

CARMEN RODRÍGUEZ PÉREZ
Departamento de Geografía. Universidad de Oviedo

Las formas de relieve y la evolución geomorfológica de la sierra de Sobia (área central de Asturias)

RESUMEN

La sierra de Sobia, conjunto montañoso calcáreo situado en el área central de Asturias, se ha revelado como uno de los enclaves más privilegiados a la hora de reconstruir la evolución morfogenética de la Cordillera Cantábrica, tanto en lo referente a las etapas más recientes, por la conservación de huellas de nivación en los escarpes calcáreos, coladas de bloques y derrubios periglaciares cementados, como en lo relativo a las más antiguas, al actuar las depresiones cerradas de la culminación como trampas en las que han quedado retenidos depósitos de origen precuaternario.

RÉSUMÉ

Les formes du relief et l'évolution géomorphologique de la Sierra de Sobia (Zone centrale des Asturies).- La Sierra de Sobia, ensemble montagneux calcaire placé dans la région centrale des Asturies, s'est avéré comme une des enclaves les plus privilégiées pour reconstruire l'évolution morphogénétique de la Cordillère Cantabrique, tant en ce qui concerne les étapes les plus récentes, grâce à la conservation d'empreintes de nivation sur les escarpements calcaires, de coulées de blocs et de débris périglaciaires, comme pour les périodes les plus anciennes, parce que les dépressions fermées modelées sur la culmina-

tion ont joué le rôle de pièges dans lesquelles ont été retenus les dépôts préquaternaires.

ABSTRACT

Landforms and geomorphological evolution of the Sierra de Sobia (Central Area of Asturias).- The calcareous unit of Sierra de Sobia, placed in the Central Area of Asturias, is a privileged mountainous ensemble in order to reconstruct the morphogenetic evolution of the Cantabrian Range, illustrating not only the more recent periods, due to the conservation of nival features in the limestone escarpments, blockstreams and periglacial debris, but also the older periods, as the closed depressions placed on the summit have acted as traps and retained the prequaternary deposits.

Palabras clave / Mots clé / Key words

Cordillera Cantábrica, sierra de Sobia, evolución geomorfológica, periglaciario.

Cordillère Cantabrique, Sierra de Sobia, évolution géomorphologique, périglaciario.

Cantabrian Mountains, Sierra de Sobia, geomorphological evolution, periglaciario.

EL PROCESO de reconstrucción de la historia geomorfológica de la Cordillera Cantábrica, aun habiendo registrado avances significativos, especialmente en la definición de los tipos de modelado glaciar y periglaciario, continúa encontrándose con importantes lagunas e imprecisiones, sobre todo en lo que se refiere a las tendencias morfológicas y sedimentarias de los períodos más antiguos.

Enmarcadas en el propósito de subsanar, en parte, estas deficiencias, revisten un interés especial las investigaciones que tienen por objeto la representación cartográfica y el análisis de las formas de modelado existentes en algunas de las sierras calcáreas asturianas. Dicho interés se justifica por tratarse de macizos que se han convertido en testigos privilegiados de la evolución geomorfológica general, tanto en sus fases más recientes,

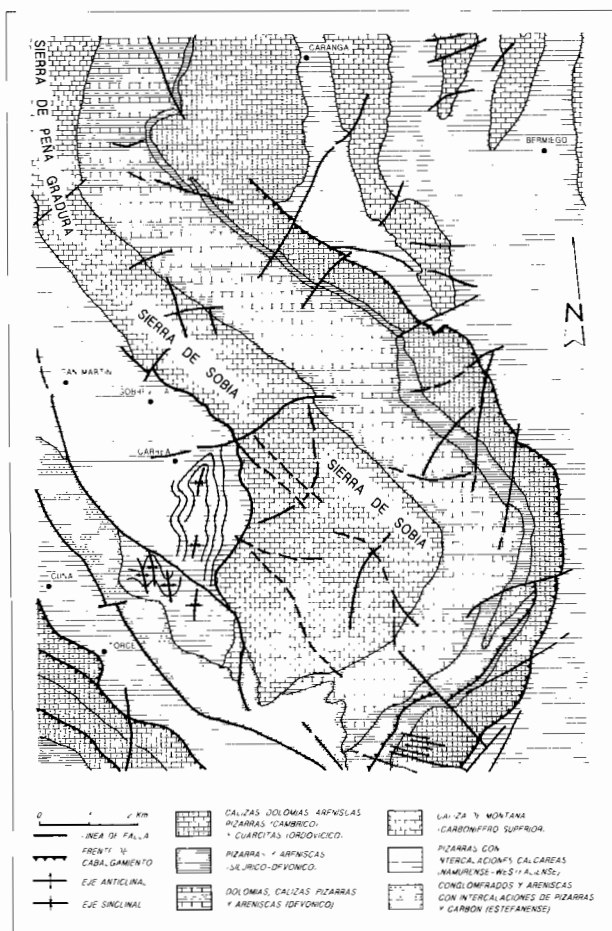


FIG. 1. Esquema geológico de la sierra de Sobia y de Peña Gradura, elaborado a partir del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (hojas 77-La Plaza y 52-Proaza).

con la conservación de depósitos periglaciares, gracias a su cementación, como en las etapas más primitivas de la misma, al actuar las depresiones cerradas como auténticas trampas en las que pueden haber quedado aislados depósitos de origen muy antiguo. El estudio de estos sedimentos y de las formas de relieve (de naturaleza diversa y correspondientes a sucesivos sistemas morfogenéticos) permite construir un modelo explicativo acerca de la evolución geomorfológica de estos conjuntos calcáreos que contemple, en particular, la incidencia que el modelado periglaciario ha tenido sobre su configuración actual, retocando o desmantelando el relieve más antiguo. Además, en dicho contexto periglaciario, la presencia de depósitos cementados permite contrastar la secuencia evolutiva establecida a partir de la relación de formas y procesos con el estudio microscópico de las precipitaciones calcíticas y su datación radioisotópica

por el método del Uranio-Torio (CASTAÑÓN y FROCHOSO; 1996).

Un ejemplo singular e ilustrativo de todo lo anterior es el constituido por las formas de erosión y de acumulación que aparecen en el área culminante y en las vertientes de la sierra de Sobia, conjunto calcáreo de altitud media, situado en la franja central de la región asturiana. Dicha alineación, enclavada en los términos municipales de Teverga, Quirós y Proaza, se continúa, a partir del collado de Vosbigre (1.484 m), por las cumbres de Saleras (1.778 m), Valmayor (1.733 m), Vallina (1.602 m), Las Yuntas (1.624 m) y Siella (1.515 m) hasta su declinación en las proximidades del pueblo de Caranga de Abajo.

I EL CONTEXTO MORFOESTRUCTURAL DE LA SIERRA DE SOBIA

Desde el punto de vista topográfico, la sierra de Sobia configura un macizo de altitud relativamente moderada, cuyas cotas más elevadas se sitúan en torno a los 1.700 metros. No obstante, la estrecha plataforma calcárea que constituye su culminación, alargada de Noroeste a Sureste y con unas dimensiones de 7 km de longitud por 2 km de anchura, destaca nítidamente sobre las depresas áreas circundantes, de naturaleza principalmente silíceas. A este realce ha contribuido, sin duda, el recorte protagonizado por los cursos fluviales tanto en la vertiente nororiental (ríos Ricabo y Quirós) como, sobre todo, en la suroccidental, con el labrado de importantes entalladuras (desfiladeros de la Hoz de la Estrechura, en el río Val de San Pedro y de Entrepeñas, en el río Teverga).

Este área, encuadrada morfoestructuralmente dentro de la región de Pliegues y Mantos, y de modo aún más concreto en la unidad de La Sobia-Bodón, se caracteriza por presentar, con respecto a la vecina unidad de Somiedo-Correcilla, notables diferencias en cuanto a espesores y a facies de las distintas formaciones que se suceden a partir del Devónico. Así, mientras que en Somiedo-Correcilla la serie correspondiente a dicho período geológico aparece prácticamente completa, en la unidad que nos ocupa (La Sobia-Bodón) están ausentes las formaciones correspondientes al Devónico superior y a parte del Devónico medio. La existencia de estas lagunas estratigráficas determina una mayor fragmentación de todo el conjunto sedimentario, lo que explica que las estructuras plegadas presenten en este caso un menor

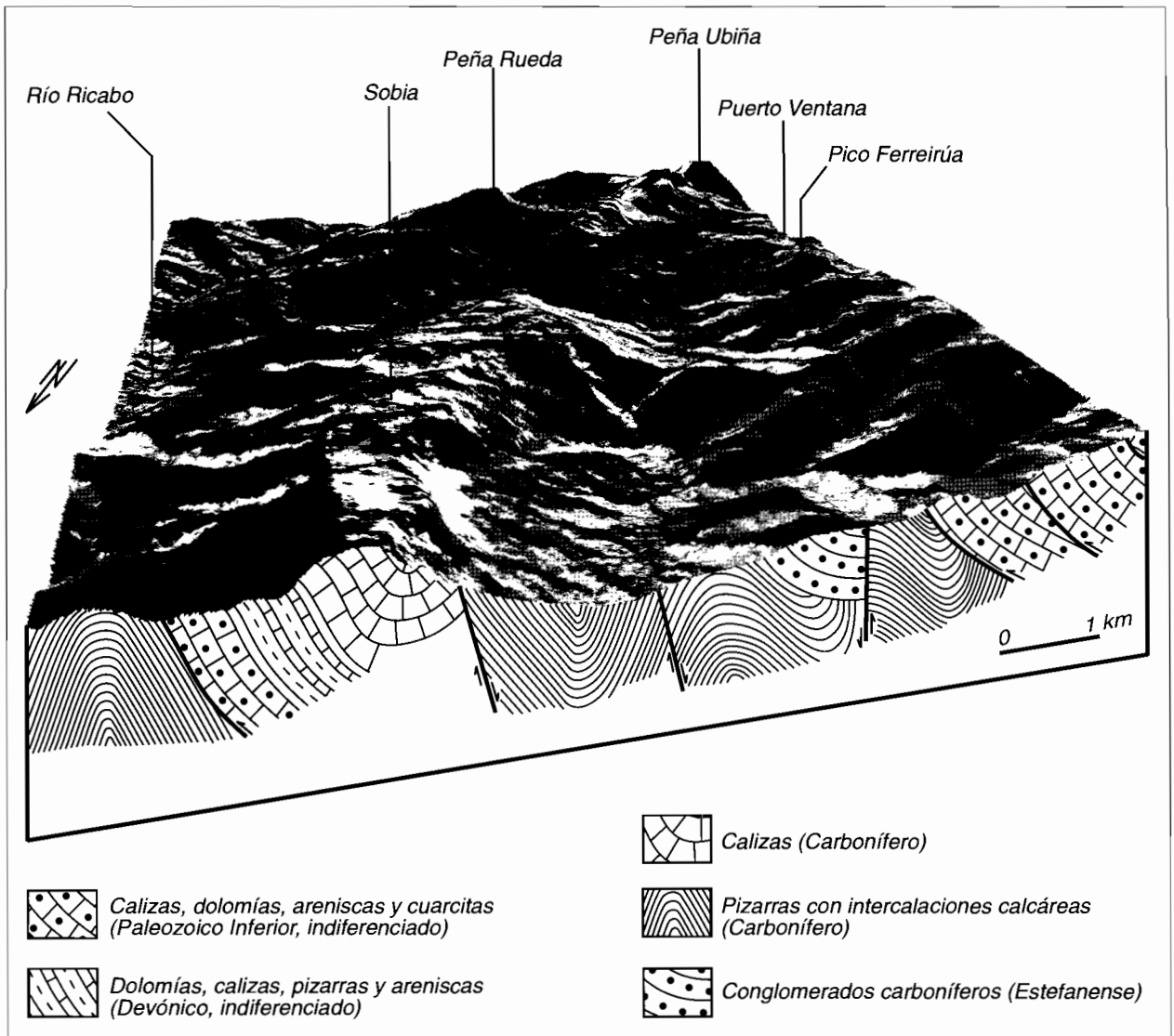


FIG. 2. Bloque-diagrama de la sierra de Sobia.

desarrollo. El Carbonífero, por su parte, aumenta ligeramente en potencia, aunque lo hace de forma desigual, variando dentro de la misma unidad los espesores y, sobre todo, las facies: calcáreo-pizarrosa, al Oeste, y casi exclusivamente calcárea, al Este.

Los rasgos morfoestructurales de esta unidad derivan básicamente de una disposición tectónica relativamente sencilla, organizada en torno a una unidad cabalgante, de trazado discontinuo debido a la falla de León, y una elemental sucesión litoestratigráfica definida por la alternancia casi rítmica de niveles competentes e incompetentes; se trata, en todos los casos, de rocas sedimentarias de naturaleza calcárea o silíceas que se combi-

nan en tramos rígidos y resistentes (cuarcitas y calizas) y en tramos de mayor plasticidad y fragilidad (pizarras).

Esta organización morfoestructural se ve complicada por la presencia del sinclinal de La Sobia, prolongación del de Somiedo; con dirección axial Noroeste-Sureste y vergencia al Oeste, dicho pliegue longitudinal es el responsable de la ondulación en planta de la estructura alóctona en su límite meridional.

Finalmente, completan el conjunto una serie de fallas denominadas *estructuras tardías* (PEÓN; 1991), de trazado aproximado Noroeste-Sureste, como la que determina el límite entre la cuenca carbonífera de Teverga y la caliza de montaña del sinclinal de La Sobia, y que resulta

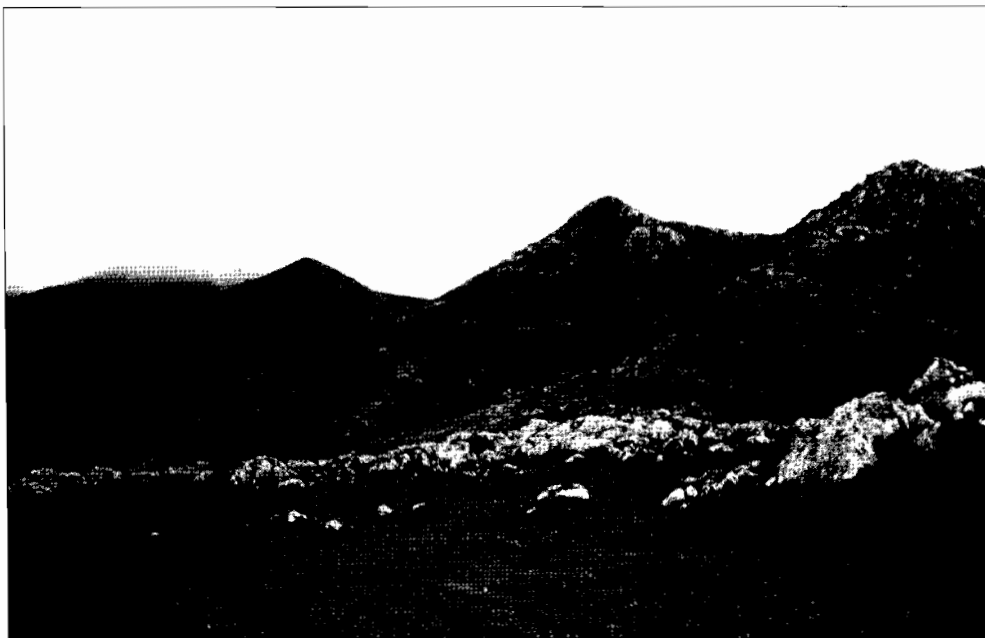


FIG. 3. Conos rocosos al pie de la umbría del Pico Siella, en la culminación calcárea de la sierra de Sobia. Destaca, en primer término, el lapiaz semicubierto que asoma sobre el fondo arcilloso.

claramente visible por el escarpe de cuatrocientos metros de desnivel que aparece en la ladera Sur de la sierra¹.

II

LA ORGANIZACIÓN Y LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE EN LA SIERRA DE SOBIA

La configuración litológica y tectónica anteriormente descrita ha tenido un destacado papel en la organización de las principales líneas del relieve de la sierra de Sobia, pudiendo distinguirse, atendiendo a las características del modelado y a la asociación de formas, tres áreas con morfologías claramente diferenciadas: en primer lugar, el conjunto central calcáreo, definido por un modelado de tipo cárstico y en donde se conservan depósitos de naturaleza alóctona y origen probablemente muy antiguo; en segundo lugar, la vertiente nororiental, orientada a umbría y conformada por materiales devónicos y, finalmente, la vertiente suroccidental, donde los procesos de tipo periglaciario han dado lugar a un paisaje

diferenciado, en el que se alternan superficies regularizadas por erosión con depósitos cementados, nichos de nivación y coladas de bloques.

Estas mismas condiciones topográficas, litológicas y geomorfológicas se repiten en Peña Gradura, macizo que constituye la prolongación natural, en dirección noroccidental, de la sierra de Sobia y en el que aparecen, tal como se observa en el esquema geomorfológico, formas de relieve equiparables.

I. EL ANÁLISIS DE LAS PRINCIPALES UNIDADES MORFOLÓGICAS

A. El predominio del modelado cárstico y la conservación de depósitos alóctonos en la culminación de la sierra de Sobia

El área culminante de la sierra de Sobia y de su prolongación por Peña Gradura se corresponde con una gran plataforma ligeramente cóncava, alargada de Noroeste a Sureste y cortada por el desfiladero de Entrepeñas. Esta extensa superficie, asimilable topográficamente al fondo de un gran barco, ofrece en detalle un aspecto caótico, resultante de los procesos de disolución cársticos que han actuado sobre ella y que han dado lugar a la combinación de variadas formas de relieve.

Sin embargo, dentro de este desorden aparente se

¹ El desconocimiento de gran parte de la historia geológica de este territorio con posterioridad al ciclo herciniano se atribuye, en la memoria de la Hoja 77 del Mapa Geológico de España, a la inexistencia de materiales mesozoicos y terciarios. Sin embargo, por el contexto regional se puede presuponer que, tras el desmantelamiento del edificio primitivo a partir del Pérmico, el relieve volvió a rejuvenecerse como consecuencia de los empujes de la orogenia alpina, gracias al rejuego de antiguas fracturas y a la aparición de otras nuevas.



FIG. 4. Depresión cárstica en la culminación de la sierra de Sobia en la que es visible, al fondo, el lapiaz de torrecillas semicubierto, y en primer término, los bloques silíceos alóctonos.

aprecia, por lo general, una clara adaptación del relieve a las principales directrices estructurales, encontrándose las depresiones cerradas dirigidas mayoritariamente por los rumbos de las fracturas y de los planos de estratificación. Dichas formas de disolución no aparecen de manera aislada, sino que se disponen en conjuntos, dando lugar a la formación de campos de dolinas o de pozos nivales. Atendiendo precisamente al predominio de uno u otro tipo de elemento geomorfológico, pueden distinguirse dentro de la plataforma culminante dos áreas con una marcada especificidad.

Por un lado, la mitad suroriental, que ofrece una mayor amplitud, al ensancharse la banda calcárea en esa dirección. Sin excluir la presencia ocasional de otro tipo de depresiones (especialmente en su extremo nororiental, en el entorno de la Vega de Duernas), aquí el predominio corresponde básicamente a los pozos nivales. Se trata de dolinas-embudo o dolinas-pozo, de escarpes verticalizados y diámetro reducido, que se cierran en la base. Los bordes de estas depresiones han sufrido el efecto de procesos erosivos que tienen que ver con la disolución de la caliza, lo que explica que aparezcan intensamente lapiazados. Por otra parte, la acción mecánica generada por la alternancia de hielo-deshielo ha atacado las aristas en resalte, dando lugar a la fragmentación de la roca y a la acumulación de gelifractos en el fondo de algunas de las dolinas.

Por otro lado, la mitad noroccidental presenta unos

caracteres topográficos más suaves y una menor amplitud transversal. En ella, el predominio corresponde a las dolinas y uvalas de mayores dimensiones, poco desarrolladas en profundidad, de planta más o menos irregular y bordes que descienden en suave pendiente hacia el fondo. Este conjunto de depresiones cerradas, asociadas frecuentemente a valles secos y tapizadas de pradería, parecen representar unidades menores desmembradas de un amplio valle muerto orientado de Noroeste a Sureste y comparable a los identificados en la sierra del Aramo (JULIVERT; 1957, 1963).

Al igual que sucede en la depresión de Los Veneros (CASTAÑÓN; 1989), localizada en esta última sierra, las vertientes de este valle culminante ofrecen también una morfología disimétrica. Así, la ladera de solana se corresponde con una superficie regularizada prácticamente continua, interrumpida sólo por pequeños escarpes a cuyo pie se abren dolinas de reducidas dimensiones; por el contrario, en la vertiente de umbría, la pendiente se hace más acusada y el enlace entre la base y la parte más elevada se establece a través de tendidos conos rocosos, resultantes del modelado erosivo de la roca *in situ*².

² BEAUDET (1985) plantea las distintas imprecisiones e incógnitas que aún existen en torno a los conos rocosos, formas de aplanamiento sobre rocas coherentes, comparables por su geometría a los glaciares y a los conos de deyección, en cuya formación necesariamente tienen que haber colaborado procesos de disolución cárstica junto a otros desencadenados por la arroyada difusa.

Tanto en la mitad noroccidental como especialmente en la suroriental, el recubrimiento de la parte inferior de las vertientes y del fondo de las depresiones cerradas aparece conformado, al lado de una espesa capa de sedimento arcilloso de descalcificación, por un potente relleno silíceo, integrado por bloques (algunos de dimensiones métricas) cantos y gravas, todos ellos de litología alóctona (areniscas ferruginosas del Devónico y, en menor medida, cuarcitas del Ordovícico), circunstancia que evidencia una antigua organización del relieve y de la red hidrográfica claramente diferente de la actual. Junto a aquel tipo de materiales, asoma, parcialmente oculto por la matriz arcillosa, un lapiaz de torrecillas semicuabierto.

El mismo tipo de depresiones cerradas descritas en el sector noroccidental de la sierra de Sobia, aparecen, del otro lado del desfiladero de Entrepeñas, en la franja culminante de Peña Gradura, si bien con una morfología algo distinta. Se trata de dolinas alargadas de Oeste a Este, más profundas que las anteriormente citadas en La Sobia, y tapizadas por un espeso manto arcilloso que ha permitido el desarrollo de vegetación herbácea y matorral. En el fondo de algunas de estas depresiones se han cartografiado pequeños sumideros, actualmente colmatados casi por completo por material arcilloso y que han perdido parte de su primitiva funcionalidad.

B. La alternancia de vertientes regularizadas por erosión con depósitos cementados, nichos de nivación y coladas de bloques en la vertiente suroccidental

Dentro de la vertiente suroccidental y atendiendo a las características del roquedo, se distinguen dos áreas de naturaleza diferenciada: por una parte, la más próxima a la culminación, modelada sobre la resistente caliza de montaña, y por otra, el sector que engloba el resto de la ladera y donde el predominio corresponde a materiales más deleznable, en concreto pizarras namurenses-westfalienses con intercalaciones de delgados niveles calcáreos.

La parte culminante, labrada sobre roca calcárea, aparece jalonada por una serie de pequeños recuencos, de disposición anaclinal con respecto a los planos de estratificación, donde la nieve debió acumularse constituyendo lentejones más o menos voluminosos. Estos nichos nivocársticos suelen encontrarse asociados a planos de fractura que, sin duda, favorecieron la resurgencia en estos puntos del agua canalizada desde niveles superiores. De este modo, puede presuponerseles un ori-

gen poligénico ya que es probable que su aparición estuviese favorecida inicialmente por procesos cársticos, siendo con posterioridad profundizados por la acción de la nieve.

Junto a ellos, las formas de relieve que adquieren un mayor protagonismo en este sector son las vertientes regularizadas por erosión, cuya superficie, prácticamente limpia de derrubios, se encuentra retocada por un lapiaz en acanaladuras, derivado de la corrosión de la caliza por la microarroyada difusa. Este tipo de ladera adquiere una mayor representación en la mitad occidental de Peña Gradura, en tanto que hacia el Este de esta sierra y en el macizo de La Sobia su continuidad se ve interrumpida, siendo más frecuente la conservación de pequeños retazos colgados sobre escarpes rocosos subverticales.

Asociadas a los nichos nivocársticos se han cartografiado asimismo una serie de coladas de bloques, que se extienden, a modo de lenguas, desde la base de algunos escarpes rocosos hasta alcanzar, en el caso de las más desarrolladas, prácticamente el fondo de valle³. En su composición participa mayoritariamente la caliza compacta, desprendida de la banda calcárea superior, aunque también es significativa la presencia de otro tipo de material detrítico, en concreto gravas y cantos angulosos empastados en un cemento carbonatado.

Aquellas coladas de bloques, resultado de la remoción y el desplazamiento a favor de la pendiente de un volumen considerable de sedimentos, se caracterizan, desde el punto de vista de su dinámica, por una enorme capacidad de transporte, tal y como evidencian las dimensiones de algunos de los bloques arrastrados, y por un nulo poder de clasificación, distribuyéndose los materiales heterométricos de forma caótica, sin estructura sedimentaria interna y con numerosos huecos intersticiales. En el caso de las coladas de mayor extensión, se observa la existencia de sucesivas ondas de avance, con crestas y surcos en superficie, y margen exterior ondulado, indicativo todo ello de un flujo más o menos viscoso del conjunto.

Aguas abajo, e intercalándose con las coladas de bloques, las vertientes regularizadas dan paso a retazos de taludes con perfil relativamente uniforme, formados por gravas sólidamente cementadas. Junto a estas acu-

³ Formas de acumulación comparables a éstas han sido reconocidas en otros puntos de la Cordillera Cantábrica: vertiente meridional de la sierra del Aramo y proximidades de Cordiñanes, en los Picos de Europa (CASTAÑÓN: 1986); Alto Sil (GARCÍA DE CELIS et al.: 1992) y vertiente septentrional del Puerto de San Isidro (RODRÍGUEZ PÉREZ: 1995).



FIG. 5. Vertientes calcáreas regularizadas en la ladera occidental de Peña Gradura. En primer término, interfluvios pizarrosos de tendido perfil. Al fondo, fosilizando el contacto con dichas vertientes, depósito de materiales silíceos, de naturaleza alóctona.

mulaciones detríticas, aparecen en menor medida depósitos de ladera sin cementar, constituidos por gravas empastadas en una matriz arcillosa y cuyas características sedimentológicas permiten asimilarlos a las *grèzes litées*, ya que sus componentes, de contornos angulosos, aparecen ordenados por tamaños en diferentes capas de espesor variable.

En el límite inferior de la banda calcárea culminante, y fosilizando en parte los depósitos anteriormente descritos, se dispone un canchal más o menos continuo de derrubios, de edad actual y subactual, procedentes de la disgregación mecánica del roquedo superior.

Al Sur del extremo occidental de Peña Gradura sobresalen una serie de interfluvios labrados sobre pizarras y areniscas westfalienses que, dispuestos de forma perpendicular a los rumbos estructurales, establecen el enlace entre la mencionada sierra y la alineación cuarcítica de La Llomba. De contorno subredondeado y tendido perfil longitudinal, han sido diseccionados por una red escasamente jerarquizada de pequeños arroyos (reguero de las Barcas, reguero de Vega Muria, reguero de Vega Prao), cuyas aguas, fluentes de Oeste a Este, se pierden en los sumideros cársticos abiertos al pie de la vertiente regularizada que se extiende entre los enclaves conocidos como el Fondanal y el Canto de Aspara.

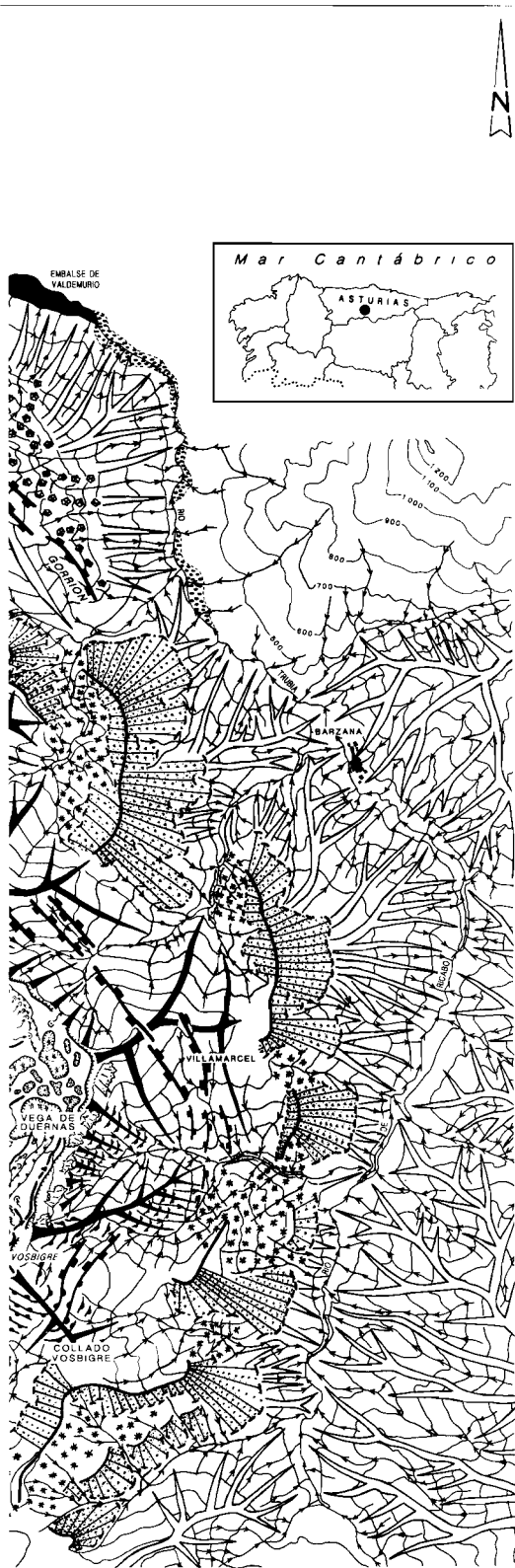
Precisamente, es en el entorno de este área donde las gravas calcáreas cementadas que tapizan la base de dicha vertiente se singularizan, al apoyarse sobre los res-

tos de un voluminoso depósito silíceo de carácter alóctono, formado por bloques, cantos y gravas de conglomerado y cuarcita, parcialmente rodados y embalados en una matriz arenosa. Sorprende, en cualquier caso, la adaptación casi perfecta de este espesor sedimentario a la topografía de la ladera sobre la que se asienta, sin que exista de hecho una ruptura de pendiente apreciable; probablemente, la particularidad de esta disposición tenga que ver con una removilización *in situ* de la formación original, propiciada por fenómenos de arroyada difusa.






C. La pervivencia de interfluvios pizarrosos de tendida culminación y vertientes regularizadas por acumulación en la vertiente nororiental

La unidad geomorfológica constituida por la plataforma cimera de la sierra de Sobia enlaza hacia el Nordeste, sin apenas solución de continuidad, con interfluvios de tendida pendiente longitudinal, resultado de la incidencia de activos procesos de erosión que han llevado al arrasamiento de todo el conjunto litológico con independencia de la desigual resistencia ofrecida por el roquedo. En efecto, las directrices estructurales han quedado borradas en este sector casi en su totalidad, con la única excepción que representa el afloramiento de estrechas bandas calcáreas, que sobresalen del entorno dibujando afilados crestones de dirección Noroeste-Sureste.






FORMAS ESTRUCTURALES

-  *CAPA CALIZA EN RESALTE (INCLINADA O SUBVERTICAL)*
-  *CAPA CALIZA DESGASTADA (INCLINADA O SUBVERTICAL)*
-  *CAPA CUARCITICA EN RESALTE (INCLINADA O SUBVERTICAL)*
-  *CAPA CUARCITICA DESGASTADA (INCLINADA O SUBVERTICAL)*
-  *LINEAS DE FRACTURA*









FORMAS PERIGLACIARES O REMODELADAS POR LA ACCION PERIGLACIAR

-  *NICHO DE NIVACION*
-  *VERTIENTE REGULARIZADA POR EROSION*
-  *VERTIENTE REGULARIZADA CON LAPIAZ*
-  *VERTIENTE REGULARIZADA POR ACUMULACION*
-  *TALUD DE DERRUBIOS CEMENTADO*
-  *COLADA DE BLOQUES*
-  *CONO Y TALUD DE DERRUBIOS*






FORMAS DEBIDAS A LA ACCION DE LAS AGUAS CORRIENTES

-  *GARGANTA*
-  *INCISION LINEAL*
-  *CONO DE DEYECCION*
-  *RELLENO ALUVIAL*

FORMAS CARSTICAS

-  *RESURGENCIA Y SUMIDERO*
-  *DOLINAS Y UVALAS*
-  *POZOS NIVOCARSTICOS*
-  *VALLE SECO*
-  *CAMPO DE LAPIAZ*
-  *CAMPO DE LAPIAZ SEMICUBIERTO PRINCIPALMENTE POR MATERIALES SILICEOS*
-  *CONO ROCOSO*
-  *RELIEVES CALCAREOS RESIDUALES*

FORMAS DE ORIGEN INDIFERENCIADO

-  *INTERFLUVIO DE DISECCION SOBRE ROQUEDO DEVONICO*
-  *INTERFLUVIO DE DISECCION SOBRE PIZARRAS WESTFALIENSES*
-  *ESCARPE ROCOSO*
-  *PORRONES CUARCITICOS*
-  *PORRONES CALCAREOS*

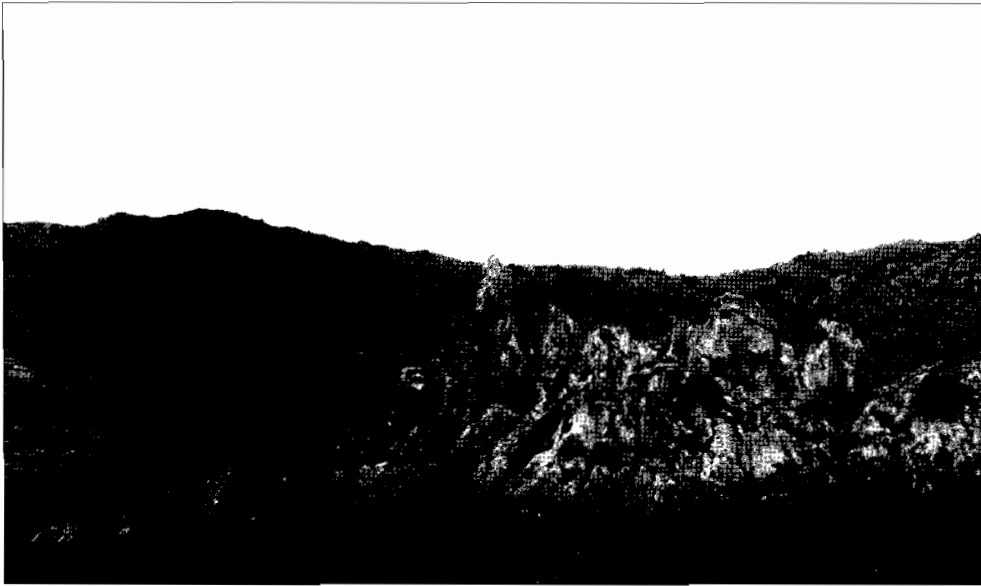


FIG. 7. Karst de agujas o pitones calcáreos que destaca sobre el relleno silíceo, en la denominada Vega de Afuera (culminación de la sierra de Sobia).

combinación de ambos factores, tendría lugar la individualización de la sierra calcárea, elevada sobre la cuenca pizarrosa de Teverga. En relación con ello, la conservación en la ladera meridional de retazos colgados de vertientes regularizadas, morfológicamente comparables y situados al mismo nivel, hace pensar en su pertenencia a una rampa de erosión continua, rota con posterioridad por una serie de escarpes rocosos subverticales, posiblemente asociados a dislocaciones derivadas de la orogenia alpina.

En el caso de las depresiones que horadan la plataforma culminante de Peña Gradura, el reconocimiento sobre el propio terreno ha permitido comprobar la ausencia, al menos en superficie, de materiales alóctonos equiparables a los mencionados al mismo nivel en La Sobia. Esta circunstancia podría ser debida a la existencia de unas condiciones de drenaje diferentes a las actuales, que habrían evacuado la totalidad de esos depósitos; en este sentido, la morfología disimétrica que ofrecen las vertientes de estas hondonadas, con una mayor extensión en altura hacia el Sur y menor desarrollo y corte brusco hacia el Norte, permite pensar en la configuración de las mismas como antiguas cuencas de recepción de pequeños arroyos fluentes al Noreste, a través de los cuales movilizarían los depósitos previamente acumulados. Finalmente, como consecuencia de los reajustes tectónicos asociados a la orogenia alpina, estas cabeceras habrían quedado suspendidas, canalizándose la escorrentía superficial por los sumideros cartografiados en el fondo de las dolinas.

Por otro lado, la presencia de algunas de las formas cársticas citadas en el apartado anterior no cabe explicarla bajo las condiciones climáticas actuales sino que más bien parecen relacionarse con paleoclimas más cálidos y húmedos, tal y como sucede con los valles muertos, los conos rocosos, el karst cubierto y los mogotes que asoman en el fondo de determinadas uvalas⁷. Todo ello, junto al tapizado de las depresiones con arcillas más o menos rojizas y con concreciones ferruginosas, parece atribuirles una génesis muy antigua, probablemente anterior al Cuaternario y bajo condiciones de biostasia.

En la vertiente meridional de Peña Gradura, a diferencia de lo que ocurre en el área culminante, sí se conservan formas de relieve y depósitos cuyas características permiten adscribirles un origen previo al periglaciarrismo; en efecto, la superposición que aquí se observa de depósitos calcáreos cementados sobre sedimentos de tipo silíceo implica, sin lugar a dudas, una mayor antigüedad de los segundos con respecto a los primeros, de aparición más reciente. La inexistencia de cortes frescos en esa formación silícea junto a la posibilidad de que haya sido removilizada por fenómenos de soliflucción con posterioridad a su deposición, ha desaconsejado la

⁷ MUGNIER (1969) considera que los mogotes o lapiaces de agujas (pitones calizos de una altura de dos a cinco metros) identificados por él en el valle del río Asón (Cantabria), han tenido que ser necesariamente modelados con anterioridad al glaciarrismo, dado que únicamente se localizan en aquellos lugares que no han sido invadidos por el hielo pleistoceno.



FIG. 8. Perfil de las gravas estratificadas de origen periglacial (*grèzes litées*), que recubren el pie de la vertiente occidental de Peña Gradura.

realización de análisis sedimentológicos y dificultado, por tanto, su posible correlación con otras acumulaciones detríticas. No obstante, la naturaleza y heterometría de los elementos que la integran (cantos y gravas subredondeados embalados en una matriz arenosa), unida a la carencia de estratificación interna y a la presencia en su seno de grandes bloques rodados, permiten extraer conclusiones acerca de la gran competencia del sistema de transporte de la red fluvial en ese momento, de carácter torrencial y espasmódico, probablemente ejercido bajo un clima semiárido cálido, por comparación con la secuencia establecida por FROCHOSO (1990) en el valle del Nansa.

En el sector que establece el enlace con la cabecera silíceica occidental (sierra de La Llomba), la incisión remontante llevada a cabo por la red hidrográfica no ha conseguido dismantelar las formas de relieve preexistentes, pudiendo distinguirse en el mismo hasta cuatro niveles de erosión diferenciados. De todos ellos, el más alto (unos cien metros por encima del fondo actual de estos valles) debió corresponderse en origen con una superficie débilmente inclinada, más tarde recortada por el progresivo encajamiento de unas corrientes fluviales mucho más activas e importantes que las actuales, tal y como evidencia la amplitud de los sumideros por donde se canaliza la hoy en día exigua escorrentía subáerea.

Por su parte, la franja de materiales devónicos que rodea al núcleo carbonífero de La Sobia por su límite

nororiental ha sido de igual modo diseccionada por la excavación lineal reciente en una serie de interfluvios de suavizado perfil longitudinal y finalización superior prácticamente plana. En este caso, el aspecto homogéneo que muestran estas culminaciones pandas, situadas entre los 1.200 y los 1.400 metros de altitud, sugiere la posibilidad de su formación a partir de una rampa de erosión primitiva, que enrasaría el conjunto del roquedo con independencia de su variabilidad litológica.

En este mismo sentido parecen apuntar las superficies cuarcíticas regularizadas por acumulación, hendidas en la actualidad por incisiones fluviales y que presumiblemente en el pasado y bajo condiciones de estabilidad bioclimática debieron de constituir una alineación uniforme casi ininterrumpida, recubierta por una espesa capa de alterita. A lo largo de este período morfogenético se produciría una intensa alteración química del substrato rocoso, consistente en la arenización masiva de los materiales silíceos ordovícicos.

Parece razonable pensar que ese mismo sistema erosivo que favoreció la meteorización química de las cuarcitas motivara también una importante disolución superficial de las calizas, papel en el que se vería apoyado por una escorrentía predominantemente de tipo subáereo debido a la presencia de un manto impermeable de *terra rosa* (MAGAGNOSC y MARRE; 1985). Esto explicaría la conservación en la depresión culminante de la sierra de Sobia de formas de relieve cársticas, como los mogotes

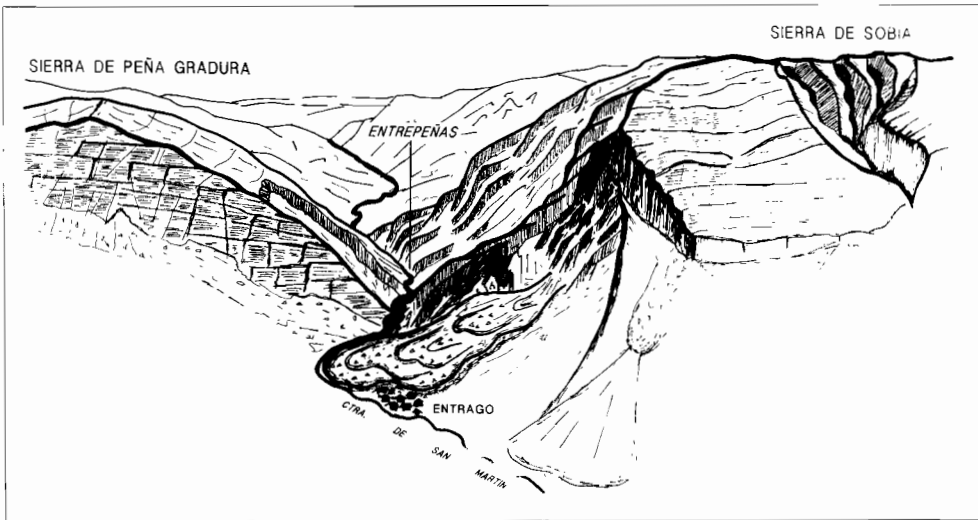


FIG. 9. Vista desde el Suroeste del desfiladero de Entrepeñas, en la que se observa el encajamiento del río Teverga y las sucesivas ondas de avance de la colada de bloques situada por encima del pueblo de Entrago.

o los valles muertos, propias de climas tropicales o subtropicales. En esta dirección parece orientarse también la existencia de conos rocosos, cuyo origen pudiera estar relacionado, al menos en una primera fase, con una profunda alteración de las rocas carbonatadas durante prolongados períodos de biostasia (NICOD; 1985).

B. El carácter poligénico del periglacialismo heredado

Desde inicios del Cuaternario, la tendencia hacia unas condiciones climáticas paulatinamente más frías justifica el creciente protagonismo que ha ido adquiriendo en todo el área de estudio el modelado de tipo periglacial. Dentro de este dominio, la asociación de formas de relieve y su distribución espacial denotan un carácter poligénico y policrónico que se ejemplifica en la mayor antigüedad de las vertientes regularizadas por depósitos cementados con respecto a las formas que las degradan. El hecho de que los coluviones periglaciares únicamente se conserven *in situ* en posiciones marginales a los nichos de excavación, unido a que algunos de sus elementos aparezcan englobados dentro de las coladas de bloques, parece confirmar una génesis anterior en el tiempo de los mismos.

Las manifestaciones apuntadas permiten presuponer la existencia de sucesivas fases frías durante el Cuaternario, con alternancia dentro de las mismas de períodos más fríos con otros algo más cálidos. En un primer momento de la secuencia evolutiva tendría lugar una acumulación estratificada de gravas angulosas parcialmente cementadas. Seguidamente, se iniciaría una etapa de in-

cisión, que dismantlaría, en parte, los taludes de derrubios. Finalmente, ésta sería sustituida por una fase de deslizamientos, cuyo resultado sería la formación de voluminosas coladas de bloques que, en aquellos puntos donde las condiciones fueron más favorables, pudieron llegar a configurar pequeños glaciares rocosos, con ondas de avance indicativas de un flujo de carácter más o menos viscoso (CASTAÑÓN y FROCHOSO; 1994).

El afloramiento de estratos de caliza de montaña con buzamientos subverticales, debilitados por un intenso diaclasamiento y por mecanismos de disolución cárstica, junto al elevado grado de insolación debieron favorecer la eficacia de los procesos periglaciares de gelifracción en la vertiente meridional de la sierra de Sobia (GARCÍA DE CELIS; 1997). Como consecuencia de ello, el apilamiento y posterior cementación de los clastos disgregados en la base de la ladera llevaría a la constitución de taludes de derrubios cementados, que contribuyeron a regularizar, en mayor o menor medida, el perfil de la vertiente. Más tardíamente, la actuación de la arroyada concentrada desintegraría, en parte, los depósitos precedentes, conservándose en la actualidad únicamente pequeños retazos dispersos, testigos de la mayor continuidad que sin duda llegaron a alcanzar en el pasado.

Atendiendo a la superposición de las formaciones heredadas y a sus características sedimentológicas, se pueden distinguir, al menos, dos generaciones de derrubios periglaciares. Una, probablemente más antigua, representada por depósitos detríticos más o menos homogéneos y sólidamente cohesionados, y que han sido socavados en algunos puntos por la erosión fluvial posterior, dando lugar a la configuración de pequeños es-

carpes situados en su frente y en sus márgenes. La segunda generación, más reciente, se corresponde con gravas carentes prácticamente de cementación y ordenadas en bandas de materiales de diferentes tamaños; en este caso y de acuerdo con la cronología establecida en otros lugares de la Cordillera Cantábrica, el origen de este tipo de derrubios de ladera, asimilables por sus características a las *grèzes litées*, podría adscribirse más específicamente al período tardiglaciario, cuando las condiciones climáticas imperantes debieron ser muy frías y secas.

Por su lado, el deslizamiento de coladas de bloques (algunas de ellas de considerables dimensiones, como la localizada encima del pueblo de Entrago) estaría ayudado, en primer lugar, por la convergencia de un conjunto de factores topográficos y estructurales, como son la acusada pendiente de la vertiente y la existencia de un abrupto farallón rocoso, bastante estratificado, y fracturado y debilitado por los procesos de disolución cársticos; todo ello, permitiría la concentración de un volumen considerable de clastos que seguidamente serían arrastrados aguas abajo. A la influencia de estos factores, cabe añadir la acumulación de nieve al pie del escarpe, indudablemente favorecida por una serie de condiciones locales que permitieron el aporte masivo de la misma desde niveles superiores a través de las canales de aludes y su posterior conservación, debida al efecto protector frente a la insolación ejercido por los gelifracos caídos desde la pared calcárea (CASTAÑÓN; 1986). La ulterior transformación en hielo de la nieve de aludes, la congelación del agua procedente de la fusión del nevero y la consiguiente existencia de un suelo permanentemente helado posibilitaría el flujo de la masa de derrubios, dando origen a una colada en forma de espátula, con la presencia en su seno de arcos de flujo y surcos (GARCÍA DE CELIS et al., 1992; FABRE et al., 1997; GARCÍA, F. et al., 1998).

Por lo que se refiere a las vertientes cuarcíticas, los procesos periglaciares intervendrían removilizando a favor de la pendiente el manto detrítico formado por gelifracos pero también probablemente a partir de la previa alteración *in situ* del substrato rocoso bajo condiciones de biostasia. Esta cubierta arenosa sería transportada aguas abajo por un mecanismo de tipo solifluidal, consistente en un lento descenso de la capa fangosa a lo largo de toda la vertiente. Este paulatino movimiento, sin duda, dio lugar a una regularización generalizada de la vertiente así como a la colmatación parcial de algunos de los valles. Paralelamente, el desplazamiento de la capa detrítica posibilitaría, especialmente en los sectores más elevados, el afloramiento de roca sana a modo de

tors o porrones, posteriormente afectados por fenómenos de disgregación aérea.

En el área culminante de la sierra de Sobia, situada por debajo de la línea de equilibrio glaciar durante las fases frías pleistocenas, el modelado periglaciario alcanzó también una gran significación, retocando las formas de relieve más antiguas. La desigual permanencia de la nieve en solanas y umbrías durante ese período permite interpretar la configuración disimétrica de las laderas en la mitad noroccidental del macizo. Las de umbría permanecerían cubiertas durante buena parte del año por una espesa capa de nieve, que protegería la superficie de la actuación de los procesos de gelifración, favoreciendo en cambio los de disolución; por el contrario, en las de solana, la mayor frecuencia de las oscilaciones térmicas en torno a los 0°C y la delgadez del manto nival permitiría el ataque y disgregación rápida de los resaltes rocosos por la crioclastia. De esta manera, se explica la regularización prácticamente generalizada que se observa en la margen septentrional de la plataforma calcárea y la conservación de un perfil más sinuoso, representado por conos rocosos de origen poligénico⁸, en la meridional.

C. La morfología subactual

Una vez desaparecidas las condiciones climáticas que dieron lugar a la variada gama de formas de relieve periglaciares, se inicia un proceso de modelado tendente al desmantelamiento paulatino de las superficies precedentes, que ha sido fundamentalmente protagonizado por el encajamiento reciente de la red fluvial y cuyas manifestaciones difieren según la vertiente de que se trate.

Así, en las cuarcíticas, esta labor erosiva se ha centrado, especialmente en el fondo de los valles, en el vaciamiento de la cubierta alterítica, con el consiguiente afloramiento en forma de porrones del substrato rocoso.

Por contra, en las de naturaleza calcárea, esta intervención, aparte del retoque llevado a cabo por fenóme-

⁸ Según NICOD (1985), los conos rocosos sobre substrato calcáreo son resultado de una evolución poligénica y policrónica. A una primera etapa de corrosión bajo condiciones de biostasia, le sucedería otra de erosión de tipo torrencial que diseccionaría la superficie primitiva, generando las formas cónicas. JOURNAUX (1985), por su parte, asocia la presencia de conos rocosos en Borgoña a la existencia de un suelo helado de carácter estacional (gelisol), que por un lado favorecería, durante los períodos de frío más intenso, la impermeabilización de la caliza y en consecuencia los procesos de disolución, y por contra, durante los más cálidos, promovería la evacuación de las partículas disgregadas por la actuación de la arroyada difusa.

nos de disolución, ha socavado en determinados puntos los depósitos cementados preexistentes; junto a ello, el aporte por gravedad de derrubios y la consiguiente formación de canchales, dibujando taludes y conos, denota cierta actividad subactual, relacionada con fenómenos de crioclastia o de simple desprendimiento por gravedad, especialmente evidentes en aquellas áreas donde la extremada fisuración del substrato calcáreo facilita este tipo de procesos.

Por otro lado, la continuidad en la disolución de la caliza se pone de manifiesto en el incipiente microlapiaz, las pequeñas oquedades y los surcos de escasa profundidad que se desarrollan en la superficie de los bloques que integran las coladas y cuyo modelado es necesariamente posterior al emplazamiento del depósito.

En cualquier caso, el papel que cabe asignar a estas formas de origen reciente es ciertamente secundario, dado que no han hecho otra cosa que retocar ligeramente las formas de relieve heredadas de sucesivos sistemas morfogenéticos.

III CONCLUSIONES

El estudio de los depósitos y de las formas de relieve presentes en la sierra de Sobia y en su prolongación noroccidental por Peña Gradura, ha permitido avanzar en el conocimiento de la evolución geomorfológica experimentada por estos macizos, de altitud media y localizados en el área central de la región asturiana.

Por lo que hace referencia a las etapas precuaternas, el rasgo más reseñable es la conservación de depósitos alóctonos (integrados fundamentalmente por cuarcita del Ordovícico y areniscas ferruginosas del Devónico) rellenando las depresiones cársticas culminantes y fosilizando algunos paleovalles de la vertiente nororiental. Dichos materiales, de origen muy antiguo, probablemente fueron aportados desde la franja de roquedo silíceo que circunda, por su límite nororiental, el núcleo carbonífero de La Sobia y que en el pasado debió actuar como área fuente de los mismos. Todos estos elementos parecen ratificar la funcionalidad de esta sierra calcárea,

con anterioridad a su actual individualización, como peana o piedemonte de la divisoria cantábrica, estableciéndose la conexión con el macizo de Ubiña a través del collado de Vosbigre.

Con el inicio del Cuaternario y a pesar de que este conjunto montañoso se mantuvo al margen de la glaciación pleistocena debido a su moderada altitud, la tendencia hacia unas condiciones climáticas paulatinamente más frías acentuó la importancia en todo el área de análisis del modelado de tipo periglaciario, dirigido en líneas generales por el dispositivo estructural precedente.

Dentro de este contexto periglaciario, la naturaleza litológica del substrato rocoso y la orientación de las vertientes han desempeñado un papel fundamental en la organización del relieve. De este modo, en la ladera suroccidental o de solana, el dominio de la caliza de montaña, muy estratificada e intensamente fracturada, junto a la frecuencia de los ciclos de congelación-deshielo, ha supuesto la acentuación del perfil regular de las vertientes, así como la acumulación de varias generaciones de derrubios ordenados y parcialmente cementados; en otros casos y en relación con una mayor influencia nival, ha tenido lugar la profundización de los nichos nivocársticos y el deslizamiento de grandes coladas de bloques. En cambio, en la ladera nororiental o de umbría, el afloramiento de potentes bancos de cuarcita armoricana y la actuación de activos mecanismos de solifluxión laminar han conducido a una regularización generalizada de las vertientes y a la constitución de vigorosos porrones en aquellos enclaves en que ha tenido lugar la exhumación de sectores de roca sana.

Por último, la suavización de las condiciones climáticas una vez superadas las fases más frías del Cuaternario tendría como consecuencia la restricción progresiva de los procesos periglaciares a las áreas de mayor altitud, hasta determinar finalmente su completa inoperancia.

En la actualidad, únicamente se registra una moderada actividad erosiva que tiene que ver con la formación de canchales o pedreras al pie de los escarpes rocosos más pronunciados y con el desmantelamiento parcial de las formas preexistentes, resultado del reciente encajamiento de la red fluvial.

B I B L I O G R A F Í A

- ALONSO, F. y UGARTE, J. M. (1981): «Algunos aspectos geomorfológicos del Karst de Katabera (Sierra de Aitzkorri)», *Lurralde*, nº 4, págs. 49-63.
- ÁLVAREZ CAÑADA, A. (1997): «Estudio geomorfológico de la sierra de Peña Mea», *Ería*, nº 44, págs. 261-279.
- BAENA ESCUDERO, R.; RECIO ESPEJO, J. M. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1993): «Paleokarst del sector Santa María de Trassierra-Las Ermitas (Sierra Morena, Córdoba)», *Cuaternario y Geomorfología*, nº 7, págs. 67-78.
- BEAUDET, G. (1985): «Conclusion», en *Cônes rocheux et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. Mémoires et Documents de Géographie*, Éditions du C.N.R.S., Paris, págs. 245-247.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. (1986): «Formas de relieve de origen glaciar y periglaciar en el borde noroccidental de la sierra del Aramo», *Ería*, nº 10, págs. 127-130.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. (1989): *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano*, Tesis Doctoral, microfichas, Serv. Publ. Univ. Oviedo, Oviedo.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. y FROCHOSO SÁNCHEZ, M. (1994): «Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares», *Monografías de la S.E.G.*, nº 7, págs. 75-91.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. y FROCHOSO SÁNCHEZ, M. (1996): «Hugo Obermaier y el glaciario pleistoceno», en MOURE ROMANILLO, A. (Ed.): «"El hombre fósil" 80 años después. Homenaje a Hugo Obermaier», Serv. Publ. Univ. Cantabria, Santander, págs. 153-175.
- FABRE, A.; GARCÍA, F.; EVÍN, M.; MARTÍNEZ, M.; SERRANO, E.; ASSIER, A. y SMIRAGLIA, C. (1997): «La estructura interna del glaciar rocoso de Las Argualas, Pirineo Aragonés, obtenida mediante prospección geoelectrica por sondeos eléctricos verticales», en *La nieve en las cordilleras españolas. Programa ERHIN. Año 1993/94*, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, págs. 217-224.
- FROCHOSO SÁNCHEZ, M. (1990): *Geomorfología del valle del Nansa*, Serv. Publ. Univ. Cantabria, Santander.
- 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, F.; CANTARINO, I. y SERRANO, E. (1998): «Primeiros estudios mediante prospección geoelectrica en el aparato glaciar de Besiberri, Pirineo catalán (Lleida)», *Ería*, nº 45, págs. 82-87.
- GARCÍA DE CELIS, A. (1997): *El relieve de la montaña occidental de León*, Secretariado de Publicaciones e Intercambio Científico, Universidad de Valladolid, Valladolid.
- GARCÍA DE CELIS, A.; LUENGO UGIDOS, M. A. y REDONDO VEGA, J. M. (1992): «Algunos ejemplos de deslizamientos en el Alto Sil (León)», en *Estudios de Geomorfología en España. Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología*, tomo II, Sociedad Española de Geomorfología, Murcia, págs. 445-453.
- GARCÍA FUENTE, S. (1952): «Geología del concejo de Terverga (Asturias)», *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, tomo LXIV, págs. 345-456.
- GUEDON, J. L.; SALOMON, J. N. y NICOD, J. (1987): «Karsification sous couverture, comparaison entre karst tropical actuel et paléokarst», *Annales de Géographie*, nº 537, págs. 557-563.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (1995): *Mapa Topográfico Nacional 1:25.000*, hoja de Santianes (núm. 52-III), 1ª edición, Madrid.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (1996): *Mapa Topográfico Nacional 1:25.000*, hojas de La Plaza (núm. 77-I) y de Bárzana (núm. 77-II), 1ª edición, Madrid.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (1997): *Mapa Topográfico Nacional 1:25.000*, hoja de La Vega (núm. 52-IV), 1ª edición, Madrid.
- INSTITUTO TECNOLÓGICO GEO-MINERO DE ESPAÑA (1976): *Mapa Geológico de España 1:50.000*, hoja de Proaza, núm. 52, 12-5, 2ª serie, 1ª edición, Madrid.
- INSTITUTO TECNOLÓGICO GEO-MINERO DE ESPAÑA (1982): *Mapa Geológico de España 1:50.000*, hoja de La Plaza (Terverga), núm. 77, 12-6, 2ª serie, 1ª edición, Madrid.
- JOURNAUX, A. (1985): «Le rôle du gélisol dans l'aplanissement des calcaires résistants», en *Cônes rocheux et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. Mémoires et Documents de Géographie*, Éditions du C.N.R.S., Paris, págs. 225-243.

- JULIVERT, M. (1957): «Geología de la sierra del Aramo (Asturias)», *Breviora Geologica Asturica*, núms. 1-2, págs. 35-42.
- JULIVERT, M. (1963): «Estudio geológico de la sierra del Aramo y cuencas de Riosa y Quirós», *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, tomo LXXIV, págs. 89-167.
- JULIVERT, M. (1983): «La estructura de la Zona Cantábrica», en *Libro jubilar J. M. Ríos*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, págs. 339-381.
- LATASA, I. y UGARTE, F. M. (1990): «Las formaciones coluviales de litología caliza en el piedemonte norte de la sierra de Aizkorri», *Lurralde*, nº 13, págs. 149-156.
- MAGAGNOSC, J. S. y MARRE, A. (1985): «Aplanissements et cônes rocheux sur calcaire du massif de l'Oum Settas (Algérie Orientale)», en *Cônes rocheux et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. Mémoires et Documents de Géographie*, Éditions du C.N.R.S., Paris, págs. 209-224.
- MARCOS, A. (1968): «La tectónica de la Unidad de La Sobia-Bodón», *Trabajos de Geología*, nº 2, págs. 59-87.
- MUGNIER, C. (1969): «El karst de la región de Asón y su evolución morfológica», *Cuadernos de Espeleología* 4, págs. 19-93.
- NICOD, J. (1985): «Les cônes rocheux en Provence et dans quelques régions de comparaison. Rapports avec les surfaces de corrosion des poljés», en *Cônes rocheux et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. Mémoires et Documents de Géographie*, Éditions du C.N.R.S., Paris, págs. 49-63.
- PEÓN PELÁEZ, A. (1991): *Evolución morfogenética del relieve de Asturias*, Tesis Doctoral inédita, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.
- RAT, P. (1968): «El sinclinal kárstico de Monte Barbecha», *Cuadernos de Espeleología* 3, págs. 23-30.
- RENAULT, Ph.; SIMON-COINÇON, R. et ASTRUC, J. G. (1992): «Problèmes des Causses du Quercy (Francia)» en *Karst et évolutions climatiques*, Presses Universitaires de Bordeaux, págs. 469-496.
- RODRÍGUEZ PÉREZ, C. (1995): «Estudio geomorfológico del Puerto de San Isidro», *Ería*, nº 36, págs. 63-87.
- ROMERO, D. (1984): «Tipología de formas kársticas y relaciones morfoestructurales en la marina oriental asturiana», *Ería*, nº 7, págs. 119-133.
- SÁEZ HERNÁNDEZ, J. M. y GÓMEZ DE BENITO, L. (1988): «Evolución morfológica del Monte Sueve (NE de Asturias)», *Ería*, nº 15, págs. 80-84.
- TRICART, J.; RAYNAL, R. y BESANÇON, J. (1972): «Cônes rocheux, pédiments, glacis», *Annales de Géographie*, nº 443, págs. 1-24.