</sub>-A

R



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

PLANO Nº: 19

REFERENCIA  
7.3 GEOLÓGICO

JUNIO 2005



RODRIGO NOGUEJES HIERRO - GEÓLOGO

ESCALA:

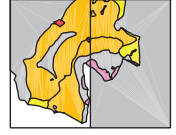
1:10.000

TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE



0 250 500 750 1000 m

ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA



CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

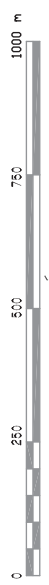
RODRIGO NOGUÉS HIERRO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE

ESCALA:  
 1:10.000

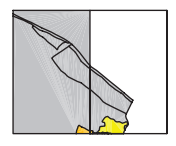
PLANO N.º: 20  
 REFERENCIA  
 7.4 - GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA



ESCALA GRÁFICA



CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

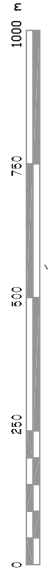
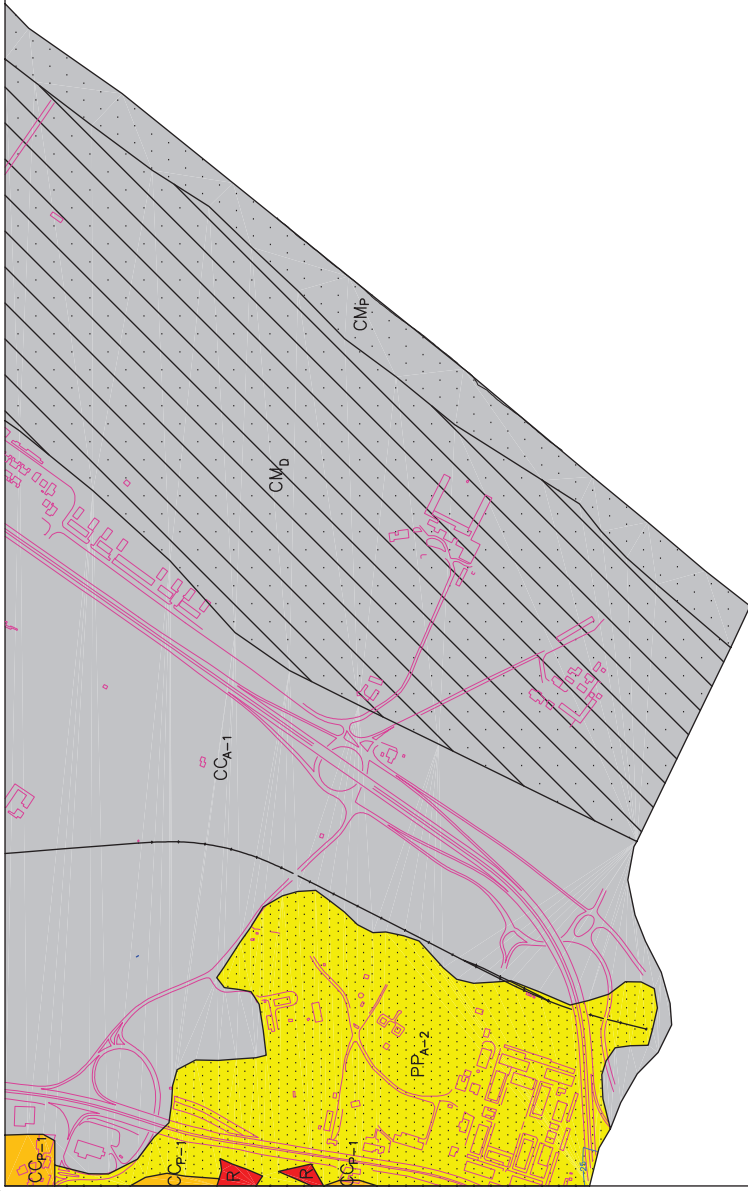
PODRIGO NOGUÉS HERRERO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE

ESCALA:  
 1:10.000

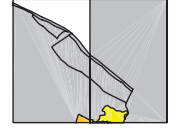
PLANO N.º: 21  
 REFERENCIA  
 8.1' GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005







ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA**

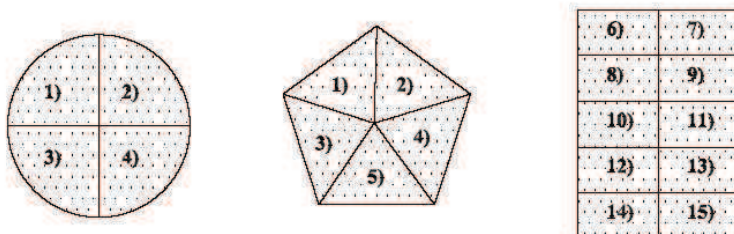
RODRIGO NOGUEJAS HERRERO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES RAMÍREZ FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE  
 ESCALA: 1:10.000

PLANO N.º: 22  
 REFERENCIA  
 8.3 GEOLÓGICO  
 JUNIO 2005



### Anexo III. CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA DEL TÉRMINO MUNICIPAL DE MÁLAGA

Con el objetivo de mostrar la homogeneidad o variabilidad de las unidades geotécnicas, Clavero y Ramos (2005) elaboraron una serie de diagramas geotécnicos que se insertaron sobre el plano definitivo, donde se expresaba la información geomecánica y otras características referentes al material del punto donde se ubicaba.



1) Profundidad del sondeo (m)	6) Profundidad de la muestra (m)	11) Índice de plasticidad (%)
2) Profundidad del sustrato (m)	7) Clasificación USCS	12) Contenido en finos (%)
3) Profundidad del nivel freático (m)	8) Resistencia compresión simple (Kg/cm <sup>2</sup> )	13) Contenido en sulfatos (%)
4) Espesor del relleno (m)	9) N30 (SPT)	14) Peso específico seco (g/cm <sup>3</sup> )
5) Espesor de la costra (m)	10) Límite líquido (%)	15) Humedad (%)

Diagramas geotécnicos confeccionados para los suelos del término municipal de Málaga (Clavero y Ramos, 2005).

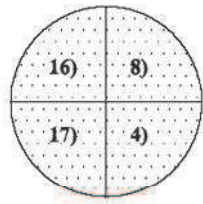
A los emplazamientos del plano donde se ejecutaron ensayos (emplazamientos con sondeos y/o catas), les correspondió una pareja de diagramas geotécnicos, compuesta por uno circular o poligonal y otro rectangular.

En el circular o poligonal, se incluyeron datos referentes a profundidades y espesores calculados durante la ejecución del sondeo y/o cata. La diferencia entre ambos diagramas, estriba en que el poligonal se emplea en los materiales piedemonte y de origen travertínico (CC<sub>P-1</sub>, CC<sub>P-2</sub>, CC<sub>P-3</sub> y CCT), incluyendo un nuevo valor con respecto al circular: el espesor de costra (5)), que expresa la potencia de la litología o profundidad de las arcillas y arenas pliocenas (PP<sub>A-1</sub> y PP<sub>A-2</sub>) sobre la que se dispone.

Aparte, un parámetro que se tuvo en cuenta fue la profundidad del sustrato geotécnico, ya que el concepto de sustrato que se empleó, fue el que se usa comúnmente en el mundo de la construcción, definiéndose como el nivel suficiente consistente para el apoyo de la cimentación. Dependiendo de la litología superficial, su espesor y de la disposición estratigráfica de la zona, el sustrato geotécnico puede corresponder a un nivel u otro.

Con respecto al diagrama rectangular, se incluyeron las medidas de los ensayos de laboratorio e in situ, más representativas a las que se han sometido las muestras extraídas de los sondeos y/o catas.

También para los macizos rocosos se diseñó otro tipo de diagrama.

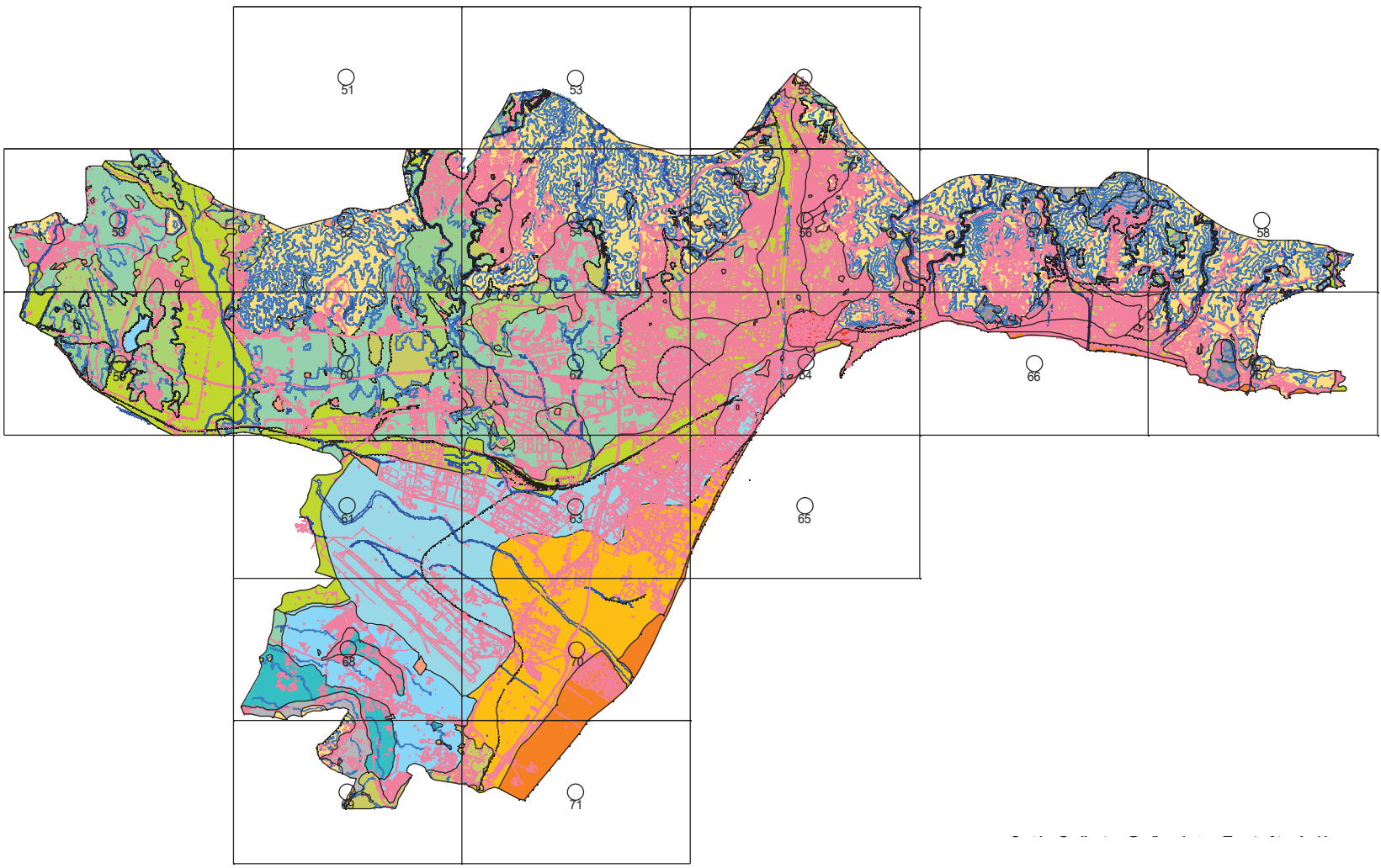


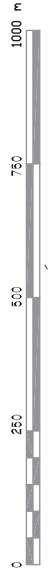
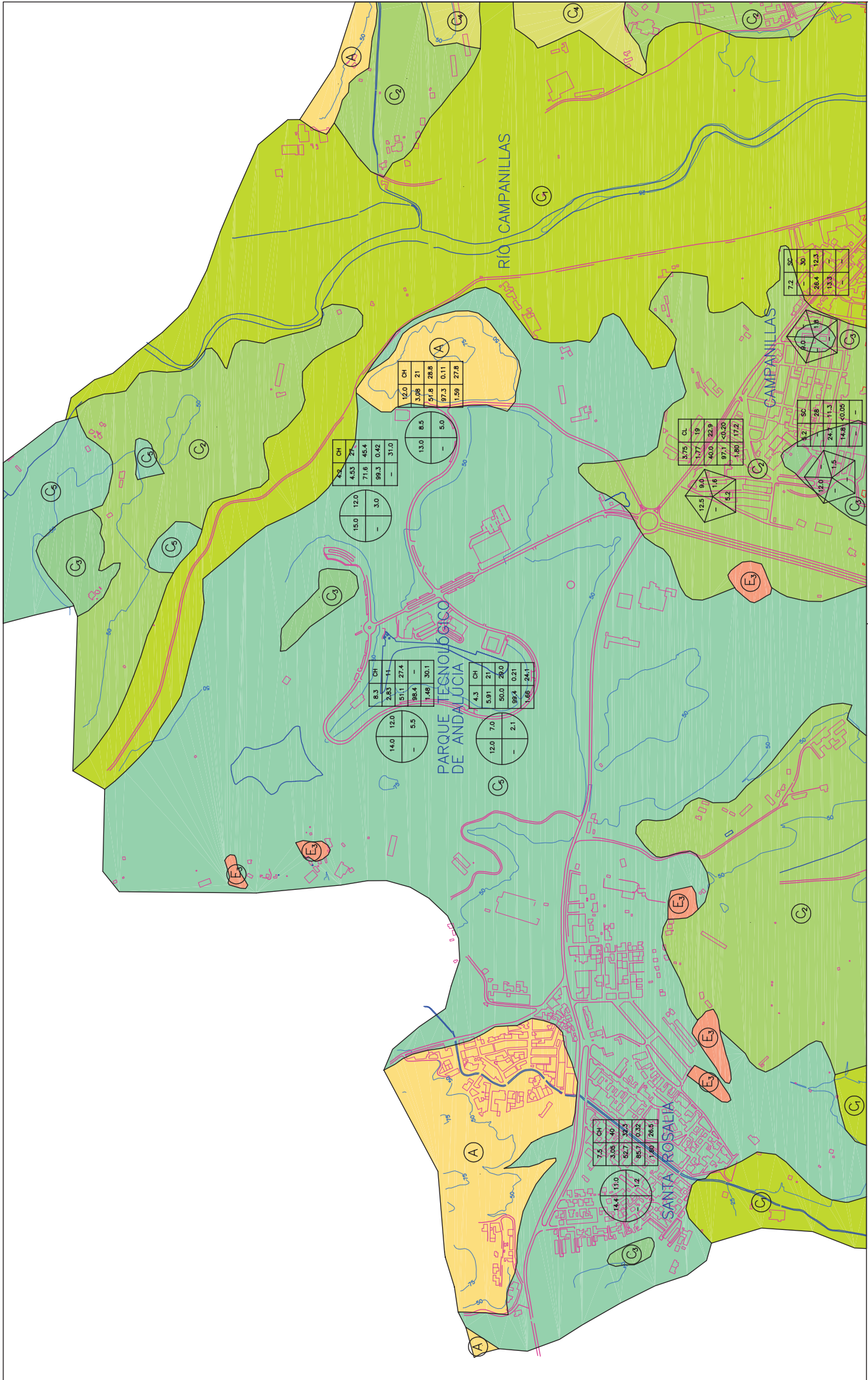
- 4) Espesor del relleno (m)
- 8) Resistencia compresión simple (Kg/cm<sup>2</sup>)
- 16) RQD (%)
- 17) Espesor de la capa de alteración (m)

En estos materiales, se contemplaron dos nuevos parámetros en este diagrama, el RQD y el espesor de la capa de alteración rocosa que frecuentemente corona al macizo.

El mapa geotécnico elaborado contiene en torno a 200 diagramas distribuidos por todo el T.M. de Málaga. Tanto en las rocas como en los suelos, los centros de los diagramas circulares y poligonales se sitúan en el mismo punto donde se realizó el sondeo y/o cata correspondiente.

Diagramas geotécnicos confeccionados para los macizos rocosos del término municipal de Málaga (Clavero y Ramos, 2005).





RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

**Lidylcoce**  
Laboratorio de ensayos

**CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA**

PLANO Nº: 50

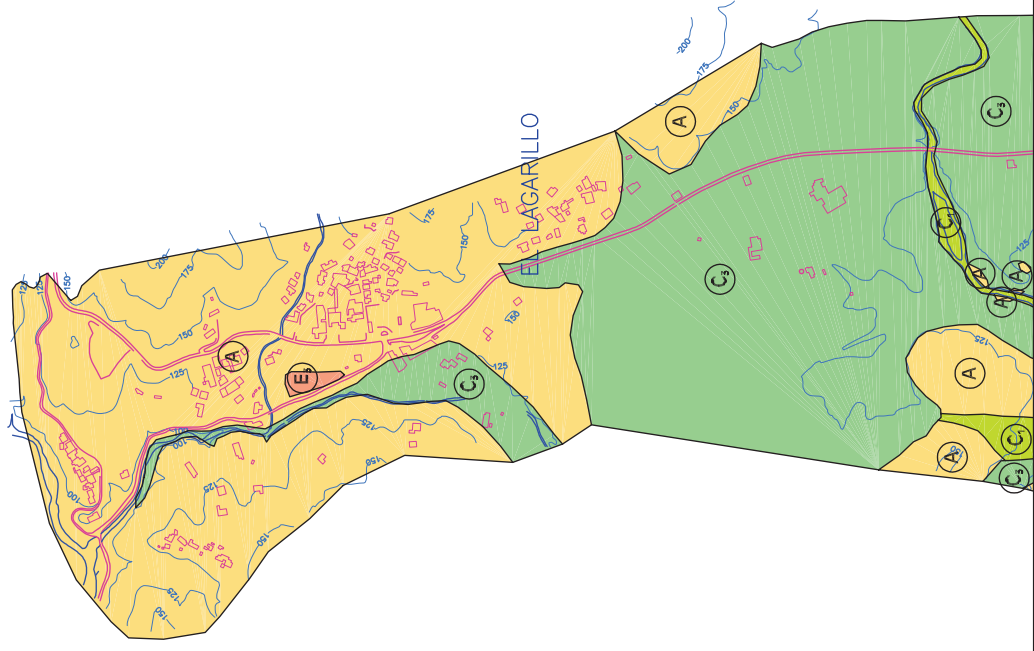
REFERENCIA  
1.2 GEOTÉCNICO

ESCALA:  
1:10.000

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVEJO TOLEDO - GEÓLOGO

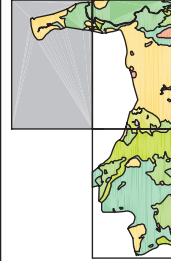
TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE

JUNIO 2005



0 250 500 750 1000 m

ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

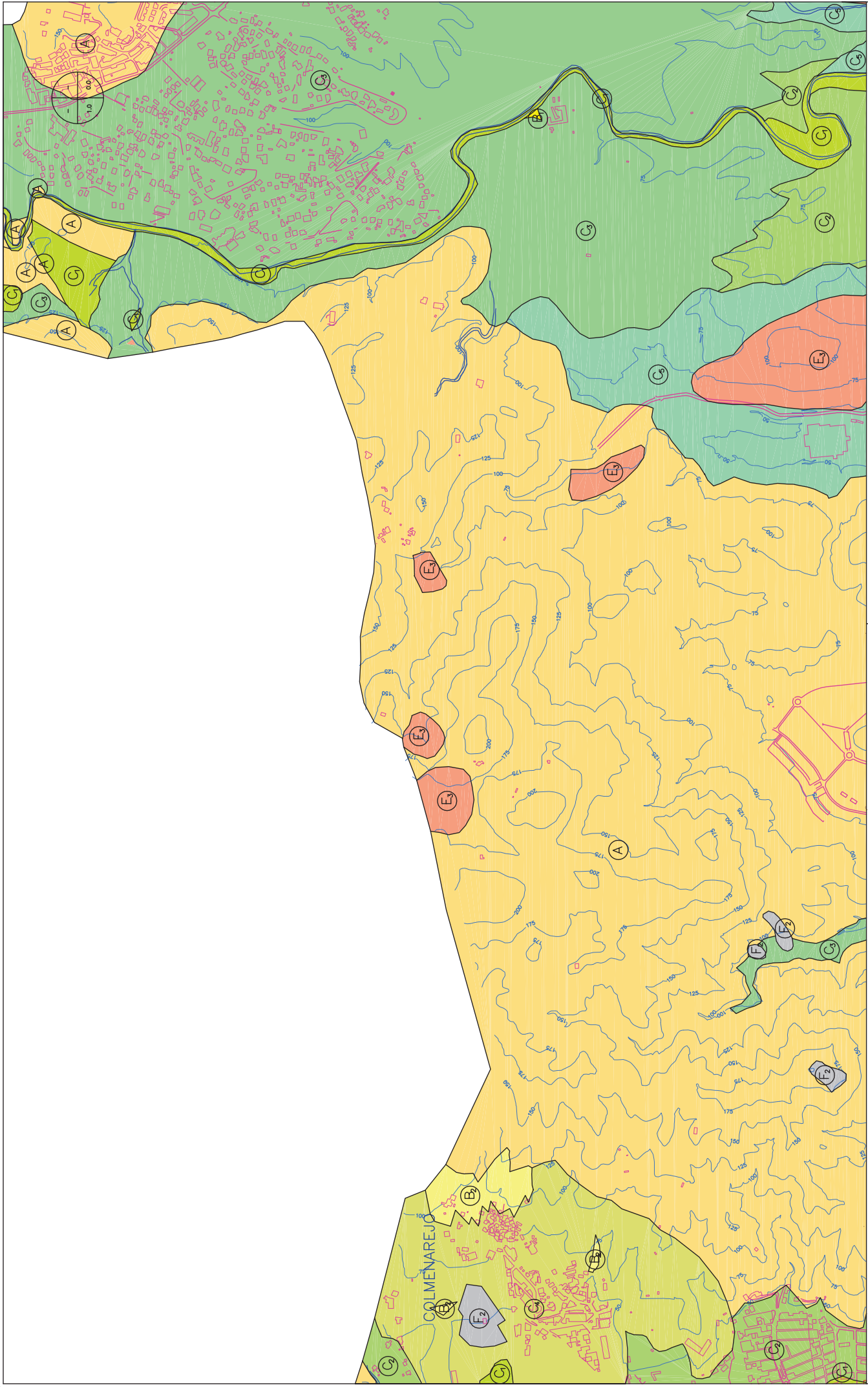


CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LUJANES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE

ESCALA: 1:10.000

PLANO Nº: 51  
 REFERENCIA 1.3 GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

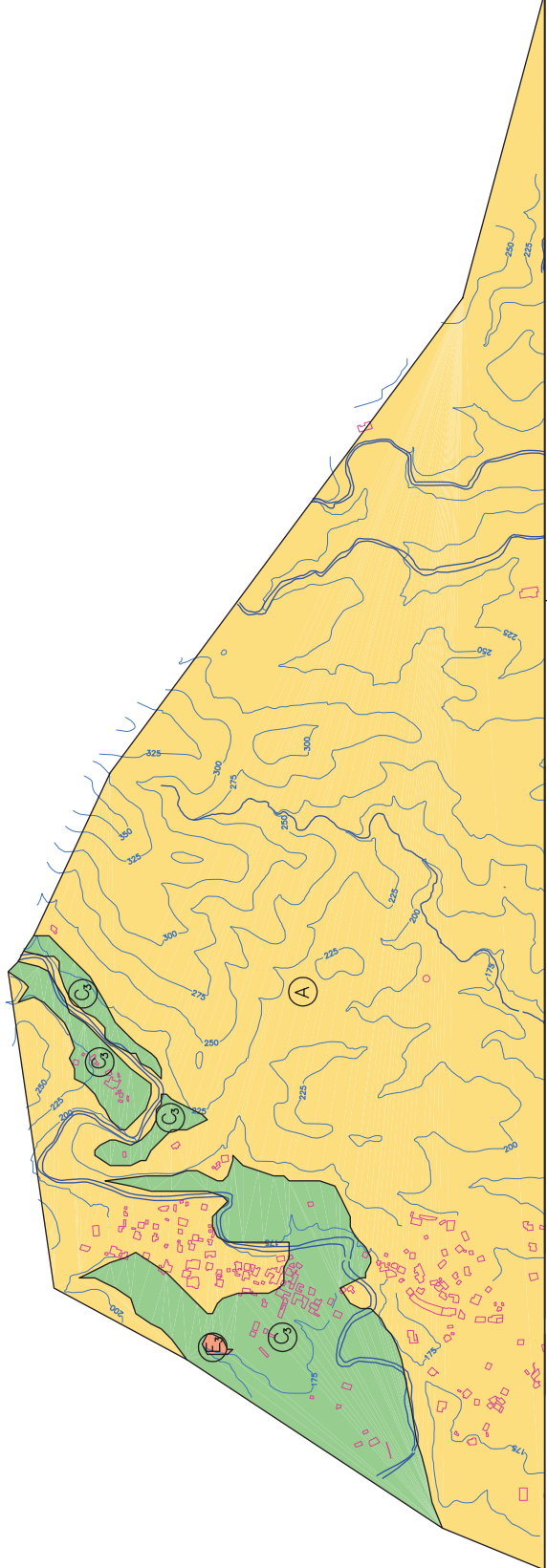
ESCALA GRÁFICA



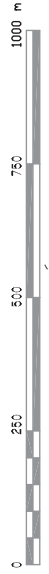
PLANO Nº: 52  
 REFERENCIA  
 1.4 GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005

**CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA**  
 TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE  
 ESCALA: 1:10.000

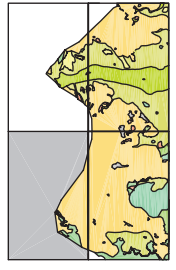




RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA



ESCALA GRÁFICA



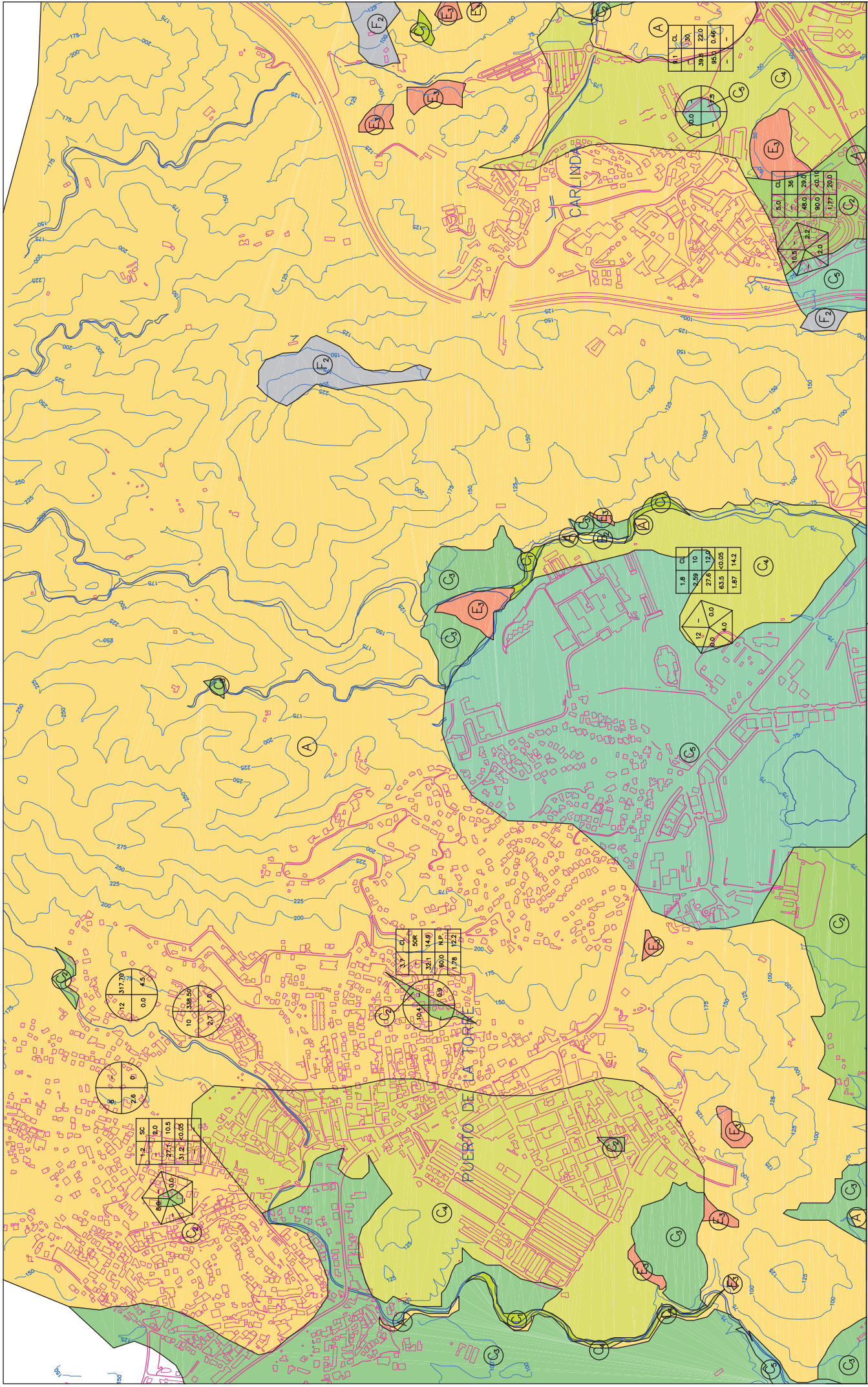
CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

PLANO N°: 53  
REFERENCIA  
2.1 GEOTÉCNICO  
JUNIO 2005



TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
TÉCNICO COLABORADOR: LUIS RAMOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE  
ESCALA: 1:10.000





0 250 500 750 1000 m

ESCALA GRÁFICA

RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

PLANO N.º: 54  
 REFERENCIA  
 2.2 - GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005

CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYAS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE  
 ESCALA: 1:10.000



1.2	SC
7.0	2.0
27.1	10.5
31.2	<0.05

12	1317.70
0.0	4.5

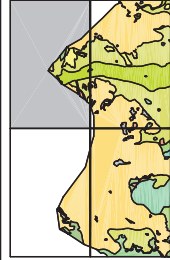
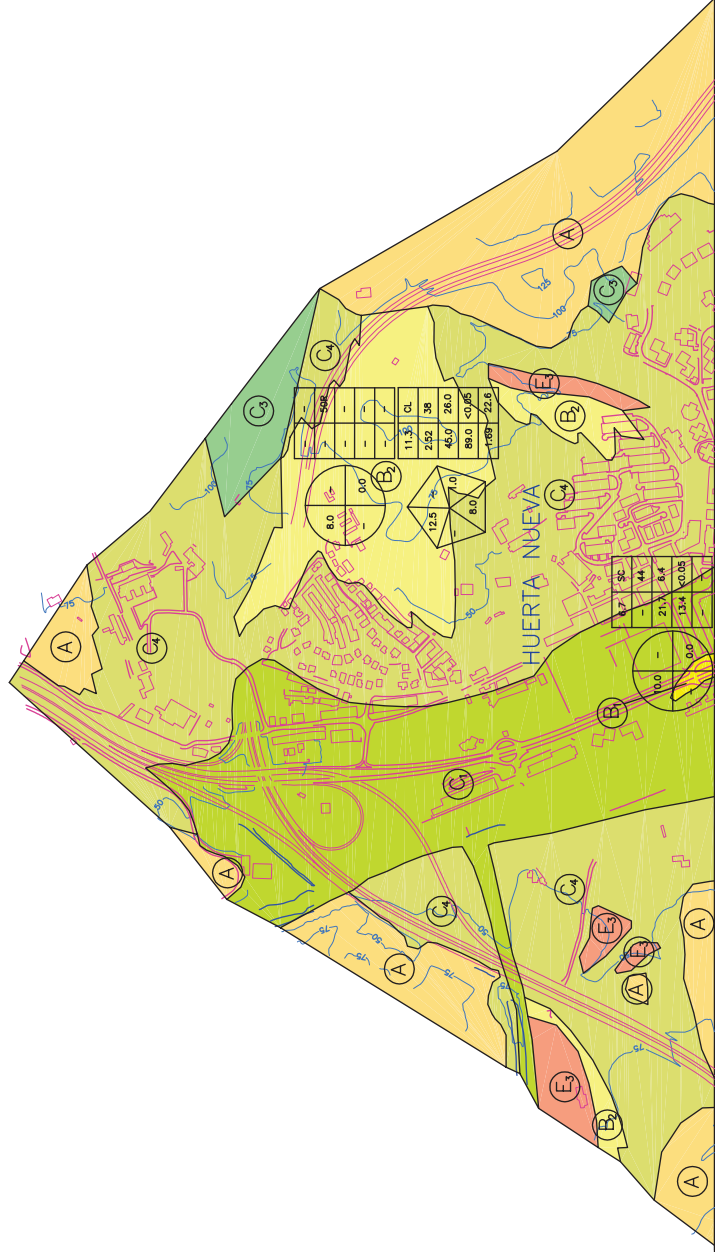
10	338.50
2.7	1.0

3.7	CL
32.1	50R
60.0	14.9
178	NP
178	12.2

1.8	CL
2.59	10
22.6	13.0
63.5	<0.05
1.87	14.2

5.0	CL
36	
46.0	29.0
90.0	<0.1
1.77	20.0

6.1	CL
30	
39.8	22.0
95.5	0.48



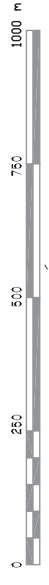
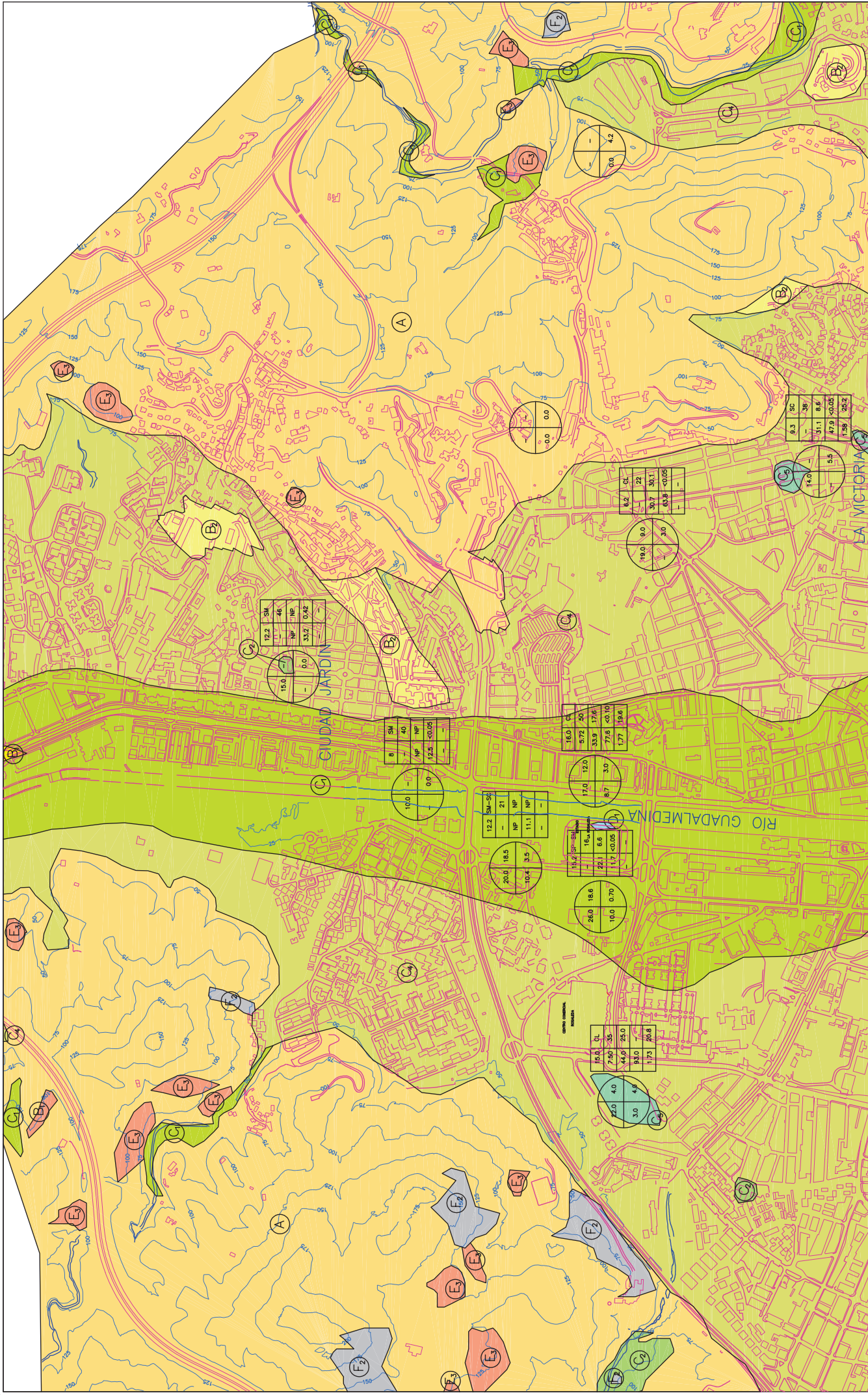
RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA



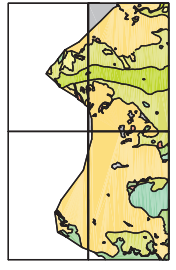
CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

PLANO Nº: 55  
 REFERENCIA  
 2.3 - GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINTEANTE  
 ESCALA: 1:10.000



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

PLANO Nº: 56  
 REFERENCIA  
 2.4 - GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005



TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVEIRO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYAS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE  
 ESCALA: 1:10.000

12,2	SM	-	-
15,0	NP	0,0	33,2
15,0	NP	0,0	0,42

8	SM	-	-
12,5	NP	0,0	<0,05

12,2	SM-SR	-	21
20,0	NP	18,5	11,1
10,4	NP	3,5	-

16,0	CL	-	-
17,0	NP	12,0	17,6
8,7	NP	3,0	77,6
1,77	NP	-	<0,10

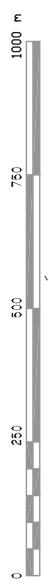
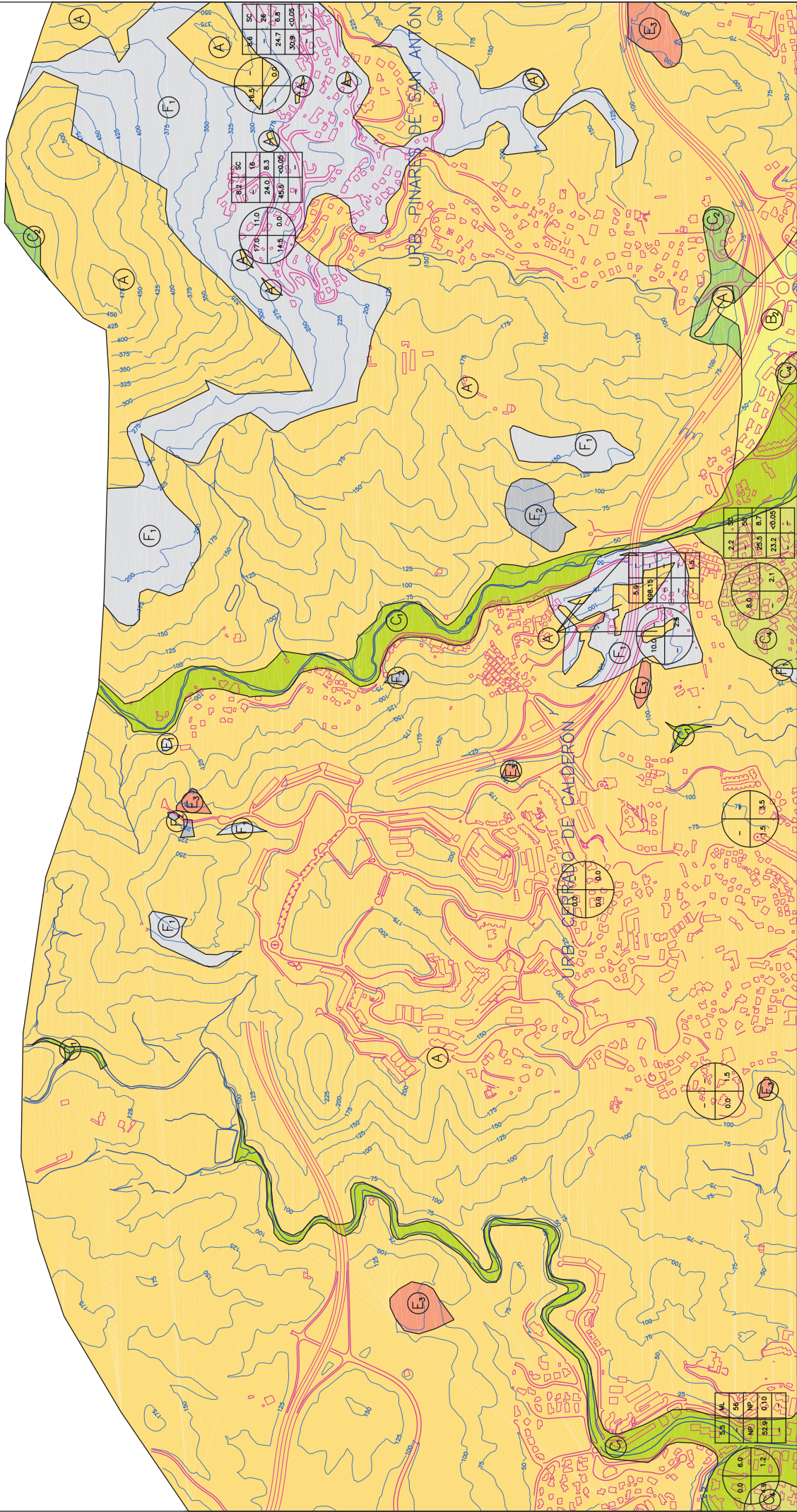
16,2	SM-SR	-	16,0
20,1	NP	18,5	5,6
1,7	NP	-	<0,05

26,0	CL	-	-
19,0	NP	0,70	-

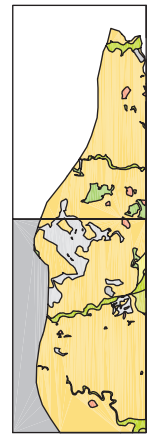
15,0	CL	-	-
7,50	NP	3,5	23,0
44,0	NP	-	20,8
1,73	NP	-	20,8

6,2	CL	-	-
30,7	NP	22	30,1
63,8	NP	-	<0,05

9,3	SC	-	-
31,1	NP	39	8,6
47,9	NP	-	<0,05
1,59	NP	-	23,2



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

**Lidycce**  
Laboratorio de ensayos

**CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA**

PLANO Nº: 57

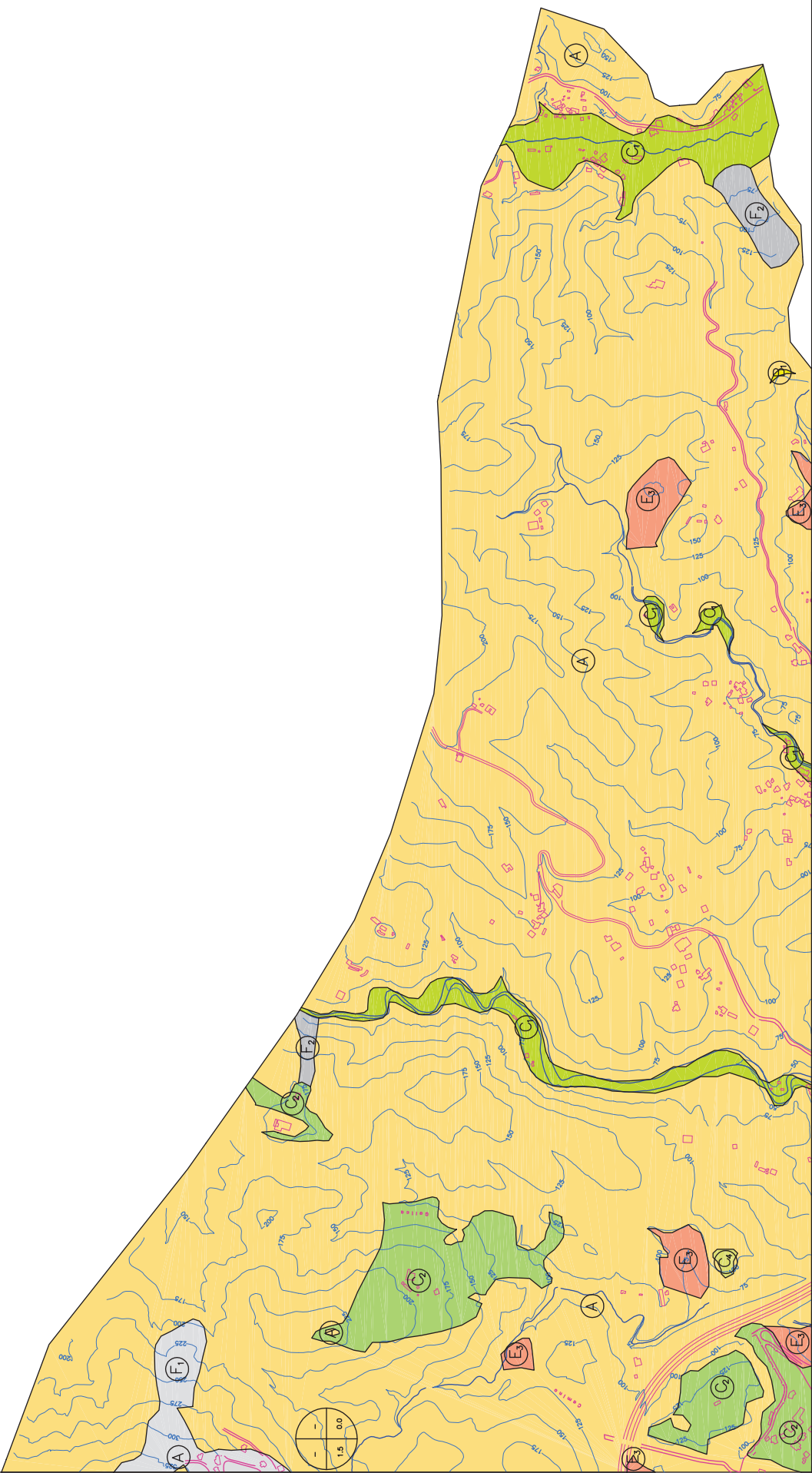
REFERENCIA  
3.2 - GEOTÉCNICO

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVEIRO TOLEDO - GEÓLOGO

TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINANTE

ESCALA:  
1:10.000

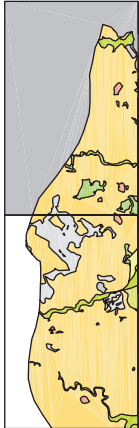
JUNIO 2005



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

0 250 500 750 1000 m

ESCALA GRÁFICA



CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE

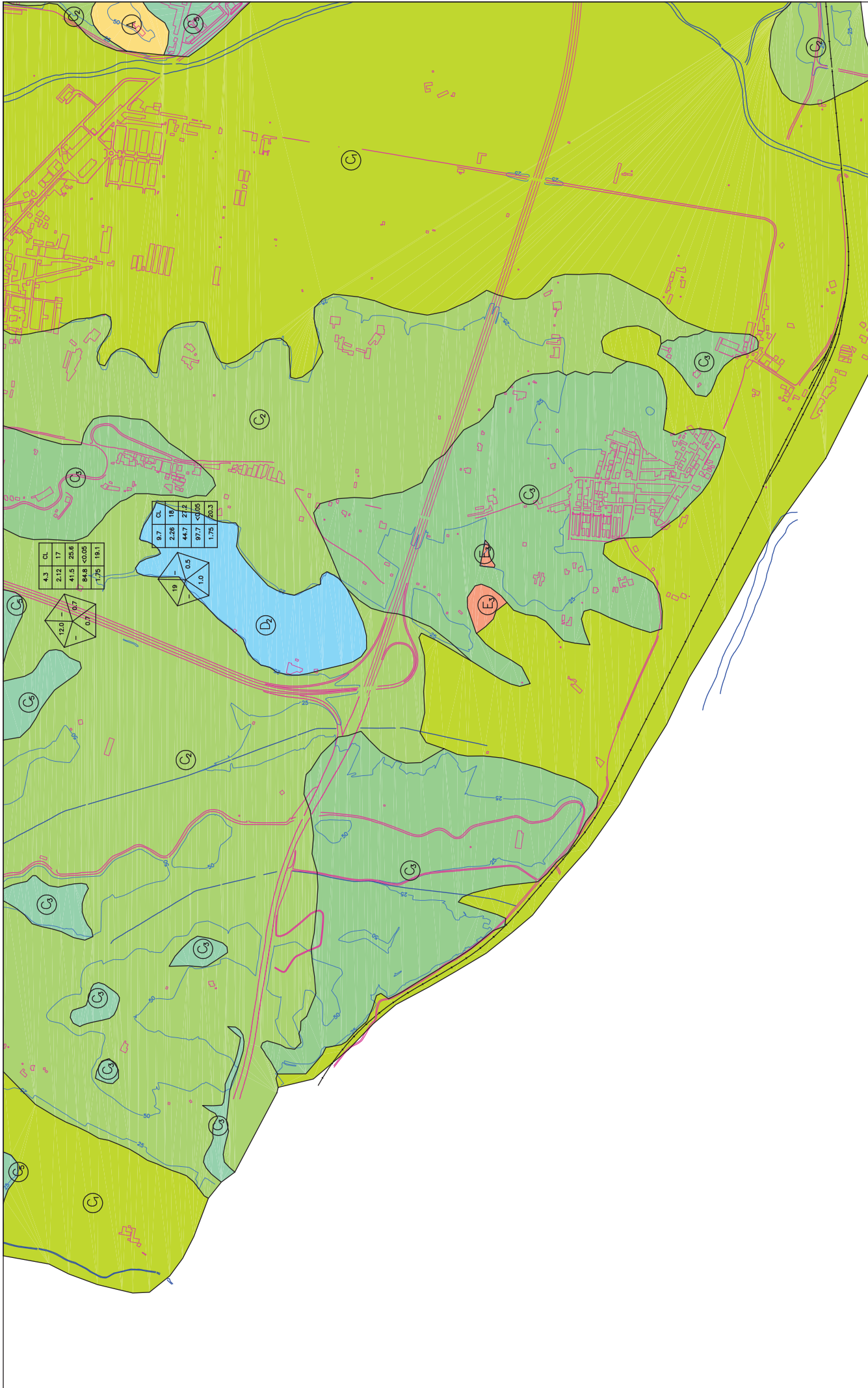
ESCALA: 1:10.000

PLANO Nº: 58

REFERENCIA 3.4 GEOTÉCNICO

JUNIO 2005

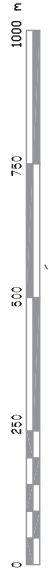




4.3	CL
2.12	17
41.5	25.6
84.8	<0.025
1.75	19.1

9.7	CL
2.26	19
44.7	27.2
97.7	<0.05
1.75	20.3

19	0.5
1.0	



ESCALA GRÁFICA



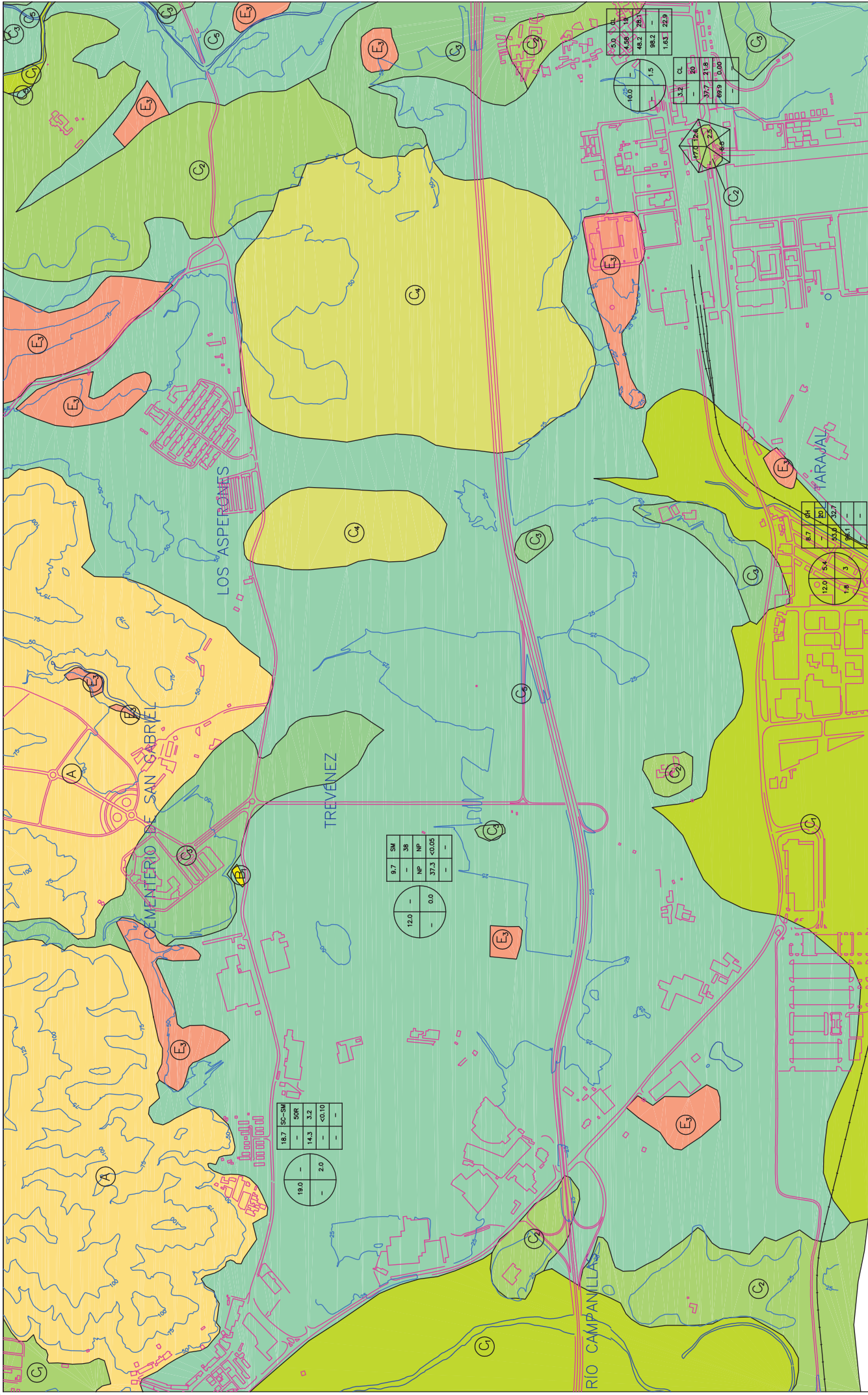
RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA



CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

PLANO N.º: 59  
 REFERENCIA  
 4.1 GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE  
 ESCALA: 1:10.000



18.7	SC-SM
-	SOR
14.3	3.2
-	<0.10



9.7	SM
-	SB
-	NP
37.3	<0.05

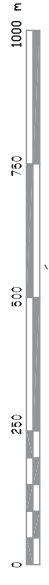


5.0	CL
4.56	1.5
48.2	28.1
98.2	-
1.63	22.9



3.2	CL
-	SO
37.7	21.8
89.9	0.00

8.7	ph
-	PO
55.6	32.7
1.8	3



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

PLANO N.º: 60  
 REFERENCIA  
 4.3 GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005



TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE  
 ESCALA: 1:10.000



6.0	CL
1.90	28
35.0	20.0
80.2	0.00
1.81	19.5



3.3	SC-SM
—	18
25.0	25.0
21.3	6.1
8.4	40.05
3.7	3.0



9.3	SP
—	5
0.0	0.0
6.2	2.6
3.3	<0.05
—	—



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

PLANO N.º: 61

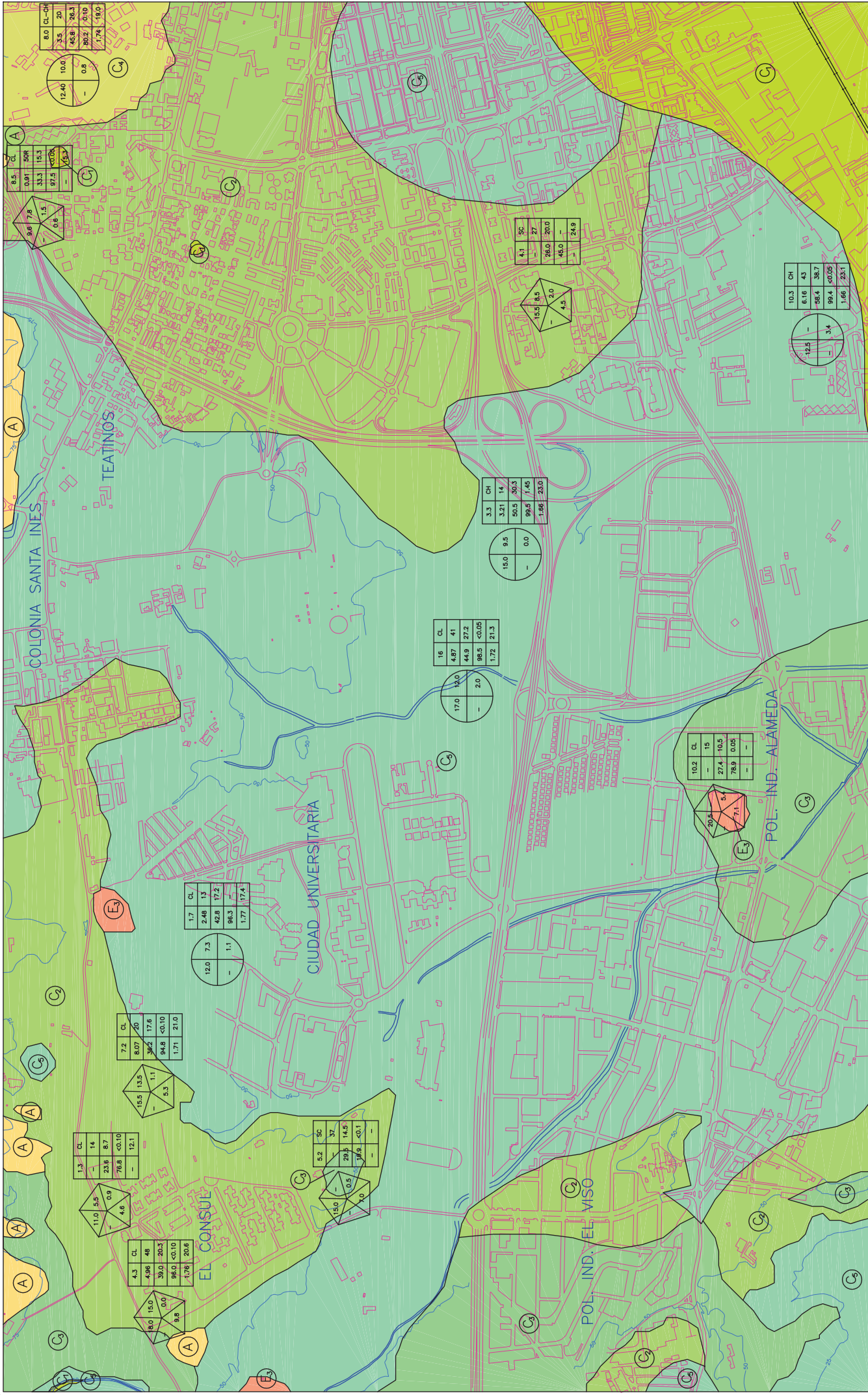
REFERENCIA  
4.4 GEOTÉCNICO  
JUNIO 2005



TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE

ESCALA:  
1:10.000





6.5	CL	8.0	CL-CH
0.91	50R	3.5	20
33.3	15.3	46.8	26.3
97.5	<0.05	90.2	0.10
-	-	1.74	19.0

9.6	7.8	1.5	0.6
-	-	-	-

4.1	SC	27
26.0	20.0	48.0
-	-	24.8

10.3	CH	43
58.4	38.7	99.4
-	-	<0.05
1.66	23.1	-

16	CL	41
4.87	41	44.9
44.9	27.2	98.5
-	-	<0.05
1.72	21.3	-

3.3	CH	14
3.21	14	50.5
50.5	30.3	98.5
-	-	7.45
1.86	25.0	-

15.0	9.5	0.0
-	-	-

10.2	CL	15
27.4	10.5	78.9
-	-	0.05
20.6	5	7.1
-	-	-

7.2	CL	20
8.07	20	39.2
39.2	17.6	94.8
-	-	<0.10
1.71	21.0	-

15.5	13.5	1.1	5.3
-	-	-	-

1.3	CL	14
23.8	8.7	76.8
-	-	<0.10
-	-	12.1

11.0	5.6	0.9	4.8
-	-	-	-

4.3	CL	48
39.0	20.3	96.0
-	-	<0.10
1.26	20.6	-

5.2	SC	37
29	14.5	18.9
-	-	<0.1
-	-	-

15.0	0.5	0
-	-	-

17.0	2.0	2.0
-	-	-

**RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA**

PLANO Nº: 62

REFERENCIA  
5.1 GEOTÉCNICO

JUNIO 2005


---

**CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA**

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE

ESCALA:  
1:10.000

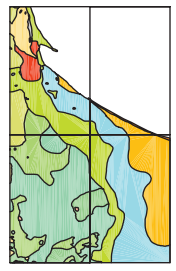
---

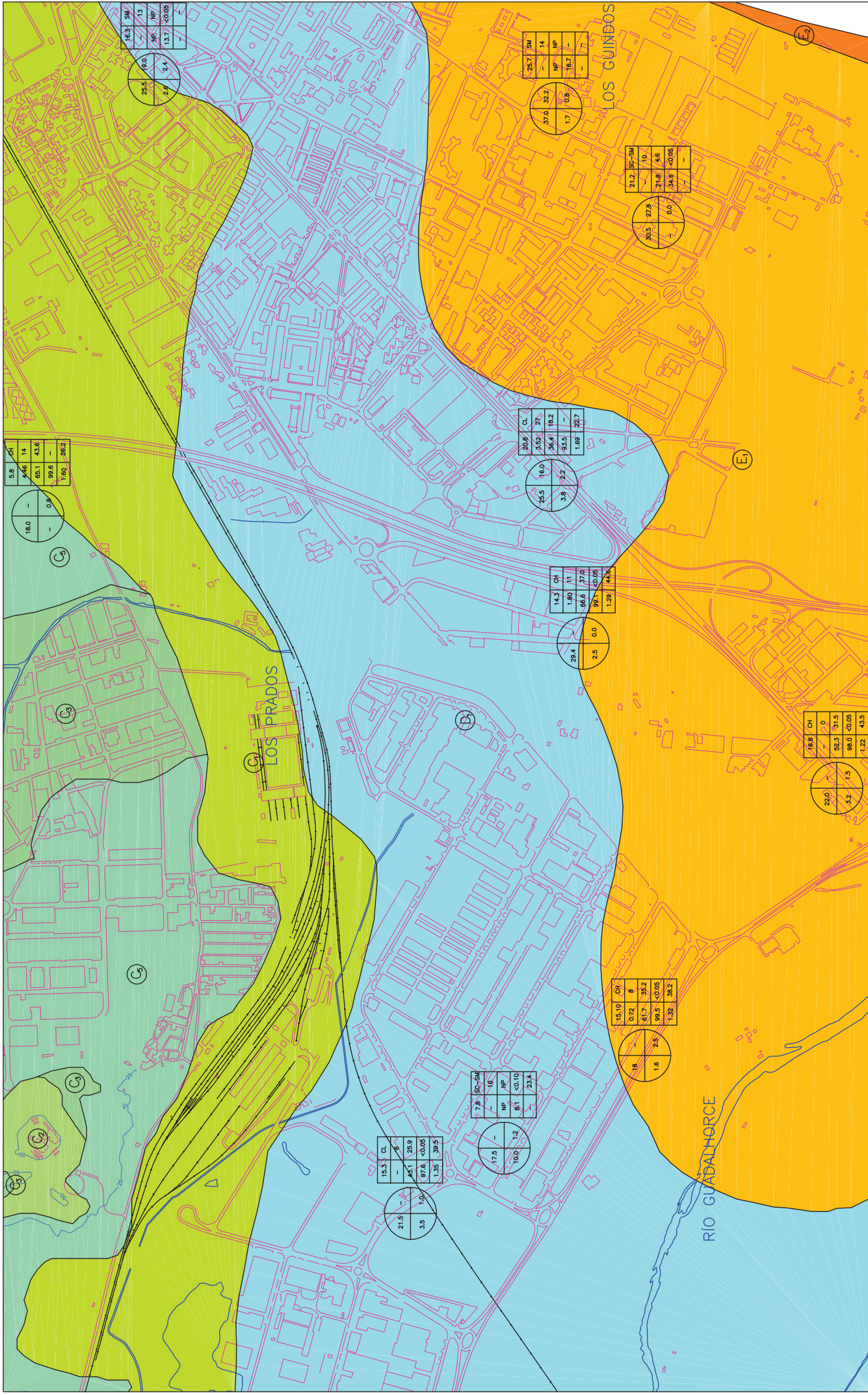
 **Lidyycee**  
Laboratorio de ensayos

---

ESCALA GRÁFICA

0 250 500 750 1000 m





5.8	14
2.46	14
65.1	43.6
99.6	-
1.00	20.2

18.0	-
-	0.8

16.3	SM
25.5	13
2.6	NP
13.7	<0.05

25.5	13
2.6	NP
13.7	<0.05

25.7	SM
-	14
NP	-
16.7	-

37.0	32.2
1.7	0.8

21.2	BC-SM
-	10
30.5	27.8
21.6	4.6
34.6	<0.05

30.5	27.8
-	0.0

20.8	CL
5.59	27
56.4	18.2
93.5	-
1.69	22.7

25.5	16.0
3.8	2.2

14.3	OH
1.60	11
86.6	37.0
99.7	<0.05
1.20	44.6

29.4	0.0
2.5	0.0

16.8	CH
0	0
92.3	31.5
99.0	<0.05
1.22	43.5

22.0	-
3.2	1.5

15.3	CL
-	6
45.1	25.9
97.6	<0.05
1.35	30.5

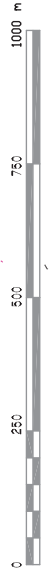
21.5	-
3.5	1.0

7.8	BC-SM
-	16
NP	<0.10
8.1	23.4

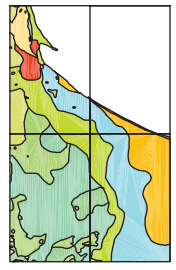
17.5	-
10.0	1.2

15.10	OH
0.72	8
61.7	35.2
99.5	<0.05
1.32	36.2

18	-
1.6	2.5



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

**Lidylcoce**  
Laboratorio de ensayos

**CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA**

PLANO Nº: 63

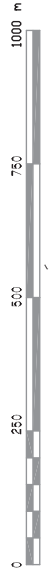
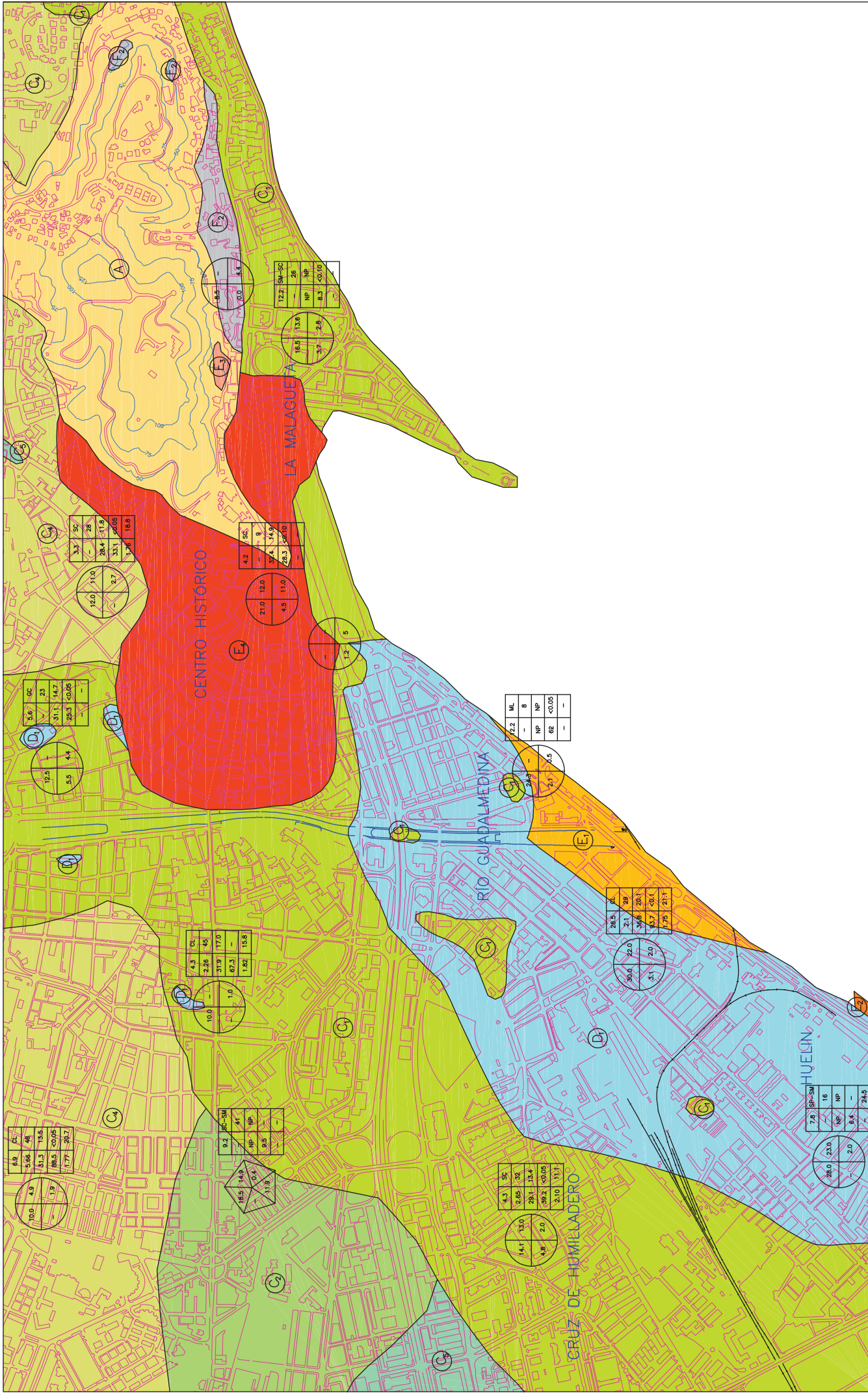
REFERENCIA  
5.2 - GEOTÉCNICO

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO

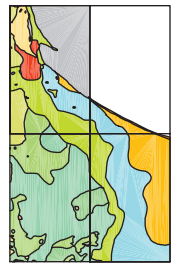
ESCALA: 1:10.000

TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYAS FLORES - TOPOGRAFIA/DELINEANTE

JUNIO 2005



ESCALA GRÁFICA



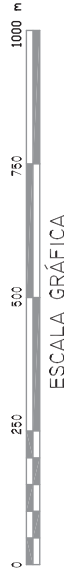
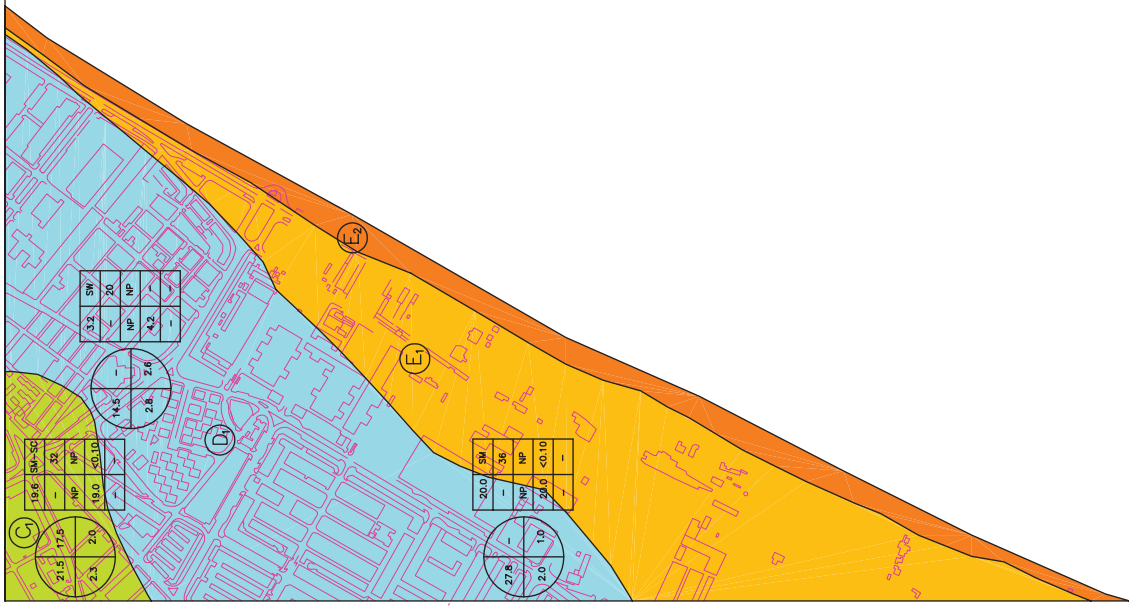
RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

**CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA**

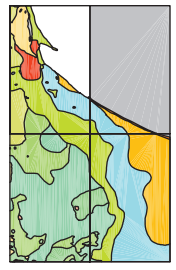
PLANO Nº: 64  
REFERENCIA  
5.3 GEOTÉCNICO  
JUNIO 2005



TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAYERO TOLEDO - GEÓLOGO  
TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE  
ESCALA: 1:10.000



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

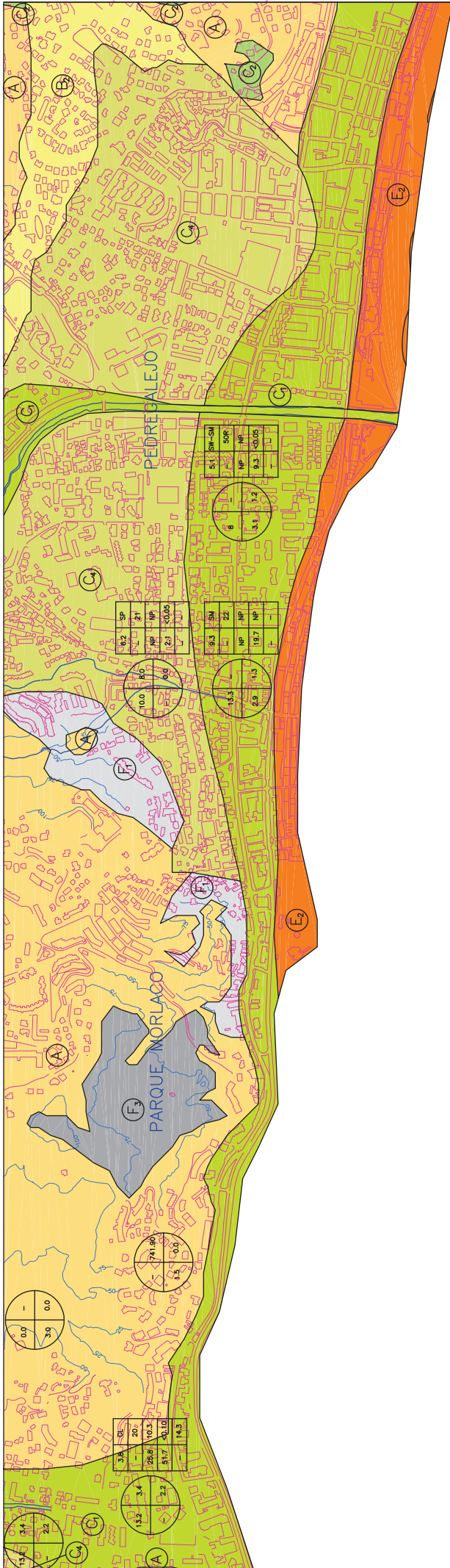
CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA



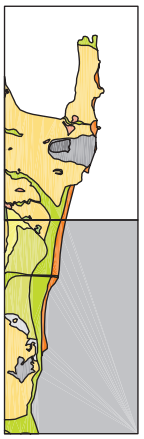
TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVEIRO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE

ESCALA:  
1:10.000

PLANO N°: 65  
 REFERENCIA  
 5.4 - GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

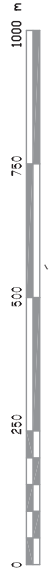
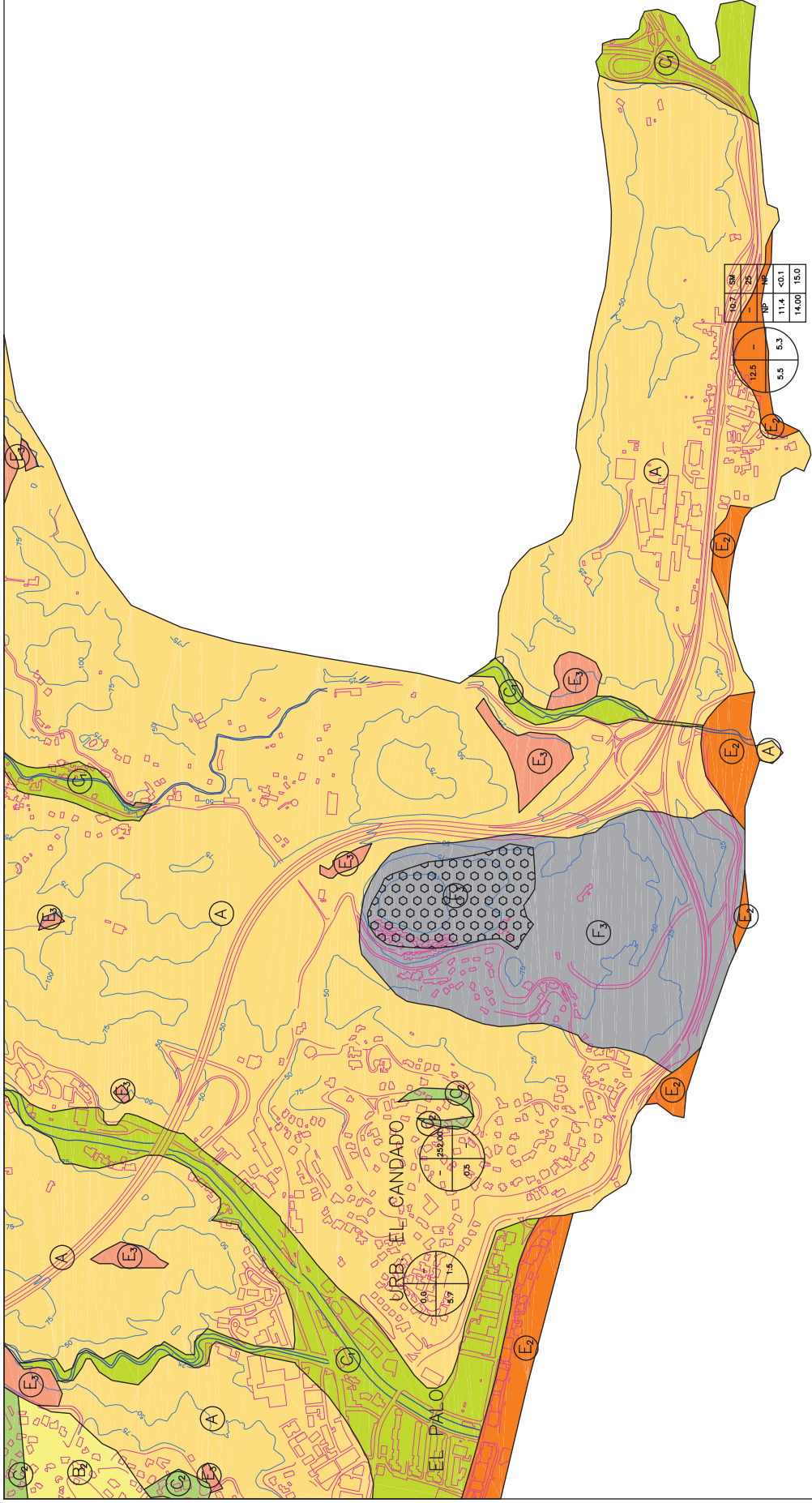
CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVEIRO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE

ESCALA: 1:10.000



PLANO N.º: 66  
 REFERENCIA: 6.1 GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

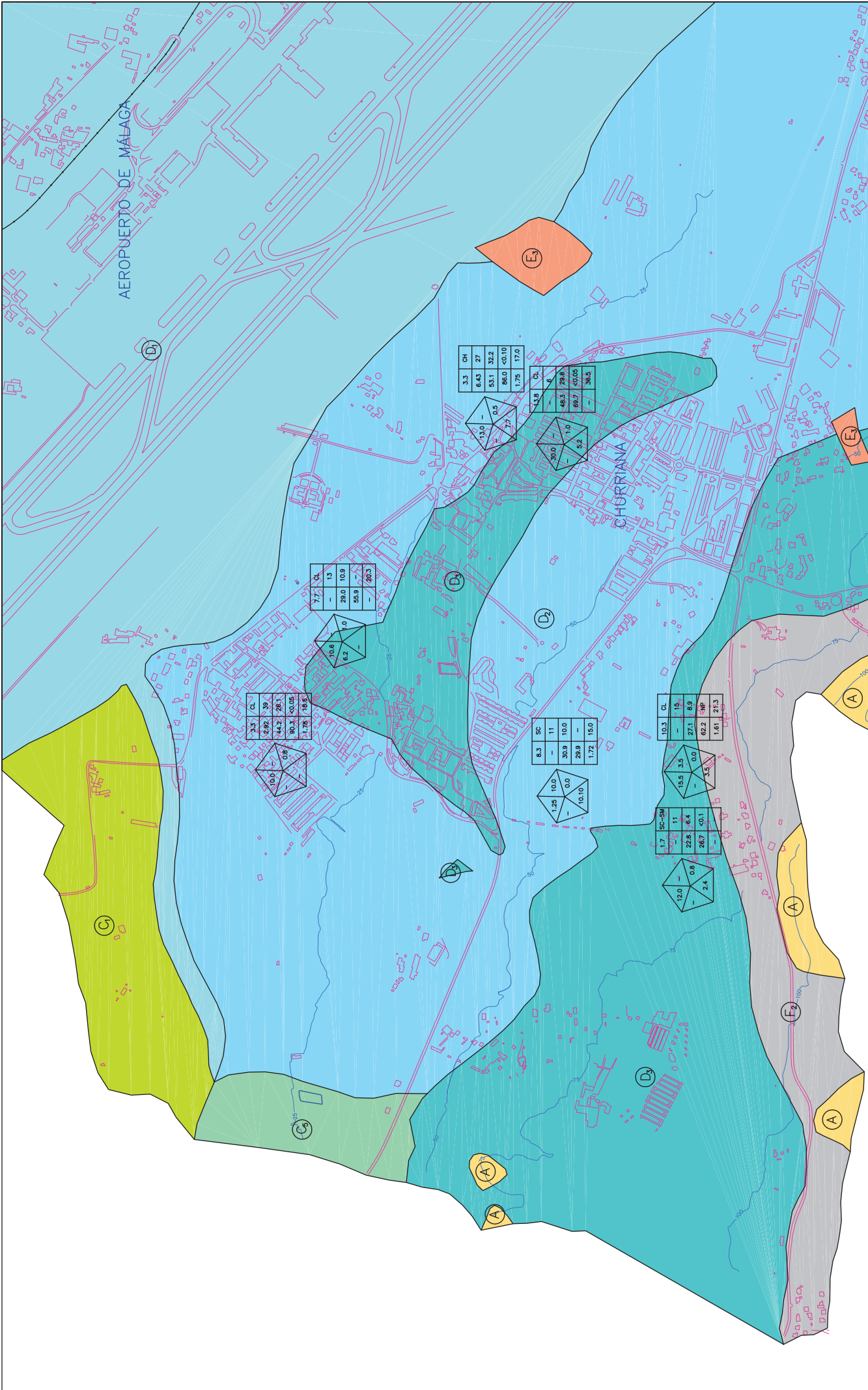
CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA



TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVEIRO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE

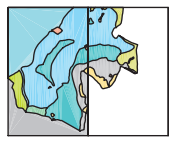
ESCALA: 1:10.000

PLANO Nº: 67  
 REFERENCIA 6.3 GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

ESCALA GRÁFICA



CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

PLANO Nº: 68

REFERENCIA  
7.3 GEOTÉCNICO  
JUNIO 2005



TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE  
ESCALA: 1:10.000

3.3	CL
6.43	27
53.1	32.2
86.0	<0.10
1.75	17.0

7.7	CL
-	13
29.0	10.9
55.9	-
-	20.3

3.3	CL
6.43	27
53.1	32.2
86.0	<0.10
1.75	17.0

8.3	SC
-	11
30.9	10.0
29.9	-
1.72	15.0

10.0	CL
2.92	39
44.2	28.5
80.3	<0.05
1.78	18.5

1.7	SC-SM
-	11
22.8	6.4
26.7	<0.1
-	2.4

12.0	CL
15.5	3.5
27.1	6.9
62.2	NP
1.61	21.3

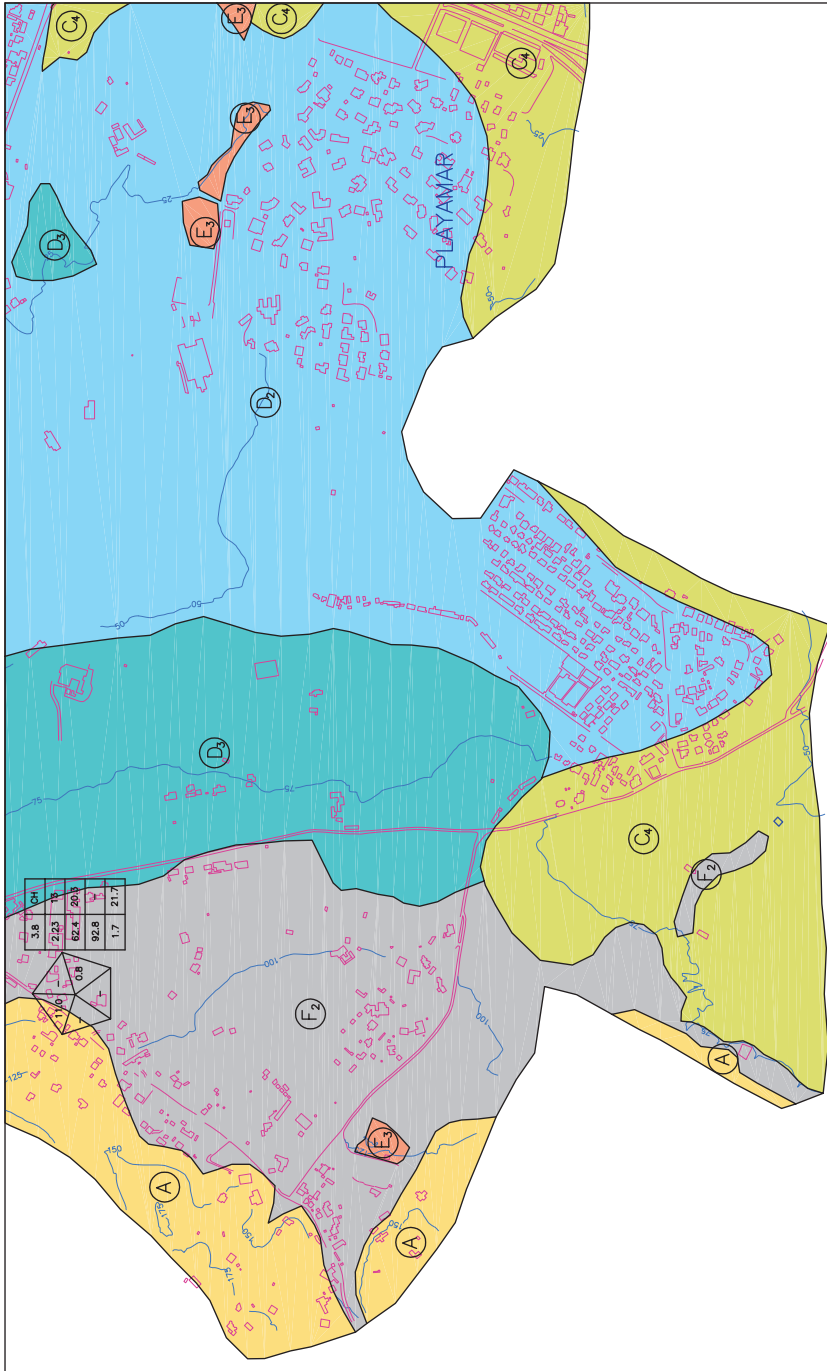
10.3	CL
-	15
27.1	6.9
62.2	NP
1.61	21.3

10.0	CL
2.92	39
44.2	28.5
80.3	<0.05
1.78	18.5

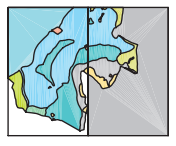
12.0	CL
15.5	3.5
27.1	6.9
62.2	NP
1.61	21.3

10.3	CL
-	15
27.1	6.9
62.2	NP
1.61	21.3

0 250 500 750 1000 m



ESCALA GRÁFICA



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA



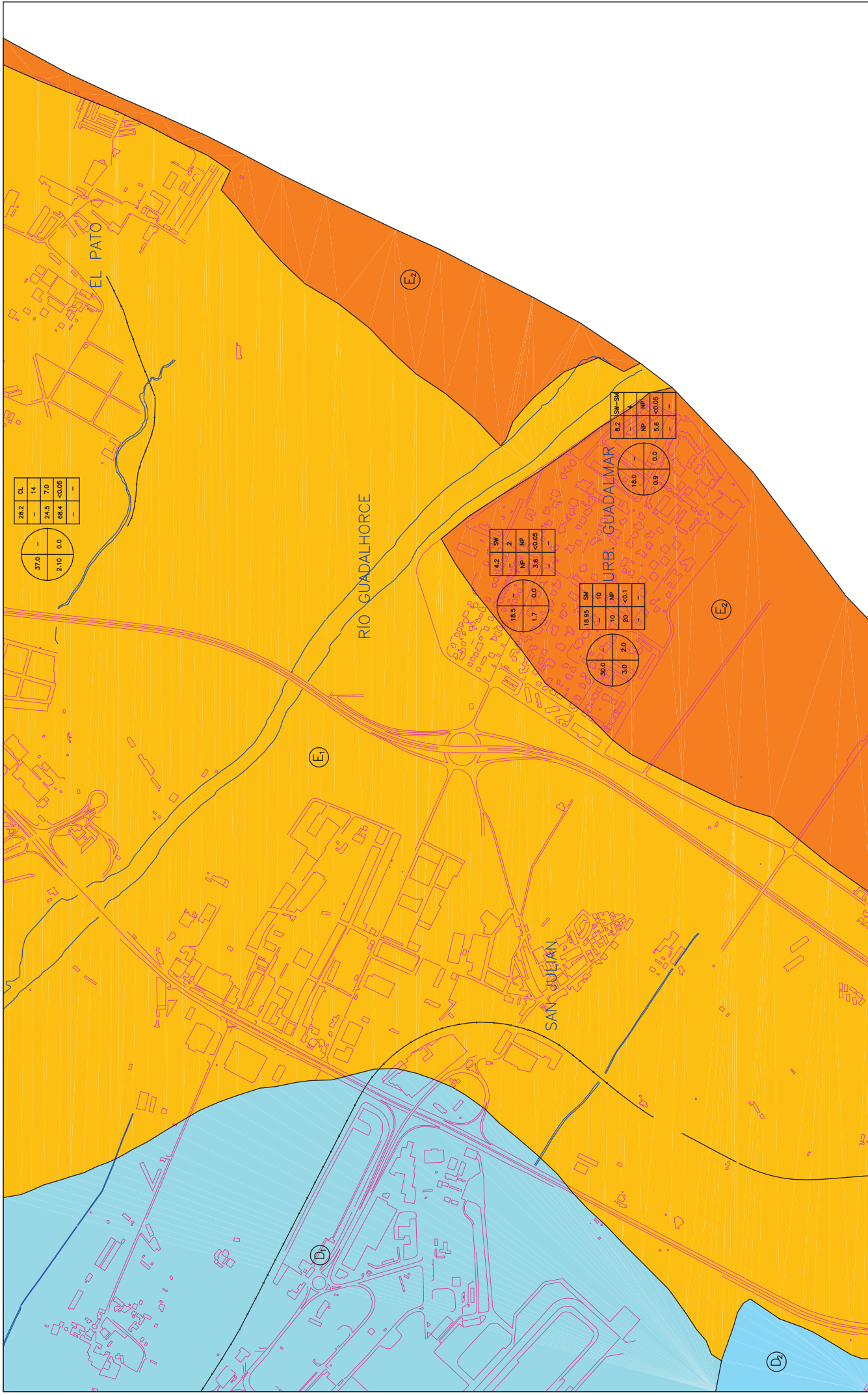
CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE

ESCALA: 1:10.000

PLANO N.º: 69  
 REFERENCIA 7.4 - GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005





38.2	Q1
-	14
24.5	7.0
68.4	<0.05
-	-



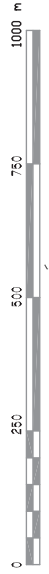
4.2	SW
-	2
NP	NP
3.6	<0.05
-	-



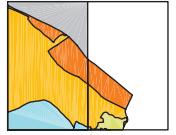
18.95	SM
-	10
10	NP
20	<0.1
-	-



8.2	SW-SM
-	-
NP	NP
5.6	<0.05
-	-



ESCALA GRÁFICA



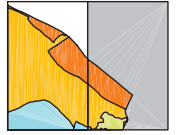
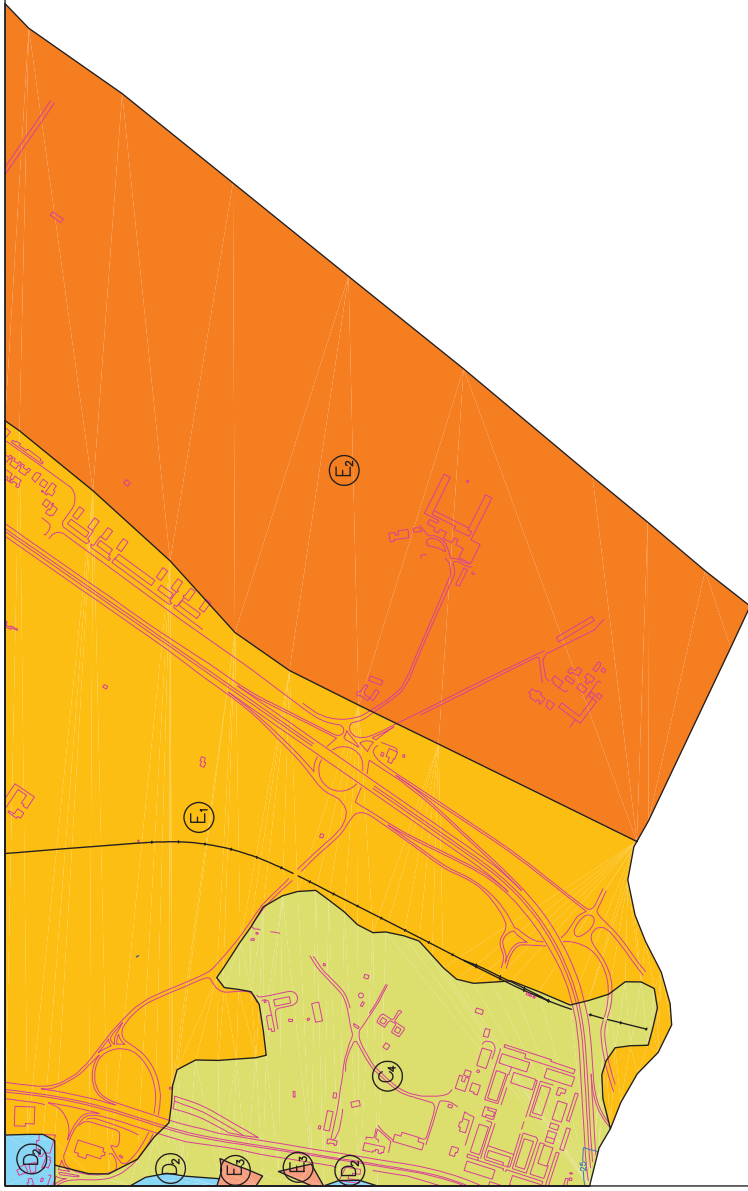
RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

PLANO N°: 70  
 REFERENCIA  
 8.1 GEOTÉCNICO  
 JUNIO 2005



TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVERO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LOURDES BAYOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE  
 ESCALA: 1:10.000



RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN EL T.M. DE MÁLAGA

CARTOGRAFÍA GEOTÉCNICA

TÉCNICO RESPONSABLE DEL PROYECTO: DANIEL CLAVEIRO TOLEDO - GEÓLOGO  
 TÉCNICO COLABORADOR: LUCAS RAMOS FLORES - TOPOGRAFIA/DELIMITANTE

ESCALA:  
1:10.000

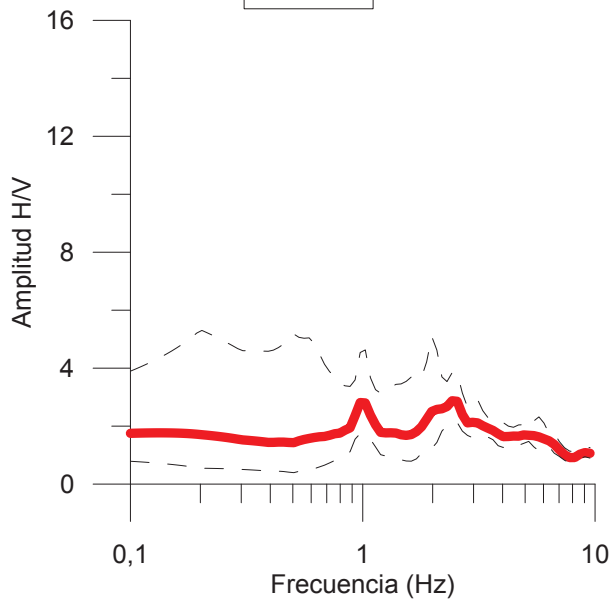
PLANO N°: 71

REFERENCIA  
8.2 - GEOTÉCNICO  
JUNIO 2005

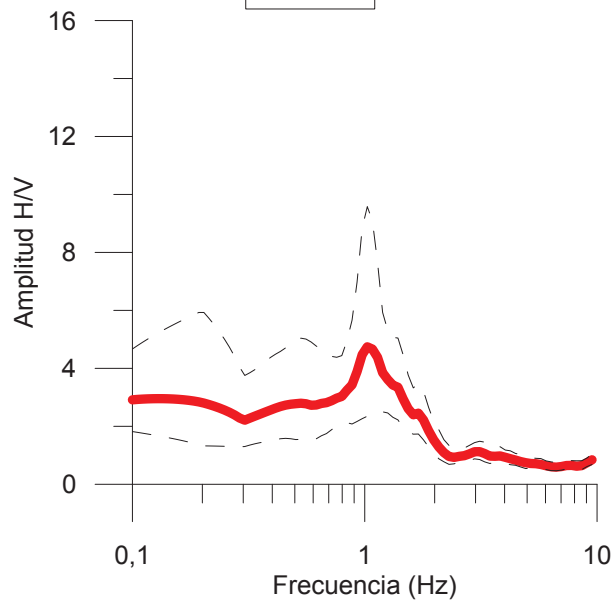


## **Anexo IV. CURVAS H/V**

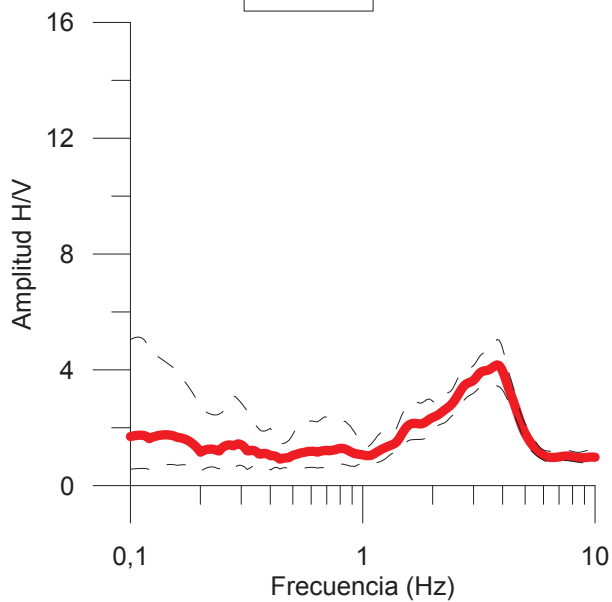
**Punto 1**



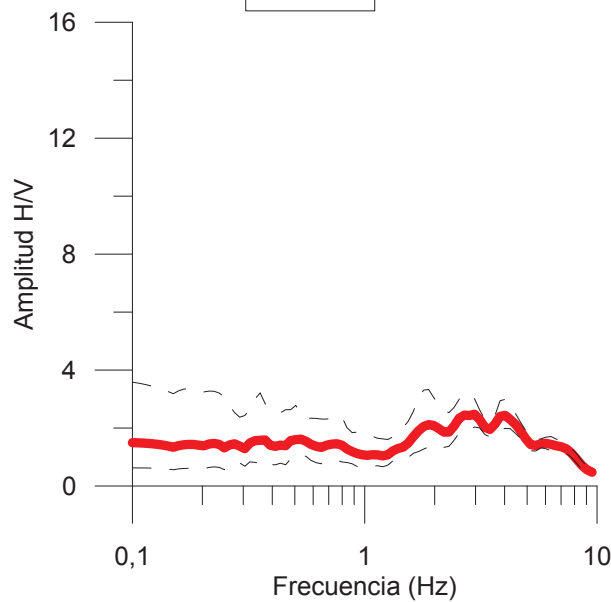
**Punto 2**



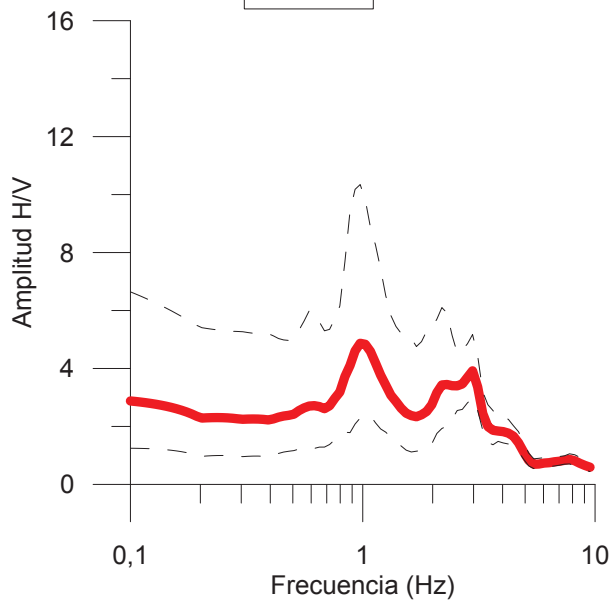
**Punto 3**



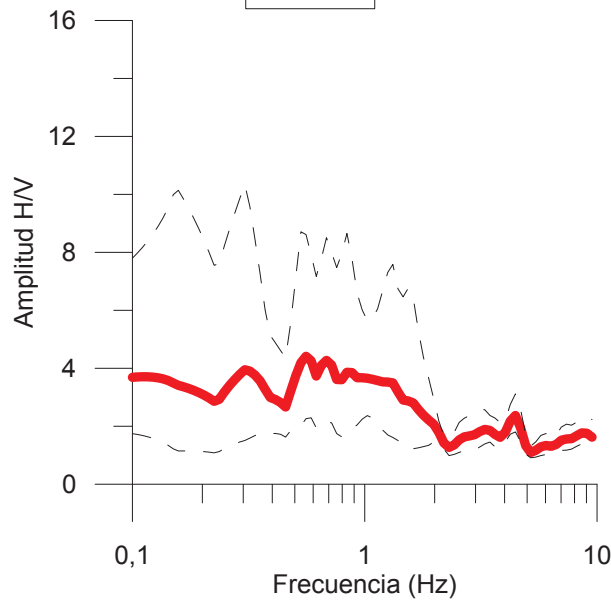
**Punto 4**

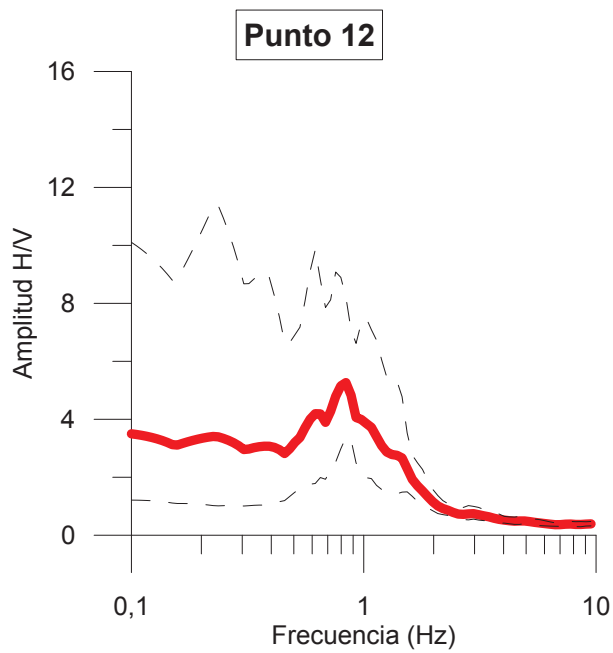
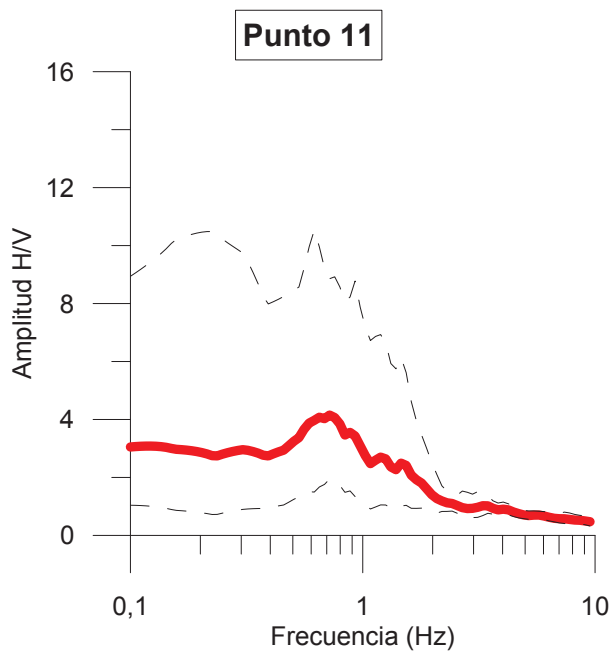
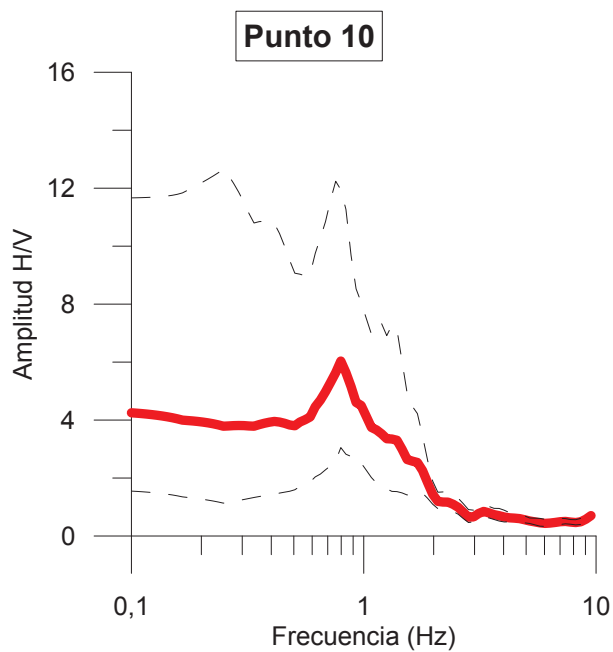
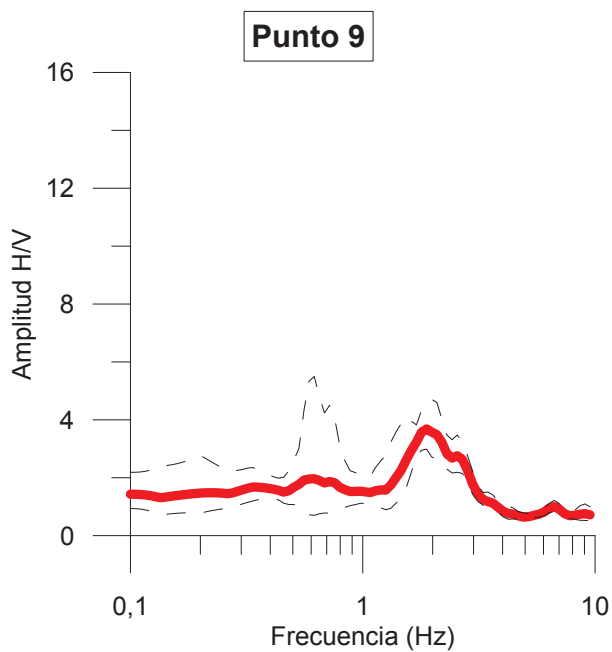
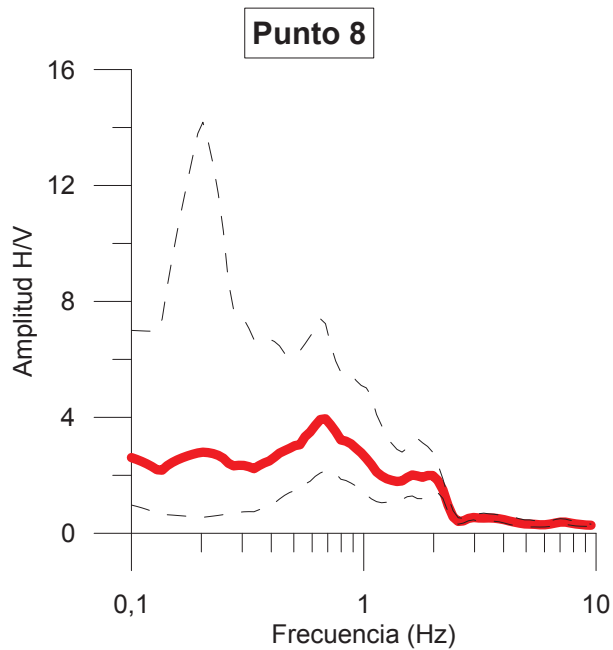
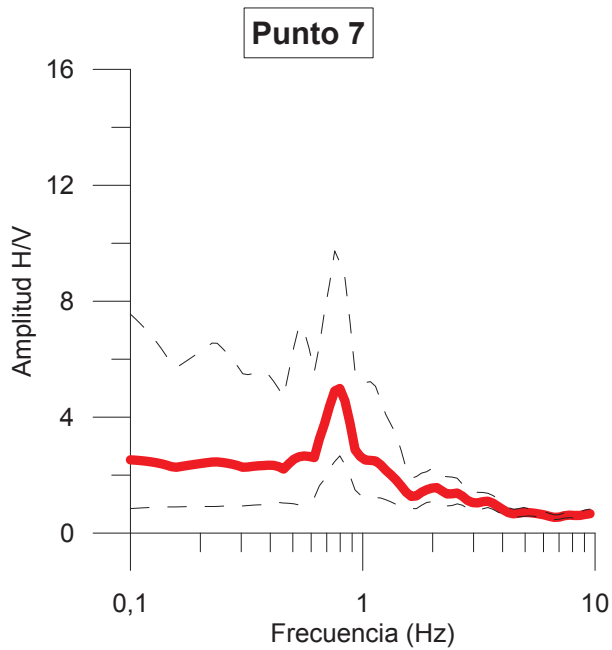


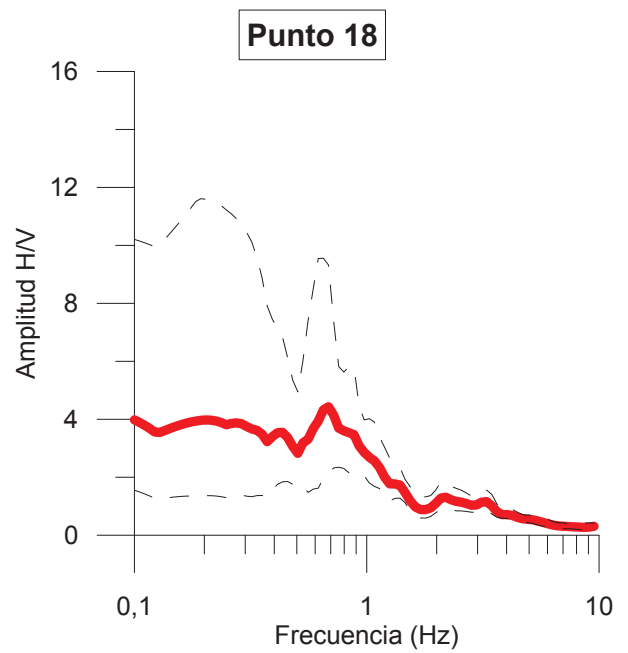
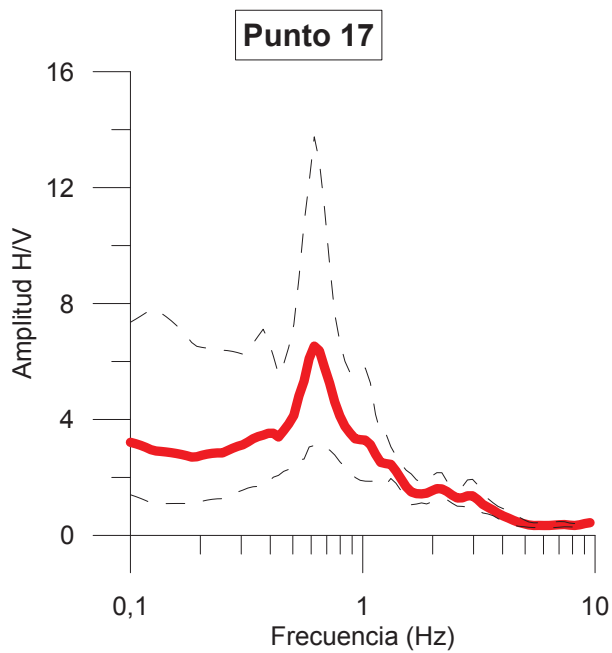
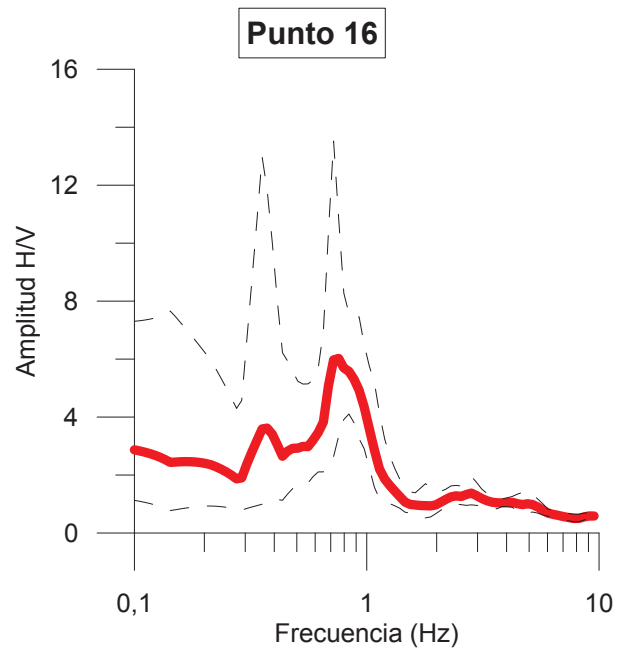
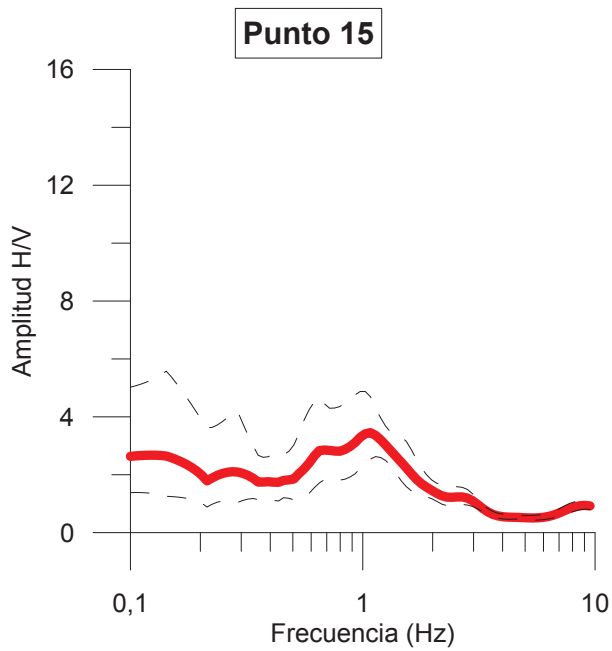
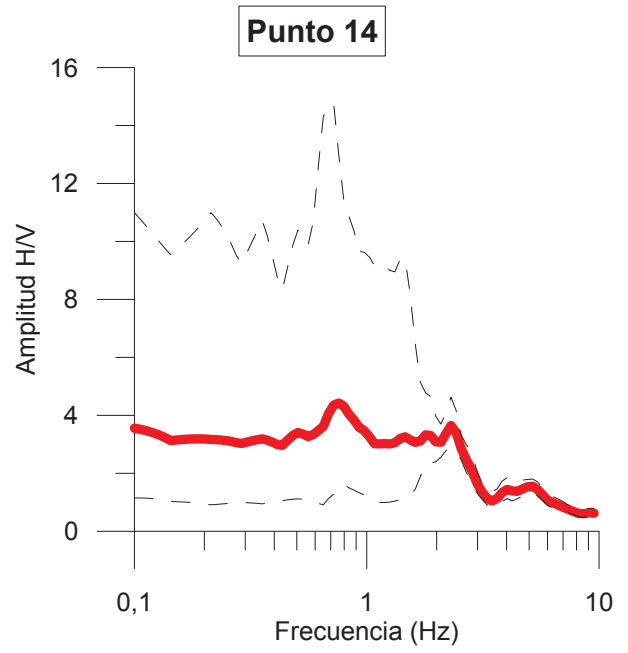
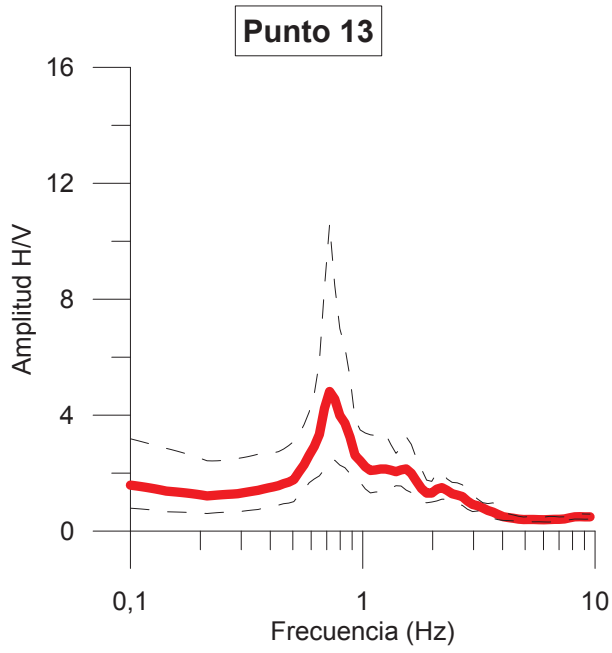
**Punto 5**



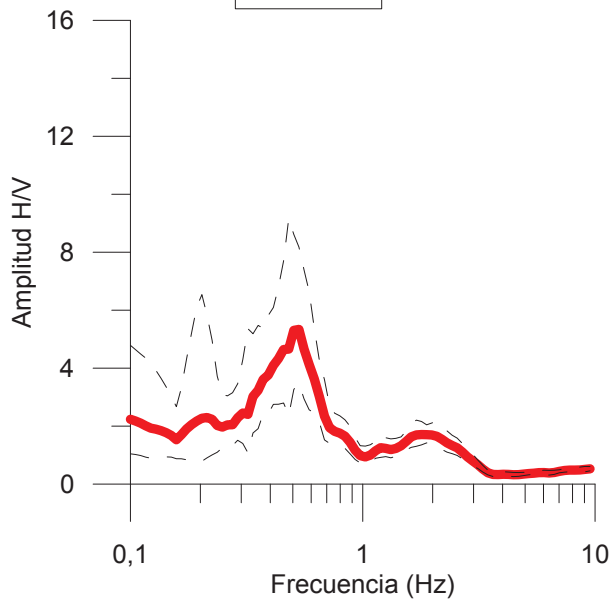
**Punto 6**



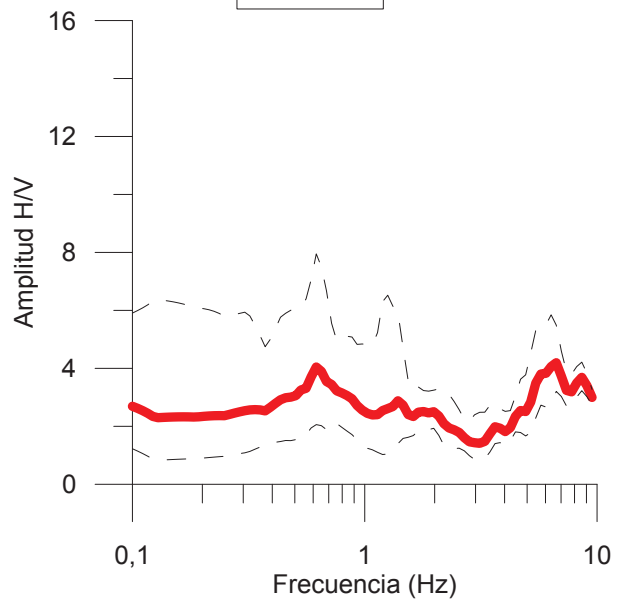




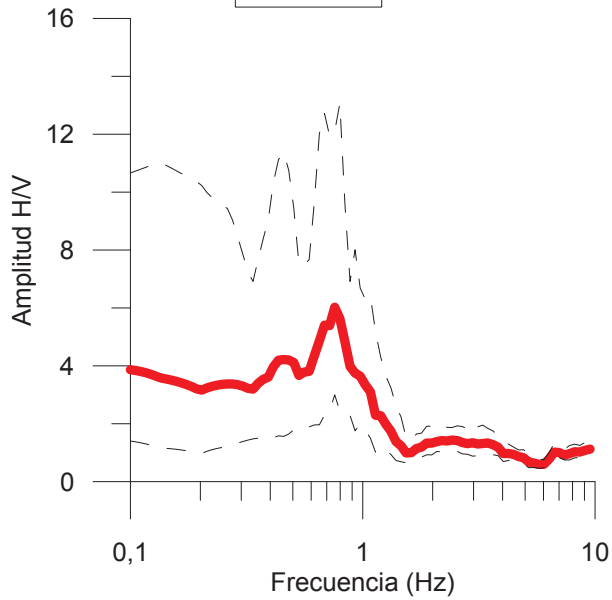
**Punto 19**



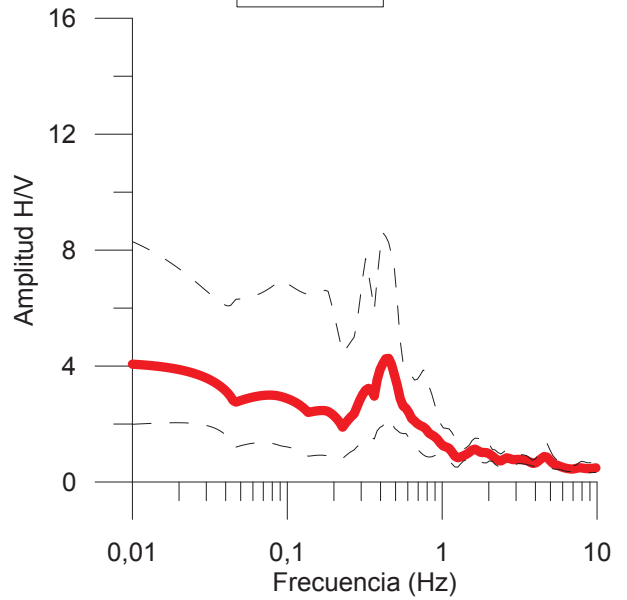
**Punto 20**



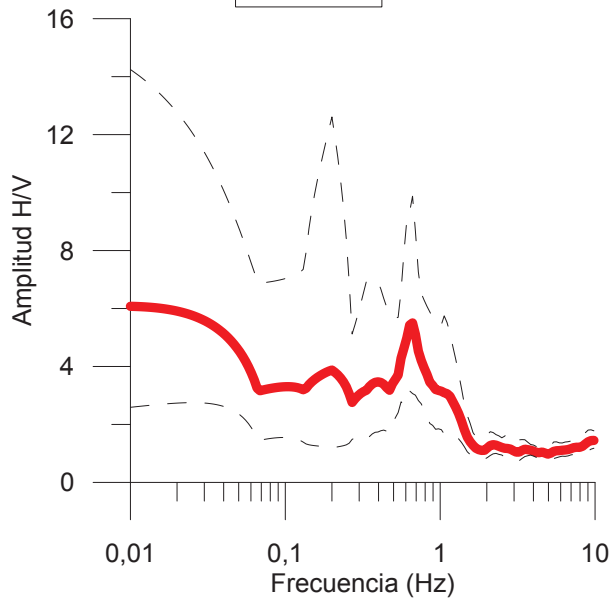
**Punto 21**



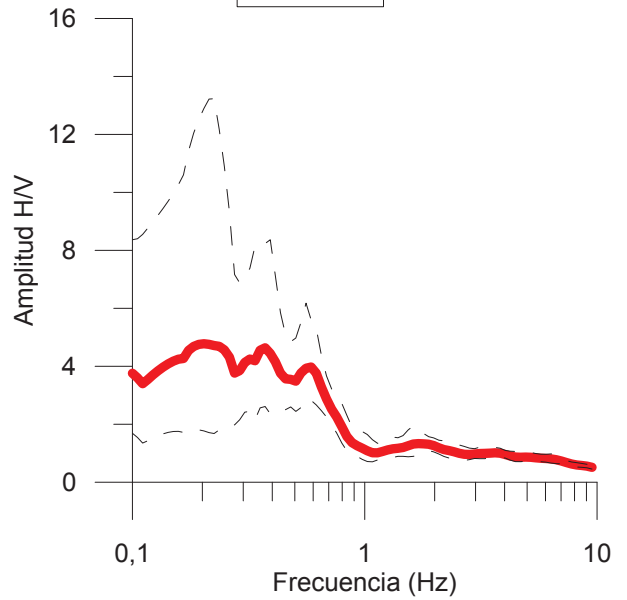
**Punto 22**



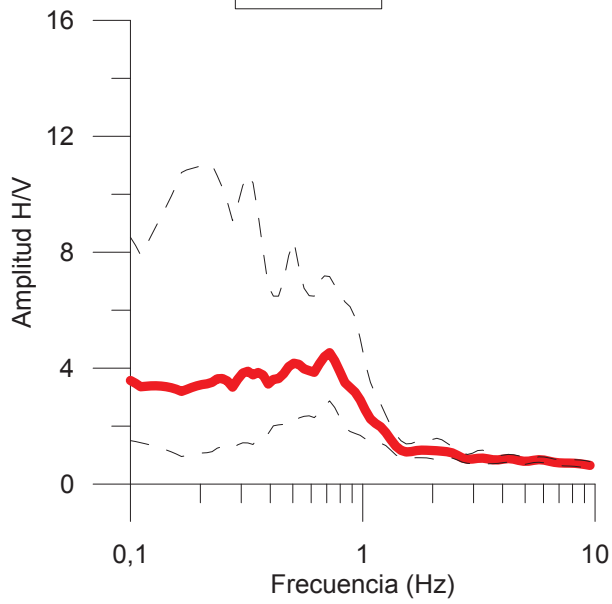
**Punto 23**



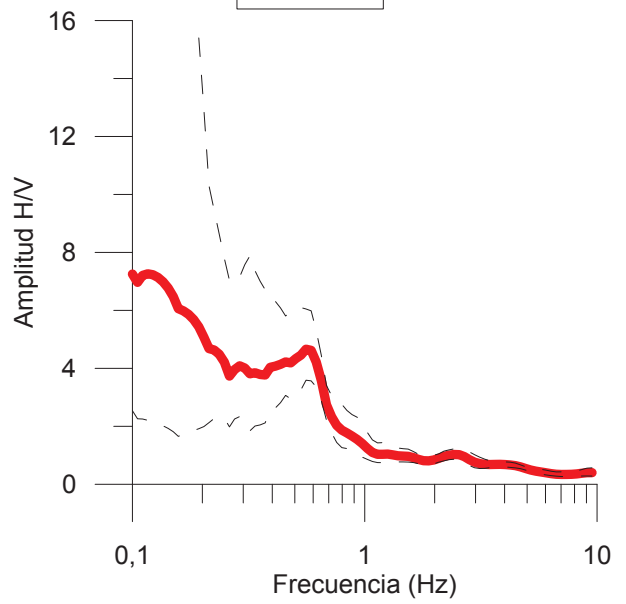
**Punto 24**



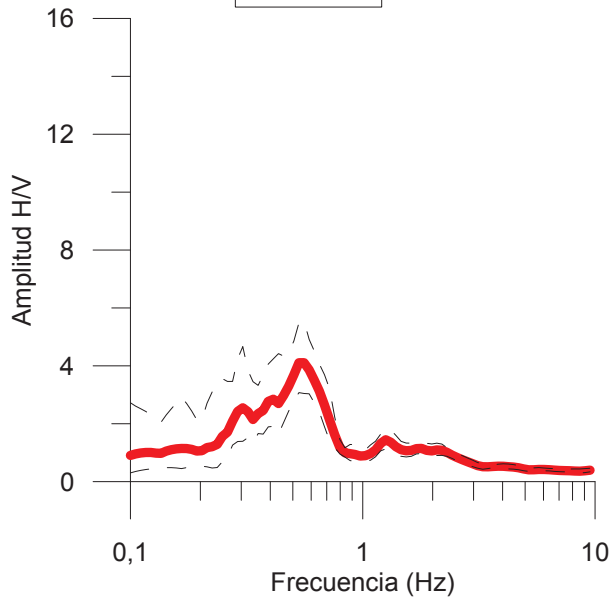
Punto 25



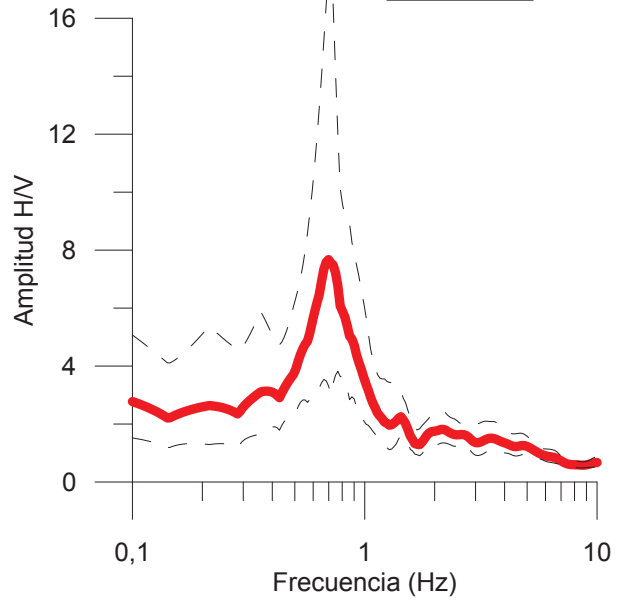
Punto 26



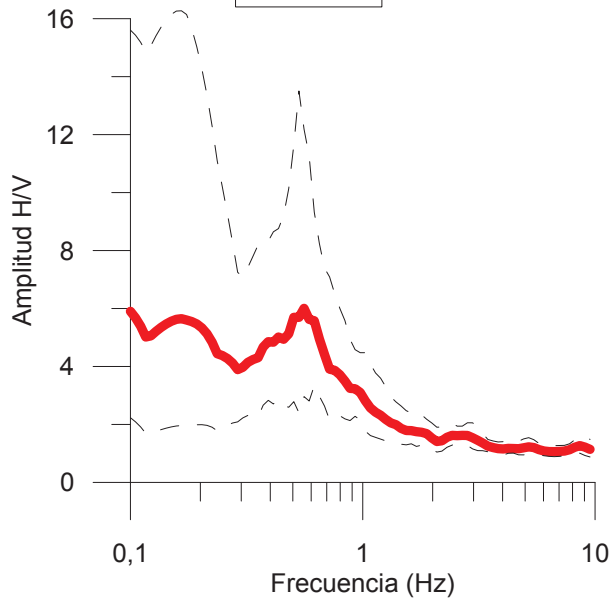
Punto 27



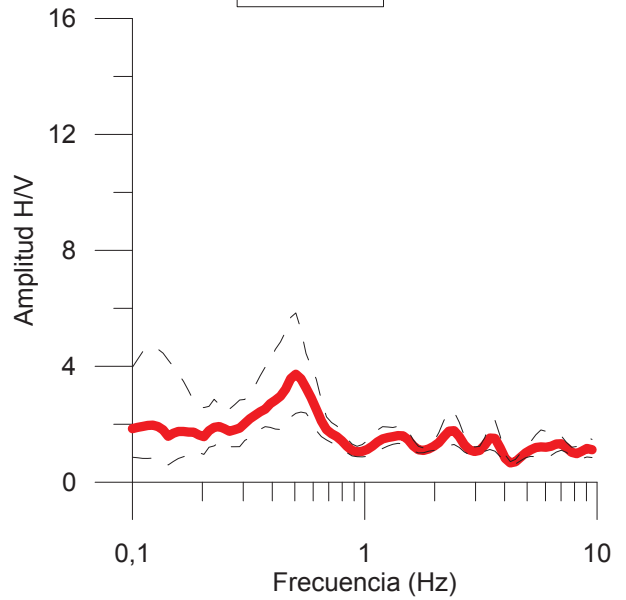
Punto 28



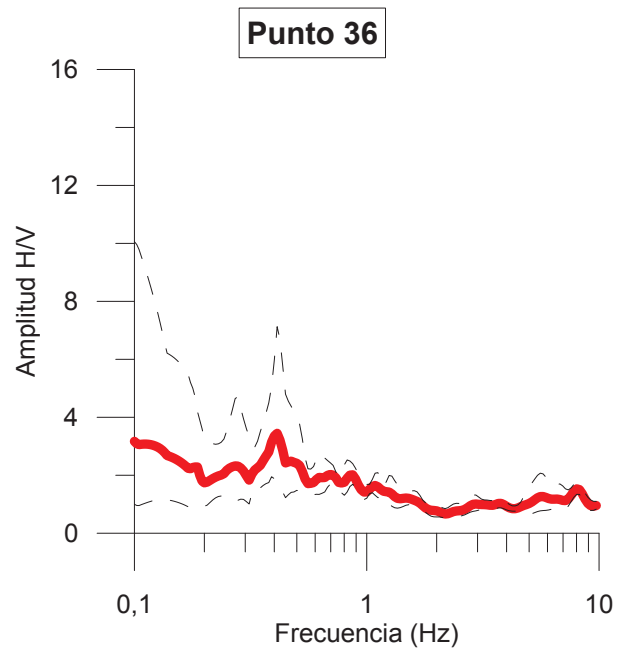
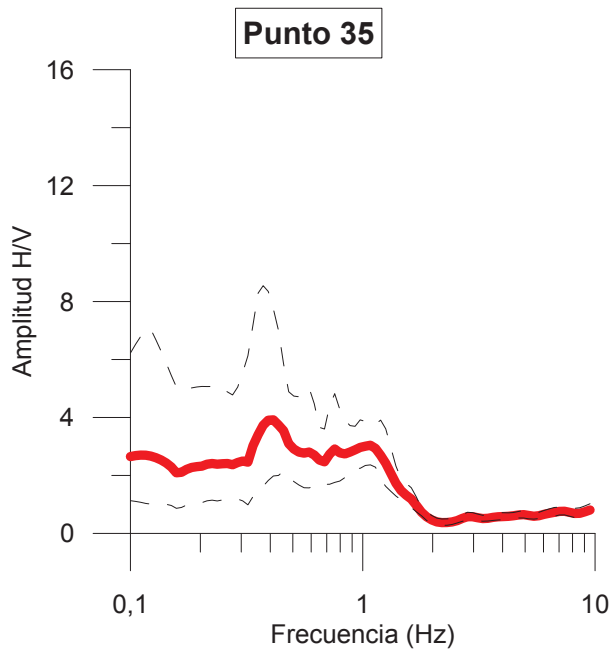
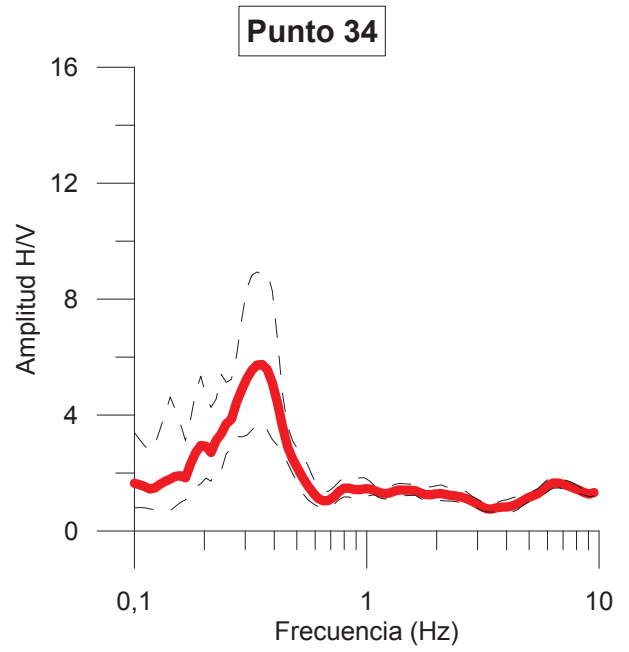
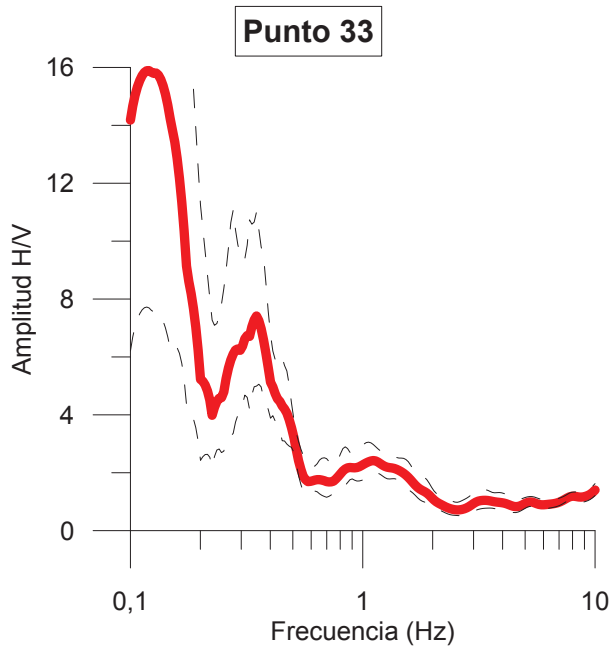
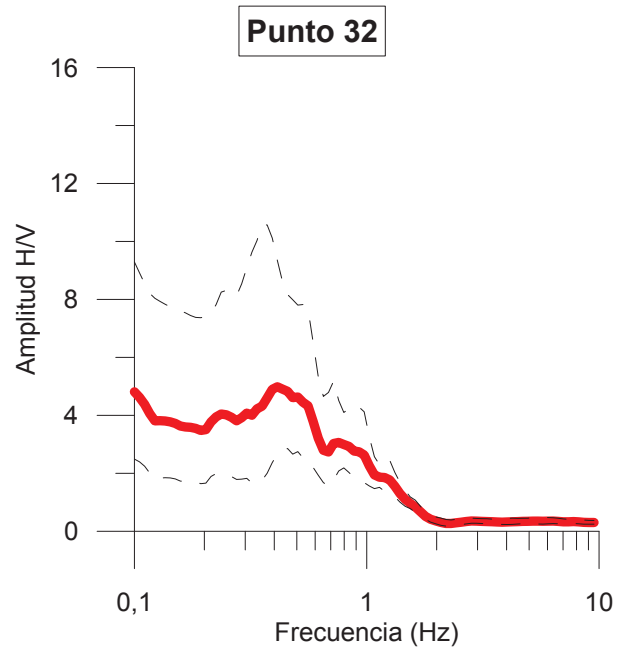
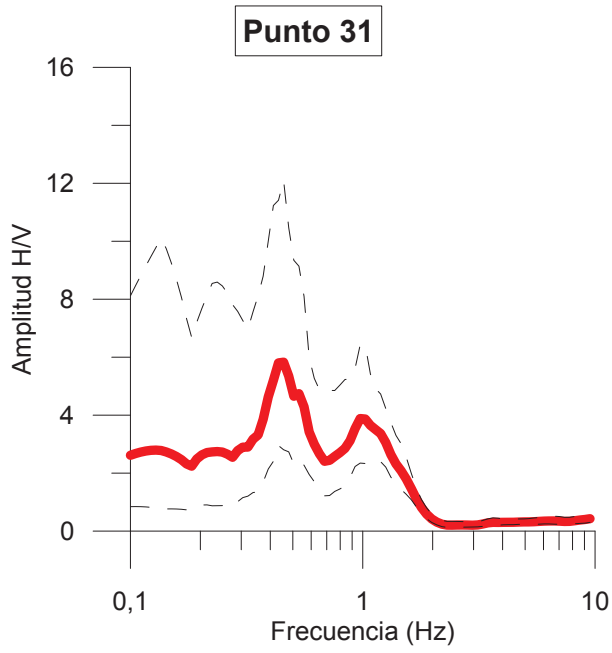
Punto 29



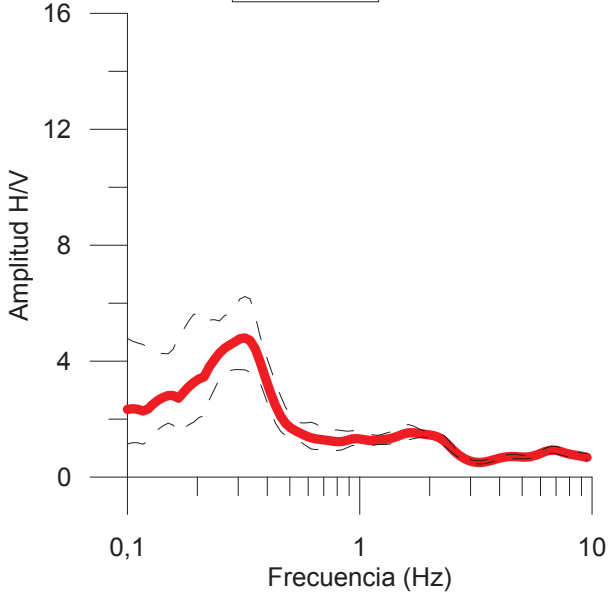
Punto 30



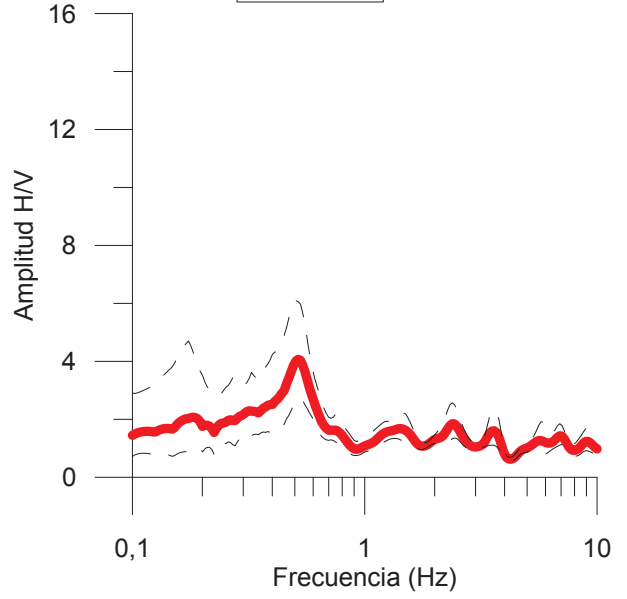




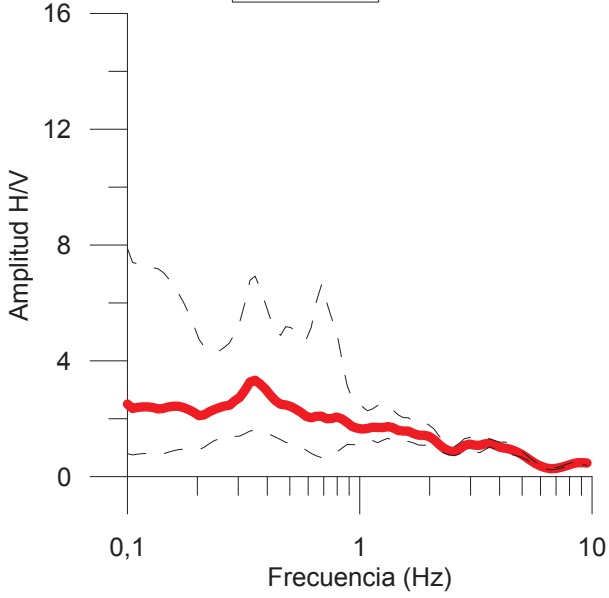
**Punto 37**



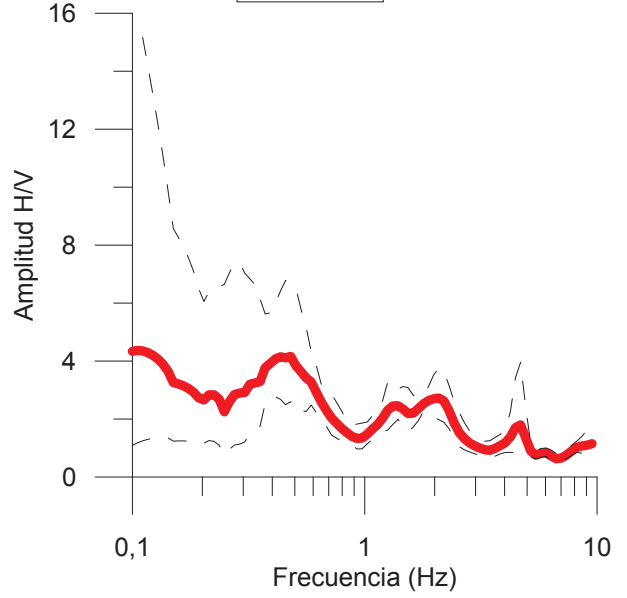
**Punto 38**



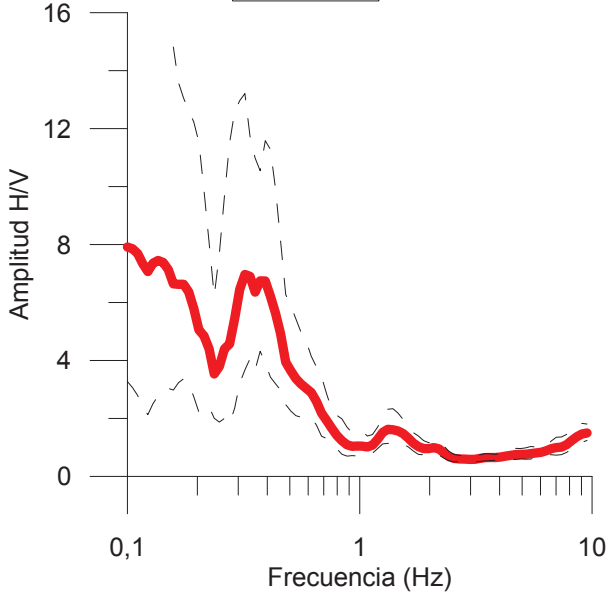
**Punto 39**



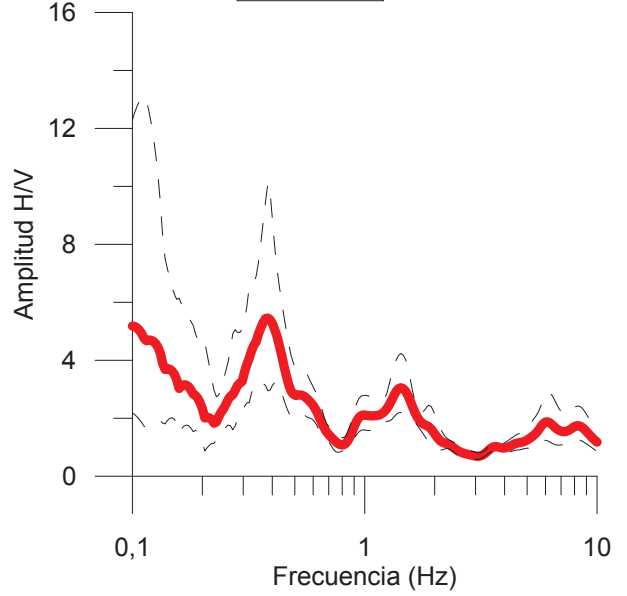
**Punto 40**

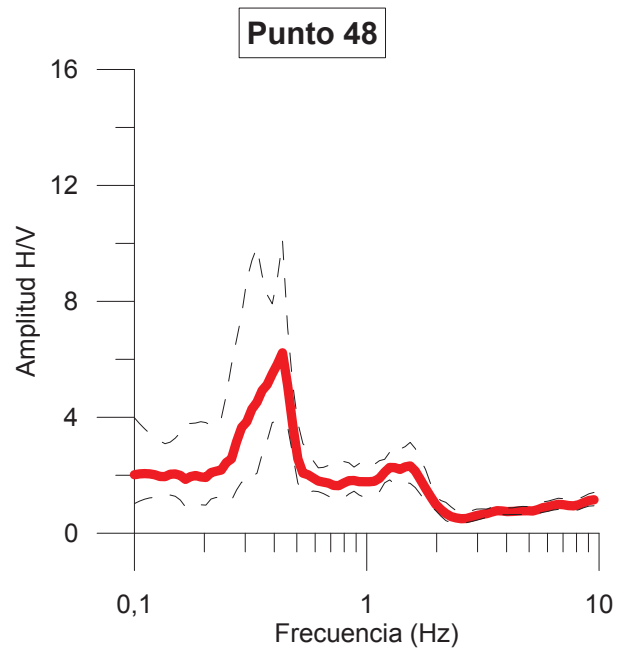
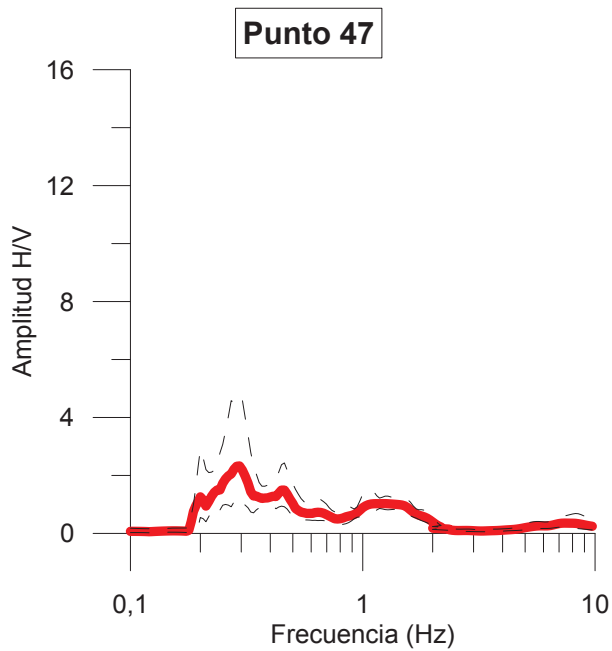
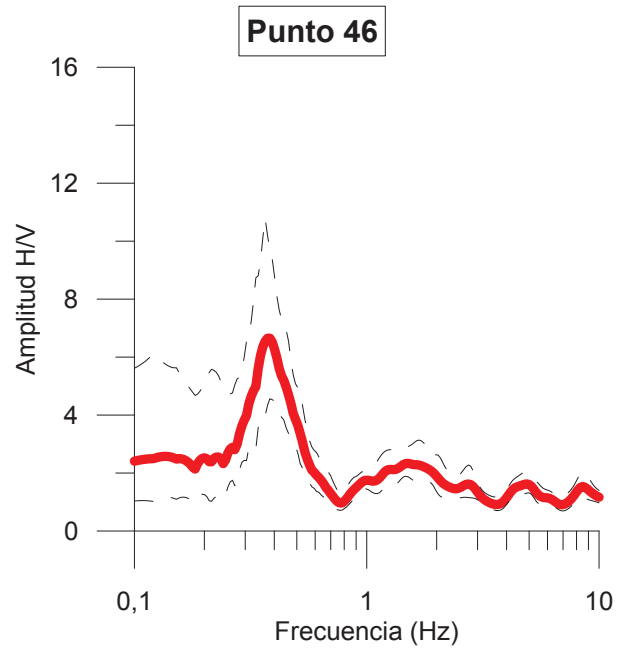
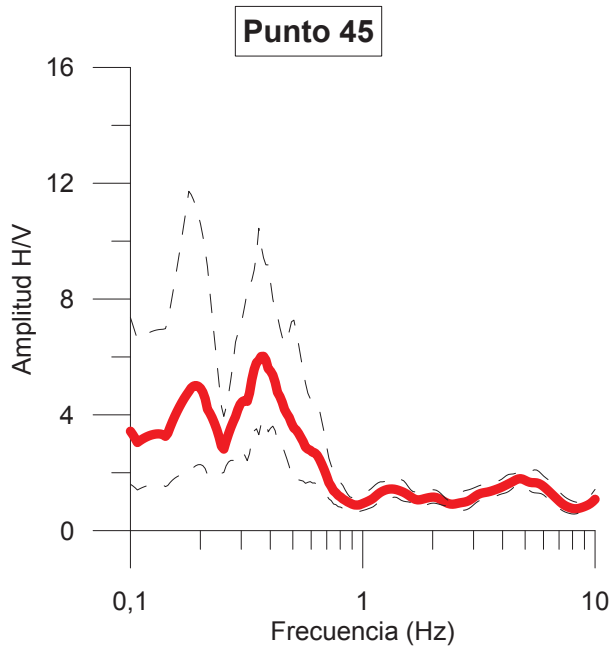
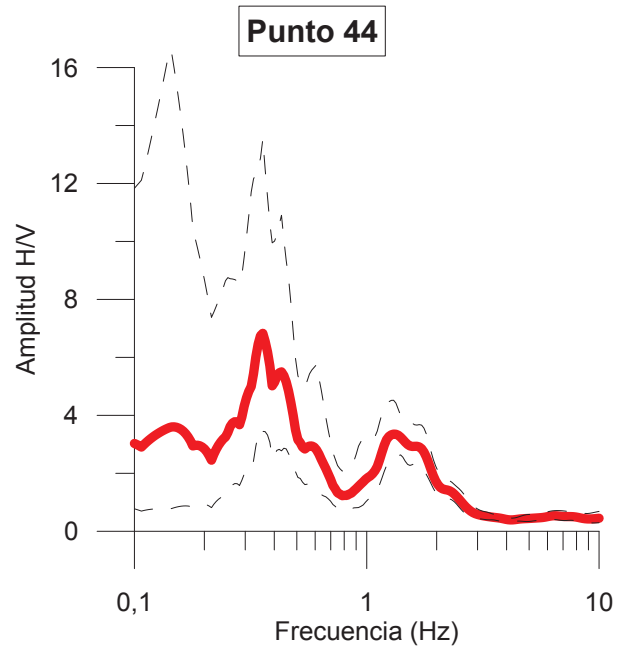
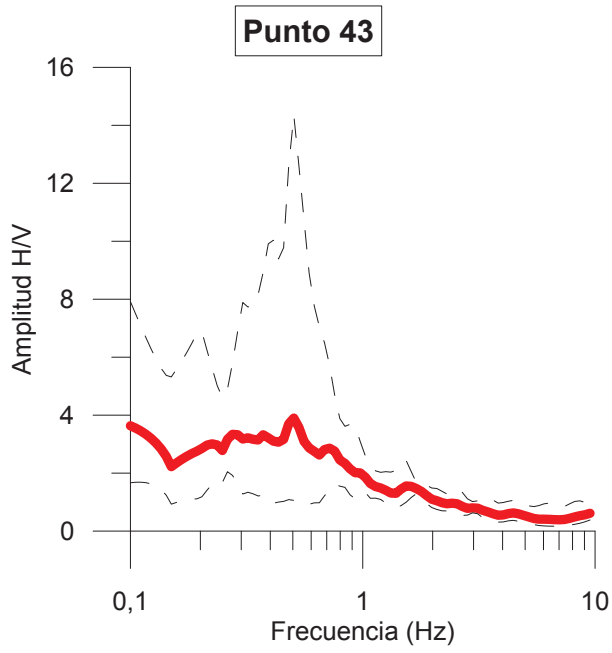


**Punto 41**

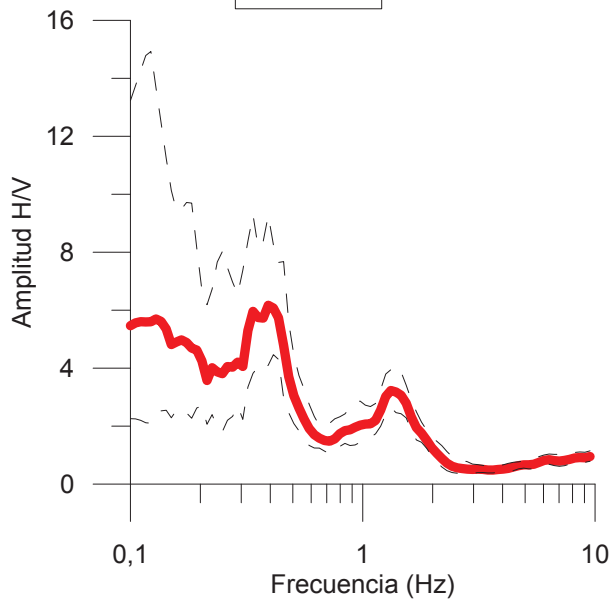


**Punto 42**

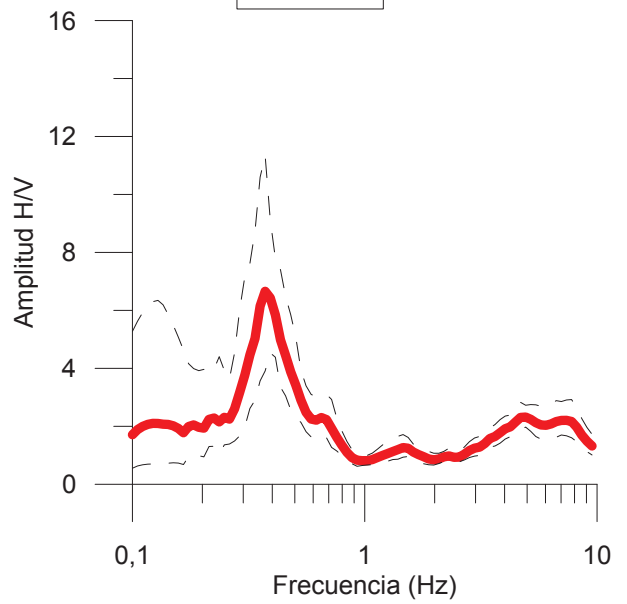




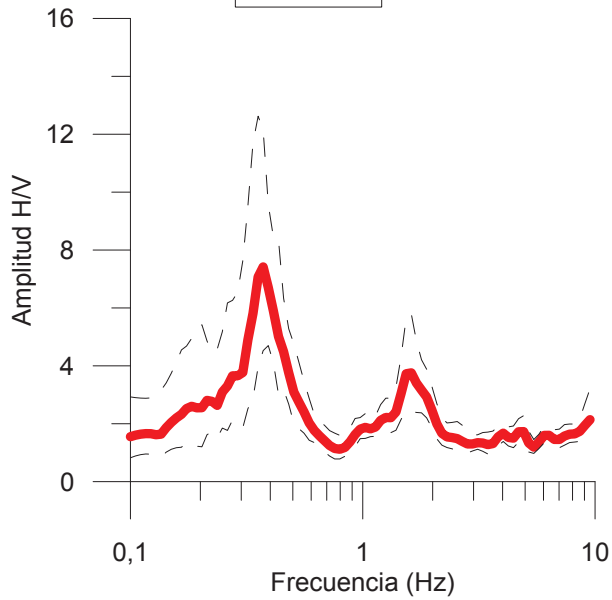
Punto 49



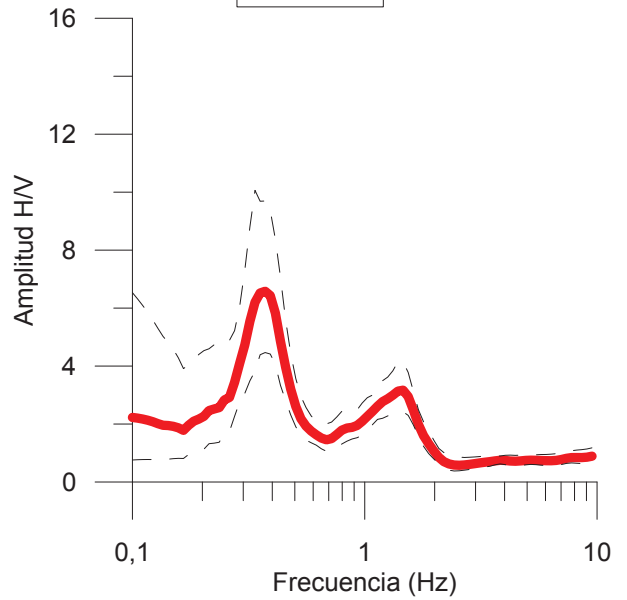
Punto 50



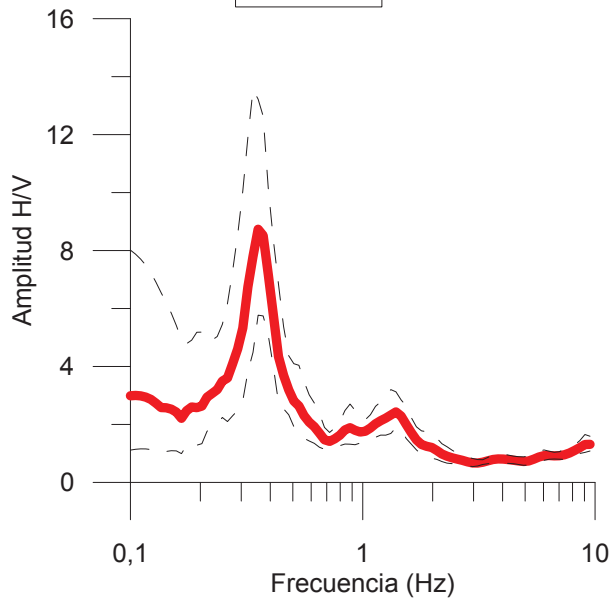
Punto 51



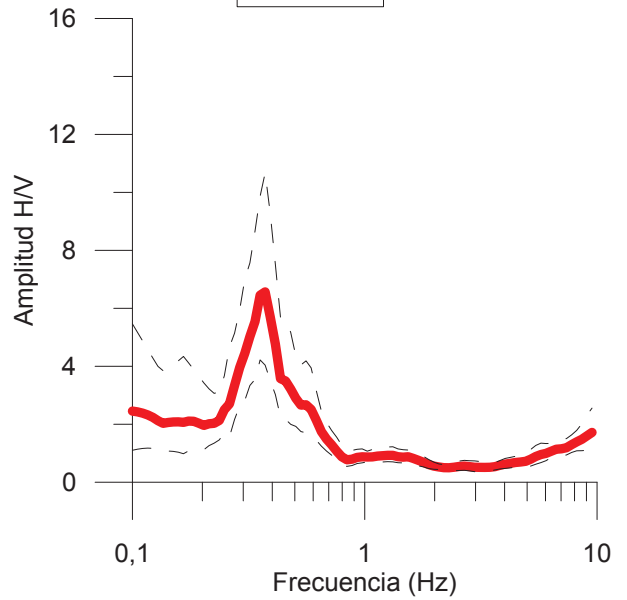
Punto 52



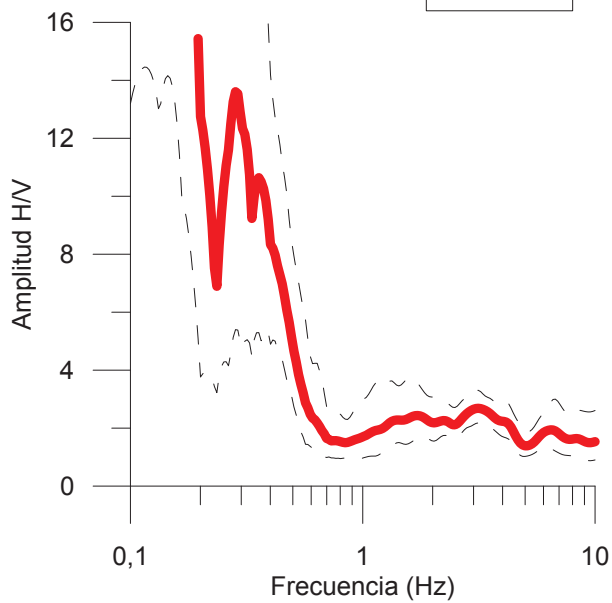
Punto 53



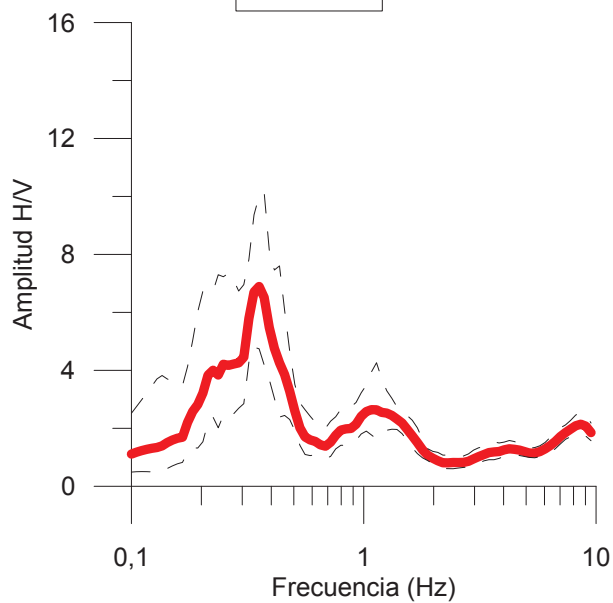
Punto 54



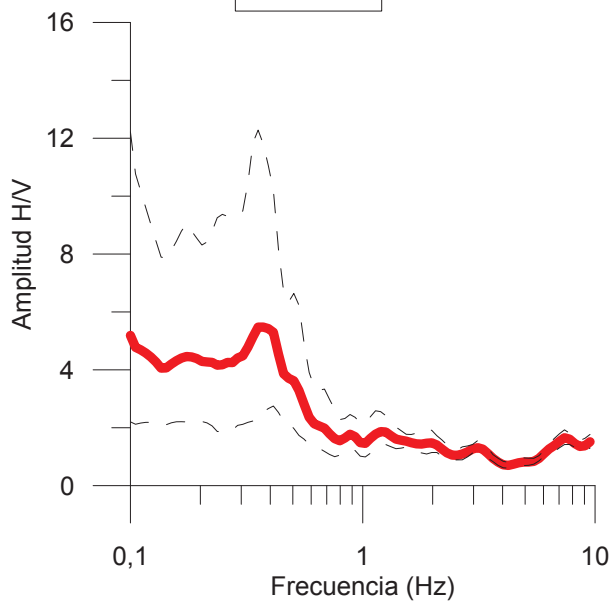
Punto 55



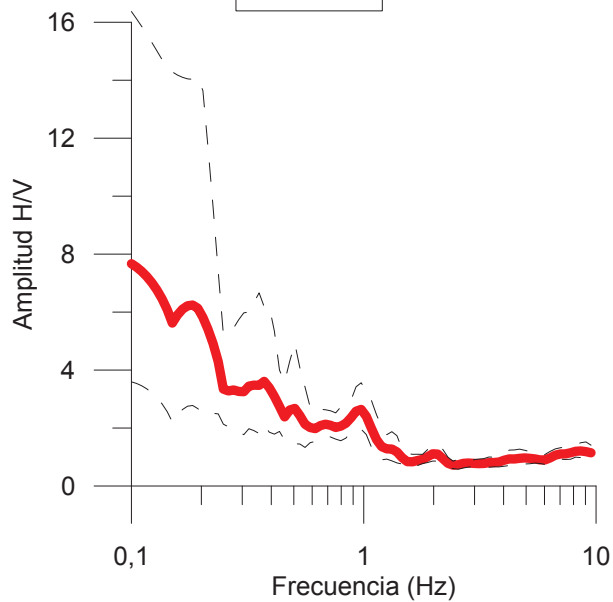
Punto 56



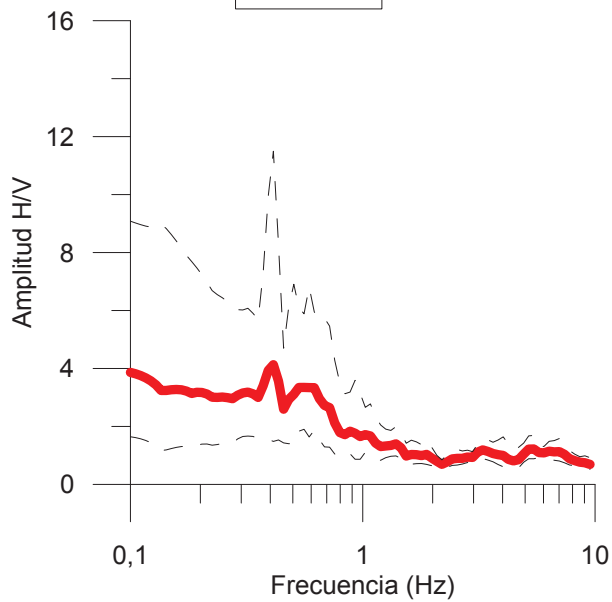
Punto 57



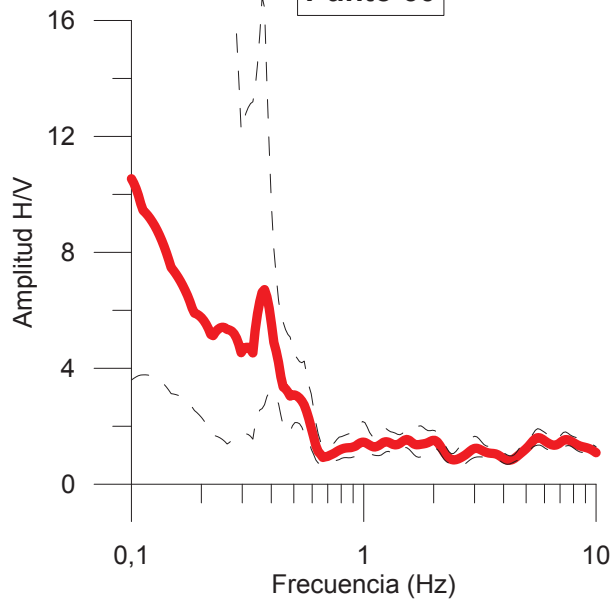
Punto 58

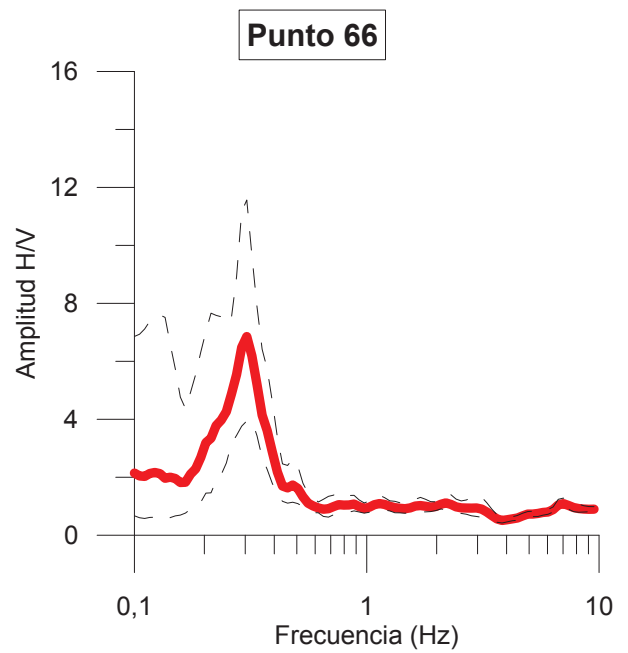
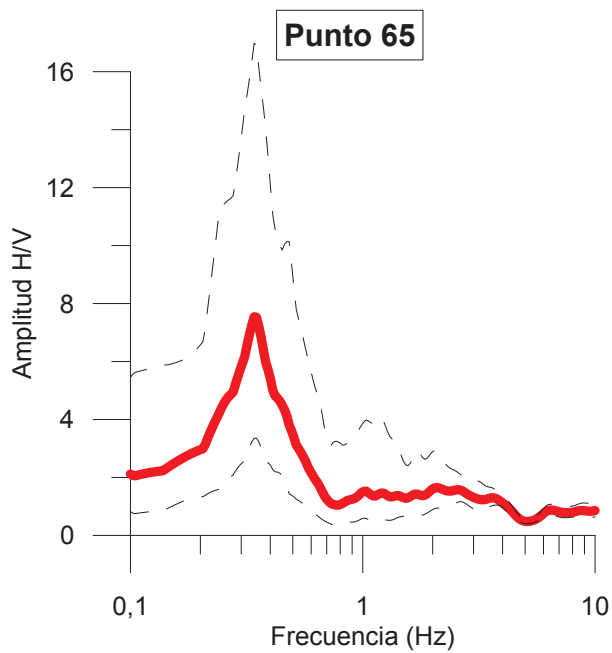
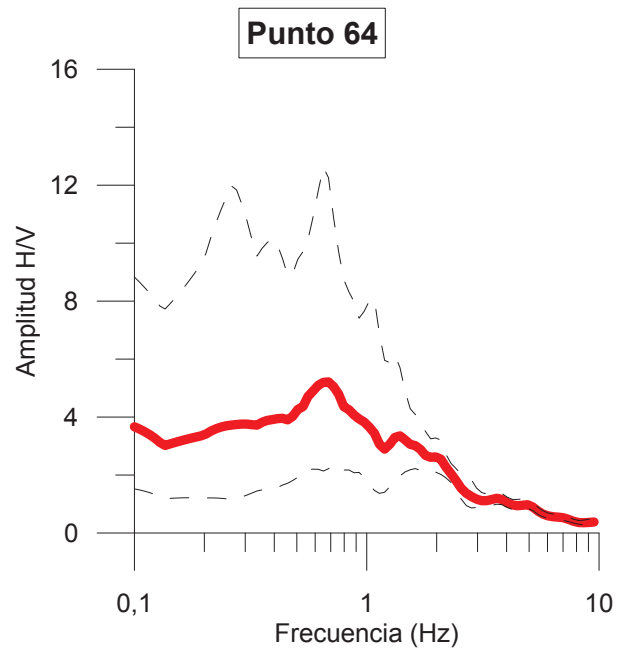
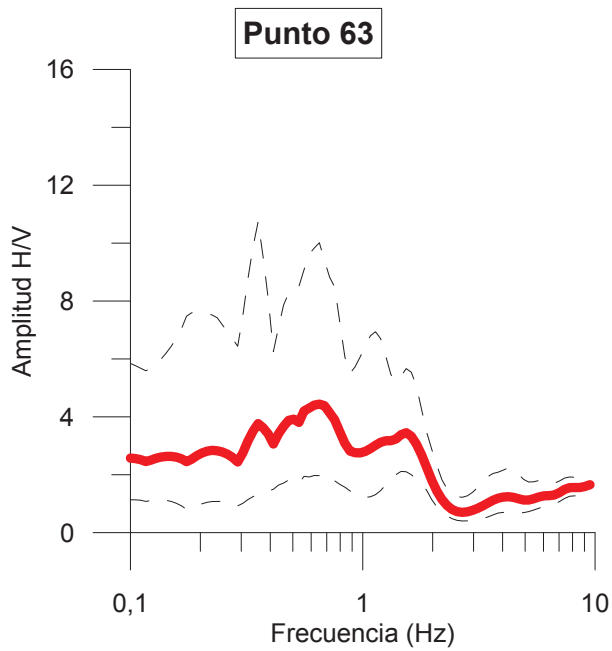
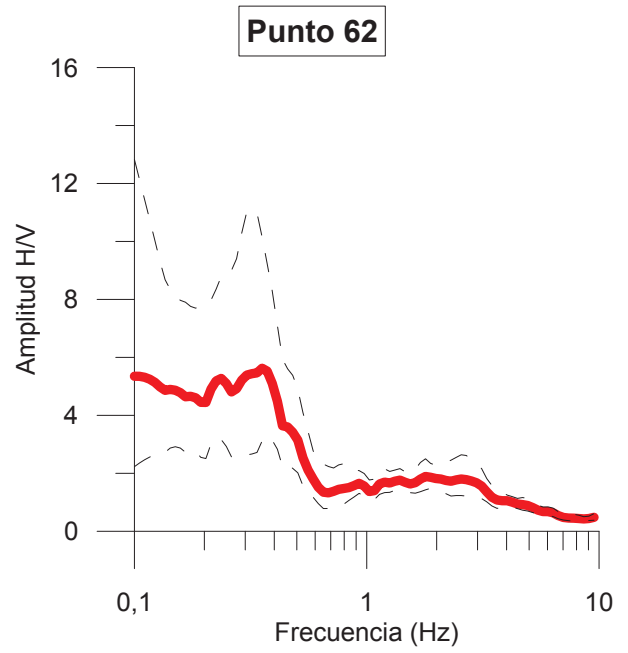
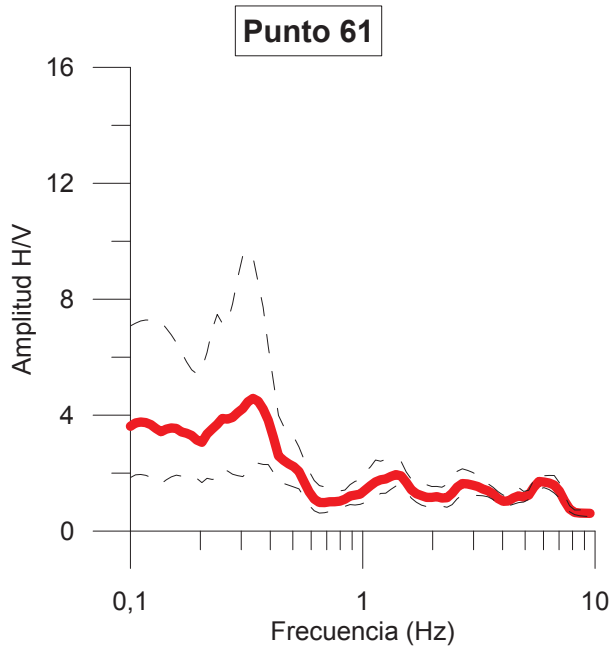


Punto 59

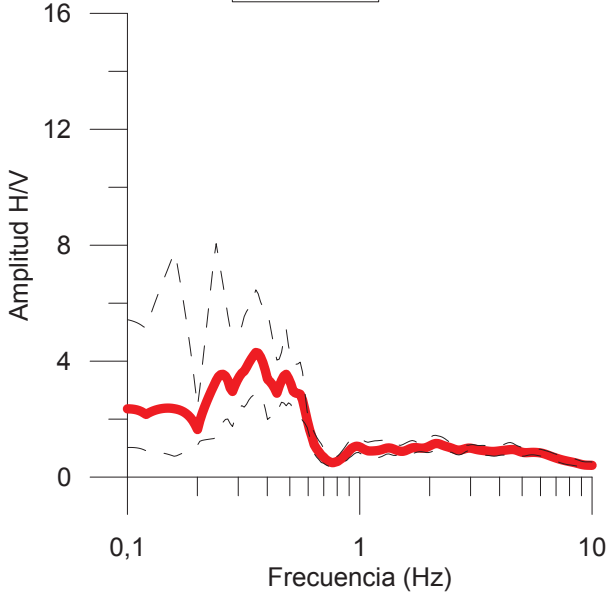


Punto 60

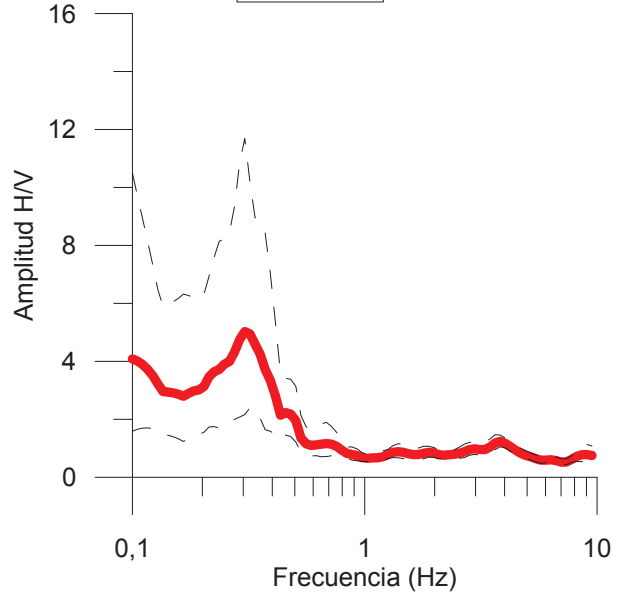




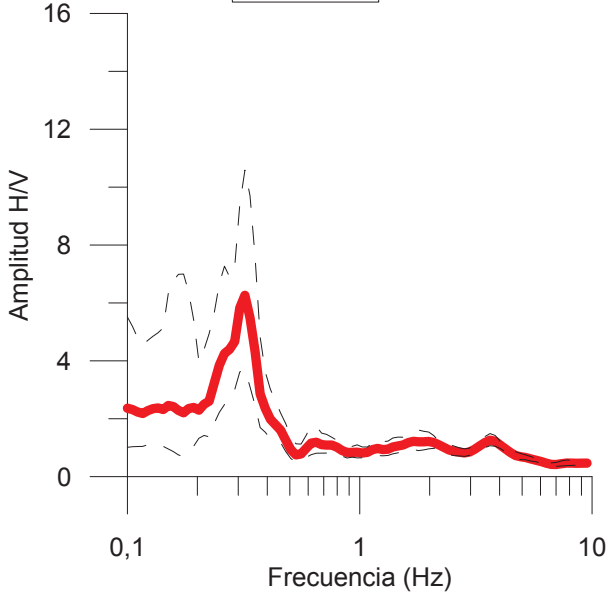
**Punto 67**



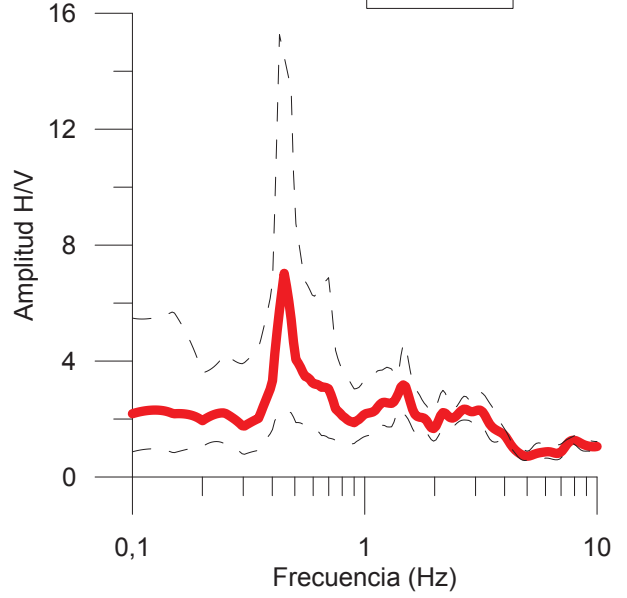
**Punto 68**



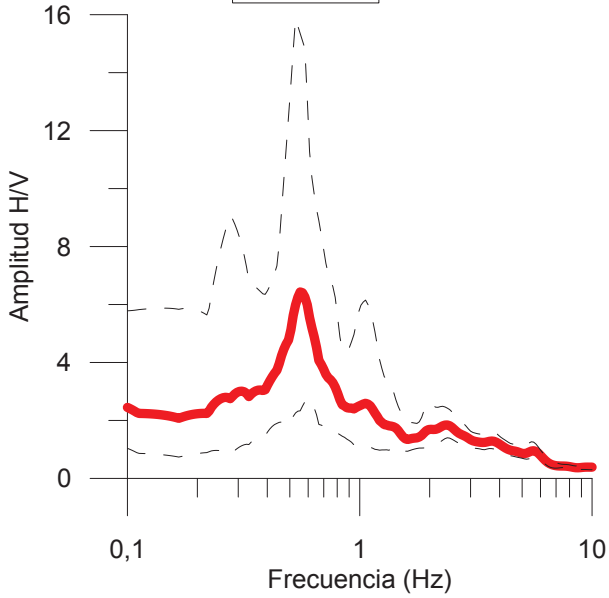
**Punto 69**



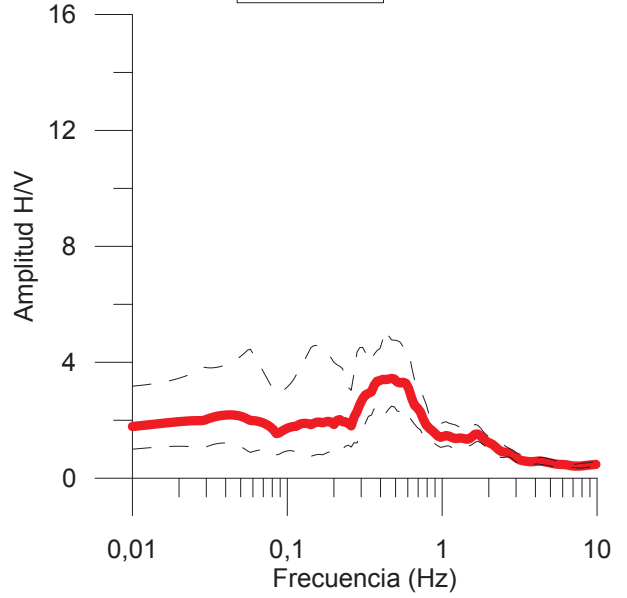
**Punto 70**



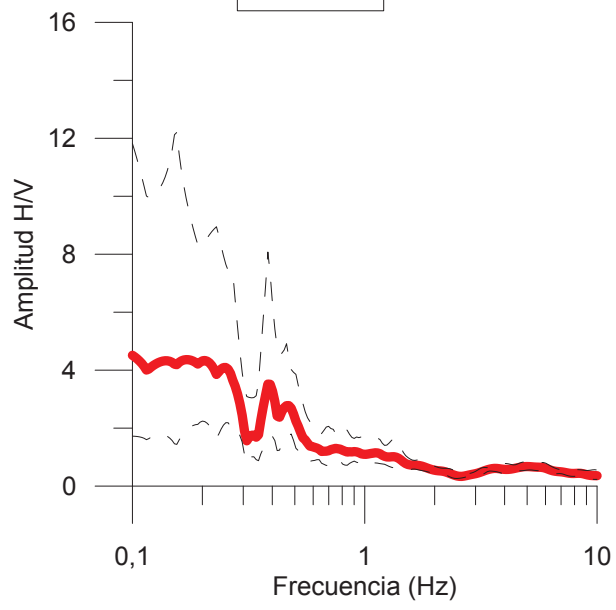
**Punto 71**



**Punto 72**



Punto 73





## **Anexo V. INVERSIONES DE LAS CURVAS H/V**

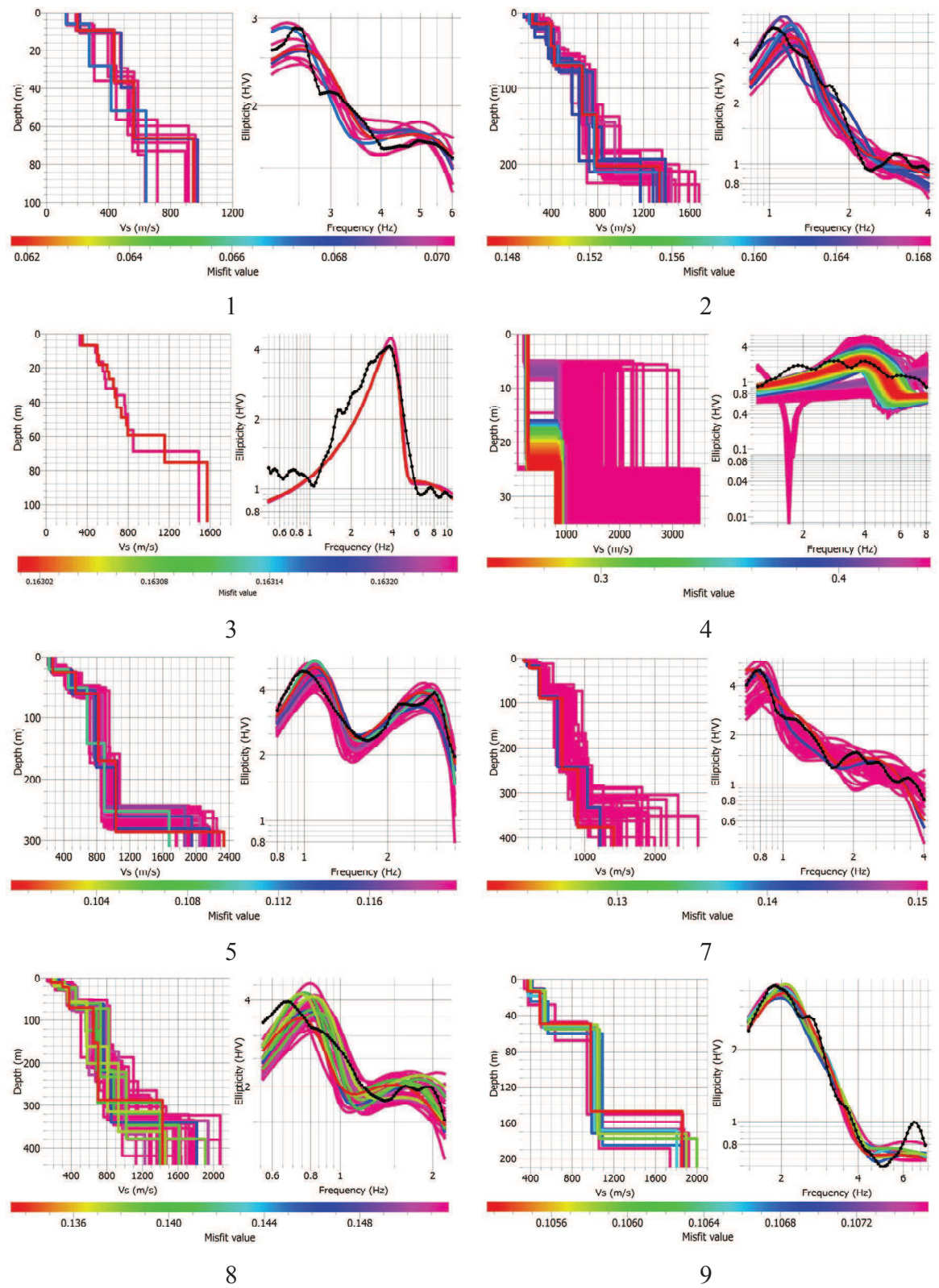


Fig. 1. Perfiles de Vs-Profundidad obtenidos a partir de la inversión de las curvas H-V obtenidas en los puntos de medida 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8 y 9 de la campaña de ruido de 2009.

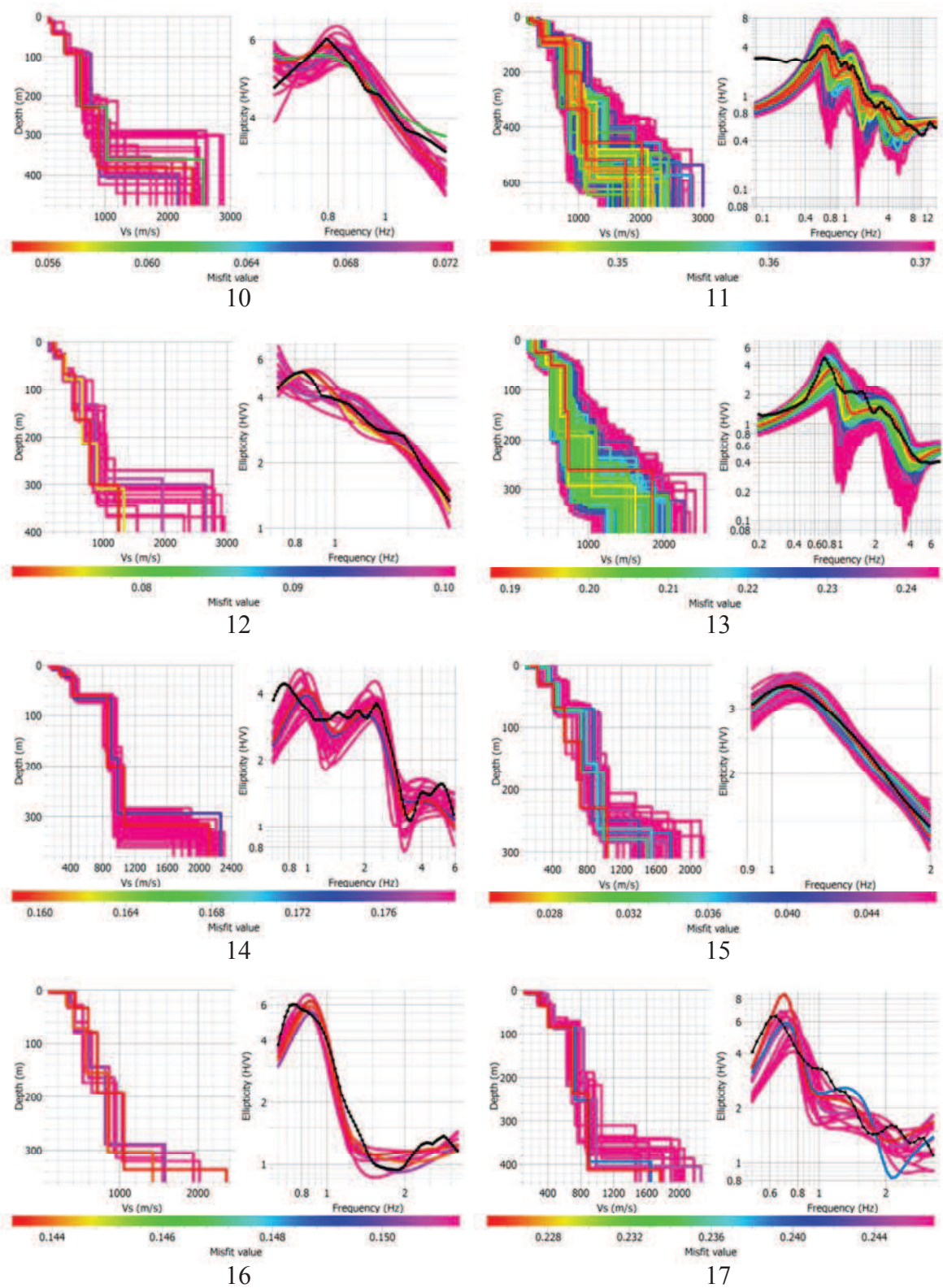


Fig. 2. Perfiles de Vs-Profundidad obtenidos a partir de la inversión de las curvas H-V obtenidas en los puntos de medida 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 y 17 de la campaña de ruido de 2009.

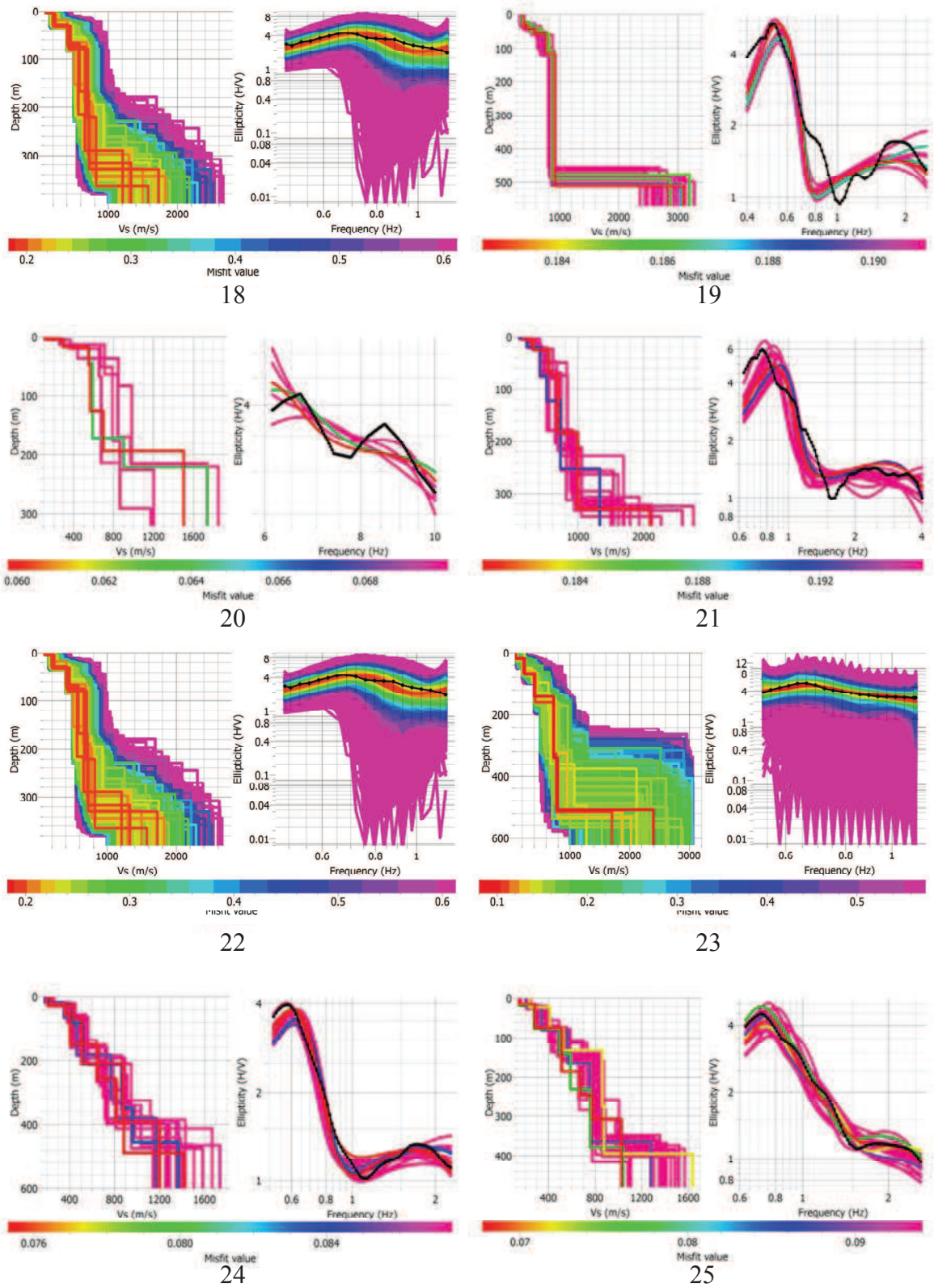
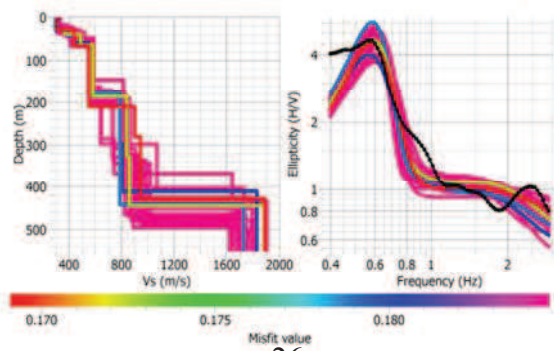
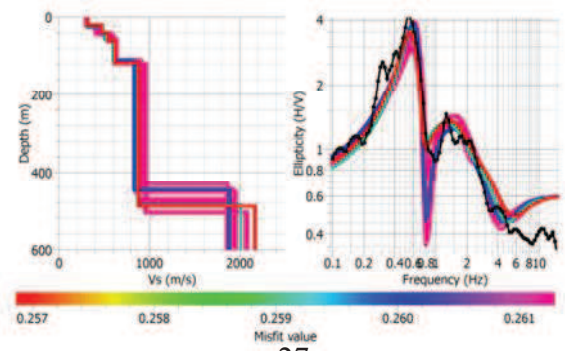


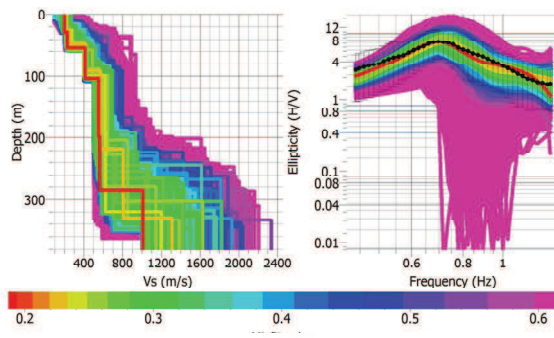
Fig. 3. Perfiles de  $V_s$ -Profundidad obtenidos a partir de la inversión de las curvas H-V obtenidas en los puntos de medida 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24 y 25 de la campaña de ruido de 2009.



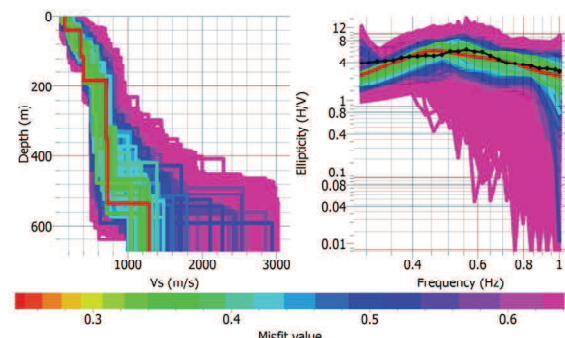
26



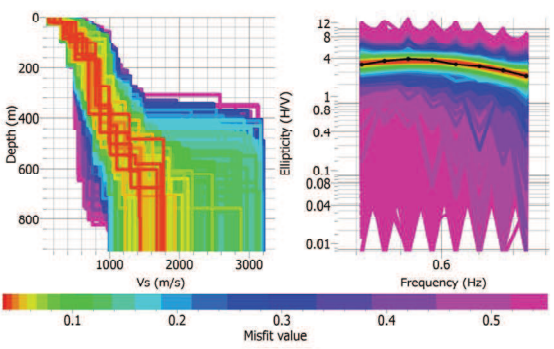
27



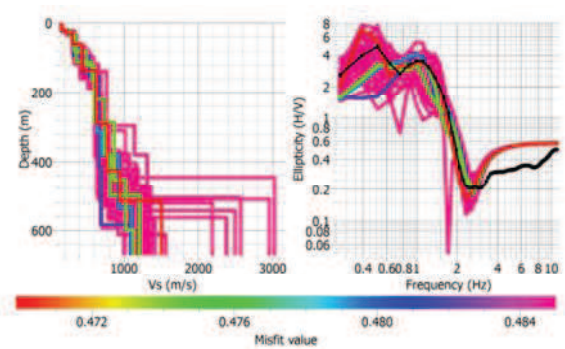
28



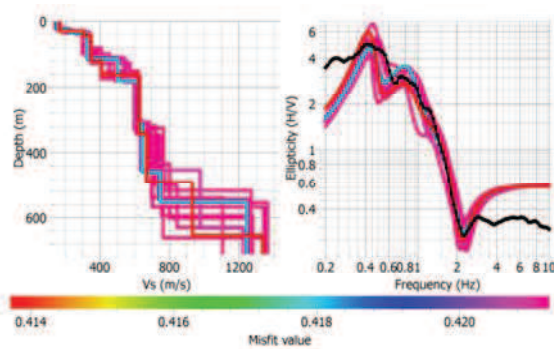
29



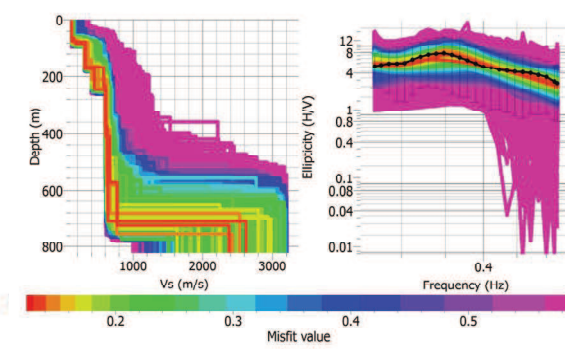
30



31



32



33

Fig. 4. Perfiles de Vs-Profundidad obtenidos a partir de la inversión de las curvas H-V de los puntos de medida 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32 y 33 de la campaña de ruido de 2009.

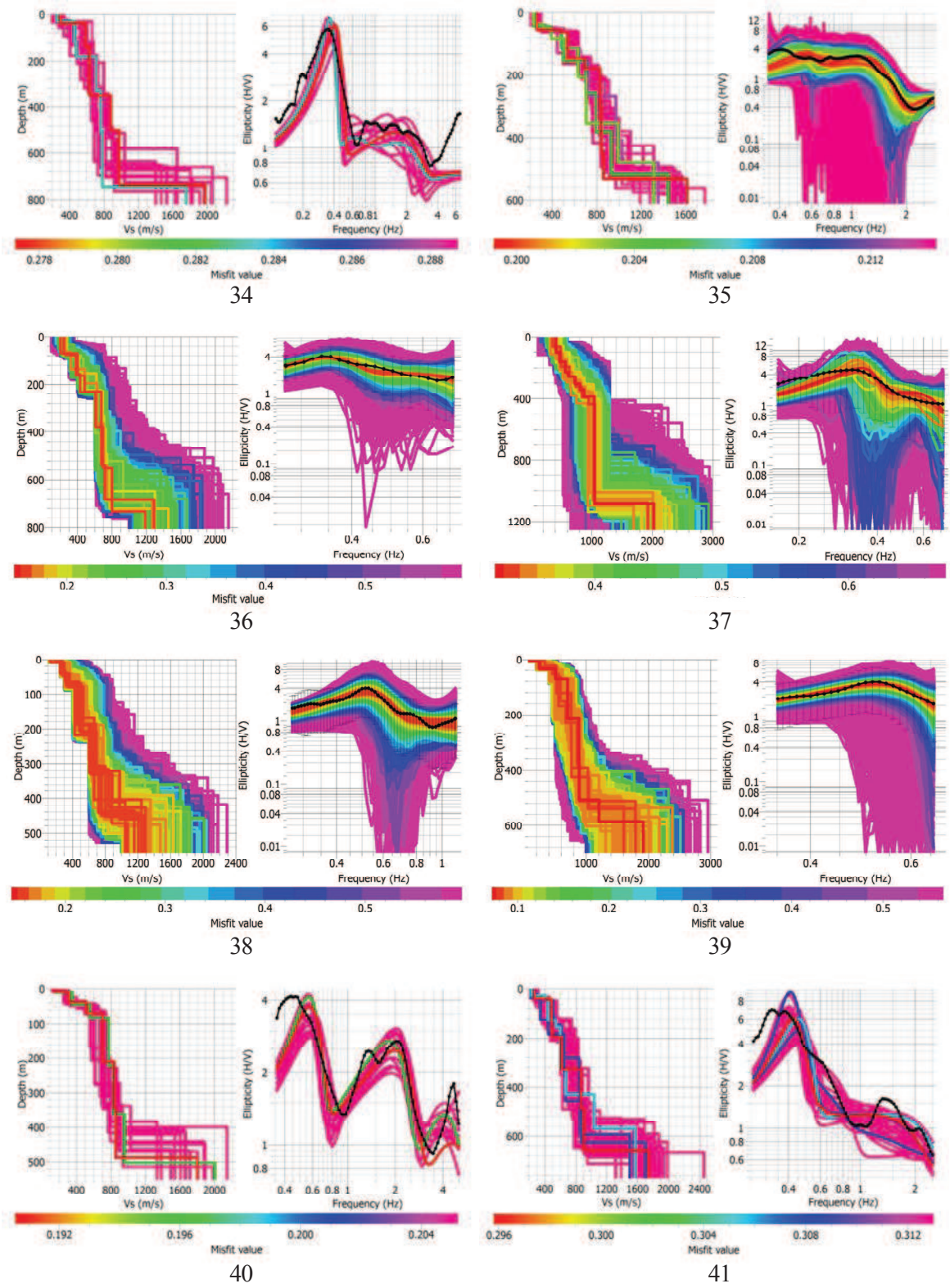


Fig. 5. Perfiles de Vs-Profundidad obtenidos a partir de la inversión de las curvas H-V de los puntos de medida 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40 y 41 de la campaña de ruido de 2009.

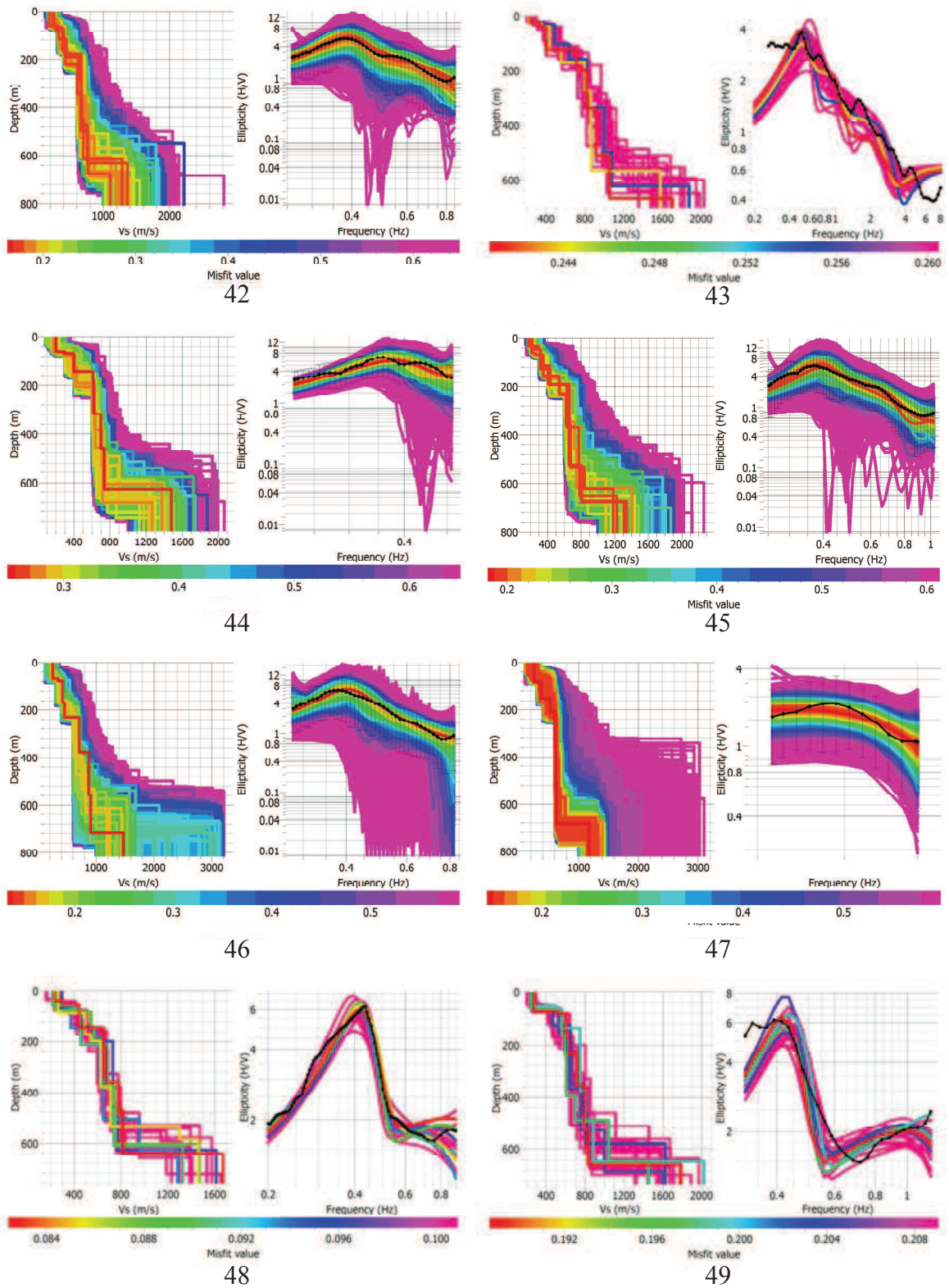


Fig. 6. Perfiles de Vs-Profundidad obtenidos a partir de la inversión de las curvas H-V de los puntos de medida 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48 y 49 de la campaña de ruido de 2009.

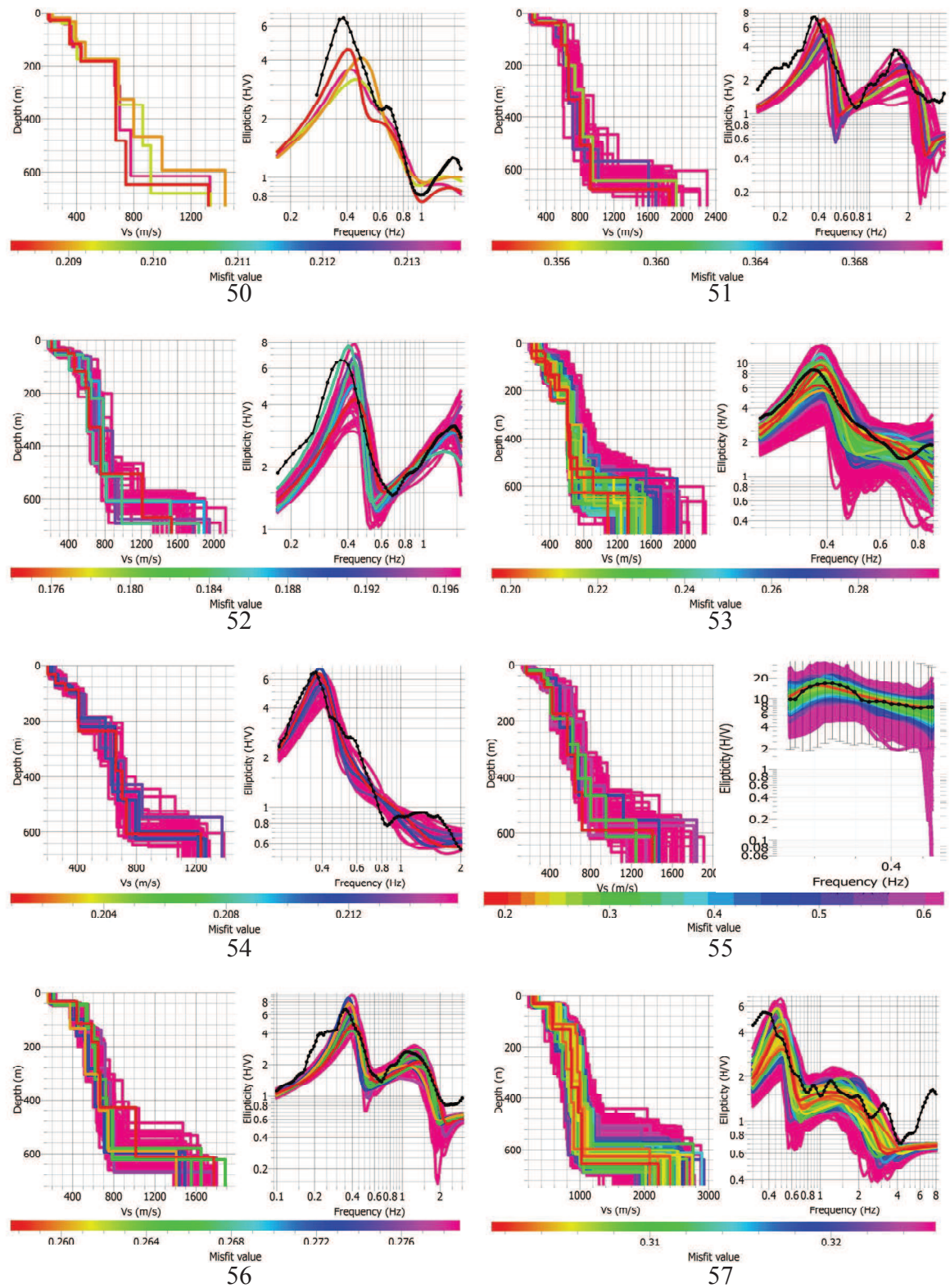


Fig. 7. Perfiles de Vs-Profundidad obtenidos a partir de la inversión de las curvas H-V de los puntos de medida 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56 y 57 de la campaña de ruido de 2009.



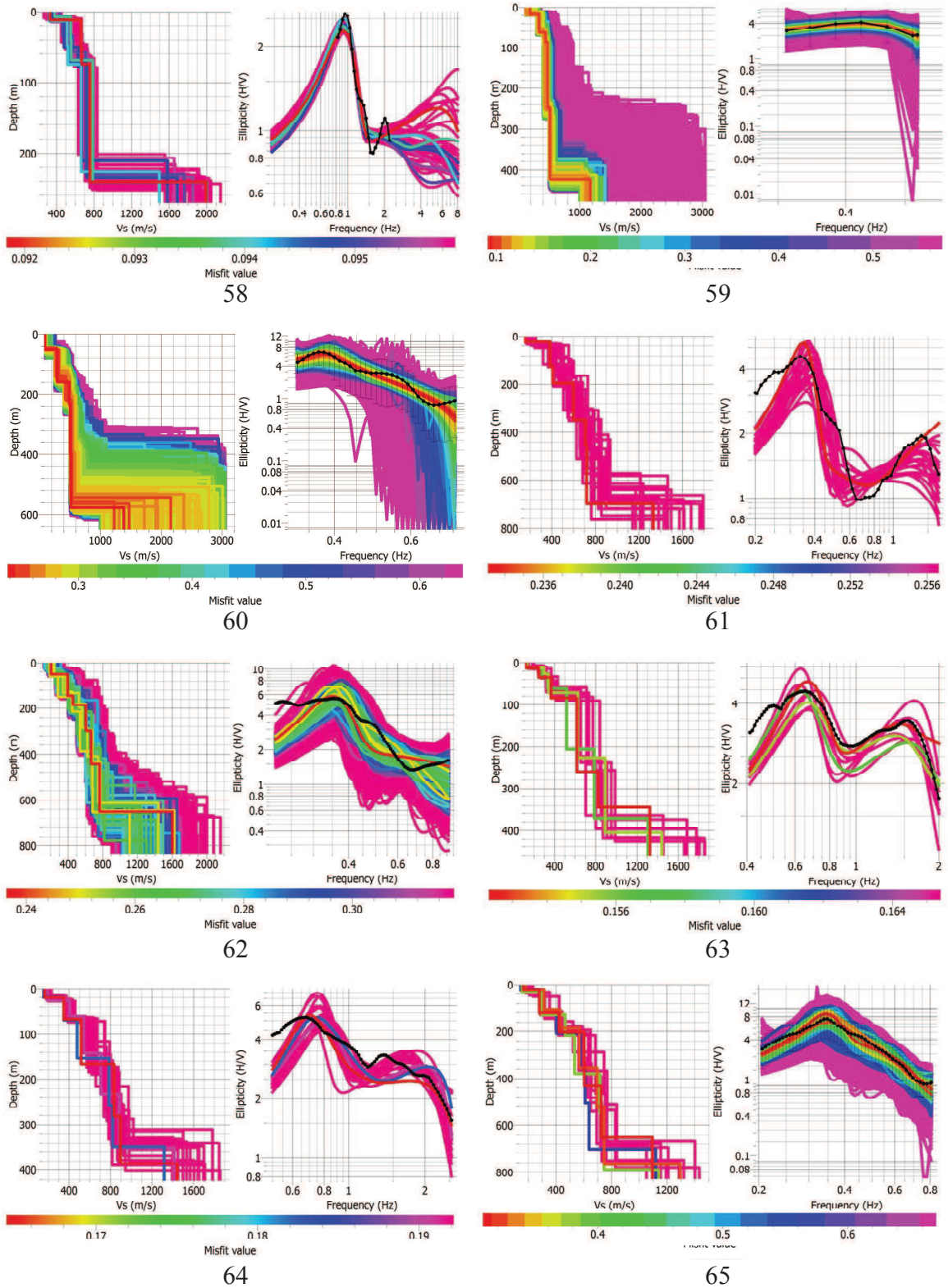


Fig. 8. Perfiles de Vs-Profundidad obtenidos a partir de la inversión de las curvas H-V de los puntos de medida 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64 y 65 de la campaña de ruido de 2009.

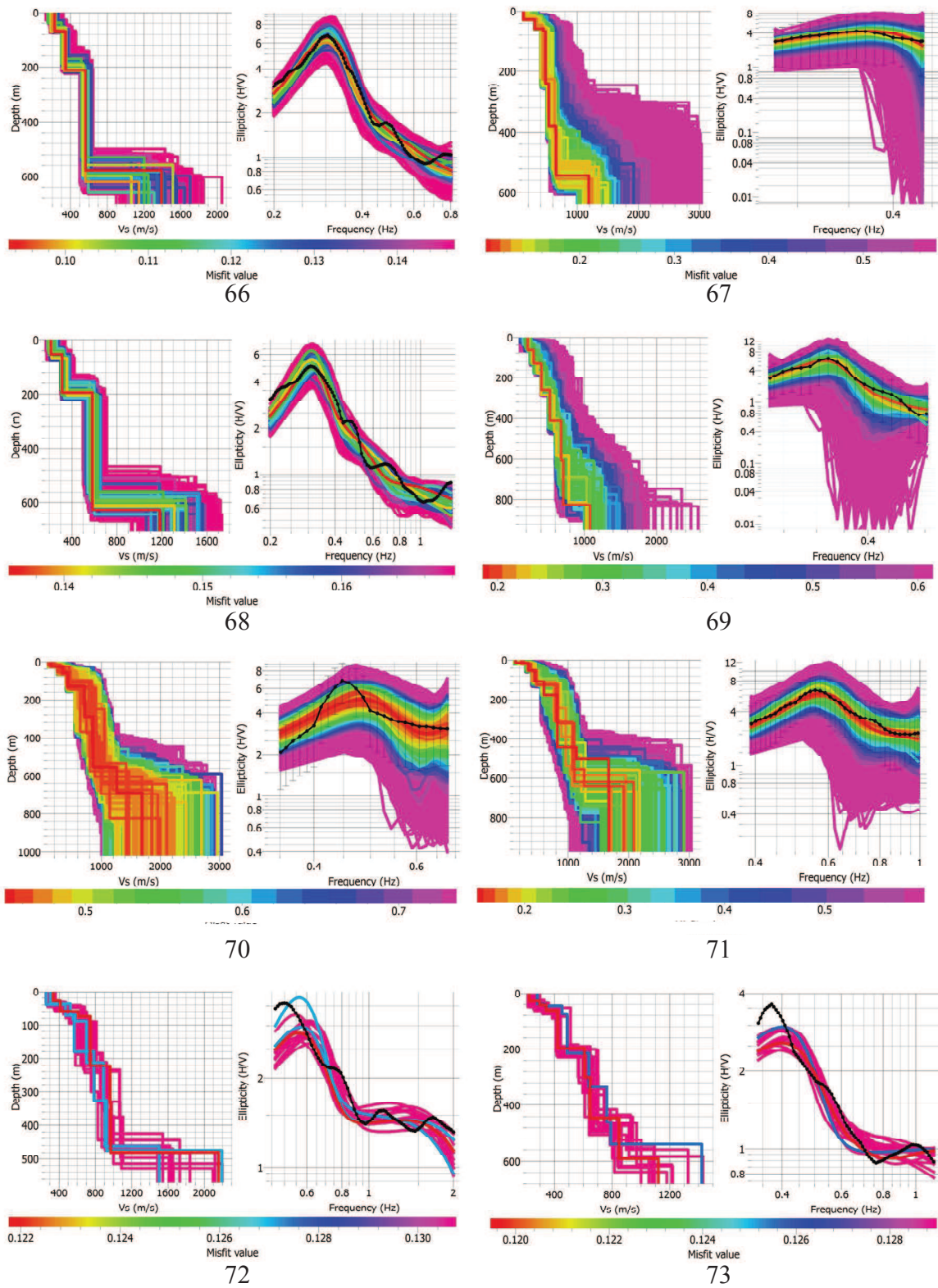
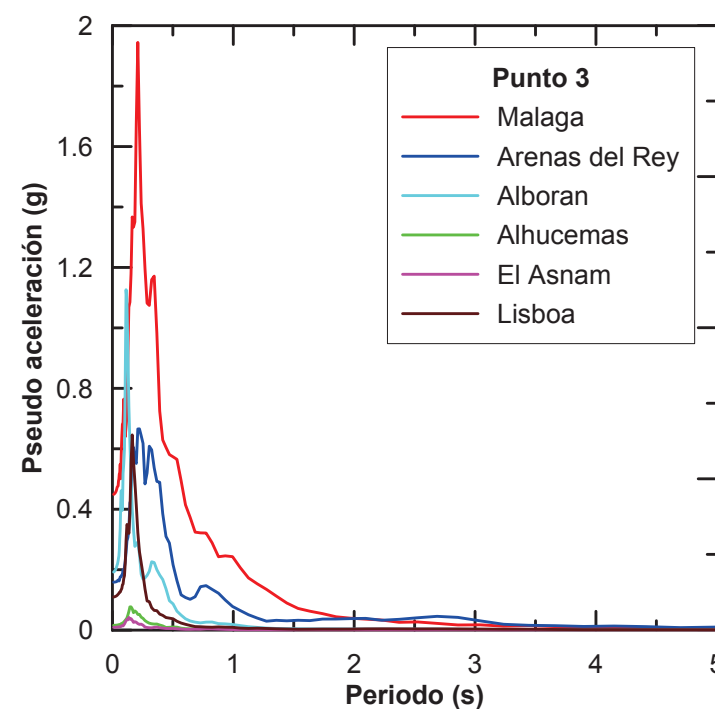
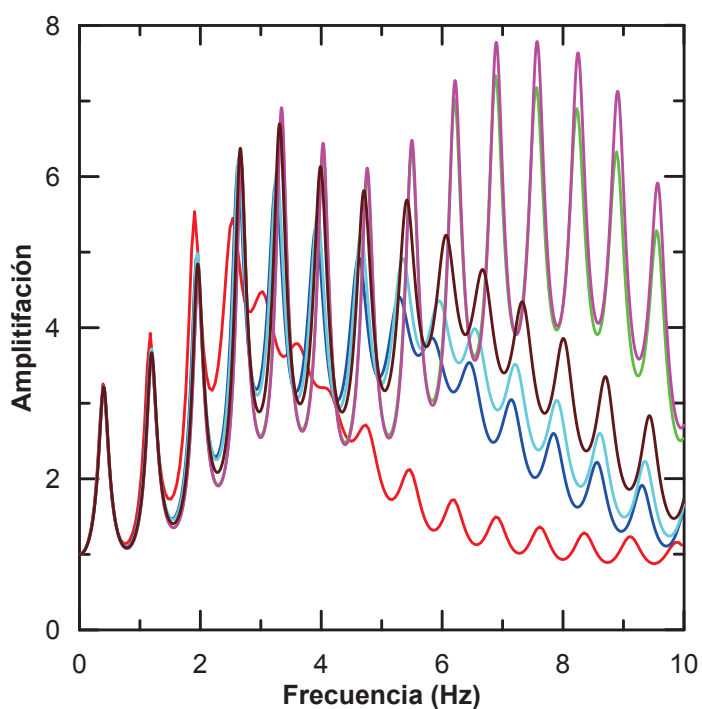
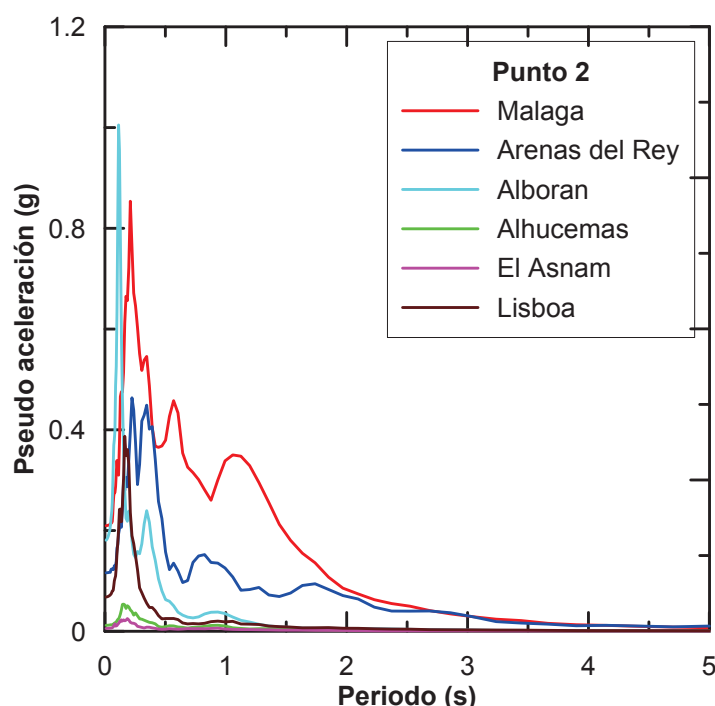
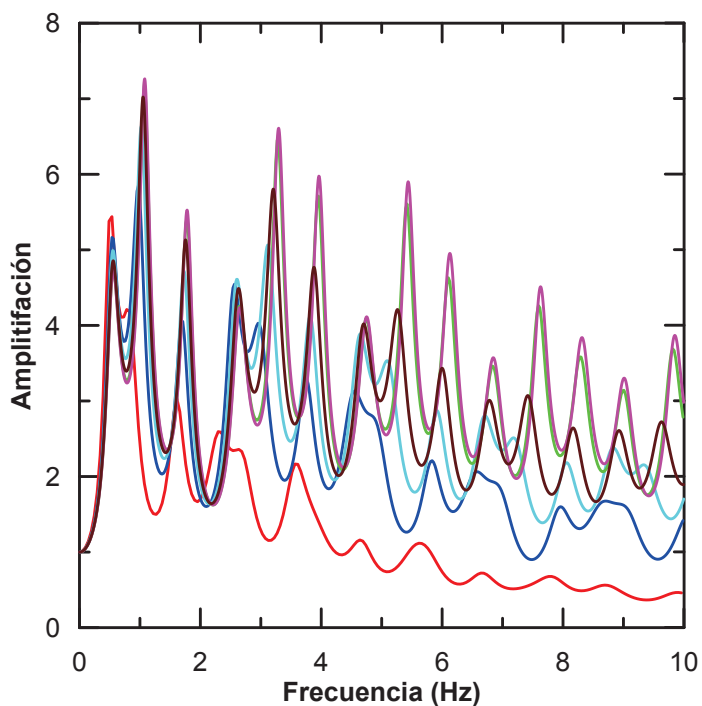
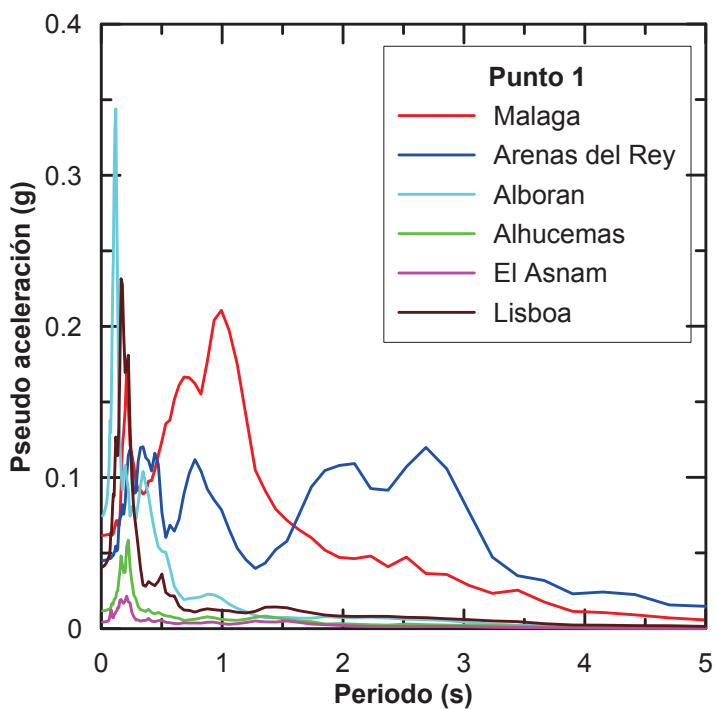
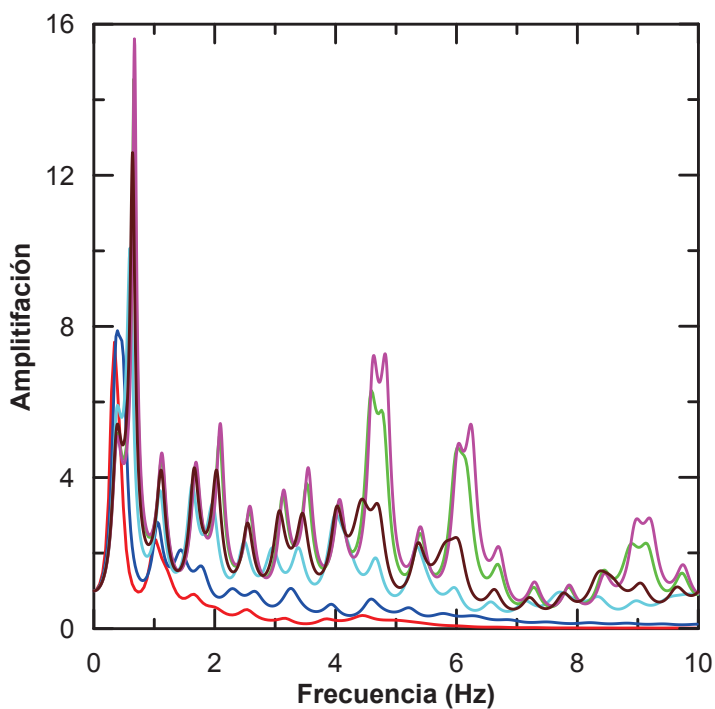
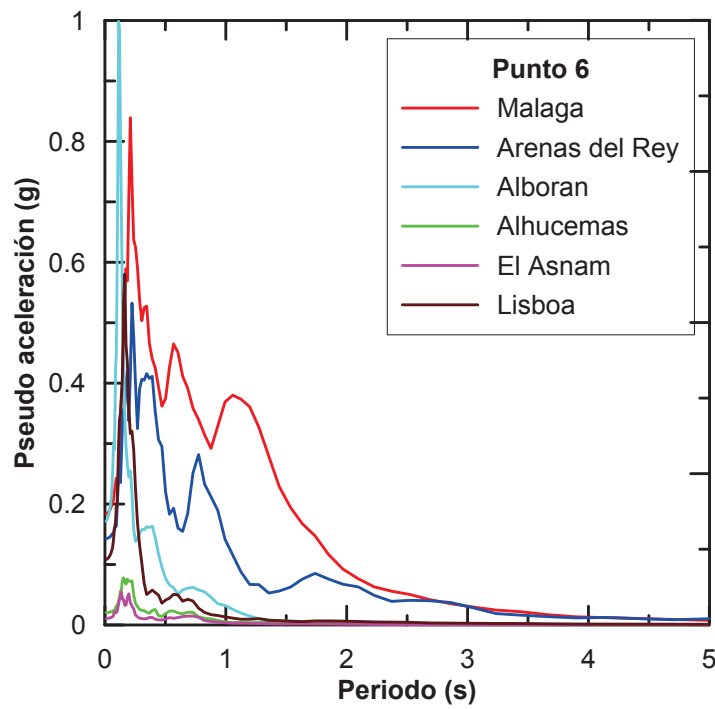
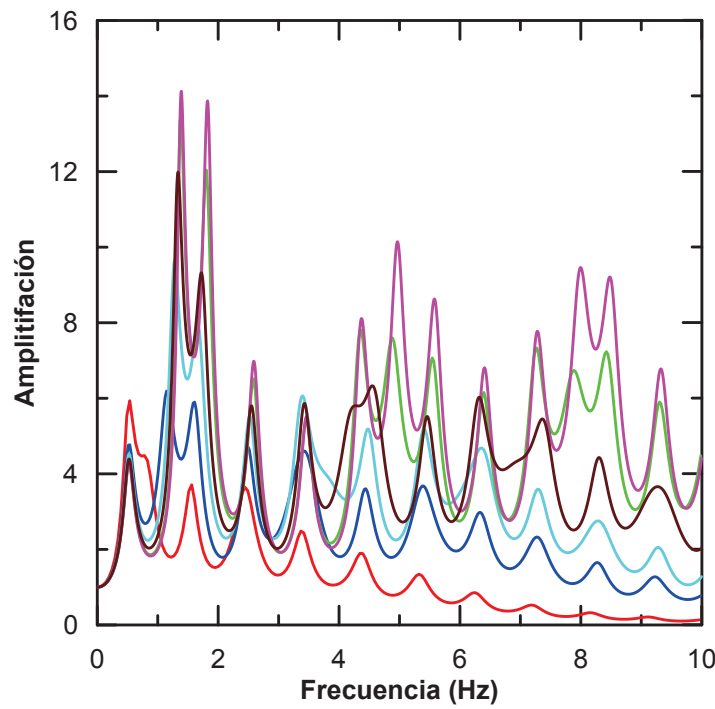
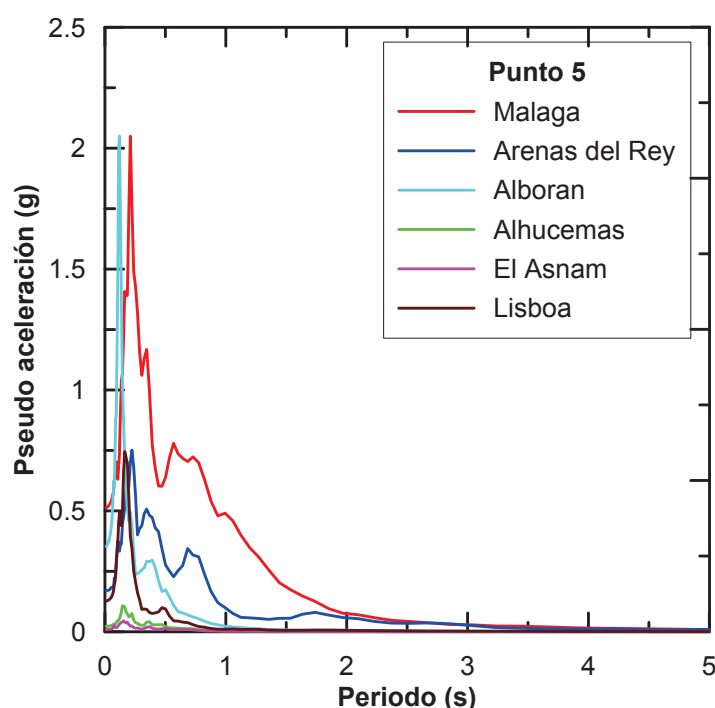
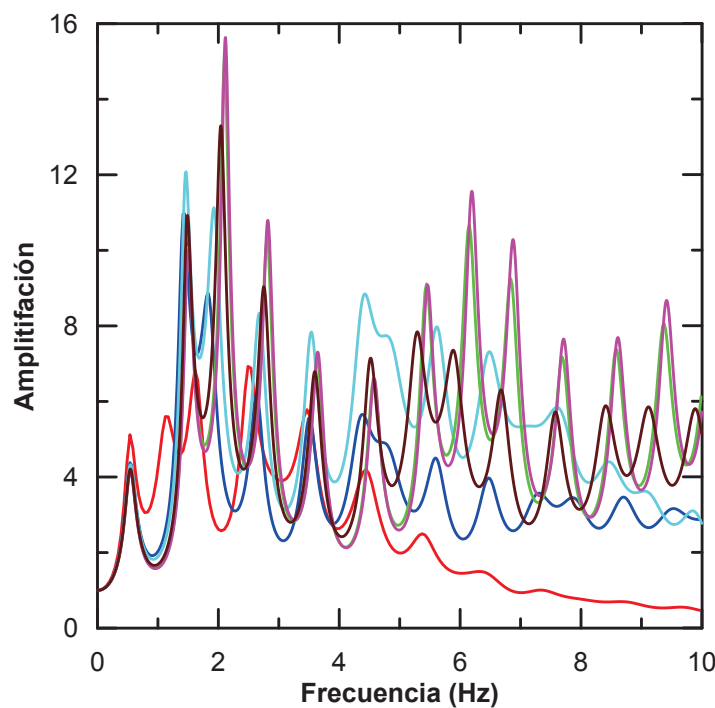
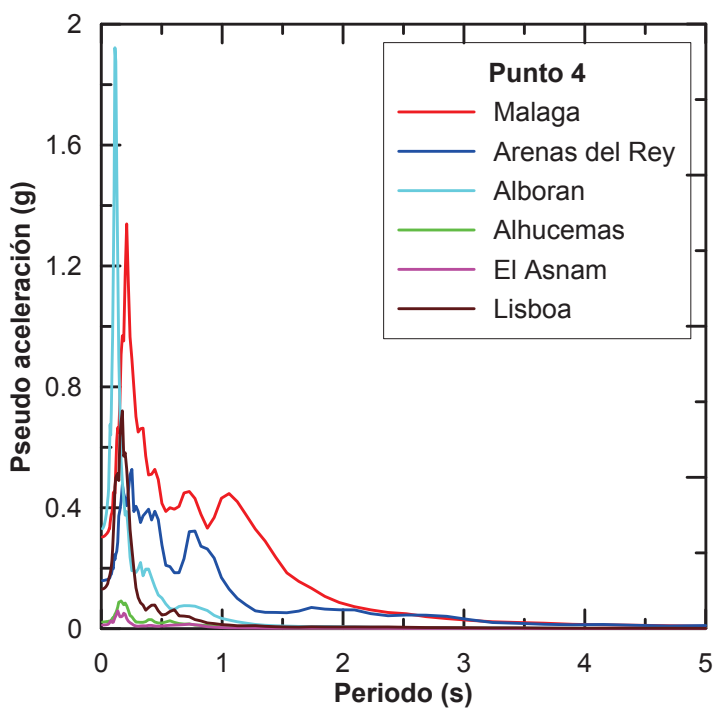
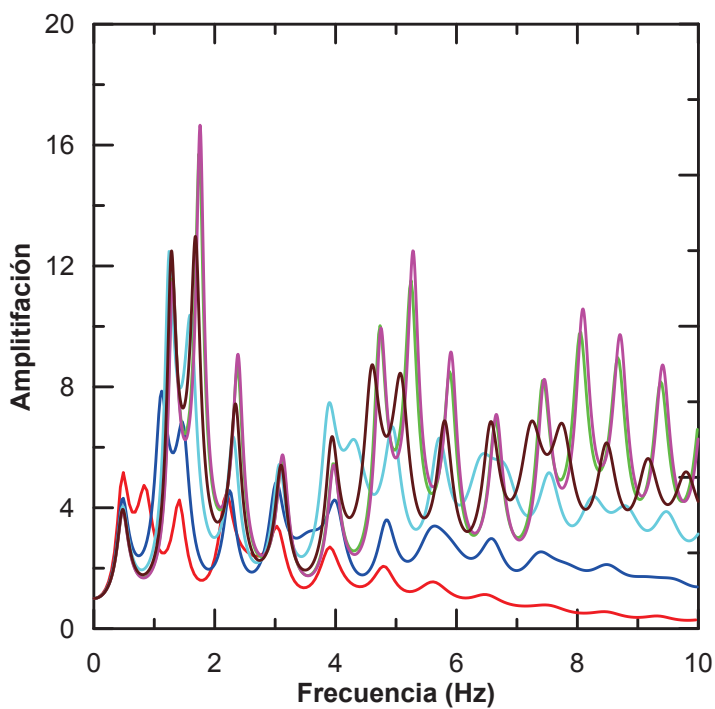
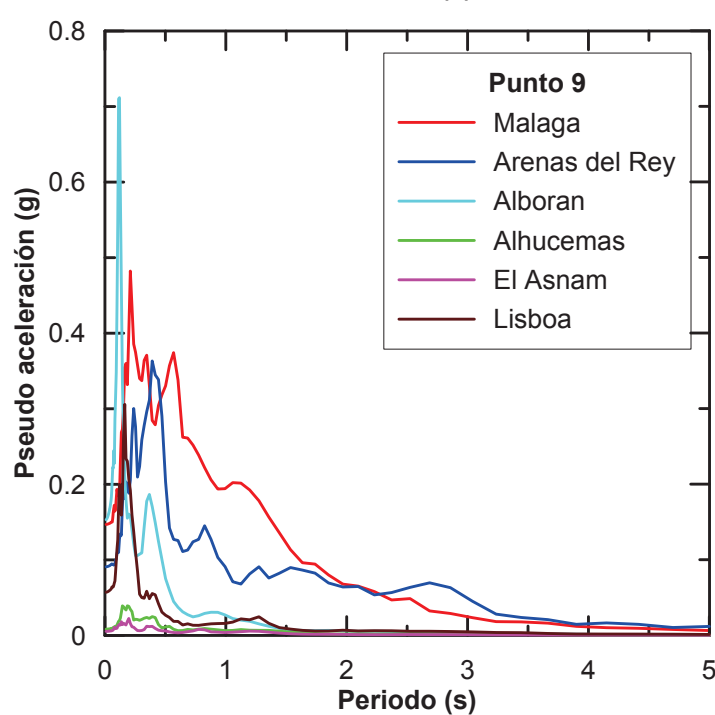
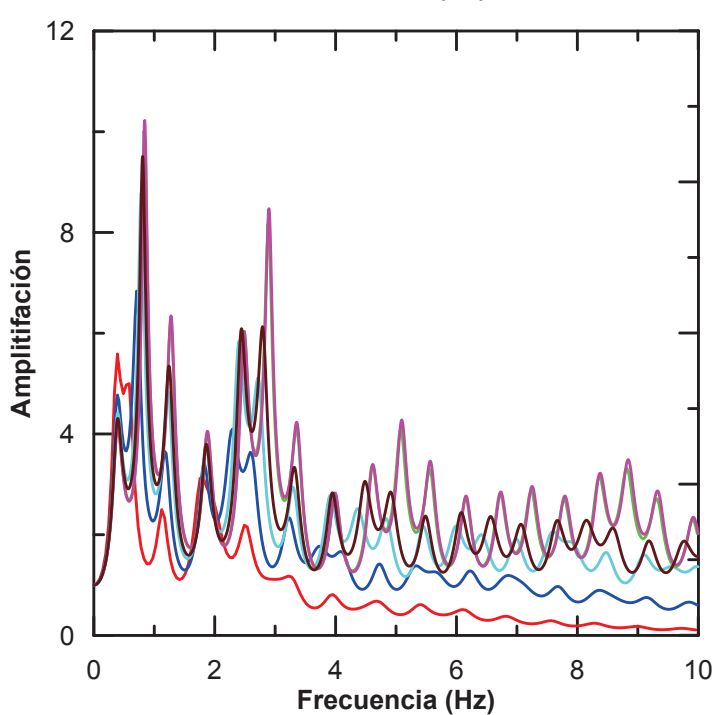
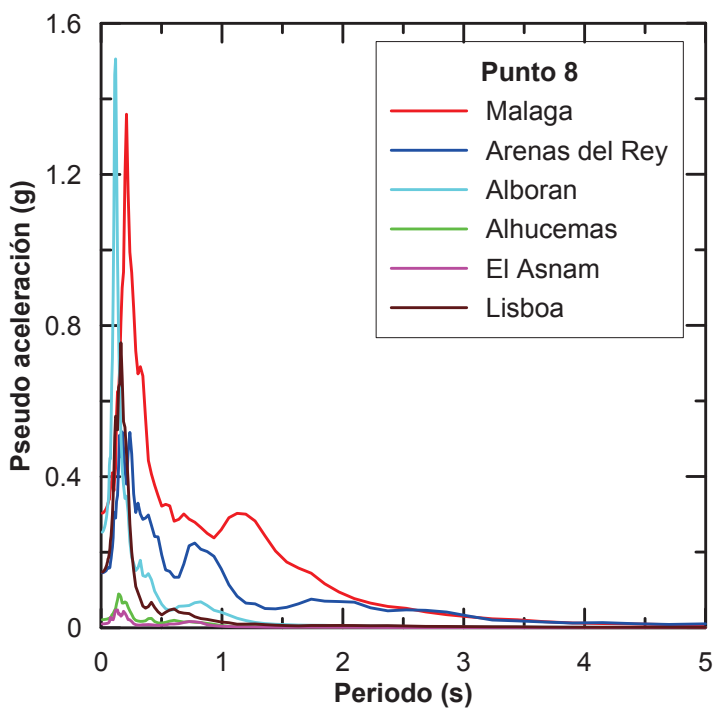
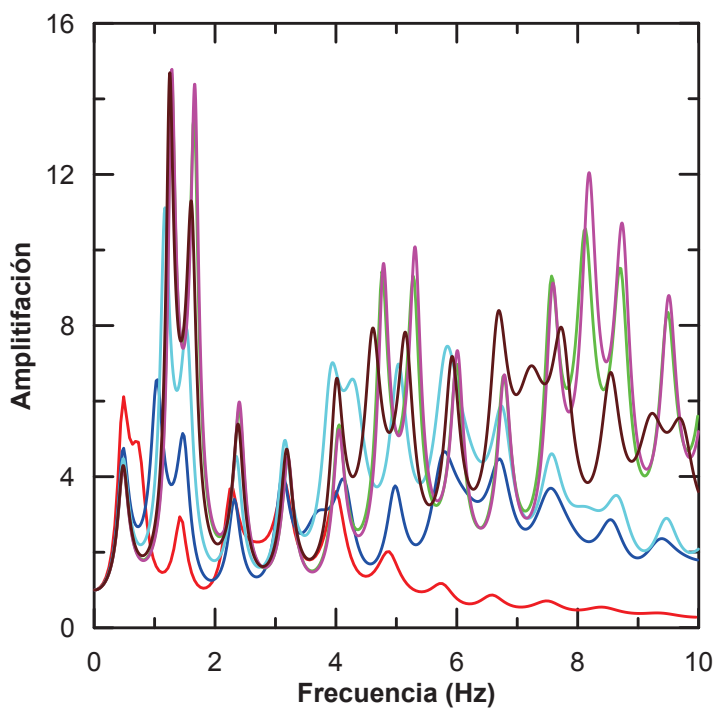
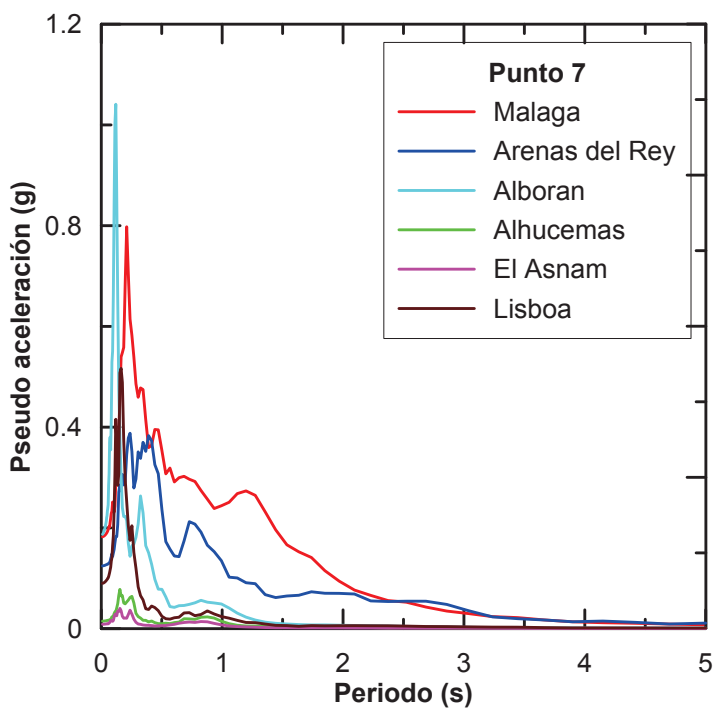
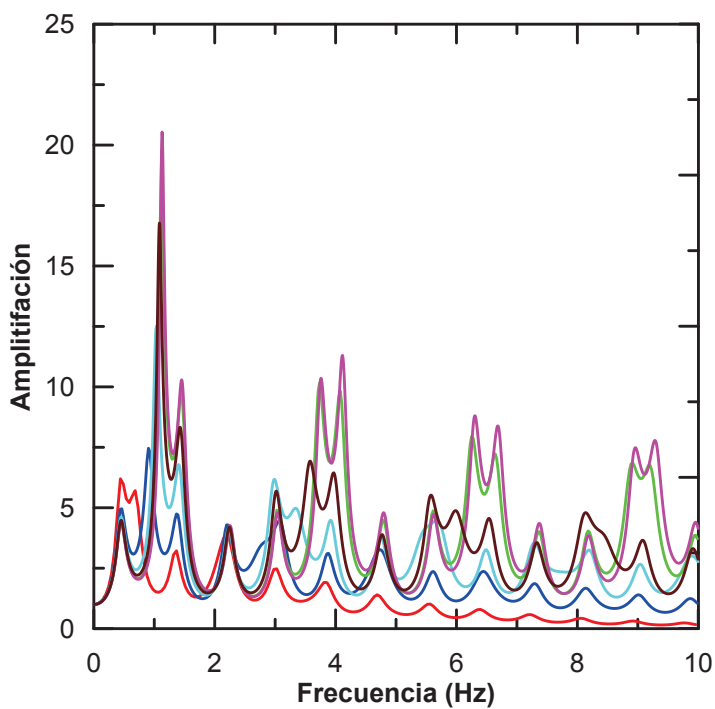


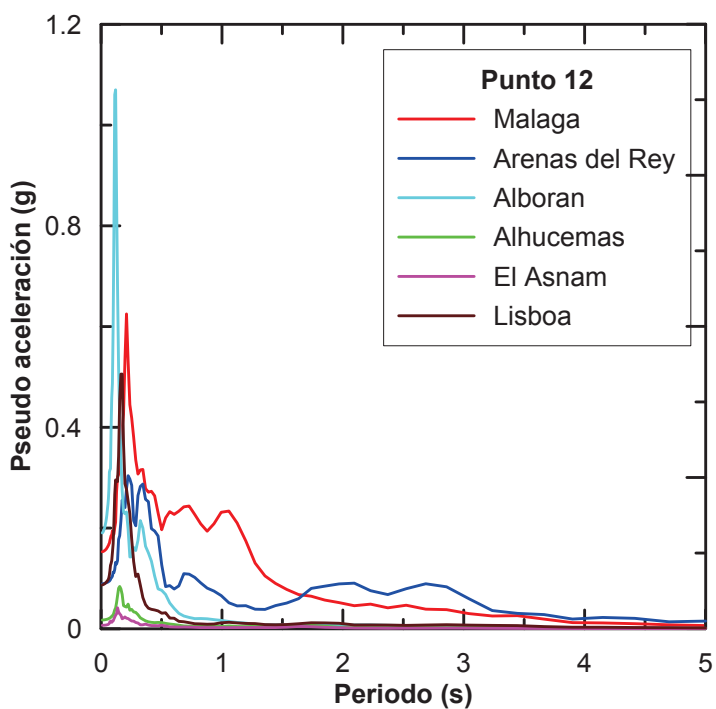
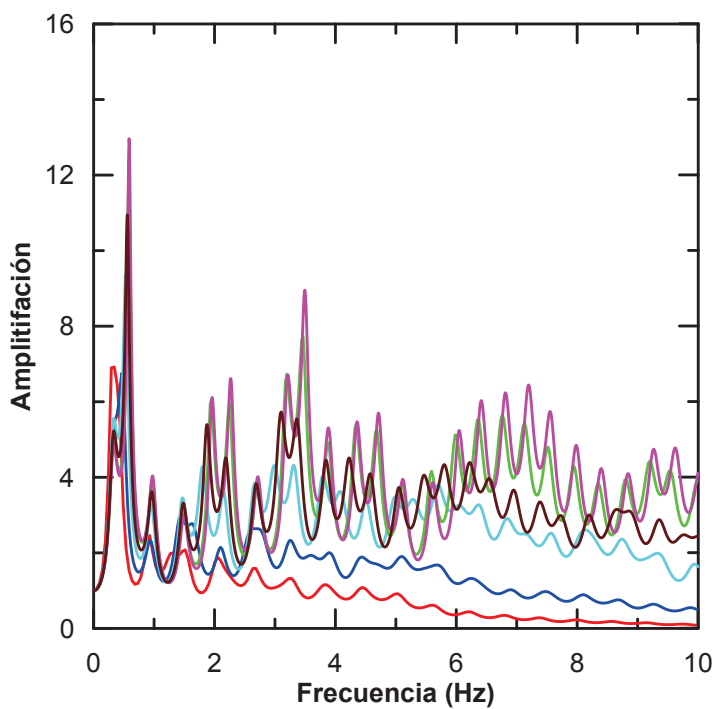
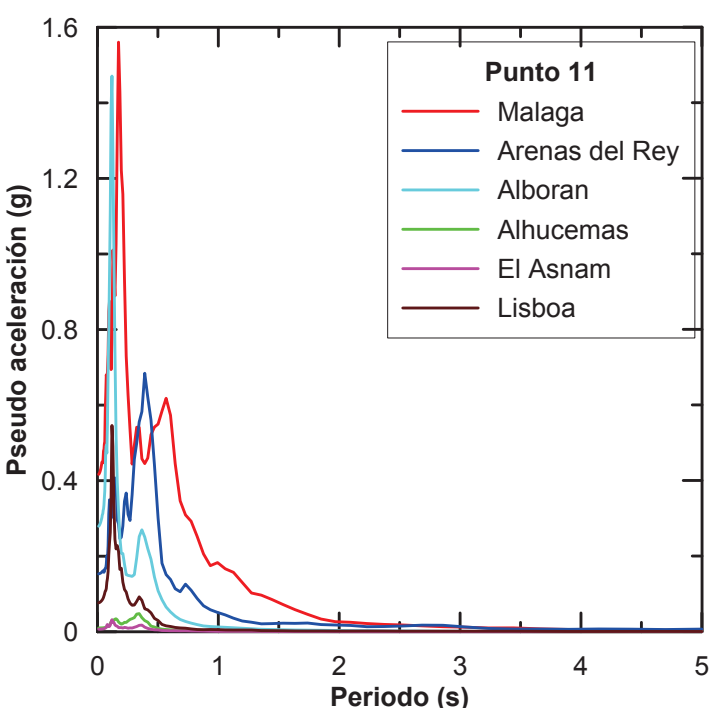
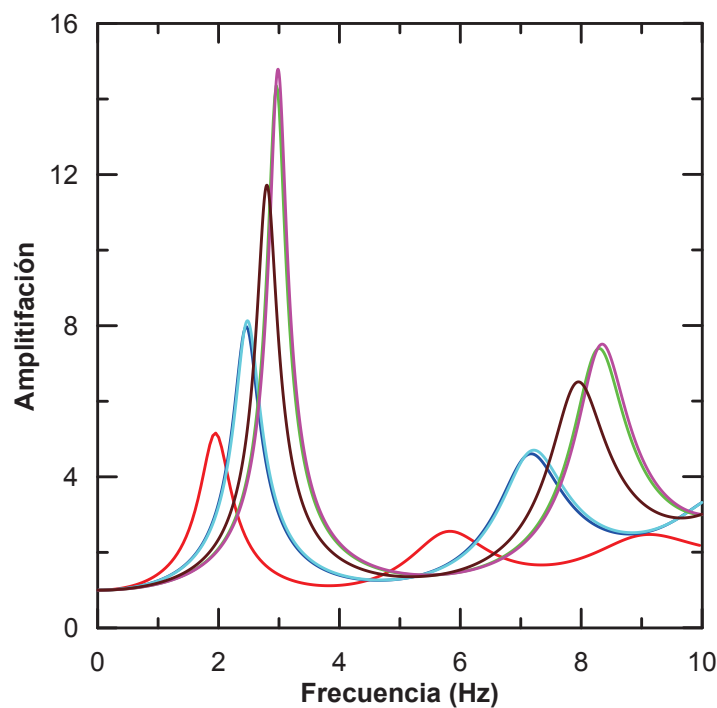
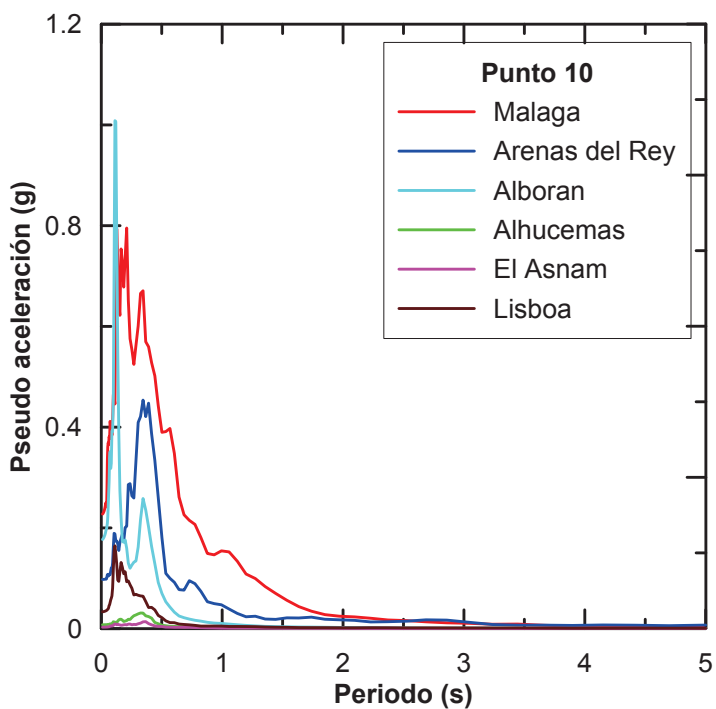
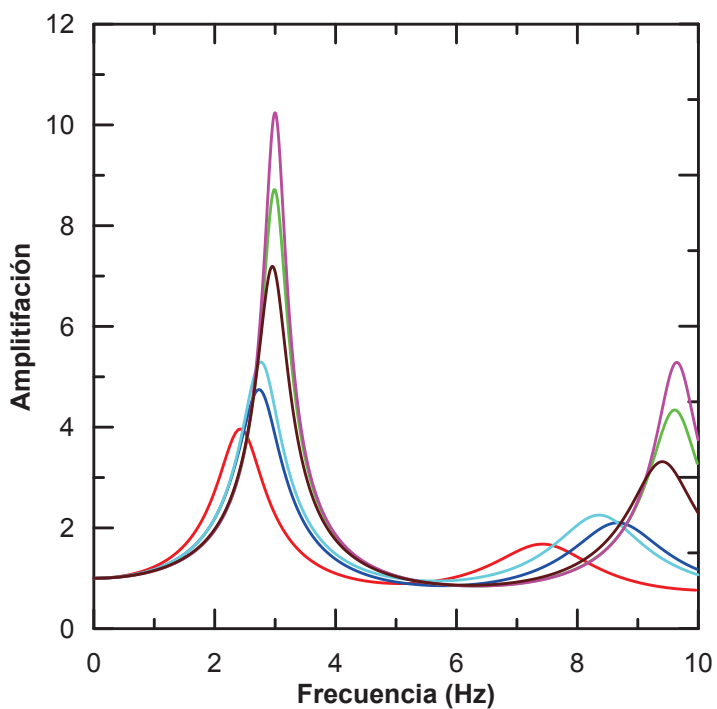
Fig. 9. Perfiles de Vs-Profundidad obtenidos a partir de la inversión de las curvas H-V de los puntos de medida 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72 y 73 de la campaña de ruido de 2009.

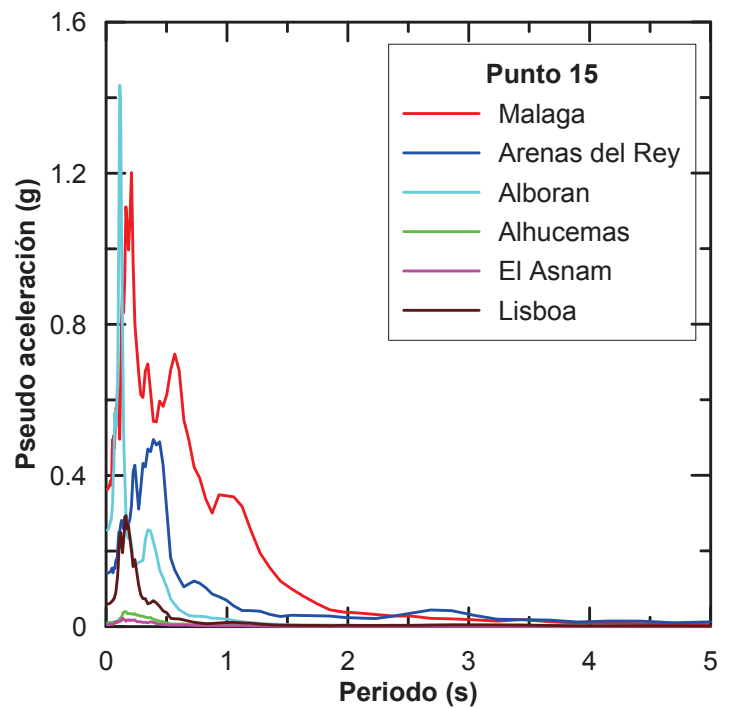
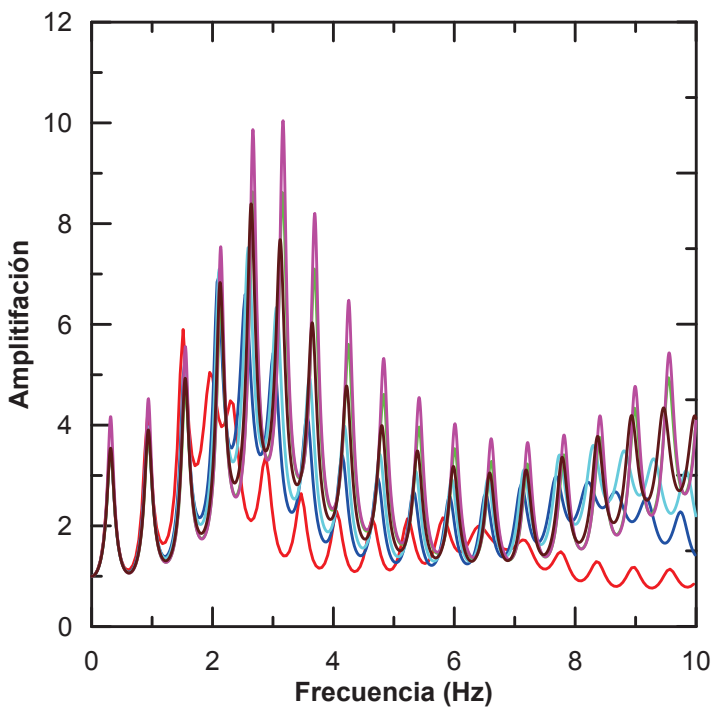
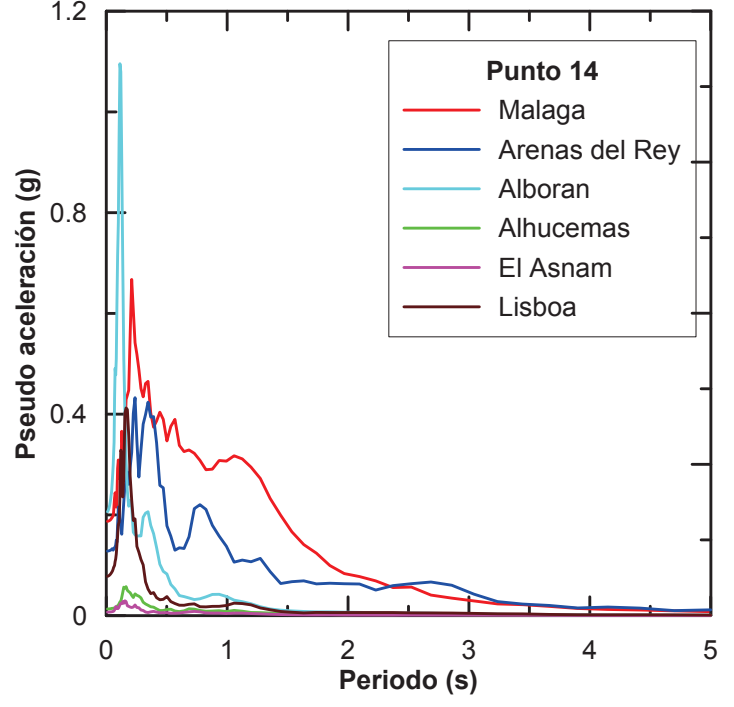
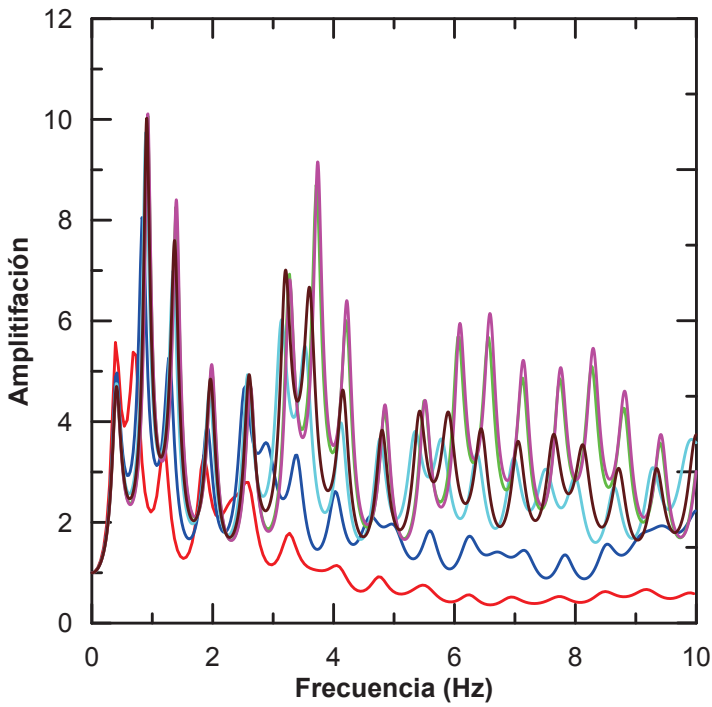
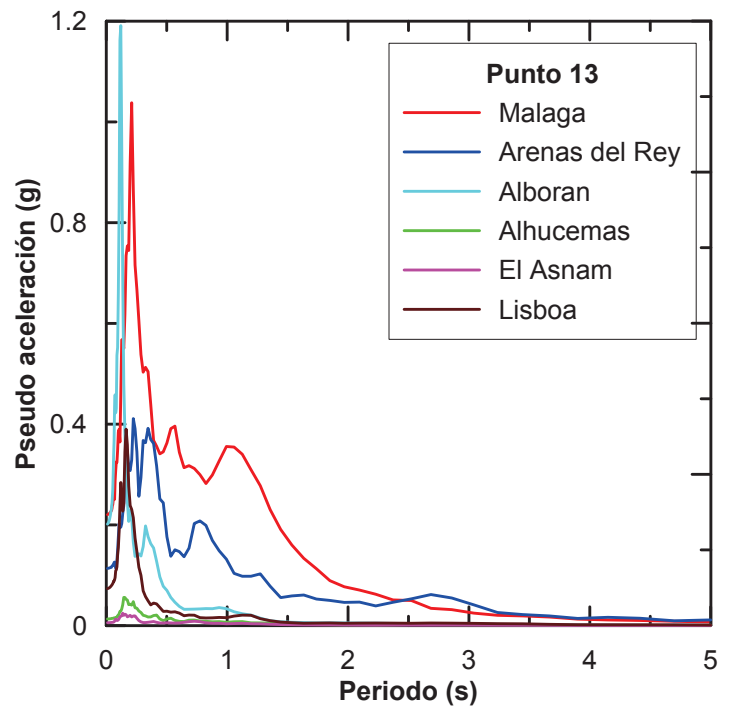
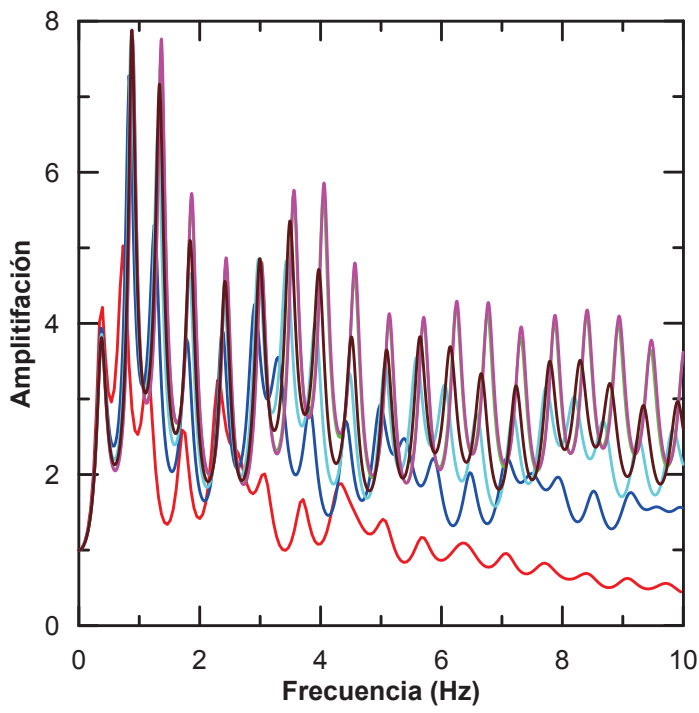
**Anexo VI. FUNCIONES DE TRANSFERENCIA Y ESPECTROS DE RESPUESTA**



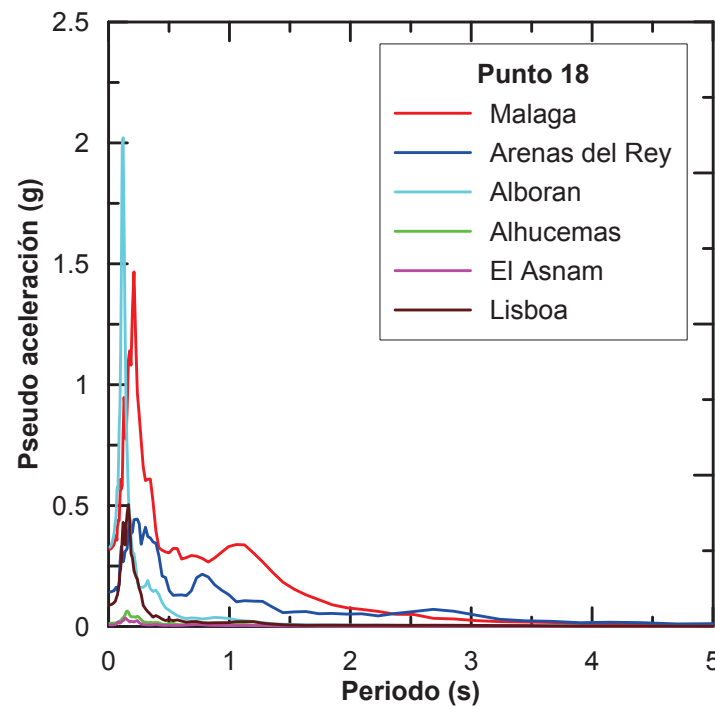
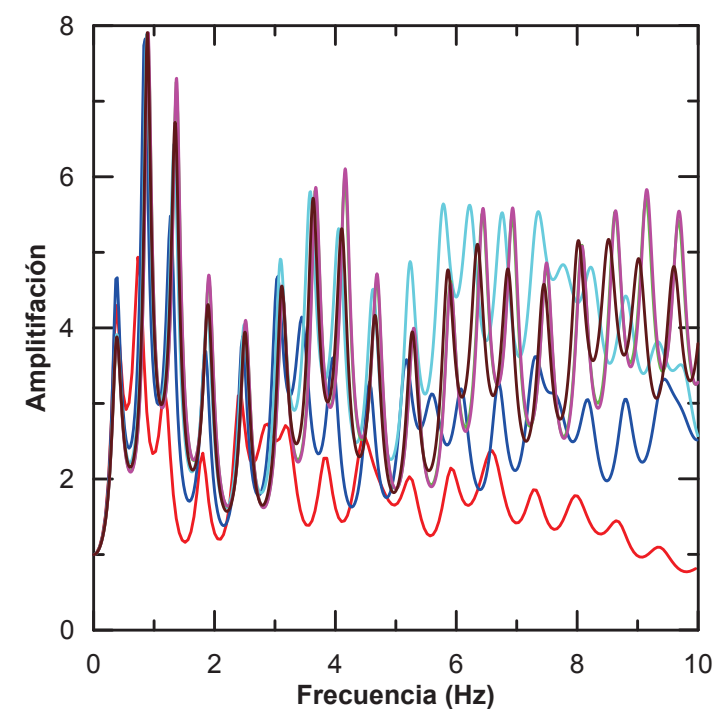
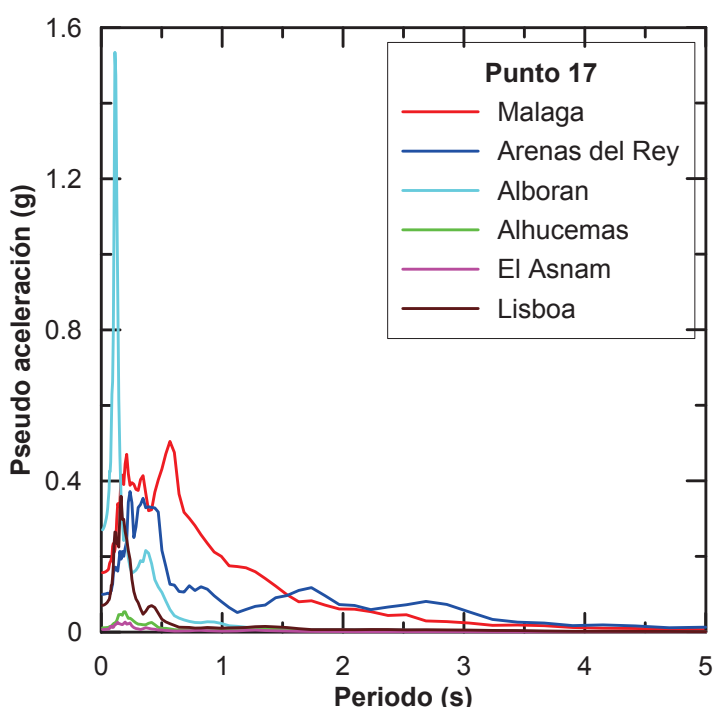
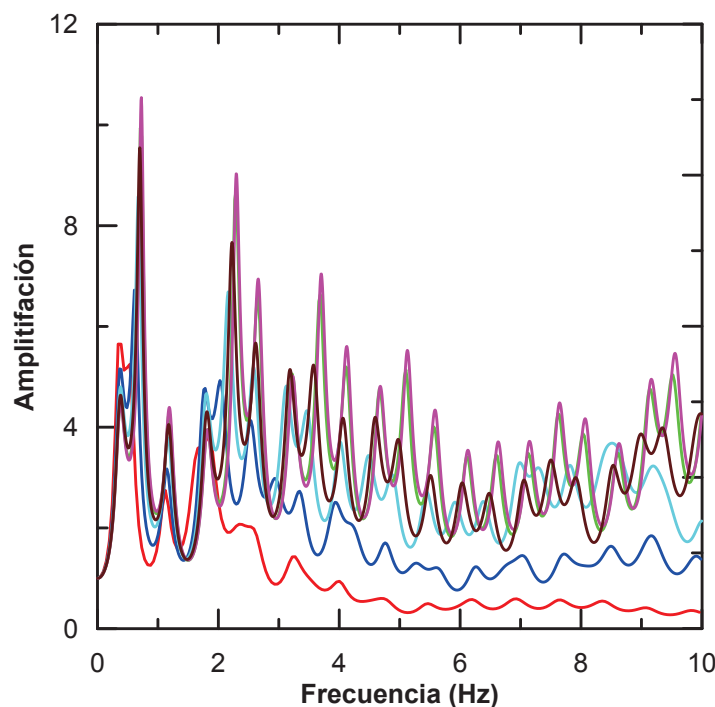
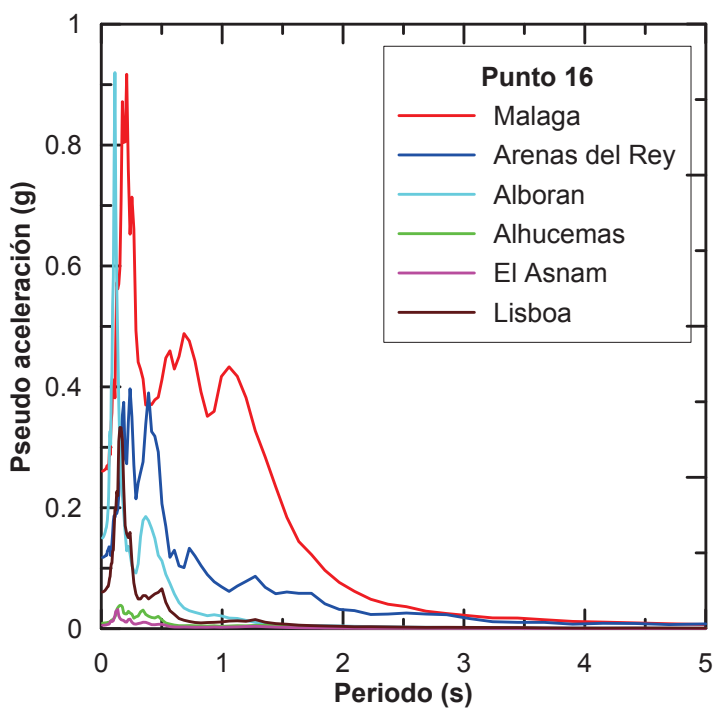
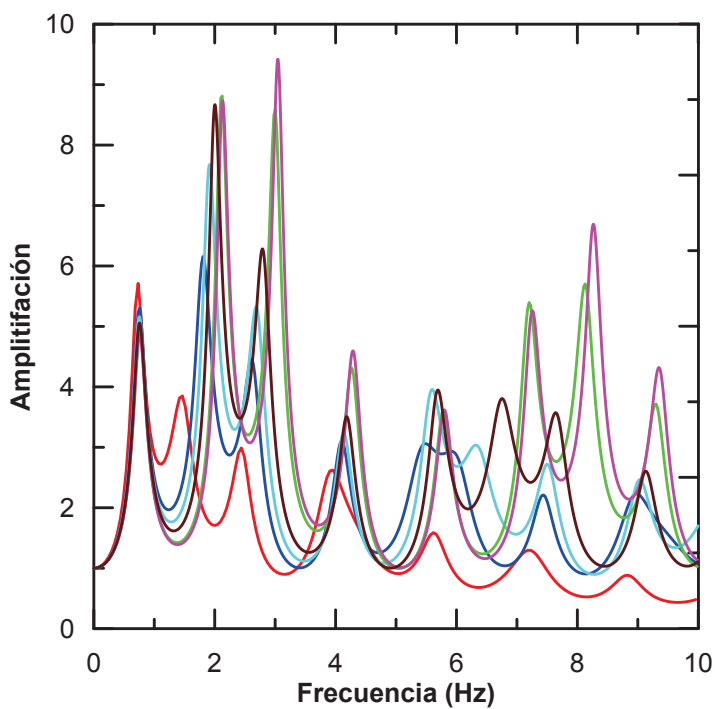


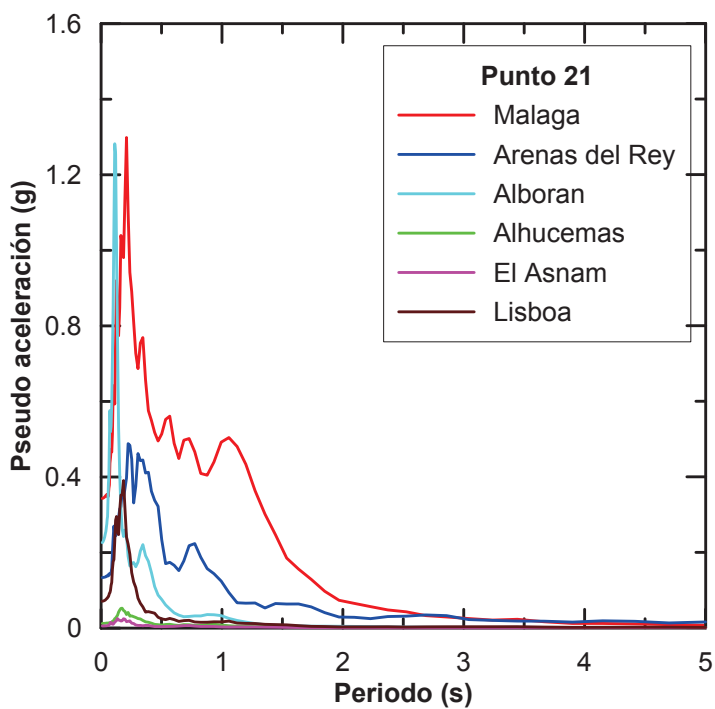
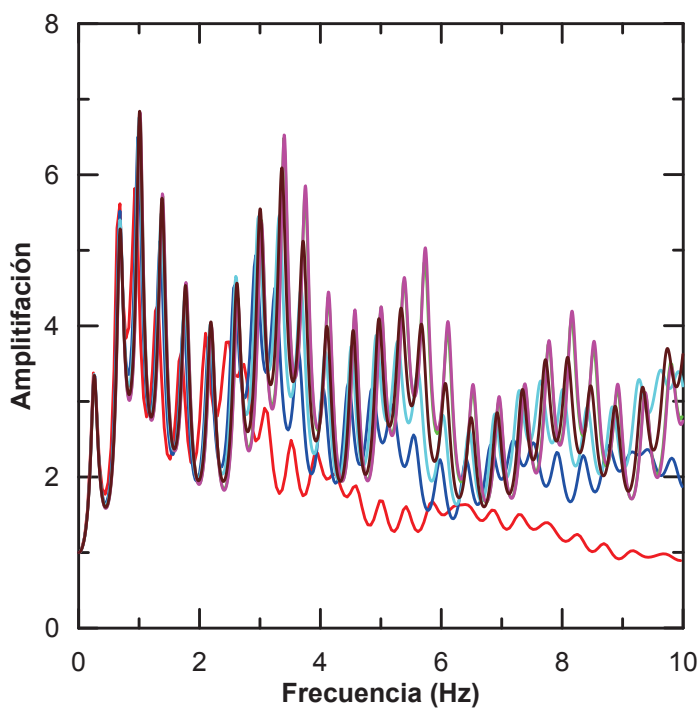
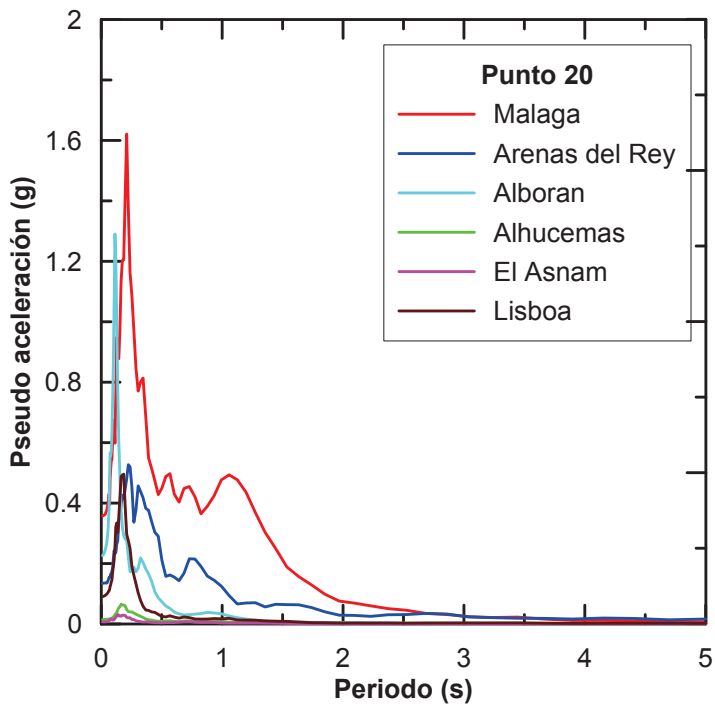
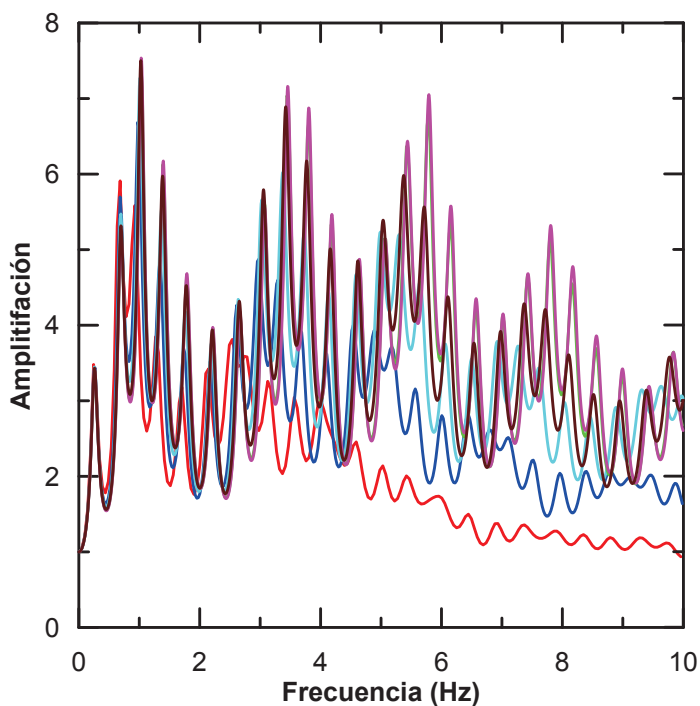
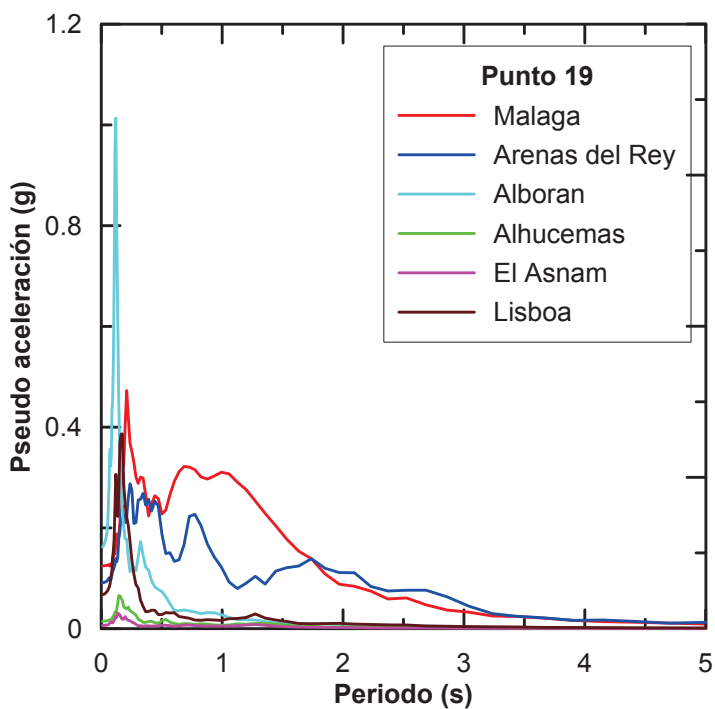
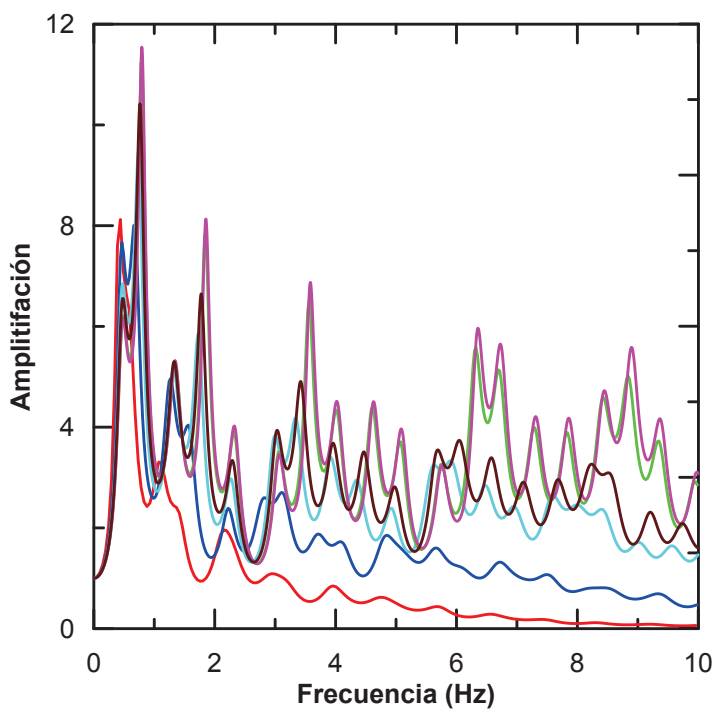


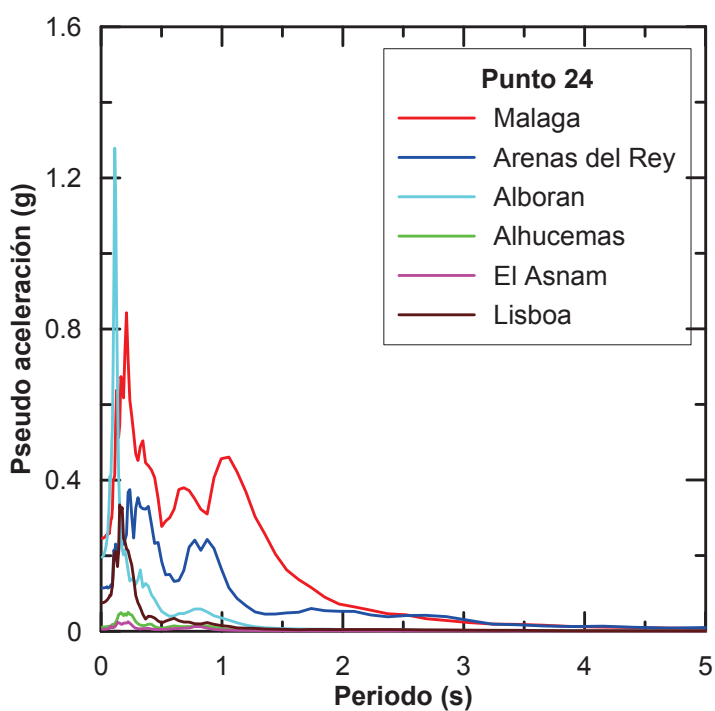
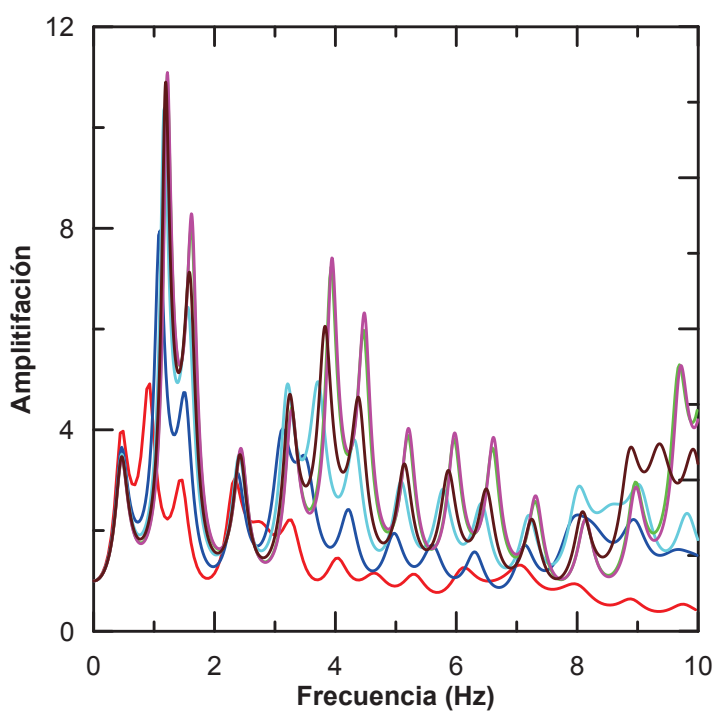
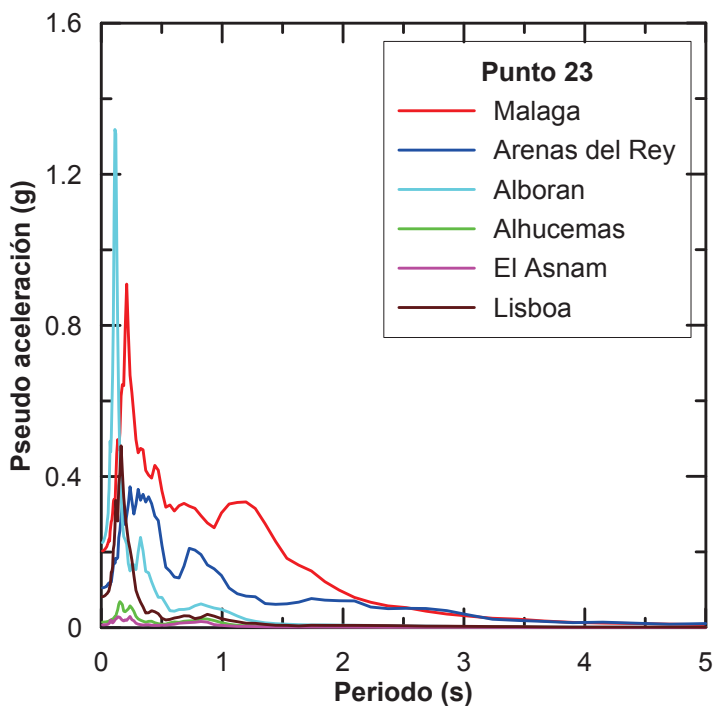
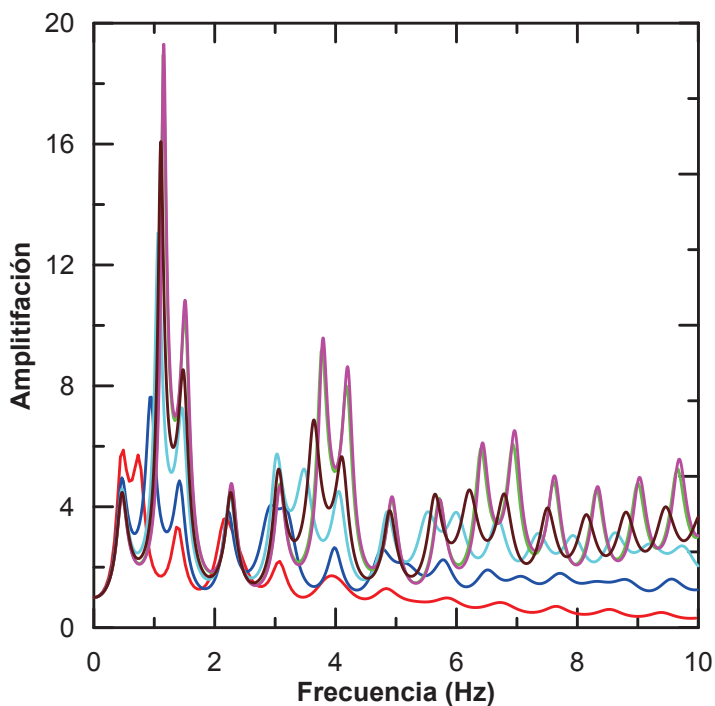
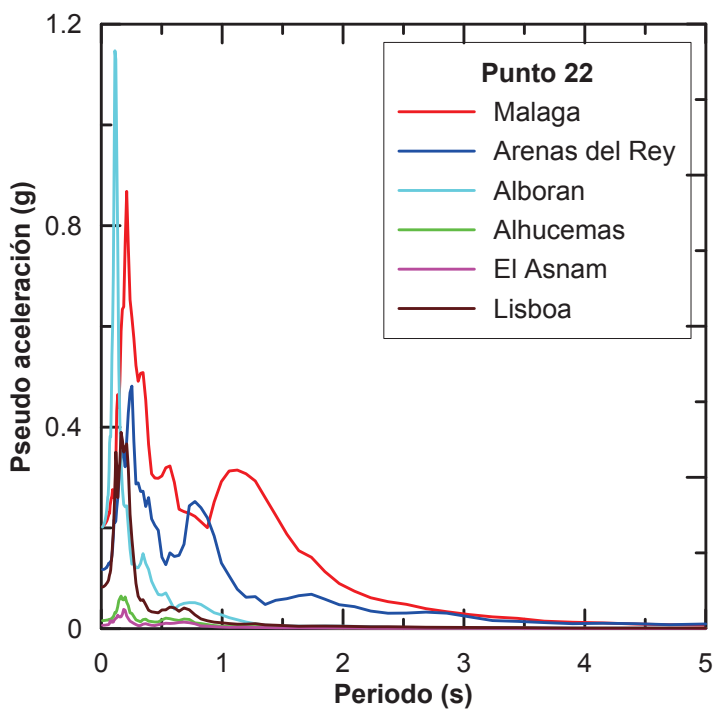
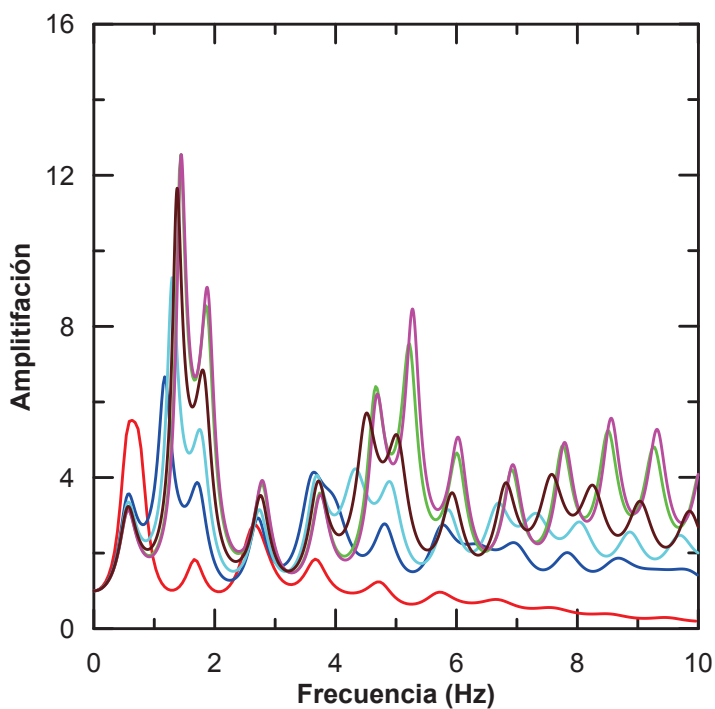


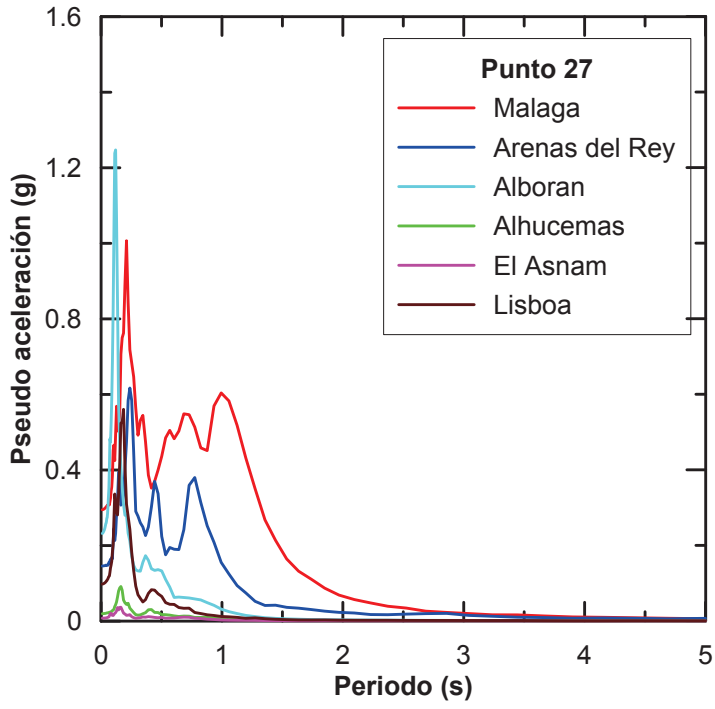
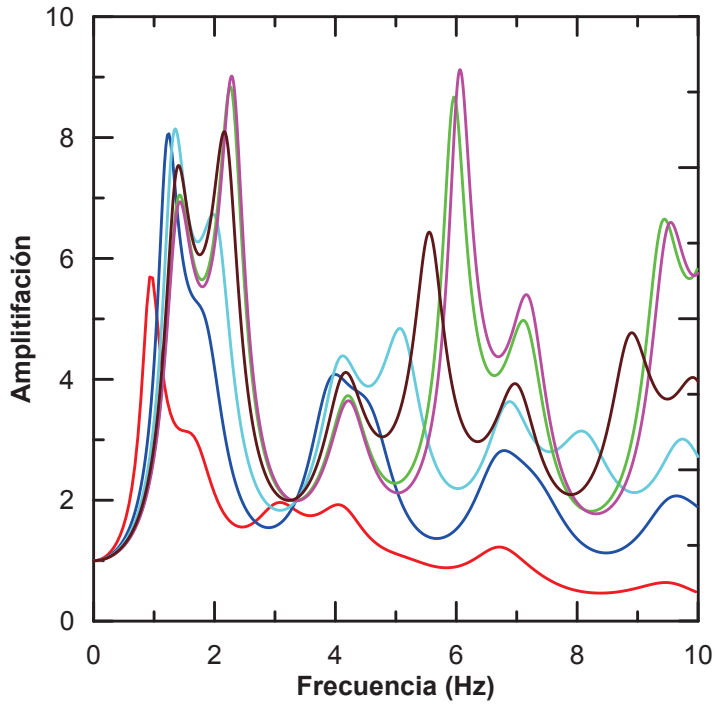
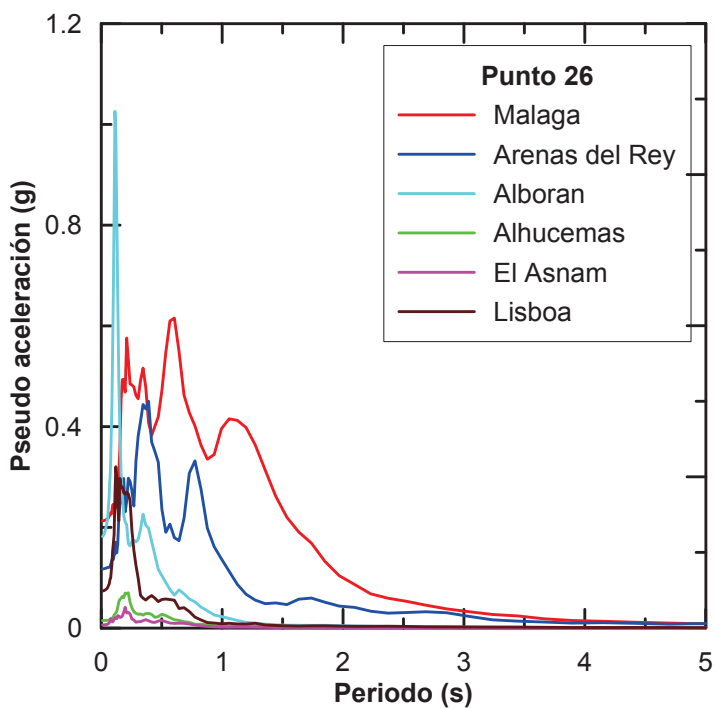
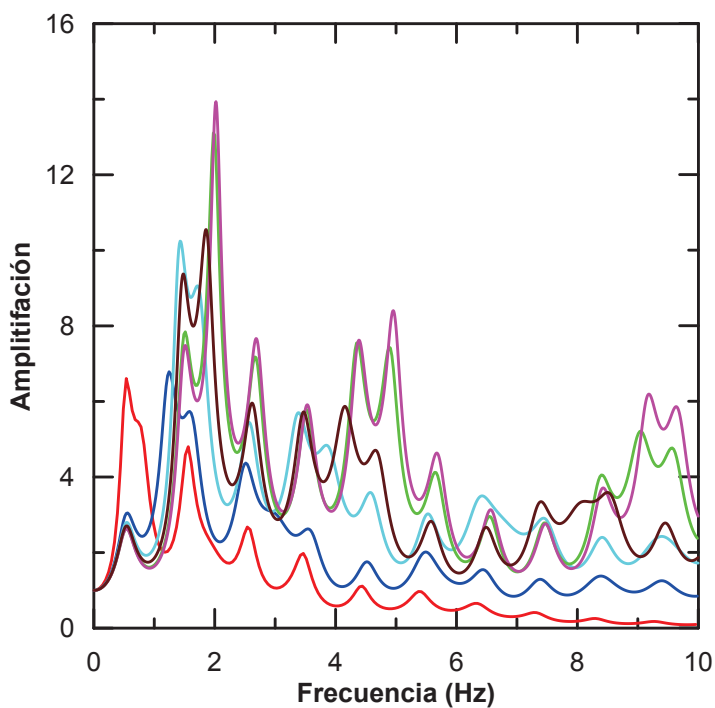
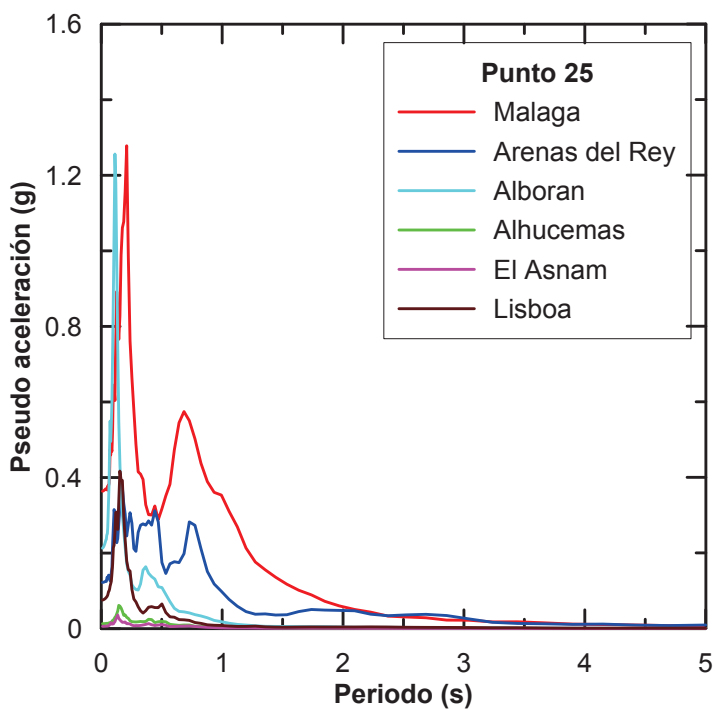
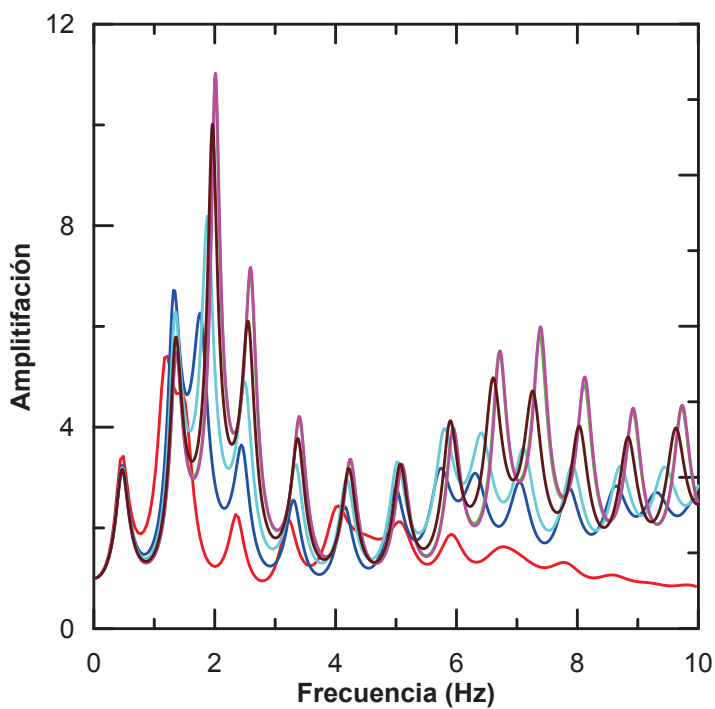


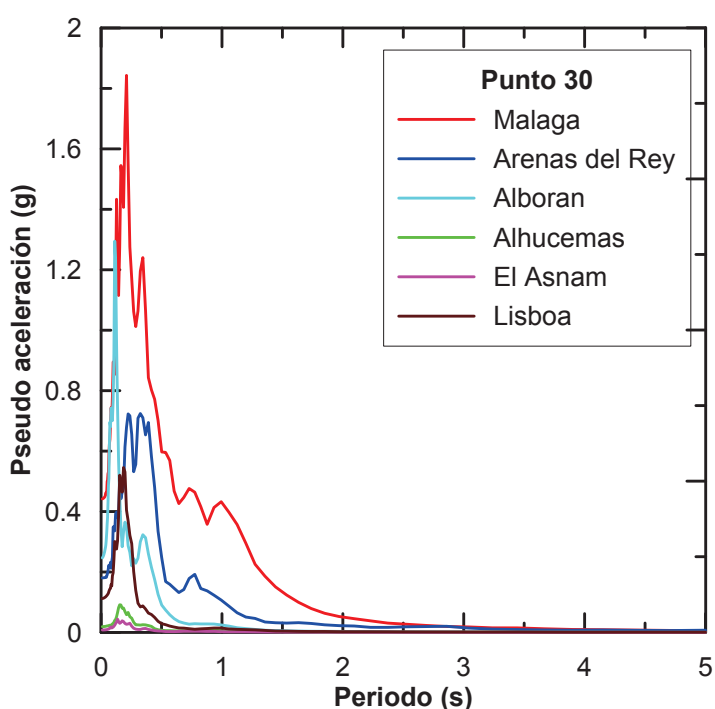
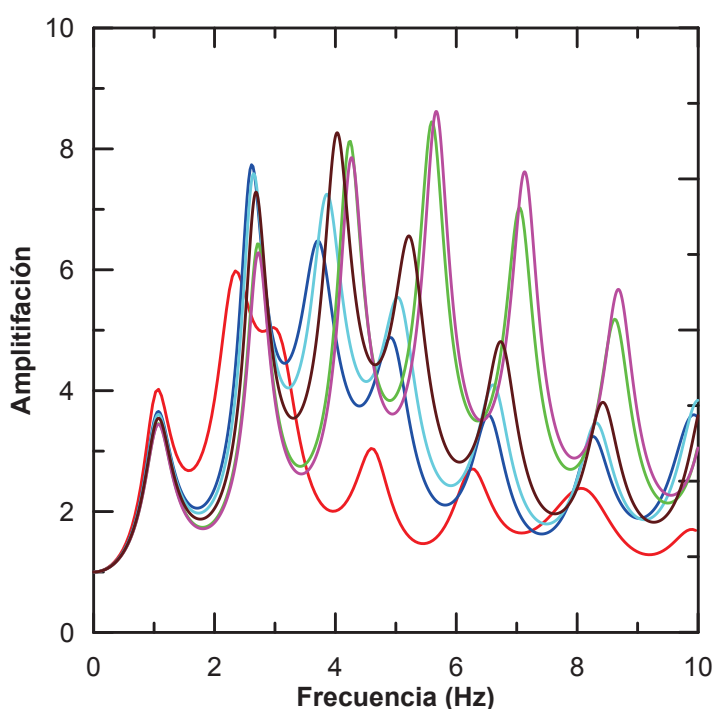
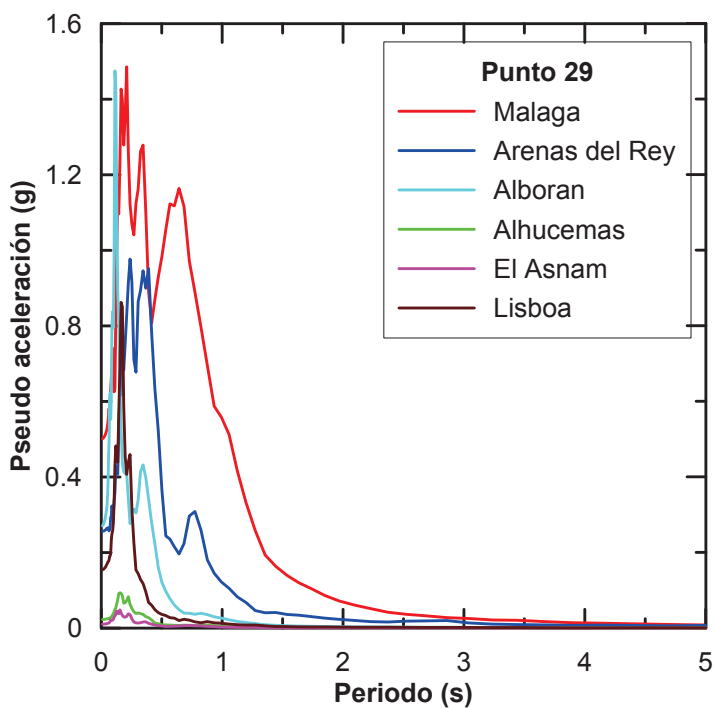
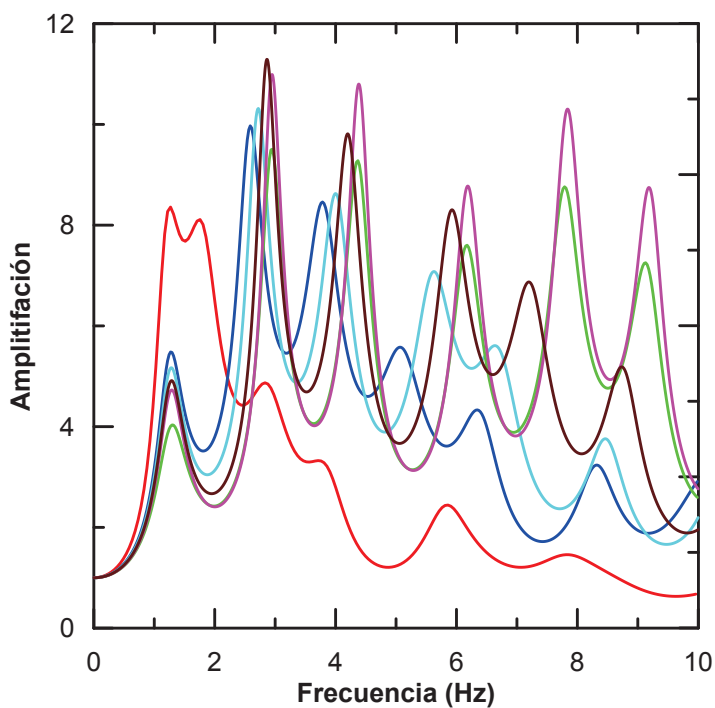
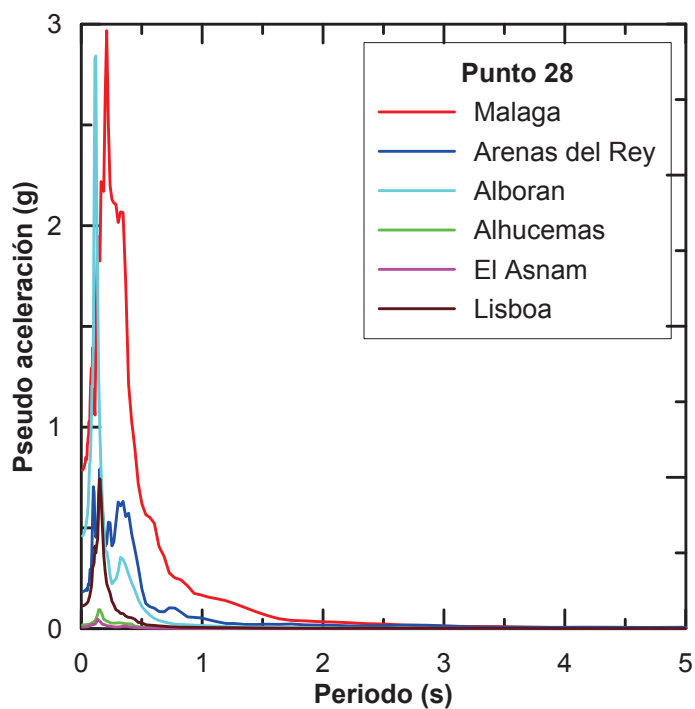
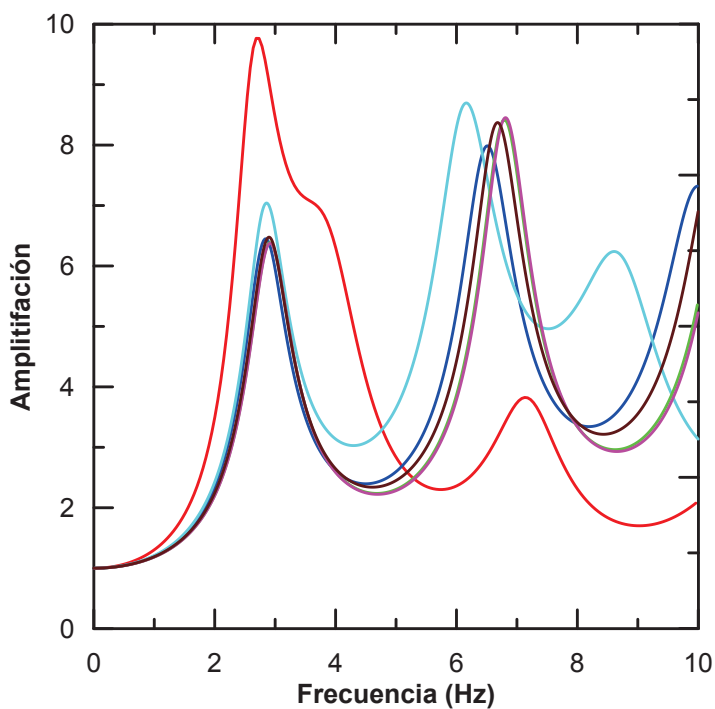


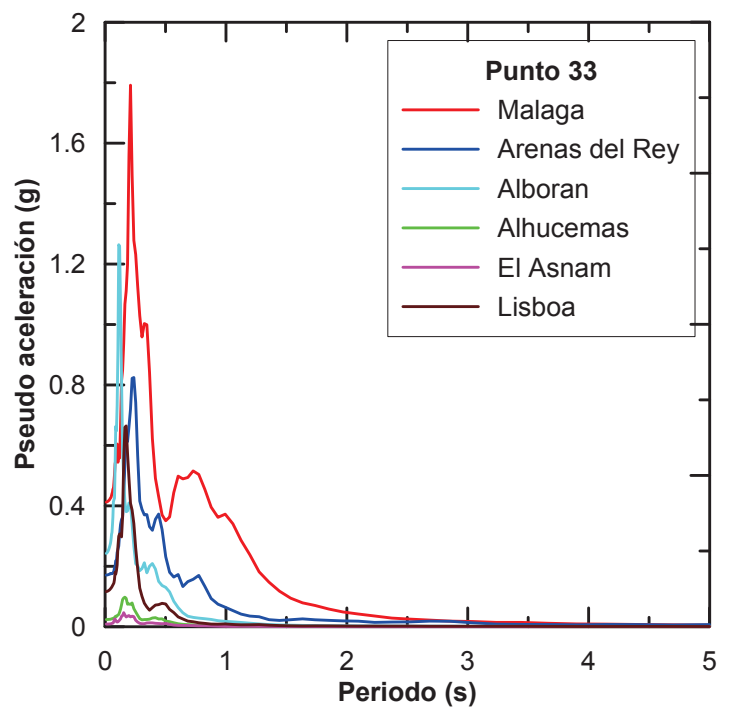
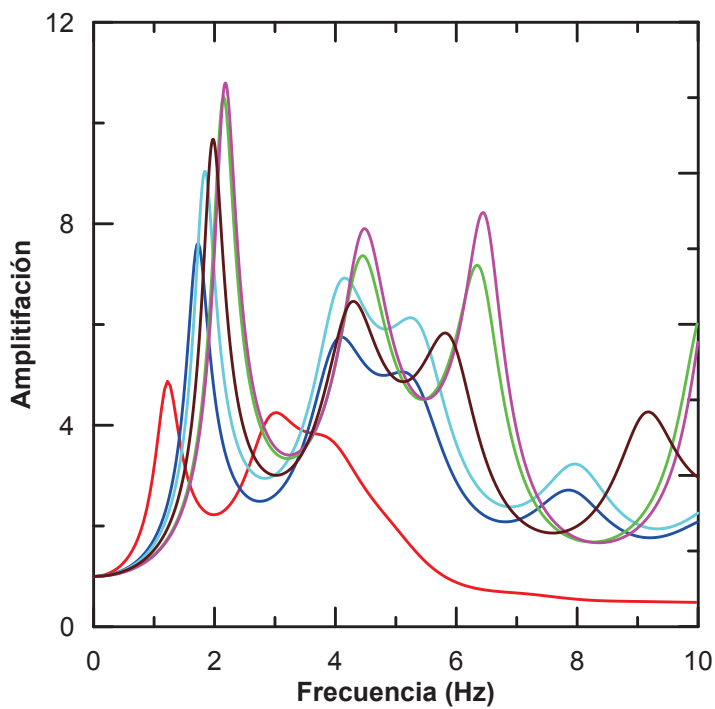
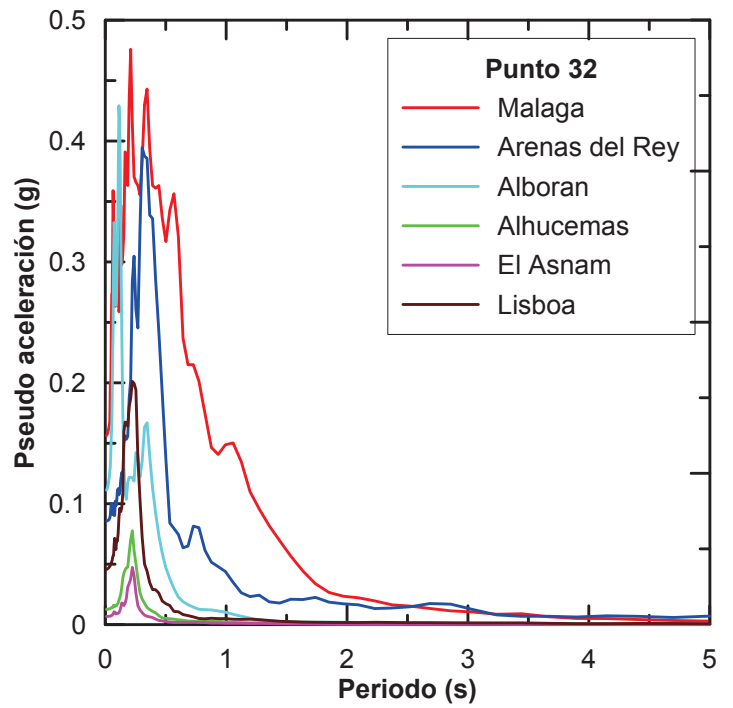
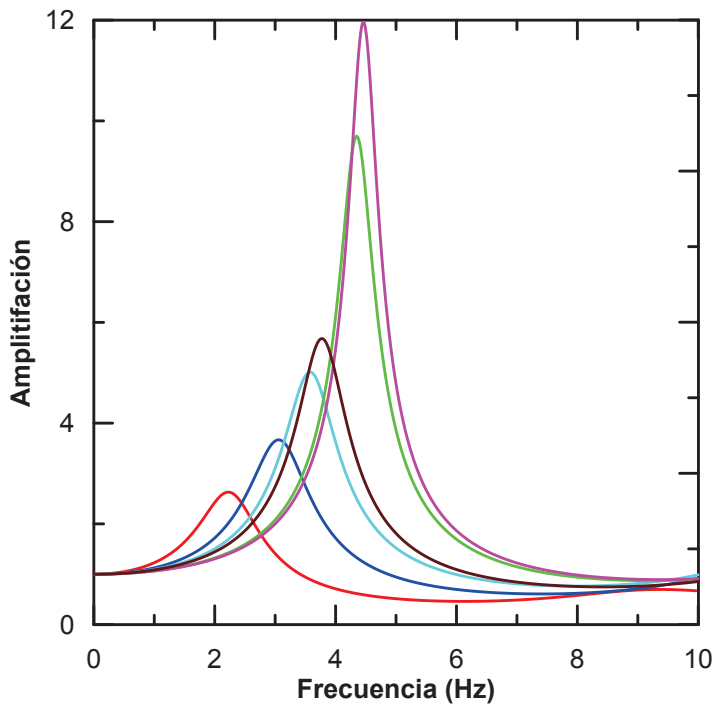
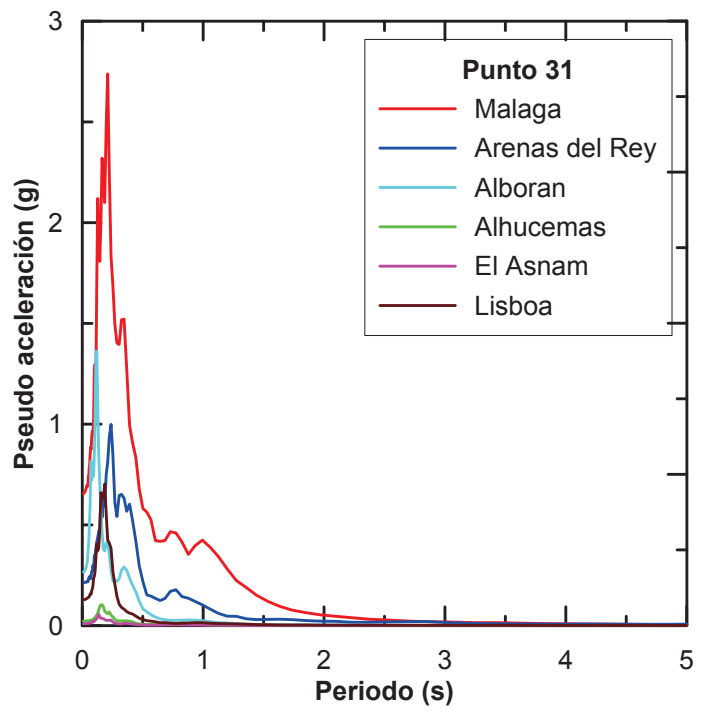
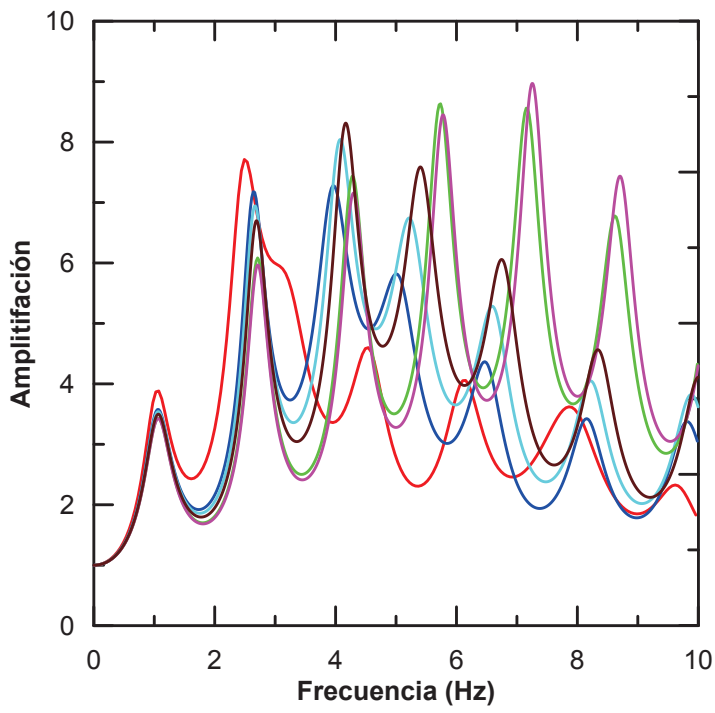


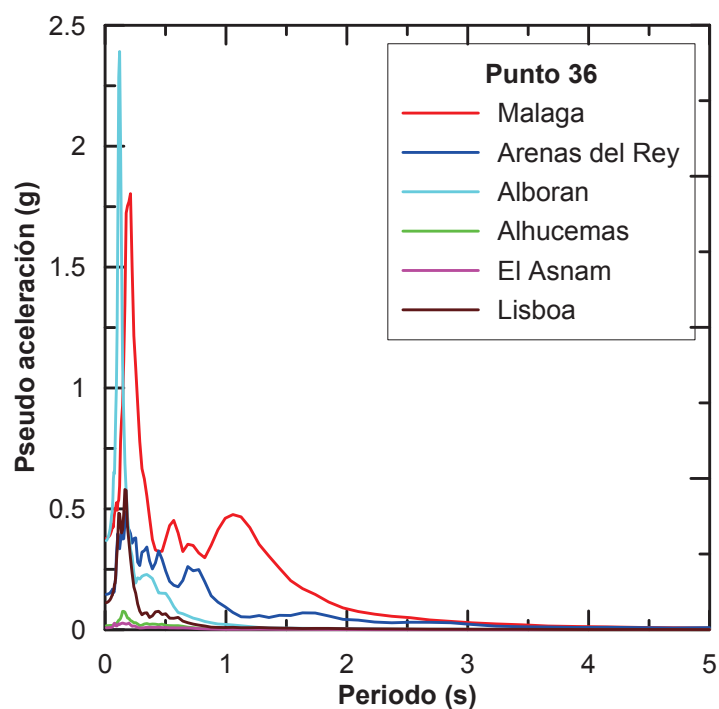
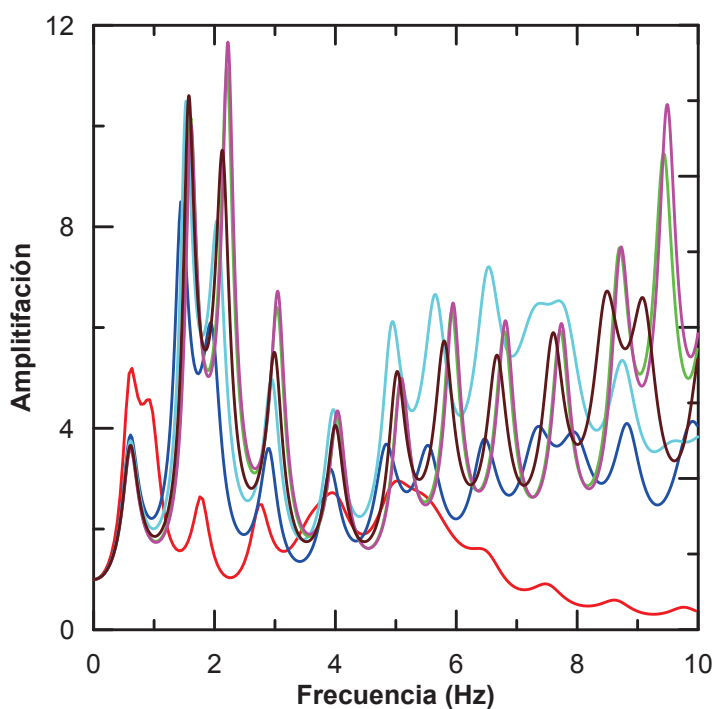
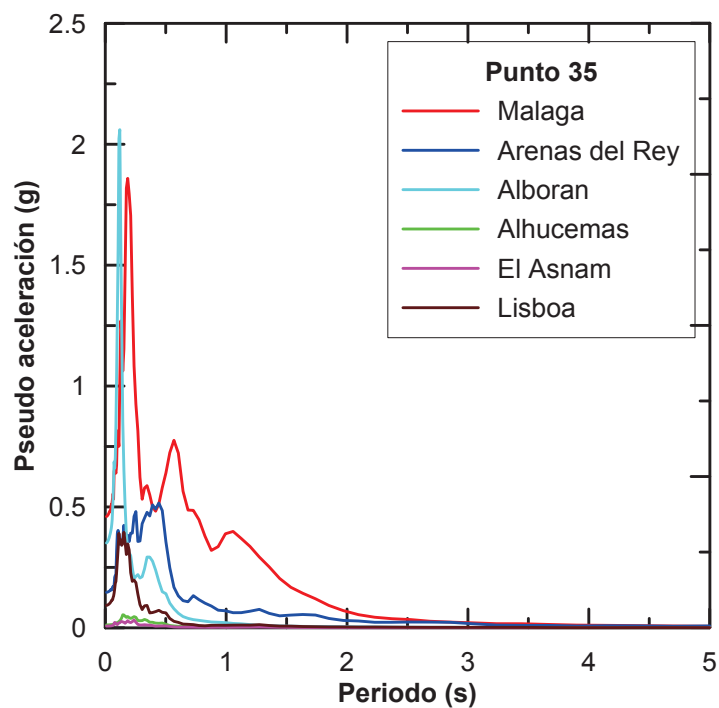
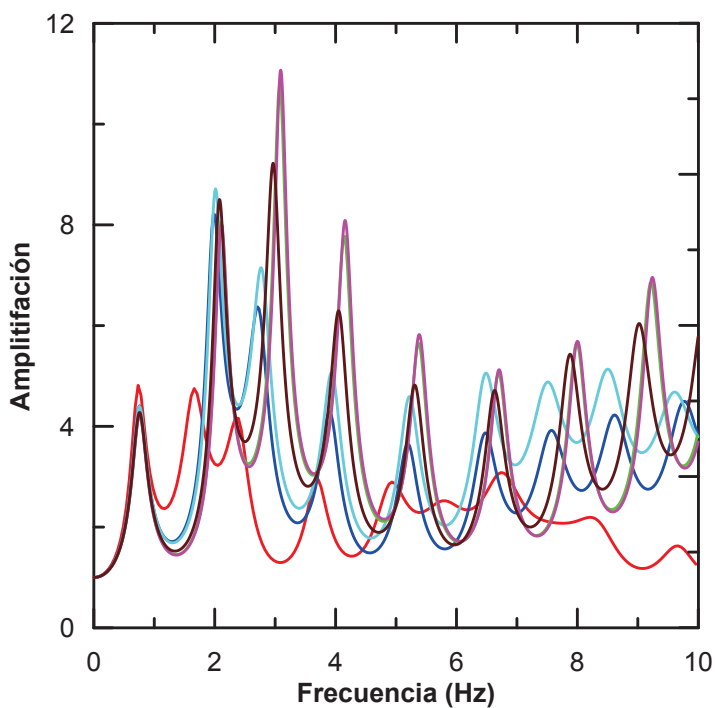
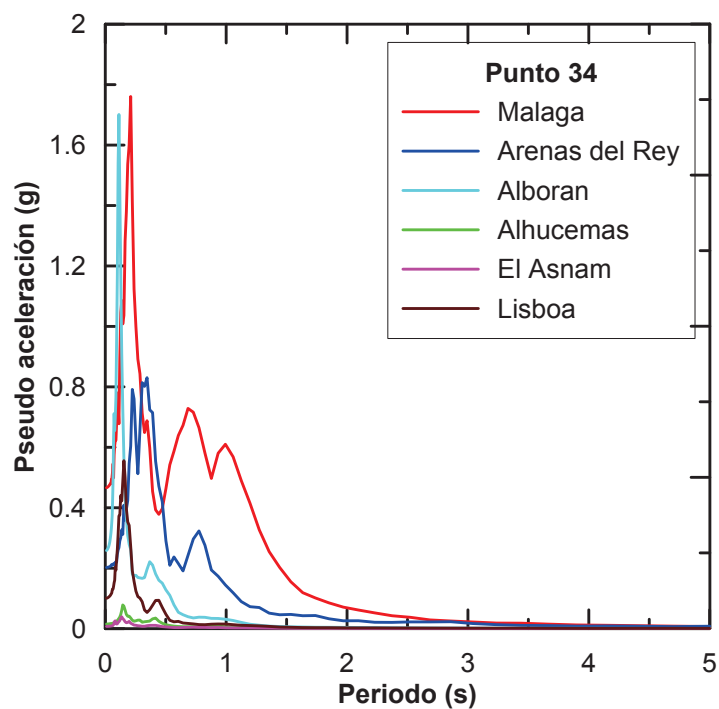
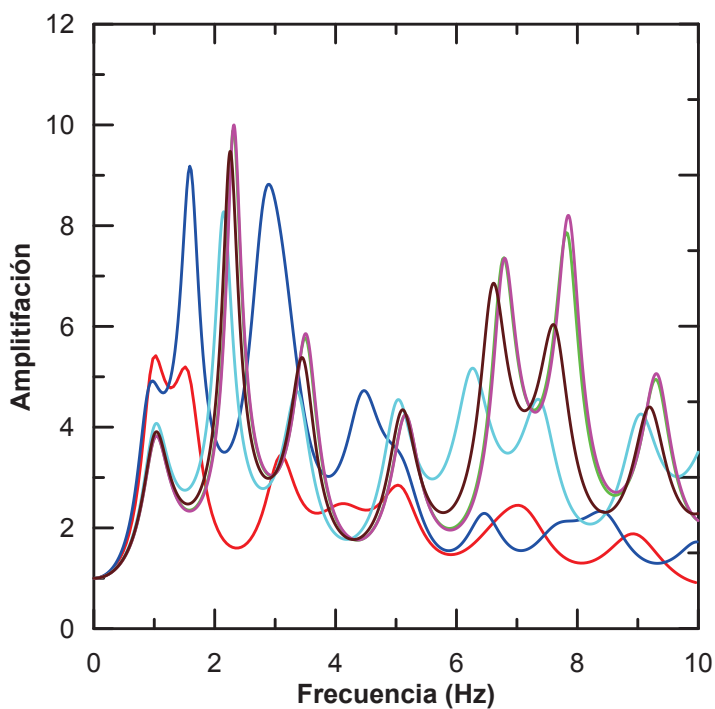


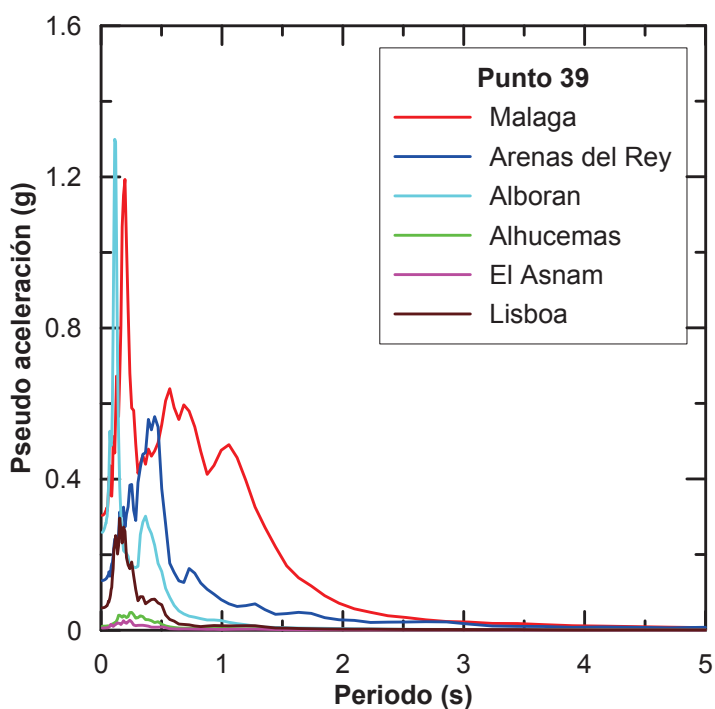
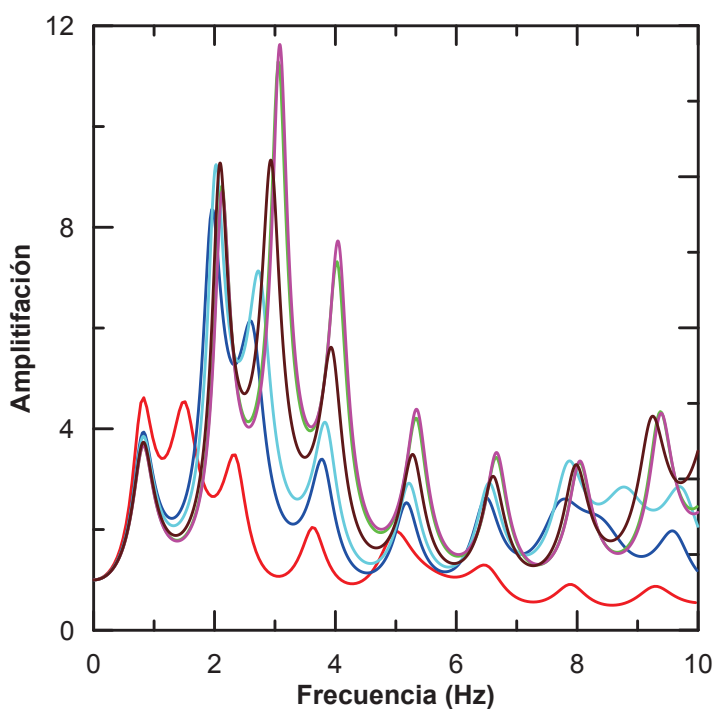
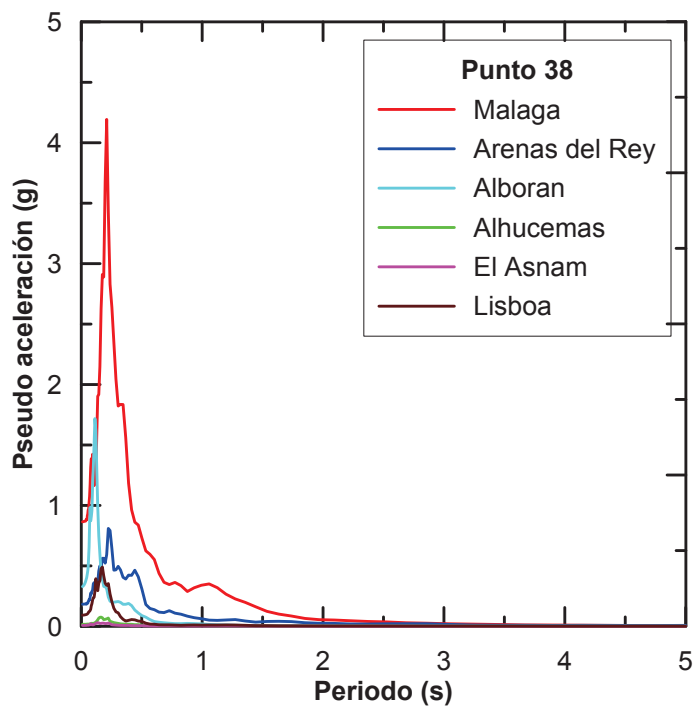
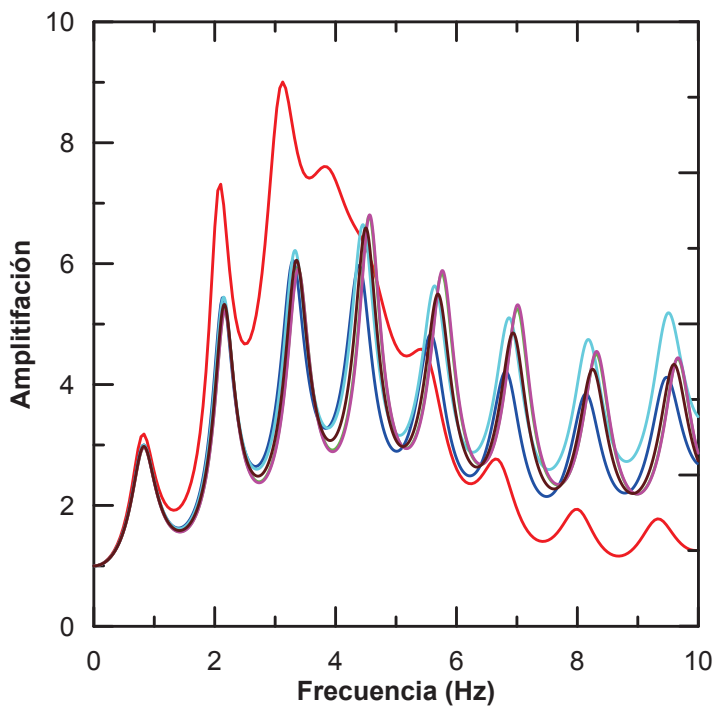
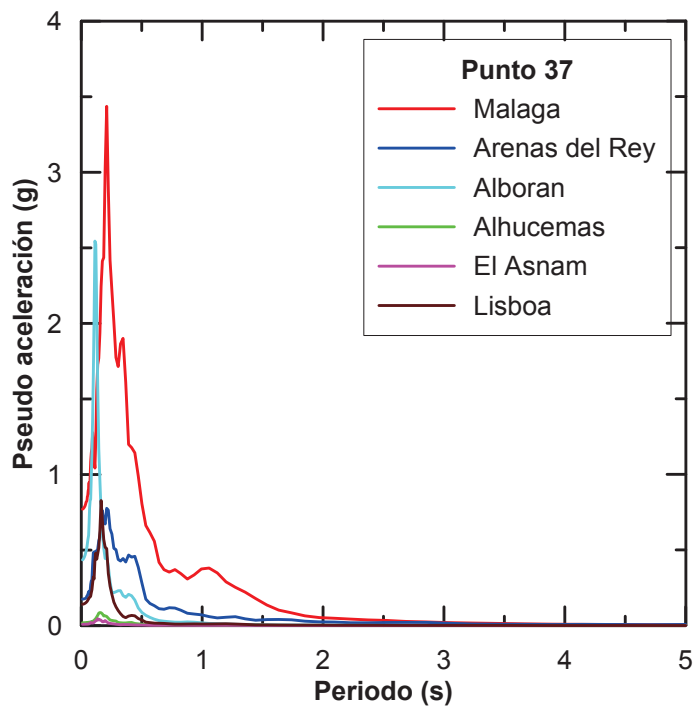
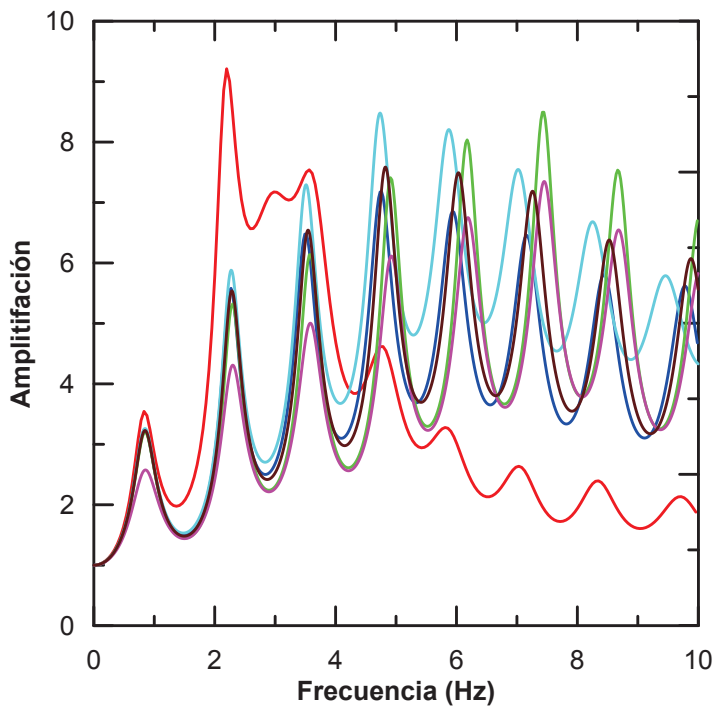




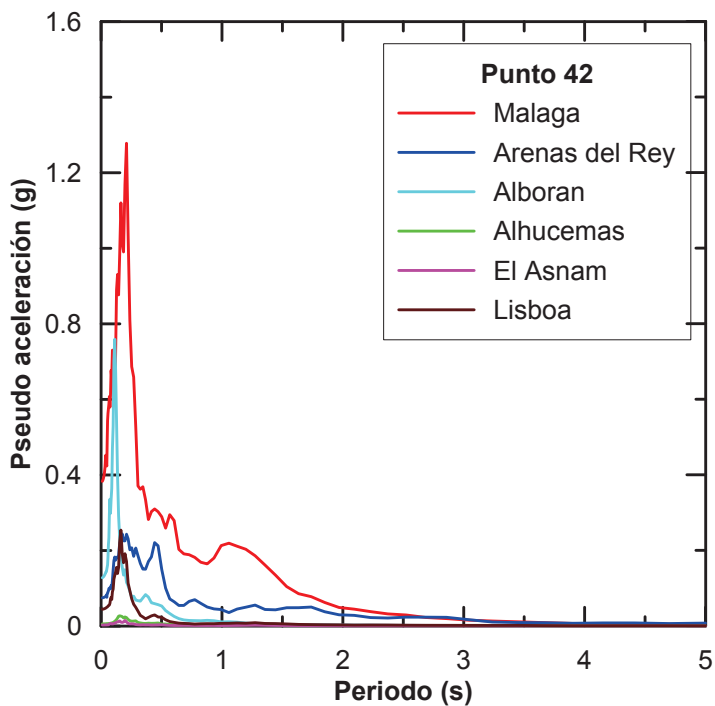
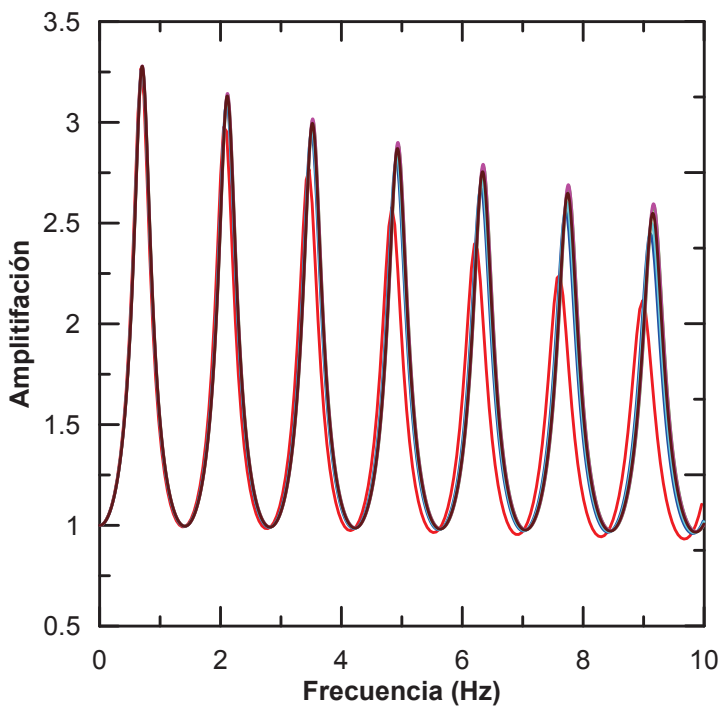
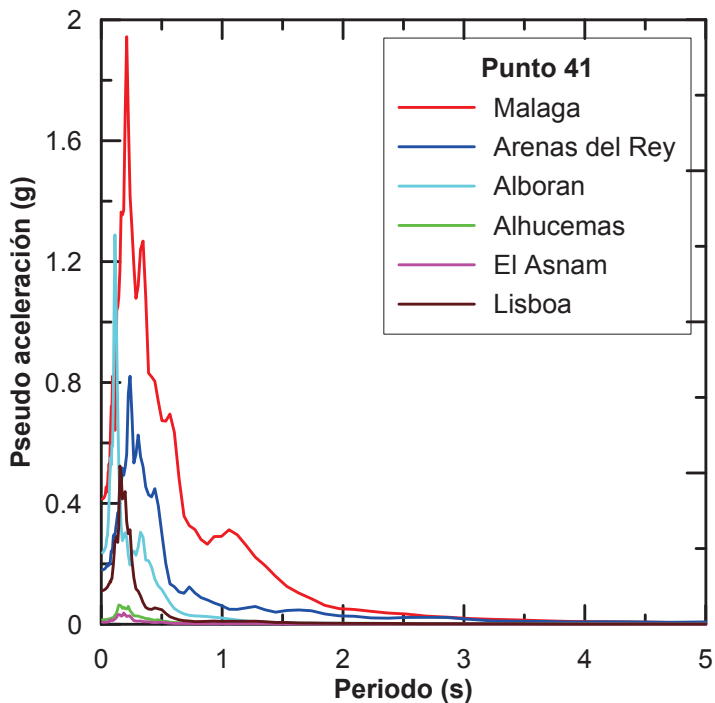
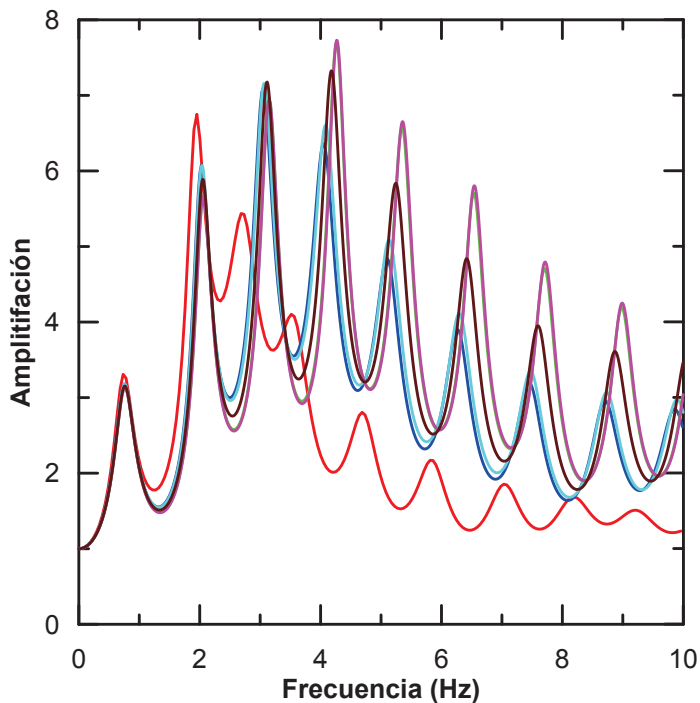
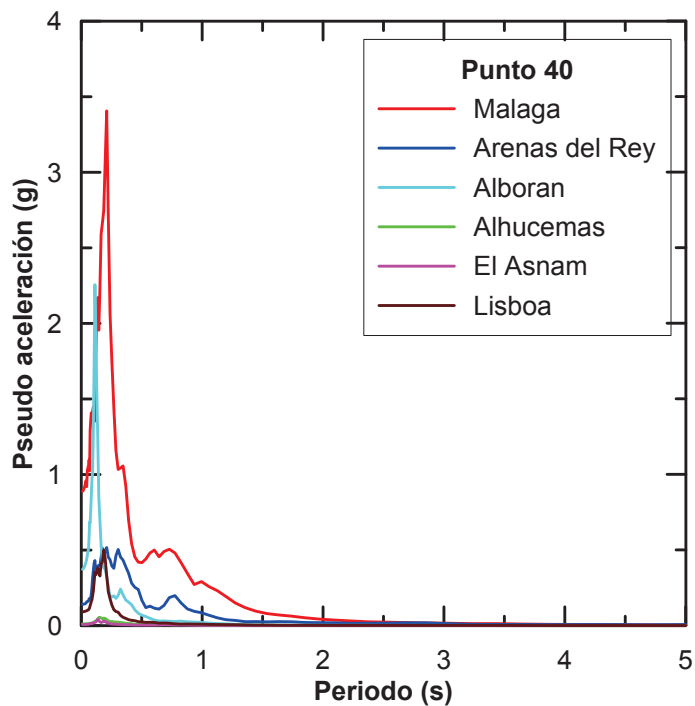
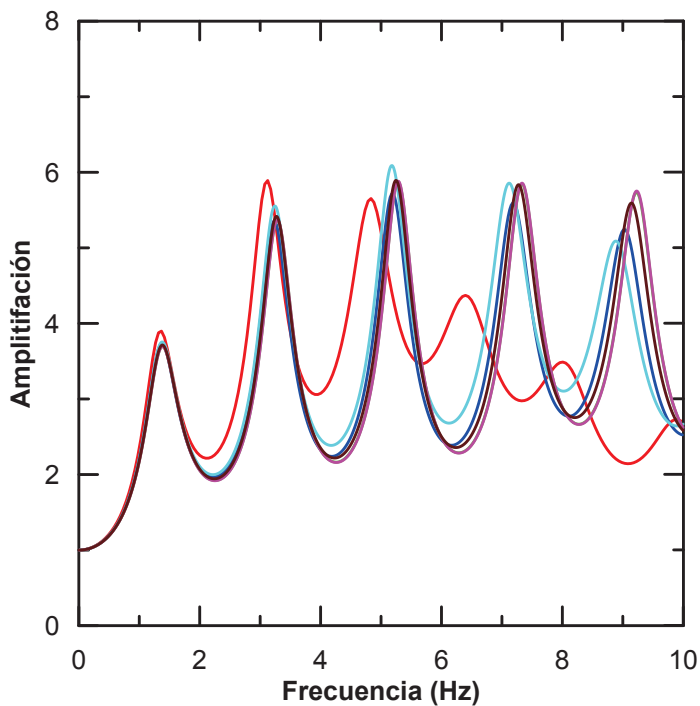


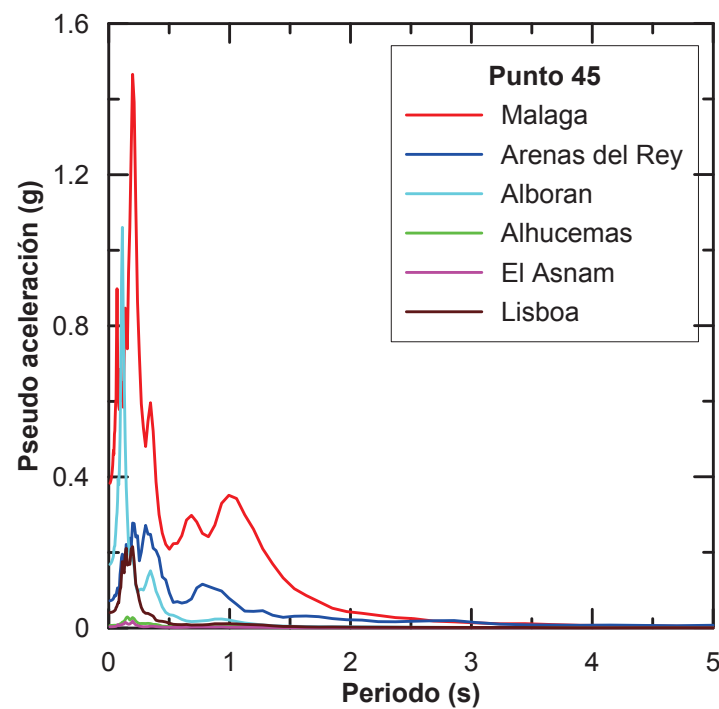
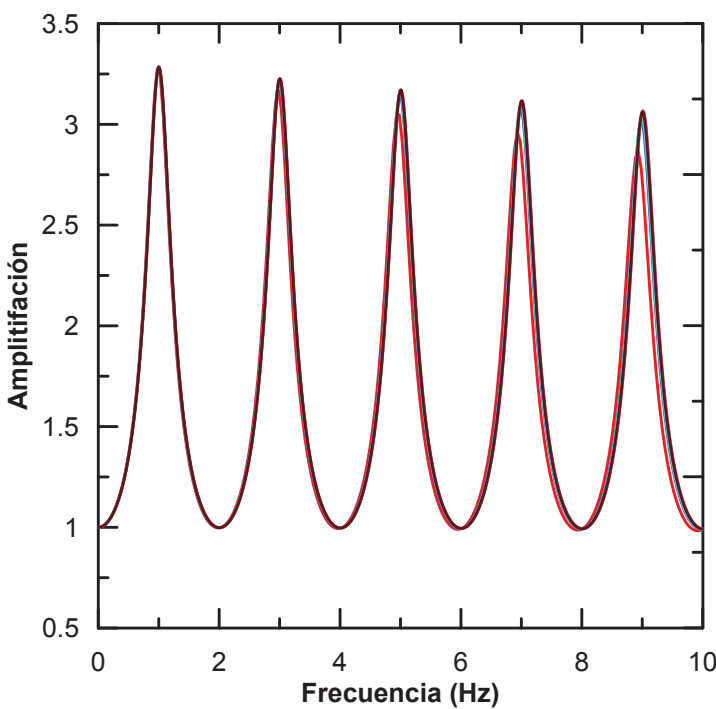
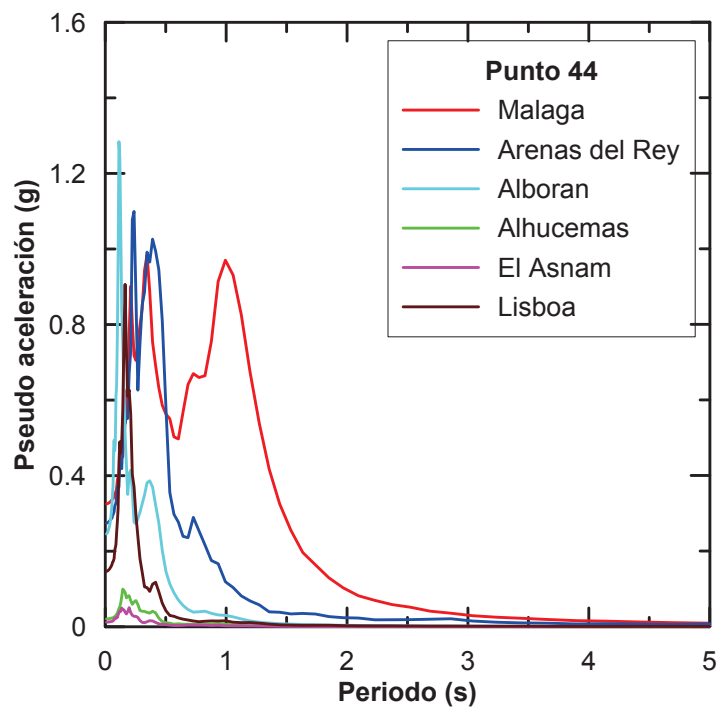
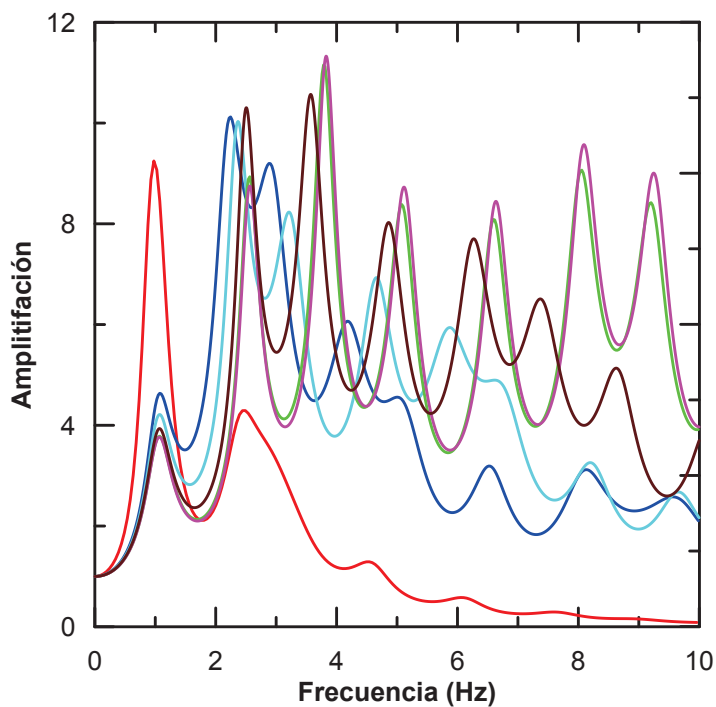
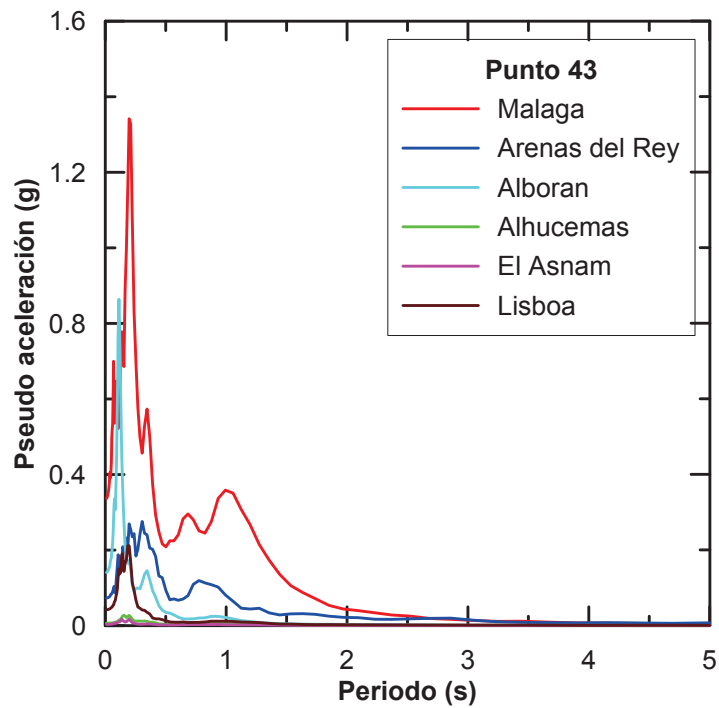
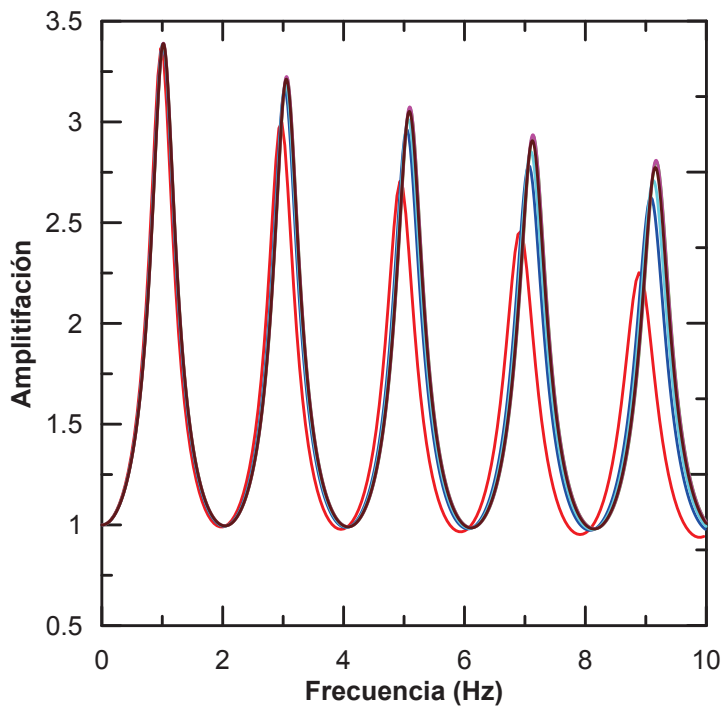


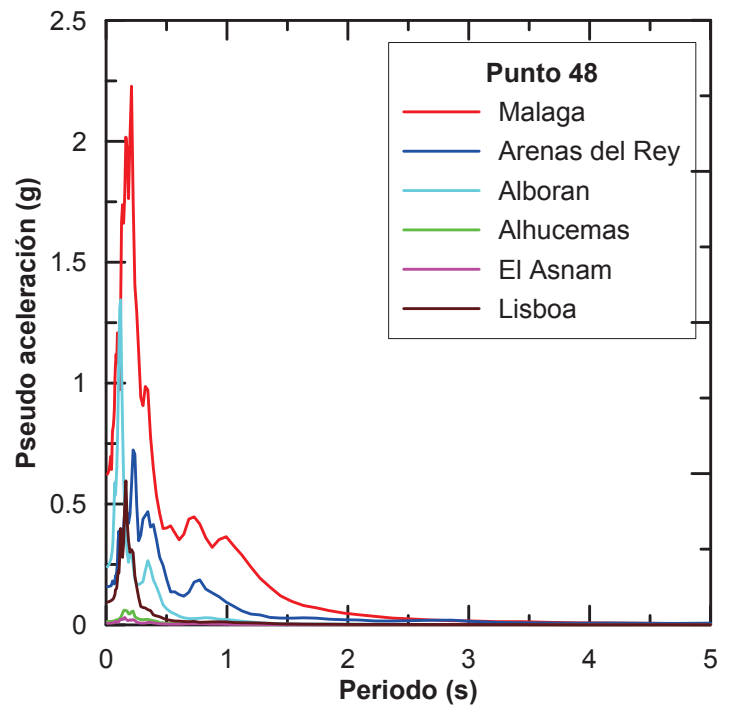
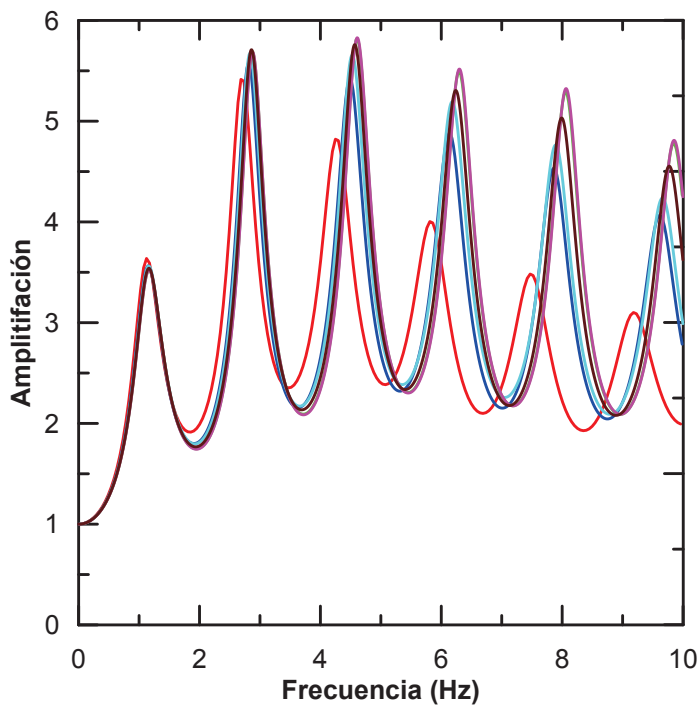
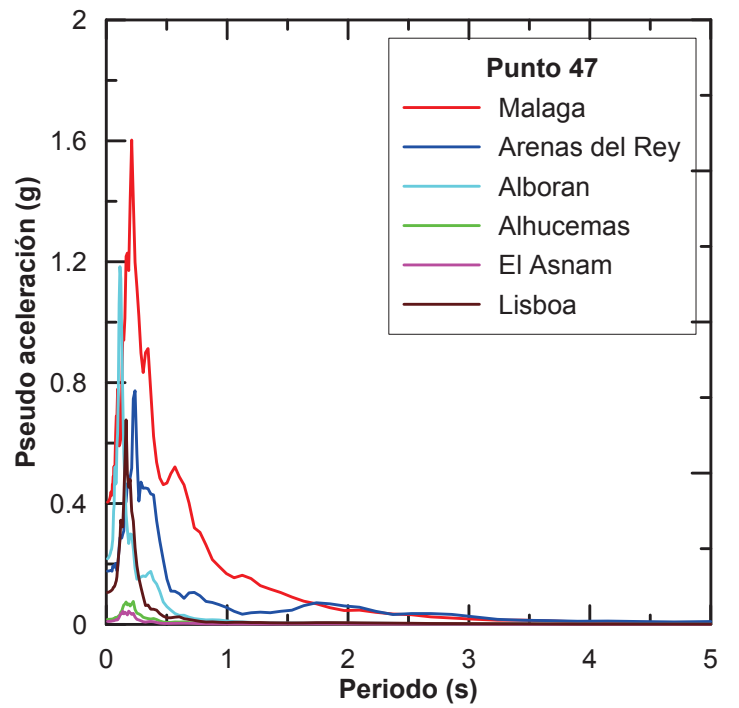
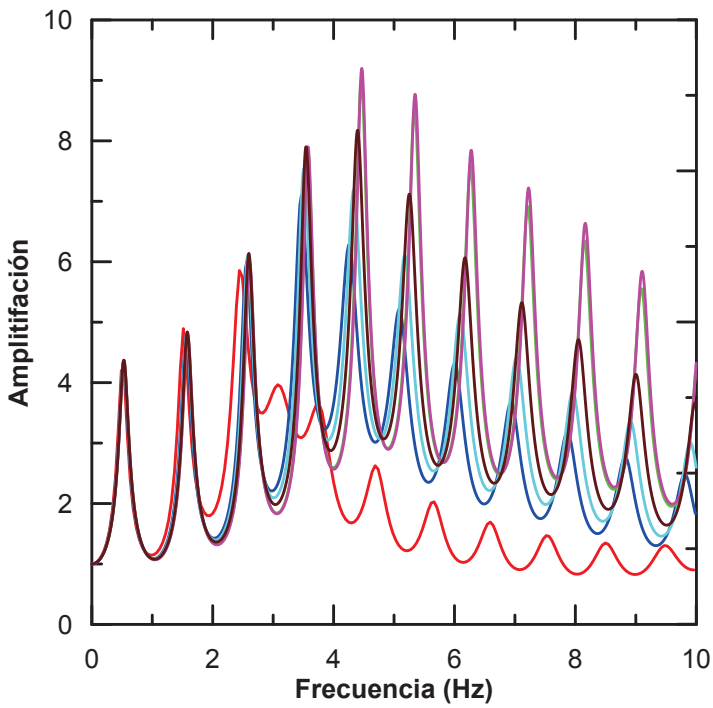
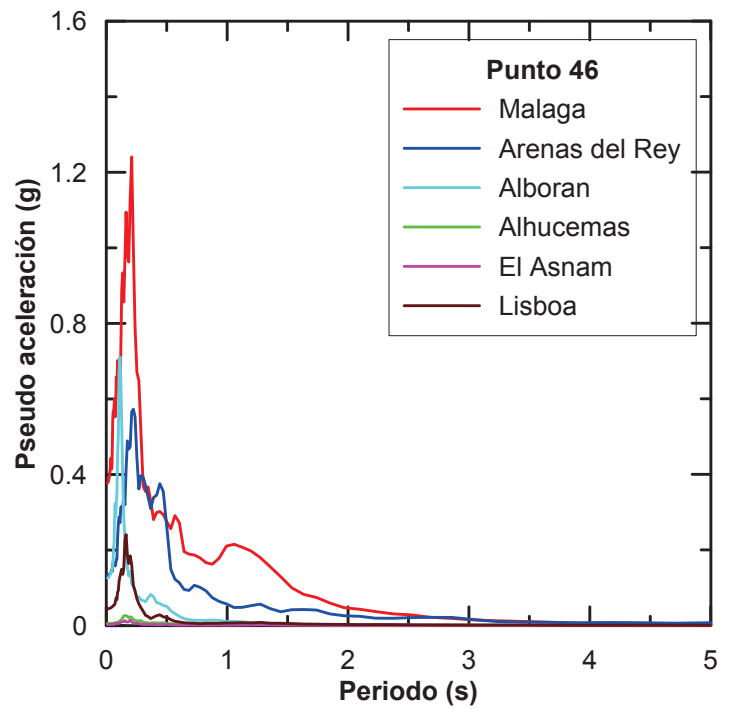
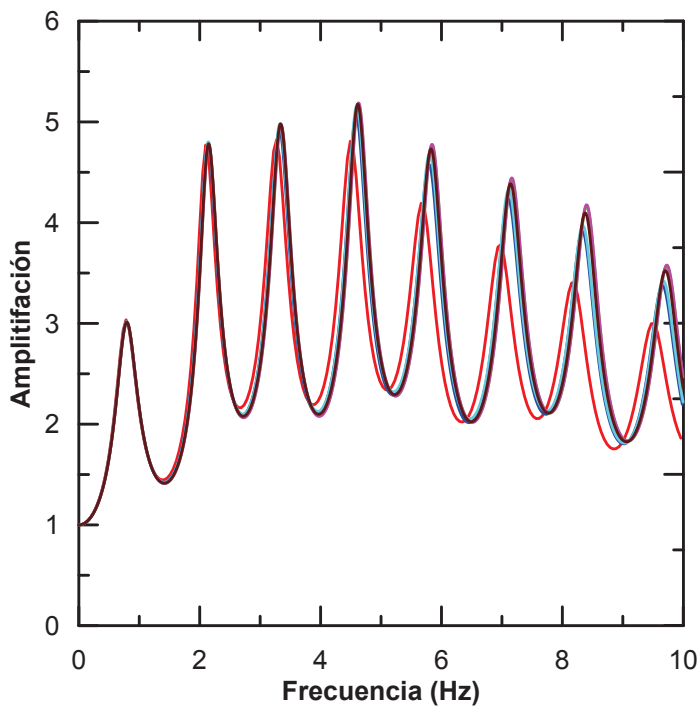


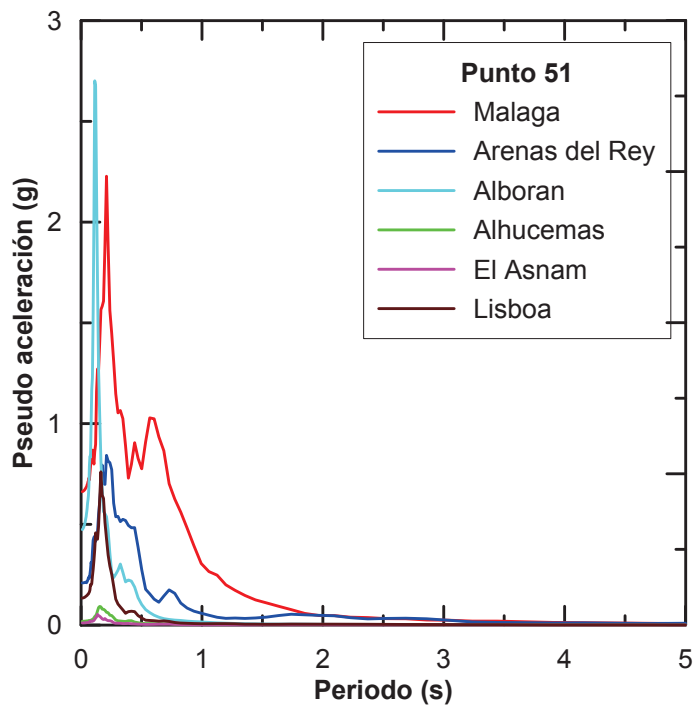
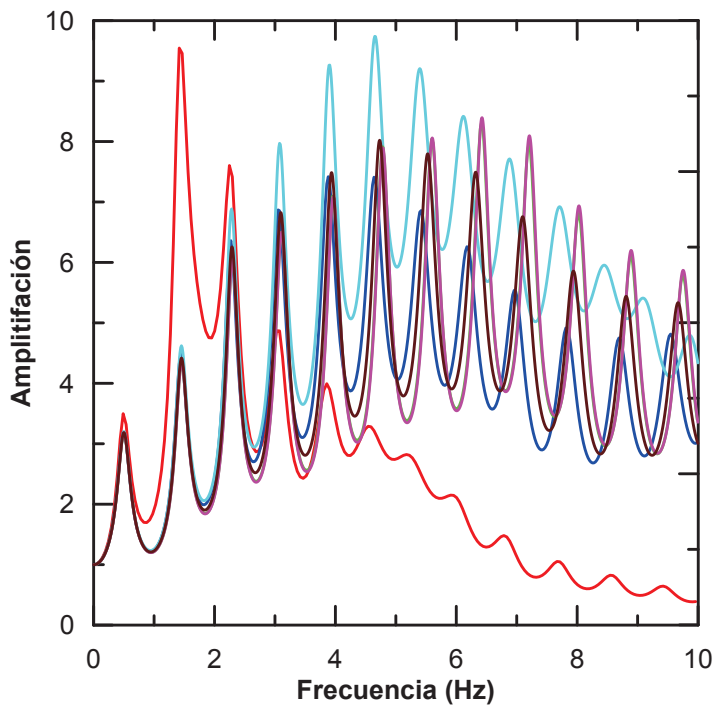
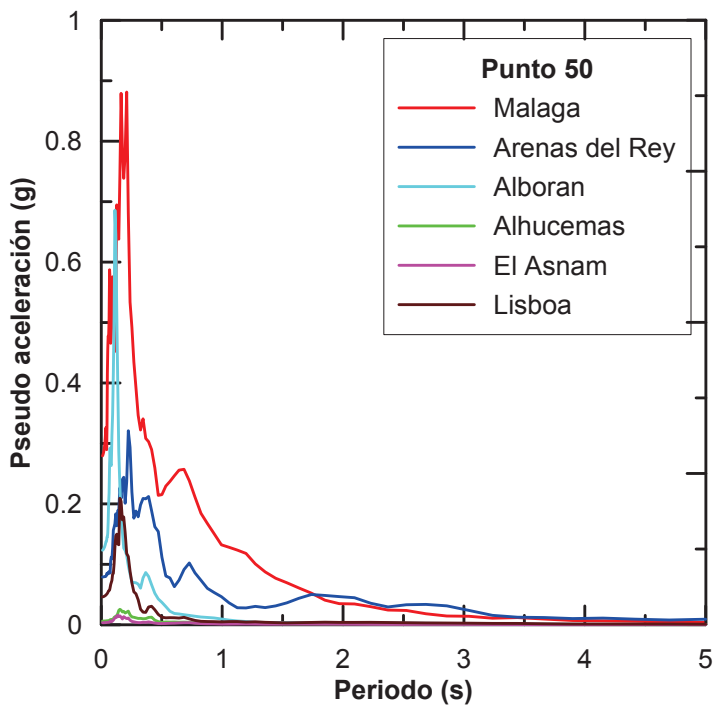
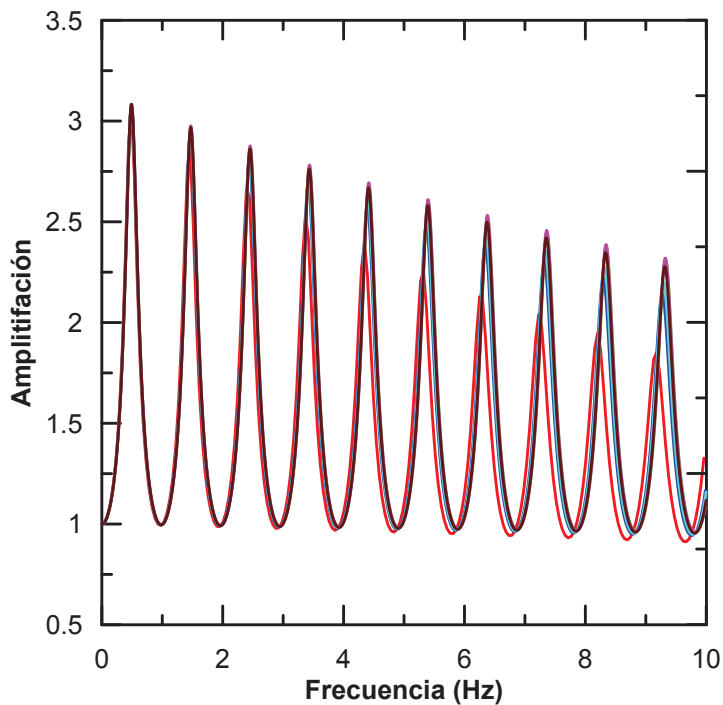
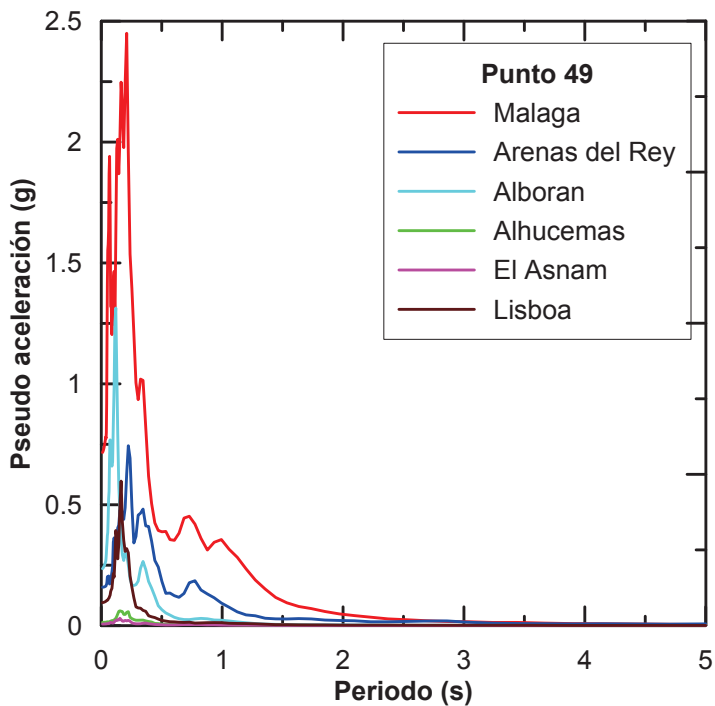
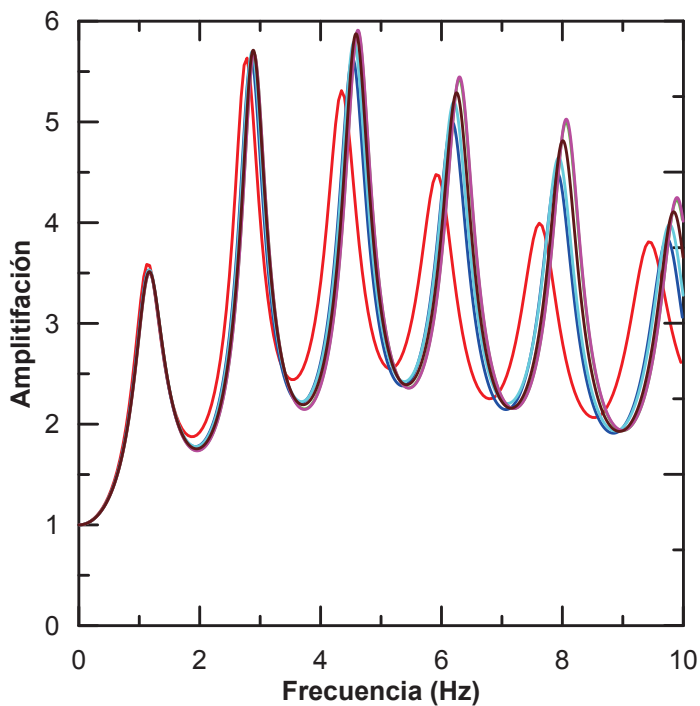


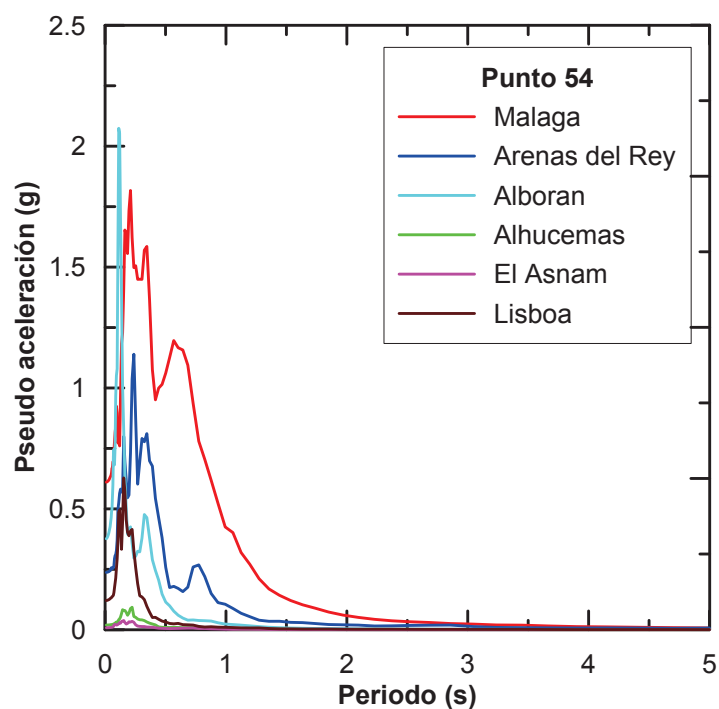
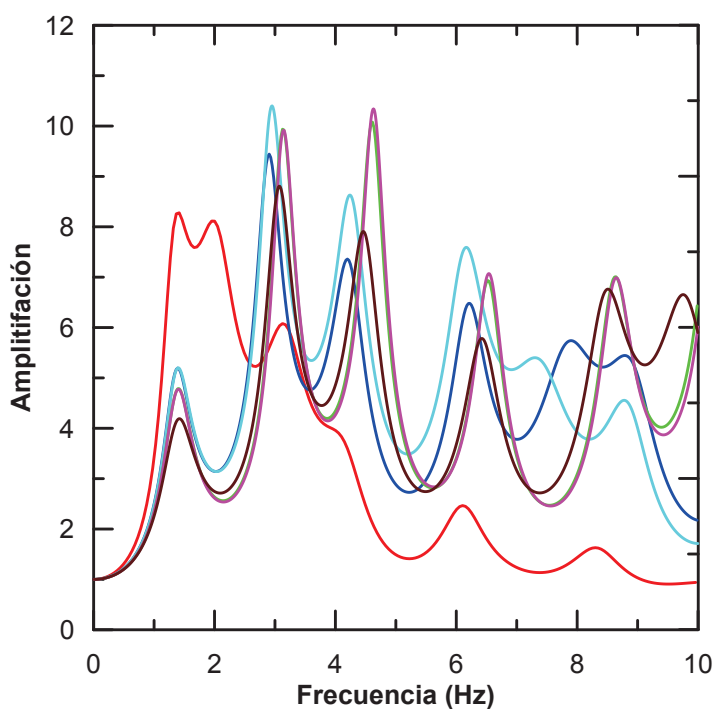
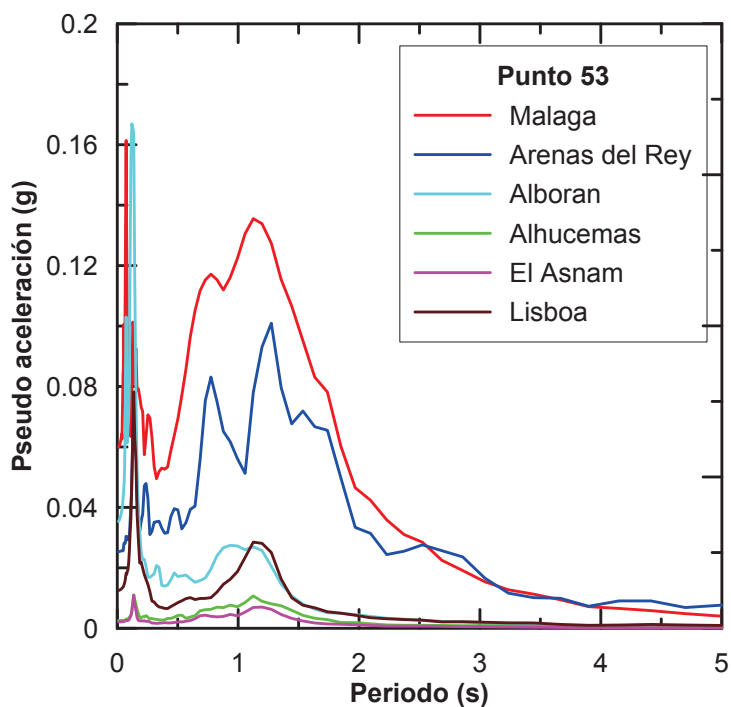
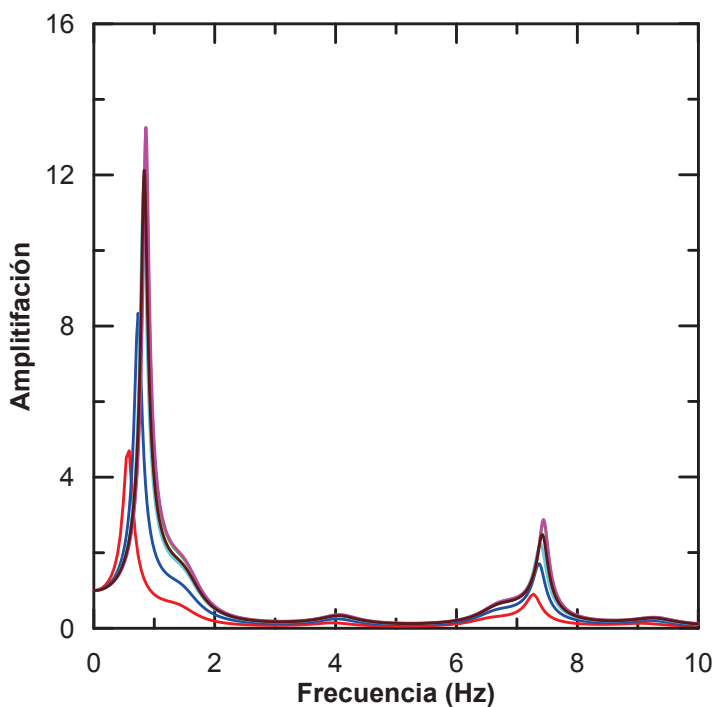
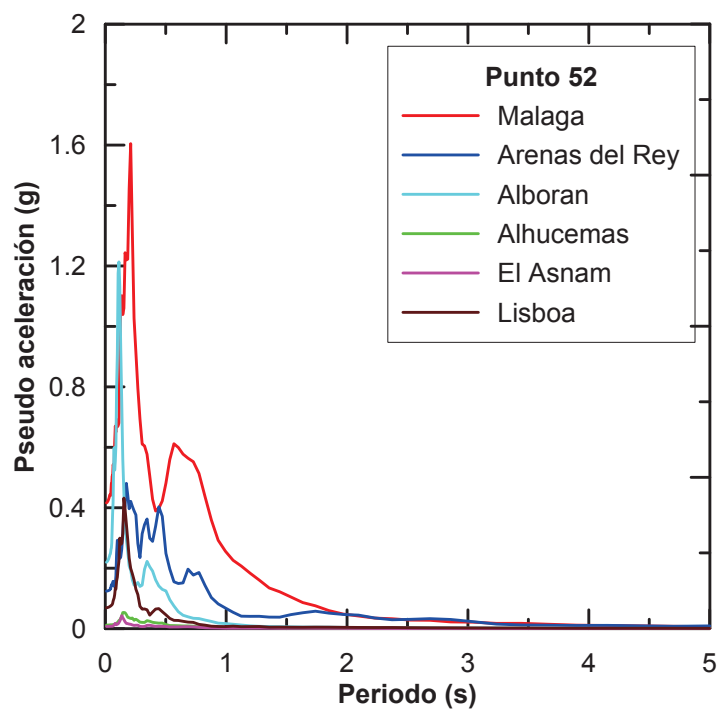
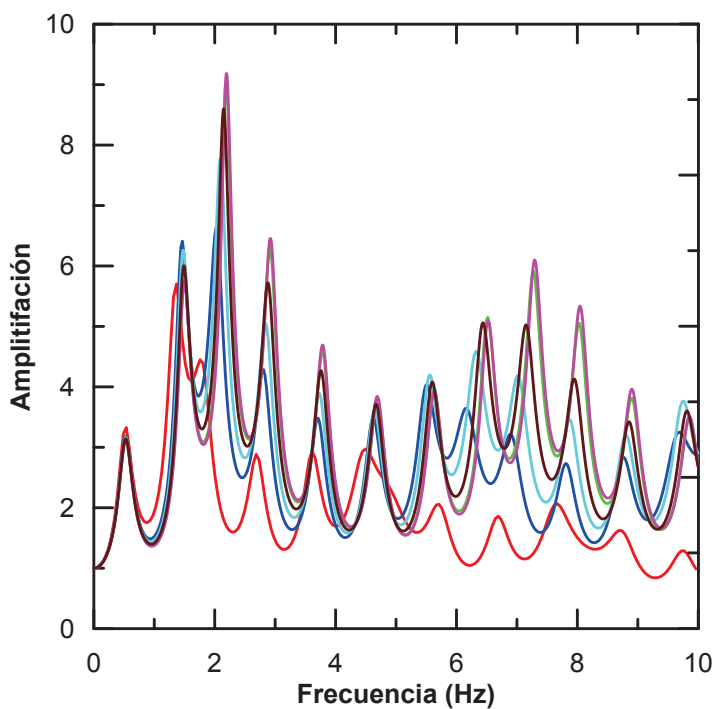


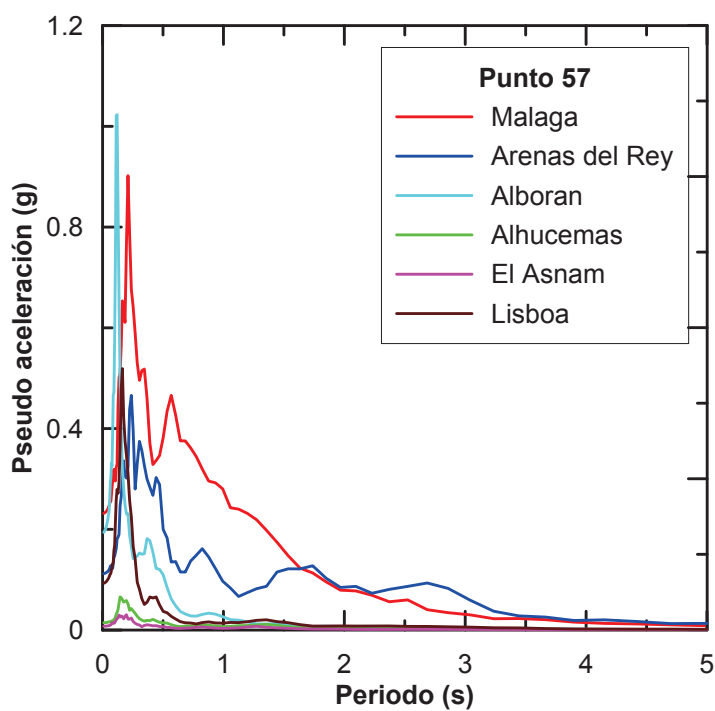
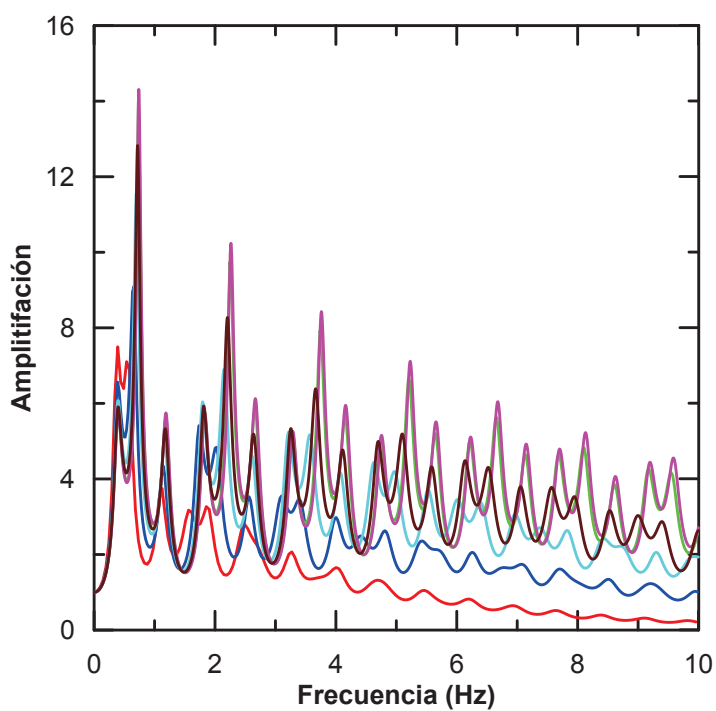
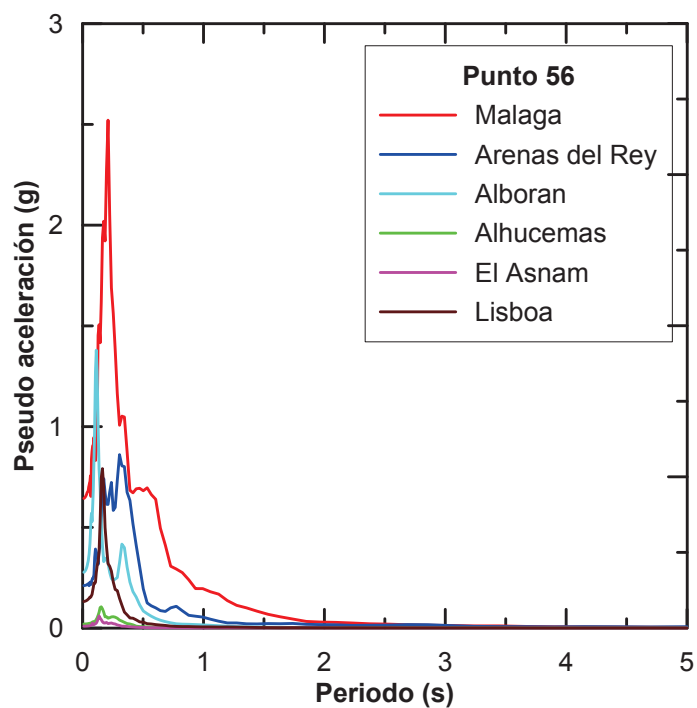
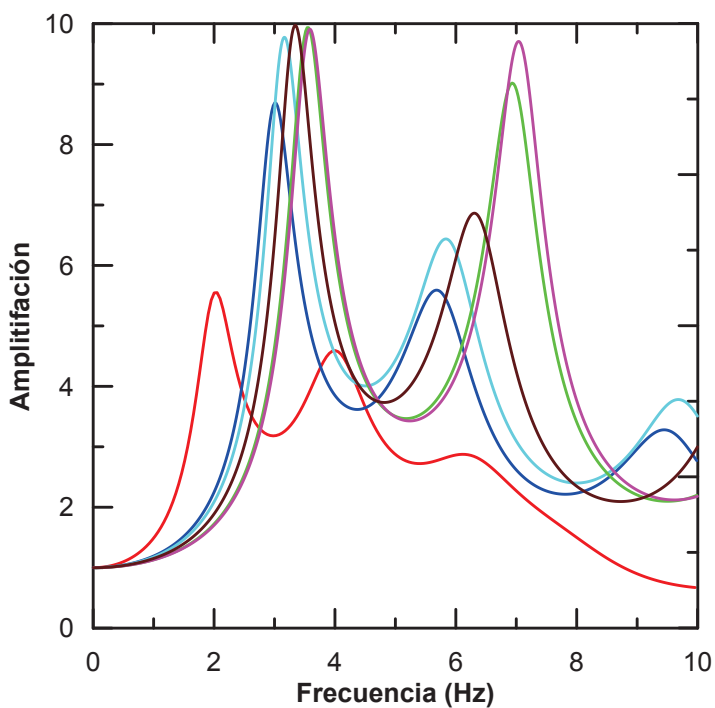
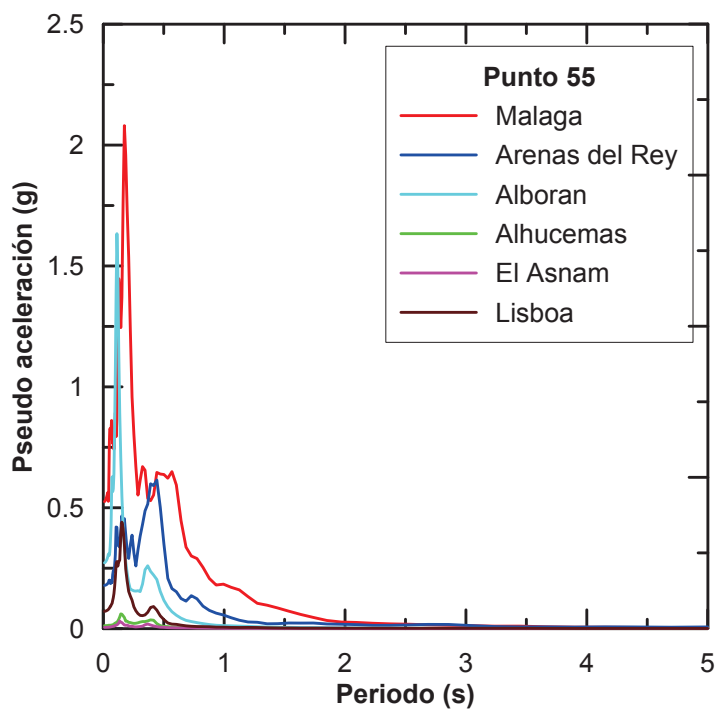
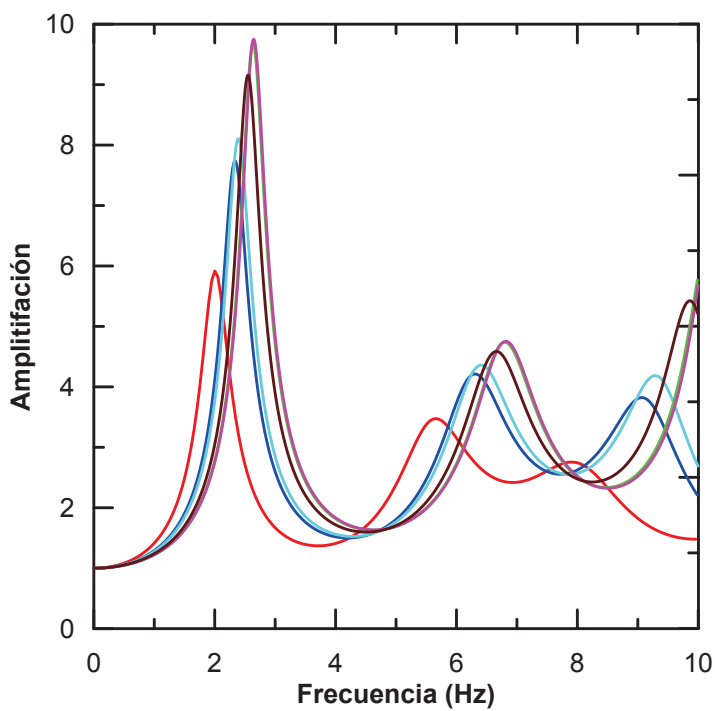


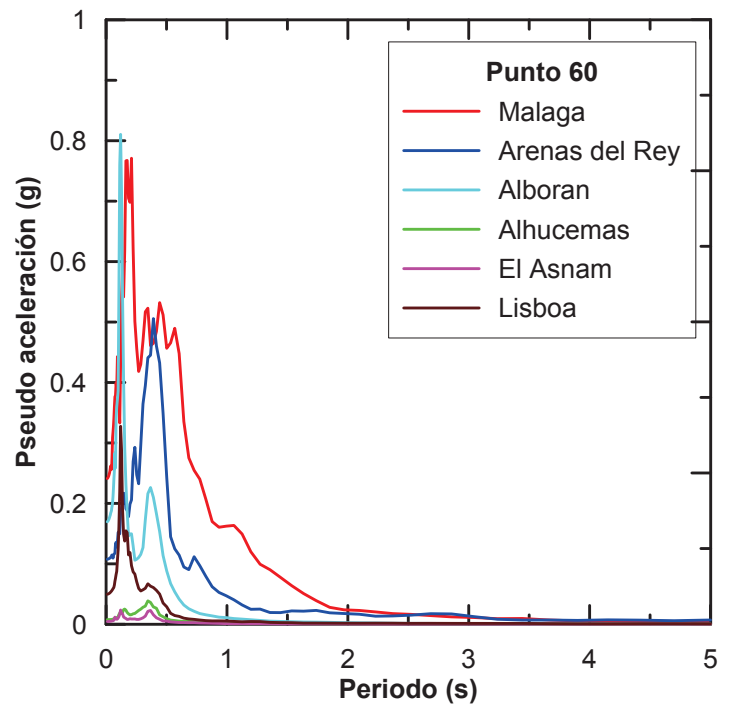
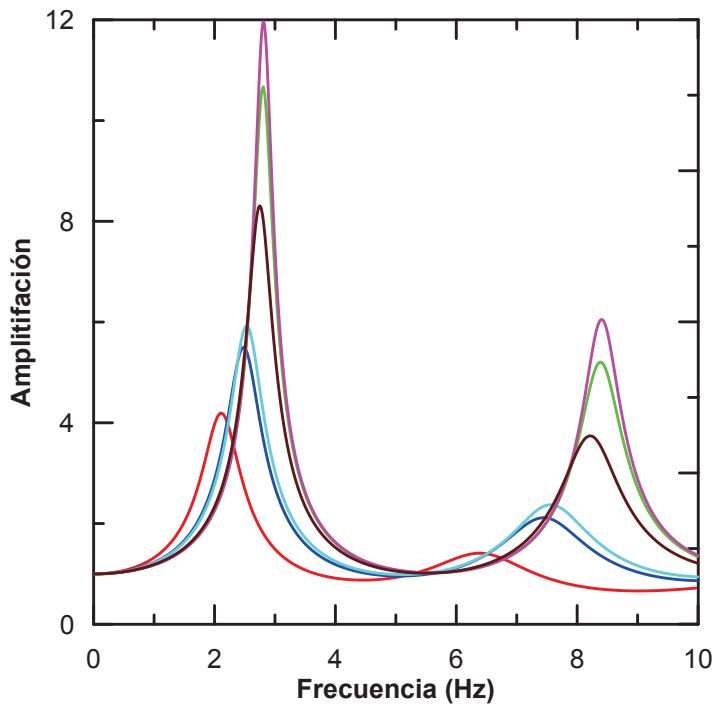
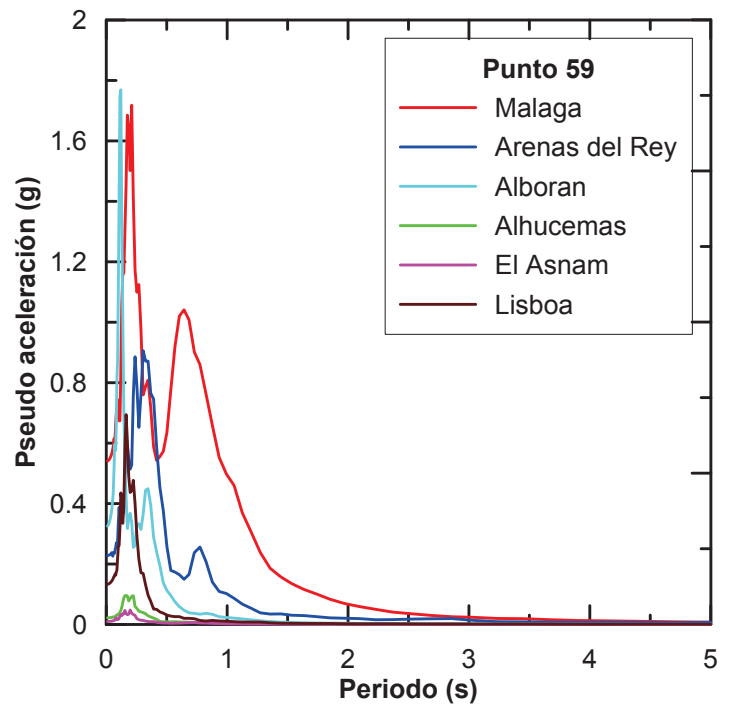
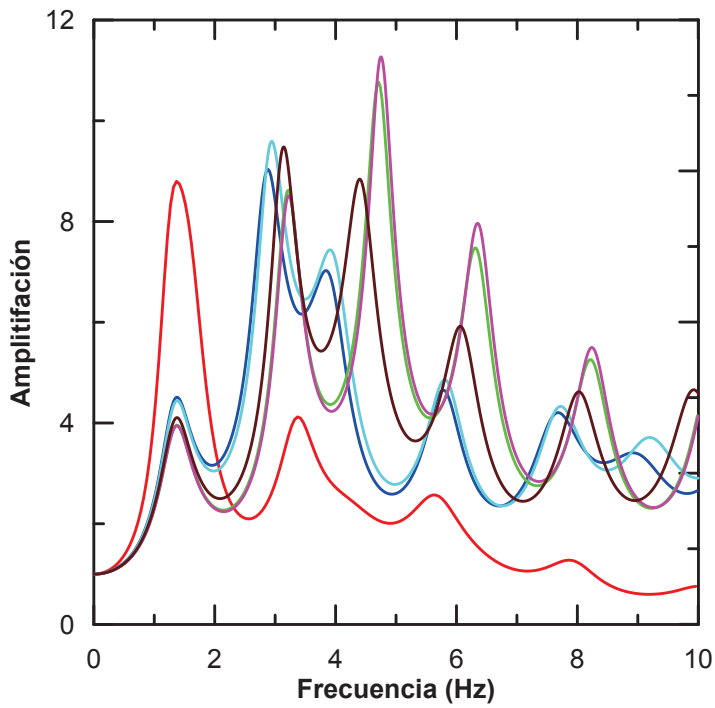
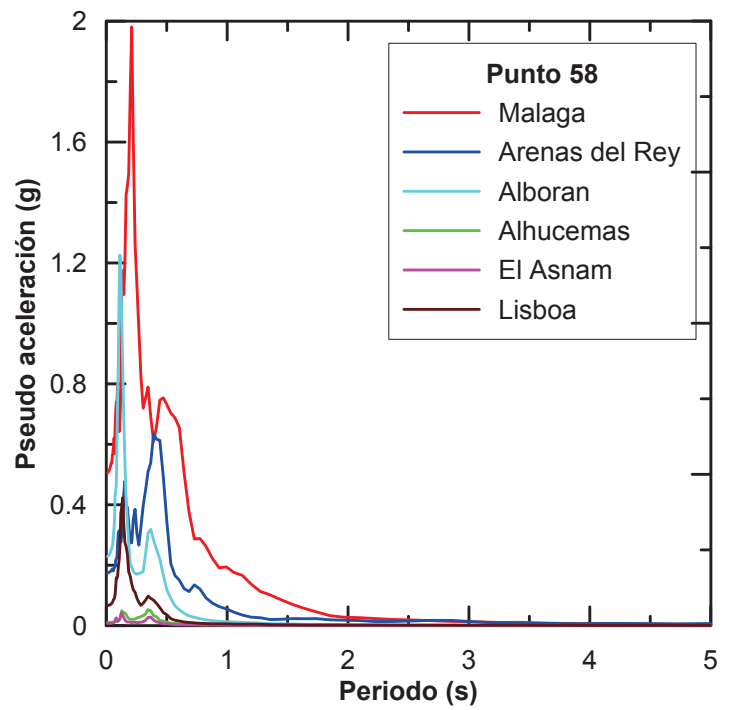
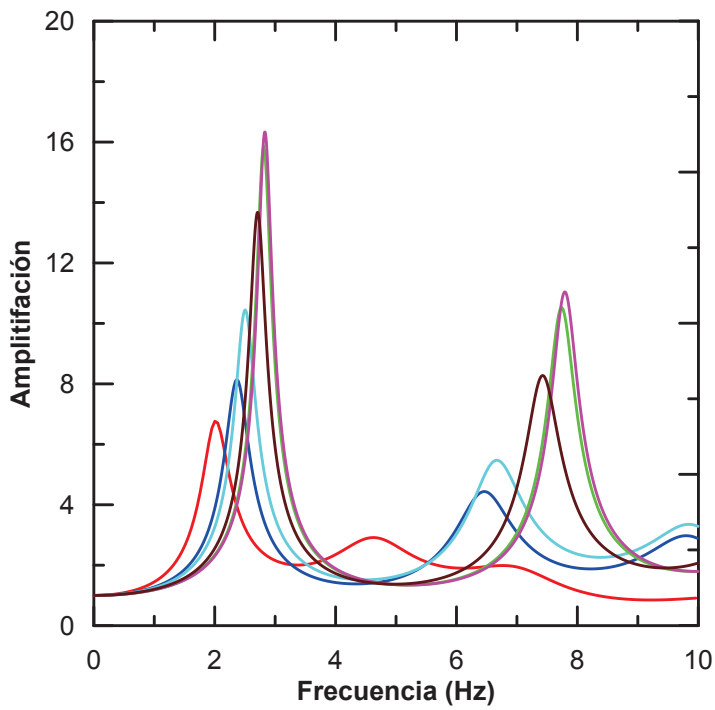


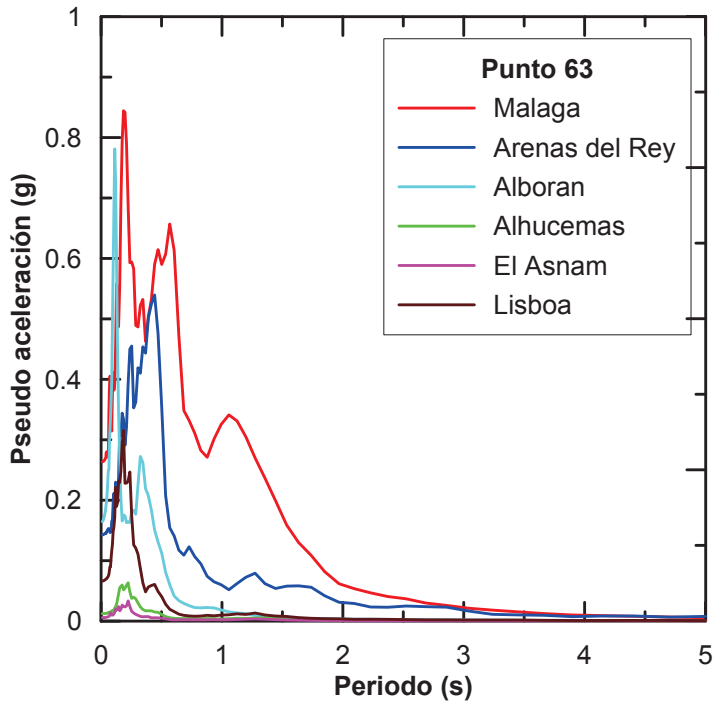
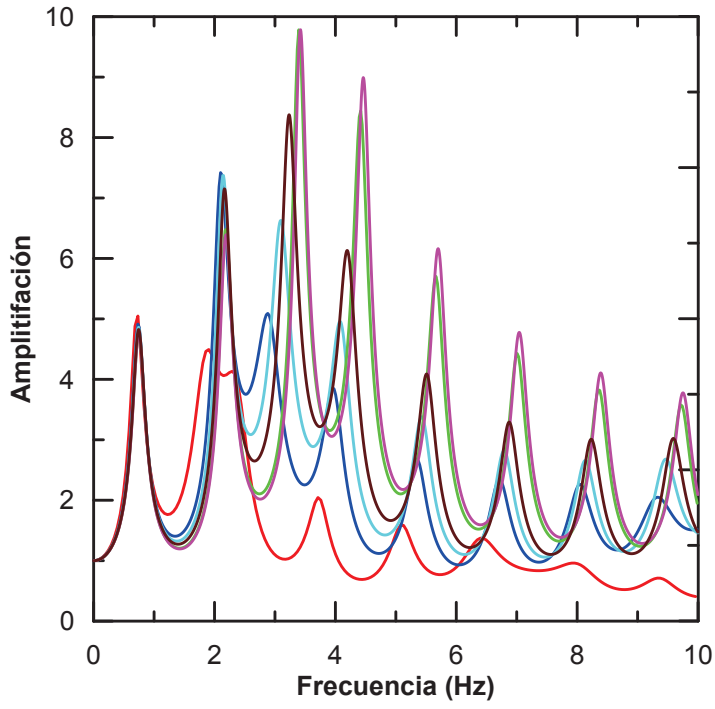
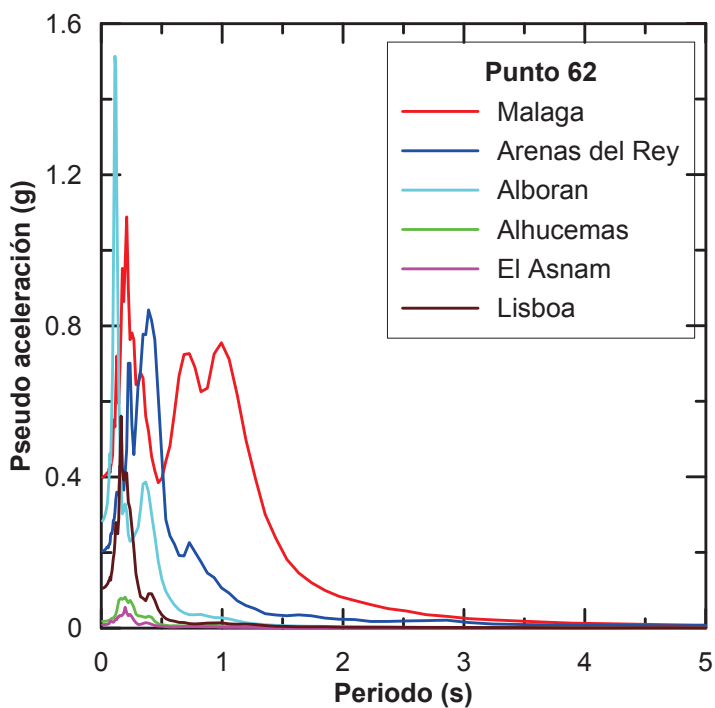
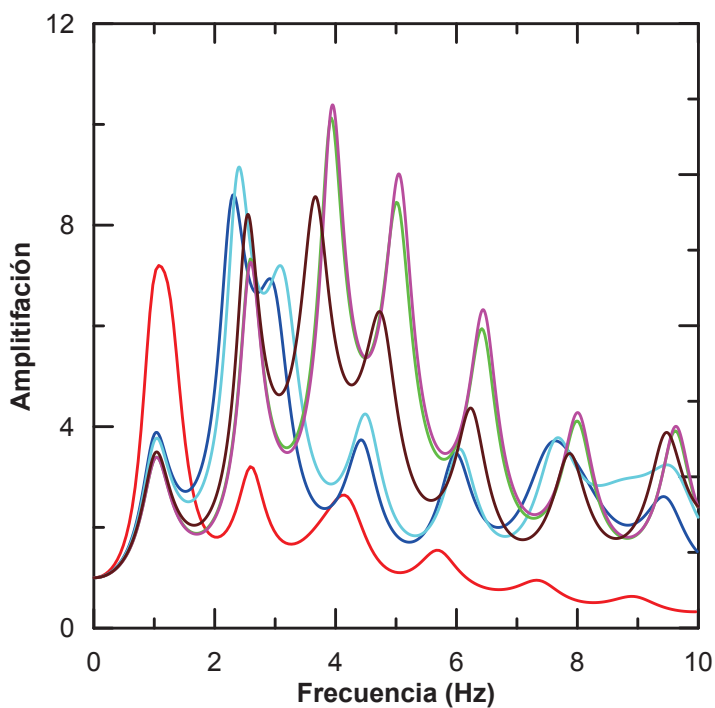
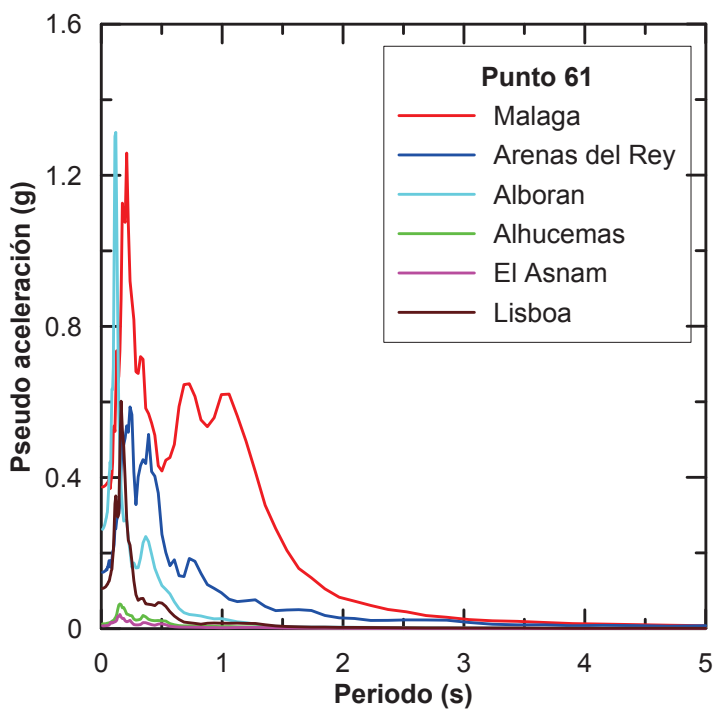
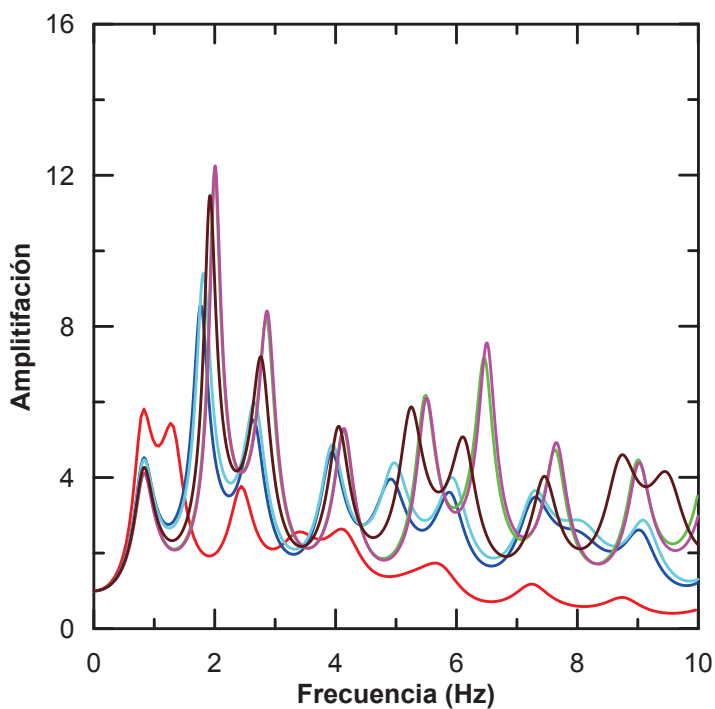




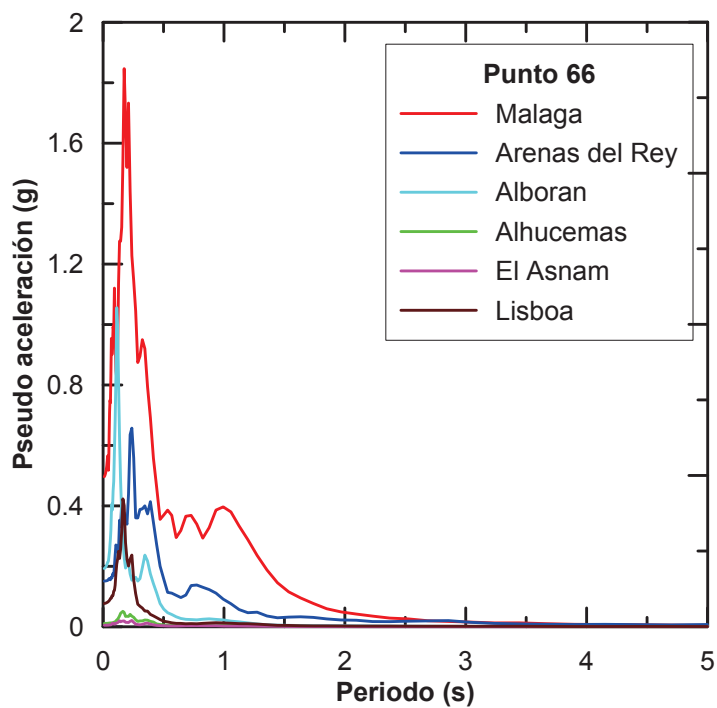
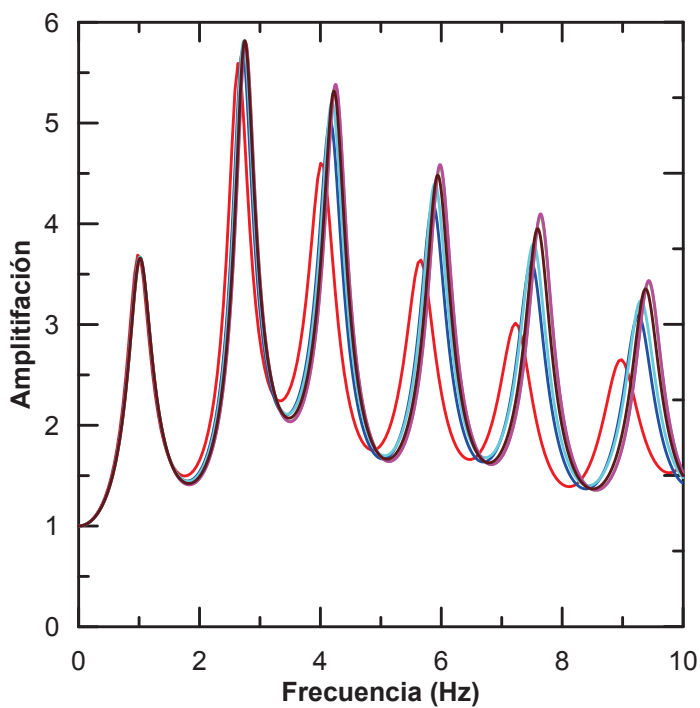
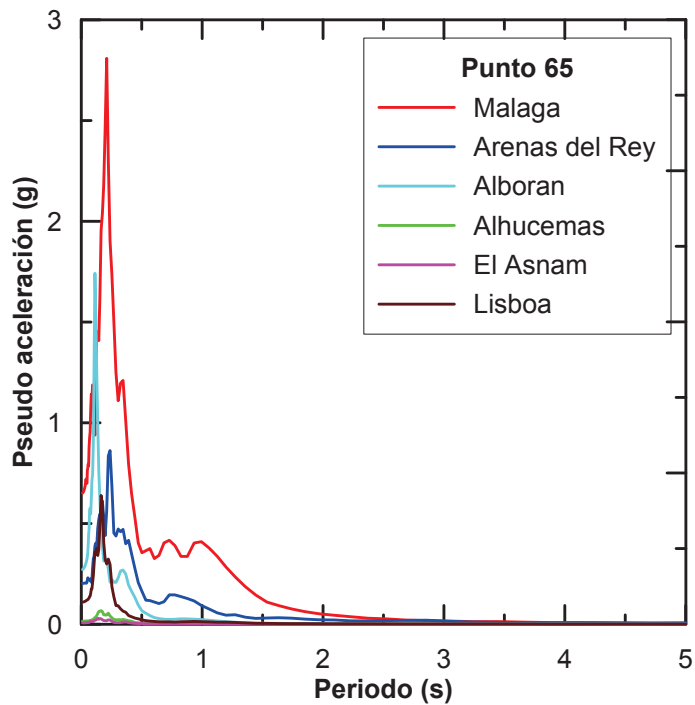
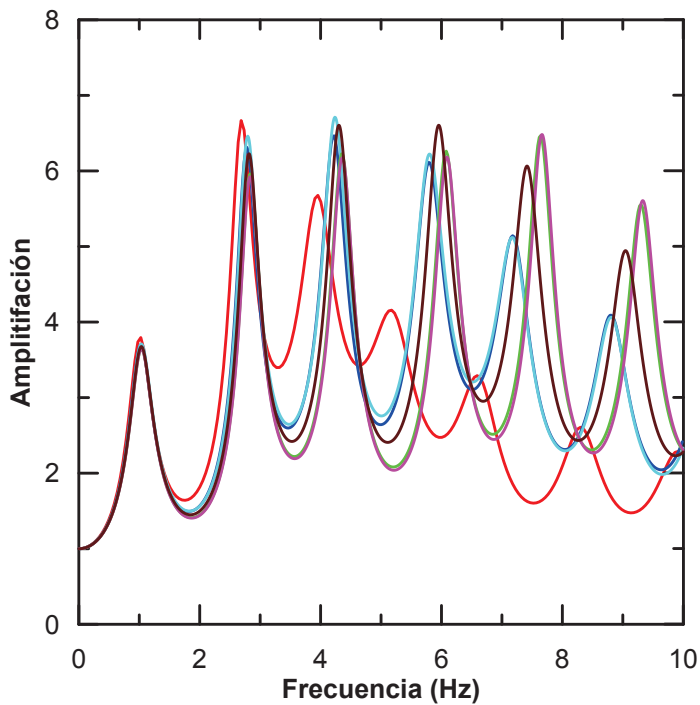
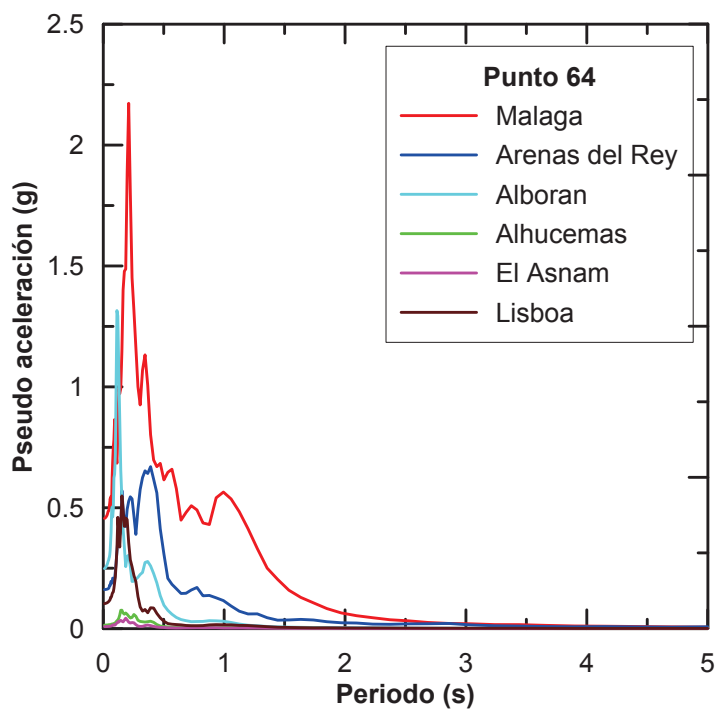
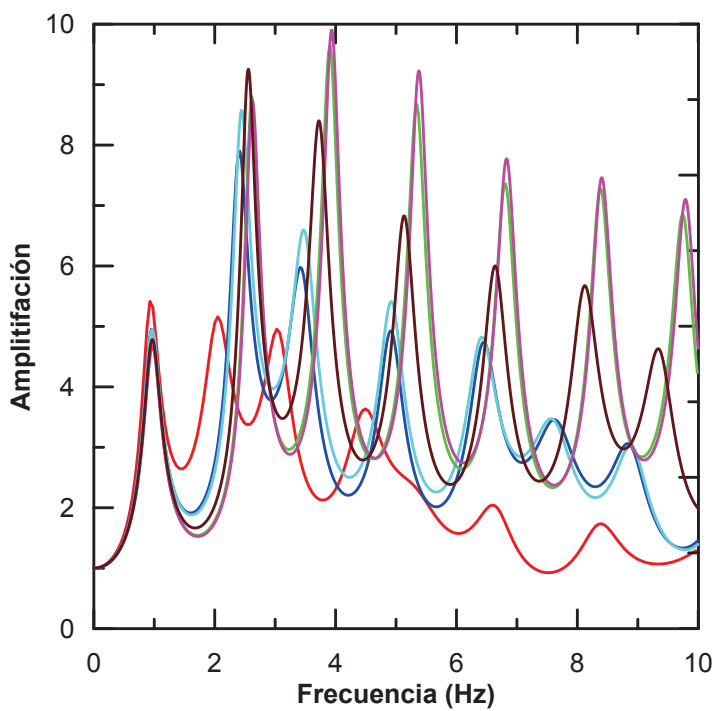


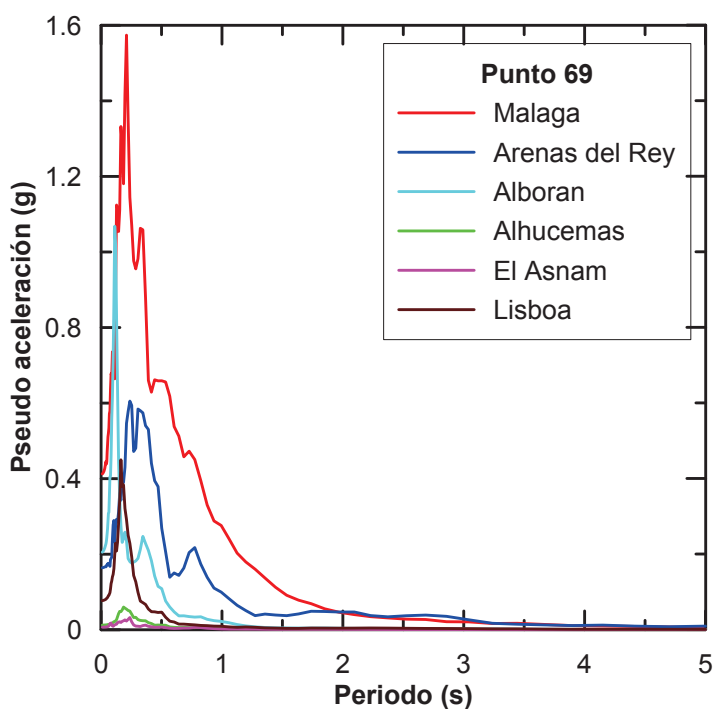
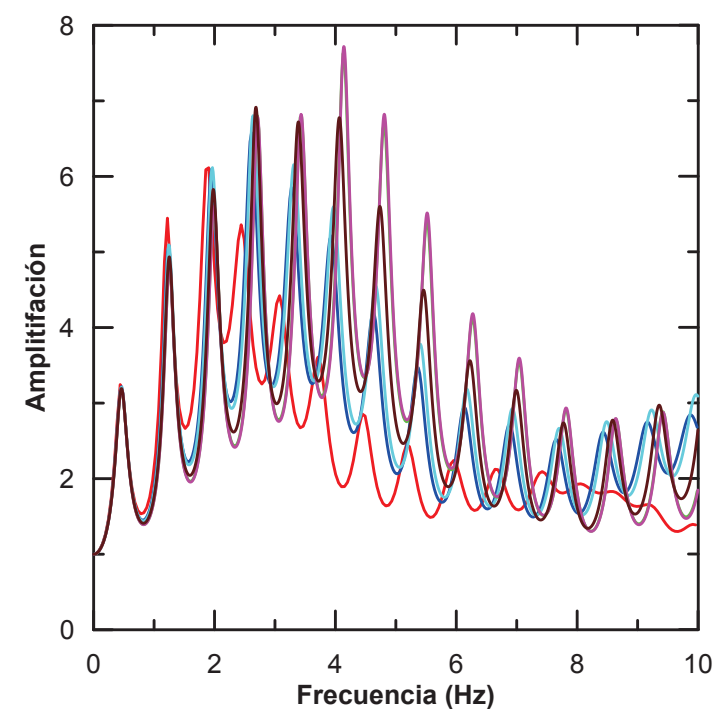
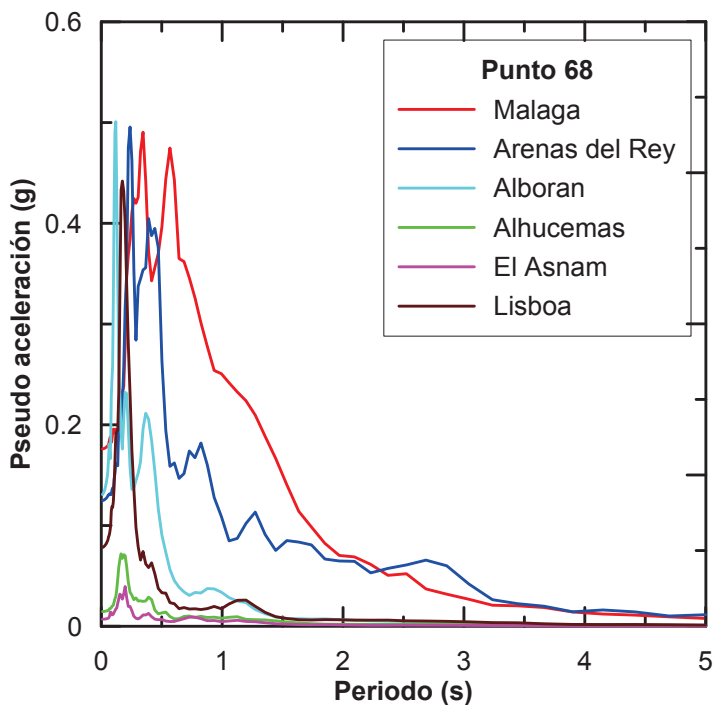
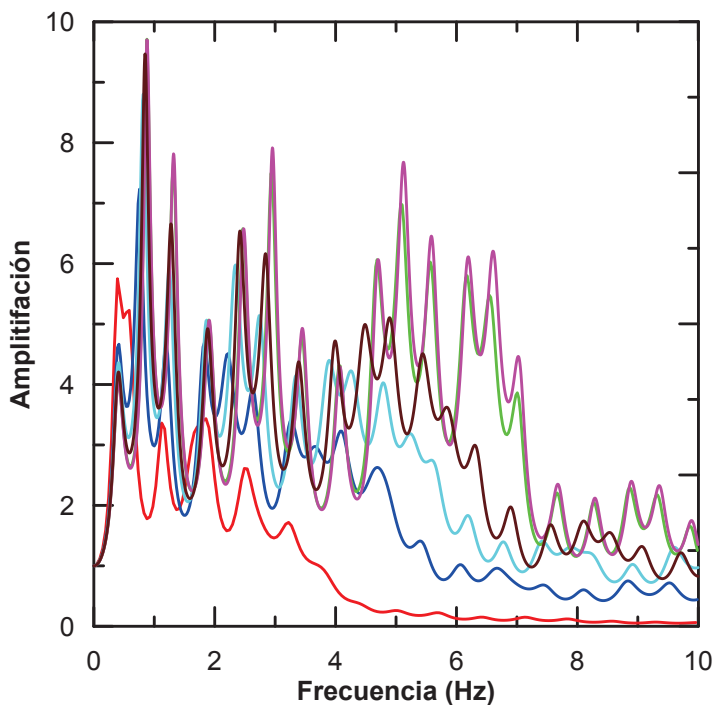
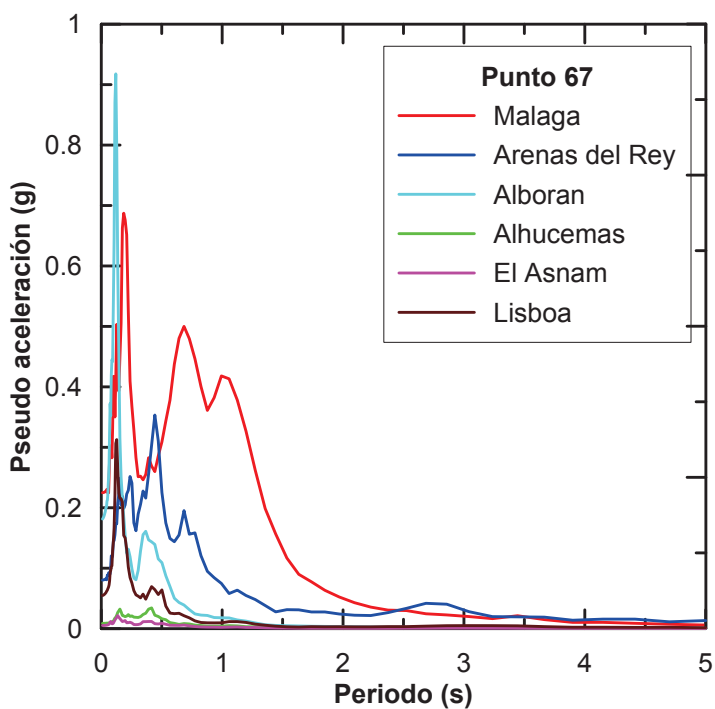
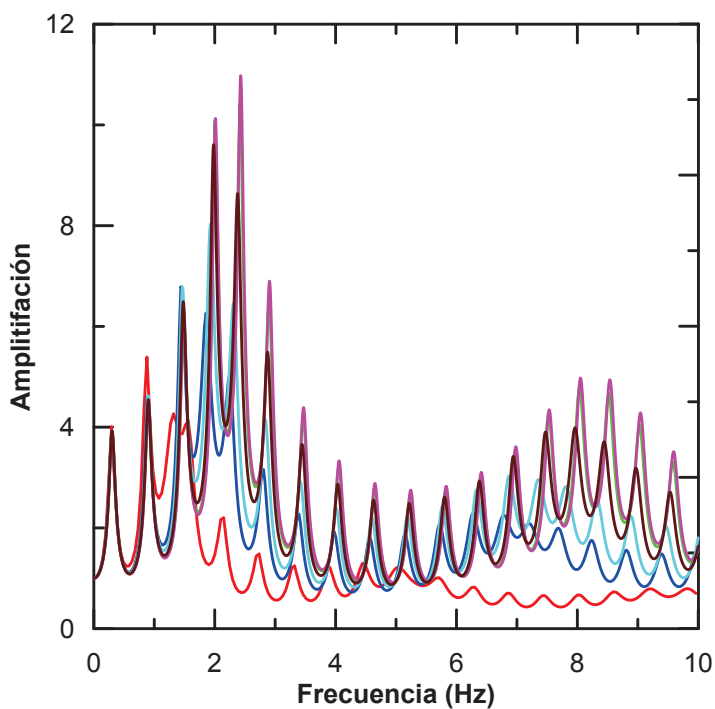


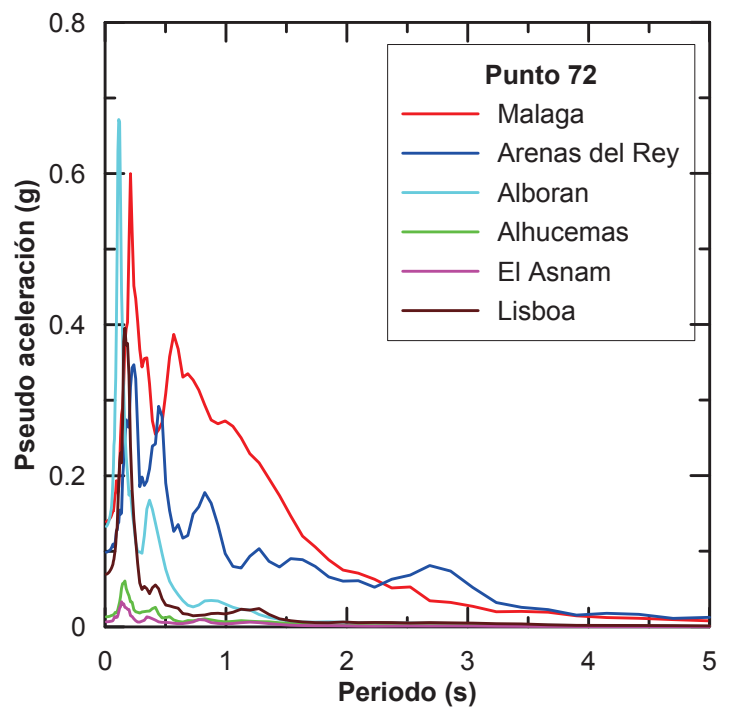
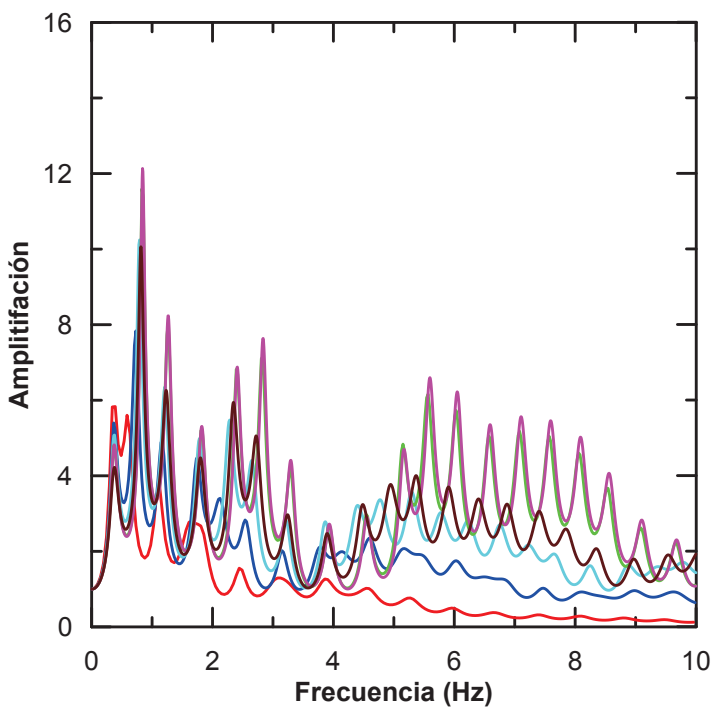
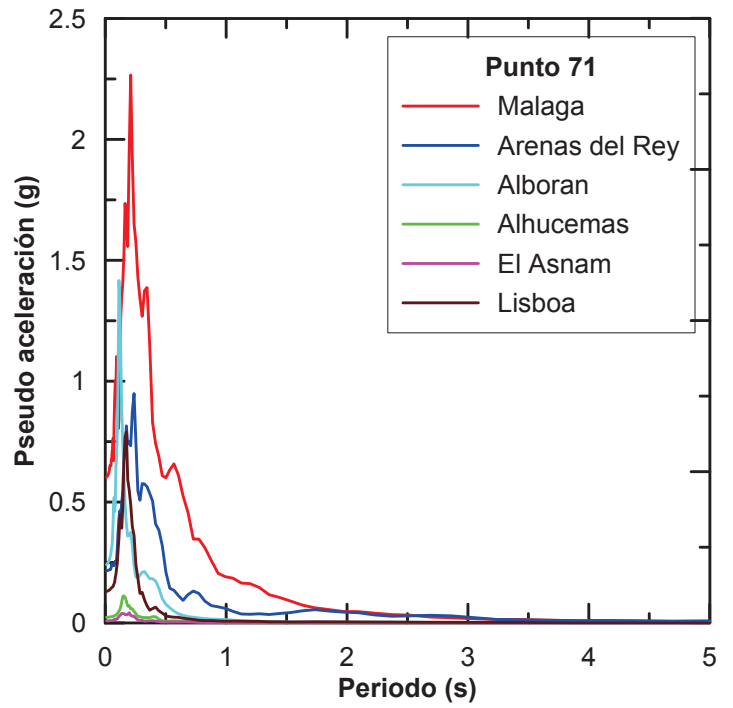
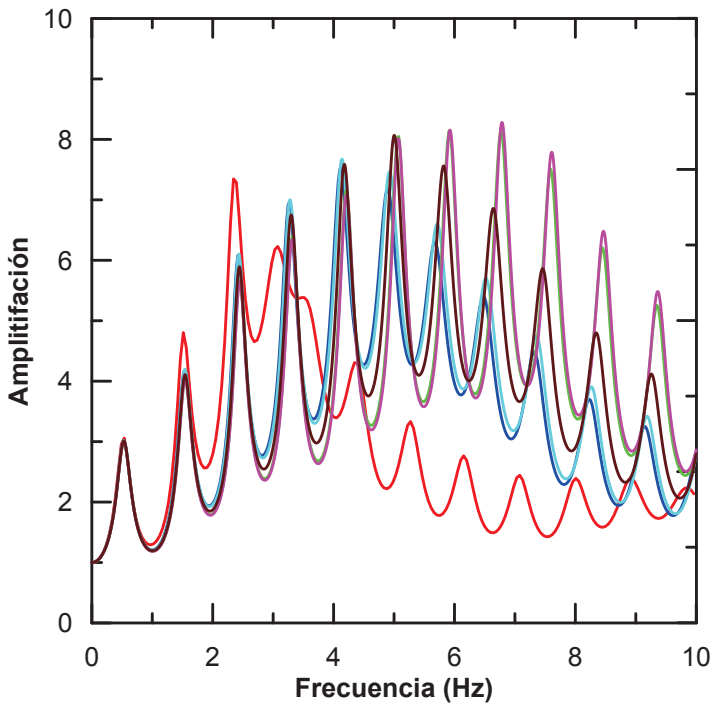
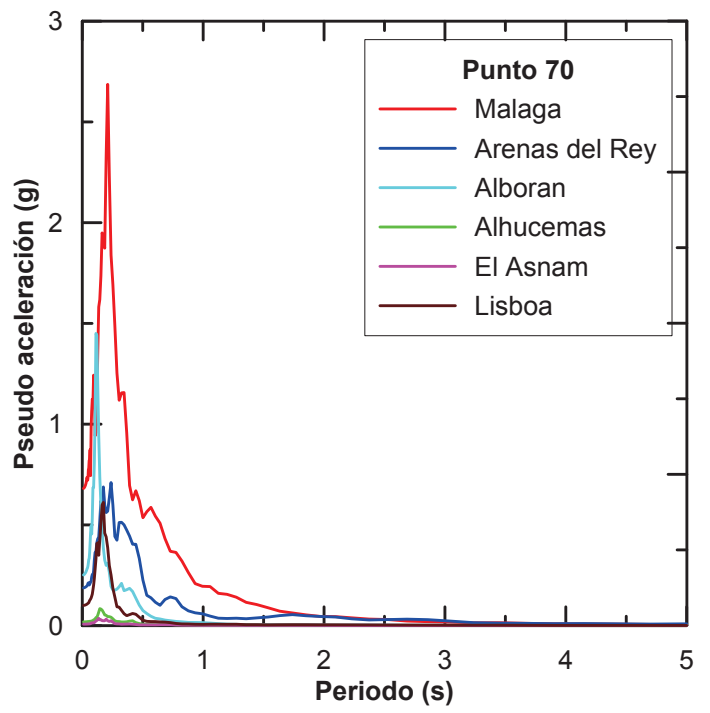
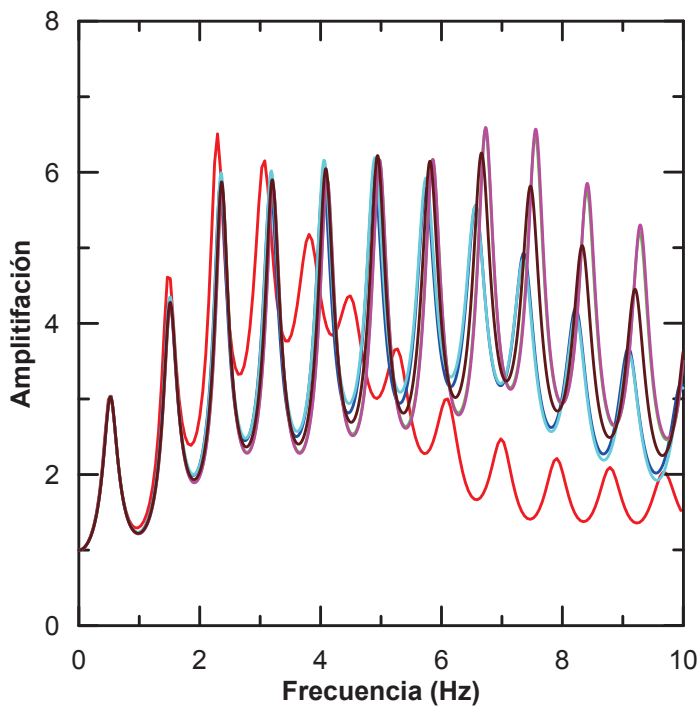


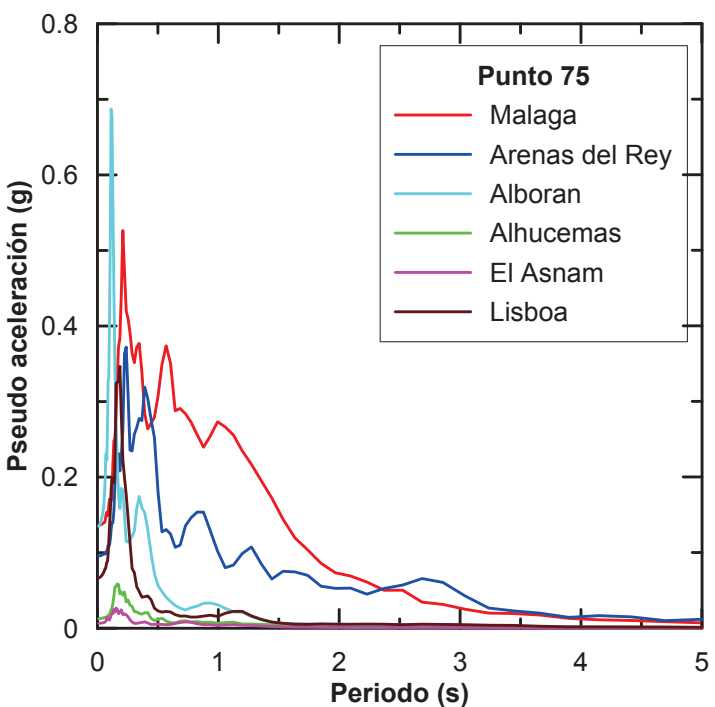
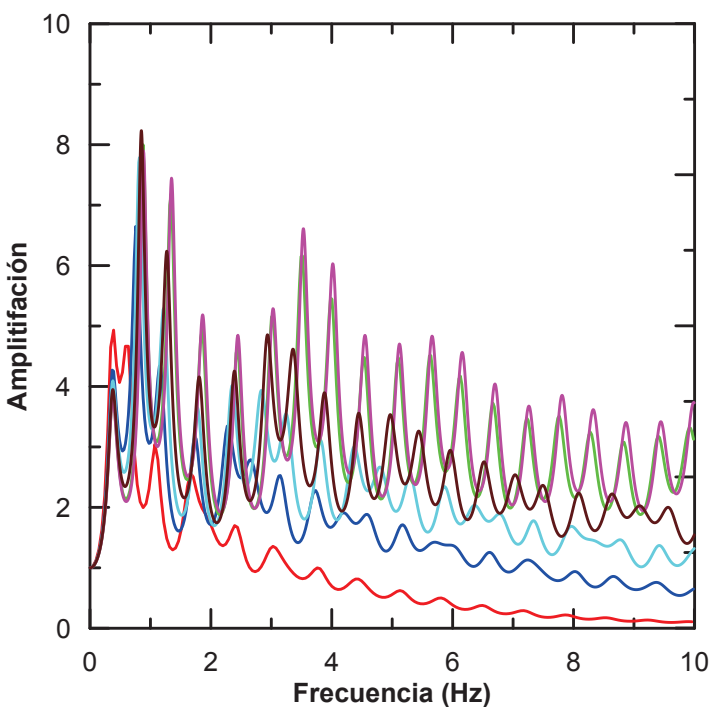
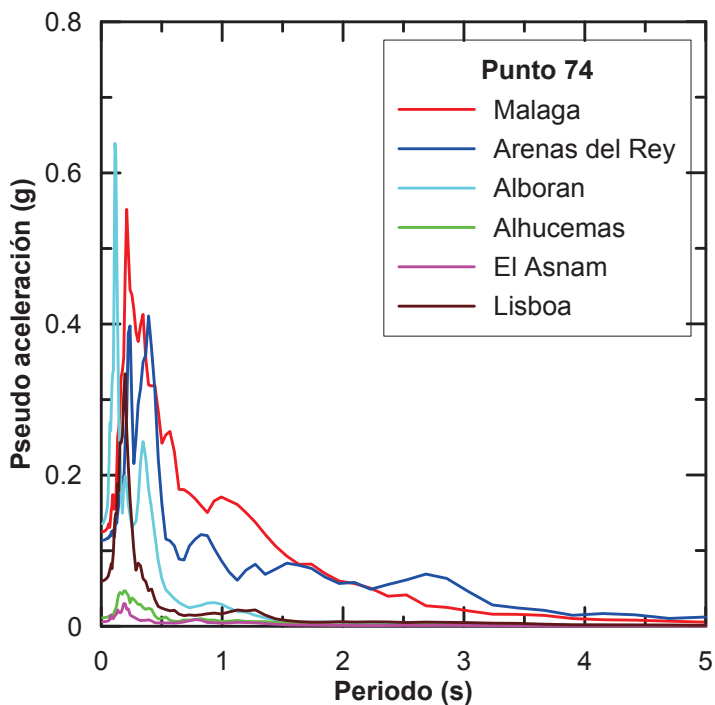
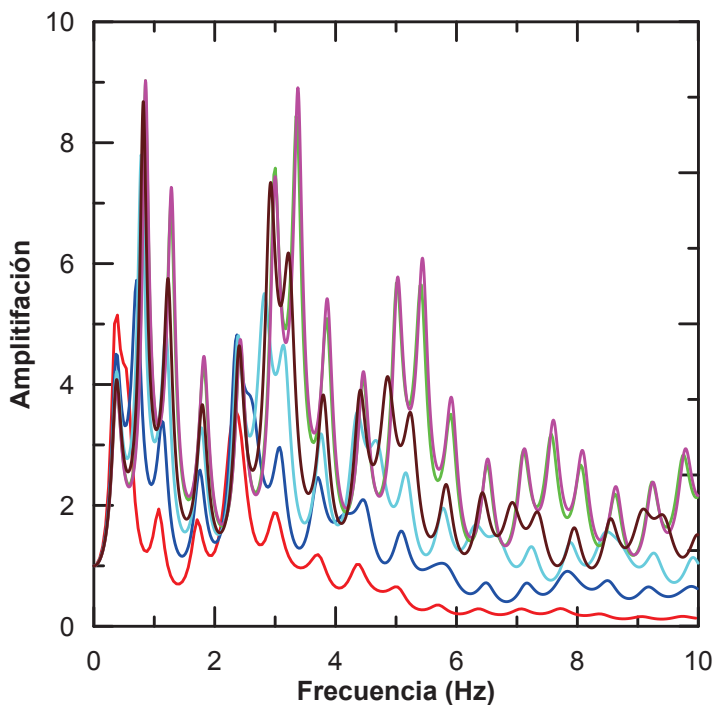
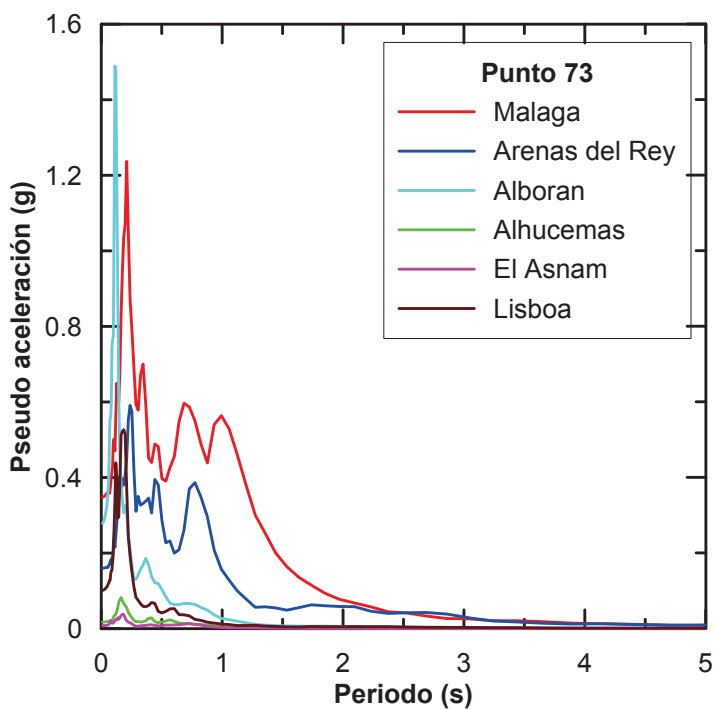
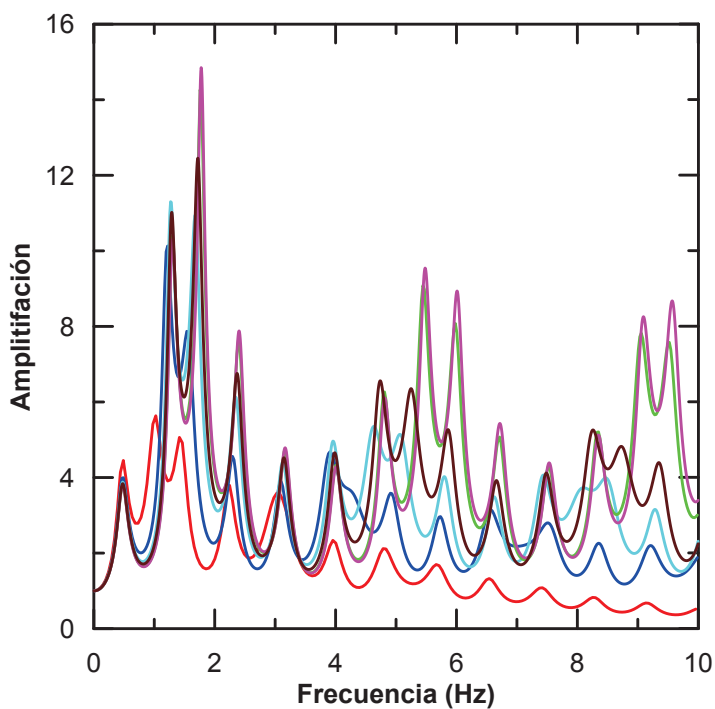


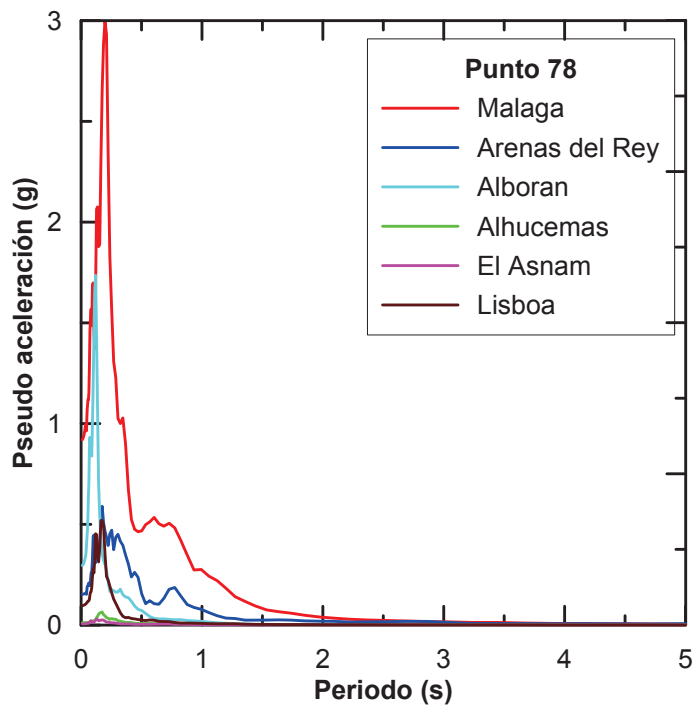
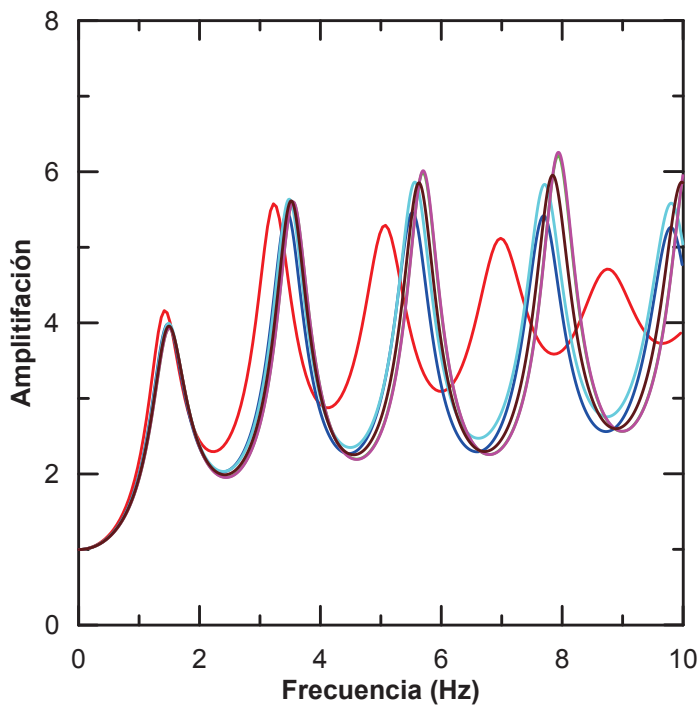
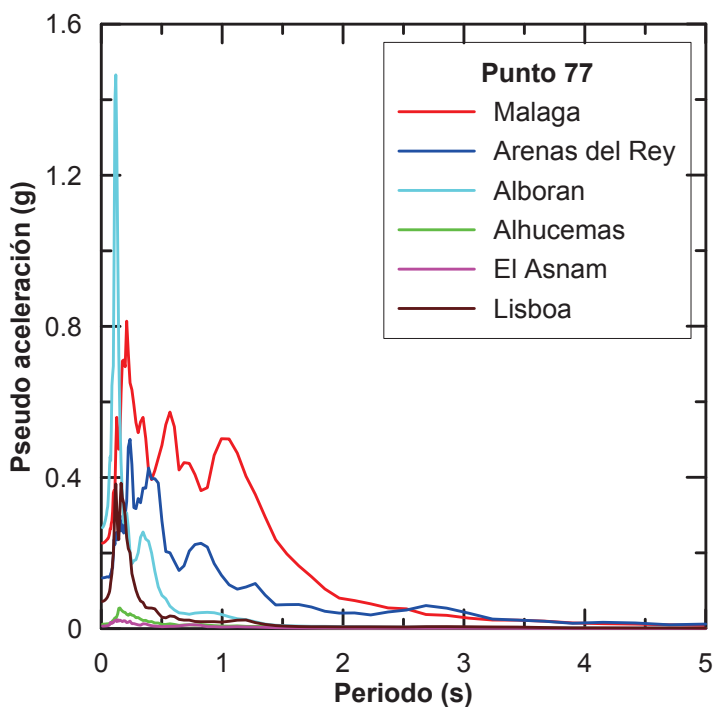
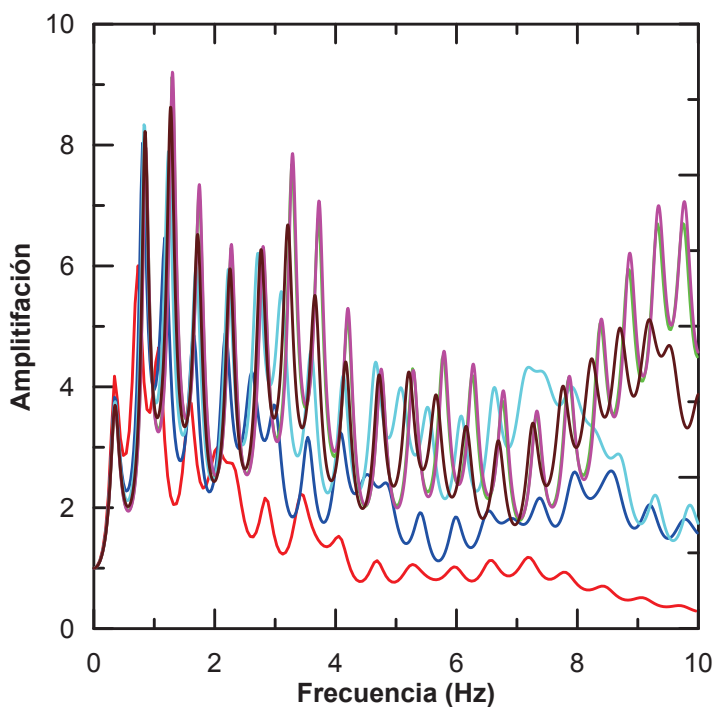
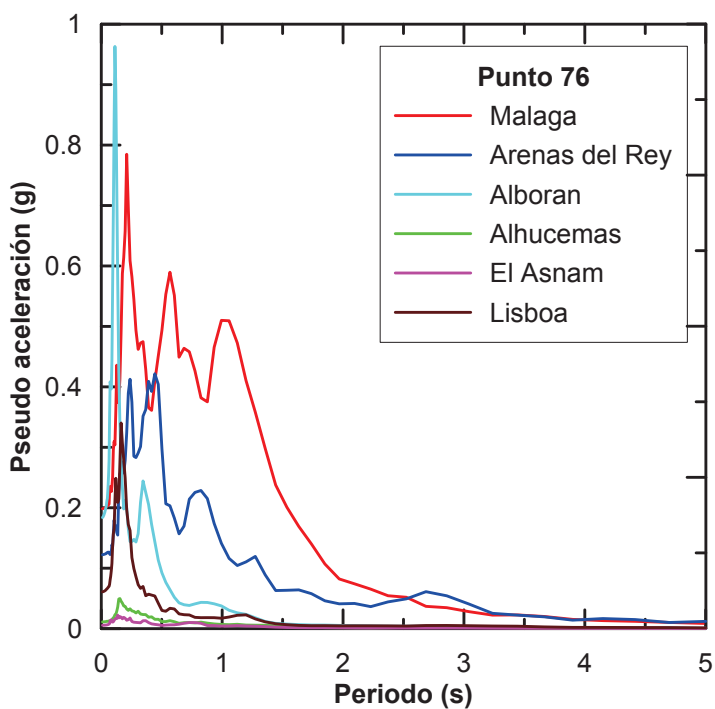
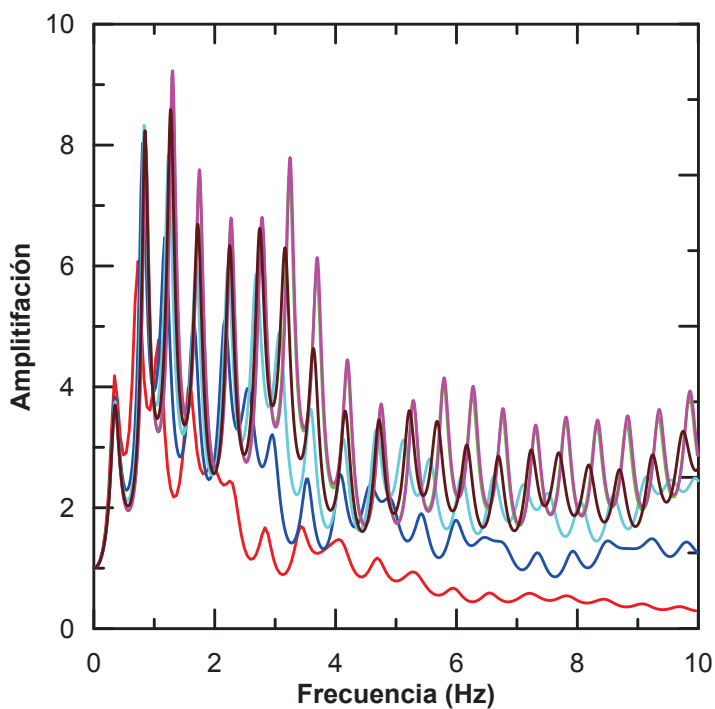


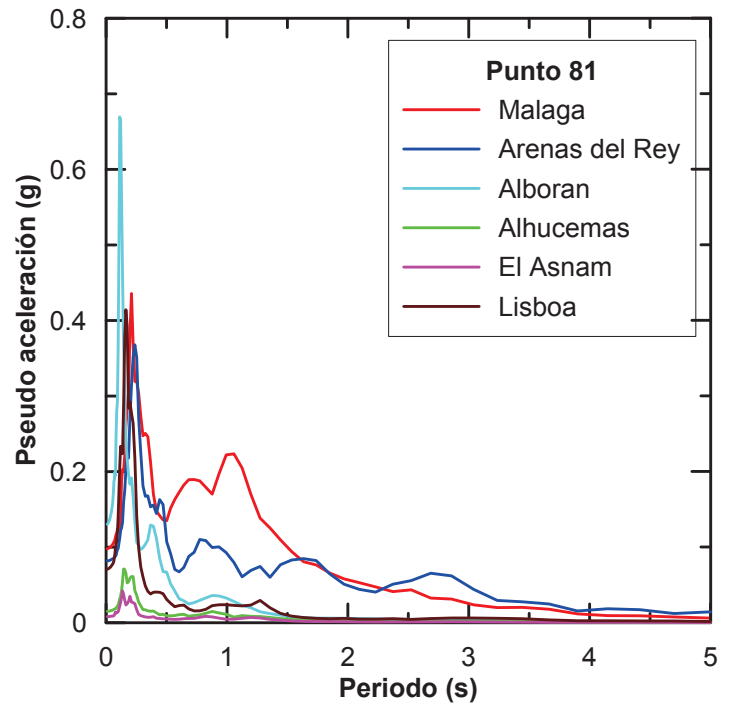
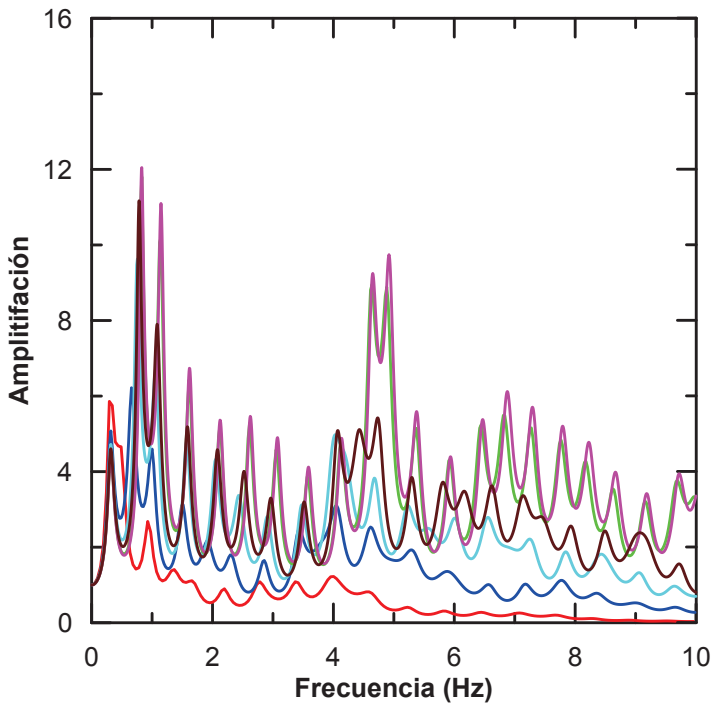
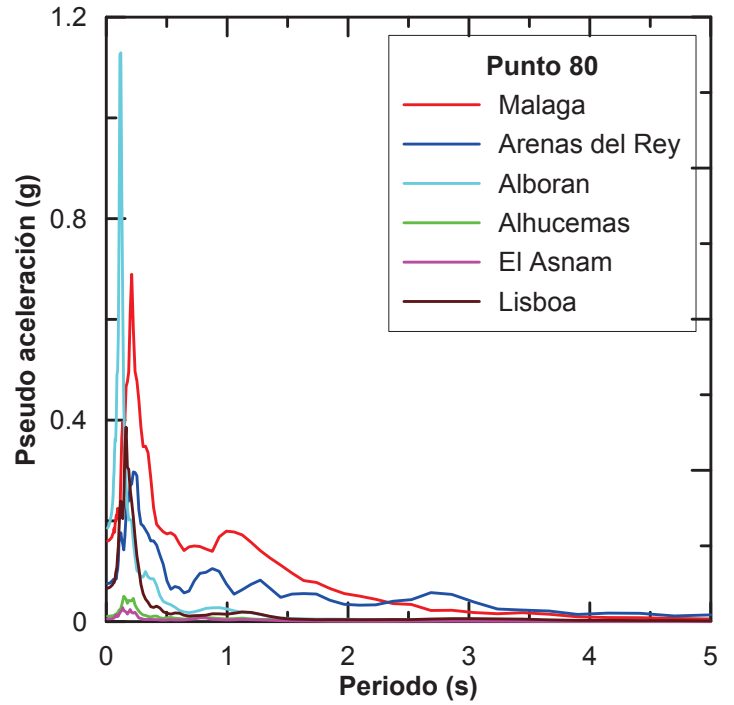
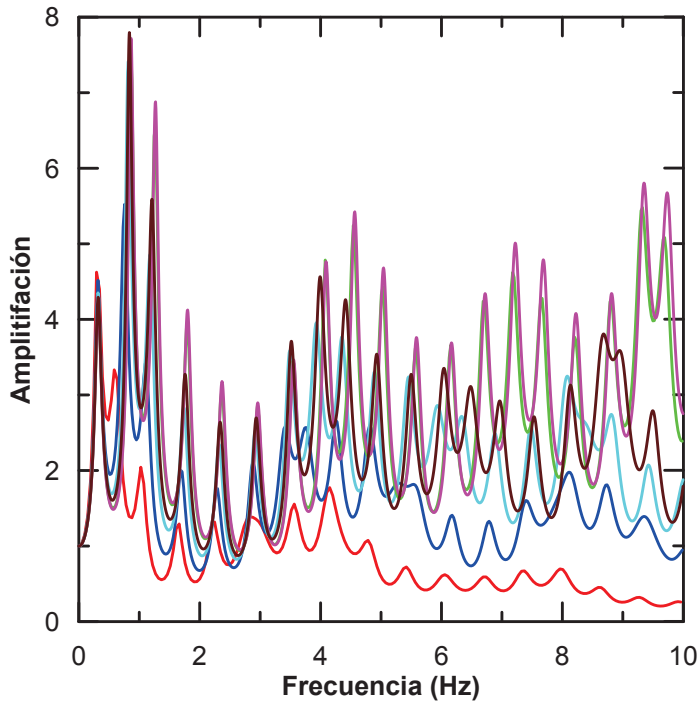
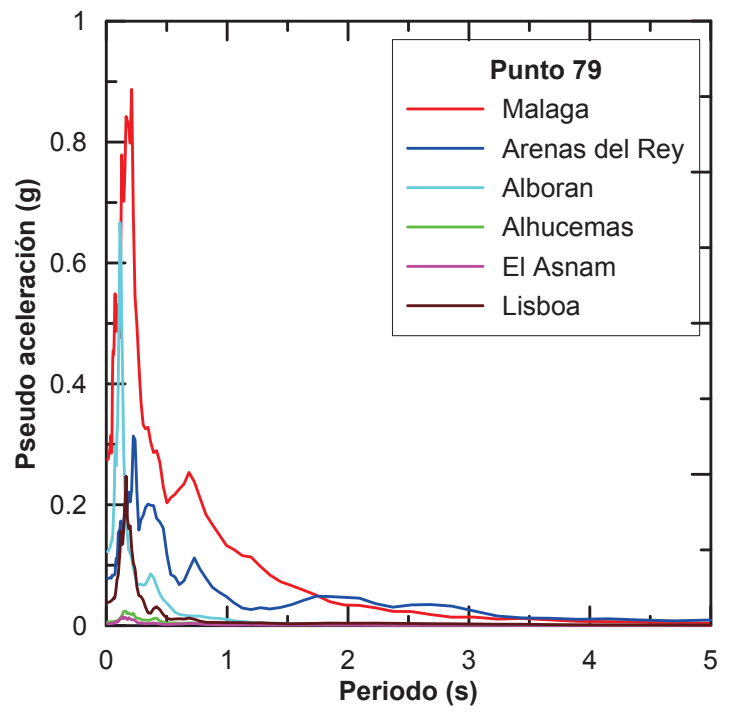
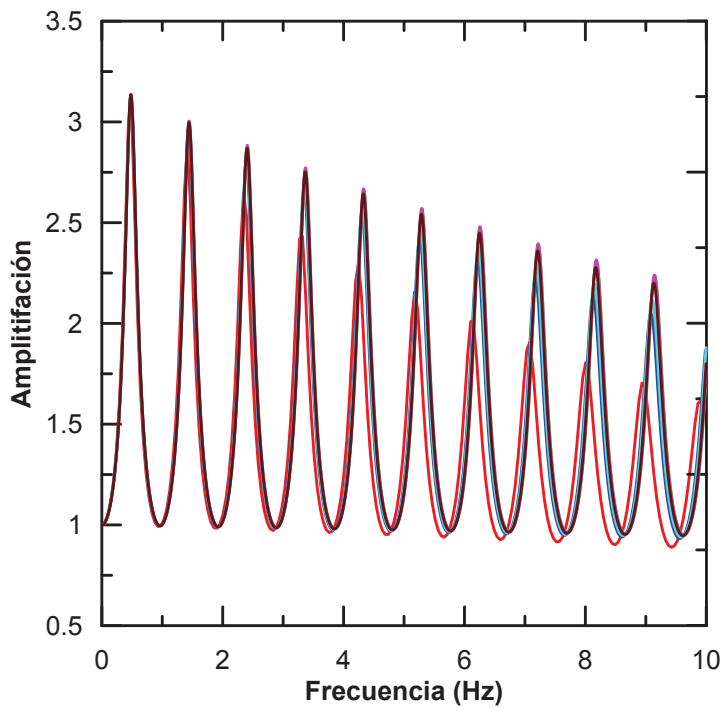


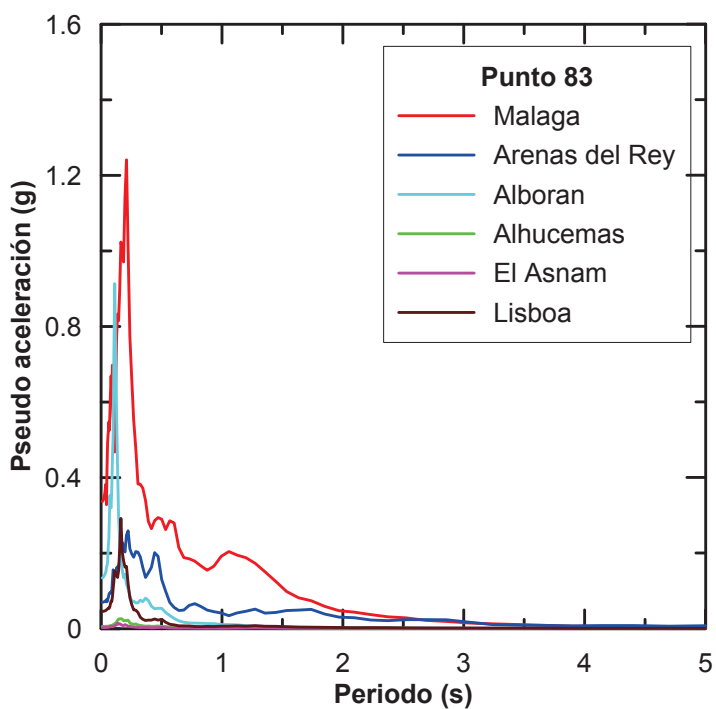
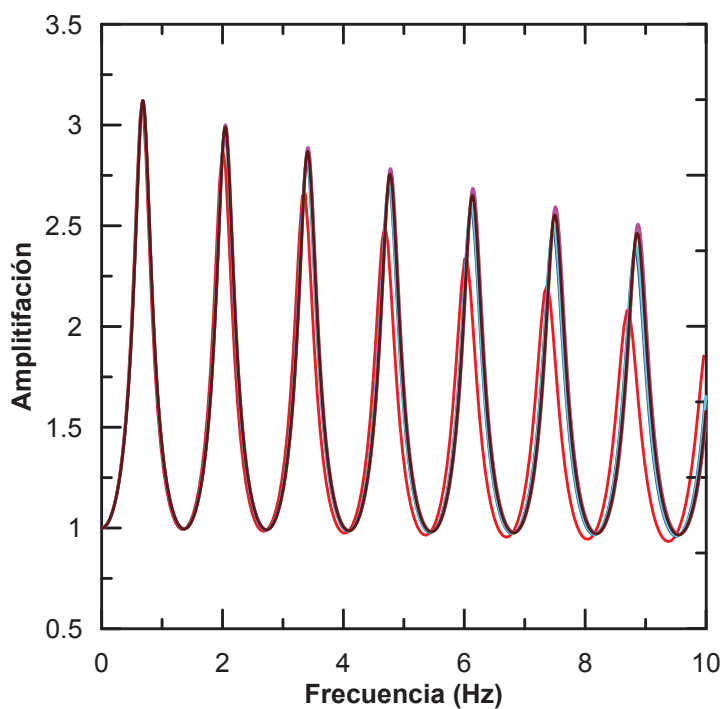
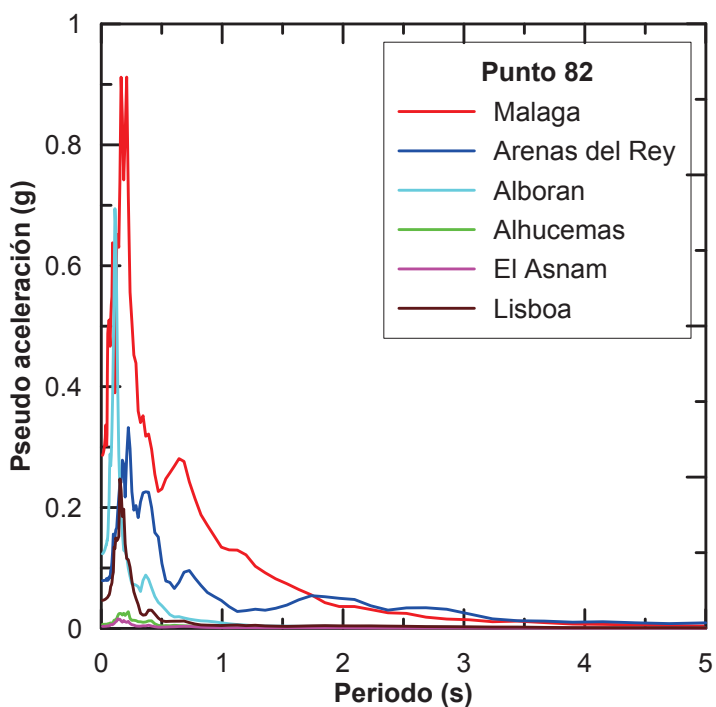
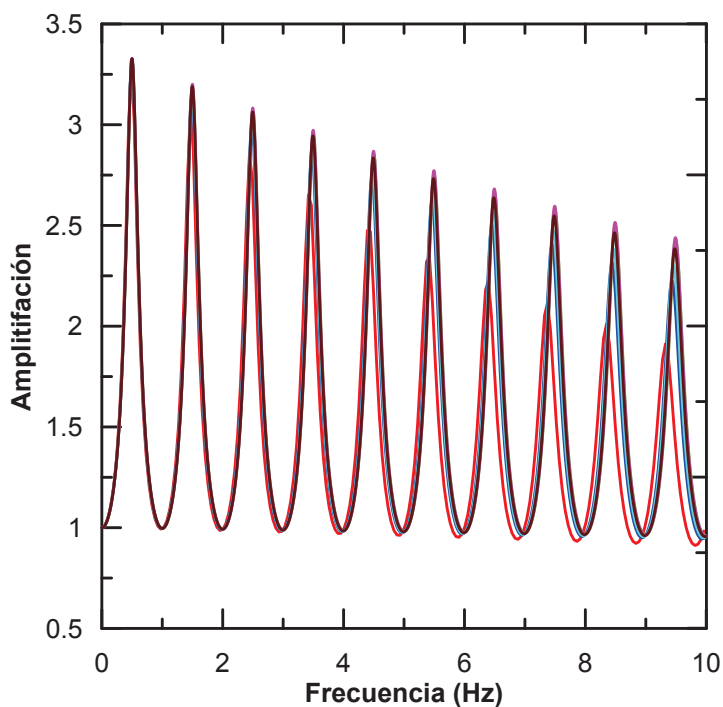
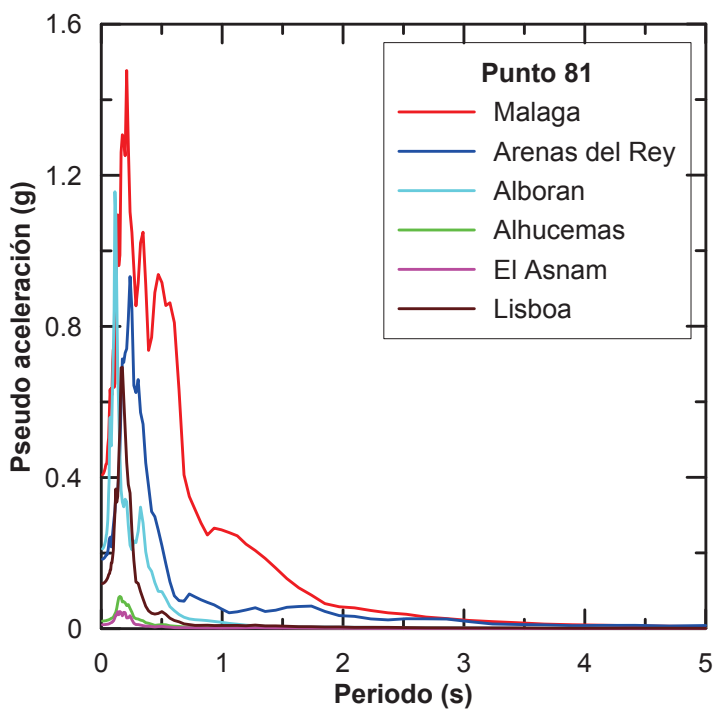
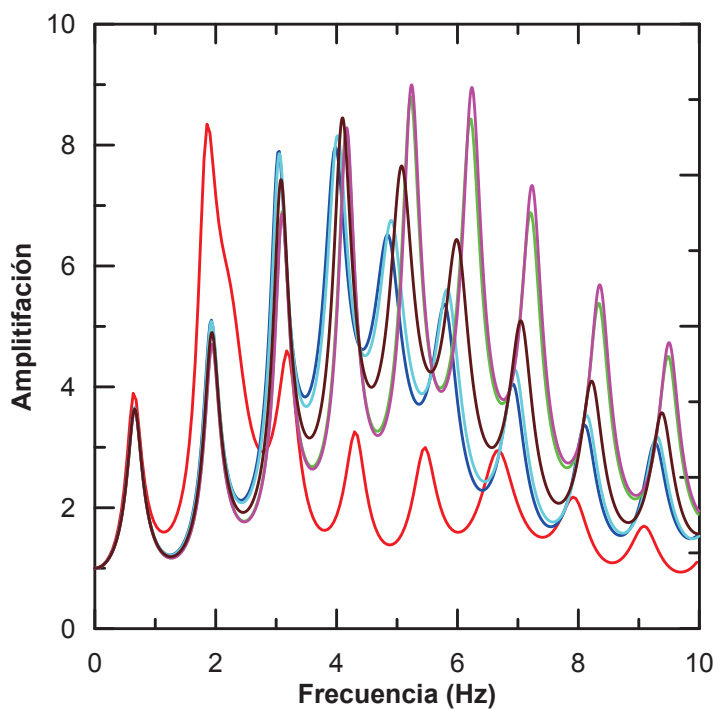


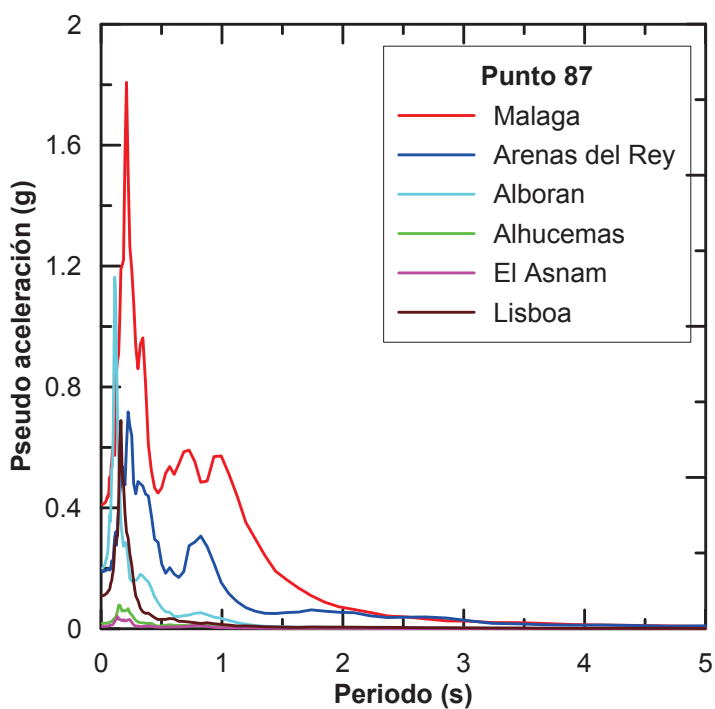
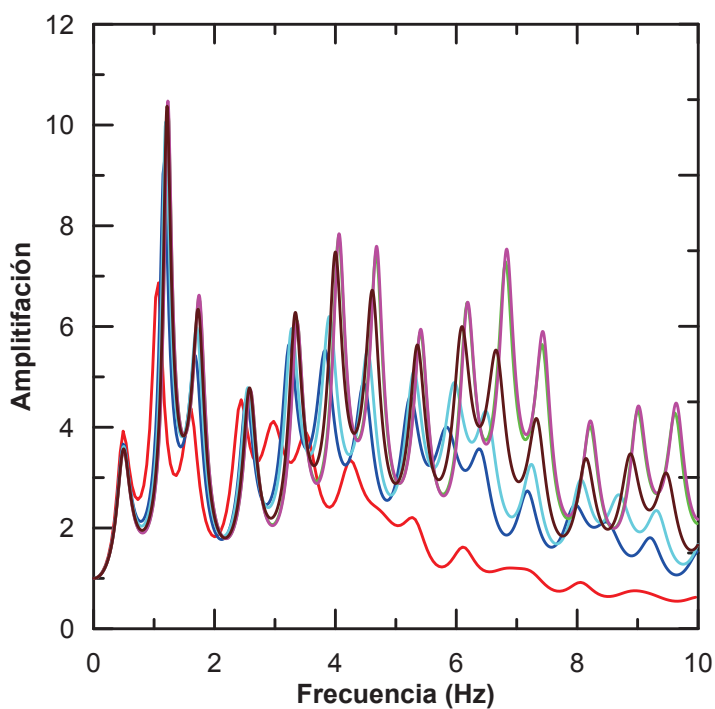
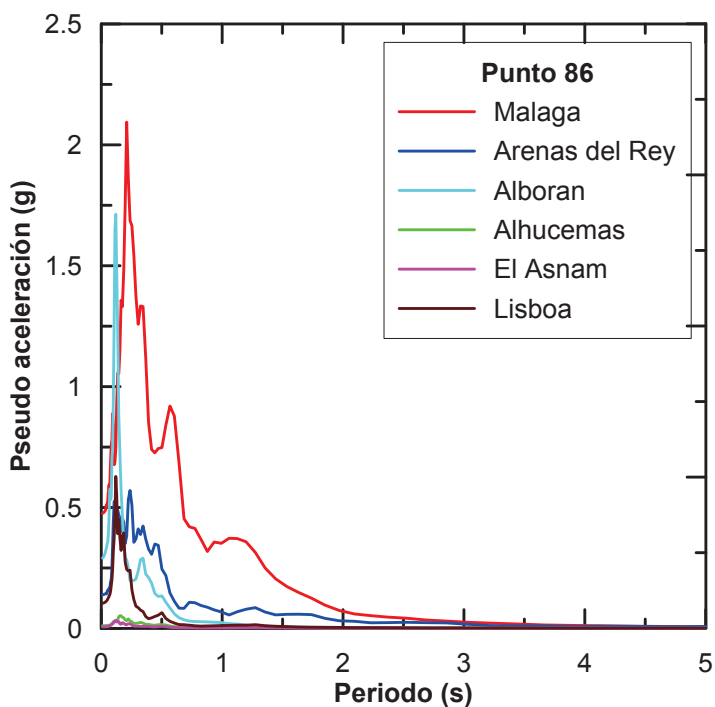
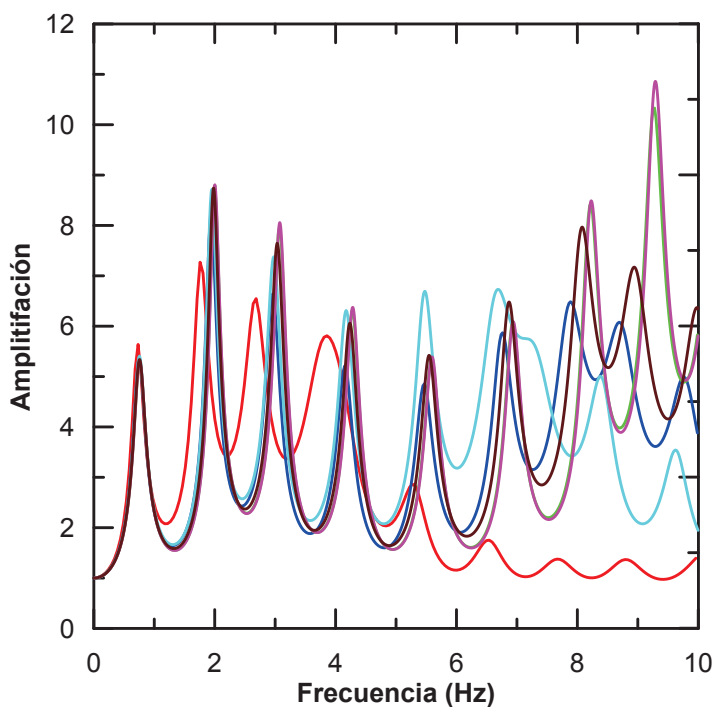
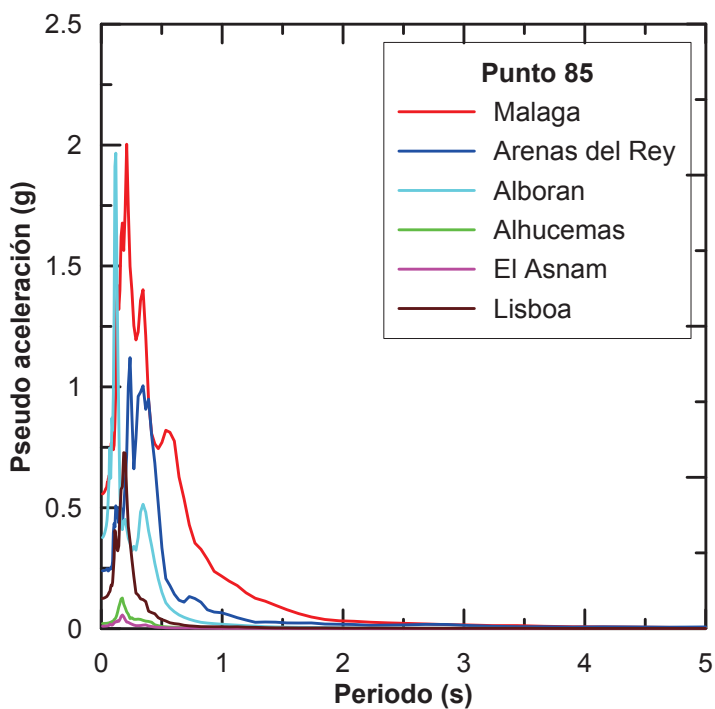
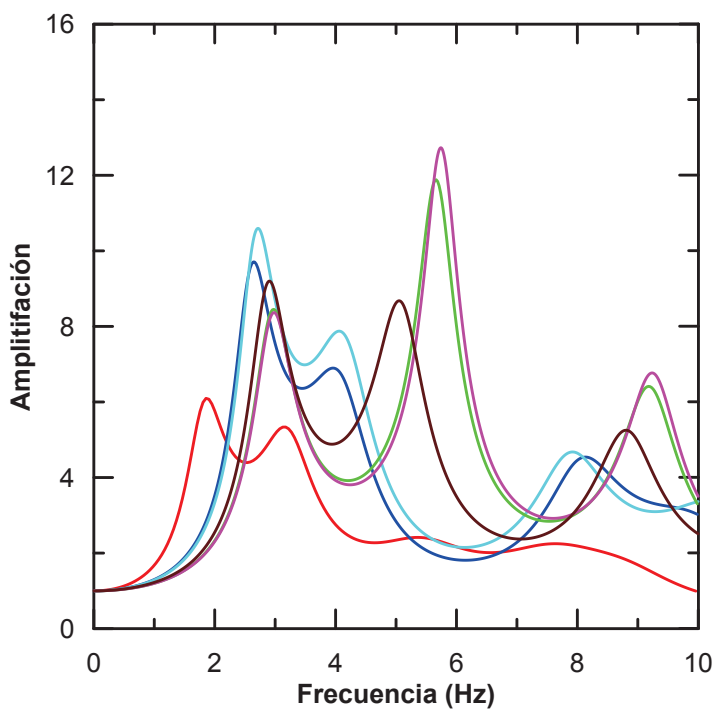




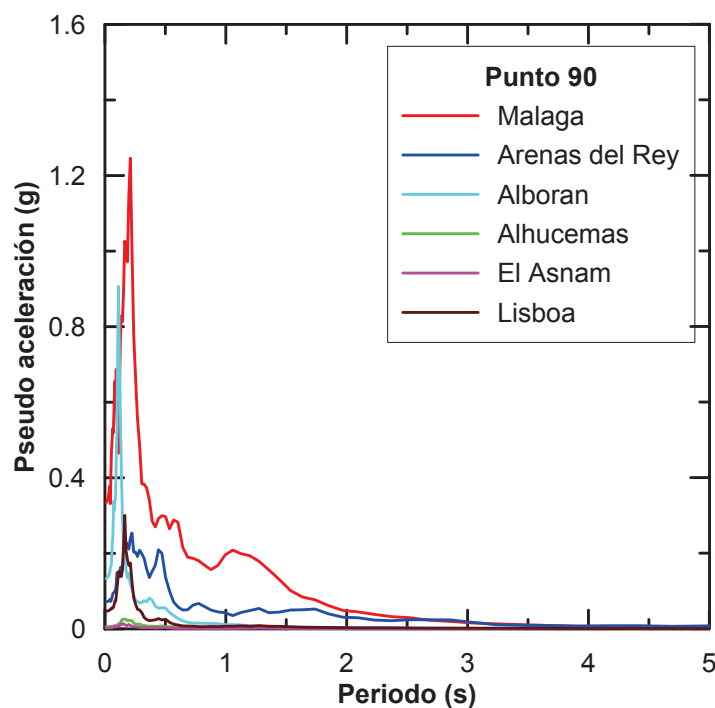
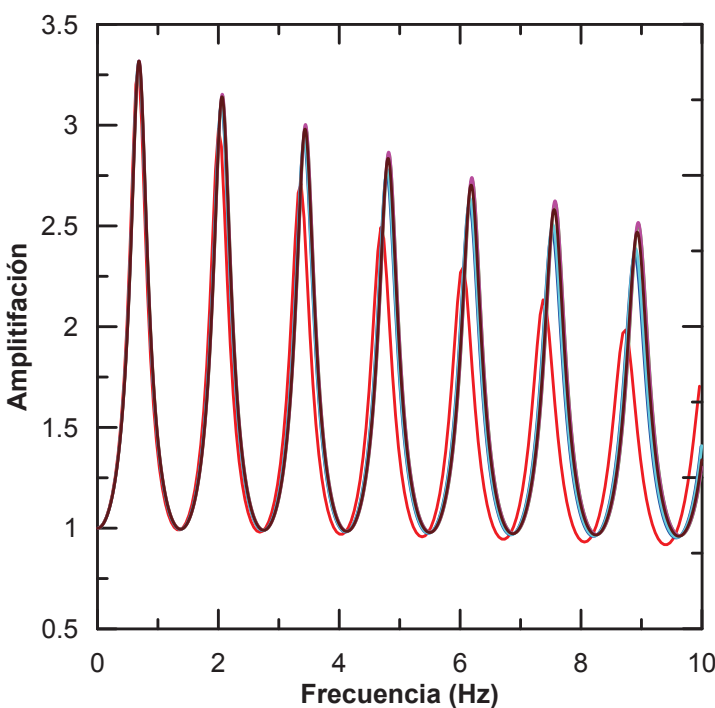
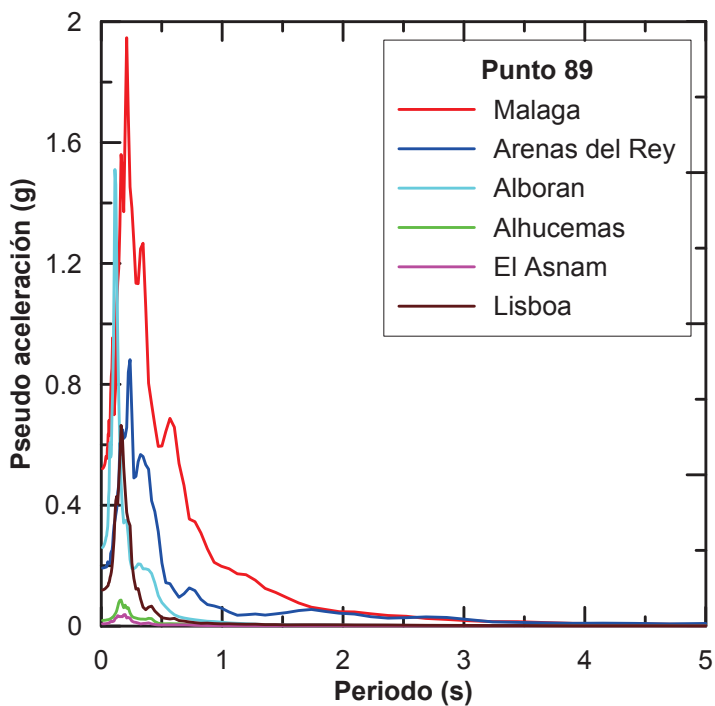
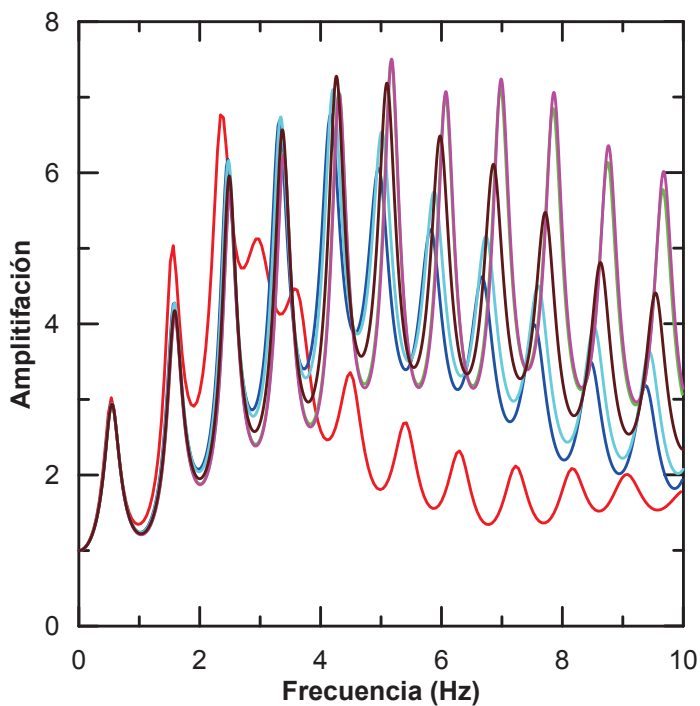
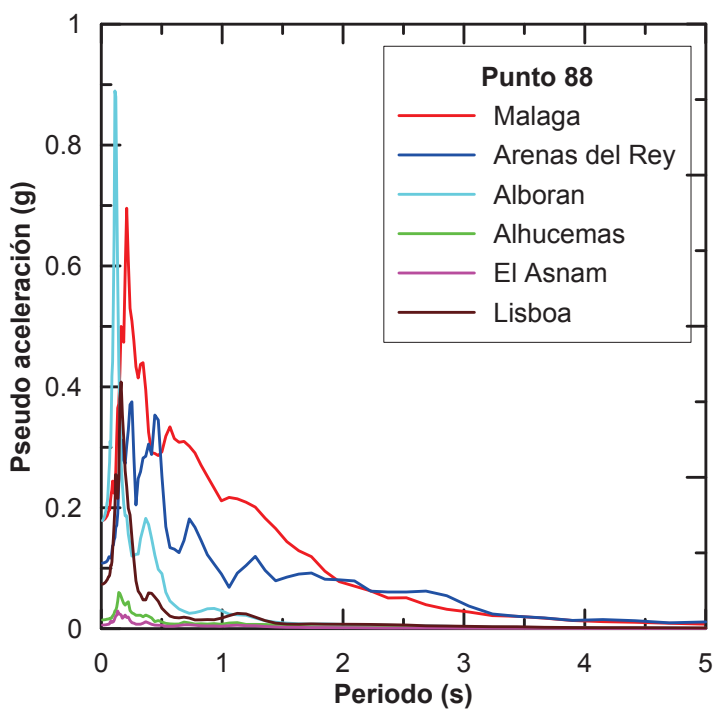
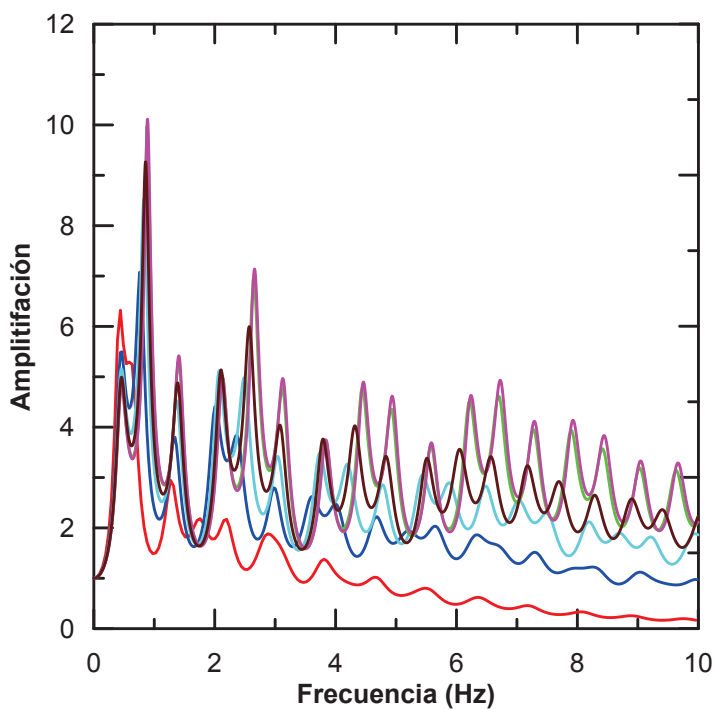


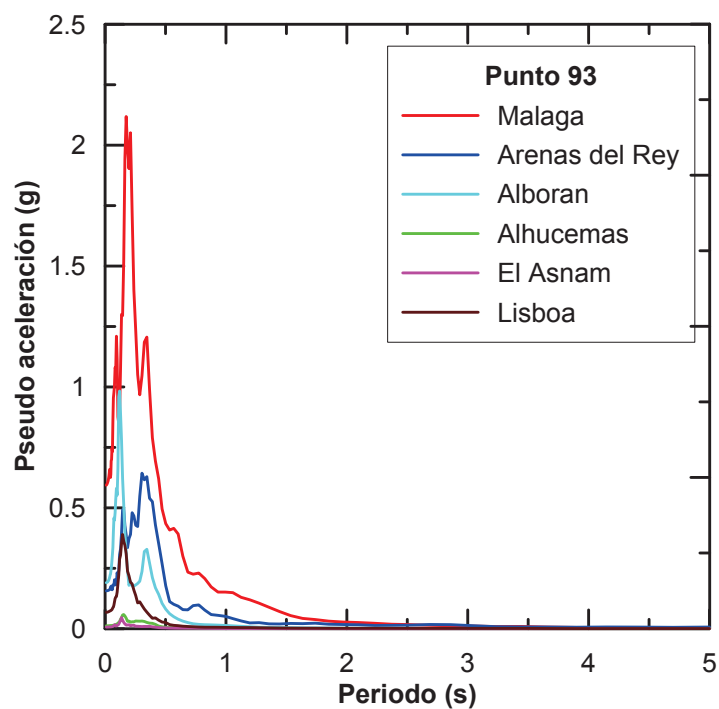
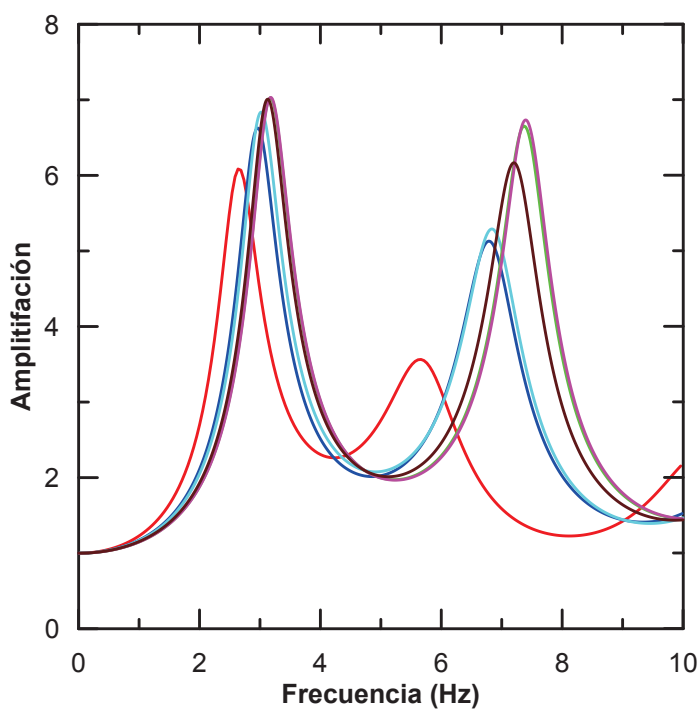
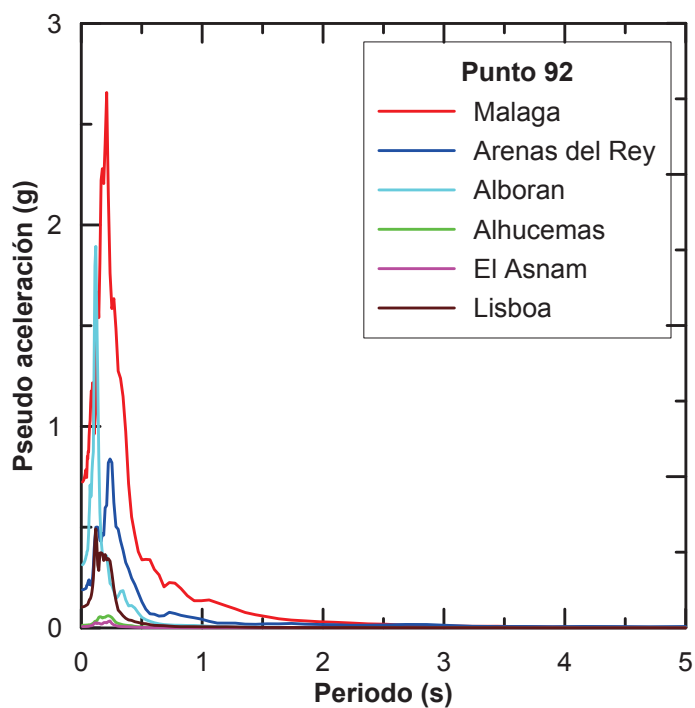
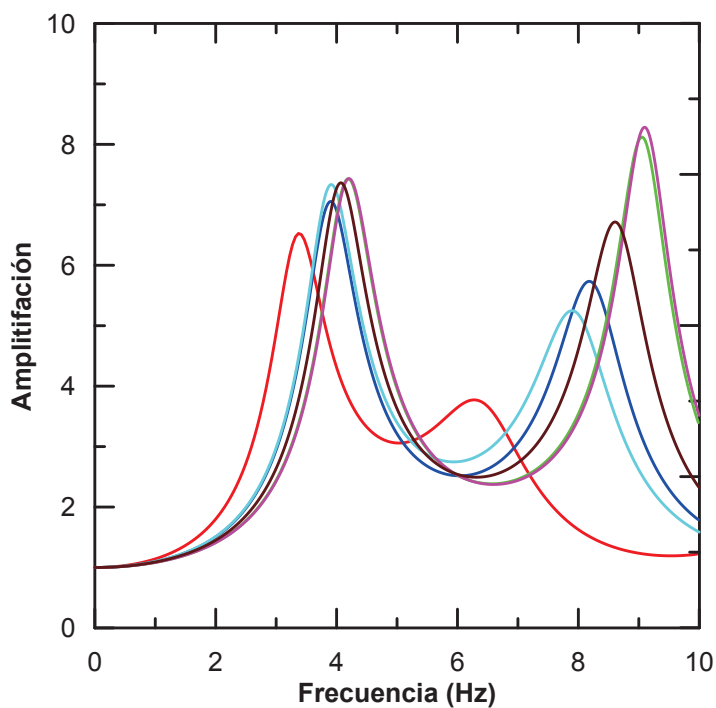
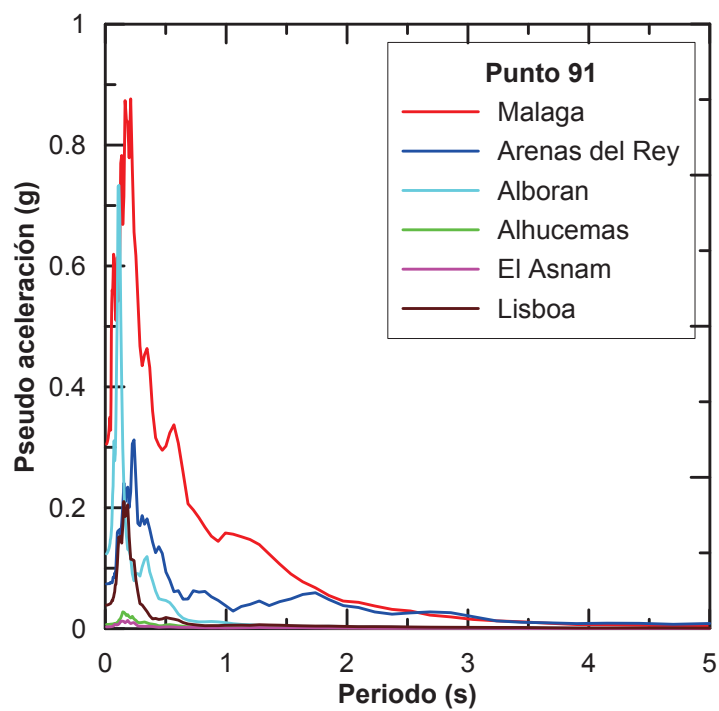
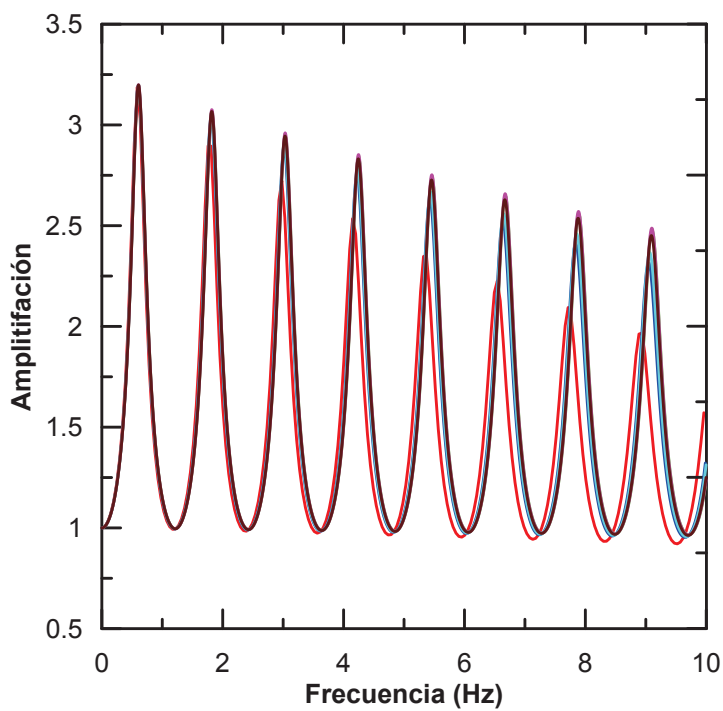


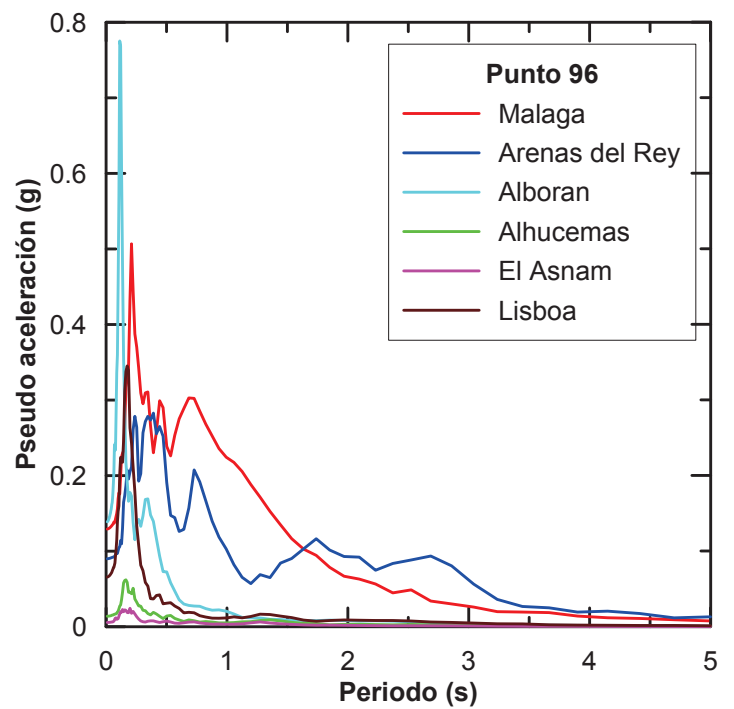
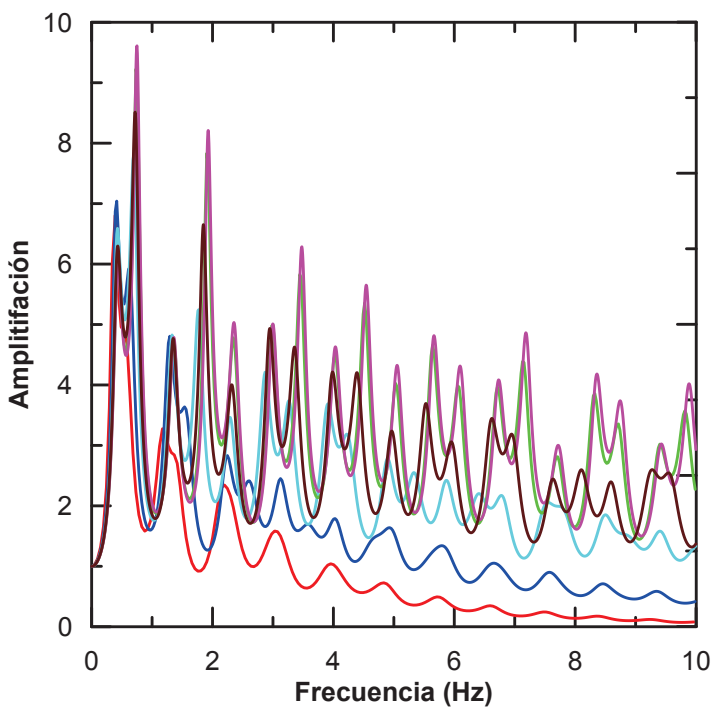
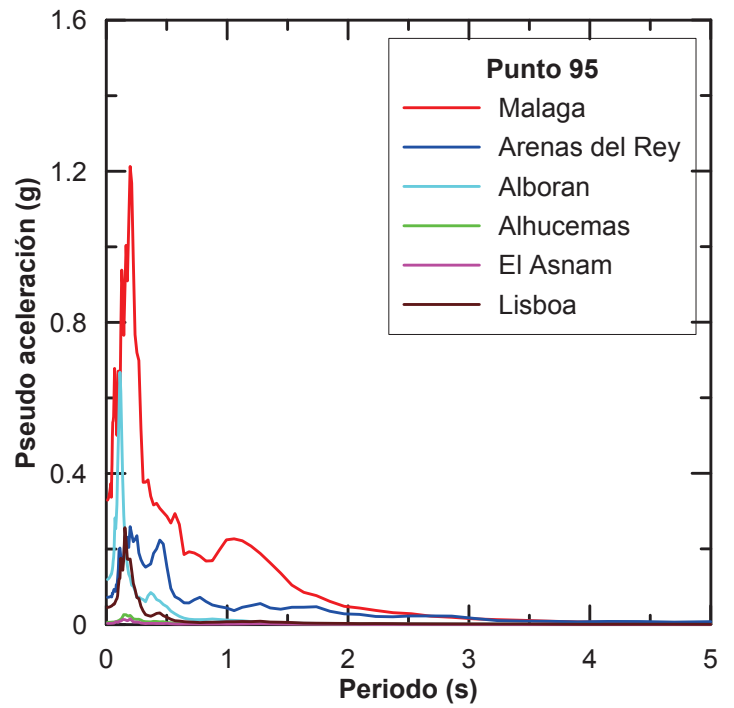
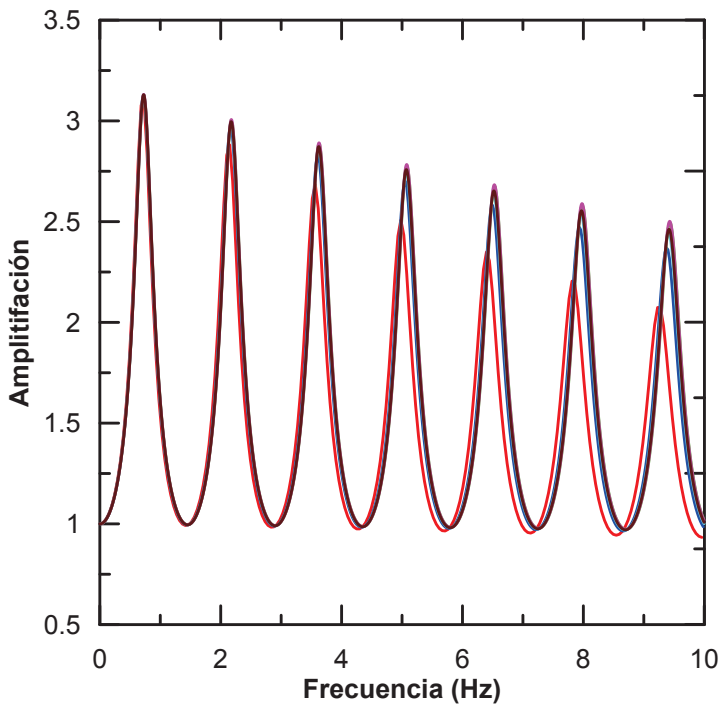
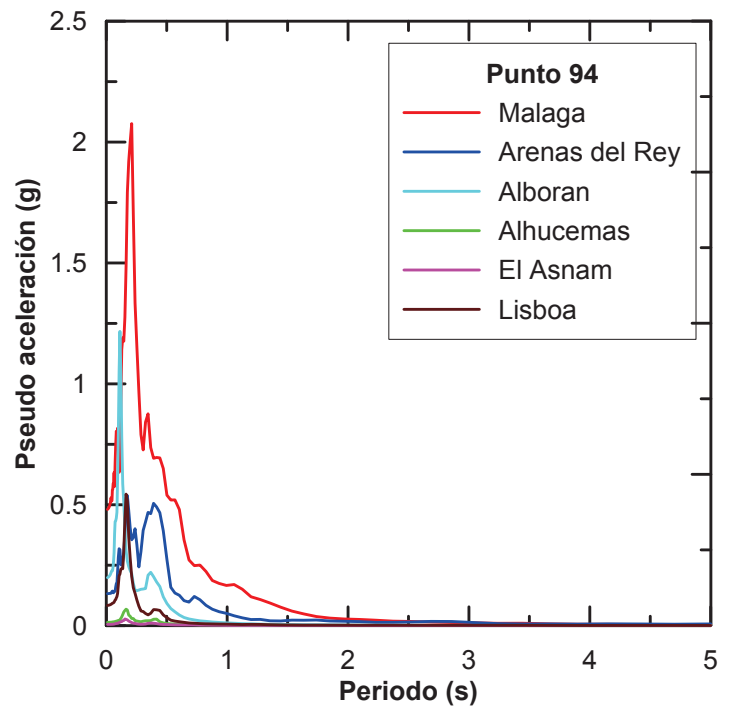
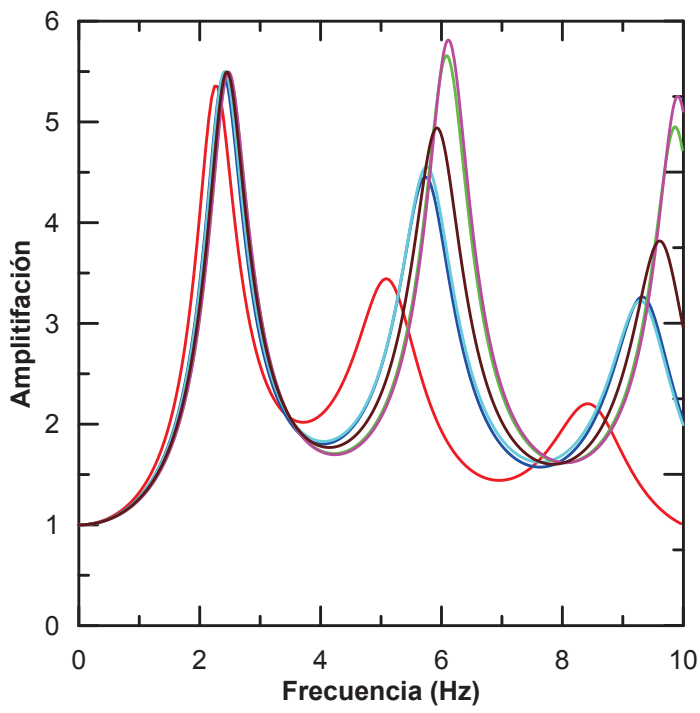


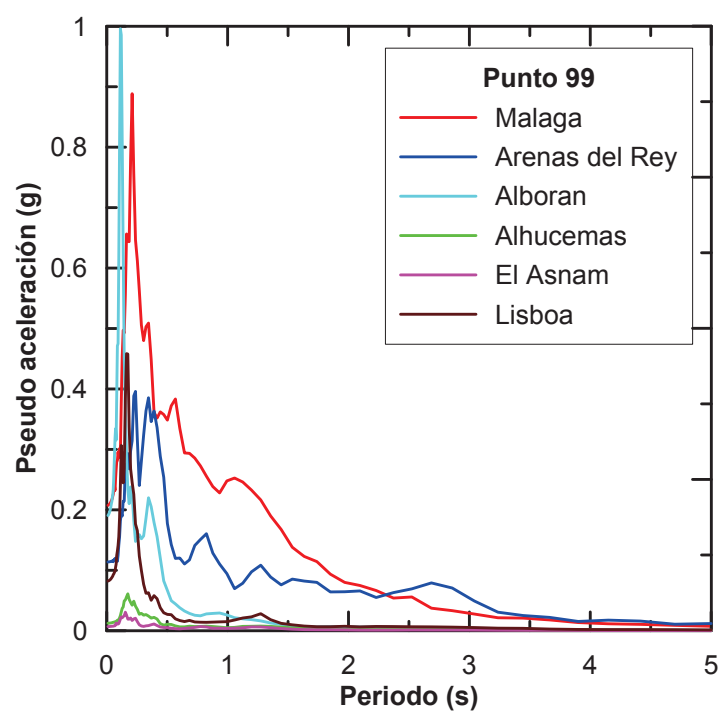
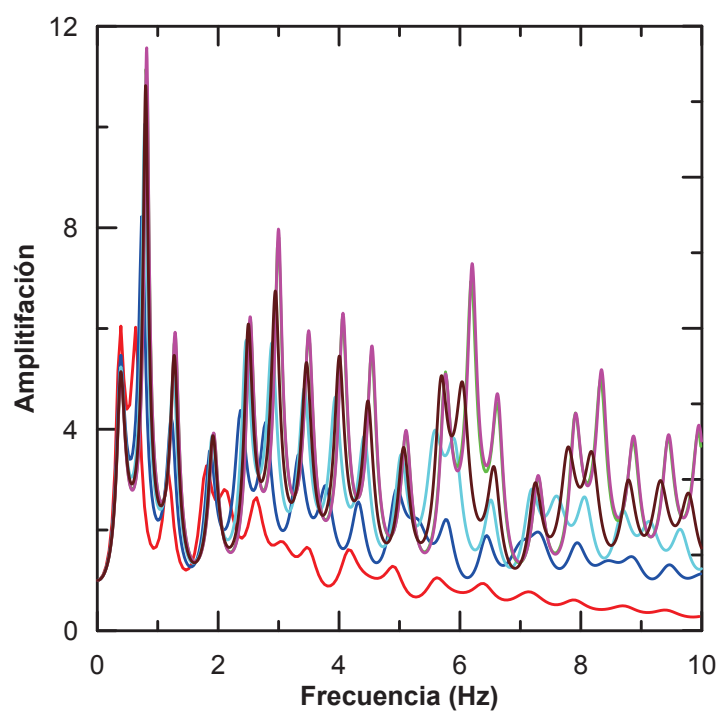
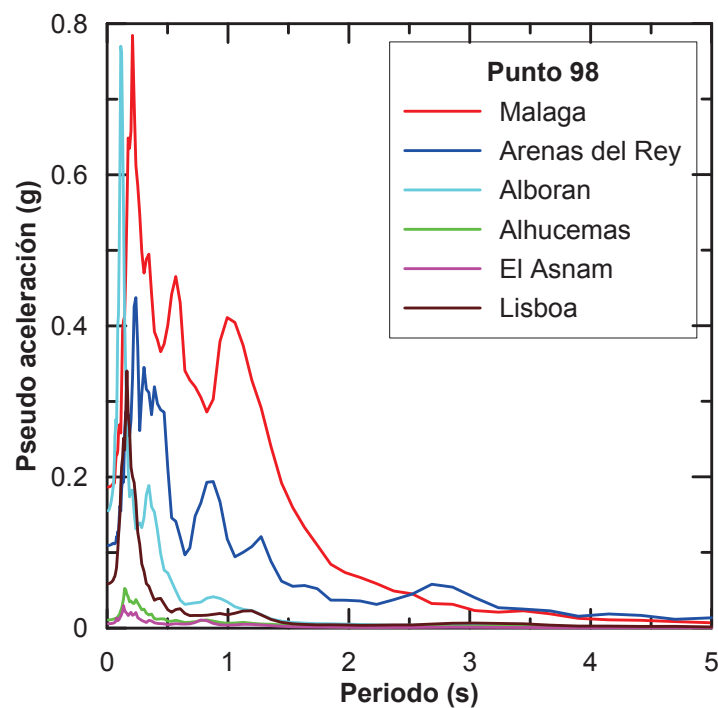
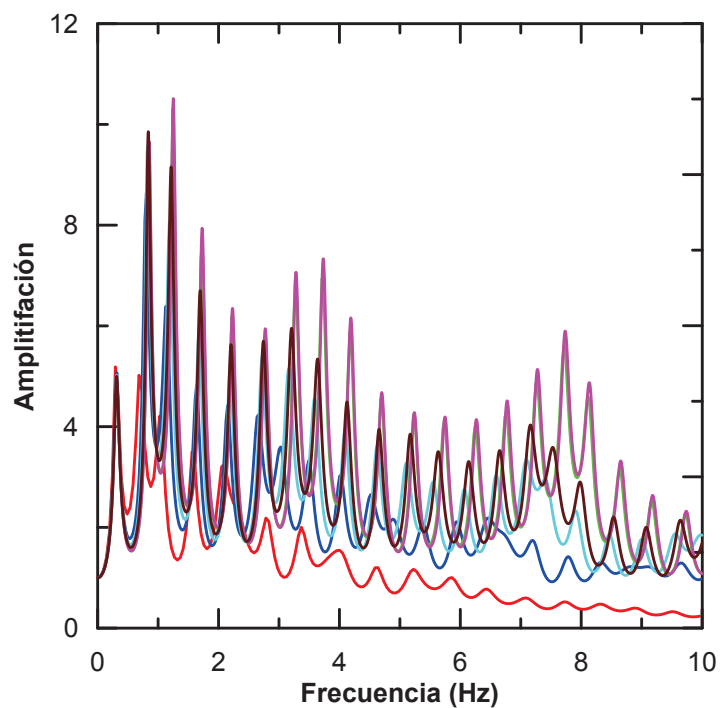
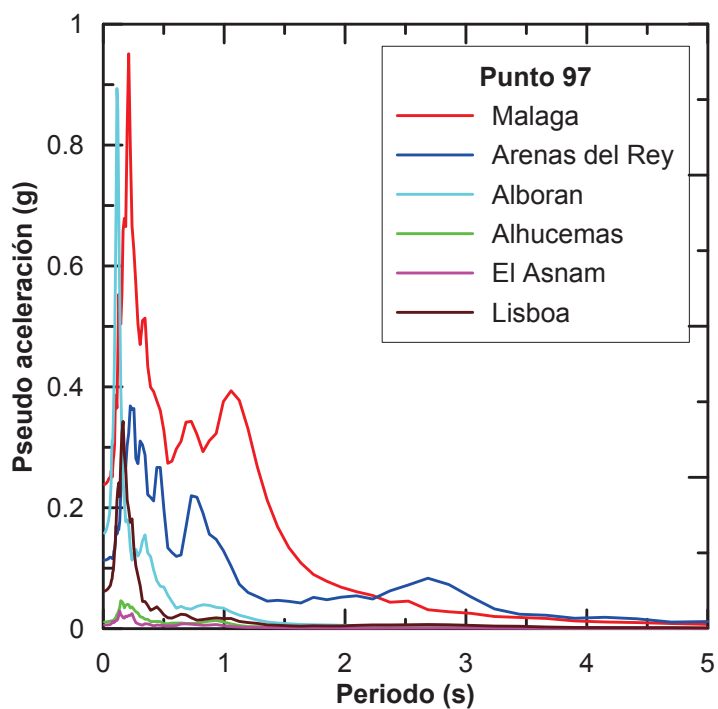
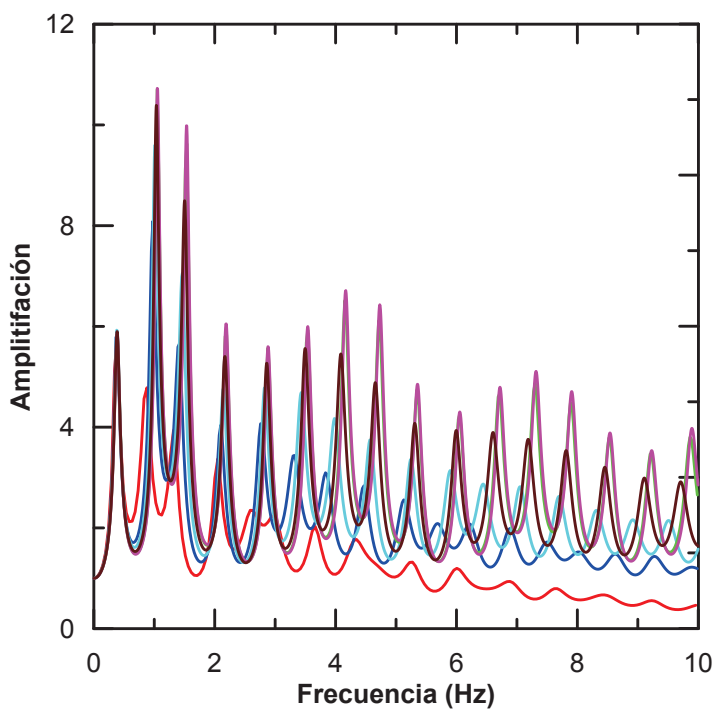


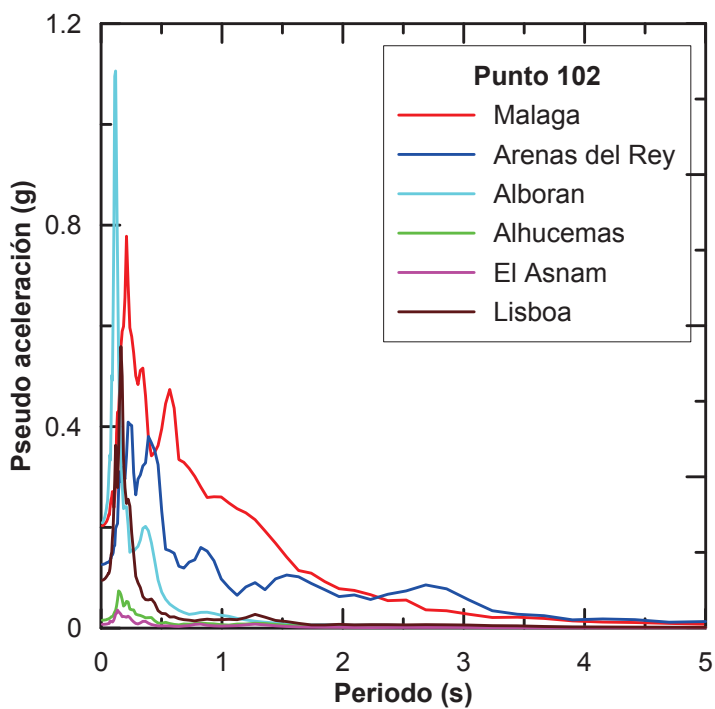
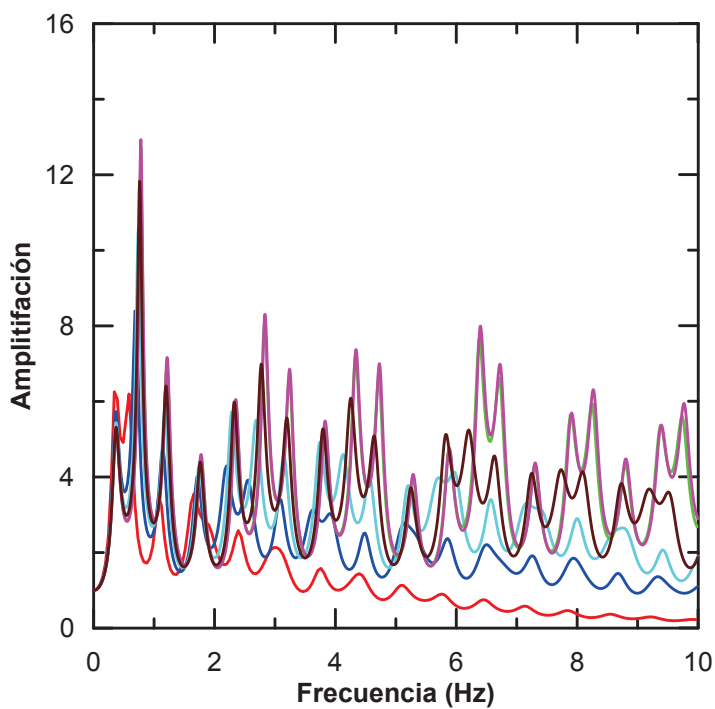
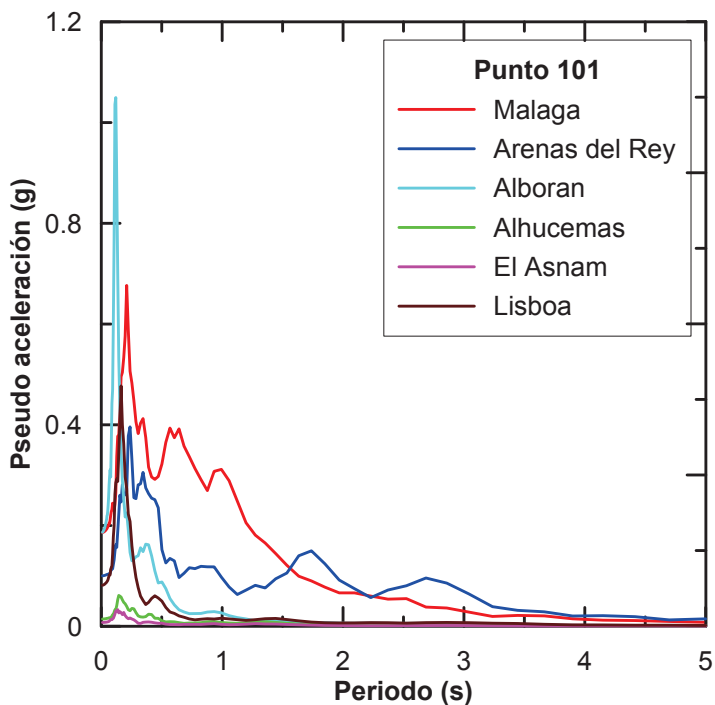
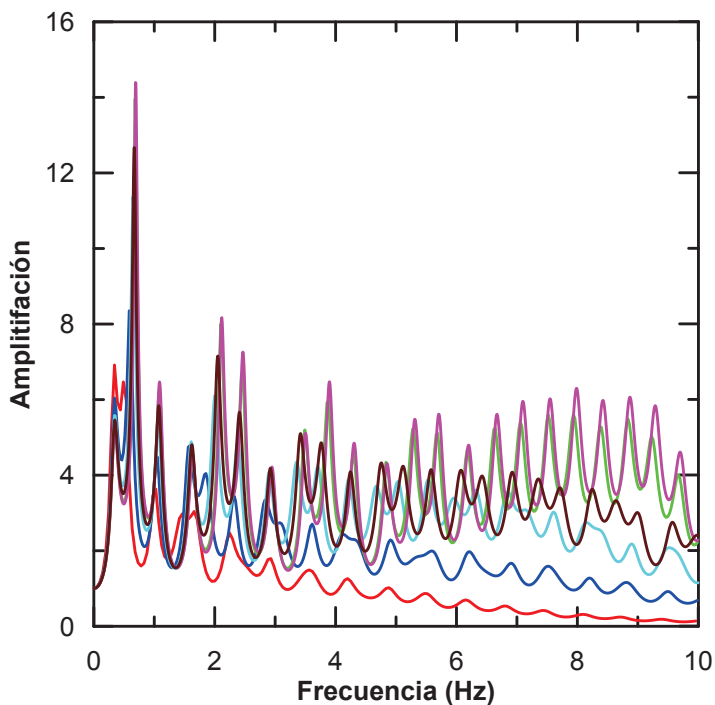
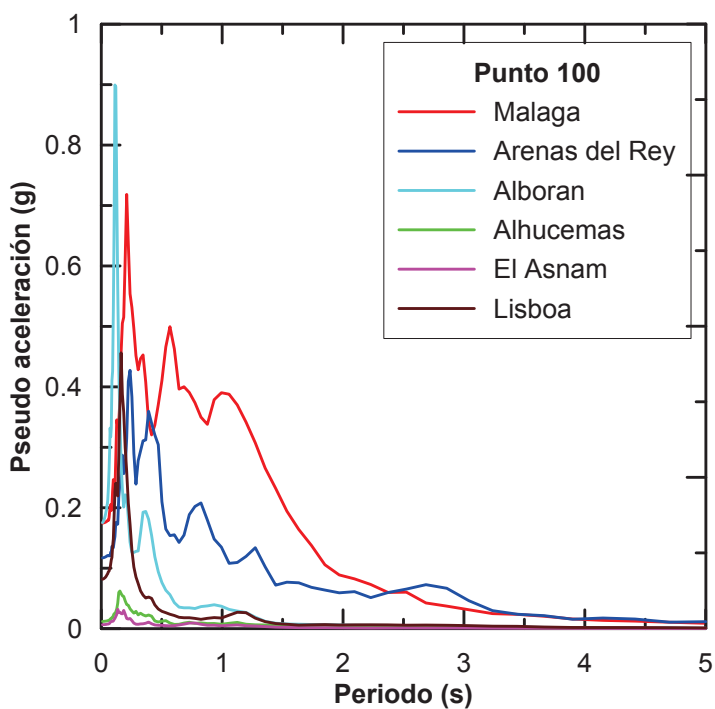
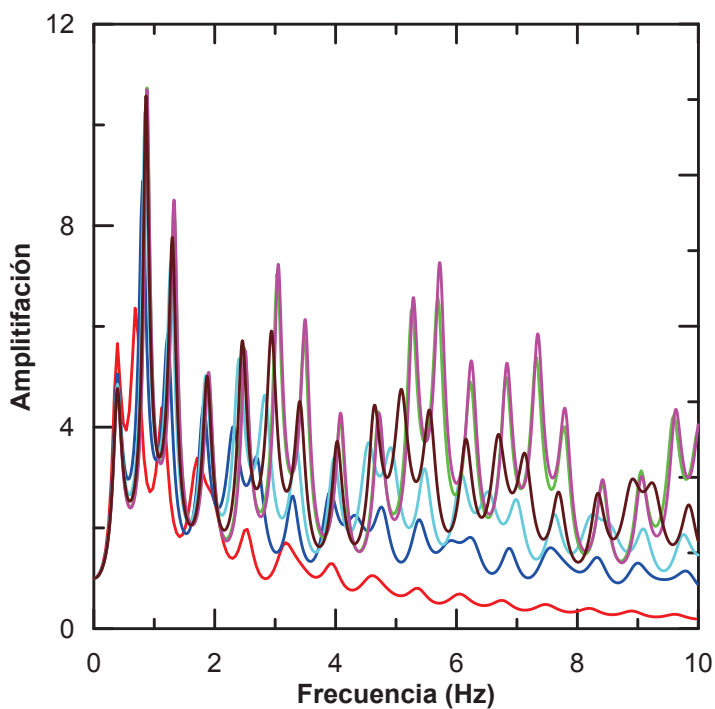












## **Anexo VII. AMPLITUDES**

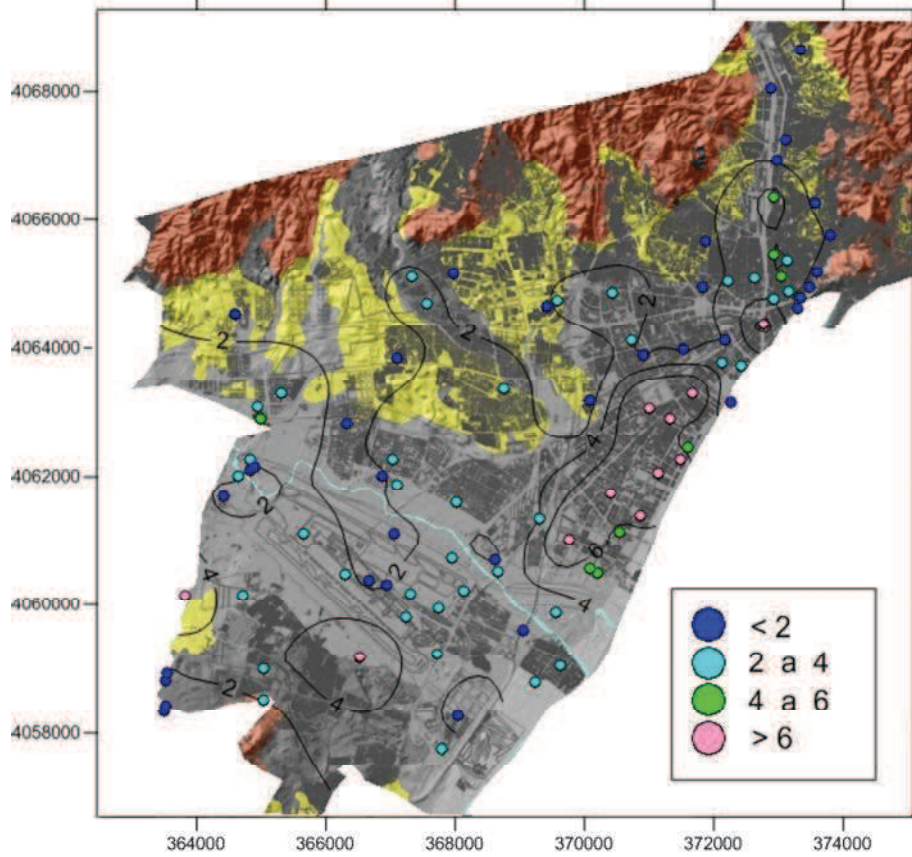
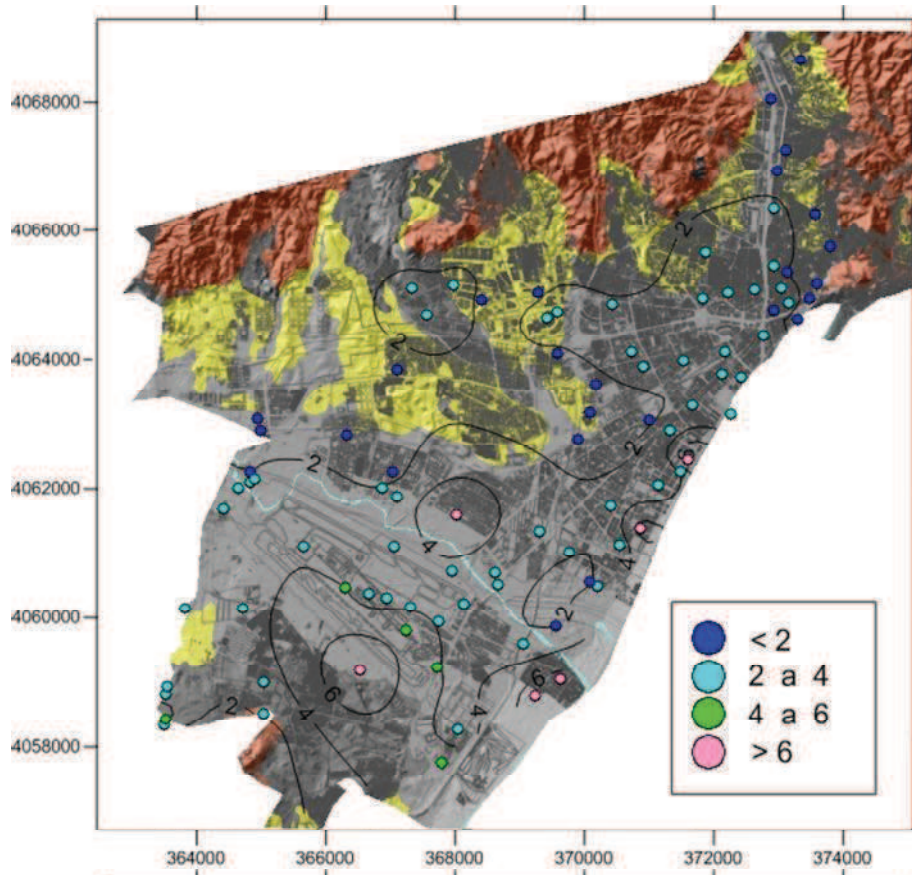


Fig. Sup.: Sismo de Alborán, frecuencia: 1 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Alborán, frecuencia: 1.5 Hz.

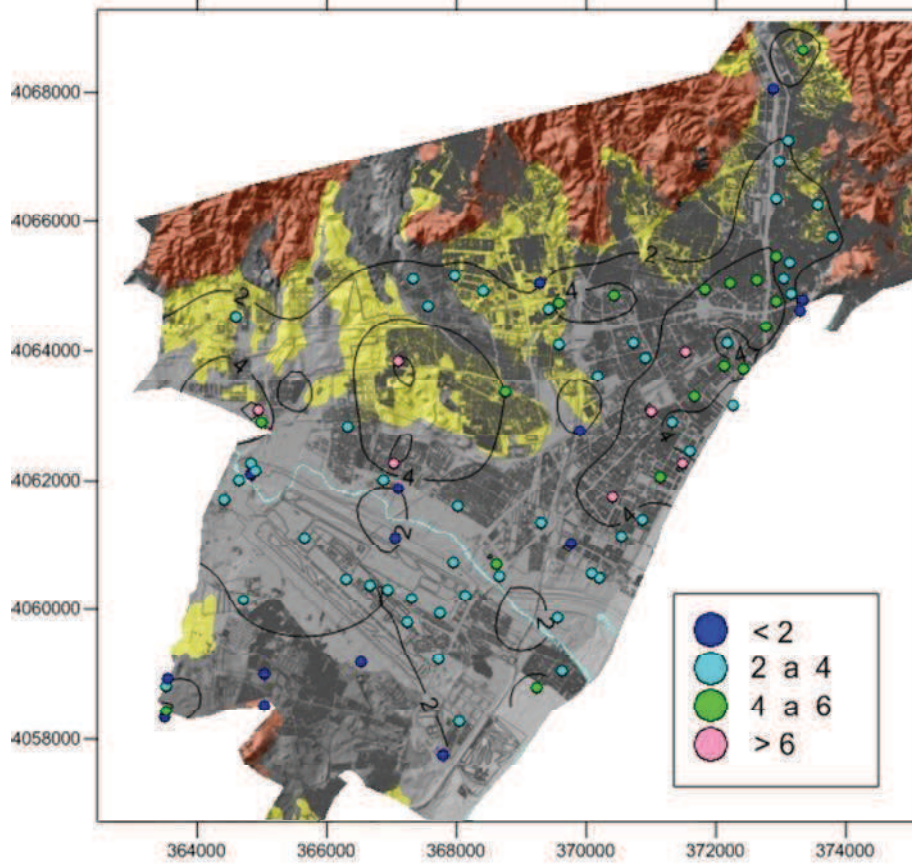
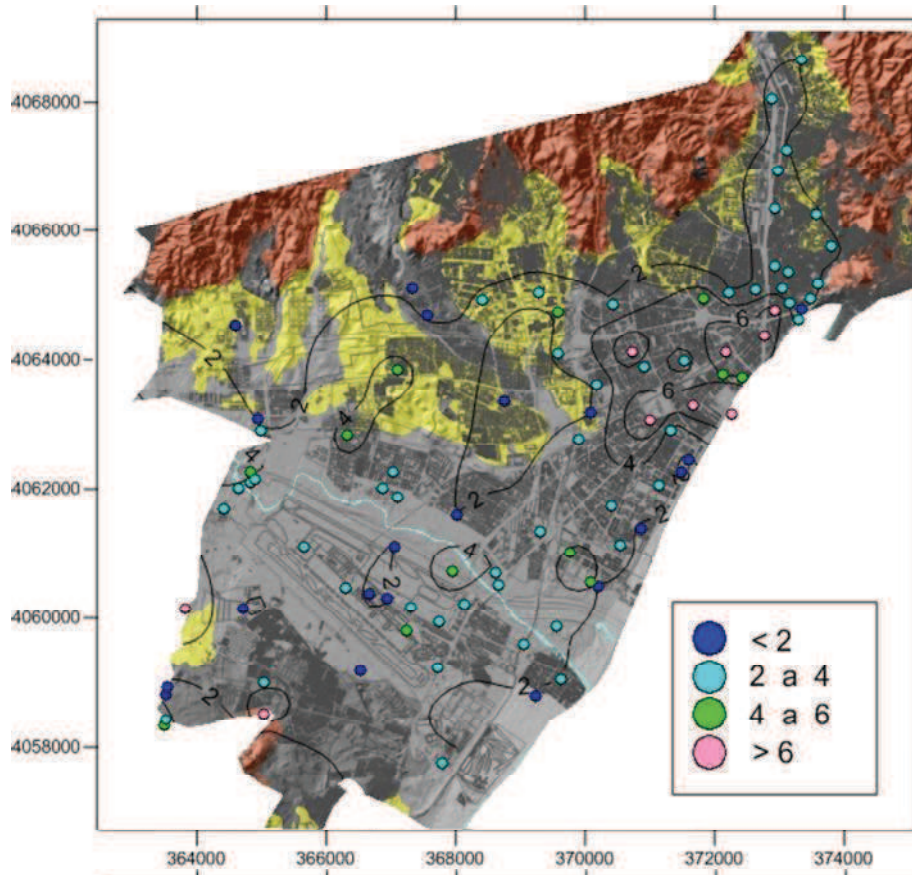


Fig. Sup.: Sismo de Alborán, frecuencia: 2 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Alborán, frecuencia: 5 Hz.



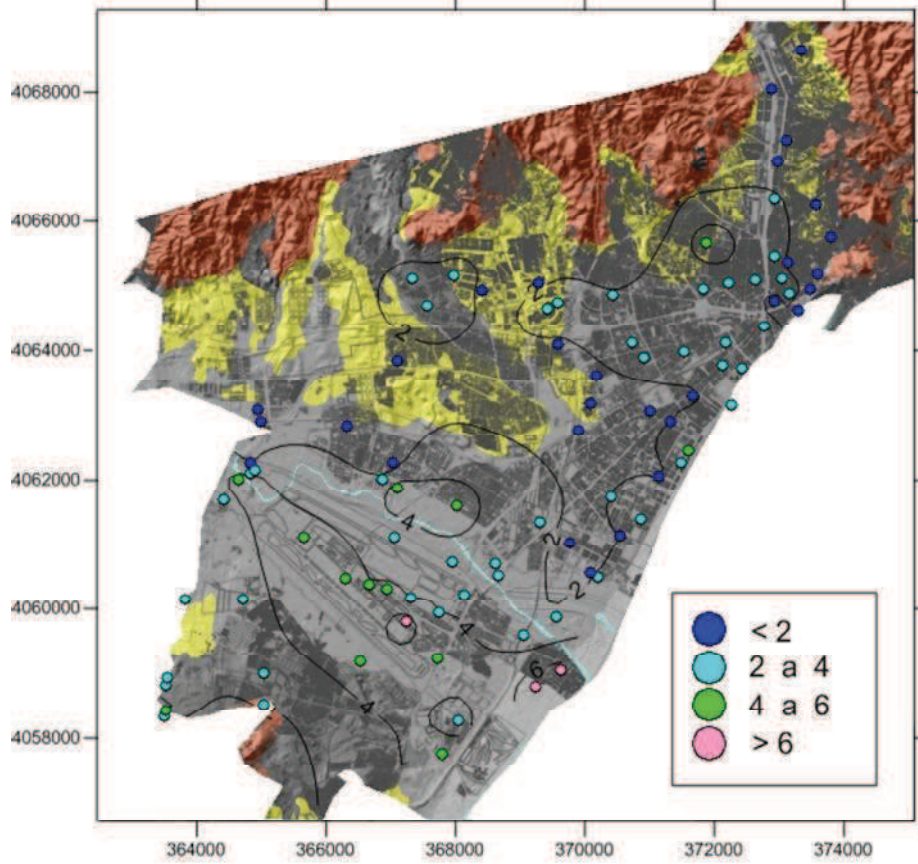
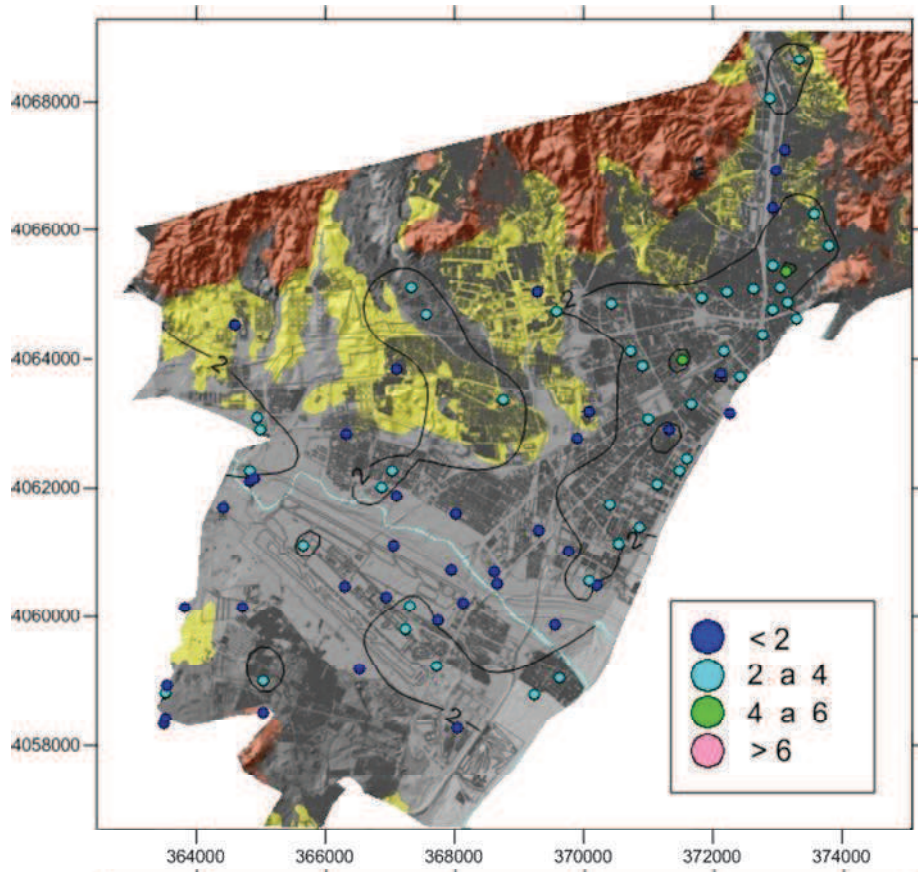


Fig. Sup.: Sismo de Alborán, frecuencia: 10 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Alhucemas, frecuencia: 1 Hz

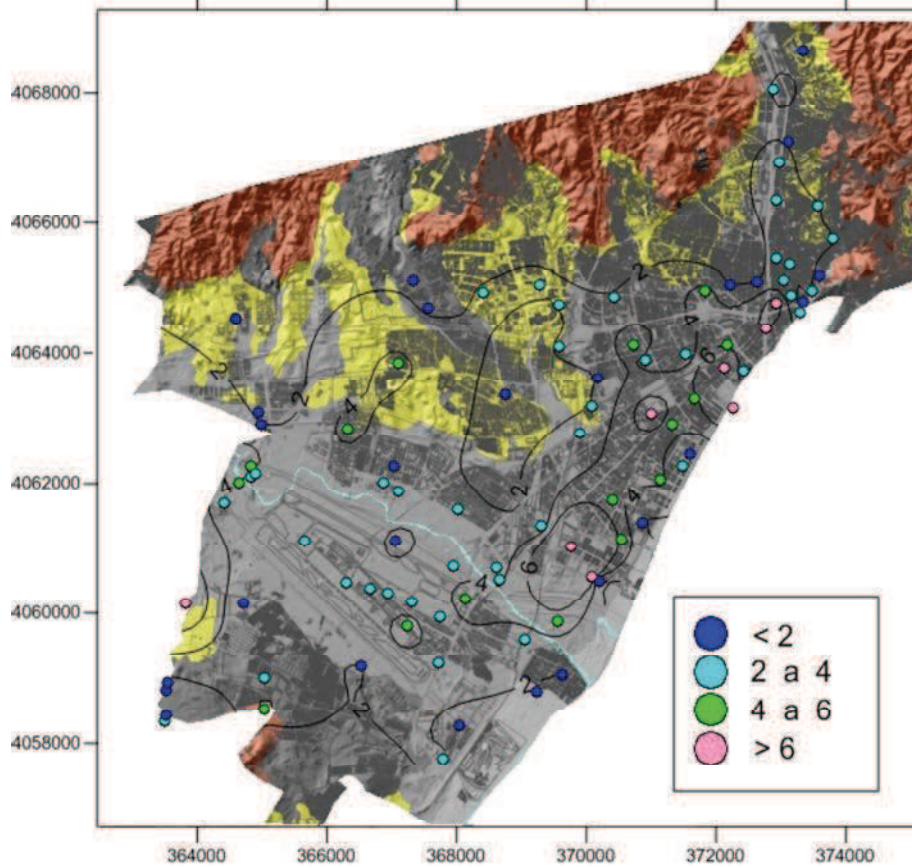
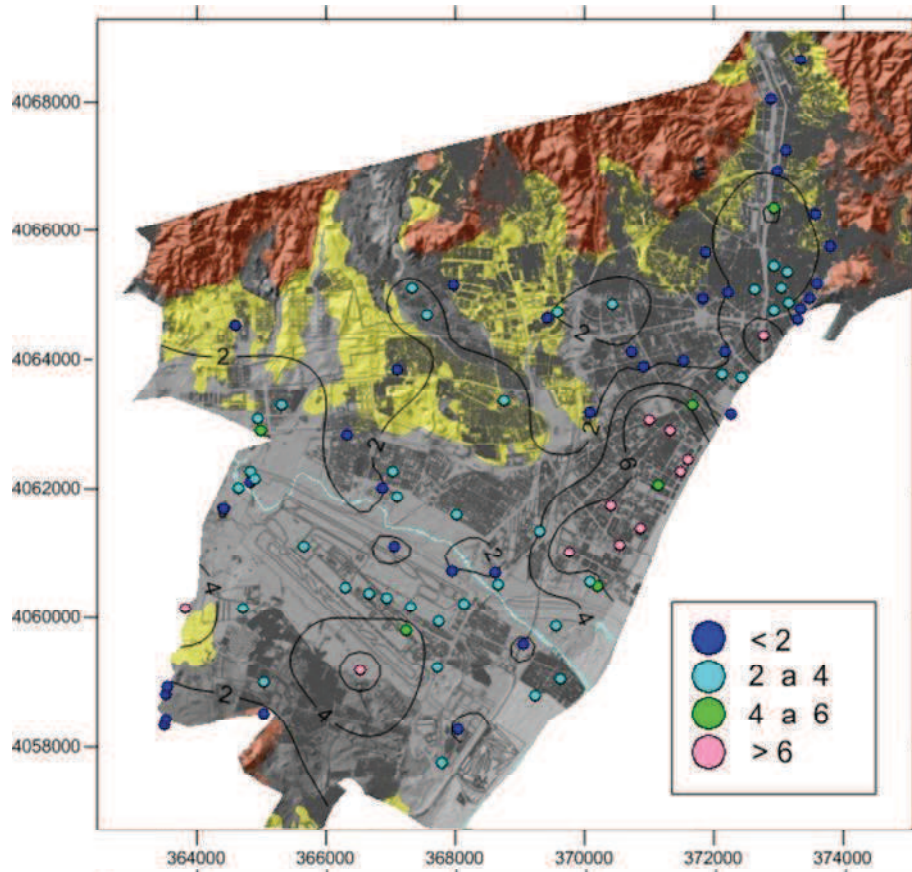


Fig. Sup.: Sismo de Alhucemas, frecuencia: 1.5 Hz.

Fig. Inf.: Sismo de Alhucemas, frecuencia: 2 Hz.

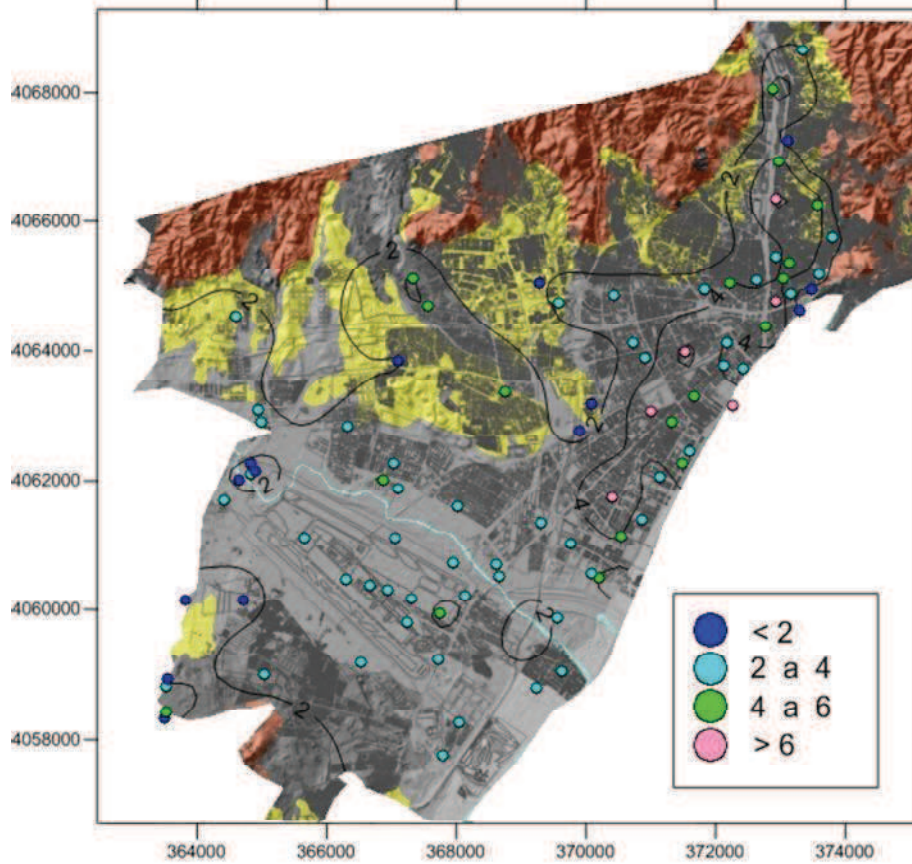
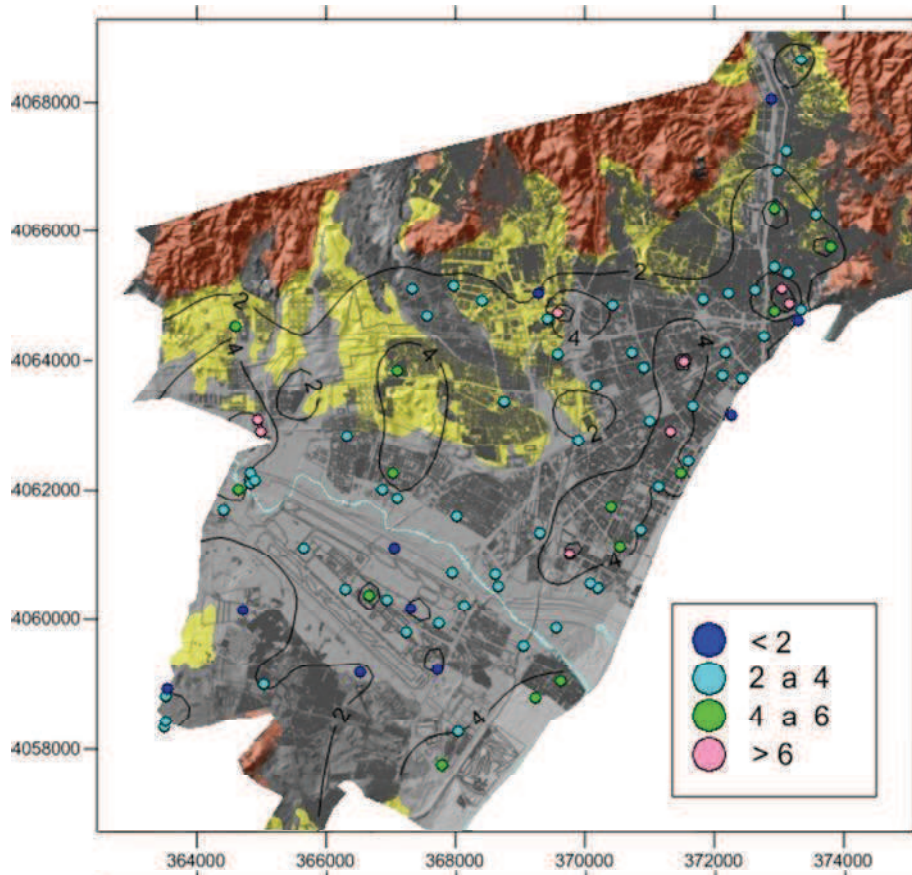


Fig. Sup.: Sismo de Alhucemas, frecuencia: 5 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Alhucemas, frecuencia: 10 Hz.

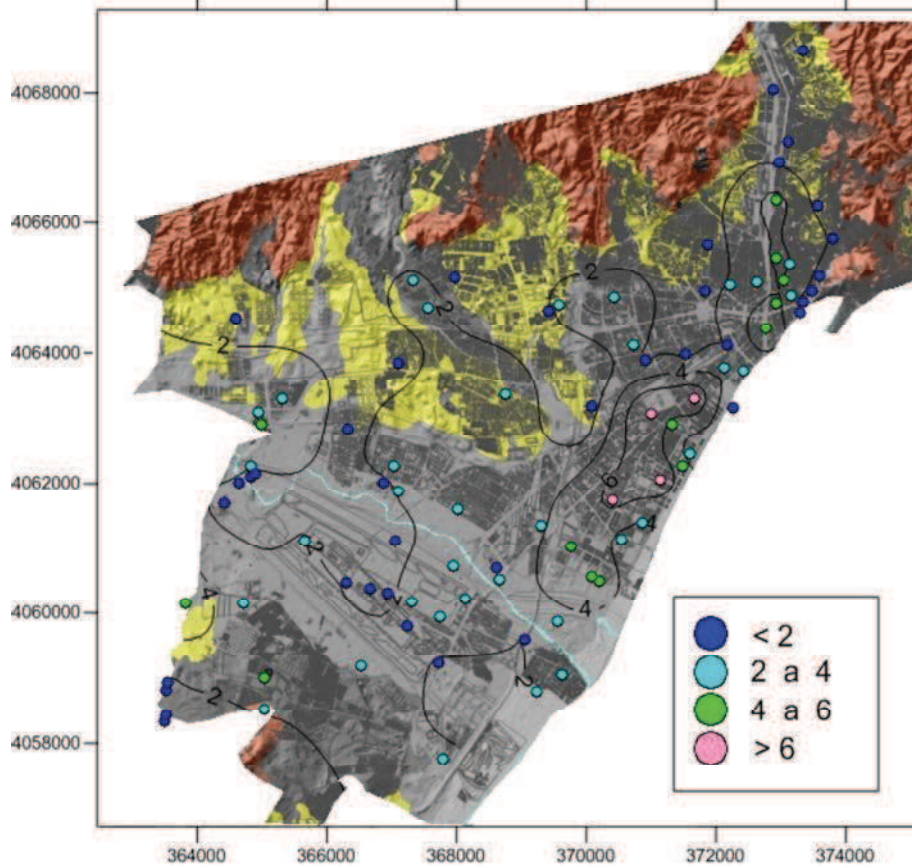
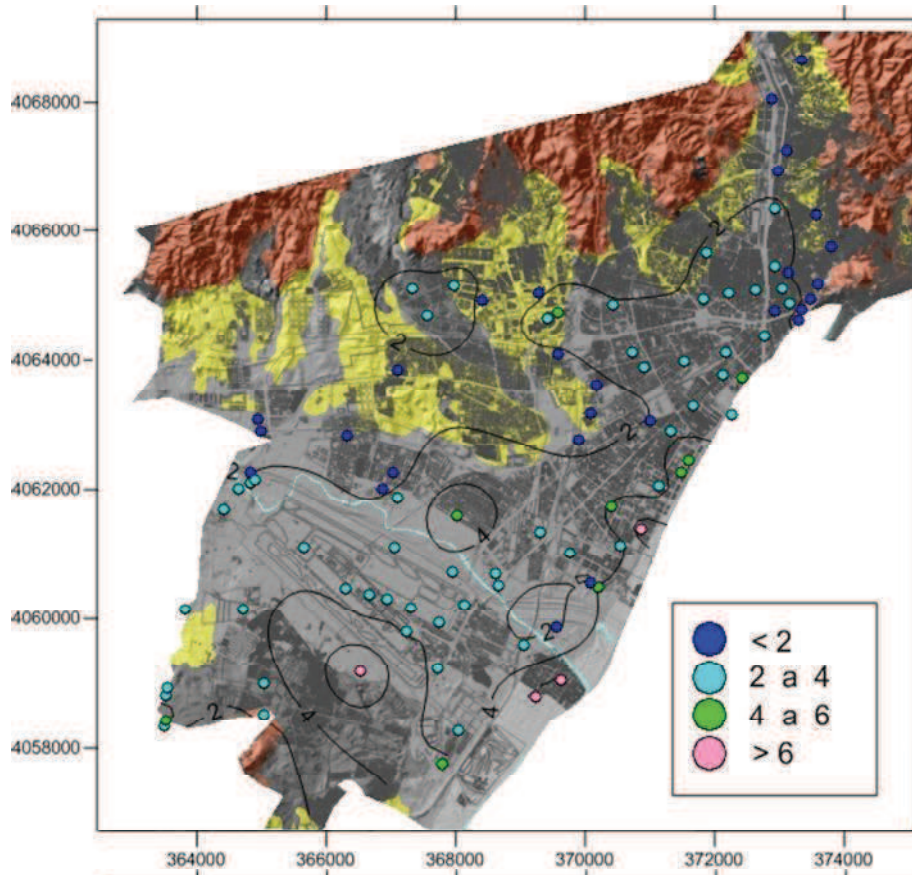


Fig. Sup.: Sismo de Arenas del Rey, frecuencia: 1 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Arenas del Rey, frecuencia: 1.5 Hz.

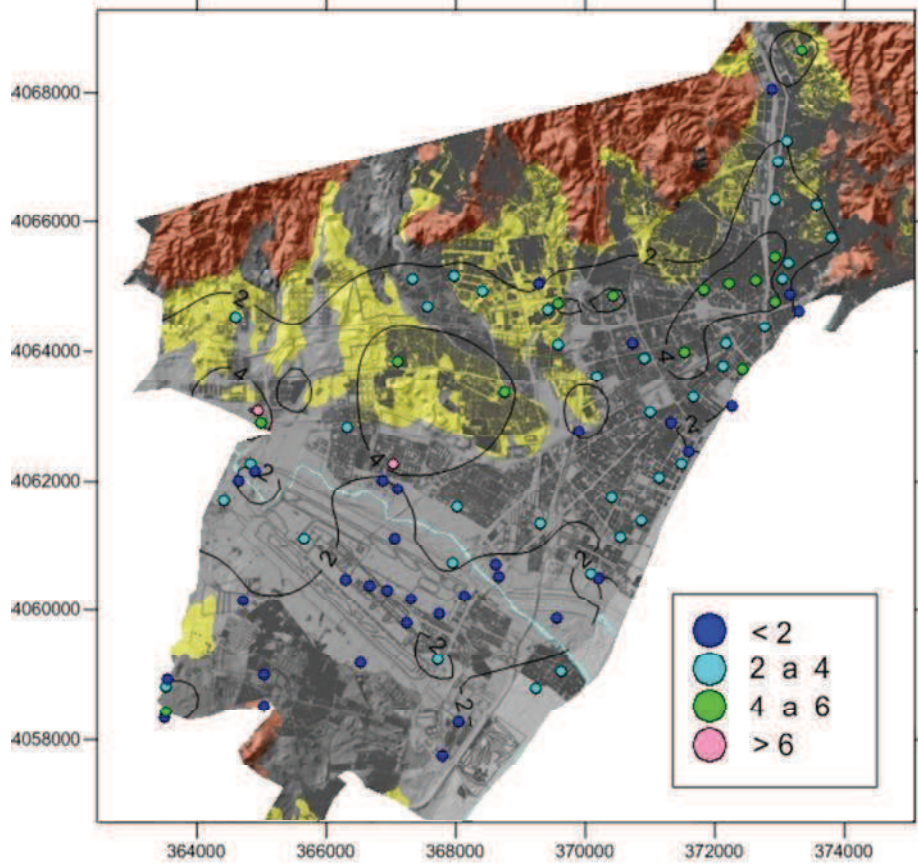
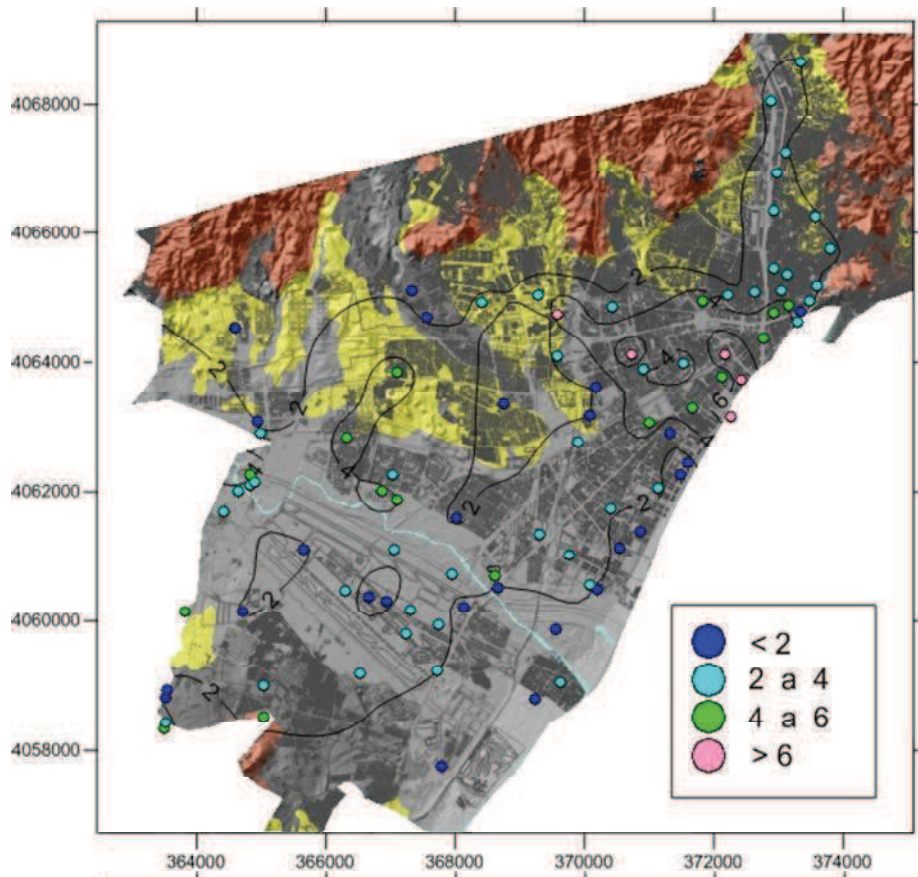


Fig. Sup.: Sismo de Arenas del Rey, frecuencia: 2 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Arenas del Rey, frecuencia: 5 Hz.

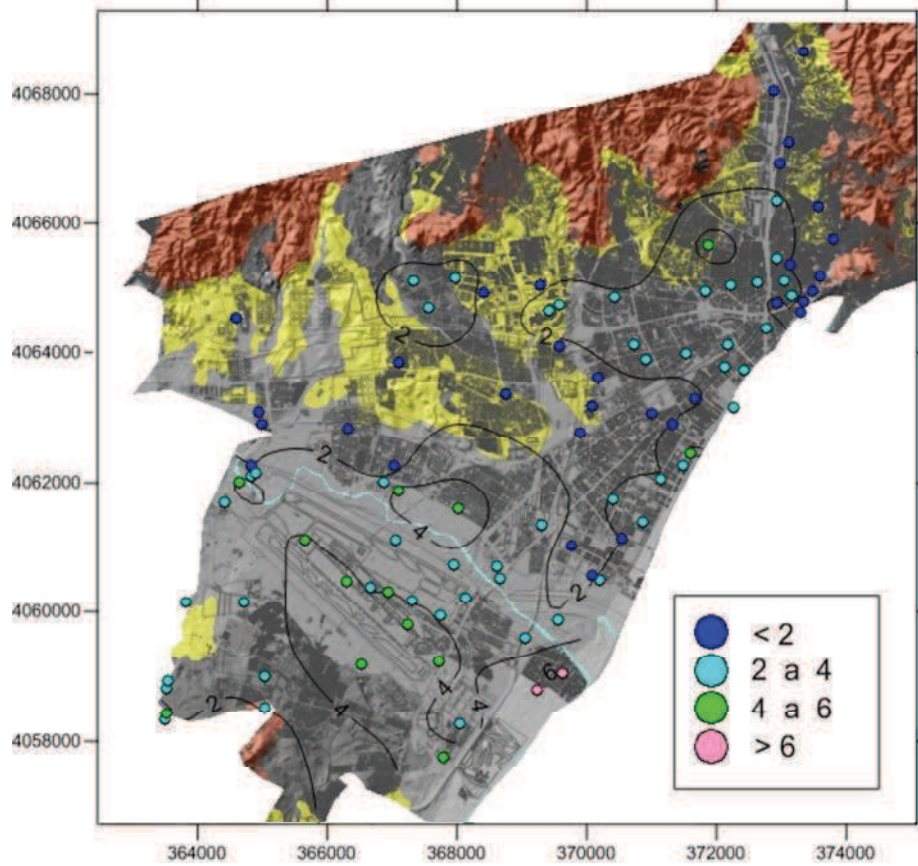
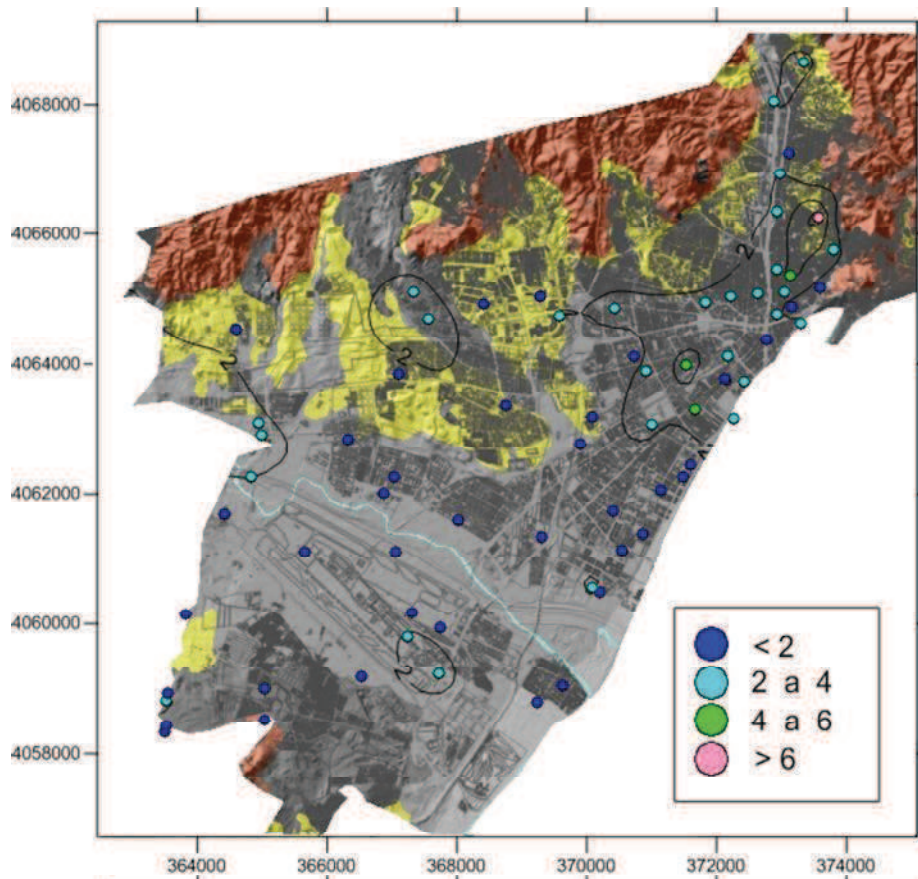


Fig. Sup.: Sismo de Arenas del Rey, frecuencia: 10 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de El Asnam, frecuencia: 1 Hz.

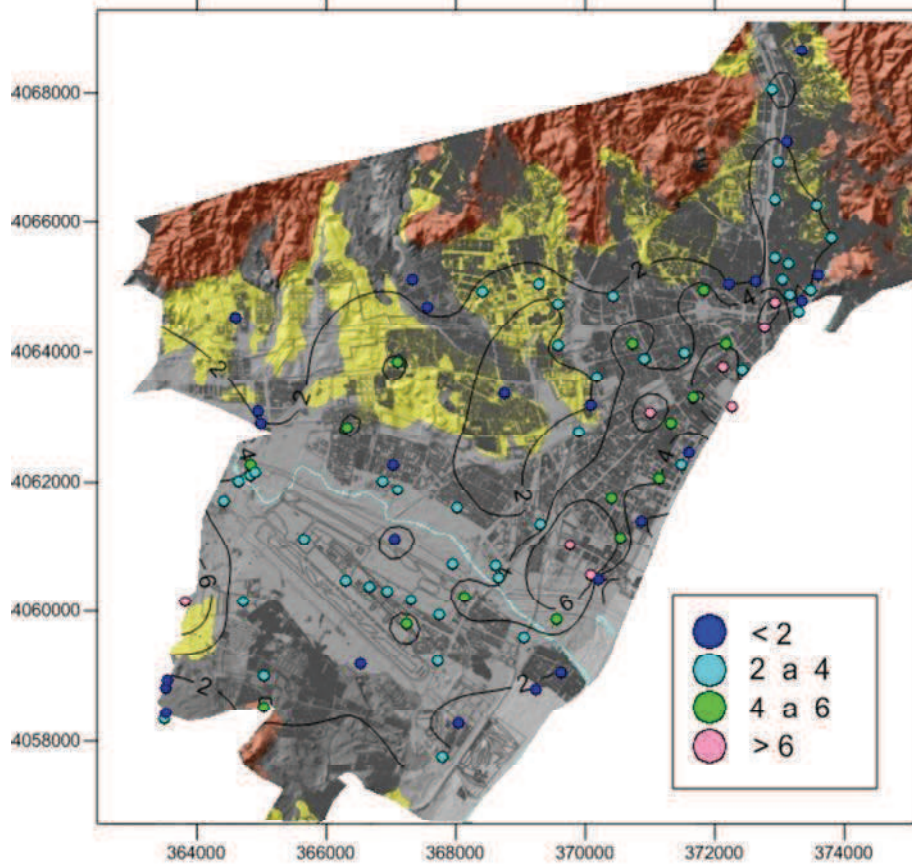
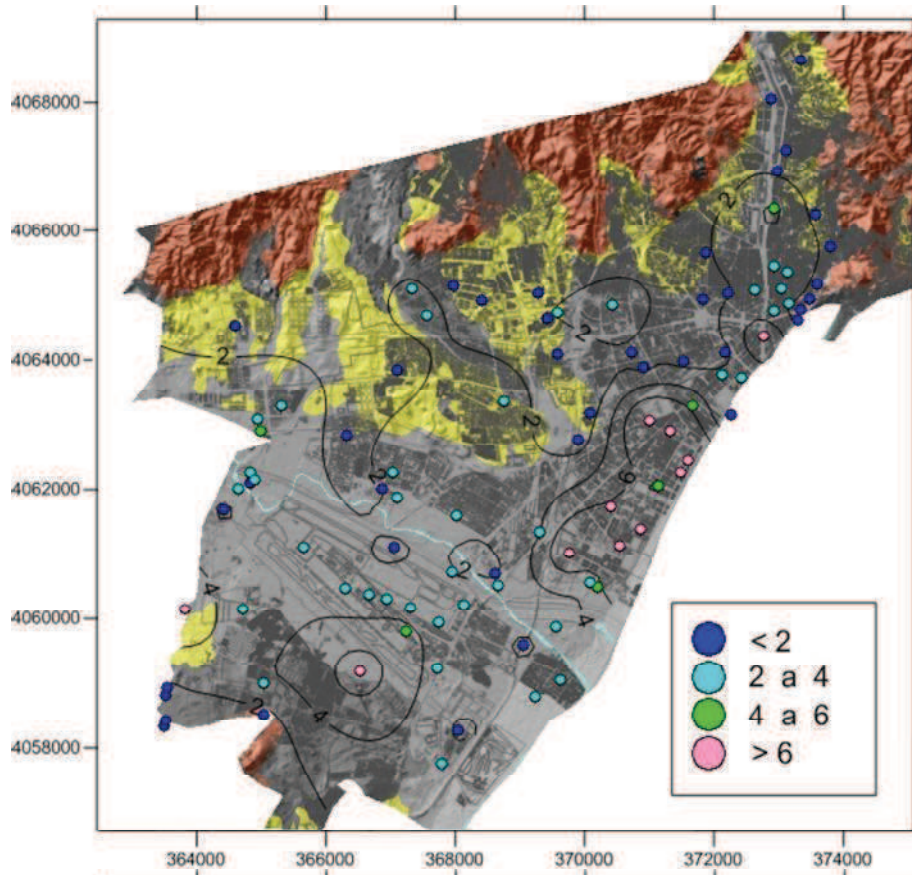


Fig. Sup.: Sismo de El Asnam, frecuencia: 1.5 Hz.

Fig. Inf.: Sismo de El Asnam, frecuencia: 2 Hz.

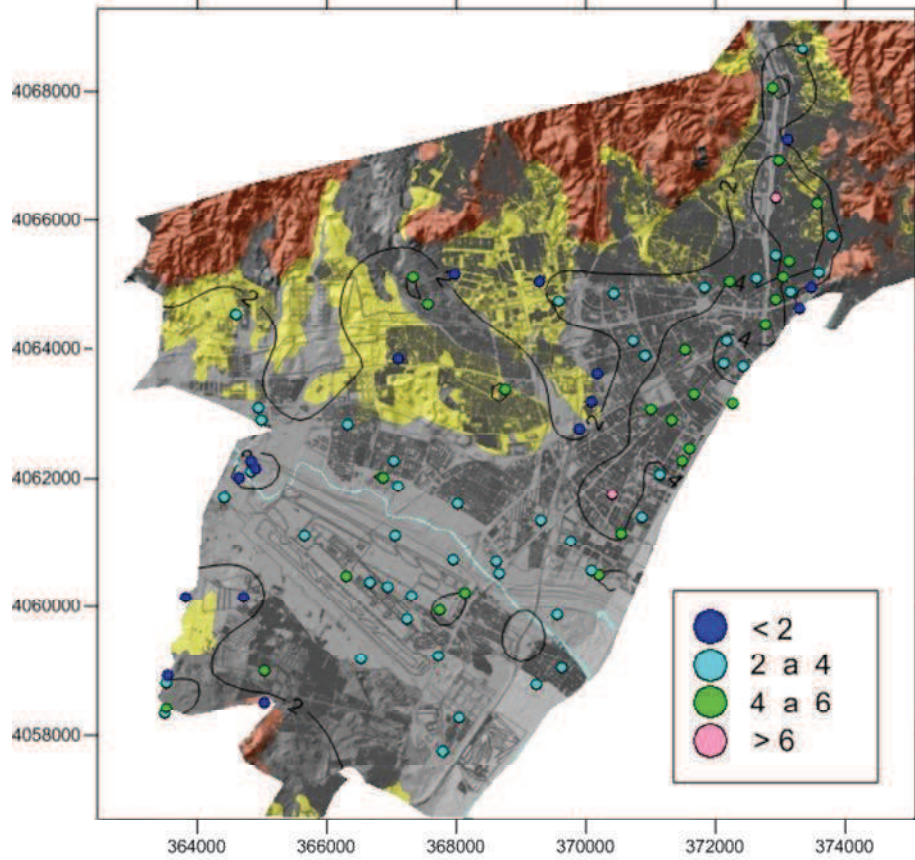
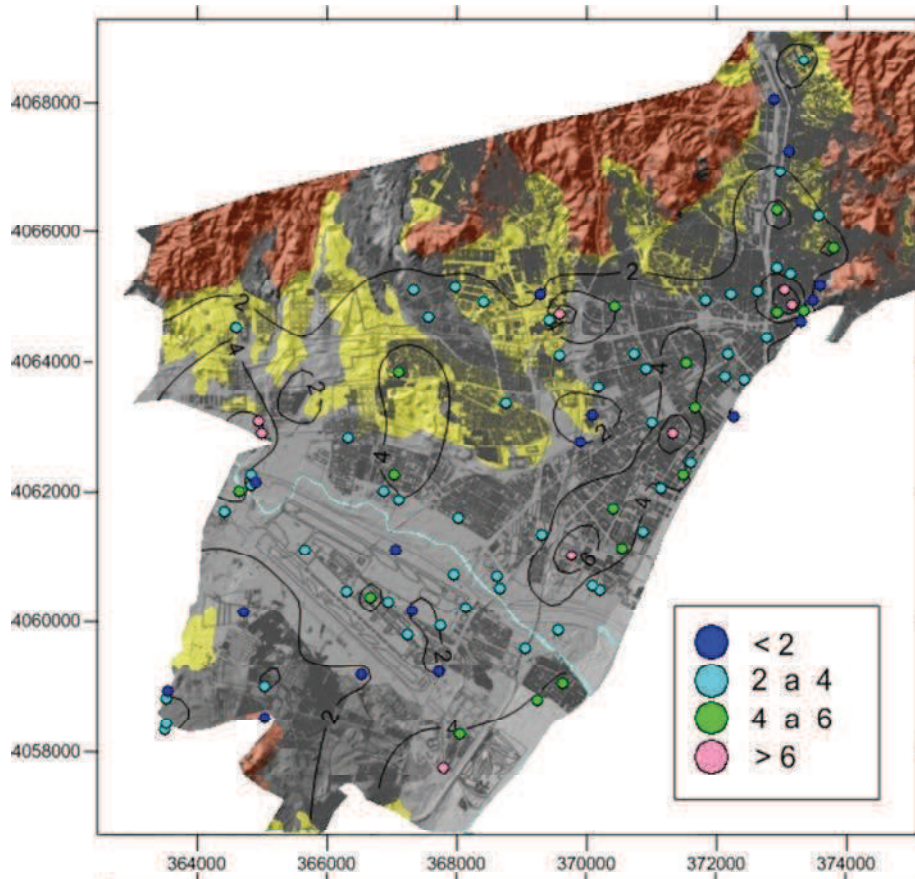


Fig. Sup.: Sismo de El Asnam, frecuencia: 5 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de El Asnam, frecuencia: 10 Hz.



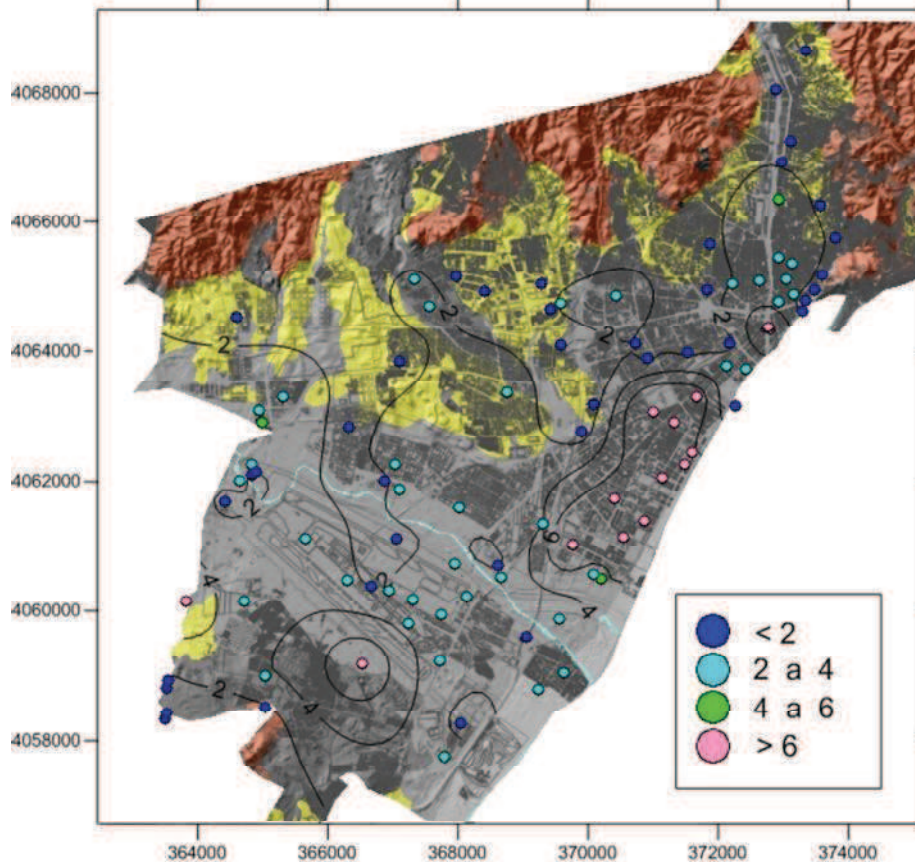
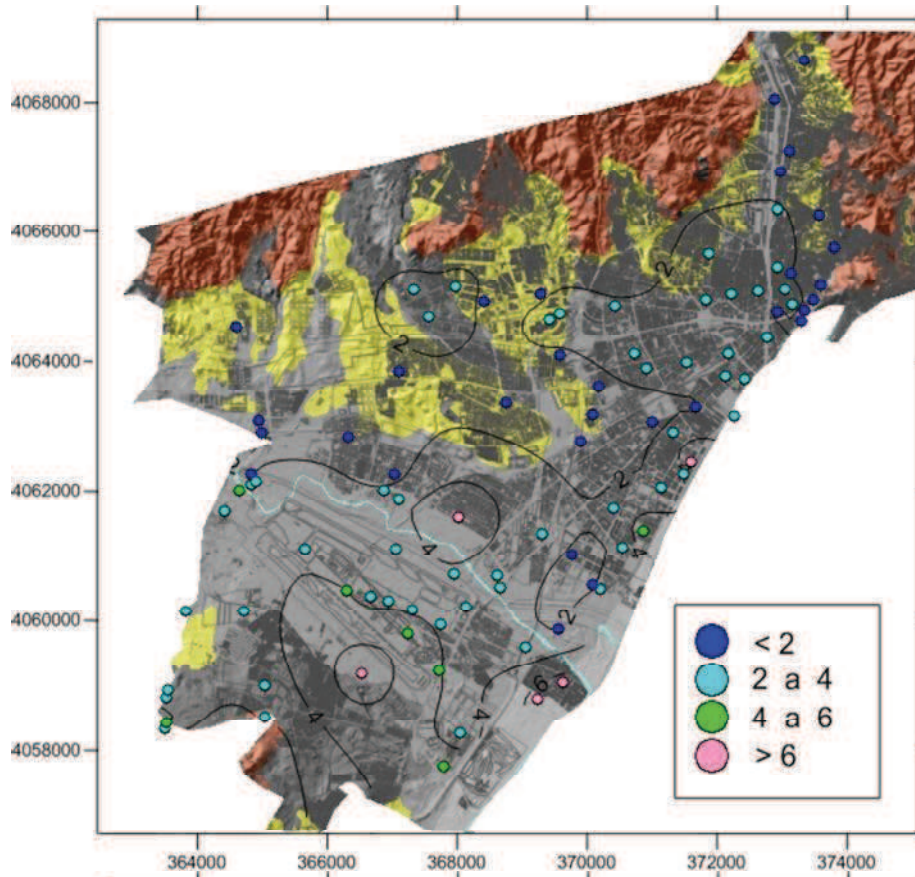


Fig. Sup.: Sismo de Lisboa, frecuencia: 1 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Lisboa, frecuencia: 1.5 Hz.

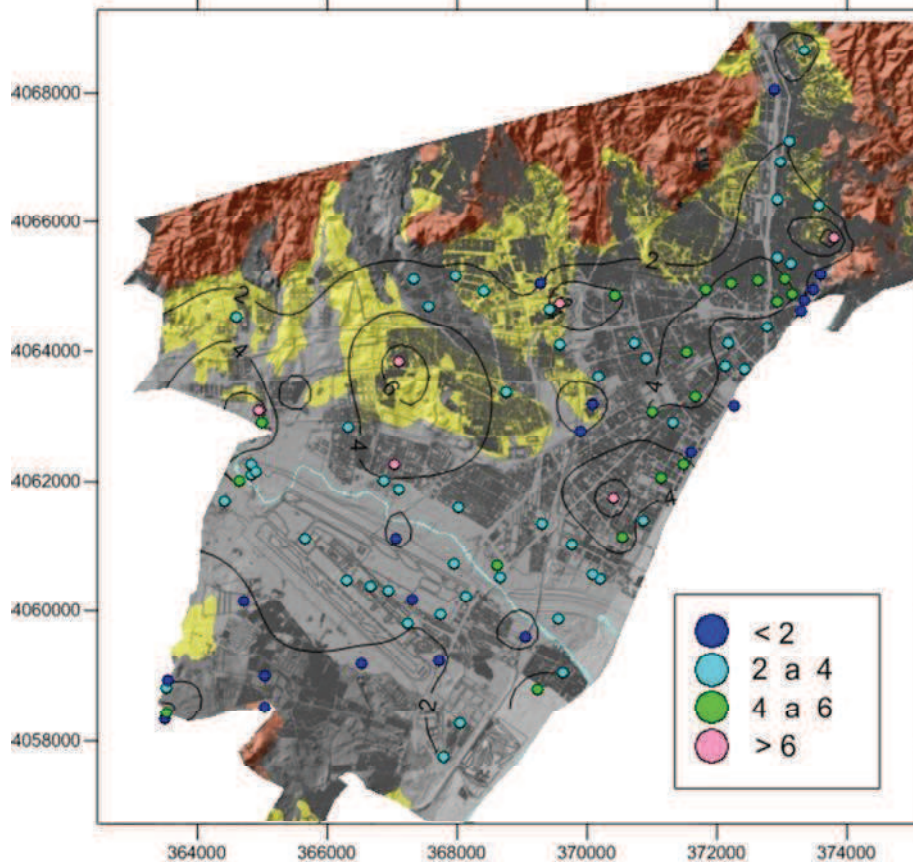
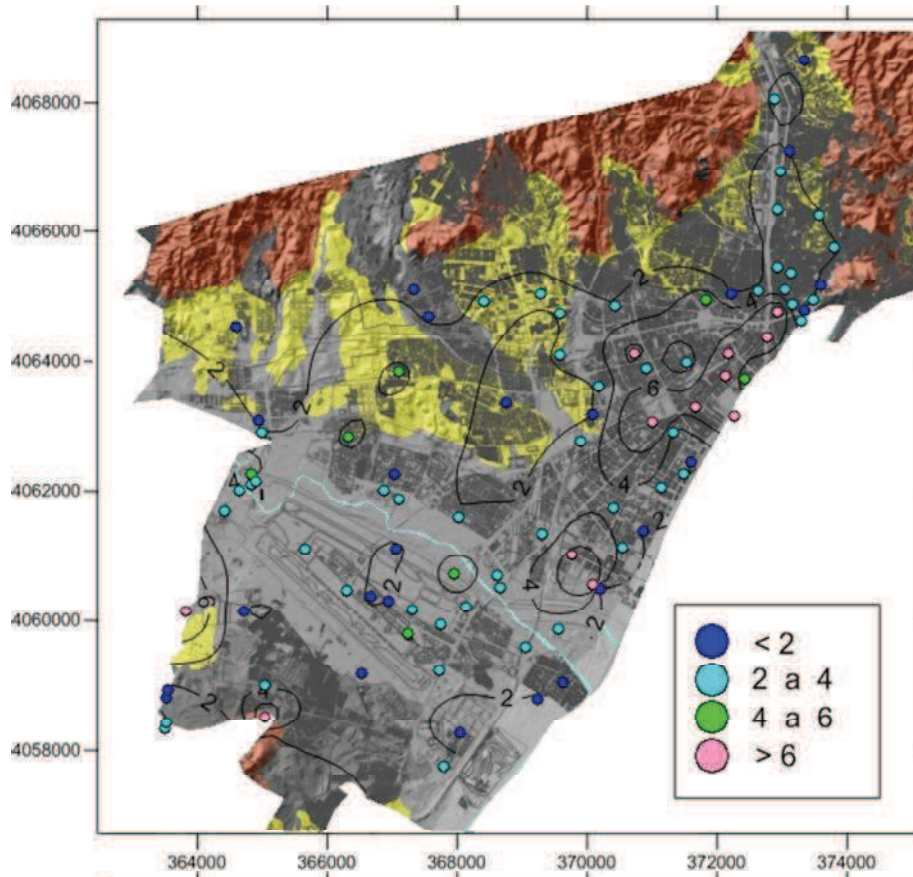


Fig. Sup.: Sismo de Lisboa, frecuencia: 2 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Lisboa, frecuencia: 5 Hz.

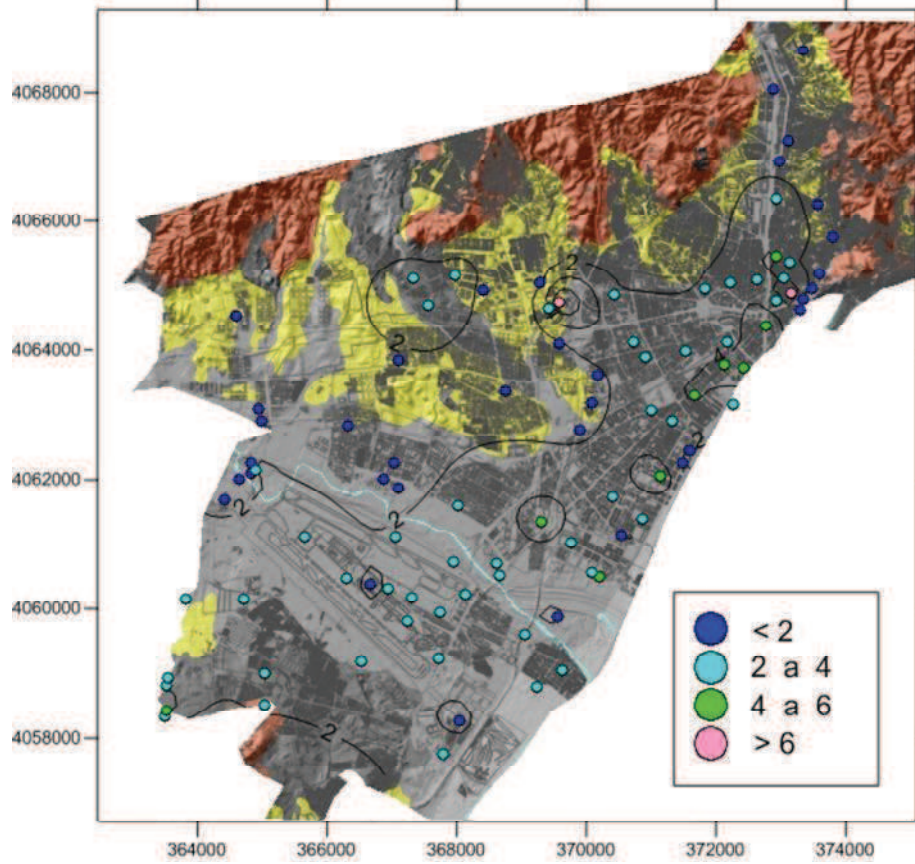
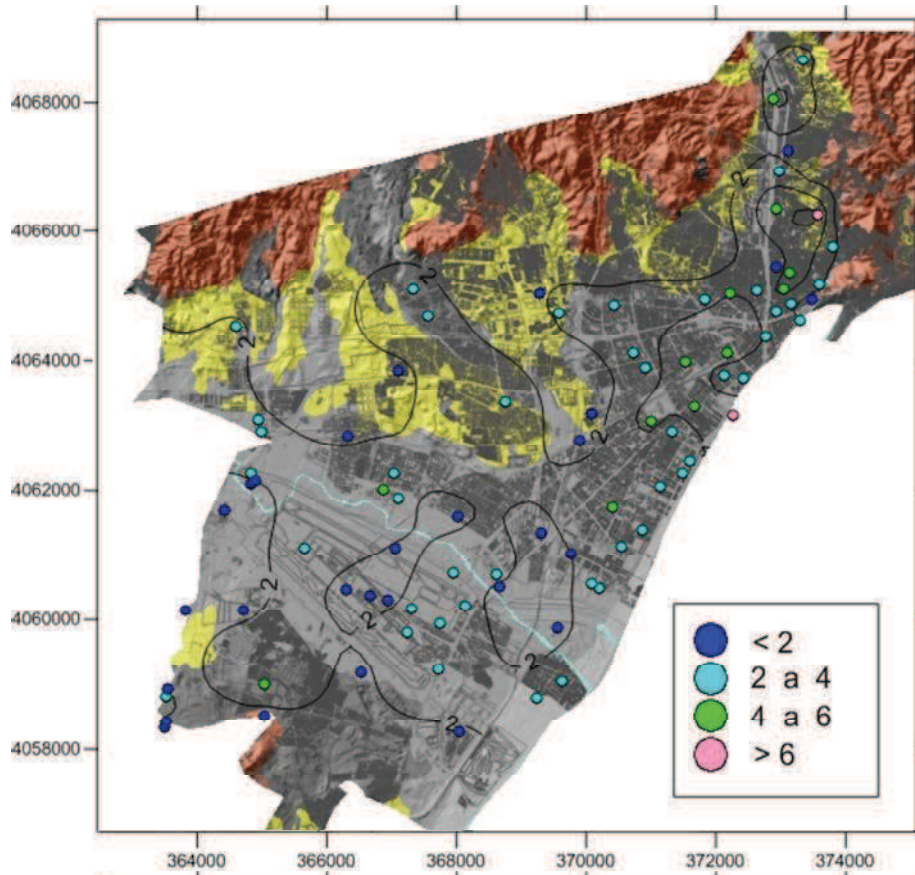


Fig. Sup.: Sismo de Lisboa, frecuencia: 10 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Málaga, frecuencia: 1 Hz.

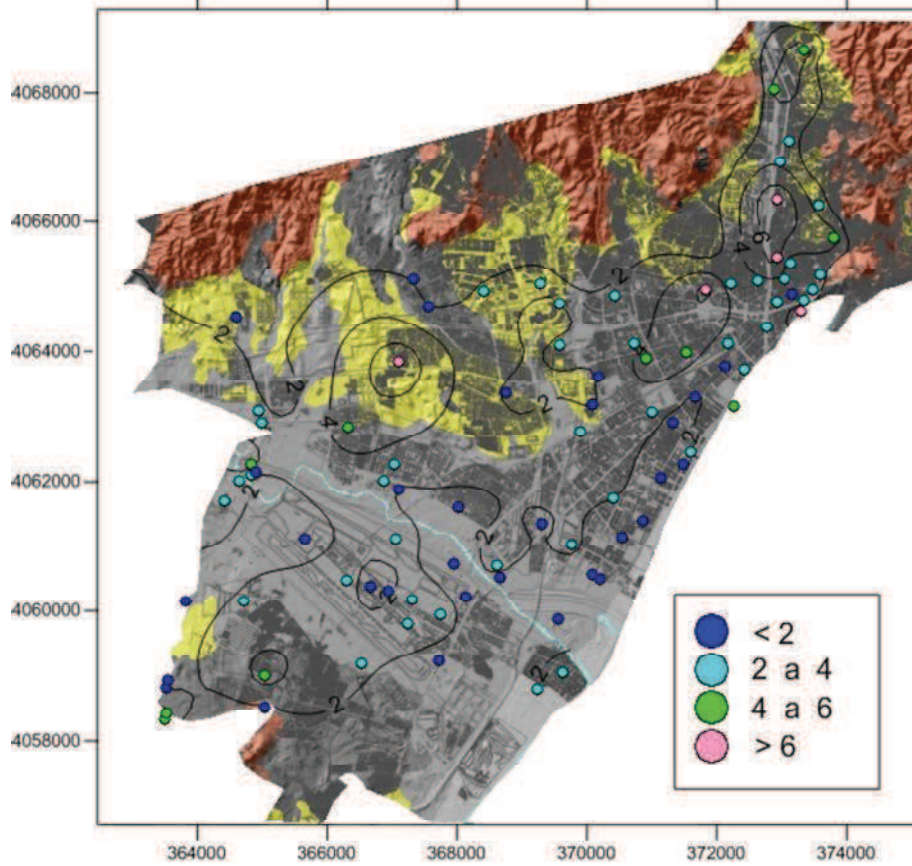
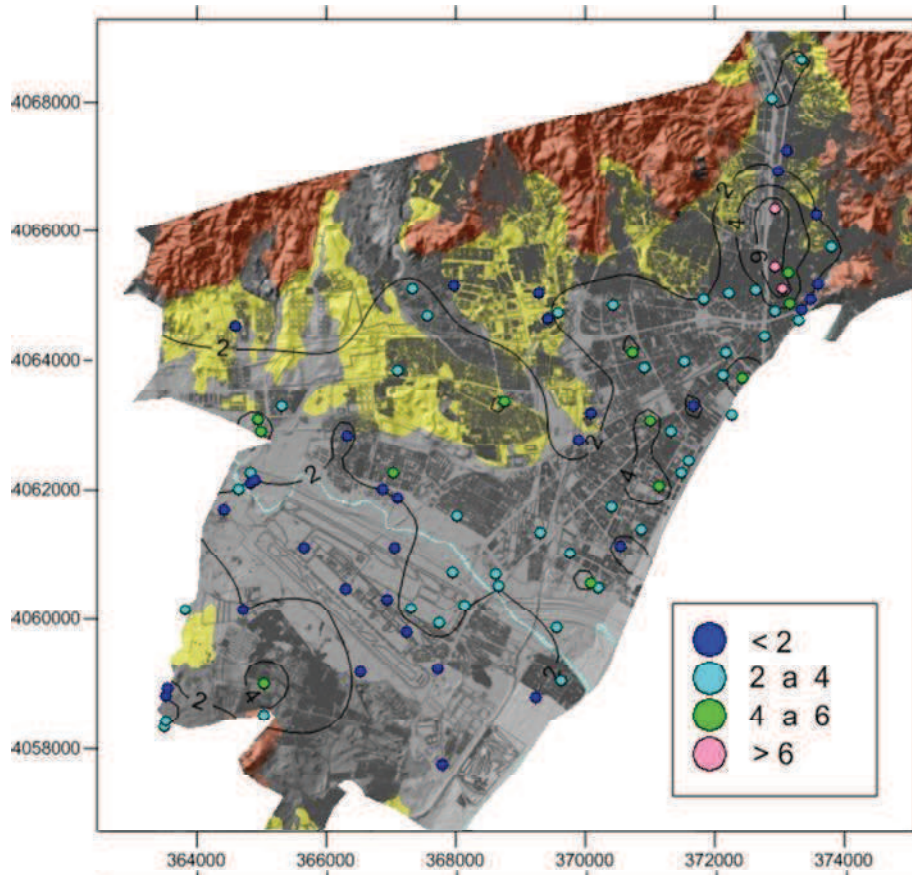


Fig. Sup.: Sismo de Málaga, frecuencia: 1.5 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Málaga, frecuencia: 2 Hz.

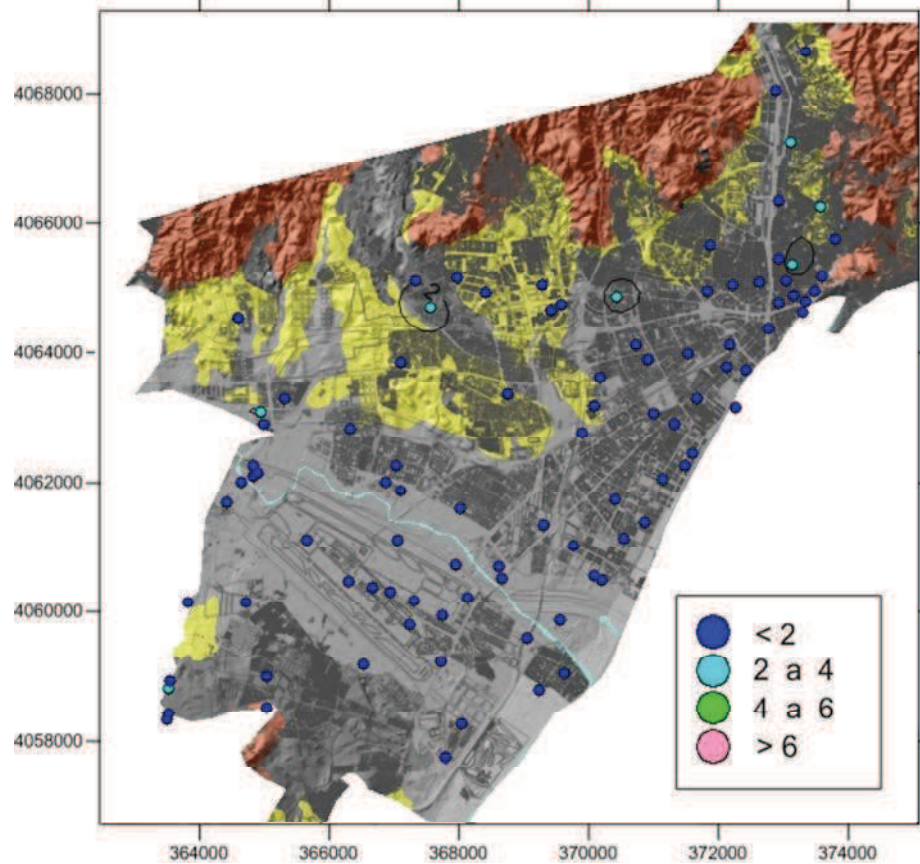
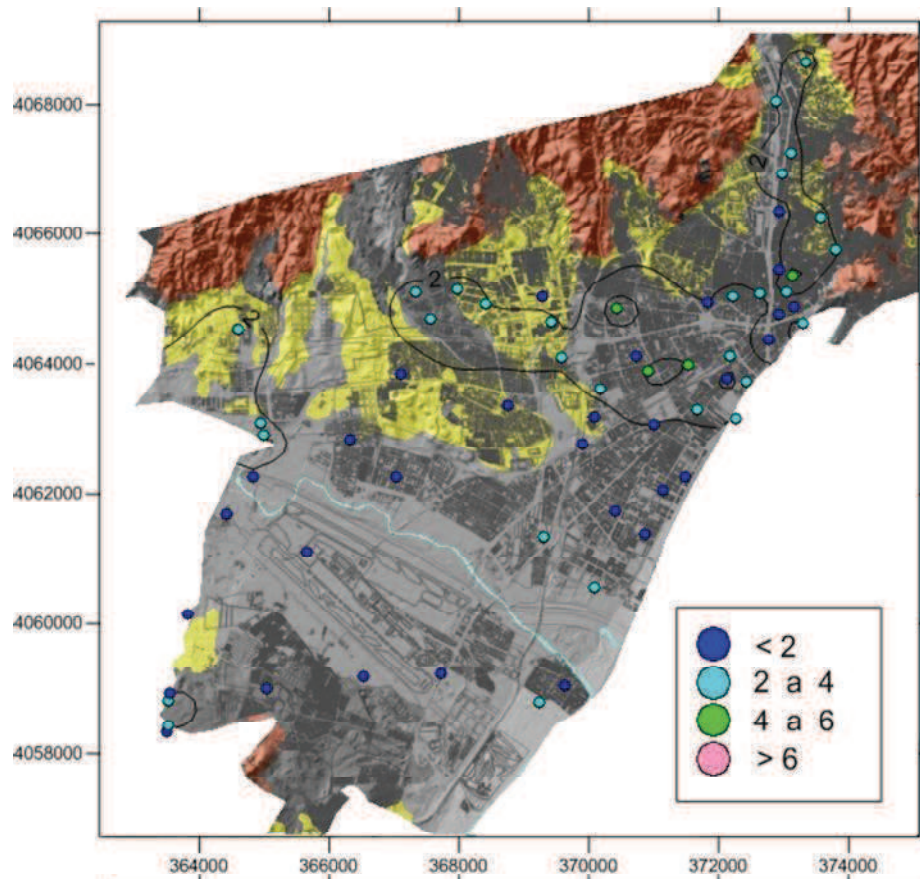
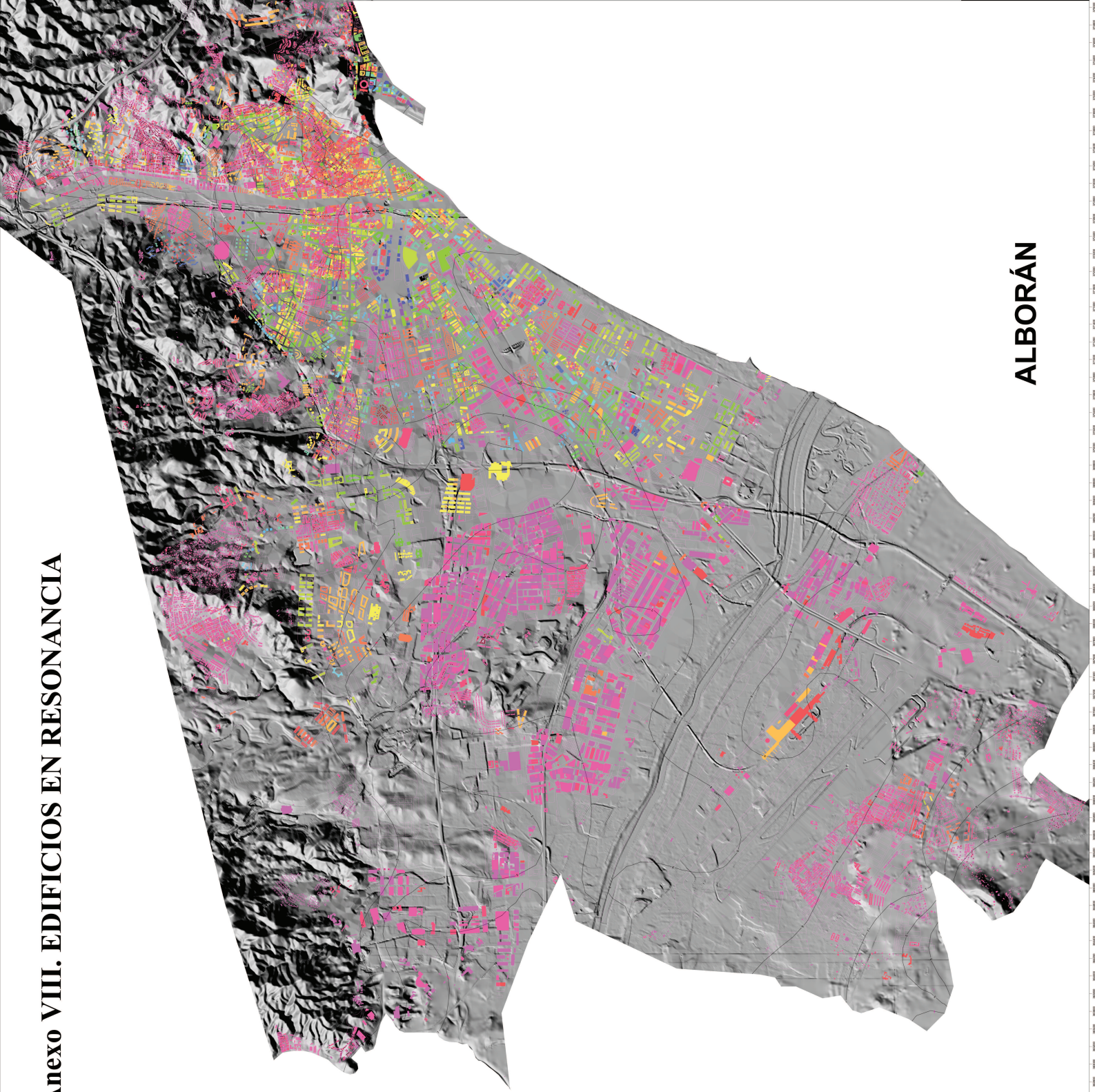
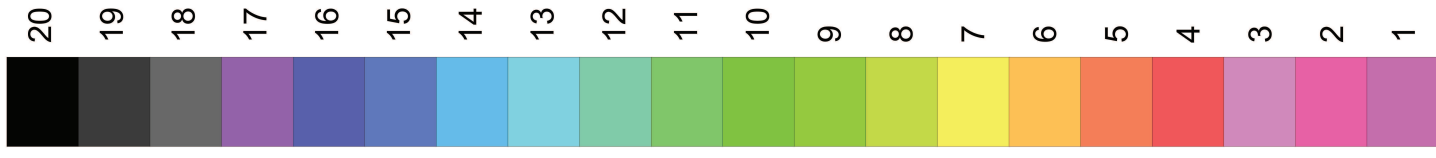


Fig. Sup.: Sismo de Málaga, frecuencia: 5 Hz.  
 Fig. Inf.: Sismo de Málaga, frecuencia: 10 Hz.

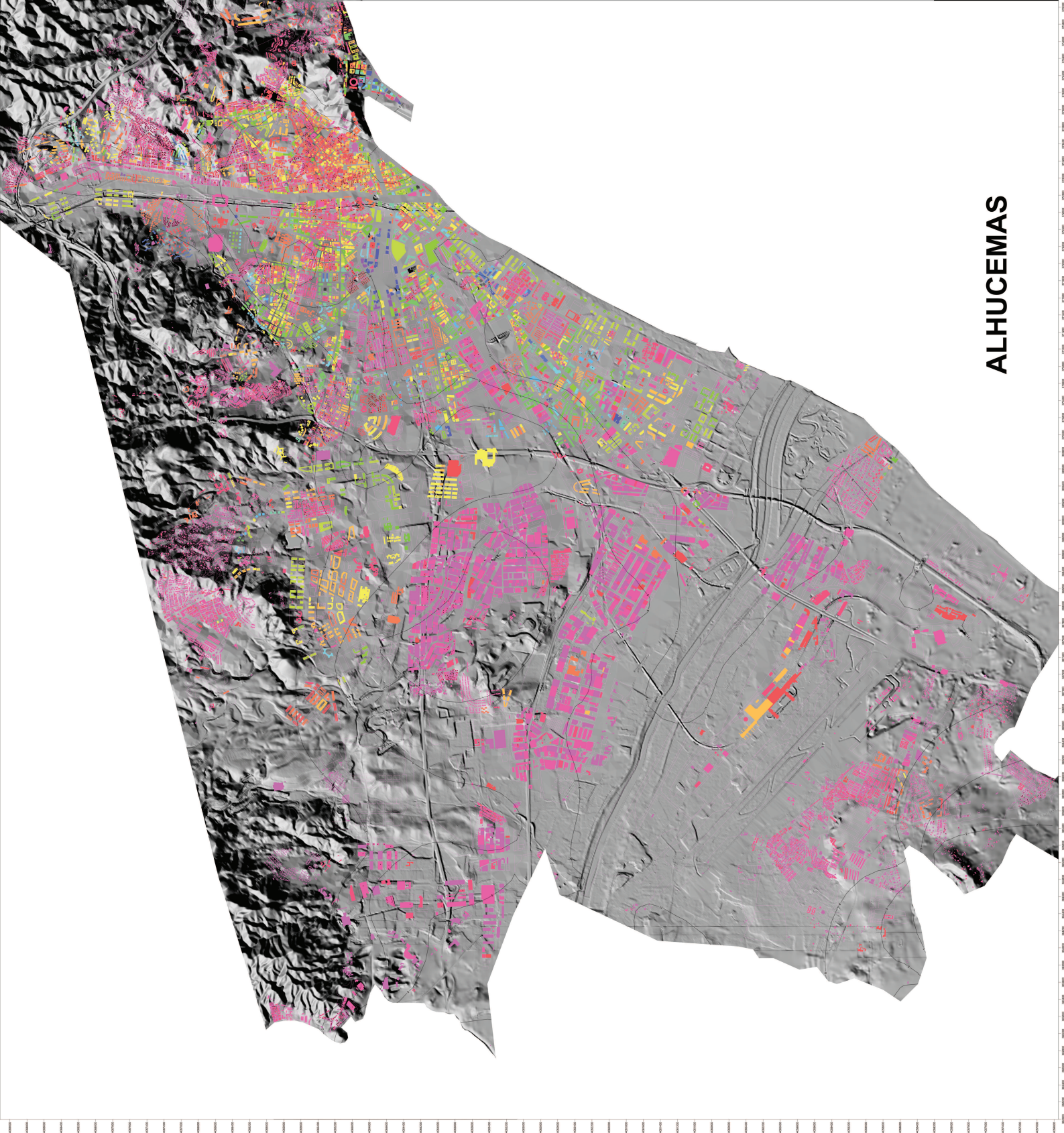
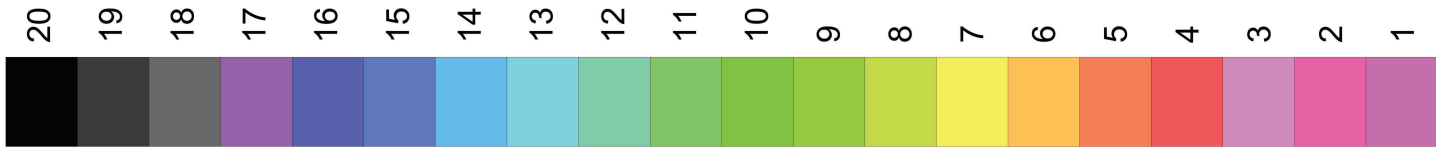
# Anexo VIII. EDIFICIOS EN RESONANCIA

Nº de plantas



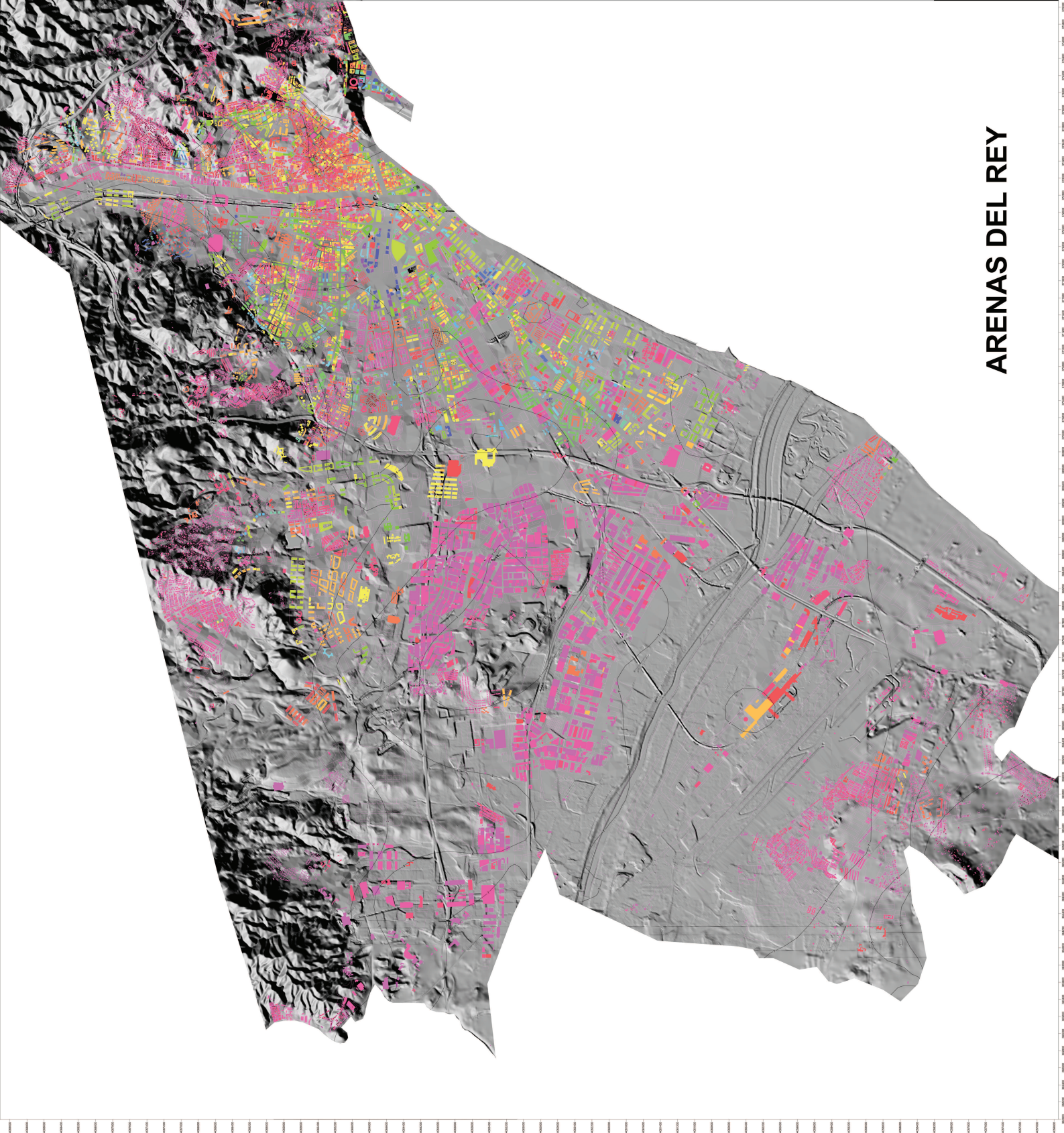
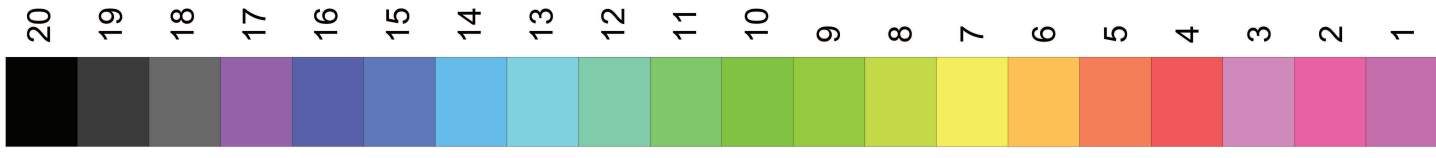
ALBORÁN

Nº de plantas



ALHUCEMAS

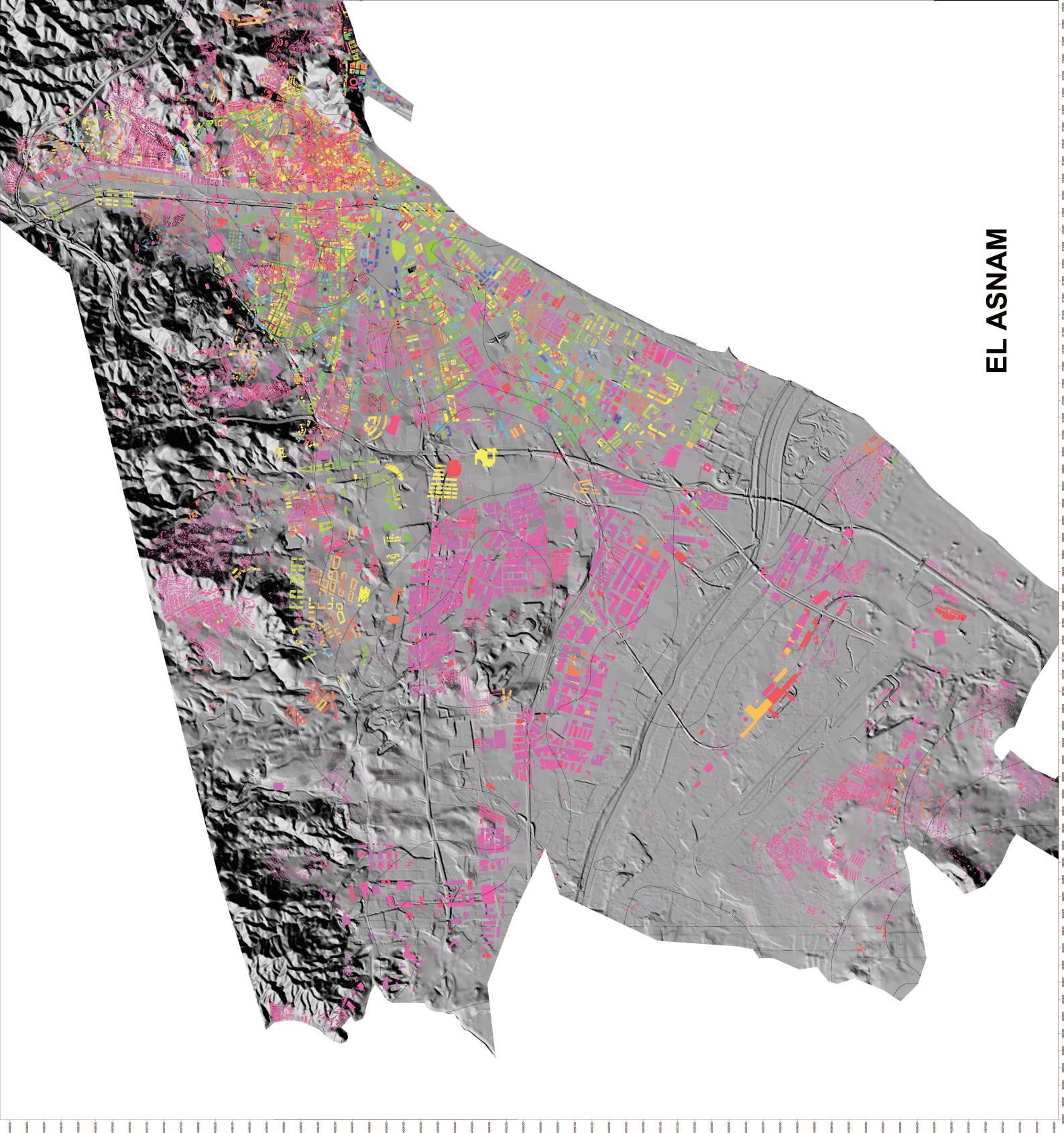
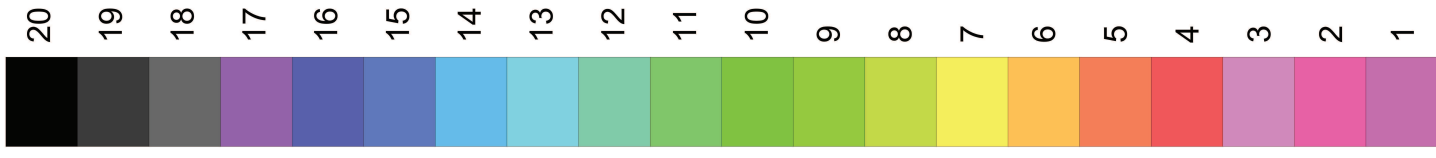
Nº de plantas



ARENAS DEL REY

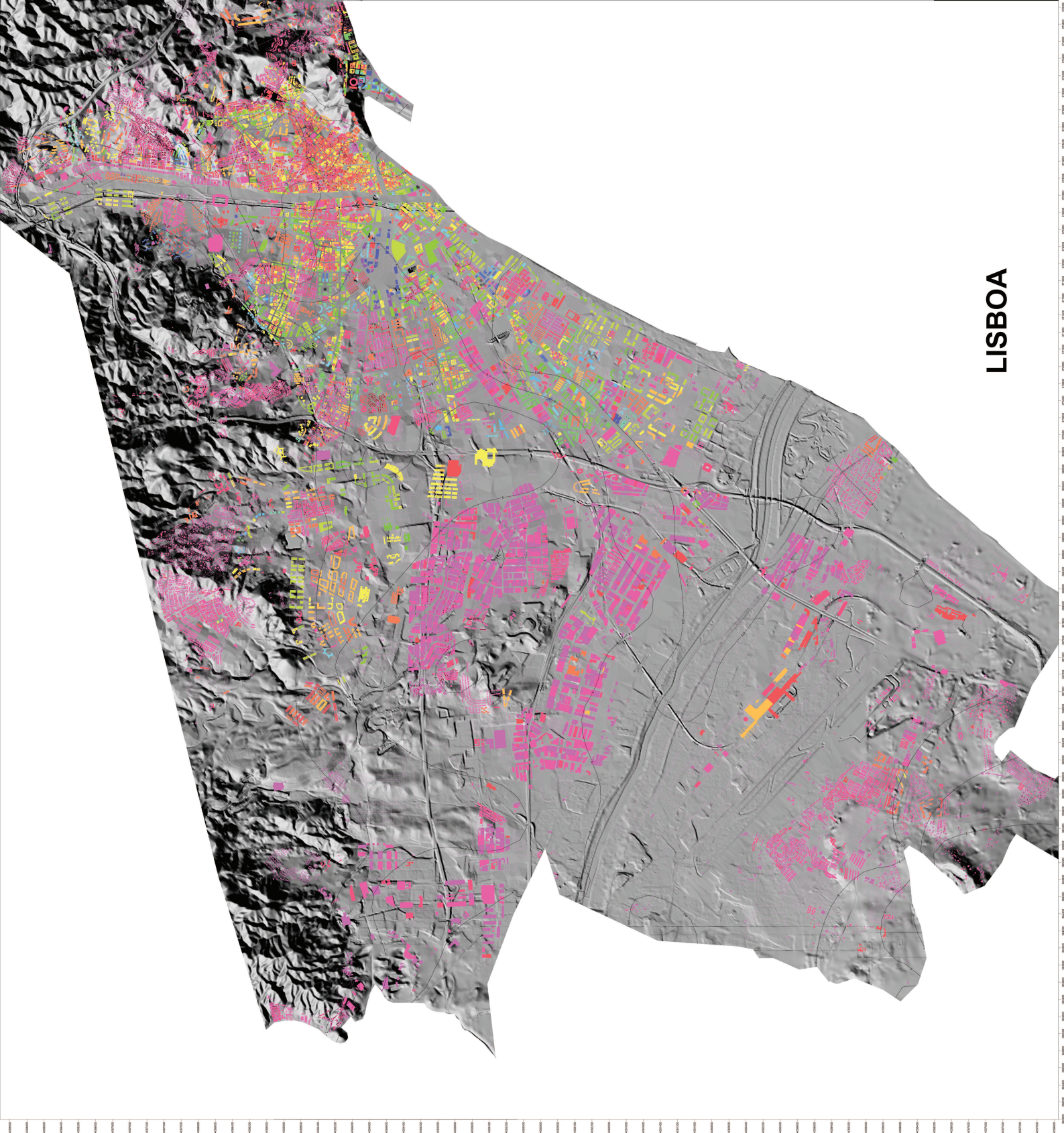
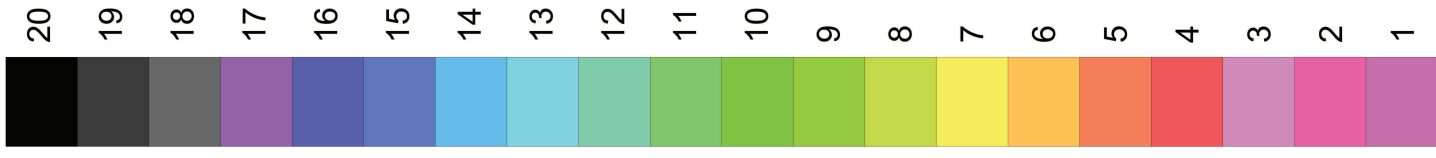


Nº de plantas

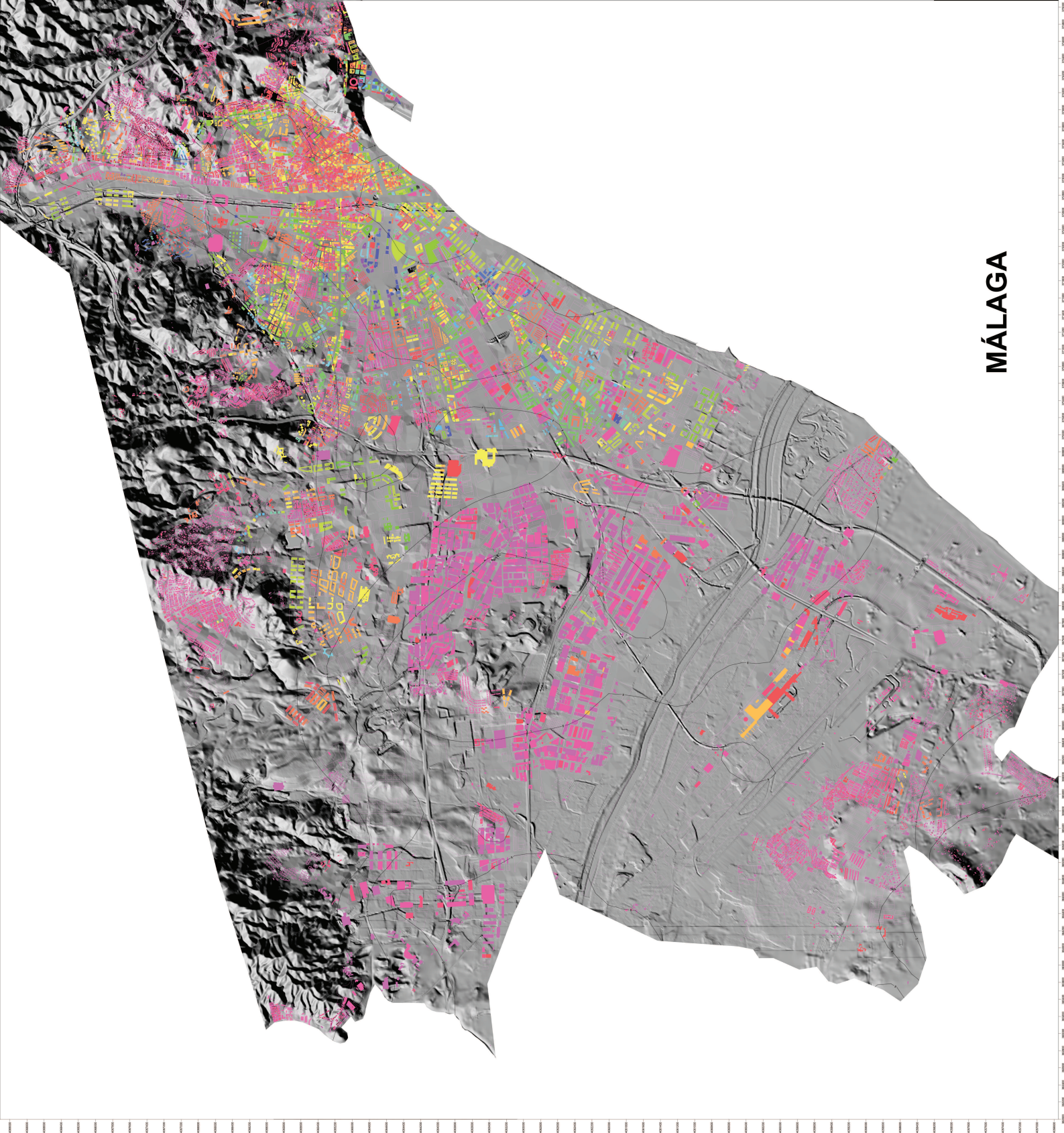
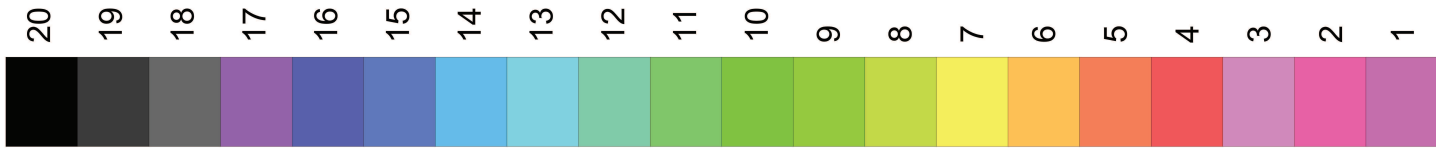


EL ASNAM

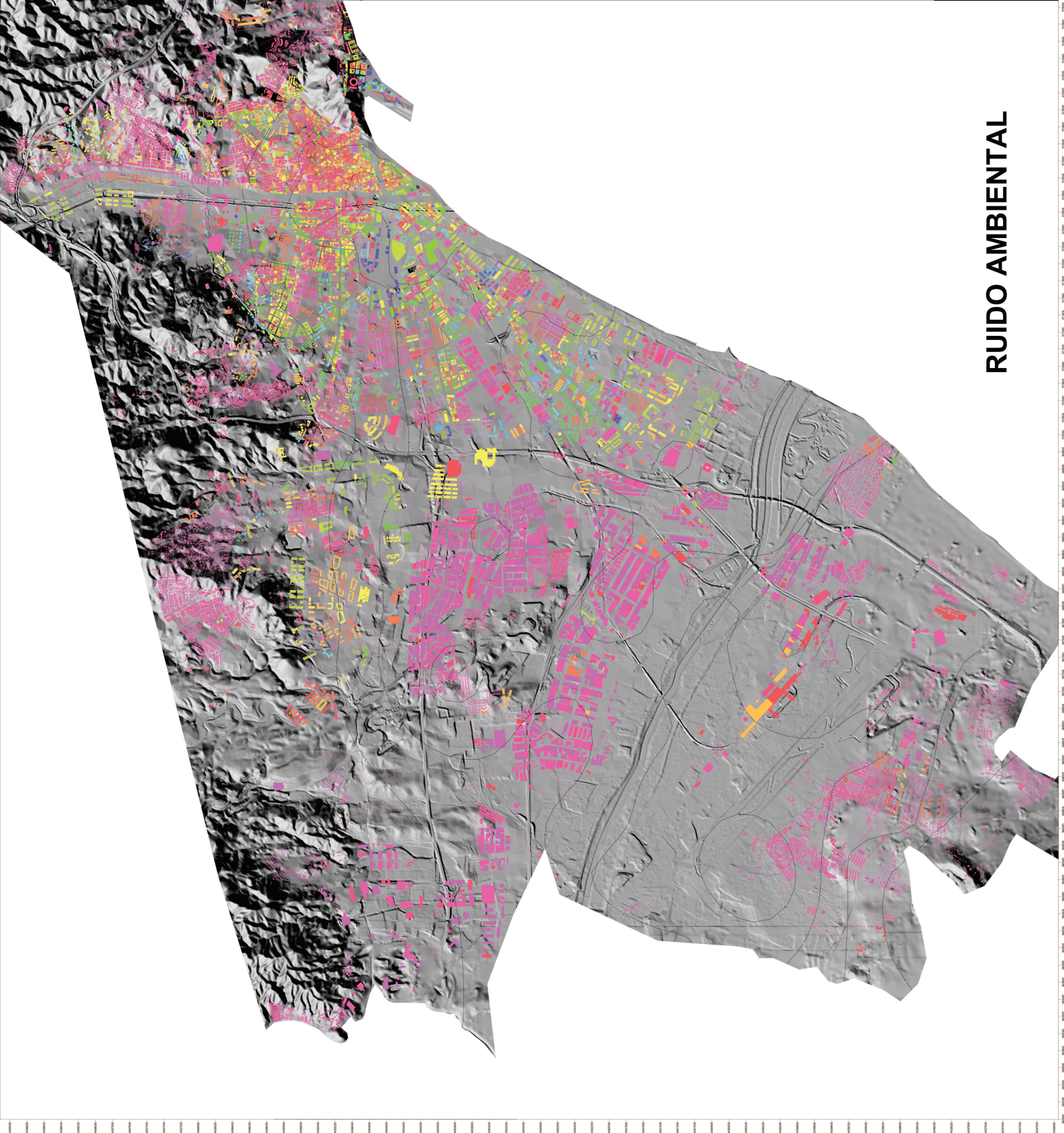
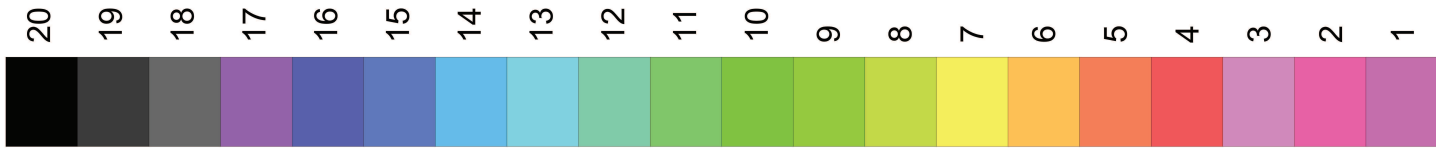
Nº de plantas



**Nº de plantas**

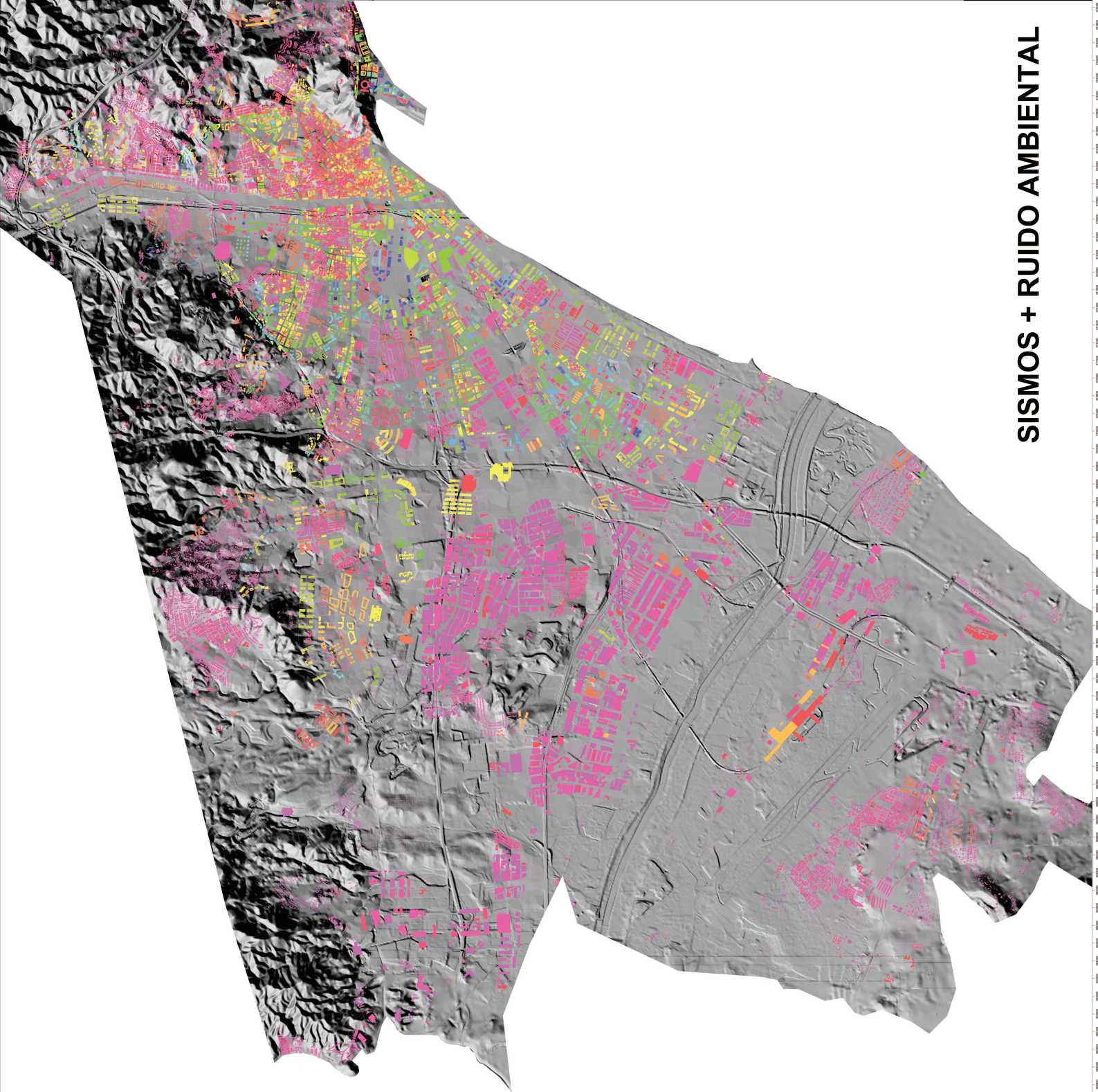
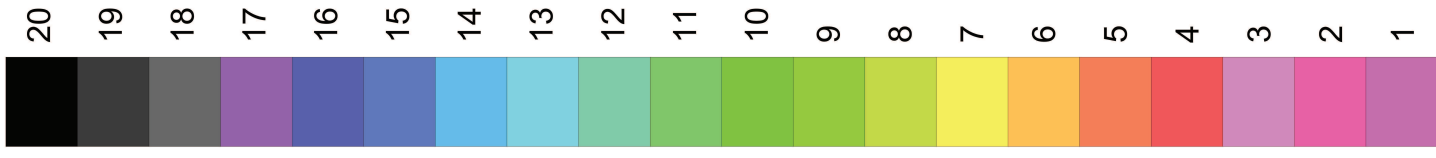


**Nº de plantas**



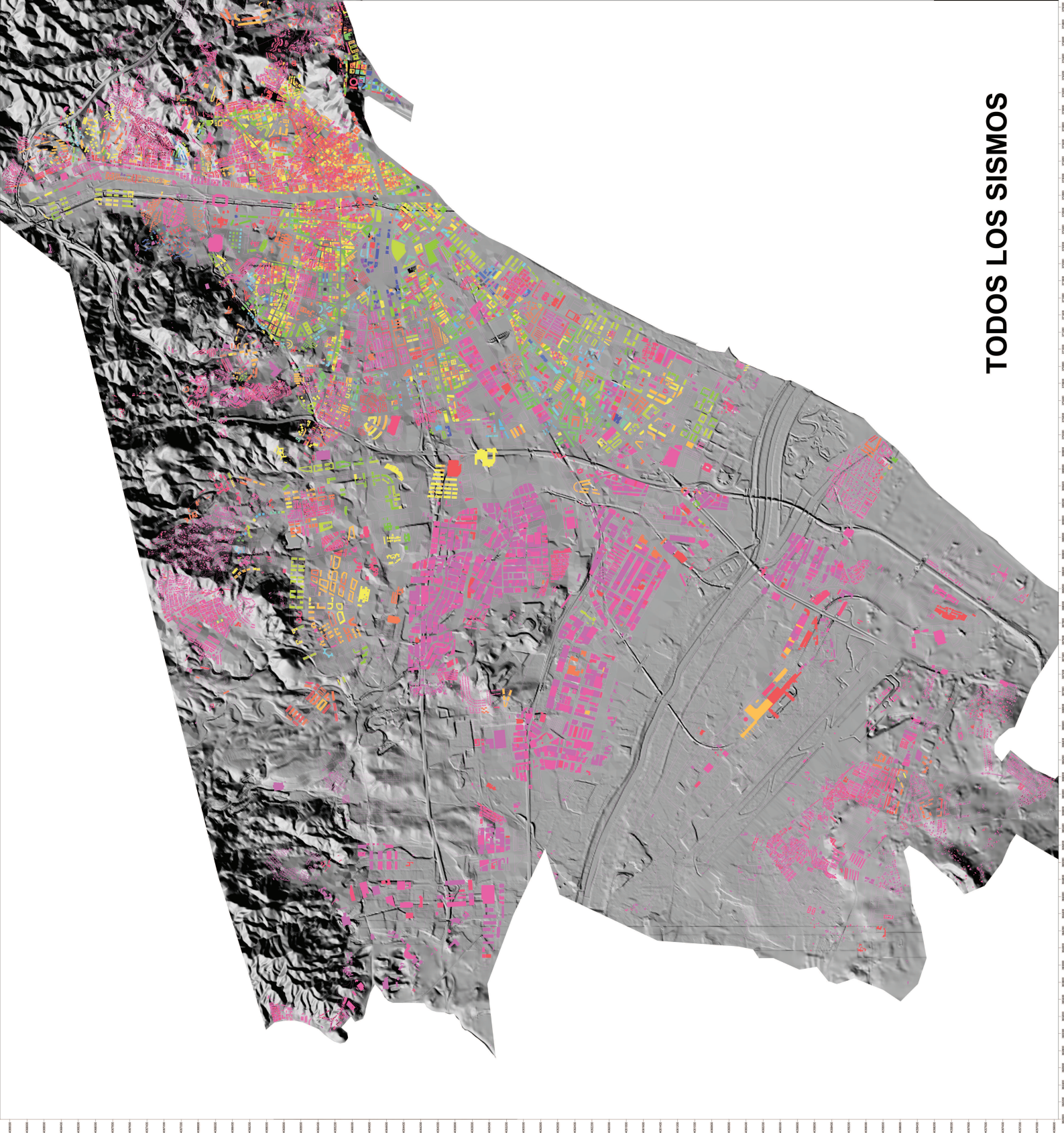
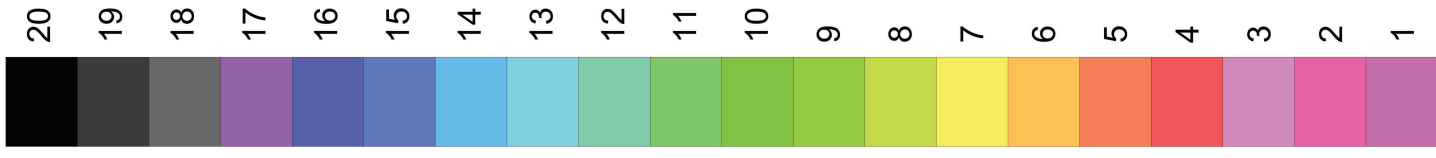
**RUIDO AMBIENTAL**

**Nº de plantas**



**SISMOS + RUIDO AMBIENTAL**

**Nº de plantas**



**TODOS LOS SISMOS**