

MUNIBE (Ciencias Naturales - Natur Zientziak)	Nº 51	19 - 34	SAN SEBASTIAN	2001	ISSN 0214-7688
---	-------	---------	---------------	------	----------------

Deslizamientos de ladera y riesgos geológicos en el entorno del embalse de Itoiz (cuenca del Irati, Navarra)

Landslides and geological risks in the surroundings of the Itoiz dam (Irati basin, Navarre)

GAKO-HITZAK: Labainketa, urtegi, arrisku geologiko, Itoiz. Nafarroa.

PALABRAS CLAVE: Deslizamiento, embalse, riesgos geológicos, Itoiz, Navarra.

KEY WORDS Landslide, dam, geological risks, Itoiz, Navarre.

A. M. CASAS *

A. REBOLLO**

LABURPENA

Irati ibaiaren arroaren geologia eta geomorfologia Agoitz eta Orotz-Betelu artean aztertzean (Irati eta Urrobi ibaiak barne) ikus daitekeenez, bi ibaien bidea baldintzatu duten lur labainketa ugari ageri dira, isurialdeek berez sortuta. Labainketa nagusia konplexua eta polifasikoa da, eta 20 hm³-ko bolumena du. Labainketen jatorria ondoko hauei lotuta dago: zonaren baldintza litologikoei (Jaca-Iruñea arroan ageri diren Eozonoko *flysch*-ezko materialak), egiturari (Pirinioen norabide estrukturalaren bariazioak) eta, gehienbat, zonaren erliebeak amaierako tertziarioan eta kuarternarioan izan duen bilakaera, ibaiak azkar mehartzea ekarri baitu. Urtegioko presa nagusiak 100m-tik gorako altuera du, eta arroan aurkitutako labainketa nagusiaren gainean kokatua du ezkerreko heldulekua. Gauzak horrela, Itoizko urtegia betetzeak mendi hegalaren egonkortasunari kalte egingo dio, eta urtegitik gora eta behera dauden herriei hondamendi arriskua ekar diezake. Arrisku horiek artikulua honetan zehaztuta daude.

RESUMEN

El análisis geológico y geomorfológico de la cuenca del río Irati (incluyendo los ríos Irati y Urrobi) entre Aoiz y Orotz-Betelu muestra la existencia de numerosos deslizamientos. originados por la dinámica natural de las vertientes, que han condicionado el propio curso de ambos ríos. El mayor de estos deslizamientos, de tipo complejo y polifásico, alcanza un volumen de 20 hm³. Los deslizamientos están asociados a las propias condiciones litológicas de la zona (materiales del *flysch* Eoceno de la cuenca de Jaca-Pamplona), a su estructura (variaciones de la dirección estructural pirenaica), y, fundamentalmente a la evolución del relieve de la zona en el Terciario terminal y el Cuaternario, que supuso el encajamiento rápido de la red fluvial. El llenado del denominado embalse de Itoiz, cuya presa principal, de más de 100 m de altura presenta el estribo izquierdo anclado sobre el mayor deslizamiento encontrado en la cuenca, afectará negativamente a la estabilidad de la ladera y podría ocasionar una serie de riesgos catastróficos para las poblaciones situadas aguas abajo y arriba de la citada presa, que se detallan en el presente artículo.

SUMMARY

Geological and geomorphological analysis of the Irati hydrological basin (including the Irati and Urrobi rivers) between Aoiz and Orotz-Betelu shows a number of large landslides, related to the surface dynamics of slopes in this basin. The most important of these landslides is complex and polyphasic, involves weathered rocks, and reaches volumes of 20 hm³. Landslides are linked with lithological (the Eocene *flysch* of the Jaca-Pamplona basin), structural (variations with respect to the Pyrenean structural trend) and geomorphological factors, namely the recent evolution of the basin, with important fluvial incision linked to the main rivers, during the Late Tertiary and the Quaternary. The building and filling of the Itoiz dam (more than 100 m high), whose left edge is located on the largest landslide within the basin, will influence negatively the stability of slopes and would give rise to catastrophic risks for villages located upstream and downstream of the main dam. These risks are also analysed in this paper.

INTRODUCCION

El estudio detallado y análisis de los riesgos geológicos es una herramienta fundamental para prevenir posibles catástrofes naturales, máxime cuando exis-

ten proyectos de obras públicas (embalses o carreteras), que pueden ser afectados por determinados fenómenos que influyan en su estabilidad y resistencia. Entre estos riesgos se incluyen como de primer orden el riesgo de inundaciones y la sismicidad.

La investigación histórica, geológica y geomorfológica de las catástrofes acaecidas en una comarca geográfica es una de las metodologías más

* Dep. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

50009 Zaragoza

** Civiltec, S.A. C(Vico, 30. 08021 Barcelona

importantes para la determinación de los futuros riesgos, sobre todo cuando los períodos de recurrencia de los mismos sobrepasan la duración de una vida humana. Asimismo, la investigación geológica y geomorfológica indica las pautas que siguen los movimientos de ladera y la evolución de vertientes a la escala de decenas o centenares de años. En esta evolución influyen de forma importante la estratificación, estructuras sedimentarias, estructuras tectónicas y fracturación presentes en los macizos rocosos (ver, por ejemplo, HOEK Y BRAY, 1977; ALONSO Y GILI, 1989; AYALA *et al.*, 1991). La metodología histórica y geológica, junto con el análisis de estabilidad por métodos matemáticos basados en modelos geotécnicos de las masas con susceptibilidad de sufrir deslizamientos son las herramientas básicas de todo estudio de riesgos asociados a movimientos de ladera.

En el presente artículo se presenta un estudio geológico y geomorfológico de la cuenca media-baja del río Irati (Navarra, cuenca hidrográfica del Ebro), así como el análisis de los riesgos asociados a evolución de vertientes y grandes deslizamientos en el entorno del embalse de Itoiz, que ocupa parte de los cauces de los ríos Irati y Urrobi. El embalse de Itoiz es una gran presa, con más de 100 m de altura y algo más de 480 hm³ de capacidad. La longitud del vaso es de más de 10 km. El embalse de Itoiz fue proyectado en 1989, aprobado técnica y definitivamente en 1990, y los proyectos de construcción de la presa datan de 1992, encontrándose actualmente en fase de finalización. Las obras del embalse incluyen, además de la presa principal sobre el cauce del Irati, una segunda presa auxiliar, de unos 28 m de altura, que cierra uno de los collados que circundan el vaso, a unos 500 m de distancia de la presa principal. Aguas arriba del embalse, y muy cercana al vaso, se encuentra la localidad de Oroz-Betelu. A 1,5 km aproximadamente aguas abajo, muy próxima al cauce del río Irati, se sitúa la localidad de Aoiz.

La metodología utilizada para la realización del presente trabajo se ha basado en un análisis geológico-geomorfológico de la zona de la cerrada, centrado en los aspectos referentes a la posible inestabilidad de las laderas, contando para ello con el estudio fotogeológico y la realización de varias campañas de campo para el establecimiento de cartografías geomorfológicas de detalle. Además se ha contado con fotografías detalladas desde el aire. A partir de estos datos se han realizado cálculos volumétricos y análisis de estabilidad que permiten predecir los escenarios de riesgo para las distintas situaciones en que puede producirse la desestabilización de las laderas situadas en el vaso y en las presas del citado embalse.

MARCO GEOLÓGICO

El sector del embalse de Itoiz se incluye, dentro del marco general de la zona surpirenaica, en la cuenca de Jaca-Pamplona (Fig. 1). Esta cuenca está limitada al oeste por los sedimentos mesozoicos de la cuenca Vasco-Cantábrica, y al este por los depósitos transicionales y continentales de la cuenca de Graus-Tremp. La cuenca de Jaca-Pamplona está rellena fundamentalmente por turbiditas de edad eocena (la denominada Cuenca turbidítica de Jaca), margas azules (Formación de Arguis-Pamplona, también de origen marino) y molasas continentales (Cuenca molásica de Jaca). Estas últimas están compuestas por una potente serie de areniscas, lutitas y conglomerados, de origen fluvial, que pueden alcanzar potencias conjuntas de más de 8 km (PUIGDEFÁBREGAS, 1975). En Navarra la cuenca turbidítica eocena ocupa una amplia franja de dirección E-W, que va ampliándose progresivamente desde el oeste hacia el este. Al norte está limitada por los cabalgamientos de vergencia sur que involucran al zócalo paleozoico del macizo de Alduides. Por el sur las turbiditas eocenas se sumergen bajo las molasas paleógenas (Eoceno superior-Oligoceno-Mioceno) de la Cuenca del Ebro (FACI *et al.*, 1997). Los materiales que rellenan la cuenca turbidítica han sido transportados en el bloque superior de varias láminas de cabalgamiento que se amortiguan finalmente en los pliegues de dirección WNW-ESE y núcleo yesífero (evaporitas eocenas y oligocenas) de la Ribera de Navarra (SALVANY, 1989; MUÑOZ-JIMENEZ Y CASAS-SAINZ, 1997).

Materiales

Las rocas sedimentarias que afloran a lo largo del curso del río Irati en la zona estudiada, (correspondiente al curso situado entre las poblaciones de Aoiz, al Sur y Oroz-Betelu, al Norte, Fig. 1), tienen edades en torno al Eoceno inferior-medio, y se incluyen en las denominadas facies *flysch*. Estas facies están compuestas por secuencias de areniscas y lutitas depositadas en medios sedimentarios correspondientes al talud continental, con polaridad marina generalizada hacia el Norte y Oeste (LABAUME *et al.*, 1985). En contraste con lo que ocurre en el sector central de la cuenca de Jaca-Pamplona, los estratos duros de las facies *flysch* en el sector estudiado corresponden en su mayor parte a tramos calcareníticos.

Dentro de las facies *flysch* son frecuentes en este sector las megacapas o megaturbiditas, que son consideradas como olistostromas intercalados en las turbiditas (PUIGDEFÁBREGAS, 1975). Su espesor varía entre 5 y 50 m. Pueden presentar una con-

tinuidad de varias decenas de kilómetros, y son por tanto susceptibles de ser utilizadas como capa-guía para la cartografía geológica (LABAUME *et al.*, 1985). 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 entre Oroz-Betelu y Aribre (Fig. 1).



Fig. 1. A. Situación geológica del área de estudio. B. Geología del curso medio del río Irati. Modificado de FACI *et al.* (1997).

Las denominadas facies *flysch*, compuestas por depósitos turbidíticos presentan unas especiales características desde el punto de vista sedimentario (ver, por ejemplo, READING, 1996) que a su vez tienen fuerte influencia en su comportamiento geotécnico, y que comentaremos a continuación:

1) Por un lado la organización del depósito en una alternancia de depósitos detríticos gruesos y medios (areniscas y conglomerados), correspondientes a las corrientes de turbidez y depósitos finos lutíticos, correspondientes a las zonas de llanura abisal.

2) En segundo lugar, debido a la pendiente existente durante la sedimentación (normalmente entre 2° y 6°), y al hecho de que todos los materiales están saturados en agua, es frecuente la generación de deslizamientos cuya escala puede variar desde todo el borde de la plataforma (dando lugar a las megacapas de brechas carbonatadas) hasta pequeños deslizamientos dentro de los propios depósitos turbidíticos. Estos pequeños deslizamientos o slumps, con dimensiones de hasta varios cientos de metros (Fig. 2.A-B), dan lugar a cicatrices que cortan la estratificación en las zonas de cabecera y a acumulación de capas desordenadas y plegadas en las zonas frontales.

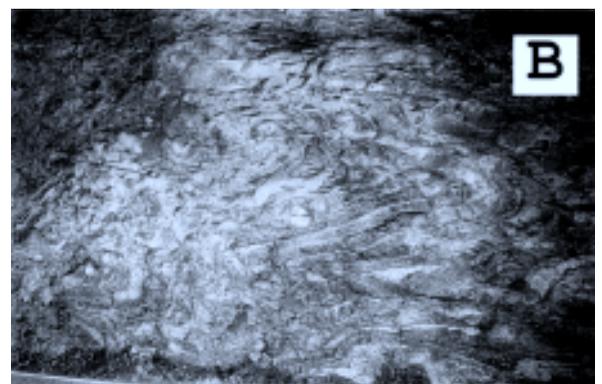
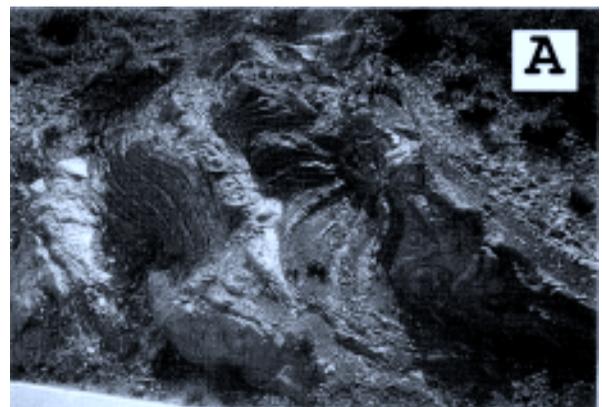
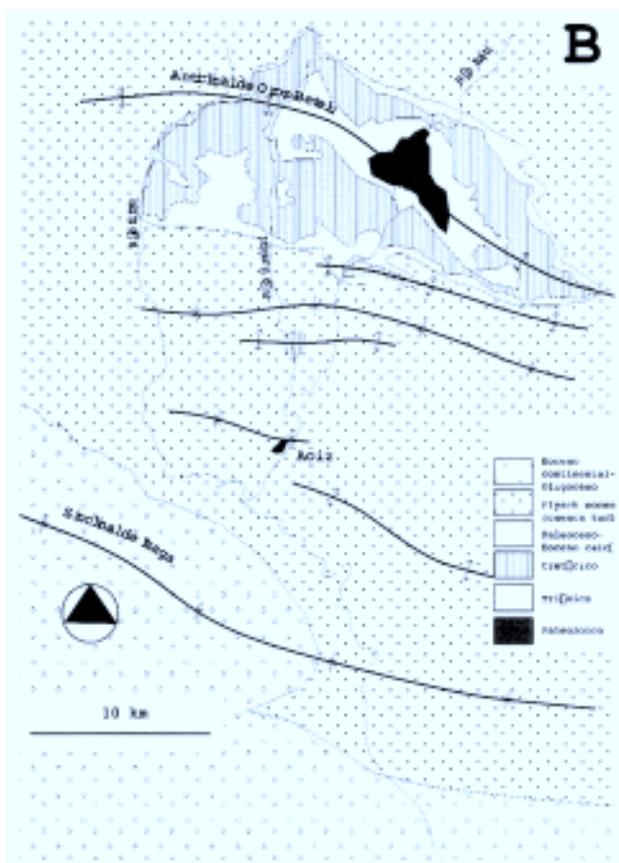


Fig. 2. Estructuras sinsedimentarias de slump en las turbiditas eocenas de la cuenca de Jaca-Pamplona en las proximidades de Itoiz.

Esta última circunstancia, junto con la propia litología de los depósitos, hace que las facies *flysch* tengan un comportamiento geotécnico muy especial, en general más desfavorable que otros cuerpos rocosos estratificados, y que puede llegar a comportamientos de roca blanda (suelos limitados por anisotropías). En los depósitos turbidíticos, además de las anisotropías debidas a la estratificación y a la fracturación existen otras superficies, con geometría plana o curva, en los cuales la cohesión es muy baja o nula. La alternancia de areniscas y lutitas, por otra parte, es la causa de que los materiales en facies *flysch* sean muy propensos a los deslizamientos a favor de los planos de estratificación, sobre todo en zonas de clima húmedo.

Estructura

La zona de estudio se sitúa en la zona sur-pirenaica, dentro de lo que constituyó la cuenca de antepaís del orógeno pirenaico. La subsidencia tectónica dio lugar a la formación de un surco marino con sedimentación de tipo turbidítico (MUÑOZ, 1991). La propagación de la deformación hacia el sur colocó el surco turbidítico sobre otras láminas de cabalgamiento que tenían como bloque inferior la Cuenca del Ebro, de modo que el conjunto de la cuenca turbidítica fue transportado hacia el sur. Asociado a esta última deformación se produjo el depósito de sedimentos detríticos, ya en ambiente continental, de las molasas existentes en la cuenca del Ebro, que constituyen el Grupo de Campodarbe y las formaciones detríticas suprayacentes (ver FACI *et al.*, 1997). En el sector navarro los depósitos continentales de la cuenca del Ebro están constituidos por formaciones evaporíticas (yesos de Puente la Reina, Falces y Lerín), areniscas (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 (RIBA *et al.*, 1983).

La estructura más importante asociada a los movimientos pirenaicos en la zona de estudio es el cabalgamiento en cuyo bloque superior aparece el macizo paleozoico de Oroz-Betelu (LARRASOÑA, 2000). 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. 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 cabal-

gamiento. 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 (Fig. 1.B).

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.

Las principales estructuras de pequeña escala que afectan a los materiales en facies *flysch* son diaclasas abiertas sin relleno, de plano subvertical que se agrupan en dos familias de direcciones NW-SE y NE-SW, con orientaciones constantes en toda la zona del embalse.

GEOMORFOLOGÍA

Aunque la zona del prepirineo navarro no presenta cotas muy elevadas (normalmente por debajo de los 1000 m de altitud), los desniveles y las pendientes pueden llegar a ser importantes. En torno a los ríos Irati y Urrobi, su principal afluente por la margen derecha, los desniveles que llegan a alcanzar los 500 m entre la parte más alta de las sierras y los cursos de los ríos. Esta situación deriva de un fuerte encajamiento de la red fluvial durante el Plioceno y el Cuaternario. Este encajamiento está ligado a su vez al tránsito de un régimen endorreico a exorreico de toda la Cuenca del Ebro (CASAS-SAINZ y CORTÉS-GRACIA, 2001). Las divisorias de aguas de esta zona (Sierras de Artxuba y Zariqueta) presentan una morfología aplanada, con cotas en torno a los 1000 m de altitud, y corresponden a una probable superficie de erosión de edad Miocena desarrollada durante el estadio de régimen endorreico de la Cuenca del Ebro.

El encajamiento de la red fluvial también es fuertemente dependiente de la litología, ya que las megacapas calcáreas interestratificadas dentro de las turbiditas dan en general pendientes mucho mayores y cortados de pequeño salto correspondientes al espesor de los estratos de las citadas megacapas. Las facies *flysch*, con depósitos turbidíticos de alternancias finas entre areniscas y lutitas tienen un comportamiento más isótropo frente a la erosión fluvial, de modo que los relieves dan cimas redondeadas y laderas convexas hacia arriba,

típicas de los climas templado-húmedos (SUMMERFIELD, 1991). Los deslizamientos han jugado un papel muy importante en el modelado de las laderas, ya que se encuentran frecuentes cicatrices y anomalías geomorfológicas atribuibles a este tipo de procesos.

Los depósitos cuaternarios situados sobre las facies *flysch* son por una parte terrazas y glacis-terrazza asociadas a los ríos Irati y Urrobi (que ocupan una gran extensión aguas abajo de Aoiz, pero muy escasa aguas arriba de esta localidad) y por otra depósitos coluviales sobre las laderas, en los cuales aparecen grandes bloques de *flysch* y megacapas englobadas en depósitos de grano fino. Estos coluviales, con un desarrollo importante en la margen izquierda del Irati en el entorno de la presa, son los elementos con mayor riesgo potencial de deslizamiento.

En este trabajo nos centraremos en el análisis de los deslizamientos localizados en las proximidades de la presa de Itoiz, situados en las inmediaciones de su estribo izquierdo y dentro del propio vaso del embalse (Fig. 3). Estos deslizamientos afectan sobre todo a los depósitos coluviales ya mencionados situados en la ladera, y a las propias facies *flysch*. También se analizarán las probabilidades de deslizamiento a favor de planos de estratificación de las turbiditas, que presentan un buzamiento en el mismo sentido que la ladera sobre la que está situada la presa. Antes de entrar en el análisis de estabilidad de los mismos, y en las repercusiones que pueden tener en la estabilidad del embalse de Itoiz, pasamos a considerar los parámetros sísmicos que deben intervenir en cualquier proceso de análisis de deslizamientos de ladera.

SISMICIDAD Y RIESGO SÍSMICO

La zona surpirenaica presenta una significativa sismicidad, normalmente asociada con fallas situadas en la corteza superior (ver, por ejemplo, SOURIAU Y PAUCHET, 1998; TEIXELL, 1998). aunque no se conocen por el momento fenómenos de ruptura superficial relacionados directamente con fallas activas (únicamente efectos secundarios como deslizamientos o movimientos de ladera), al menos en el sector central de las sierras surpirenaicas.

En el entorno del embalse de Itoiz se encuentran numerosos epicentros, históricos e instrumentales, que aparecen representados en la figura 4. La mayor parte de los epicentros se sitúan *grosso modo* en una banda de dirección WNW-ESE que va desde la Sierra de Aralar, al noroeste hasta la Sierra de Peña al este. Esta alineación coincide en su sector oriental con el límite entre las sierras pirenaicas,

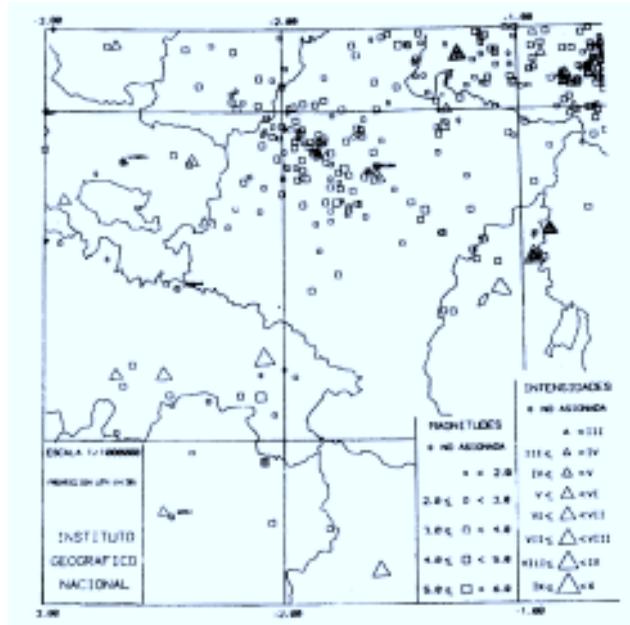


Fig. 4. Sismicidad del área pirenaica en la cuenca de Jaca-Pamplona entre los años 1850 y 1995. Datos del Instituto Geográfico Nacional.

constituídas fundamentalmente por materiales de la cuenca turbidítica Eocena y la cuenca molásica neógena del Ebro. Al oeste de Pamplona esta línea de concentración de epicentros coincide con el límite entre las Sierras de Urbasa-Andía y la Sierra de Aralar, representado en superficie por un sistema de pliegues de dirección E-W. Al E esta alineación termina a la altura del río Aragón, al N de la provincia de Zaragoza donde se sitúan epicentros con intensidad asignada de VIII (en la escala M.S.K., de I a XII, en la cual la intensidad está en relación con los efectos producidos por el terremoto), y que, por su importancia, su cercanía y por pertenecer a la misma zona sismotectónica que el embalse de Itoiz (ALFARO *et al.*, 1987), se han considerado en este trabajo.

Los terremotos más recientes, ya en época instrumental, presentan magnitudes de hasta 4.5 en la escala de Richter (escala de 1 a 10, obtenida a partir de datos instrumentales). La transformación de intensidades en magnitudes y viceversa puede hacerse de acuerdo con las ecuaciones (ALFARO *et al.*, 1987):

$$M = 0.32I + 2.26$$

e

$$I = 3.12 \cdot (M - 2.26)$$

Los estudios para la determinación de la peligrosidad sísmica que utilizan métodos determinis-

tas basados en zonaciones sismotectónicas (ARENILLAS Y BISBAL, 1985; ALFARO *et al.*, 1987), consideran el máximo sismo posible a partir de los movimientos ocurridos en una determinada región sismotectónica. Mediante ellos, y considerando todo el conjunto despegado hacia el sur de la cuenca turbidítica eocena con una única unidad sismotectónica, se obtiene que la intensidad máxima posible en la zona estudiada es de VIII en la escala M.S.K. En esta posible intensidad máxima se incluye también el riesgo proveniente de los terremotos producidos en la vertiente nor-pirenaica (región de la Baja Navarra y Arette; SOURIAU Y PAUCHET, 1998), de acuerdo con la curva de atenuación para este sector (MARTÍN MARTÍN 1984):

$$I_0 - I = -11.39 + 3.43 \cdot \ln(\text{Dist.} + 20), \Sigma = 0.012$$

donde $(I_0 - I)$ es la atenuación y Σ el error en su cálculo.

El riesgo sísmico para esta región calculado mediante métodos probabilísticos (es decir, incluyendo en estos cálculos la variable tiempo) y utilizando tanto datos históricos como instrumentales (MARTÍN MARTÍN 1984) indica que el período de recurrencia para sismos de intensidades VII es de 1000 años, 500 años para los de intensidad VI, y 100 años para los de intensidad V. Los resultados de este autor también indican una intensidad máxima registrada de VIII en la escala M.S.K. La norma sismorresistente, ignorando la crisis sísmica de Martés de 1923, muestra este sector incluido en la zona Segunda (con intensidades epicentrales mayores de VI, y próxima a la de VII).

Los valores de aceleración sísmica que pueden alcanzarse en un punto cuando se produce un mo-

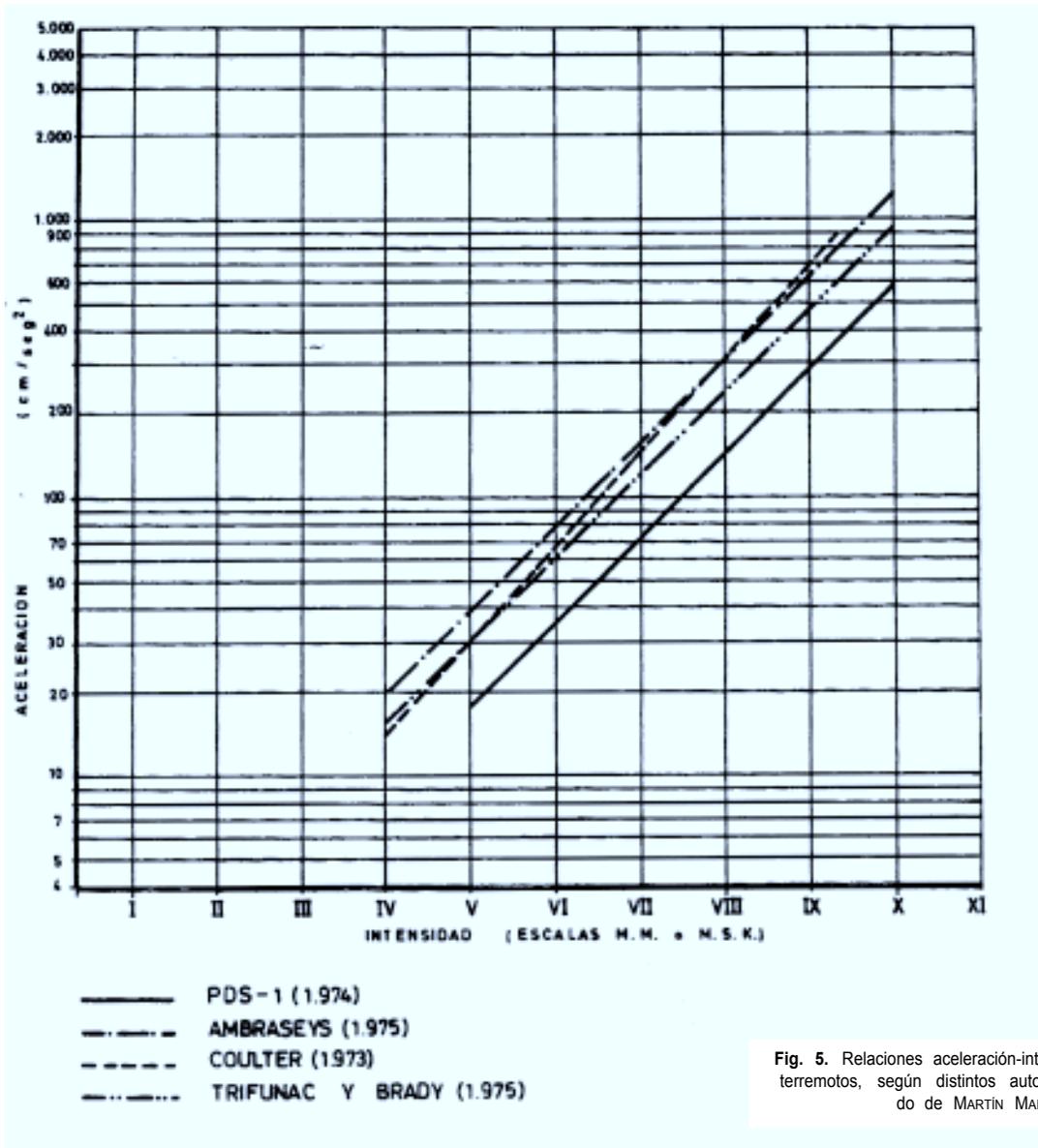


Fig. 5. Relaciones aceleración-intensidad de terremotos, según distintos autores (tomado de MARTÍN MARTÍN 1984).

vimiento sísmico de una determinada intensidad (ver Fig. 5) dependen en gran medida del tipo de material sobre el que se asienta la construcción. Los valores de aceleración obtenidos en suelos blandos son siempre mayores que los que se dan en roca (COULTER *et al.*, 1973; TRIFUNAC Y BRADY, 1975). como se demostró en los terremotos de Ciudad de Méjico de 1985 y Loma Prieta de 1989 (IDRISS, 1990). Este fenómeno es conocido como amplificación de la aceleración sísmica, y está muy influido por las relaciones geométricas entre los distintos materiales que aparecen en superficie. Por ello, resulta difícil conocer el valor exacto de la aceleración que podría darse con los terremotos de intensidad VIII que son alcanzables en este sector de la zona sur pirenaica. En la tabla 1 se ha considerado un espectro de valores de relación entre intensidad del terremoto y aceleración producida en el suelo que sirve para el promedio de las obtenidas entre suelo y roca. Hay que tener en cuenta, no obstante, dos factores fundamentales que pueden producir la amplificación de la aceleración en el en-

T (años)	Intensidad (MKS)	Rango posible de aceleraciones (xg). Promedio suelo-roca.
100	V	0.02-0.06 (0.018)
500	VI	0.06-0.12 (0.037)
1000	VII	0.13-0.25 (0.075)
máxima	VIII	0.2-0.4 (0.15)

TABLA 1. Períodos de recurrencia para sismos de diferente intensidad en el sector occidental del Pirineo meridional calculados mediante métodos probabilísticos (según MARTÍN MARTÍN 1994) y rango posible de aceleraciones (en relación a la aceleración de la gravedad) para esas intensidades; para las aceleraciones se han considerado valores promedio entre suelo y roca, no siendo por tanto las máximas posibles. Entre paréntesis aparecen las aceleraciones calculadas por la Norma sismo-resistente española (B.O.E. 1974).

torno de la presa de Itoiz: por una parte el relieve y por otra el hecho de que los coluviales cuaternarios que se encuentran sobre la presa no pueden ser considerados como rocas, y menos aún cuando se encuentran en estado saturado. Este factor, unido a la alteración de los materiales en facies *flysch* en

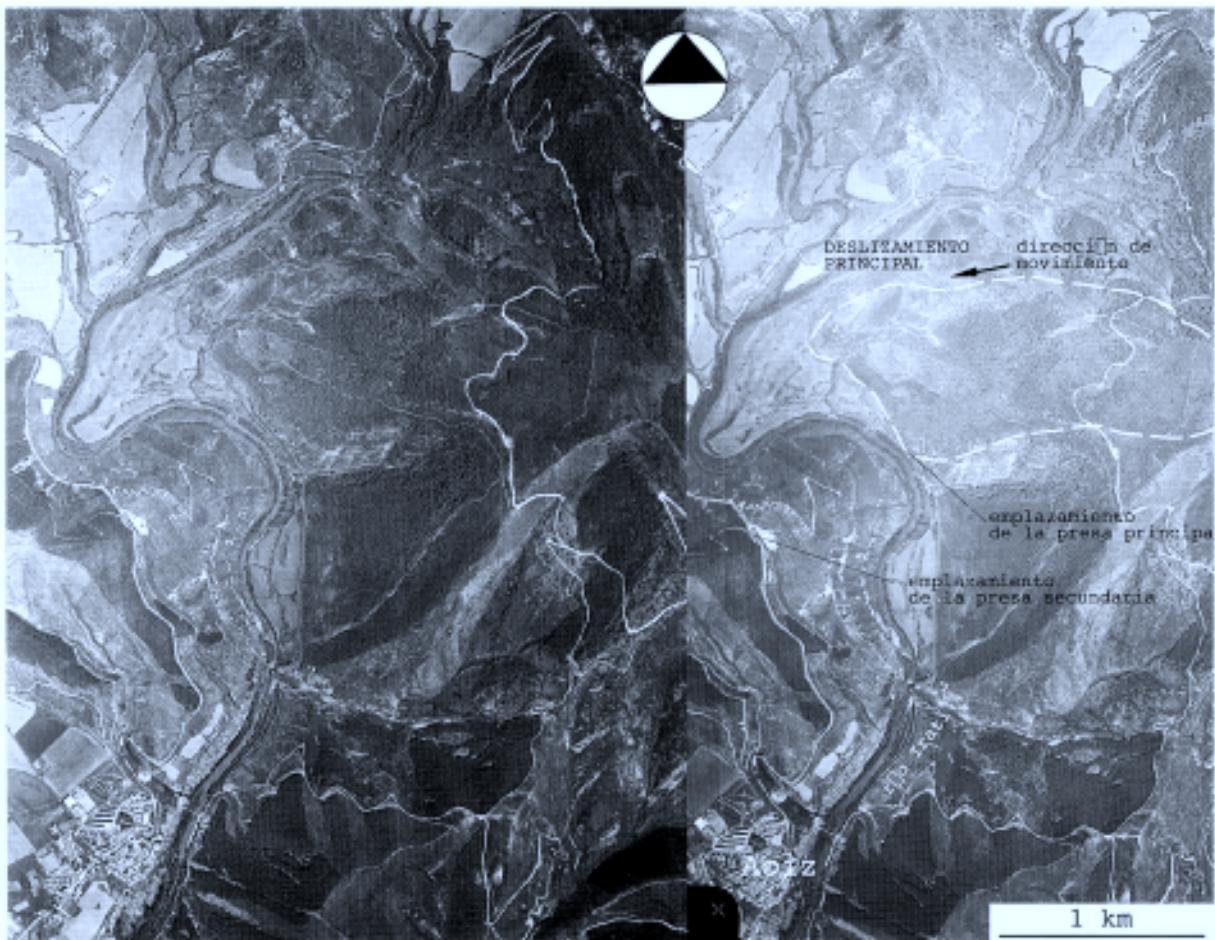


Fig. 6. Par estereoscópico de fotografías aéreas mostrando la zona próxima al embalse antes de su construcción. Se aprecian la superficie superior del deslizamiento mayor, y la zona de lóbulos y cicatrices en toda la ladera izquierda del embalse, así como lóbulos en la parte baja.

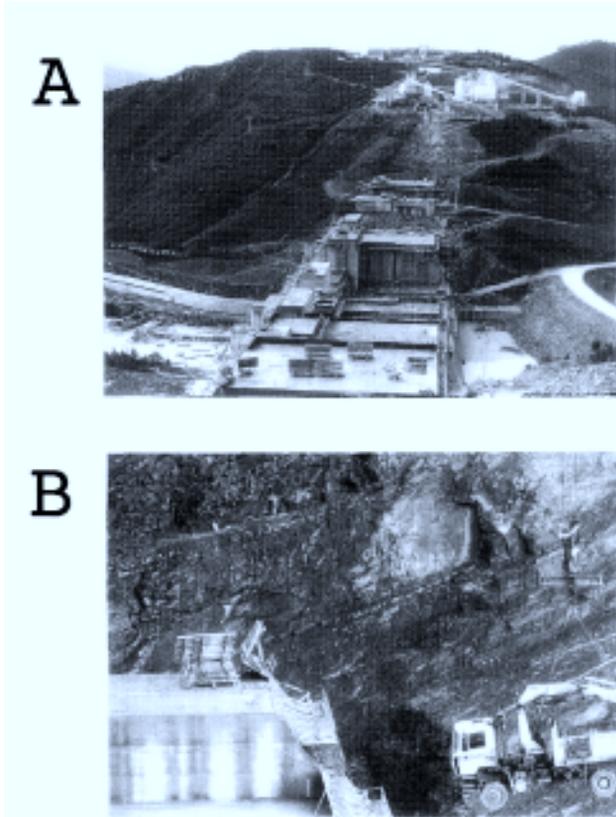


Fig. 7. Fotografías que muestran el aspecto de la ladera donde se asienta el estribo izquierdo de la presa de Itoiz A Vista general de la caja de excavación B Detalle correspondiente al olistostroma brechoide. Obsérvese su preocupante aspecto para ser utilizado como base del hormigón de la presa y nótese la masiva proporción de materiales arcillosos que lo conforman. Lo mismo se puede afirmar de las secuencias del *flysch* de la zona inferior, bajo el camión.

una zona de precipitaciones anuales altas hacen que los valores de aceleración presentados en la tabla 1 puedan hacerse incluso mayores.

DESPLAZAMIENTOS. CONDICIONES DE ESTABILIDAD DE LAS LADERAS

Geometría de los deslizamientos

A lo largo de todo el curso medio de los ríos Urrobi e Irati aparecen numerosos deslizamientos, producidos durante y a favor del encajamiento de la red fluvial en el Cuaternario. Algunos de estos deslizamientos han dejado testigos a lo largo del cauce del río, como es el caso de grandes monolitos calcáreos, de varios metros de altura, que deben proceder necesariamente de las unidades carbonatadas que forman la parte alta de las sierras, enrasadas por superficies de erosión de las cuales se conservan algunos retazos aislados. La dinámica de las laderas es muy activa, y algunos de los meandros del río Irati se pueden relacionar precisamente con desplazamientos producidos por el movimiento de dichos deslizamientos (ver, por ejemplo, el gran meandro

de la Fig. 6, que se sitúa próximo a la presa principal). La existencia de este tipo de morfología se debe en parte a la alteración de los materiales del *flysch* debido al clima lluvioso de la zona, que ha conducido a que la parte superior de la ladera se haya transformado en un conjunto de flujos de tierra. La propensión a los deslizamientos en forma de flujos de tierra de las facies *flysch* es bien conocido en zonas de clima húmedo como el País Vasco y Navarra, habiendo originado numerosos problemas en carreteras e incluso poblaciones.

Uno de los elementos principales que influyen en la inestabilidad de las laderas es la propia naturaleza de las rocas que las componen, es decir, el *flysch* de la cuenca de Jaca-Pamplona. En esta inestabilidad están involucradas sus propiedades en condiciones saturadas, entre ellas la permeabilidad. Existe la tendencia a calificar como impermeables aquellas formaciones litológicas que contienen porcentajes de arcillas iguales o superiores al 30-40% de su composición total. Sin embargo, el *flysch* de la zona estudiada es perfectamente permeable, dependiendo de la imbibición o empapamiento de las arcillas, eso sí a velocidad de penetración lenta, por el constante debilitamiento del gradiente de su nivel de carga. Este gradiente se recupera también continuamente, pero acarreado siempre la correspondiente pérdida de carga. Por lo tanto, la humectación y saturación de las facies *flysch*, inundadas en caso de que se produzca el llenado del embalse de Itoiz, acabará transformando su estado de consistencia a plasto-viscoso o viscoso. En el caso de las laderas este aspecto es especialmente importante, ya que el desequilibrio gravitacional en las mismas estará desencadenado por su lentitud de drenaje, que probablemente tenderá a provocar un deslizamiento masivo en las mismas. Las megacapas calcáreas interestratificadas dentro del *flysch* aparentemente podrían proporcionar al conjunto una cierta competencia mecánica. Sin embargo, las capas de calizas fracturadas, en principio rígidas, al apoyarse sobre las capas de turbiditas, muy plásticas y deformables, acaban fragmentándose extraordinariamente ante deformaciones del *flysch* turbidítico, por lo que lejos de reforzar el conjunto lo debilitan, resultando además extraordinariamente permeables (Fig. 7).

La orientación de las capas de la serie *flysch* presenta una tendencia regional WNW-ESE en la mayor parte de las sierras pre-pirenaicas navarras. Sin embargo, existen numerosos puntos con orientaciones de los estratos distintas, que pueden llegar a colocarse perpendiculares a la dirección regional. En el entorno de la presa de Itoiz las capas de turbiditas eocenas presentan una dirección me-

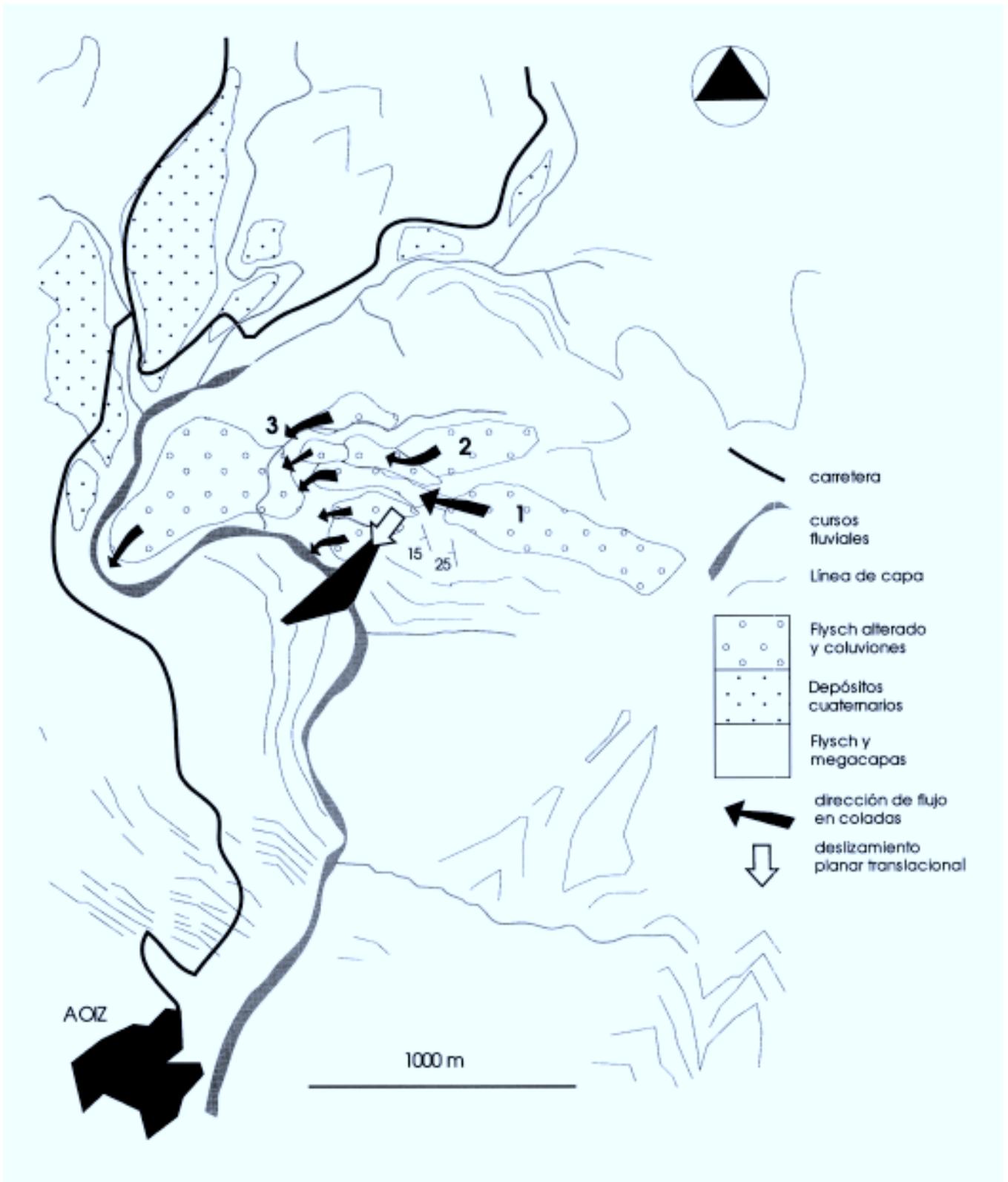


Fig. 8. Esquema geológico-geomorfológico, realizado a partir de la fotografía aérea, que muestra algunos de los deslizamientos en la zona de la presa principal del embalse de Itoiz.

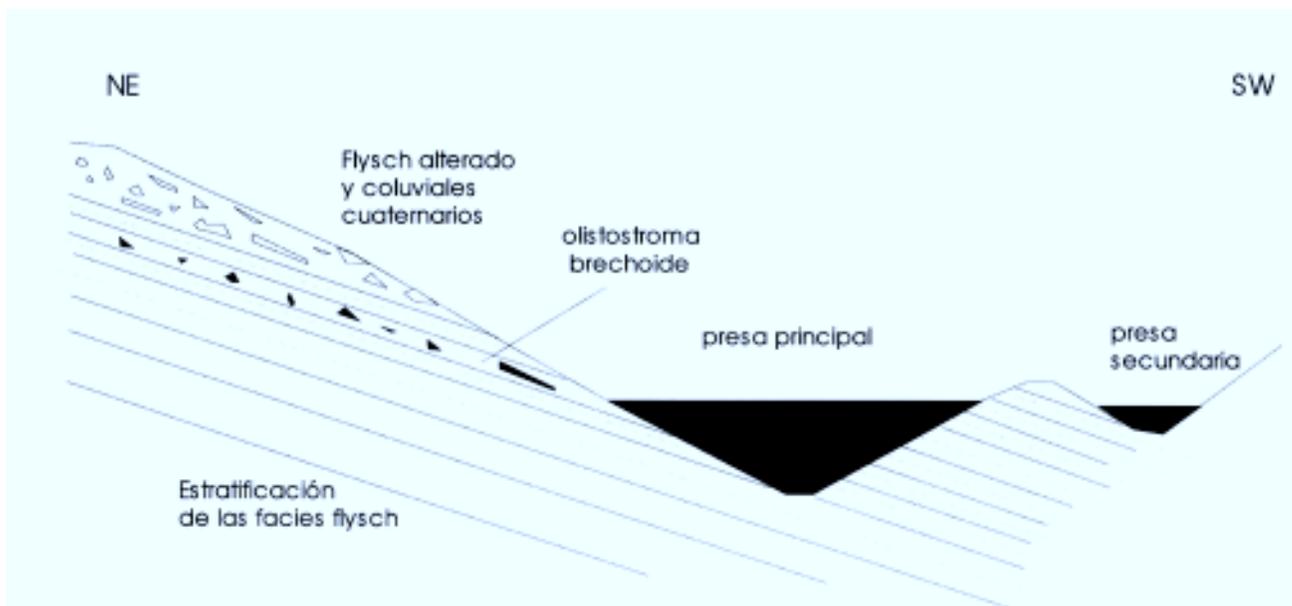


Fig. 9. Corte simplificado que muestra la geometría de los deslizamientos en el estribo izquierdo de la presa principal del embalse de Itoiz

dia en torno a N-S, con variaciones hacia NNE-SSW y NNW-SSE, y un buzamiento variable entre 15 y 20° W. En el entorno de la presa, las laderas presentan direcciones que varían desde NW-SE a N-S. Esto hace que la direcciones de las capas y de la pendiente del terreno sean las mismas, y que en el estribo izquierdo de la presa las capas bucen en el mismo sentido que la pendiente pero con menor ángulo (Figs. 7, 8, 9). Esta situación favorece de entrada la posibilidad de deslizamientos masivos, con geometría planar-traslacional por una combinación grietas de tracción-superficie de estratificación, de una masa de roca importante sobre el estribo de la presa y el vaso del embalse.

En el caso de llenado del embalse el peligro de deslizamientos en las facies *flysch* aumentaría considerablemente debido a que la altura de la lámina de agua (más de cien metros en muchos puntos) haría disminuir el esfuerzo efectivo, y por tanto, el factor de seguridad hasta límites inadmisibles (Fig. 10). A la hora de analizar estas gráficas hay que tener en cuenta que el factor de seguridad de los taludes en este tipo de obras debe estar comprendido entre 2 y 5 (FRANKLIN Y DUSSEULT, 1991). Los taludes también se verán castigados por los sucesivos procesos de llenado y vaciado del embalse durante su explotación, con los consiguientes cambios de tensiones internas dentro del macizo rocoso que acelerarán la rotura progresiva. Hay que tener en cuenta que el conjunto del macizo rocoso que forma el estribo izquierdo de la presa no ha estado, a lo largo de la historia geológica reciente, sometido a un estado tensional equivalente a una columna de 110 m de agua. En este mismo sentido

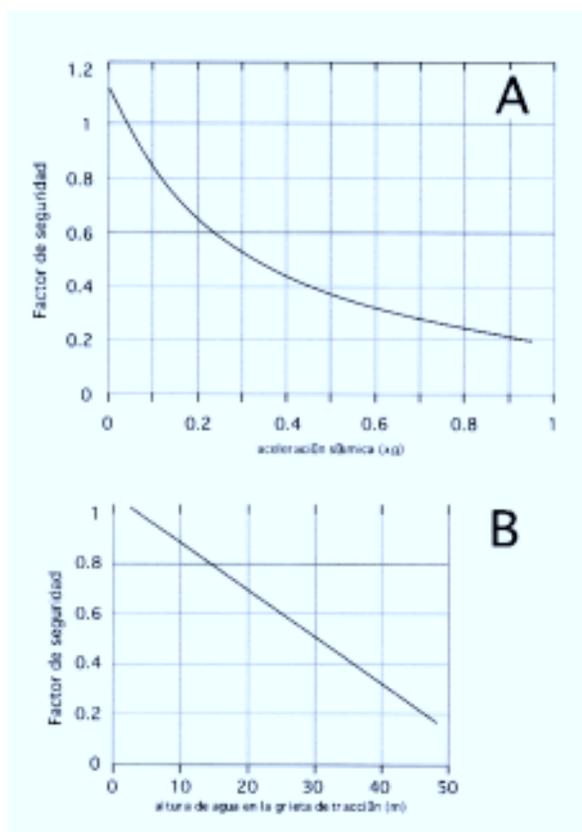


Fig. 10. A. Disminución del factor de seguridad en función de la aceleración sísmica para el deslizamiento del estribo izquierdo de la presa de Itoiz (considerado como falla planar). B. Idem en función de la presión de fluidos (expresada en términos de altura de agua en la grieta de tracción de la parte superior del deslizamiento). Abacos realizados a partir de los cálculos generales de estabilidad de taludes en roca (HOEK Y BRAY, 1977).

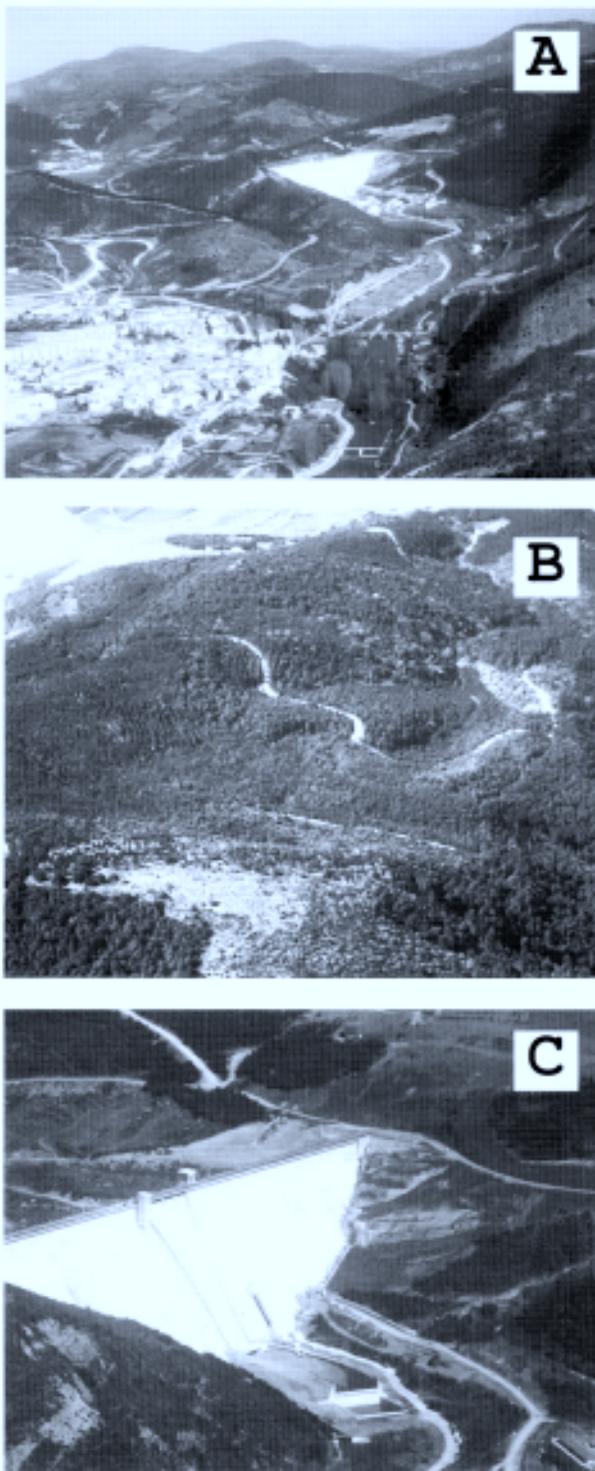


Fig. 11. Fotografías que muestran la geometría y morfología de la zona de la presa de Itoiz. A. Vista general de la zona de la presa. B. Deslizamiento mayor visto desde su parte alta. Se aprecia la topografía irregular de la ladera. C. Zona de la presa, con capas de flysch buzando hacia la misma.

hay que abundar en que el efecto de la degradación de la resistencia de las turbiditas por la inmersión es un proceso que se verá prolongado durante el período de explotación del embalse, y que aunque

en el caso de que en una primera puesta en carga la ladera resista, esto no garantiza su seguridad durante la vida útil del embalse.

La geometría del deslizamiento del estribo izquierdo de la presa de Itoiz se ha obtenido a partir de observaciones de campo y del análisis de la fotografía aérea. Presenta una geometría compleja (Figs. 6, 7, 8 y 11), formada por una serie de cicatrices, coladas y lóbulos que abarcan los más de 400 m de desnivel (ver Fig. 3) que existen a lo largo de la ladera, desde la cicatriz situada en la parte alta hasta prácticamente la zona media de la presa (Fig. 11). A lo largo de la misma pueden observarse también grandes bloques de caliza aislados, que han sido movilizados durante el funcionamiento del citado deslizamiento. Los saltos de las fallas superficiales asociadas a las cicatrices en la parte superior del deslizamiento están en torno a los 70-80 metros. Estas fallas superficiales han propiciado la fragmentación de las capas de caliza y su posterior disgregación en forma de bloques repartidos por toda la ladera. Parte de los lóbulos presentan una constitución interna de *earth-flow* (flujo de tierra o barro) con matriz muy arcillosa. La presa se encuentra situada sobre uno de las fallas secundarias del deslizamiento principal, que presenta un salto de varias decenas de metros.

La actividad de los deslizamientos, tanto a favor de las superficies de estratificación como en forma de flujos de barro, se verá favorecido por la existencia de movimientos sísmicos, muy frecuentes en la zona, y alcanzando una intensidad máxima de VIII, tal y como se ha explicado en el apartado anterior, y por el aumento de la presión de fluidos en la base de la superficie del deslizamiento, debido al llenado del embalse (Fig. 10).

Riesgos asociados a los deslizamientos

La existencia de varios 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, y que detallamos a continuación:

1. El generado por el deslizamiento sobre el embalse de la ladera izquierda, que podría ocasionar 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 con la posibilidad de que el material más próximo a la presa se deslice, como deslizamiento planar traslacional a

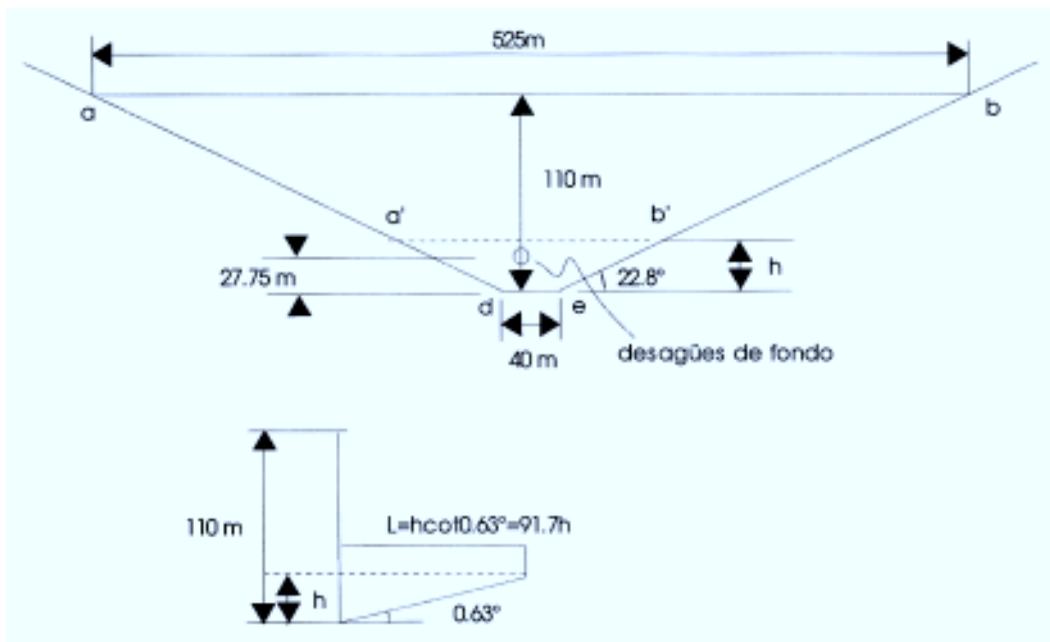


Fig. 12. Esquema del alzado de la presa utilizado para los cálculos volumétricos en relación con el relleno del fondo de la presa y la obturación de los desagües de fondo

favor de los planos de estratificación. 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 movimientos sísmicos, y con el 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.

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, tal como se detalla más adelante. Una vez activados estos flujos, es extraordinariamente difícil pararlos. 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 altura que alcanzaría desde el fondo de la presa el material arrastrado puede calcularse de forma relativamente sencilla mediante la construcción geométrica (Fig. 12):

$$A_{a'b'cd} = 40h + h^2 + 2,38$$

$$V = 1/3 A_{a'b'cd} \cdot L = 1/3 (40h + 2.38h^2) \cdot 90.0h = 1212h^2 + 72.1h^3$$

$$\text{Si } h = 31 \text{ m, } V = 3.3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Por tanto, los desagües de fondo quedarían obturados en la hipótesis de que lleguen únicamente 3.5 hm³ hasta el fondo del embalse, ya que en las condiciones geométricas del deslizamiento el embalse muerto no garantiza que los flujos no alcancen la base de la presa. La obturación no alcanzaría las tomas de riego, canal de Navarra o hidroeléctrica. No obstante, dado el volumen real de los deslizamientos implicados, no puede afirmarse rotundamente que no llegue a producirse este problema en el período de explotación, especialmente para el canal de Navarra, con una cota más baja. 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, debidos al 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 naturales. 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 (según los ábacos de cálculo propuestos por COSTA, 1988), a partir de datos empíricos de rotura de presas) 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 entrada de masas en el embalse de Itoiz, en cualquier tramo de su trazado, produciría una ola que conforme disminuye la profundidad del embalse ganaría 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 podría resultar catastrófica para las poblaciones situadas aguas arriba de la presa, y sus consecuencias son imprevisibles 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).

CONCLUSIONES

1) El análisis geológico y geomorfológico 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. Además, los deslizamientos aparecen en toda la zona incluida en el futuro vaso del embalse.

2) Estos problemas de estabilidad están causados por un lado por la geometría y naturaleza del sustrato rocoso, constituido por facies *flysch*. Las capas 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. El volumen de material deslizante es de unos 20 hm³. Ante condiciones de saturación de agua (llenado de embalse, o por sucesivos llenados y vaciados durante su explotación), y/o movimientos sísmicos, que en el dominio sismotectónico al que pertenece la zona estudiada han presentado intensidades máximas de VIII, la estabilidad de la ladera puede verse fuertemente afectada, y con ello la estabilidad de la propia presa. La concomitancia de circunstancias desfavorables para la generación de deslizamientos no es un fenómeno poco habitual ni una "catástrofe natural" imprevisible, como se puede comprobar a partir de datos históricos (CASAS SAINZ, 1997). Por otra parte, la resistencia de las turbiditas se verá fuertemente degradada conforme aumente el tiempo de explotación de la presa, por lo que, aun cuando las laderas resistan una primera puesta en carga, las condiciones de riesgo aumentarán con el paso del tiempo. Dada la velocidad con la que pueden producirse los movimientos planares traslacionales (80 km/h en el ejemplo de Vaiont), como es este caso, y la cercanía de la presa a la localidad de Aoiz, su deslizamiento tendría consecuencias catastróficas.

3) Cualquier deslizamiento en el entorno de la presa con volúmenes movilizados en torno a los 3,5 hm³ puede llegar a alcanzar 31 m desde el fondo del embalse, con lo que se llegarían a obturar los desagües de fondo del mismo. En estas circunstancias, la presa quedaría fuera de operatividad y produciría una situación de riesgo para las poblaciones situadas aguas abajo. Además hay que tener en cuenta las consecuencias negativas 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.

4) Por las razones anteriormente citadas, el llenado de la presa de Itoiz conlleva un alto riesgo para las poblaciones situadas aguas abajo de la misma, situadas entre Aoiz y Sangüesa. Gran parte de las viviendas de estas poblaciones se sitúan a escasa altura sobre el cauce de los ríos Irati y Aragón (después de la desembocadura del Irati en este último). Además, Sangüesa es una población especialmente vulnerable que cuenta con un registro de varias inundaciones históricas, algunas de ellas con un número elevado de víctimas (CASAS Y RICO, 2000).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a revisores anónimos sus comentarios y sugerencias. Al Instituto Geográfico Nacional la información sobre la sismicidad de la zona de estudio, y a la Coordinadora de Itoiz la ayuda prestada para la realización del presente trabajo, incluyendo una amplia documentación de los distintos proyectos e informes encargados por la Administración previamente y durante la construcción del embalse.

BIBLIOGRAFÍA

- ALFARO, J.A.; CASAS, A.M. Y SIMON, J.L.
- 1987 Ensayo de zonación sismotectónica en la Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y borde Surpirenaico. *Estudios Geol.*, 43: 445-457
- ALONSO PÉREZ DE AGREDA, E. Y GILI RIPOLL, J.A.
- 1989 El projecte de desmunts als massissos rocosos. *Espais*, 16: 42-56
- 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
- AYALA CARCEDO, F.J.; ANDREU POSSE, F.J.; FE MARQUES, M.; FERRER GIJÓN, M.; DE SIMON GIL, A.; FERNÁNDEZ LLANA, I.; OLALLA MARAÑÓN, C.; GÓMEZ PU-YUELO, J.; SAMPEDRO QUIJANO, J. Y CIENFUEGOS RUIZ-MOROTE, F.J.
- 1991 *Manual de ingeniería de Taludes.* I.G.M.E., Madrid, 456 pp.
- B.O.E.
- 1974 *Norma sismorresistente.* Decreto 3209/1974 de 30 de Agosto, Madrid, 57 pp.
- BOLT, B.E.
- 1985 *Terremotos.* Ed. Orbis, 266 pp.
- CASAS SAINZ, A.M.
- 1997 *Evolución de vertientes y riesgos geológicos en el Esera medio (tramo de Santa Liestra-Morillo de Lierna),* 30 pp. Informe inédito.
- CASAS-SAINZ, A.M. Y CORTES-GRACIA, A.L.
- 2001 Cenozoic landscape development in the Central Iberian Chain (Spain). *Geomorphology* (en prensa)
- CASAS, A.M. Y RICO, M.
- 2000 *Estabilidad de laderas y riesgos de deslizamiento e inundación en el embalse de Yesa,* 32 pp. Informe inédito.
- CORTES, A.L. Y MAESTRO, A.
- 1996 Los deslizamientos de la vertiente norte de la sierra de San Just (Teruel). *VI Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Riesgos Naturales, Ordenación del Territorio y Medio Ambiente.* Volumen I, 467-484.
- COSTA, J.E.
- 1988 Floods from dam failures. In: V.R. Baker; R.C. Kochel and P.C. Patton (Eds.) *Flood Geomorphology*, 439-463.
- 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.
- FACI, E.; CASTIELLA, J.; GARCÍA DE DOMINGO, A.; DEL VALLLE, J. Y LARRAÑAGA, M.J.
- 1997 *Mapa geológico de Navarra,* escala 1:200.000. Gobierno de Navarra, Departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones.
- FRANKLIN, J.A. Y DUSSEAUULT, M.B.
- 1991 *Rock engineering applications.* McGraw-Hill, Inc. New York, 431 pp.
- GIL PEÑA, I.; LERÁNOZ ISTÚRIZ, B. Y CASAS SAINZ, A.M.
- 1992 El deslizamiento rotacional de 1970 en Tudela (Navarra): análisis geométrico y de estabilidad. *III Congreso Geológico de España y XIV Latinoamericano.* Salamanca.
- HOEK, E. Y BRAY, J.W.
- 1977 *Rock Slope Engineering.* The Institution of Mining and Metallurgy, London, 402 pp.
- IDRISS, I.M.
- 1990 Response of soft soil sites during earthquakes. *Symposium Mem. Prof. Harry Bolton Seed.* Berkeley, California.
- JIMENEZ 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 (7): 661-685

LARRASOÑA, J.C.

- 2000 *Estudio magnetotectónico de la zona de transición entre el Pirineo central y occidental: implicaciones estructurales y geodinámicas*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 297 pp. Inédita.

MARTÍN MARTÍN A.J.

- 1984 *Riesgo sísmico en la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Instituto Geográfico Nacional. 2 Tomos. Inédita.

MUÑOZ, J.A.

- 1991 Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: K.R. McClay (ed.), *Thrust tectonics*, Chapman&Hall, London: 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.

PUIGDEFÀBREGAS, C.

- 1975 *La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, nº 104. Número Extraordinario de la Revista Pireneos. Jaca, 187 pp.

READING, H.G.

- 1996 *Sedimentary Environments: Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell, 688 pp.

RIBA, O., REGUANT, S. & VILLENA, J.

- 1983 Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, vol. 2 pp. 131-159. IGME. Madrid.

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 pp. Inédita.

SOURIAU, A. Y PAUCHET, H.

- 1998 A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290: 221-244

SUMMERFIELD, M.A.

- 1991 *Global geomorphology*. Longman Scientific & Technical, Essex, 537 pp.

TEIXELL, A.

- 1998 Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3): 395-406

TRIFUNAC, M. Y BRADY, A.G.

- 1975 Correlations of peak acceleration and intensity. *Bull. Seism. Soc. Amer.*. 65: 139-162