

CARMEN RODRÍGUEZ PÉREZ

Departamento de Geografía. Universidad de Oviedo

## *La evolución geomorfológica de la media montaña cantábrica: las sierras cuarcíticas de Porcabezas y de Santa Cristina (área central de Asturias)*

### RESUMEN

Se analiza el relieve de un sector de la media montaña asturiana caracterizado por el dominio de los materiales silíceos y por la fiel adaptación de las formas a las directrices estructurales hercinianas. La moderada altitud, menos de 1.500 metros, de sus dos alineaciones principales (el cordal de Porcabezas, al oeste, y la sierra de Santa Cristina, al este) ha impedido el desarrollo de formas de relieve de origen glacial durante las fases frías del Cuaternario, ocupando su lugar aquellas otras modeladas en un ambiente morfogenético de tipo periglacial, así como las deudoras de sucesivas etapas posteriores de disección fluvio-torrential.

### RÉSUMÉ

*L'évolution géomorphologique de la moyenne montagne cantabrique: les alignements quartzitiques de Porcabezas et Santa Cristina (zone centrale des Asturies).*- On analyse le relief d'un secteur de la moyenne montagne asturienne caractérisé par la prédominance des matériaux siliceux et par la fidèle adaptation des formes aux directrices structurales hercyniennes. L'altitude modérée, inférieure aux 1.500 m, des deux alignements principaux (sierra de Porcabezas à l'ouest et Santa Cristina à l'est) a empêché le développement de formes du relief d'origine glaciaire pendant les phases froides du Quaternaire, qui ont été substituées en faveur d'autres modelées dans une ambiance morphogénétique

**E**l sector de media montaña del que se ocupa el presente artículo, enmarcado dentro del cuadrante noroccidental de la península ibérica, entre los ríos Piguña, al oeste, y Trubia, al este, constituye un ejemplo de gran interés a la hora de reconstruir la evolución geomorfológica de la cordillera Cantábrica, ya que, al no haberse visto afectado en ningún momento por la glaciación

pérglaciaire, ainsi que de celles redevables aux étapes postérieures de dissection fluvio-torrentielle.

### ABSTRACT

*Geomorphological evolution of the Cantabrian mid-mountains: the Porcabezas and Santa Cristina ranges (central area of Asturias).*- We analyze the relief of a sector in the asturian mountains characterised by the predominance of siliceous materials and the accurate adaptation of landforms to the hercinian structural guidelines. Both the Porcabezas and the Santa Cristina ranges (at W and E respectively) have a moderate altitude, less than 1.500 m, which has avoided the development of glacial landforms during Quaternary cold phases, substituted by those elaborated in a periglacial morphogenetic ambiance and subsequent stages of fluvio-torrential dissection.

### Palabras clave/Mots clé/Keywords

Cordillera Cantábrica, sierra de Porcabezas, sierra de Santa Cristina, evolución geomorfológica, periglaciario.  
Cordillère Cantabrique, sierra de Porcabezas, sierra de Santa Cristina, évolution géomorphologique, pérglaciario.  
Cantabrian Mountains, sierra de Porcabezas, sierra de Santa Cristina, geomorphological evolution, periglaciario.

pleistocena, conserva en mayor medida y con más fidelidad las herencias del pasado, lo que hace más factible la tarea de replantear la secuencia evolutiva del relieve en sus etapas más antiguas. Este hecho, unido a la abundancia de formas y depósitos de origen periglacial reconocibles en sus laderas y a la extensión y pluralidad de las mismas, hace de este espacio un lugar especialmente

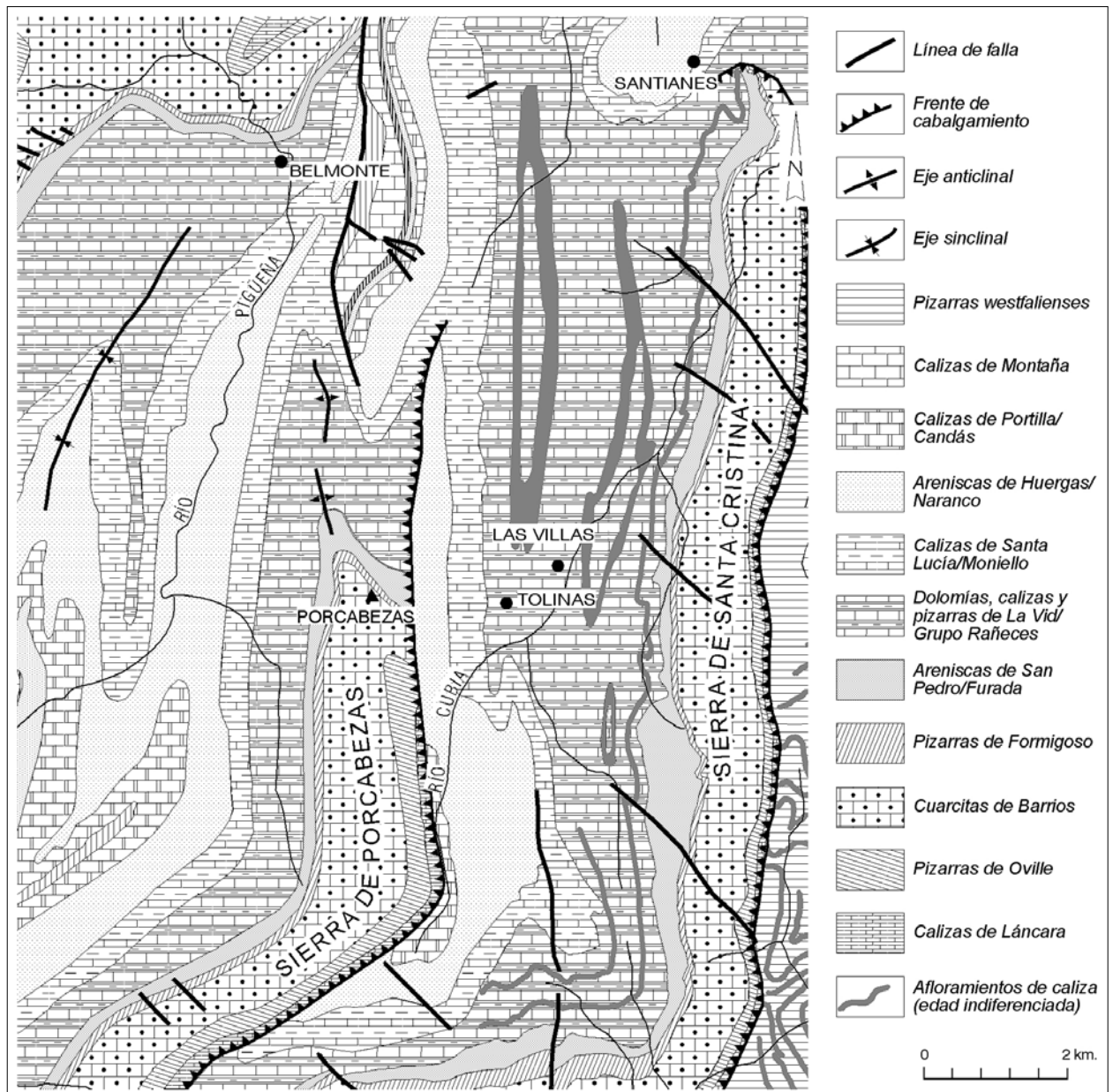


FIG. 1. Esquema litoestratigráfico de las sierras silíceas de Porcabezas y de Santa Cristina, elaborado a partir del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000.

atractivo desde el punto de vista geomorfológico, al permitir fijar el umbral altitudinal que en el pasado separaba los pisos morfoclimáticos glaciario y periglaciario, así como la variación que ese límite ha ido teniendo a lo largo del tiempo.

Localizado al norte del macizo del sinclinal de Saliencia y a poniente del bloque conformado por las sierras de Sobia, Peña Gradura y el conjunto del Caldoveiro, el en-

clave montañoso que conforman los cordales cuarcíticos de Porcabezas y de Santa Cristina se distingue, en contraposición al trazado sinuoso, la heterogeneidad litológica y la variedad en las formas de relieve que caracterizan a los anteriores, por ofrecer una disposición más rectilínea, una mayor homogeneidad en cuanto al tipo de roquedo y, en concordancia, una menor diversidad en lo que se refiere a su morfología, aspectos que le confieren cierta

singularidad dentro de la complejidad morfoestructural inherente a la cordillera Cantábrica.

En efecto, esta unidad espacial, cuyo rasgo más destacado viene definido por la disposición paralela que muestran esas dos alineaciones, constituye una excepción dentro de la región de pliegues y mantos, debido, por una parte, al protagonismo en el relieve alcanzado por los materiales silíceos (fundamentalmente cuarcitas ordovícicas) y, por otra, a la sencillez de su organización interna, ordenada en torno a dos escamas cabalgantes: la de Belmonte, al oeste, y la de Tameza, al este. Esta relativa simplicidad, impuesta por el dominio de las estructuras de tipo monoclinas<sup>1</sup>, únicamente se ve alterada en su extremo meridional, en donde la presencia de un importante pliegue transversal, el anticlinal de Villanueva, condiciona la intensa ondulación que ofrecen en este lugar los frentes de cabalgamiento (Julivert, Pello y Fernández García, 1968).

## I. EL ANÁLISIS DE LAS PRINCIPALES UNIDADES MORFOLÓGICAS

A pesar de la homogeneidad que a primera vista parece mostrar en su conjunto este sector montañoso, un análisis detallado, atento a la organización de las principales líneas de relieve, así como a las formas de modelado protagonistas, permite distinguir en el mismo tres partes: dos unidades externas, una a cada lado, formadas por las sierras cuarcíticas de Porcabezas y de Santa Cristina (con su derivación hacia el sur por los altos del Oral), coincidentes en su trazado con el recorrido de los frentes de las escamas cabalgantes de Belmonte y de Tameza, respectivamente, y una unidad central, delimitada por las anteriores, de altitud inferior y sin grandes contrastes orográficos, que se engloba bajo el término genérico de valles y alineaciones intermedios<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Utilizamos aquí este término en su sentido más genérico para expresar la existencia de un buzamiento en una misma dirección de todo el conjunto rocoso.

<sup>2</sup> La descripción que a continuación se efectúa acerca de cómo se hayan distribuidas en el espacio las distintas formas de relieve reconocibles y cuáles son las relaciones que se establecen entre ellas se apoya en la lectura del mapa geomorfológico que acompaña a este texto y que ha sido elaborado siguiendo básicamente la metodología establecida por el Centre National de la Recherche Scientifique (C.N.R.S.) de Francia para el mapa geomorfológico de ese país a escala 1:50.000, aunque sin alcanzar su grado de sistematización. A este respecto, conviene precisar que si bien en origen fue realizado a una escala mayor (1:25.000), para poder adaptarlo al formato de la revista, ha sido necesario reducir su tamaño a la mitad (1:50.000).

### 1. LA SIERRA SILÍCEA DE PORCABEZAS

Emplazado al este de la menos prominente sierra de Montovo y haciendo de frontera entre los concejos de Belmonte de Miranda y Grado, se alza el cordal silíceo de Porcabezas, que se extiende en dirección norte a lo largo de casi seis kilómetros de longitud. Construido desde el punto de vista litológico por las resistentes cuarcitas de la formación Barrios, este relieve, que recuerda en su trazado a una J, sitúa su cota más elevada en el pico Monegro (1.483 metros), apéndice montañoso individualizado del resto de la elevación por el corte transversal abierto por el río Montovo y que constituye su límite meridional. A partir de este extremo, la alineación vira de manera brusca hacia el norte sin perder ya esta trayectoria, experimentando su línea de cumbres un paulatino descenso hasta alcanzar, en su cierre septentrional, las cimas de Peñas Negras (1.163 metros) y Porcabezas (1.210 metros). Esta altitud, aparentemente modesta, no le impide sin embargo (al igual que sucede con su gemela, la sierra de Santa Cristina) destacar nítidamente sobre el espacio circundante, hecho que tiene que ver con la intensa labor erosiva y el subsiguiente vaciamiento de los materiales llevado a cabo por los ríos Cubia, al este, y Montovo, afluente del Pigüeña, al oeste.

En contraposición a lo que sucede en la sierra de Santa Cristina, en el cordal de Porcabezas no se observan diferencias marcadas en cuanto a la configuración de sus vertientes, a no ser una mejor conservación de las superficies regularizadas por solifluxión en la que mira al oeste. Por ello, en el análisis morfológico que a continuación se desarrolla se ha optado por individualizar únicamente dos subunidades: por un lado, su culminación, donde se preservan retazos relativamente extensos de antiguas superficies de erosión, y, por otro, sus vertientes, caracterizadas ambas por la presencia de extensas áreas de perfil regularizado.

#### *A) La pervivencia de retazos de superficies de erosión en la parte culminante*

A pesar de la perfecta adecuación del trazado de la sierra de Porcabezas a la disposición de la escama de Belmonte, el hecho de que la roca in situ aflore únicamente con carácter aislado explica la casi total ausencia de crestas estructurales en su línea de cumbres (con la excepción de la formada en el extremo septentrional por los picos Peñas Negras y Porcabezas), dificultando con ello la interpretación de la organización interna. Es precisamente éste el rasgo más sobresaliente que define a la parte culminante de esta alineación montañosa, junto con

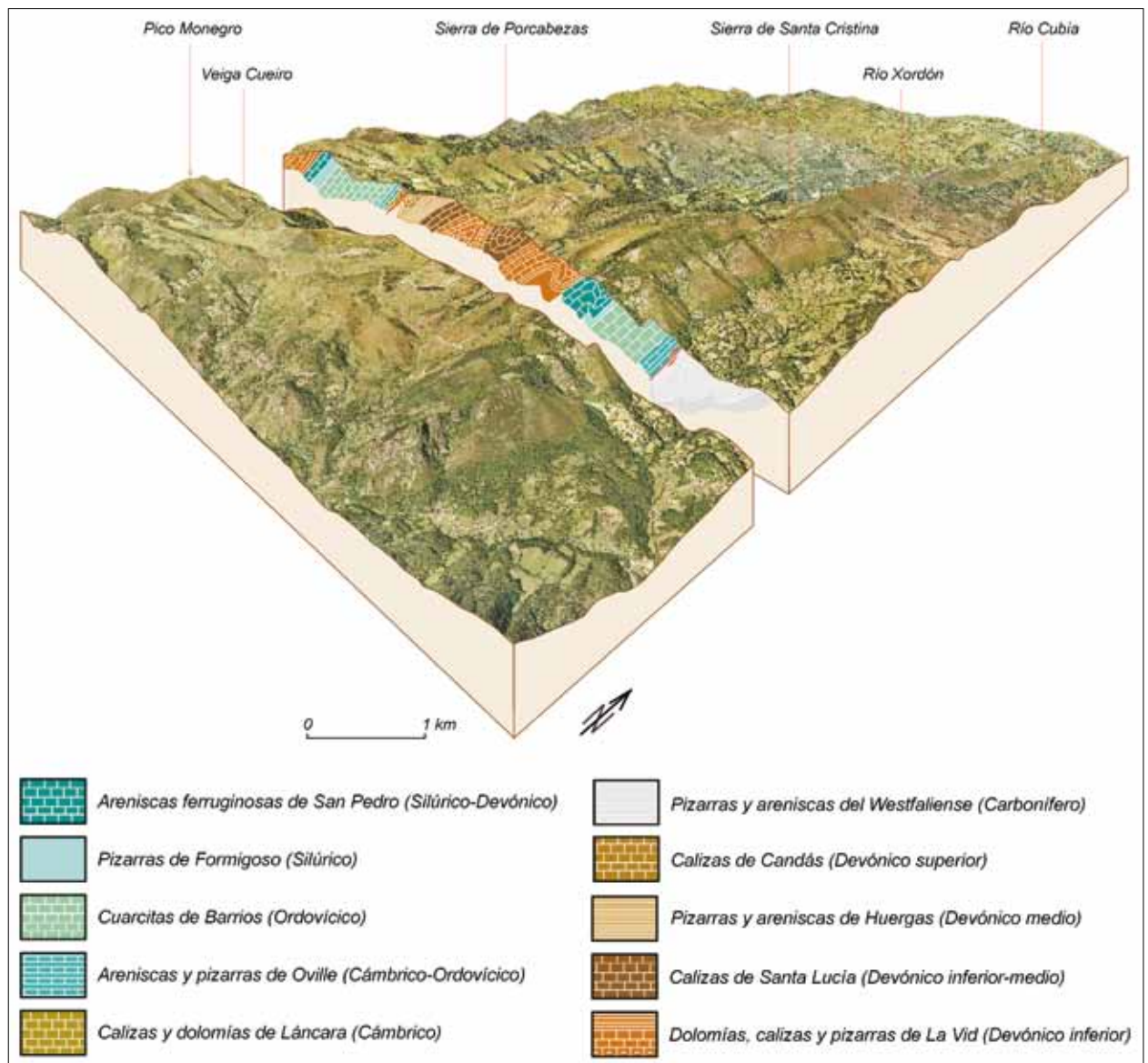


FIG. 2. Bloque-diagrama de los cordales cuarcíticos de Porcabezas y de Santa Cristina.

la conservación, tal como se aprecia en el mapa geomorfológico, de superficies de erosión relativamente amplias, sobremanera la que se corresponde con el topónimo de El Conto o aquella otra situada inmediatamente al sur de la cima de Peñas Negras.

La morfología panda que en líneas generales ofrece el área somital de este cordal de Porcabezas y que da paso a ambos lados y sin solución de continuidad a extensas vertientes regularizadas se debe, además de al desgaste de los propios materiales, a su recubrimiento

por un manto, más o menos espeso, procedente de la desagregación de la cuarcita y constituido por gravas, cantos y pequeños bloques angulosos englobados en una abundante matriz arenosa. Resulta muy significativo, en este sentido, que esta misma formación heterométrica alcance a fosilizar incluso los sectores de topografía subhorizontal que se pueden reconocer en la cumbre de la sierra, ya que ello evidencia la extraordinaria eficacia que necesariamente caracterizó al medio de transporte solifluidal encargado de su movilización, competente



FIG. 3. Culminación y vertiente occidental de la sierra de Porcabezas desde las proximidades del pico Balgabín. Obsérvese la pervivencia de extensos restos de superficies de erosión y, al fondo, la presencia del incipiente nicho de nivación que se desarrolla al pie de los picos Porcabezas y Peñas Negras.

incluso en lugares donde la pendiente es muy débil o prácticamente nula (French, 1983).

Es habitual que en las pequeñas hondonadas y en los enclaves más planos de la culminación un drenaje deficiente haya propiciado la acumulación de materia orgánica sin sufrir apenas procesos de descomposición química, como así lo confirman la coloración negruzca y la estructura de tipo fibroso, a lo que se asocia la abundante presencia de especies higrófilas como el brezo *Erica tetralix*, testimonios, todos ellos, que dan cuenta de las condiciones de encharcamiento bajo las que se han formado estos depósitos.

#### B) El predominio de superficies regularizadas por solifluxión en las vertientes

Frente a las superficies frecuentemente rocosas, erizadas por ojivas y surcadas por encajados valles, de la sierra de Santa Cristina, las laderas de este cordal de Porcabezas reflejan en general un modelado más uniforme y continuo, resultado del desplazamiento por solifluxión laminar de una formación mueble de potencia variable (mayor en las vaguadas y menor en las convexidades), e integrada, al igual que la descrita en el área cimera, por gravas, cantos y pequeños bloques de perfiles angulosos, inmersos en una abundante matriz de textura arenosa. Si bien este recubrimiento es un rasgo común a ambas vertientes, se aprecia una mejor conservación de estas formas regularizadas por acumulación en la que mira al oeste, en tanto que en la oriental una mayor variedad litológica (cuarcitas de Barrios, en la cumbre, y areniscas y

pizarras de Oville, calizas de Láncara, calizas de Candás y areniscas del Naranco, en la base) y el recorte transversal protagonizado por los arroyos tributarios del río Cubia han determinado la sustitución de las mismas, aguas abajo, por tendidos interfluvios de disección.

A pesar de que el afloramiento de cuarcitas ordovícicas muere hacia el norte, a la altura del pico Porcabezas, las vertientes regularizadas por solifluxión laminar se continúan, aunque con un aspecto un tanto diferente, en esa misma dirección, hasta confundirse con la adyacente unidad de valles y alineaciones intermedios. En esa transición participan los relieves de morfología alomada que construyen las areniscas del Naranco y las laderas regularizadas que se desarrollan sobre los materiales pertenecientes al grupo Rañeces y a las calizas de Moniello. No obstante, en estas últimas, la formación superficial que las fosiliza, en general de menor espesor, viene a estar constituida por fragmentos de tamaño más reducido y dimensiones homométricas, cuestión que probablemente pueda atribuirse a una mayor fragilidad del roquedo devónico que la alimentó.

La uniformidad que ofrecen las vertientes de la sierra de Porcabezas en su parte superior se encuentra parcialmente desmantelada aguas abajo como consecuencia de la importante labor de zapa desempeñada por los arroyos y los ríos que discurren por este espacio y que han contribuido a transformar, en mayor o menor grado, su primitiva disposición. Así, en aquellos puntos en los que la degradación ha sido más intensa, estas laderas regularizadas dan paso a áreas apenas recubiertas por una delgada formación superficial discontinua o, en otras ocasiones, a tramos enteramente rocosos en los que es posible reconocer el rumbo de los afloramientos, tal como se observa en el entorno del núcleo de Llamoso. Del mismo modo, en aquellos sectores en los que no se ha producido la evacuación total de los depósitos de solifluxión, es frecuente que la dinámica desencadenada por el encajamiento de los cursos de agua se traduzca en una removilización generalizada de la cubierta sedimentaria y en la aparición en su superficie de un conjunto anárquico de irregularidades o abombamientos más o menos marcados (Castañón, 1989).

Junto a lo anterior, las discontinuidades que interrumpen el desarrollo de las vertientes de solifluxión cabe atribuirles, además de a la incisión llevada a cabo por los cursos de agua, a la intervención de procesos de modelado de tipo periglacial, como los que dieron origen a los nichos nivales, las morrenas de nevero, los derrubios de ladera o los glaciares rocosos, elementos, todos ellos, cuya ocasional presencia en las laderas se constata, en



FIG. 4. Pequeño nicho de nivación y morrena de nevero a su pie en la vertiente septentrional del pico Monegro, inmediatamente por encima del núcleo de La Bustariega (Somiedo).

cualquier caso, incompatible con las formas regularizadas anteriormente descritas, circunstancia que conduce a pensar en un origen más antiguo de estas últimas manifestaciones con respecto a las que las desfiguran.

De la revisión del mapa geomorfológico se desprende que los anteriores mecanismos han centrado su actuación primordialmente en el extremo meridional de la sierra de Porcabezas, segmento en el que se alcanza una altitud más elevada y donde, por tanto, debieron acentuarse, en virtud de esa circunstancia, los procesos nivoperiglaciares. Así, en el apéndice definido por las cumbres de La Chaniza (1.145 metros) y del pico Monegro (1.483 metros), las vertientes regularizadas por solifluxión laminar se encuentran intensamente recortadas, quedando aislados, entre los espacios recubiertos por pedreras o por formaciones heterométricas removilizadas, únicamente pequeños retazos de las antiguas superficies uniformes, situación en la que sin duda ha tenido un papel fundamental la erosión remontante desencadenada por el arroyo de Clavillas, en la vertiente que mira al sur, y la protagonizada por el río Montovo, en la opuesta. Más concretamente, este último ha conseguido, en su retroceso, atravesar el resistente afloramiento cuarcítico, dando lugar al modelado de un estrecho y profundo valle, delimitado por agudos crestones en resalte.

Además de los anteriores elementos, en la ladera septentrional del pico Monegro también se han cartografiado, asociado a una serie de incipientes nichos nivales, escasamente sobreexcavados, un conjunto de pequeñas morre-

nas de nevero y dos voluminosos depósitos de roca suelta (uno extendido hacia el noroeste y el otro hacia el noreste) que, por el aspecto que muestra su superficie, podrían definirse como incipientes glaciares rocosos (Fig. 5). En efecto, el tipo de materiales que los integran (básicamente cantos y bloques de perfiles angulosos), su disposición caótica y el hecho de que se encuentren recorridos por varias ondas de avance, indicativas de un desplazamiento en estado más o menos viscoso, permiten calificarlos, en principio, como embrionarios glaciares rocosos.

A diferencia de lo que sucede en la sierra de Santa Cristina, las vertientes de la alineación de Porcabezas no aparecen interrumpidas por rellanos que reflejen el progresivo encajamiento de los cursos de agua, con las únicas excepciones del situado al este del núcleo de Montovo, pequeño retazo de superficie de erosión que da paso hacia el norte a una cresta estructural de segundo orden, y aquel que en el extremo septentrional del cordal se señala en el mapa geomorfológico con el topónimo de «alto del Mouro»; precisamente en este punto emergen las cabezas de una serie de bloques de conglomerado, bastante voluminosos, integrados por cantos de cuarcita muy rodados, parte de los cuales han sido liberados del cemento que los cohesionan, desparamándose vertiente abajo<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> El trabajo de campo no ha podido revelar si se trata de bloques desprendidos del afloramiento de cuarcita situado aguas arriba o de depósitos fluviales muy

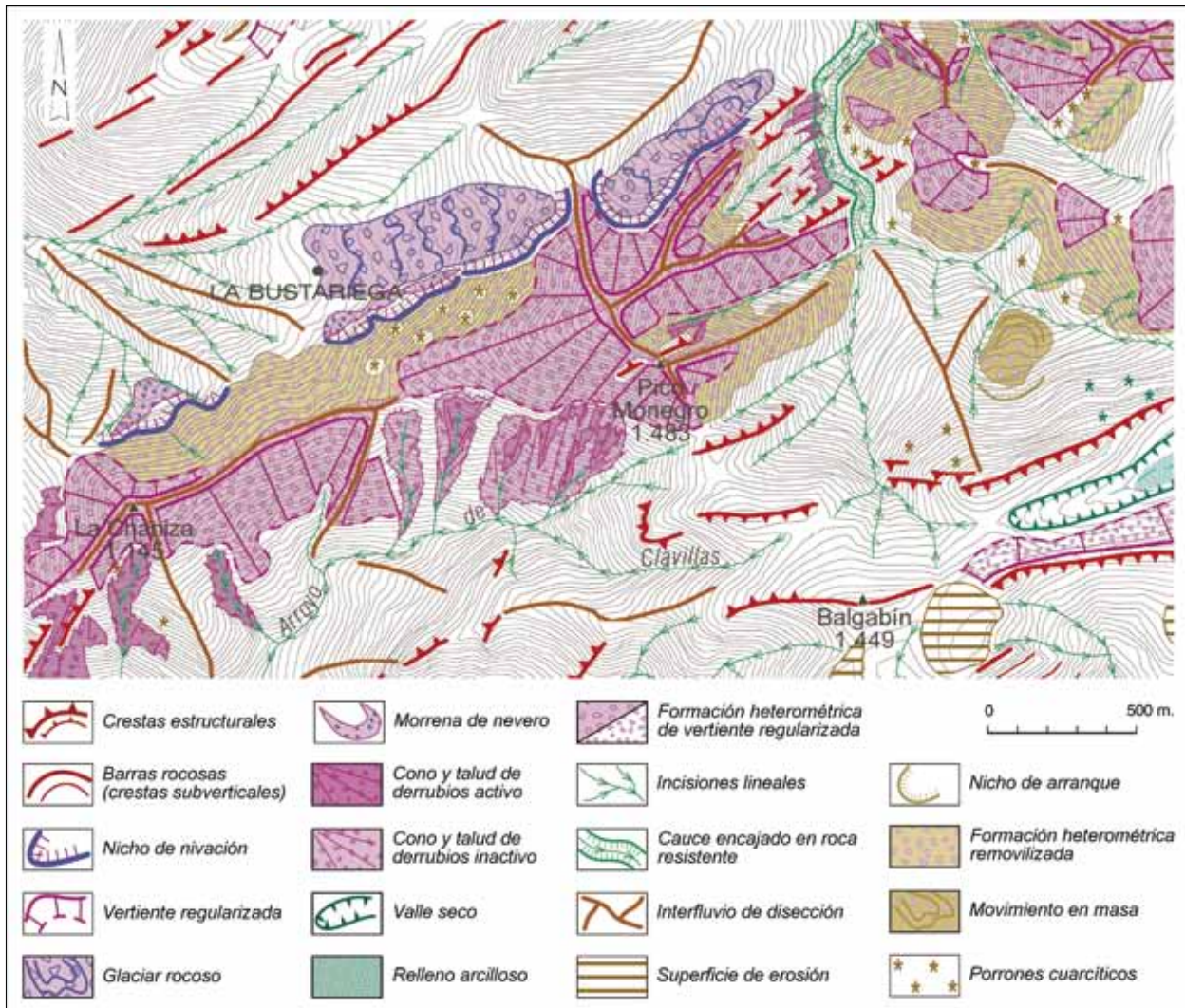


FIG. 5. Esquema geomorfológico de los glaciares rocosos en el área de La Bustariega, encuadrada en el extremo meridional de la sierra cuarcítica de Porcabezas.

## 2. LOS VALLES Y ALINEACIONES INTERMEDIOS

Intercalada entre los espinazos cuarcíticos de Porcabezas, al oeste, y de Santa Cristina-altos del Oral, al este, se extiende la segunda de las unidades morfológicas individualizadas dentro de este conjunto montañoso, los valles y alineaciones intermedios, caracterizada, además de por ofrecer una mayor amplitud transversal, por pre-

sentar, a diferencia de las alineaciones que la enmarcan, formas topográficas menos contrastadas.

El proceso de disección, guiado por la estructura interna y de modo preferente por las diferencias en cuanto al tipo de roquedo, permite distinguir dentro de este conjunto dos subunidades: por un lado, la mitad septentrional, en la que la alternancia litológica propia del grupo Rañeces ha contribuido a dibujar una serie repetitiva de alineaciones en resalte y estrechas depresiones, de disposición paralela y alargadas de sur a norte y, por otro, la mitad meridional, encerrada por las cabeceras de los ríos Cubia y de La Cabadura, donde la incurvación impuesta a los afloramientos por el anticlinal de Villanueva ha propi-

antiguos, aunque todo parece apuntar hacia la primera de las explicaciones ya que en la cuarcita del Ordovícico es habitual la presencia, sobre todo hacia el techo, de tramos conglomeráticos.



FIG. 6. Vista general del alto del Mouro, desde el camino que conduce a la Venta de Porcabezas. Por encima de esta superficie de erosión, modelada sobre los materiales pizarroso-calcareos del grupo Rañeces, se aprecia cómo sobresalen las cabezas de un conjunto diseminado de bloques de grandes dimensiones y contornos subredondeados.



FIG. 7. Detalle de uno de los bloques que fosilizan la superficie que se puede reconocer en la figura anterior (alto del Mouro), conformado por cantos de cuarcita muy rodados y fuertemente cementados.

ciado, junto a un marcado cambio en el rumbo general de las capas, el engrosamiento de la caliza de Moniello y de las areniscas del Naranco, cuestión ésta que ha permitido una mejor definición de las formas de relieve calcáreas, en el primer caso, y de las vertientes regularizadas por solifluxión, en el segundo.

#### A) *La disposición meridiana de los valles y de las alineaciones calcáreas en la mitad septentrional*

Esta subunidad, adaptada fielmente a las directrices estructurales e individualizada por los encajamientos transversales labrados por los ríos Cubia, al sur, y Dolia, al norte, ofrece un especial interés geomorfológico debido a la pervivencia, al haber quedado resguardados de la incisión fluvial más reciente, de formas de relieve y de depósitos muy antiguos, probablemente precuaternarios; dicha característica le confiere dentro del conjunto montañoso en el que se inserta una singular relevancia, ya que la intensidad de la erosión remontante ha desfigurado por lo general, cuando no desmantelado totalmente, las huellas morfológicas pretéritas.

El rasgo más significativo de la configuración de esta área viene dado, tal como se ha indicado con anterioridad, por la alternancia que se observa entre alineaciones montañosas armadas por hiladas de calizas muy estratificadas, de disposición meridiana y en cuya culminación las capas aparecen frecuentemente enrasadas, y surcos alargados y estrechos, de fondo plano y tendido perfil longitudinal, que por su aspecto y su escasa funcionalidad actual bien podrían interpretarse como las herencias

de un primitivo sistema de paleovalles parcialmente desmantelado en la actualidad.

Junto a los anteriores, otro de los elementos morfológicos que define el relieve de este sector es la presencia en el mismo de vertientes regularizadas, algunas de las cuales se encuentran tapizadas en su parte inferior por una delgada película de derrubios subangulosos de talla pequeña y aspecto homométrico, que contribuyen con su disposición regular a reforzar la uniformidad de las laderas.

En combinación con los testimonios precedentes, se ha identificado un conjunto de rellanos, de dimensiones variables, cuyo análisis nos proporciona asimismo información acerca de la morfología primigenia de este espacio. Dentro de esta familia de formas y atendiendo a la posición topográfica que ocupan, se pueden diferenciar al menos dos generaciones: por un lado, los rellanos situados en la culminación de los interfluvios, coincidiendo con la confluencia de dos depresiones, y que podrían constituir, alineados, los últimos restos de un amplio valle en artesa enmarcado por las sierras silíceas<sup>4</sup>, y, por otro, los que de manera escalonada (y habitualmente protegidos por las crestas calcáreas a las que se adosan) interrumpen la continuidad de las laderas y que deben entenderse como testigos del progresivo encajamiento de la red hidrográfica.

Hacia el sureste de esta mitad septentrional y una vez rebasado el tajo abierto por el río Cubia, los arroyos de La Cabadura y Xordón han recortado otro pequeño sector

<sup>4</sup> Dicha hipótesis debe considerarse con muchas reservas debido a la limitada extensión de estas superficies y al hecho de que no se hayan encontrado sedimentos correlativos que aporten más información al respecto, salvo la ocasional presencia de gravas de cuarcita y de arenisca perfectamente rodadas.



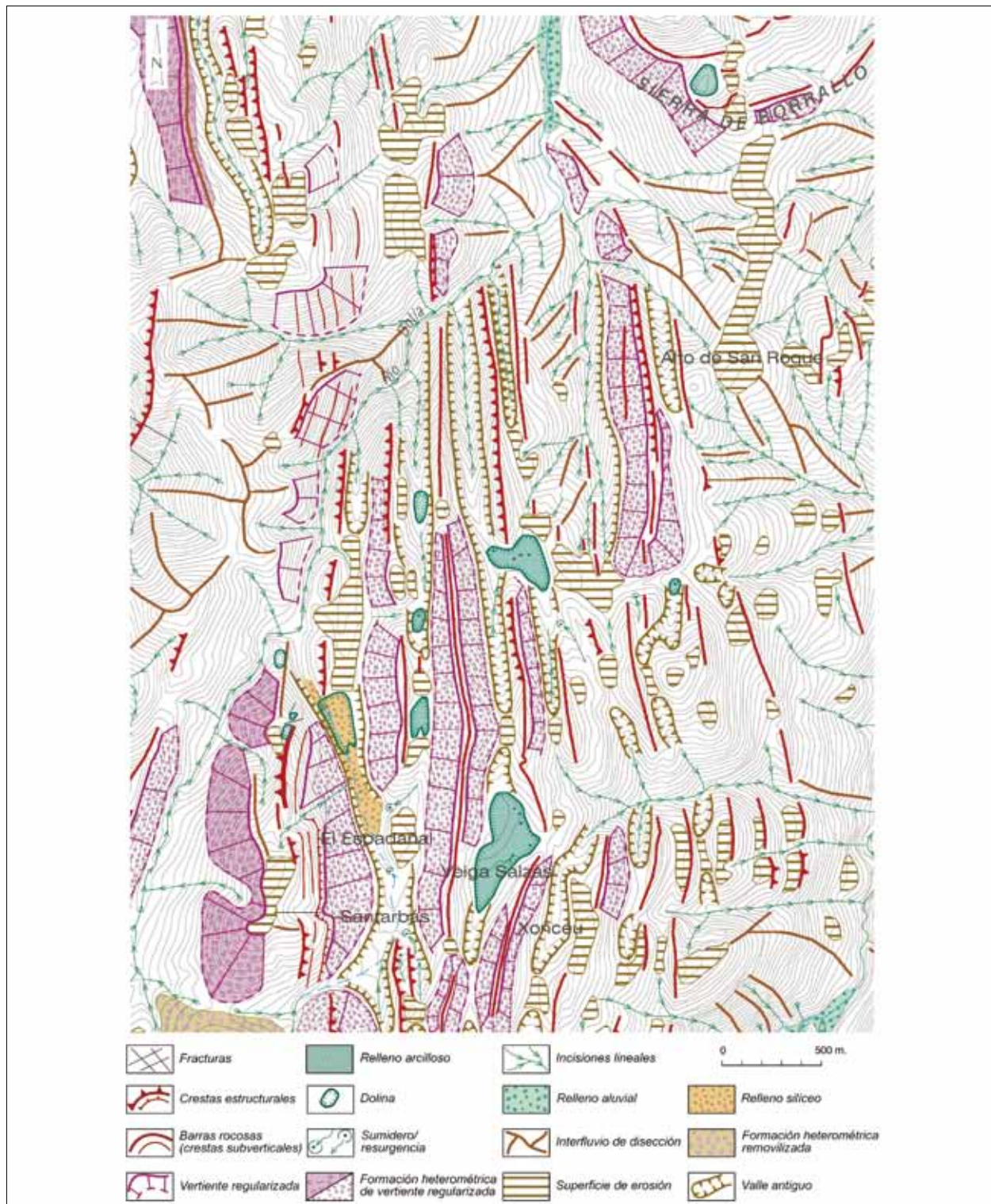


FIG. 8. Esquema geomorfológico de los valles y alineaciones calcáreas que se desarrollan en la mitad septentrional de la unidad central devónica.



FIG. 9. Vertientes regularizadas desarrolladas a expensas de la caliza de Moniello en la sierra de Borrallo (Grado), tapizadas en su parte inferior por una formación superficial integrada por gravas periglaciares de tamaño reducido y contornos angulosos.



FIG. 10. Vista general de la amplia artesa de Santarbás, modelada sobre las pizarras y calizas del grupo Rañeces y limitada, a ambos lados, por vertientes regularizadas de acusada pendiente.

cuyas características geomorfológicas permiten considerarlo verosimilmente como la continuación meridional de la subunidad que nos ocupa, siendo los elementos más destacados en él las superficies de erosión culminantes, emplazadas, al igual que las descritas con anterioridad, entre los 800 y los 900 metros de altitud, y las capas en resalte que lo limitan tanto hacia occidente como hacia oriente, cuya aparición en este punto se explica por la intercalación, en la serie devónica de naturaleza frecuentemente pizarrosa, de afloramientos de caliza más resistentes. Dichas crestas dan paso, a ambos lados, a vertientes de fuerte inclinación que enlazan con el fondo de estrechos y encajados pasillos, en los que los materiales aluviales conforman franjas de topografía plana y reducidas dimensiones.

En cuanto a las formas de relieve resultantes de la disolución de la caliza, es necesario tener en cuenta que los materiales aquí aflorantes (alternancia de calizas, frecuentemente rojizas, y pizarras, apoyadas sobre una base dolomítica) tienen la cualidad de ser poco carstificables, de manera que este tipo de modelado solamente adquiere cierta significación en el fondo de algunos de los paleovalles anteriormente mencionados, donde se han instalado pequeñas dolinas, rellenas de arcillas de descalcificación y, ocasionalmente, de cantos y gravas silíceos muy rodados, así como numerosos sumideros, en la actualidad prácticamente inactivos, y que podrían interpretarse, en conjunto, como resultado de un nuevo ciclo que se superpone a la fase de erosión precedente, representada por los surcos alargados de disposición meridiana.

Por lo que hace referencia a las formas de disolución menores, únicamente en la sierra de Borrallo, edificadas

sobre las calizas de Moniello, se han identificado reducidos campos de lapiaz, conformados por pequeñas torrecillas semicubiertas (*Rundkarren*) de contornos subredondeados, que apenas asoman en superficie unos pocos centímetros.

De la serie de elementos que conforman esta subunidad, quizá el espacio que ofrece un mayor interés para su reconstrucción geomorfológica sea el valle de Santarbás, esculpido, de la misma manera que las restantes depresiones que se han cartografiado, sobre las calizas y pizarras del grupo Rañeces.

Dicha vaguada, alargada en el sentido de los meridianos y de gran amplitud transversal, se caracteriza por una perfecta conservación del perfil en artesa originario, circunstancia que probablemente deba ser atribuida a que los encajamientos promovidos por el arroyo Tresalces, afluente del Cubia, al sur, y por el río Dolia, al norte, la han dejado aislada y, en consecuencia, al margen de la incisión fluvial más reciente; en este sentido, llaman la atención la escasa entidad y, en relación con ello, la nula capacidad erosiva demostrada por el reguero intermitente que en la actualidad la recorre (reguero Los Pozos) y cuyas aguas se pierden al norte de la braña del Espadañal, en el pequeño sumidero abierto en la barra calcárea que constituye su límite septentrional.

El trabajo de campo ha permitido constatar además la existencia, sobre el fondo de este valle en su terminación norte y rellenando las oquedades del lapiaz en torrecillas (*Rundkarren*) que se hace visible en este punto, de un voluminoso depósito silíceo correlativo, en principio, de aquella antigua red hidrográfica; se trata de una espesa acumulación, compuesta por pequeños bloques, cantos y

gravas de cuarcita y de arenisca ferruginosa, bastante rodados y embalados en una matriz arcillosa de coloración ocre.

Aguas arriba del mencionado corte se ha verificado la presencia de otro recubrimiento silíceo de connotaciones un poco diferentes al descrito con anterioridad, integrado, en este caso, por materiales de litología fundamentalmente areniscosa y contornos parcialmente desgastados.

Precisamente, la desigual apariencia de los fragmentos integrantes de los depósitos que tapizan la base del valle de Santarbás permite adscribirlos, en primera instancia, a dos periodos morfogenéticos diferentes. Así, por un lado, la observación, en el primero de los citados, de cantos perfectamente rodados de naturaleza cuarcítica parece apuntar a un transporte fluvial desde áreas bastante alejadas y (teniendo en cuenta la localización de los posibles afloramientos fuente) topográficamente desconectadas en la actualidad de este valle; por otro lado, los rasgos distintivos del segundo hacen pensar, además de en una sedimentación más reciente, en un aporte torrencial de corto recorrido, procedente con bastante probabilidad del interfluvio que limita por el oeste este surco, armado en su culminación por las areniscas de la formación Naranco.

### B) La plataforma calcárea de Veiga de Cueiro

En el extremo meridional de la unidad central y actuando topográficamente como área de enlace entre las sierras cuarcíticas de Porcabezas y de Santa Cristina-altos del Oral, la cabecera del río Cubia y el arroyo de La Cabadura han individualizado un reducido sector montañoso que ofrece, como cualidad más destacada, una evidente acomodación del relieve a las directrices de la estructura interna, en concreto a la disposición arqueada impuesta a los afloramientos por el anticlinal de Villanueva. De esta manera, los distintos elementos que componen el conjunto adoptan un trazado que recuerda a un «boomerang» abierto hacia el oeste e integrado por un reborde interno, donde la presencia de un potente paquete areniscoso (areniscas del Naranco) determina el dominio en el paisaje de las formas pandas, y un reborde externo pizarroso-calcáreo (formaciones Rañeces y Moniello) conformado por una amplia banda deprimida, alargada de suroeste a noreste, que da paso hacia el norte a agudas crestas estructurales y laderas regularizadas de acusada pendiente.

El primero de los subsectores mencionados (el reborde interno de ese «boomerang»), compuesto por una alineación principal de la que forman parte los picos La Berza (1.454 metros), La Corona (1.418 metros) y La Ma-

tiella (1.202 metros), y varios interfluvios secundarios, participa de los rasgos propios de las sierras silíceas y que se concretan en una culminación de morfología panda, en la que se pueden reconocer superficies de erosión relativamente amplias, y unas vertientes de perfiles uniformes, fosilizadas por espesos mantos de solifluxión y recortadas aguas abajo por los arroyos tributarios del río Cubia.

El segundo subsector (el reborde externo) se corresponde por su parte con un vasto valle ortoclinal, de fondo plano y tendido perfil longitudinal, que se extiende desde Veiga de Cueiro, en su extremo occidental, hasta la vega de Vicenturo, en el oriental. Recorrido en la actualidad por arroyos intermitentes de escaso caudal (regueros El Cuervo y El Sierro), puede interpretarse, atendiendo a la discordancia que se observa entre el exiguo caudal de agua que por él discurre y su anchura ciertamente considerable, como un valle seco colgado cuya génesis debió de tener lugar en unas condiciones climáticas muy diferentes de las actuales, probablemente las mismas que permitieron la apertura de las amplias artesas presentes en la plataforma calcárea de Sobia y Peña Gradura. Este parentesco aparece reforzado, asimismo, por el reconocimiento sobre su fondo (al igual que sucede en estas últimas) de enclaves dispersos en los que emerge un lapiaz en pequeñas torrecillas (*Rundkarren*) parcialmente fosilizado por arcillas de descalcificación y cantos rodados de naturaleza alóctona (cantos y gravas de arenisca y de cuarcita).

Aparte de este tipo de cuestiones, en esta descripción merecen destacarse las ondulaciones dibujadas por la caliza de Moniello en el entorno del pico Redondo (1.414 metros), precisamente allí donde se localizan los ejemplos de formas de disolución cársticas mejor desarrolladas, encontrándose la banda calcárea acribillada por numerosos sumideros y pequeñas dolinas rocosas.

Hacia el sur de las cumbres de Balgabín (1.449 metros) y Piarrodrigui (1.411 metros), que determinan la divisoria de aguas entre esta unidad y el valle abierto por el río Taja, el dominio de las formas estructurales, especialmente nítido en las cresterías culminantes, desaparece, dando paso a reducidas superficies de erosión que denotan el progresivo encajamiento fluvial, y a varios interfluvios de disposición transversal a la dirección de las capas.

### 3. LA SIERRA SILÍCEA DE SANTA CRISTINA Y LOS ALTOS DEL ORAL

La tercera de las unidades morfológicas que se analizan en la presente investigación se corresponde con la ali-

FIG. 11. Vista hacia el norte de la plataforma calcárea de Veiga El Prao, que continúa por el oriente a la adyacente de Veiga de Cueiro.

De gran amplitud transversal y suave perfil longitudinal, se halla recorrida en la actualidad por un arroyo intermitente (El Sierro), cuyo escaso caudal se pierde en el sumidero que se descubre al fondo de la imagen y que da nombre al pico que se eleva a su izquierda (peña del Sumidorio, 1.364 metros).



neación definida por los altos del Oral y la sierra de Santa Cristina (también denominada sierra de La Llomba), la cual puede estructurarse desde el punto de vista topográfico en dos niveles altitudinales bastante bien diferenciados: una parte meridional, más elevada, en torno a los 1.300-1.400 metros, que acoge en su seno las cotas más importantes (El Cordel, 1.382 metros; Picunceste, 1.400 metros; peña Maurín, 1.369 metros), y una parte septentrional, donde la línea de cumbres sigue un perfil progresivamente descendente hacia el norte hasta apenas alcanzar en su término, en el pico Forcón, los 941 metros.

El cordal en conjunto se presenta, por tanto, como un estrecho espinazo silíceo de unos siete kilómetros y medio de longitud que, alargado de sur a norte de manera acorde a la disposición de los afloramientos, destaca de una forma nítida sobre los valles abiertos por los ríos Villabre y Maravio, al este, y por los arroyos Xordón y de La Cabadura, afluentes del Cubia, al oeste, que lo abrazan a uno y otro lado. Dicha configuración tiene que ver con los condicionantes de orden estructural y más concretamente con el vaciado por la incisión fluvial de los materiales más deleznable que lo enmarcan tanto por el occidente (grupo Rañeces y areniscas de Formigoso) como por el oriente (pizarras westfalienses).

Al igual que sucede en el paralelo cordal de Porcabizas, el rasgo más definitorio de este relieve montañoso, armado en su línea culminante por rocas de resistencia contrastada (areniscas del Silúrico, en los altos del Oral, y cuarcitas del Ordovícico, en la sierra de Santa Cristina),

viene dado por la conservación en ese punto de restos relativamente amplios de antiguas superficies de erosión que aparecen asociados a una cubierta integrada por cantos y pequeños bloques englobados en una matriz arenosa.

Las pesadas formas somitales que definen esta alineación dan paso, a uno y otro lado de la sierra, a vertientes de morfología contrastada. Así, en la ladera oriental, donde la incisión lineal ha actuado en menor medida, el relieve aparece conformado por tendidas y uniformes superficies recubiertas por espesos mantos de soliflucción cuya continuidad únicamente se ve interrumpida en su extremo meridional, debido al encajamiento de una sucesión de surcos de trazado transversal a la disposición general de los afloramientos; por el contrario, en la vertiente occidental, las incisiones torrenciales han compartimentado en mayor medida los primitivos perfiles, abriendo a su paso profundos valles, de corto recorrido y trazado este-oeste, que aíslan ojivas rocosas en resalte, algunas de las cuales se prolongan, tal como se puede observar en el entorno de peña Maurín, hasta alcanzar el área cimera.

*A) La vertiente occidental: superficies regularizadas por soliflucción laminar en su parte superior, torreones cuarcíticos en resalte en la franja intermedia y voluminosos movimientos en masa en su parte inferior*

A diferencia de lo que se observa en la culminación de esta sierra y en buena parte de su ladera oriental, donde los procesos de modelado parecen haberse caracterizado

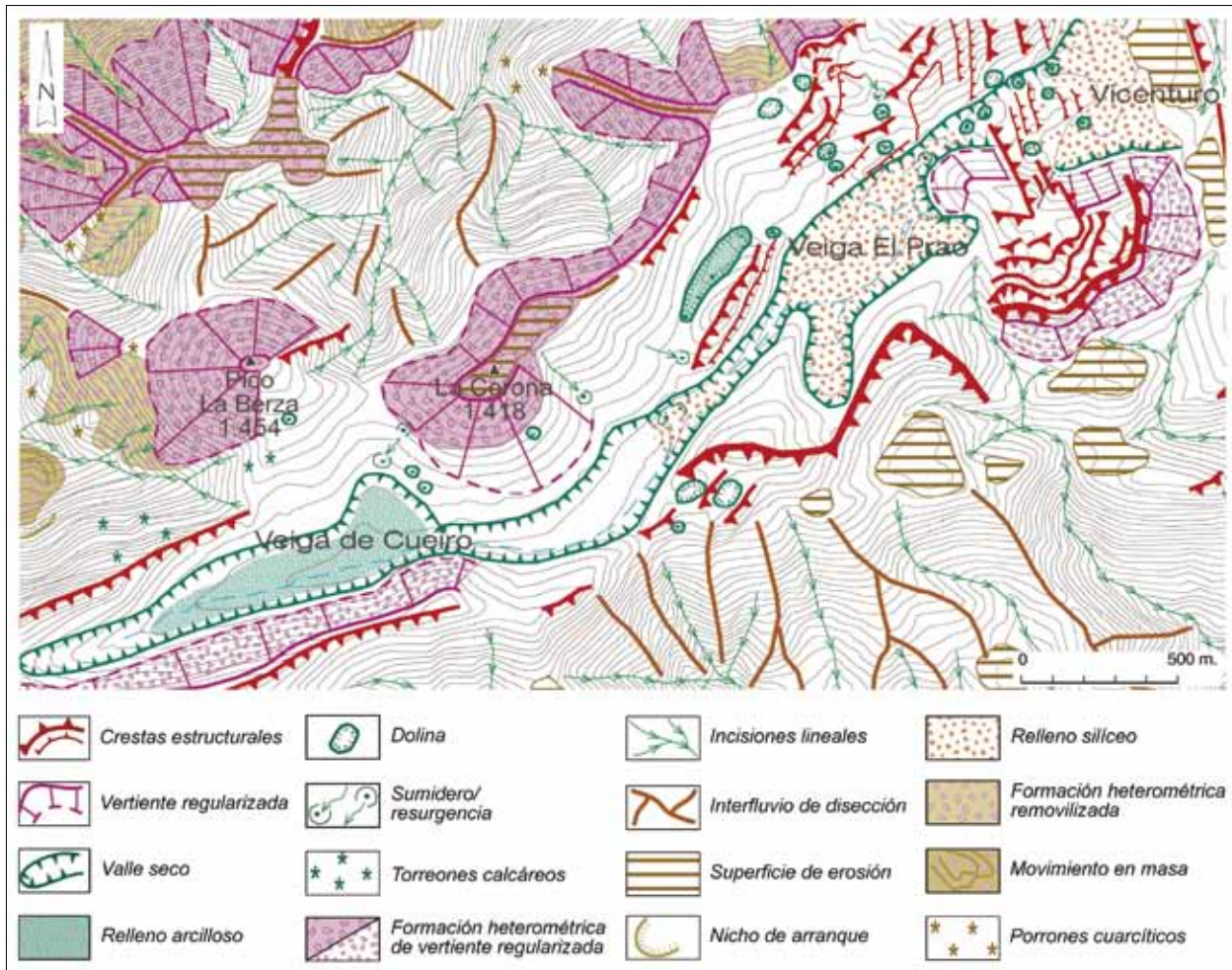


FIG. 12. Esquema geomorfológico de la plataforma calcárea de Veiga de Cueiro

por una gran lentitud y una tendencia general a la regularización, en la vertiente occidental (especialmente en su parte inferior) aparecen signos indicativos de una intensa actividad morfogenética en la que, junto a los mecanismos desencadenados por las aguas corrientes, destacan, por su gran trascendencia en la organización del relieve, los de tipo periglacial.

En todo caso, la actuación de unos y otros no ha sido homogénea para el conjunto de esta subunidad, de manera que, en función de la mayor o menor incidencia de estos procesos, es posible diferenciar en la ladera dos niveles claramente desiguales, uno superior y otro inferior, marcando la transición entre ambos una banda de capas cuarcíticas en resalte, frecuentemente rota a favor de las líneas de fracturación transversales e incidida por la acción torrencial y las canales de aludes. Por encima

de esta franja de ojivas se aprecia en general una mejor conservación de los perfiles regularizados, asociados a espesos mantos de solifluxión, en tanto que por debajo estas formas son sustituidas por vertientes menos uniformes, en las que las pedreras alimentadas en el pasado por activos episodios de gelifración, los abombamientos por solifluxión, los desplazamientos en masa y los glaciares rocosos más o menos desarrollados conforman, a lo largo de la pendiente, un amasijo confuso y sin solución de continuidad, surcado por numerosas y profundas incisiones lineales<sup>5</sup>.

<sup>5</sup> Castañón (1989) identifica esta misma asociación de formas en la vertiente meridional del conjunto montañoso de San Isidro-Tarna, destacando como ejemplo más representativo el del pico Ausente, donde distingue «una uniforme pendiente superior con señales de solifluxión laminar (distribución homogénea de



FIG. 13. Corte en la culminación de la sierra de Santa Cristina, en las proximidades del pico Forcón, que permite observar el recubrimiento de la superficie de erosión por una delgada capa de depósitos periglaciares, en la que dominan de manera notoria los materiales de talla intermedia (cantos y gravas de perfil anguloso), con ausencia prácticamente de matriz fina.



FIG. 14. Vista general del área culminante de la sierra de Santa Cristina. Cabe apreciar en la misma el perfil subredondeado que en general ofrece, sólo alterado por el ocasional afloramiento de la cuarcita en forma de porrones.

Dentro de este nivel inferior y a pesar de que resulta difícil en principio aislar las distintas formaciones, un análisis detallado permite detectar una transición gradual desde la cabecera del valle del Xordón, al pie de los altos del Oral y del extremo meridional de la sierra de Santa Cristina, donde se conservan varias acumulaciones que por las peculiaridades que ofrecen (presencia de grandes bloques, escasez de materiales finos y marcadas ondas de avance) podrían corresponderse con glaciares rocosos, hasta los movimientos en masa por solifluxión cartografiados más al norte, en el tramo medio del valle, también de gran volumen pero de características sedimentológicas y organización un tanto diferentes, con mayor protagonismo de la matriz arenosa y clastos de tamaño más reducido. Llama la atención, respecto a estos últimos, su disposición aterrazada en la base de la vertiente, aspecto que parece atestiguar, tras una primera colmatación del fondo del valle por potentes formaciones superficiales, su posterior recorte por la erosión fluvial.

En lo que hace referencia a los glaciares rocosos cartografiados, aunque en principio ofrecen todos ellos una apariencia bastante similar, es posible, a su vez, establecer ciertas matizaciones en cuanto a su emplazamiento y mecanismo de formación. Así, en el extremo septentrional de los altos del Oral (y ante la ausencia de un escarpe prominente) la configuración del voluminoso glaciar

rocoso que se extiende aguas abajo tuvo lugar aparentemente a partir de la simple movilización en masa de la formación superficial que recubría la ladera y que en ese lugar, gracias al perfil cóncavo de la vertiente, debió de alcanzar un importante espesor.

Por el contrario, la formación del glaciar rocoso que se dispone al pie de peña Maurín sería el resultado, teniendo en cuenta los elementos morfológicos allí presentes (escarpadas ojivas rocosas, numerosas canales de aludes y un continuo talud de derrubios), de una dinámica de actuación ciertamente compleja en la que, a los fragmentos aportados desde las paredes verticales contiguas como resultado de la acción de activos mecanismos de gelifracción y por el efecto de la propia llamada al vacío, se sumarían los materiales arrastrados por los aludes de nieve y los transportados desde la parte superior de las vertientes por las aguas de fusión (Figs. 17 y 18).

Frente a la diversidad y gran desarrollo de las acumulaciones detríticas que se acaban de describir, las formas de erosión nivoperiglaciares ofrecen, sin embargo, una menor definición, limitándose a dos nichos nivales incipientes y a una serie de canales de aludes, de trazado rectilíneo y fondo plano, que, teniendo en cuenta su disposición, debieron de contribuir a alimentar el nevero continuo que se instaló en la base de los crestones cuarcíticos de peña Maurín.

Además de los apuntados, aparecen otro tipo de relieves en la vertiente occidental de la sierra de Santa Cristina que también merecen ser reseñados; se trata de una serie de superficies aplanadas (Colladín, Ceu, Las Canales y braña de Yaballos, enumeradas siguiendo una secuencia descendente de sur a norte, que va desde los

los depósitos, suelos en guirnaldas) y un pie de vertiente de topografía irregular, accidentado por lóbulos de solifluxión y por pequeños acarcavamientos, y separado del anterior por una hilera de porrones cuarcíticos apenas emergentes sobre la cubierta arenosa»



FIG. 15. Disimetría morfológica en la culminación de la sierra de Santa Cristina: crestones cuarcíticos en forma de ojivas en la ladera que mira al oeste (derecha en la fotografía) y superficie de perfil regularizado por soliflucción, en la oriental (izquierda).

1.094 metros de la primera de ellas hasta los 674 metros de la última) que interrumpen la continuidad de la ladera y cuya disposición escalonada lleva a interpretarlas como los vestigios de un paleovalle, de amplias dimensiones y con drenaje hacia el norte. Sin embargo, al igual que sucede en otras muchas ocasiones, la ausencia sobre ellas de depósitos correlativos impide apoyar esta hipótesis sobre bases más sólidas que las simplemente topográficas.

Finalmente, resta mencionar, como forma singular dentro de esta ladera occidental, un pequeño valle colgado, de perfil en cuna y localizado en el límite septentrional de la sierra de Santa Cristina, que se encuentra desconectado del nivel de base actual, viéndose obligado el reducido caudal que discurre por él a salvar, a través de una pequeña cascada, el importante escarpe que lo separa del río Cubia.

*B) La vertiente oriental: intenso recorte fluvial en su extremo meridional y mayor presencia de superficies regularizadas hacia el norte*

Como ya se ha avanzado con anterioridad, la plana culminación de la sierra de Santa Cristina da paso hacia el este a una pendiente regular y continua, que ofrece, en contraste con la accidentada ladera que mira al oeste, una morfología en general más uniforme, determinada en buena medida por la mejor conservación del manto solifluidal que la fosiliza.

El análisis detallado del mapa geomorfológico revela, sin embargo, ciertas diferencias en cuanto a su distribución: así, en su mitad septentrional, esta vertiente se encuentra tapizada por una formación superficial de mayor espesor (gracias a haber quedado a salvo de la acción re-

montante llevada a cabo por el río Villabre), que enlaza sin solución de continuidad con los interfluvios pizarrosos que se extienden a su pie (Fig. 19); por contra, en dirección sur, este recubrimiento va paulatinamente adelgazándose hasta terminar por desaparecer, dando paso, en las estribaciones de peña Maurín, a tendidas rampas de erosión limpias de derrubios.

Este proceso progresivo de degradación de la primitiva fisonomía culmina, por último, al pie de los altos del Oral, donde la incisión fluviotorrencial transversal, desencadenada por los arroyos tributarios del río Valdesantibáñez, ha labrado una serie de profundos y estrechos valles que, instalados en el frente de las capas, aíslan agudos interfluvios, igualmente desprovistos, al menos en su parte culminante, de recubrimiento.

Acompañando a esta desigual configuración, también se aprecia, hacia el extremo meridional de esta alineación, un creciente protagonismo en la parte inferior de la ladera de las formaciones superficiales removilizadas y de los movimientos en masa, cuestión sin duda relacionada con una evacuación cada vez más eficaz de la cubierta arenosa.

En todo caso, incluso dentro de los tramos recubiertos por espesos mantos detríticos se constata la existencia de variaciones significativas en cuanto a su potencia; así, mientras las áreas más elevadas se encuentran tapizadas por un delgado depósito (inferior a 50 centímetros), en el que tienden a dominar los fragmentos de mayor tamaño, la parte inferior de la vertiente y especialmente el fondo de las vaguadas aparecen fosilizados por una gruesa cubierta en la que resulta mayoritaria la fracción arenosa (Castañón, 1989).

El trabajo de campo también ha revelado, junto a las anteriores diferencias, la presencia ocasional, revistiendo el roquedo silíceo, de depósitos crioclásticos estratificados, tales como los que quedan a la vista en los cortes abiertos por la pista forestal de acceso a la antena de telefonía móvil instalada en el pico Forcón. Estos derrubios, que conforman un muro de considerable potencia (en torno a tres metros), muestran características propiamente periglaciares, alternándose bandas donde se hace evidente el predominio de los elementos más finos con otras compuestas por materiales de mayor calibre, en las que las gravas y pequeños cantos adquieren una mayor importancia.

## II. LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

A la hora de analizar la evolución geomorfológica que ha experimentado este conjunto de media montaña, conviene hacer mención previa de la que, indudablemente,



**LITOLOGÍA**

- Pizarras, areniscas y conglomerados del Namurense - Westfalense
- Calizas de Montaña del Namurense
- Calizas Grotte
- Areniscas de Candés
- Calizas de Candés
- Pizarras y areniscas del Naranco
- Calizas de Monleón
- Calizas, dolomías y margas de Rañeiras / Calizas masivas de Rañeiras
- Pizarras y areniscas de Formigoso - Furada
- Cuarcitas de Barmos
- Areniscas y pizarras de Ovite
- Calizas y dolomías de Láncara

**ESTRUCTURAS Y FORMAS ESTRUCTURALES**

- Fracturas
- Crestas estructurales
- Barra rocosa (crestas subverificales)

**FORMAS Y FORMACIONES PERIGLACIARES**

- Nicho de nivación
- Vertiente regularizada
- Glaciar rocoso
- Morena de nevado
- Canal de aludés
- Cono y talud de derrubios activo
- Cono y talud de derrubios inactivo
- Formación heterométrica de vertiente regularizada



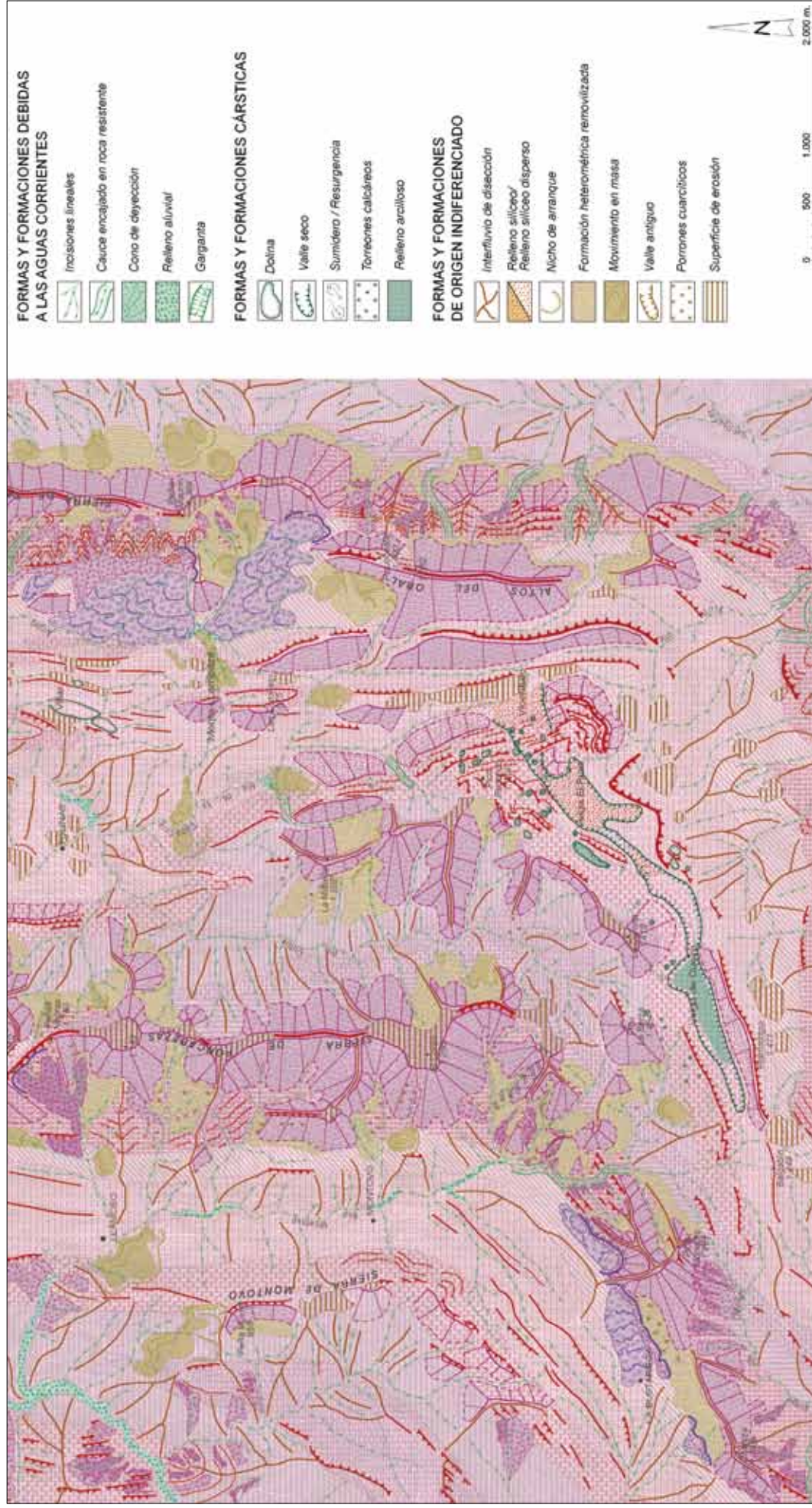


Fig. 16. Mapa geomorfológico de las sierras de Santa Cristina y de Porcabezas.

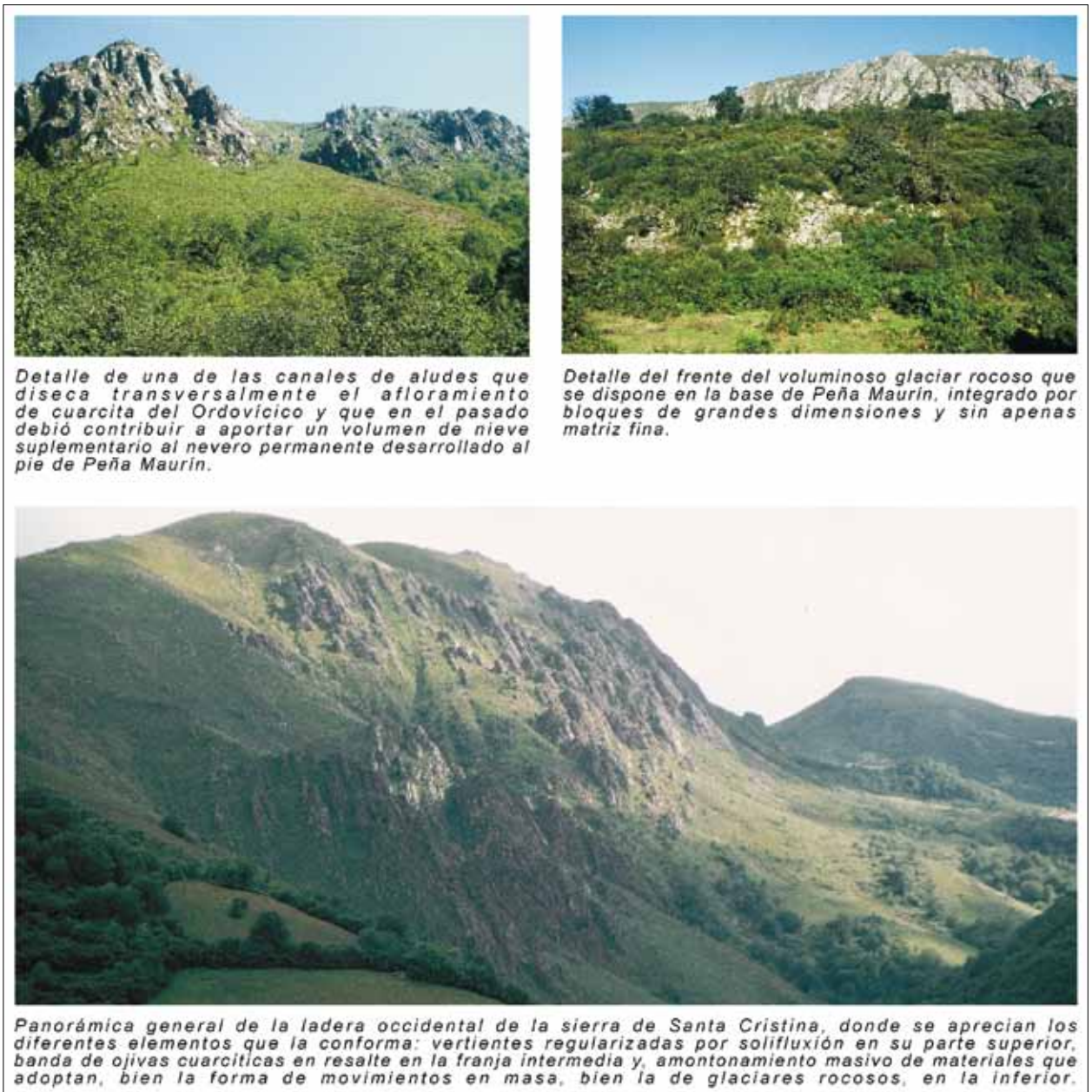


FIG. 17. Imágenes representativas de los diferentes elementos que se pueden observar en la vertiente occidental de la sierra de Santa Cristina.

viene a ser su cualidad más destacada y que tiene que ver, al igual que sucede con el resto de la cordillera Cantábrica, con una conformación del relieve que obedece a un carácter poligénico, resultante de la intervención de múltiples procesos y de la superposición de fases de modelado de muy diferente naturaleza a lo largo del tiempo.

Junto a la complejidad evidente que introduce esta circunstancia, este intento de ordenar cronológicamente

las diversas etapas se ve dificultado en el área que nos ocupa por el hecho de que sólo resulta posible reconocer formas nítidas de modelado en lo que hace referencia a los sistemas morfogénicos más recientes, como son las vinculadas a procesos periglaciares o fluviotorrenciales, encontrándose, en cambio, en el caso de las pertenecientes a episodios más antiguos con testimonios un tanto desdibujados, cuestión que dificulta de momento

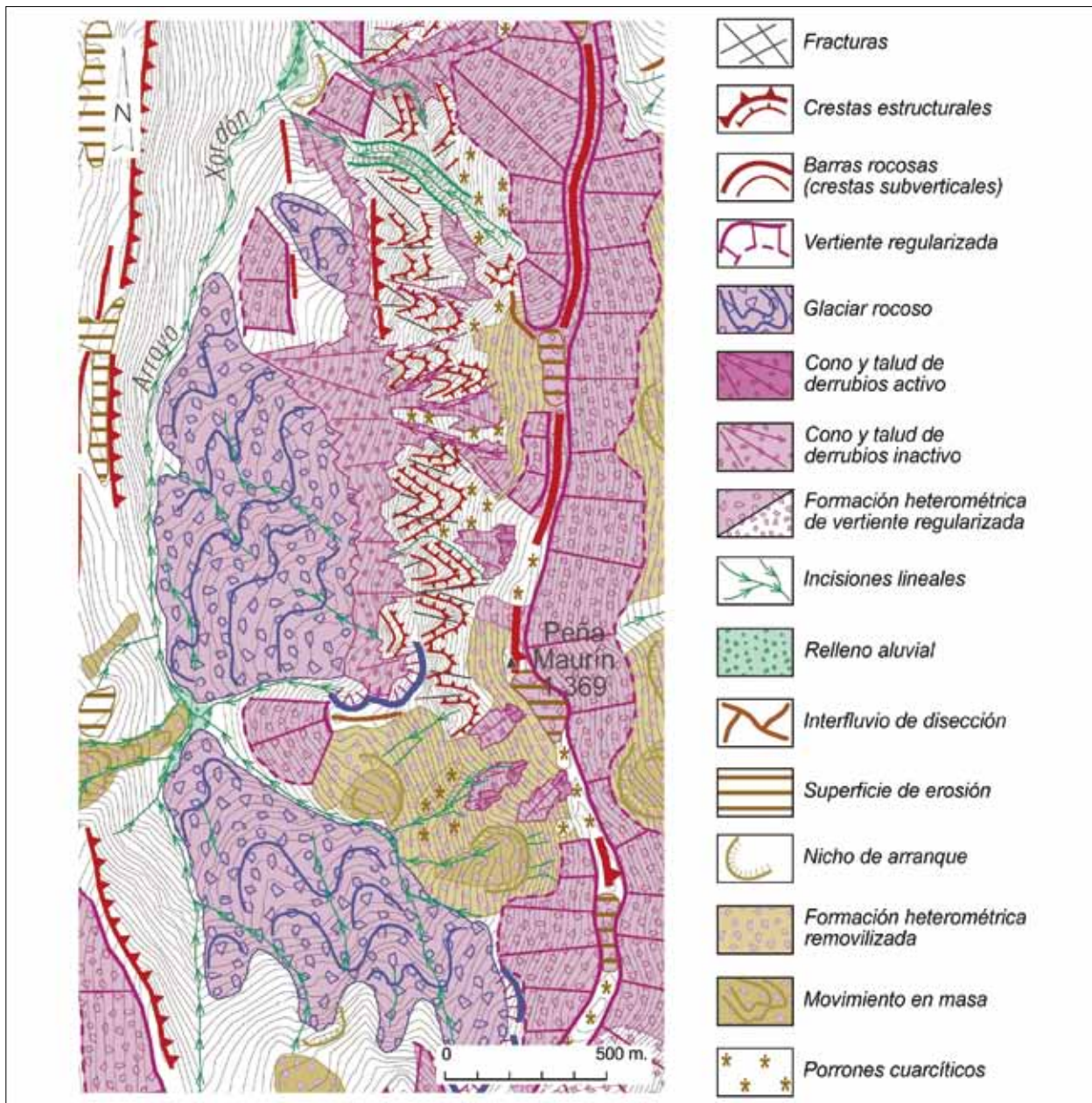


FIG. 18. Esquema geomorfológico de la vertiente occidental de la sierra de Santa Cristina en su extremo meridional.

el establecimiento de un modelo evolutivo completo y detallado.

### 1. LA CONSERVACIÓN DE FORMAS ANTIGUAS

Los aislados vestigios que se han podido identificar como herederos de las secuencias de modelado más primi-

tivas se corresponden con los restos de superficies subhorizontales que se conservan, entre los 900 y los 1.400 metros de altitud, en las culminaciones de los cordales cuarcíticos de Porcabezas y de Santa Cristina, ofreciendo, por lo demás, una mayor amplitud los cartografiados en la primera de las sierras indicadas. Los distintos datos de los que se dispone apuntan a que en el pasado estos niveles de erosión debieron de presentar una mayor continuidad,



FIG. 19. Vertiente regularizada por solifluxión y orientada al este en el tramo medio de la sierra de Santa Cristina, vista desde el pico Caldoveiro. Llama la atención la perfecta continuidad que se aprecia entre la alineación cuarcítica y la culminación de los interfluvios pizarrosos que se desarrollan a su pie.

configurándose como extensas áreas fosilizadas por una espesa cubierta sedimentaria y bajo condiciones ambientales más cálidas y húmedas que las actuales.

De acuerdo con este planteamiento, su origen aparece ligado a un prolongado periodo de estabilidad climática en el que tendría lugar una profunda meteorización química del substrato rocoso y, de modo más concreto, una activa arenización de las cuarcitas. Dicho proceso, dirigido por los planos de estratificación y por la densa red de diaclasas que recorre este roquedo, respetaría, en todo caso, los núcleos de roca, menos expuestos a la alteración, cuyas cabezas emergen en la actualidad en forma de pequeños porrones, mostrando contornos más o menos redondeados dependiendo del tiempo transcurrido desde su afloramiento.

Junto a los ejemplos anteriores, cabe resaltar asimismo la extensa plataforma calcárea constituida por las vegas de Cueiro, El Prao y Vicenturo, que se desarrolla a partir de la culminación de la vertiente septentrional del valle del río Taja. Sobre esta amplia superficie, que establece un todo continuo, se ha detectado también la presencia, asociada a núcleos de carst en pequeñas torrecillas (*Rundkarren*), de materiales de litología alóctona, resultando especialmente significativo en este sentido el descubrimiento, al lado de elementos de naturaleza areniscosa, probablemente aportados desde la alineación definida por los picos La Berza y La Corona (armada en su culminación por areniscas ferruginosas), de pequeños cantos y gravas de cuarcita, de contornos también redondeados. En efecto, su emplazamiento en el fondo

de este valle seco implica necesariamente, además de un transporte de tipo fluvial, la existencia en el pasado de una conexión topográfica entre esta área y alguna de las sierras cuarcíticas más próximas.

Por debajo ya de esta topografía culminante, en la unidad englobada bajo el epígrafe de valles y alineaciones intermedios, la presencia de un conjunto de sierras paralelas de disposición meridiana, que registran altitudes bastante similares (en torno a los 900 metros) y suavemente decrecientes hacia el norte, junto con la verificación en alguna de sus cumbres de sectores más o menos extensos en los que las capas rocosas (constituidas por los afloramientos calcáreos que se intercalan en el grupo Rañeces) se encuentran seccionadas al mismo nivel, son datos todos ellos que conducen a pensar en su pertenencia a un sistema de rampas de erosión primigenias, encajadas entre las superficies anteriormente reseñadas.

La génesis de este tipo de formas resulta difícil de precisar, debido a la ausencia, igual que en el caso precedente, de depósitos correlativos, con la salvedad del hallazgo de algunos cantos rodados de cuarcita muy dispersos; sin embargo, teniendo en cuenta su morfología y su nítida adaptación a la estructura interna, pueden considerarse, en buena lógica, testimonios de una etapa pretérita caracterizada por el dominio en líneas generales de las formas pseudoapalachenses.

Estos relieves podrían interpretarse, así, como los retazos diseminados de una antigua artesa fluvial, interpuesta entre los cordales cuarcíticos de Porcabezas y de Santa Cristina y resultado del reaprovechamiento por la

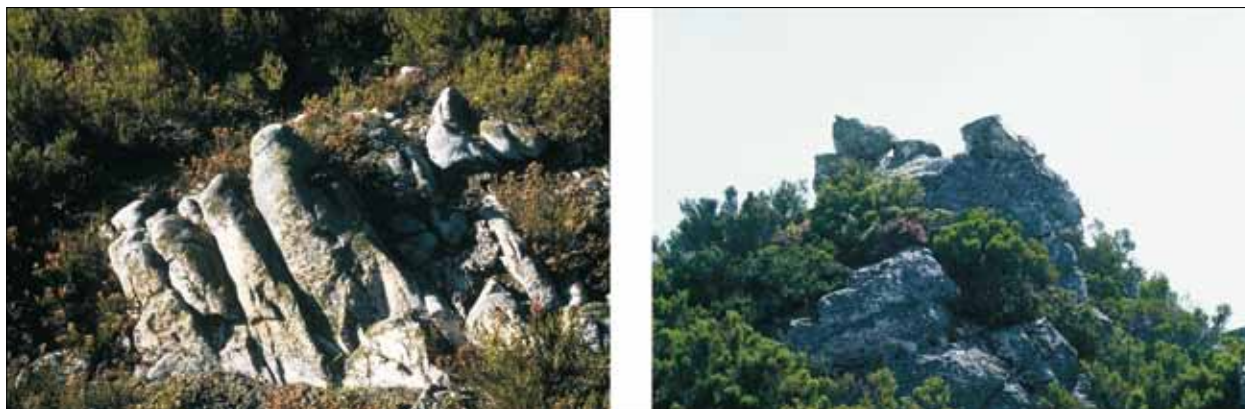


FIG. 20. Tors cuarcíticos en la culminación de la sierra de Santa Cristina, que denotan diferentes grados de evolución: desde los que apenas asoman su cabeza por encima de la cubierta que los fosiliza, exhibiendo unos perfiles subredondeados, hasta aquellos otros en los que los efectos de la gelifracción se hacen perceptibles en las aristas angulosas y en el desgajamiento de bloques a partir de las líneas de debilidad.

erosión diferencial de las antiguas directrices hercinianas, planteamiento que viene a recoger, por tanto, la propuesta efectuada en su momento por Llopis (1954), para el que la unidad denominada «nivel de cordales» (penillanura parcial en la que se encuadrarían por su altitud las sierras de Porcabezas y de Santa Cristina) debe entenderse no como una superficie rígida inclinada hacia el mar, sino más bien como un sistema de valles seniles, de gran amplitud transversal y tendido perfil longitudinal. Con posterioridad, el paulatino encajamiento de la red hidrográfica pliocuaternaria iría progresivamente degradando aquella primitiva configuración, permaneciendo como testigos de esta evolución las sucesivas rupturas de pendiente que interrumpen la regularidad de sus laderas.

Las vertientes de estas alineaciones intermedias dan paso hacia abajo y sin solución de continuidad a un conjunto de valles muertos, alargados también de sur a norte, entre los que destaca por su amplitud el denominado valle de Santarbás. Precisamente en esta depresión, en concreto en el entorno de la braña del Espadañal, se ha localizado el que parece un depósito correlativo de estos antiguos surcos estructurales, cuyo aspecto y naturaleza litológica (presencia de cantos de cuarcita muy rodados) sólo se explican si se piensa en una red fluvial distinta de la actual y que en el pasado transportase, probablemente desde el extremo meridional del cordal de Porcabezas, los materiales cuarcíticos que la fosilizan<sup>6</sup>.

<sup>6</sup> García de Celis (1997), en la vertiente leonesa de la Cordillera Cantábrica, vincula el modelado de valles secos con una configuración similar a éste de Santarbás y cuyos lechos aparecen también colmatados por un aluvión de cantos semirodados de procedencia alóctona, a fases morfoclimáticas en el pasado mucho más húmedas que la actual.

La buena conservación de esta paleoforma quizá tenga que ver con los reajustes tectónicos experimentados por la cuenca terciaria de Grado y que obligarían a la red hidrográfica que drenaba este espacio a adaptarse a un nuevo nivel de base, propiciando el encajamiento de los cursos de agua en las estructuras devónicas y, como consecuencia de ello, el abandono de parte de los primitivos cauces ortoclinales. De acuerdo con esta hipótesis, no parece descabellado pensar, por tanto, que el valle de Santarbás (Fig. 10), de corto recorrido longitudinal y gran desarrollo transversal, fuera en el pasado la continuación natural del río Cubia en su fluencia hacia el norte, habiendo quedado decapitado (y viendo, por tanto, perdida su actividad) como consecuencia del cambio de rumbo que el citado curso de agua efectúa a la altura del núcleo de Tolinas y del recorte llevado a cabo en su límite septentrional por el río Dolia, circunstancias evolutivas que garantizarían, al haber dejado aislado este tramo de la originaria artesa, la permanencia de los antiguos perfiles y del recubrimiento superficial a ellos asociado.

## 2. LA MORFOGÉNESIS PERIGLACIAR

A la etapa anterior, que podría ser definida de acuerdo con los planteamientos clásicos de la geomorfología climática como de biostasia, le sucedió otra en la que se produce la ruptura del equilibrio precedente como consecuencia de la instauración de unas condiciones climáticas cada vez más extremas, lo que hace que los mecanismos tendentes a la removilización de la antigua cubierta sedimentaria adquieran un gran protagonismo.



FIG. 21. Perspectiva general de la Veiga de Cueiro, donde llama la atención la limitada entidad del arroyo intermitente que en la actualidad discurre por su fondo (reguero El Cuervo) y que contrasta con la amplitud transversal que evidencia el valle antiguo.



FIG. 22. Sumidero y carst en pequeñas torrecillas (*Rundkarren*) en la depresión de Veiga El Prao, semicubierto este último por una formación superficial integrada por arcillas de descalcificación que se entremezcla con pequeños cantos, parcialmente rodados, de naturaleza silíceo.

De esta manera, mientras que en las áreas de alta montaña de la cordillera Cantábrica se instalaron durante el Pleistoceno aparatos glaciares más o menos desarrollados, en las sierras de mediana altitud la presencia de una variada gama de manifestaciones (incipientes nichos nivoglaciares, canales de aludes, morrenas de nevero y voluminosas acumulaciones de depósitos que adoptan la forma de glaciares rocosos con mayor o menor grado de definición) dan testimonio de la actuación, al menos en aquellos lugares particularmente favorables a la acumulación del hielo, de activos procesos de modelado nivoperiglaciares.

Dentro de este esquema general, en los cordales cuarcíticos, al igual que acontece en las sierras calcáreas de mediana altitud (Sobia, Peña Gradura, Aramo...), la diversidad que se observa de formas de relieve y su organización espacial parecen evidenciar la actuación de sucesivos períodos fríos durante el Cuaternario.

De este modo, se constata la existencia de una primera etapa, responsable de la movilización, a favor de la pendiente y de manera uniforme, de un manto continuo de derrubios que sería transportado ladera abajo por la acción combinada de la arroyada superficial, desencadenada por las aguas de fusión nival y, sobre todo, de mecanismos de gelifluxión o solifluxión laminar sumamente eficaces<sup>7</sup>, capaces de desplazar, además, elementos de mayor tamaño (Godard, 1966). Dicha dinámica tendría como resultado la configuración de amplias vertientes

regularizadas por acumulación<sup>8</sup>, acontecimiento presumiblemente favorecido, tal como se ha indicado con anterioridad, por la presencia de perfiles de alteración, a menudo bastante profundos, originados en las fases de clima subtropical precuaternarias, materiales a los que vendrían a sumarse ahora los fragmentos resultantes de la disgregación del roquedo como consecuencia de continuados ciclos de hielo-deshielo<sup>9</sup>.

Al mismo tiempo, el desmantelamiento en determinados sectores de la cubierta arenosa posibilitaría el afloramiento de los núcleos de roca sana en forma de tors, que comienzan a ser retocados, a partir de ese momento, por procesos de modelado de diferente naturaleza, entre los que sobresalen los desencadenados por las oscilaciones de la temperatura en torno a los 0 °C y que conducen a la progresiva sustitución del primitivo perfil subredondeado por otro, en el que resaltan las formas angulosas y poliédricas.

El intento de establecer una cronología para las vertientes regularizadas por acumulación se ve dificultado, al igual que en el resto de la cordillera Cantábrica, por la

<sup>7</sup> García Rayego y Muñoz (2000) aluden también, en relación con los depósitos de características comparables a éstos analizados por ellos en la Meseta sur y en Sierra Morena, a la intervención del *frost creep*.

<sup>8</sup> Sin embargo, en el transcurso de esta redistribución debieron darse necesariamente distintas variantes y grados; así, mientras que en determinados lugares (mitad meridional de la ladera oriental de la sierra de Santa Cristina) la desaparición casi completa de la formación superficial como resultado de la incisión fluvial permitiría el afloramiento del roquedo, en otras áreas (mitad septentrional de la ladera oriental de esa misma sierra y parte superior de su ladera occidental) se produciría una regularización generalizada de las vertientes por acumulación o, más propiamente, una remodelación por solifluxión laminar de la cubierta precedente.

<sup>9</sup> Castañón (1989) considera, en este mismo sentido, que los mantos de solifluxión constituyen formaciones generadas por un clima más o menos frío y húmedo, pero a expensas de un volumen relativamente grande de productos de alteración preexistentes.

más que posible continuidad en el tiempo de su génesis, al menos durante las fases frías del Cuaternario. No obstante, la ya indicada preexistencia de un espeso manto de alteración y la posibilidad (no descartable) de que pudiera haberse producido un desplazamiento solifluidal del mismo no necesariamente vinculado a los ciclos de congelación-fusión del agua, parece atribuir a este tipo de vertientes un origen incluso más antiguo y desligado, por tanto, de las condiciones de frío intenso que se sucedieron durante el Pleistoceno. Ahora bien, dejando al margen esta alternativa y circunscribiendo el análisis a un ambiente ya claramente periglacial, la lógica lleva a pensar, habida cuenta de la asociación de formas que se puede observar, en una mayor antigüedad de las superficies uniformes con respecto a aquellos elementos que las degradan, de manera que el modelado de las mismas tuvo que ser necesariamente anterior al encajamiento torrencial y a las formas nivales que las interrumpen. Estas laderas, al menos las más vetustas, bien podrían correlacionarse con las vertientes regularizadas recubiertas por depósitos cementados presentes en las áreas calcáreas (sierra de Sobia, sierra del Aramo...), cuya mayor antigüedad está testificada, en este caso, por el hecho de que los coluviones periglaciares que las fosilizan únicamente se conservan in situ en posiciones marginales a los nichos de excavación nivales y por el hecho de que, además, es frecuente encontrar bloques desprendidos de aquéllos formando parte de glaciares rocosos asentados en sus pendientes<sup>10</sup>.

A esta etapa inicial de regularización por acumulación le seguiría otra, responsable de la movilización masiva en favor de la gravedad de importantes volúmenes de material por medio de eficaces mecanismos de tipo solifluidal o gelifluidal, cuya actuación dio como resultado el amontonamiento al pie de las vertientes de considerables espesores de derrubios heterométricos y disposición caótica que, en función de su desplazamiento más o menos viscoso, adoptan la configuración de simples movimientos en masa o, cuando las condiciones locales fueron más favorables a la acumulación de hielo y al mantenimiento de permafrost discontinuo, de glaciares rocosos más o menos desarrollados.

En este sentido, vista la continuidad que se puede apreciar a lo largo de la ladera occidental de la sierra de



FIG. 23. Encajamiento torrencial en la vertiente que mira al oeste de la sierra de Santa Cristina, que pone al descubierto, en forma de agudos porrones, el roquedo cuarcítico subyacente.

Santa Cristina, desde los glaciares rocosos lobulados, emplazados en su entronque con los altos del Oral, hasta los voluminosos movimientos en masa que aparecen hacia el norte, al pie de los picos La Llomba y Forcón, no parece aventurado suponer que ambos tipos de depósitos representen en realidad, al menos en determinadas situaciones, diferentes estadios de un mismo fenómeno.

Un planteamiento similar se desprende del análisis de los testimonios periglaciares que se localizan en el extremo meridional de la sierra de Porcabezas, más concretamente en la vertiente septentrional del pico Monegro, donde pequeños nichos nivales y morrenas de nevero se yuxtaponen al glaciar rocoso que se desarrolla inmediatamente por encima del núcleo de La Bustariega (ver figuras 4 y 5); parece acertado pensar, teniendo en cuenta este tipo de asociación espacial, más que en una sucesión temporal, en una gradación en las condiciones de sedimentación, originándose el glaciar rocoso allí donde las circunstancias de índole local resultaron ser más propicias.

En efecto, la presencia en el extremo meridional de las sierras de Porcabezas y de Santa Cristina de estos glaciares rocosos, comparables en sus características a los mencionados en otros lugares de la cordillera Cantábrica (Villamejín, en el borde noroccidental de la sierra del Aramo; Entrago, en la vertiente suroccidental de la sierra de Sobia; ladera septentrional del valle de San Isidro...), puede explicarse por la conjunción de una serie de factores estructurales, topográficos y morfoclimáticos especialmente favorables.

Por un lado, este tipo de formas, que salvan un desnivel próximo a los 400 metros, tienden a fijar su ubicación en la línea de contacto de dos afloramientos distintos en

<sup>10</sup> En todo caso, esta equiparación debe ser tomada con ciertas reservas ya que, tal como indica Castañón (1989), para poder confirmarla sería necesario localizar en los lugares donde se yuxtaponen vertientes calcáreas y cuarcíticas «alguna superposición estratigráfica o cualquier otra relación espacial entre las formas que permita el establecimiento de su correlación temporal».

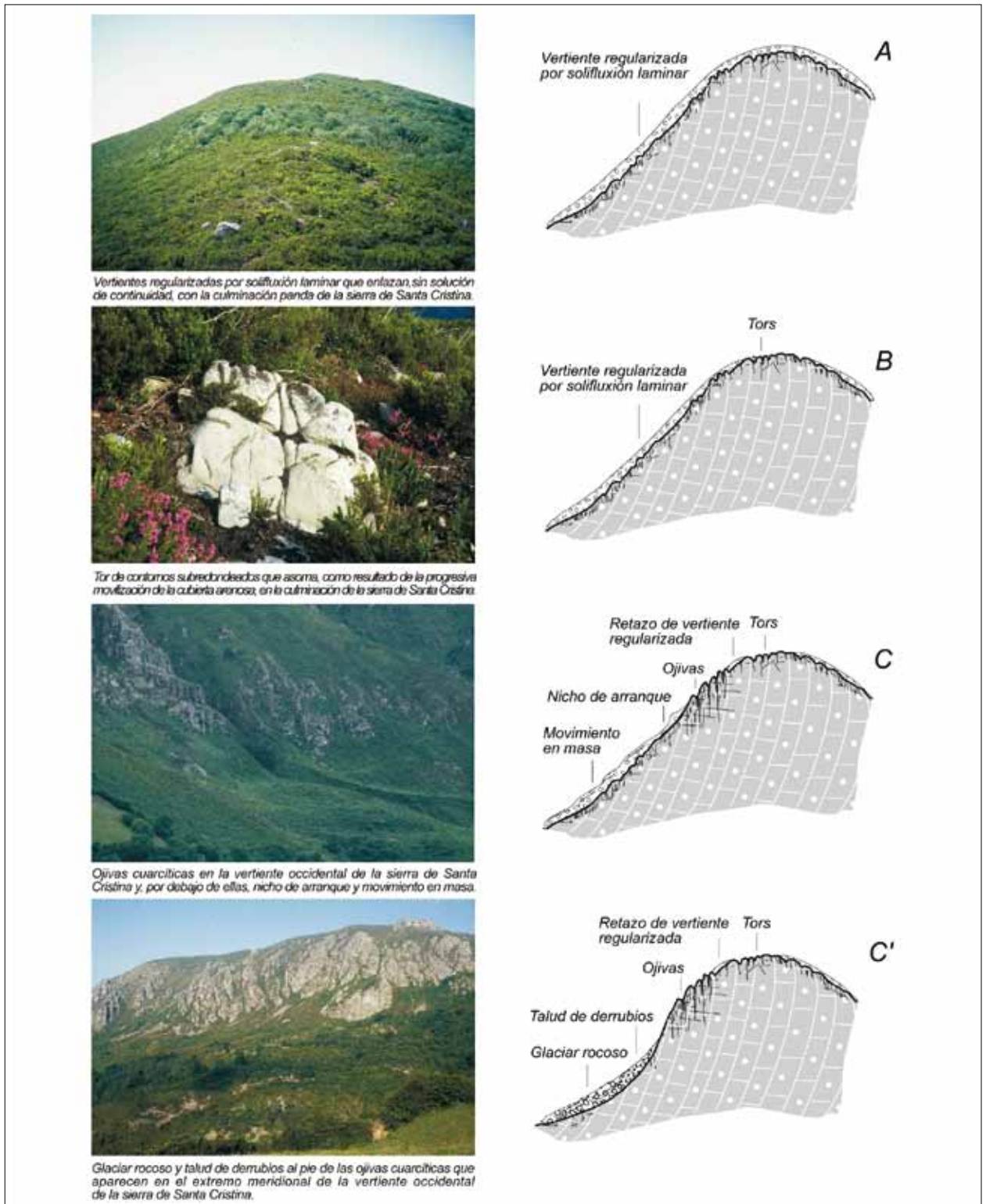


FIG. 24. Formas y tipos de depósitos periglaciares presentes en la vertiente occidental de la sierra de Santa Cristina e hipótesis acerca de su evolución.



cuanto a sus características litológicas (pizarras y areniscas de la formación Formigoso, de mayor delezabilidad, en su parte inferior y cuarcitas resistentes en su parte superior) y, con frecuencia, al pie de una abrupta pared rocosa densamente fracturada que garantizaría el aporte, mediante la actuación de eficaces procesos de gelifración y por el propio efecto de la gravedad, de un volumen considerable de bloques que posteriormente sería movilizado aguas abajo junto a la espesa formación superficial que ya recubría la superficie primitiva.

Por otro lado, el origen de los glaciares rocosos no puede desvincularse, en cualquier caso, de unas condiciones térmicas rigurosas de frío intenso que, al prolongarse en el tiempo, inducen la aparición de manchas discontinuas de permafrost; no obstante, teniendo en cuenta la localización de este tipo de formas al pie de las cumbres más elevadas (pico Monegro, con 1.483 metros, en la sierra de Porcabezas, y Picunceste, con 1.400 metros, y peña Maurín, con 1.369, en la alineación altos del Oral-Santa Cristina), este hecho únicamente debió de producirse en el caso concreto que nos ocupa en niveles superiores a los 1.200-1.300 metros de altitud.

Las bajas temperaturas que debieron de registrarse en ese periodo, además de permitir la conservación de hielo intersticial en el interior de las formaciones superficiales, abastecido por el agua de percolación que se congela al migrar en profundidad, posibilitarían, asimismo, el mantenimiento de voluminosos neveros en las laderas<sup>11</sup>, en cuyo origen debieron de estar involucrados, junto al aporte directo de nieve procedente de las precipitaciones sólidas, otro tipo de condicionantes, en concreto su sobrealimentación por aludes, tal como parece indicar el reconocimiento de numerosas canales de estas características al pie de peña Maurín<sup>12</sup>.

Parece verosímil, por tanto, que la conjunción de los anteriores factores, reforzada por el efecto protector llevado a cabo por los bloques que recubrían las manchas de nieve residual (Haeblerli, 1985), determinase el inicio del flujo y la configuración de pequeñas lenguas de derrubios, alargadas según la pendiente y con núcleo de

hielo o nevé, denominadas por Francou (1983) *éboulis fluants*, formas incipientes cuyo desarrollo daría paso, finalmente, a los glaciares rocosos lobulados que hoy se pueden reconocer.

En cuanto a la cronología de estas manifestaciones, cabe la posibilidad, atendiendo a los argumentos anteriormente expuestos y tomando en consideración la secuencia establecida por Valcárcel y Pérez Alberti (2002a) para el noroeste peninsular, de que su origen pudiese estar situado en torno a 18.000 años BP, coincidiendo con el periodo extremadamente frío y seco que parece suceder al pleniglaciario y que, al tiempo que en las áreas de alta montaña permitiría la conservación de importantes espesores de hielo, en niveles algo más bajos daría lugar, asociado al mantenimiento de neveros permanentes, a la aparición de permafrost discontinuo y a fenómenos a él ligados como los glaciares rocosos que aquí se describen. De esta manera, quizá tenga sentido subdividir los glaciares rocosos en criogenéticos, o lo que es lo mismo, sometidos a la influencia de condiciones climáticas de tipo periglaciario, como son los presentes en las sierras de mediana altitud y que establecen el límite inferior del piso glaciario, y glaciogenéticos<sup>13</sup>, esto es, desarrollados en la alta montaña, en este caso a partir del recubrimiento por gelifración del hielo residual, acantonado en la fase de máximo retroceso en los circos más elevados.

En consonancia con este planteamiento, Valcárcel y Pérez Alberti (2002b), en la sierra de Ancares (Lugo-León), hacen mención de la existencia de tres glaciares rocosos en el sector del pico Penalonga (1.898 metros), a los que asignan, atendiendo a su localización, diferentes edades. Así las cosas, consideran que el instalado en el paraje conocido como Campo Redondo, situado a menor altura y con una orientación poco favorable (OSO), debió de constituirse en un momento cercano al pleniglaciario, esto es, en una fase en la que el cinturón de suelos permanentemente helados alcanzaría altitudes inferiores a las de su frente (1.338 metros), en tanto que los dos restantes (el de Suárbol y el de Burbia), asentados en fondos de circos que con total seguridad estuvieron ocupados por hielo glaciario, tienen que ser necesariamente posteriores, es decir, tardiglaciares.

<sup>11</sup> Se observa un cierto paralelismo con lo que acontece en la sierra de Sentiles (Puerto de San Isidro, León), en donde las formas de acumulación periglaciares (morrenas de nevero y glaciares rocosos) tampoco aparecen asociadas a recuencos o nichos nivales bien definidos, teniendo lugar su desarrollo, al igual que en el caso que nos ocupa, a partir de taludes de nieve continuos.

<sup>12</sup> Castañón (1986) considera el aporte nival por las canales de aludes como la causa primordial que explica el mantenimiento, en el extremo noroccidental de la sierra del Aramo, de un nevero a una altitud (650-700 metros aproximadamente) que resulta llamativa, incluso para las bajas temperaturas existentes en Asturias durante las fases frías del Cuaternario.

<sup>13</sup> Chueca (1994) tiene en cuenta, en relación con el diferente origen de los glaciares rocosos, una tercera opción, resultado de la asociación de las dos anteriores. Así, indica que «la combinación de dinámicas de ambos tipos (glacial/periglacial) en el flujo de ciertas morfologías no debería, por tanto, descartarse en absoluto: la presencia de permafrost contribuiría de esta forma a preservar durante largo tiempo el núcleo masivo de hielo glaciario, que quedaría normalmente restringido al área de cabecera del glaciar rocoso».

El otro de los mecanismos de relleno de los valles apuntado, los movimientos en masa, manifiesta, al igual que los glaciares rocosos, una presencia ocasional, estando dotados de una gran capacidad de movilización plasmada en el arrastre de importantes espesores de materiales que, en forma de lenguas más o menos extendidas, alcanzan el fondo de las depresiones.

Aunque no se dispone de datos concretos para precisar su origen en el tiempo, no caben dudas acerca de su carácter relicto, cuestión que se refleja en la colonización vegetal de todos ellos y en el hecho de que aparezcan intensamente recortados por las incisiones fluviales. En todo caso, no debe descartarse, teniendo en cuenta la disposición que ofrecen este tipo de testimonios, así como su asentamiento, su génesis en diferentes periodos. De este modo, se puede suponer que algunas de estas acumulaciones pudieron haber visto la luz bajo unas condiciones climáticas frías, siendo, por tanto, cronológicamente coetáneas de los glaciares rocosos antes descritos, mientras que otras comenzarían a desarrollarse bajo las características templadas y húmedas que se establecieron desde el inicio del Holoceno.

Finalmente, en este recuento de formaciones superficiales inducidas por una dinámica periglacial, restan por mencionar los taludes y conos de derrubios de ladera que, en general, muestran una escasa entidad y una limitada representación en todo este conjunto montañoso (exceptuando los que se pueden reconocer en la base del pico Porcabezas o en la vertiente occidental del cordal de Santa Cristina), situación que se explica por la inexistencia de escarpes rocosos destacados que pudieran posibilitar, asistidos por la gelifración, la creación de depósitos de gravedad.

### 3. LA MORFOGÉNESIS SUBACTUAL

En las sierras silíceas de mediana altitud, una vez superada la etapa fría periglacial, la labor erosiva relacionada con el progresivo encajamiento de la red fluvial contribuye al desmantelamiento paulatino de las formas heredadas y en especial a la desestabilización de los mantos de solifluxión, circunstancia que se hace plenamente visible en los pequeños movimientos en masa y en los nichos de arranque que frecuentemente jalonan los ejes de los valles. Junto a ello, la evidencia de una actividad morfogenética reciente sólo resulta constatable, de forma ocasional, en las pedreras cuarcíticas, donde el lavado de los materiales más finos efectuado por la arroyada superficial explica la permanencia en superficie, sin recubri-

miento vegetal ni edáfico, únicamente de los elementos de mayor calibre, exhibiendo, por ello, un aspecto descarnado.

En relación con esta cuestión, algunas intervenciones desarrolladas por el hombre en este territorio a lo largo del tiempo parecen haber contribuido a acentuar esta tendencia, en la medida en que los incendios forestales provocados por aquél, que frecuentemente han afectado a estos cordales, han conducido a la progresiva desaparición de las formaciones boscosas que protegían la superficie, haciéndola, por lo tanto, mucho más vulnerable frente a la actuación de los procesos erosivos.

### III. CONCLUSIONES

El análisis de la asociación de formas de relieve que se han podido identificar y de sus depósitos correlativos ha permitido la reconstrucción en hipótesis de la secuencia evolutiva de este espacio, para la cual se ha tomado como punto de partida un prolongado periodo de edafogénesis, acaecido durante el Terciario y en un contexto morfoclimático más cálido y húmedo que el actual, bajo el que se produciría, además de la configuración de superficies de arrasamiento más o menos extensas, una amplia y profunda meteorización química del substrato rocoso, y de modo más concreto una activa arenización de las cuarcitas. Con todo, dicho proceso, dirigido por los planos de estratificación y por la densa red de diaclasas que disecciona este roquedo, respetaría en cualquier caso los núcleos de roca, menos expuestos a la alteración, cuyas cabezas emergen en la actualidad en forma de pequeños porrones, mostrando contornos más o menos redondeados dependiendo del menor o mayor tiempo transcurrido desde su afloramiento.

Con el inicio del Cuaternario, el cambio hacia unas condiciones climáticas paulatinamente más frías, que culminarían con la glaciación würmiense, hizo que las formas de relieve periglaciares fueran adquiriendo cada vez más protagonismo, observándose la presencia de una variada gama de ejemplos de este tipo de modelado que denotan, por su diferente disposición, un origen policrónico, puesto especialmente de manifiesto en las laderas de solana y que permite presuponer la alternancia durante el Würm de fases más rigurosas desde el punto de vista térmico y también más secas con otras ligeramente más cálidas y húmedas.

Junto a lo anterior, el análisis más en detalle de esos testimonios periglaciares, y en concreto a la cota en la que se encuentran ubicados los nichos glaciares incipien-

tes y las cabeceras de los glaciares rocosos reconocidos en estas sierras, permite fijar el umbral que separaría el piso morfoclimático periglacial del glaciar, situado en ese momento en torno a los 1.200-1.300 metros de altitud, pudiendo incluso descender, cuando la orientación era más favorable a la acumulación de la nieve y el hielo, hasta cerca de los 1.000 metros.

Con el final de la glaciación pleistocena y el subsiguiente aumento de las temperaturas que se registra a partir de entonces, la acción modeladora llevada a cabo por el hielo y la nieve va perdiendo terreno de manera progresiva hasta quedar reducida a manifestaciones de índole exclusivamente periglacial en las áreas más elevadas, quedando este sector de media montaña, consecuentemente, al margen de las mismas. En este contexto, se inicia en estas sierras silíceas a partir de entonces una dinámica de modelado tendente al desmantelamiento paulatino de las superficies preexistentes, que ha sido fundamentalmente protagonizada por el encajamiento de la red fluvial, y que ha tenido como principal consecuencia la evacuación de la cubierta arenosa y el consiguiente afloramiento, bajo la apariencia de porrones, del substrato rocoso.

#### BIBLIOGRAFÍA

- ADRADOS POLO, M. A. (1999): *Cordillera Cantábrica. Parque Natural de Somiedo. Mapa topográfico excursionista. Escalas 1:60.000 y 1:30.000*. Adrados Ediciones, Oviedo.
- ALONSO ALONSO, M. V. (1992): *Geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la península ibérica)*. Tesis doctoral (inédita), Universidad de Oviedo, 366 pp.
- ÁLVAREZ CAÑADA, A. (1997): «Estudio geomorfológico de la sierra de Peña Mea (cordillera Cantábrica)». *Ería*, núm. 44, pp. 261-279.
- BARSCHE, D. (1996): *Rockglaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Springer, Berlín, 331 pp.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. (1986): «Formas de relieve de origen glaciar y periglacial en el borde noroccidental de la sierra del Aramo». *Ería*, núm. 10, pp. 127-130.
- (1989): *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano*. Tesis doctoral (en microfichas), Servicio de Publicaciones, Universidad de Oviedo, 787 pp.
- y M. FROCHOSO SÁNCHEZ (1994): «El periglacialismo de la cordillera Cantábrica», en A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres y F. Salvador Franch (eds.): *Periglacialismo en la península ibérica, Canarias y Baleares*. Monografías de la SEG, núm. 7, Granada, pp. 75-91.
- CHUECA CÍA, J. (1994): «Modelos de flujo en glaciares rocosos pirenaicos», en C. E. Martí Bono y J. M. García Ruiz (eds.): *El glacialismo surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma, Logroño, pp. 91-109.
- FRANCOU, B. (1983): «Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire». *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, vol. 24, fasc. 5, pp. 411-424.
- FRENCH, H. M. (1983): *The periglacial environment*. Longman, Londres, 309 pp.
- FROCHOSO SÁNCHEZ, M. (1990): *Geomorfología del valle del Nansa*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 286 pp.
- GARCÍA DE CELIS, A. J. (1997): *El relieve de la montaña occidental de León*. Secretariado de Publicaciones e Intercambio Científico, Universidad de Valladolid, Valladolid, 290 pp.
- GARCÍA RAYEGO, J. L. (2006): «Modelados de detalle en roquedos cuarcíticos de áreas de montaña media apalachense de la Meseta sur y Sierra Morena oriental». *Ería*, núm. 71, pp. 269-282.
- y J. MUÑOZ JIMÉNEZ (2000): «Los caracteres y el ámbito de la morfogénesis fría cuaternaria en las montañas silíceas del interior de la Meseta sur y de Sierra Morena oriental: aproximación a partir de las formaciones de ladera», en J. L. Peña Monné, M. Sánchez Fabre y M. V. Lozano Tena (eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, pp. 265-280.
- GARCÍA-FUENTE, S. (1953): «Geología de los concejos de Proaza y Tameza (Asturias)». *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, t. LXV, pp. 271-324.
- GODARD, A. (1966): «Morphologie des socles et des massifs anciens. Les "tors" et le problème de leur origine». *Revue Géographique de l'Est*, t. VI, núms. 1-2, pp. 153-170.
- HAEBERLI, W. (1985): «Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers». *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (Zürich)*, núm. 77, 142 pp.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (1995a): *Mapa Topográfico Nacional de España 1:25.000*. Santianes (hoja 52-III), Madrid.
- (1995b): *Mapa Topográfico Nacional de España 1:25.000*. Villabre (hoja 52-I), Madrid.
- (1996a): *Mapa Topográfico Nacional de España 1:25.000*. Belmonte de Miranda (hoja 51-II), Madrid.

- (1996b): *Mapa Topográfico Nacional de España 1:25.000*. Cuevas (hoja 51-IV), Madrid.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1976): *Mapa Geológico de España 1:50.000*. Proaza (hoja 52), Ministerio de Industria, Madrid.
- (1977): *Mapa Geológico de España 1:50.000*. Belmonte de Miranda (hoja 51), Ministerio de Industria, Madrid.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. (1994): *Geomorfología de la cuenca alta del río Nalón (cordillera Cantábrica, Asturias)*. Tesis doctoral (inédita), Universidad de Oviedo, 297 pp.
- y P. FARIAS ARQUER (2002): «New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain)». *Geodinamica Acta*, vol. 15, fasc. 1, pp. 93-101.
- JULIVERT CASAGUALDA, M., J. PELLO MUÑOZ y L. FERNÁNDEZ GARCÍA (1968): «La estructura del Manto de Somiedo (cordillera Cantábrica)». *Trabajos de Geología*, núm. 2, pp. 1-44.
- LAMPRE VITALLER, F., J. L. PEÑA MONNÉ y J. CHUECA CÍA (1998): «Aproximación al conocimiento de los glaciares rocosos en la vertiente meridional del Pirineo oriental y central», en A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Servicio de Publicacions da Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 291-306.
- LINTON, D. L. (1955): «The problem of tors». *The Geographical Journal*, vol. CXXI, part. 4, pp. 470-487.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1954): «El relieve de la región central de Asturias». *Estudios Geográficos*, núm. 57, pp. 501-550.
- MARCOS GARCÍA-BLANCO, J. de, y D. PALACIOS ESTREMER (1998): «La importancia de los *debris flows* en la formación de glaciares rocosos», en A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch (eds.): *Investigaciones recientes de la geomorfología española*. Servei de Gestió i Evolució del Paisatge, Universitat de Barcelona, Barcelona, pp. 385-396.
- MARCOS VALLAURE, A. (1968): «La tectónica de la unidad de La Sobia-Bodón». *Trabajos de Geología*, núm. 2, pp. 59-87.
- MARTÍNEZ CASTROVIEJO, R., y M. GARCÍA RUIZ (1990): «Coladas de piedras (*debris flows*) y dinámica fluvial en ríos torrenciales del Pirineo central: el caso del río Ijuez». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, t. XVI, fasc. 1-2, pp. 55-72.
- MARTÍNEZ CORTIZAS, A., X. PONTEVEDRA POMBAL, J. C. NOVOA MUÑOZ y E. GARCÍA-RODEJA GAYOSO (2000): «Turberas de montaña del noroeste de la península ibérica». *Edafología*, vol. 7-1, pp. 1-29.
- MONNIER, S. (2004): «Identification, caractérisation et distribution spatiale des glaciers-rocheux dans la haute vallée de l'Arc (Alpes françaises du nord)». *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, núm. 2, pp. 139-156.
- PEÓN PELÁEZ, A. (1991): *Evolución morfogenética del relieve de Asturias*. Tesis doctoral (inédita), Universidad de Oviedo, 275 pp.
- PÉREZ ALBERTI, A., y M. VALCÁRCEL DÍAZ (2000): «Depósitos de ladera de estructura estratificada en la Galicia oriental (noroeste ibérico)», en J. L. Peña Monné, M. Sánchez Fabre y M. V. Lozano Tena (eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, pp. 25-44.
- y M. VALCÁRCEL DÍAZ (2001): «Evolución morfogenética de las vertientes y del fondo de los valles durante el Tardiglacial y el Postglacial en el valle de Ancares (Serra dos Ancares, NW peninsular)», en F. Manero (coord.): *Espacio natural y dinámicas territoriales. Homenaje al Dr. D. Jesús García Fernández*. Secretariado de Publicaciones e Intercambio Editorial, Universidad de Valladolid, Salamanca, pp. 115-125.
- REDONDO VEGA, J. M., P. CARRERA GÓMEZ, R. B. GONZÁLEZ GUTIÉRREZ y A. GÓMEZ VILLAR (2002): «Caracterización de los macizos que dominan los glaciares rocosos fósiles de la sierra de Gistredo (León): influencia de la fracturación en la génesis y desarrollo de esas formas periglaciares», en E. Serrano Cañadas y A. J. García de Celis (eds.): *Periglacialismo en montaña y altas latitudes*. Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 27-36.
- RODRÍGUEZ GUTIÁN, M. A., M. VALCÁRCEL DÍAZ y A. PÉREZ ALBERTI (1996): «El último ciclo glaciar en el valle de Piornedo (Serra dos Ancares, Lugo): hipótesis sobre la deglaciación basada en la cartografía de formas y depósitos glaciares y periglaciares», en A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (coords.): *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Monografías GEP 1, Lugo, pp. 39-52.
- RODRÍGUEZ PÉREZ, C. (1995): «Estudio geomorfológico del puerto de San Isidro». *Ería*, núm. 36, pp. 63-87.
- (1998): «Las formas de relieve y la evolución geomorfológica de la sierra de Sobia (área central de Asturias)». *Ería*, núm. 46, pp. 131-147.

- (2008): *Geomorfología de la montaña astur-leonesa entre los puertos de Ventana y de Somiedo*. Tesis doctoral (inédita), Universidad de Oviedo, 365 pp.
- SÁEZ HERNÁNDEZ, J. M., y L. GÓMEZ DE BENITO (1988): «Evolución morfológica del monte Suevo (NE de Asturias)». *Ería*, núm. 15, pp. 80-84.
- SERRANO CAÑADAS, E. (1996): «Líneas de equilibrio glaciar, glaciares rocosos y paleoambiente postglaciar en la alta montaña pirenaica (macizo de Panticosa, Pirineo aragonés)», en A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth y A. Martínez Cortizas (eds.): *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Consellería de Cultura da Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 157-170.
- y C. AGUDO GARRIDO (2004): «Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España)». *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, t. 99, núms. 1-4, pp. 159-172.
- y J. J. GONZÁLEZ TRUEBA (2004): «Morfodinámica periglaciar en el grupo Peña Vieja (macizo central de los Picos de Europa-Cantabria)». *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 18 (3-4), pp. 73-88.
- VALCÁRCEL DÍAZ, M. (2001): «El glaciario pleistoceno en la sierra de Ancares (sector oriental de la cordillera Cantábrica, NW de la península ibérica). Datos geomorfológicos». *Xeografía*, núm. 1, pp. 135-164.
- y A. PÉREZ ALBERTI (2002a): «La glaciación finipleistocena en el sector noroccidental de las montañas leonesas: la sierra de Ancares», en J. M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R. B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (coords.): *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*. Secretariado de Publicaciones y Medios Audiovisuales, Universidad de León, León, pp. 67-102.
- y A. PÉREZ ALBERTI (2002b): «Los campos de bloques en montañas del noroeste de la península ibérica: génesis y significado paleoambiental», en E. Serrano Cañadas y A. J. García de Celis (eds.): *Periglaciario en montaña y altas latitudes*. Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, pp. 13-26.

