

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA  
SECRETARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

ESTUDIO DE RIESGOS GEOLOGICOS INDUCIDOS POR  
UN DESLIZAMIENTO QUE AFECTA A LA CARRETERA  
C-136 (en su kilómetro 89,500; entre Escari  
lla y Sallente de Gállego).

(HUESCA)

PUNTO 1.

SICOAN

8752P



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

01228

ESTUDIO DE RIESGOS GEOLOGICOS INDUCIDOS POR UN  
DESLIZAMIENTO QUE AFECTA A LA CARRETERA C - 136  
(en su kilómetro 89,500; entre Escarilla y Sa-  
llent de Gállego).

(HUESCA).

**PUNTO Nº 1**

Este estudio ha sido realizado por el siguiente equipo:

- D. Francisco Javier Ayala Carcedo.
  - \* Ing. de Minas.
  - \* Jefe del Area de Geología Ambiental y Geotécnia del I.G.M.E.
  - \* Director del Estudio.
  
- Dña. Mercedes Ferrer Gijón.
  - \* Lcda. en CC. Geológicas.  
I.G.M.E.
  
- D. Guillermo O. Conconi.
  - \* Ing. Civil.  
GEONOC, S.A.
  
- D. Alberto Gracia Bernal.
  - \* Lcdo. en CC. Geológicas.  
GEONOC, S.A.

## I N D I C E

- 1.- INTRODUCCION.
- 2.- ANTECEDENTES.
- 3.- GEOLOGIA.
  - 3.1. Introducción.
  - 3.2. Estratigrafía.
  - 3.3. Geomorfología.
  - 3.4. Geología Estructural.
- 4.- DESCRIPCION DEL MOVIMIENTO.
- 5.- INTERPRETACION DE LA FOTOGRAFIA AEREA.
- 6.- ANALISIS DE LOS FACTORES QUE INTERVIENEN EN EL FENOMENO.
  - 6.1. Antecedentes ambientales.
  - 6.2. Tipos de materiales.
  - 6.3. Mecanismo mixto deslizamiento-flujo materiales.
  - 6.4. Nivel freático. Características hidrológicas.
  - 6.5. Precipitaciones.
- 7.- ANALISIS DE ESTABILIDAD.
- 8.- CONCLUSIONES.
- 9.- RECOMENDACIONES.

## A N E X O S

- I. Fotografias.
- II. Planos y cortes.
- III. Sondeos eléctricos (interpretación).

## 1.- INTRODUCCION.

EL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO, (I.G.M.E.) ha realizado con la colaboración de GEONOC, S.A. un estudio sobre el riesgo geológico inducido por un deslizamiento de la ladera que afecta a la Carretera Comarcal-136 a la altura del Km. 89,500. El punto en concreto se encuentra a algo más de 5 Km. antes de llegar al pueblo de Sallent de Gállego, a orillas del pantano de Lanuza, justo en frente de dicha localidad, en la provincia de Huesca.

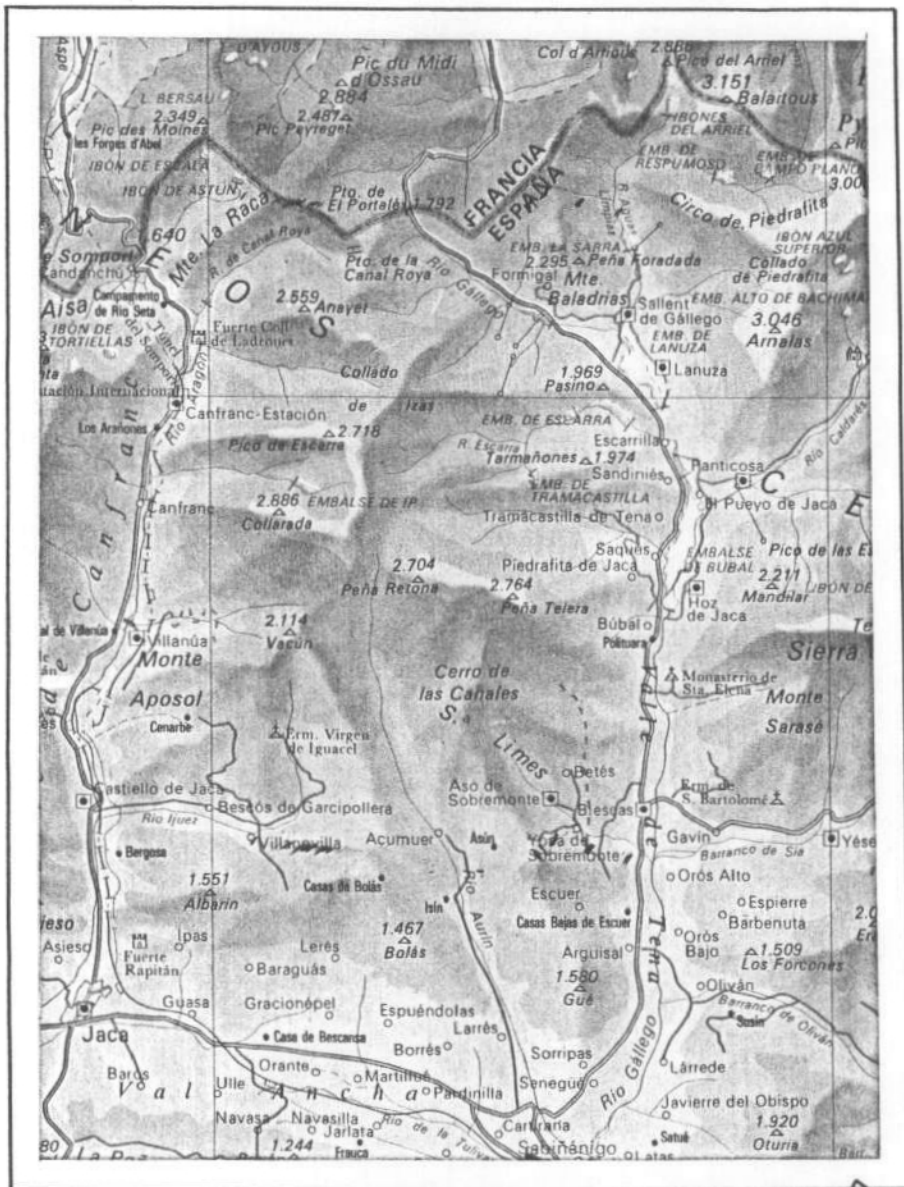
Este estudio se enmarca dentro de un conjunto de trabajos de investigación solicitados por el Departamento de Urbanismo, Obras Públicas y Transportes de la Diputación General de Aragón. El objeto de los mismos es el análisis de las inestabilidades de ladera (deslizamientos, desprendimientos) en varios puntos de la Carretera Comarcal-136, entre los kilómetros 87 a 97 muy cerca ya de la frontera francesa.

Los trabajos que se han realizado parten de una primera fase de documentación sobre los estudios ya realizados en la zona por distintos motivos.

Posteriormente se ha llevado a cabo una campaña de recogida de datos de campo y muestras para análisis de laboratorio.

Con todo ello se ha realizado la presente memoria técnica.

Agosto de 1.988 .



ACCESO A LA ZONA

## 2. ANTECEDENTES.

Fenómenos de inestabilidad de laderas, como el que es objeto del presente estudio se encuentran visibles a ambos márgenes, aunque fundamentalmente la Norte del curso alto del Río Gállego. Se observan grandes masas deslizadas aparentemente estáticas que como es sabido de los foráneos de la zona se ponen en movimiento periódicamente sobre todo en los años de abundantes lluvias.

Los primeros informes geológicos existentes en la zona del Alto Gállego y del tramo del propio río se realizaron para la situación de presas de embalse. Concretamente esta zona fue ya objeto de estudios de tipo general en 1.910 por Dalloni que los publicó en su trabajo "Etude Geologique des Pyrénées de l'Aragon". Posteriormente Shuridt estudia la región publicando en 1.931 su obra "Das Paläozoi Rum der Spanischen Pyrenäen".

Posteriormente, en el año 1.957, los profesores Alastrué, Almena y Ríos publicaron su "Explicación al Mapa Geológico de la Provincia de Huesca".

En 1.961 H. Wensink publica un denso estudio de todo el curso alto del Río Gállego, fundamentalmente estratigráfico y tectónico, con título: "Paleozoic of the Upper Gállego and Ara Valley, Huesca province, Spanish Pyrennes", que se recoge en ESTUDIOS GEOLOGICOS, Vol. XVIII, n.º 1-2 (1.962) del Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Por último en el año 1.986 aparece publicada una síntesis geológica de esta zona del Pirineo: "CARTE GEOLOGIQUE, Pic du Midi d'Ossau et haut bassin du Río Gállego, E = 1:25.000" por F. Bixel, J. Muller y P. Roger, editada por el Instituto de Geodinámica, Université de Bordeaux III.



Otros estudios geológicos son los realizados específicamente para informar sobre las condiciones del cierre y vaso del embalse de Lanuza:

"Informe geológico de los embalses de Búbal y Lanuza", de D. Clemente Sáenz García a petición de EPTISA.

"Informe geológico de la presa y embalse de Lanuza sobre el Río Gállego en los términos de Lanuza y Sallent. (Huesca)". Emitido en febrero de 1.965 por la ponencia de la Asesoría Geológica del M.O.P. formada por los Sres.: Reig Vilaplana, Lorenzo Blanc y Del Aguila Goicoechea.

"Estudio geotécnico de la fundación de la presa de Lanuza en el Río Gállego" por los Ingenieros Sres.:

Fernández Bollo y Sanz Saracho afectos al Centro de Estudios Hidrográficos del M.O.P. en Octubre de 1.965 para Energía e Industrias Aragonesas, S.A.

En cuanto a informes alusivos a movimientos del terreno en la margen derecha del Río Gállego (Huesca), en el anteriormente mencionado: "Informe geológico de la presa de Lanuza y Sallent (Huesca)" de la Asesoría Geológica del Ministerio de Obras Públicas, se incluía en su conclusión octava y última el siguiente párrafo:

"En la misma cola del embalse, e inmediatamente aguas arriba del pueblo de Lanuza, en la margen derecha del valle, existe un gran corrimiento de pizarras del Devónico Inferior que, con su superficie curva han deslizado hacia el valle desplazando el río hacia la ladera izquierda en donde han sido contenidas. El deslizamiento es antiguo pero puede ponerse en marcha otra vez al ser movida su parte baja por el embalse, sin embargo, la contención de la ladera izquierda garantiza que no se producirán perjuicios".

Como consecuencia del anterior informe, el Ilmo. Sr. Subdirector General de Planes, en enero de 1.967 comunicó al Servicio Geológico lo siguiente:

"La Confederación Hidrográfica del Ebro, tiene en redacción un "Proyecto de replanteo previo de la Presa de Lanuza en el Río Gállego" y solicita que por el Servicio Geológico se lleve a cabo un estudio geológico y geofísico, complementario con sondeos mecánicos de la masa de corrimiento de la ladera derecha, aguas arriba de la presa, que permita determinar la composición de la masa movida, la superficie de su deslizamiento y deducir de todo ello sus condiciones de equilibrio. De la realización de los trabajos el Director del Servicio Geológico de Obras Públicas D. Vicente Manuel Espinosa y D. Rafael Moya.

Con fecha 7 de septiembre de 1.973, la Sección de Explotación y Servicios Especiales (14.103) de la Dirección General de Obras Hidráulicas en las que se ordena "un nuevo informe sobre la influencia que pudiera tener la morrena existente en la zona de desarrollo de la variante de Lanuza sobre dicha carretera, por las aguas del embalse, orientado en su caso al Servicio sobre la solución a adoptar para establecer una plataforma estable para aquella".

Actualmente, y desde hace algún tiempo, se registran movimientos de ladera de una parte relativamente pequeña de este paleodeslizamiento que ha sido objeto de numerosos estudios. Concretamente de una lengua de algo más de 80 m. de ancho en el flanco derecho del paleodeslizamiento.

Por lo cual el Departamento de Urbanismo, Obras Públicas y Transportes de la Diputación General de Aragón requirió a modo de colaboración, la ayuda técnica del Instituto Geológico y Minero de España para realizar el estudio del movimiento.

- De las visitas a la zona y posteriores análisis surge la presente memoria técnica.

### 3. GEOLOGIA.

#### 3.1. Introducción.

Para los objetivos de este informe resulta de gran interés el estudio geológico de la zona, pues para la descripción del deslizamiento son fundamentales los condicionantes previos estructurales. Son importantes asimismo los antecedentes regionales para explicar el proceso.

Por todo ello incluimos aquí un extracto traducido de H. Wensink (1.962) en el que se analiza el terreno desde un punto de vista más petrológico y estructural y un extracto traducido de F. BIXEL, M. CLIN y J.P. TIHAY (1.985) en el que se analiza desde el punto de vista de la morfología del terreno.

El estudio de ambos nos da una visión regional de conjunto que nos permite abordar el problema con suficiente criterio global encajándolo dentro de una dinámica mejor conocida.

La base geológica sobre la que se desarrolla el fenómeno corresponde a materiales devónicos. (Devónico Inferior y Medio).

3.2. Estratigrafía.

**DEVONICO:**

Devónico Superior - **FRAMENIENSE**  
- **FRASNIENSE**

Devónico Medio - **GIVETIENSE**  
- **COUVINIENSE**

(Figura 1 ).

Devónico Inferior - **COBLECIENSE**  
- **GEDINIENSE**

- Devónico Inferior.

Introducción.

En los Pirineos las claras transiciones del Silúrico al Devónico se suceden sólo excepcionalmente. La presencia del Gedinienense sólo se ha podido determinar en algunos puntos localizados.

Esa falta de continuidad parece ser debida a un periodo de ausencia de sedimentación ocurrido en el Devónico más Inferior. Pudiendo ser en parte, el resultado del carácter lubricante del **GOTLANDIENSE** sobre el cual, los sedimentos del Devónico que lo cubren, fueron en general cizallados.

El Devónico Inferior muestra una fuerte variación lateral en las facies como se verá más adelante.

El Devónico Inferior en esta zona axial de los Pirineos centrales es principalmente de desarrollo calcáreo. Hacia el Norte y hacia el Sur (en nuestro caso) se observan variaciones a facies más margosas, esquistasas.

La ausencia de fósiles impide aquí la determinación de la edad de la roca. La mayoría de las localizaciones de fósiles se hallan en áreas adyacentes. La edad de estos fósiles es principalmente **COBLECIENSE**.

En este área puede haber habido una continua sedimentación durante el Silúrico Superior y Devónico Inferior.

Como contraste, la parte más alta del Devónico Inferior en el Oeste de los Pirineos la constituyen pizarras. La serie de pizarras alterna con capas de GRAUWACAS. Hacia el techo del Devónico Inferior generalmente se hace más calcáreo.

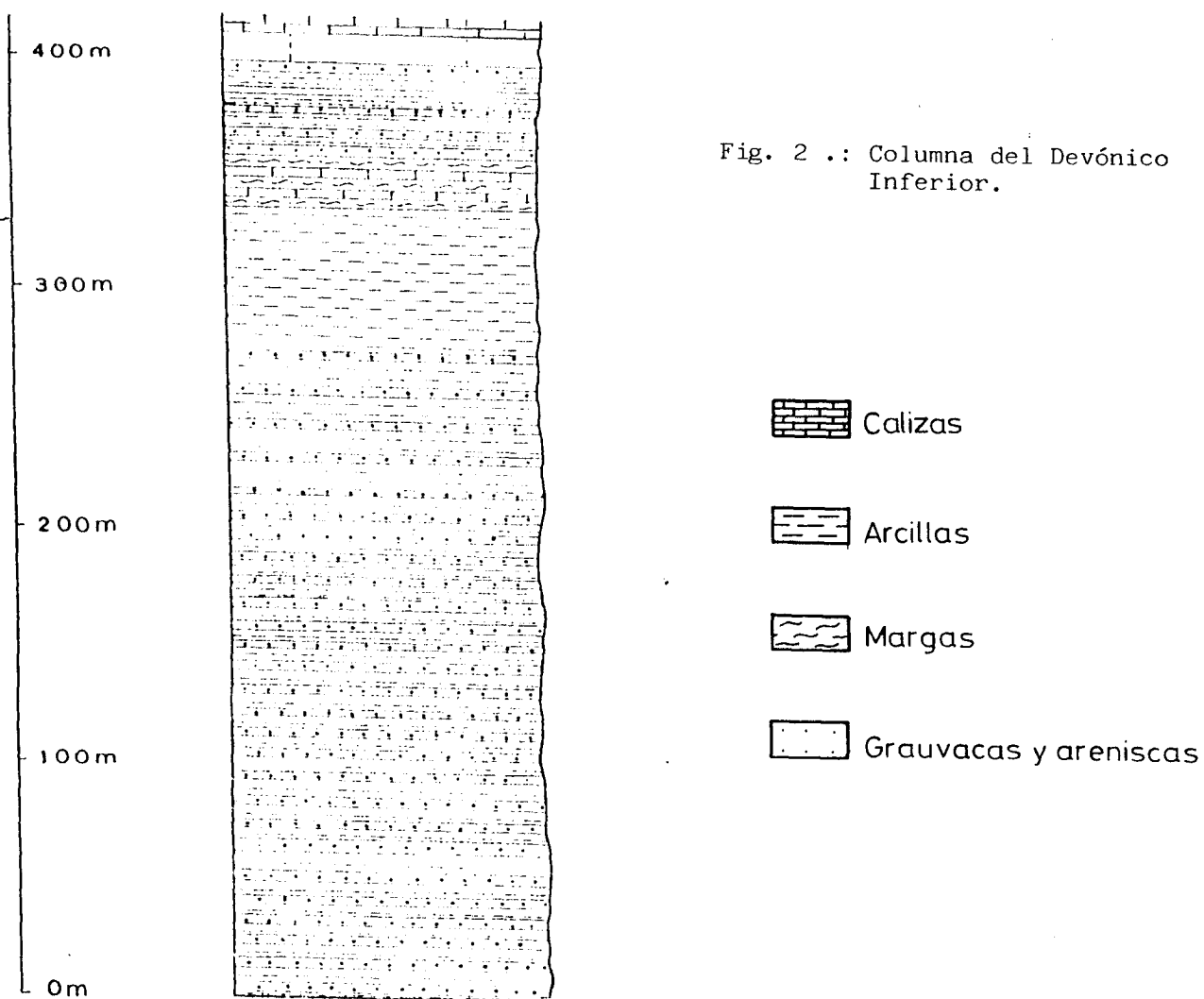
El COBLECIENSE forma la mayor parte de la serie del Devónico Inferior en el Oeste de los Pirineos. Muchos fósiles fueron encontrados en ambas vertientes, francesa y española. Normalmente la conservación es mala.

De acuerdo con Rousell (1.903) la potencia del Devónico Inferior entre los valles del Aspe y Gave de Pau (Francia) alcanza 2.000 m. Hacia el Este, cerca de Col d'Aubisque, Bresson menciona el mismo espesor. Sus estimaciones (las de ambos autores), se apoyan en el supuesto de un plegamiento simple de la serie.

De todos modos la potencia del Devónico Inferior en la zona de estudio es considerable. Ya Dalloni presta atención a esta serie "fossilífera". El menciona varias localizaciones de fósiles en los valles del Gállego y del Ara. De acuerdo con Dalloni, el GEDINIENSE no está presente allí. Schmidt (1.930) hizo una visita a los alrededores de Sallent en el valle del Gállego, confirmando y ampliando los estudios de Dalloni.

- La Región del Gállego.

En el valle del Gállego el Devónico Inferior aparece principalmente en la parte Central y Oeste. La serie muestra importantes cambios laterales de FACIES. Hacia el Oeste y Noroeste las pizarras alternan con delgados lechos de GRAUWACAS que predominan. La parte central del área del Gállego, Sur y Suroeste de Sallent, el Devónico Inferior muestra un desarrollo margoso con intercalación de calizas. Los esquistos arcillosos por lo tanto, predominan hacia el Este, que continua en el valle del Ara.



A causa de su incompetencia, los movimientos tectónicos en serie a menudo han alterado completamente la sucesión estratigráfica. Las pizarras actúan como una zona lubricante sobre la cual las unidades calcáreas del Devónico Medio fueron cizalladas.

Como se puede observar en el mapa adjunto sobre la cartografía, dos escamas de ese cabalgamiento de las calizas del Devónico Medio se aprecian: 1.ª la que constituye la zona donde se sitúa la cerrada del pantano y 2.ª la que queda en la margen izquierda del valle sobre el pueblo de Lanuza. Ambas con frentes de clara vergencia hacia el S-W.

Por otra parte la mala conservación de los fósiles impide el estudio de la estratigrafía. Algunas descripciones detalladas del Devónico Inferior del distrito del Gállego se dan más abajo.

- Las calizas coblecienses y las margas al W. de Sallent.

Al Oeste de Sallent de Gállego aparece una zona tectonizada. Aquí los fragmentos de una serie de calizas y margas están mezcladas con los esquistos a través de las fallas tectónicas. La roca está a menudo muy "fossilizada". Las calizas y margas, en buena parte pertenecen al COUVINIENSE. (Devónico Medio).

La serie empieza con delgados lechos de calizas medio grises alternando con margas. Hacia el techo la anchura de las capas aumenta y las calizas predominan. La parte superior de la serie se destiñe hacia un gris anaranjado. La potencia total de esta facies es de 20 a 30 m. (Figura 3).

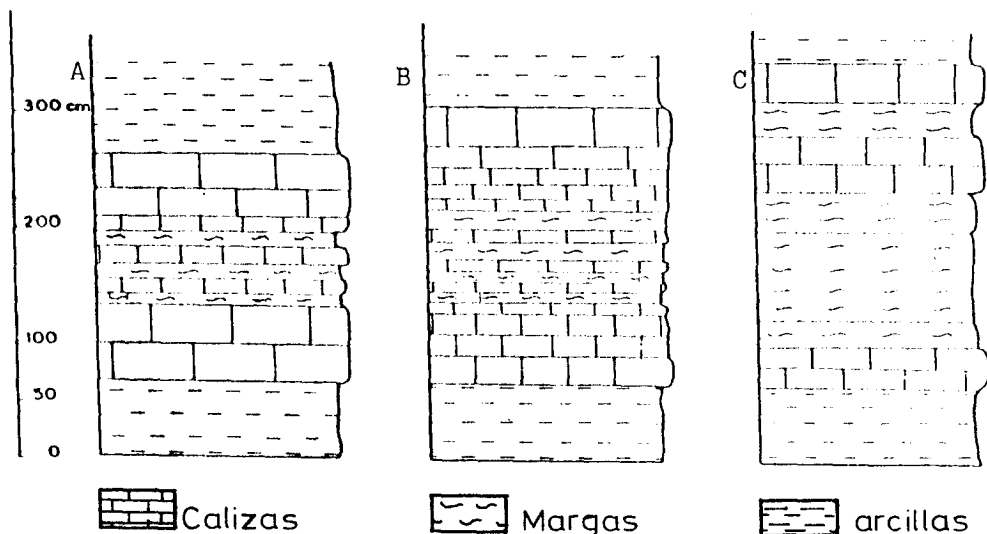


Figura n.º 3. Tres columnas-sección de la zona de *Spirifer coltrijugatus*. A: Norte de Socotor. B: Oeste de Peña Foradada. C: Sur de Peña Foradada.



- Devónico Medio.

Introducción.

En el Pirineo el Devónico Medio casi siempre muestra un desarrollo calcáreo. Las arcillas a menudo alternan con "calizas-arrecife". Una subdivisión del sistema, más bien monótono, puede hacerse sólo donde se encuentre un número suficiente de fósiles.

En los Pirineos Centrales el Devónico Medio tiene el más importante desarrollo de la zona axial. Allí la potencia hacia el techo ha sido medida en 600 m. (ZANDVLIET, 1.969). Hacia las zonas marginales, hacia el N. y hacia el S., el grosor de la formación disminuye.

El Devónico Medio de la zona axial normalmente se compone de calizas y margas. El límite entre el Devónico Inferior y el Medio no puede fijarse con exactitud en la relación de escasez de fósiles.

El Devónico Medio de las zonas marginales se ha desarrollado principalmente de nuevo como calizas. Allí la formación es a menudo fosilífera, encontrándose la mayoría de los fósiles en sedimentos de edad COUVINIENSE. Más arriba, en las series generalmente compactadas, aparecen calizas masivas.

Las facies del Devónico Medio en los Pirineos Occidentales es acorde, más o menos, con esa de las zonas marginales de los Pirineos Centrales. La formación calcárea es casi siempre margosa en la base, pero ya la mayor parte del COUVINIENSE se compone de series monótonas de calizas. En la parte superior de estas series, cambian a calizas masivas "de arrecife", apareciendo intercalaciones de dolomitas.

De nuevo, la mayoría de los fósiles se encuentran en el COUVIENSE; la presencia del GIVETIENSE es a menudo dudosa.

En los Pirineos Aragoneses el Devónico Medio es de desarrollo calcáreo, algunas veces con transiciones a margas. El COUVIENSE no es a menudo muy fosilífero y no se encuentran muchos indicios de fósiles del GIVETIENSE en la parte superior del valle del Aragón (justo al Oeste de la zona de estudio).

La mayor parte de las calizas de la zona de estudio pertenecen al Devónico Medio. Ambas, las calizas bien "asentadas" y las de arrecife del Devónico Medio, están a menudo intensamente plegadas e imbricadas. De nuevo la mayoría de los fósiles se encuentran en los sedimentos margosos cerca de la base de la formación.

- Región del Gállego.

En el valle del Gállego el límite entre el Devónico Inferior y Medio está bien marcado, lo cual es el resultado de las diferencias litológicas y la frecuente aparición de fósiles. En la base del Devónico Medio se observa un desarrollo local de calizas alternando con margas, al Oeste y SO. de Sallent. Esta serie de 30 a 50 m. de anchura es muy "fosilífera".

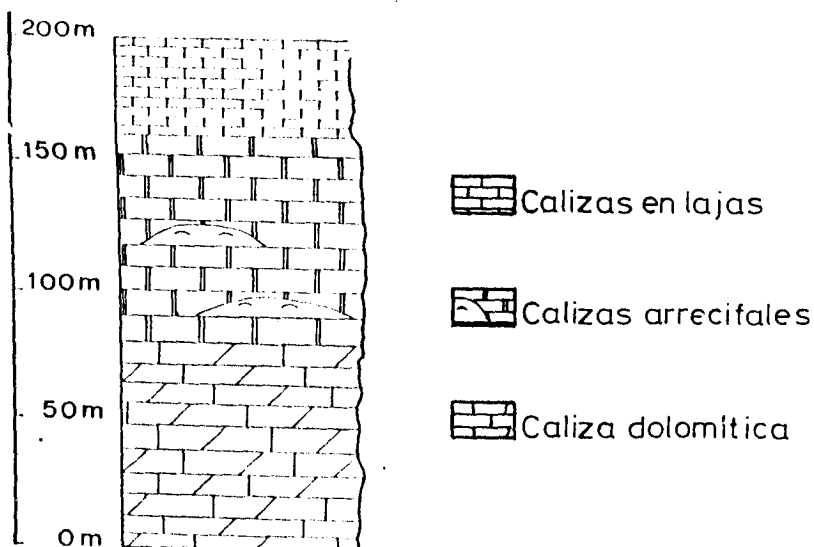


Fig. 3.: Columna del Devónico Medio en el Pasino.

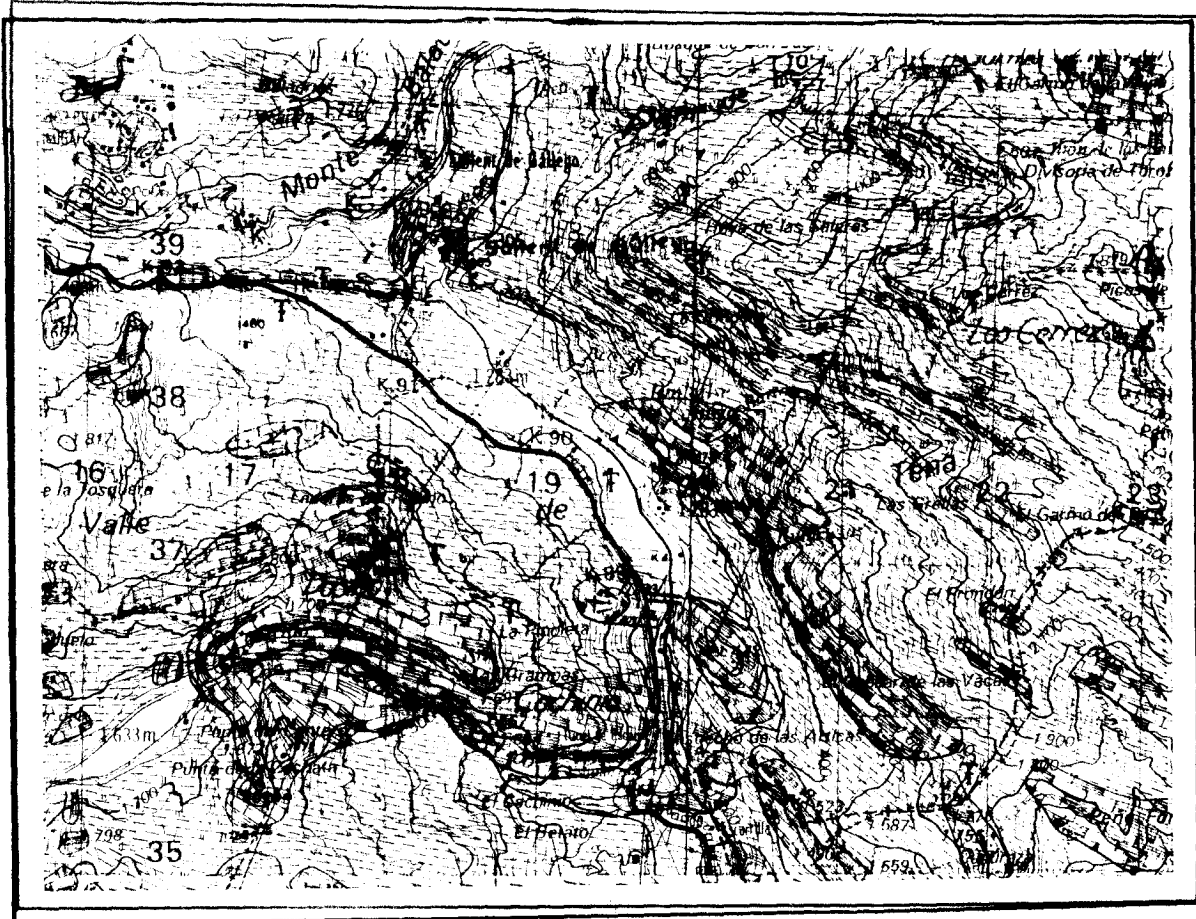
Las calizas casi siempre están algo recristalizadas. Además una recristalización tosca por metamorfismo de contacto tiene lugar en la vecindad de la intrusión GRANODIORTICA de Panticosa. Las calizas de arrecife han sido transformadas en mármol.

Estas calizas "en franjas" desde el valle de Aguas Limpias al Norte de Sallent de Gállego, fueron cuidadosamente investigadas en su contenido en "caliza" (lime) por A. H. BOUMA, del Instituto Geológico de Utrecht. La serie se compone de una alternancia de lechos de, en promedio, 3 cm. de caliza y 1 cm. de marga. Los lechos de caliza contienen sólo el 25 % de  $\text{Ca CO}_3$ . Como resultado del metamorfismo de contacto las calizas "competentes" normalmente podían reaccionar plásticamente; en consecuencia la serie está mucho más contraída y la caliza ha cristalizado entre las alternancias margosas formando las sierras duras en superficie.

# GEOLOGICAL MAP OF THE PALEOZOIC OF THE UPPER GÁLLEGO REGION, SPANISH PYRENEES

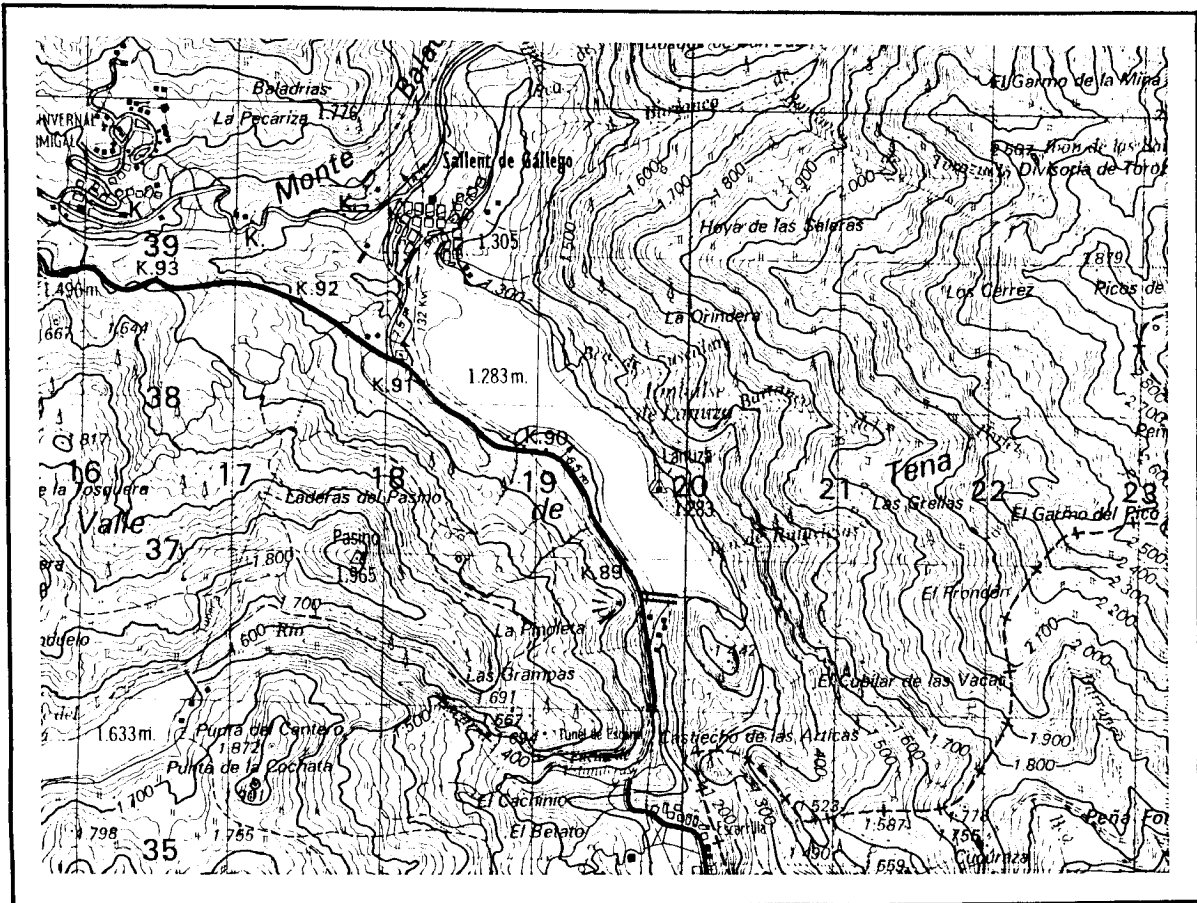
by H. Wensink, 1961

scale: 1:50,000



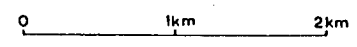
## LEGEND

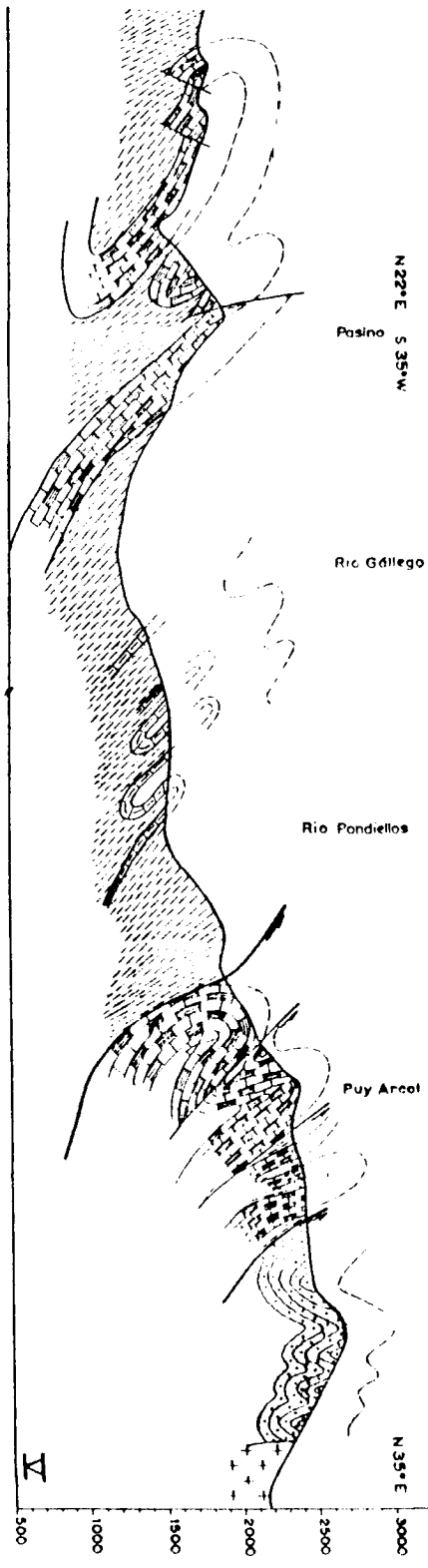
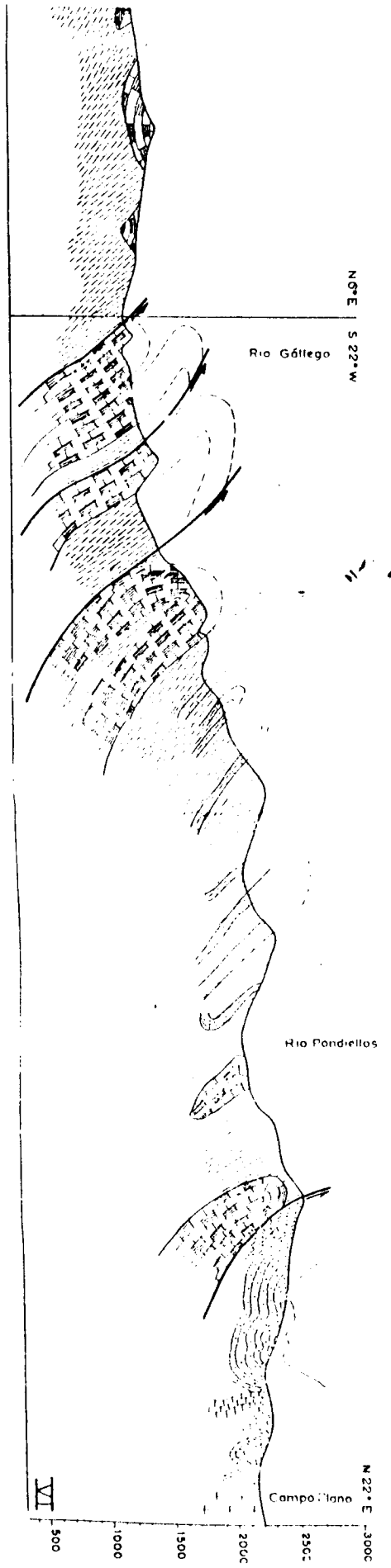
- |  |  |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Alluvium</li> <li> Danian-Montian</li> <li> Maestrichtian</li> <li> Campanian</li> <li> Permo-Triassic</li> <li> Upper Carboniferous (Namurian and Westphalian)</li> <li> Lower Carboniferous (Including Famennian limestone)</li> <li> Upper Devonian (detrital rocks)</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Upper Devonian limestone (Frasnian)</li> <li> Middle Devonian</li> <li> Zone with <i>Spirifer cutleri</i> (Upper Emsian)</li> <li> Emsian limestones</li> <li> Lower Devonian</li> <li> Göttingian</li> <li> Grauwacke</li> <li> Andesite fault</li> </ul> |
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Andesite (Volcanic neck)</li> <li> Andesite schist</li> <li> Marble</li> <li> Hornfels</li> <li><b>A</b> Andalusite</li> <li><b>B</b> Biotite</li> <li><b>Q</b> Quartz</li> </ul>  | <ul style="list-style-type: none"> <li> Anticline</li> <li> Unroofed anticline</li> <li> Syncline</li> <li> Overturned syncline</li> <li> strike and dip (dip 40°)</li> <li> Fossils</li> <li> Mine in exploitation</li> <li> Abandoned Mine</li> <li> Cross section</li> </ul>                    |
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Downthrow fault (barbs on downthrown side)</li> <li> Overthrust (saw tooth point towards overthrust mass)</li> <li> Fault</li> <li> Abnormal contact</li> </ul>  | <ul style="list-style-type: none"> <li> 0 km 2km</li> </ul>  |



LEGEND

- |   |  |  |   |
|---|--|--|---|
|   | Alluvium   |  | Upper Devonian limestone (Frosnian)       |
|   | Donian-Montian                                       |  | Middle Devonian                           |
|   | Maestrichtian  |  | Zone with Spirifer culture (Upper Emsian) |
|   | Campanian  |  | Emsian limestones                         |
|   | Permo-Triassic                                       |  | Lower Devonian                            |
|   | Upper Carboniferous (Namurian and Westphalian)       |  | Gotlandian                                |
|   | Lower Carboniferous (including Famennian limestone)  |  | Granodiorite                              |
|   | Upper Devonian (detrital rocks)                      |  | Andesite (sill)                           |
|   | Andesite (volcanic neck)                             |  | Anticline                                 |
|   | Andesite schist                                      |  | Overturned anticline                      |
|   | Marble   |  | Syncline                                  |
|   | Hornfels   |  | Overturned syncline                       |
| A | Andalusite   |  | strike and dip (dip 40°)                  |
| B | Biotite  |  | Fossils                                   |
| Q | Quartz   |  | Mine in exploitation                      |
|   | Downthrow fault (barbs on downthrown side)           |  | Abandoned Mine                            |
|   | Overthrust (saw tooth point towards overthrust mass) |  | Cross section                             |
|   | Fault  |  |   |
|   | Abnormal contact                                     |  |   |





### 3.3. Geomorfología.

#### 1. Introducción.

Realizada en base a : CARTA GEOLOGICA  
PICO DEL MIDI D'OSSAU  
Y CURSO ALTO DEL RIO GALLEGO.  
Escala 1:25.000

Por: F. BIXEL, J. MULLER y P. ROGER.

La cartografía adjunta está esencialmente orientada a la representación e inventario de las formaciones acumulativas (su perfciales).

Es preciso tener en cuenta que los depósitos y formaciones responden a las características siguientes:

- 1.º Depósitos y formaciones poligénicas y polifásicas.
- 2.º Formas convergentes, con estructuras iguales y con la misma textura, que han podido ser elaborados por mecanismos diferentes.
- 3.º Control litológico y estructural específico de la re gión. Los contrastes litológicos son especialmente importantes.

#### 2. Formaciones Glaciares.

No existen en la actualidad glaciares en desarrollo. Sin embargo se observan trazas de glaciaciones pasadas de forma particularmente importante en esta zona del Alto Gállego y en la re gión de Izas.

- Glaciarismo reciente -

Con el término "glaciarismo reciente" se encuentran cartografiados sin otra distinción todas las acumulaciones morrénicas que presentan una matriz de materiales finos. Se presentan en las cuencas colgadas de los valles constituyendo un depósito más o menos continuo sobre las formaciones subyacentes. La impermeabilidad de estos materiales puede ser causa adicional del establecimiento de redes de drenaje densas.

Es de resaltar, por otra parte, el frecuente remodelado por solifluxión de los depósitos morrénicos alimentados por materiales esquistosos, como ocurre en el deslizamiento de Lanuza.

\* Cordones y depósitos morrénicos: no hay evidencia que conduzca a delimitar los depósitos recientes de aquellos que constituyen en el cauce el potente depósito morrénico testigo de un equilibrio prolongado entre la ablación (deshielo) y acumulación, edificado más o menos antiguamente antes de la retracción actual.



Los cordones morrénicos longitudinales se sitúan sobre los 1.700, 1.800 m. probablemente neoglaciares (normalmente menos de 3.000 metros) o anteriores. Se sitúan generalmente en los sectores donde predominan los esquistos y donde el valle se presenta más encajado, como es el caso del curso alto del Gállego.

En el caso del deslizamiento de Lanuza, el cordón morrénico que se sitúa paralelo a la ladera en torno a los 1.500-1.600 metros es parte del material deslizado.

\* Glaciares de rocas, acumulación de bloques erráticos: por oposición a los materiales anteriores (arenas, arcillas y cantos erráticos que constituyen los cordones morrénicos) se observan sectores donde las rocas masivas forman relieves: acumulaciones de bloques formadas por mecanismos glaciares.

Los bloques son de grandes dimensiones, no hay finos en su superficie y no existe vegetación. Se trata de un conjunto de bloques angulosos sin matriz fina de varios metros de potencia.

Las bajas pendientes sobre las que se encuentran estos bloques excluyen toda posibilidad de migración por caída libre y simple gravedad.

El mecanismo de formación de estos depósitos se explica por el trabajo ejercido por el hielo cargado de materiales groseros formando un flujo plástico capaz de asumir el transporte sobre pendientes muy bajas.

- Terrazas fluvioglaciares.

Dentro del territorio cartografiado las formaciones fluvioglaciares no son muchas. Si ellas existieron están ahora en su mayor parte alteradas y modificadas por posteriores episodios glaciares.

Se han distinguido terrazas fluvioglaciares en las cabeceiras de los valles principales en razón del origen próximo de los materiales que las constituyen: Río Gállego al SE. del territorio.

3. -Formaciones de origen gravitatorio.

\* Masas deslizadas incoherentes:

Se trata de formaciones cuaternarias muy específicas de la región cartografiada, ligadas a la vez a la naturaleza esquistoso arcillosas del sustrato donde se localizan, al carácter húmedo del clima que ha producido la alteración de las rocas de ese sustrato y a las fuertes pendientes que se encuentran en estos sectores. Son como coladas fangosas. Estas incorporan materiales procedentes de acumulaciones morrénicas así como bloques desprendidos.

Las masas deslizadas son de grandes dimensiones, superando algunas de ellas la centena de hectáreas en superficie. Son fácilmente identificables en el paisaje, sobre todo por el aspecto húmedo de los suelos, el aspecto ondulado de las praderas, con formas generalmente alomadas en relación con las pendientes próximas, y por la escasa red de drenaje constituida por vivos barrancos orientados según la línea de máxima pendiente. Se trata de formas típicamente reveladoras de fenómenos de soliflucción; la inestabilidad resulta evidente por la existencia de lóbulos de deslizamiento.

La zona de partida se encuentra sobre todo marcada por un nicho o anfiteatro de arranque. Las principales masas deslizadas en la zona se sitúan en:

- La vertiente N. de la plana de Bious (morrena en soliflu-xión).

- La vertiente por debajo de la cabaña de la Glère (Alto Valle de Bious).

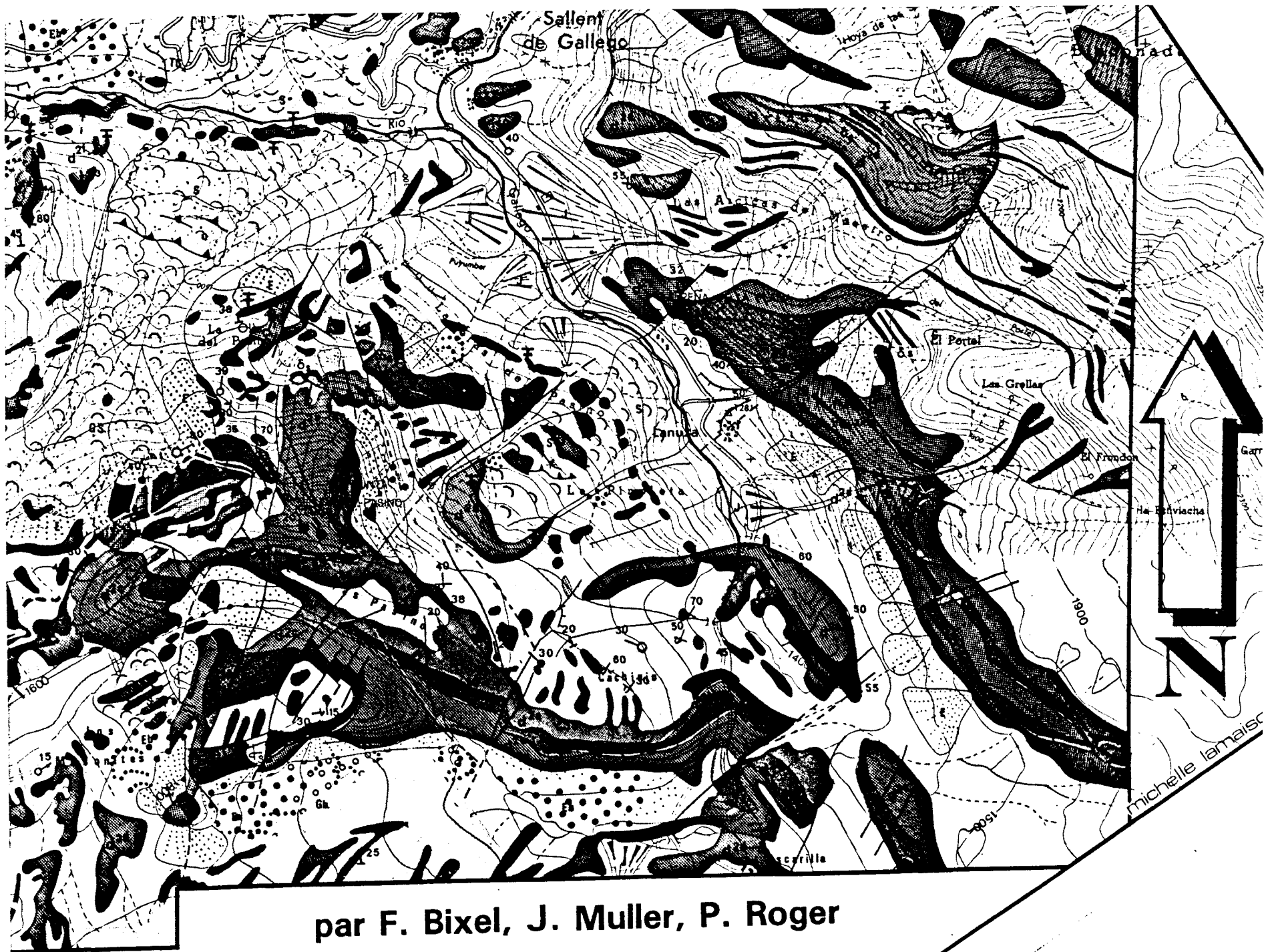
- Diversas masas sobre las dos vertientes N. y S. del Río Gállego, notablemente en la urbanización de Formigal y especial-mente al Norte de la cumbre de Tosquera-Punta del Pasino y sobre la-vertiente Este del Río Gállego a la altura de Sallent.

\* Masas deslizadas más/menos coherentes:

Se trata de movimientos gravitatorios de rocas masivas, ar-cillas rojas, volcánicas y calizas del Devónico Medio. Se encuen-tran cartografiadas en el sector SW. de la Peña Foradada (Sector del Forato).

\* Grietas de arranque, lóbulos de deslizamiento:

Los más espectaculares se encuentran relacionados con la naturaleza arcillosa de los productos de alteración de las rocas pelíticas enisienses; se sitúan sobre la vertiente Norte del pico de los Tres Hombres-Tosquera-Punta del Pasino.



par F. Bixel, J. Muller, P. Roger

**LEYENDA.**

**CARTA GEOLOGICA DEL MIDI D'OSSAU Y CURSO ALTO DEL RIO GALLEGO.**

Edición: Instituto DE Geodinámica  
de la Universidad de Bur  
deos III, 1.985.

Escala 1:25.000  
Base topográfica: Hojas del I.G.N.  
LARUNS-SOMPOT  
GAVARNIE  
n.º 1547-1540

Con algunos complementos del J. Muller  
hacia el Sur.

Levantada por J. Muller y Philippe Ro-  
ger entre 1.967-1.977 y por F. Bixel  
entre 1.973 y 1.984.

**FAMENIENSE-FRASNIENSE**

- d<sup>67</sup> Calizas.
- d<sup>6b</sup> Margas y margas jabonosas laminadas
- d<sup>6a</sup> Calizas y margas






**DEVONICO MEDIO**

- d<sup>34b</sup> Calizas arcillosas ocreas
- d<sup>34a</sup> Calizas masivas.

















**EMSIENSE (SIGENIENSE ?).**

- d<sup>2f</sup> Calizas arcillosas versicolores
- d<sup>2e</sup> Margas jabonosas
- d<sup>2d</sup> Margas y calizas
- d<sup>2c</sup> Calizas masivas alternadas con dolomías negras
- d<sup>2b</sup> Calizas +/- arcillosas alternando con dolomías naranjas o calizas ocreas
- d<sup>2a</sup> Margas y calizas arcillosas

**SIGNOS**

-  Cabalgamiento
-  Falla
-  Estratificación
-  Plano axial de Pliegue
-  Plano axial de Pliegue somero
- F** Yacimiento fosilífero  
(Micropaleontológico).

**CUATERNARIO-RECIENTE**

- G** - Glaciar reciente
- Gb**  - Glaciar de rocas. Masas de bloques erráticos
- v**  - Cordones morrénicos
-  - Glaciares
- Gl**  - Morrenas de fondo. Depósitos glaciares
- TG**  - Fluvioglaciares-límite de terrazas
- Gs**  - Acarreos glaciares (en solifluxión) en parte
- s**  - Masas deslizadas incoherentes
- M**  - Masas desplazadas más o menos coherentes
- Sa**  - Nichos de arranque de las lenguas de deslizamiento
- Eb**  - Derrumbamientos-desprendimientos.
-  - Derrubios y conos secos.
- E-Ec**  - Corredores y conos de avalancha
- J**  - Conos de deyección
-  - Cursos de agua temporales
-  - Dolina
-  - Surgencias
- F** - Aluviones recientes

### 3.4. Geología Estructural.

La tectónica de toda la zona está dominada por la orogenia terciaria denominada Alpina.

Este acontecimiento es responsable del actual relieve y de todas las deformaciones que han acompañado a la elevación de la cordillera, afectando a los sedimentos y rocas volcánicas de Edad Secundaria y Terciaria.

Este suceso orogénico terciario se ejerce, por otra parte, sobre el sustrato paleozoico: Devónico Inferior a Carbonífero Medio.

Sin embargo hay que tener en cuenta que los materiales paleozoicos han sufrido previamente los efectos de la orogenia Hercínica, que en general se produjo principalmente en el Westfaliense Superior pero que, sin embargo, las estructuras reconocidas parecen confirmar que aquí se produjo durante el Devónico Superior, y al SW. de la región en el Devónico Medio.

Para H. Wensink (1.962), durante la transición del Silúrico al Devónico no hubo movimientos tangenciales importantes. La orogenia Hercínica, con su fase principal Post-Westfaliense A, afectó a los sedimentos del Paleozoico Inferior, así como a los del Superior. Sin embargo los sedimentos de Paleozoico Superior han reaccionado de manera bastante diferente que las rocas del Paleozoico Inferior. Esto se ha debido a la vez a la migmatización, que está limitada al Cambro-Ordovícico, y a la presencia de pizarras carbonosas muy competentes del Goltlandiense, que han actuado como lubricante y zona de despegue para las rocas del paleozoico Superior. Los sedimentos del Devónico y del Carbonífero están fuertemente plegados en pliegues isoclinales (ver cortes IV y V) invertidos hacia el Sur, y están también casi siempre imbricados. No obstante las estructuras individuales

están con frecuencia desmembradas. Los sedimentos posthercínicos permo-triásicos se superponen a los devónicos carboníferos con una discordancia angular.

La región investigada en el valle del Gállego está en su mayor parte formada por sedimentos del Paleozoico Superior. La dirección general es WNW-ESE. Aunque existe una disminución de la intensidad de las estructuras hercínicas desde el Devónico al Carbonífero, no se ha hecho ninguna subdivisión posterior. Las pizarras lubricantes del Gotlandiense se encuentran localmente en planos de cabalgamiento. En general, en el Devónico Inferior se presentan pizarras, mientras que el Devónico Medio es principalmente calcáreo. En la facies uniforme de pizarras del Devónico Inferior se presentan fuertes imbricaciones, por lo cual la sucesión de pliegues agudos isoclinales es con frecuencia difícil de reconocer. Estas pizarras del Devónico Inferior han actuado como zona lubricante para las calizas competentes del Devónico Medio. Estas últimas calizas se presentan en pliegues isoclinales apretados, con una inclinación hacia el S. Las unidades están con frecuencia rotas y se presentan como cuñas aisladas dentro de las pizarras.

El Devónico Superior tiene un desarrollo calcáreo y detrítico. Lo mismo que las calizas del Carbonífero Inferior y las grauvacas y pizarras del Carbonífero Superior, el Devónico Superior está menos fuertemente tectonizado; se presentan a la vez pliegues invertidos y verticales, pero se encuentran muchas menos estructuras imbricadas que en la parte inferior.

La investigación microtectónica ha sido de una gran ayuda en la aclaración de problemas estructurales, principalmente por el estudio de la exfoliación, para encontrar la posición de los flancos de los pliegues isoclinales cuando no se encuentran las

charnelas anticlinales o sinclinales. El método es únicamente utilizable en series con una rápida alternancia de capas de diferente competencia.

- DEFORMACIONES HERCINICAS.

Dejando aparte los movimientos del Devónico Superior las deformaciones hercínicas (varísticas) propiamente dichas se compondrían, según J. Muller et P. Roger (1.977):

1.º Una primera fase precoz marcada por pliegues de flexió n (PV 1) de gran amplitud.

2.º Una fase n.º 2, llamada "mayor" pues constituye los principales pliegues formando la base del edificio hercínico de esta región.

Esta acompañada de una esquistosidad de flujo SV 2 y corresponde a una vergencia SW. Los pliegues importantes de esta fase presentan una dirección NW-SE con algunas sinuosidades.

3.º Una fase tercera que forma los pliegues PV 2 y está acompañada de una esquistosidad (clivage) SV 3 que indica una vergencia SE. Son en general pliegues de amplitud métrica o decamétrica.

4.º Una fase n.º 4 más localizada, con una esquistosidad (clivage) SV 4; sobretodo localizada al Sur de Sallent de Gállego en el edificio de las "Escamas de Lanuza".

- DEFORMACIONES ALPINAS.

Las deformaciones precoces, por deslizamiento de sedimentos (en medio subacuático?) preceden a las deformaciones principales. Tal y como se presenta en la figura 3.4.(3) podemos apreciar como el sustrato paleozoico fuertemente plegado (ver apartado anterior) y erosionado admite ahora encima una potente serie mesozoica-terciaria que va a sufrir una nueva fase tectónica.



En la zona en la que se enmarca este estudio, en el nuevo periodo orogénico se produce una laminación esquistosa que se superpone a los hercínicos SV 3 y SV 4 y repliega el SV 2 que J. Muller y P. Roger han denominado Px o pliegues "correspondientes" que resultan difíciles de atribuir al Hercínico o al Alpino.

Al final grandes cabalgamientos de magnitud regional, posteriores a la aparición de la laminación esquistosa, afectan a las rocas secundarias y terciarias. Estos se adaptan a la misma tendencia general de deformación con vergencia hacia el Sur.

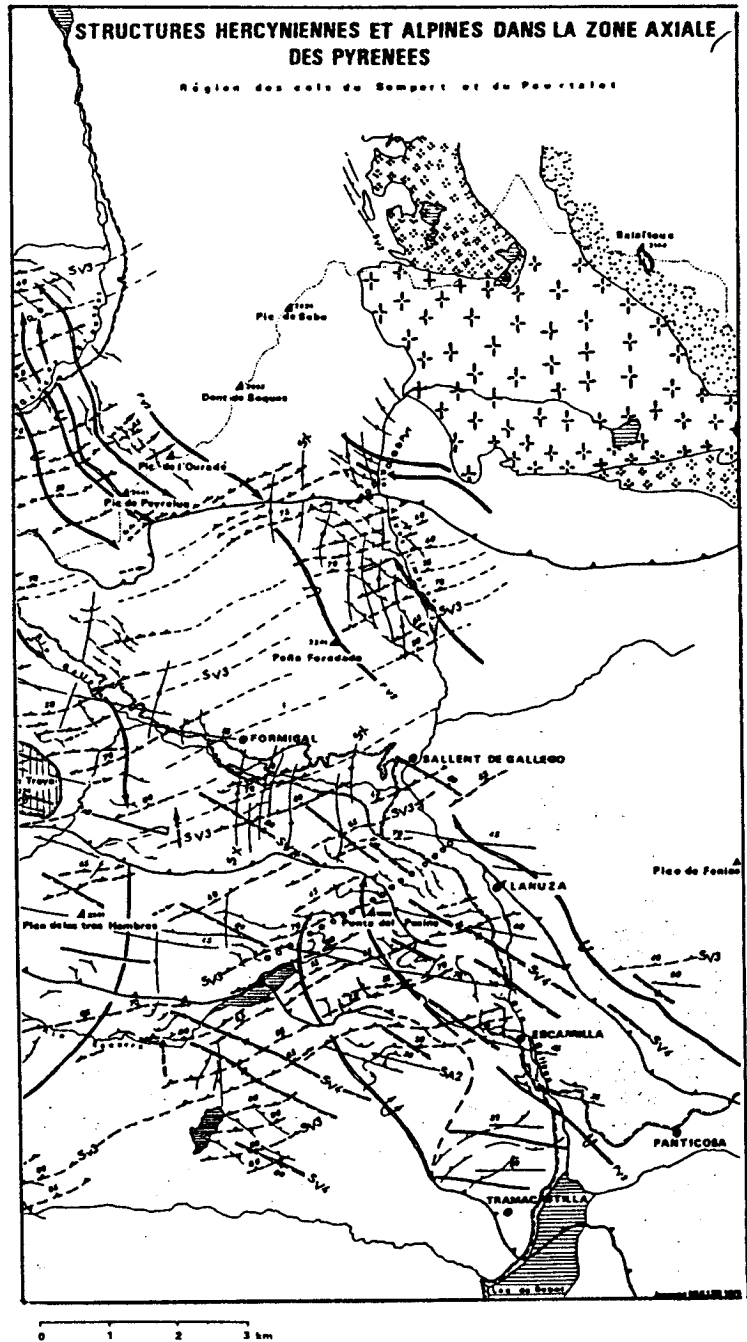


Figura. 3.4. (1).

**GEOLOGIA ESTRUCTURAL**

Estructuras Hercínicas y Alpinas en la zona Este del Pirineo Axial.

Valle de Tena (Río Gállego).

En: J. Muller y P. Roger 1.977.

**DEFORMATIONS HERCINIENNES**

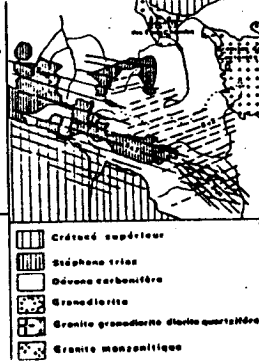
- PHASE 1 PRECOCE
  - axe de pli majeur  $P_{y1}$       fœultetage  $S_1$  paraflexe  $S_1$
- PHASE 2 MAJEURE
  - ▨▨▨▨ axe de pli majeur  $P_{y2}$       schistosité  $S_{y2}$
- PHASE 2 R70E et R0E
  - ▧▧▧▧ axe de pli majeur      alluvio  $S_{y2}$
- PHASE 4 N150E
  - ▩▩▩▩      alluvio  $S_{y4}$

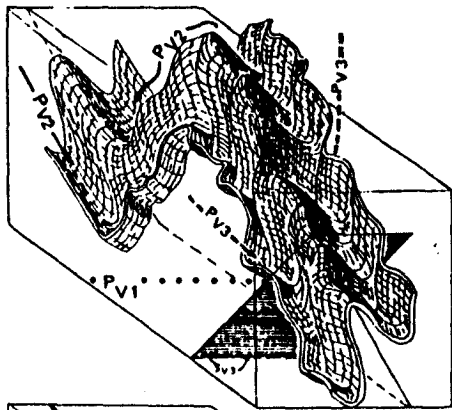
**TARDIHERCINIEN**

- ▤▤▤▤ chevauchement (taille baccinée)

**DEFORMATIONS ALPINES**

- GLISSEMENTS PRECOCES
  - ▬▬▬▬ axe de pli mineur
- PHASE 3 MAJEURE
  - ▧▧▧▧ axe de pli majeur      alluvio  $S_{y3}$
- TARDIALPIN
  - ▤▤▤▤ chevauchement majeur (et relief des chevauchements tardihercyniens)



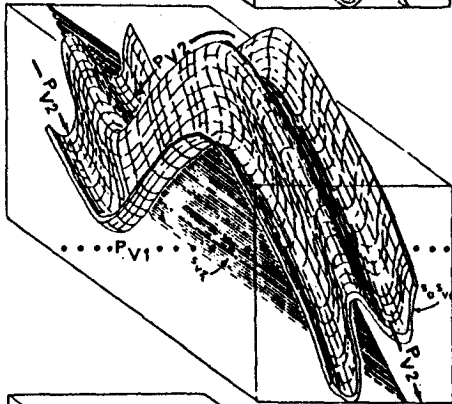


FASE 3.

Esquistosidad SV<sub>3</sub>

N 70 E

60-80 NNO



FASE 2. "Mayor"

Esquistosidad SV<sub>2</sub>

N 140 E

70-80 NE

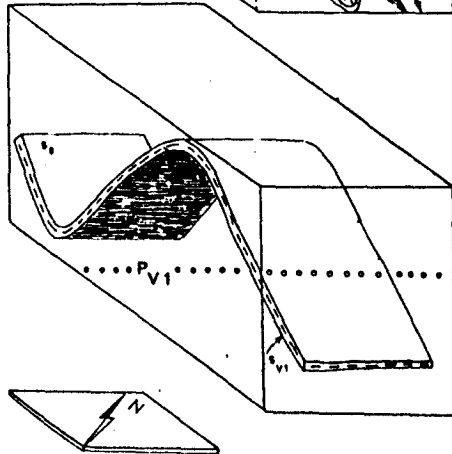


Figura 3.4. (2)

FASE 1. "Precoz"

Pliegues N 50 E. Sin esquistosidad.  
Foliación SV<sub>1</sub> paralela a la estratificación S<sub>0</sub>.

Las tres fases mayores de deformación hercínica y las estructuras superpuestas en el Devónico-Carbonífero. (J. Muller y P. Roger, 1.977, p. 157.)

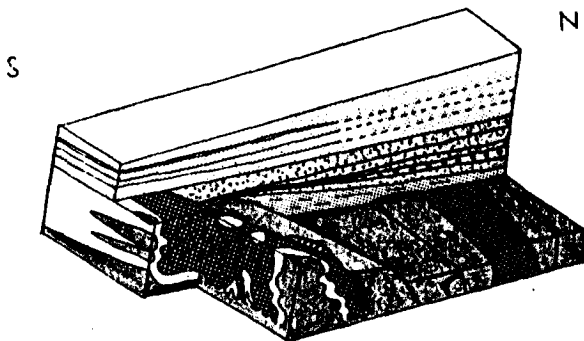




Figura 3.4. (3)

Disposición esquemática de los depósitos posthercínicos en la región antes de las deformaciones Alpinas. (J. Muller, inédito).

-  Sedimentos Posthercínicos
-  Base Hercínica fracturada



#### 4. DESCRIPCION DEL MOVIMIENTO.

El presente informe pretende estudiar un pequeño deslizamiento de ladera que afecta a la Carretera Comarcal-136 en el kilómetro 89,500 (aprox.) en una longitud de 83 m. y que se encuentra situado en un costado, en la margen derecha, de un gran paleodeslizamiento muy anterior y cuya caracterización y estudio ha sido suficientemente tratado en trabajos que se mencionan en los antecedentes de este.

No obstante claros indicios morfológicos parecen confirmar que el costado derecho del deslizamiento actual coincide con el mismo del paleodeslizamiento. Se trata de una vaguada en la que se ponen en contacto unas pizarras grises profundamente esquistosas (zona inmóvil) con planos de esquistosidad muy penetrativos a favor de la pendiente general de la ladera y en el sentido del deslizamiento, con un depósito de ladera (móvil) muy heterométrico que incluye entre una matriz arcillosas bloques calcáreos y bloques de pizarra muy alterados (ver croquis).

Dicha vaguada presenta como base, en general, los materiales muy alterados, con aspecto movido y de consistencia blanda (sin duda producido por el esfuerzo diferencial de cizalla) por los que discurre un pequeño torrente de carácter esporádico en el que se aprecian fuertes caídas de caudal, lo que demuestra que facilita la penetración del agua en el terreno.

La margen izquierda del deslizamiento no presenta unos límites tan netos como la derecha. Se aprecia sin embargo un fenómeno análogo; hay tramos en los que la grieta longitudinal se encuentra localizada a lo largo de una pequeña vaguada. Sobre todo en su parte que cruza la carretera, presenta un desplazamiento considerable en la horizontal respecto de la parte que se con

sidera no movida. Presenta a su vez profusa vegetación, signo éste que denota un reblandecimiento relativo del terreno y abundancia de agua.

En la cabecera del deslizamiento se encuentran varias grietas (G.1, G.2, G.3, G.4.) con forma de arco irregular. Constituyen un conjunto solidario que obedece a la misma causa absorbiendo el esfuerzo tractor de la lengua con salto máximo de 1,80 m., siendo el salto total de todas ellas de 3 m. aproximadamente (ver corte longitudinal).

Hacia la margen derecha el conjunto de fracturas se une en una de menor salto conforme pierde cota que, al tomar el sentido direccional de la lengua, se desdobra en varias de salto inapreciable con formas sigmoidales al entrar en el dominio de los esfuerzos de cizalla laterales.

Hacia la margen izquierda, la fractura de cabecera va perdiendo salto y se desdobra en varias menores que se reparten hacia la parte alta de la ladera y hacia el costado izquierdo del deslizamiento.

El frente de deslizamiento no presenta unos límites reconocibles. Su deducción se hace en base a criterios morfológicos observados. Se considera que se encuentra metido dentro del Pantano pero no pudiendo precisar con exactitud hasta donde.

Se observa en la pendiente una zona de gran abombamiento al penetrar en el Pantano, lo que hace pensar que el límite inferior no se halle muy lejos de ese punto.

En un corte longitudinal: la pendiente general se sitúa entre los 21° y 22° registrándose pendientes máximas (que no correspondan a escarpes) de 33° y mínimas ya en la parte alta entorno a los 6°. Dividiéndola en dos tramos a ambos lados de la carretera; la pendiente alta presenta una media de 25° y la pendiente baja, en torno a los 23°-34°. La zona de la carretera presenta un tramo subhorizontal de 18 m., en parte excavado sobre la ladera (la menor) y en parte sobre un terraplén de echadizos de la propia ladera excavada.

Se aprecia en una zona, inmediatamente por encima de la carretera, desprovista de vegetación, el terreno movido con algunas grietas (G-5, G-6) perpendiculares a la pendiente. Interpretamos esta franja como una zona de tracción diferencial de los materiales que deslizan hacia abajo respecto de los inmediatamente superiores.

Un flujo de un material tan heterogéneo con factores favorables y no, según zonas, tiene necesariamente un comportamiento diferencial en el que unas partes descenderan más fácilmente que otras.

La longitud total hasta la orilla del lago es de 135 m. La longitud horizontal de 122,5 y se salva un desnivel de 53 m.

Los materiales que constituyen la lengua son muy heterogéneos. Aunque no resulta fácil identificarlos por la profusa vegetación existente, en los escarpes (arriba) y en la carretera (abajo) hay puntos donde afloran.

La parte superior presenta fundamentalmente bloques, a veces de varios m<sup>3</sup>., de pizarras con una fuerte esquistosidad, junto a fragmentos calcáreos de formas angulosas, todo ello incluido en una matriz arcillo-margosa de color gris y de elementos aciculares de la propia pizarra fácilmente disgregables a causa de la mencionada esquistosidad.

En general la orientación de los bloques y de los elementos más finos (aciculares) tiende a ser paralela a la pendiente, lo que constituye un elemento de inestabilidad adicional.

El nivel freático de la ladera es variable en función de que la época sea de lluvias o no.

Registrados tres sondeos localizados sobre la lengua, se observó que presentaban los niveles: S1-4,2 m.; S2-5,95 m.; y el S3-2,40 m. Estas medidas se efectuaron en el mes de agosto, cuando el nivel de precipitaciones es muy bajo.

Se observó en el mes de julio (ver fotografía n.º 5) un manantial surgente de la ladera a nivel de la carretera quedando embalsado por la misma penetrando nuevamente en el terreno, por debajo de la carretera.

Por todo lo anterior no se puede afirmar que el nivel freático regional se encuentre tan alto. Sin embargo en la ladera deslizada nos encontramos con un nivel que fluctuará entre los niveles descritos (época seca) y niveles mucho más superficiales en épocas con precipitaciones mayores.

En su día se realizaron varios sondeos sobre la lengua en deslizamiento. De ellos los S1, S2, S3, con profundidades respectivas de 4,5; 7,5 y 3,2m. en la actualidad. Quedaron entubados por tubos piezométricos para medición del nivel freático.

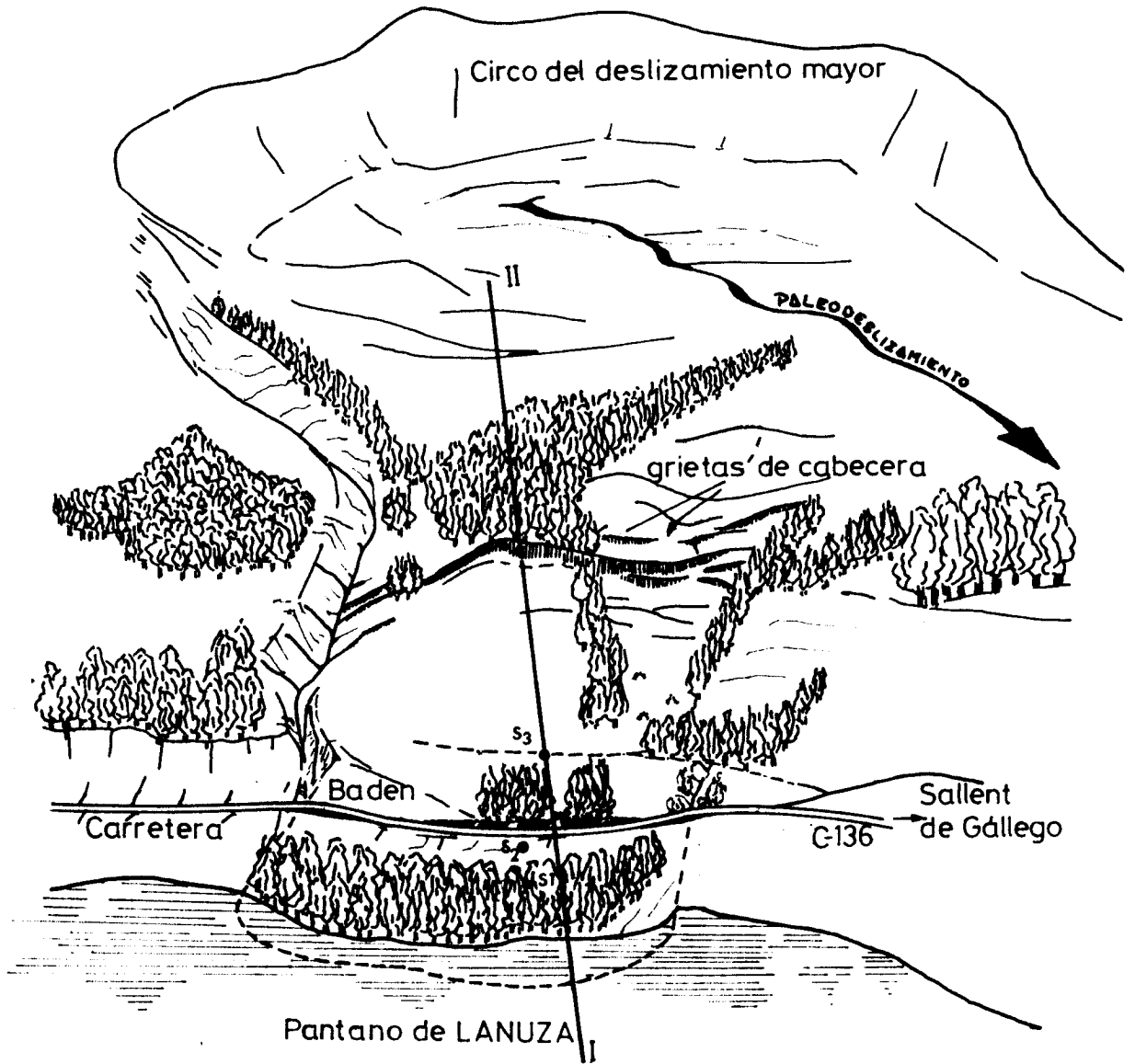
La profundidad original, no especificada aquí, superaría sin duda la ahora registrada, por lo que se deduce que el nivel al que ahora se encuentran podría haberse producido la fracturación del tubo piezométrico en la superficie de deslizamiento, confirmando la profundidad del mismo.



La carretera, punto principal de registro de los daños producidos se encuentra, como se aprecia en las fotografías, fuertemente afectada. Presenta un desplazamiento relativo en la horizontal superior a los 3 m. (máximo en el centro) y en la vertical de 1,80 (máximo también) en el centro.

Afectada en una longitud de 83 m. presenta un brusco badén (señalizado) con velocidad máxima permitida de 30 Km/h., con una concavidad máxima en el centro que se va acentuando conforme pasa el tiempo.

CROQUIS



CROQUIS GENERAL DEL DESLIZAMIENTO sobre el Pantano de LANUZA, Km. 89,500 de la C-136.

## 5. INTERPRETACION DE LA FOTOGRAFIA AEREA.

El análisis de la fotografía aérea, que incluye este informe, fué realizado en primer lugar por el Ing. D. ANGEL GARCIA YAGÜE, en el estudio referido en los antecedentes por el Servicio Geológico de Obras Públicas en 1.974, cuando la presa de Lanuza todavía era proyecto.

El punto concreto del actual deslizamiento viene marcado con el n.º 10 definido como una zona de "pizarras y derrubios". Acusa un deslizamiento reciente próximo a su estabilización y sin señales claras de actividad actual.

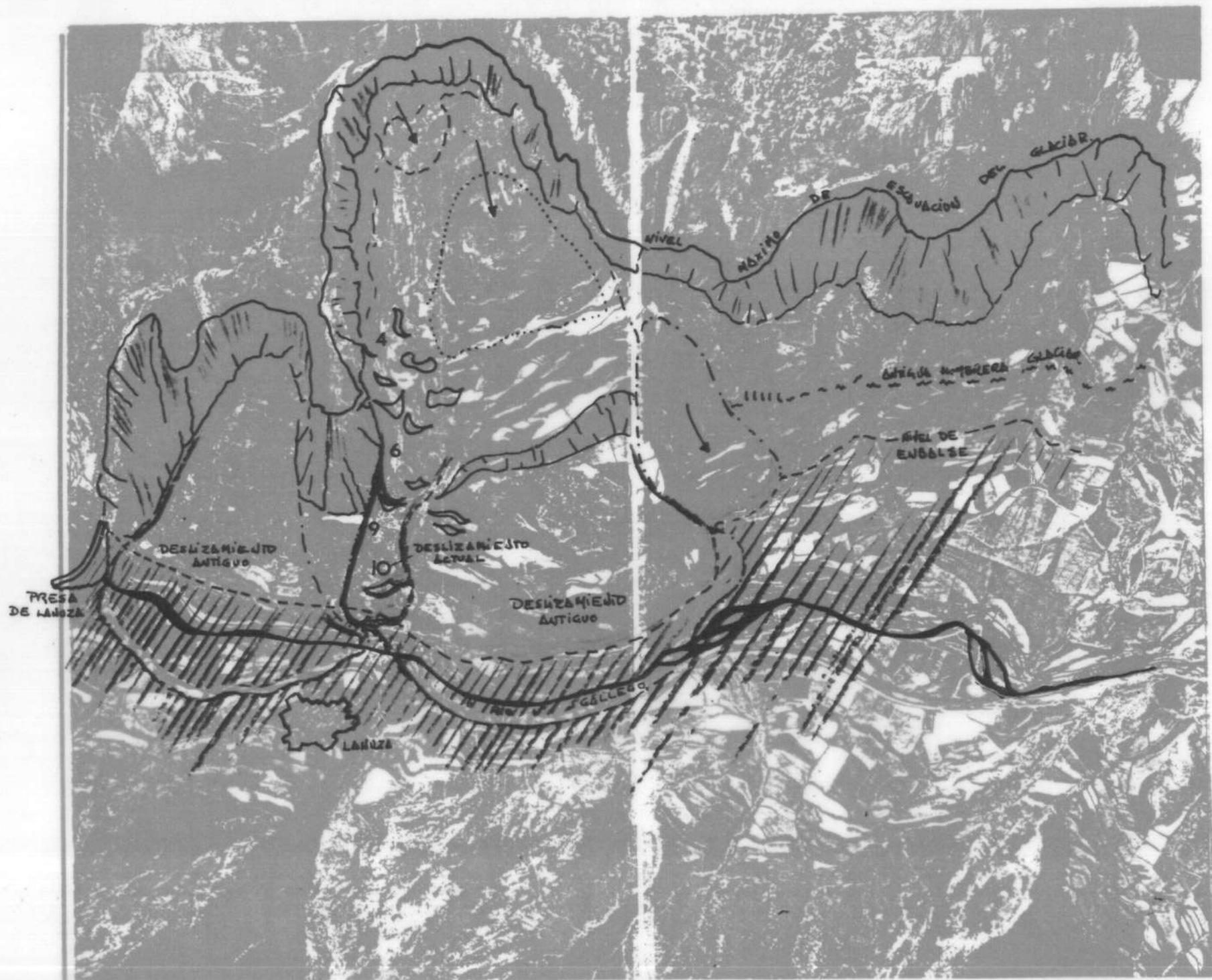
En el punto inmediatamente superior n.º 9 se define la zona como "pizarras con derrubios y restos morrénicos . No puede concluirse sobre su estabilidad".

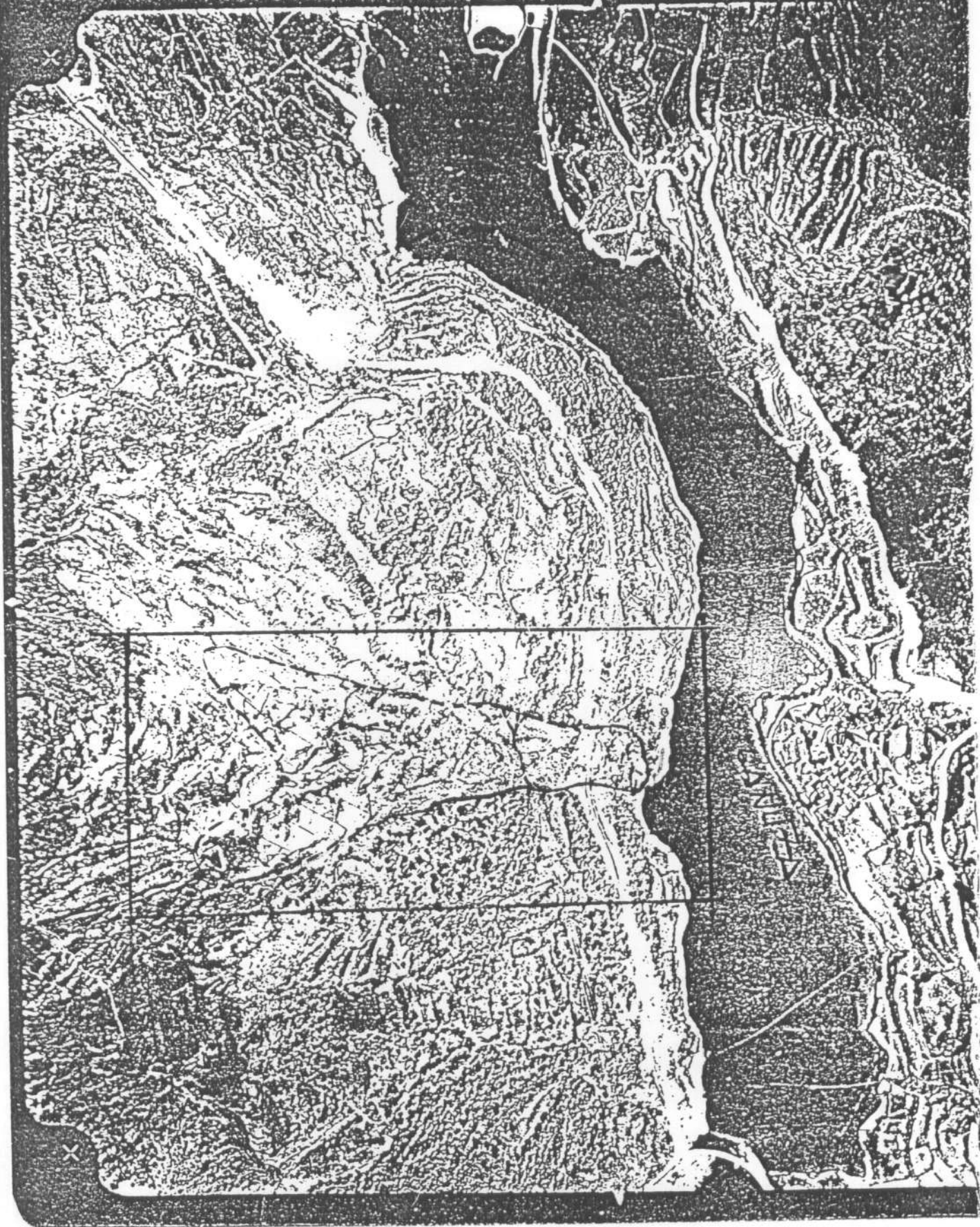
Inmediatamente por encima, la zona 4: "zona de pizarras que parece haberse movido con componente hacia aguas abajo, quizá por el ahondamiento del arroyo que limita el movimiento principal" refiriéndose al paleodeslizamiento.

En la fotografía aérea se aprecia fácilmente como antes que el embalse existía un lóbulo marginal deslizado en la margen derecha del gran deslizamiento. En este se podía apreciar a su vez perfectamente el frente del deslizamiento que difícilmente se vería hoy, pues lo cubren las aguas.

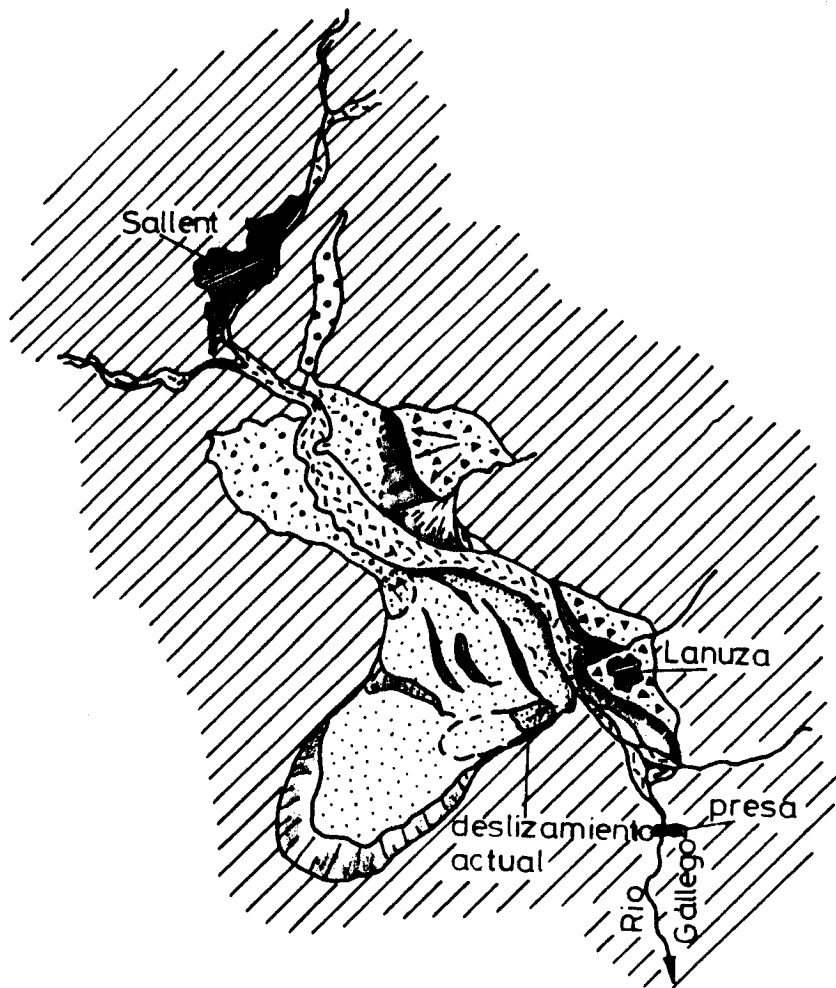
Se estiman entorno a los 25 m. el frente de deslizamiento introducido en las aguas.





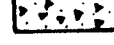
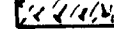
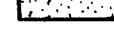





Las zonas 9, 6 y 4 no se han movido aparentemente.





Fotografía aérea del deslizamiento en la que se remarcen tanto el el actual deslizamiento como toda la zona superior a este, que se inestabilizará si progresa el anterior.



- |   |  |
|---|--|
|  | Macizo rocoso poco recubierto de suelos -calizas y esquistos del Devónico. |
|  | Llanura de inundación.   |
|  | Terraza interior.  |
|  | Terraza superior.  |
|  | Cono de deyección torrencial (erosionado en la base)                       |
|  | Cono de deyección actual   |
|  | Deslizamiento  |
|  | Escarpes zona deslizada  |
|  | Escarpe erosivo  |
|  | Zona inestable actual.   |
|  | Población  |
|  | Presa  |

DESLIZAMIENTO DE LANUZA

INTERPRETACIÓN FOTOGEOLOGICA

Fot. n.º 58766 - Roll 591

Escala 1:33.000 - Agosto 1.957



## 6. ANALISIS DE LOS FACTORES QUE INTERVIENEN EN EL FENOMENO.

### 6.1. ANTECEDENTES AMBIENTALES.

Los deslizamientos de ladera son fenómenos lógicos y previsibles en la evolución general del valle. Como consecuencia de las últimas glaciaciones cuaternarias se establecieron en toda la zona del Alto Pirineo unas condiciones ambientales que favorecieron la presencia de grandes casquetes glaciares que desarrollaron lenguas hacia zonas topográficamente más bajas, excavando amplios valles en U, con morrenas laterales (parte del material deslizado) y morrenas frontales de poca importancia (confundiéndose actualmente con los acarreos actuales y depósitos morrénicos de fondo sobre los cuales el Río Gállego excava su cauce alcanzando en algunos puntos el sustrato paleozoico). En este valle CASAS TORRES y FONTBOTE MUSOLAS (1.945) distinguen 5 niveles glaciares locales de arrasamiento.

El glaciar al retirarse deja de ejercer presiones sobre las laderas del valle, quedando éstas junto a los depósitos morrénicos laterales, en una posición inestable, susceptible de progresar por gravedad cuando se alcanzan condiciones críticas favorables para ello.

Este fenómeno aparece en numerosas laderas en ambos márgenes del Río Gállego, aunque fundamentalmente en las laderas de orientación predominante Norte.

Tal y como lo presenta F. BIXEL, et al. en su "Carte geologique Pic du Midi D'Ossau el haut bassin du Río Gállego" existen numerosos casos dentro de las formaciones de origen gravitatorio, lo que ellos denominan "Masses glissées incohérentes". En su cartografía 1:25.000 se reconocen este tipo de depósitos: en las laderas Norte y Este del Pasino (1.965 m.) en la propia estación invernal de Formigal, el Furco y laderas Norte del Campo de Troya (2.224 m.).

En el capítulo de Geología se recoge que: "se trata de formaciones cuaternarias muy específicas de la región cartografiada ligada a la vez a la naturaleza esquistosa del sustrato donde se localizan, al carácter húmedo del clima que ha producido la alteración de las rocas de ese sustrato y a las fuertes pendientes que se encuentran en este sector".

## 6.2. TIPOS DE MATERIALES.

Los materiales que constituyen la lengua del deslizamiento corresponden a depósitos glaciares típicos:

- Presentan una alta heterometría, que se pone de manifiesto en la variabilidad de los tamaños medios y lo elevado de los valores del centil.

- Presentan un neto predominio de la matriz, la cual puede llegar a representar más del 75% (CORRALES, I. - 1.977) del volumen total de la acumulación. Ello hace que los materiales morrénicos no sean verdaderos conglomerados ya que sus cantos se encuentran totalmente dispersos.

- Bloques pizarrosos desprendidos de lo que constituye el promontorio elevado de pizarras margosas, grises profundamente esquistosadas de la margen derecha y cabecera del paleo-deslizamiento. Estos bloques alcanzan en muchas ocasiones varios m<sup>3</sup>. de volumen. Se encuentran profundamente alterados desprendiéndose de ellos microlitos en forma de agujas de tamaño centimétrico producidos por la confluencia de varios planos de una esquistosidad muy penetrativa.



La disposición de estos bloques, de formas generalmente planas o tabulares, es paralela a la pendiente, así como la de los microlitos laminares o aciculares desprendidos. Ello constituye un factor más que favorable, por esa disposición particular de los materiales, a la tendencia a deslizar.

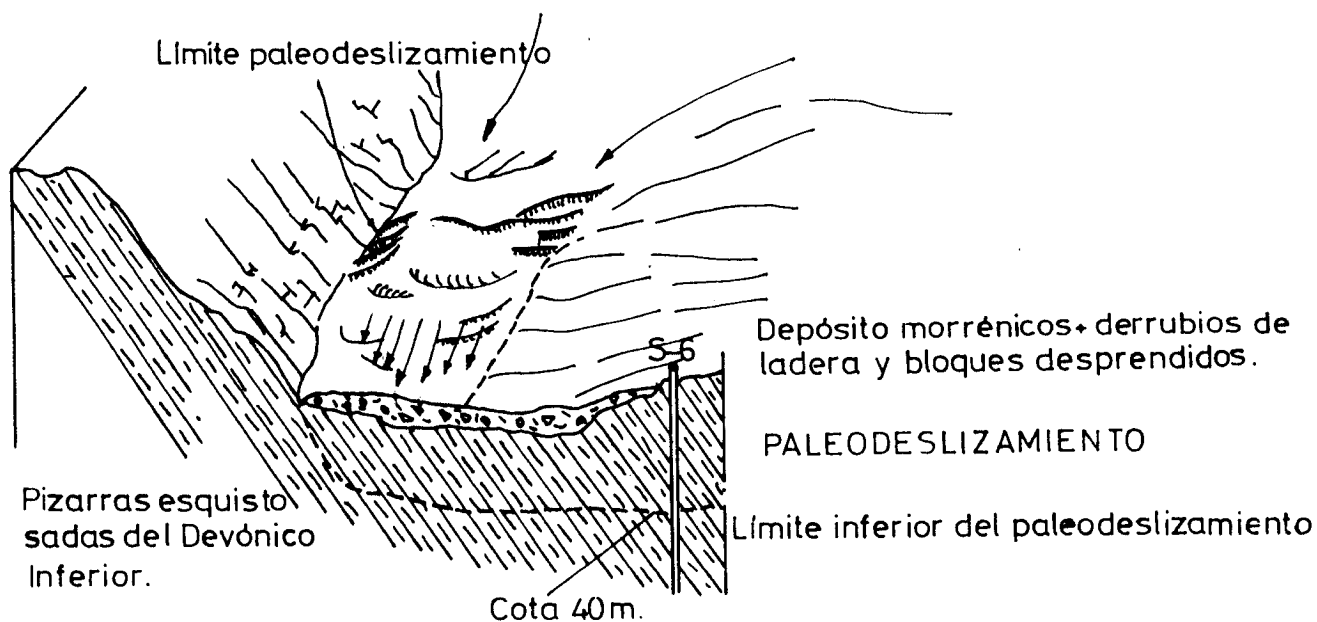
### 6.3. MECANISMO MIXTO DESLIZAMIENTO - FLUJO DE MATERIALES.

Se trata de un mecanismo mixto entre deslizamiento plano y movimiento por soliflucción en la parte más superficial de la masa movida.

Deslizamiento puesto que presenta límites netos, grietas de cabecera con salto apreciable perfectamente definidas y desplazamiento de material de forma solidaria pendiente abajo.

Movimiento por soliflucción porque presenta un espesor (interpretado) el depósito poco importante; presenta en superficie formas alomadas y en la carretera el movimiento relativo es mucho más acusado en el centro del deslizamiento que en los extremos (al menos en la parte más superficial).

El límite neto que constituye la margen derecha del fenómeno es un límite preestablecido por: a) la presencia del sustrato (Devónico Inferior) con una dirección y buzamiento de los planos de esquistosidad principal completamente favorable a la dirección del deslizamiento; b) coincide con el flanco derecho del gran paleodeslizamiento sobre el que se encuentra.



#### 6.4. NIVEL FREÁTICO. CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS.

El nivel freático tal y como se señala en el capítulo de descripción se encuentra excepcionalmente alto. En el corte longitudinal al deslizamiento se observa perfectamente la localización de 3 sondeos y de sus niveles freáticos relativos. Fueron medidos en el mes de agosto cuando las precipitaciones son más escasas.

La lengua discurre por la vaguada que constituye el flanco derecho del gran paleodeslizamiento. Como se aprecia en la panorámica n.º 1 y esquema adjunto, al producirse el paleodeslizamiento, se realiza un avance relativo de las tierras; se forma un abarrancamiento definido en la vertiente derecha por las margas y pizarras coblecienses con buzamientos hacia la vaguada y por la margen izquierda por los depósitos morrénicos intensamente fracturados.

A través de esa vaguada se drena algo menos de la mitad de lo que constituye la superficie deslizada, alrededor de los 200.000 m<sup>2</sup>. Por ello y como se observa en la panorámica n.º 3 y transparencia, se establece un flujo en toda la ladera superior que se va a concentrar justo sobre el material que ahora desliza.

No es, por tanto, extraño encontrar niveles freáticos tan altos, incluso en épocas secas.

El material está constituido fundamentalmente por una matriz arcillo-margosas que engloba bloques y cantos. La transmisividad hidráulica de estos materiales es muy baja y por lo tanto la capacidad de los mismos para conservar niveles freáticos altos en periodos relativamente secos es muy elevada.

Una prueba de lo anterior lo constituyen los sumideros que se forman en la parte posterior de los flujos descendientes (ver esquema adjunto a panorámica n.º 1). En ellos se almacena el agua que va desapareciendo, más por evapotranspiración que por infiltración al terreno.

También, y por lo anterior, la modificación del nivel freático (de su altura) es lenta y precisa de aportes continuos. A causa de esta inercia, en épocas más secas, el nivel freático es alto.

El tipo de material, aunque no permite cambios bruscos del nivel freático, tras una época lluviosa prolongada este puede subir considerablemente, situándose muy cerca de la superficie y manteniéndose posteriormente sin necesidad de nuevos aportes.

## 6.5. PRECIPITACIONES.

Tras el análisis de las precipitaciones habidas durante el periodo 1.955-1.986; (31 años) y del año 1.987 y primera mitad de 1.988, pasamos a establecer criterios comparativos:

1.º El año 1.987 obtuvo una media de 1.522,1 mm. que resulta ligeramente superior a la media del periodo (1.955-1.986) que es de 1.369,4 mm.

2.º No cabe señalar la media del año 1.987 como excepcional, pues existen en el periodo 1.955-1.986 nueve años con precipitaciones más altas (la más alta en 1.960 con 2.098,4 mm); aunque si se le puede considerar como muy lluvioso puesto que supera a los 22 años restantes.

3.º Presenta desde el año 1.977 (1) en que finalizaron las obras de la variante de la carretera un periodo, excepto 1.978 y 1.982, de relativa sequía con valores medios hasta casi un 50 % más bajos frente al año 1.987 y primera mitad de 1.988.

4.º Tal y como se refleja en los histogramas durante finales de 1.987 y principios de 1.988 se produjeron precipitaciones especialmente altas (entre los meses de Octubre de 1.987 - Abril de 1.988) que coincidieron con el acentuamiento definitivo del proceso de deslizamiento por lo que es inevitable establecer una relación directa entre ambos sucesos.

(1). Nota: En 1.977, año en el que se terminaron las obras de la variante de la carretera, las precipitaciones fueron excepcionalmente altas de (1,911,0 mm.); hecho que ya constata A. GARCIA YAGUE (Servicio Geológico del MOPU) mencionando que resulta un factor altamente negativo para su perfecta realización.

. PARAMETROS AMBIENTALES.

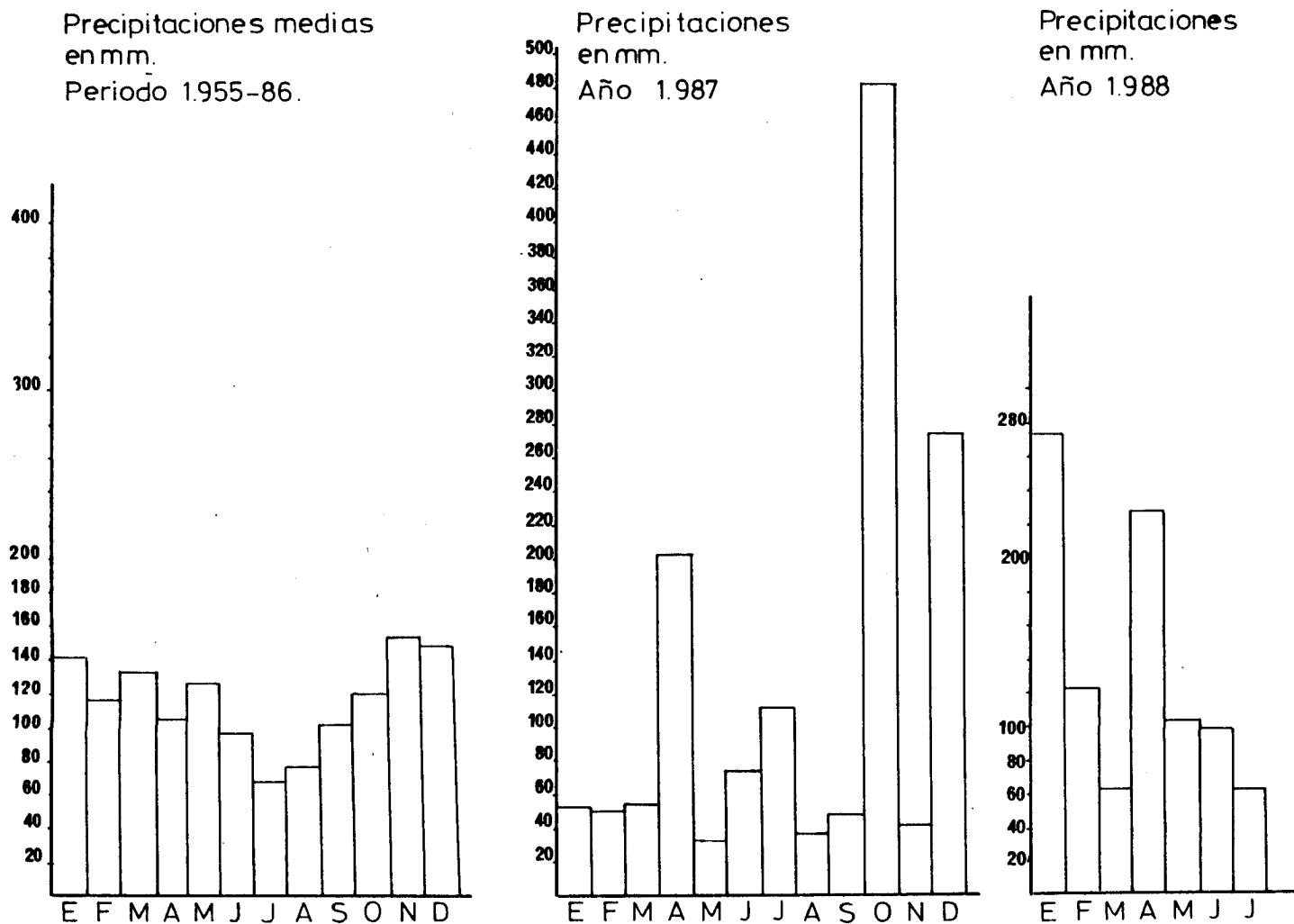


Fig. 1 : Precipitaciones medias mensuales del periodo 1.955 a 1.986 y Precipitaciones mensuales de los años 1.987 y primera mitad de 1.988.

- A partir de datos recogidos por el INSTITUTO NACIONAL DE METERELOGIA. Estación de Sallent de Gállego (Huesca).



Año	Mes	Enero	Febre.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agost.	Sept.	Octub.	Novie.	Dicie.	Total mm/año
1.955		268,0	197,3	70,4	6,9	55,7	221,8	124,3	36,8	47,5	135,2	59,1	261,3	1484,5
1.956		230,9	25,4	157,0	137,0	123,3	52,6	47,9	144,5	160,2	25,6	72,8	17,8	1195,0
1.957		21,0	145,1	73,1	70,6	120,0	210,6	20,5	44,6	41,5	36,8	62,0	113,0	958,8
1.958		124,8	128,7	250,6	81,8	124,0	162,9	69,0	62,0	153,5	69,7	36,2	352,5	1615,7
1.959		73,3	33,1	248,6	207,0	90,8	117,1	73,3	80,8	207,4	127,0	150,3	267,1	1675,8
1.960		162,9	226,7	158,6	48,8	169,8	83,4	101,8	56,1	197,1	439,7	207,9	245,6	2098,4
1.961		176,6	56,5	717,0	173,4	197,3	53,5	88,3	46,8	114,6	95,8	245,5	136,5	1392,5
1.962		191,8	120,8	248,8	102,5	69,5	20,8	33,7	6,3	92,6	95,6	156,8	157,3	1296,5
1.963		207,0	113,5	161,8	104,6	43,7	148,8	113,4	189,4	70,1	90,2	391,4	113,8	1797,7
1.964		5,9	186,2	141,2	120,4	114,7	91,2	81,2	63,0	129,4	162,9	83,0	102,7	1281,8
1.965		126,0	39,4	120,2	39,7	45,5	68,4	67,4	48,8	269,9	138,4	305,4	217,4	1486,5
1.966		135,8	220,6	14,0	202,6	118,7	73,2	53,1	24,4	41,3	296,0	319,6	99,2	1598,5
1.967		42,1	48,0	126,5	70,6	114,1	26,5	54,6	90,0	74,7	80,5	280,3	75,8	1083,7
1.968		66,6	111,3	56,0	147,9	148,2	58,8	76,4	118,9	97,9	53,4	109,6	148,9	1193,9
1.969		89,7	120,7	216,7	153,3	182,7	98,7	44,5	52,3	155,4	61,4	163,9	216,6	1555,9
1.970		259,6	68,2	50,1	19,8	128,2	94,2	68,3	80,6	8,3	123,6	214,5	29,0	1144,4
1.971		172,9	157,0	105,8	199,1	201,8	142,2	79,0	107,7	168,5	61,9	89,0	41,1	1526,0
1.972		129,8	172,6	59,9	64,3	82,8	110,8	60,7	123,0	108,0	87,6	102,2	171,8	1273,5
1.973		94,0	74,0	21,5	70,7	147,9	54,6	108,6	96,8	46,7	55,2	169,2	150,0	1089,2
1.974		116,8	91,4	160,5	45,2	92,2	167,3	33,8	68,5	102,8	133,5	220,0	41,6	1273,6
1.975		139,0	30,3	151,1	68,7	168,8		17,5		140,0	62,1	128,7	73,8	980,0
1.976		40,0	106,0	70,0	78,2	73,7	32,6	75,5	113,8			143,2		733,0
1.977		93,5	132,3	55,4	63,5	189,6	165,0	110,4	104,9	9,8	173,4	36,1	112,0	1245,9
1.978		272,9	214,6	101,1	139,4	115,1	130,3	70,0	33,0	27,5	33,5	11,9	261,7	1911,0
1.979		428,4	249,5	173,8	107,7	327,0	60,5	42,7	41,5	93,7	225,5	47,4	90,6	1888,3
1.980		91,7	56,7	133,0	50,0	112,1	123,5	38,5	41,5	101,0	268,5	147,9	122,5	1286,9
1.981		141,3	88,8	78,9	63,2	139,9	38,0	37,0	51,4	215,5	84,0	5,8	489,5	1433,3
1.982		68,2	80,4	101,9	40,0	87,5	158,0	251,1	182,5	106,4	206,3	209,9	195,5	1687,7
1.983			82,0	34,7	167,9	179,5	74,7	54,0	166,1	19,0	27,8	91,1	188,5	1085,3
1.984		99,5	73,6	170,8	27,7	153,3	84,7	13,0	54,6	92,5	138,5	345,0	61,4	1314,6
1.985		155,3	105,7	61,0	165,0	65,0	91,5	46,3	15,4	3,6	56,2	185,3	158,8	1109,1
1.986		165,7	102,0	16,8	203,3	132,4	45,0	48,3	19,2	121,6		181,0	91,4	1126,7
	Media	Media	Media	Media	Media	Media	Media	Media	Media	Media	Media	Media	Media	Media
		141,6	114,3	134,5	101,2	128,5	98,7	68,8	76,2	103,8	121,5	155,3	150,1	1369,4

Fig. 2 : Precipitaciones mensuales y medias durante el periodo de 1.955-86.

Mes \ días	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	TOTAL
ENERO									3	2		19			13	2										3	5	5	4			56,0
FEBRE.		8				4,2				1,2	2		8	3,5	8,5						3				8	3,5	2,5				52,4	
MARZO		1						3																4	4,5			35	10		57,5	
ABRIL	1,5	25		20	22	25	50	22	5,6	0,4										2,6						13,5					203,8	
MAYO		3	1	1						8,2					8,5	0,5						8,5	1,3		4						33,3	
JUNIO		1				5,8	6			2,4			8,5	17					18						5			6	5		75,7	
JULIO	0,6	30	5		2,5	12	9,2	1,5				9	1	2	3	8	7,5						31	30		1					153,3	
AGOST.									0,5	5					1							5,2	7	22		4			0,3	14	39,2	
SEPT.	5,5		5																	0,5	8			6	9	5	2				49,0	
OCTB.		80	43	7	20	4	4		62	12	14			41	41	7		18					33	2,4		3	6,5	11,5	4		483,4	
NOV.									10	0,6			10	32		3,5						8	2,5	3		2					42,0	
DIC.		18	20	14	3,5					4	12	1,8	13,5	1																	71,0	

Fig. 4 : Días con precipitaciones y sus valores en mm. del años 1.987.

Mes \ Días	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	TOTAL
ENERO		6	7			10	2	6			0,5		14		27	10	1		2	2	18	37		32		9	20	21	39	16,5	2,5	276,5
FEBRE.			4,5	14	10	27	5	24			13	9											8				0,5					121,0
MARZO	2						14									17	7												11	9	3	63,0
ABRIL			42		20			16		4	43					18	8	3	19	20			31	2	0,5			1	2,5			230,0
MAYO	17	11			16	1			3			0,5	7,5			0,5	1	11	0,5				12	2		12	1		9		105,0	
JUNIO			17						25	14	9		8	22			9	3,5			9	10	8					27	45		226,5	
JULIO	3	7		38	2,5														2,5				11								64,0	

Fig. 5 : Días con precipitaciones y sus valores en mm. de principios del año 1.988.



Año \ Mes	ENERO	FEBRE.	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOST.	SEPT.	OCTUB.	NOVIE.	DICIE.	Total mm/año
1.987	5,6	52,4	57,5	203,8	33,3	75,7	153,3	39,2	39,0	483,4	42,0	276,5	1522,1
1.988	121,0	63,0	230		105	99,0	64,0						

Fig. 3 : Precipitaciones mensuales en los años 1.987 y 1.988 (mitad de año).

## 7. ANALISIS DE ESTABILIDAD.

Con el fin de estudiar la estabilidad del deslizamiento que está afectando a la ladera del embalse, se ha realizado su análisis mediante el programa STABL, que permite la consideración de una serie de hipótesis necesarias para la modelización del estado de la ladera y su análisis mediante métodos de equilibrio límite.

Los análisis han sido realizados considerando los casos:

- estado previo al llenado del embalse y a la construcción de la carretera.
- estado posterior al deslizamiento, y por tanto considerando la existencia del embalse y del relleno de la carretera.

Las diferentes topografías analizadas se han representado en las figuras 1 y 2.

La situación del nivel freático ha sido también modelizada para los dos casos anteriores a partir de datos sobre profundidad del nivel medidos en sondeos y de observaciones realizadas sobre el terreno.

Para los análisis se ha considerado la parte de la ladera sumergida actualmente, por estimar que también resulta afectada por el deslizamiento.

En ambos casos se han utilizado parámetros resistentes residuales para el material, ya que la rotura corresponde a una reactivación de una parte de un gran deslizamiento antiguo. Estos parámetros han sido estimados:

densidad :  $2 \text{ Tn/m}^3$   
cohesión :  $0,5 \text{ Tn/m}^2$   
fricción :  $30^\circ$

Los análisis han sido realizados para una tipología de rotura planar, por considerarse esta la más aceptada en base a las observaciones de campo y deducciones realizadas (figura 3 y 4).

Para la situación del plano de rotura se han tenido en cuenta las profundidades máximas medidas en los sondeos realizados en el deslizamiento, por considerar que estas pueden corresponder a la situación de la superficie de rotura.

También han sido realizados análisis considerando posibles superficies de rotura circulares generadas aleatoriamente una vez definidas las zonas de entrada y salida de dichas superficies, especificadas en base a las observaciones de campo (figuras n.º 5, n.º 6 y n.º 7).

El análisis realizado en la ladera una vez ocurrido el deslizamiento, considera la presencia de relleno construido para la carretera mediante los parámetros:

densidad : 1,75 Tn/m<sup>3</sup>

cohesión : 0,00 Tn/m<sup>2</sup>

fricción : 40 °

Los análisis realizados para rotura planar han considerado dos superficies de deslizamiento, a distinta profundidad.

Los resultados obtenidos en este caso quedan recogidos en la Tabla 1.

TABLA 1.

	Superficie de rotura planar superficial.	Superficie de rotura planar profunda.	Superficie de rotura circular mayor.	Superficie de rotura circular menor.
EMBALSE VACIO	F = 1.436	F = 1.065	F = 0.877	F = 0.875
EMBALSE LLENO	F = 1.229	F = 1.026	F = 0.892	F = 0.866

También se han recogido en la tabla anterior los factores de seguridad obtenidos para los análisis que consideran roturas circulares que abarcan todo el talud o parte de él.

Como se observa en la tabla, el estado actual de la ladera (considerando la presencia del embalse y el relleno de la carretera) aparece como más inestable para roturas circulares, tanto las que abarcan todo el talud (figura 5 y 6) como parte de él (figura 7), presentando en ambos casos factores de seguridad menores que la unidad. Para el caso de roturas planares (figuras 3 y 4) y con el embalse lleno los factores de seguridad son algo mayores, estando por encima de la unidad.

Para el estudio realizado en condiciones iniciales, sin agua embalsada, también resultan más inestables las roturas circulares frente a las planares, observándose una gran diferencia entre los factores de seguridad para roturas planares antes y después del llenado del embalse. Esta diferencia se debe a que, para el segundo caso, la superficie de rotura atraviesa el material por debajo del nivel freático, mientras que para el primer caso solo lo hace en parte.

Para las roturas circulares, los factores de seguridad obtenidos son semejantes en todos los casos analizados para superficies de rotura abarcando todo el talud o parte de él y para condiciones de embalse lleno y vacío.

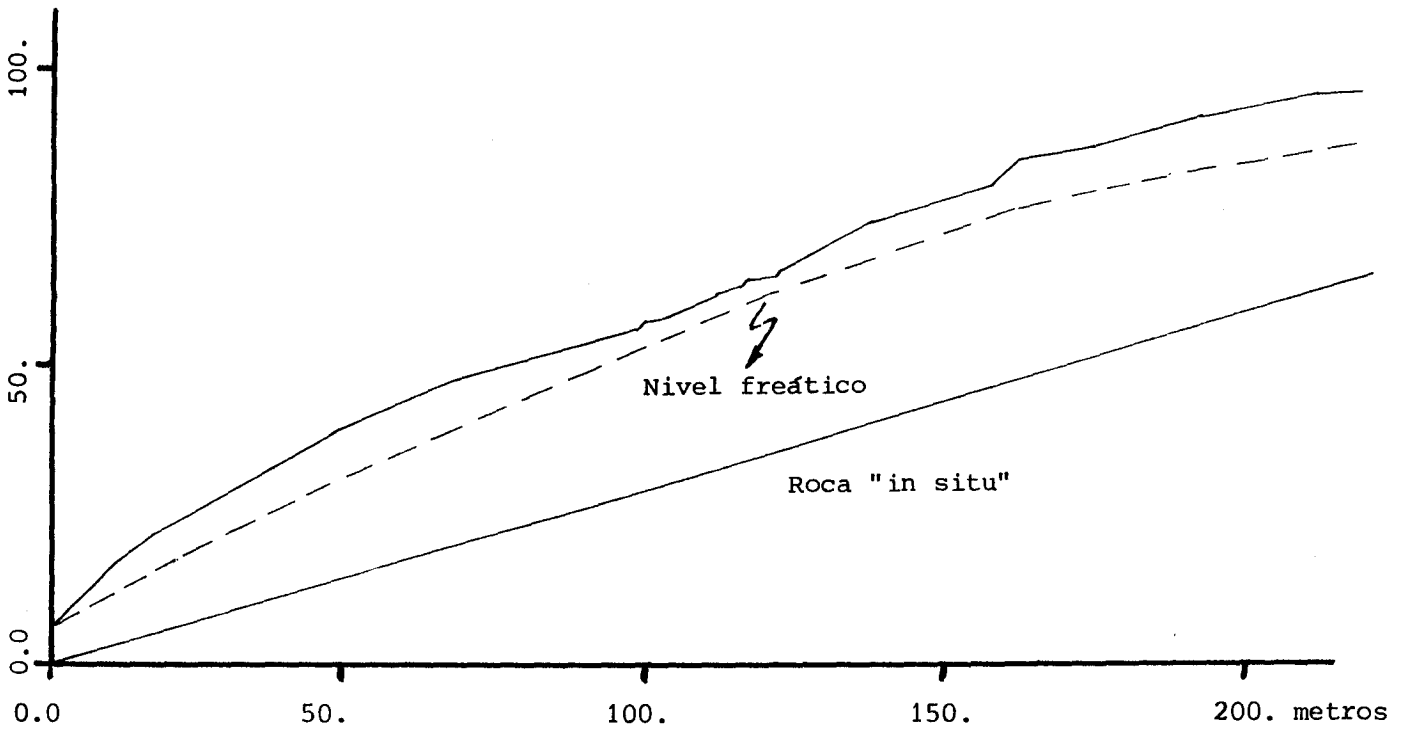


FIGURA 1

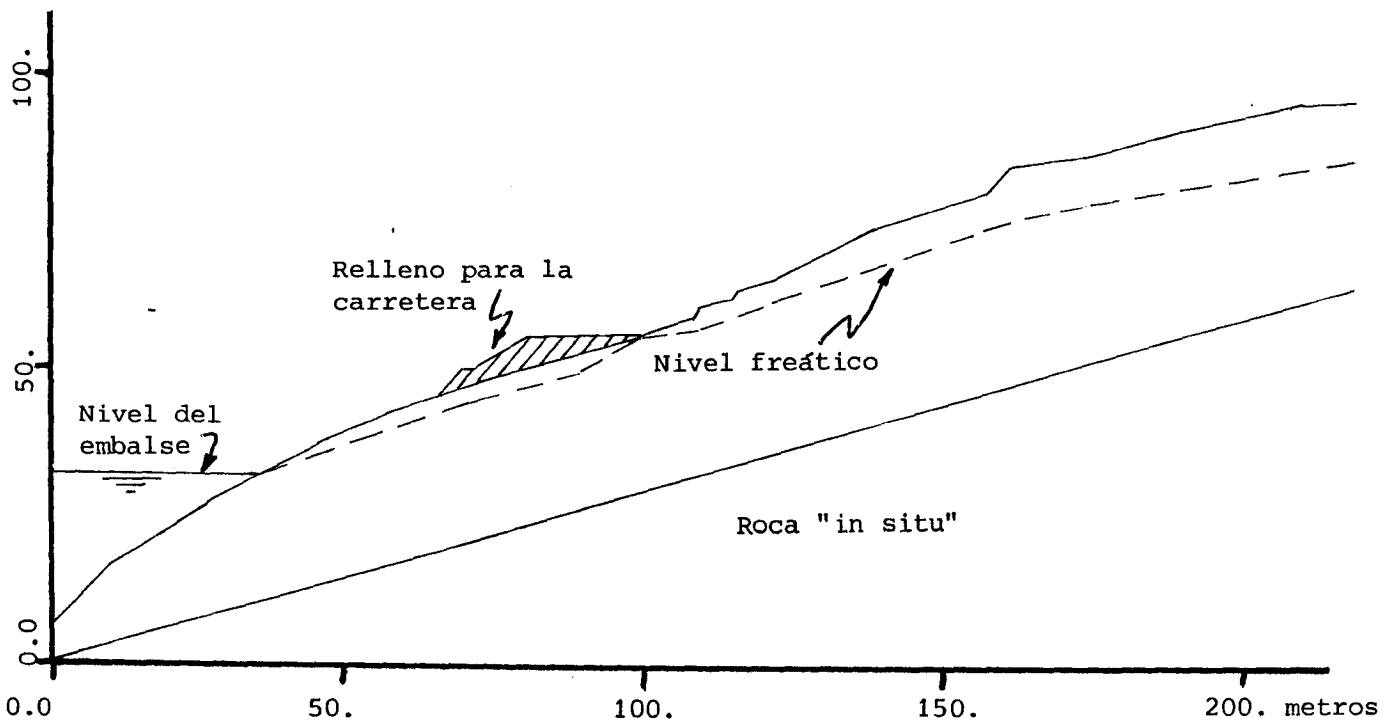
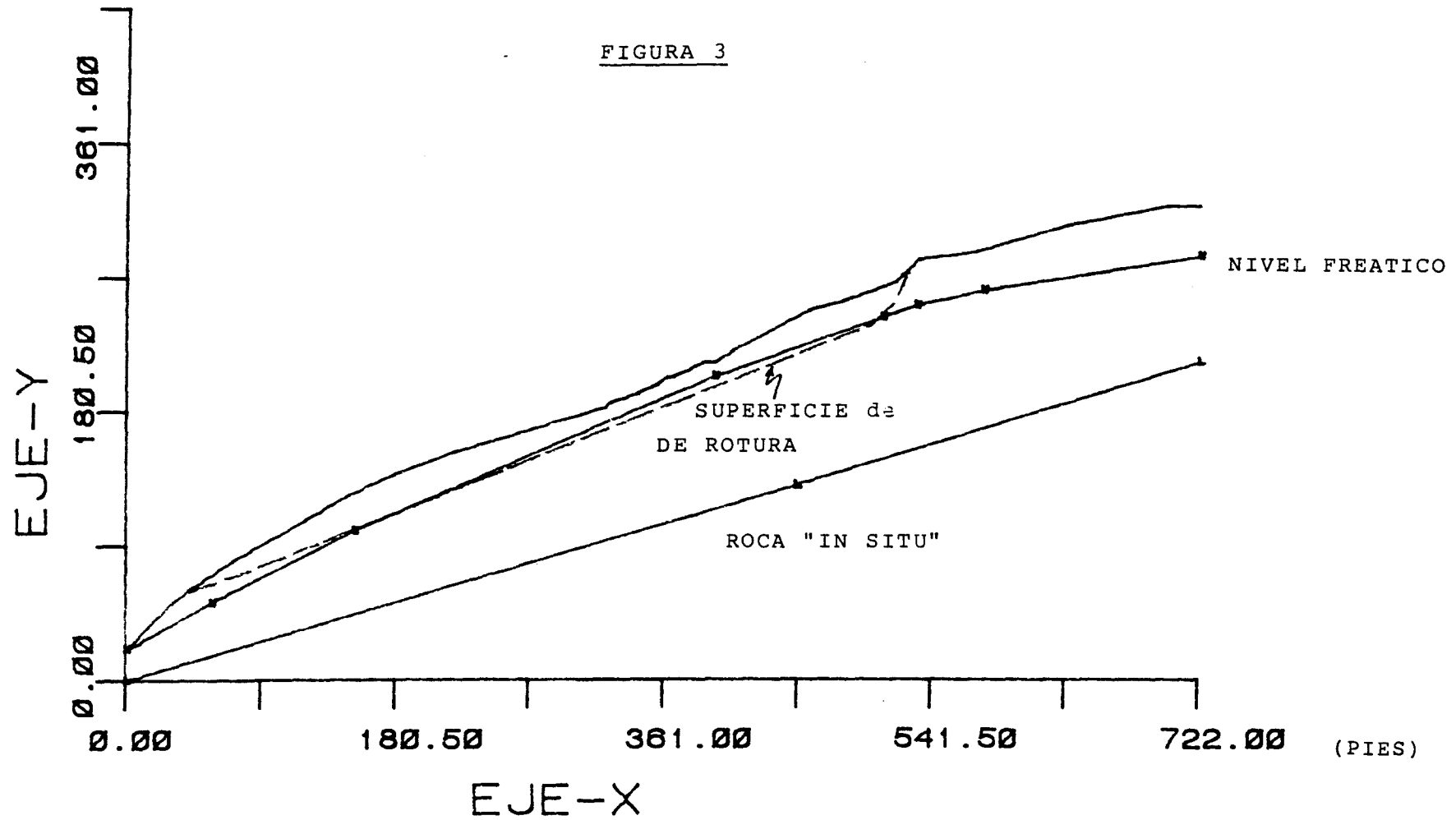


FIGURA 2

PERFILES ANALIZADOS DEL DESLIZAMIENTO DE LANUZA. Fig.1- Perfil inicial antes del llenado del embalse. Fig.2- Perfil final después del llenado del embalse y de la construcción de la carretera.

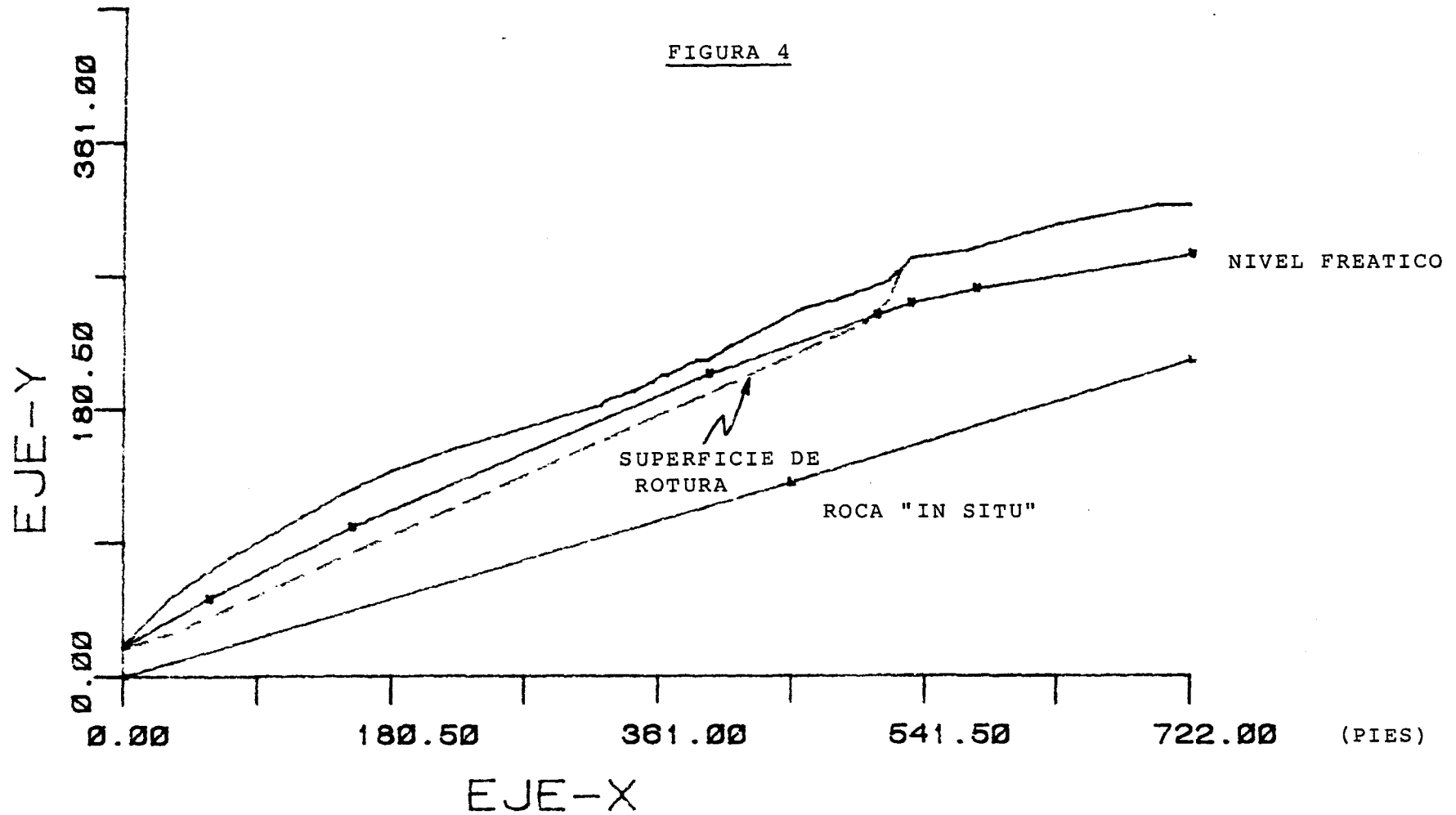
FAC. DE SEGURIDAD PARA SUPERFICIE DADA = 1.436

MODELO DE ROTURA PLANAR SUPERFICIAL. EMBALSE VACIO.



FAC. DE SEGURIDAD PARA SUPERFICIE DADA = 1.065

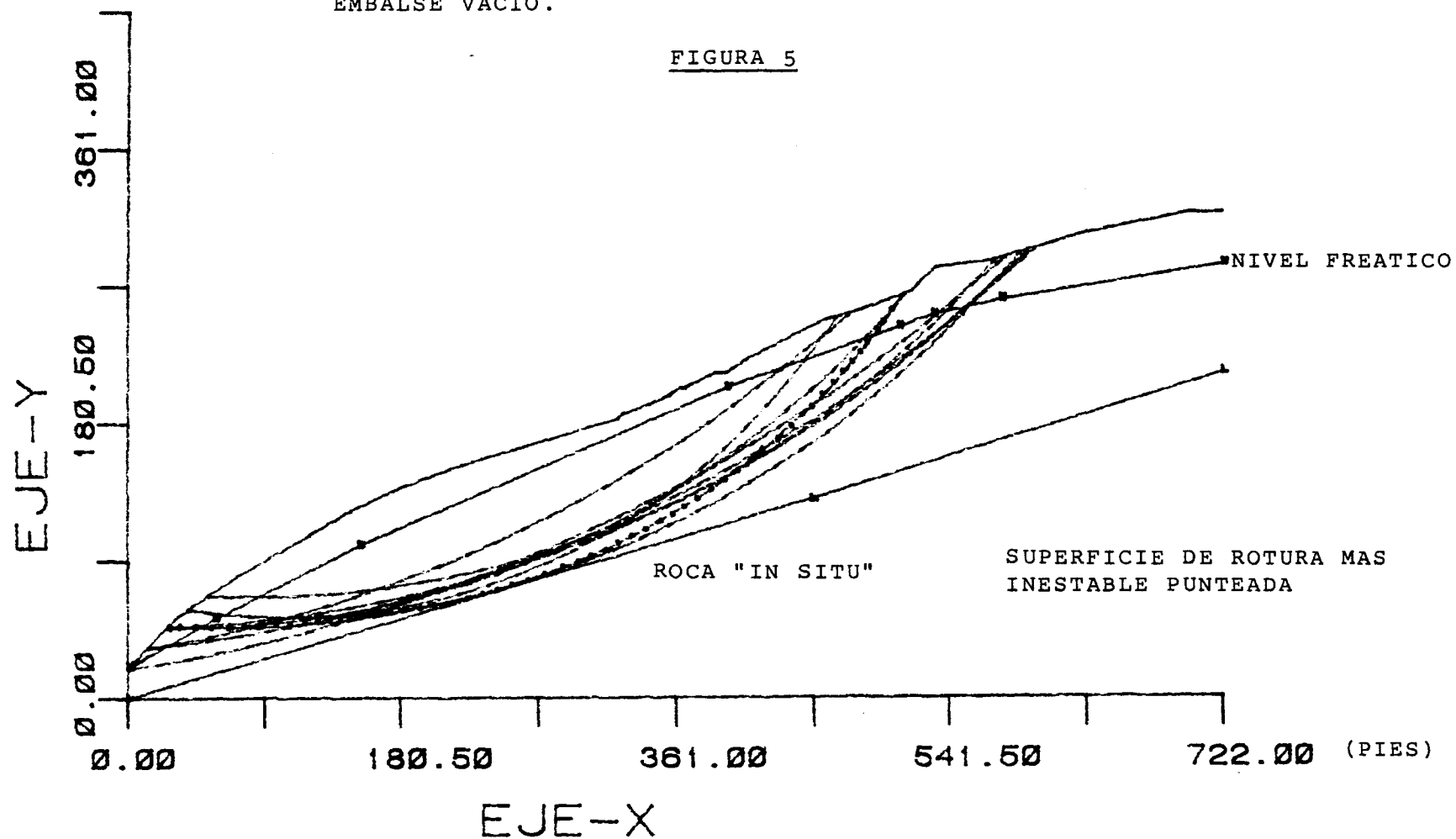
MODELO DE ROTURA PLANA PROFUNDA. EMBALSE VACIO.



10 SUPERFICIES MAS CRITICAS  
FACTOR DE SEGURIDAD MINIMO = 0.877

MODELO DE ROTURA CIRCULAR ABARCANDO TODO EL DESLIZAMIENTO.  
EMBALSE VACIO.

FIGURA 5





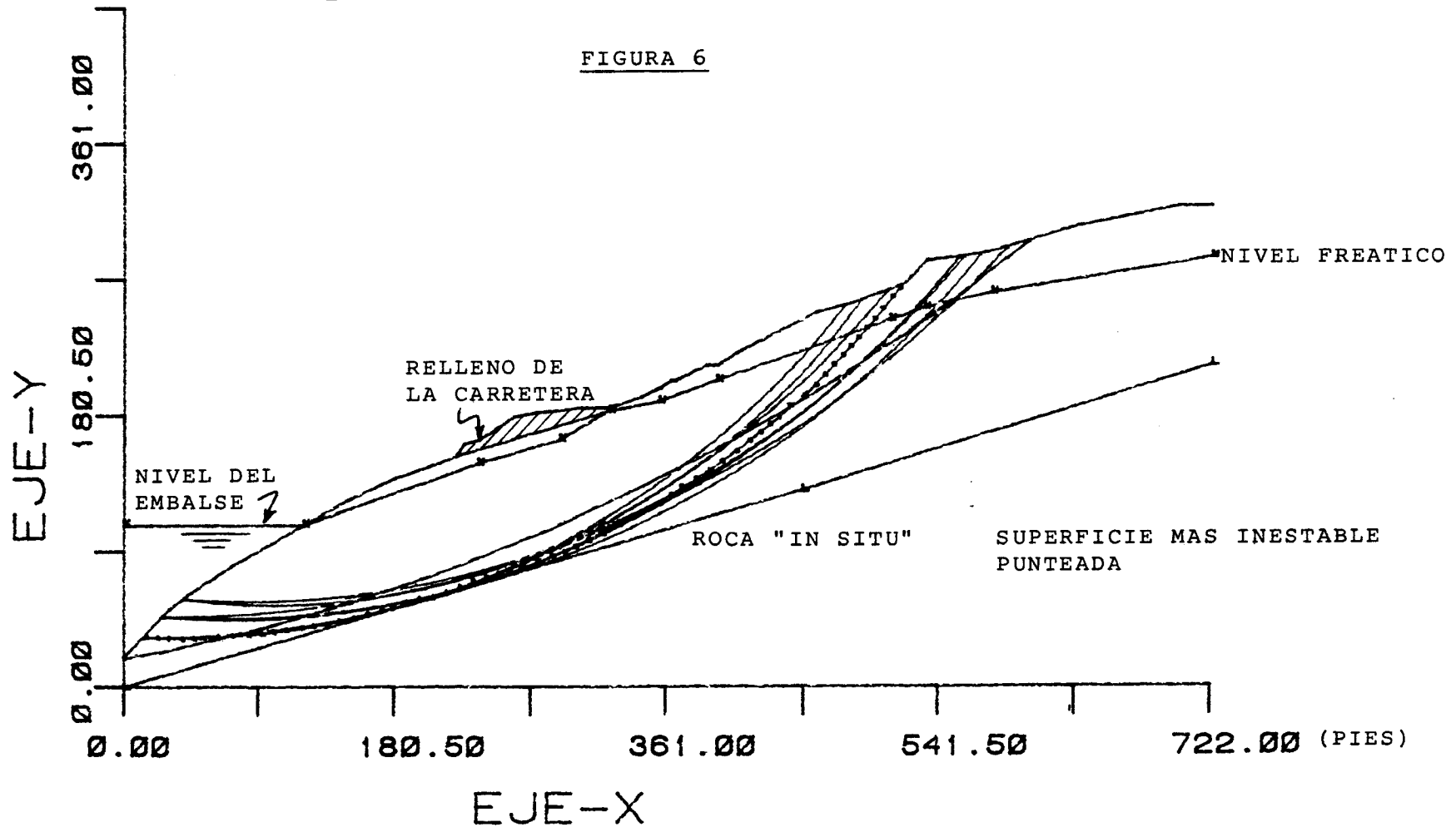
10 SUPERFICIES MAS CRITICAS

FACTOR DE SEGURIDAD MINIMO = 0.892

MODELO DE ROTURA CIRCULAR ABARCANDO TODO EL DESLIZAMIENTO.

EMBALSE LLENO.

FIGURA 6

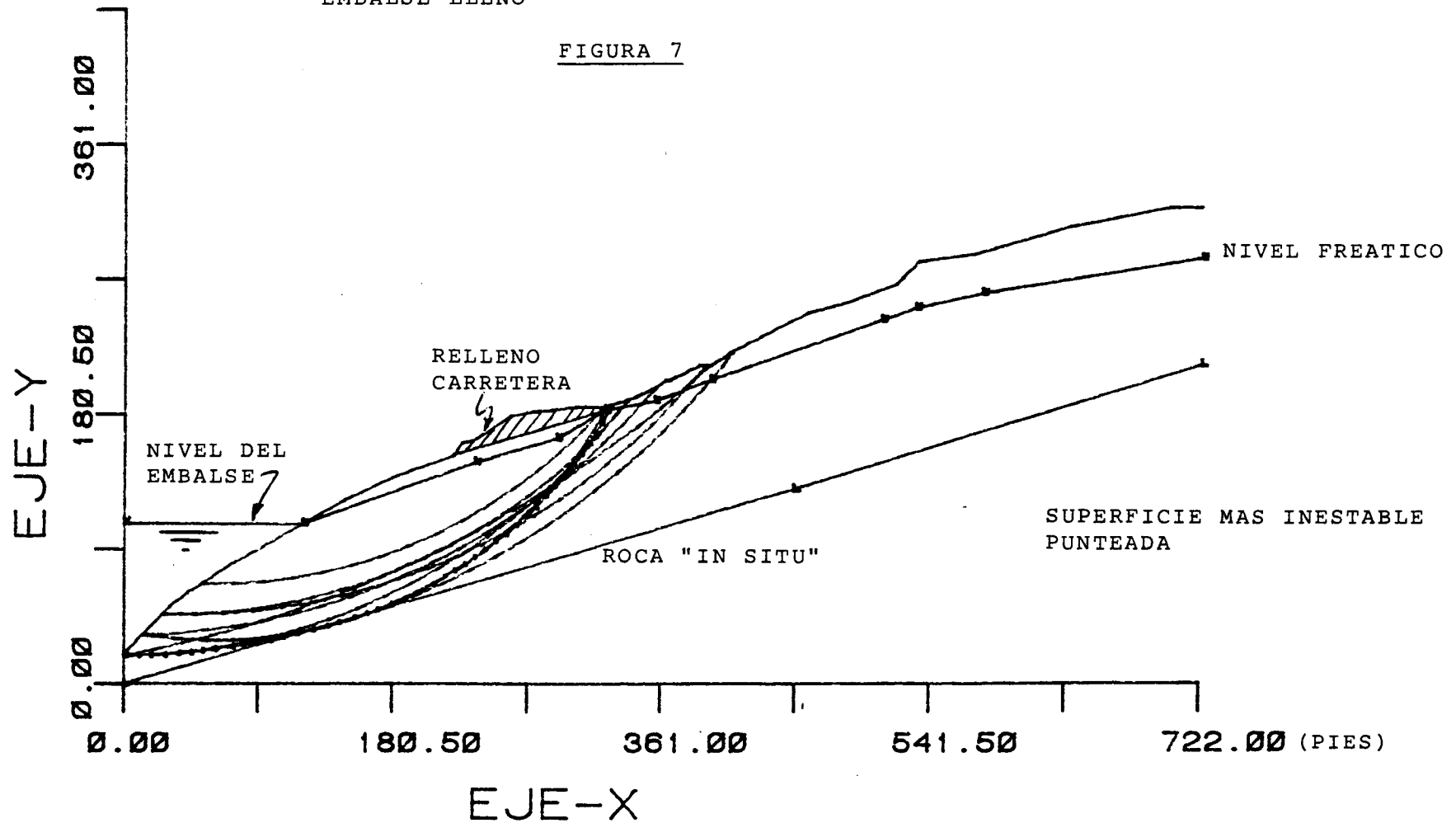


10 SUPERFICIES MAS CRITICAS

FACTOR DE SEGURIDAD MINIMO = 0.876

MODELO DE ROTURA CIRCULAR ABARCANDO PARTE DEL DESLIZAMIENTO  
EMBALSE LLENO

FIGURA 7



## 8. CONCLUSIONES.

- Sobre el deslizamiento analizado se puede concluir:

1. No se trata de un deslizamiento típico en el que se desarrollan velocidades relativas altas. Se trata más bien de un proceso lento mixto en el que intervienen tanto aspectos propios de un deslizamiento como aspectos característicos de un flujo descendente por solifluxión.

2. Tal y como se aprecia en la fotografía aérea y se desprende de la profundidad relativamente somera apreciada en sondeos, el deslizamiento se compone de una gran lengua ubicada en el costado derecho del gran Paleodeslizamiento, de la cual su parte más baja, frontal, entorno a 150 m. de longitud, ha deslizado algo más de 15 m. sin desestabilizar aparentemente, y por ahora el resto de la lengua, pendiente arriba.

3. El volumen estimado es de 52.000 m<sup>3</sup> lo que no supone un peligro inminente para el pantano. Sin embargo al producirse el descalce de toda la masa, en posición también metaestable, que queda por encima de la que ahora desliza, se podrían poner en marcha nuevos movimientos de volúmenes muy superiores a este.

4. Fenómenos como este en la zona han quedado perfectamente descritos en el apartado de Geología (Geomorfología). En las laderas del Pancino y, por encima, en el curso alto del Gállego, son muchos los casos (1). Por lo tanto no se puede afirmar que el pantano sea causa principal, aunque resulta evidente que no favorece en nada la situación: a) eleva en más de 40 m. el nivel freático regional, b) deja sumergido todo el frente de la lengua deslizada y "empapa su pie".

(1). Ver Carte Geologique Pic du Midi d'Ossau et Haut Bassin du Rio Gállego, por F. BIXEL, J. MULLER et P. ROGER. (1.985).

5. Estructuralmente, la complejidad resultante de las dos orogenias hace muy difícil distinguir en el punto en el que nos encontramos las distintas fases tectónicas que han afectado al material.

Las pizarras margosas de color gris fuertemente esquistosas del Cobleciense (Devónico Inferior), que constituyen la base del deslizamiento son consideradas como nivel plástico de despegue a favor de las cuales las calizas superiores han cabalgado disponiéndose en escamas con vergencia Sur, que es la vergencia general de toda la serie sedimentaria en el Pirineo.

Como se reconoce en los estudios de J. Muller y P. Roger, 1.977, existen entre los distintos planos de esquistosidad, dos (identificados por nosotros), en las pizarras margosas, que corresponden a las fases 2 y 3 de la Orogenia Hercínica con direcciones N 70 E y buzamiento 60°-80° NNO (SV 3) y N 140 E y buzamiento 70°-80° NE (SV 2) que favorecieron de forma decisiva el gran deslizamiento que hemos denominado "Paleodeslizamiento" por ser en relación con el actual (más pequeño), mucho más antiguo.

Por lo mismo esa misma formación pizarrosa, presente en el flanco derecho del deslizamiento, favorece el mismo por presentar planos de esquistosidad muy penetrativa paralelos a la superficie lateral derecha del deslizamiento; en un material margoso arcilloso alterado con gran facilidad para disgregarse.

6. La lengua constituye una importante acumulación de derrubios compuesta de restos de depósitos morrénicos (con cantos de naturaleza variable inmersos en una matriz abundante arcillo-arenosa) mezclados con bloques, a veces de volumen superior al m<sup>3</sup>.

de las pizarras margosas coblecienses muy alterados (Devónico Inferior) y con cantos calcáreos (Devónico Medio). Y como ya afirmaba A. GARCIA YAGÜE del Servicio Geológico del M.O.P.U., la disposición es completamente caótica, deduciendo claramente que cuando encontramos taludes con material de igual naturaleza y anárquica distribución es difícil prever un ángulo de rozamiento y una cohesión, ya que la descomposición en láminas y elementos aciculares de estas pizarras margosas origina un conjunto con cohesión y ángulo de rozamiento muy bajos mientras que su disposición anárquica motiva trabazones de los bloques creando situaciones más o menos favorables.

7. El factor desestabilizador más importante, asumido el tipo de materiales y la estructura del fenómeno, es el agua: tanto 1) la que proviene de las escorrentías superficiales por ambas márgenes del deslizamiento como 2) la que surge en forma de manantiales y que queda represada en la cuneta interior de la carretera, o 3) la que se acumula en forma de nieve en el periodo invernal. Todas ellas penetran en el terreno elevando un nivel freático ya de por sí establecido muy alto tras la situación en su pie del embalse de Lanuza.

8. Es en la carretera donde se localiza el punto crítico desestabilizador: las escorrentías superficiales de la ladera (ambas canalizadas a ambos costados de la lengua) así como las provenientes de zonas más altas, a través de la cuneta interior, y las que surgen en forma de manantial en la misma cuneta quedan embalsadas y filtran por debajo de la calzada. Ese proceso continuado produce una situación de deterioro progresivo, que socava el terreno con lavado y transporte de partículas finas rebajando a su vez el ángulo de rozamiento interno de los materiales.

9. Una vez desencadenado el proceso deslizamiento-solifluxión la situación se hace más crítica y delicada. Los materiales han superado su resistencia "de pico" (máxima) al esfuerzo cortante y se orientan según la dirección del flujo (solifluxión) de forma que ha disminuido el ángulo de rozamiento interno, estableciéndose el "residual", mucho más bajo. Máxime teniendo en cuenta que se trata de materiales que forman parte de un deslizamiento antiguo.

10. El proceso conforme se desarrolla, se autoalimenta:

a) Creando un badén cada vez más pronunciado que recoge y embalsa cada vez, con más facilidad, las escorrentías superficiales. El volumen de agua infiltrada por debajo de la calzada va siendo mayor.

b) Creando una tendencia en la orientación de los materiales al flujo y rebajando progresivamente la resistencia de los mismos.

c) Incluso el tráfico rodado ejerce una acción nociva al entrar en el badén aplicando empujes máximos en el centro del mismo; esfuerzos que en función de la diferencia de masas relativas se hacen prácticamente inapreciables, pero por el intenso tráfico de esta carretera habrá que tenerlo en cuenta.

11. Como resultado de los análisis de estabilidad llevados a cabo, considerando los parámetros residuales del material, se deduce que las superficies de rotura más inestables corresponden a planos circulares no profundos, que bien abarcan todo el talud o solo parte de él.

12. Los factores de seguridad mínimos obtenidos prácticamente son semejantes al considerar el embalse lleno o vacío, lo que indica que la rotura ha obedecido más a las propias características intrínsecas resistentes del material, que a la posible elevación en la zona del nivel freático como consecuencia del embalsamiento.

13. La consideración anterior no implica que la altura del nivel freático no influya en la estabilidad, ya que si se considera una mayor elevación que la establecida en los análisis, los factores de seguridad bajarán más todavía.

14. Los resultados obtenidos corroboran la idea de que ha sido la evolución geológica de la ladera (habiendo sufrido en la antigüedad un gran deslizamiento) lo que ha condicionado el movimiento actual, el cual corresponde a un plano de rotura curvo no profundo

## 9. RECOMENDACIONES.

EL DRENAJE de la ladera constituye, sin duda la medida más apropiada y recomendable. Es imprescindible rebajar el nivel freático de la ladera, hacer descender el gradiente hidráulico que actúa sobre los materiales.

Para ello se recomiendan las siguientes medidas:

1.º Establecimiento de una cuneta interior, impermeable en todo el perímetro, en este tramo de la Carretera C-136 que:

- a) evite el embalsamiento de todas las aguas de escorrentías superficiales de áreas topográficamente más altas (tanto en la carretera con en ambos márgenes, constituidas en vaguadas, del deslizamiento) y del manantial que surge en esa misma cuneta interior, al pie de la carretera; b) evite la percolación en este punto, infiltrándose el agua por debajo de la carretera produciendo el socavamiento y sifonamiento de los materiales más finos del depósito que constituye su asiento; c) evite la elevación del nivel freático en este punto favoreciendo así una menor plasticidad de los materiales y un menor gradiente hidráulico.

2.º Canalización de las dos vaguadas laterales que constituyen las dos márgenes de la actual masa deslizada. La canalización debería ser también impermeable. La longitud de ambos drenes perimetrales debería ir, al menos, hasta dos veces la longitud de la masa deslizada.

Es importante canalizar hacia esas dos bajantes el mayor número de las escorrentías superficiales a fin de evitar en lo posible que penetren en el terreno.



- 3.º Realización de un sistema de drenaje profundo:

De los diversos métodos que existen nos parecen más apropiados los drenes horizontales o una solución mixta entre drenes horizontales y elementos drenantes verticales.

- Drenes horizontales o drenes californianos (figura 8.1.)

Constituyen una solución sumamente práctica y económica. En este caso el planteamiento de una galería de drenaje plantea, a nuestro juicio, un elevado riesgo y un coste mucho más alto.

Los drenes se realizarían de 5 cm. de diámetro, de tubo metálico perforado, a intervalos no superiores de 5 m. y de 25 m. de profundidad, con una inclinación suave entorno a los 5° hacia la cara externa del talud.

Es preciso que el intervalo no sea mayor de 5 m. puesto que como ya se ha mencionado en la memoria, la permeabilidad del depósito es bastante baja.

Se recomienda que para disminuir el riesgo de arrastres se recubran antes de su introducción con un textil filtrante. También, que se evite perforar la tubería en los cinco últimos metros para evitar que las raíces la puedan cegar.

- Pozos drenantes conectados con drenes californianos (figura 8.2).

Tal y como se ve en la figura, serían pozos de 15 m. de profundidad entubados con tubo metálico ranurado y de 40 cm. de diámetro conectados a drenes californianos. Esta disposición sería necesaria por lo menos cada 12-15 m.

Esta alternancia presenta desventajas respecto de la anterior:

1.º El deslizamiento puede llegar a generar tensiones que deformen y rompan los tubos de los pozos drenantes.

2.º Resulta difícil a distancias mayores de 20 - 30 m. acertar en la perforación de los drenes californianos con el tubo de pozo drenante.

Sin embargo la instalación de estos elementos verticales, si su consistencia y disposición es suficientemente buena, podría a su vez frenar los movimientos superficiales de una forma prácticamente instantánea.

Es preciso que durante todas las obras de drenaje se procure realizar la menor deforestación posible. Gran número de fenómenos de deslizamiento se producen como consecuencia de deforestaciones previas, por insignificantes que estas puedan parecer.

Si observamos la panorámica n.º 2 veremos que la zona que desliza es la más deforestada de todo el área. Y concretamente la zona que presenta mayor profusión de lóbulos superficiales de soliflucción es la que no presenta más tipo de vegetación que césped.

Como medida complementaria, una vez realizadas otras, sería muy interesante la reforestación de la ladera.

En la zona alta, por encima de la masa deslizada, se aprecian zonas con clara tendencia a fluir o deslizar por la ladera. En ellas los lóbulos o bloques parcialmente movidos han dejado tras de sí pequeñas depresiones que embalsan el agua, aportándola después al terreno.

Es interesante regularizar mínimamente las pendientes con labores de desagüe de esos pequeños embalsamientos y de reforestación general.

El orden de los trabajos debe hacerse eliminando en primer lugar todos los aportes al terreno por escorrentias superficiales. Se realizarán las canalizaciones perimetrales de las dos márgenes del deslizamiento. Después se realizará la impermeabilización y canalización de la cuneta interior.

Tras la canalización de las escorretías resultaría interesante un periodo de observación y control de movimientos. Si estos no resultan de excesiva magnitud se prodría proceder a la instalación de los drenes californianos. Una vez instalados, si se producen desplazamientos relativos importantes, los drenes pueden partirse, siendo entonces contraproducentes los efectos ya que inyectarían el agua recogida al terreno.

I

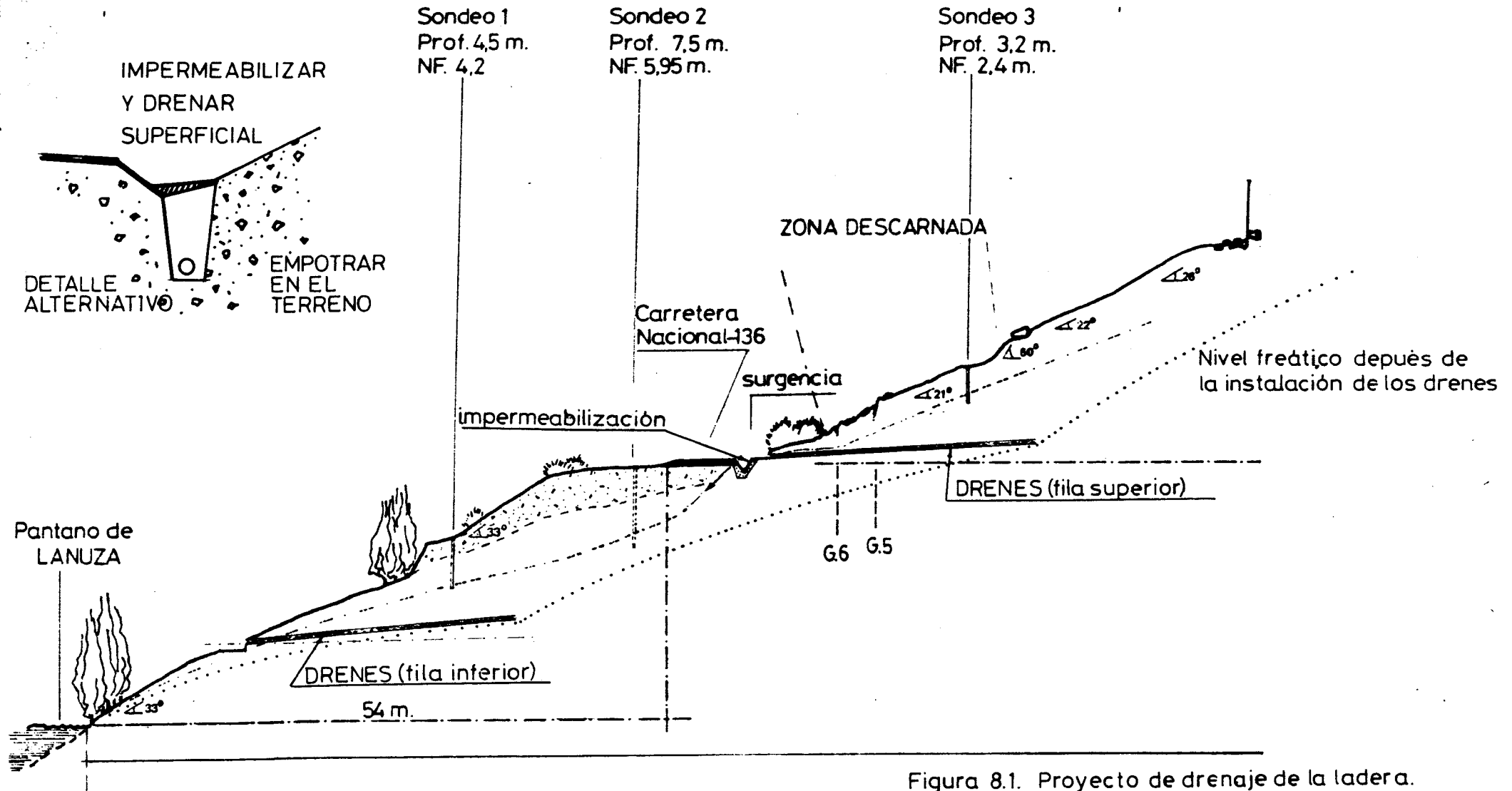


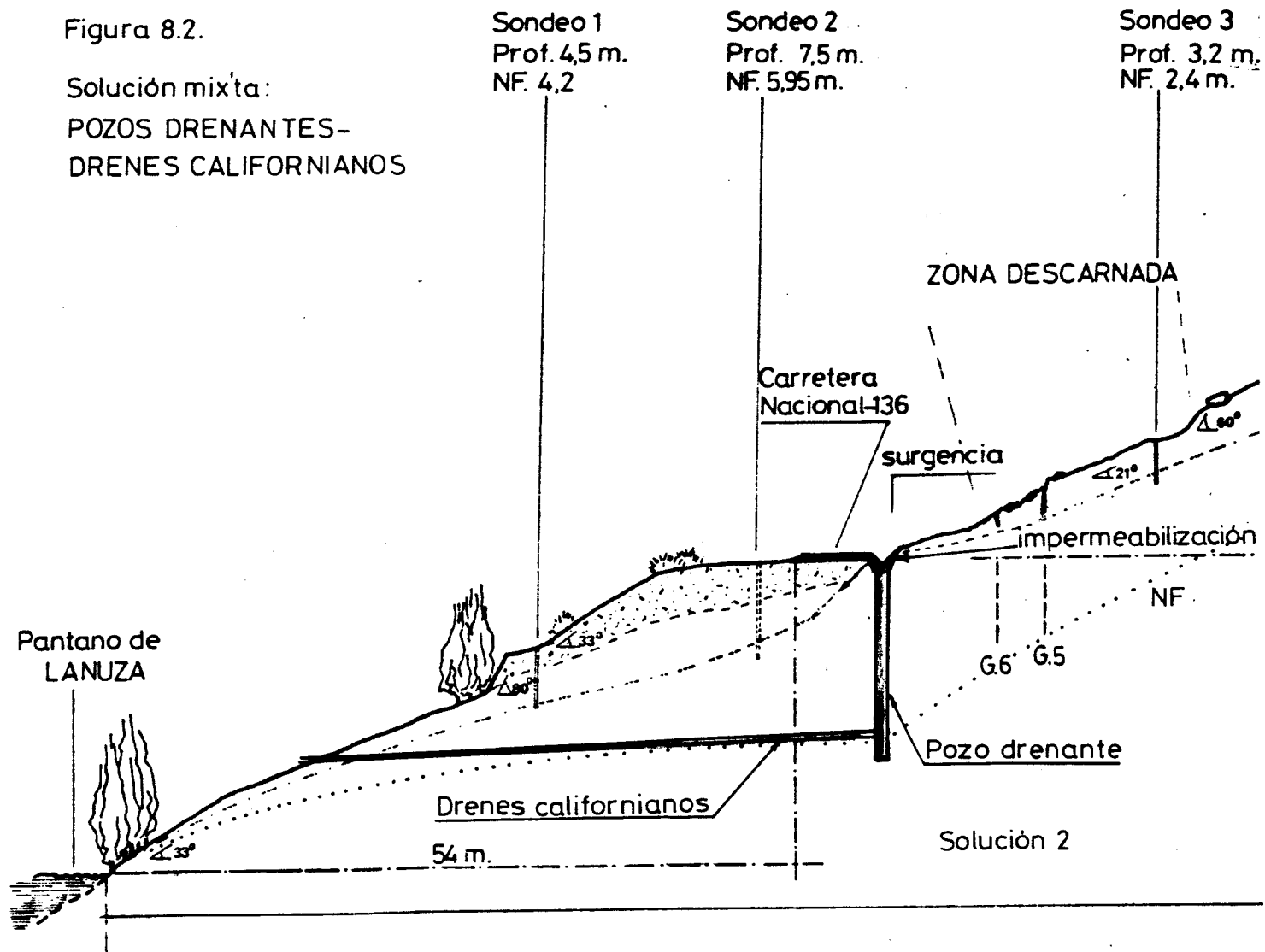
Figura 8.1. Proyecto de drenaje de la ladera.

Solución 1. DRENES CALIFORNIANOS.

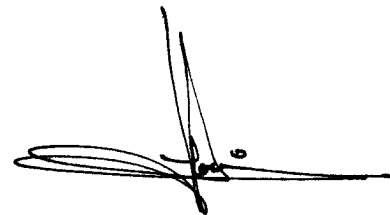


Figura 8.2.

Solución mixta:  
POZOS DRENANTES-  
DRENES CALIFORNIANOS



Fdo.: F. J. Ayala Carcedo  
Ing. Minas.  
División de Geología  
Ambiental y Geotécnia.  
I.G.M.E.



Fdo.: Alberto Gracia Bernal  
Geólogo.  
GEONOC, S.A.

Septiembre de 1.988.

A N E X O S

I. FOTOGRAFIAS.





Escarpe de cabecera



Manto del deslizamiento.

PANORAMICA 1.: Vista general del paleo-deslizamiento de Lanuza (al fondo a la derecha). Obsérvese el gran escarpe producido sobre la hombrera del valle, y el frente en arco que penetra en las aguas del pantano.

El deslizamiento que nos ocupa queda frente al pueblo de Lanuza, oculto por el horizonte que produce la fotografía. Sin embargo se aprecia la zona superior al mismo que queda explicada en el esquema adjunto.



LADERA POR ENCIMA DEL DESLIZAMIENTO

Obsérvese las masas en sucesivos mantos fluir por soliflucción hacia la vaguada que constituye el flanco derecho del gran deslizamiento; donde se ubica el pequeño deslizamiento relativo que es el objeto de este estudio.



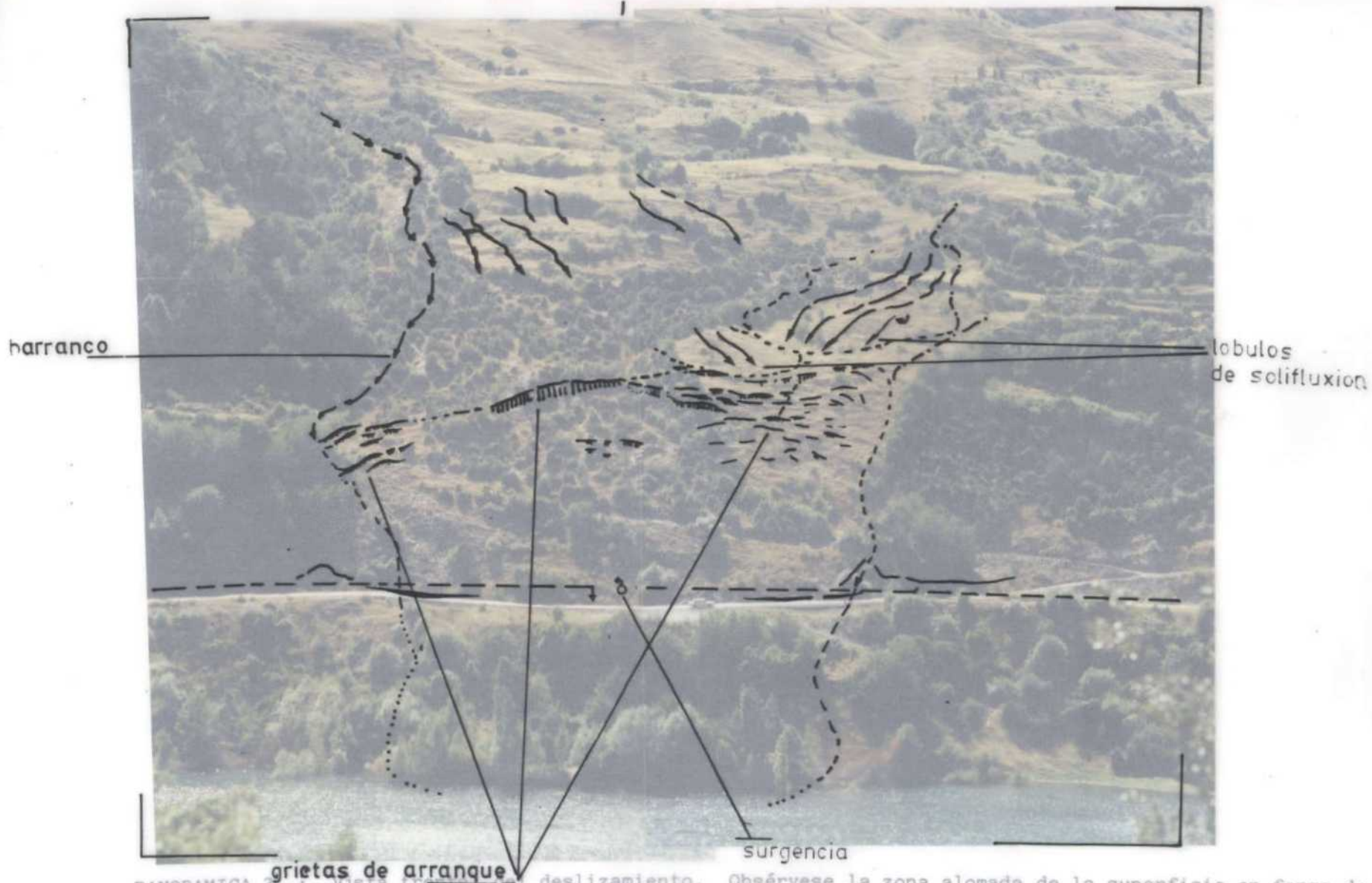
PANORAMICA 2. : Vista general de todo el paleo-deslizamiento. En primer término el deslizamiento actual. Obsérvese el pronunciado badén en la carretera. Toda la superficie superior se encuentra movida es característico las formas alomadas formando lóbulos de soliflucción. Obsérvese, asimismo, que el que actualmente desliza presenta una pendiente general mucho mayor que el resto de la masa deslizada.



Fotografía n.º 1.: Vista general del paleo-deslizamiento sobre el pantano de Lanuza, desde la población de Sallent de Gállego.



Fotografía n.º 2.: Los materiales que constituyen el sustrato son pizarras esquistosas alternando con irregulares bancos calizos. Obsérvese como la disposición de las capas favorece el deslizamiento. Véase el collado por el que se da el aporte de materiales hacia el deslizamiento actual. Apreciese la pequeña laguna que aporta a su vez hacia el barranco que constituye el flanco derecho del deslizamiento.



PANORAMICA 3... Vista frontal del deslizamiento. Obsérvese la zona alomada de la superficie en forma de lóbulos que progresan por soliflucción. En el flanco izquierdo se aprecia como la grieta de cabecera se multiplica tanto ladera arriba como abajo. Esa zona participa de una dinámica algo independiente en la que predomina precisamente un proceso de soliflucción muy superficial.



Fotografía n.º 3 .: Escarpe superior del deslizamiento.



Fotografía n.º 4 .: Pizarras fuertemente esquistadas presentando la esquistosidad relativa más penetrativa a favor de la superficie de deslizamiento.



Fotografías 5 y 6 .: Desplazamiento relativo producido por el deslizamiento (arriba). Obsérvese en ambas el manantial que queda represado por la cuneta de la izquierda, donde a su vez se filtra por debajo de la calzada.



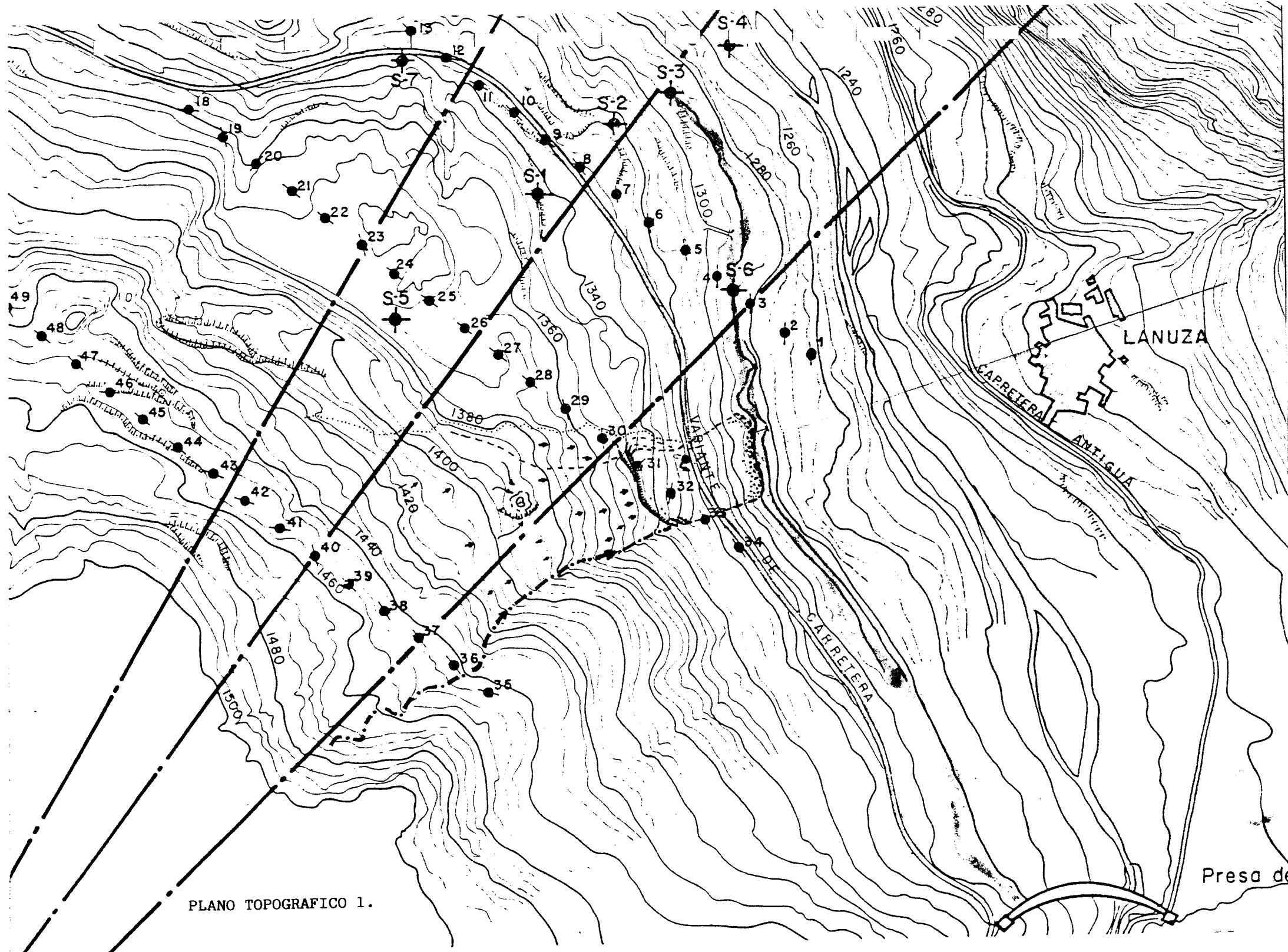


0 Fotografías n.º 7 y 8.

Margen derecha del desliza-  
 miento afectando a la carre-  
 tera Nacional 136. Obsérvese  
 el grueso relleno asfáltico que  
 se ha necesitado para salvar el  
 desnivel producido. Obsérvese  
 así mismo que el deslizamiento  
 sigue progresando creando un  
 nuevo escalón.

II. PLANOS y CORTES.



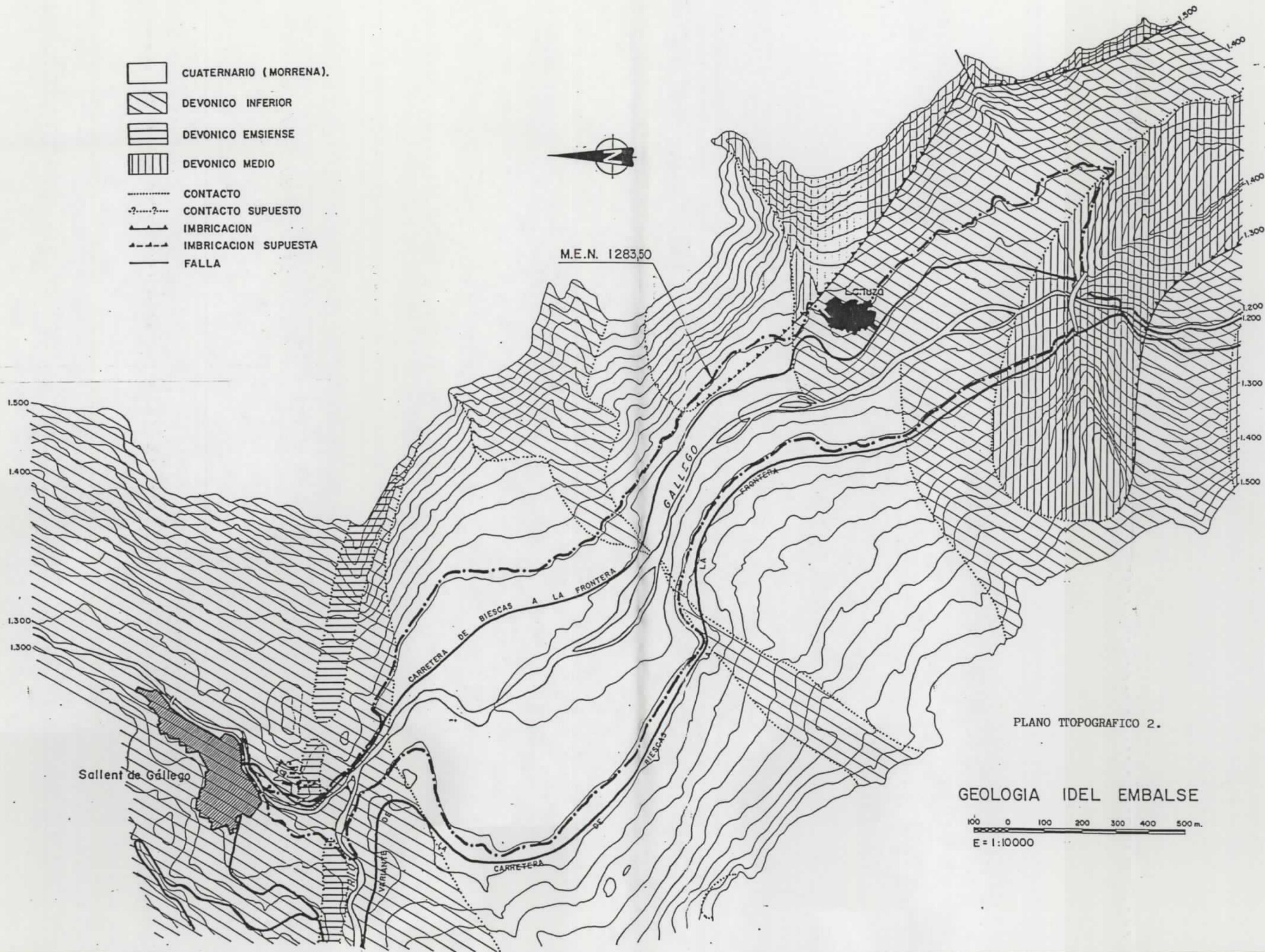


PLANO TOPOGRAFICO 1.

-  CUATERNARIO (MORRENA).
-  DEVONICO INFERIOR
-  DEVONICO EMIENSE
-  DEVONICO MEDIO
-  CONTACTO
-  CONTACTO SUPUESTO
-  IMBRICACION
-  IMBRICACION SUPUESTA
-  FALLA

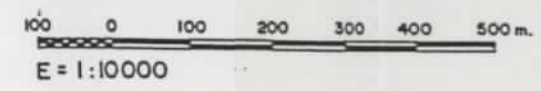


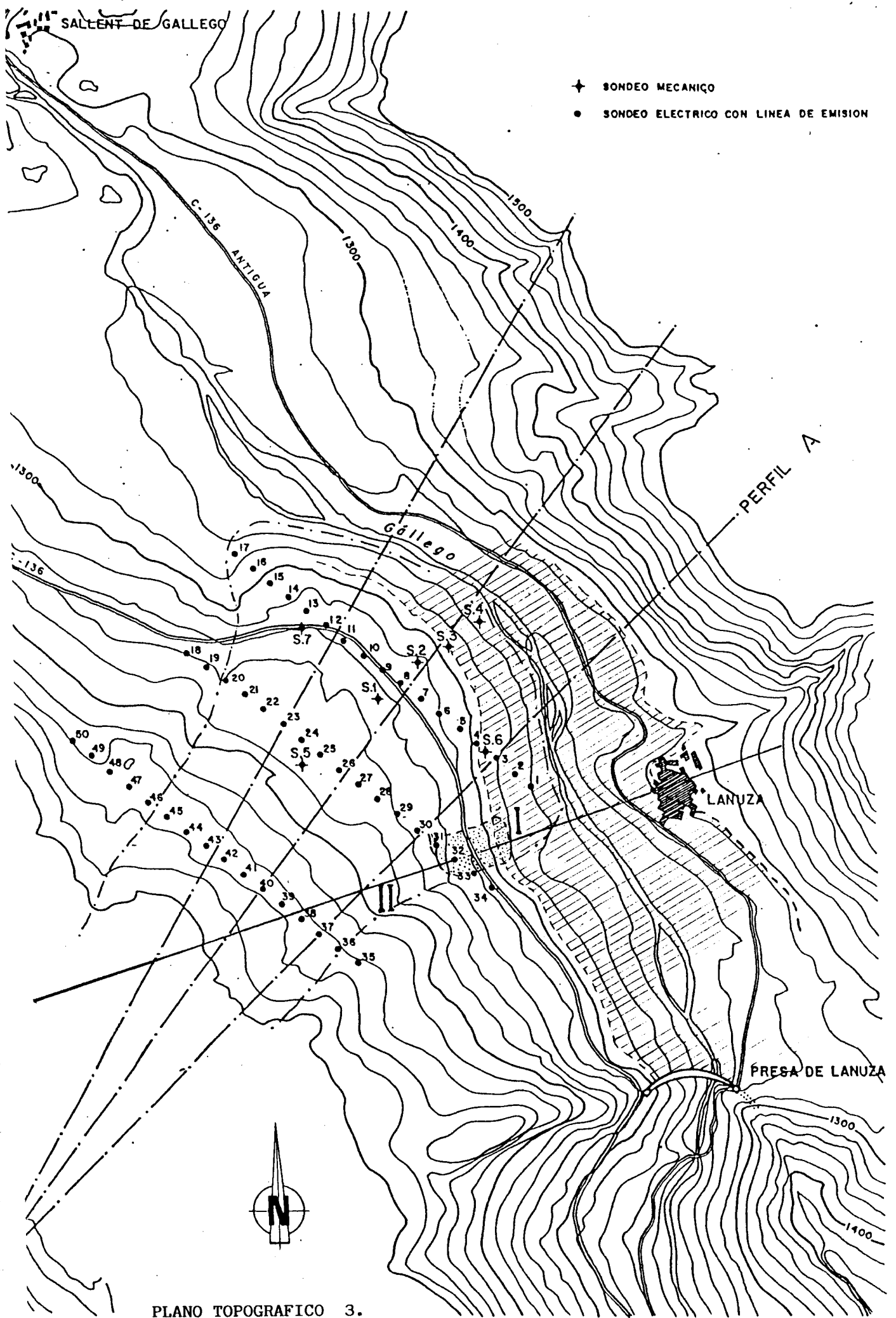
M.E.N. 1283,50



PLANO TOPOGRAFICO 2.

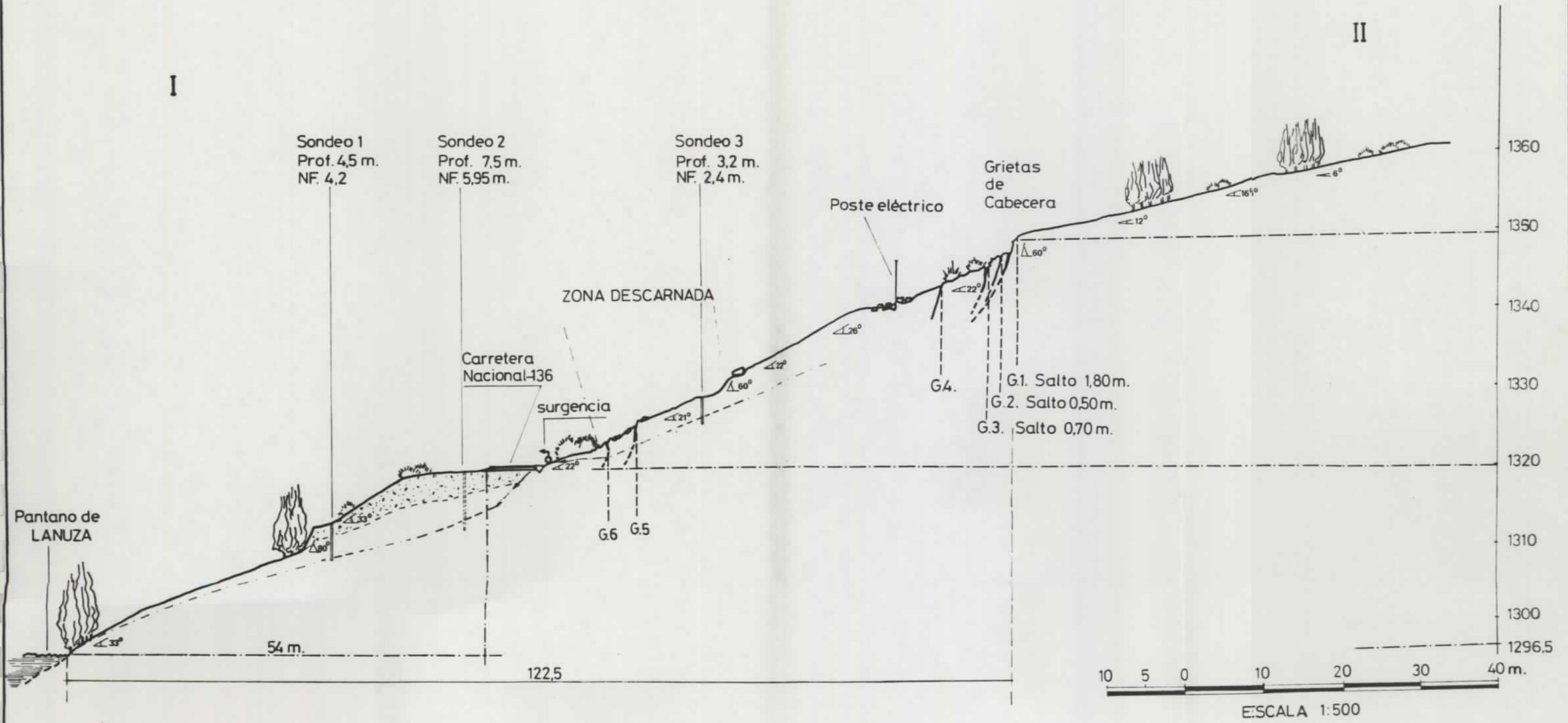
GEOLOGIA IDEL EMBALSE



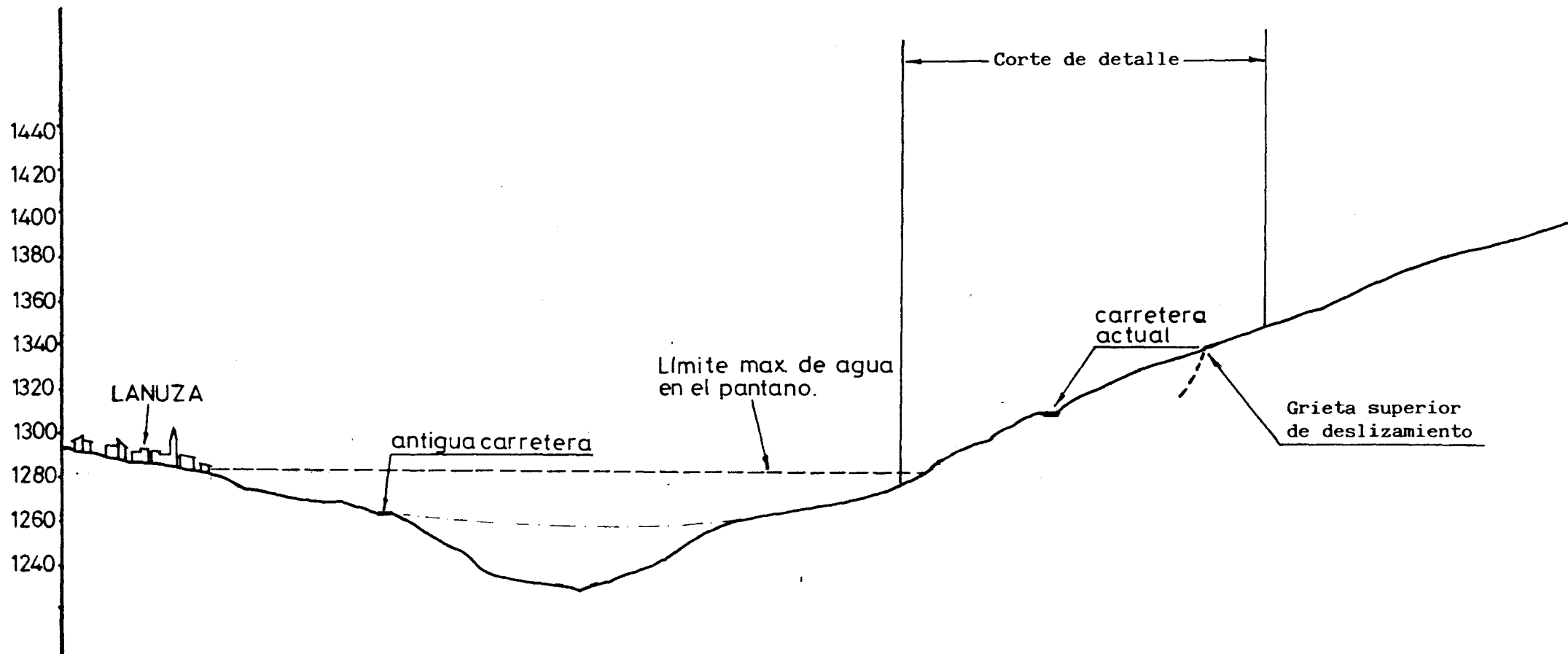


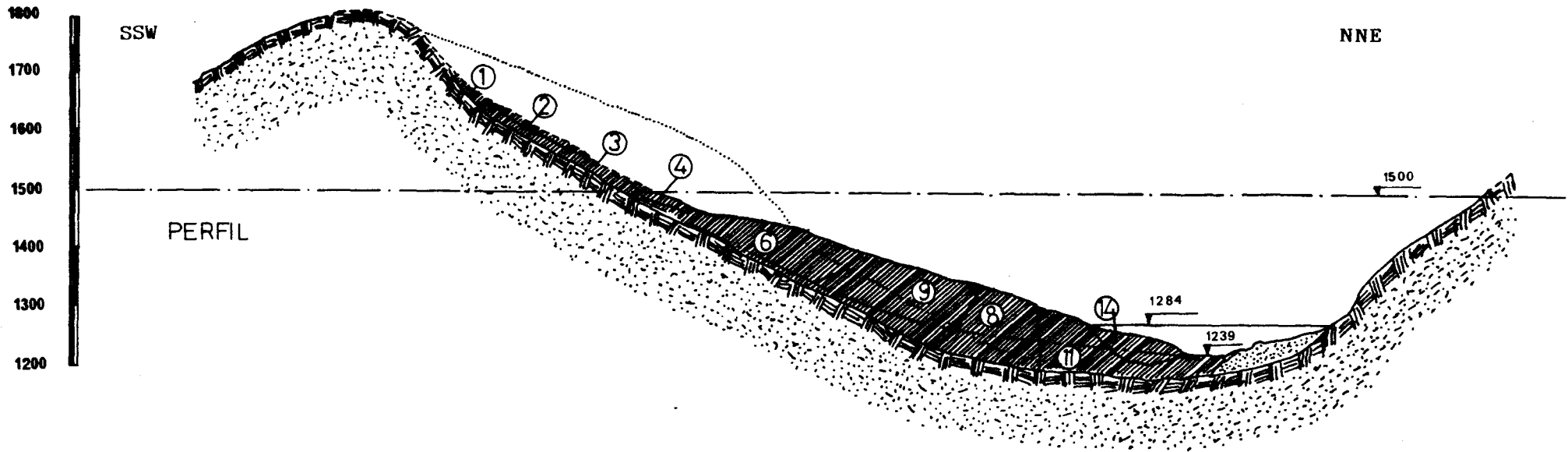
CORTE LONGITUDINAL AL DESLIZAMIENTO.

En la Nacional 136 a la altura del Km. 89,500 (aprox.). Orientación: Dirección 070 tomado como referencia el campanario de LANUZA.



CORTE GENERAL DE LOCALIZACION  
PERPENDICULAR AL RIO GALLEGO.

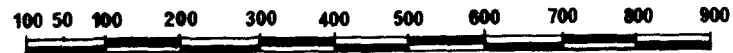




- |           |                                    |   |   |
|-----------|------------------------------------|---|---|
| -----     | Perfil actual aprox (reconstruido) | ⑦ | Bloque 7  |
| .....     | Perfil previo al movimiento        |   | Zona movida   |
|           | Límite roca = situ                 |   | Roca in situ  |
| - - - - - | N. freático supuesto               |   | Acumulaciones de morrenas y derrubio no ligados al movimiento |
| — — — — — | Fronteras de las distintas zonas   |   |   |

Perfil A del corte realizado por el Servicio Geológico del MOPU, donde se aprecia el paleodeslizamiento dividido en 12 bloques en función del reacomodo de los materiales al deslizar.

El pequeño deslizamiento que nos afecta se situaría superficialmente sobre la parte más alta del bloque 11 y parte del bloque 8.



Escala 1:1000.

III. SONDEOS ELECTRICOS (interpretación).

### III. Sondeos eléctricos (interpretación).

El estudio que realizó el MOPU (enero 1.974) sobre: "Los movimientos del terreno en la orilla derecha del Río Gállego" existe un corte eléctrico (SEV) que cruza transversalmente el deslizamiento actual.

En el corte de isorresistividades aparentes se aprecia a la derecha del intervalo que limita el deslizamiento un núcleo de isorresistividad con un máximo de 600  $\Omega$  m. y con una inclinación que coincide con el buzamiento de las pizarras devónicas. Estas presentan hacia la derecha curvas con isorresistividades cada vez menores que se interpretarían como esas mismas pizarras más fracturadas, más alteradas.

Esa tendencia tiene su mínimo en 200  $\Omega$  m. lo que confirmaría una zona de debilitamiento, con una permeabilidad más alta, de alta fracturación. Esta coincide con el límite, deduciendo por criterios morfológicos del paleodeslizamiento.

Los sondeos mecánicos confirman que las resistividades elevadas, superiores a los 100 ohmios metro corresponden a calizas drenadas y tanto más rotas cuanto más altos sean los valores.

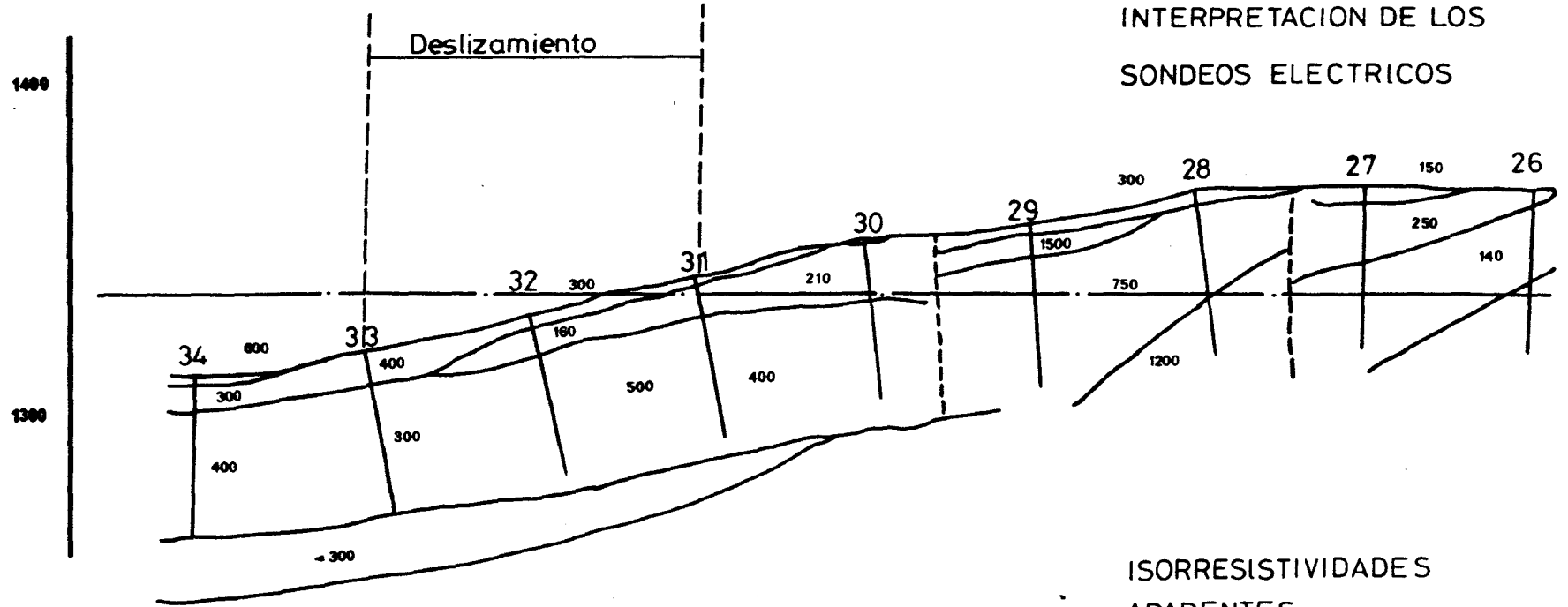
Las resistividades inferiores a los 300 ohmios metro corresponden a las pizarras y los muy bajos relativamente inferiores a los 100 ohmios metro indican zonas descompuestas asimilables a las arcillas.

Los valores entre 500 y 1.000 ohmios metro son difíciles de asimilar a una u otra litología: pueden representar mezclas o alternancias de pizarras y calizas, corresponden a dominios pizarrosos cuarteados pero no descompuestos, o a dominios calcáreos rotos, sin exclusión de zonas pizarrosas, o niveles margosos, situados bajo un nivel freático local.

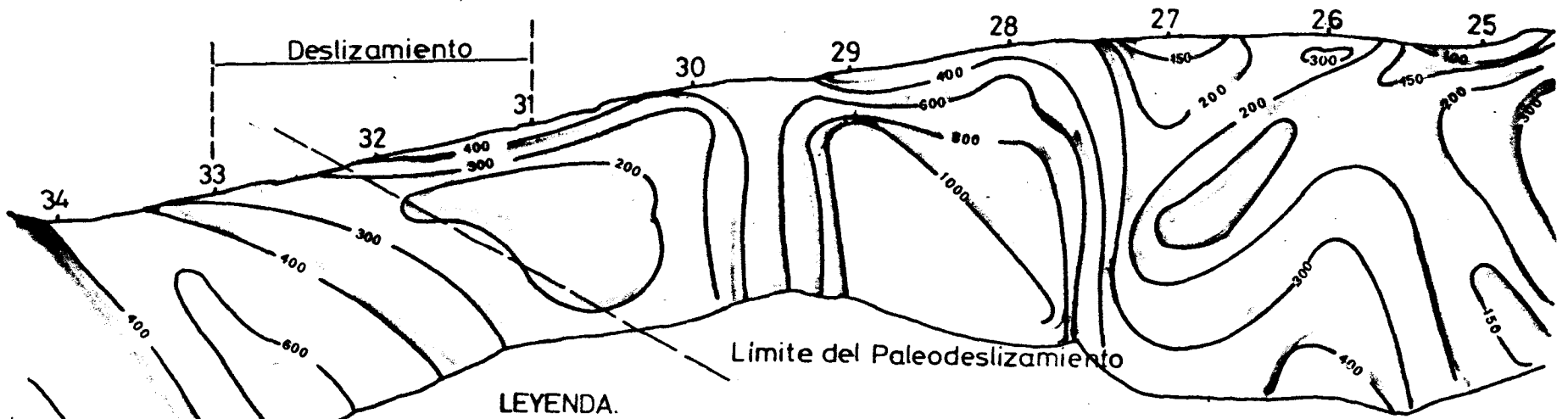


Precisamente en el punto donde se sitúa el pequeño deslizamiento se interpreta un contacto superficial de terreno que se sitúa sobre una unidad con una resistividad relativa muy baja (160  $\Omega$  m.) lo que significa que el material ahí se encuentra sobre una zona descompuesta con un nivel freático alto.

INTERPRETACION DE LOS SONDEOS ELECTRICOS



ISORRESISTIVIDADES APARENTES



LEYENDA.



Sondeo eléctrico resistivo n.º 32.

Discontinuidad

— Contacto de terreno  
 - - - Corte transversal al deslizamiento.

- 300 - Resistividad de 300 Ohmios metro.