

SISMICIDAD INDUCIDA POR EL EMBALSE DE ITOIZ

Antonio M. Casas Sainz

Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza

Indice

1.	Geología de la zona surpirenaica Navarra	5
1.1.	Estructura general de la Cordillera Pirenaica	5
1.2.	Evolución del Pirineo durante el Mesozoico y el Terciario. Cuencas sedimentarias	6
1.3.	Estructura del Pirineo Navarro en la transversal de Aoiz.	10
2.	Sismicidad en el Pirineo occidental	17
2.1.	Distribución de sismos históricos y recientes	17
2.2.	Distribución de hipo y epicentros en la zona surpirenaica Navarra	20
3.	La crisis sísmica manifestada a partir de Septiembre de 2004	20
3.1.	Introducción	20
3.2.	Efectos del terremoto de septiembre de 2004. Estudio macrosísmico	23
4.	El fenómeno de la sismicidad inducida	27
4.1.	Orígenes del fenómeno	27
4.2.	Interpretación	29
4.3.	Conclusiones sobre la sismicidad inducida	31
5.	Origen de la sismicidad en la zona de Itoiz	32
6.	Riesgos asociados a los movimientos sísmicos	33
7.	Conclusiones	35
8.	Referencias bibliográficas	36
8.1.	Referencias citadas	36
8.2.	Normativa vigente y de aplicación a proyectos de grandes presas como la de Itoiz	38
8.3.	Otra documentación consultada	38

1. Geología de la zona surpirenaica navarra

1.1. Estructura general de la Cordillera Pirenaica

Los Pirineos constituyen la cordillera que limita por el norte la microplaca Ibérica, con una longitud total que supera los 1000 km, desde el Atlántico hasta el Mediterráneo (Muñoz, 1991). No obstante, se suele considerar como cadena pirenaica propiamente dicha al segmento de la misma que separa Iberia de la zona continental europea (Pirineo ístmico). Tradicionalmente se ha dividido al Pirineo y sus cuencas de antepaís en varias zonas, en sentido transversal, que son, de norte a sur, la Cuenca de Aquitania, Zona Norpirenaica, Zona Surpirenaica (incluyendo a la Zona Axial) y Cuenca del Ebro (Fig. 1).

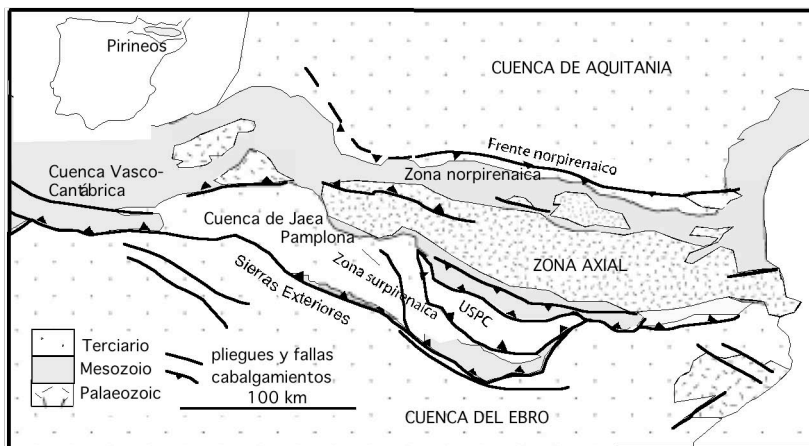


Figura 1. Esquema geológico general de la Cordillera Pirenaica

Durante su evolución alpina el Pirineo puede considerarse como una cadena intermedia entre las cordilleras intraplaca y los auténticos orógenos, ya que no se ha comprobado la existencia de subducción litosférica previa a la colisión continental ni existe magmatismo ni metamorfismo generalizado asociado a la compresión. En relación con la estructuración clásica de los orógenos el Pirineo muestra bien desarrollado el cinturón de pliegues y cabalgamientos de antepaís (*foreland fold-and-thrust belt*), parte correspondiente a los cinturones de pizarras (*slate belt*), y faltarían como tales las zonas internas del orógeno. La denominada Zona Axial pirenaica no corresponde estrictamente a las zonas internas de un orógeno sino a la parte más alta de cadena, donde afloran las rocas paleozoicas (la también denominada *Haute Chaîne Primaire*).

Estructura hercínica

El "zócalo" paleozoico de la Cordillera Pirenaica está compuesta por metasedimentos y rocas ígneas de edad Cambro-Ordovícico a Carbonífero. En el Pirineo central dominan los metasedimentos de edad Devónico y Carbonífero, parcialmente cubiertos por una molasa tardihercínica (Stephaniense-Pérmico) compuesta por areniscas, lutitas y calizas continentales. La estructura hercínica de la Cordillera Pirenaica está representada por pliegues y cabalgamientos, en general vergentes al sur y acompañados por esquistosidad de plano axial (Matte, 2002). Los cuerpos ígneos más importantes corresponden a rocas graníticas, emplazadas en una etapa tardía en relación al período orogénico principal, bajo un régimen transpresivo dextro (Gleizes *et al.*, 1998).

La estructura alpina de la Cadena Pirenaica es relativamente sencilla, y consta de un apilamiento antiformal de rocas paleozoicas, que constituyen la denominada Zona Axial, con varias escamas

cabalgantes, más numerosas hacia el E. La correlación lateral entre estas escamas no es sencilla ya que en muchos tramos no existen marcadores de rocas mesozoicas que permitan determinar el rejuego alpino de algunos de los cabalgamientos. Como ejemplo, en el corte de la Noguera Pallaresa aparecen tres unidades paleozoicas conocidas, de abajo arriba, como Rialp, Orri y Nogueres (Muñoz, 1991). A la altura del Aragón Subordán la escama aflorante es la de Gavarnie, y por debajo de ella se situaría la escama del Guarga (Teixell, 1998) (Figura 2). Más al oeste la escama de Gavarnie desaparece, en el extremo occidental de la Zona Axial, y su lugar es ocupado por el cabalgamiento de Lakora, que se continúa en el de Quinto Real. La escama del Guarga se corresponde con la que denominaremos escama de Oroz-Betelu en el Pirineo Navarro.

La transferencia de desplazamientos de los cabalgamientos alpinos del “zócalo” a la cobertera mesozoica y terciaria es probablemente una de las características que definen la estructura actual del Pirineo en la denominada Zona Surpirenaica. Esta transferencia está condicionada por la existencia de un nivel de despegue basal en el Triásico Superior (facies Keuper). Algunos de los cabalgamientos situados en los niveles inferiores al despegue general no llegan a aflorar en superficie y transfieren su desplazamiento a la cobertera situada por encima de este nivel, con la particularidad de que, al igual que ocurre en otras cadenas, los límites de las unidades cabalgantes de cobertera pasan a estar más condicionadas por la geometría previa del nivel de despegue y de las unidades mesozoicas que por la propia dinámica de la cuña orogénica. Esto se hace especialmente evidente en la unidad surpirenaica central (Séguret, 1972).

1.2. Evolución de la Cordillera Pirenaica durante el Mesozoico y el Terciario. Cuencas sedimentarias.

La extensión mesozoica

Al final de la orogenia hercínica la sedimentación continental se asocia a grandes fallas transcurrentes (desgarres tardihercínicos) con cierta componente normal. Las cuencas asociadas a estas fallas son restringidas arealmente aunque alcanzan espesores de sedimentos importantes. En algunos casos, en el relleno de las cuencas participan de forma importante los materiales volcánicos (especialmente andesíticos) y vulcanosedimentarios (Gisbert, 1983). A partir del Pérmico, y durante el Triásico Inferior, la sedimentación se hace más extensiva, aun manteniendo el tipo de facies y sus áreas de distribución. Es probable que durante el Triásico la sedimentación estuviera ligada a fallas normales, lo cual explicaría la ampliación de las cuencas en relación a la etapa de sedimentación pérmica (Gisbert, 1983).

Durante el Mesozoico la sedimentación del surco pirenaico se relaciona, primero, con la separación entre la Microplaca Ibérica y la Placa Europea y el movimiento de desgarre sinistro, posterior, entre ambas placas, ligados ambos movimientos a la apertura del Atlántico y del Golfo de Vizcaya. La situación extensional o transtensiva dio lugar a la sedimentación, sobre todo en la Zona Norpirenaica, de varios miles de metros de sedimentos, en su mayor parte marinos. Durante el Jurásico y hasta el Aptiense domina la sedimentación de plataforma carbonatada con episodios arrecifales. Durante el Albiense se produce la sedimentación del llamado “flysch negro”, compuesto mayoritariamente por lutitas, en cuencas interpretadas como de *pull-apart*, ligadas al movimiento sinistro de la Placa Ibérica mediante la Falla Norpirenaica (Figura 2).

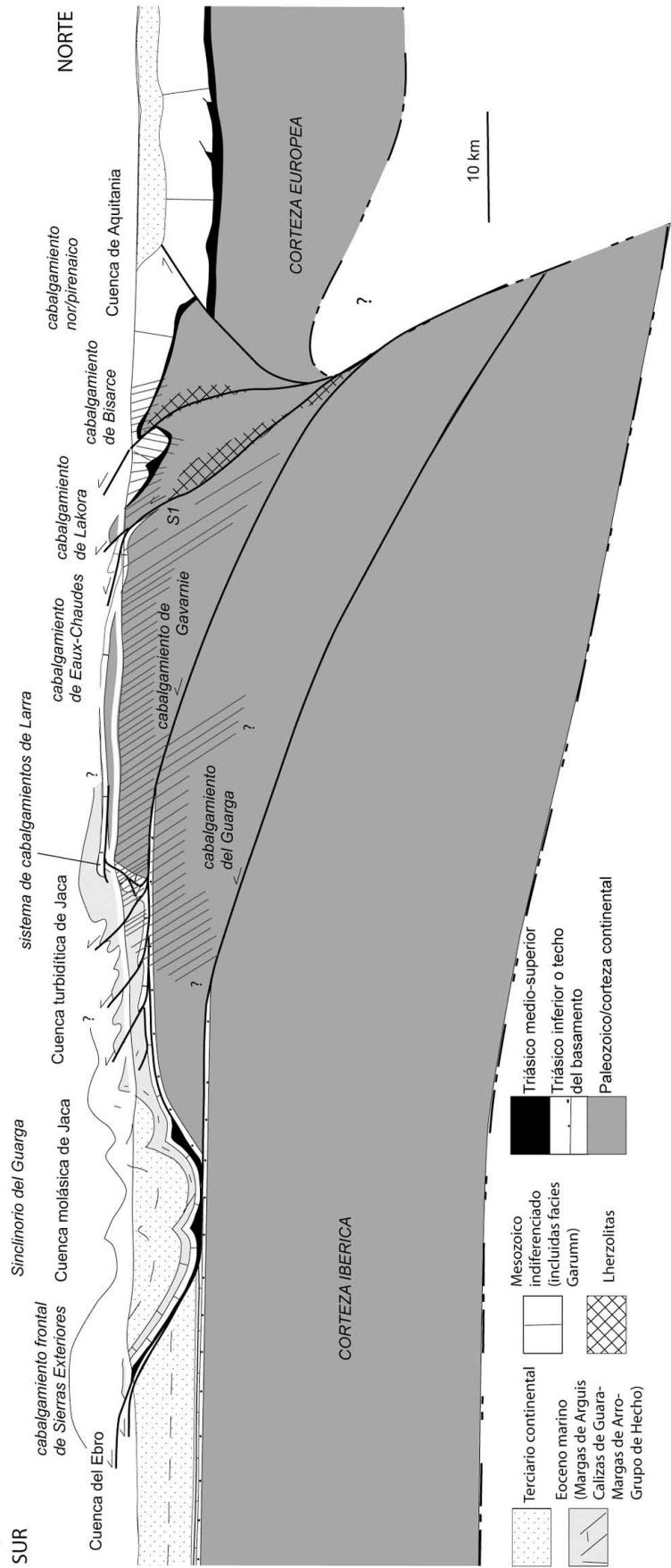


Figura 2 (A). Corte geológico general de la Cordillera Pirenaica en la transversal del Aspe-Aragón

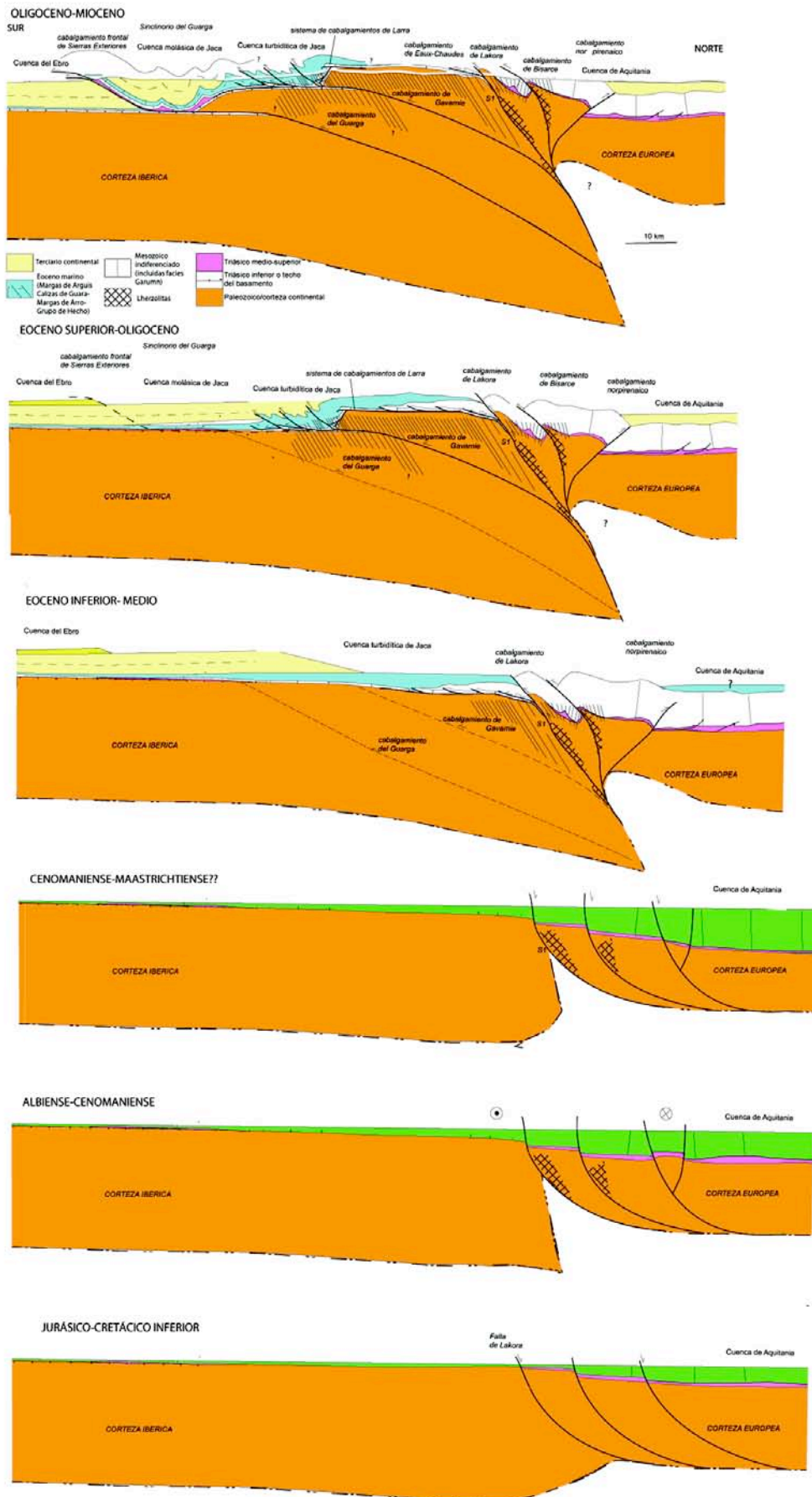


Figura 2 (B). Evolución Mesozoico-Terciaria de la Cordillera Pirenaica referida al corte de la figura 2 (A)

El emplazamiento de las rocas ultrabásicas, situadas actualmente en torno a la falla Norpirenaica (Figura 2. B) tuvo que ver probablemente con los movimientos extensionales y transtensivos, aunque su posicionamiento definitivo está determinado por las estructuras compresivas cenozoicas (Choukroune y Mattauer, 1978). A partir del Albiense, y hasta finales del Cretácico Superior aparecen sedimentos turbidíticos que en conjunto alcanzan espesores de varios miles de metros.

En la Zona Surpirenaica el registro mesozoico no es tan continuo como en la Zona Norpirenaica. Como auténticas cuencas de envergadura similar a las de la Zona Norpirenaica pueden citarse la Cuenca Vasco-cantábrica, al oeste, y las cuencas situadas sobre la Unidad Central Surpirenaica en el Pirineo central (Simó, 1985). Entre ambas el espesor de los sedimentos mesozoicos es considerablemente menor, en parte por erosión, y en general por no depósito o sedimentación de series reducidas de plataforma, contemporáneas de las turbiditas del Cretácico Superior del surco norpirenaico (Millán *et al.*, 2000).

La compresión terciaria

A partir del Cretácico Superior, la convergencia de las placas africana, ibérica y europea cambia el régimen tectónico del surco pirenaico. Aunque una parte de la sedimentación del Cretácico terminal y del Paleoceno pudiera estar relacionada con este evento (Facies Garumn), el cambio de régimen tectónico se manifiesta en el Pirineo en la génesis de cuencas de antepaís a partir del Eoceno inferior, ligadas al emplazamiento de las unidades cabalgantes de la Zona Axial (Figura 2, A, B). Durante el Eoceno inferior y medio domina la sedimentación de materiales turbidíticos (Grupo de Hecho) en el surco pirenaico situado entre las dos áreas con sedimentación mesozoica importante (Cuenca Vasco-cantábrica y Unidad Surpirenaica Central). El límite norte de esta cuenca surpirenaica de antepaís o Cuenca de Jaca es desconocido, y hacia el sur la sedimentación turbidítica pasa gradualmente a margas de talud (Margas de Arro-Fiscal, Puigdefàbregas, 1975) y finalmente a calizas de plataforma (Calizas de Guara) que se asientan sobre el margen continental del antepaís sur. Las paleocorrientes indican procedencia este de la mayor parte de los aportes (Labaume *et al.*, 1985), aunque las megacapac que aparecen dentro de la secuencia se relacionan con grandes deslizamientos desde las plataformas carbonatadas situadas al sur (Barnolas y Teixell, 1994). La génesis de la cuenca turbidítica puede explicarse como consecuencia del emplazamiento de láminas cabalgantes más al norte (falla de Lakora, Teixell, 1998), aunque también se ha aludido a la posibilidad de fuerzas subcorticales (Millán *et al.*, 1995).

A partir del Eoceno medio, una vez rellena la cuenca turbidítica, aparecen unas margas de plataforma-talud deltaico sobre las calizas del margen sur (Margas de Arguis-Pamplona, de edad Luteciense), que pasan progresivamente a sedimentos de frente deltaico (Fm Belsué-Atarés), provenientes también del sur y del este, y a depósitos de origen francamente continental (sedimentos fluviales del Grupo Campodarbe). Estos últimos depósitos alcanzan espesores de más de 6.000 metros entre los meridianos de Jaca y Pamplona y corresponden a la denominada cuenca molásica de Jaca (Puigdefàbregas, 1975). Su formación es contemporánea con la génesis de cabalgamientos en la Zona Axial pirenaica (lámina de Gavarnie) y con el levantamiento y erosión parcial de la cuenca turbidítica. Todo el sistema fluvio-deltaico que constituyen las formaciones de Arguis-Pamplona, Belsué-Atarés y Campodarbe progresa hacia el O-NO según el eje de la cuenca. Sin embargo, el relleno molásico incluye materiales de origen aluvial proximal en varios abanicos de procedencia norte. El último y más meridional de los cabalgamientos paleozoicos, la lámina del Guarga

(Teixell, 1998), transfiere su desplazamiento a través del Triásico Superior hasta el cabalgamiento frontal surpirenaico (situado en el frente actual de las Sierras Exteriores Aragonesas), que presenta desplazamientos máximos de 25-30 km. Su actividad en el Oligoceno inferior supone el transporte en bloque superior de una parte de la cuenca de antepaís de Jaca que evoluciona como cuenca de *piggyback*, separada de su parte meridional no despegada que pasa a denominarse Cuenca del Ebro.

1.3. Estructura geológica en la transversal de Aoiz

Al igual que ocurre en el sector aragonés, en la parte occidental del Pirineo Navarro (hasta la denominada falla de Estella-Pamplona por el oeste) la estructura puede considerarse como el resultado de la compresión alpina actuante sobre un zócalo paleozoico sobre el cual se dispone la cobertera mesozoico-terciaria. Dentro de esta existen varios niveles de despegue principales (especialmente el Triásico superior, aunque no extendido por toda la zona, y niveles evaporíticos dentro de la serie Eocena), además de la posibilidad de despegues secundarios dentro de las series turbidítica y molásica. Ello hace que en conjunto la estructura corresponda a una cadena de zócalo y cobertera, con estructura distinta en cada uno de estos niveles, aunque en conjunto los acortamientos tengan que ser equivalentes en ambos sistemas de cabalgamientos.

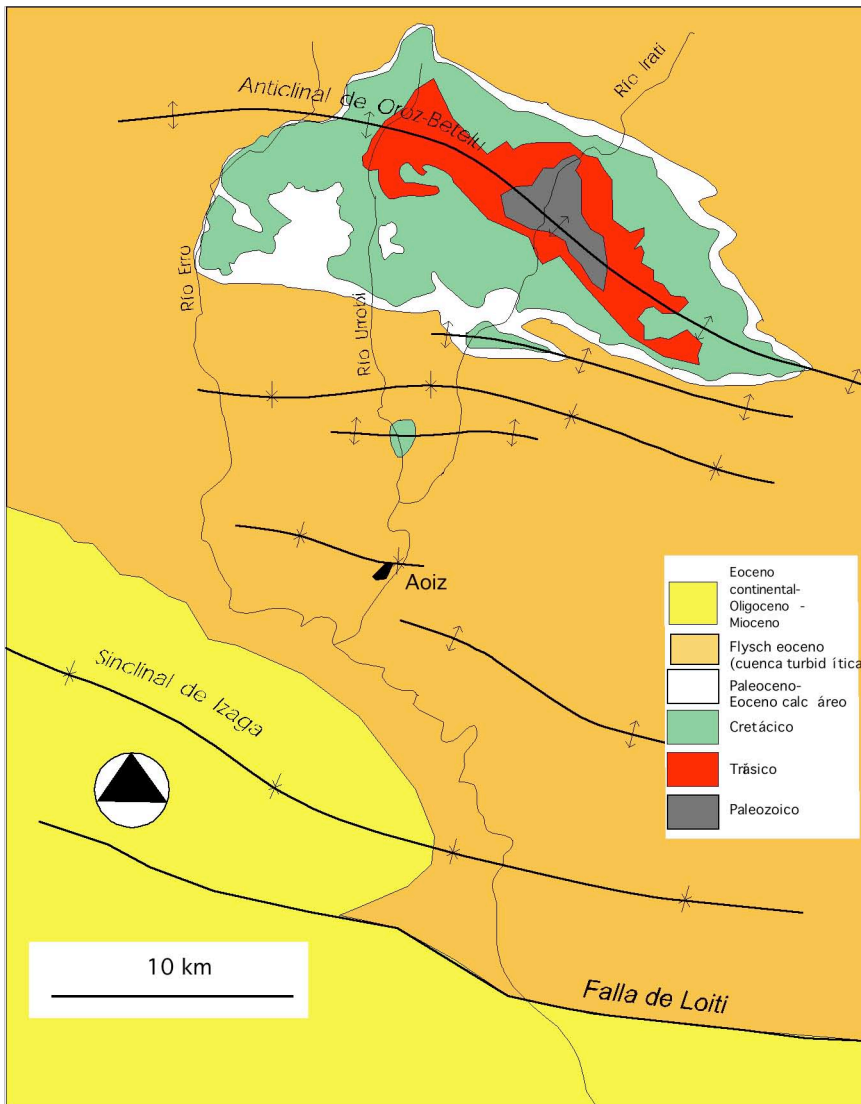


Fig. 3. Estructura de cobertera en la transversal de Aoiz

Estructura de cobertera

En el sector navarro la cuenca turbidítica eocena ocupa una amplia franja de dirección E-W, que va ampliándose en afloramiento progresivamente desde el oeste hacia el este. Al norte está limitada por los cabalgamientos de vergencia sur que involucran al zócalo paleozoico y limitan el macizo de Quinto Real. Por el sur las turbiditas eocenas se sumergen bajo las molasas paleógenas (Eoceno superior-Oligoceno-Mioceno) de la Cuenca del Ebro. Las facies *flysch* se apoyan sobre el Paleoceno y el Cretácico superior calcáreos, que afloran en torno al pequeño afloramiento paleozoico de Oroz-Betelu, con una estructura anticlinal de dirección aproximada WNW-ESE. Todas estas unidades se cortan a lo largo del río Irati al norte de Aoiz (Fig. 3).

Los depósitos continentales de la cuenca del Ebro están constituidos por formaciones evaporíticas (yesos de Puente la Reina, Falces y Lerín), areniscosas (areniscas de Mues, Sangüesa y Ujué), y conglomeráticas (conglomerados del Perdón), estas últimas abundantes sobre todo en las zonas próximas al borde N de la cuenca del Ebro.

La estructura más importante asociada a los movimientos pirenaicos en esta zona es el cabalgamiento ciego en cuyo bloque superior aparece el macizo paleozoico de Oroz-Betelu, que corresponde a una estructura de zócalo de la que hablaremos más adelante. Este constituye el cabalgamiento de zócalo más meridional en el sector navarro y transporta en su bloque superior tanto rocas pre-orogénicas (Paleozoico, Triásico, Cretácico) como parte de los sedimentos sintectónicos depositados en la cuenca turbidítica durante el Eoceno. El amortiguamiento frontal de esta estructura da lugar a una serie de pliegues de dirección aproximada E-W que conectan hacia el W con los pliegues del borde S de la Sierra de Aralar. Al sur del macizo de Oroz-Betelu aparece un pequeño afloramiento de materiales cretácicos, correspondiente al núcleo de un anticlinal de dirección E-W, posiblemente situado también en el bloque superior del citado cabalgamiento. El núcleo cretácico del anticlinal aflora en torno al río Urrobi. Este último anticlinal forma parte de un tren de pliegues de dirección E-W que define un anticlinorio entre el afloramiento paleozoico de Oroz-Betelu y el sinclinal de la Peña Izaga.

El flanco N de este anticlinorio, aguas abajo de la confluencia de los ríos Irati y Urrobi presenta varias complicaciones de detalle, con interferencia de pliegues de dirección N-S que dan lugar a que los ejes de los pliegues menores presenten inmersión hacia el oeste. Esta situación estructural es muy patente en el entorno inmediato de la presa de Itoiz, donde las capas del *flysch* eoceno presentan dirección próxima a NW-SE y N-S, con buzamientos medios de 20° hacia el oeste.

Hacia el este aparecen en cobertera una serie de cabalgamientos, que utilizan distintos niveles de despegue, aunque probablemente enraizan en las facies Keuper del Triásico superior, y que dan lugar a las Sierras de Leire y de Illón, situadas al norte del embalse de Yesa. La geometría y orientación de estas estructuras permiten relacionarlas con las ya comentadas que aparecen a lo largo del valle de Irati y que afectan a la serie turbidítica.

El sinclinal de Peña Izaga es una estructura de cierta importancia en la cual se puede constatar la contemporaneidad de los movimientos tectónicos con el depósito de la serie molásica, ya que la dicha serie presente potencias considerablemente distintas en ambos flancos del sinclinal. Inmediatamente al sur de

este sinclinal se sitúa la falla de Loiti, también de dirección pirenaica. Esta falla no aparece muy bien representada en la transversal Norte-Sur de Aoiz, debido probablemente a la existencia de un cabalgamiento de alto ángulo de vergencia sur posterior a la misma y asociado a la formación del sinclinal de Peña Izaga. No obstante, la falla puede seguirse perfectamente al este de la transversal, y también al oeste, donde enlazaría con las estructuras de la Sierra de Alaiz, en la que afloran rocas cretácicas. La falla de Loiti corresponde probablemente a un retrocabalgamiento hacia el norte que compensaría parte del acortamiento asociado a los cabalgamientos de zócalo de vergencia sur (especialmente el cabalgamiento de Oroz-Betelu) que comentaremos a continuación (Figura 4).

Estructura de zócalo

En el sector oriental del Pirineo navarro la estructura de zócalo es similar a la del Pirineo aragonés, con la diferencia de que el cabalgamiento de Gavarnie desaparece hacia el norte, probablemente entroncándose con el de Lakora-Eaux Chaudes. Este último desaparece hacia el oeste y es sustituido por el cabalgamiento de Quinto Real, que coloca materiales paleozoicos en el bloque superior del cabalgamiento sobre rocas mesozoicas y terciarias (fundamentalmente turbiditas de la cuenca eocena) que definen en conjunto una estructura de sinclinal tumbado vergente al sur. En conjunto, los cabalgamientos que involucran rocas paleozoicas en el bloque superior presentan una traza ligeramente arqueada con la convexidad hacia el norte. Esta disposición puede deducirse a partir de la geometría de los cabalgamientos en superficie y la disposición de los afloramientos de los macizos paleozoicos (Figura 5), pero también se observa claramente en los mapas de anomalías gravimétricas de Bouguer (Mezcua et al., 2000). En algunos puntos las trazas de los cabalgamientos de Lakora y de Quinto Real no presentan continuidad cartográfica, debido probablemente a la existencia de despegues dentro de la serie mesozoico-terciaria y a la contemporaneidad entre la formación de los cabalgamientos y la sedimentación de la serie turbidítica.

La base de la corteza puede considerarse como ligeramente inclinada hacia el norte, con una corteza que presenta un espesor mínimo en la cuenca del Ebro y máximo en los macizos paleozoicos, como corresponde a la anomalía de Bouguer, que se hace progresivamente más importante hacia la prolongación hacia el oeste de la Zona Axial, aunque dicha Zona Axial no exista como tal en la transversal de Aoiz.

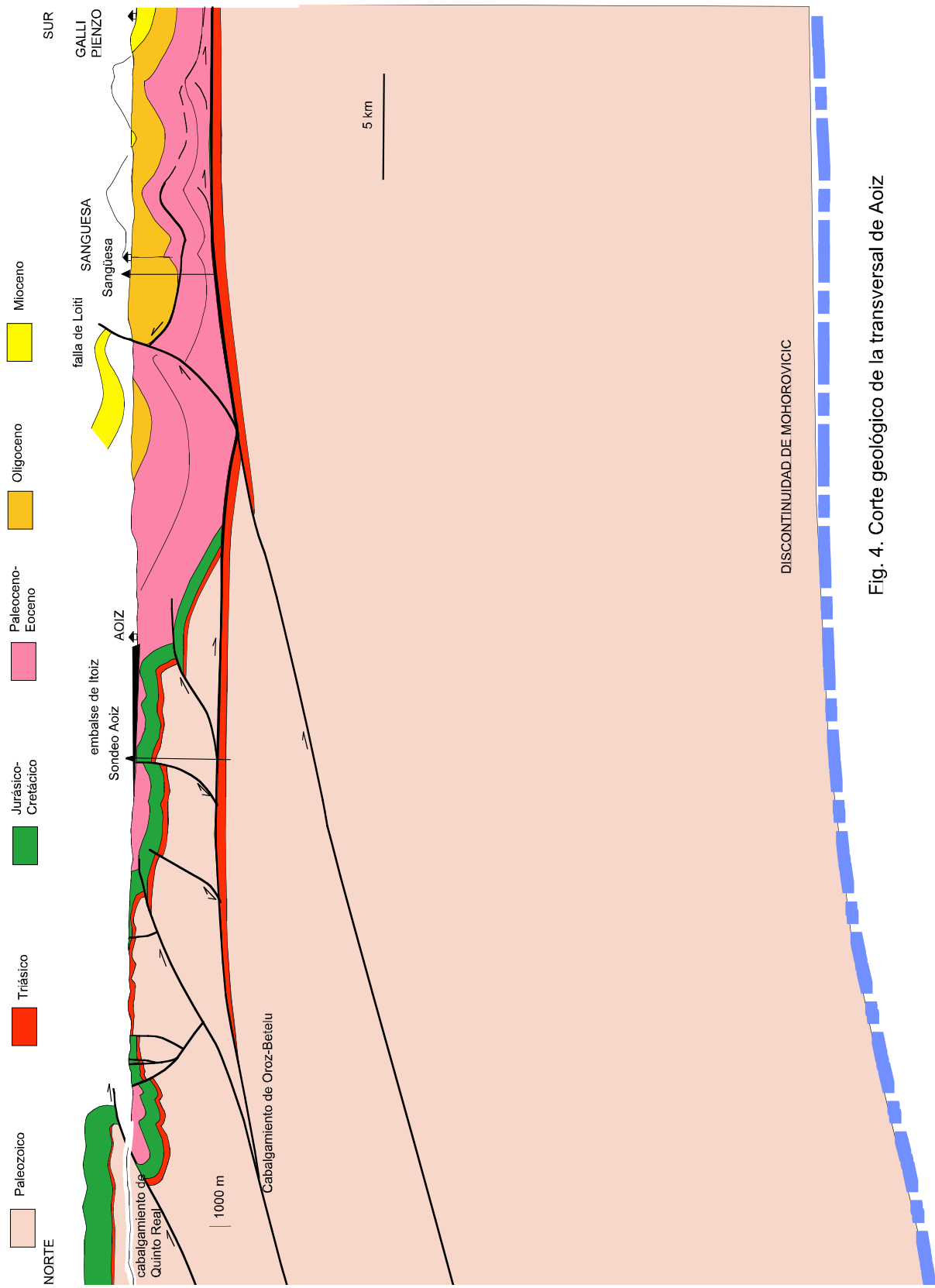


Fig. 4. Corte geológico de la transversal de Aioiz

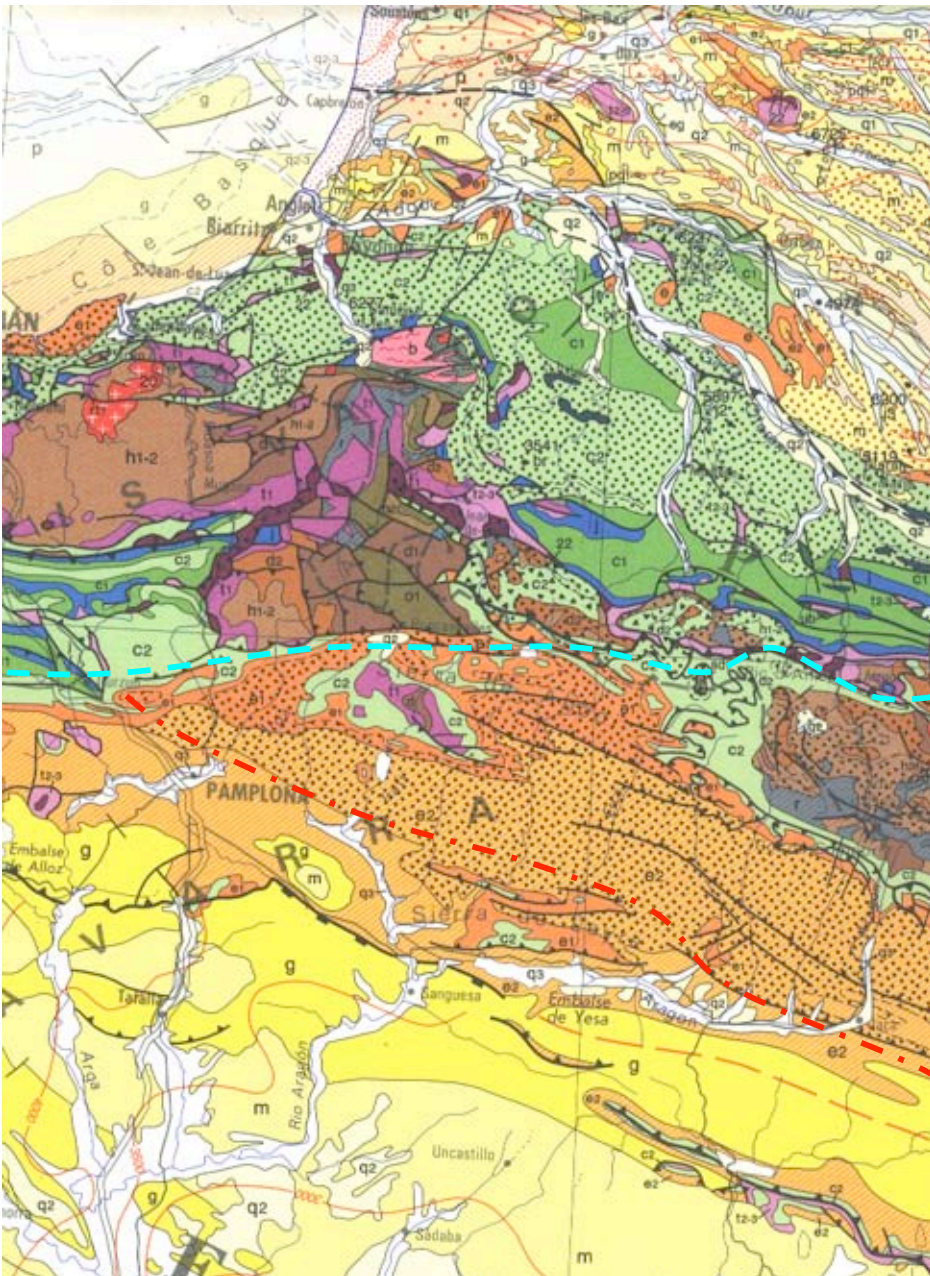


Figura 5. Esquema geológico general del pireneo occidental (tomado de BRGM, 1996). Se han señalado las trazas de los cabalgamientos de Quinto Real-Lakora (en azul) y Oroz-Betelu-Guarga (en rojo).

El cabalgamiento de Oroz-Betelu, que constituye probablemente la prolongación occidental del cabalgamiento del Guarga (ver más arriba y figura 5) no aflora en superficie pero ha sido detectado a partir de perfiles de sismica de reflexión petrolera realizados a finales de los años 70 y comienzos de los 80 en la cuenca de Pamplona. En uno de estos perfiles, de dirección Norte-Sur (Figura 6) que atraviesa la cuenca turbidítica se observa un reflector muy continuo por debajo del macizo de Oroz-Betelu hasta Aizoáin, que puede interpretarse como resultado de la existencia de una unidad mesozoica por debajo del paleozoico o de la propia superficie del cabalgamiento de Oroz Betelu. El *cutoff* de bloque superior de este cabalgamiento se situaría ligeramente al sur de Aizoáin (Figura 4).

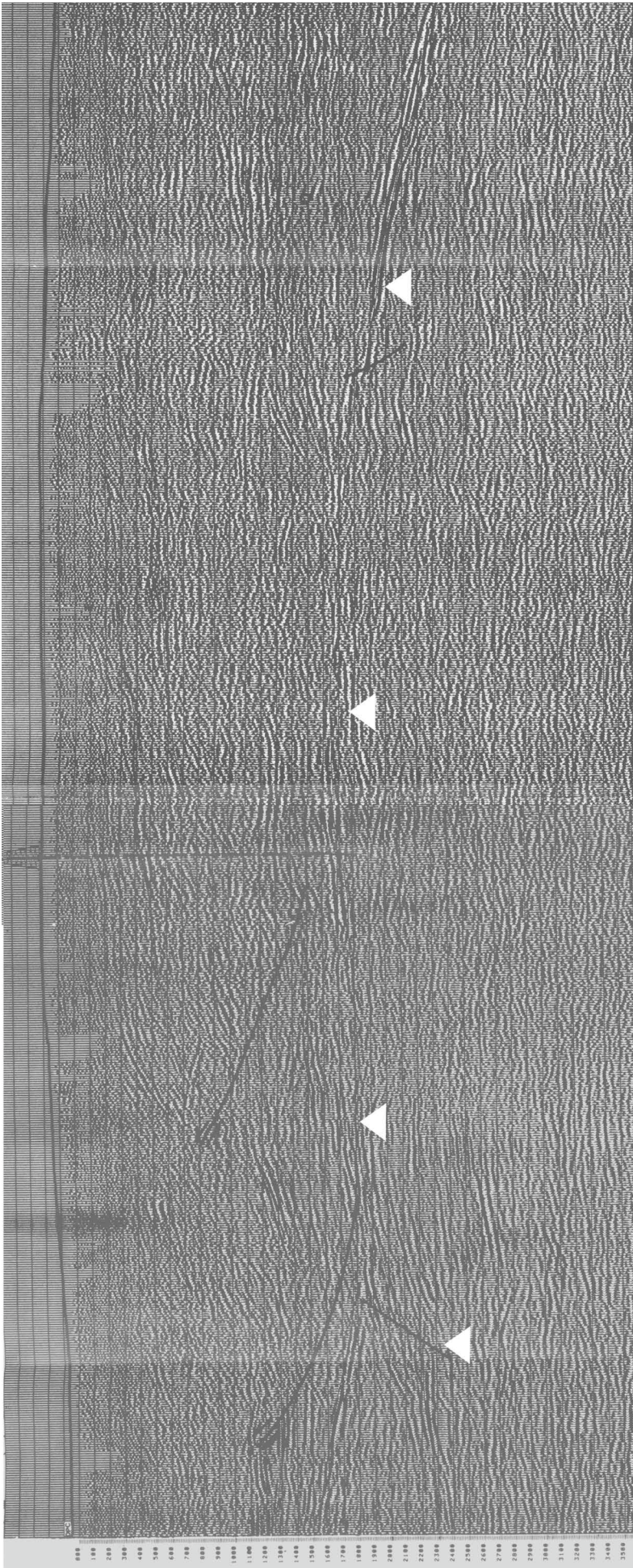


Figura 6. Perfil sísmico N (a la derecha)-S (a la izquierda) que corta el cabalgamiento de Oroz-Betelu (marcado con triángulos blancos). La posición del sondeo de Aioiz está marcada por el dibujo de la torre. Escala vertical en tiempos dobles (milisegundos)

En la proyección de la traza del perfil sísmico se realizó un sondeo mecánico (Aoiz, ver Lanaja, 1987) cuya columna se representa en la figura 7. En este sondeo, por debajo del mesozoico y terciario que rodea el macizo de Oroz-Betelu se perforó el paleozoico para encontrar por debajo de este, a unos 4200 metros de profundidad, la serie triásica que se identifica en el perfil sísmico. El contacto del paleozoico sobre el Triásico debe ser, pues, el cabalgamiento de Oroz-Betelu, que presenta un desplazamiento horizontal que puede oscilar entre un mínimo de 5 km y un máximo en torno a 15 km. El cabalgamiento de Oroz-Betelu es probablemente contemporáneo, al menos parcialmente, con la sedimentación de la serie turbidíticas y molásicas.

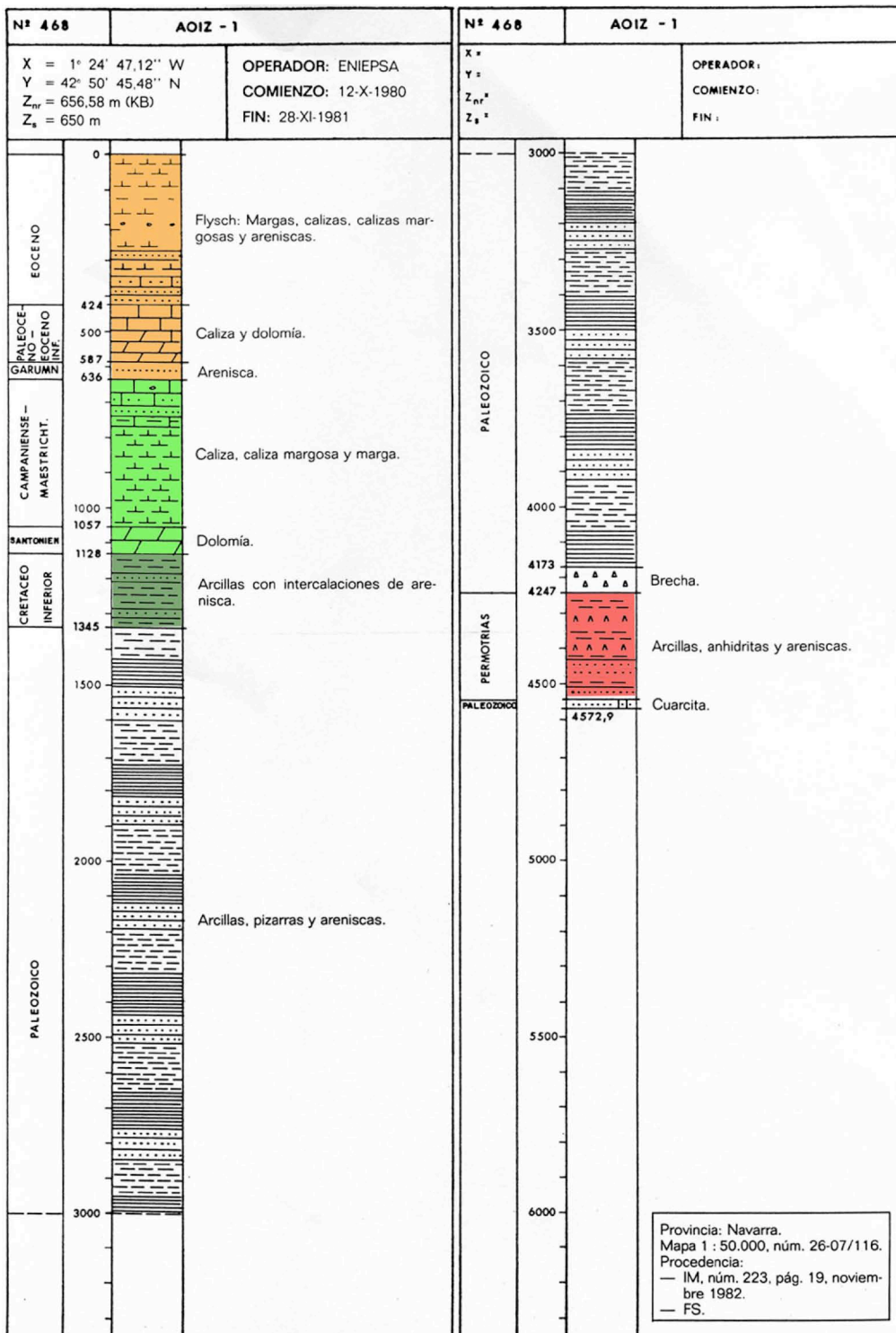


Figura 7. Log estratigráfico del sondeo de Aoiz (según Lanaja, 1987)

En el perfil sísmico de la figura 6 puede observarse que la superficie del cabalgamiento de Oroz-Betelu no es plana, sino que está ligeramente deformada, por lo que puede interpretarse además un cabalgamiento por debajo del mismo, de modo que el cabalgamiento de Oroz-Betelu quedaría en su bloque superior, con una ligera deformación antiformal. El bloque superior del propio cabalgamiento de Oroz-Betelu también se encuentra deformado por la existencia de varias fallas, algunas de las cuales son probablemente heredadas de las etapas extensionales mesozoicas (Triásico y Cretácico, fundamentalmente), y reactivadas durante la compresión terciaria. El desplazamiento hacia el sur del cabalgamiento de Oroz-Betelu fue probablemente compensado por el movimiento de retrocabalgamientos en la cobertera o por la deformación de la propia serie turbidítica, que se encuentra intensamente plegada. Parte del desplazamiento se amortiguaría también en los pliegues de núcleo evaporítico y dirección pirenaica que se sitúan hacia el sur (ver figura 4).

2. Sismicidad en el Pirineo occidental

2.1. Distribución de los sismos históricos y recientes

La distribución de sismos históricos y recientes en el Pirineo central y occidental muestra una concentración muy clara en superficie a lo largo de ciertas líneas, como es la llamada falla norpirenaica (Souriau y Pauchet, 1998), que presenta epicentros alineados en dirección N120E (figura 8). En cambio, en la zona surpirenaica navarra, y en general en toda la zona surpirenaica, los epicentros están mucho menos concentrados y hay una evidente dispersión. El sector correspondiente al pirineo central aragonés presenta un esquema ligeramente diferente debido fundamentalmente a la menor frecuencia en la generación de movimientos sísmicos, aunque con intensidades históricas mayores. Teixell (1998) interpretó la sismicidad de la zona norpirenaica como el resultado de la actividad del cabalgamiento de Lakora, que presenta fuerte buzamiento en esta zona (ver también Souriau y Pauchet, 1998). Los hipocentros de los sismos aparecen a diferentes profundidades, pero más o menos alineados en torno a esta falla, que representa de alguna forma la continuación hacia el oeste de la falla Norpirenaica, que es interpretada, como ya se ha comentado anteriormente, como resultado de la sutura entre la microplaca ibérica y la placa europea, y jalonada, especialmente en el sector central del Pirineo, por afloramientos de rocas ultrabásicas.

2.2. El campo de esfuerzos actual en el Pirineo occidental. Mecanismos focales.

A partir de los sismos de una determinada magnitud diversos autores han calculado los mecanismos focales para el pirineo occidental. Algunos de estos mecanismos indican fallamiento normal, mientras que otros se asocian a movimientos transcurrentes y cabalgamientos. A partir de la recopilación de la mayor parte de los mecanismos focales obtenidos en la zona occidental del Pirineo (CSN, 1998), se ha llegado a caracterizar el campo de esfuerzos actual en el Pirineo occidental como un régimen de desgarre con el esfuerzo compresivo máximo en la horizontal en dirección NNE-SSW y con probable eje de esfuerzos mínimo también horizontal en dirección ENE-WSW (figura 9). Este régimen de esfuerzos sería compatible con el funcionamiento de fallas de desgarre y de cabalgamientos de bajo ángulo. Las direcciones del esfuerzo compresivo máximo en la horizontal son ligeramente distintas a las del resto de la península, donde esta dirección está en torno a NNW-SSE y reflejan la dirección de convergencia de las placas ibérica y africana. Hay que destacar que no todos los mecanismos focales determinados hasta la fecha pueden explicarse mediante este campo de esfuerzos, y que probablemente algunos de los terremotos deben estar relacionados con movimientos de fallas normales (CSN, 1998). El significado del campo de esfuerzos debe tomarse en términos estadísticos como el que explica la mayor parte de los fenómenos citados.

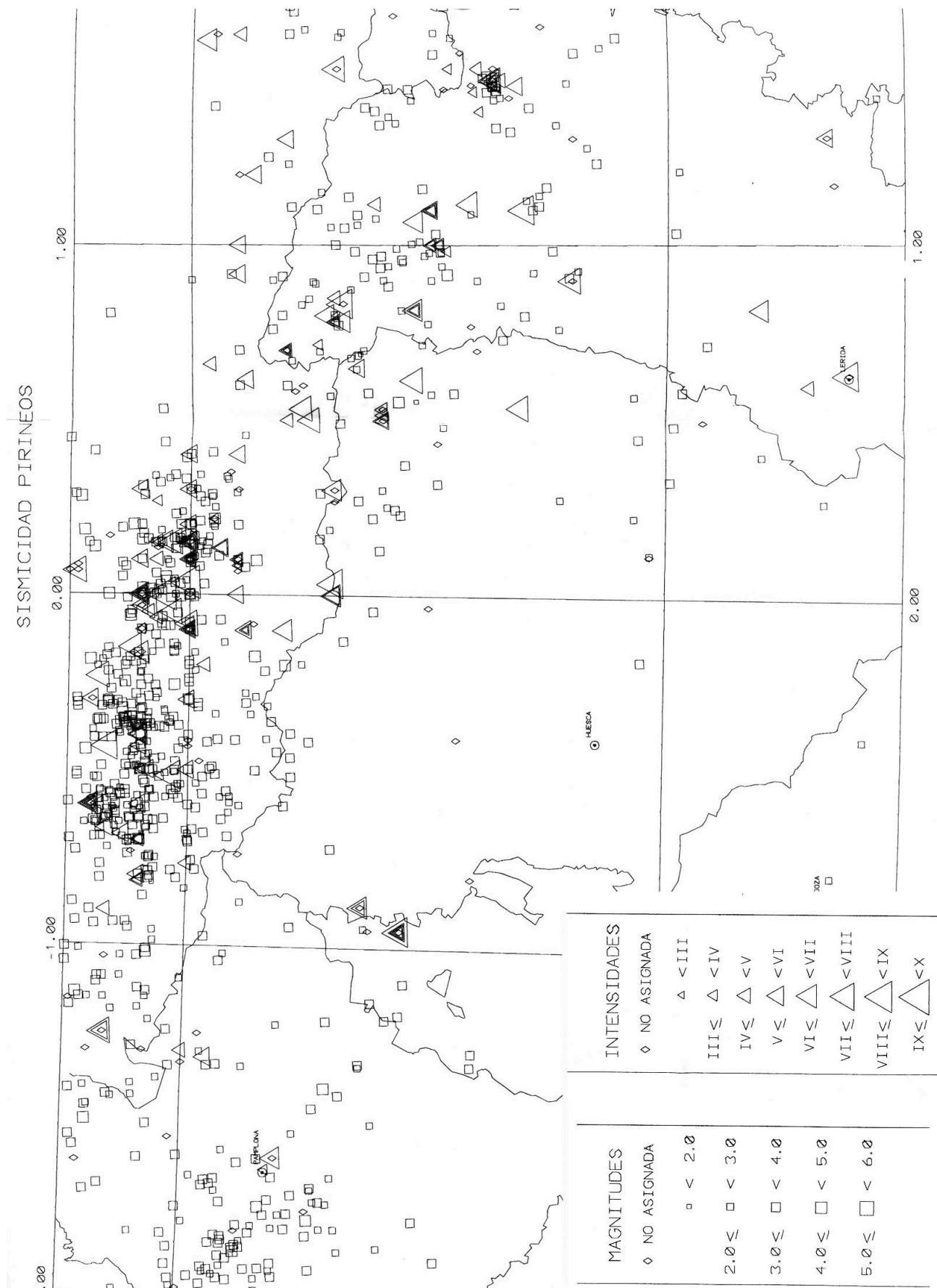
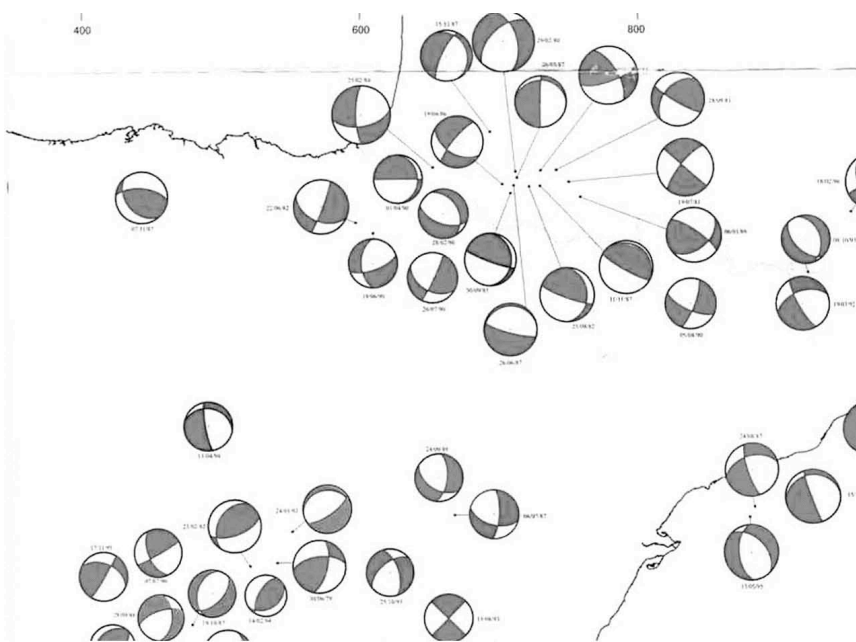
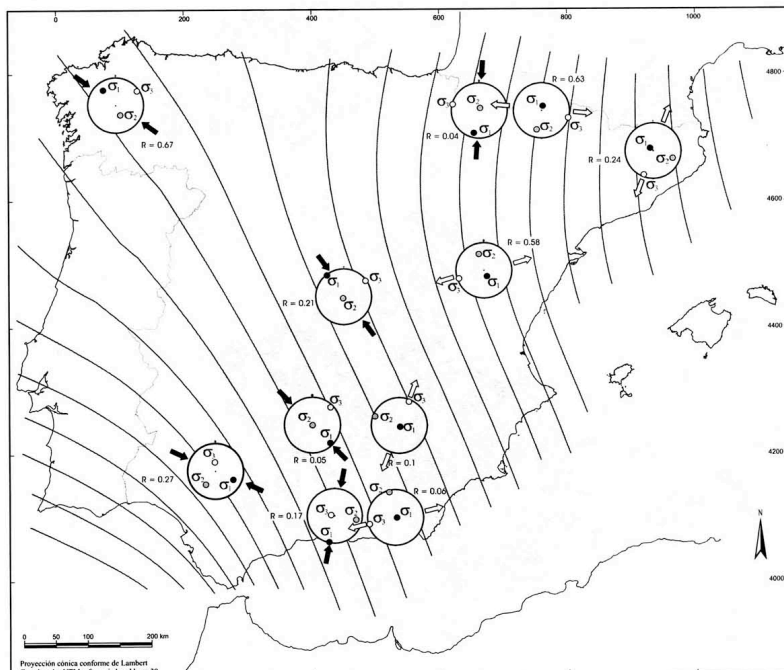


Fig. 8. La sismicidad histórica (triángulos) e instrumental (cuadrados) en el Pirineo central y occidental. Datos del Instituto Geográfico Nacional de 1993.



A



B

Figura 9. Mecanismos focales del Pirineo occidental (A) y campo de esfuerzos obtenido a partir de los mismos (B) y relacionado con el campo de esfuerzos actual de la Península ibérica (tomado de CSN, 1998)

2.3. Distribución de hipo y epicentros en la zona surpirenaica navarra

Para visualizar la distribución de los hipocentros de terremotos en la zona surpirenaica navarra y poder establecer un modelo que explique su origen hemos elegido distintas proyecciones de los sismos sobre un plano, algunas de ellas ya utilizadas anteriormente por otros autores a la hora de relacionar sismos y fallas en el Pirineo (ver, por ejemplo, Souriau y Pauchet, 1997; Teixell, 1998). En cualquier caso hay que tener

presente que aunque las profundidades de los hipocentros están calculadas con cierto error, y con precisión en torno a 1 km, existen evidencias suficientes para constatar que la profundidad de generación de epicentros en toda la zona surpirenaica navarra está en torno a los 5 km, con una ligera tendencia a profundizar hacia el norte y a hacerse más superficiales hacia el sur. En la figura 10.A aparece la proyección de los sismos sobre un plano vertical de dirección perpendicular a las principales estructuras pirenaicas, de modo que puede verse la tendencia comentada. En el corte de dirección WNW-ESE (figura 10.B) puede verse que no existe una variación apreciable en la distribución de profundidades en dirección paralela a las grandes estructuras pirenaicas, por lo que puede suponerse que la distribución de hipocentros se mantiene más o menos constante a lo largo de dichas estructuras (*along-strike*).

La distribución en profundidad de los sismos puede apreciarse de forma mucho más clara si observamos un diagrama de frecuencia en relación con la profundidad (figura 11) calculada para cada uno de los eventos (según datos del Instituto Geográfico Nacional). El histograma muestra que los sismos presentan una distribución asimétrica, con una concentración máxima en torno a los 5 km de profundidad, que disminuye hacia arriba (de forma más brusca) y hacia abajo (de manera más progresiva, siguiendo una distribución gaussiana). La frecuencia de los sismos va disminuyendo progresivamente hasta los 25 km de profundidad, como es habitual en zonas intracontinentales, definiendo de forma muy clara la capa sismogénica (Scholz, 2002) de la corteza. Los sismos generados a muy altas profundidades (más de 35 km, ver figura 11) quedan sin explicar por fracturas superficiales.

3. La crisis sísmica manifestada a partir de Septiembre de 2004

3.1. Introducción

Con precedentes ya en el mes de Julio, a partir de mediados de Septiembre de 2004 se desató una crisis sísmica en el entorno de la presa de Itoiz que continúa hasta el momento de la redacción del presente informe (Figura 12). Esta crisis representa, en número de eventos por unidad de tiempo, una fuerte anomalía en la sismicidad de la zona desde que existe un registro instrumental fiable de la misma. El único evento de concentración de sismos tuvo lugar en 1982, pero en un rango no comparable con la crisis sísmica de 2004 (figura 12).

La distribución espacial de epicentros de esta crisis sísmica (Figura 13) muestra que aparecen los primeros en torno a las poblaciones de Lizoain y Urroz, y los epicentros van desplazándose posteriormente hacia el oeste, en torno al embalse de Itoiz, y dentro del propio vaso de este último. Como puede observarse en la figura 13, los sismos presentan una fuerte dispersión en el plano pero la mayor parte de los sismos para los cuales se ha detectado la profundidad se sitúan entre 0 y 5 km.

En la misma área geográfica en la que se concentran la mayoría de los epicentros de los terremotos se sitúa también la denominada "Balsa de Villaveta" (embalse de regulación en el trazado del llamado Canal de Navarra, que tomará agua del embalse de Itoiz), cuyas características técnicas son las siguientes: presa de materiales sueltos de 44,26 metros de altura, con un volumen de embalse de 5,30 Hm³ de agua.

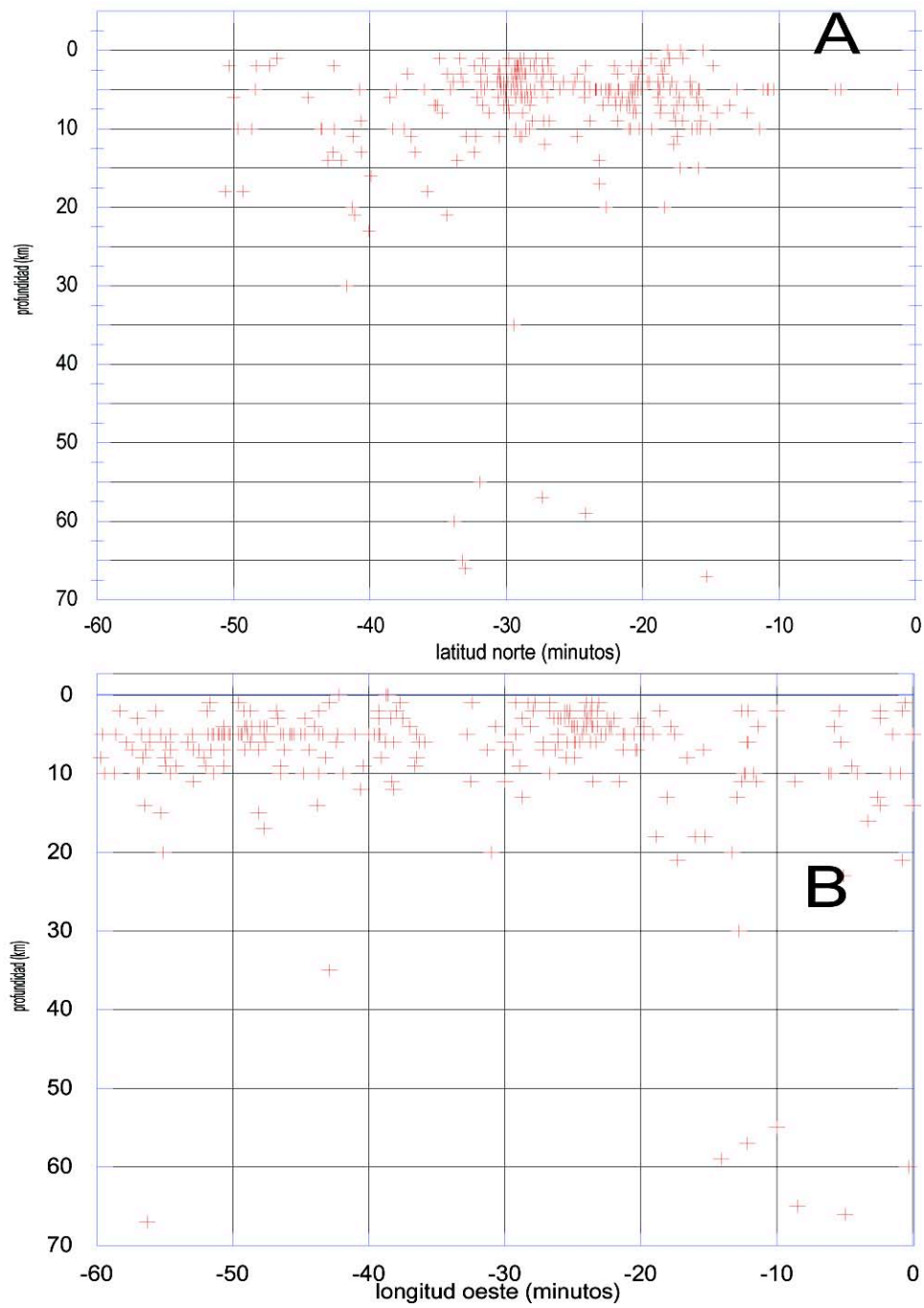


Figura 10. Proyección de la profundidad de los sismos en relación a la latitud en un corte NNE-SSW (A) y a la longitud, en un corte WNW-ESE (B).

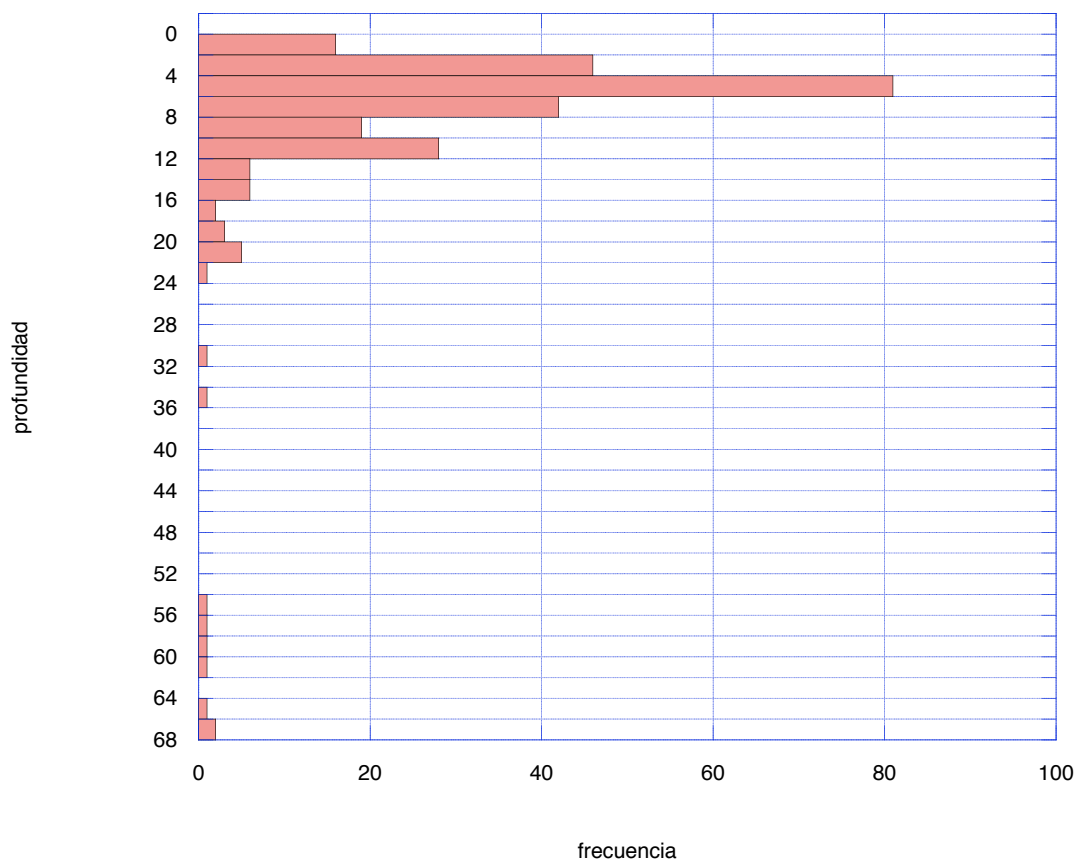


Figura 11. Histograma de frecuencia de sismos en relación con la profundidad, para los sismos sucedidos en la zona surpirenaica navarra en la época instrumental (solamente para los sismos en los cuales se dispone del dato de profundidad). Datos del I.G.N. (2004).

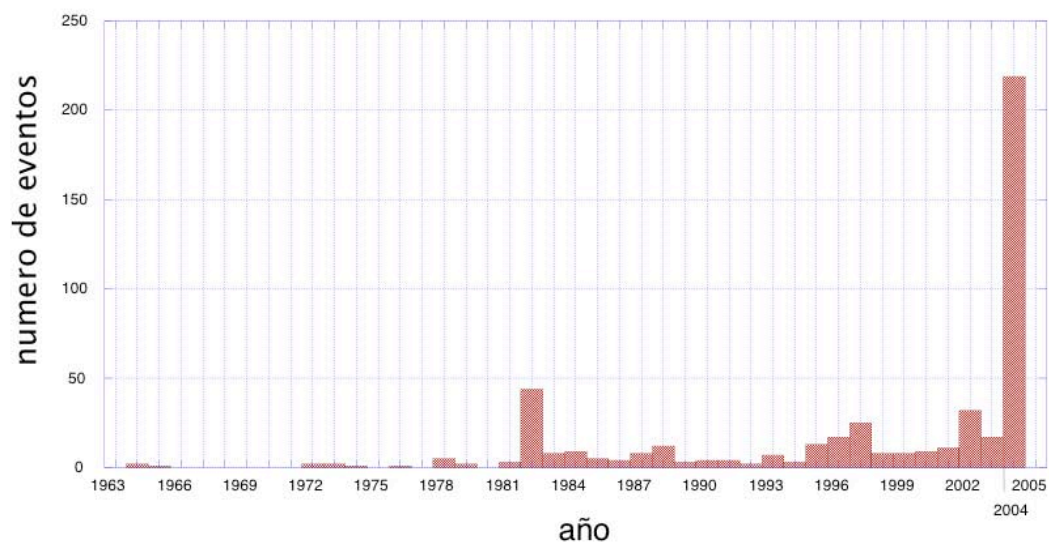


Figura 12. Distribución temporal de sismos en la zona surpirenaica navarra durante la etapa en que existe registro instrumental de los mismos. Datos del I.G.N. (2004)



Figura 13. Distribución de epicentros en la crisis sísmica de finales de 2004. Geología según Faci et al., 1997). Posición de los epicentros tomada del I.G.N. (año 2004).

3.2. Efectos del terremoto del 18 de Septiembre de 2004. Estudio macrosísmico.

De acuerdo con la Escala Macrosísmica Europea (European Macroseismic Scale, EMS), los sismos se clasifican mediante una escala de intensidades, de uno a doce (para no confundirla con la magnitud suele venir expresada en números romanos), en función de los efectos que produce sobre las construcciones y la percepción que de él tiene la población situada en la zona afectada (ver Tabla 1).

Definiciones de Grados de Intensidad

Arreglo de la escala:

- a. efectos en humanos
- b. efectos en objetos o en la naturaleza
(efectos en el suelo y falla de suelos se tratan especialmente en la sección 7)
- c. Daños a edificios

Comentario Preliminar:

Los grados de intensidad única pueden incluir también los efectos de vibración del grado de intensidad inferior respectivo, cuando estos efectos no se mencionan explícitamente.

I. No se ha sentido

- a. No sentido, aun en las condiciones más favorables
- b. Sin efecto
- c. Sin daño

II. Sentido apenas

- a. El temblor es sentido solo en situaciones aisladas (<1%) de los individuos en reposo y en una posición especialmente receptiva en el interior de un edificio o vivienda.
- b. Sin efecto
- c. Sin daño

III. Débil

- a. El temblor es sentido en el interior de viviendas y edificios por pocos. Personas en reposo sienten una vibración lenta o temblor leve.
- b. Objetos colgantes se mecen levemente.
- c. Sin daño.

IV. Observado Ampliamente

- a. El temblor es sentido por muchos en el interior y solo por pocos afuera de viviendas o edificios. Algunas personas se despiertan. El nivel de vibración no es alarmante. La vibración es moderada. Observadores sienten una leve vibración del edificio, dormitorio, cama, silla, etc.
- b. Porcelana, vasos, ventanas y puertas se traquetean. Objetos colgantes se mecen. Muebles livianos vibran notablemente en algunos casos. Piezas de madera crujen en algunos casos.
- c. Sin daño

V. Fuerte

- a. El temblor es sentido por casi todos en el interior y por pocos afuera de viviendas o edificios. Pocas personas se asustan y corren hacia fuera. Muchas personas se despiertan. Observadores sienten una fuerte vibración del edificio, dormitorio o muebles.
- b. Objetos colgantes se mecen considerablemente. Porcelana y vasos resuenan (8). Pequeños objetos que son más pesados en su parte de arriba o bien objetos sostenidos deficientemente se pueden mover o caer. Puerta y ventanas se abren y se cierran. En algunos casos los marcos de ventanas se pueden quebrar. Los líquidos oscilan y se pueden derramar de contenedores llenos. Animales en interiores se inquietan.
- c. Daño de grado 1 en pocos edificios vulnerables de clases A y B.

VI. Daños leves

- a. El temblor es sentido por casi todos en el interior y por muchos afuera de viviendas o edificios. Algunas personas pierden el balance. Muchas personas se asustan y corren hacia afuera.
- b. Pequeños objetos estables pueden caerse y los muebles pueden ser desplazados. En algunos casos se pueden quebrar los platos y vasos. Los animales de corral se pueden asustar (aun los que yacen afuera).
- c. Daño de tipo 1 a muchos edificios de vulnerabilidad de clase A y B; pocos de clase A y B sufren daños de grado 2; muy pocos de la clase C sufren daños de grado 1.

VII. Daños

- a. La mayoría de las personas se asustan y tratan de correr hacia afuera. A muchos les cuesta mantenerse de pie, especialmente en los pisos altos.
- b. Los muebles son desplazados y los muebles pesados pueden volcarse. Se caen los objetos de los entrepaños. El agua es salpicada en los contenedores, tanques y piscinas.
- c. Muchos edificios vulnerables de clase A sufren daños de grado 3 y algunos de grado 4.
Muchos edificios vulnerables de clase B sufren daños de grado 2 y pocos de grado 3.
Pocos edificios vulnerables de clase C sufren daños de grado 2.
Pocos edificios vulnerables de clase D sufren daños de grado 1.

VIII. Daños Severos

- a. Mucha gente encuentra difícil mantenerse de pie, aun afuera.
- b. Los muebles pueden volcarse. Se caen los objetos tales como las televisiones, máquinas de escribir, etc. Las lápidas pueden desplazarse o caerse. Se pueden ver ondas en suelos muy suaves.
- c. Muchos edificios vulnerables de clase A sufren daños de grado 4 y algunos de grado 5.
Muchos edificios vulnerables de clase B sufren daños de grado 3 y pocos de grado 4.
Muchos edificios vulnerables de clase C sufren daños de grado 2 y pocos de grado 3.
Pocos edificios vulnerables de clase D sufren daños de grado 2.

IX. Destructivo

- a. Pánico general. La gente se cae bruscamente al suelo.
- b. Muchos monumentos y columnas se caen o se retuercen.
- c. Muchos edificios vulnerables de clase A sufren daños de grado 5.
Muchos edificios vulnerables de clase B sufren daños de grado 4 y pocos de grado 5.
Muchos edificios vulnerables de clase C sufren daños de grado 3 y pocos de grado 4.
Muchos edificios vulnerables de clase D sufren daños de grado 2 y pocos de grado 3.
Pocos edificios vulnerables de clase E sufren daños de grado 2.

<p>X. Muy Destructivo</p> <p>c. La mayoría de los edificios vulnerables de clase A sufren daños de grado 5. Muchos edificios vulnerables de clase B sufren daños de grado 5. Muchos edificios vulnerables de clase C sufren daños de grado 4 y pocos de grado 5. Muchos edificios vulnerables de clase D sufren daños de grado 3 y pocos de grado 4. Muchos edificios vulnerables de clase E sufren daños de grado 2 y pocos de grado 3. Pocos edificios vulnerables de clase F sufren daños de grado 2.</p> <p>XI. Devastador</p> <p>c. La mayoría de los edificios vulnerables de clase B sufren daños de grado 5. Muchos edificios vulnerables de clase C sufren daños de grado 4 y pocos de grado 5. Muchos edificios vulnerables de clase D sufren daños de grado 4 y pocos de grado 5. Muchos edificios vulnerables de clase E sufren daños de grado 3 y pocos de grado 4. Muchos edificios vulnerables de clase F sufren daños de grado 2 y pocos de grado 3.</p> <p>XII. Totalmente Devastador</p> <p>c. Todos los edificios vulnerables de clases A, B y prácticamente todos los de clase C quedan destruidos. La mayoría de los edificios de las clases D, E y F quedan destruidos. Los efectos del terremoto han alcanzado los efectos máximos concebibles.</p>
--

Tabla 1. Clasificación de los sismos por su intensidad, mediante la escala EMS

El sismo más importante de la crisis citada tuvo lugar el 18 de Septiembre de 2004, con magnitud epicentral de 4.6. Los parámetros instrumentales han sido obtenidos a partir de datos del Instituto Geográfico Nacional, recogidos en su página web. Los efectos del sismo fueron estudiados por nosotros a partir de trabajo de campo en toda el área afectada. Los efectos macrosísmicos muestran dos poblaciones especialmente afectadas: Urroz y Lizoain (Figura 14). En ambas las edificaciones más dañadas son construcciones antiguas con muros de sillería que presentan grietas verticales en muros y paredes maestras. Algunas viviendas modernas con muros de ladrillo también quedaron dañadas de forma importante. Los daños son mayores en el pueblo de Urroz (figura 14), a pesar de que el epicentro instrumental se sitúa en Lizoain, probablemente debido a un fenómeno de amplificación local sobre sedimentos aluviales del río Erro (o por un pequeño error en la localización del epicentro instrumental). El pueblo de Lizoain está directamente situado sobre las margas de la formación Arguis-Pamplona

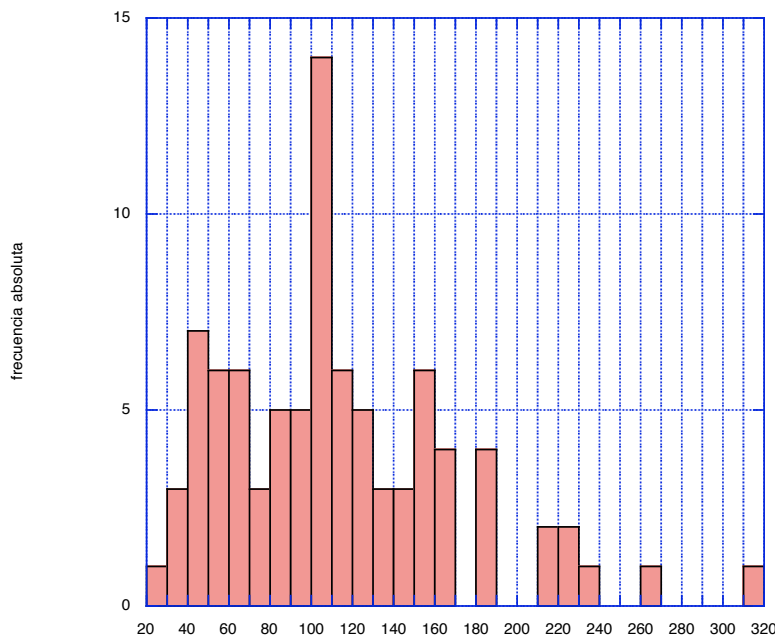
Para delimitar el mapa de isosistas se ha realizado un trabajo de campo para determinar los daños en edificaciones y un estudio macrosísmico con más de 250 encuestas realizadas en poblaciones situadas en un radio de 50 km del epicentro. Los resultados de las encuestas se han filtrado teniendo en cuenta el efecto pánico constatado en poblaciones situadas aguas debajo de la presa de Itoiz.

El resultado del estudio se plasma en el mapa de isosistas (Figura 15), que muestra una intensidad máxima epicentral de VI-VII para el terremoto del 18 de Septiembre, que se atenúa de forma muy gradual en dirección WNW y ESE, y algo más brusca en direcciones NNE y SSW.

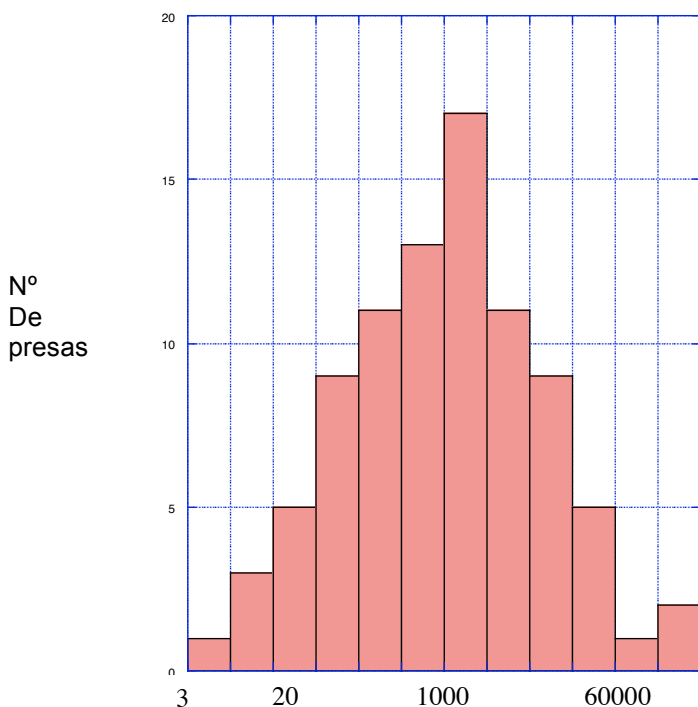


Figura 14. Fotografías de algunos de los daños producidos por el terremoto del 18 de Septiembre de 2004 en las poblaciones de Lizoain y Urroz (explicación en el texto).

El fenómeno de la sismicidad inducida aparece durante el llenado del embalse, con una coincidencia temporal entre dicho llenado y la generación de los primeros terremotos. No obstante, existe una tipología muy variada del fenómeno, ya que hay embalses en el que la aparición de sismos ha sido una reacción prácticamente inmediata (apenas unos días) al llenado del embalse, mientras que en otros casos el retardo en la generación de sismos en relación al llenado del embalse ha sido de varios años (Simpson, 1986; Scholz, 2002). Las magnitudes máximas de los sismos producidos también varían de forma importante de unos embalses a otros, con un máximo de 6.3 en la escala Richter para la presa de Koyna, pasando por magnitudes máximas de 5.3, 5.8 y 5.7 para las presas de Aswan, Kariba y Oroville, respectivamente, y sismos de 4.1 y 4.6 para las presas de Manic-3 y Monticello. Finalmente, otras presas han dado lugar a sismos máximos de menor magnitud como es el caso de la presa de Monticello (magnitud máxima de 2.8) (Simpson, 1986).



A



B

Figura 16. Sismicidad inducida en relación con la altura de la presa (A). En abscisas se representa la altura de la presa en metros y en ordenadas el número de presas de esta altura en las que se han observado fenómenos de sismicidad inducida. B. Número de embalses con fenómenos de sismicidad inducida en relación al volumen de los mismos (en Hm^3).

No existe una relación clara entre altura de agua en el embalse y magnitud de los terremotos (Figura 16.A), por lo que en muchos casos puede suponerse que una columna de agua relativamente pequeña podría haber dado lugar a la sismicidad inducida, y lo mismo ocurre con el volumen embalsado (Figura 16.B). Los casos estudiados van desde un entorno de 50-75 m de altura de columna de agua para la presa de Koyna (ver resumen en Simpson, 1986), a 25 metros para la presa de Monticello, en torno a 80 metros para la presa de Aswan, en torno a 100 metros para la de Kariba, y alturas de agua considerablemente mayores para las presas de Nurek y Oroville (más de 200 metros de columna de agua). No obstante, hay que resaltar que en estos dos últimos casos los sismos inducidos empezaron a producirse mucho antes de que se alcanzara la máxima altura de agua en el llenado del embalse (Simpson, 1986) (Figura 17).

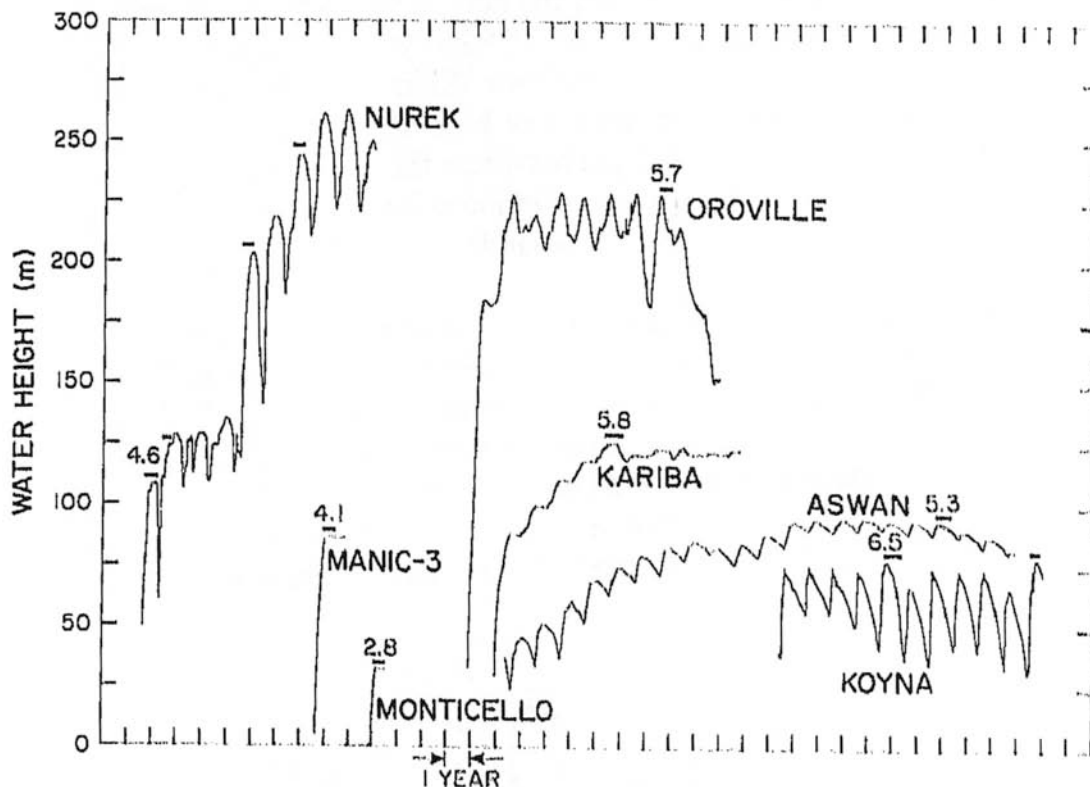


Figura 17. Altura de agua y tiempo transcurrido para la generación del sismo máximo (del cual se indica la magnitud) en distintas presas en las que se ha producido el fenómeno de la sismicidad inducida (tomado de Simpson, 1986).

4.2. Interpretación

Desde el punto de vista de la mecánica de rocas y la geología estructural, la sismicidad inducida es un fenómeno relativamente sencillo de explicar, teniendo en cuenta que la corteza continental está sometida a un estado de esfuerzos que la sitúa al borde de la ruptura. En estas condiciones cualquier perturbación sobre el campo de esfuerzos puede dar lugar a modificaciones de este en relación con la envolvente de Mohr para determinadas fallas situadas en las proximidades de la perturbación. Entre los elementos perturbadores del campo de esfuerzos más frecuentes están las presas (por modificaciones del esfuerzo vertical y por aumento de la presión de fluidos) y las canteras o explotaciones mineras a cielo abierto (por modificación del esfuerzo vertical, Simpson, 1997). Para la explicación de los modelos que rigen el comportamiento de la corteza continental en el caso de la sismicidad inducida adoptaremos el convenio de nomenclatura expresado en la figura 18, considerando que la falla geológica es el plano inclinado.

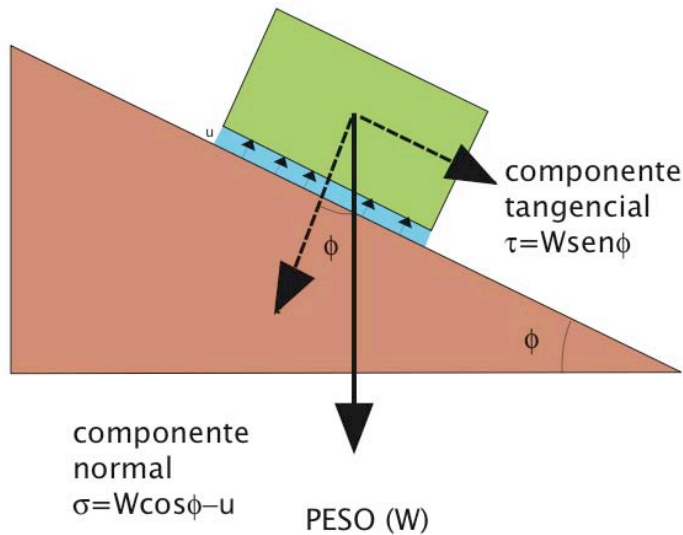


Figura 18. Convenios utilizados para expresar el campo de esfuerzos en relación a las fallas y la aplicación del criterio de fractura de Mohr-Coulomb.

Simpson (1997) distingue cuatro posibles tipos de sismicidad inducida en relación con la perturbación de los campos de esfuerzos (Figura 19). En todos los casos se supone que la perturbación del esfuerzo se produce de manera que el círculo de Mohr de esfuerzos llega a tocar a la envolvente de Mohr para la falla, de acuerdo con el criterio clásico de fractura de Mohr-Coulomb:

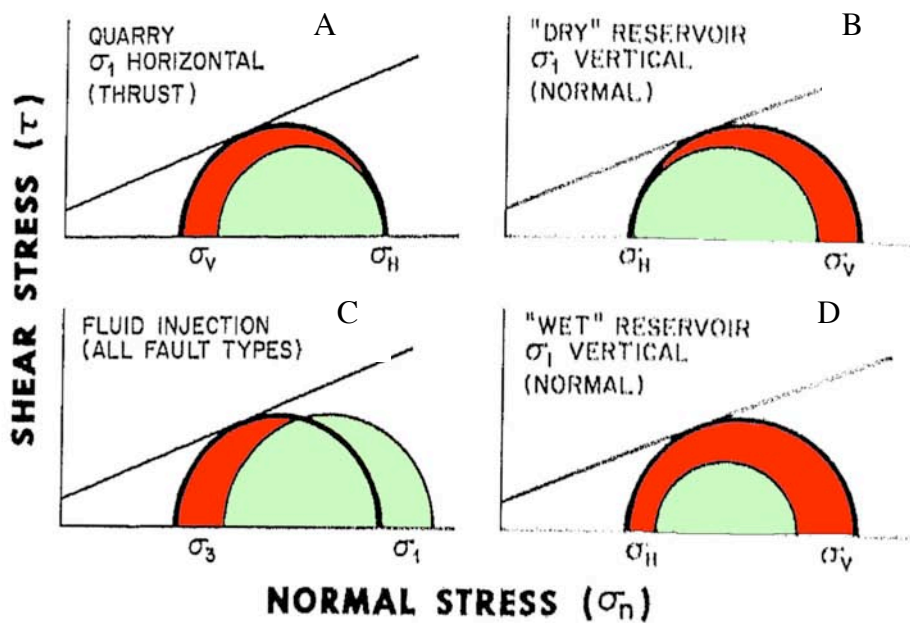


Figura 19. Los cuatro casos posibles de generación de sismos inducidos por perturbaciones del campo de esfuerzos, según Simpson (1997). Explicación en el texto.

a) El primero de los casos de ruptura supone una disminución del esfuerzo vertical (carga producida por la masa de roca que tiene por encima) manteniendo constante el esfuerzo horizontal (tectónico). Esta situación puede darse en el caso de la instalación de canteras por encima de la posible zona de ruptura de la falla. El círculo de Mohr (Figura 19.A) se hace mayor por disminución del esfuerzo mínimo, que en este caso coincide con el vertical.

b) El segundo de los casos de ruptura (Figura 19.B) supone el aumento del esfuerzo vertical, que coincide con el esfuerzo máximo, por la instalación de un embalse en el que no hay filtraciones (embalse “seco”), y por tanto únicamente produce un aumento de la carga vertical, pero no un aumento de presión de fluidos. Este aumento de carga vertical puede producir también la intersección del círculo de Mohr de esfuerzos con la envolvente de la falla geológica y generar la ruptura, y por tanto, movimientos sísmicos.

c) El tercer caso de ruptura (Figura 19.C) contempla el aumento de la presión de fluidos sobre la falla debido a la instalación de un embalse sobre ella. En este caso existiría comunicación entre el agua que llena el vaso y la del acuífero infrayacente, de modo que habría transmisión de la presión de fluidos entre ambos líquidos. La presión se transmitiría hasta la falla, y el esfuerzo normal sobre esta disminuiría en función de la presión de fluidos añadida. En el diagrama de Mohr esta situación se traduce en el desplazamiento del círculo de Mohr hacia la izquierda, de modo que puede llegar a tocar la envolvente de Mohr y producirse por tanto el movimiento de la falla. En este caso el efecto es el mismo cualquiera que sea el tipo de falla sobre el que la presión de fluidos está actuando (es decir, σ_1 y σ_3 pueden ser indistintamente el esfuerzo vertical o el esfuerzo horizontal).

d) El cuarto caso de sismicidad inducida es aquel en el que se unen el efecto de la presión de fluidos que hemos comentado en el caso anterior y además un aumento en la carga vertical debido al peso del agua del embalse. Estos dos efectos combinados hacen que aumente el diámetro del círculo de Mohr correspondiente al estado de esfuerzos (Figura 19.D), y además que se desplace hacia la izquierda el extremo correspondiente al esfuerzo principal menor, de modo que puede llegar a tocar a la envolvente de Mohr y por tanto producirse la ruptura.

En los cuatro casos descritos hay que tener en cuenta que la escala de la carga ejercida por un embalse es considerablemente menor que la carga litostática o los esfuerzos tectónicos a una profundidad de por ejemplo 5 Km, (a esa profundidad la carga vertical ejercida por la roca suprayacente estaría en torno a 1500 Kg/cm², mientras que la presión de fluidos ejercida por la carga del agua en un embalse de 100 m de altura, en caso de no existir pérdidas de carga con la profundidad, podría ser como máximo de 10 Kg/cm²). Sin embargo, la sismicidad inducida existe como fenómeno, y su explicación es que la corteza continental se encuentra sometida a un estado de esfuerzos tal que la sitúa al borde de la ruptura, y cualquier perturbación en ese estado de esfuerzos o en las condiciones de la falla (cambios en la envolvente de Mohr) son suficientes para facilitar el movimiento de esta.

4.3. Conclusiones sobre la sismicidad inducida

- Las características observables de los sismos inducidos por el llenado de embalses son indistinguibles de los debidos a causas “naturales” o no inducidos.
- La magnitud máxima obtenida hasta ahora en sismicidad inducida es de 6.5, pero no tiene por que ser la máxima posible. Esta magnitud parece estar determinada por la geología de la zona (tipo de falla, superficie de fricción, etc.).
- Los eventos de sismicidad inducida registrados han tenido lugar desde un tiempo inmediatamente posterior a la puesta en carga del embalse hasta 1, 3, 4 o 5 años después del llenado del mismo.

- Hay lugares donde la sismicidad ha sido desatada por el llenado del embalse, sin que exista ninguna razón para pensar que los sismos se puedan producir si no existe alguna perturbación de este tipo. La corteza continental está al borde de la ruptura pero si no hay perturbaciones en el campo de esfuerzos no rompe. Cambios en el esfuerzo tan pequeños como 1 Kg/cm^2 pueden dar lugar a la sismicidad inducida.
- En los casos de sismicidad inducida por embalses la sismicidad se ha prolongado durante la primera década de llenado del embalse.

5. Origen de la sismicidad en la zona de Itoiz

Para comprender el origen de los terremotos ligados a la crisis sísmica manifestada a partir de septiembre de 2004 hay que tener en cuenta distintos factores, como son la geología de la zona, la distribución temporal y espacial de la sismicidad, la tipología de las fallas probablemente involucradas en la sismicidad y las características del vaso del embalse (que, debido a su permeabilidad lo situaría dentro de la categoría C de las establecidas por Simpson, 1997, y que aparecen reflejadas en la figura 19).

En cuanto a la geología de la zona, como se ha comentado en apartados precedentes, la principal falla sismogénica, probablemente responsable del conjunto de la sismicidad, es el cabalgamiento de Oroz-Betelu, situado a unos 4 km de profundidad en el sector del embalse de Itoiz y alrededores. Además de esta falla principal existen otras fallas menores, probablemente relacionadas con la sismicidad de fondo de menor importancia o con algunos de los *aftershocks* del terremoto de Septiembre de 2004, como es el caso de la falla del Barranco del Potxe, de dirección este-oeste. Sobre algunas de estas fallas se sitúan focos de sismos menores.

En cuanto a la distribución temporal de la crisis sísmica en relación al llenado del embalse, es evidente una relación que es la que se ha utilizado para atribuir la sismicidad inducida en la mayor parte de las presas en las que se ha interpretado este fenómeno (Figura 20). En el momento de redacción de este informe la sismicidad ha vuelto a la situación de pre-llenado del embalse, lo cual concuerda con las observaciones realizadas en algunas presas (por ejemplo, la de Nurek, Simpson, 1997), donde la sismicidad vuelve a ser importante una vez que se rebasa el nivel anterior de llenado. Es decir, que en el caso de Itoiz es muy probable que se repita una crisis sísmica, probablemente de mayor intensidad que la anterior, cuando se llegue a la cota máxima de embalse.

En todo caso, puede afirmarse que por ser impredecible el fenómeno de la sismicidad inducida por embalses, con el estado de conocimiento actual de la ciencia y de la técnica, nadie puede asegurar que los fenómenos sísmicos que a partir de septiembre de 2004 se han venido produciendo en el entorno del embalse de Itoiz no vayan a continuar en el futuro, ni tampoco cuándo pueden producirse nuevos sismos ni dónde exactamente se ubicarán en su caso los hipocentros y epicentros de los mismos. En análogo sentido, tampoco cuál vaya a ser su intensidad ni su magnitud.

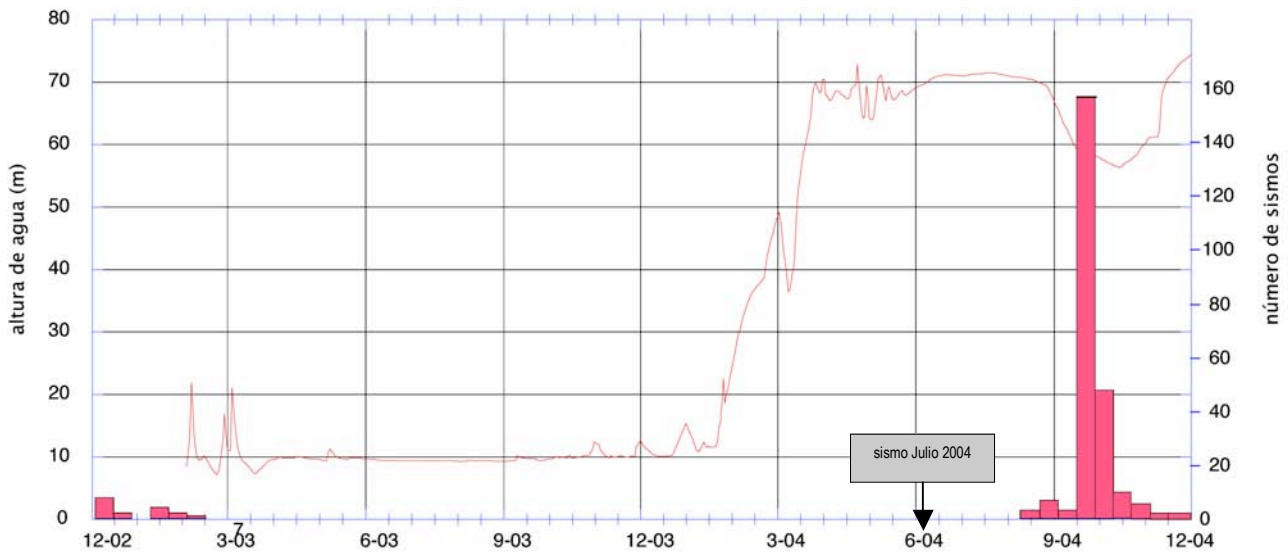


Figura 20. Relación de la sismicidad con la curva de llenado en el embalse de Itoiz desde diciembre de 2002
 Datos de llenado del embalse procedentes del S.A.I.H de la C.H.E. Datos de sismos del I.G.N.

6. Riesgos asociados a los movimientos sísmicos

El análisis geológico de las zonas con posibles deslizamientos en la zona sobre la que se sitúa la presa de Itoiz muestra que existen graves problemas de estabilidad en la ladera sobre la que se asienta el estribo izquierdo de la presa, aspecto ya constatado desde los primeros proyectos de construcción del embalse (ver por ejemplo, Casas y Rebollo, 2001). Estos problemas de estabilidad están causados por un lado por la propia geometría del sustrato rocoso, constituido por facies *flysch*, con capas que presentan una dirección similar a la de la ladera sobre la que se asienta el estribo izquierdo del embalse y un buzamiento menor que la pendiente de esta (Figura 21). Entre estas se encuentra la llamada megacapa, consistente en un estrato calcáreo dentro de las facies *flysch*. El volumen de roca deslizable ha sido calculado en la "Memoria del proyecto de obras complementarias" en 20 Hm³. Ante condiciones de saturación de agua (llenado de embalse, o por sucesivos llenados y vaciados durante su explotación), y/o movimientos sísmicos, como el registrado en Septiembre de 2004 en Lizoain, pero situado más cerca del embalse, algo altamente probable dado el carácter inducido de la sismicidad, la estabilidad de la ladera puede verse fuertemente afectada, y con ello la estabilidad de la propia presa. Dada la velocidad con la que pueden producirse los movimientos planares traslacionales, como es este caso, y la cercanía de la presa a la localidad de Aoiz, su deslizamiento tendría consecuencias catastróficas.

Además, sobre la ladera izquierda de la presa, inmediatamente aguas arriba de esta, existen varios flujos o coladas de tierra y barro, resultantes de la meteorización de las facies *flysch* bajo un clima húmedo y de la existencia de depósitos cuaternarios no consolidados. A partir del análisis de la fotografía aérea puede hacerse una estimación volumétrica de 1 millón de metros cúbicos para cada uno de los tres grandes flujos detectados. El movimiento de estos flujos, acelerado por el llenado o la alternancia de llenados y vaciados del embalse sería lento pero haría que las citadas masas llegaran hasta el pie de presa. A partir de cálculos volumétricos puede afirmarse que el volumen movilizado por las citadas coladas de barro puede llegar a alcanzar 31 m desde el fondo del embalse, con lo que se llegarían a obturar los desagües de fondo del embalse, con lo cual la presa quedaría fuera de operatividad y produciría una situación de riesgo para las

poblaciones situadas aguas abajo. Además, no existen en los proyectos ni informes del embalse cálculos de las consecuencias que tendría para la estabilidad de la presa la llegada de estos flujos de barro (calculados en tres millones de metros cúbicos) hasta su pie. Ambos tipos de deslizamiento, los flujos de barro y el deslizamiento conjunto de la megacapa se encontrarán en condiciones muy precarias de estabilidad (factor de seguridad por debajo de 1*) en caso de generación de sismos inducidos cercanos al vaso del embalse, tal como lo demuestran los análisis de estabilidad presentados en el propio proyecto de construcción del embalse. Por otra parte, los datos de auscultación de la ladera izquierda muestran que ya se está produciendo una ruptura y deslizamiento a unos 30 m de profundidad, coincidiendo con una superficie de estratificación dentro del flysch, y otra más superficial, responsable de los movimientos de las formaciones superficiales de la ladera.

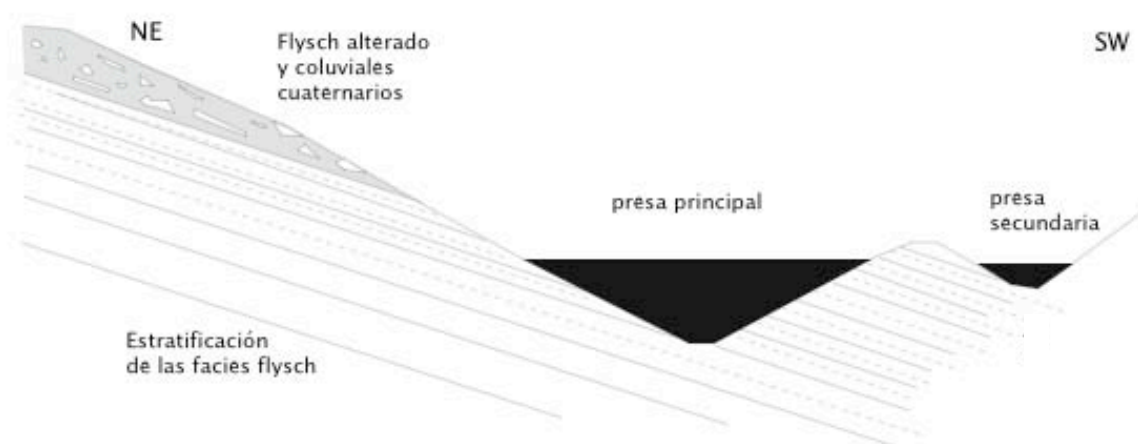


Figura 21. Esquema que muestra la geología del entorno de la presa de Itoiz con la geometría de las capas del flysch y formaciones superficiales

La existencia de estos deslizamientos importantes en esta zona del río Irati, alguno de ellos localizado sobre la propia presa, así como el tipo de materiales sobre el que se sitúan las dos presas del proyecto, y su mencionada permeabilidad a largo plazo, suponen una serie de riesgos geológicos de extrema gravedad asociados al llenado del embalse de Itoiz, que ya fueron especificados por Casas y Rebollo (2001):

1. El generado por el deslizamiento sobre el embalse de determinadas laderas, que ocasionaría grandes olas de desbordamiento sobre la coronación de las dos presas, y sobre las zonas de aguas arriba del embalse. El riesgo asociado a los deslizamientos descritos está relacionado bien a la posibilidad de que el material más próximo a la presa se deslice, como deslizamiento planar traslacional a favor de los planos de estratificación, o bien como flujo. En cualquier caso, cuenta con un volumen aproximado de material deslizable de 20 millones de metros cúbicos. Un deslizamiento de estas características, cuyo desplazamiento puede producirse en muy poco tiempo, activado por aumento de presión de fluidos y/o por

* El factor de seguridad es un cociente entre las fuerzas de resistencia a la caída (en el numerador) y las fuerzas que tienden a hacer caer el talud (en el denominador). Esto significa que un factor de seguridad de 1 equivale a un equilibrio inestable de la ladera. Además hay que tener en cuenta las imprecisiones en la determinación de los parámetros de resistencia al corte del terreno, que son probablemente las responsables de que se hayan llegado a producir deslizamientos en taludes con factores de seguridad superiores a 1,5. Por tanto, el factor de seguridad de los taludes en este tipo de obras, y en laderas cuya estabilidad es crucial para la seguridad de la presa, debería estar comprendido entre 2 y 5 (ver, por ejemplo, Franklin y Dusseault, 1991).

movimientos sísmicos, y con embalse lleno, podría desestabilizar la presa o dar lugar a una catástrofe del tipo de la producida en Vaiont (Italia), bien conocida y asociada a un deslizamiento traslacional planar.

2. En el caso de que no se produjera más que la movilización de la parte superior del gran deslizamiento complejo situado sobre la presa, los deslizamientos adoptarán la dinámica de coladas de barro. Aun cuando su volumen fuera inferior al de la masa conjunta, este podría llegar a obturar los desagües de fondo del embalse. En este caso, el problema podría agravarse dramáticamente si la activación se produjera con el embalse lleno o medio lleno, ya que el vaciado no haría sino acelerar el movimiento; cubierto este por el agua, sería muy difícil conocer la posición y velocidad de las coladas de barro por el fondo del embalse. La obturación de los desagües de fondo haría que la presa quedara fuera de las normas de seguridad, y planteará problemas de estabilidad a la misma, en la medida en que no se haya tenido en cuenta el empuje de este material en su base.

3. Los deslizamientos que aparecen a lo largo del cauce del río, aguas arriba de la presa, al caer sobre el cauce del río o el embalse podrían crear una presa artificial, que iría llenándose de agua, hasta su límite superior, con las aportaciones de los ríos Irati y/o Urrobi. Estas presas, de materiales sueltos, inundarían las zonas situadas aguas arriba de las colas del embalse. Es necesario poner de relieve que deslizamientos de volúmenes relativamente pequeños, entre 0,5 y 2 Hm³ serían suficientes para cerrar el embalse y crear estas presas artificiales. Con una presa de este tipo de 40 m de altura se crearía un sobreembalse de 100 Hm³. Como todas las presas naturales, acabarían colapsando (ver, por ejemplo, Costa, 1988) y con ello se produciría el vertido instantáneo de todo el volumen, con caudales aproximados de 35.000 m³/s durante unos 15-20 minutos, para un volumen como el considerado anteriormente. Ocurrido este siniestro, la ladera izquierda del embalse principal, en la zona situada inmediatamente aguas abajo de la presa, quedaría erosionada y desmantelada, produciéndose el descalce de los bloques de la presa y el vaciado total del embalse de Itoiz.

4. La caída de masas sobre el embalse de Itoiz, en cualquier tramo de su trazado, produciría una ola que conforme disminuye la profundidad del embalse va ganando altura, al romper el movimiento ondulatorio sobre el fondo del embalse, al igual que sucede con las olas marinas al acercarse a la costa (efecto tsunami). Este efecto sería mayor hacia aguas arriba de la presa y por tanto podría resultar catastrófica para las poblaciones situadas en las cercanías de la cola del embalse, y sus consecuencias son imprevisibles, pero probablemente mucho más graves, para la estructura de la presa y su ladera izquierda, ya de por sí inestable.

5. Existen riesgos asociados a la permeabilidad de los taludes sobre los que se ubica la presa secundaria, que comportan un serio desequilibrio de la estructura de esta presa aguas abajo, con posibilidades de abrir progresivas vías de agua sobre el collado en el cual está situado la presa. Esta misma también puede sufrir un desequilibrio hacia aguas arriba, con la posibilidad de que la presa deslice hasta el fondo, abriendo repentina y totalmente el collado al vaciado de todo el embalse sostenido por esta presa (28 m de altura), con caudales que oscilan entre los 80.000 y 100.000 m³/s. Las posibilidades de deslizamiento de esta presa se verán agravadas en el caso de generación de movimientos sísmicos asociados al llenado del embalse.

7. Conclusiones

- Existe coincidencia temporal entre la crisis sísmica manifestada a partir de Septiembre de 2004 y el comienzo del llenado del embalse de Itoiz
 - Los hipocentros de los sismos de la zona surpirenaica occidental se sitúan en torno a 5 km de profundidad, con amplia dispersión en las coordenadas X-Y, y fuerte concentración en Z (vertical)
 - El entorno del embalse y la zona surpirenaica navarra está caracterizada por la presencia de un cabalgamiento de zocalo con orientación subhorizontal a unos 4-5 km de profundidad, cortado en el sondeo petrolífero de Aoiz.
 - Por tanto, consideramos que la crisis sísmica manifestada a partir de Septiembre de 2004 se explica mediante un modelo de sismicidad inducida por el embalse de Itoiz, que habría dado lugar al movimiento de un segmento del cabalgamiento infrayacente de Oroz-Betelu o alguna de las fallas asociadas al mismo que afectan a su bloque superior.
 - La ladera de la margen izquierda sobre la que se asienta la presa principal presenta un deslizamiento de 20 Hm³, con factores de seguridad que se sitúan por debajo de 1 en caso de producirse un sismo similar al de Lizoain en las cercanías de la presa.
- * En todo caso, sea inducida por el llenado del embalse la sismicidad que se está registrando en los últimos meses, o sea natural, el propio hecho de los sismos registrados y su llamativa frecuencia y reiteración evidencian (es decir, ya se ha comprobado empírica e instrumentalmente) que la zona geográfica donde se ubica el embalse es una zona con una importante actividad sísmica, con sismos que han dado lugar a aceleraciones pico no contempladas en la norma sismorresistente.
- Dada la conjunción de estos factores, consideramos inadmisibles los riesgos a que se está sometiendo a todas las poblaciones situadas aguas abajo del embalse mediante la puesta en carga y llenado del mismo.

8. Referencias bibliográficas

8.1. Referencias citadas

- Alfaro, J.A.; Casas, A.M. y Simón, J.L. (1987). Ensayo de zonación sismotectónica en la Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y borde Surpirenaico. *Estudios Geol*, 43: 445-457
- Allen, C. (1979). Reservoir-induced earthquakes and engineering policy. *Proceedings of Research Conference on Intra-Continental Earthquakes*, Ohrid, Yugoslavia.
- Arenillas, L. y Bisbal, L. (1985). Sismicidad y riesgo sísmico en Castellón, Valencia y Alicante. *Catástrofes naturales*. Pub. Cat. Geología aplic. Obras Pub. E.T.S.I.C.C.P. Valencia: 51-75
- Barnolas, A. y Teixell, A. (1994): Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Sedimentology*, 22: 1107-1110.
- Bhattacharya, S.N., Parcas, c., Srivastava, H.N. (1986). Microearthquake observations around Thien Dam in northwest Himalayas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44, 169-178
- Bolt, B.E. (1985). *Terremotos*. Ed. Orbis, 266 p.

- BRGM (ed.) (1996). Carte géologique de la France au millionième. 6ème édition. Editions BRGM, service géologique national. 2 feuilles.
- Casas Sainz, A.M. y Pardo, G. (2004). Estructura pirenaica y evolución de las cuencas sedimentarias en la transversal Huesca-Oloron. In: Itinerarios Geológicos por Aragón, ed. por la Sociedad Geológica de España con motivo del VI Congreso Geológico de España, pp. 63-96
- Casas, A.M., Oliva, B., Román-Berdiel, T., Pueyo, E. (2003). Basement deformation: Tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial Zone, Central Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 16, 99 – 117
- Casas, A.M. , Rebollo, A. (2001). Deslizamientos de ladera y riesgos geológicos en el entorno del embalse de Itoiz (cuenca del Irati, Navarra). *Munibe*, 51, 19-34.
- Chouhan, R.K.S. (1986). Induced seismicity of Indian coal mines. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44, 82-86
- Choukroune, P. y Mattauer, M. (1978) Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne: comparaisons avec les modèles actuels. *Bulletin Société Géologique de France*, (7), XX: 689-700.
- Coulter, H.W.; Waldron, H.H. y Devine, J.F. (1973). Seismic and geologic siting considerations for nuclear facilities. Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng. Roma.
- CSN (1998). Proyecto SIGMA. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la Península ibérica. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección otros documentos 10.1998, 239 pp.
- Faci, E.; Castiella, J., García de Domingo, A., del Valle, J., Larrañaga, M.J. (1997). Mapa geológico de Navarra, escala 1:200.000. Gobierno de Navarra, departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones.
- Fernando, M.J., Kulasinghe, A.N.S. (1986). Seismicity of Sri Lanka. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44, 99-106
- Franklin, J.A. y Dusseault, M.B. (1991). Rock engineering applications. McGraw-Hill, Inc, New York, 431 p.
- Gisbert, J. (1983): Las molasas tardihercénicas del Pirineo. En: *Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, tomo II: 168-185.
- Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J. L. (1998): The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. En: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. (R.E. Holdsworth, R.A. Strachan y J.F. Dewey, eds.), Geological Society, London, Special Publications, 135: 267-273.
- Gupta, H. (2002). A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews*, 58, 279-310
- Jiménez Salas, J.A. (1984). La rotura progresiva en estabilidad de taludes. Simposio sobre inestabilidad de laderas en el Pirineo. Barcelona: II-4-1 a II-4-4
- Labaume, P., Séguret, M., y Seyve, C. (1985): Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4: 661-685.
- Labaume, P.; Séguret, M. y Seyve, C. (1985). Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean Basin. *Tectonics*, 4 (7), 661-685
- Lanaja J M (1987) Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 465 p.
- Larrasoaña, J.C., E. L. Pueyo-Morer, J. M. Parés (2004). An integrated AMS, structural, palaeo- and rock-magnetic study of the Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona basin (Pyrenees, N Spain); new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. *Geological Society Special Publications*, in press.
- Martín Martín, A.J. (1984). Riesgo sísmico en la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Instituto Geográfico Nacional. 2 Tomos.

- Matte, P. (2002): Les plis hercyniens kilométriques couchés vers l'ouest-sud-ouest dans la région du pic du Midi d'Ossau-col du Somport (zone axiales des Pyrénées occidentales). *Comptes Rendues Geoscience*, 334: 773-779.
- Millán, H., Den Bezemer, T., Vergés, J., Marzo, J., Muñoz, J.A., Roca, E., Cirés, J., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S. y Puigdefàbregas, C. (1995a): Paleo-elevation and effective elastic thickness evolution at mountain ranges: interference from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12 (8): 917-928.
- Millán-Garrido, H., Pueyo Morer, E.L., Aurell Cardona, M., Luzón Aguado, A., Oliva Urcia, B., Martínez Peña, M.B. y Pocovi Juan, A. (2000): Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (2): 279-300.
- Montes, M.J. (2002): *Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la Cuenca de Jaca (Sinclinorio del Guarga)*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona. 365 p.
- Muñoz, J.A., (1991): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, En: *Thrust tectonics*, (K.R. McClay, ed.) Chapman&Hall: 235-246.
- Muñoz-Jiménez, A. y Casas-Sainz, A. M. (1997). The Rioja Trough: tecto-sedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9, 65-85.
- Ohtake, M. (1986). Seismicity change associated with the impounding of major artificial reservoirs in Japan. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44, 87-98
- Okamoto, S., Mizukoshi, T., Miyata, Y. (1986). On the observations of microearthquake activity before and after impounding at the Takase Dam. A special report. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44, 115-133
- Patil, D.N., bhosale, V.N., Guha, S.K., Powqar, K.b. (1986). Reservoir induced seismicity in the vicinity of Lake Bhatsa, Maharashtra, India. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44, 73-81
- Plotnitovka, L.M., Karnauchova, O.V., Kaminsky, I.I. (1986). Statistical analysis and mathematical models of the induced seismicity in the region of the large Charvak reservoir. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44, 160-168.
- Puigdefàbregas, C. (1975). La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos*, nº 104. Número Extraordinario de la Revista Pirineos. Jaca, 187 p.
- Puigdefàbregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos*, *Pirineos* 104: 108 p.
- Rajendran, K., Gupta, H. (1986). Was the earthquake sequence of August 1975 in the vicinity of Lake Oroville, California, reservoir induced? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44, 142-148.
- Rastogi, B.K. (2003). Studies on Koyna and other reservoir induced earthquakes. *CPFTEGE*, 23-24, 1-8
- Rastogi, B.K., Rao, B.R., Rao, C.V.R.K. (1986). Microearthquake investigations near Sriramsagar reservoir, Andhra Pradesh State, India, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44, 149-159.
- Rastogi, B.K., Rao, C.V.R.K., Chadha, R.K., Gupta, H.K. (1986). Microearthquakes near Osmansagar reservoir, Hyderabad, India. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44,134-141.
- Salvany, J.M. (1989). Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja. Litoestratigrafía, petrología, sedimentología. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 397 p.
- Scholz, C. (2002). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd ed., Cambridge, 2002, 471 pp
- Séguret, M., (1972): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Tesis doctoral, Univ. de Montpellier, 155 p.
- Simó A. (1985): *Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec (Pirineo Central)*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 326 p.
- Simpson, D.W. (1976). Seismicity changes associated with reservoir loading. *Engineering Geology*, 10, 123-150

- Simpson, D.W. (1986). Triggered earthquakes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 21-42
- Souriau, T. y Pauchet, H. (1998). Seismicity of the Pyrenees and
- Teixell A (1998) Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3): 395-406
- Teixell, A. (1992): *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 252 p.
- Trifunac, M. y Brady, A.G. (1975). Correlations of peak acceleration and intensity. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 65: 139-162
- USGS (2004). Review of seismic-hazard issues associated with the Auburn Dam project, Sierra Nevada foothills, California. Preliminary report.
- Yuangzhang, D., Anyu, X., Yiming, C. (1986). Induced earthquakes in Zhelin reservoir, China. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44, 107-114

8.2. Normativa vigente y de aplicación a proyectos de grandes presas como la de Itoiz

Instrucción para el proyecto, construcción y explotación de grandes presas, aprobada por Orden Ministerial del Ministerio de Obras Públicas de 31 de marzo de 1.967.

Norma Básica de Protección Civil, aprobada por Real Decreto 407/1.992, de 24 de abril.

Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones, aprobada por Acuerdo del Consejo de Ministros de 9 de diciembre de 1.994, publicado por Resolución de la Secretaría de Estado de Interior de 31 de enero de 1.995.

Norma de Construcción Sismorresistente NCSE-94, aprobada por Real Decreto 2543/1.994, de 29 de diciembre.

Reglamento Técnico sobre Seguridad de Presas y Embalses, aprobado por Orden Ministerial de 12 de marzo de 1.996, del Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente.

Norma de Construcción Sismorresistente NCSE-02, aprobada por Real Decreto 997/2.002, de 27 de septiembre.

8.3. Otra documentación consultada

a) Sobre investigaciones geológicas (en concreto, sobre existencia del cabalgamiento de Oroz-Betelu):

- Mapa Geológico a escala 1/50.000, del Instituto Geológico y Minero de España, 1.972.

- Informe de implantación del Sondeo de Aoiz-I, "Empresa Nacional de Investigación y Explotación de Petróleos, S.A." (ENIEPSA), septiembre de 1.980.

- Mapa Geológico a escala 1/25.000, Servicio de Geología del Departamento de Obras Públicas del Gobierno de Navarra, 1.993.

b) Sobre el Proyecto del embalse de Itoiz (en lo que respecta a la especial naturaleza geológico-geotécnica de los terrenos afectados, y al deslizamiento de la ladera izquierda en la que se asienta el estribo izquierdo de la presa principal).

- "Informe geológico sobre la presa de Itoiz (antes de Aoiz). Río Irati (Navarra)", Servicio Geológico de Obras Públicas, Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, 29 de noviembre de 1.975.

- Proyecto Técnico 02/89 de la Presa de Itoiz, Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, febrero de 1.989.

- "Informe sobre las posibilidades de deslizamiento de la ladera izquierda del embalse de Itoiz", "Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S.A." (INTECSA), diciembre de 1.989.

- Informe 01/90, sobre el Proyecto Técnico 02/89 de la Presa de Itoiz, Area de Vigilancia de Presas- Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, enero de 1.990.
- "Proyecto de construcción de la presa de Itoiz", Cubiertas y Mzov, Construcciones Lain y Sacyr en U.T.E. para Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, julio de 1.992.
- Informe 11/92, sobre el Proyecto Técnico de Construcción de julio de 1.992, Area de Vigilancia de Presas- Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, noviembre de 1.992.
- "Informe relativo a las obras de la presa de Itoiz en las fechas 16/9/93-1/2/94 y 22/6/94", Subdirección General del Servicio Geológico, Dirección General de Obras Hidráulicas, Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, julio de 1.994.
- "Proyecto de Obras Complementarias nº 1, del Proyecto de obras de construcción de la presa de Itoiz y medidas correctoras de su impacto ambiental TT.MM. Lónguida y Aoiz", Confederación Hidrográfica del Ebro-Ministerio de Medio Ambiente, noviembre de 1.996.
- Informe sobre Proyecto de Obras Complementarias (nº 1) al Proyecto Técnico 02/89 de la Presa de Itoiz, Subdirección General de Gestión del Dominio Público Hidráulico, Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas, Ministerio de Medio Ambiente, 29 de abril de 1.997.
- Resoluciones de la Dirección General de Obras Hidráulicas (Ministerio de Medio Ambiente), de 29 de julio de 1.998 y de 26 de marzo de 1.999, de clasificación de las dos presas del Proyecto del embalse de Itoiz.
- "Deslizamientos de vertientes en la cerrada del embalse de Itoiz", Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza, Antonio M. Casas Sainz, 25 de mayo de 1.999.
- Comunicación de la Dirección de las obras del embalse de Itoiz para Confederación Hidrográfica del Ebro y Ayuntamiento de Aoiz, 13 de enero de 2.000.
- Notas 78 a 83 (relativas a la presa auxiliar del Proyecto del embalse de Itoiz), "Ingeniería del Suelo, S.A." para Confederación Hidrográfica del Ebro-Ministerio de Medio Ambiente, febrero-julio de 2.000".
- "Informe geológico-geotécnico de la ladera izquierda aguas arriba de la presa de Itoiz", "Arbea UTE" para Confederación Hidrográfica del Ebro-Ministerio de Medio Ambiente, junio de 2.000.
- "Informe analítico sobre los diferentes riesgos catastróficos que causarán los deslizamientos provocados por la inundación continuada del proyectado embalse de Itoiz, al sumergir bajo sus niveles los pies o zonas basales de las laderas del vaso; y sobre los diversos problemas que esos deslizamientos plantean a la seguridad de las dos presas que conforman el embalse. Riesgos catastróficos y problemas de seguridad que ponen en peligro a personas y bienes; tanto hacia aguas abajo como hacia aguas arriba de las citadas presas", Civiltec, S.A., julio de 2.000.
- Programa 04/01 de Puesta en Carga de la Presa de Itoiz, Arbea-Ute, Confederación Hidrográfica del Ebro- Ministerio de Medio Ambiente, abril de 2.001.
- Plan de Emergencia de la Presa de Itoiz y su Dique del Collado, Confederación Hidrográfica del Ebro- Ministerio de Medio Ambiente, julio de 2.001.
- "Análisis del Informe geológico-geotécnico de la ladera izquierda aguas arriba de la presa de Itoiz", realizado por INITEC-INTECSA-V.S.-ARBEA UTE en junio de 2.000 (2 Tomos) y las Notas 78 a 83 (relativa a la presa auxiliar) realizadas por Ingeniería del Suelo, S.A. en febrero-julio de 2.000". Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza, Antonio M. Casas Sainz, 5 de marzo de 2.002.
- "Informe de auscultación de la Presa de Itoiz, Nota-86", Ingeniería del Suelo, S.A. para Confederación Hidrográfica del Ebro, mayo de 2.003.
- Relación diaria de cotas de inundación y del volumen de agua embalsada en Itoiz entre el 1 de enero de 2.004 y la actualidad, Confederación Hidrográfica del Ebro (Ministerio de Medio Ambiente).
- Relación de sismos ocurridos en áreas adyacentes al embalse de Itoiz entre el 2 de julio de 2.004 y la actualidad, Instituto Geográfico Nacional (Ministerio de Fomento), y Red Nacional Francesa de Registros Sísmicos, Escuela de Ciencias de la Tierra de Estrasburgo.

Zaragoza, 17 de Febrero de 2005

Fdo: Antonio M. Casas Sainz