

# E S T U D I O S

## GLACIS Y TERRAZAS EN LAS CUENCAS DE CAMPO Y MORILLO DE LIENA (Huesca)

POR JOSÉ LUIS GIMÉNEZ BRUNET

### I. — INTRODUCCIÓN.

Observando el gráfico de localización geográfica, este sector que analizamos se encuentra en la parte nororiental de la provincia de Huesca, concretamente en el tramo medio del curso del río Ésera, a la sombra de dos grandes estribaciones prepirenaicas como son los macizos del Cotiella y del Turbón.

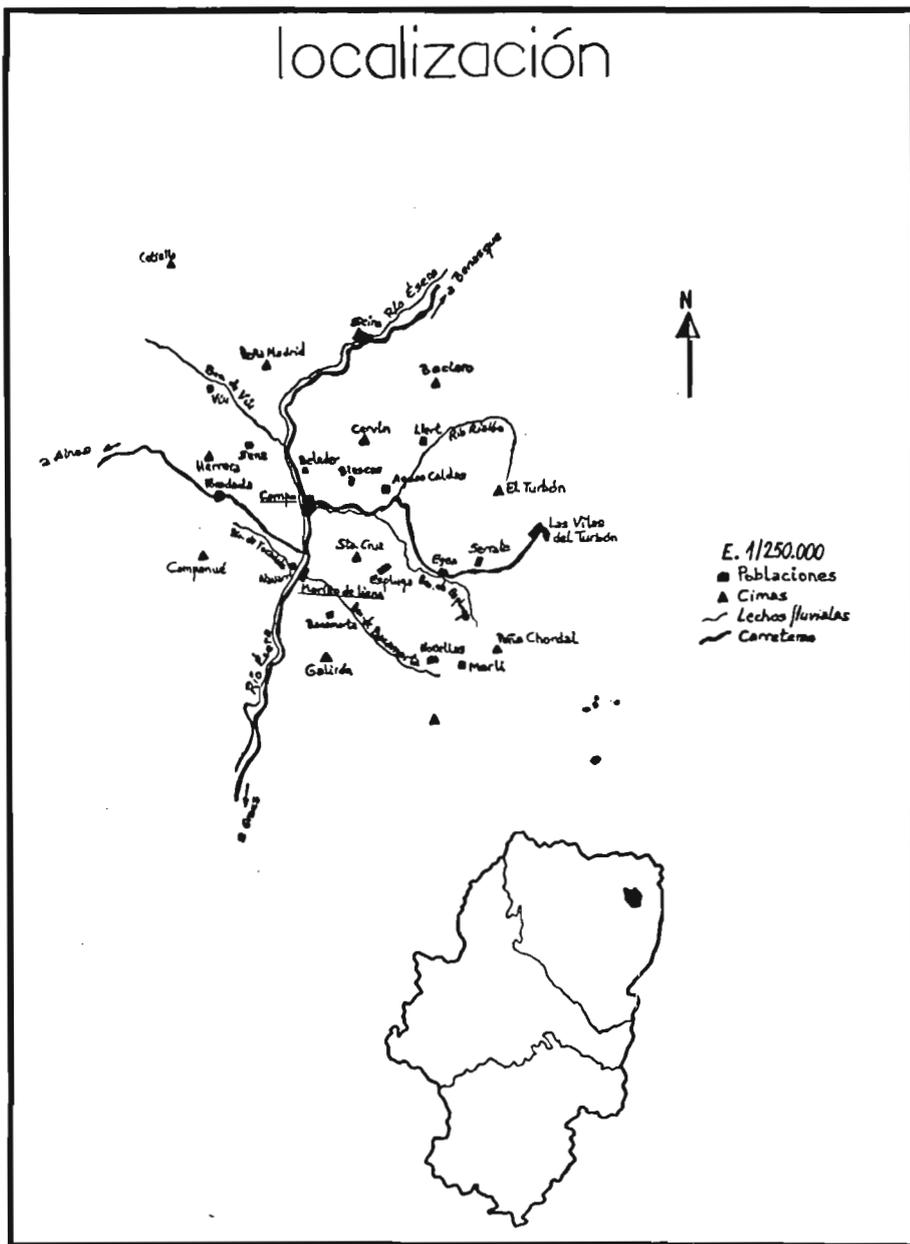
Limita al N con las estribaciones más meridionales de las Sierras Inferiores del Pirineo Central español: al O, la sierra de Herrera, en la continuación hacia oriente de la Peña Montañesa; al N caen las solanas del macizo de Cotiella y de Baciero; y al E, la gran mole del Turbón. El límite S lo marcan las bajas sierras del Galirón y Campanué. Las dos pequeñas depresiones son una continuación por el E de la Depresión Media que pasa por Boltaña, La Fueva, y llega a Campo y Morillo de Liena, para proseguir luego hacia la cuenta de Tremp en la provincia de Lérida. Están separadas ambas por la sierra de Santa Cruz-Peña Chordal, formando un cordón O-E de relativa altitud. Topográficamente, la altura disminuye paulatinamente de N a S, enmarcando las montañas unas exiguas depresiones a modo de calderos.



INSTITUTO DE ESTUDIOS  
ALFOARAGONESES

Fundación de Huesca

# localización



Geológicamente, las dos cuencas se diferencian por la edad de sus materiales sedimentarios, ya que la de Campo pertenece al Cretácico, lo mismo que las montañas que la circundan; y, en cambio, la de Morillo de Liena cronológicamente se sitúa en el Eoceno. De esta manera, hay una línea con dirección NO-SE que, formada por las sierras de Herrera y Santa Cruz, limitan al N la cobertera sedimentaria cretácica y al S la eocena.

Las dos cuencas se hallan excavadas sobre margas que presentan características similares, dando lugar a pequeñas depresiones subsecuentes con ejes que van de E a O. La de Campo se prolonga hacia el E por Villacarli en dirección al río Isábena, aunque se estrangula por la terminación más meridional del anticlinal del Turbón a la altura de la población de Egea. La de Morillo, por el O, es el alargamiento del área deprimida de La Fueva, originando un estrecho corredor levemente excavado por los barrancos de Foradada y Bacamorta, que ofrece un aspecto de larga depresión longitudinal.

El clima de este sector, en su zona llana, lo hemos deducido hipotéticamente de un modo indirecto ante la casi total ausencia de datos. De ello, aplicando el sistema de clasificación de KÖPPEN, nos ha resultado un clima mediterráneo, mediatizado por su situación entre montañas, que lo continentaliza.

## 2. — GLACIS.

### 2.A. — Introducción.

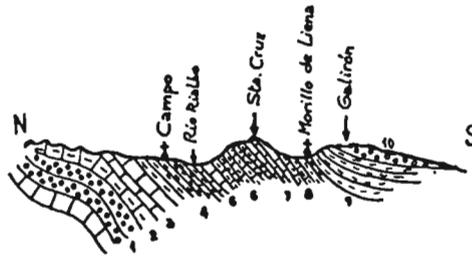
Al analizar los glacis, una de las principales características que se observan a primera vista es el escaso desarrollo longitudinal que tienen todos los niveles, y esto se debe a la proximidad de las montañas con el talweg, y, también, entre ellas mismas.

Otras característica importante es la gran disección que sufren, sobre todo los niveles bajos, producto del desmesurado acarcavamiento de las margas, sustrato en el que se asientan todos los niveles. Esta erosión se ve favorecida, entre otros hechos, por la intensa roturación de las tierras y la escasez de vegetación.

Es apropiado dividir la zona en las dos cuencas habituales de Campo y Morillo de Liena. La primera presenta un material netamente cretácico, mientras que la segunda es eocena. Las margas que configuran la base



# GEOLOGÍA



Corte geológico según Lucas MALLADA

- |                                |                                       |
|--------------------------------|---------------------------------------|
| 1 Conglomerados cenomanenses   | 7 Calizas de alveolinas y numulíticas |
| 2 Calizas y margas Cenomanesas | 8 Calizas margosas                    |
| 3 Calizas senonenses           | 9 Margas azules                       |
| 4 Margas senonenses            | 10 Conglomerados calizas              |
| 5 Calizas senonenses           |                                       |
| 6 Calizas y margas garumenses  |                                       |



Corte geológico según MISCH. E. aproximada 1/70.000

- 1 Pliocén reciente
- 2 Calizas de Alveolinas
- 3 Dólaro intercalado con garumenses
- 4 Arenas de Arén
- 5 Mosstrichtanas
- 6 Campanesas
- 7 Senonenses
- 8 Brecha senonense de Campo
- 9 Calizas de Agua Salada
- 10 Parte inferior de la caliza supracretácica



de las cubetas se hallan plegadas sin buzamiento o ligeramente S, como ocurre en algunos puntos de la margen izquierda del barranco de Bacamorta a la altura de las Casas de Terraza. Dichas margas, por lo general, poseen una alteración superficial elevada, sobre todo en las laderas de la solana, producto de una fragmentación de tipo mecánico.

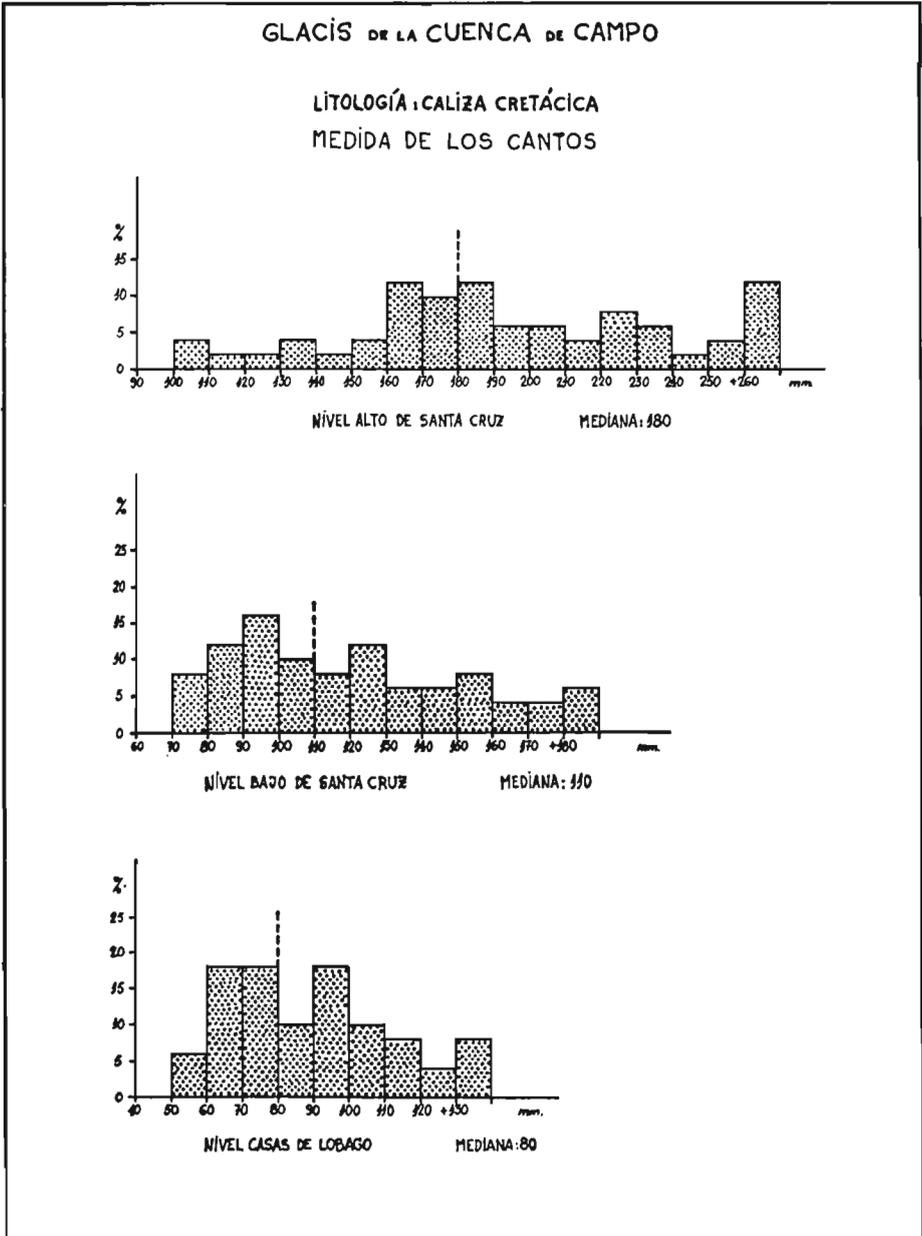
En la depresión de Campo, existen dos niveles de glacis en todas las faldas de las montañas, dándose el hecho de que conforme nos vamos alejando del río Ésera, el nivel bajo va desapareciendo hasta reducirse a un solo nivel; como ocurre por Víu-Senz, por Aguascaldas-Llert, y por Espluga hacia Las Vilas del Turbón. Aquí se ha hecho un tercer apartado señalando el nivel de "Las Casas de Lobago-Serrate", que comprende las caras S y E del macizo del Turbón, y la N de Peña Chordal, por poseer éste unas características propias que lo diferencian claramente de los anteriores tipos, con buena conservación y un perfil muy regular. El nivel alto se mantiene en mejor estado que el bajo, ya que en aquél las margas están menos seccionadas que en éste. Este hecho se acusa más en la margen izquierda del río Rialbo que en la derecha. También la pendiente es mayor en la vertiente de Santa Cruz que en la de Cervín, pero la falda posee menor prolongación en la primera que en la segunda.

Sin embargo, en contra de lo que señala Max DAUMAS, acerca de que en la cuenca de Morillo de Liena (él la denomina "corredor de Merli") hay dos niveles, estando el alto muy deteriorado y no tanto el bajo; nosotros, después de una detenida observación sobre el terreno y en la fotografía aérea, podemos indicar la existencia de un único nivel y muy deteriorado, que incluso llega a desaparecer en la margen izquierda del barranco de Bacamorta, encima del pueblo del mismo nombre. Hay que resaltar la menor amplitud de esta área, que supone la mitad de anchura que la de Campo. El grado de conservación es mejor en el barranco de Bacamorta que en el de Foradada, ya que en el segundo las margas aparecen incididas por multitud de pequeños barrancos con régimen espasmódico.

Los escarpes, en todos los casos, tienen un buen perfil; resaltan por su nitidez, que permite diferenciarlos y analizarlos detalladamente, salvo en los contados casos en que fosilizan algún nivel de terraza donde desaparecen.

En definitiva, tenemos dos niveles de glacis en la cuenca de Campo, y uno solo en las zonas E, S y NO del Turbón, en Víu-Senz y en toda la depresión de Foradada-Morillo-Bacamorta-Merli.





## 2.B. — Glacis de la cuenca de Campo.

### 2.B.1.º — Nivel alto.

— *Sierra de Santa Cruz N.*

Se asienta directamente sobre las margas del Cretácico Superior, correspondientes al Senonense. En superficie, se hallan muy descompuestas, lo que favorece la activa destrucción del glacis. Aquí, este fenómeno puede deberse a la alternancia humectación-deseccación, ya que se trata de una ladera en la que hemos constatado mucha humedad, y, además, se sitúa en la umbría de la sierra por lo que los rayos solares se esconden muy pronto. Arranca directamente del roquedo calizo cretácico del N de Santa Cruz, a una altura entre 900 y 1.000 m., y desciende con una pendiente del 13 % hasta la curva de nivel de los 800 m. Su espesor varía según los sitios entre 3 y 5 m., recubierto de un débil suelo poco evolucionado de 20 a 30 cm. del tipo pardo calizo, y sobre él se asientan bloques de caliza que bajan de la montaña. El tapiz vegetal que lo recubre es de boj y aliagas, en una zona de bancales destruidos frente al pueblo de Biescas; el resto se halla con pino de repoblación, salvo los campos cultivados de los alrededores de Espluga.

Los cantos presentan una fisonomía angulosa y de acusada heterometría, predominando los bloques del tamaño comprendido entre 160 y 180 mm., con una mediana de 180 mm. Abundan igualmente los cantos mayores de 260 mm., lo que puede darnos una idea de la acusada volumetría del material; incluso algunos pasan de un metro de espesor, lo cual indica su poco desgaste en la caída por las laderas de la montaña. La matriz limo-arcillosa, de un color marrón poco intenso, envuelve los cantos, perfectamente acompañada de una abundante grava grosera, que dan una compacidad escasa al conjunto.

Todo el material es de caliza oscura del Cretácico Superior, procedente de los acantilados de la sierra de Santa Cruz, y presenta un ordenamiento interno caótico. El escarpe está bien desarrollado, cayendo sobre el nivel de glacis inferior o sobre los propios barrancos que lo socavan. En algunos casos, este nivel queda reducido a una estrecha franja que desciende hacia el barranco de Espluga o el río Rialbo, y que hace de divisoria de aguas entre los pequeños surcos fluviales.

Poco antes de llegar a la población de Espluga, este nivel se convierte en escalón único, ya que no aparece el bajo; múltiples causas pueden



justificar este hecho. Por estrecharse el valle, por la existencia de menos barrancos que lo erosionan, por la vegetación espesa que sostiene...; lo cierto es que su estado de conservación parece bueno y presenta un perfil regular, aunque la pendiente sea la misma. Su espesor, en algunos lugares, es mayor que el anterior, entre 5 y 7 m.; pero la heterometría de los cantos no parece tan acusada, pues nos da una mediana de 120 mm. de eje mayor. El resto de las características se asemejan a las del ya descrito.

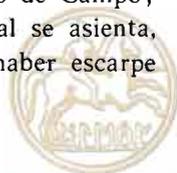
— *Turbón O y NO.*

La presencia de dos niveles de glacis sólo se cumple en un corto tramo que va desde donde se juntan el barranco de Espluga y el río Rialbo, hasta 2 km. aguas arriba del primero. A partir de allí hasta cerca de Egea hay un único nivel, como ocurre a la altura de la población de Lleret, en la margen izquierda del río Rialbo hasta 1,5 km. más arriba.

Se asienta sobre margas muy alteradas del Senonense. Arranca de la pared caliza del macizo del Turbón a una altura de 1.000 m., y desciende con dirección O hasta los 800-780 m., con un acusado desnivel del 13 %. El espesor varía de 3 a 5 m., cubierto por un suelo pobre pardo calizo sobre el que se asienta una vegetación de pinos. Una característica del glacis es que se compone de gelifractos de origen periglacial, con material calizo, menudo y marcadamente anguloso, existiendo cierta homometría, sin ser acusada, ya que la medida de los cantos oscila entre 80 y 120 mm. sin sobrepasar ninguno los 150 mm., y sin ordenamiento en su estructura. La matriz es limo-arcillosa de color asalmonado con alguna área blanquecina, principalmente en la parte superior, fruto del movimiento de los carbonatos. Junto a ella aparece abundante grava de tamaños inferiores a 20 mm., que hace que el conjunto del glacis esté bien empastado y le dé además cierta compacidad. Los escarpes se ven nítidamente en toda su extensión, pudiéndose apreciar correctamente su espesor y su composición en cualquier barranco que lo excava, deteriorando su estado de conservación y su amplitud superficial.

— *Sierra de Cervín S.*

Se escalonan dos niveles desde Aguascaldas hasta el barranco que llega a desembocar en el río Ésera por el lado N del pueblo de Campo; existe sólo un piso en la localidad de Beleder sobre el cual se asienta, fosilizando el nivel III de la terraza del río Ésera. Al no haber escarpe



alguno, esto se ve únicamente en los cortes limpios de los barrancos, que los erosionan linealmente. El escarpe, bien marcado, va desde el N de Campo hasta más arriba de Lleret. También encontramos un solo nivel en la margen derecha del río Rialbo, por el término municipal de Lleret. Como en los otros casos, se asientan sobre las margas del Cretácico Superior, con alto nivel de descomposición superficial.

Baja desde las faldas de la montaña de Cervín y de Baciero, a una altura de 900-1.000 m., descendiendo rápidamente con un desnivel del 12,5 % hasta los 800 m. y, en algún sitio, a los 750 (Beleder). El espesor varía de 2 a 4 m., cubierto por un suelo más espeso de 30-50 cm., el cual aparece en la actualidad muy cultivado y sometido a una intensa erosión. En él, se asientan todas las poblaciones de esta margen, y la agricultura cerealística supone su principal fuente de riqueza.

Los materiales del depósito son en su totalidad calizas del Cretácico Superior, habiendo en superficie algún canto grosero correspondiente a las brechas que afloran por Cervín, como se ha constatado en los alrededores de Beleder. Los cantos son angulosos y con bastante heterometría; predominan los tamaños comprendidos entre 80 y 100 mm., obteniendo una mediana de 115 mm.; pueden aparecernos bloques de más de 1 m. de espesor. No presentan ningún tipo de ordenamiento interno y aparecen unidos por un cemento limo-arcilloso de color marrón claro con abundante grava, que no da al conjunto excesiva compacidad.

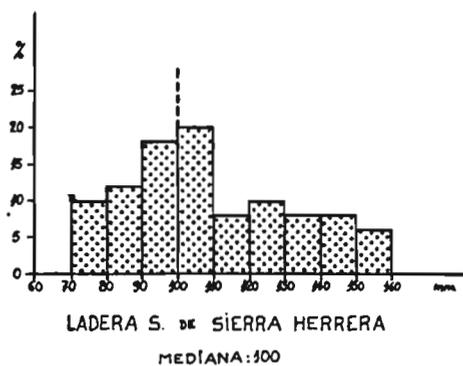
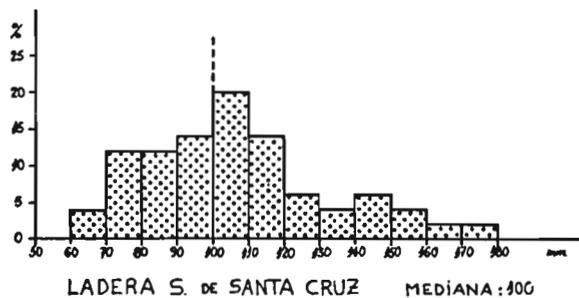
Aunque en la actualidad su extensión queda bastante reducida, antiguamente debía de ser mucho mayor, como nos lo demuestra el cerro testigo situado debajo de Biescas, junto al cruce entre la carretera que sube a dicho pueblo y la que va hacia Las Vilas del Turbón. Este cerro queda separado del resto del glacis por unos 500 m. de distancia. Encima de este nivel, en algunos sitios no cultivados, nos aparecen bloques de más de 1 m. de espesor, con leves indicios de una carstificación superficial y pequeñas diaclasas.

— *Sierra de Herrera NE.*

Presenta dos niveles de glacis únicamente desde donde se halla la ermita de San Velastuto enfrente de Campo, hasta la altura de Beleder en dirección N, poco más abajo de la presa de Argoné. Allí donde existe el nivel III de terraza del Ésera la fosiliza, manteniendo escarpes muy nítidos tanto sobre los cauces fluviales como sobre los niveles bajos. Se asienta sobre las margas senonenses con un elevado índice de alteración,



GLACIS DE LA CUENCA DE MORILLO DE LIENA  
LITOLOGÍA: CALIZA EOCENA  
MEDIDA DE LOS CANTOS



aunque se hallan menos excavadas por los barrancos que los hasta ahora descritos.

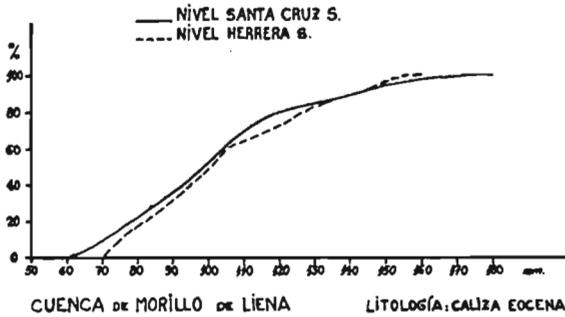
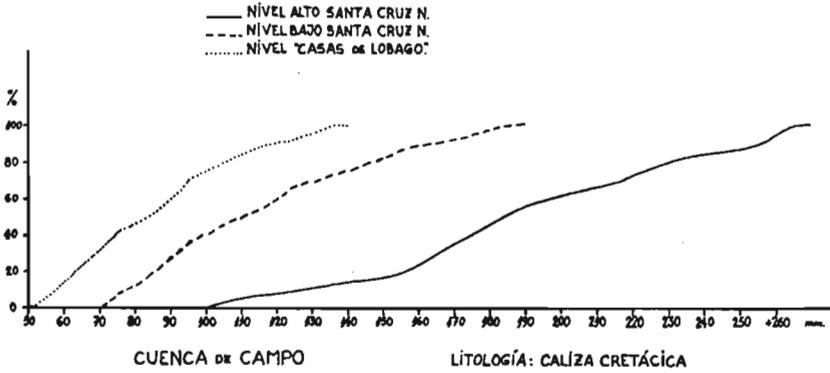
A partir del escarpe calizo del Cretácico Superior de la sierra, a una altura de 900-940 m., desciende hasta el talweg ocupado por el río Ésera, con una pendiente del 13 %, hasta una altitud en torno a los 780 m., con un potente espesor variable entre los 5 y 6 m. sobre el que se asienta un suelo de 30 cm. del tipo pardo calizo, que sostiene una escasa vegetación de boj, aliaga y algún roble. En las localidades de Senz y Víu, se halla cultivado en su mayoría. Los cantos son angulosos y con sensible heterometría, dominando los que tienen una talla media de 150 mm. Mayores a éstos existen algunos entre medio metro y uno, estando alterados en superficie. También los podemos encontrar en el techo del glacis, esparcidos. Permanecen envueltos en una matriz limo-arcillosa de color marrón fuerte, junto a la que aparece grava grosera, dando al conjunto cierta consistencia. El dominio del material es totalmente calizo cretácico procedente de la sierra de Herrera, apareciendo interiormente en el conjunto del nivel sin ningún tipo de ordenación.

— *Características comunes.*

- Se asienta sobre margas senonenses del Cretácico Superior, muy alteradas en superficie y ampliamente acaravadas.
- Se encuentra entre los 900-1.000 m. y los 750-800 m. de altitud, con una pendiente media del 13 %, arrancando directamente de los roquedos calizos de las montañas circundantes.
- Se trata de material calizo con gran angulosidad y heterometría, y una media de talla en sus cantos de 150 mm.; envueltos en una matriz limo-arcillosa de color marrón, acompañados de abundante grava, que les proporciona cierta consistencia, sin ninguna ordenación interna.
- El espesor varía entre 3 y 6 m.
- Conservan bien los escarpes, salvo en el caso en que se fosiliza el nivel III de la terraza del río Ésera, en el que no existe.
- Se halla recubierto por un suelo fino pardo calizo, que sostiene una pobre vegetación —con aisladas excepciones—, sobre el cual puede asentarse esparcido algún bloque calizo con muestras superficiales de carstificación.



GLACIS-CURVAS ACUMULATIVAS  
MEDIDA DE LOS CANTOS



## 2.B.2.º — Nivel bajo.

### — *Sierra de Santa Cruz N.*

Está destruido a causa del gran acarcavamiento, que configura un paisaje de bad-lands con pequeños retazos de glacis en las partes altas, que en algunos casos actúan como interfluvios entre los barrancos que los excavan y demolen. Su extensión también es reducida, pues va desde 2 km. antes de unirse el barranco de Espluga y el río Rialbo (NE), hasta unos 1.000 m. previos a la desembocadura de este río con el Ésera (SO).

Se asienta directamente sobre las margas azules senonenses, con un índice de alteración importante. Presenta un espesor variable de 1,5 a 2,5 m.

La raíz de este escalón parte del escarpe del nivel superior, con una diferencia altitudinal entre ambos de 20 m. aproximadamente, por lo cual arranca de los 780 m. y desciende con un perfil regular hasta los 740 m. en la parte más al E, y a los 700 m. en la más O, con una pendiente del 8 %.

Los cantos se mantienen angulosos y heterométricos, aunque los tamaños disminuyan. Así, vemos que el predominio corresponde a los de las tallas comprendidas entre 80 y 100 mm., con un ligero destello de los que miden entre 120 y 130 mm. de longitud, dándonos una mediana de 110 mm. No se observa ninguno mayor de 300 mm. Se encuentran envueltos en una matriz limo-arcillosa de color marrón claro y con poca grava, dando al conjunto escasa solidez, lo que favorece su destrucción por el arroyamiento lineal de los barrancos. La disposición interna de los materiales es caótica y en superficie no se aprecia ningún canto. Todos los detritus se componen de caliza del Cretácico Superior. Los escarpes se conservan bien, y caen perpendicularmente sobre los barrancos.

### — *El Turbón O.*

Va desde la confluencia del barranco de Espluga con el río Rialbo, hasta 2 km. aguas arriba del mencionado barranco.

Instalado en el techo de unas margas senonenses con mucha humedad y elevada descomposición superficial, cubierto por una fina capa de suelo, alcanza un espesor que varía de 1 m. a 1,5 m. Su conservación viene condicionada por el amplio acarcavamiento, que lo reduce a finos recortes sobre los barrancos.



En el análisis de los cantos se aprecia su angulosidad, pero su cierta homometría supone la mayor característica, ya que los tamaños de los cantos se agrupan en unas medidas que varían entre 70 y 120 mm., siendo la talla de mayor frecuencia la comprendida dentro de los 80 y 90 mm. con una mediana de 90 mm., de lo que se desprende su menor tamaño en relación con el conjunto de glacis analizados. La matriz es limo-arcillosa con más abundancia de grava, lo que supone una mejor cementación, aunque ésta no parece impedir su progresiva erosión. No hay ordenación en sus cantos.

Desciende de los 780 m. hacia el barranco de Espluga, con una pendiente regularizada del 8 %, hasta los 760-740 m., cayendo sobre él en algunos lugares con un escarpe de casi 10 m. y con una diferencia de altitud entre ambos escalones —nítidamente perfilados— de 20 m.

Se compone de caliza cretácica de modo dominante, y procede del nivel superior.

— *Sierra de Cervín S.*

Su extensión abarca desde el costado NE de la población de Campo, limitado por el barranco que corre por su cara N, hasta debajo de Aguas-caldas en dirección E. Fosiliza el tramo más al E del nivel II de terraza del río Ésera, pasando del uno a la otra sin escarpe, debido a la intensa roturación de las tierras que han podido regularizar el perfil topográfico. Asimismo, fosiliza el nivel II de terraza del río Rialbo en los tramos donde existe, tapizándola casi toda, y solamente deja al aire libre una reducida extensión, avanzando igualmente del uno a la otra sin escarpe. Donde no hay terraza II del río Rialbo, cae en escarpe de 5 m. sobre el nivel I del mismo río.

Arranca del escarpe frontal del nivel superior, con una altitud de 800 m. y una diferencia de altura de casi 10 m., descendiendo a los 700-680 m. Su perfil se manifiesta regular, y la pendiente, del 7 %.

Se ha desarrollado sobre las margas del Cretácico Superior, con un intenso deterioro que merma su conservación, ya que existen extensos bad-lands que socavan el glacis por todos sus frentes, reduciéndolos en ciertos casos a finos retazos que actúan a manera de divisoria de aguas.

El material que lo forma es de cantos angulosos con heterometría no muy acusada, ya que un alto porcentaje de éstos se agrupa alrededor de los 80-140 mm., con una frecuencia similar. La mediana se sitúa en



110 mm. No aparecen bloques de más de 500 mm.; sin embargo, este hecho es de difícil constatación debido al intenso cultivo. Todos están compuestos de caliza cretácica sin ordenación, y se presentan empastados con una matriz limo-arcillosa de color marrón oscuro, que además tiene poca grava, lo cual aminora la solidez del depósito; a pesar de ello los escarpes se pueden analizar con claridad.

— *Tierra de Herrera NE.*

Nivel de escasa localización y con una extensión mínima, que comienza enfrente de Campo y llega hasta Beleder, con un recorrido de poco más de 1 km.

Se apoya, en un principio, sobre las márgas senonenses alteradas, para, un poco después, recubrir un pequeño tramo del nivel II de la terraza del río Ésera, asentándose sobre ella sin escarpe.

Éste es el más potente de los de su nivel, pues alcanza de 3 a 5 m. de espesor. Se trata de cantos calizos, angulosos, heterométricos y con ordenación anárquica. Las tallas oscilan entre los 90 y 100 mm.; la matriz que los empasta es limo-arcillosa de color marrón con poca grava y de débil consistencia. Su raíz surge en el escarpe del nivel superior a 760 m., con un desnivel de 20 m., descendiendo hasta los 720 m. con una pendiente del 7 %. Se halla cultivado y sus escarpes laterales caen perpendiculares hacia las vaguadas.

— *Características comunes.*

- Arrancan del glacis superior con una diferencia de altura de 20 m., oscilando de 780 a 680 m. del escarpe exterior al interior.
- Aparecen asentados sobre márgas senonenses muy alteradas en superficie, excepto cuando recubren un pequeño tramo del nivel II de las terrazas de los ríos Ésera y Rialbo.
- Su angulosidad y heterometría, salvo en el caso de la falda O del Turbón. Sus espesores varían de 1 a 5 m. La mediana se encuentra en torno a 110 mm., con un predominio de las tallas entre 80 y 100 mm.
- Presentan un estado de conservación por el intenso acarcavamiento del sustrato margoso, y su extensión es reducida, aunque con un perfil regular y una pendiente que va del 7 al 8 %. No se halla recubierto por material en superficie.



- Su matriz es limo-arcillosa, de color marrón con poca grava y una débil cementación. Los cantos son calizos y sus escarpes (excepto allí donde fosilizan las terrazas que no lo tienen) aparecen nítidos.

### 2.B.3.º Nivel “Casas de Lobago-Serrate”.

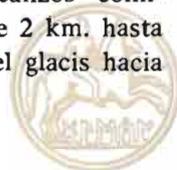
A primera vista, lo que más resalta al observador es su topografía regular y uniforme, solamente alterada por el recorte de los pocos barrancos que la erosionan linealmente de N a S y de S a N, según se trate de la vertiente del Turbón o de la Peña Chordal respectivamente. Junto a ello, la suave pendiente, que en las partes más elevadas supone un 6 %, y en las más bajas un 5 %.

Otra singularidad es que el glacis que desciende del Turbón está compuesto de material cuyo origen es periglaciario, no así el de Peña Chordal. Éstos se unen en un gran retazo que hace de divisoria de aguas entre el barranco de Espluga, que vierte sus aguas hacia el O en la cuenca del río Ésera, y el arroyo de Villacarli, que circula con dirección E hacia el talweg ocupado por el río Isábena.

Todo el nivel se asienta sobre las margas senonenses con el mismo índice de alteración que en el resto de la cuenca. En el techo del glacis no se aprecia ningún canto superior a 300 mm., aunque sí aparecen muchos esparcidos por toda la superficie, pequeños cantos de los que pocos superan los 100 mm. En su interior no hemos visto ordenamiento. Los cantos son angulosos y dispuestos en la dirección de la pendiente. Cabe señalar una aparente homometría, ya que con frecuencia las medias de sus materiales se apiñan alrededor de los 60 y 100 mm. La mediana resultante es de 80 mm., predominando las talas menudas. Como vemos, se diferencia bastante de los otros niveles ya descritos.

El cemento es limo-arcilloso con abundante grava, más en la ladera del Turbón, de color asalmonado el periglaciario y el otro marrón oscuro, ofreciendo una compactación no muy fuerte. La potencia va de 1,5 a 2 m., y sobre él se asienta un suelo de unos 30 cm. cultivado o sujeto por una vegetación de tipo herbáceo. Los escarpes, en todos sus frentes, se conservan nítidos, cayendo sobre los barrancos de fondo plano con una altura de 5 a 10 m.

En ambas laderas, sus raíces surgen de los crestones calizos colindantes a una altitud de 1.300-1.200 m., y descienden más de 2 km. hasta la cota de los 1.020 m., mientras que en la prolongación del glacis hacia



la población de Las Vilas del Turbón baja sólo a los 1.240-1.200 m. debido a su corta expansión.

## **2.C. — Glacis de la cuenca de Morillo de Liena.**

### **2.C.1.º — Nivel del barranco de Foradada.**

Su margen izquierda corresponde a la falda meridional de la sierra de Herrera, con predominio del material calizo de color claro perteneciente al eoceno, y con abundantes fósiles. En cambio, la derecha es la que baja de Campanué, compuesta por conglomerados de cantos calizos bien cementados.

Arranca en Campanué de una línea de capa que cae con escarpe en dirección del barranco, y en la sierra de Herrera, encima de la carretera que va de Campo a Aínsa, a una altura que varía desde su cabecera a su desembocadura (NO-SE), siendo de 1.000-900 y de 800 m. respectivamente, descendiendo con una acusada pendiente del 14,5 % hasta los 820 y los 680 m. en uno y otro caso.

Su deficiente estado de conservación provoca que quede reducido a pequeños retazos en los interfluvios de los barrancos que los demolen. Esto se debe a que se asientan sobre margas eocenas muy deterioradas, formando extensos bad-lands.

El espesor varía de 3 a 5 m., compuesto por materiales angulosos y heterométricos, y en el que predominan las tallas entre 50 y 100 mm., con una mediana de 100 mm. Así, este glacis es más menudo que el de la depresión de Campo. Está envuelto en una matriz limo-arcillosa de color marrón intenso junto a abundante grava, lo que le proporciona relativa consistencia. La disposición de los cantos es caótica, situándose la dirección de sus ejes en dirección de la pendiente. Sobre él descansa un suelo de 20 cm. pardo calizo, pobre, con vegetación xerófila. Sus escarpes se aprecian bien definidos y descienden sobre el barranco o sobre la terraza II del río Ésera, o sobre su lecho directamente, con una altura de 10 a 20 m.

### **2.C.2.º — Nivel del barranco de Bacamorta.**

Localizado en la solana de la sierra de Santa Cruz, se extiende a lo largo del recorrido del barranco hasta un poco más arriba de Nocellas. El estado de conservación es peor en el sector O, cerca de la desembocadura del barranco. Donde existe un glacis con perfil uniforme



es más al E, entre las Casas de Castelar y Nocellas, con una pendiente del 11 %. En cambio, en la cara N del Galirón se da un pequeño nivel desde delante de Morillo de Liena hasta un poco más allá del pueblo de Bacamorta, en dirección hacia oriente. Su fisonomía es peor que la de la otra ladera, por un mayor acarcavamiento de las margas sobre las que se asienta.

Junto a Merli, al NE, se aprecia un glacis de las mismas características que el de toda la cuenca de este barranco, que actúa como divisoria de aguas entre los ríos Isábena y Ésera, y que une Peña Chordal con Galirón.

La raíz del glacis parte de Nocellas sobre los 1.300-1.200 m. de altura, en la base del roquedo de Santa Cruz; mientras que en las proximidades de Morillo de Liena lo hace alrededor de los 900 m.; el escarpe frontal se halla al E entre 1.000 y 900 m., alcanzando cerca de la desembocadura del barranco unos 700 m. El tramo final es común para ambas vertientes.

El material es todo de caliza de color claro y bastante fosilífera, perteneciente al eoceno, con acusada angulosidad y heterometría, predominando los tamaños de 90 a 110 mm., con una mediana de 100 mm., cementado en una matriz limo-arcillosa y con gran volumen de gravas, que le da una buena compacidad. Su espesor disminuye de O a E, dándose el caso, más allá del pueblo de Bacamorta, de que se cultiva sobre las mismas margas el cereal. Pero donde el glacis tiene buen desarrollo oscila de 3 a 5 m. Las tallas groseras no son frecuentes.

Los escarpes son fuertes hacia el barranco de Bacamorta, de 20 m. incluso, apreciándose su perfecto estado.

Si se analizan las curvas acumulativas, se observa una evidente similitud entre los glacis de esta pequeña cuenca.

### 2.C.3.º Características comunes.

- Glacis muy alterados por el gran acarcavamiento de las margas lutecienses sobre las que se asientan.
- Compuestos de calizas eocenas claras y fosilíferas, angulosas y heterométricas con una media de 100 mm., envueltos en matriz limo-arcillosa con mucha grava y aspecto compacto.
- Su espesor varía de 3 a 5 m., con una fuerte pendiente y recubierto su techo con materiales, sólo en la ladera de la solana (por regla general).



- Arrancan entre 1.200 y 1.000 m. de altitud y descienden hacia los 820-680 m.
- Los escarpes son nítidos y caen verticales sobre los barrancos con alturas de hasta 20 m.

### 3. — DEPÓSITOS FLUVIALES: LAS TERRAZAS DEL RÍO ÉSERA

#### 3.A. — Introducción.

El río Ésera es el gran colector de toda la red hidrográfica en este sector que analizamos. En la cuenca de Campo hemos constatado tres niveles de terrazas en ambas vertientes del río, y en la de Morillo de Liena sólo dos.

Se componen todas ellas del mismo material: caliza, granito y arenisca roja, envuelto en abundante grava y arena con diferentes características. El porcentaje de aparición de dichos materiales varía en cada terraza, pero están presentes en todas.

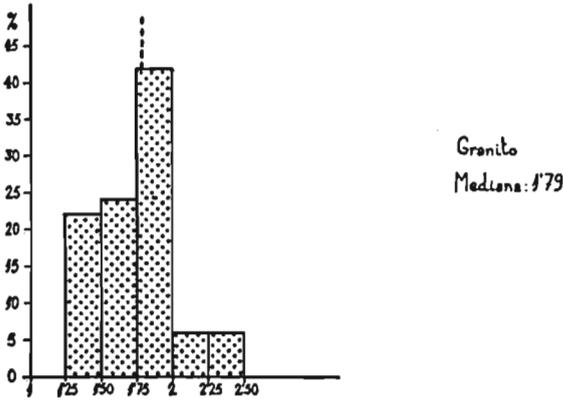
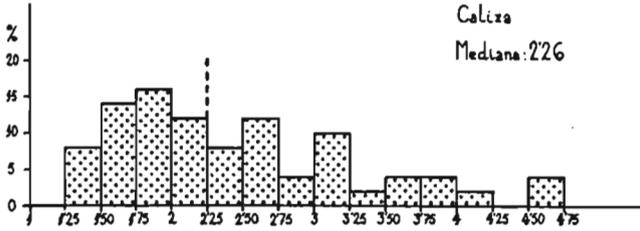
El origen de la caliza se localiza en toda el área que atraviesa desde debajo de Seira, al N, hasta el S de Morillo de Liena, más las posibles aportaciones de su curso alto.

El granito ofrece mayor complicación, ya que en la zona estudiada no hay afloramientos; así, procederá de aguas arriba, posiblemente de su cabecera en el macizo de la Maladeta. También hay barrancos que avenan en el río Ésera, atravesando batolitos graníticos, como ocurre al N de Eriste. No obstante, esta presencia del granito igualmente puede deberse a la dismantelación de las lenguas glaciares que bajaran del glaciar de la Maladeta, pues hay enormes bloques de más de 1 m. de diámetro y con vetas debidas a la erosión diferencial, que muy bien han podido ser atacadas por el hielo. Una de las características que presenta el granito es que en superficie se encuentra muy alterado, produciéndose la disgregación de sus granos. Se realiza así la destrucción de la roca por efectos mecánicos, fruto de la alternancia diurna calor-frío. Sólo se ve su descomposición en la parte que está expuesta al aire libre, quedando el resto de la roca, mientras está cubierta, en perfecto estado de conservación.

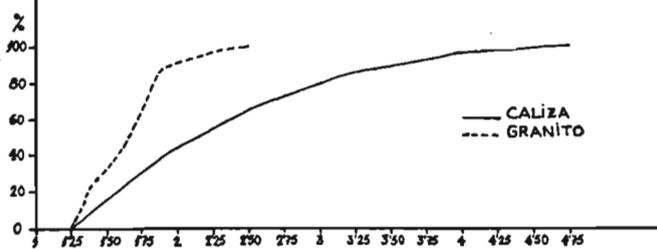
Tampoco en este tramo medio del curso del Ésera hay arenisca roja. Ésta ha sido arrancada de pequeños manchones salpicados entre el barranco de La Garona y Seira, al N de la zona de estudio. Aguas



TERRAZA III RÍO ÉSERA  
 ÍNDICE DE APLANAMIENTO



CURVAS ACUMULATIVAS



LOCALIZACIÓN: MARGEN IZQUIERDA DEBAJO DE BELLEER



arriba, recibe aportaciones de los barrancos que cruzan regiones triásicas, como ocurre en el barranco de Gabás, el de Castejón de Sos...

### 3.B. — Nivel III.

Solamente nos aparece en la cuenca de Campo en ambas laderas del río, estando mejor conservada en la izquierda que en la derecha, ya que las aguas inciden más en ella. En dicha margen oriental va desapareciendo poco a poco sobre el nivel fluvial II. La falta de escarpe interno hace pensar que se debe a la intensa roturación que sufre este sector, pues si debajo del pueblo de Beleder lo vemos con cierta nitidez, conforme vamos avanzando hacia el S, se va desfigurando progresivamente hasta no dejar huella ni de éste ni del mismo nivel.

Su extensión superficial se ve reducida a un centenar de metros, ya que su borde externo está fosilizado por el glacis alto que desciende de la sierra de Cervín, asentándose sobre ella sin escarpe alguno. No se descubre el paso de uno a otra a no ser en los cortes hechos por los pequeños barrancos que los excavan transversalmente de NE a SO; el más representativo es el que corre por el S de Beleder.

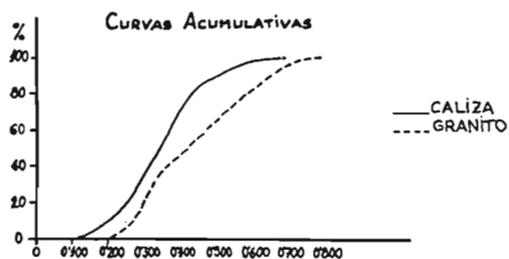
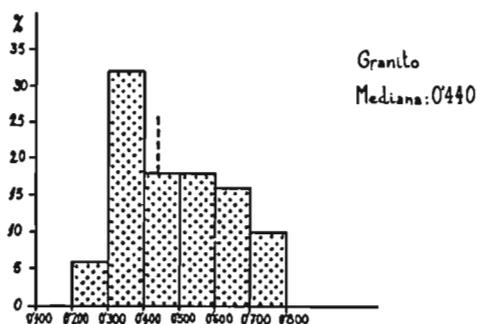
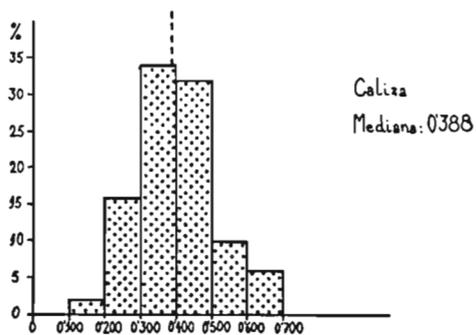
En la vertiente derecha de este río, de la terraza III quedan vestigios en pequeñas manchas fosilizadas totalmente por el nivel superior del glacis de sierra Herrera, y únicamente se han constatado a ambos lados del barranco que baja junto a la ermita de San Velastuto frente a Campo, y en los dos costados de la carretera que sube a los pueblos de Senz y Víu, casi a la altura de la presa de Argoné.

En el aspecto petrográfico, el material que aflora es: caliza, granito y arenisca roja del Triásico, en cuanto a tamaños groseros. La caliza supone en el conjunto un 75 %; aparece en buen estado de conservación. No ocurre lo mismo con el granito, pues en superficie se encuentra con un índice de alteración elevado, mejorando paulatinamente cuando no se halla al aire libre sometido a las alteraciones diarias calor-frío; algunos tienen los granos con cierta orientación, posiblemente por una aureola de metamorfismo. Su porcentaje es de un 15 % en relación con el total, mientras que la arenisca roja equivale al 10 % escasamente, teniendo una perfecta fisonomía.

Se asienta directamente sobre las margas alteradas con un espesor de 1,5 a 3 m., y con buena compacidad. Los cantos están empastados con abundante arena y grava. Su disposición interna se presenta caótica, mezclándose todo tipo de tallas de acusada heterometría. Junto a unos



### TERRAZA III RÍO ÉSERA. ÍNDICE DE DESGASTE



LOCALIZACIÓN: MARGEN IZQUIERDA DEBAJO DE BELEDA



cantos graníticos que representan los de mayor tamaño (de más de 1 m.), encontramos ejemplares menudos de arenisca roja que no han permitido su medición en ningún tipo de índice, razón por la cual se han incluido dentro de las gravas.

Sin embargo, a la hora de calibrar las medidas de los cantos sólo hemos trabajado con la caliza, por poseer el porcentaje más elevado y ser la más representativa, ya que tamaños intermedios de granito no se encuentran o se deshacen al tocarlos. Ésta nos ha dado una mediana de 120 mm.; no obstante, al analizar el histograma, las tallas varían entre 60 y 290 mm. La curva acumulativa supone que se ha producido una selección del material grosero. Ello nos indica que el río, antes de sedimentar, tenía una gran competencia, al transportar sus aguas enorme cantidad de material; dado que existía un clima favorable para que tuviera un buen caudal y así poder arrastrar los detritus, dándose un período de biostasia. Llegado un momento, el clima cambia y el río pierde parte de su caudal, y por ello potencia, y deposita bruscamente, originando ese desorden interno que define esta acumulación fluvial. Se correspondería con una fase fría que haría descender las temperaturas y las precipitaciones, con lo cual se pasaría a un estado de rexistasia dando origen a su fosilización por el nivel alto de glacis, ya que la vegetación escasea y no retiene los derrubios de las laderas de las montañas circundantes.

Continuando con la morfometría de los cantos, el granito tiene un índice de desgaste mayor que la caliza, con una mediana de 0,440, en tanto que la caliza da 0,388. Sin ser mucha la diferencia, hay que tener presente que el granito alcanza normalmente un buen índice de desgaste, pero siempre después de un largo período de tiempo, al ser más resistente que la caliza. Esto nos lleva a pensar que este material cristalino ha podido ser retomado por el río después de una primera fase de erosión debida al hielo, y arrastrado a largas distancias desde los depósitos morrénicos; y como consecuencia nos da un elevado desgaste. En cambio, la caliza ha tenido un arrastre menor al excavarla en este último tramo, por regla general.

El índice de desgaste en la caliza es más elevado que en el granito, llegando incluso hasta 4,75 (índice bastante elevado). Las medianas obtenidas respectivamente son de 2,26 y 1,79.

Topográficamente, la altitud absoluta de esta terraza oscila entre 740-730 m. en la ladera bien conservada (izquierda), mientras que en la derecha, su mala conservación hace que los retazos existentes se si-



túen a una altura de 770-760 m. sobre el nivel del mar. En cifras relativas, equivale a estar la primera a unos 30-40 m., y la segunda a 50-60 m. sobre el nivel actual del río.

### 3.C. Nivel II.

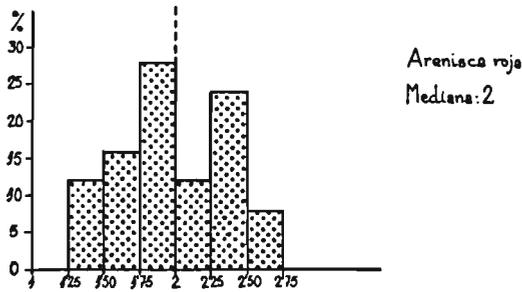
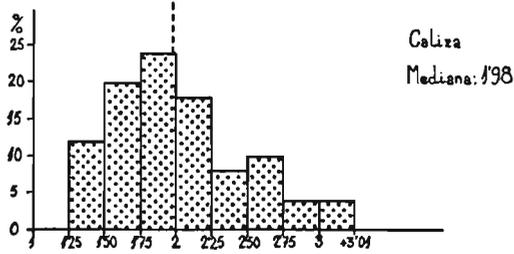
Es el mejor conservado y el más desarrollado en ambas laderas del río y en las dos cuencas. Se extiende desde la presa de la central de Argoné hasta la altura de Campo en la margen derecha, pues a partir de allí el río excava la falda de la sierra de Herrera directamente hasta la clus de Campo-Morillo de Liena, salvo un pequeño retazo del nivel I. En cambio, por la vertiente izquierda llega hasta la misma entrada de dicha clus. En la cuenca de Morillo de Liena su desarrollo topográfico es prácticamente igual a ambos lados del río, de 150 a 200 m.; en tanto que en Campo su tamaño superficial va haciéndose mayor a medida que nos dirigimos hacia el S, pasando de 30 a 40 m. al N hasta los casi 2 km. más al S a la altura de Campo, que se levanta sobre este nivel. En la margen derecha, la amplitud es como máximo de 200 m. Se halla con aspecto sinuoso, debido a la cantidad de pequeños barrancos que la atraviesan de NE-SO o NO-SE, según se trate del lado izquierdo o derecho.

Sobre el borde externo cae en escarpe de 10 a 15 m. el nivel superior de terraza en la margen oriental del río, pero, descendiendo en dirección hacia Campo, va desapareciendo progresivamente hasta darse su total ausencia al llegar al barranco que bordea por el N la población de Campo. A partir de allí se encuentra fosilizada por el nivel bajo del glacis que desciende de Cervín, sin existir tampoco escarpe. Sin embargo, en la cuenca de Morillo de Liena, y en este mismo lado, se aprecia limpia, cayendo sobre ella el único nivel de glacis que aparece aquí, con un desnivel de 5 m. En la margen occidental, en un corto espacio, aparece fosilizada por el nivel inferior del glacis de Herrera (muy potente, pero corto en extensión superficial), que deja al aire libre un amplio sector de esta terraza. En los alrededores de Navarri, frente a Morillo de Liena, el glacis de Campanué cae sobre ella con una altura de 10 a 20 m.

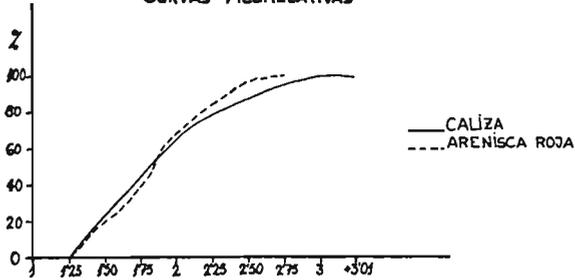
Con mayor nitidez se puede seguir el borde interno, pues todo el recorrido del río está cortado perpendicularmente sobre el nivel inferior de terraza del Ésera, existiendo una diferencia altitudinal de 10 y 15 m. según los sitios. Empero, donde no quedan restos de nivel in-



TERRAZA II RÍO ÉSERA  
 ÍNDICE DE APLANAMIENTO

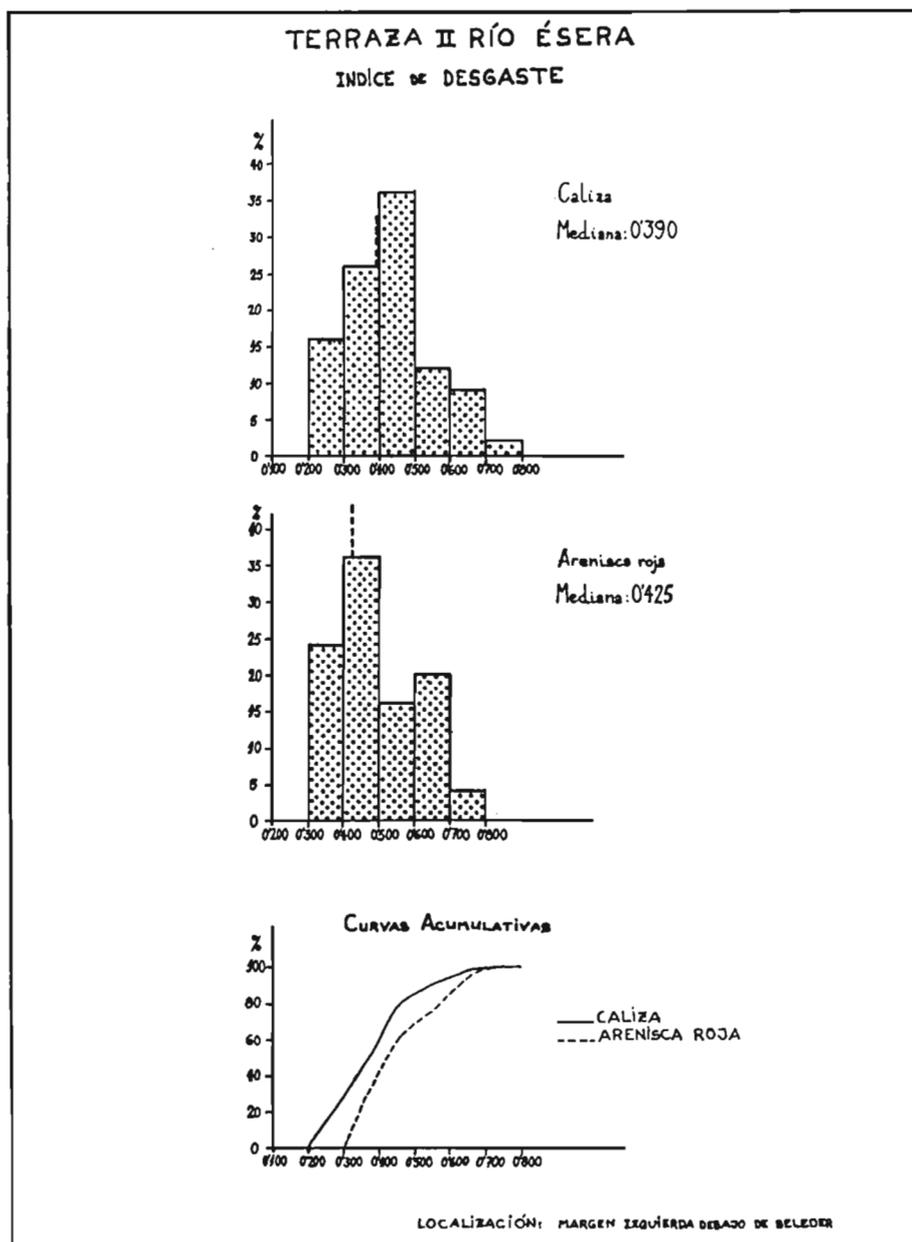


CURVAS ACUMULATIVAS



LOCALIZACIÓN: MARGEN IZQUIERDA DEBAJO DE BELEDER





ferior de terraza, llega directamente al lecho del río con una altitud relativa de 10 a 20 m., lo que supone una absoluta de 720-700 m. sobre el nivel del mar en Campo, y de 660 m. en Morillo de Liena.

Petrográficamente, siguen apareciendo las tres litologías típicas: caliza, granito y arenisca roja. La que mejor se conserva es la caliza, aunque tiene alrededor una fina pátina, que le da un color oscuro. El granito está bastante alterado en superficie, lo que ha dificultado las mediciones de los índices de desgaste y aplanamiento; no obstante, se halla en bloques muy grandes, de más de 1 m., que muestran efectos de erosión selectiva. La arenisca roja es la de menor tamaño y se rompe con facilidad, aunque su aspecto externo sea bueno. Hecho un muestreo con 50 cantos, ha resultado que el 56 % es caliza, el 28 % arenisca roja, y sólo el 16 % granito.

La base del depósito se compone de margas muy alteradas, y el espesor varía de 3 a 5 m. Es el más potente de todos los niveles; posee una buena cohesión, y presenta en algún caso finas costras. La matriz es arenosa con gran cantidad de grava. Parece existir algún ordenamiento interno, ya que la mayoría de los cantos groseros se sitúan abajo, y encima los más menudos, con mucha arena y grava mezcladas, ofreciendo un aspecto de horizontalidad. Los cantos suelen estar orientados en la dirección del río, pero sin demasiado rigor. Aunque en la medida de los cantos hay cierta amplitud, lo cierto es que se agrupan entre 80 y 120 mm. en la caliza, y entre 70 y 120 mm. en la arenisca roja, mientras que el granito resalta por su uniformidad, siendo éstos más groseros, con una mediana de 145 mm., no así en la caliza, que es de 100 mm., ni en la arenisca, de 95 mm. En definitiva, sin ofrecer una homometría acusada, se puede afirmar que la hay.

El índice de desgaste es mayor en la arenisca roja que en la caliza; en la primera da una mediana de 0,425, por 0,390 en la segunda. Quizás se deba a la procedencia más lejana de la arenisca, que ha permitido un mayor rodamiento; aunque las curvas acumulativas nos aparecen muy parejas. Lo mismo ocurre con el índice de aplanamiento, que presenta un aspecto donde las diferencias son escasas; la mediana de la caliza es de 1,98 y la de la arenisca 2.

Así, después de una etapa de reexistencia en la que se forma el nivel alto de glacis que fosiliza la terraza III, se sigue una gran fase de biotasia en la que el clima es más favorable a las precipitaciones y a la vegetación, aumentando el caudal del río Ésera, y, por ende, su potencia erosiva, excavando el nivel III y las margas que lo sostienen, y creando



un escalón entre una y otra de hasta 30 m. en algunos lugares. Este período erosivo iba acompañado de un transporte selectivo de cantos groseros al principio, para ir disminuyendo la selección a tamaños más pequeños, incluso gravas y arenas, a medida que el clima cambiaba hacia otra etapa de rexistasia, sin apenas lluvia y escasa vegetación. Se sedimentarían en un principio los cantos mayores y, después, los finos, originando una acumulación espesa indicativa de que la deposición duró más que en la terraza superior. Después de su formación, fue fosilizada por un glacis bajo muy potente, producto de una activa erosión de las montañas próximas y del glacis superior.

### 3.D. — Nivel I.

Aparece en retazos de escasa extensión superficial, y se conserva en la margen derecha peor que en la izquierda. El mejor ejemplo es el meandro que hay al S de Campo, con unos 50 m. de longitud; el resto oscila entre 10 y 20 m., no existiendo casi en la margen derecha cerca de Navarri. Su perfil longitudinal presenta tantas sinuosidades como los niveles superiores, a causa de las incisiones de los mencionados barrancos que lo cruzan transversalmente.

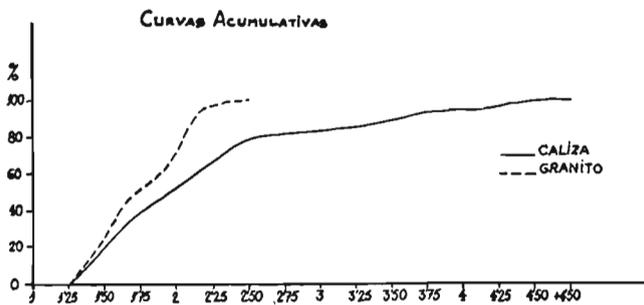
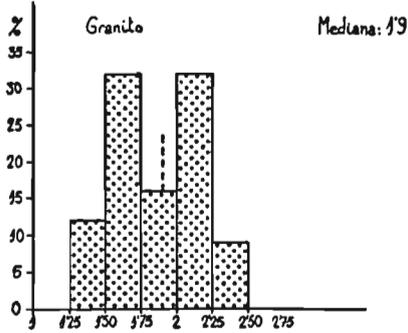
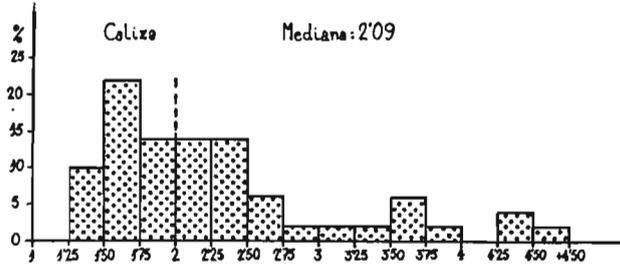
Sobre su borde externo, cae verticalmente el escarpe de la terraza II del río Ésera, con una altura de 10 a 15 m. Este salto se puede observar bien en la carretera entre Morillo de Liena y Campo, y en cualquiera de las dos cuencas, en tanto que el borde interno se precipita sobre el lecho actual del río de 2 a 5 m. de altitud relativa, descendiendo de N a S. Su cota, en relación con el mar, varía entre 680 m. en Campo y 640 m. en Morillo de Liena.

La litología aflorante se compone de caliza, granito y arenisca roja, con unos porcentajes respectivos dentro de la talla cantos, del 80 %, 18 % y 2 %. La arenisca roja no se ha podido medir debido a su escasez y a su tamaño menudo, lo que nos lleva a incluirla dentro de las gravas. La caliza ha aumentado su presencia y su estado de conservación es perfecto.

Está apoyada, como las demás, sobre las margas descompuestas, dando un espesor entre 1,5 y 2 m. Su compacidad no es buena, por lo cual es fácilmente destruible por cualquier aumento de caudal del río. El cemento resulta abundantemente arenoso, con mucha grava. La estructura interior del depósito es anárquica, con selección de material grosero fruto de unas aguas violentas, con potencia y abundante cau-

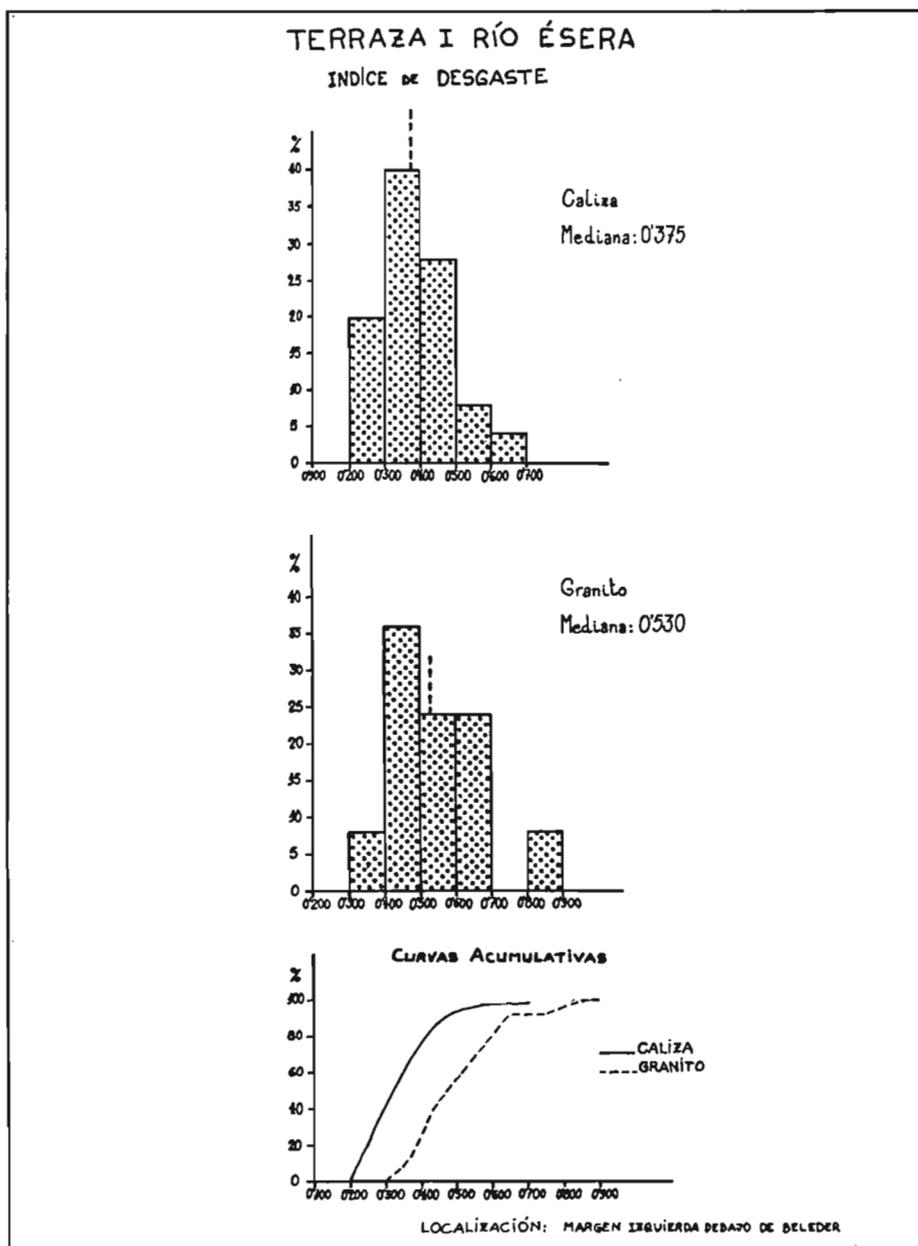


TERRAZA I RÍO ÉSERA.  
ÍNDICE DE APLANAMIENTO



LOCALIZACIÓN: MARGEN IZQUIERDA DEBATO DE BELEDER





dal; de ello nos dan idea las curvas acumulativas, aunque la del granito resulta muy quebradiza, debido a su irregularidad de tamaños.

El granito, en este nivel, se presenta ya muy deteriorado a causa de la lejanía de su procedencia y de las sucesivas oleadas de erosión que ha sufrido; no aparecen cantos tan grandes como en las anteriores, pues nunca sobrepasan los 500 mm., predominando los tamaños comprendidos entre 80 y 100 mm. con una mediana de 90 mm., que, comparada con el nivel II, da una diferencia de 55 mm., que resulta muy acusada. En cambio, la caliza presenta un índice bastante similar al de las anteriores, acumulándose prioritariamente las tallas entre 80 y 120 mm., obteniendo una mediana de 110 mm. Así, dentro de una heterometría general, se puede señalar que no es tan acusada como en los niveles precedentes.

En relación con el granito, el índice de desgaste es elevado, alcanzando algunos cantos de 0,800 a 0,900; la mediana, 0,530, lo cual apoya nuestra anterior opinión sobre su procedencia y erosión. Incluso el índice de aplanamiento resulta elevado para este tipo de litología, obteniéndose una mediana de 1,9; pero hay cantos que llegan a 2,25 y 2,50. La caliza, sin embargo, posee un menor índice de desgaste, produciéndose el mayor porcentaje en los cantiles comprendidos entre 0,300 y 0,400 con un 40 %. La mediana nos muestra lo mismo, pues se sitúa en 0,375; en cambio, el índice de aplanamiento llega a cotas altas, hasta 4,50, pero la mediana sólo nos da 2,09, por estar agrupados casi todos los detritos entre 1,25 y 2,75.

Después de la anterior fase de rexistasia, vuelve a producirse otra de clima más benévolo, favoreciendo el deshielo o la mayor abundancia de precipitaciones con un consiguiente aumento de caudal del río y de su potencia excavadora y de transporte. Éste atacaría el glacis formado y luego la terraza II entre 15 y 20 m., hasta el momento en que las condiciones atmosféricas volvieron a cambiar, originándose la deposición del material al disminuir el caudal y su capacidad de arrastre, con lo que se obtendría un espesor relativamente grande, como mucho de dos m.

Un cuadro esquemático de todos los niveles de terrazas del río Ésera en su tramo medio nos da:



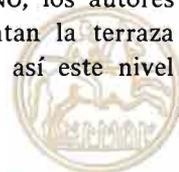
<i>Nivel</i>	<i>Altitud absoluta</i>		<i>Altitud relativa</i>	
	CAMPO	MORILLO	CAMPO	MORILLO
III	740-730 m. (izda.)	—	30-40 m. (izda.)	—
	760-770 m. (dcha.)	—	50-60 m. (dcha.)	—
II	720-700 m.	660 m.	15-20 m.	15-20 m.
I	680 m.	640 m.	2-5 m.	2-5 m.

#### 4. — HIPÓTESIS SOBRE LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIS Y DE LAS TERRAZAS.

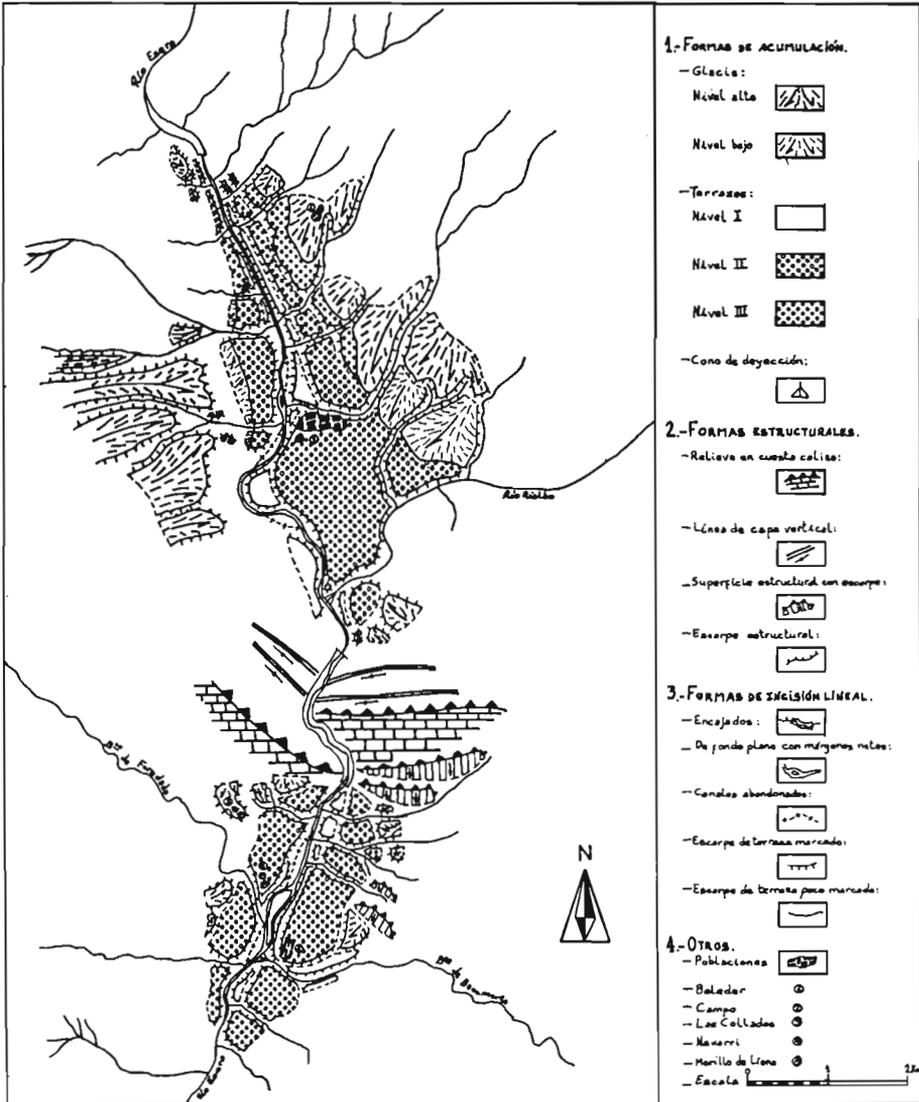
Se ha dicho que en este río nos aparecen tres niveles de terrazas en Campo y dos en Morillo de Liena. Los niveles II enlazan entre ellos, lo que nos indica que cronológicamente tienen la misma edad de formación, ocurriendo de forma parecida con el nivel inferior.

A su vez, hemos advertido dos escalones de glacis en la cuenca de Campo, y en la de Morillo de Liena, uno en todas las laderas de las montañas. El glacis alto en Campo fosiliza la terraza III, y el bajo la II, en algunos sitios; y, en Morillo de Liena, el único glacis cae en escarpe sobre el nivel II de terraza.

GARCÍA SÁINZ reconoce dos fases glaciares en el Pirineo español con sus correspondientes períodos intermedios. En el valle del río Ésera se han distinguido tanto las Riss como la Würm. Partiendo de esta base, se pueden hacer coincidir éstas con los niveles altos de terrazas, siendo la más baja producto de una fase de detención del deshielo poswürmiense. De esta manera, al llegar los fríos de la glaciación risiense, el río perdió volumen de aguas, sedimentando y formándose el nivel III de terraza. Tanto el mal estado de conservación del granito, como las muestras superficiales de erosión diferencial y la altitud relativa de la terraza entre 40 y 60 m., nos situarían ante la posibilidad de indicar este nivel como Riss, ya que según MARTÍ BONO, los autores franceses a partir de la década de los años cincuenta datan la terraza de 50-60 m. como de este período. El mismo autor fecha así este nivel



TERRAZAS DEL RIO ESERA Y B.º BACAMORTA



en los ríos Gállego y Aragón, y, por comparación, en el Ésera podríamos plantear una edad similar.

A la vez que el río sedimenta, se producía una fase de rexistasia en la que la vegetación escaseaba y protegía mal el suelo, mientras que de las vertientes próximas caían cantos por gelifracción. Así, la casi ausencia de vegetación favorecía el arroyamiento en manto arrastrando material, que cubrió la terraza III.

Al terminar la glaciación rissienne se produjo un período interglaciario en el que se fundirían los hielos, aumentando considerablemente el cauce fluvial y su potencia excavadora y de transporte, desmantelando primero el glacis superior y después el nivel III de terraza, hasta reducirla en la margen derecha a unos ínfimos retazos. En la depresión de Morillo de Liena la barrió por completo, a causa de su escasa amplitud superficial, que propiciaría una mayor concentración de las aguas y, con ello, un poder demoledor más grande; incluso seccionaría las margas de la base, creando un amplio escalón entre los dos niveles fluviales cuando al final de este período sedimentara el río al mermarse su competencia. Simultáneamente, en las laderas se daría una biostasia gracias a las mejores condiciones atmosféricas, desarrollándose una buena vegetación, deteniéndose en gran medida los procesos erosivos al retener los materiales.

A esta etapa de biostasia seguiría otra opuesta de rexistasia, en la que las condiciones atmosféricas pasarían a ser más frías, impidiendo una vida vegetal densa, mientras que los ríos perderían parte de su caudal y poder de arrastre, sedimentando primero los cantos más groseros, como ya se señaló al contemplar este nivel de terraza en el río Ésera, y, después, paulatinamente, las tallas más finas. En las laderas, la disminución del tapiz vegetal provocaría un movimiento del material hacia el talweg que, poco a poco, irían cubriendo los materiales depositados por los ríos, formándose de este modo el nivel bajo de glacis. Todo lo comentado se correspondería con la fase glaciaria Würm.

Progresivamente, el clima derivaría hacia una época más benigna, aumentando la temperatura y favoreciendo la ablación del hielo glaciario con una mayor humedad ambiental; se regeneraría la vegetación y se colonizarían de nuevo las laderas de las montañas, que retendrían los detritos, creando a su vez un suelo protector de la roca madre que impediría su destrucción. El caudal del río aumentaría debido al deshielo, erosionando el nivel de glacis bajo, la terraza fosilizada por éste y las margas que la sostienen, formando un nuevo escalón. Durante esta



regresión de los hielos habría algún período de detención de la ablación glaciaria, dando origen a una sedimentación en las cuencas fluviales, que dejarían su impronta en la formación del nivel inferior de terrazas. Ésta no se halla recubierta por ningún depósito, y solamente ha sido excavada por los cauces actuales marcando los límites de sus lechos. El que aparezca tan poco incidida es síntoma, o de que se formó en un período reciente, o de que las aguas no poseen suficiente poder de erosión.

En conclusión, el origen de las terrazas es climático, atribuyendo la III a los efectos de la glaciación Riss, la II a los de la Würm, y la I a períodos de parada del deshielo, por comparación con otros valles fluviales.

Los glacis, según la terminología de TRICART, son detríticos producto de una época fría con intensa gelifracción y escasez de vegetación en las vertientes, que favorecería el arroyamiento con convergencia de procesos, tanto en manto como concentrado. Ello lo podemos deducir de los histogramas que reflejan las medidas de los cantos, ya que existe una gran dispersión en las tallas. El material, como hemos visto, tiene una procedencia local de los roquedos próximos desde donde suele arrancar el nivel alto. El bajo sería de sustitución del superior. Todo ello nos indica un glacis detrítico de tipo coluvial, cuyo origen se sitúa en un clima frío.

## 5. — BIBLIOGRAFÍA.

- ALASTRUE, E., ALMELA, A., RÍOS, J. M., *Explicación al Mapa Geológico de la Provincia de Huesca*, E. 1/200.000, "Instituto Geológico y Minero de España" (Madrid, 1957), pp. 56-176.
- ALMELA, P., y RÍOS, J. M., *Estudio geológico de la Zona Subpirenaica Aragonesa y de sus Sierras Marginales*, "C.S.I.C., Primer Congreso Internacional de Pireneístas del Instituto de Estudios Pirenaicos" (Zaragoza, 1950), pp. 9-28.
- BARRERE, P., *La morphologie des Sierras Oscenses*, "Actas del Primer Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos", Tomo V (Zaragoza, 1952), pp. 51-79.
- BIROT, P., *Sur quelques contrastes fondamentaux dans la structure et la morphologie des Pyrénées*, "CSIC, Primer Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos" (Zaragoza, 1950), pp. 9.
- BORDERÍAS, M. P., *Valle del Esera: Estudio climático*, Memoria de Licenciatura, Zaragoza, 1975, pp. 25-60.
- CAILLEUX, A., *La Era Cuaternaria: Problemas y métodos de estudio*, "CSIC, Memoria y comunicaciones del Instituto Geológico", núm. XV (Barcelona, 1956), pp. 35-120.
- DAUMAS, M., *La vie rurale dans le haut Aragón Oriental*, "CSIC, Instituto de Estudios Oscenses y de Geografía Aplicada" (Madrid, 1976), pp. 34-79.



- GALLART, F., *Los glaciares: Problemas de nomenclatura, clasificación y génesis (Estudio bibliográfico)*, "Acta Geológica Hispánica", CSIC, núm. 1/3, 1977, pp. 12-17.
- GARCÍA SÁINZ, L., *Las fases epiglaciares del Pirineo español*, "Estudios Geográficos", núm. 3 (Madrid, 1941), pp. 209-250.
- GAY, J., *Los depósitos Cuaternarios en la confluencia del Esera-Isábena*, "Homenaje al Dr. Canellas", Universidad de Zaragoza, 1969, pp. 531-540.
- MARTÍ BONO, C. E., *Altos valles de los ríos Aragón y Gállego*, II Reunión Nacional del G.T.C., Excursiones I y II, Folleto 10 pp.
- RODRÍGUEZ, J., *Introducción al estudio climático de las Sierras Exteriores (Prepirineos de Huesca) y su incidencia en la morfogénesis actual*, CSIC, "Geographicalia", núm. 4 (Zaragoza, 1979).
- SOLÉ SABARIS, L., *Los Pirineos*, "La España Alpina" (Barcelona, 1952), pp. 329-361.
- SOLÉ SABARIS, L. y COLABORADORES, *El Cuaternario en los Pirineos*, "INQUA, V Congrès International (Madrid-Barcelona, 1957), pp. 15-49.
- TRICART, J., RAYNAL, R. y BESANÇON, J., *Cônes rocheux, pédiments et glaciaires*, "Annales de Géographie", núm. 443, enero-febrero, 1972.
- VARIOS, *Comentario del mapa Geológico de España. Hoja de Huesca*, núm. 23, E, 1/200.000, Madrid, 1972, pp. 11-40.
- VIERS, G., *Los Pirineos*, "Oikos-Tau" (Barcelona, 1973), pp. 8-28.

