

1. INTRODUCCIÓN

Con la creación en Andorra del Centre de Recerca en Ciències de la Terra (CRECIT), a principios del año 2001, se inician estudios de riesgo sísmico en Andorra, Principado caracterizado por una geología de valles glaciares cuaternarios, geotecnia y topografía muy particulares. En este marco se ha establecido un convenio de colaboración entre el CRECIT y el Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC) para la ejecución de estudios de riesgo sísmico.

Andorra al ser un país de montaña está expuesto a numerosos riesgos naturales que intervienen tanto en la vida de las personas como sobre las infraestructuras de las poblaciones. El riesgo ante los fenómenos naturales se ha aumentado en los últimos años debido a la fuerte expansión urbanística y de ocupación del suelo en todo el territorio de Andorra. En el momento en que se ocupan las zonas de montaña se ha de ser conscientes de que se puede estar expuesto a los peligros naturales como: aludes, deslizamientos, inundaciones, terremotos, incendios, etc.

Es importante destacar que a pesar de que la sismicidad regional en el pasado es moderada, un sismo de baja magnitud puede ser el detonante de fenómenos naturales como los anotados. Por lo anterior, la microzonificación sísmica debe orientar los planes de ordenamiento urbano y de gestión y uso del suelo. Son por tanto razones que justifican este estudio preliminar, primero a realizarse en su género en el territorio de Andorra.

Los terremotos catastróficos ocurridos en los últimos 20 años (Michoacán en 1985, Loma Prieta en 1989, Kobe en 1995, Turquía en 1999) han puesto de manifiesto que el movimiento del suelo varía, en ocasiones drásticamente, en función de la naturaleza, propiedades mecánicas y topografía del sitio y, consecuentemente, los daños ocasionados también: en el terremoto de Michoacán la aceleración, velocidad y en particular el desplazamiento máximo del suelo fue mucho mayor en otras zonas más alejadas del epicentro que en zonas más cercanas; así Acapulco sufrió menos daños que México D. F. pese a encontrarse casi a 150 km más próximo a la fuente.

Este fenómeno, conocido como efecto de sitio, es difícil de incorporar en las leyes de atenuación regionales dada su complejidad, pero es necesario tenerlo presente en la determinación del riesgo sísmico de una región. La caracterización de este fenómeno en

Andorra es la justificación del presente trabajo, en el que se realiza también un análisis del efecto topográfico y una microzonificación sísmica preliminar con vistas a caracterizar cuantitativamente el comportamiento del suelo en Andorra. Se presenta también un estudio preliminar de los deslizamientos en laderas activados por terremotos.

Los objetivos planteados en este trabajo son:

- a) Caracterizar la respuesta sísmica de los suelos en emplazamientos con características del subsuelo diferentes, así como los efectos debidos a la topografía, aplicando una técnica de modelización unidimensional y un método experimental como el tratamiento de registros de ruido sísmico.
- b) La zona en estudio presenta fuertes pendientes en las que se han observado frecuentemente deslizamientos y caídas de bloques, aunque el detonante principal es la intensidad de lluvia, se ha considerado oportuno iniciar un estudio de la peligrosidad de deslizamientos activados por terremotos.

El desarrollo y resultados de la investigación se presenta en esta memoria en 8 capítulos.

En el primer capítulo se indica la justificación del presente trabajo.

En el capítulo 2, se realiza una descripción geográfica, geológica y sísmica de la zona en estudio.

En el capítulo 3, se describen los diferentes factores que intervienen en el movimiento del suelo, en particular se describen los efectos locales. Además se presenta los métodos de evaluación de los efectos sísmicos locales.

En el capítulo 4, se realiza una recopilación de la información geológica y geotécnica existentes, para la microzonificación sísmica de Andorra.

En el capítulo 5, se estiman los efectos sísmicos locales mediante la aplicación del método experimental de Nakamura y la simulación numérica unidimensional con el programa ProShake.

En el capítulo 6, se realiza una revisión histórica de deslizamientos activados por terremotos y se hace una breve descripción de los métodos con los que se puede evaluar la peligrosidad sísmica debida a terremotos y se aplica preliminarmente a la zona en estudio.

En el capítulo 7, Se anotan las conclusiones y recomendaciones generales resultantes de ésta tesis.

Finalmente en el capítulo 8 se anotan las diferentes referencia consultadas.

2. ANDORRA: ASPECTOS GENERALES

2.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA EN ESTUDIO

Andorra es un pequeño país independiente situado en los pirineos entre Francia y España dentro de las siguientes coordenadas geográficas: 1°24'34" y 1°47'19" de longitud este y 42°25'38" y 42°39'15" de latitud norte; conformado de una combinación de numerosos valles y montañas con una superficie de unos 470 km² y una altitud que oscila entre 840 y 2947 metros sobre el nivel del mar.

Su población es de 65800 habitantes teniendo como capital a Andorra la Vella con 21500 habitantes; el clima es mediterráneo cuya temperatura oscila entre 30° en el verano y -2°C en invierno, la moneda oficial es el Euro y el idioma es el Catalán. La economía está basada en el turismo y el comercio, haciendo variar apreciablemente la población en períodos determinados de todo el año.

En 1960 Andorra tenía 8400 habitantes, pero el comercio y los intercambios han sido cada vez más importantes hasta el punto de que Andorra cuenta con una población que oscila entre los 65800 habitantes residentes y mes tras mes cada año entran unos 9.5 millones de visitantes. El crecimiento explosivo en el fondo del valle entre 1960 y 1980 ha hecho que la población se cuadruplica aumentando los elementos en riesgo.

Para la microzonificación sísmica preliminar se ha seleccionado en una primera etapa, la zona que comprende los núcleos urbanos de Andorra la Vella, Escaldes-Engordany, Santa Coloma y la Margineda. Ver figura 2.1 y 2.2.

2.2. GEOLOGÍA SUPERFICIAL Y SISMICIDAD DE ANDORRA

2.2.1. Geología

Si exceptuamos los depósitos cuaternarios, Andorra está formada exclusivamente por materiales precarboníferos. Estos se pueden dividir en tres grandes grupos: los gneis, los materiales sedimentarios paleozoicos y los granitoides. Todos ellos forman parte de los materiales paleozoicos que afloran en la zona central del Pirineo, en una extensa faja orientada aproximadamente E-O, que se conoce con el nombre de Zona Axial. Estos materiales paleozoicos han experimentado los efectos de la orogenia herciniana, que tuvo lugar durante el Carbonífero y que culminó con la formación de una sierra de plegamiento, erosionada posteriormente durante el paleozoico. Estos materiales tienen una historia geológica más compleja, porque forman parte de un sector de la sierra Herciniana situada en el dominio alpino, es decir deformada posteriormente por la orogenia alpina, que tuvo lugar durante el Terciario. Podemos considerar que Andorra está formada por un conjunto de bloques de rocas antiguas levantadas por movimientos recientes (CRECIT, 2002).

2.2.2. Estructura

Los rasgos más característicos de los materiales precarboníferos de Andorra son la presencia de un clivaje principal y la orientación ESE-ONO de las grandes estructuras.

2.2.2.1. Mesoestructuras

Todos los materiales precarboníferos de Andorra, a excepción de las rocas plutónicas carbonífero-pérmicas, presentan un clivaje muy desarrollado. Muchas veces este clivaje, o foliación, es la estructura que más se ve sobre el terreno, por esto se le suele llamar clivaje principal o regional.

En rocas donde no se reconoce la estratificación, porque son monótonas litológicamente o bien porque derivan de antiguas rocas ígneas, éste clivaje es la estructura de referencia. No hay duda sobre su edad herciniana, ya que este no se ha desarrollado en rocas más modernas. Su formación es sincrónica al metamorfismo regional y está ligada, como mínimo, a un sistema de pliegues de dimensiones muy variables. Además de estos pliegues sincrónicos al clivaje se han reconocido otros, anteriores y que no dan lugar a la formación del clivaje, y posteriores, que lo deforman y que hacen que este clivaje adopte disposiciones diferentes en los diferentes sectores. Estos últimos dan lugar a la formación de otro clivaje que tiene un desarrollo mucho más localizado. Estos sistemas de pliegues son la expresión del carácter polifásico de la deformación herciniana.

Los pliegues anteriores al clivaje son, en general, difíciles de caracterizar, ya que el gran desarrollo del clivaje los enmascara. Se utilizan criterios cartográficos cuando se dispone de buenos niveles guía, o bien microestructuras, a partir de la observación detallada de los afloramientos aislados. En los materiales cambro-ordovícicos situados sobre los gneis del Ospitalet, Eeckhout (1986) describe pliegues preclivaje principal orientados NE-SO vergentes hacia el SE. En los materiales devónicos del sinclinal de Tor y de Llavorsí, y en los materiales cambro-ordovícicos del anticlinal de la Massana y del domo de la Rabassa, los pliegues anteriores al clivaje principal tienen la superficie axial orientada E-O y vergen hacia el noreste (Poblet, 1991). Este mismo autor describe la presencia de otro sistema de pliegues NNE-SSO, anteriores también al clivaje principal, en los materiales devónicos del sinclinal de Llavorsí.

En los materiales cambro-ordovícicos, silúricos y devónicos poco metamórfizados, los pliegues ligados a la formación del clivaje tienen todas las dimensiones, desde milimétricos a kilométricos. Se trata de pliegues vergentes hacia el sur, de cerrados a isoclinales. Sus superficies axiales están orientadas aproximadamente E-O, mientras que los ejes presentan una gran dispersión, predominan las direcciones E-O con buzamiento tanto hacia el este como hacia el oeste. El clivaje principal adopta disposiciones diferentes en los diferentes sectores, a causa de las deformaciones posteriores, pero en general presenta buzamiento hacia el norte de suaves a elevados o subverticales. En la parte sur del macizo del Ospitalet en los materiales de grado metamórfico más elevado, Eeckhout (1986) propone una cronología más compleja. Este autor reconoce una segunda generación de pliegues con buzamiento hacia el sur que dan lugar a un clivaje preservado solo localmente, y una tercera generación que es la responsable de la formación del clivaje regional. Los pliegues de esta tercera generación presentan las superficies axiales con buzamiento suave vergentes hacia el sur, mientras que el clivaje asociado es la mesoestructura más evidente, tanto en los gneis como en el metasedimento superadyacente.

Los pliegues posteriores al clivaje presentan un desarrollo diferente en los distintos sectores. Son escasos en los terrenos poco metamórficos, mientras que son muy abundantes y están bien desarrollados en los terrenos metamórficos. Localmente están asociados a la formación de un clivaje con buzamiento hacia el sur.

2.2.2.2. Macroestructuras

A nivel cartográfico, los materiales precarboníferos de Andorra se pueden agrupar en una serie de unidades estructurales (figura 2.3) que tienen en común su orientación E-O o ENE-OSO: macizos de Aston y del Ospitalet, sinclinal de Tor, anticlinal de la Massana, sinclinal de Llavorsí y domo de la Rabassa. Se trata de domos, antiformes y sinformes de dimensiones kilométricas, limitadas por fallas o por cabalgamientos con la misma orientación. En Andorra afloran sólo partes de estas estructuras, excepto el domo de la Rabassa, que es la única de estas unidades estructurales que aflora exclusivamente en Andorra. Estas se han definido con diversos criterios, según la disposición del clivaje o según la disposición de la estratificación y muchas de estas estructuras han recibido diversas denominaciones. La edad de alguna de estas estructuras es dudosa, así como la de las fallas que las limitan. A partir de la relación con el batolito de Andorra-Montlluís, se ha establecido que algunas estructuras son hercínicas, mientras que otras pueden

tener una edad alpina, o bien se trata de estructuras hercínicas que han tenido un movimiento alpino.

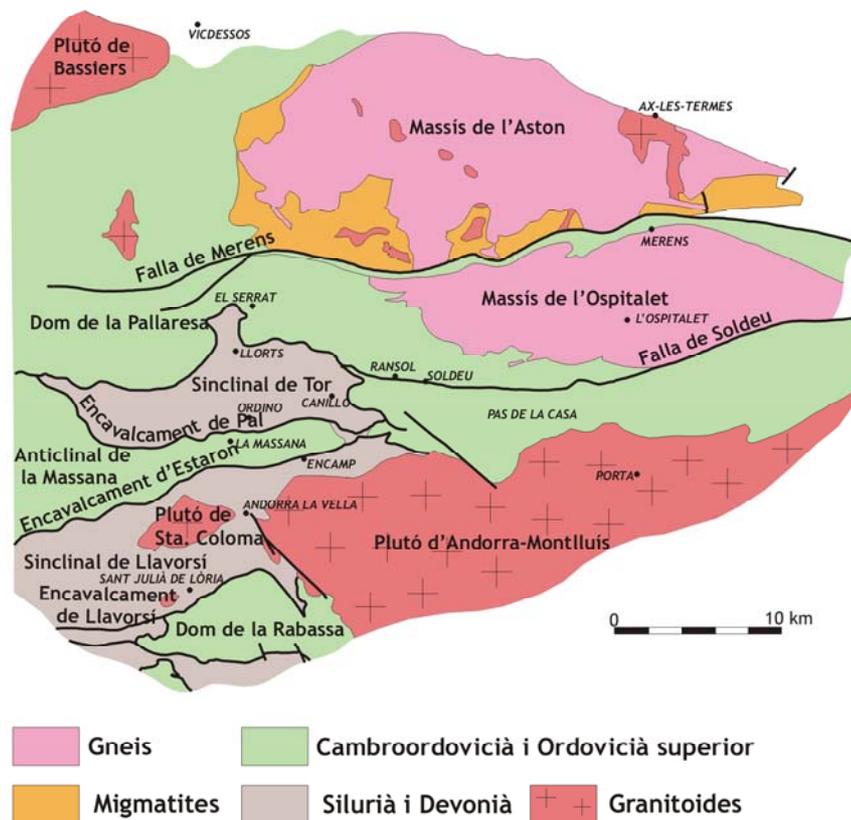


Figura 2.3. Esquema donde están representadas las principales macroestructuras de Andorra. Modificado por Hartevelt (170), Besson et al. (1990) y Poblet(1991). Extraído del Mapa geològic d'Andorra 1:50.000 (CRECIT, 2002)

• **Macizo del Ospitalet**

En el sector septentrional de Andorra afloran los gneis oclares y los materiales cambro-ordovícicos que constituyen el final occidental del macizo del Ospitalet. Este macizo se extiende unos 25 km. en la dirección E-O, desde la cabecera de los valles de Ransol y de Incles, al oeste, hasta el pico Peric al este. Los gneis son las rocas que ocupan una posición estructural más baja de toda la serie. Derivan de antiguos granitos deformados durante la orogenia herciniana, todo y que el origen de estos granitos es objeto de una polémica común al resto de los macizos gneisicos del Pirineo: granitoides intrusivos prehercínicos, ordovícicos, o bien restos de un antiguo zócalo precámbrico. A partir de criterios de campo, Eeckhout (1986) propone que los gneis del Ospitalet deriven de un antiguo zócalo precámbrico, siguiendo la interpretación propuesta por Guitard (1970) para los gneis del macizo del Canigó. Hay que remarcar que los trabajos más recientes realizados en este macizo (Barbey et al., 2001) dan una edad ordovícica. Los materiales cambro-ordovícicos contienen numerosas intercalaciones de areniscas, cuarcitas, microconglomerados y conglomerados, así como mármoles y ampelitas. El límite sur de

este macizo lo constituye la falla de Soldeu, que es la que cabalga dirigida hacia el sur, de edad alpina probablemente, y que separa esta unidad del anticlinal de la Massana y del sinclinal de Tor.

La foliación o clivaje regional en el gneis dibuja un domo alargado en la dirección E-O, asimétrico con el buzamiento más fuerte hacia el sur. Esta es la misma foliación que se reconoce en los metasedimentos cambro-ordovícicos situados por encima de los gneis. En estos materiales el clivaje regional presenta también una disposición en domo, al borde de los gneis, y un buzamiento subvertical a fuerte hacia el sur de los sectores más meridionales. Esta disposición antiformal del clivaje es uno de los temas de controversia: para algunos autores corresponde a una disposición original del clivaje, mientras que por otros se ha adquirido después como resultado de las deformaciones posteriores. En este último caso se tendría que separar el efecto de las deformaciones alpina, posteriores a la formación del clivaje, de los efectos de la deformación alpina, que podría ser responsable de la formación de grandes pliegues que afectan a los materiales prehercinianos.

Al norte del macizo del Ospitalet y separado de este por la falla de Merens, se encuentra el macizo de Aston. Se caracteriza también por la presencia de gneis ocelar debajo de los cuales se sitúan metasedimentos de alto grado metamórfico. En estos materiales el clivaje regional presenta una disposición subhorizontal y hacia el norte incrementa su buzamiento.

- **La falla de Merens**

El macizo del Ospitalet está separado del macizo de Aston por la falla de Merens (Zwart, 1965), que es una banda milonítica que se puede seguir de forma continua a lo largo de 70 km, desde el final oriental del sinclinal de Vilafranca, hasta pocos kilómetros al oeste de los macizos de Aston y de Ospitalet. En Andorra la falla se divide en dos bandas miloníticas principales, que desde el puerto de Banyell se dirige hacia el puerto de Rat y el pico de Cataperdis. La amplitud de estas bandas varía entre 200 y 500 metros, y en su interior las rocas experimentan una intensa deformación y adquieren una foliación milonítica con una dirección E-O y buzamiento hacia el norte superior a 50° (Alías y Cirés, 1992). La falla tiene un desplazamiento inverso con un pequeña componente de desplazamiento diestro (Zwart, 1965, Carreras y Cirés, 1986) que origina el desplazamiento de las isogradas del metamorfismo regional a lado y lado de la falla. Este desplazamiento disminuye hacia el oeste de Andorra a medida que la falla desaparece. Según Carreras y Cirés (1986) se trata de una estructura herciniana aunque no se excluye un movimiento, muy pequeño, durante la deformación alpina.

- **Sinclinal de Tor**

El sinclinal de Tor está constituido por materiales silúricos y devónicos, tiene una forma alargada en dirección E-O y se extiende unos 20 km. entre el valle de Tor, al oeste, y el valle de Orient, al este. El desarrollo de los materiales silúricos en la parte norte de la estructura, al norte de Llorts, da lugar a una figura cartográfica en forma de seta. Por el sur está el contacto con los materiales cambro-ordovícicos mediante el cabalgamiento de Pal.

Esta unidad muestra aparentemente una disposición sinclinal y sinformal, pero su estructura interna es el resultado de la interferencia entre un pliegue preclivaje principal, vergente hacia el norte, y un pliegue de la fase principal vergente hacia el sur. Según Poblet (1991), el sinclinal es un fragmento de un flanco normal de dimensiones kilométricas de un pliegue de la fase preclivaje principal, con una superficie axial E-O, deformado por pliegues hectométricos, de superficie axial y ejes también de dirección E-O. En las etapas finales de la fase principal se desarrollaría el cabalgamiento de Pal. Ejemplos de esta interferencia, a escala más pequeña, se pueden observar en los alrededores de Canillo, en los materiales devónicos del Roc del Quer. El clivaje principal es subvertical o con fuerte buzamiento hacia el norte, con una disposición muy regular, como resultado se han desarrollado pocos pliegues tardíos en esta zona.

- **Anticlinal de la Massana**

El anticlinal de la Massana es una unidad con una estructura aparente antiformal y anticlinal, formada por materiales cambro-ordovícicos y silúricos. Inicialmente fue definida por los autores holandeses (Zwart, 1965) y posteriormente se ha considerado que es la terminación oriental de una unidad de grandes dimensiones llamada anticlinal de la Massana-Ribera de Cardós (Poblet, 1991). Es una estructura alargada en la dirección E-O que se extiende a lo largo de 50 Km., entre el río Valira de Oriente al este y el río Bonaigua al oeste. Su anchura es del orden de 8 Km. Al sur y al norte está limitada por dos cabalgamientos con buzamiento hacia el norte y desplazamiento hacia el sur. Al sur, el cabalgamiento de Estaron lo sitúa en contacto con el sinclinal de Llavorsí, mientras que al norte el cabalgamiento de Pal coloca los materiales silúrico-devónicos del sinclinal de Tor por encima del anticlinal de la Massana. Al oeste de Andorra está en contacto con el domo de la Pallaresa mediante la falla de Soldeu y su límite este se puede situar en la conjunción de los sinclinales de Llavorsí y de Tor, en los alrededores del pico de Encampadana.

En esta unidad el clivaje principal es subvertical. Las lineaciones de intersección entre el clivaje y la estratificación presenta una gran dispersión como resultado de la presencia de los pliegues anteriores al clivaje. Como es el caso del sinclinal de Tor, la estructura interna de esta unidad resulta de la interferencia entre un pliegue preclivaje principal, vergente hacia el norte, y un pliegue de la fase principal vergente hacia el sur. Los materiales cambroordovícicos presentan una fábrica magnética muy bien definida, caracterizada por una foliación magnética que coincide con el clivaje principal y una lineación magnética paralela a la lineación de estiramiento oblicua a los pliegues sinclinales principales (Casas et al., 1998).

- **Sinclinal de Llavorsí**

Se conoce con el nombre de sinclinal de Llavorsí a la estructura sinformal constituida por materiales silúricos y devónicos que se extiende unos 40 km. en dirección E-O, entre el macizo de la Maladeta al oeste, y el batolito de Andorra- Montlluís al este. En la zona central se hace más estrecha y en los dos extremos se hace más ancha. El buzamiento del flanco sur, en la zona central, es de unos 30° y en el flanco norte de unos 50°. Por el sur esta limitado por el cabalgamiento de Llavorsí, que lo sitúa por encima de los materiales cambro-ordovícicos y ordovícicos superiores del domo de Orri. Al norte el cabalgamiento de Estaron lo pone en contacto con el domo de la Pallaresa o con el anticlinal de la Massana. En Andorra aflora solo el sector más oriental de esta

estructura, donde se divide en dos ramas que rodean, por el norte y por el sur, el domo de la Rabassa.

Las características estructurales son muy parecidas a las del sinclinal de Tor o del anticlinal de la Massana: superposición de pliegues preclivaje y sinclivaje principal, dispersión de los ejes de los pliegues sinclivaje principal, el clivaje principal es la mesoestructura dominante y orientación E-O de las estructuras de deformación. Su estructura interna es más compleja por la presencia de fajas alargadas de materiales silúricos en medio de los materiales devónicos de la formación de Civís, en la parte central y oriental del sinclinal. En Andorra afloran las terminaciones orientales de algunas de estas fajas, entre Sta. Coloma y Bixessarri, entre Aixovall y Civís o en los alrededores de Fontaneda. Para Poblet (1987) y Casas y Poblet (1989) estas estructuras son el resultado de cabalgamientos posteriores a la fase principal que ponen en contacto términos de la serie estratigráfica inicialmente alejados.

- ***El Domo de la Rabassa***

El domo de la Rabassa corresponde a un anticlinal antiformal alargado en dirección OSO-ENE. Está formado por materiales cambro-ordovícicos y ordovícicos superiores, se extiende alrededor de unos 15 km. entre Argolell, al oeste, y el Camp de Claror al este y tiene una anchura de unos 5 Km. en el sector central.

Según Hartevelt (1970) y Bou (1988) es un pliegue asimétrico. El flanco norte buza entre 20° y 40° hacia el NNO y el flanco sur es subvertical o tiene un buzamiento girado hacia el norte. Para Poblet (1991) esta estructura es el resultado de una interferencia entre un pliegue preclivaje principal, vergente hacia el norte, y un pliegue sinclivaje vergente hacia el sur.

Por el norte está en contacto con los materiales devónicos del sinclinal de Llavorsí mediante el cabalgamiento de Llavorsí, y por el sur la falla de Arcavell lo sitúa por encima de los materiales de la rama sur del sinclinal de Llavorsí. Al este queda cortado por las fallas de Claror y por el granito de Andorra-Montlluís.

2.2.3. Historia geológica

Los materiales más antiguos de Andorra son los que forman la parte inferior de la serie cambro-ordovícica de Andorra. Su edad es desconocida, pero algunos autores la atribuyen al Precámbrico superior. El resto de los materiales cambro-ordovícicos no se han caracterizado bioestratigráficamente. Su edad seguramente está comprendida entre el cámbrico y el ordovícico, y se habrían sedimentado en un ambiente marino de poca profundidad con aportaciones terrígenas importantes y con influencia volcánica, sobre todo en la parte baja de la serie.

Los gneis blancos y los gneis ocelares son las otras litologías de edad incierta, pero en cualquier caso representan también los términos más antiguos de la sucesión preherciniana. Las dataciones obtenidas en los macizos vecinos de Aston y del Canigó confirman que el granito precursor de los gneis habría intruido durante el ordovícico

Andorra: aspectos generales

superior en los materiales cambroordovicianos, y posteriormente se habría deformado durante la orogenia herciniana.

Los materiales del ordovícico superior tienen un significado geológico relevante. En primer lugar, señalan un cambio importante en las condiciones paleoambientales, pasando de una sedimentación marina rítmica relativamente monótona a un episodio continental detrítico. En segundo lugar, en estos materiales sí localizamos los primeros restos fósiles de los materiales paleozoicos. A grandes rasgos constituyen un paquete granocreciente de conglomerados, microconglomerados, areniscas y pelitas que contienen los primeros restos de macrofauna del Pirineo (braquiópodos, moluscos, corales, crinoideos, trilobites, etc.). En último lugar, tienen un significado regional importante, ya que diversos autores consideran que son discordantes por encima de los materiales cambro-ordovícicos que se sitúan por debajo. Esto indicaría la existencia de un acontecimiento deformativo prehercinico (calediniano?) en esta área, hasta el momento mal caracterizado, pero que se tendría que relacionar con un episodio magmático importante si, como parece, se confirma la edad ordovícica de los granitos que originan los gneis ocelares.

Durante el silúrico la sedimentación se da en un ambiente restringido, una plataforma euxínica, que pasa a ambientes marinos, aunque de poca profundidad, durante el devónico. En Andorra los materiales del devónico medio son los materiales paleozoicos más modernos reconocidos.

Todo este conjunto de materiales es deformado durante la orogenia herciniana que tiene lugar durante el carbonífero superior. Los primeros niveles discordantes tienen una edad estefaniana y los materiales carboníferos en facies flysch, que no afloran en Andorra pero que si lo hacen en áreas cercanas a la Cerdeña, tienen una edad viseana. Estos materiales se relacionan con los primeros movimientos tectónicos, que originan la emersión de los materiales devónicos y la formación de surcos turbidíticos al pie de la sierra que se empieza a formar. Esto indicaría que la deformación herciniana tendría una duración de unas decenas de millones de años, entre el viseà y el westfalià.

Esta deformación viene acompañada por un metamorfismo regional y por la intrusión de diversos cuerpos graníticos. A partir de las relaciones con las estructuras de deformación, se puede establecer que el metamorfismo se desarrollaría sincrónicamente al episodio deformativo principal, mientras que los granitos, teniendo carácter sincinemático, serían un poco posteriores. Esto queda confirmado también por las edades radiométricas, que datan en 325-315 Ma el metamorfismo (Majoer, 1988) y en 305 Ma la intrusión de la granodiorita de Andorra-Montlluis (Romer y Soler, 1995). Estas dataciones confirman la edad westfaliana del episodio deformativo principal. Hay que considerar, que para toda la sierra la deformación tiene un carácter diacrónico. Así, en la montaña Negra, los flysch tienen edades más antiguas y en el Pirineo central más modernos, cosa que indica que la deformación, en esta rama del orogeno migraría hacia el SW.

En Andorra no afloran materiales modernos, excepto los depósitos cuaternarios, y por tanto su evolución en los tiempos posteriores se deduce del estudio de zonas cercanas donde están presentes materiales posthercinianos.

Durante los tiempos tardihercínicos tiene lugar el desmantelamiento de la sierra acabada de formar, en parte por erosión y en parte a causa del colapso orogénico. Este tiempo abarca desde final de la fase deformativa hercínica principal, hasta el arrasamiento de la sierra con la formación de una penillanura encima de la cual se instalan los primeros depósitos triásicos discordantes. Este periodo, entre el estefaniano superior y la base del Triásico inferior, tiene una duración aproximada de unos 60 Ma. Durante este tiempo se desarrolla un importante volcanismo, con un carácter que evoluciona desde calcoalcalino hasta alcalino. Los materiales tardihercínicos más cercanos a Andorra, que afloran en Cerc, al sur de la Seu d'Urgell, en la carretera a Ortedó, son buenos testigos de esta actividad volcánica. Se trata de brechas y conglomerados, pero sobre todo de ignimbritas y de lavas andesíticas del Estefanía superior, discordantes encima del material del Ordovícico superior.

Los materiales continentales en facies Buntsandstein del triásico inferior se disponen por encima de los anteriores y forman la base de la serie mesozoica y cenozoica expuesta en los peñascales de la sierra del Cadí. Se trata de una serie reducida, que comprende materiales del triásico, del cretácico superior y del paleógeno. Por lo que hace a la deformación alpina, es difícil establecer los efectos que produce en los materiales andorranos, atendiendo a la falta de materiales posthercínicos, y también por el hecho que los materiales prehercínicos han estado intensamente deformados por la orogenia hercínica previa. A partir de observaciones regionales y de la interpretación del perfil de sísmica profunda ECORS, realizado en la transversal de la Noguera Pallaresa (Muñoz, 1992), se puede establecer que los materiales paleozoicos de Andorra se han desplazado un mínimo de unos 20 kilómetros hacia el sur durante el eoceno y el oligoceno. El responsable de este desplazamiento es el cabalgamiento de Rialb, situado a poca profundidad de la transversal del río Segre y que aflora más al oeste, en el valle de la Noguera Pallaresa. Al mismo tiempo, se producirá la reactivación de algunas fallas anteriores, como la falla de Merens, o bien la formación de fallas con desplazamiento mucho menor hacia el sur, como es el caso de la falla de Soldeu.

Asociado a su desplazamiento hacia el sur, los materiales paleozoicos de Andorra experimentan un levantamiento importante, ya que están afectados también por desplazamientos de láminas de cabalgamiento inferior. Este relieve empieza a ser erosionado desde el momento de su formación, en el eoceno, pero especialmente lo fue durante el oligoceno y el Mioceno inferior. Esto genera, por una parte, la formación de superficies de erosión encima de los materiales paleozoicos levantados, y por otra, la sedimentación de 2 a 3 kilómetros de conglomerados encima de los materiales de la parte sur. A diferencia de lo que sucede en la sierra hercínica, el Pirineo no ha quedado totalmente arrasado, sino que mantiene todavía relieves importantes. Hay que atribuir esto al hecho que desde los últimos 6 Ma (es decir desde el Mioceno superior-plioceno hasta la actualidad), se produce una reexcavación del pirineo, que ha producido, por ejemplo, la erosión de los conglomerados oligocenos que cubrían buena parte. Esta reexcavación es el resultado de la obertura de la cuenca del Ebro otra vez al mar, durante el mioceno superior, y de la bajada de los niveles de base de los ríos que esto comporta, y que esta favorecida, además, por el levantamiento de la sierra como resultado de un reequilibramiento isostático. Los principales ríos actuales se habrían formado durante esta reexcavación, siguiendo el trazado de los primitivos cursos oligocenos.

Este relieve fue retrabajado durante las glaciaciones pleistocenas, en que los glaciares se instalaron sobre los valles fluviales preexistentes, de manera que se modelaron los circos glaciares en la cabeceras y excavaron en forma de cono los valles. Como resumen, el relieve de Andorra está formado por rocas antiguas, que han estado modeladas por procesos erosivos modernos como un resultado del levantamiento durante la deformación alpina y retocadas por los glaciares cuaternarios.

Recientemente se ha publicado una nueva versión del mapa geológico a escala 1:50000 en formato digital (CRECIT, 2002). Es un mapa de síntesis que aglutina toda la información existente hasta el momento del Principado. Se ha elaborado a partir de las cartografías geológicas preexistentes, y se ha incorporado información geológica extraída de otros trabajos.

2.2.4. Zona de estudio (Cubeta de Andorra la Vella – Escaldes)

Los materiales que encontramos en la zona de estudio (ver figura 2.4) son: Pizarras y calizas negras (silúrico), alternancia de calizas y pizarras marrones de la formación Rueda (devónico inferior), Calizas masivas de la formación Castanesa (devónico inferior), Margocalizas y pizarras multicolores de la formación Griotte de Manyanet (devónico), pizarras grises con intercalaciones finas de calizas y areniscas de la formación de Civís (devónico), granodioritas con biotita.

A continuación se realiza una breve descripción de los materiales que se encuentran en la cubeta:

Pizarras y calizas negras (silúrico), constan de dos partes: un nivel basal formado por pizarras ampelíticas con un elevado contenido en materia orgánica y un paquete superior donde alternan bandas de calizas con las pizarras descritas. Las pizarras ampelíticas son de color gris oscuro a negro con pasadas métricas de pizarras gris claro, acostumbran a ser muy débiles y tiñen los dedos. A veces contienen abundantes paquetes de mica incolora de tamaño de arena fina y cristales de pirita de dimensiones milimétricas. La naturaleza del conjunto de los materiales del siluriano inferior favorece el desarrollo de relieves deprimidos. La parte alta del siluriano se diferencia del tramo inferior por la presencia de tramos de calizas mudstone y calizas margosas de color gris oscuro a negro.

Alternancia de calizas y pizarras marrones de la formación Rueda (devónico inferior), compuesta por alternancias milimétricas a decimétricas (esporádicamente métricas), de pizarras, caliza margosas y calizas de textura mudstone-wackestone y en algún caso packstone. En general las capas son tabulares. Las calizas y a veces las pizarras contienen restos de crinoideos y ortocerátidos que en algunas capas pueden ser muy abundantes.

Calizas masivas de la formación Castanesa (devónico inferior), constituida por calizas mudstone a packstone y pueden presentar intercalaciones margosas. En muestra fresca son de color gris oscuro en la base y más claro hacia el techo, mientras que en superficie tienen colores grises, marrones, blanquecinos y rojizos. Son calizas masivas o bien estratificadas en bancos centimétricos de hasta unos 40 cm como máximo de potencia.

Como estructuras sedimentarias se han identificado laminaciones ripple y plano paralelas. La formación Castanesa descansa de forma concordante sobre la formación Rueda. Esta formación es un buen nivel guía para la cartografía y forma relieves que destacan en el paisaje. Presenta restos de crinoideos.

Margocalizas y pizarras multicolores de la formación Griotte de Manyanet (devónico), esta formada por alternancias centimétricas a milimétricas de pizarras, margocalizas y calizas mudstone. Muchas veces los niveles calizos presentan un aspecto azucarado, causado por un cierto contenido en dolomía o bien por la recristalización de la matriz ligada a procesos metamórficos. En general son rocas multicolores (verde, marrón, lila y gris las pizarras y blanco, amarillo, ocre, rosa, ámbar, verde, gris y marrón las calizas), de forma que a veces las coloraciones se encuentran distribuidas en forma de manchas alargadas. Su potencia esta entre los 135 y 145 metros.

Pizarras grises con intercalaciones finas de calizas y areniscas de la formación de Civís (devónico), serie formada por tramos de pizarras limosas de color gris, en las cuales es difícil reconocer la estratificación, y en algunos casos se parecen a las pizarras del silúrico si no fuera porque las pizarras de la formación de Civís siempre son muy compactas. Contienen abundantes láminas de mica incolora. Reposan concordantemente sobre las formaciones infrayacentes.

Granodioritas con biotita, es una roca leucocrática, de grano medio y muy homogénea. Presenta textura granular y está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como mineral máfico. Como minerales accesorios tiene circón, apatito y minerales opacos.

Casi todos los materiales descritos presentan un metamorfismo de contacto provocado por el batolito de Andorra- Montlluís. Alrededor de éste se origina una aureola de metamorfismo de contacto de un kilómetro de ancho, que localmente puede ser menor a causa de las fallas que la desplazan. Las rocas pelíticas del Cambroordovícico, Ordovícico superior y las de la formación de Civís del Devoniano que limitan el batolito, muestran una zonación litológica de acuerdo con el incremento de temperatura: cerca del contacto entre las granodioritas se encuentran las cornubianitas moteadas, y hacia la periferia, pizarras y filitas moteadas. Las cornubianitas son muy masivas, presentan una fina laminación y están constituidas por porfiroblastos de cordierita, y raramente de andalucita, incluidos en una matriz de grano fino, rica en biotita, cuarzo, moscovita y plagioclasa.

Los materiales del silúrico que forman parte de la aureola son pizarras y filitas moteadas, de color muy oscuro, con una foliación y porfiroblastos milimétricos.

Como depósitos cuaternarios en esta zona hay deslizamientos, sedimentos fluvio-torrenciales, coluviones y sedimentos glaciares.

Sedimentos glaciares, son todos los depósitos relacionados con la sedimentación de los glaciares cuaternarios, constituidos principalmente por tills (tanto subglacial como supraglacial). Los tills son sedimentos detríticos constituidos fundamentalmente por cantos y bloques incluidos en una matriz que puede variar de lutítica a arenosa. Fundamentalmente se encuentran en las laderas y en los fondos de los circos glaciares y

Andorra: aspectos generales

de los valles. En las cabeceras, los depósitos glaciares constituidos principalmente por acumulaciones de bloques presentan morfologías de morrenas. La edad de estos sedimentos glaciares se considera atribuible al Pleistoceno superior.

Coluviones, son depósitos generados por la dinámica postglacial y actual de las laderas, están constituidas fundamentalmente por acumulaciones detríticas. Se trata de formaciones acumuladas por diferentes tipos de movimientos de masa: principalmente canchales formados por desprendimientos y depósitos de deslizamientos superficiales.

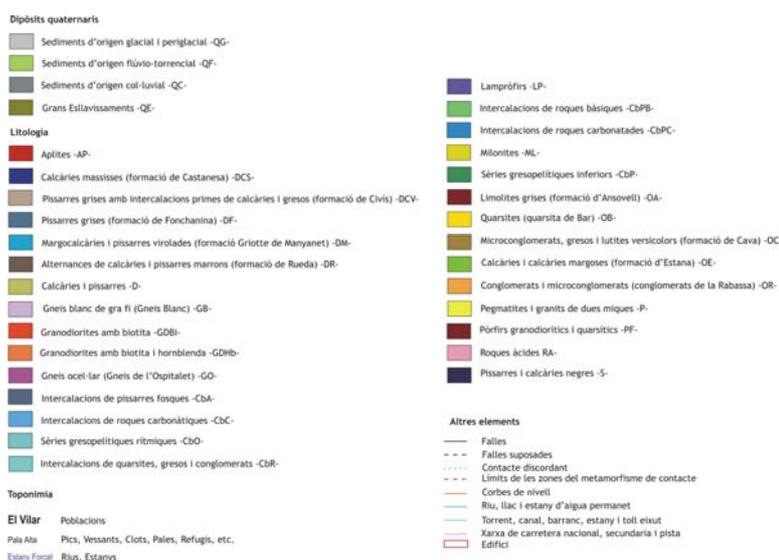
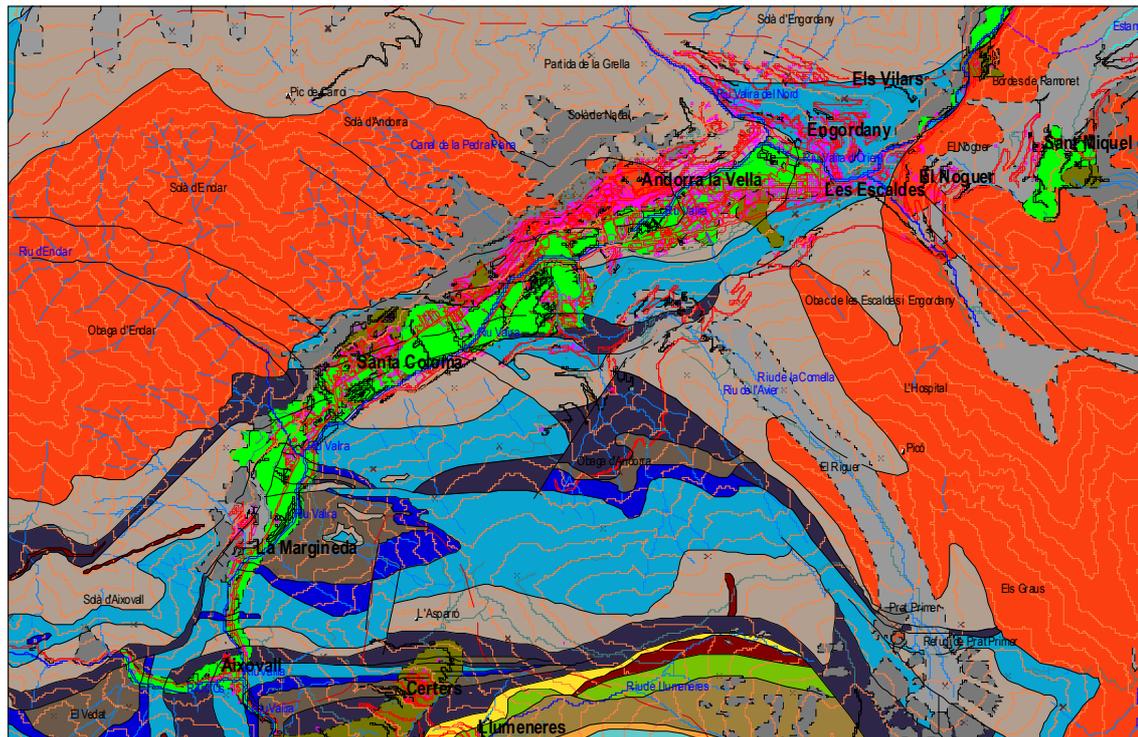


Figura 2.4.. Mapa geològic de la cubeta de Andorra la Vella- Escaldes (con su leyenda). Extraído del Mapa geològic de Andorra escala 1:50.000 (CRECIT, 2002).

Grandes deslizamientos, están formados por depósitos coluviales generados a partir de movimientos de masa de grandes dimensiones, algunos de ellos todavía activos. La gran mayoría corresponden a deslizamientos complejos que configuran grandes coladas de tierra. No hay una datación precisa de estos depósitos pero según cada caso, su edad se puede situar desde la etapa de la deglaciación de la última glaciación hasta la actualidad.

Sedimentos fluvio-torrenciales, corresponden a todos aquellos depósitos de origen aluvial constituidos por limos, arenas, gravas, clastos clasificados que tapizan el fondo del valle. También se incluyen las acumulaciones detríticas que constituyen los conos de deyección de los torrentes, los cuales tienen su origen, tanto en corrientes de derrubios, como en la propia dinámica hidrológica de los torrentes. Aunque son activos en la actualidad su edad es postglacial.

2.2.5. Sismicidad de Andorra

Andorra es un país situado en la serranía Pirinéica en donde, en su parte occidental, se concentra la mayor actividad sísmica de la mitad oriental de los Pirineos principalmente en el batolito de la Maladeta y que históricamente se puede calificar como moderada, es decir, que el intervalo de tiempo que transcurre entre un sismo de gran magnitud y el siguiente es considerable. Sin embargo para el estudio de la sismicidad de una región no sólo se consideran aquellos sismos ubicados dentro de las fronteras sino aquellos más fuertes que se producen fuera, y que también pueden ser los detonantes de diferentes fenómenos naturales.

En el año 1373 tuvo lugar un sismo destructor en una amplia zona de la Ribagorça con una intensidad epicentral entre VIII y IX (Olivera et al., 1994a). En 1427 y 1428 tuvo lugar en el Pirineo oriental una serie sísmica con intensidades máximas entre VIII y IX (Olivera et al., 1994) que afectó a las comarcas de la Selva, el Ripolles y la Garrotxa.

El terremoto de 1428 es uno de los mayores eventos sísmicos que ha sacudido a la región con la destrucción de pueblos, castillos, iglesias, etc. y más de 800 víctimas (Banda y Correig, 1984). En el Pirineo Central, en el año de 1923 tuvo lugar un sismo de magnitud 5.6 que causó daños en el valle de Aran y se percibió en Andorra con una intensidad de V (Susagna et al., 1994).

En Andorra tuvo lugar en el año de 1970 una crisis sísmica importante el 14 y 16 de marzo y el 5 de abril (tabla 2.1), con intensidades epicentrales de V-VI (Susagna et al., 1999). De la sismicidad instrumental de los últimos 16 años se han localizado en Andorra y en sus alrededores unos 40 sismos de magnitudes comprendidas entre 2 y 3.4 (Boletines sismológicos, SGC-ICC, 1984-2000).

Andorra: aspectos generales

FECHA	HORA	INTENSIDAD EPICENTRAL	REGIÓN
10-03-1967	00:00	III	Les Escaldes
13-03-1970	23:15	IV	Andorra (Serie Sísmica)
14-03-1970	00:09		Andorra
14-03-1970	00:32		Andorra
14-03-1970	08:46		Andorra
14-03-1970	15:48	V – VI	Andorra
15-03-1970	09:45		Andorra
16-03-1970	06:26	V – VI	Andorra
16-03-1970	06:53		Andorra
18-03-1970	02:47		Andorra
05-04-1970	06:49	V – VI	La Tor de Querol
20-08-1970	01:18	IV	Andorra
04-09-1971	15:11	IV	Andorra

Tabla2.1 Sismos percibidos por la población de Andorra.(Susagna et al., 1999).

3. ESTUDIO DEL MOVIMIENTO DEL SUELO: ESTADO DEL ARTE

3.1. FACTORES QUE INTERVIENEN EN EL MOVIMIENTO DEL SUELO

El movimiento del suelo registrado en un punto es el resultado de la combinación de tres factores: proceso de ruptura en la fuente, propagación de las ondas a través del medio y efecto del suelo en el emplazamiento. (ver figura 3.1).

3.1.1. Influencia de la fuente

Para explicar el efecto de la fuente en el movimiento observado en superficie, hay que recurrir a los distintos modelos de simulación del proceso de ruptura propuestos en la literatura. Dichos modelos facilitan la comprensión del mecanismo de generación de ondas sísmicas en el foco y requieren la estimación de determinados parámetros representativos de lo que se entiende como término fuente.

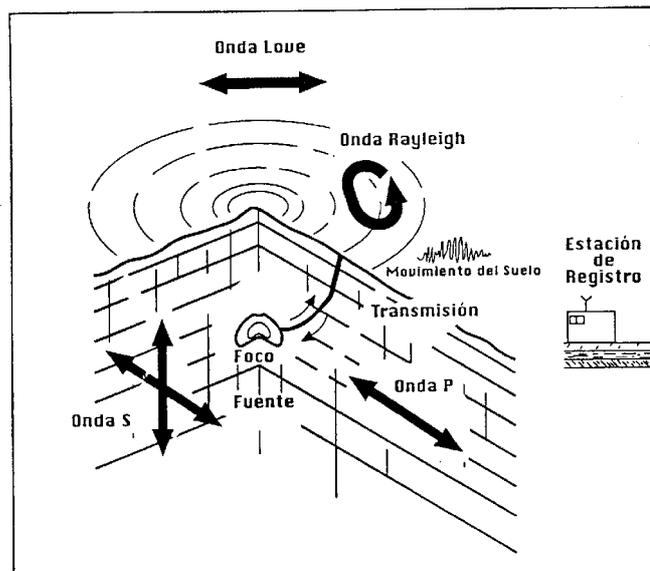


Figura 3.1 Diagrama de los factores que influyen en el movimiento vibratorio del terreno registrado en un punto (fuente-medio-estación). (Hays, 1989).

Los terremotos son producidos por el movimiento relativo de dos partes de una fractura de la corteza terrestre, causado por una acumulación de esfuerzos en la misma. Los fenómenos sísmicos se presentan entonces asociados a las fallas geológicas, idea que es comúnmente aceptada en la actualidad, no sólo porque permite explicar satisfactoriamente el origen de la radiación generada por un terremoto, sino por la evidencia de correlación entre epicentros y fallas observadas en muchas regiones de la superficie terrestre. Partiendo de esta idea, se han propuesto en las últimas décadas diversos modelos físico-matemáticos con el fin de explicar el origen de la radiación. El primero de ellos fue desarrollado por Reid (1910) y su interpretación del fenómeno sísmico se conoce como teoría del rebote elástico. Según ella un terremoto tectónico tiene lugar al acumularse esfuerzos de cizalla en un punto de la corteza terrestre, iniciándose la fractura cuando la tensión sobrepasa el límite de resistencia del material. Esta se propaga sobre toda la superficie de la fractura con velocidad menor a la de las ondas de cizalla del medio. Los que se relacionan finalmente con el movimiento relativo de las placas tectónicas.

Posteriormente se han ido desarrollando otros modelos para explicar el origen de la radiación, cuya aplicabilidad depende de que las observaciones se realicen en campo próximo o lejano y de la configuración fuente-medio-estación para cada caso particular.

3.1.2. Influencia de la trayectoria

En la interpretación de registros del movimiento del suelo y predicción del mismo, hay que considerar la propagación de las ondas a través del medio situado entre la fuente y el punto de observación.

Desde su origen en el foco hasta su recepción en el emplazamiento, la radiación sufre una atenuación con la distancia que depende, fundamentalmente, de las características geométricas del frente de ondas y de las propiedades físicas del terreno a través del cual se propaga.

Estos factores tienen influencia no sólo en las amplitudes pico del movimiento, sino también en su composición espectral y en la duración del movimiento.

Dependiendo de que la observación se realice en campo cercano o lejano, las ondas recorrerán distintas trayectorias y los fenómenos que intervienen en la propagación serán también diferentes.

Por una parte, este efecto influye decisivamente en el orden de frecuencias dominantes de la agitación. A cortas distancias, las ondas se propagan a través de la corteza, que es menos disipativa que el manto superior para las altas frecuencias, mayores de 1 Hz. Esto se refleja en los elevados valores de frecuencias de corte, f_{max} , que aparece en los correspondientes espectros, del orden de 6 Hz. En contraposición, en campo lejano el espectro aparece desplazado hacia las bajas frecuencias, debido a que para este tipo de observaciones las ondas se propagan fundamentalmente a través del manto, que actúa como filtro de las altas frecuencias. La frecuencia de corte, f_{max} , se sitúa entonces cerca

de 1 Hz para las ondas P y de 0.25 Hz para las ondas S. Es, por tanto, bastante clara la influencia de la trayectoria en lo referente al contenido frecuencial del movimiento.

Por otra parte, la energía es disipada en su recorrido, produciéndose una atenuación de la amplitud con la distancia, debido básicamente a tres factores:

- ✓ Expansión geométrica del frente de ondas.
- ✓ Absorción anelástica del medio que separa la fuente del lugar de registro.
- ✓ Dispersión y difusión de las ondas por pequeñas heterogeneidades del terreno.

En un medio homogéneo se pueden considerar los efectos de expansión geométrica y de atenuación anelástica.

La expansión geométrica depende fundamentalmente de la profundidad del foco y de la distancia epicentral, que determinan las características del frente de ondas. Si el medio se considera homogéneo e isotrópico y elástico, la energía debe conservarse en los diferentes frentes de ondas. Estos avanzan aumentando su superficie, por lo que la amplitud correspondiente a cada punto disminuye a medida que nos alejamos del foco. Dicha amplitud puede calcularse en función de la energía radiada en la fuente y de la distancia de ésta al punto en cuestión. Para cortas distancias el frente suele considerarse cilíndrico, con el eje de simetría en la dirección del deslizamiento en la falla. Para distancias mayores, la fuente se considera puntual y el frente de ondas esférico. Para una fuente puntual en un medio uniforme la expansión geométrica del frente de ondas produce una disminución de la amplitud del movimiento con la distancia r a la fuente, de la forma $1/r$. Para las ondas superficiales el frente de ondas es cilíndrico y el decrecimiento es de la forma $1/r^2$.

La atenuación anelástica es debida a las imperfecciones de la elasticidad del medio en el que se propagan las ondas así como a las heterogeneidades contenidas. Producen una disminución adicional de las amplitudes del tipo $e^{-\gamma r}$ donde r es la distancia a la fuente y γ el coeficiente de anelasticidad que está relacionado con el factor de calidad Q de la siguiente manera: $\gamma = \pi f / Q \beta$, donde f es la frecuencia de las ondas, β la velocidad de propagación de las ondas de cizalla y Q es muy grande en un medio elástico formado por terrenos consolidados en la Península Ibérica, se obtienen valores entre 200 y 500 para la corteza terrestre, (Pujades, 1987) en las capas superficiales, con poca cohesión, presenta valores inferiores a 50, o valores próximos a 10 cuando hay presencia de agua en los poros.

El factor Q del medio se desglosa en dos términos: Q_i , relacionado con la absorción intrínseca del material y Q_s , asociado a la atenuación por scattering (esparcimiento, dispersión). La capacidad del medio para producir este doble fenómeno de dispersión y difusión depende de la relación de la longitud de onda, λ , con una dimensión característica de las heterogeneidades del medio, L y con la separación entre éstas denominada distancia de correlación, δ . En la figura 3.2. se da una visión esquemática del comportamiento del medio según sea la relación entre λ y δ . Si la primera es muy distinta que la segunda, $\lambda \ll \delta$ o $\lambda \gg \delta$, las ondas no se ven afectadas por los

obstáculos y el medio actúa como homogéneo. En cambio, para valores similares de ambas variables el fenómeno de scattering puede llegar a ser muy fuerte.

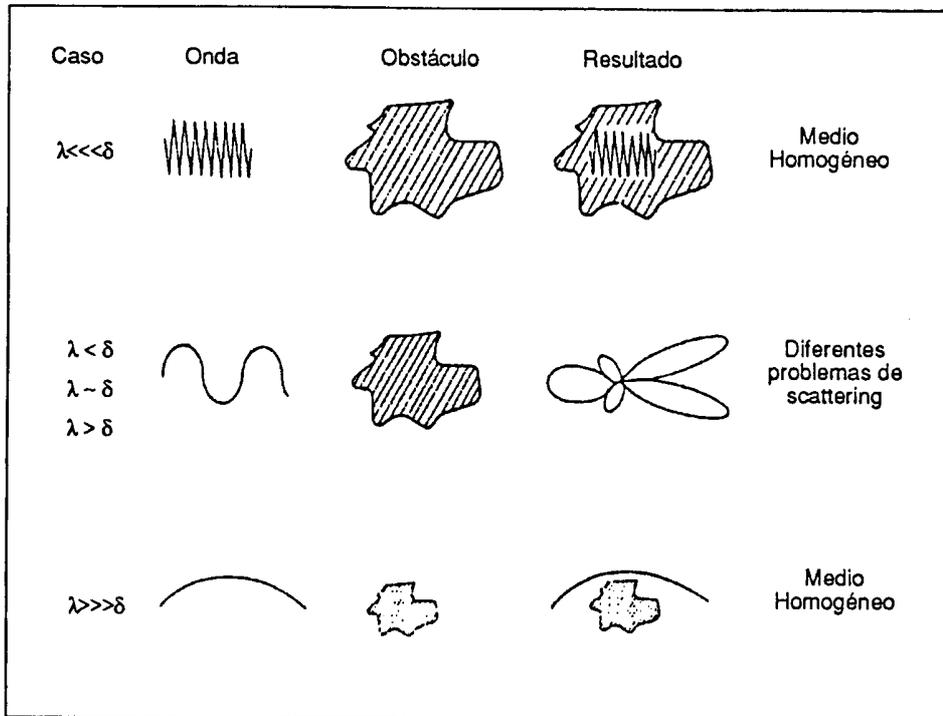


Figura 3.2 Esquema del comportamiento del medio en la propagación de las ondas sísmicas, atendiendo a la relación entre la longitud de ondas λ , y la distancia de correlación entre heterogeneidades δ . (Herraiz y Espinosa, 1986).

Con todo ello, la estimación directa de la atenuación anelástica que experimentan las ondas requiere, en principio, conocer de forma detallada la estructura atravesada por las mismas. En un planteamiento determinista del problema, si el medio no puede considerarse homogéneo e isótropo, sería necesario conocer un gran número de parámetros para evaluar su capacidad de absorción y dispersión; parámetros tales como contraste de velocidades y espesores, tamaño de las heterogeneidades, estructuras de fallas, etc, que influyen en la amplitud de las ondas dependiendo de su frecuencia. Debido a la dificultad que este planteamiento conlleva, habitualmente se ha acudido en sismología a procesamientos estocásticos, que han permitido la evaluación del factor de calidad del medio, Q , cuyo valor inverso proporciona una medida de la atenuación buscada.

Numerosos autores han estimado estos coeficientes para una determinada región, mediante estudios basados fundamentalmente en un análisis de ondas de coda. Estos han sido realizados a partir de terremotos locales (Aki, 1970; Akamusty, 1986; Herráiz, 1982), terremotos regionales o bien a partir de telesismos (Bache et al, 1985; González, 2002), proporcionando según la distancia epicentral y el tipo de onda analizada, información sobre distintas regiones de la corteza o el manto de la tierra.

El problema de la propagación de ondas sísmicas en un medio elástico estratificado sobre un semiespacio infinito ha estado extensamente estudiado. La aproximación más común es la de considerar los parámetros elásticos de las diferentes capas con valores uniformes y a partir de métodos basados en matrices de transferencia que relacionan los esfuerzos y los desplazamientos arriba y abajo de estas capas. Tenemos por ejemplo la aproximación introducida por Thompson (1950) y corregida más adelante por Haskell (1953). La aproximación de Kennett (Kennett y Kerry, 1979) es conocida con el nombre de método de reflectividad y consiste en la representación del medio estratificado en términos de las propiedades de reflexión y transmisión de cada capa, los cuales se han realizado desde la base de la estratificación hasta la superficie de la misma.

En un medio no homogéneo, la correcta consideración de la atenuación requiere de un conocimiento detallado de su conformación. La heterogeneidad del medio atravesado produce cambios de la velocidad de propagación y pérdida de energía debido a las reflexiones y refracciones sucesivas (Figueras, 1994).

La influencia de la trayectoria podría determinarse con precisión si se conociera la estructura del medio atravesado por las ondas. Frecuentemente se han tomado modelos de capas planas cuyo efecto es bien conocido, pero en la mayoría de los casos las variaciones laterales en la corteza y en el manto superior, impiden realizar tal simplificación. Si además se producen fenómenos de difracción, dispersión y resonancia debido a la anelasticidad e inhomogeneidad del medio, la predicción del movimiento depende del posible uso de los métodos numéricos para resolver ecuaciones formuladas empíricamente. Estas ecuaciones, que constituyen las llamadas leyes de atenuación, relacionan el parámetro característico del movimiento en un punto con el representativo de la energía liberada en el foco, junto con la distancia epicentral como término indicativo de la influencia de la trayectoria (Benito, 1993).

Por último conviene señalar que el efecto de la trayectoria no influye solamente en la amplitud y composición espectral del movimiento, sino también en la duración del mismo. La multitud de caminos que recorren las ondas a través de una litosfera heterogénea puede contribuir a un aumento de la duración del movimiento registrado en un punto, respecto al generado en la fuente. Este hecho puede tener una importante repercusión en los efectos del terreno, ya que como se indicó anteriormente, la duración es un factor determinante en el daño causado a las estructuras.

Concluyendo, la comprensión de los procesos de generación y propagación de ondas sísmicas en cada región es recomendable a la hora de predecir las características del movimiento esperado en la misma.

3.1.3. Influencia del suelo

El tercer factor que influye en el movimiento registrado en un punto es el tipo de suelo bajo la estación de registro, factor que, junto con la topografía, pueden causar efectos de atenuación o amplificación de las ondas incidentes sobre la base rocosa. Como ejemplo reciente se pueden citar los fenómenos de amplificación local observados en la zona lacustre de ciudad de México durante el terremoto ocurrido en el año 1985 en la costa

del pacífico (Campillo et al., 1988; Chavez-Garcia, 1991; Lomnitz, 1988). En lo referente a efecto topográfico local, se citan por ejemplo los estudios de Bouchon (1973), Bard y Tucker (1985), Bard (1985), Geli et al. (1988), entre otros.

Al considerar la geología local, se distinguen dos fenómenos que normalmente dan lugar a una amplificación del movimiento y, por tanto, son agentes importantes en los daños de las obras civiles. El efecto más conocido está asociado entre la interacción de la onda sísmica y la estructura del subsuelo. Se trata de la amplificación por resonancia que aparece en medios estratificados con rigidez creciente con la profundidad y resulta de la superposición de múltiples reflexiones dentro de los estratos de baja velocidad próximos a la superficie. Su efecto depende fundamentalmente de la frecuencia. El segundo tipo de amplificación no requiere de las discontinuidades bruscas donde tienen lugar fenómenos de reflexión; se trata de un efecto debido a la baja impedancia de los materiales próximos a la superficie. Este efecto de amplificación se compensa en parte por la atenuación, donde los materiales con baja velocidad (y baja impedancia) tienden a tener también valores pequeños de Q (Joyner y Boore, 1988).

Teniendo en cuenta que el rango de frecuencia de interés en la ingeniería sísmica se encuentra entre 0.1 Hz y 20 Hz y que las velocidades sísmicas en los suelos y rocas superficiales varían desde 100 m/s hasta algunos km/s, las longitudes de onda sísmicas correspondientes se encuentran en una decena de metros y algunos kilómetros. Serán las estructuras geológicas que estén en esta gama de dimensiones las que influirán significativamente en los efectos locales, estructuras de unos pocos kilómetros, como máximo (Bard, 1985).

La característica completa del denominado efecto del emplazamiento requiere considerar tres aspectos fundamentales:

- a) Composición y espesor de los estratos situados sobre la base rocosa, bajo el lugar de estudio, que configuran las condiciones locales del suelo.
- b) Variaciones laterales de la estructura geológica donde se asienta el emplazamiento, lo que constituye su topografía.
- c) Características de la radiación incidente, que depende del modelo de fuente y de su situación relativa respecto al punto cuyo movimiento se evalúa.

Estos tres factores son determinantes en la respuesta del emplazamiento ante un cierto movimiento en su base, si bien en ocasiones, la geometría del problema permite asumir simplificaciones que llevan a prescindir de algunos de ellos.

3.2. EFECTO SÍSMICO LOCAL

El origen de los efectos de sitio es la presencia de relieves (efecto topográfico), de materiales superficiales (suelos blandos-soft sediments) o de fuertes discontinuidades laterales del subsuelo (Ver figura 3.3).

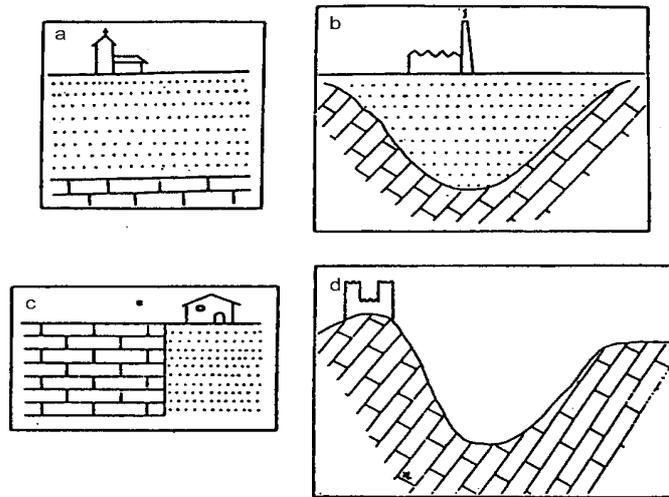


Figura 3.3. Estructuras y configuraciones tipo que pueden dar lugar a efectos de sitio. a) Capas sedimentarias horizontales sobre un substrato rocoso; b) Relleno sedimentario de un valle; c) Discontinuidades laterales bruscas; d) Relieves (efecto topográfico). Tomado de Bard et al., 1995.

3.2.1. Efecto de la geología superficial

Se define efecto sísmico local como la variación de la señal sísmica entre dos puntos próximos, debido a la configuración geológica caracterizada por su geometría y sus propiedades dinámicas (velocidad de las ondas S y P, densidad, amortiguamiento, etc.). Hay que tener presente la importancia de la señal de entrada, ya que dependiendo de su contenido frecuencial el efecto local de amplificación puede ser notablemente resaltado o inadvertido.

Se ha visto que la señal registrada en un punto es el resultado de la interacción de diversos elementos: movimiento en la fuente, trayectoria y emplazamiento. Frecuentemente se ha observado que el movimiento del suelo registrado en un punto es muy diverso al de otro próximo (Chávez García, 1991). Esta diferencia se manifiesta por:

- ✓ Variación en el espectro de la señal, con amplificación de determinadas bandas del espectro.
- ✓ Incremento en la duración de la señal.
- ✓ Aumento/disminución de los valores máximos del movimiento del suelo (aceleración, velocidad y/o desplazamiento).

Es conocido el mayor nivel de daño sobre las estructuras situadas en suelos blandos en relación a aquellas situadas en roca aflorante. El fenómeno fundamentalmente responsable de la amplificación del movimiento en presencia de capas superficiales

poco consolidadas es el atrapamiento de las ondas, debido al contraste de impedancias (producto de la velocidad de cizalla por la densidad de la capa) entre los materiales superficiales y las formaciones rocosas subyacentes. Las interferencias entre estas ondas atrapadas en el caso de rellenos sedimentarios de cubetas o valles da lugar a fenómenos de resonancia (efectos 2D), responsables de las grandes amplificaciones observadas (Bard, 1997).

La frecuencia a la que ocurre la resonancia así como su amplitud depende de las características físico-mecánicas, geométricas y dinámicas de las capas del subsuelo. Para el caso más sencillo de capas horizontales de gran extensión lateral (por ejemplo en el centro de un valle de gran amplitud o problema típico de una dimensión), la frecuencia a la que se produce amplificación se obtiene por la expresión:

$$f_o = \frac{V}{4.h} \quad (3.1)$$

siendo V la velocidad de cizalla de la capa, y h su espesor. La expresión 3.1 permite obtener el modo fundamental mientras que la 3.2 sus armónicos. La amplitud del modo fundamental en modelos 1D se puede estimar a partir de la expresión 3.3. (Bard et al., 1986):

$$f_n = (2n + 1)f_o \quad (3.2)$$

$$A = \left(\frac{\rho_R V_R}{\rho_S V_S} \right) \left[1 - 0.5\pi D \left(\frac{\rho_R V_R}{\rho_S V_S} \right) \right] \quad (3.3)$$

donde ρ es la densidad del material (S-suelo; R-roca), V la velocidad de cizalla y D el amortiguamiento del suelo.

En geometrías más reales, como valles con heterogeneidades en la distribución de materiales (discontinuidades, cambios laterales de facies...) e interfases no planas, el problema resulta más complejo pues se produce el atrapamiento tanto de ondas internas (P y S como antes) como superficiales (L y R, que no ocurría antes), con generación y dispersión además de éstas últimas en las interfaces entre capas (Bard, 1988). Este hecho da lugar a importantes variaciones en la respuesta del suelo a distancias del orden de la longitud de onda de estas ondas (decenas de metros).

En estos casos la geometría del problema se presenta por medio de modelos en dos o tres dimensiones (2D ó 3D). Es importante señalar que en valles aluviales suficientemente encajados (relación profundidad/semianchura elevada o lugares con geometría típica 2D y 3D) no se cumple la expresión 3.1. Ésta predice una variación de la frecuencia de resonancia que es función del espesor de la columna de suelo, mientras que los datos experimentales y teóricos (2D y 3D) reflejan una consistencia de tal frecuencia en todo el valle, independientemente del espesor de sedimentos (King y Tucker, 1984). Se trata de una resonancia bidimensional que produce amplificaciones de la señal mucho mayores que las obtenidas por la expresión 3.3. Bard y Bouchon

(1985) proponen, a partir de modelos teóricos, el límite de validez de dicha expresión y el comienzo del campo de resonancias bidimensionales. (Ver figura 3.4).

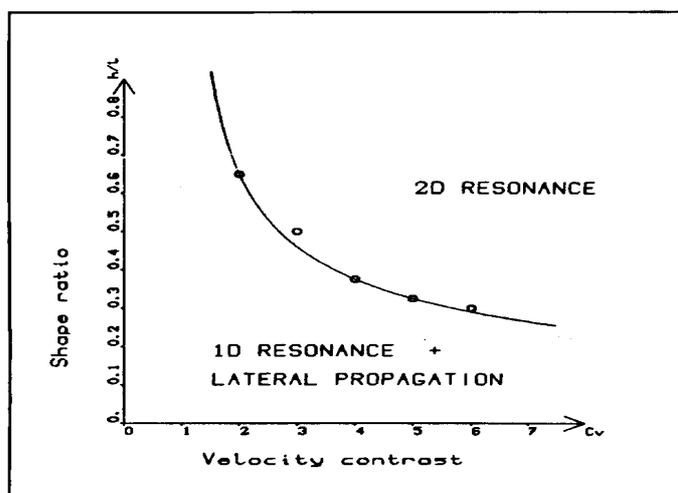


Figura 3.4. Resonancia en valles: condiciones de resonancia unidimensional y bidimensional. Tomado de Bard y Bouchon, 1985.

El efecto más claro de la resonancia 2D es el aumento de la duración de la señal: las ondas atrapadas en las capas superficiales viajan de una parte a otra en el interior de los sedimentos hasta que finalmente se amortiguan. Las ondas internas (P y S) sufren reflexiones características entre los límites superior e inferior de los sedimentos; las ondas superficiales, en cambio, viajan de un extremo a otro del valle, reflejándose en ellos. Estas últimas reflexiones producen el incremento en la duración de la perturbación, la cual es tanto más importante cuanto mayor es el carácter 2D ó 3D del área y mayor sea el contraste de impedancia con el substrato rocoso. Sin embargo, los modelos actuales aún no son capaces de explicar incrementos en la duración de la señal tan grandes como los observados experimentalmente (Chávez García, 1991; Bard, 1988, 1996).

Otro hecho conocido es que el suelo amplifica la señal sólo en una parte del espectro y produce el efecto contrario (desamplificación) en otras. Aki (1988) señala al respecto que el suelo amplifica para frecuencias menores que 5 Hz. Para frecuencias mayores produce un filtrado de la señal, dando entonces la sensación de que es la roca la que amplifica.

En áreas no llanas, también se ha observado que la intensidad de la sacudida es mayor en la cima de los relieves que en su base (Bard y Mèneroud, 1987; Bouchon y Barker, 1996). Este efecto topográfico es tanto mayor cuanto más agreste es el relieve (altura frente a la semianchura de la base o factor de forma) y tiene lugar únicamente en determinadas bandas del espectro, correspondiendo el máximo a longitudes de onda comparables a la dimensión horizontal del relieve (Geli et al., 1988). Estas variaciones dan lugar a patrones de respuesta del suelo extremadamente complejos (Bard, 1988). Bard y Tucker (1985) y Geli et al. (1988) señalan la falta de concordancia entre los datos experimentales y los resultados teóricos de modelizaciones. Consideran que esto puede ser debido a efectos de la estratificación y heterogeneidades en las unidades, así

como a efectos 2D ó 3D que aún hoy resultan difíciles de incluir en los modelos teóricos. Modelos complejos recientes que contemplan estos elementos ofrecen una buena concordancia con los datos observados (Pedersen, 1994).

Un ejemplo clásico de los efectos de sitio se encuentra en el terremoto de Michoacán de 1985 (Magnitud = 8.1 y con foco en el océano Pacífico) y sus efectos en México D.F. La señal registrada en los bordes de la cuenca sobre la que se asienta la ciudad tiene muy baja amplitud; en cambio, las señales medidas en el centro del valle, con arcillas de muy malas características geotécnicas en su superficie, muestran una gran variación en la duración, en la amplitud y en el espectro (figura 3.5 y 3.6): amplificación entre 3 y 8 veces para períodos largos, mayores a 1s. Por medio de modelizaciones numéricas se ha puesto de manifiesto que la capa más superficial de arcilla tuvo un efecto decisivo en las características de la sacudida (Bard et al., 1988; Chávez García, 1991; Seed et al., 1988): dadas sus propiedades geotécnicas, el comportamiento de las mismas fue prácticamente lineal durante toda la sacudida, permitiendo la gran amplificación antes señalada. Fueron los edificios altos los que sufrieron en mayor grado (figura 3.7), sobre todo los de 10 a 14 plantas. El período de vibración de estos edificios es próximo a valores en los que mayor amplificación se observa en la figura 3.6, existiendo por tanto una importante interacción entre suelo y estructuras. En opinión de Degg (1992) *si no hubiera habido edificios altos en tales zonas las consecuencias del terremoto habrían sido mucho menos catastróficas.*

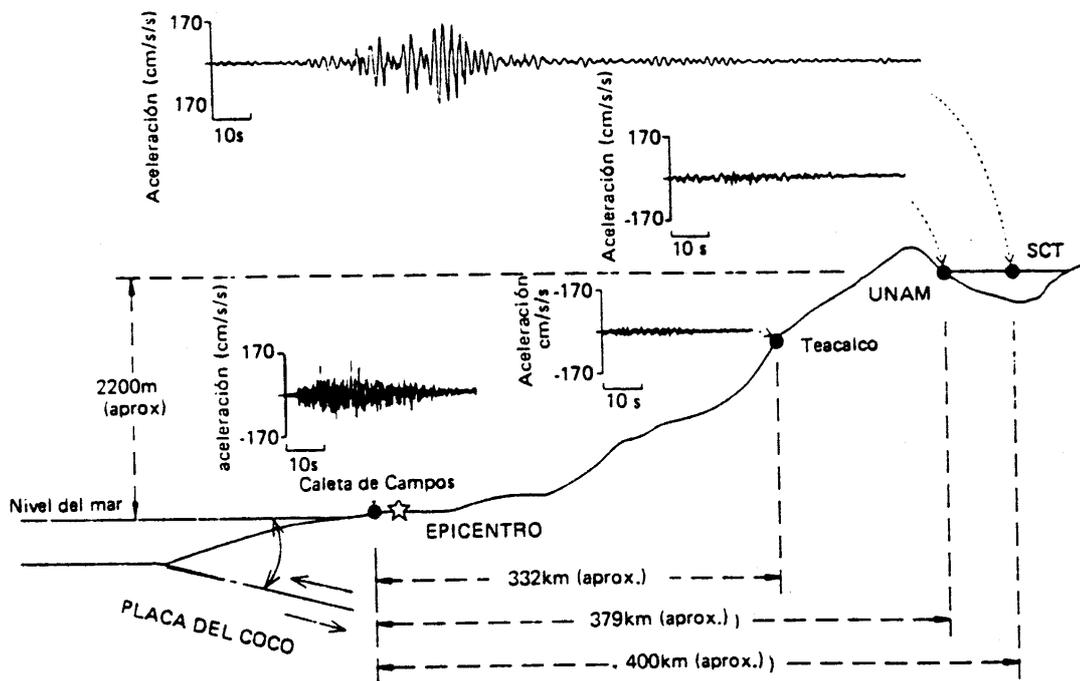


Figura 3.5. Sección esquemática que muestra la posición relativa de las estaciones que registraron el terremoto de México del 19 de septiembre de 1985. Los sismogramas representan la componente E-O de los registros de aceleración y muestran la atenuación de la amplitud con la distancia, así como la amplificación del movimiento en los suelos sedimentarios y blandos en la zona del antiguo Lago Texcoco en México, D.F. Caleta de Campos es la estación más cercana al epicentro, Teacalco se encuentra a 332 km del epicentro. El registro UNAM, a 400 km de distancia, es en suelo rocoso con una aceleración máxima de 4.7%g; el SCT (Secretaría de Comunicaciones y Transportes), muy cercano al anterior, es en suelo sedimentario blando con una amplificación de la aceleración a 18.7%g (Tomado de M. Celebi, J. Prince et al., 1987)

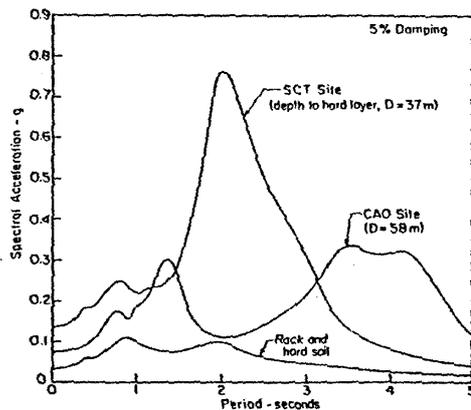


Figura 3.6. Espectros de respuesta (en aceleración) de registros en el seno del valle (SCI y CAO) y en los afloramientos de roca que bordean el valle de México D. F. Puede comprobarse que la amplificación del espectro es entre 3 y 8 veces para períodos mayores que 1.0 segundos (Seed et al., 1988).

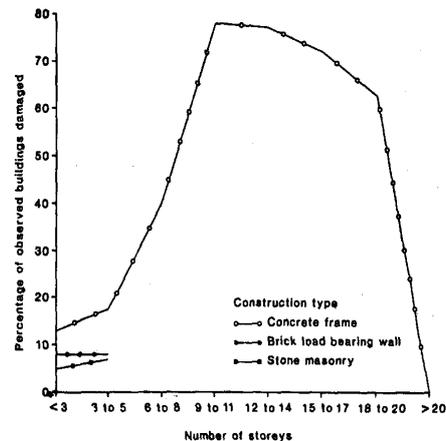


Figura 3.7. Distribución porcentual de edificios (por número de plantas) dañados durante el terremoto de 1985. Puede comprobarse que el máximo de destrucción tuvo lugar en edificios entre 10 y 20 plantas, que son precisamente aquellos cuyo período de vibración coincide con el de los sedimentos del valle, 1 a 2 segundos (Degg, 1992).

Las condiciones locales pueden modificar la señal sísmica en diferentes aspectos:

- a) En su contenido frecuencial, la presencia de depósitos superficiales con un contraste de impedancias notable produce una función de transferencia, en la que se amplifican diferentes valores frecuenciales, debidos fundamentalmente al espesor de las capas y a su propia velocidad de cizalla, la convolución de la señal de entrada con esta función de transferencia da lugar a un registro sísmico en superficie cuyo contenido frecuencial variará según ésta.
- b) En su amplitud, dependiendo de las frecuencias amplificadas por el depósito superficial la señal temporal puede ser modificada, con amplificaciones de hasta 4 veces como las registradas por ejemplo en México en 1985. En la actualidad es admitida una amplificación de la aceleración en presencia de depósitos blandos hasta niveles de aceleración en roca de 0.4g, invirtiéndose la relación para valores superiores, figura 3.8, dando lugar a comportamientos no lineales del suelo (entendida como la relación con la aceleración en roca de un valor inferior a la unidad).
- c) En su duración, en presencia de depósitos sedimentarios poco consolidados la duración de la señal sísmica puede aumentar debido a efectos de discontinuidades laterales y difracción de las ondas superficiales (Bard, 1997). Este fue el efecto observado también en los registros obtenidos en México en 1985 (Chávez García y Bard, 1994).

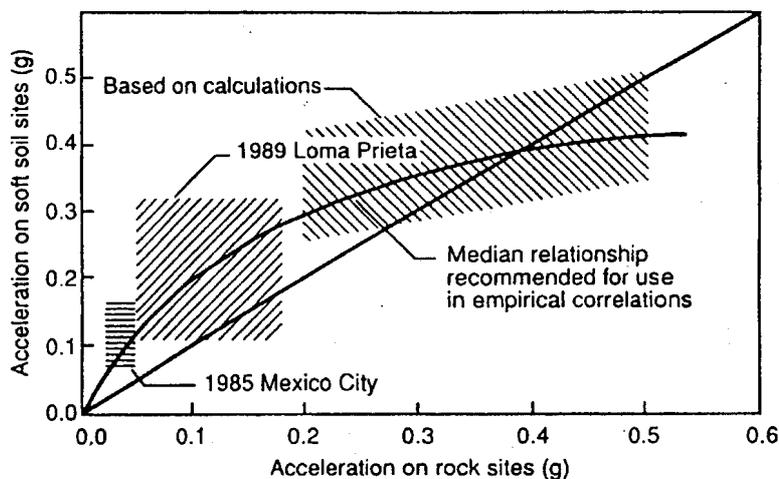


Figura 3.8. Amplificación de la aceleración máxima por efecto de las capas superficiales del suelo (Idriss, 1991).

Los efectos sísmicos locales pueden dar lugar a efectos inducidos, siendo los más importantes la licuefacción, los deslizamientos y los asentamientos diferenciales. La licuefacción es el proceso de pérdida de resistencia de ciertos tipos de suelos, cuando estando saturados, son sometidos a súbitas sacudidas producidas por un terremoto, perdiendo toda su resistencia al corte y fluyendo como un líquido denso, debido al aumento de la presión de poros. Diferentes estudios de evaluación del potencial de licuefacción han sido ampliamente desarrollados; entre ellos se encuentran métodos simplificados (Seed y Idriss, 1971; Bard et al., 1995), probabilistas y métodos de simulación numérica.

La respuesta local, en la mayoría de las ocasiones, no se puede explicar a través de modelos basados en superficies con una geometría superficial concreta, sobre un medio homogéneo. En los registros sísmicos influye de forma muy importante la estructura geológica local, en cuanto a su composición, geometría, propiedades dinámicas, etc...

En los últimos años, algunos métodos numéricos han resaltado la importancia que tiene la topografía superficial en valles o cuencas sedimentarias, por la posible generación de ondas superficiales del suelo. En algunos estudios asociados a grandes estructuras de este tipo, se han observado ciertos efectos inducidos por la difracción de estas ondas localmente generadas como: una duración más larga del movimiento, fases generadas en el borde de la cuenca con amplitudes mayores que las de la onda S directa, etc.

En el análisis del movimiento del suelo en función de la clasificación del mismo, son muchos los parámetros utilizados. Entre ellos están algunos directamente observables en el registro, como puede ser: los valores pico de la aceleración, velocidad o desplazamiento (tanto en el dominio del tiempo, como en el de la frecuencia), la frecuencia predominante del movimiento del suelo. En otros estudios se estiman parámetros característicos como la duración, la intensidad de Arias, etc. También se ha dedicado un gran esfuerzo a la deducción de modelos de atenuación del movimiento,

donde se combinan las características del sismo, del movimiento del suelo, y, el tipo de suelo. (Álvarez, 1999).

3.2.1.1. Caracterización del suelo

A medida que se ha ido avanzando en el conocimiento geológico, geotécnico, geofísico, y en el estudio del efecto local del emplazamiento, las clasificaciones de los distintos tipos de suelo han evolucionado introduciendo nuevos parámetros cualitativos y cuantitativos.

La evaluación de las condiciones locales exige efectuar sondeos o experimentos similares (Cross-hole, down-hole, etc.) y combinar la práctica de ensayos geofísicos *in situ* con ensayos dinámicos de muestras en laboratorio. De este modo se puede llegar a conocer la composición estratigráfica del suelo junto a las velocidades y espesores de las distintas capas que lo configuran. Esto resulta sin embargo, muy costoso y solo suele realizarse en estudios para la selección de emplazamientos de instalaciones críticas.

Como alternativa para la estimación de la respuesta de emplazamientos, se ha generalizado la tendencia de establecer clasificaciones más o menos sencillas de los distintos suelos y analizar su influencia en el movimiento.

Una de las primeras clasificaciones fue la establecida por Trifunac y Brady (1975), quienes distinguieron tres clases: depósitos aluviales, suelo intermedio y suelo duro o roca. La mayor parte de las clasificaciones propuestas definen cada categoría de suelo atendiendo a la velocidad de las ondas de cizalla y al espesor de los materiales componentes. Como ejemplo, se indican las definiciones dadas por Seed et al. (1976), para las tres clases de suelos siguientes:

- a) Roca: caracterizada por una velocidad de ondas de cizalla superior a 750 m/s.
- b) Suelo medio: Compuesto por arcilla, arena o lava, de espesor aproximado de 45 m, yaciendo sobre roca similar a la anterior.
- c) Depósito cohesional profundo: de, al menos, 75 m de espesor sobre roca.

Algo diferente es la clasificación de Phillips y Aki (1986), quienes propusieron cuatro clases, distinguiendo entre formaciones graníticas, formaciones mesozóicas, sedimentos en zonas de fallas y sedimentos fuera de dichas zonas. En la figura 3.9 se muestran los factores de amplificación obtenidos por estos autores para las cuatro clases de suelo mencionadas.

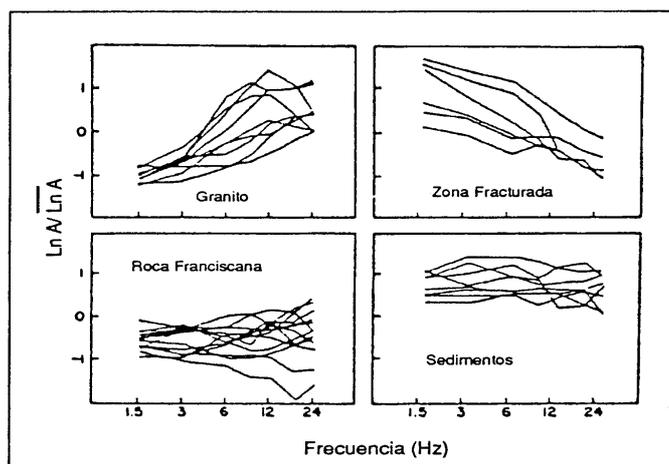


Figura 3.9. Amplificación del movimiento en función de la frecuencia, para cuatro clases de suelo (de Phillips and Aki, 1986).

Otro ejemplo de clasificación puede ser la descripción geotécnica del suelo de Ligorria y Atakan (1997), donde se realiza un estudio de estimación empírica de la respuesta local en la ciudad de Guatemala, ver tabla 3.1.

Tipo de perfil	Descripción
S ₁	<i>Terciario volcánico:</i> fundamentalmente compuesto por roca cristalina de origen volcánico, con una velocidad de cizalla superior a 750 m/s.
S ₂	<i>Cuaternario Purnice:</i> un perfil con depósitos consistentes profundos de piroclastos, en su mayoría compuestos de cenizas y purnice con profundidades que superan los 60 m.
S ₃	<i>Sedimentos de transición:</i> perfil sedimentario de 5 a 50 m de profundidad, conteniendo capas de arena con una consistencia de grado suave a intermedia, sobre depósitos de purnice o cenizas y grava gruesa, con o sin la intervención de capas de arcilla sin cohesión.
S ₄	<i>Depósito aluvial cuaternario:</i> un perfil caracterizado por una velocidad de cizalla inferior a 150 m/s, compuesto de depósito aluvial cuaternario con espesor de más de 15 m.

Tabla 3.1. Clasificación del tipo de suelo presentada en Ligorria y Atakan. (1997).

Sin embargo, en una misma unidad geológica se puede observar variaciones en el efecto de emplazamiento. El comportamiento de distintos tipos de suelo no puede caracterizarse sólo por su composición o los espesores de los estratos. Se requieren otros parámetros de tipo geotécnico y geofísico, asociados a éstos, que permitan conocer mejor el problema, como son: velocidad de ondas de compresión y de cizalla, el módulo de rigidez o de elasticidad transversal, el coeficiente de Poisson, la densidad, el amortiguamiento del medio, etc. El conocimiento de estos nuevos parámetros permite establecer nuevas clasificaciones sobre la base de ellos (Álvarez, 1999).

La clasificación publicada en el estudio de Borcherdt (1994), propone un método empírico, para la estimación del espectro de respuesta en función del emplazamiento. Consiste en la caracterización de las condiciones locales del emplazamiento en función de las propiedades físicas del material, espesor mínimo de los estratos, y, la velocidad media de las ondas de cizalla. Esta última definida como: $V=30$ m/tiempo de llegada (seg) de la onda S a una profundidad de 30 m.

La clasificación propuesta se describe en la tabla 3.2. Para la realización de dicha tabla se ha recopilado la información existente en mapas o en perfiles locales en distintos emplazamientos, la velocidad media y la amplificación del movimiento del suelo. El autor define las cuatro clases de suelo: *SC-I*, *SC-II*, *SC-III* y *SC-IV*, compatibles con otras clasificaciones existentes.

Cuanto mayor sea el conocimiento cuantitativo de los parámetros característicos del suelo, más se ajustará el modelo del suelo a la realidad. En esta línea cada vez son más los métodos geotécnicos, geofísicos y de laboratorio desarrollados con estos fines. En los trabajos de Raptakis et al. (1996), Pitilakis et al. (1998) y Cid (1998) se presentan resultados obtenidos en un valle sedimentario cerca de la ciudad de Thesalonika (Grecia) con algunos de estos métodos.

TIPO DE SUELO		CRITERIO DE CLASIFICACIÓN							
Nombre	Descripción general	Velocidad media de cizalla				Espesor			
		Mínima		Promedio		Máxima			
		ft/s	m/s	ft/s	m/s	ft	m		
<i>SC-I</i>	ROCA FIRME Y DURA								
<i>SC-Ia</i>	A Roca dura (ej. roca metamórfica con fracturas muy extendidas)	4600	1400	5200	1320				
<i>SC-Ib</i>	B Roca firme y dura (ej. granito, roca ígnea, conglomerados, areniscas y esquistos con fracturas cercanas y más espaciadas entre sí)	2300	700	3500	1050	4600	1400		
<i>SC-II</i>	B SUELOS PEDREGOSOS Y ROCA DE BLANDA A DURA Roca blanda sedimentaria ígnea, areniscas y esquistos, gravilla, suelos con > 20% gravilla	1230	375	1800	540	2300	700	20	10
<i>SC-III</i>	C ARCILLAS CONSISTENTES Y SUELOS ARENOSOS (ej. arenas de consistencia suave a densa, margas y arcilla arenosa, y arcillas de consistencia suave a dura, y arcillas sedimentarias ($N < 50$ blows/ft))	660	200	950	290	1230	375	20	5
<i>SC-IV</i>	D SUELOS BLANDOS	330	100	500	150	660	200		
<i>SC-IVa</i>	DI SUELOS BLANDOS NO ESTUDIADOS ESPECÍFICAMENTE (relleno suelto sumergido, arcillas muy blandas ($N < 1$ blows/ft) y arcillas sedimentarias de espesor < 37 m)							19	3
<i>SC-IVb</i>	E SUELOS BLANDOS ESPECÍFICAMENTE ESTUDIADOS (suelos bajo licuefacción, arcillas altamente orgánicas, arcillas de un grado alto de plasticidad y suelos blandos con más de 37 m)							10	3

Tabla 3.2. Clasificación de los suelos propuesta por Borcherdt (1994).

Otra serie de clasificaciones, con alguna variante respecto a las citadas, han sido propuestas por Hayashi et al. (1971), Katayama et al. (1978), Joyner y Boore (1981) y Kawashima et al. (1986), entre otros. En todas ellas se pone de manifiesto la existencia de frecuencias de cruce (cross-over frecuencies), que son aquellas frecuencias para las cuales un determinado tipo de suelo pasa de amplificar a disminuir las correspondientes amplitudes.

De los resultados obtenidos por distintos autores, Aki (1988), destacó las siguientes conclusiones:

- ✓ El período de cruce por encima del cual la amplificación en suelo blando es mayor que en roca, es aproximadamente 0.2 segundos para terremotos de Estados Unidos y Japón. Para períodos inferiores a éste, la relación se invierte.
- ✓ El suelo amplifica de dos a tres veces el movimiento registrado en roca para períodos mayores al de cruce, mientras que para períodos inferiores el factor de amplificación de la roca es menor de 2, respecto al movimiento del suelo.
- ✓ Las aceleraciones pico son prácticamente independientes de las condiciones del suelo, por presentarse generalmente asociadas a períodos similares al de cruce, donde se igualan los efectos de amplificación y atenuación. Sin embargo los períodos predominantes de la velocidad y desplazamiento pico son mayores que aquel, y esto hace que las condiciones geológicas afecten más a estos parámetros, que presentan normalmente valores más altos en suelo que en roca.

3.2.1.2. Algunos resultados sobre la cuantificación del efecto de la geología superficial

En la extensa literatura desarrollada sobre el efecto de emplazamiento debido a la geología superficial, existen distintos enfoques de los análisis, en función de los aspectos del movimiento del suelo. Los resultados que se presentan están relacionados con las funciones de transferencia para diferentes tipos de suelo. Estas estimaciones pueden realizarse de forma empírica o numérica, basadas en una caracterización geológica y geométrica de la capa más superficial. Se pretende obtener unos rangos de frecuencia donde se produzca la máxima amplificación, obteniendo así la frecuencia predominante del suelo. De esta forma, también se establecen rangos de amplificación del movimiento del suelo, para las distintas amplitudes espectrales.

Los trabajos de Ligorria y Atakan (1997) y Atakan (1997) son una muestra de estudio empírico de la respuesta local, donde se producen continuas referencias a otros estudios en esta línea de trabajo. Algunas observaciones de tipo general recogidas en estos trabajos, corroboran conclusiones de otros autores (Lermo y Chávez-García (1993), Harzell (1992), Atakan y Torres (1997), Beresnev et al. (1995),...). Entre ellas cabe destacar:

- ✓ Las amplificaciones espectrales dependen de la frecuencia. En el caso de cuenca sedimentaria la frecuencia predominante está muy relacionada con la geometría de la misma y las características de los depósitos sedimentarios.
- ✓ El comportamiento no lineal de las razones espectrales en sedimentos, se puede observar, bien mediante la comparación de las amplificaciones espectrales de sismos de diferente tamaño, o bien, a través de la respuesta del emplazamiento dependiente de la frecuencia y de las características de los sedimentos. En altas frecuencias, se ha observado que normalmente se producen desamplificaciones.

En Dimitriu et al. (1999), de nuevo se pone en evidencia la respuesta no lineal del emplazamiento. En el trabajo se emplea la técnica de las razones espectrales *HVSR* para analizar los dos rasgos principales del efecto no lineal del suelo sobre el movimiento del mismo: la desamplificación del movimiento fuerte y el decrecimiento de la frecuencia predominante. En el estudio realizado sobre los datos de la red *SMART1* (Taiwán), se ha estimado el grado de no linealidad en función de la banda de frecuencia, obteniéndose que por debajo de 1.5 Hz la respuesta no lineal excede a la lineal, por encima de 2 Hz la respuesta no lineal se reduce a la lineal, y, más allá de 4 o 6 Hz ésta cae por debajo de la unidad, produciéndose la desamplificación. Entre 10 y 16 Hz las dos respuestas convergen. Además resaltan una disminución importante de la frecuencia predominante de 3 a 1 Hz. Respecto a la fiabilidad de la técnica los autores consideran que ésta puede ser utilizada para detectar y estudiar la respuesta no lineal del emplazamiento. (Figueras, et al., 1992)

Sin embargo, todavía muchos de los resultados que se obtienen en este tipo de trabajo son locales, aplicables a la región de estudio. Por ejemplo, en el caso de los trabajos citados anteriormente (Ligorria y Atakan (1997), Atakan (1997)), se observa que:

- ✓ Salvo en condiciones especiales, en promedio los factores de amplificación no exceden un factor de seis.
- ✓ En cualquier diseño sísmico de una región, es aconsejable considerar un factor mínimo de amplificación de dos a tres.
- ✓ Las frecuencias predominantes varían en los distintos emplazamientos, dependiendo del tipo de suelo. Sin embargo, la mayoría de amplificaciones ocurre en una banda de frecuencias de 1 a 8 Hz.

Por tanto, a pesar de los muchos esfuerzos que se han dedicado al estudio de las características del movimiento del suelo debido a la geología local, existen muchos temas sin resolver, como pueden ser: la extrapolación de los resultados a otros emplazamientos, la fiabilidad de las estimaciones realizadas con algunas técnicas, la aplicabilidad de los modelos unidimensionales de propagación de onda, o por el contrario la necesidad de utilizar modelos bidimensionales o de grado superior, etc.

Para responder a estos interrogantes, se han realizado experimentos en distintas áreas, seleccionadas específicamente como emplazamientos patrón para el estudio del efecto local. Un ejemplo es la línea de trabajos del proyecto EURO-SEISTEST (Jongmans et al. (1998), Riepl et al. (1998), Dimitriu et al. (1998) y Cid et. al, (1998)) llevado a cabo

en el valle de Volvi, cerca de la ciudad de Thessaloniki (Grecia), dotado de instrumentos de alta resolución. Parte del proyecto se dedicó a un estudio geofísico y geotécnico de la cuenca, obteniéndose una información exhaustiva sobre la estructura superficial (composición y geometría), y de otras propiedades (velocidades de las ondas P y S, coeficientes de atenuación,...).

Se aplicaron técnicas empíricas (como la estimación de razones espectrales estándar, y, de razones entre componentes horizontales y vertical, el método de Nakamura,...), y, técnicas teóricas analíticas (el método de la matriz de Thomson-Haskell, el método del coeficiente de reflectividad de Kennett). Entre las conclusiones se anotan:

- ✓ Se encuentra una asimetría en las amplificaciones locales, a lo largo del perfil perpendicular al eje del valle. En el borde sur de la estructura, donde se encuentra una de las fallas principales, se estima valores mayores de amplificación en una banda de frecuencia de hasta 5 Hz.
- ✓ La compleja estructura más superficial suaviza las curvas de amplificación de tal manera, que dificulta enormemente la determinación de modos específicos de resonancia.
- ✓ Las variaciones a lo largo de la dirección paralela al eje del valle son pequeñas. Por tanto una primera aproximación a la geometría de la cuenca, puede realizarse mediante un modelo bidimensional.
- ✓ En una buena cobertura azimutal, los valores medios de amplificación calculados para diez sismos locales son tan representativos como los obtenidos para un número mayor de eventos locales.
- ✓ El uso de telesismos mejora la resolución de bajas frecuencias.

3.2.2. Efecto de la topografía superficial

Es conocida la influencia de la topografía sobre la señal sísmica con efectos diferenciales en los edificios situados en zonas elevadas como se pudo observar en los terremotos de Friuli en 1976 e Irpinia en 1980, o en el reciente de Kozani de 1995, NW Grecia (Bard, 1997). En general se produce amplificación sobre topografías convexas (zonas elevadas con relieve) y desamplificaciones sobre las cóncavas (zonas bajas y valles).

Los estudios relacionados con el efecto local debido a las irregularidades topográficas del terreno se han desarrollado posteriormente a los dedicados al estudio de la geología superficial. En parte este desfase puede ser debido a que una de las líneas de estudio importante de este problema, como es la de la simulación numérica, se ha desarrollado paralelamente a la evolución de la capacidad de cálculo de los ordenadores (Álvarez, 1999).

Existen algunos resultados hasta la fecha que estiman, cualitativa y cuantitativamente, el efecto local de las irregularidades topográficas más interesantes que se pueden encontrar en la naturaleza. Para obtener estos resultados se han realizado estudios sobre distintos modelos que se pueden clasificar en:

- ✓ Topografías convexas: cualquier elevación sobre la superficie libre como dorsales y montañas.
- ✓ Topografías cóncavas: como valles y cañones.

Dentro de las distintas topografías, la situación del emplazamiento es importante, destacando por las peculiaridades del efecto que se produce: los bordes y el fondo de los cañones o valles, las cimas y los pies de las montañas.

Las distintas geometrías que se han aplicado para estos estudios están caracterizadas por algunos parámetros. Por ejemplo, en el caso de las topografías convexas, el contorno de la superficie libre sobre un medio homogéneo, ha sido descrito frecuentemente mediante el modelo de Sills (1978). Ver ecuación 3.4 y figura 3.10:

$$f(x) = h(l - c^2) \exp(-c^2) \quad (3.4)$$

donde $c = x/l$

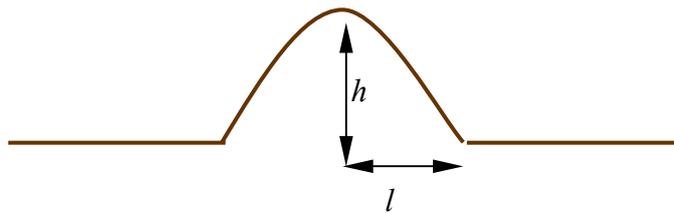


Figura 3.10. Modelo 2D de elevación sobre la superficie libre, Sills (1978). Los parámetros característicos son la semianchura l , y la altura h . X es la coordenada en la dirección de l .

Por otro lado, en la figura 3.11 se ilustra la geometría de algunos estudios realizados en topografías cóncavas, como es el caso de los cañones semielípticos sobre un medio homogéneo.

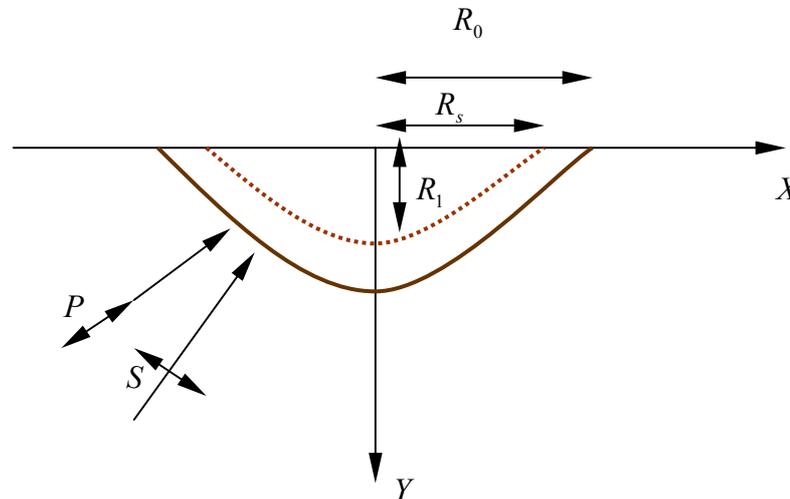


Figura 3.11. Modelo 2D de cañón semiesférico. La geometría del problema viene definida en función de los radios R_0 y R_1 .

Pero no sólo afecta la forma de la irregularidad de la superficie a la hora de evaluar el efecto local. Se ha comprobado que el efecto de la topografía es sensible a la radiación incidente en cuanto a: tipo de onda, ángulo de incidencia y azimut de la misma. Esta nueva componente del problema suele estar contemplada en los estudios, realizando los análisis para distintos tipos de ondas: P, SV, SH y ondas superficiales, así como, para distintos ángulos de incidencia, y azimut (Álvarez, 1999).

3.2.2.1. Algunos resultados sobre la cuantificación del efecto de la topografía

En los estudios teóricos y basados en la observación, la estimación del efecto de la topografía, se han obtenido resultados cuantitativos del mismo para distintas irregularidades del terreno y distintos campos incidentes. Como ejemplo de algunos estudios recientes, en modelos que responden a geometrías básicas: cóncavas o convexas.

Una de las topografías cóncavas más estudiadas es el cañón semielíptico. Zhang et al. (1998), corrobora algunos de los resultados conocidos en otros trabajos, pero con geometría semicircular. El estudio se realiza bajo la incidencia de las ondas SH, SV, P y Rayleigh.

En el caso de incidencia de ondas SH, se validan los resultados obtenidos en Trifunac (1973), donde se resuelve analíticamente el estudio de las amplitudes en la superficie de un cañón semicircular de radio a en función de la frecuencia adimensional, η :

$$\eta = \frac{\omega a}{\pi c} = \frac{2a}{\lambda} \quad (3.5)$$

Este parámetro, η , que combina la geometría del problema mediante el radio a con algunas de las propiedades dinámicas de la radiación como es la frecuencia angular, ω , y la velocidad de las ondas sísmicas, c , representa la razón entre la anchura del cañón y la longitud de onda, λ , del campo ondulatorio. Este tipo de frecuencias adimensionales suelen formar parte de los estudios del efecto de emplazamiento. Algunos resultados inferidos son:

- ✓ El mayor valor del factor amplificador para los distintos ángulos de incidencia se aproxima a 2.
- ✓ A medida que el ángulo de incidencia aumenta, el patrón de las amplitudes de los emplazamientos se complica. En la incidencia normal existe simetría respecto al centro del cañón, mientras que al aumentar el ángulo, se produce un efecto de barrera o escudo sobre el margen del cañón expuesto a la llegada de la onda, generando una zona de sombra en la vertiente opuesta. Ver figura 3.12.

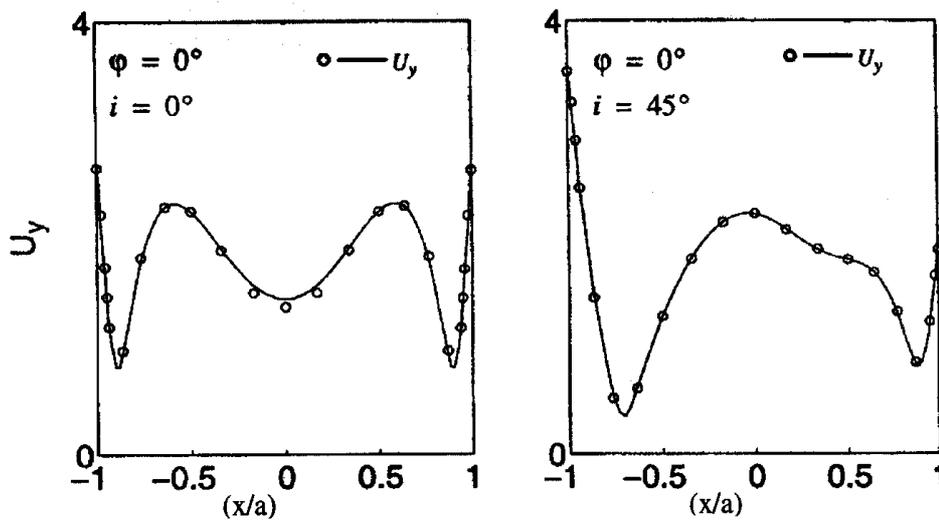


Figura 3.12. Desplazamiento (U_y) registrado en un cañón semicircular de radio a (Zhang, 1998), bajo la incidencia de las ondas SH de amplitud unidad. La frecuencia adimensional es $\eta = 1$.

En este mismo trabajo se comprueban los resultados obtenidos por Luco et al. (1990), en la estimación del efecto local para el caso de ondas incidentes SV y P, así como, el realizado por Wong (1982), mediante un procedimiento basado en un método inverso generalizado (ver figura 3.13).

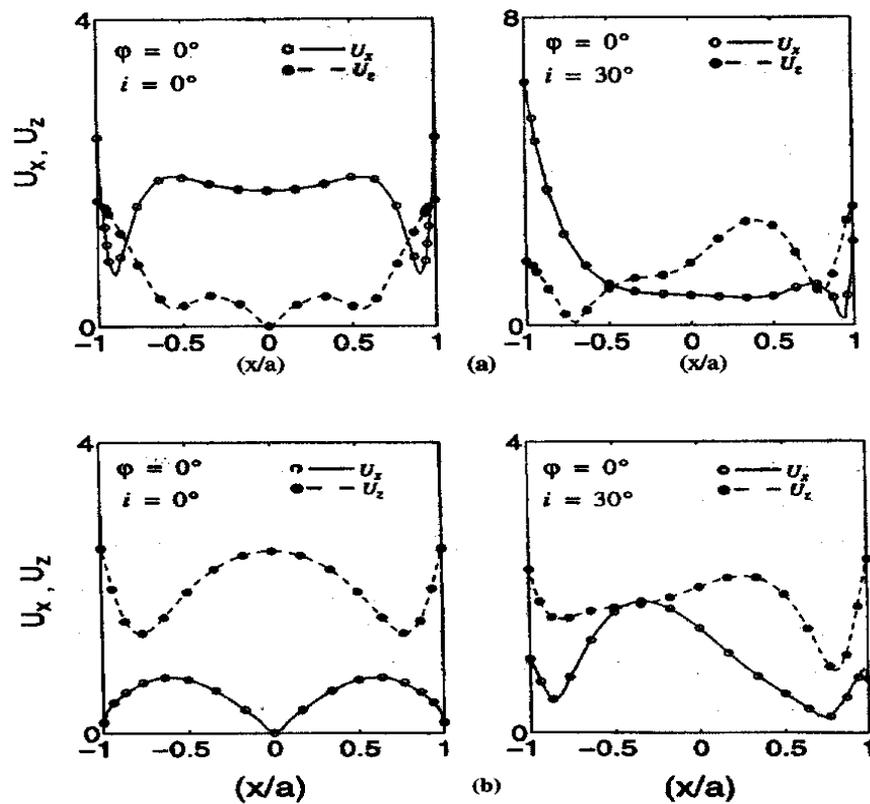


Figura 3.13. Desplazamiento (U_x, U_z) registradas en un cañón semicircular de radio a (Zhang, 1998). La frecuencia adimensional $\eta=1$ y amplitud de incidencia la unidad. (a) Incidencia de las ondas SV. (b) Incidencia de las ondas P.

Los rasgos más sobresalientes se resumen en:

- ✓ La amplificación de las amplitudes es menor que dos veces las amplitudes en la superficie libre sin topografía.
- ✓ Las amplitudes en la vertiente sobre la que incide el movimiento ondulatorio pueden llegar a ser inferiores a las registradas en la vertiente opuesta. Este fenómeno puede ser debido a las conversiones de las ondas originales. En el caso de las ondas SV, este efecto es más importante.
- ✓ Respecto a los resultados del efecto de la incidencia de las ondas Rayleigh, las amplitudes en algunos casos son prácticamente el doble de las incidentes en el contorno del cañón. Además se observa un efecto escudo muy pronunciado.

Además, aunque los trabajos dedicados a este problema presentan un panorama muy complejo y disperso debido, por un lado, a las muchas variables que toman parte en el fenómeno (desde las distintas geometrías y representaciones en el dominio temporal y espectral hasta los diversos parámetros característicos de la radiación implicada) y por otro, a la variedad de la metodología empleada, se pueden destacar algunos resultados cualitativos de tipo general donde la observación y la teoría presentan una cierta

convergencia. De los trabajos realizados al respecto, se resaltan algunos de los rasgos característicos que han sido analizados por distintos autores y son:

- ✓ Amplificación sobre la cima y su entorno.
- ✓ Existencia de un módulo fundamental de resonancia transversal de la elevación, sobre una banda de frecuencias 3 a 5 Hz.
- ✓ En cañones topográficos se producen efectos de amplificación de ondas SH en el margen y desamplificación de éstas en la base del cañón, Sánchez-Sesma (1985). Ambos efectos aumentan con la profundidad del mismo, componiéndose la radiación observada de ondas directas, ondas reflejadas en la superficie y ondas difractadas generadas en las márgenes.
- ✓ Numerosas investigaciones se han llevado a cabo sobre los fenómenos causados por otras irregularidades topográficas, destacando las de Brune (1984) y Sánchez-Sesma (1983). En todos los casos se manifiesta la dependencia del efecto con el tipo de radiación, ángulo de incidencia y dimensiones de la anomalía.

3.2.2.2. Consideraciones del efecto topográfico según la normativa francesa

Pocos son los países que se han preocupado de considerar en los códigos de construcciones sismo-resistentes, el efecto topográfico.

Los efectos debidos a la superficie topográfica aún no son totalmente entendidos y no son numerosas las instrumentaciones u observaciones que justifiquen un análisis estadístico. Por esto no existen relaciones empíricas y en consecuencia actualmente los códigos sísmicos y guías de estudios de microzonificación no consideran los efectos topográficos.

Recientemente la Asociación Francesa para la Ingeniería Sísmica, AFPS-95, ha publicado una guía para estudios de Microzonificación Sísmica, en donde se contempla un coeficiente de amplificación topográfico. En esta se anotan las recomendaciones de la AFPS-90, que permiten la determinación de este coeficiente a partir de perfiles característicos en zonas de montaña.

- **Coeficiente de amplificación topográfica**

Excepto en los casos en que el efecto topográfico del movimiento sísmico es directamente considerado por medio de cálculos dinámicos basados en una modelación apropiada del relieve, se tendrá en cuenta un coeficiente de amplificación por topografía, τ .

El coeficiente τ de sitio, relativo a un punto P, es convenientemente determinado a partir de ciertas características del perfil de mayor pendiente pasando por P (figura 3.14).

Dentro de las particularidades, es posible definir varias líneas de mayor pendiente pasando por P (crestas o depresiones), por tanto conviene considerar los perfiles más desfavorables.

Se trazan los perfiles teniendo en cuenta las terrazas de grandes masas, si la importancia del proyecto lo necesite.

Las situaciones de pie o de circo son representadas en la figura 3.14.

De los perfiles compuestos por $Y_i P Y_j$ considerados, se selecciona el más desfavorable.

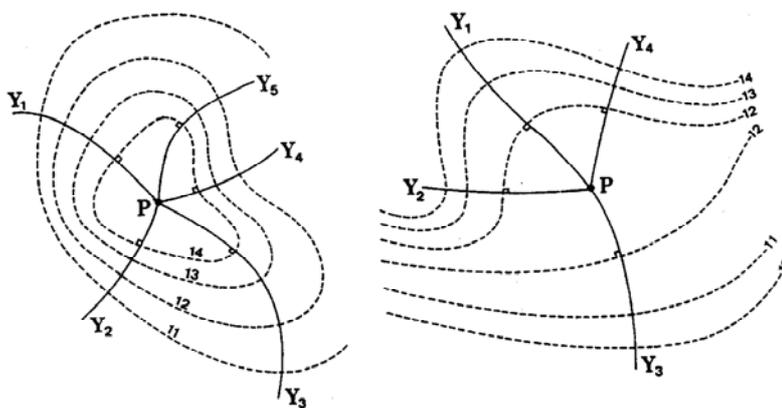


Figura 3.14. Seleccionar el perfil más desfavorable de los perfiles $Y_i P Y_j$.

Por líneas de cresta y arista se entiende un cambio de pendiente correspondiente a un relieve convexo, las dos pendientes están en el mismo sentido (o una de ellas es nula) en el primer caso y de sentidos contrarios en el segundo (ver figura 3.18).

Estando el perfil esquemáticamente descompuesto en secciones sucesivas, que en el interior de aquellas se considera uniforme, los elementos del relieve que intervienen en el cálculo de τ son:

- ✓ Bordes de la cresta alrededor del punto P con las condiciones de las figuras 3.15, 3.16 y 3.17.
- ✓ Eventual proximidad de los rebordes de la cresta (figura 3.18) o de depresiones o elevaciones (figura 3.19).

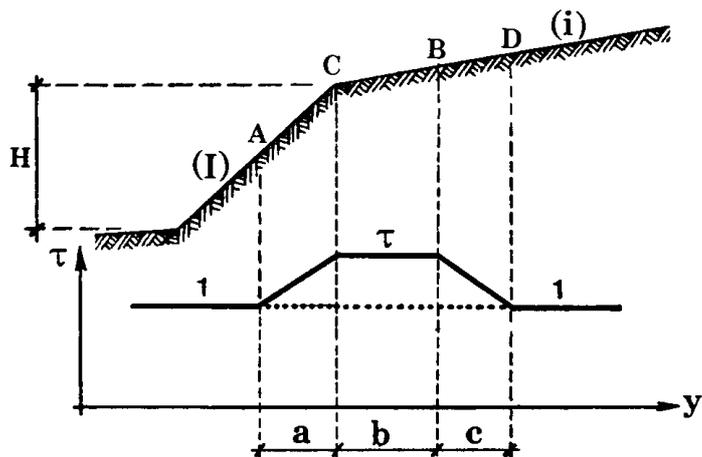


Figura 3.15. Esquema para el cálculo del coeficiente de amplificación debido a la topografía.

El valor de τ , para tener en cuenta el efecto sísmico debido a la topografía en una construcción, es el más desfavorable de los valores obtenidos del entorno del sitio de interés.

La determinación de H es de apreciación (figura 3.15). A título indicativo se puede considerar como base del relieve el punto más bajo donde la pendiente general del sitio es inferior a 0.40.

La determinación de I puede ser cualquier tramo de pendiente I de longitud pequeña. Dentro de esta situación como la de la figura 3.16 es posible remplazar I1 por la media ponderada:

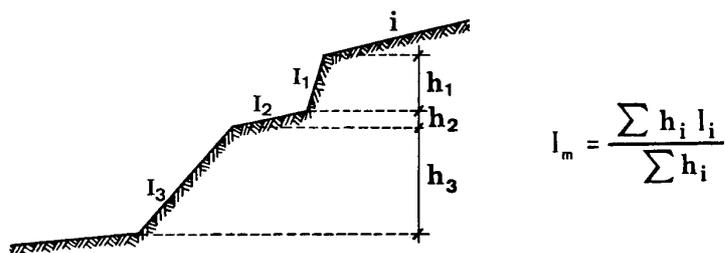


Figura 3.16. Muestra el caso para el cálculo de la pendiente ponderada.

Las recomendaciones para obtener el valor del coeficiente de amplificación debido a la topografía, se anotan enseguida:

- **Borde de cresta**

Si se considera la cima C (figura 3.15) delimitada por una vertiente hacia abajo de pendiente I (tangente del ángulo) y una vertiente hacia arriba de pendiente i, si:

$$\begin{cases} H \geq 10\text{m} \text{ (H es la altura de la cresta desde la base del relieve)} \\ i \leq I/3 \end{cases}$$

El coeficiente τ , toma los valores:

$$\begin{cases} \tau = 1 & \text{para } \rightarrow I-i \leq 0.40 \\ \tau = 1 + 0.8(I-i - 0.40) & \text{para } \rightarrow 0.40 \leq I-i \leq 0.90 \\ \tau = 1.40 & \text{para } \rightarrow I-i \geq 0.90 \end{cases}$$

Sobre el tramo CB (figura 3.15) hacia arriba definido por la longitud b en su proyección horizontal (en metros):

b = mínimo de:

$$\begin{cases} 20I \\ \frac{H+10}{4} \end{cases}$$

Para los valores entre 1 y τ realizar la interpolación lineal para los tramos AC y BD de longitud (figura 3.15):

$$\begin{cases} a = AC = H/3 \\ c = BD = H/4 \end{cases}$$

Tomar el valor de 1 para el punto A y por encima del punto D.

Para los casos de líneas de cresta sucesivas C_1, C_2, \dots , es conveniente considerar además de los efectos individuales de las crestas o cambios de pendiente, los efectos de las crestas ficticias de pendiente I' definida en la figura 3.17.

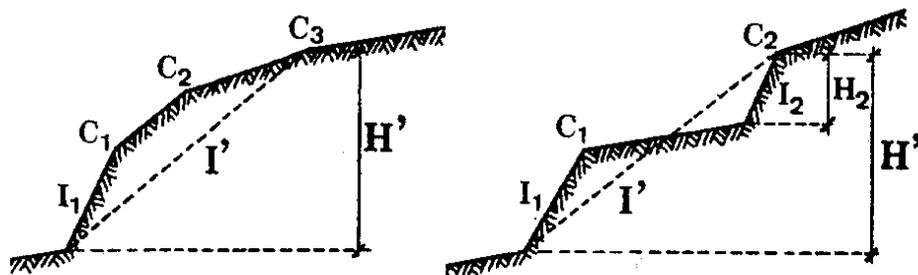


Figura 3.17. Esquemas para el cálculo de bordes de crestas.

- **Rebordes de arista**

En los casos de presentación de aristas (pendientes I e i de sentidos contrarios) se tratan de la misma manera que los rebordes de cresta pero, los términos (I-i) se reemplazan por (I+i) en las fórmulas anteriormente escritas. Ver figura 3.18.

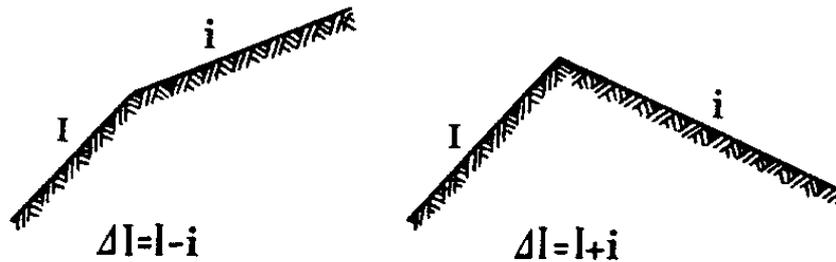


Figura 3.18. Esquema para el cálculo del coeficiente en cresta o arista.

- **Perfiles combinados de crestas y aristas.**

Dentro de los casos de relieves compuestos por dos pendientes contrarias I1 e I2 separadas por crestas intermedias, es conveniente considerar además, los efectos individuales de cambios de pendiente, los efectos de las crestas ficticias, como se indican en la figura 3.19 y se tomará la envolvente de los resultados.

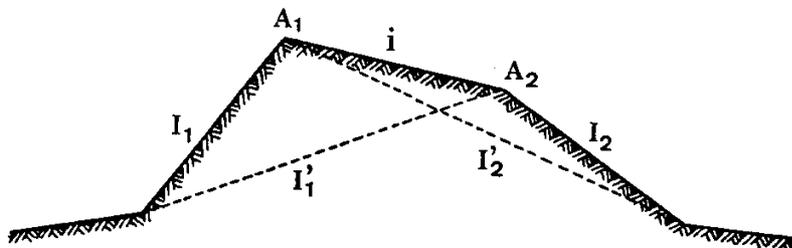


Figura 3.19. Esquema para el cálculo de pendientes ficticias de perfiles combinados.

3.3. MÉTODOS DE EVALUACIÓN DE LOS EFECTOS SÍSMICOS LOCALES

Se han aplicado numerosas y variadas metodologías en zonificación condicionadas por los medios y datos disponibles para estudiar los efectos de sitio. Por ello resulta difícil presentar de forma coherente un estado de la cuestión del tema; en cambio, es más fácil analizar el problema desde la perspectiva del método de análisis o forma de caracterización de tales efectos.

Sin embargo, en general la modelización del efecto del suelo se hace a través de la estimación de la función de transferencia, que consiste en la relación espectral entre un registro en un emplazamiento dado y un registro situado en un emplazamiento de referencia, que suele tratarse de roca dura. Puede ser también de importancia considerar el aumento de duración de la acción sísmica (Roca et al., 1999).

Los métodos para la evaluación de los efectos sísmicos locales pueden clasificarse en empíricos y numéricos, pudiendo subdividirse los empíricos en métodos instrumentales y métodos indirectos (Delgado, 1997) (ver figura 3.20).

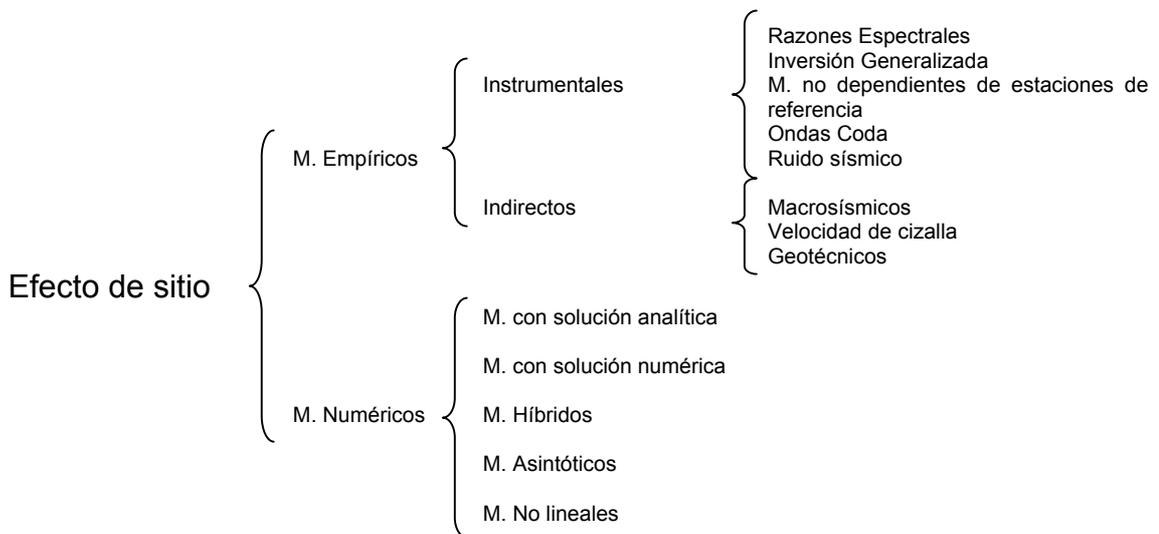


Figura 3.20. Métodos y técnicas disponibles para el análisis de la respuesta del suelo y la zonificación sísmica de una región.

3.3.1. Métodos empíricos instrumentales

Pueden basarse en diferentes tipos de datos: medidas con registros instrumentales de terremotos y medidas de ruido sísmico (microtremors).

Estos métodos tienen como objetivo fundamental determinar la función de transferencia del depósito superficial. El método de las relaciones espectrales determina la función de transferencia del suelo mediante la relación entre los registros sísmicos obtenidos en dos estaciones cercanas, estando una de ellas en afloramiento rocoso y llamada estación de referencia. Se cita también el denominado de razones espectrales H/V, el cual consiste en hallar la relación entre la componente horizontal y la vertical, asumiendo que los sedimentos superficiales son transparentes a la componente vertical del movimiento sísmico. Los resultados de esta técnica ponen de manifiesto que sólo se obtiene la frecuencia fundamental del sitio, pero ninguna información más acerca de su función de transferencia.

Los métodos de onda coda se basan en la fracción de energía que llega tras el paso de las fases directas de las ondas de volumen y superficiales. Éstos permiten obtener factores de amplificación dependientes del sitio y de la frecuencia, eliminando los efectos de la fuente y de la trayectoria, siendo el resultado, específico del sitio.

Los métodos de análisis espectral de ruido sísmico ambiental, parten de analizar el espectro de perturbaciones naturales o humanas del suelo. Se puede distinguir tres técnicas: a) Amplitudes espectrales, se considera que cualquier variación frecuencial del registro respecto al espectro plano en roca es debido a las capas superficiales. b) Razones espectrales, basado en el mismo fundamento que el método de razones espectrales de terremotos. y c) Técnica de Nakamura (Nakamura, 1989), fundamentada teóricamente en el método de razones espectrales H/V. Únicamente se obtiene información de la frecuencia fundamental del depósito y no de la amplificación.

3.3.2. Métodos empíricos indirectos

Se incluyen aquellas técnicas basadas en observaciones experimentales de los daños provocados por la vibración sísmica, en relación con la naturaleza del suelo y sus propiedades físico-mecánicas. La relación entre la geología superficial del terreno y la severidad de la sacudida sísmica se ha puesto de manifiesto durante la ocurrencia de terremotos; de este modo han sido establecidas relaciones empíricas entre ésta y el incremento de la intensidad del movimiento del suelo (Vidal et al., 1996; Secanell, 1998). El uso de estos métodos presenta la ventaja de que la información se obtiene directamente de mapas geológicos y puede ser aplicable a grandes áreas y a pequeños núcleos urbanos. Del mismo modo se puede aplicar correlaciones empíricas observadas en terremotos entre el incremento de intensidad sísmica y las propiedades dinámicas y físico-mecánicas de los materiales.

3.3.3. Métodos numéricos

La modelación numérica es especialmente útil para evaluación de los efectos de sitio, principalmente en los lugares en los que no se dispone de los requerimientos necesarios para utilizar métodos experimentales. Fundamentalmente es necesaria la evaluación de cuatro elementos:

- a) Selección de la señal de entrada adecuada al problema de análisis.
- b) Conocimiento dinámico del área a modelizar.
- c) Selección de los algoritmos de cálculo y
- d) Validación de los resultados.

En la selección de las señales de entrada se han de tener en cuenta dos factores:

- a) En métodos de simulación no lineales la señal de entrada debe producir el nivel de deformación de cizalla adecuada.
- b) La señal de entrada debe ser acorde al nivel de peligrosidad sísmica esperado en la zona de estudio.

Los parámetros característicos de esta señal de entrada son la aceleración pico, contenido frecuencial y duración, los cuales dependen de la magnitud del terremoto y de la distancia sitio-fuente. Diferentes métodos han sido desarrollados con el objetivo de definir la acción sísmica cuando no se dispone de registros reales: generación de acelerogramas compatibles con espectros de respuesta (Barbat y Canet, 1994; Bard et al., 1995; Colom, 1995; Hurtado, 1996; Egozcue, 1996; Yépez, 1996), métodos basados en modelos sísmológicos (Brune, 1970; Catalán, 1995), uso de Funciones de Green Empíricas (Lachet, 1996; Heuze et al., 1997, etc.).

Por otro lado debe ser determinada la estructura y propiedades dinámicas del subsuelo; mucha de esta información requiere ensayos de campo y de laboratorio específicos, por lo que este tipo de información es poco usual y costoso de obtener.

Los algoritmos de cálculo se caracterizan según el tipo de modelización que hacen del problema, por el método de análisis y por las ecuaciones constitutivas del suelo. Una selección de los métodos de cálculo pueden ser encontrados por ejemplo en Alarcón, 1989; Figueras, 1994; Ledesma, 1996; Delgado, 1997; Suhadolc, 1997. Los métodos con solución analítica, son utilizados para estudiar medios estratificados horizontales, estos métodos consideran la geometría del problema como un apilamiento de capas planas homogéneas sobre un semiespacio infinito (sentido 1D). Los métodos híbridos, surgen de la combinación de diferentes programas con el objetivo de aprovechar la capacidad específica de cada uno en el estudio de partes separables del problema. Los métodos asintóticos, son válidos para estructuras de grandes dimensiones en relación con las longitudes de onda involucradas, se pretende estudiar fenómenos a altas frecuencias.

Los métodos no lineales consideran ecuaciones constitutivas que reproducen el comportamiento no lineal del suelo; se basan en la teoría de la plasticidad y en la simulación directa de las curvas de histéresis esfuerzo de cizalla-deformación de cizalla. Los métodos de dominio son puramente numéricos y son los únicos capaces de tener en cuenta geometrías y reologías complejas a la vez; entre estos se encuentran los métodos de las diferencias finitas, y los elementos finitos y los pseudo-espectrales. Los métodos de contorno consideran las condiciones de borde del área estudiada para obtener las soluciones; entre estos están los directos e indirectos según planteen las soluciones en función de los desplazamientos y tracciones o en términos de las fuerzas o momentos en la frontera (Delgado, 1997).

Finalmente siempre que sea posible es aconsejable la validación de los resultados aportados por los métodos numéricos a partir de datos experimentales del movimiento del suelo, debido a las numerosas fuentes de incertidumbre asociadas a los parámetros utilizados (Cid, 1998).

3.4. MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA: CONCEPTOS

En la mayoría de los países del mundo donde los terremotos constituyen una amenaza se han adoptado una serie de normativas de construcción con el objeto de prevenir daños en estructuras. Como señala la Asociación Francesa de Ingeniería Sísmica, AFPS

(Bard et al., 1995), aún cuando estas normativas constituyen un importante paso en la prevención y reducción de daños, sólo son una solución parcial al problema del riesgo sísmico. Estas normativas tienen en cuenta la peligrosidad sísmica regional y se imponen a los constructores de edificios pero, en cambio, no consideran los efectos locales o los efectos inducidos por los terremotos, ni tienen aplicabilidad en el campo del uso del suelo.

A diferencia de los códigos de construcción, la zonificación sísmica representa un análisis técnico aplicado a la división del territorio en áreas que sufrirán con la misma severidad un fenómeno sismoinducido. Esta división del territorio en áreas de igual comportamiento es útil para la selección del uso apropiado del suelo y la adopción de medidas conducentes a la reducción de los daños y pérdidas ocasionadas por los terremotos en dicha región.

La expresión final de esta zonificación depende de su ámbito de aplicación. Así, para una normativa de construcción sismo-resistente la clasificación de las zonas deberá hacerse en función de la peligrosidad sísmica, expresada en algún o en algunos parámetros característicos del movimiento “esperado” del suelo, como por ejemplo intensidad macrosísmica, aceleración o espectro de respuesta (Roca et al., 1999).

Casi todos los terremotos destructivos recientes han mostrado la importancia de la amplificación del movimiento sísmico debido a efectos locales en la distribución de los daños. El caso más dramático quizás fue el ocurrido el 19 de septiembre de 1985 en ciudad de Méjico debido al terremoto ocurrido a 300 km en la zona de Guerrero en la costa del Pacífico; las ondas de largo período fueron muy amplificadas por los sedimentos lacustres de gran espesor sobre los que se asienta gran parte de la ciudad, como ya se ha visto en el apartado 3.2.1. Con posterioridad, amplificaciones importantes ocurrieron en el área de la Bahía de S. Francisco debidas al sismo de Loma Prieta de 1989 o en los casos más recientes en las ciudades de Los Ángeles con el sismo de Northridge de 1994; en la ciudad de Kobe, Japón en 1995; en la ciudad de Armenia, Colombia en 1995; en la Costa del Perú en 1996; Izmit, Turquía en 1999; en los que aparte de tener importancia otros efectos debidos a la ruptura, grandes amplificaciones pudieron observarse en los registros y en los daños (Roca et al., 1999).

Estos efectos del suelo, al introducirse en la zonificación de la peligrosidad sísmica, pueden considerarse a escala regional, desde un punto de vista estadístico. No obstante, su representación natural es la escala local. En los últimos años se ha visto el gran interés de la clasificación de los territorios, sobre todo en zonas urbanas, a escala local, según los tipos de suelo. El resultado de estos estudios es lo que se denomina frecuentemente microzonificación sísmica. Este mismo término microzonificación puede encontrarse también en un sentido más amplio: en la preparación de planes de emergencia y también en aplicaciones que dentro del campo de la prevención se requiera evaluar a priori los daños que pueden producirse por terremotos, lo que se denomina frecuentemente generar escenarios de daños. Para ello es preciso llevar a cabo una microzonificación de la zona de estudio que incluya no sólo la evaluación de los efectos locales sino también una estimación de la vulnerabilidad sísmica de las edificaciones (incluyendo viviendas y edificios especiales) y también de las líneas vitales, como paso previo a la estimación de daños (daños en edificación, pérdidas económicas, efectos en personas,...)(Roca et al., 1999).

Durante la IV Reunión Internacional sobre Zonificación Sísmica, celebrada conjuntamente en Chicago (USA) y Viena (Austria) en 1994, se propuso la siguiente definición para la zonificación sísmica:

Zonificación sísmica es el proceso que da lugar a la división de una región geográfica en áreas o zonas de menos tamaño en base a una valoración conjunta del entorno o amenaza sísmica (hazard environment), del entorno o conjunto de elementos construidos expuestos a riesgo (built environment) y del conjunto de decisiones administrativas (policy environment).

Según Oyo, 2000, la microzonificación sísmica es un método de dividir un área geográfica (región, prefectura o ciudad) en pequeñas zonas evaluando varios parámetros de daño durante un gran sismo. Parámetros estimados como la aceleración del movimiento del suelo, intensidad sísmica, potencial de licuefacción, daños directos e indirectos e influencia de daños como interrupción de actividades industriales y desgracias con el flujo del tráfico, etc. La microzonificación sísmica es una metodología multidisciplinaria con combinaciones de geología, geotecnia, ingeniería sísmica, ingeniería civil, ingeniería arquitectónica, ingeniería social y otros.

La zonificación se realiza a escala nacional, regional, provincial o urbana dependiendo de las aplicaciones particulares consideradas. Se espera que los elementos en riesgo en una determinada zona experimenten el efecto del terremoto con la misma severidad durante un período de exposición dado. Sin embargo, la vulnerabilidad y el riesgo sísmico de los diferentes elementos individuales de una zona pueden variar ampliamente.

