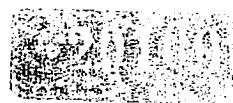
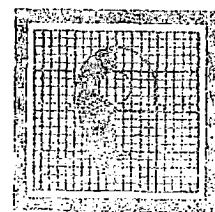


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA  
INFORMACION COMPLEMENTARIA  
**DEGANA**  
**(100) (10-07)**



**EL GLACIARISMO PLEISTOCENO EN LAS SIERRAS  
DE ANCADES Y DEGANA (CORDILLERA CANTABRICA)**

**1.977**



**ED. V. V. M. S. A.**



**IMINSA**

717

20100

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:500000

HOJA N° 100(10-07) DEGANA

Documentación complementaria



**IMINSA**

**20100**

EL GLACIARISMO PLEISTOCENO EN LAS SIERRAS  
DE ANCARES Y DEGAÑA (CORDILLERA CANTABRICA)



20100

.3.

INDICE

1. INTRODUCCION
2. FORMAS RESULTANTES DE LA EROSION GLACIAR
  - 2.1. CIRCOS
  - 2.2. VALLES GLACIARES
  - 2.3. ARISTAS
3. DEPOSITOS DE ORIGEN GLACIAR
  - 3.1. MORRENAS FRONTALES
  - 3.2. MORRENAS LATERALES
4. DEPOSITOS FLUVIOGLACIARES
5. FENOMENOS PERIGLACIARES
6. CONCLUSIONES
7. BIBLIOGRAFIA



.4.

20100

### 1. INTRODUCCION

La hoja de Degaña se caracteriza, desde el punto de vista orográfico, por la existencia de un fuerte relieve que representa las estribaciones más occidentales de la Cordillera Cantábrica. El eje de la cordillera dibuja, dentro de la hoja, un arco desde la Sierra de Degaña, donde discurre en dirección E-W, hasta la Sierra de Ancares donde toma una dirección NNE-SSW. Esta linea de cumbres con numerosos picos próximos a los 2.000 m. (p.e. El Mirro 1990m., el Pico L'Horro ó Pico Cuiña 1987 m, Pico Miravalles 1960 m., etc.) forma la divisoria entre las vertientes atlántica y cantábrica, concretamente entre las cuencas de los ríos Sil y Navia.

Un rasgo muy característico de este relieve es la existencia de numerosos restos de una morfología glaciar bastante bien desarrollada, lo cual evidencia una acción importante del hielo en el modelado del paisaje durante el Pleistoceno. Las primitivas formas glaciares han sufrido posteriormente un retoque importante por fenómenos periglaciares y por la erosión fluvial. Con todo, son las formas glaciares las que constituyen los rasgos fundamentales que configuran el paisaje de este sector.



La existencia de un glaciario cuaternario en la - Cordillera Cantábrica fue puesto ya de manifiesto en las primeras decadas de este siglo por HERNANDEZ - PACHECO - (1914), OBERMAIER (1914) y fundamentalmente STICKEL - (1929). Posteriormente han sido relativamente numerosos los trabajos referentes al glaciario cuaternario en la Cordillera Cantábrica, pero pocos de ellos hacen referencia a este sector y si lo hacen lo es de un modo marginal. Solamente LLOPIS-LLADO (1954) estudia algunas formas glaciares en la zona de Balouta.

## 2. FORMAS RESULTANTES DE LA EROSION GLACIAR

A pesar de la acción fluvial posterior, son numerosas las formas glaciares conservadas, tanto por lo que - se refiere a formas de erosión como por lo que respecta a depósitos de origen glacial, fundamentalmente morrenas (fig. 1).

Entre las formas resultantes de la erosión glacial destacan en primer lugar: los circos glaciares y circos -



.6.

20100

de nivación que son muy abundantes por encima de los 1.400 metros de altitud (fig. 1). La abundancia de circos da lugar a la formación de un relieve con numerosas aristas en las cuales alternan colladas glaciares con cimas puntiagudas o Horns (fig. 2). Por último, otra forma característica de este modelado es la existencia de amplios valles de paredes más o menos abruptas y trazado más bien rectilineo que representan los antiguos valles glaciares (fig. 1). A continuación trataremos de estudiar más en detalle cada una de estas formas.

## 2.1. LOS CIRCOS

Como ya hemos mencionado la forma glacial más abundante son una serie de cuencas tipo anfiteatro que es lo que se conoce con el nombre de circos glaciares.

Uno de estos circos glaciares consta, en el caso más simple, de una pared de cabecera, generalmente escarpada, de la cuenca propiamente dicha y de un umbral que cierra la cuenca. La pared de cabecera está constituida por un escarpe muy marcado que en el caso más típico no presenta ningún depósito de talud, aunque como veremos más adelante los fenómenos periglaciares que acompañan al retroceso del hielo dan lugar a la formación de depósitos de ta



20100

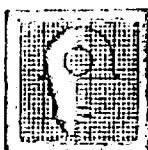
lud, corrientes de rocas, campos de rocas, etc. sobre las paredes del circo. La cuenca de recepción o zona de antigua acumulación de hielo representa por el contrario una zona relativamente plana o deprimida, con una superficie irregular y que termina en un umbral (lam. 1 y 2). Esto hace que sea frecuente la existencia de pequeños lagos - de circo y de campos de turbera (lam. 3). En este sector la amplitud de las cuencas no es por lo general muy grande, lo cual debe significar que no se llegaba a producir una gran acumulación de hielo, sino que este tendería a deslizar ladera abajo una vez conseguida una cierta acumulación.

Por lo que se refiere a su forma en planta varían - desde circos simples con formas subcirculares hasta circos compuestos con formas onduladas o festoneadas (ver - fig. 1). Las formas simples subcirculares se producirán si la acumulación de hielo es suficiente y si la roca - es lo bastante homogénea como para permitir la extensión del circo igualmente en todas las direcciones. Si esto - no es así, se obtendrán formas compuestas <sup>que</sup> generalmente - representan un estado más avanzado de desarrollo y -



20100

son producto de la extensión del circo a diferentes velocidades en distintas partes de éste. Así, se pueden observar circos cortados por otros de tamaño menor situados a una altitud mayor, circos escalonados, etc. (fig. 1, ver p.e. los circos en torno al Pico Miravalles o los circos en los alrededores de pico El Miro). Esto puede ser interpretado como originado durante la etapa de regresión glaciar, en la cual la acumulación de hielo va siendo cada vez menor y solo tiene lugar en las zonas más favorables dentro del propio circo, produciendo una evolución diferencial dentro de la primitiva cuenca. Efectivamente, si observamos la figura 1 podemos destacar la existencia de una serie de circos de tamaño reducido, orientados preferentemente al Norte y situados por encima de los 1.600 metros de altitud. Estos circos cortan a otros de mayores dimensiones y situados a menor altitud lo cual parece evidenciar 2 subetapas durante la fase de regresión glaciar, quedando en la última el hielo reducido a pequeñas cuencas situadas por encima de los 1.600 metros de altitud. La morfología de los circos viene también influenciada por naturaleza de los materiales que forman el substrato siendo, en general, de formas más simples y mayores dimensiones los circos situados sobre los materiales



.9.

20100

les cuarcíticos de la Serie de los Cabos. En las Pizarras de Luarca los circos son menos abundantes y generalmente de menor tamaño. En la Formación Agüeira los circos son de formas algo más irregulares como consecuencia de la mayor variedad litológica de esta formación. En cualquier caso, la naturaleza del substrato influye relativamente poco en la morfología de los circos por la presencia en este sector de formaciones muy potentes caracterizadas por la gran homogeneidad de sus materiales.

El principal control en la formación de los circos es de tipo climático como podemos deducir si observamos su posición y orientación. Desde este punto de vista, es clara la diferencia entre las laderas septentrionales y las meridionales. Como se puede observar en la figura 1, los circos se sitúan preferentemente sobre las laderas orientadas al Norte, donde son muy abundantes por encima de los 1.400 metros. En las laderas meridionales los circos son menos frecuentes y empiezan a aparecer por encima de los 1.500 metros, aproximadamente. Este hecho es muy visible si representamos la orientación media de los circos sobre un diagrama "en rosa" (fig. 3). En esta figura



se puede observar como la mayor concentración de circos tiene lugar entre N20W y N40E, marcando claramente la zona de menor insolación. Una concentración menor tiene lugar hacia el Este, entre E20N y E40S, que incluye la o-rientación de gran parte de los circos situados sobre - las laderas Sur (ver p.e. los circos situados en la ladera Sur de la Sierra de Degaña). Los circos orientados al Sur y al Oeste son prácticamente nulos.

## 2.2. VALLES GLACIARES

Los valles de origen glaciar constituyen, junto con los circos, el rasgo topográfico más destacado en el paisaje de esta área. Estos valles comienzan a partir del umbral que cierra el circo, generalmente a través de una fuerte pendiente. A pesar de los recubrimientos posteriores, es frecuente encontrar evidencias claras de abra-sión glaciar como rocas estriadas, rocas aborregadas, etc.

Valles de origen glaciar están distribuidos por todo este sector pudiendo distinguirse una serie de valles principales a los que afluyen otros de importancia mucho menor (fig. 1). Destaca en primer lugar el valle de Degaña (lam. 4), el más importante por sus dimensiones, que



se extiende desde el alto de Cerredo hacia el W por una distancia mínima de 16 km. La anchura máxima de este valle es del orden de 1,5 Km. a la altura de Degaña. A este valle afluyen lateralmente una serie de glaciares de importancia menor provenientes principalmente de las laderas orientadas al Norte donde la acumulación de hielo era más importante. Estos glaciares laterales tienen una pendiente muy fuerte y en muchos casos debían representar glaciares de tipo pirenaico. El valle de Dagaña muestra un perfil longitudinal muy evolucionado con una pendiente muy baja (fig. 4E) y un perfil transversal que, más que la clásica forma en "U", recuerda a una catenaria (fig. 5). Este valle presenta actualmente un fondo plano resultado de los depósitos subsecuentes al desarrollo del valle glaciar. Como veremos más adelante, se trata de depósitos de origen fluvioglacial que formarían una "outwash plain" por delante del frente glaciar y que actualmente se encuentra conservada solo a retazos formando terrazas fluvioglaciares, por encima del curso actual del río Ibias (lam. 4). Durante la fase de regresión glaciar se originan otros depósitos que tienden también a modificar el perfil primitivo del valle. Este es el caso



de los conos fluvioglaciares provenientes de los glaciares tributarios y de una serie de fenómenos periglaciares como coladas de solifluxión, "rock stream", etc. Por último, la erosión fluvial retoca en mayor o menor medida la morfología del primitivo valle glaciar pudiendo llegarse en el caso extremo a eliminar las características glaciares previas.

Aparte del valle de Degaña y de otros de menor importancia los valles mejor conservados se sitúan hacia la vertiente SE de la cordillera. Este es el caso de una serie de valles muy bien conservados como el de Peranzas, Ancares, Suertes, Burbia, etc. (fig. 1). Son valles con una amplia cuenca de recepción situados en la zona más elevada de la cordillera en este sector (zona del Pico Miravalles - Pico Cuiña) que se extienden hacia el SE por una distancia entre 7 y 10 Km. Como se puede observar en la figura 4 B, C y D estos valles muestran unos perfiles longitudinales con fuertes pendientes en las zonas de cabecera, donde son frecuentes los descensos a base de escalones (glacial steps). A medida que nos alejamos de la zona de cabecera la pendiente del valle se hace cada vez menor llegando a ser muy baja en los tramos



IMINSA

.13.

20100

finales. Las secciones transversales de estos valles muestran formas asimilables a una catenaria modificada en mayor o menor grado en función de la importancia de la erosión postglacial (fig. 5). Como ocurría en el caso del - valle de Degaña, los fondos de los valles están cubiertos por depósitos de origen fluvioglacial que van siendo más importantes al acercarnos a las partes finales del valle. Asimismo, las paredes de los valles han sufrido un cierto grado de erosión postglacial, encontrándose en la mayor parte de los casos recubiertas por depósitos de ladera.

Un caso especialmente ejemplificador por su buen estado de conservación es el valle de Piornedo. Se trata - de un antiguo valle glaciar que comienza en un circo al pie del pico El Mostellar y se extiende hacia el NW has- ta la altura del pueblo de Piornedo, donde el valle se - ve cerrado por una morrena frontal excepcionalmente bien conservada. Aguas abajo de este punto la erosión fluvial es muy importante con un encajamiento muy notable de los cursos fluviales que borra completamente cualquier carac- terística glaciar anterior. No obstante, se conservan restos de terrazas situadas a más de 200 metros por encima



.14.

20100

del curso actual del río Ser definiendo un nivel que se puede prolongar hasta conectar con la morrena frontal de Piornedo (ver hoja nº 99 (Becerreá)). Estas terrazas - pueden interpretarse como restos de una antigua "outwash plain" formada por delante del frente glaciar. El perfil longitudinal de este valle presenta todas las características propias de una valle glaciar (fig. 4A). Se trata - de un perfil que, al contrario de los fluviales, no es - cóncavo y regular sino que el descenso tiene lugar a través de una serie de escalones o "glacial steps". El perfil transversal, como en los casos anteriores, se asemeja a la forma de una catenaria, con paredes más o menos abruptas según de que parte del valle se trate.

Además de los ejemplos citados se pueden reconocer otros valles de origen glaciar, con características similares a las descritas, pero de importancia mucho menor - (fig. 1).

A pesar de las características propias de cada valle hay una serie de rasgos comunes que podemos destacar:

-En primer lugar resulta notable la influencia del substrato en la localización de los valles. Como se puede observar en la figura 1, los valles principa-



les tienen, en general, una orientación WNW-ESE, paralela a la dirección general de las estructuras, - coincidiendo la mayor parte de las veces con fallas del mismo trazado (fig. 6).

-El perfil transversal, más que la clásica forma en "U", recuerda la forma de catenaria más o menos abierta y por tanto con paredes suaves o abruptas - (fig. 5). Los perfiles observables no son muy cerrados debido, en parte al tipo de litología presente, pero también a que el espesor de hielo de las lenguas glaciares no debía ser muy grande.

-Los perfiles longitudinales son, por lo general, poco regulares siendo notable la existencia de escalonaciones (glacial steps) que son más frecuentes en las partes altas de los valles. En las partes bajas los perfiles son más regulares y con una pendiente generalmente baja (fig. 4). Los "glacial steps" pueden ser debidos a diversas causas como: variación de dureza de la roca; abrasión glaciar diferencial, donde el valle se estrecha el espesor del hielo aumenta y la abrasión es mayor que cuando el valle se ensancha. Incremento de volumen y peso de hielo por aportación



tes de glaciares tributarios; soluciones mixtas.

-Los fondos de los valles glaciares están ocupados generalmente por depósitos de tipo fluvioglacial, a los cuales nos referiremos más adelante.

-Por lo que respecta a la extensión de las lenguas de hielo, los restos de morrenas existentes nos permiten afirmar que, en la época de mayor avance de los glaciares, el hielo descendía valle abajo hasta altitudes próximas a los 800 metros (ver fig. 7).

### 2.3. ARISTAS

En un estadio avanzado en la recesión de los círcos glaciares las divisorias entre vertientes pueden ser casi consumidas. Todo lo que se conserva será una cumbre endentada que es lo que se conoce con el nombre de arista o "serrate ridge". Una arista consistirá esencialmente de una serie de colladas glaciares, producidas por la intersección de círcos opuestos, alternando con cimas puntiagudas o horns que representan porciones reducidas del relieve original (fig. 2, lam. 5).



20100

### 3. DEPOSITOS DE ORIGEN GLACIAR

En relación con el glaciarismo pleistoceno se originan una serie de depósitos que se encuentran representados por todo el área. Estos depósitos son fundamentalmente morrenas de importancia muy diferente. En todos los casos se trata de depósitos formados por una serie de bloques y cantos de material cuarcítico ó granítico englobados en una matriz arcilloso-arenosa. La naturaleza del depósito varía en función de los tipos de roca del substrato pero en cualquier caso es característico la gran heterogeneidad de los materiales y la ausencia total de estratificación. Aunque estos depósitos tienden a ser removilizados por la erosión postglacial, se conservan en esta zona diversos restos de morrenas, situados a diferentes altitudes, pudiendo distinguirse unas morrenas frontales y unas morrenas laterales (fig. 7).

#### 3.1. MORRENAS FRONTALES

Las morrenas frontales son los depósitos que se forman en el frente del glaciar. En este área se trata, por lo general, de depósitos de poca importancia situados preferentemente en los circos glaciares, marcando las últimas etapas de la regresión glaciar. Por el contrario -



IMINSA

.18.

20100

en los valles glaciares no se conservan prácticamente -- restos de morrenas frontales. En este sector, solamente se conservan morrenas frontales en el valle de Fresnedelo, al Sur de Peranzanes y sobre todo en el valle de Piornedo (fig. 1). En este último caso, se trata de una arco morrénico, excepcionalmente bien conservado, que cierra el valle de Piornedo a los 900 metros de altitud. El depósito está constituido por una serie de bloques y can - tos de granito englobados en una matriz arcillosa-areno- sa.

Las morrenas frontales son más abundantes en los círcos glaciares, donde se encuentran formando uno o varios arcos morrénicos (fig. 1). Estos depósitos presentan por lo general un cierto grado de removilización como consecuencia de la erosión fluvial o por efecto de los fenómenos periglaciares posteriores. En los casos extremos la primitiva morrena puede ser completamente eliminada dando lugar a conos fluvioglaciares, "rock stream", etc. En la figura 7 está representada la distribución en altura de las diferentes morrenas. Se puede observar como la mayor parte de las morrenas frontales conservadas se sitúan entre los 1.300 y los 1.700 metros, pudiendo diferenciar



20100

se 2 niveles, bastante generalizados en todo el área, marcando seguramente 2 subetapas durante el periodo de regresión glaciar. Uno de los niveles se sitúa entre los 1.400 -1.500 m. y otro por encima de los 1.600 m. registrando la última fase de la regresión glaciar.

No todos los glaciares construyen morrenas frontales notables. El que esto suceda depende de varios factores, como de:

- Si el frente del hielo se mantiene estable en una misma posición durante un cierto tiempo.
- Si los glaciares transportan cargas suficientemente grandes.
- Si las corrientes de agua alimentadas por el glaciar son capaces de eliminar el material tan rápidamente como es depositado.

### 3.2. MORRENAS LATERALES

Las morrenas laterales son los depósitos que se forman a ambos lados de una lengua de hielo, principalmente a partir de los materiales aportados por las paredes del valle. Estos materiales provendrán de la propia abrasión



.20.

20100

glaciar sobre las paredes del valle y de los aportes de -  
las laderas por encima del glaciar a través de avalanchas  
de nieve, meteorización, etc.

Las morrenas laterales se conservan a retazos más o  
menos completos en las márgenes de los valles glaciares  
ya que muchas porciones son eliminadas por la erosión -  
postglaciar. En las figuras 1 y 7 están representadas la  
distribución espacial y en altitud respectivamente de es-  
tas morrenas. Por su buen estado de conservación destacan  
algunas morrenas de la zona de Dagaña-Sisterna (lam. 6)  
y de los alrededores de Suarbol.

Como en los tipos anteriores, estos depósitos están  
constituidos por una serie de bloques y cantos de mate-  
rial duro (generalmente cuarcítico o granítico según la  
naturaleza del substrato) englobados en una matrix arenosa-  
arcillosa y con ausencia total de estratificación. Los  
bloques y cantos muestran frecuentemente estriaciones y  
otros signos de abrasión glaciar.

En ausencia de morrenas frontales, la existencia de  
estas morrenas laterales nos permite hacer una estimación  
mínima de la extensión de las lenguas de hielo. Como se



.21.

20100

puede observar en las figuras 1 y 7, se encuentran morrenas hasta altitudes próximas a los 900 metros, lo que nos confirma la existencia de lenguas de hielo que descendían por los valles glaciares hasta altitudes inferiores a los 900 metros.

#### 4. DEPOSITOS FLUVIOGLACIARES

Muchos de los materiales obtenidos, transportados y depositados por el hielo pueden ser retomados, retransportados y redepositados por corrientes de agua provenientes del propio glaciar formándose así los depósitos fluvioglaciares. Estos depósitos retienen muchas de las características glaciares (heterogeneidad de los materiales, cantos estriados, etc.) pero muestran ya un cierto grado de clasificación y estratificación que es proporcional a la distancia en que fueron transportados por el agua. En general, estos depósitos están formados por una acumulación de gravas y arenas que, en el caso más típico, se extienden valle abajo a partir del frente glaciar formando una "outwash plain" que ocupará todo el fondo del valle glaciar (lam. 7). Este es el caso de los depósitos que ocupan el fondo de los valles de Degaña, Sisterna, Peranza-



20100

nes, Balouta, Añares, etc. (fig. 1).

Otros depósitos fluvioglaciares menos importantes se forman a partir de las morrenas frontales originadas en los circos durante la fase de regresión glaciar. En este caso se forman pequeños depósitos, que se extienden aguas abajo a partir de la morrena frontal, constituidos por el material arrancado de la primitiva morrena que en muchos caos puede llegar a ser completamente destruida (fig. 1).

Los depósitos fluvioglaciares se formarían en las e tapas de estancamiento o retroceso glaciar cuando los - ríos originados a expensas del glaciar se encuentran sobrecargados por el material apartado por el hielo. En es ta situación los ríos tenderán a perder carga dando lu-  
gar a la formación de depósitos fluvioglaciares aguas a-  
bajo del frente glaciar. Se forma así una "outwash plain"  
cuya extensión y espesor dependerá de la importancia del  
glaciar a partir del cual se origina. Durante las últimas  
etapas de la regresión glaciar los ríos pierden carga y  
pueden erosionar y arrastrar parte del material deposita-  
do en las "outwash plain" quedando los restos como terra  
zas fluvioglaciares por encima del curso actual de los  
rios. Estas terrazas son particularmente notables en el  
valle de Degaña donde llegan a alcanzar el centenar de -



metros de espesor (lam. 4). Cuando la erosión fluvial -- postglaciar es muy importante, algunas de estas terrazas pueden quedar conservadas a considerable altura por encima del curso actual, como ocurre con algunas terrazas - del río Ser en la zona de Ancares (ver hoja nº 99 (Bece-  
rreá)).

##### 5. FENOMENOS PERIGLACIARES

En las áreas adyacentes a las zonas ocupadas por el hielo durante el Pleistoceno y en las zonas más altas en la actualidad tienen lugar una serie de procesos que han recibido el nombre de periglaciares. Son características atribuibles a condiciones periglaciares: el flujo lento de material sobre las laderas (p.e. solifluxión, "rock stre am", etc.), campos de rocas, etc. Aunque muchos de los depositos y formas así originados son removilizados con posterioridad, se conservan algunos que son estables actualmente como lo prueba la colonización por la vegetación, presencia de suelos formándose sobre los depósitos, meteorización secundaria sobre bloques, etc. Durante el Pleistoceno la zona periglacial debía cubrir una amplia área que abarcaría desde el límite de los hielos hasta altitudes muy bajas, próximas al nivel del mar (SCHIMITZ 1969).



Con la regresión glacial muchas de las áreas sometidas a la acción del hielo pasan a estar bajo condiciones periglaciares que pueden modificar las características glaciares primitivas. A esto hay que añadir los fenómenos periglaciares actuales confinados a las zonas más elevadas, por encima de los 1650-1700 m. (SCHMITZ 1969). Como resultado de lo anterior se encuentran fenómenos periglaciares sobreimpuestos a las formas glaciares preexistentes. Se observan así: coladas de solifluxión en las paredes de los primitivos valles glaciares (fig. 1, lam. 2B), campos de rocas, depósitos de talud, "rock stream", etc. formados sobre los antiguos circos glaciares (lam. 8 y 9).

#### 6. CONCLUSIONES

Todo lo dicho anteriormente permite poner de manifiesto la existencia en esta región de un glaciarismo de una cierta importancia durante el Pleistoceno. Son numerosas las formas glaciares, tanto de erosión (circos, valles, aristas, etc.) como deposicionales (morrenas).

Durante el periodo de máxima extensión de la glaciación, se podría estimar que el límite de acción de los hielos llegaría hasta los 1350-1400 m. de altitud en las



laderas Norte y algo más alto, en torno los 1400 y 1500 m. en las laderas Sur. A partir de este "ice field" se originarían diversas lenguas glaciares, con longitudes de hasta 16 Km., descendiendo los frentes glaciares hasta altitudes próximas a los 800 m. Se trataría, en esta fase de máxima extensión, de un glaciarismo comparable al glaciarismo alpino actual.

Durante la fase general de regresión glaciar 2 subetapas con un cierto estancamiento en el retroceso de los hielos. Una primera subetapa con los frentes glaciares situados alrededor de los 1400-1500 m. y una última subetapa con los hielos confinados por encima de los 1600 m. Durante esta fase habrían desaparecido las grandes lenguas glaciares quedando los hielos confinados a una serie de glaciares suspendidos, situados preferentemente en las laderas orientadas al Norte, configurando un modelo comparable al actual glaciarismo pirenaico.

Los datos disponibles no nos permiten poner de manifiesto la existencia de más de una glaciación, por lo cual puede admitirse una edad würmense para la glaciación que afectó a esta parte de la Cordillera Cantábrica.



IMIINSA

.26.

20100

Todo lo dicho anteriormente concuerda bien con lo expuesto por diversos autores para otros sectores de la Cordillera Cantábrica u otras áreas adyacentes. SCHMITZ (1969) muestra un perfil del límite de las nieves perpetuas, desde el Atlántico hasta la Meseta, donde se observa como el límite de las nieves, que se sitúa entre los 1700-1800 m. en los Montes de León y entre los 1700-1750 m. en la Sierra de La Cabrera, desciende, a medida que nos acercamos al Atlántico, hasta los 1350-1425 m. en la sierra de Queija y los 900-925 m. en la Sierra del Faro de Avión. Algo similar se puede observar si realizamos un perfil N-S desde la Costa Cantábrica hasta la Meseta. El límite de las nieves desciende desde los 1700-1800 m. en la Sierra de la Cabrera-Montes de León hasta los 1350-1450 m. en la Sierra de Ancares (fig. 8).

#### 7. BIBLIOGRAFIA

HERNANDEZ-PACHECO, F. (1914).- Fenómenos de glaciarios cuaternario en la Cordillera Cantábrica. Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat., t. XLV.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA. Mapa geológico de España. E. 1:50.000, Hoja nº 99 (Becerrea).



IMINSA

.27.

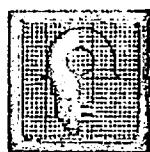
20100

LLOPIS-LLADO, N. (1954).- Sobre la morfología de los Picos  
Ancares y Miravalles. Las Ciencias, V, 19, pp. 627  
-643.

OBERMAIER, M. (1914).- Estudios de los glaciares de los  
Picos de Europa. Trab. Del museo de Cienc. Nat.,  
serie Geol., nº 9.

SCHMITZ, H. (1969).- Glazialmorphologische intersuchungen  
in Bergland Nordwest Spaniens (Galician/León). -  
Kölner Geogr. Art., v. 23, pp. 1-157.

STICKEL, R. (1929).- Observaciones de morfología glacial  
en el NO de España. Bol. R. Soc. Esp. De Hist. Nat.  
t. XXIX, pp. 297-313.



IMINSA

20100

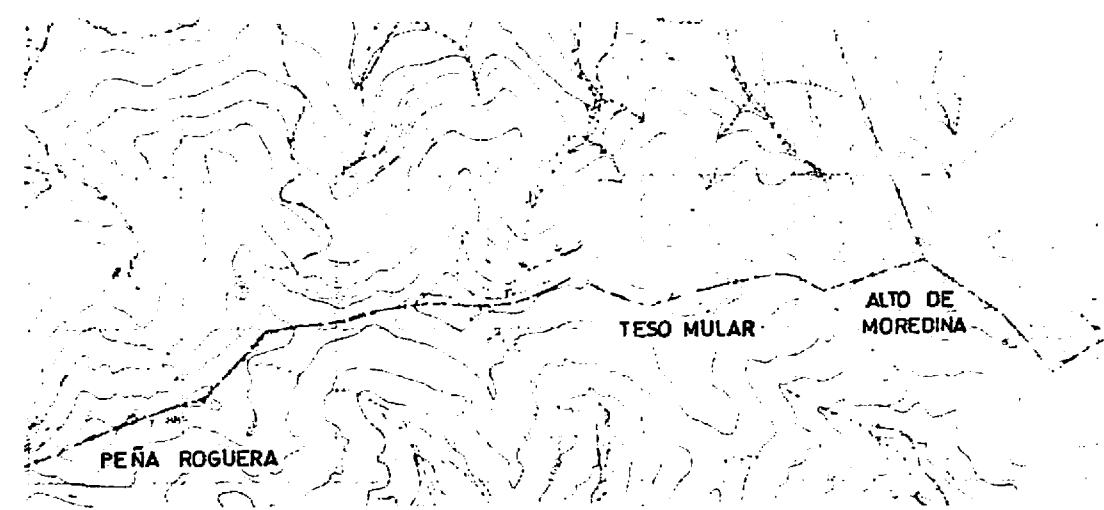


Fig. 2..- Mapa mostrando una topografía típicamente glaciar donde se pueden distinguir perfectamente los círcos glaciares que dan lugar a una arista en la cual se alternan una serie de colladas glaciares y unas cimas puntiagudas tipo "horn".



IMINSA

20100

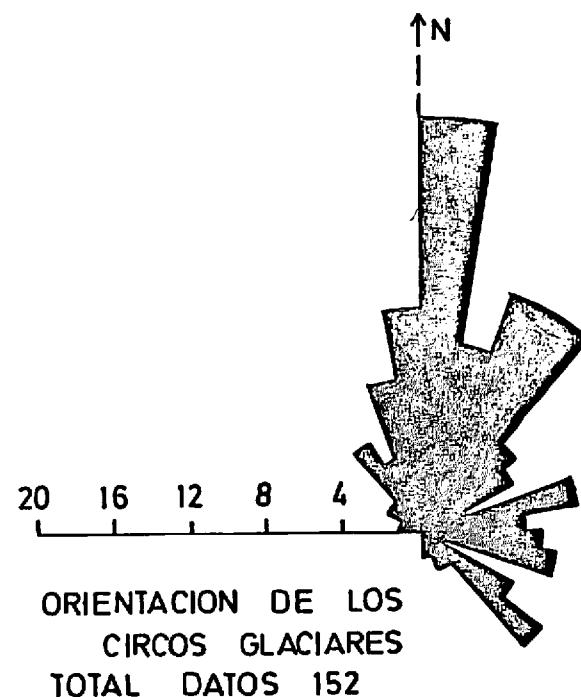


Fig. 3.- Diagrama en rosa mostrando la orientación media de los circos glaciares. Se puede observar como la mayor concentración tiene lugar entre N20W y N40E, marcando claramente la zona de menor insolación.



IMINSA

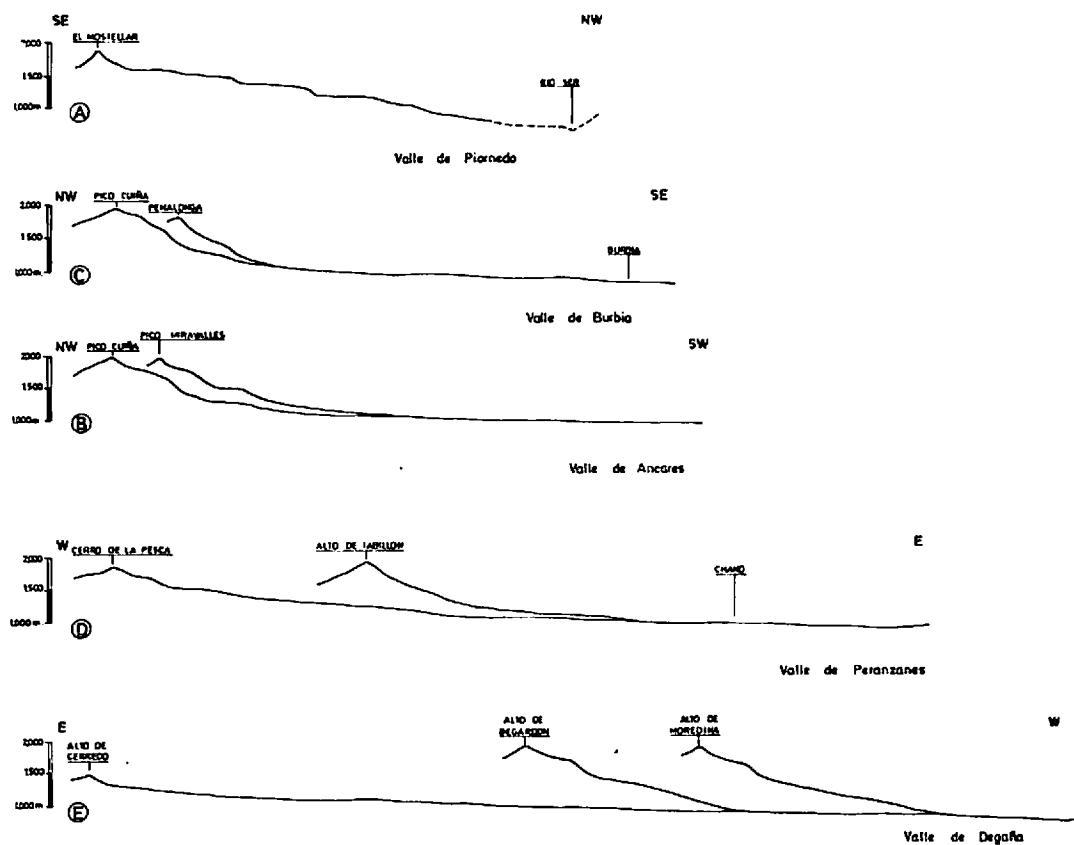


Fig. 4.- Perfiles longitudinales de los principales valles glaciares. Son perfiles poco regulares con escalones (glacial steps) que son más frecuentes en las partes altas de los valles; en las partes bajas los perfiles son más regulares y con una pendiente generalmente baja.

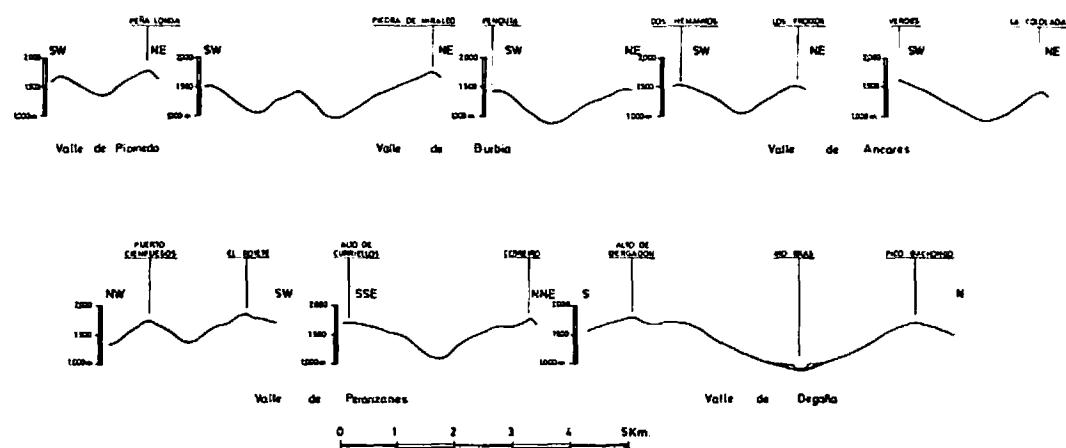
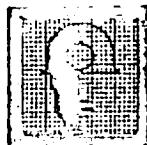
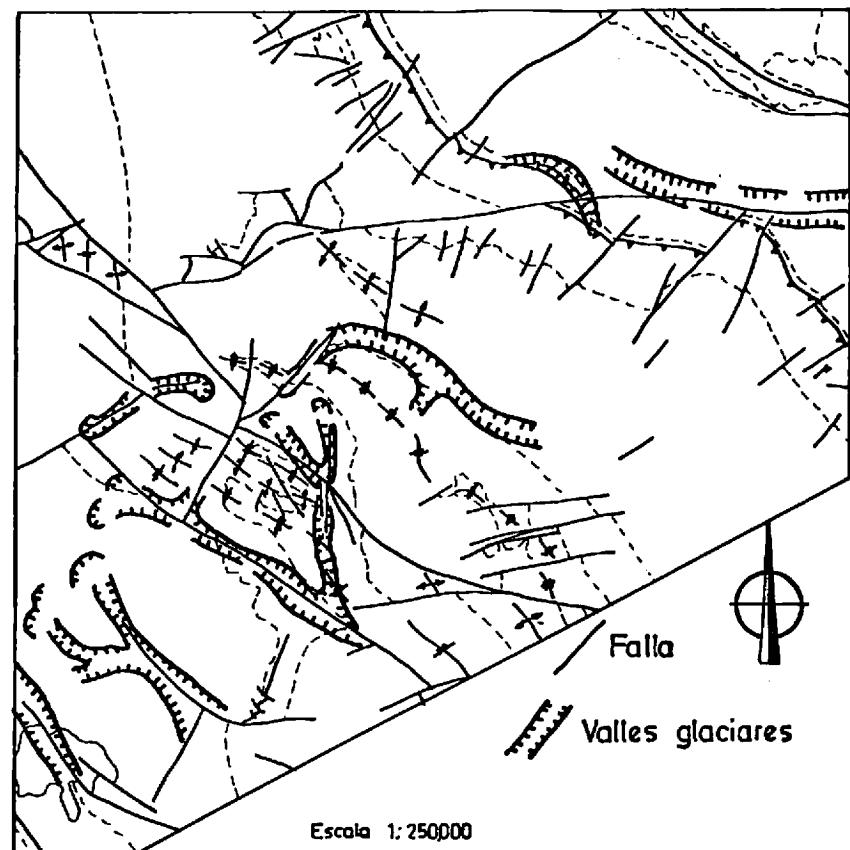


Fig. 5.- Perfiles transversales de los principales valles glaciares. Estos perfiles muestran una forma que, más que la clásica forma en "U", recuerdan la forma de una catenaria más o menos abierta.



IMINSA

20100



<input type="checkbox"/>	Cámbrico inferior	<input type="checkbox"/>	Silúrico
<input type="checkbox"/>	Cámbrico medio- Ordovícico inferior	<input type="checkbox"/>	Estefaniense
<input type="checkbox"/>	Ordovícico medio	<input type="checkbox"/>	Ganitos
<input type="checkbox"/>			Ordovícico medio-superior

Fig. 6.- Esquema geológico mostrando la localización de los principales valles glaciares. Se puede observar como estos valles tienen, en general, una orientación WNW-ESE, paralela a la dirección general de las estructuras, coincidiendo la mayor parte de las veces con fallas del mismo trazado.



IMINSA

20100

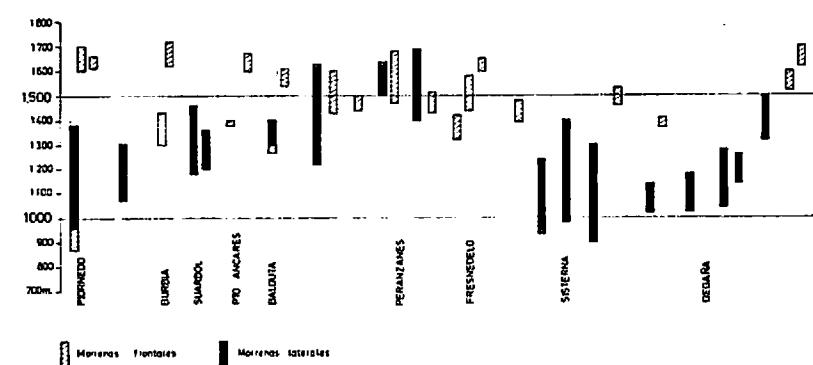


Fig. 7.-Distribución en altura de los restos de morrenas presentes en el área.



IMINSA

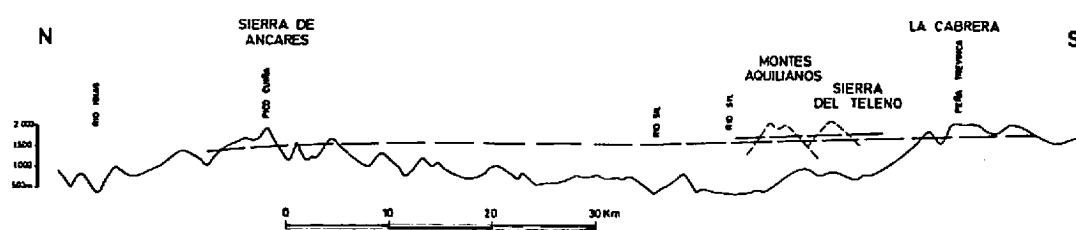


Fig. 8.- Perfil N-S desde la Sierra de Ancares a la Sierra de La Cabrera mostrando la posición aproximada del límite de las nieves perpétuas würtmientes. Datos de la Sierra de La Cabrera y Montes Aquilianos según SCHMITZ (1969).



Lám. 1.- Vista parcial de un antiguo circo glaciar. Se puede observar la superficie irregular de la cuenca cubierta por diversos restos de depósitos.

Lám. 2.— Pared de cabecera del mismo circo de la lámina anterior. Esta pared está cubierta actualmente por derrubios de ladera de origen periglaciario.





Lám. 3.- Vista parcial de un antiguo circo glaciar con superficie irregular que permite la existencia de dos pequeños lagos de circo. Se puede observar perfectamente los restos del umbral que cerraba la primitiva cuenca que permite la formación del lago situado a menor altitud.



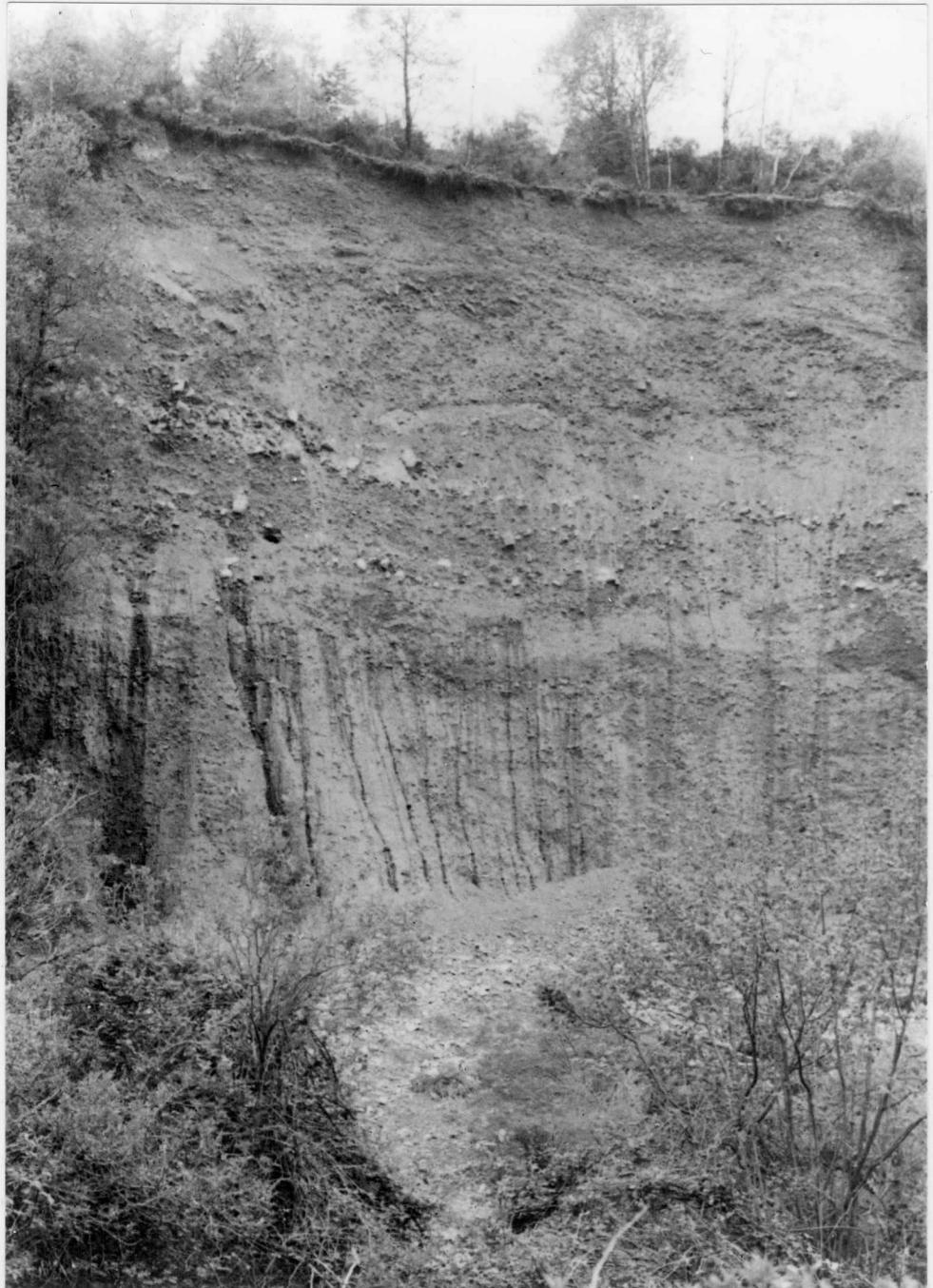
Lám. 4.- Vista parcial del valle de Degaña a la altura del pueblo del mismo nombre. Se puede observar la forma de catenaria abierta del valle que presenta en este punto una anchura de alrededor de 1.500 mts. Destacan en la fotografía las terrazas fluvioglaciares muy bien conservadas en la margen derecha del valle donde llegan a alcanzar espesores por encima del centenar de metros.



Lám. 5.- Cima puntiaguda originada por la intersección de  
varios circos glaciares. Pico Teso Mular (1883 mts.).



Lám. 6.- Morrena en buen estado de conservación situada en la parte alta del antiguo valle glaciar de Sister- na. En la zona donde se observan restos de nieve en el ángulo superior izquierdo de la fotografía se situaban los circos de cabecera de esta valle glaciar.



Lám. 7.- Depósitos de origen fluvioglacial, constituidos por cantos y arenas fundamentalmente, mostrando un cierto grado de clasificación y estratificación. Terrazas flvioglaciares en el valle de Sisterna.



Lám. 8.- Campo de bloques de origen periglaciario cubriendo completamente la cresta de Mollaneo, al sur de Peranzanes. Se trata de bloques cuarcíticos provenientes de la erosión de las cuarcitas ordovícicas de la Formación Vega.



Lám. 9.- Depósitos de origen periglacial cubriendo las paredes de un antiguo circo glaciar. Como en el caso anterior se trata de bloques y cantos provenientes de la Formación Vega.