

CARMEN RODRÍGUEZ PÉREZ
Licenciada en Geografía. Universidad de Oviedo

Estudio geomorfológico del puerto de San Isidro

RESUMEN

El Puerto de San Isidro representa un caso particular dentro del conjunto de la Cordillera Cantábrica, por tratarse de un espacio de alta montaña en el que la escasa incidencia de la erosión fluvial pliocena y cuaternaria ha permitido la conservación de una gran diversidad de formas. Entre ellas, las más antiguas son los restos de niveles o rampas de erosión correspondientes al fondo de antiguos valles en artesa que siguen las estructuras hercinianas. Dichos restos, así como los retazos de vertientes regularizadas que enlazan con parte de ellos, fueron retocados por el glaciario pleistoceno, progresivamente sustituido por los procesos periglaciares, hoy en día vigentes por encima de los 1.600-1.700 m de altitud.

RÉSUMÉ

Étude géomorphologique du Puerto de San Isidro.- Le Puerto de San Isidro représente un cas particulier dans l'ensemble de la Cordillère Cantabrique, puisqu'il s'agit d'un espace de haute montagne où le faible encaissement fluvial pliocène et quaternaire a permis la conservation d'une grande diversité de formes, dont les plus anciennes sont des restes de niveaux d'érosion qui se correspondent avec le fond d'anciennes auges suivant les structures hercyniennes. Ces restes-ci, de même que les lanières de versants regularisés avec qui ils se relient parfois, ont été retouchés par le glaciario pleistocène, progressive-

ment remplacé par des processus périglaciaires qui sont encore fonctionnels au-dessus de 1.600-1.700 m d'altitude.

ABSTRACT

Geomorphological Study of the Puerto de San Isidro.- The Puerto de San Isidro area represents a particular case in the Cantabrian Range for it is a high mountain space where the weak incidence of pliocenic and quaternary fluvial dissection has preserved a wide diversity of landforms. Among them, the remains of erosion surfaces corresponding to the bottom of ancient troughs following hercinic structures constitute the oldest. Such remains, together with the remnants of regularized versants sometimes linked with them, have been remodeled by the pleistocenic glaciario, progressively substituted by periglacial processes, which are still effective over 1.600-1.700 m of altitude.

Palabras clave / Mots clé / Key words

Cordillera Cantábrica, Puerto de San Isidro, morfoestructuras, evolución geomorfológica, glaciación pleistocena.

Cordillère Cantabrique, Puerto de San Isidro, morfoestructuras, évolution géomorphologique, glaciación pleistocène.

Cantabrian Range, Puerto de San Isidro, morfoestructuras, geomorphological evolution, pleistocenic glaciación.

EL SECTOR montañoso del que se ocupa el presente trabajo, enmarcado en el cuadrante noroccidental de la Península Ibérica y localizado en la divisoria de aguas de las vertientes cantábrica y atlántica, aparece delimitado por los Puertos de Contorgán, al Noroeste; el Puerto de Vegarada, al Sur, y los puertos de Las Señales y de Tarna, al Este.

En el tramo de la Cordillera Cantábrica así delimita-

do, el estudio de las huellas heredadas de los distintos sistemas morfo genéticos persigue un doble propósito: en primer lugar se pretende, una vez establecido el contexto estructural general, la identificación y análisis de las relaciones existentes entre las diferentes formas y procesos observados; en segundo lugar, se ha tratado de realizar una reconstrucción temporal que explicase la génesis y evolución del relieve, haciendo especial hinc-

pié en la evaluación del papel desempeñado por la acción del hielo glaciar.

Por otro lado, se ha procurado la integración del área de estudio en la organización geomorfológica general de la región cantábrica, favoreciendo la conexión entre los procesos y formas cartografiadas en este restringido sector del Macizo Asturiano con los descritos por otros autores en conjuntos geomorfológicos de rasgos similares al que nos ocupa.

En este sentido, debe tenerse en cuenta la casi total ausencia de referencias explícitas a la geomorfología del entorno de San Isidro, si exceptuamos los artículos de STICKEL (1929), de MARTÍNEZ ÁLVAREZ (1959) y los trabajos de BERTRAND (1974 y 1984). Sin embargo, a finales de la década de los ochenta, esa carencia de estudios concretos, y en especial la ausencia de representaciones cartográficas, ha empezado a verse corregida gracias al avance que en este sentido ha supuesto la tesis doctoral de CASTAÑÓN (1989), centrada en el estudio de las huellas glaciares en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano, en la que se dedica un capítulo específico a las montañas situadas entre los puertos de San Isidro y Tarna.

I

EL CONTEXTO MORFOESTRUCTURAL DEL PUERTO DE SAN ISIDRO: EL MACIZO ASTURIANO ENTRE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS ALLER, NALÓN Y PORMA

Enmarcada entre las cuencas fluviales de los ríos Nalón, Aller y Porma, este área participa, desde el punto de vista geomorfológico, de los rasgos propios de la que ha venido denominándose como *unidad de Puertos*, término referido a la franja montañosa que se extiende, de Oeste a Este, desde el Pico Miravalles hasta la Peña Mora, localizada en las proximidades del Puerto del Pontón (MUÑOZ JIMÉNEZ; 1982)¹. Esta elevación, divisoria de aguas entre la vertiente cantábrica y la drenada hacia el Duero y el Sil, constituye un conjunto heterogéneo, fragmentado por amplios collados en cuatro grandes subsectores (Pontón-San Isidro, San Isidro-Pajares, Pajares-Leitariegos y Leitariegos-Ancares), y cuya morfología concreta depende esencialmente de la naturaleza

litoestratigráfica de sus materiales y de la disposición de los pliegues y mantos de cabalgamiento sobre los que respectivamente se encuentran modelados.

De forma acorde con este esquema general, las directrices principales que definen el relieve del ámbito de estudio se relacionan muy estrechamente con la estructura herciniana del substrato rocoso. Esta condición, unida a la relativa importancia que en este entorno concreto adquiere la disección fluvial pliocena y cuaternaria, ha propiciado una organización morfoestructural relativamente sencilla, ordenada básicamente en torno a tres crestones cuarcíticos, separados entre sí por amplios valles pizarrosos de tendido perfil longitudinal.

A pesar de esta elemental distribución genérica, dentro del conjunto montañoso cartografiado se pueden distinguir dos subsectores desiguales en cuanto a complejidad. Así, por un lado, la alineación meridional presenta una sencilla ordenación, definida, a grandes rasgos, por el frente de la unidad cabalgante de Laviana, que aparece adosado a la zona frontal de la Escama de Rioseco tras solapar, casi en su totalidad, los materiales calcáreo-pizarrosos intermedios (fig. 1). Este subsector, que sobrepasa en diversos puntos los 2.000 metros de altitud, aparece integrado de Este a Oeste por el Pico Ausente, la Sierra de Sentiles, Peña Agujas, el Pico Toneo, el Pico Fuentes, el Pico del Oso y el Pico Nogales, y sigue en dirección ONO hasta alcanzar el cierre occidental del Anticlinal de San Isidro.

A partir de este punto, marcado por una importante ruptura de pendiente y por una acusada ondulación de los estratos, el cordal que venimos describiendo pasa a constituir la alineación septentrional, escindiéndose en tres ramales paralelos, de los que el principal —definido por el frente cuarcítico de la Escama de Rioseco— continúa a través del Pico Torres (2.104 m), el Pico Valmartín (1.927 m) y el Pico Fornos o Cascayón (1.949 m) hasta alcanzar la collada Ubales (1.696 m), desde donde prosigue, arrumbado de nuevo hacia el ONO, por la Sierra de Corteguero.

Esta alineación estructural aparece acompañada hacia el Oriente por otra de menor envergadura y de naturaleza calcárea, que se extiende por la Peña El Viento (2.000 m), El Porrón de Cerrosa (1.812 m), la Sierra de Les Príes y el Canto del Oso (1.800 m), alargándose, una vez dibujado el cierre del Sinclinal de Felechosa, por las sierras de Pintacanales y Braña Piñueli.

Entre la vertiente norte de la línea de cumbres de Corteguero y la meridional de las sierras mencionadas en último lugar ha quedado albergada una reducida en-

¹ Integrandos datos referidos a la naturaleza del roquedo, a su disposición tectónica y a la evolución morfogenética, sobre la trama espacial proporcionada por la descripción topográfica, este autor ha distinguido, dentro de la región asturiana, siete grandes dominios: las rasas costeras, las plataformas y sierras prelitorales del occidente, las cadenas litorales, el surco prelitoral, la cuenca central, los Picos de Europa y las montañas de la divisoria.

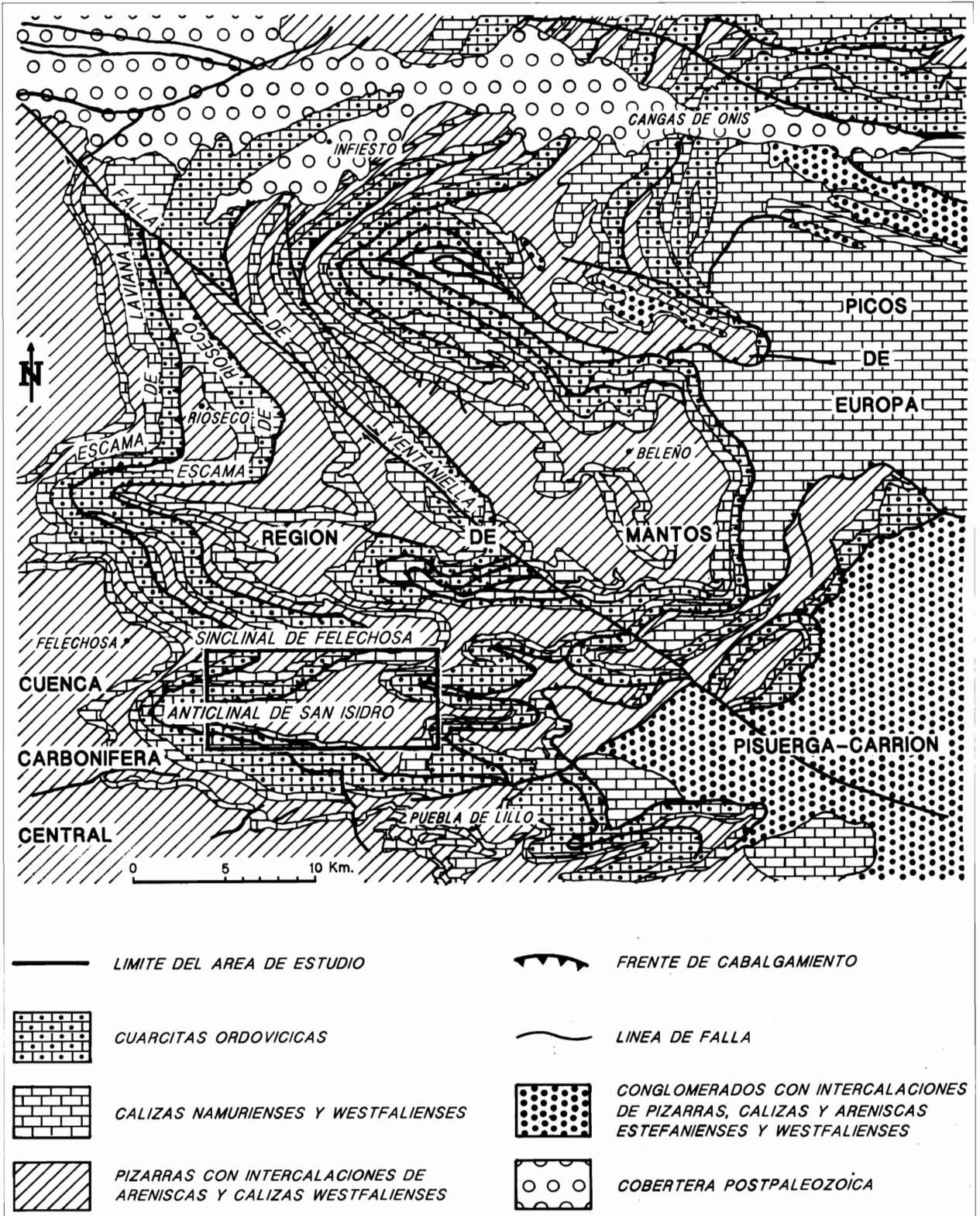


FIG. 1. Contexto geológico del Puerto de San Isidro (simplificación del Mapa Geológico realizado por Julivert, 1971).

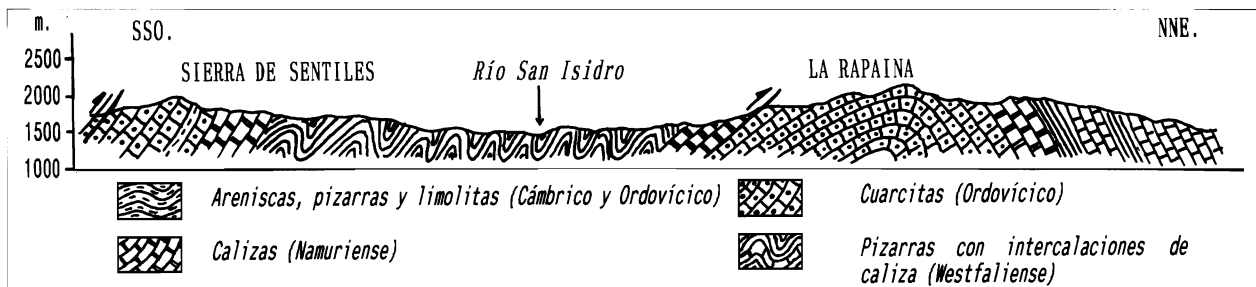


FIG. 2. Corte geológico del valle de San Isidro entre la Sierra de Sentiles y el Pico la Rapaína (escala horizontal 1:50.000).

senada pizarrosa, cuyo desarrollo longitudinal se ha visto interrumpido por la erosión regresiva protagonizada por las cabeceras del río Monasterio y de los arroyos de Los Arrudos y de La Carricera, corrientes fluviales que tajan transversalmente las estructuras hercinianas formando espectaculares desfiladeros o gargantas.

Hacia occidente, y configurando el límite meridional de los Puertos de Contorgán, estrecho pasillo modelado gracias al vaciamiento parcial de las blandas pizarras westfalienses, se dispone otro apéndice montañoso, labrado en su totalidad sobre materiales cuarcíticos de la franja más avanzada de la Escama de Laviana, que incluye las cumbres de la Peña del Hombre (1.641 m) y del Pico La Forcada (1.848 m).

En resumen, y haciendo abstracción de estas dos bifurcaciones, la alineación septentrional vendría a coincidir con una única cresta cuarcítica de disposición prácticamente paralela a la meridional, extendiéndose, entre una y otra, y de Oeste a Este, una amplia banda deprimida. Este surco intermedio, abierto a expensas de los materiales carboníferos que constituyen el techo litoestratigráfico del Manto de Ponga, se corresponde con el amplio valle de San Isidro, cuyas márgenes, muy inclinadas en su parte superior, se van transformando, a medida que se desciende hacia el interior, en tendidas rampas de erosión, que se prolongan hasta enlazar con un fondo plano, de suave perfil longitudinal (fig. 2).

Los rasgos estructurales también influyen decisivamente en la organización del relieve en la zona del Puerto de Tarna, apreciándose una clara dependencia respecto al apretado replegamiento transversal al que fue sometido el Manto de Ponga, circunstancia ésta que ha sido subrayada por la presencia de una serie de crestones cuarcíticos, de disposición marcadamente ondulada, que vienen a coincidir con el frente de la unidad cabalgante² (fig. 3).

En síntesis, esta banda rocosa, cuyo trazado podría asimilarse al de una W tumbada y abierta hacia el Este, estaría integrada por una alineación meridional de rumbo Oeste-Noroeste, de la que forman parte el Pico Los Negros de Cofiñal (1.614 m) y la Peña San Justo (1.956 m), que vira desde este punto al Este y siguiendo la línea perfilada por la Loma de los Pinares de Lillo, alcanza el Pico Lago (2.007 m), momento en el que retoma la dirección anterior para configurar el Pico El Páramo (1.850 m) y llegar hasta La Rapaína (2.022 m). A continuación, y tras describir en este lugar un nuevo y pronunciado giro, adoptando una situación prácticamente paralela a la rama inmediatamente anterior, construye las elevaciones del Pico Las Cuerdas (1.807 m), de la Peña El Águila (1.830 m) y del Pico Remelende (1.887 m); finalmente, y una vez dibujado el apretado cierre del Sinclinal de Felechosa, esta franja cuarcítica modela la línea de cumbres de la Sierra de Mongayo, en lo que representaría un apéndice arrumbado hacia el Oeste de la figura de W antes señalada.

II ORGANIZACIÓN Y EVOLUCIÓN DEL RELIEVE EN EL PUERTO DE SAN ISIDRO

La disposición topográfica del área de San Isidro se halla organizada básicamente alrededor de una amplia depresión de fondo plano y perfil suave, extendida longitudinalmente de Oeste a Este y delimitada lateralmente por unas vertientes de acusada pendiente en su mitad superior y tendidas rampas de erosión en su parte más baja. Esta morfología en artesa, enmarcada al Norte y al Sur por dos abruptas alineaciones montañosas que vienen a coincidir con los frentes de las unidades alóctonas de Laviana y de Rioseco, aparece recortada hacia su ex-

² En general, y a diferencia de la disposición que se hace visible en la zona del Puerto de San Isidro —desarrollo longitudinal y continuo de los cordales

montañosos—, en este ámbito se aprecian con mayor frecuencia interrupciones en las líneas directrices, que añaden al conjunto mayor dificultad interpretativa.

tremo occidental por una importante ruptura de pendiente —desde Riofrío hasta la central hidroeléctrica de Riofrío se salva, en un corto tramo, un desnivel de 300 metros—, aprovechada por el curso del río San Isidro para labrar un valle estrecho y profundo.

En el límite oriental, la acción erosiva protagonizada por el arroyo del Pinzón y los ríos Isoba y Silván, ha propiciado la subdivisión del pasillo principal, conformado por el vaciamiento parcial de las pizarras carboníferas westfalienses, en tres subunidades, en las que han quedado encajados, respectivamente, cada uno de esos cauces, y que se hallan enmarcadas entre el Pico Las Cuerdas (1.807 m) y la Peña San Justo (1.956 m), la más septentrional; entre ésta y el conjunto formado por la Peña Los Niales (1.750 m) y el Alto de Runció (1.782 m), la intermedia; y entre el Pico La Granda (1.656 m) y la Peña El Águila (1.450 m), la meridional.

Todo este conjunto espacial, que configura las cabezas de los ríos Aller y Porma, participa de los rasgos morfoestructurales propios de la Región de Mantos, resumidos, a grandes rasgos, en una sencilla sucesión litostratigráfica —una base cuarcítica, una franja central calcárea y un techo pizarroso— y en una elemental organización tectónica, ordenada en torno a las dos escamas cabalgantes anteriormente mencionadas, las de Laviana y Rioseco (véase fig. 1). Esta relativa simplicidad estructural únicamente se ve alterada por la presencia de un gran pliegue transversal, el Anticlinal de San Isidro, accidente tectónico que ha condicionado una intensa ondulación en planta de los afloramientos, así como una generalizada verticalización de los planos de cabalgamiento (JULIVERT; 1983), llegando, incluso, a determinar en su extremo occidental, una inversión en la inclinación de las capas, que se aprecia con mayor notoriedad en el flanco septentrional (fig. 4).

1. ANÁLISIS DE LOS PRINCIPALES CONJUNTOS MORFOLÓGICOS

Adaptado en líneas generales a las directrices estructurales anteriormente descritas, el Puerto de San Isidro constituye un sector de especial interés geomorfológico. La pervivencia en este espacio de las formas y pendientes precuaternarias, hecho que tiene que ver con la limitada impronta de la incisión fluvial reciente, le otorga al conjunto un carácter excepcional dentro de la región cantábrica, donde la proximidad a la línea de costa y el fuerte desnivel que se registra entre la cabecera de los cursos fluviales y su desembocadura en el mar, ha desfi-

gurado por lo general, cuando no eliminado, gran parte de las huellas morfológicas heredadas.

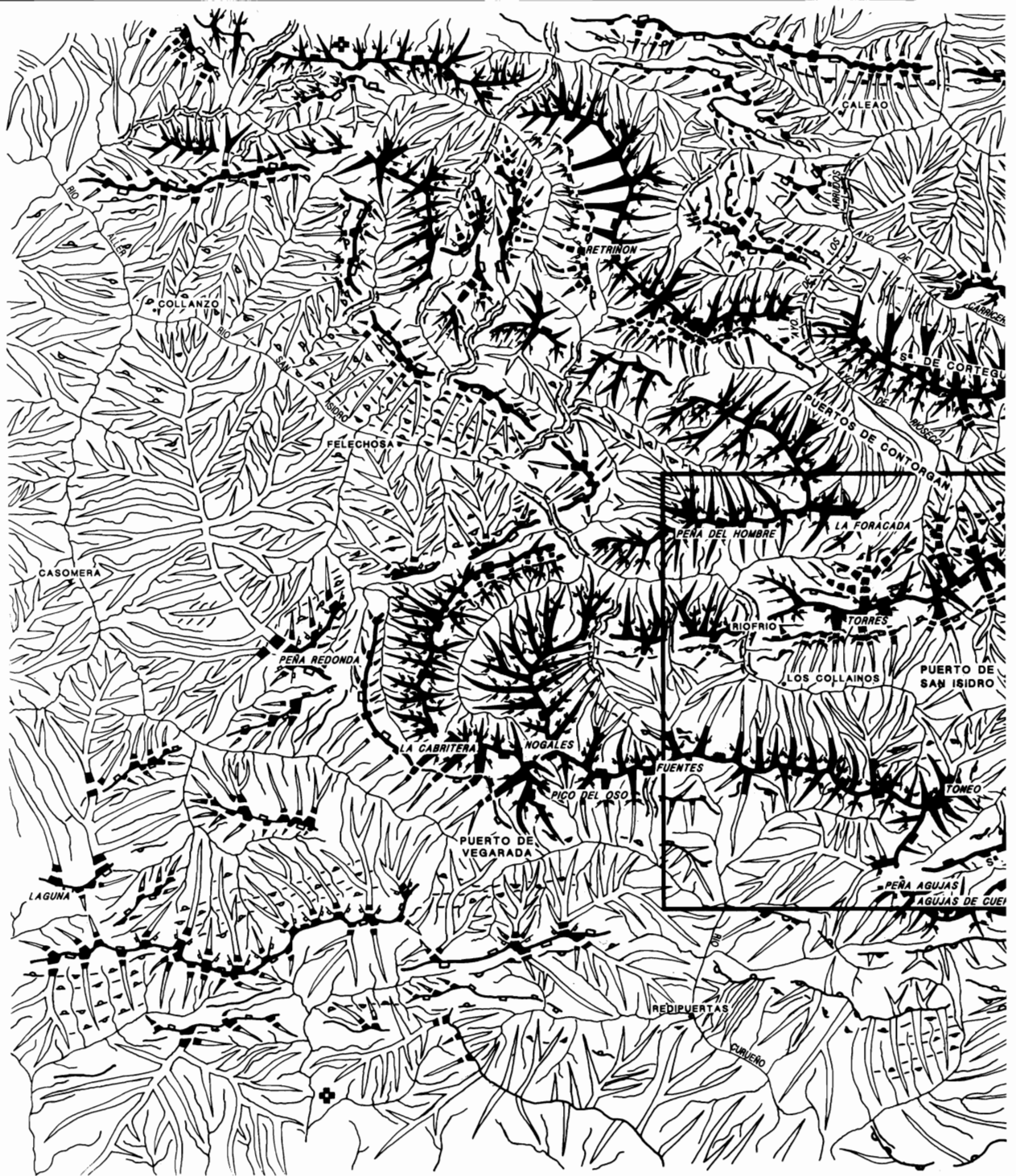
La organización de las principales líneas del relieve, dirigida, en gran medida, por el dispositivo litológico y tectónico, permite distinguir, atendiendo a las características de su modelado y a la magnitud alcanzada por la morfogénesis glaciaria, tres grandes conjuntos, conformados, respectivamente, por la vertiente septentrional, donde la incidencia del glaciario cuaternario tan sólo se manifiesta en la aparición de algunos nichos de reducidas dimensiones en las áreas más elevadas; en segundo lugar, por las depresiones intermedias de San Isidro y Cebolledo, y finalmente, por la vertiente meridional, en la que destacan como principales conjuntos glaciados los circos del Pico Toneo, de Peña Agujas, de la Sierra de Sentiles y del Pico Ausente.

A. Intercalación de vertientes regularizadas con pequeños nichos de nivación o circos glaciares incipientes en la vertiente septentrional del Puerto de San Isidro

Los rasgos más definitorios de este sector vienen dados por una culminación plana, de extensión limitada y topografía muy suave, que aparece asociada a una cubierta formada por cantos y pequeños bloques englobados en una matriz arenosa, y da paso progresivamente a una vertiente regularizada por soliflucción laminar, en la que la roca *in situ* únicamente aflora de manera ocasional, en forma de *porrones* cuarcíticos de contornos subredondeados. Estas laderas, desde el punto de vista dinámico, se encuentran en la actualidad en un estado próximo al equilibrio, registrándose tan sólo en su parte más elevada (por encima de los 1.760 m) un débil movimiento de tipo epidérmico. Este atenuado dinamismo aparece vinculado a formas de soliflucción retardada tales como las guirnaldas de vegetación desarrolladas sobre cuarcitas ordovícicas, los únicos fenómenos solifluidales generados por una actividad periglaciaria actual o subactual que hasta el momento han podido ser detectados³.

Junto a ellas, en esa ladera de solana, se han identificado también otras formas de relieve, como unos peque-

³ Aunque MARTÍNEZ ÁLVAREZ (1959) menciona la presencia, en las proximidades del Puerto de San Isidro, de disposiciones superficiales «*poligonaloides*», señaladas «*por la existencia de unos festones más terrosos, sobre los que crece la vegetación, que enmarcan detritus muy angulosos de cuarcita*», en los recorridos efectuados por la zona en ningún caso se han llegado a identificar estas formas.



- | | | | | | | | | | |
|--|--|--|------------------------------|--|--|--|--|--|---|
| | CRESTONES CUARCÍTICOS EN RESALTE | | CAPAS CUARCÍTICAS ARRASADAS | | CRESTONES CALIZOS PARCIALMENTE ARRASADOS | | INTERFLUVIOS DE DISECCIÓN SOBRE CUARCITA | | INTERFLUVIOS DE DISECCIÓN SOBRE PIZARRA |
| | CRESTONES CUARCÍTICOS PARCIALMENTE ARRASADOS | | CRESTONES CALIZOS EN RESALTE | | CAPAS CALIZAS ARRASADAS | | INTERFLUVIOS DE DISECCIÓN SOBRE CALIZA | | INCISIONES FLUVIALES |

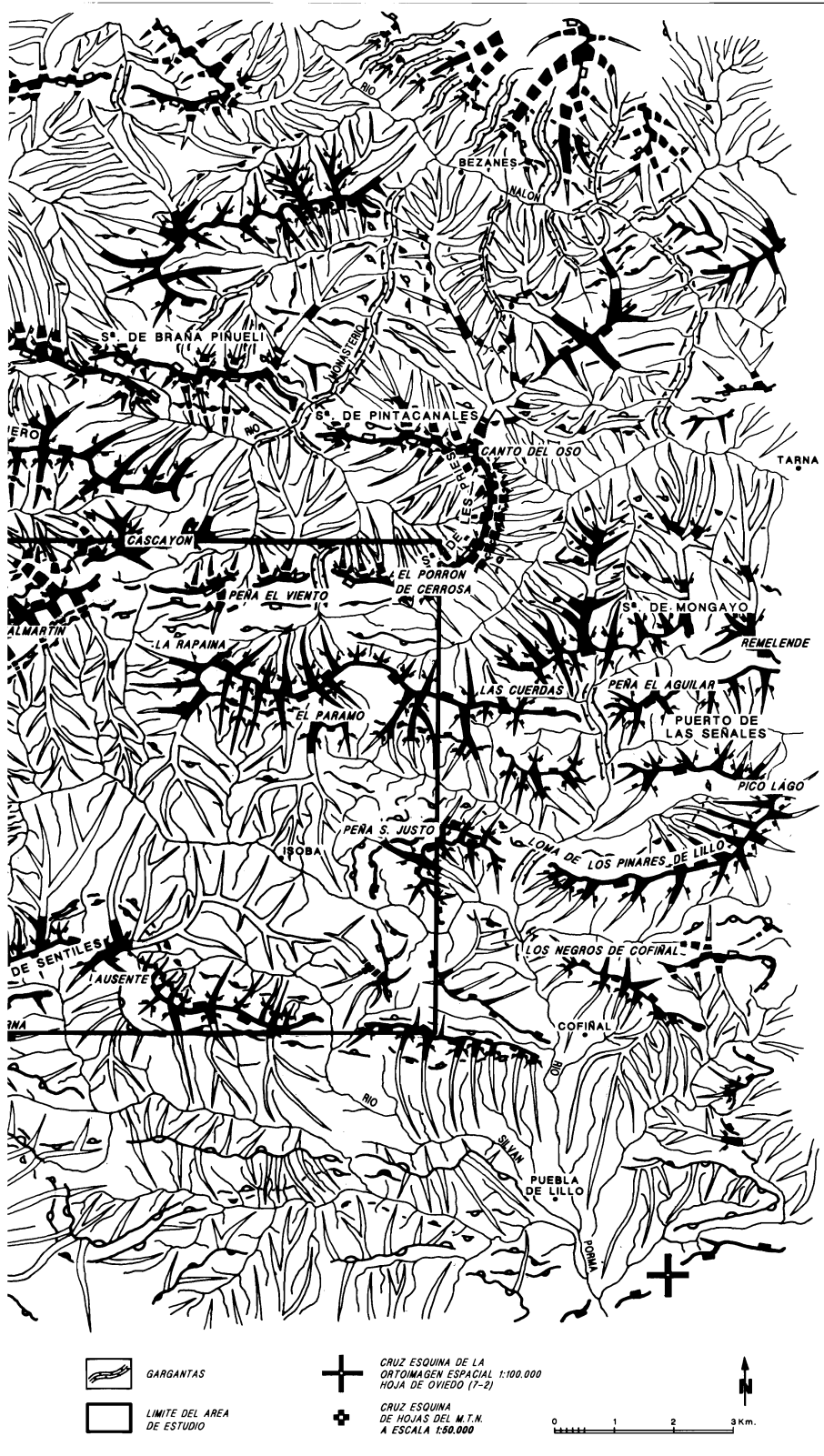


FIG. 3. Esquema morfoestructural del Macizo Asturiano entre las cuencas de los ríos Aller, Nalón y Porma.

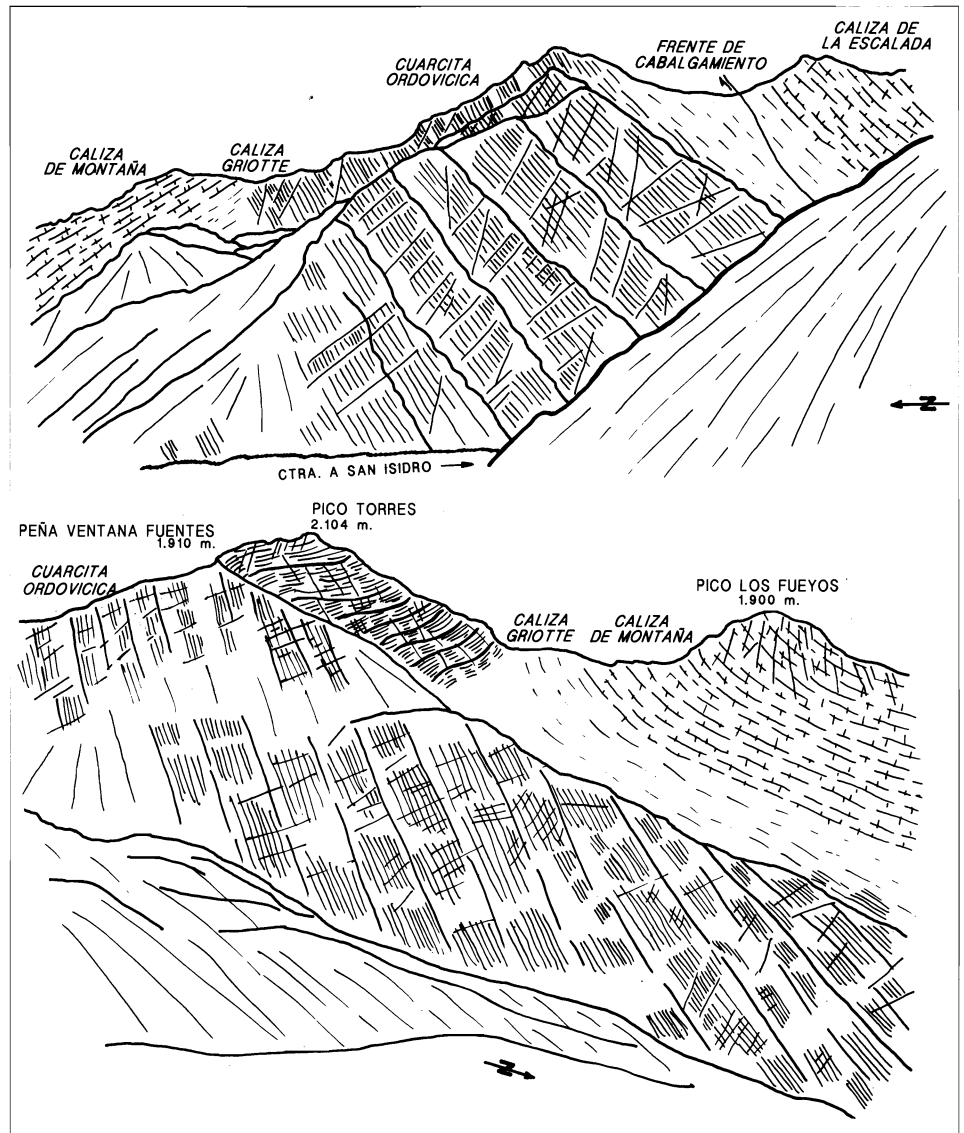


FIG. 4. Dos visiones contrapuestas del flanco septentrional del Anticlinal de San Isidro: arriba, contrafuertes occidentales del Pico Torres vistos desde la carretera asturiana de acceso al Puerto de San Isidro, en las proximidades de La Llana (obsérvese la inversión de los crestones cuarcíticos y de los materiales calizos, separados por el frente de cabalgamiento interpuesto entre las escamas de Laviana y de Rioseco; esta inversión da lugar a un buzamiento sinclinal en algunos sectores del Anticlinal de San Isidro). Abajo, vertiente oriental del Pico Torres, vista desde el Pico Valmartín. Se aprecia una incurvación completa de las capas, adoptando una disposición próxima a la horizontal.

ños recuencos que ofrecen las características propias de los nichos de nivación o de circos glaciares poco desarrollados, en los que el hielo debió concentrarse en lentejones más o menos evolucionados, pero sin llegar a desencadenar un movimiento apreciable de estos volúmenes acumulados a favor de la pendiente. Estos nichos, que en algunos casos aparecen acompañados por pequeños arcos de morrenas de nevero (circo SE del Pico Torres), interrumpen la continuidad de las vertientes regularizadas, pudiendo llegar a limitarlas, allí donde aquellas formas de nivación alcanzan un desarrollo más generalizado (picos Torres, Ventana Fuentes, Vallina Torres y Valmartín), a estrechas bandas o interfluvios que separan las concavidades.

La referida estabilidad en las zonas de perfil regularizado contrasta con las formas aún parcialmente funcionales que se acogen en el respaldo y en los laterales de estos recuencos, surcados por numerosas canales nivotorrenciales o nivales modeladas por los frecuentes aludes de nieve que se desprenden de las áreas más elevadas; este proceso se ve favorecido en su dinamismo por la acusada pendiente de los cauces rectilíneos y por los grandes espesores de nieve que se acumulan en las crestas durante el invierno (CASTAÑÓN; 1984)⁴. Dichas

⁴ Paradójicamente, los aludes que presentan una mayor importancia geomorfológica no son los que tienen lugar en las culminaciones —aludes de carác-

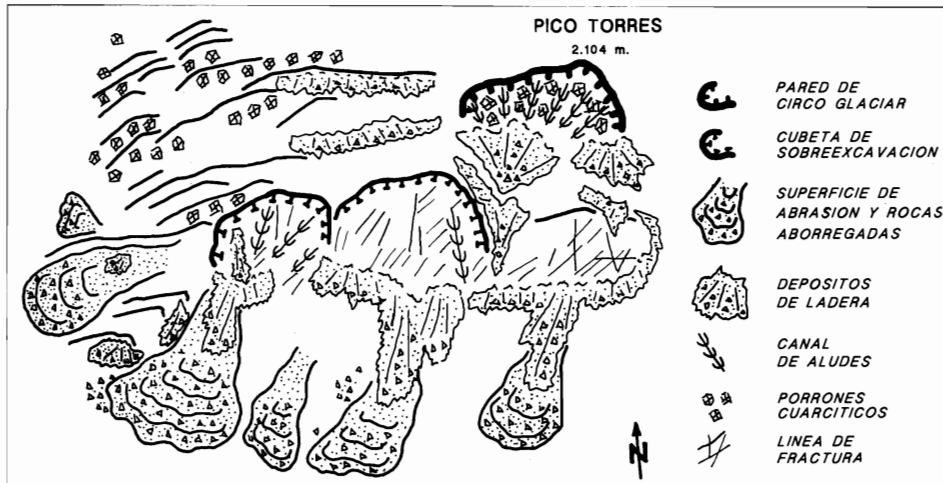


FIG. 5. Croquis geomorfológico de las coladas de bloques del surco de San Isidro, al pie de los picos Torres y Valverde (realizado sobre fotografía aérea; escala aproximada 1:20.000).

incisiones, que a menudo presentan un característico perfil en tobogán, aparecen asociadas a pequeños torreones cuarcíticos sometidos a intensos procesos de gelifracción, y a depósitos de ladera, así como a reguerones y acaravamientos, que se prolongan, aguas abajo, siguiendo un trazado zigzagueante o sinuoso.

En el fondo de estos nichos, que suele corresponderse con el límite entre la cuarcita ordovícica (Formación Barrios) y los afloramientos calcáreos westfalienses (Formación Escalada), se observa, también con relativa frecuencia, la presencia de rellenos arenosos resultantes del lavado por arroyada de los depósitos detríticos situados en la base de los escarpes circundantes.

Señalando el límite entre la parte inferior y la más elevada de la vertiente aparece una franja prácticamente continua de afloramientos de roca caliza, bastante desgastada en algunos tramos y rota según las líneas de fracturación, a cuyo pie se disponen estrechas cintas de derrubios de ladera; en este sector, y a pesar de la relativa entidad que alcanzan las calizas de la Escalada, pueden apreciarse igualmente formas menores de origen cárstico o glaciocárstico, como pequeñas cubetas de sobreexcavación y numerosos sumideros y resurgencias que acribillan la banda calcárea.

Hacia el extremo occidental, el dominio de las formas estructurales —difícil de percibir en la mayor parte

de la vertiente que venimos describiendo, como consecuencia de la escasez de afloramientos—, alcanza su máxima expresión; en este punto, el boquete labrado por el río a partir del lugar conocido como Riofrío, ha puesto en resalte una sucesión de ojivas o crestones cuarcíticos, correspondientes al cierre del Anticlinal de San Isidro, en los que se puede apreciar con bastante nitidez el buzamiento general al Sur de las capas así como su rumbo constante en dirección Oeste.

En combinación con estos elementos, aparecen al pie del Pico Torres grandes amasijos de piedras y bloques que descienden en forma de lengua desde el escarpe calcáreo hasta prácticamente el fondo del valle, convirtiéndose este fenómeno en uno de los principales mecanismos de aporte de sedimentos heterométricos hacia la parte inferior del mismo (fig. 5).

Estas coladas de piedra, que se originan por una compleja serie de actuaciones que determinan la masiva movilización de sedimentos sueltos o escasamente consolidados y material enraizado, se caracterizan, desde un punto de vista dinámico, por su enorme capacidad de transporte, arrastrando en su desplazamiento bloques de dimensiones métricas junto a partículas de granulometría mucho más fina, como arenas, limos e incluso arcillas. Los depósitos generados por este tipo de procesos se encuentran, por otro lado, pobremente clasificados, apenas poseen una estructura sedimentológica interna y contienen numerosos huecos entre los elementos que los componen (MARTÍNEZ CASTROVIEJO y GARCÍA RUIZ; 1990).

Incididas por numerosas canales de perfil sinuoso que atraviesan tanto su frente como sus márgenes, estas coladas presentan un deslizamiento corto, no llegando a superar, en ningún caso, los 75 metros de longitud con respecto al escarpe del que parten, y quedando su frente deteni-

ter superficial— sino, más bien, los que partiendo de zonas elevadas descienden hasta lugares de media o baja altitud —donde predominan los aludes de fondo—, circunstancia que se hace evidente, al igual que los ejemplos señalados por dicho autor en la vertiente suoriental del Prau del Albo, en la margen derecha de la carretera de acceso al Puerto de San Isidro por la vertiente asturiana, donde pueden observarse, en primavera, los rastros dejados por los deslizamientos de la nieve, removida con vegetación y tierra.



FIG. 6. Formas glaciares en el valle de San Isidro. Cubeta de sobreexcavación en el centro, ocupada por el Lago Isoba, y superficies de abrasión en las márgenes, que dan paso, hacia el fondo y a través de un pronunciado umbral en barra, al encajado valle del río Isoba.

do siempre en la base de la ladera. Junto a ello, y como consecuencia del característico movimiento de expansión lateral del material removido, estas formas adoptan una disposición en abanico o en espátula, presentando varias ondas de avance indicativas de un desplazamiento más o menos viscoso (GARCÍA DE CELIS et al.; 1992).

Sobre estas voluminosas acumulaciones detríticas que en su origen llegarían a colmatar prácticamente el cauce del río San Isidro, se superponen, tapizándolas en su parte más alta, abundantes derrubios de ladera, ocasionados por procesos crioclásticos en combinación con otros de naturaleza puramente gravitatoria.

B. El predominio de la morfología preglaciar en los surcos pizarrosos de San Isidro y Cebolledo

Esta unidad geomorfológica, que engloba el surco principal de San Isidro y el secundario de Cebolledo, enlaza, sin solución de continuidad, con tendidos interfluvios de pendiente suave y culminación prácticamente plana, que establecen una conexión gradual entre la parte alta de las vertientes y este sector inferior. Dichas rampas, cartografiadas por BERTRAND (1984), quien las ha correlacionado con el conjunto de las rañas, presentan una típica morfología plana, resultante del modelado erosivo de la roca *in situ*, que ha enrasado al mismo nivel los materiales con independencia de su naturaleza litológica.

Dejando aparte los fragmentos rocosos en estado errático y de naturaleza alóctona, que se apoyan directamente sobre el substrato pizarroso, en toda esta zona deprimida no se ha podido encontrar ningún depósito morrénico claramente definido⁵, con la única excepción de algunos restos de morrenas de fondo, como los señalados en el esquema geomorfológico aguas abajo de la estación invernal de Cebolledo (véase fig. 10). Estas acumulaciones, de reducido espesor e integradas por cantos y pequeños bloques cuarcíticos que aparecen aislados o embalados en una matriz arcilloso-arenosa, ofrecen inequívocas huellas de erosión glaciar (forma trapezoidal, estrías y pulido).

En combinación con los anteriores, se han identificado asimismo superficies de tipología aborregada que adquieren un desarrollo más significativo hacia los extremos occidental —rocas estriadas y pulidas inmediatamente antes de la ruptura de pendiente de Riofrío— y especialmente hacia el oriental, en torno al Lago Isoba (fig. 6), donde el modelado alcanza una mayor presencia y entidad, y ofrece un mejor estado de conservación (CASTAÑÓN; 1989)⁶.

⁵ El reconocimiento de este tipo de sedimentación glaciar, se ve en este caso dificultado por el carácter deleznable del material sobre el que se asienta, ya que el recorte fluvial del roquedo pizarroso origina perfiles alomados, fácilmente confundibles con los depósitos morrénicos.

⁶ La disposición de las estrías, perfectamente adaptada al contorno del salte rocoso, sugiere la presencia de un cuerpo de hielo de consistencia muy vis-

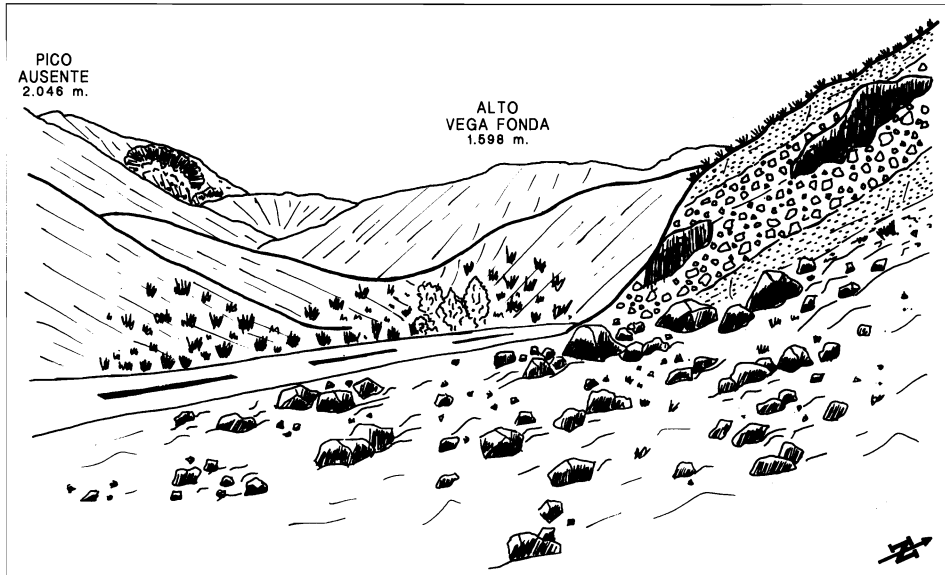


FIG. 7. A la derecha del dibujo, perfil de depósitos estratificados y parcialmente cementados que recubren la primitiva artesa glaciar del Porma, haciéndose visibles en el talud de la carretera de acceso al Puerto de San Isidro, desde la vertiente leonesa (entre los kilómetros 4 y 5 de la carretera de Puebla de Lillo a Collanzo).

Por otro lado, y haciendo referencia a la importancia de las incisiones fluviales y torrenciales sobre el roquedo pizarroso, destacan algunos aportes sedimentarios en forma de masivos conos de deyección que descansan sobre los fondos de artesa, tal y como sucede con los cartografiados a la salida del surco de Cebolledo y que enlazan con un nivel de terrazas bien definido. Junto a éstos, sobresalen, por su volumen, los depositados al pie de las canales torrenciales que recorren la vertiente Sureste de la culminación que enlaza los picos Toneo y Roldán. Sobre esas acumulaciones de cantos y bloques desgastados e inmersos en una matriz bastante arenosa, se observa la existencia de huellas de arroyada difusa, consistentes en pequeños cauces divagantes que registran numerosas confluencias y difluencias hasta conformar una red de aspecto trezado⁷.

Del mismo modo, se han referido también materiales aluviales que constituyen franjas de topografía plana y de reducidas dimensiones, alcanzando únicamente cierta entidad en la zona de chalets y cabañas situadas al pie del Pico Toneo y en el entronque, a la altura de Salencias, del surco principal y el que desciende de la zona de Cebolledo⁸. Junto a este género de depósitos, se ha reco-

nocido asimismo un nivel casi continuo de terrazas, producto del encajamiento de la red fluvial⁹ por debajo de los fondos de las artesas modeladas por los hielos.

Aparte de los sedimentos descritos, merecen especial atención, independientemente de su localización marginal con respecto al ámbito de este estudio, los depósitos crioclásticos estratificados que se descubren en los cortes visibles de la margen izquierda de la carretera de acceso al Puerto de San Isidro, desde la vertiente asturiana, una vez rebasado el lugar de Cuevas y dando vista al arroyo del Alba. Estos derrubios de ladera parcialmente cementados, que conforman un talud de considerable espesor, ofrecen características propiamente periglaciares, alternando bandas donde se observa un predominio de elementos de grano más fino con otras compuestas por materiales heterométricos, en las que los cantos e incluso los pequeños bloques adquieren un protagonismo mayor.

En la vertiente leonesa, en las proximidades de las minas de talco de Puebla de Lillo, se ha identificado otra acumulación de derrubios ordenados, integrada por un conglomerado de pizarras y calizas cementadas. Estos sedimentos, de talla variable, ocultan parcialmente

cosa y suficientemente espeso como para adaptarse plásticamente a las irregularidades del roquedo subyacente.

⁷ Gran parte de estos conos de deyección han sido desmantelados como consecuencia de la reciente ampliación de las pistas de esquí de la estación invernal de San Isidro en la zona del circo de Cebolledo.

⁸ En uno de los cortes visibles en este tramo se observa una banda continua, de color gris, cuyo origen, derivado de la decantación de limos y arcillas,

pudiera estar relacionado con una fase de obturación glaciar, aunque este extremo deberá ser confirmado a través de posteriores análisis y de su integración dentro de la dinámica general del conjunto.

⁹ En relación con ello, y aunque la acción erosiva protagonizada por los ríos San Isidro e Isoba así como por sus afluentes ha sido muy limitada en todo el sector, sí ha dado lugar a pequeños zapamientos o nichos de arranque que han dejado cicatrices de reducida entidad en el substrato pizarroso.

las huellas dejadas por la antigua lengua glaciar que descendía por el valle del Silván, alimentada por los numerosos circos de la ladera meridional del surco de San Isidro; esta circunstancia se refleja en la fosilización, por parte de estas formaciones, de los restos de una antigua morrena de fondo —compuesta por elementos de disposición caótica y naturaleza ajena a la litología local— y de una superficie rocosa, pulida y estriada por la acción abrasiva del paso del hielo (fig.7).

C. La morfología de la vertiente meridional del Puerto de San Isidro, caracterizada por la gran abundancia de formas glaciares de excavación y acumulación

Las huellas de erosión glaciar, los recuencos nivales y, especialmente, los circos glaciares, que en la vertiente septentrional tienen una importancia relativa o muy secundaria, adquieren en la ladera meridional una mayor trascendencia, circunstancia que podría ser debida, junto a cuestiones de tipo morfoclimático derivadas de una exposición más favorable a los procesos de acumulación de nieve, a causas de tipo estructural. La génesis de circos glaciares en este área, que se corresponde con la umbría, se vería propiciada por la asociación de un escarpe rocoso, coincidente con los frentes cuarcíticos de las escamas cabalgantes de Laviana y de Rioseco, y una superficie pizarrosa, de topografía plana y situada a una altitud lo suficientemente elevada como para garantizar el mantenimiento en estado sólido de la nieve precipitada. De este modo, esa nieve caída en las cumbres circundantes resbalaría por las canales de aludes hasta los recuencos deprimidos, en donde quedaría resguardada de la acción del viento por las alineaciones montañosas que los bordeaban; en esta ventajosa situación, con alimentación por aludes y a través del efecto ventisca, se propiciaría pues la formación de hielo glaciar.

En esta ladera meridional se conservan determinadas formas no inducidas directamente por el paso del hielo, que matizan, a pesar de su carácter excepcional, la importancia que pudo haber tenido esta circunstancia de tipo tectónico, como sucede con una serie de estrechos interfluvios cuyas características —tendida culminación de perfil muy homogéneo recubierta por una matriz fundamentalmente arenosa— permiten compararlos a las vertientes regularizadas descritas en la margen opuesta. Junto a ellos, también se han identificado, allí donde la ocupación glaciar no ha existido o ha tenido una significación menor, pequeños retazos de una antigua vertiente, regularizada por la uniforme distribu-

ción de los productos de disgregación de las cuarcitas, y retocada, posteriormente, por procesos de solifluxión laminar y lobular.

Sin embargo, y obviando estos elementos, el predominio de los mecanismos de modelado propiamente glaciar, es, en este sector, muy evidente. Así, los cortos valles que van a desembocar en el surco intermedio presentan cabeceras habitualmente esculpidas en forma de circos, que se yuxtaponen de una manera regular y se distinguen por ofrecer unas dimensiones relativamente reducidas y un perfil longitudinal poco sobreexcavado, interrumpido por pequeños rellanos, que únicamente de forma ocasional constituyen auténticas cubetas, algunas de ellas ocupadas por lagos (Ausente, Isoba), lagunas o zonas de turbera.

Bajo las cumbres de los picos Roldán (2.155 m), Peña Agujas (2.125 m) y Agujas de Cuerna (2.142 m), se labrarían dos de los circos que tienen una mayor entidad y unas formas más nítidas. Partirían de este lugar sendas lenguas de hielo, de gran desarrollo longitudinal, que se dirigirían respectivamente hacia el valle de Respina, la meridional, y hacia el valle de Cebolledo, la septentrional.

Más hacia el occidente, los ejemplos más relevantes vendrían representados por el circo situado al pie de la vertiente septentrional del Pico Toneo (2.094 m), de orientación Norte-Noroeste, y el emplazado entre éste y el Pico La Loma (1.981 m), caracterizado por ofrecer un fondo de abrasión en el que se combinan rocas aborregadas y pequeñas cubetas de sobreexcavación de bordes difusos, en cuyo modelado fue aprovechado el cruce de las juntas de estratificación con las líneas de fractura transversales. La acumulación de hielo en esta plataforma, producida gracias a la escasa pendiente que presenta y a una exposición adecuada¹⁰, alcanzaría prácticamente la zona culminante.

Hacia el Este del conjunto de Cebolledo y al pie del Pico Ausente (2.046 m), se abriría un amplio recueno glaciado que en la actualidad conforma un perfecto anfiteatro, ocupado por glaciares rocosos y canchales en la parte culminante, y por pequeños conos de deyección y un lago, en la inferior.

Los escarpes que configuran los respaldos y las márgenes de estas formas de erosión —que vienen a corresponderse con las resistentes cuarcitas de la Formación

¹⁰ La importancia de este factor se deriva del hecho de que la plataforma contigua, situada un poco más hacia el Este, parece haber permanecido libre de hielo, a pesar de ofrecer un grado de inclinación similar.



FIG. 8. Detalle de las guirnaldas de vegetación en la ladera noroccidental del surco de Cebolledo.

Barrios— aparecen surcados por gran número de canales de origen nival, combinándose con otras formas de carácter torrencial, que manifiestan, a diferencia de las anteriores, un perfil más cerrado, un trazo más sinuoso y una superficie más descarnada; ambos, aún funcionales en la actualidad, colaboran, junto con la fuerza de la gravedad, en la dispersión de los derrubios que tapizan el pie de los taludes.

Con independencia de cuál sea su origen último (que se planteará en el apartado correspondiente a la evolución morfológica), entre las canales se interponen abruptos espigones rocosos, fragmentados en *porrones* o *tors* cuarcíticos, de perfiles angulosos y poliédricos, que podrían interpretarse como la exhumación total de aquellos otros que, localizados en la vertiente septentrional, apenas asoman los contornos redondeados de sus cabezas por encima de la cubierta arenosa.

Por su parte, el fondo de estos circos, modelado parcialmente sobre afloramientos calcáreos, se dispone en forma de pequeños rellanos, colmatados con posterioridad por depósitos de bloques que adoptarían, bien la disposición de morrenas de nevero para constituir por coalescencia pequeñas guirnaldas (Sierra de Sentiles), o bien la forma de glaciares rocosos, cuya aparición por encima de los 1.700-1.800 metros de altitud es, en este sector, extraordinariamente abundante. En este último caso, el deslizamiento pendiente abajo de un amasijo

más o menos viscoso de hielo y bloques, habría motivado la aparición de unas características arrugas que se corresponderían con las sucesivas ondas de avance. En combinación con estas ondulaciones, se observan pequeñas hondonadas que podrían vincularse, a su vez, con la antigua presencia, en superficie, de una serie de lentejones de hielo de reducidas dimensiones, cuya progresiva fusión daría lugar a la aparición de aquellas formas menores.

Estas morrenas de nevero y glaciares rocosos, que estarían en relación con diferentes gradaciones de un mismo mecanismo de sedimentación, se encuentran asociados a otros elementos directamente inducidos por la actividad nivoperiglacial. Así, se percibe una sincronía en el caso de las canales y conos de aludes, y una superposición o transición gradual en el de los derrubios de gelifración, que, contenidos por las morrenas en su avance pendiente abajo, se apilan constituyendo espesos taludes al pie de las paredes.

Exceptuando las manifestaciones anteriores, los restos morrénicos que acompañan a las nítidas formas de erosión glacial son más bien escasos, cuando no inexistentes, conservándose una única acumulación, bien definida, aguas abajo de la plataforma labrada por la acción del hielo entre los picos Toneo y La Loma.

El restante recubrimiento detrítico que persiste sobre esta margen meridional del valle de San Isidro, apenas

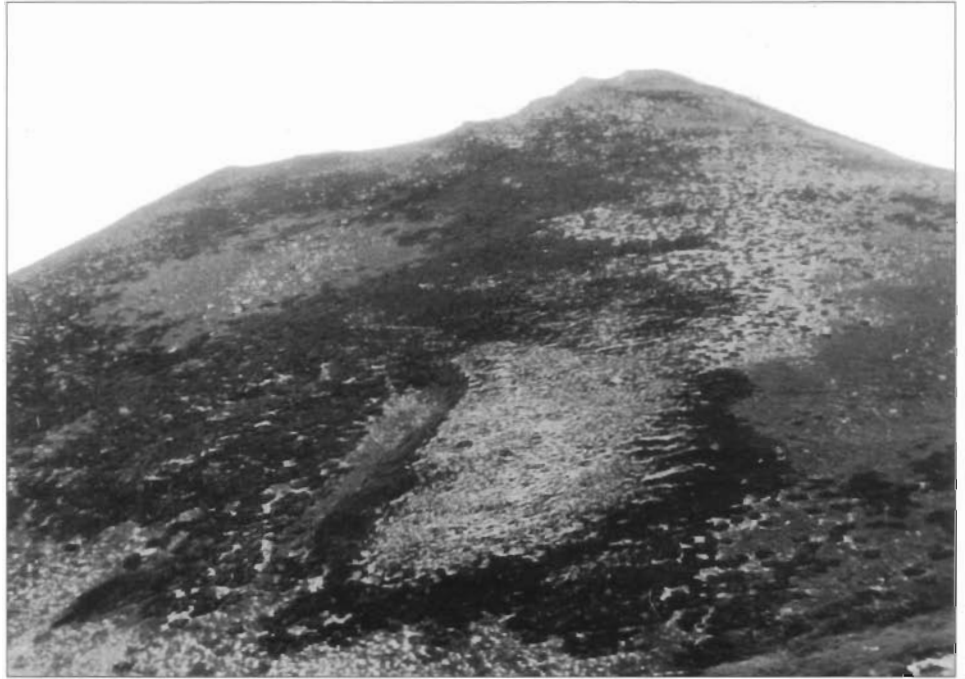


FIG. 9. Lóbulo de soliflucción en la vertiente Suroeste del Pico Toneo.

desdibuja las cabeceras secundarias ni tampoco los interfluvios, dado que configura, en la mayoría de los casos, amontonamientos de reducido espesor. A pesar de su trascendencia relativa en el paisaje, cabe distinguir los ya mencionados derrubios de ladera —canchales originados por efecto de la gravedad, en combinación con procesos de gelifración— y los retazos de vertientes regularizadas por acumulación, en donde los afloramientos rocosos apenas sobresalen al hallarse fosilizados por espesos mantos de soliflucción.

Estas últimas superficies, de perfil uniforme y reducida extensión, que vienen a coincidir en todos los casos con los sectores que han permanecido libres de la acción erosiva del hielo, aparecen bruscamente recortadas por los bordes de los circos, circunstancia ésta que se traduce en una acusada disimetría, a uno y otro lado, de aquellas aristas en las que se contraponen ambos elementos.

No obstante, estas formas regularizadas aún ofrecen en la actualidad cierto dinamismo, constatándose, en su parte culminante, por encima del límite altitudinal marcado por los 1.750-1.760 metros, la presencia de guirnaldas de soliflucción (fig. 8) y, en menor medida, de huellas de desplazamiento lobular, siendo especialmente significativo a este respecto, el lóbulo formado en la cara Suroeste del Pico Toneo (fig. 9).

Estableciendo el límite entre la parte superior y la inferior de la ladera meridional, se localiza una banda dis-

continua de afloramientos rocosos constituida por capas calcáreas, frecuentemente rotas a favor de las líneas de fracturación transversales, a cuyo pie se disponen derrubios de ladera, acompañados en determinados puntos por pequeñas morrenas de nevero. En este sector se aprecian, a pesar de la corta extensión que ocupan los materiales calizos, formas de modelado propiamente cársticas, como sumideros, resurgencias y pozos nivales; junto a ellas, y allí donde coexiste una permanencia prolongada de la nieve con el recubrimiento prácticamente completo del substrato rocoso por derrubios, se ha desarrollado un carst cubierto, constituido por depresiones de reducidas dimensiones, tapizadas por formaciones superficiales.

Este frente calizo ha sido barrido en determinados puntos por la acción erosiva del hielo configurando una superficie pulida, que adopta una disposición de umbral en barra y ofrece un perfil aborregado, con fuertes desniveles en la cara orientada aguas abajo.

A medida que se desciende hacia el fondo del surco, los circos glaciares y nichos nivales dejan paso de forma progresiva a valles y vallejos de trazado sinuoso, labrados sobre las blandas pizarras carboníferas y con abundantes huellas, tanto sobre su fondo como en sus márgenes, de nichos de arranque. El tendido desarrollo longitudinal de los interfluvios, únicamente interrumpido por la presencia de pequeños rellanos o cubetas, puede apa-

recer, en parte, recubierto por bloques erráticos de naturaleza alógena, que se asientan directamente sobre el material pizarroso, y por acumulaciones morrénicas en manto, de poco espesor y de reducida extensión.

2. LA EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DEL PUERTO DE SAN ISIDRO, CONDICIONADA POR LA PRESENCIA DE FORMAS DE RELIEVE ANTERIORES A LA EROSIÓN FLUVIAL PLIOCUATERNARIA Y POR LA ACCIÓN MODELADORA DEL GLACIARISMO PLEISTOCENO

A. *La persistencia de formas preglaciares de relieve resultantes de la erosión diferencial sobre las estructuras hercinianas*

Aunque las formas de relieve anteriores a la glaciación pleistocena, prácticamente intactas en el conjunto de San Isidro, no permiten establecer con detalle una continuidad evolutiva entre los diferentes sistemas morfogenéticos, sí traducen a grandes rasgos la transformación experimentada por este ámbito. La formulación de tal esquema global se ha visto, a la vez, apoyada por la integración de este territorio dentro de la dinámica general de la región cantábrica, facilitándose, de esta manera, la comparación y contraste de las observaciones aquí efectuadas con las hipótesis planteadas en otros trabajos precedentes.

En general, la asociación que se observa entre las formas analizadas hace pensar en una mayor antigüedad de las superficies regularizadas con respecto a las formas que las degradan, siendo este hecho un significativo indicio que debe ser tenido en cuenta a la hora de determinar el orden cronológico del área que nos ocupa. En este sentido, llaman la atención los restos de perfil uniforme que se conservan en las culminaciones de la ladera septentrional y en algunos interfluvios, así como las recortadas vertientes de acumulación de la meridional; manifestaciones, en conjunto, comparables a otros muchos ejemplos de la Cordillera, y que podrían ser testimonios residuales de un modelado previo a la instalación de los hielos, al tratarse de formas mayoritariamente incompatibles con la morfogénesis glaciar.

Los distintos disponibles apuntan hacia la existencia, en un primer momento, de un relieve configurado por amplias extensiones de *tors* modelados bajo una espesa cubierta de alterita y en condiciones de biostasia. Durante este período se llevaría a cabo una profunda alteración del sustrato, consistente en una arenización de las cuarcitas que respetaría, en todo caso, los núcleos de ro-

cas más sanas. Éstos emergen en la actualidad en forma de pequeños *porrones* que salpican las áreas culminantes, ofreciendo contornos más o menos redondeados en función del tiempo transcurrido desde su afloramiento.

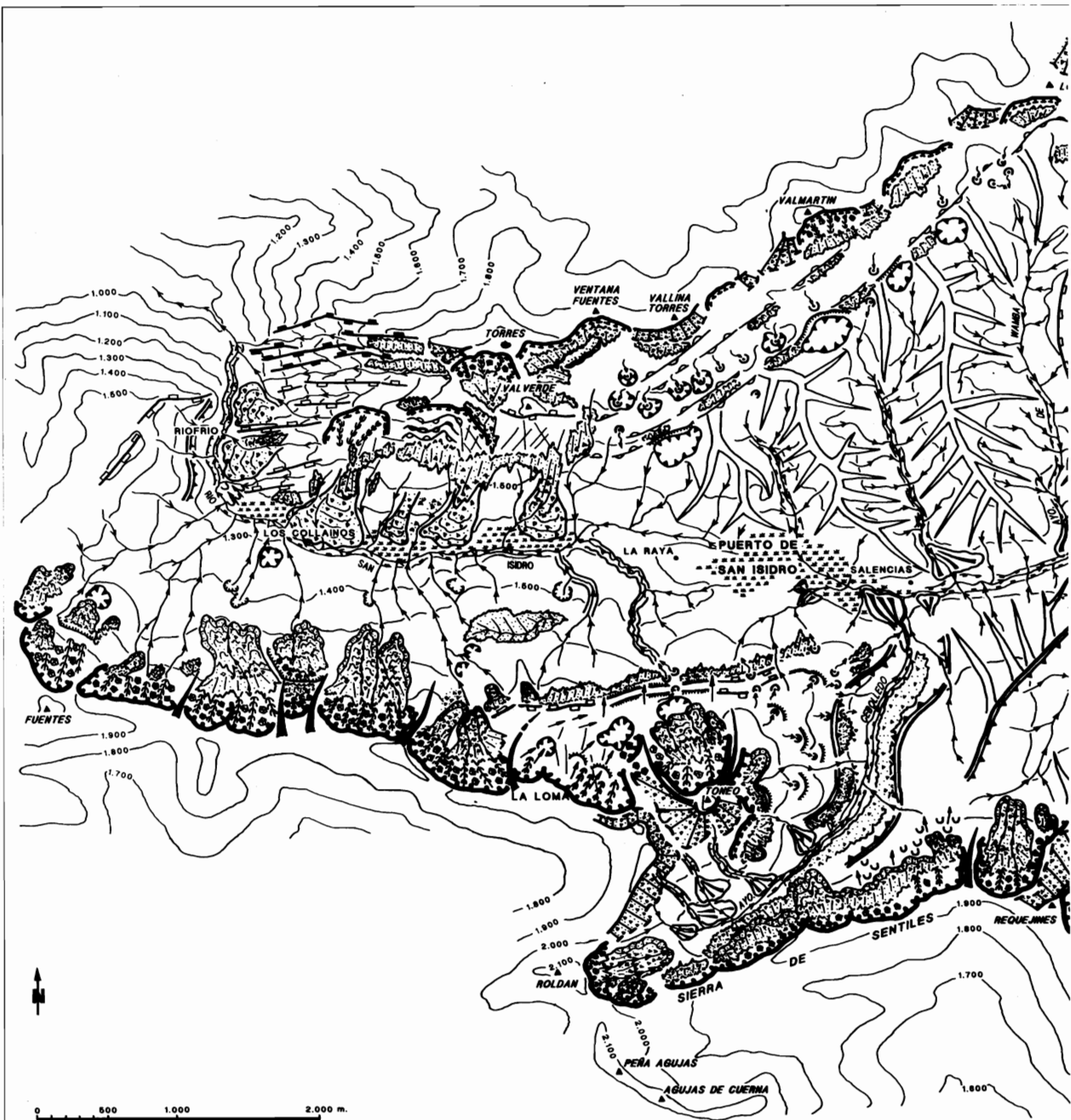
Hacia el fondo del valle, estas vertientes enlazan con un conjunto de interfluvios cuya morfología —culminación plana y suave perfil longitudinal— permite asimilarlos, igualmente, a procesos de modelado anteriores a la acción glaciar pleistocena y, más concretamente, a un relieve de tipo apalachense o pseudoapalachense. Dichas superficies, resultado del reaprovechamiento por la erosión diferencial de las antiguas estructuras hercinianas, podrían de este modo haber formado parte de una antigua y amplia artesa fluvial, en la que paulatinamente se iría encajando la red hidrográfica, tal y como se deduce de la presencia de niveles sucesivos en la rampa.

Por otro lado, esta etapa supondría también el punto de partida de las principales manifestaciones cársticas (sumideros, resurgencias y depresiones cerradas) cartografiadas en las bandas calizas que recorren ambas vertientes del Puerto de San Isidro, y cuyo origen estaría determinado por el nuevo nivel de base impuesto por la progresiva profundización de los cursos de agua.

A la vez, los retazos fósiles de las superficies de erosión pueden ponerse en relación cronológica con otros de nivel similar reconocidos en ambas márgenes del río Porma, en las proximidades de Puebla de Lillo, donde fueron identificados por BERTRAND (1973, 1984) como correlativos de la peana que sustenta los depósitos de raña. En este sector, recubierto parcialmente por sedimentos fluviales o fluviotorrenciales de carácter alóctono, aparece encajada la morrena terminal de la lengua de hielo que descendía por el valle del Porma, hecho que indica una anterioridad de las rampas con respecto a las acumulaciones glaciares.

Formas asimilables a las anteriores han sido descritas por CASTAÑÓN (1989), en la mayoría de los pasillos pizarrosos drenados por la red hidrográfica del Duero (Luna, Bernesga, Torío y Curueño), distinguiendo en todas ellas al menos dos niveles erosivos. En la vertiente cantábrica se han señalado también restos que podrían ser morfológicamente equiparables, localizados en algunos sectores del occidente asturiano y al pie de los principales relieves de la zona central.

El carácter correlativo que en principio parecen tener todas estas manifestaciones de modelado fluvial requiere, para su demostración concreta, análisis más detallados y pormenorizados que permitan la concreción de las condiciones paleoclimáticas bajo las que se originarían




FORMAS ESTRUCTURALES

 LINEAS DE FRACTURA

 RELLANO DE EXCAVACION

 LOMA MORRENICA

 COLADA DE BLOOMES

 CAPA CUARCITICA EN RESALTE (INCLINADA O SUBVERTICAL)

FORMAS GLACIARES

 UMBRAL EN BARRA O ESCALON


FORMAS PERIGLACIARES

 VERTIENTE REGULARIZADA POR ACUMULACION

 CAPA CUARCITICA ABRASADA (INCLINADA O SUBVERTICAL)

 PARED DE CIRCO

 HUELLAS DE ABRASION

 NICHU DE NIYACION O CIRCO GLACIAR INCIPIENTE


 DEPOSITOS DE LADERA

 CAPA CALIZA EN RESALTE (INCLINADA O SUBVERTICAL)

 PARED DE ARTESA

 SUPERFICIE ABORREGADA


 MORRENA DE NEVERO

 REGUERONES NIVALES EN DEPOSITOS

 CAPA CALIZA ABRASADA (INCLINADA O SUBVERTICAL)

 CUBETA DE SOBREEXCAVACION

 MANTO MORRENICO

 GLACIAR ROCOSO

 CANAL DE ALMBES

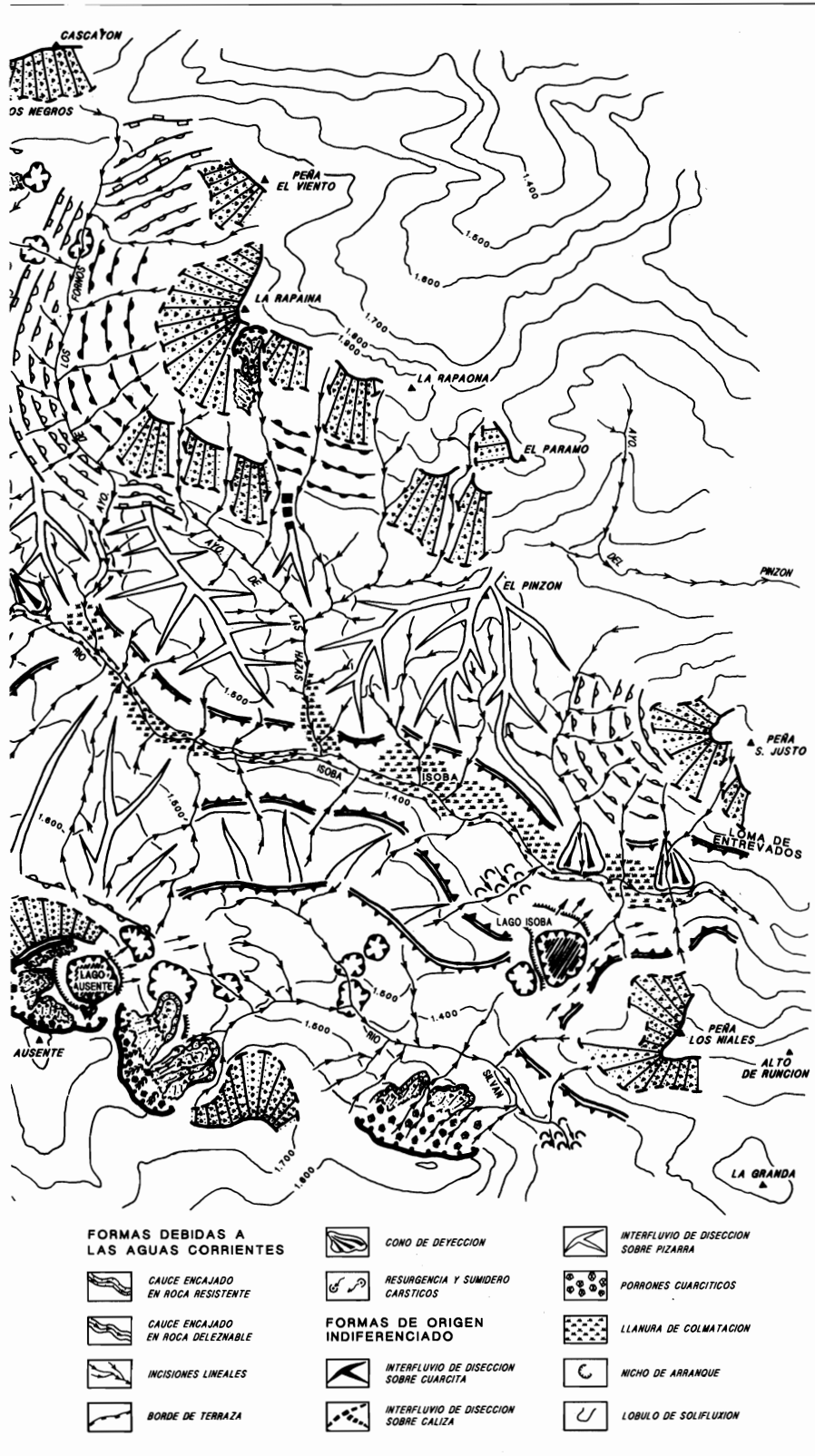


FIG. 10. Esquema geomorfológico del Puerto de San Isidro.

estos valles en artesa y las superficies prerraña. En relación con ello, no sería descartable, tal como opina Mensching (1958), que la formación de los pedimentos sobre los cuales se depositaron los canturrales pudiera haber tenido su inicio durante una fase climática de tipo sabana, con una alternancia de estaciones húmedas y secas, mientras que la fosilización y el recubrimiento por las rañas estaría asociado a un clima más árido (MABE-SOONE; 1961).

Así, a la fase de biostasia le sucedería otra, en la que los procesos dominantes estarían dirigidos por el progresivo dismantelamiento de la cubierta sedimentaria, exhumación que debió estar directamente relacionada con un profundo cambio climático que, rompiendo el equilibrio precedente, daría paso a unas condiciones de tipo rexistásico. Entre los distintos sistemas morfogenéticos que actuaron durante este período, serían los periglaciares y glaciares los que tuvieron una mayor trascendencia en la configuración actual del paisaje, estableciéndose entre unos y otros una transición gradual marcada por el progresivo recrudescimiento de las temperaturas.

Bajo esas particularidades climáticas se llevaría a cabo la movilización de gran parte del manto detrítico, que sería transportado vertiente abajo por fenómenos de tipo solifluidal. Esta desaparición parcial de la capa arenosa que protegía los fragmentos de roca sana cuarcítica afectados por fenómenos de disgregación subaérea, posibilitaría, por otra parte, el afloramiento de los *tors*. A partir de este momento, los procesos erosivos a que se verían sometidos estos salientes rocosos transformarían su anterior perfil, subredondeado y muy rugoso, en otro de marcadas formas angulosas y poliédricas, determinado por mecanismos de fragmentación mecánica, entre los que sobresalen los de gelifracción (GODARD; 1966).

La redistribución generalizada de los elementos de arenización de la cuarcita, acentuaría la regularización de las vertientes, y podría correlacionarse con determinados conjuntos de formaciones superficiales previos a la glaciación, localizados en el valle del Duje, en los Picos de Europa y en el valle del Sil, en Babia (FROCHOSO y CASTAÑÓN; 1986. CASTAÑÓN; 1989)

B. La actuación de la glaciación pleistocena, dirigida preferentemente por el almacén estructural

El inicio de la glaciación pleistocena supondría una aceleración en el proceso de movilización y transporte de la cubierta arenosa, aunque debieron registrarse, en el

transcurso de esta exhumación, distintas variantes y grados; así, mientras que en unas vertientes se daría una desaparición casi completa de la alterita a causa de la excavación del hielo en las áreas culminantes y de la incisión fluvial en la parte inferior de los valles, en otras se produciría una regularización, o más bien una ligera remodelación por soliflucción laminar, de las superficies precedentes.

En el Puerto de San Isidro debieron existir en la fase álgida de la glaciación dos importantes lenguas difluventes que, adaptadas a las condiciones impuestas por el relieve previo, actuarían como colectores generales de las corrientes que descendían de las cabeceras menores, dando lugar así a la formación de aparatos alpinos compuestos. Uno de ellos partiría desde el circo glaciar del Pico Toneo y se dirigiría hacia la vertiente cantábrica, recogiendo a su paso el hielo drenado desde los recuencos occidentales. Aprovechando el perfil longitudinal de los antiguos valles fluviales y respetando en gran medida su configuración precedente, alcanzaba el umbral rocoso de Riofrío, donde se interrumpiría de forma brusca ante la acusada ruptura de pendiente que se registra en este punto, fragmentándose el hielo en forma de *séracs*.

La otra, de mayor extensión, tendría su inicio en el circo al pie del Pico Roldán y de Peña Agujas, labrando a su paso la artesa del surco de Cebolledo hasta conectar con la depresión intermedia, desde donde continuaría, en dirección Este, para confluir con las lenguas menores que descendían de la Sierra de Sentiles y del circo del Ausente, hasta alcanzar las proximidades del Lago Isoba¹¹. En este punto, la arteria principal se bifurcaba, prosiguiendo la lengua más septentrional por el valle del río Isoba, y la más meridional por el del río Silván. Dichas corrientes de hielo alcanzarían su frente en las inmediaciones de Puebla de Lillo, en torno a los 1.100 metros de altitud, depositando la lengua meridional en ese lugar un cordón morrénico que en la actualidad aparece totalmente recubierto por la vegetación.

Entre este período de máxima expansión y el último estadio residual de esta etapa morfogenética —correspondiente en líneas generales con una tipología muy elemental de heleros y glaciares rocosos, que indica una transición hacia procesos de carácter periglaciario—, de-

¹¹ Las condiciones cársticas anteriores a la instalación de los hielos determinarían la aparición de las principales cubetas de sobreexcavación, con la excepción de aquellas (lago Ausente) que fueron labradas sobre las bandas cuarcíticas, aprovechando en este caso los puntos en los que el proceso de alteración de la roca hubiese sido más intenso.

bió interponerse una fase intermedia. Ésta quedaría definida por el mantenimiento de pequeños lentejones de hielo y por la individualización de las lenguas anteriormente descritas, conservándose como único testimonio morrénico el cordón localizado aguas abajo de la plataforma glaciar que se extiende entre los picos Toneo y La Loma.

Este retroceso daría origen a acumulaciones de tipo aluvial como la señalada en las proximidades de los remotes de Salencias, área de colmatación que podría corresponderse con un tramo cubierto de agua, situado entre las dos grandes lenguas de hielo divergentes¹². No obstante, la presencia en este lugar de un área encharcada, hecho que parece confirmarse por el reconocimiento en uno de los cortes visibles de la zona, de una banda continua de color gris derivada de la decantación de limos y arcillas, también podría estar condicionada por el colapsamiento total del cauce del río San Isidro como consecuencia de su relleno por masivos conos de deyección depositados a la salida del surco de Cebolledo.

Por lo que respecta a la cronología de las formas de origen glaciar, todas ellas podrían explicarse, a pesar de las diferencias altitudinales de los sedimentos morrénicos, como consecuencia del proceso de deglaciación würmiense (MARTÍNEZ DE PISÓN et al.; 1989)¹³ y sin que necesariamente hayan tenido que darse distintos períodos glaciares, tal como defienden algunos autores¹⁴.

Así, la sucesión escalonada de estos retazos de antiguas manifestaciones glaciares, se correspondería con

¹² La existencia de esta zona de colmatación intermedia entre las dos lenguas implicaría una posible comunicación entre ambas cuencas glaciares —argumento que podría estar avalado por la presencia en las laderas, coincidiendo con la supuesta área de contacto, de bloques erráticos de cuarcita—, generándose durante la fase de fusión de los hielos una especie de barreras laterales que impedirían el discurrir normal del agua.

¹³ La evolución del Puerto de San Isidro vendría a coincidir en líneas generales con la experimentada por el conjunto glaciado de Sanabria: «desarrollo inicial del máximo pleniglaciario en el Pleistoceno reciente, repliegue menor, aún pleniglaciario; retrocesos frontales por pulsaciones; gran recesión glaciar, con etapa de disyunción topográfica de lenguas; acantonamiento en altitud de aparatos de circo en una fase de equilibrio; nueva regresión con subsistencia de heleros dispersos y desaparición definitiva del glaciario».

¹⁴ Este planteamiento ha sido defendido en diversos trabajos como el realizado sobre el valle del río Miera por MOÑINO, CENDRERO y DÍAZ DE TERÁN (1987), en el que se apunta la posibilidad de que las huellas dejadas por una glaciación más antigua, del Pleistoceno medio e inferior, hayan podido ser barridas por otra más reciente y muy pulsadora, correspondiente al Pleistoceno superior. ALONSO HERRERO (1987) en su estudio sobre la cabecera del río Esla, comarca de Riaño, supone dos glaciaciones para esta región, caracterizándose la primera por la formación de reducidas plataformas glaciares, mientras que la segunda se definiría por pequeños glaciares de valle. En este mismo sentido apuntan las investigaciones llevadas a cabo por ALONSO y FLOR (1987) en el valle de Degaña y FLOR y BAYLON-MISIONE (1989) en el valle del Duje.

las distintas fases del proceso de deshielo, vinculándose los de mayor entidad y situados a una menor altitud con el momento de máximo avance del hielo y con un período de notable estabilidad de los frentes, hecho que parece avalado por el volumen alcanzado por la morrena terminal de Puebla de Lillo; el segundo nivel, representado por depósitos de escasa entidad como el pequeño cordón reconocido a media ladera aguas abajo del Pico La Loma, se identificaría con una fase intermedia, de relativa importancia, mientras que los glaciares rocosos y morrenas de nevero, se relacionarían con la etapa residual, momento en el que debió producirse, si se tiene en cuenta la abundancia y dimensiones de estas formas, una nueva demora en el proceso de deglaciación (CASTAÑÓN; 1989).

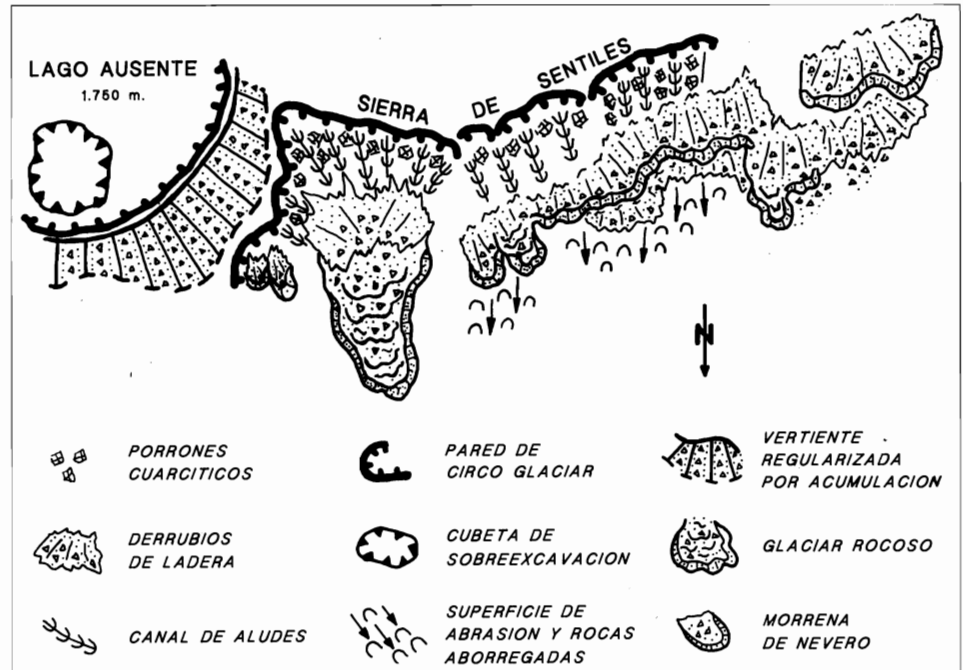
Algunos autores han asignado distintas edades a los glaciares rocosos y a las morrenas de nevero, basándose en su distinto nivel altitudinal (ALONSO; 1989)¹⁵. Sin embargo, este criterio interpretativo se contradice con la asociación de formas que se observa en todo el área de San Isidro y, en especial, en la Sierra de Sentiles. Aquí, las morrenas de nevero y los glaciares rocosos se suceden sin solución de continuidad, apareciendo formas de transición (fig. 11). Esta circunstancia hace pensar, más que en una sucesión temporal, en una gradación de las condiciones de sedimentación, originándose los glaciares rocosos allí donde la orientación era más favorable, tanto para los procesos de formación de hielo como para los de concentración de derrubios caídos desde los escarpes circundantes (FRANCOU; 1993).

C. La morfología postglaciar

a) *La impronta periglaciaria, dominante en la evolución natural del relieve.*— Una vez iniciado el proceso de deglaciación, la colmatación parcial de las vertientes y del fondo de las depresiones de Cebolledo y de San Isidro estaría inducida fundamentalmente por dos mecanismos de importancia desigual. En primer lugar, los aportes torrenciales laterales que se han ido depositando bajo la forma de conos de deyección en la desembocadura de las principales canales y que tienen una mayor entidad en el entronque del surco de Cebolledo con el valle de San Isidro. En relación con ellos, el similar grado de en-

¹⁵ Esta variación espacial ha sido el argumento utilizado para asignar una formación posterior de las morrenas de nevero, situadas, en todos los casos, a cotas más altas que los glaciares rocosos.

FIG. 11. Croquis geomorfológico de la vertiente septentrional de la Sierra de Sentiles. Obsérvese la alternancia entre *porrones* cuarcíticos y canales de aludes, en la parte culminante, y los límites más imprecisos entre las guimaldas de morrenas de nevero, los glaciares rocosos y los depósitos de ladera, en la parte inferior (esquema realizado sobre fotografía aérea; escala aproximada 1:20.000).



cajamiento de la red fluvial en el frente de estas acumulaciones y en el fondo de la artesa glaciar, podría apuntar hacia un origen sincrónico o ligeramente posterior de estas formas sedimentarias con respecto a la fase de ocupación de los hielos pleistocenos. En contraposición al carácter claramente relicto de todas estas manifestaciones, el amontonamiento de derrubios a la salida de los cauces torrenciales que disecan la vertiente noroccidental del circo de Cebolledo, es señal de una actividad más reciente, incluso actual.

El segundo de los mecanismos de relleno de los valles, de carácter más localizado pero de enorme capacidad de movilización de material, está relacionado con el deslizamiento de importantes coladas de bloques (véase fig. 5). Este proceso, que al obstaculizar el drenaje también favorecía las acumulaciones de tipo aluvial, estaría ayudado, en primer lugar, por la existencia de un conjunto de condiciones morfoestructurales que pueden contribuir a explicar tanto su desarrollo como su emplazamiento. En efecto, las coladas de bloques, se localizan en laderas extremadamente inclinadas (en la base del Pico Torres, único lugar en el aparecen tales formas, éstas salvan un desnivel próximo a los 300 m), donde la presencia de un abrupto escarpe rocoso, muy estratificado y fracturado, permitiría la acumulación de un volumen considerable de depósitos que luego serían arrastrados aguas abajo junto a material enraizado, esto es, material *in situ*.

No obstante, se puede comprobar en el esquema geomorfológico diversos indicios (carácter relicto de todos estos deslizamientos, tapizados prácticamente en su totalidad por un espeso manto vegetal; desarrollo sobre su superficie de formas de tipo torrencial; parcial recubrimiento por derrubios de ladera, ...) que indican la no funcionalidad de las coladas. A la vez, la existencia de otros signos como son el asentamiento de su frente sobre las terrazas fluviales o fluvioglaciares así como el poder de excavación y arrastre demostrado por el río San Isidro en el momento en que las coladas de bloques colapsaron el fondo del valle¹⁶, apuntan hacia una posible relación entre el origen de estas acumulaciones y el proceso de deglaciación.

Su vinculación con unas condiciones climáticas de frío intenso, propias de la fase tardiglaciaria, explicaría tanto la capacidad morfogenética de la red fluvial en ese momento, alimentada por el agua liberada desde niveles superiores, como el propio desencadenamiento de estos procesos de relleno de las vertientes. En efecto, la fusión del hielo intersticial actuaría, por un lado, como elemento lubricante al empapar los sedimentos y por

¹⁶ Esta circunstancia estaría avalada por el hecho de que las pequeñas llanuras de colmatación que se formaron inmediatamente antes de las dos coladas mayores, indican, por sus reducidas dimensiones, que la red fluvial debió abrirse de nuevo camino en un espacio de tiempo relativamente corto.

otro promovería, al modificar el volumen, procesos de reajuste entre los bloques, interviniendo ambos factores como mecanismos favorecedores de la movilidad de los materiales (GARCÍA DE CELIS et al.; 1992).

Estas formas, que manifiestan una clara tendencia a desarrollarse sobre la margen orientada al mediodía, muy favorable en consecuencia a fenómenos de fusión del hielo, podrían ser contemporáneas de la existencia de los glaciares rocosos cartografiados en la ladera meridional, donde la menor exposición solar permitiría una mayor perdurabilidad de la nieve acumulada en los circos.

Junto a los mecanismos anteriormente analizados, principales causantes de la sedimentación reciente, los derrubios de ladera alcanzan cierta extensión en la vertiente al pie del Pico Torres, aunque, al estar recubiertos en algunos lugares por la vegetación, sólo son visibles bajo los resaltes rocosos calizos que establecen el límite entre la zona culminante y la parte inferior de las laderas.

Aparte de los sedimentos descritos, y aunque queden ubicados fuera de los límites del área de estudio, sobresalen por su interés a la hora de contextualizar este espacio dentro de la dinámica general de la región cantábrica, los derrubios ordenados y parcialmente cementados que se describen en la base de la Peña del Hombre, visibles en el talud de la carretera de acceso al puerto desde la vertiente asturiana. En este caso, y aunque no se dan todas las condiciones precisas para poder asimilar estos depósitos estratificados a las *grèzes litées* en sentido estricto, su disposición estratificada podría indicar la existencia de mecanismos de transporte semejantes. Tomando con cautela este planteamiento, y atendiendo a la línea interpretativa de GUILLIEN, utilizada tradicionalmente para explicar este fenómeno, la génesis de este tipo de formaciones se vería condicionada por pulsaciones en la capacidad de arrastre de las aguas superficiales, relacionadas con la fusión de la nieve y determinadas por fluctuaciones de tipo climático.

No obstante, esta argumentación ha sido matizada en publicaciones recientes (BERTRAN et al; 1992), fundamentadas en el análisis de este tipo de depósitos de ladera en algunos sectores de la cordillera de Los Andes, en Sudamérica, donde estos procesos son aún activos (FRANCOU; 1993). De este modo, se ha considerado la posibilidad de que esa sucesión entre bandas de elementos finos y otras de fragmentos rocosos de talla más gruesa —elemento característico de las *grèzes litées*— pudiese estar originada por la alternancia entre fases de

soliflucción y fases de criorreptación vinculadas a la aparición de *pipkrakes*.

Por otro lado, también se han conservado restos de esta morfogénesis en la margen izquierda del río Silván, en las proximidades de las minas de talco de Puebla de Lillo, identificados por MARTÍNEZ ÁLVAREZ (1959) como manifestaciones periglaciares generadas a expensas de las pizarras carboníferas. En este lugar, la fosilización de formas de abrasión y acumulación glaciar por delgados recubrimientos de gravas y cantos, ordenados en capas y parcialmente cementados, indica una anterioridad de aquellas formas con respecto a los depósitos de ladera y, en consecuencia, la sustitución gradual de unas condiciones climáticas de tipo glaciar por otras de naturaleza periglacial (véase fig. 7).

Esta superposición de elementos posibilita, en definitiva, la vinculación entre estos depósitos estratificados y otras formas de modelado que aparecen en las áreas culminantes, directamente relacionadas con la fase glaciar residual, como serían las coladas de bloques que han sido cartografiadas en la vertiente septentrional, y los abundantes testimonios de glaciares rocosos y morenas de nevero identificados en la meridional. Todo ello, permite comparar estos derrubios posiblemente tardiglaciares con los reconocidos en otros sectores de la región cantábrica (Sierra de Villabandín, valle del Duje).

Por lo que se refiere a las formas generadas por una dinámica periglacial actual, aunque en todos los casos presentan un carácter muy localizado, apareciendo circunscritas a los sectores más elevados, son indicativas de la actividad morfogenética protagonizada por el frío en las zonas de alta montaña. Cabe reseñar en este sentido la existencia de aludes de nieve durante la primavera, en las canales rectilíneas situadas bajo las cumbres más altas. Junto a ellos, también se han identificado, por encima de los 1.700-1.800 metros de altitud, mecanismos de soliflucción contenida como los que dan lugar a suelos en guirnaldas y, allí donde las condiciones topográficas son favorables, pedreras que se desparraman al pie de los escarpes.

Los límites altitudinales que registran los procesos criogénicos en el conjunto de San Isidro, serían de esta manera, equiparables a los señalados por BROSCHE (1978) como genéricos para la región cantábrica; así, este ámbito, en el que apenas se sobrepasan los 2.100 metros de altitud, se correspondería con el tramo inferior del piso periglacial en el que únicamente aparecen formas de soliflucción retardada, no encontrándose sin em-



FIG. 12. Panorámicas generales del circo de Cebolledo, tomadas respectivamente en 1987 (izquierda) y 1994 (derecha). Reflejan la transformación del paisaje ocasionada por la apertura incontrolada de pistas de esquí y la construcción de remontes mecánicos, lo que ha supuesto la destrucción con carácter irreversible de buena parte del relieve glaciar preexistente.

bargo formas asociadas al piso de soliflucción libre como suelos poligonales o suelos estriados, propias de los macizos montañosos (Peña Ubiña, macizos central y occidental de los Picos de Europa, Peña Prieta, Curavacas y Espigüete) que superan los 2.400 m (CASTAÑÓN y FROCHOSO; en prensa).

b) La repercusión de la acción humana.— Por la gran trascendencia que ha tenido en la transformación de este espacio natural, la actividad que el hombre ha venido ejerciendo en el puerto de San Isidro a través del tiempo merece, al menos, una breve referencia.

El aprovechamiento ganadero que tradicionalmente ha soportado este medio y que ha tenido su reflejo más inmediato en la desaparición parcial del bosque atlántico, en la apertura de sendas y en la configuración en las zonas más bajas de un espacio de praderas salpicado por pequeñas cabañas de piedra¹⁷, se ha visto sustituido en las últimas décadas por otros usos, mucho más agresivos y depredadores del medio.

Así, por un lado, la actividad extractiva que tiene lugar en la vertiente meridional de la Sierra de Sentiles (valle de Respina) y en la margen izquierda del río Silván, aguas abajo de Isoba, ha dejado una cicatriz que se ha ido expandiendo en los últimos años hasta formar

una mancha de tales dimensiones que no sólo es nítidamente visible en las fotografías aéreas (escala aproximada 1:20.000) sino que configura un área perfectamente delimitable en las ortoimágenes obtenidas desde satélite (escala 1:100.000).

Por otro lado, a la destrucción del medio natural causado por estas explotaciones a cielo abierto —prácticamente irreversible—, se unen las repercusiones negativas inducidas por la estación invernal del circo de Cebolledo (fig. 12). La apertura indiscriminada de caminos, la ampliación de las pistas de esquí y la construcción de nuevos remontes mecánicos ha terminado por desmantelar, casi en su totalidad, la morrena de nevero situada al pie de Peña Agujas. Esta actividad se ha ido extendiendo hasta afectar asimismo a las acumulaciones glaciares situadas en la cabecera del valle de Respina, al pie de las Agujas de Cuerna, y a la vertiente de Riopinos, transformando de una manera irrecuperable este espacio, de indudables cualidades paisajísticas.

III CONCLUSIONES

La evolución del modelado del Puerto de San Isidro responde a una secuencia temporal amplia y compleja en la que se sucedieron diversos y variados sistemas morfogénéticos, cuyo conocimiento, y en especial el de los acontecimientos previos a la glaciación würmiense, es aún incompleto. A pesar de ello, y tomando con cautela algunos de los argumentos utilizados, el análisis precedente ha posibilitado el desarrollo de un esquema cronológico provisional.

¹⁷ Estas construcciones tradicionales están siendo reemplazadas por otras, de tipologías muy diferentes —casas de madera canadienses, casas alpinas prefabricadas—, poco acordes con el entorno natural del puerto, que junto con los campings permanentes de caravanas instalados en Isoba y en La Raya, y las desproporcionadas construcciones hoteleras relacionadas con la estación de esquí, son una clara consecuencia de la presión que padecen en la actualidad los espacios de alta montaña.

En este sentido, se ha tomado como punto de partida un relieve precuaternal de tipo apalachense o pseudo-apalachense (MUÑOZ JIMÉNEZ; 1982), derivado de la reactivación de procesos de erosión diferencial como consecuencia de los empujes tectónicos alpínicos, circunstancia que implicaría la resurrección de las formas asociadas a las antiguas escamas cabalgantes hercinianas. Dicha reactivación, favorecida por la alternancia en este área montañosa de materiales litológicamente contrastados —bancos cuarcíticos y calizos inferiores, y niveles pizarrosos superiores—, generaría una morfología densamente accidentada de crestas y surcos, que marcan aún las líneas generales del relieve.

Así pues, las particulares condiciones de este ámbito territorial, y en especial la escasa incidencia que ha tenido el encajamiento reciente de la red fluvial, han permitido la conservación de formas resultantes de antiguos procesos modeladores, como los niveles o rampas de erosión correspondientes al fondo de antiguos valles en artesa y los retazos de vertientes regularizadas por acumulación.

El glaciario pleistoceno retocaría con posterioridad el relieve preexistente, a partir de los sectores con una exposición más favorable a los procesos de acumulación de nieve. En este sentido, el volumen de las masas de hielo, al igual que sucede en el resto de la Cordillera Cantábrica, estaría sujeto a fuertes condiciones de tipo climático, topográfico y morfoestructural. Dichas condiciones determinarían el carácter local del glaciario, de tal modo que el drenaje de hielo no se efectuaría de una manera generalizada en todo el área culminante, sino que se concentraría de modo especial en las escarpadas laderas de umbría, dando lugar a cabeceras modeladas en forma de nítidos circos glaciares.

Por debajo de estas cabeceras, aunque prácticamente la totalidad de los surcos de San Isidro y de Cebolledo se verían ocupados por importantes lenguas de hielo, éstas tendrían un desarrollo disimétrico, descendiendo la que drenaba el hielo hacia la vertiente leonesa hasta co-

tas altitudinales bastante más bajas que la que se dirigía hacia la vertiente cantábrica, hecho derivado de una mejor conservación, en aquel sector, de los valles estructurales preexistentes.

Por otro lado, el análisis de las formas de acumulación que acompañan a las labradas por excavación permite deducir, atendiendo a sus distintos niveles altitudinales y al volumen de los depósitos generados, varios estadios en el proceso de deglaciación. En síntesis, los restos conservados permiten distinguir una fase de máximo avance, una fase de estacionamiento intermedio, que apenas depositaría testimonios claros, y una fase residual que conllevaría la sedimentación de abundantes morrenas de nevero y glaciares rocosos.

Finalmente, la acción modeladora glaciaria sería progresivamente sustituida por procesos periglaciares que irían ganando terreno, sin solución de continuidad, a partir de los espacios liberados por la fusión del hielo. Entonces, a la vez que en los escarpes montañosos aún persistían pequeños reductos cubiertos de nieve y hielo, en la parte inferior de los valles se produciría el deslizamiento de grandes coladas de bloques y la sedimentación de derrubios ordenados y parcialmente cementados. Estos últimos depósitos estarían verosíblemente relacionados con la alternancia entre fenómenos de soliflucción y de criorreptación.

A partir de este momento, como consecuencia de una dulcificación gradual de las condiciones climáticas, las manifestaciones de tipo periglaciario irían progresivamente perdiendo relevancia hasta su definitivo acantonamiento en los enclaves montañosos más elevados.

Así, en la actualidad, esta actividad se mantiene por encima de los 1.600-1.700 metros de altitud, dando lugar a canales de aludes de nieve en forma de tobogán y a taludes de derrubios al pie de los escarpes rocosos; junto a ellos, y en zonas de pendiente más suave o sobre rellanos, también se han identificado formas menores de soliflucción vetardada tales como pequeñas guirnaldas.

B I B L I O G R A F Í A

- ALONSO, V. (1989): «Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña-Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica)», *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 3, nº 1-4, págs. 9-15.
- ALONSO, V. y FLOR, G. (1987): «Evolución cuaternaria del valle de Degaña (SO de Asturias)», *Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario*, Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Santander, págs. 233-236.
- ALONSO HERRERO, E. (1987): «Huellas del glaciario cuaternario en las cabeceras del río Esla, vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León)», *Cuaternario y Geomorfología. Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario*, vol. 1, Asociación Española para el Estudio del Cuaternario y Sociedad Española de Geomorfología, Zaragoza, págs. 49-59.
- ARENILLAS PARRA, M. y ALONSO OTERO, F. (1981): «La morfología glacial del Mampodre (León)», *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, nº. 79, págs. 53-62.
- BERTRAN, P.; COUTARD, J. P.; FRANCOU, B.; OZOUF, J. C. y TEXIER, J. P. (1992): «Données nouvelles sur l'origine du litage des grèzes: implications paléoclimatiques», *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 46, págs. 97-112.
- BERTRAND, G. (1974): *Les paysages cantabriques: Picos de Europa et Montaña de León (nord-Ouest de l'Espagne*, Tesis Doc., ej. mecanografiado, Univ. de Toulouse.
- BERTRAND, C. y BERTRAND, G. (1984): «Des rañas aux raras: remarques sur le système montagne-piémont de la Cordillère Cantabrique centrale, Espagne du nord-ouest», *Montagnes et Piémonts. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, págs. 247-260.
- BROSCHÉ, K. U. (1978): «Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica», *Estudios Geográficos*, nº. 151, págs. 131-162.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. (1984): «Sobre el modelado originado por los aludes de nieve en el Prau del Albo (Alto Huerna, Asturias)», *Ería*, nº. 6, págs. 106-112.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. (1989): *Las formas de relieve de origen glacial en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano*, Tesis Doc., microfichas, Serv. Publ. Univ. de Oviedo.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. y FROCHOSO SÁNCHEZ, M. (1992): «La glaciación Würm en las montañas cantábricas», en CEARRETA, A. y UGARTE, F. (Ed.): *The late Quaternary in the western Pyrenean Region*, Serv. Ed. Univ. del País Vasco, Bilbao, págs. 319-332.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. y FROCHOSO SÁNCHEZ, M. (1992): «Problemas de identificación de fases glaciares previas al Würm en las montañas cantábricas», en CEARRETA, A. y UGARTE, F. (Ed.): *The late Quaternary in the western Pyrenean Region*, Serv. Ed. Univ. del País Vasco, Bilbao, págs. 313-318.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. y FROCHOSO SÁNCHEZ, M.: «El periglaciario de la Cordillera Cantábrica», *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Estado de la cuestión*. Monografía de la SEG, (en prensa).
- FLOR, G. y BAYLON-MISIONE, J. I. (1989): «El glaciario cuaternario de los Puertos de Áliva (Macizo oriental de los Picos de Europa, Occidente de Cantabria)», *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 3, págs. 27-34.
- FRANCOU, B. (1993): *Hautes montagnes. Passion d'explorations*, Masson, París.
- FROCHOSO SÁNCHEZ, M. y CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. (1986): «La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el cuaternario (Picos de Europa, NW España)», *Ería*, nº 11, págs. 193-209.
- GARCÍA DE CELIS, A.; LUENGO UGIDOS, M. A. y REDONDO VEGA, J. M. (1992): «Algunos ejemplos de deslizamientos en el Alto Sil (León)», *Estudios de Geomorfología en España. Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología*, tomo II, Sociedad Española de Geomorfología, Murcia, págs. 445-453.
- GODARD, A. (1966): «Morphologie des socles et des massifs anciens. Les "tors" et le problème de leur origine», *Revue Géographique de l'Est*, págs. 153-170.
- GÓMEZ ORTIZ, A. y GONZÁLEZ MARTÍN, J. A. (1988): «Geomorfología periglacial: desde una visión histórica hacia nuevas perspectivas», en GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J. L. (Ed.): *Perspectivas en Geomorfología*, Monografía de la SEG, nº 2, Zaragoza, págs. 79-94.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J. A. (1984): «Rasgos generales del periglaciario de la Península Ibérica y áreas insulares», *Luz de Investigación y Espacio*, nº. 7, págs. 23-81.
- HAMELIN, L. E. (1958): «Matériaux de Géomorphologie périglaciaire dans l'Espagne du Nord», *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, tomo XXIX, págs. 241-256.

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (1991): *Ortoimagen espacial*

1:100.000, hoja de Oviedo (núm. 7-2), proyección U.T.M., huso: 30, satélite Landsat 5, sensor T. M., Madrid.

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEO-MINERO DE ESPAÑA (1990): *Mapa Geológico de España 1:50.000*, hoja de Puebla de Lillo (núm. 79, 14-6), 2ª Serie, 1ª Edición, Madrid.

JULIVERT, M. (1983): La estructura de la Zona Cantábrica, *Libro jubilar a J.M. Ríos*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, págs. 339-381.

LUEJE, J. R. (1977): *Guía de la montaña asturiana*, Ayalga/Ediciones, Salinas.

LUEJE, J. R. (1984): *La Cordillera Cantábrica*, Caja de Ahorros de Asturias, Oviedo.

LLOPIS LLADO, N. (1954): «El relieve de la región central de Asturias», *Estudios Geográficos*, nº 57, págs. 501-550.

MABESOONE, J. M. (1961): «La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la cuenca del Duero (provincia de Palencia)», *Estudios Geológicos*, vol. XVII, págs. 101-130.

MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A. (1959): «Nota sobre el hallazgo de depósitos periglaciares en la montaña asturiana», *Speleon. Revista española de hidrología, morfología cárstica, espeleología y Cuaternario*, tomo X, nº. 3-4, págs. 265-274.

MARTÍNEZ-CASTROVIEJO, R. y GARCÍA-RUIZ, J. M. (1990): «Coladas de piedras (debris flows) y dinámica fluvial en ríos torrenciales del Pirineo Central: el caso del río Ijuez», *Cuadernos de Investigación Geográfica*, tomo XVI, págs. 55-81.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1988): «Geomorfología glaciaria», *Perspectivas en Geomorfología*, Monografía de la SEG, nº 2, Zaragoza, págs. 62-67.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y ANTÓN BURGOS, J. (1980): «Repertorio bibliográfico sobre morfología glaciaria de la Península Ibérica», *Cuadernos de Investigación Geográfica*, tomo VII, págs. 3-50.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; AGUDO, C.; ALONSO, C.; BLÁZQUEZ, A.; DELGADO, V.; GARCÍA, M.; GONZÁLEZ, J. A.; GONZÁLEZ, E.; GONZÁLEZ, M. J.; POBLETE, M. A.; SERRANO, E. y UGARTE, F. (1989): «Observaciones sobre la morfología glaciaria de Sanabria», *Actas del XI Congreso Nacional de Geografía*, Asociación de Geógrafos Españoles, Madrid, págs. 156-165.

MOÑINO, M.; CENDRERO, A. y DÍAZ DE TERÁN, J. R. (1987): Glaciario en el alto Miera, *Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario*, Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Santander, págs. 179-182.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1982): Geografía física. El relieve, el clima y las aguas, *Geografía de Asturias*, tomo 1, Ayalga/Ediciones S.A., Oviedo.

SERVICIO GEOGRÁFICO DEL EJÉRCITO (1991): *Mapa Topográfico Nacional 1:50.000*, hojas de Pola de Lena (núm. 78) y de Puebla de Lillo (núm. 79), 2ª edición, Madrid.

STICKEL, R. (1929): Observaciones de morfología glaciaria en el NO. de España, *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, vol. XXIX, págs. 297-313.

VARELA HEVIA, A. (1990): *Mapa de Cordillera Cantábrica. Zona del Pontón-San Isidro 1:35.000*, Principau d'Asturies, Conseyería d'Educación, Cultura y Deportes.

VARELA HEVIA, A. (1990): *Mapa de Cordillera Cantábrica. Zona de San Isidro-Payares 1:35.000*, Principau d'Asturies, Conseyería d'Educación, Cultura y Deportes.