

LA EVOLUCION MORFOLOGICA DEL ALTO VALLE DEL DUJE DURANTE EL CUATERNARIO (PICOS DE EUROPA, NW ESPAÑA)

I.- INTRODUCCION

Flanqueado en su tramo alto por dos de los tres macizos de los Picos de Europa, el central y el oriental, el valle del Duje ofrece al geomorfólogo gran número de indicios con los que reconstruir su pasado, algo que no es frecuente en una región como la cantábrica, donde la cortedad de recorrido y fuerte desnivel entre las cabeceras de los ríos y su desembocadura en el mar ha hecho que gran parte de las huellas morfológicas heredadas hayan quedado desfiguradas, cuando no totalmente borradas, por la erosión fluvial reciente. Esta ventaja, que ya aprovechó Obermaier¹, tiene que ver con la cementación de los depósitos formados sucesivamente al pie de las vertientes, lo que ha permitido en buena medida su conservación.

El valle del Duje es, por consiguiente, un lugar especialmente adecuado para reconstruir, a lo largo de una porción de tiempo importante, el pasado geomorfológico de las altas montañas calcáreas cantábricas y, más concretamente, de los Picos de Europa. Por tanto, constituía éste un lugar idóneo para desarrollar el VI Curso de trabajos de campo, que fue organizado como el anterior por las secciones de Geografía de las universidades de Oviedo y Santander, pero que, a diferencia del V Curso, se centró en el estudio geomorfológico de un único valle, si bien no limitando la investigación a las formas de relieve de origen glaciar, sino tratándolas en un marco temporal más amplio, como es el de la evolución morfoclimática durante el período cuaternario. El presente trabajo es el resultado de las investigaciones llevadas a cabo previamente al curso y durante éste, y han venido a confirmar, en unos casos, y a ampliar y matizar, en otros, las conclusiones de un trabajo anterior².

En el desarrollo del curso, llevado a cabo entre los días 13 y 19 de Septiembre de 1986, se dedicó la primera jornada de trabajo, la correspondiente al día 14, al estudio de la organización morfoestructural de los macizos central y oriental de los Picos de Europa. Con este fin, se realizó un itinerario que permitió, a un tiempo, reconocer en detalle las es-

tructuras geológicas más características -escamas cabalgantes, fracturas transversales- y obtener una visión general de las formas mayores a ellas asociadas, adquiriendo de este modo un conocimiento sintético de los principales conjuntos morfoestructurales³. Dicho itinerario consistió en la ascensión a la Horcada Camburero (2.052 m.) desde las Vegas de Sotres (1.050 m), pudiendo reconocerse a lo largo de ella tanto los principales conjuntos litológicos (un gran espesor calcáreo intercalado entre dos formaciones menores de naturaleza calcáreo-pizarrosa) como las características de varios frentes cabalgantes: por un lado, los del Jierro y las Moñetas, reconocibles a cierta distancia por la presencia de la banda rojiza de la formación Griotte en su base, y, por otro lado, el que pone en contacto el sinclinal de la escama de Peña Castil con el frente de la escama del Cabezo Tortorio, que se traduce además en formas estructurales especialmente nítidas (figs. 1 y 7).

Desde la propia Horcada Camburero, coincidente con el contacto entre las dos escamas citadas, pudimos obtener una visión general, igualmente clara, de los principales conjuntos morfoestructurales, con la única excepción del más meridional de ellos, correspondiente a las torres calcáreas situadas sobre el frente cabalgante principal, que limita por el sur la región estructural de los Picos de Europa. Este primer conjunto está representado en el macizo central por la alineación Pico Friero-Peña Remoña, y en el oriental por la línea de cumbres alargada entre el Pico Cortés y el Samelar, caracterizándose por una clara disimetría de las elevaciones calcáreas; éstas presentan una violenta caída hacia el sur, coincidente con el frente principal, y una pendiente más corta, pero frecuentemente más suave, hacia el norte, modelada por lo general sobre los dorsos de las escamas más meridionales.

El conjunto que sigue inmediatamente al norte sí es observable desde la Horcada Camburero con claridad: es el constituido por el *dominio de las altas torres y los jous*, al que corresponde el sector de la Vega de Urriello. En él, una densa trama de fractu-

¹ Obermaier, pp. 24-26 y 34.

² Frochoso.

³ Quedó reflejada esa visión morfoestructural en el corte geológico de la fig.1 y en una cartografía morfoestructural parcial-

mente recogida en el mapa geomorfológico que acompaña a este artículo. Varias de las formas estructurales más características de los Picos de Europa aparecen descritas en la memoria del anterior curso de trabajos de campo (Castañón y Frochoso, 1986a; pp. 89-92).

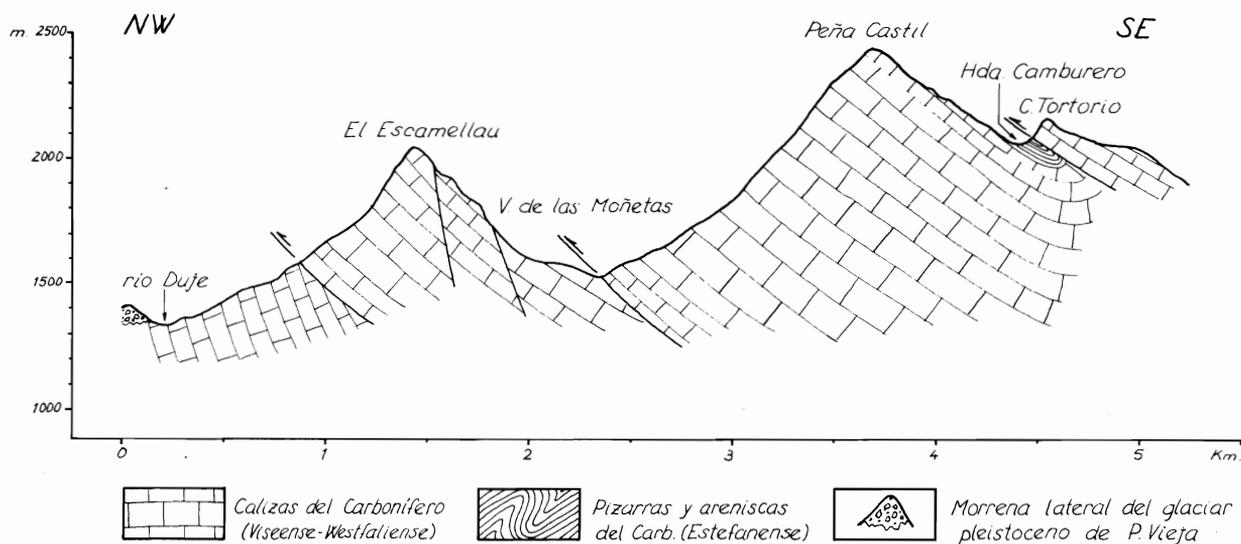


Fig. 1 Corte geológico desde el Escamellau hasta el Cabezo Tortorio. La misma disposición en escamas puede verse en la fotografía de la fig. 7.

ras NW-SE y NE-SW ha sido aprovechada por el modelado -fundamentalmente el cárstico-, rompiendo y desvirtuando la disposición estructural en escamas, que sólo se traduce muy localmente en el relieve de algunas líneas de cumbres marginales, como en la propia Peña Castil; éstas, de hecho, suelen establecer la transición al siguiente conjunto.

Sucede al conjunto de las altas torres y los jous el dominio correspondiente a los grandes dorsos de algunas de las escamas más septentrionales, representadas por los espaldares de la Cabeza de las Moñas y del Pico Albo en el macizo central, y por el Pico Mancondú en el oriental. En este dominio de los grandes dorsos, la disposición en escamas alcanza su más clara expresión morfológica en las elevaciones, a diferencia del anterior conjunto. Tales elevaciones aparecen surcadas transversalmente, no obstante, por una serie de valles (Jou Lluengu en el macizo central, Valdiezmo en el oriental,...) que presentan unas características de modelado muy particulares, especialmente observables en la fotografía aérea: con una gran amplitud en la parte más elevada, las paredes cortas, pero escarpadas, que limitan su fondo plano, se van acercando entre sí aguas abajo, dibujando de este modo una planta triangular. Estas y otras características de tales valles son esencialmente consecuencias del modelado, que, aunque haya aprovechado líneas estructurales, ha degradado en buena medida la disposición tectónica original, por lo que se volverá a hablar de ellas en el apartado siguiente, dedicado a la morfología general del valle del Duje.

El conjunto morfoestructural más septentrional, el de las sierras medias calcáreas, corresponde ya a un sector marginal, representado por Peña Maín y otros conjuntos calizos de altitud media (1.500-1.700 m., aprox.), cuya relación con la estructura en escamas suele limitarse a la adopción de rumbos generales E-W, ya que constituyen elevaciones montañosas que culminan en amplias superficies cársticas, con una morfología muy similar a la de otras sierras que aparecen fuera de la región de los Picos de Europa (sierra del Cuera, p. ej.).

II.- LA MORFOLOGIA GENERAL DEL VALLE DEL DUJE

1.-Un valle interno que divide los Picos de Europa.

El edificio morfoestructural de los Picos de Europa está fragmentado en diferentes macizos por gargantas y valles que interrumpen su continuidad de Este a Oeste. Uno de esos valles lo recorre el río Duje separando el macizo de Andara del de los Urrieles; pero, a pesar de tener este carácter fronterizo común a los demás valles transversales, sus diferencias con ellos también son notables. Los ríos Deva, Cares y Sella, que compartmentan y limitan los Picos de Europa a través de profundas gargantas con rumbo general N-S, nacen en áreas externas, ajenas al conjunto calcáreo y situadas ya en la divisoria de aguas cantábrica y atlántica. Las cabeceras de estos ríos alóctonos se encuentran instaladas respectivamente en las fosas silíceas de Liébana, Valdeón y Sajambre, donde las fuertes pendientes, los abarrancamientos y la escorrentía superficial son caracteres dominantes. Pese a que la barrera de los Picos de Europa se interpone a su curso, dichos ríos la atraviesan, encajándose y cortando perpendicularmente las grandes líneas y dominios morfoestructurales de rumbo W-E, salvo en el caso del Sella, cuyo recorrido es en muchos tramos coincidente con las fracturas N-S y NW-SE.

En el interior del macizo calcáreo, por otro lado, se desarrollan íntegramente valles y canales afluentes de los principales, con dependencia estructural clara y, por regla general, secos, no funcionales. A diferencia de los anteriores, es frecuente que los valles y canales internos sigan nitidamente desde su cabecera las líneas de cabalgamiento de las diferentes escamas, como es el caso de la canal del Hierro y del valle de las Moñetas, aunque también algunos de ellos están guiados por las fracturas transversales a los cabalgamientos, como por ejemplo el del arroyo del Roble y el Jou Lluengu. Debido a su posición interna en el macizo calcáreo, solamente ciertos tramos de algunos de estos valles y canales encauzan aguas procedentes de surgencias enclavadas en los sectores medios y bajos, o son re-

sultado de la impermeabilidad de pequeños afloramientos de pizarras y areniscas en collados y canales relacionados con los cabalgamientos.

El valle del Duje participa de los caracteres de los dos tipos establecidos anteriormente. Por un lado, corta transversalmente los dominios de "las altas torres y los jous" y de "los grandes dorsos", individualizando los macizos oriental (Andara) y central (Urrieles), lo cual le acerca a los caracteres de los valles recorridos por los ríos alóctonos. Pero, por otro, su cabecera no se encuentra en las montañas de la divisoria cantábrica, sino en los puertos de Aliva, que pueden considerarse internos a los Picos de Europa, a pesar de la impermeabilidad de sus materiales pizarrosos.

2. Los tramos del valle.

El río Duje circula a lo largo de dos sectores de valle perfectamente definidos, tanto por los dominios morfoestructurales que atraviesan como por sus diferentes sistemas de vertientes. El tramo alto ofrece un relieve muy contrastado, ya que las escarpadas paredes rocosas de las torres dominan los amplios puertos de Aliva, donde se definen y reúnen los cauces de la cabecera. A partir de ellos, el río circula en dirección S-N, cortando transversalmente los "grandes dorsos", sin rupturas de pendiente importantes en su lecho y entre vertientes bastante tendidas, que proporcionan cierta amplitud al valle. Una vez que se introduce en las "sierras medias cársticas", desde las invernales de El Texu hasta su confluencia con el Cares en Puente Poncebos, cambia bruscamente de dirección, dirigiéndose hacia el Oeste e internándose en aquel dominio morfoestructural. En este tramo bajo, el encajamiento del cauce es mucho más acusado, a la vez que su perfil longitudinal sufre repetidas rupturas de pendiente.

También pueden individualizarse los dos tramos del valle según los procesos que han modelado sus formas de relieve. Por una parte, los elevados relieves calcáreos de la cabecera han sido muy carstificados, dando lugar a depresiones cerradas dominadas por cuetos, que posteriormente fueron ensanchadas y profundizadas por los glaciares cuaternarios. El resultado de esta evolución morfológica es el relieve de alta montaña de los Picos de Europa, donde, junto a las crestas y paredes verticales de las torres calcáreas, aparecen, presididos por ellas, los llambriales y jous. Asimismo, tanto el valle principal como un valle interno afluente -el de las Moñetas- han sufrido los efectos modeladores del hielo glaciar, que ha acentuado la morfología derivada de la carstificación y de la escorrentía subaérea; en el valle principal, ensanchando el anfiteatro de la cabecera y el resto de la depresión aguas abajo; en el valle de las Moñetas, sobreexcavando los jous de una antigua área de absorción cárstica en el sector superior, y acentuando por abrasión el carácter abierto del valle, su fon-

plano y su planta triangular en el sector interior; éste, como en los demás valles internos de los Picos, parece haberse formado por un antiguo drenaje subaéreo, labrado aquí sobre los frentes cabalgantes de las escamas del Cabezo Tortorio y de Peña Castil, pero hoy aparece sin un canal de desagüe claramente definido. Por el contrario, las canales afluentes del valle del Duje fueron nula o escasamente modelados por los hielos⁴, pero la dependencia estructural también es evidente en ellas, ya que las canales del Jierro, Jidiello y del Arroyo del Roble siguen nítidamente las líneas de fractura, aunque su aspecto es completamente distinto al del valle de las Moñetas. Su cabecera es un anfiteatro de escarpes muy pronunciados, pero de reducidas dimensiones, que enlaza con un lecho de fuertes pendientes, sobre el que se encajan uno o varios cauces secos.

Según lo expuesto, la cuenca alta del Duje, desde su cabecera en las altas torres calcáreas y en los puertos de Aliva hasta las invernales de El Texu, es un tramo de valle perfectamente definido por diversos caracteres. En primer lugar, es un sector con dirección N-S que corta perpendicularmente las líneas y dominios morfoestructurales y, a causa de ello, sus valles y canales afluentes resultan del aprovechamiento de dichas líneas. Además, este tramo alto está definido por su plena integración en el área de los Picos de Europa afectada por los procesos glaciocársticos.

Por otra parte, el tramo bajo del valle no ha conocido los efectos de la glaciación, habiendo sido modelado fundamentalmente por las aguas de escorrentía superficial, que, guiadas por las líneas de fractura, han ejercido una gran disección, y por la disolución del roquedo calcáreo, que ha generado gran cantidad de formas de absorción y de conductos subterráneos. Aguas abajo de las invernales de El Texu, el Duje se encaja al atravesar las sierras de Peña Mañ (1.605 m.) y La Caballar (1.401 m.). Su posterior cambio de dirección hacia el Oeste, siguiendo el rumbo de las fracturas que ordenan el macizo, le introduce plenamente en el dominio morfoestructural de las "sierras medias cársticas", confluyendo en él con el río Cares. Pese a su predominio, el carácter agargantado no es constante en este tramo del valle, ya que los estrechamientos enlazan entre sí pequeñas cuencas más abiertas como la de Tielve. Además, en amplios sectores, el perfil transversal del valle no se conforma en un solo escarpe en cada ladera, sino que, por regla general, una vertiente regular se intercala entre las paredes culminantes y las más próximas al lecho del río. A su vez, estas vertientes regulares se encuentran incididas por canales esporádicamente funcionales que, en repetidas ocasiones, enlazan con bocas de cueva al pie de los escarpes culminantes.

De esta manera, tanto las dolinas y pozos de las superficies culminantes como la red de escorrentía subterránea, junto a la garganta excavada

⁴ En la cartografía geológica más recientemente publicada (M. G. N. a escala 1: 50.000, serie MAGNA, hoja nº 56, Carreña-Cabrales) se representan, sin embargo, como circos glaciares todas las cabeceras de los canales. En nuestra opinión, las únicas que presentan trazas de acción glaciar (muy poco importantes, por otro lado) son las del Jierro y Jidiello, a consecuencia,

además, de un rebosamiento de los hielos albergados en el macizo de Andara. Las demás canales tienen cabeceras típicamente torrenciales, causadas con casi total seguridad por una escorrentía subaérea antigua, o forman pequeños nichos cársticos, asociados a surgencias colgadas.

función de las fracturas del dominio de las "sierras medias cársticas", definen el tramo bajo del valle del Duje hasta su confluencia con el Cares en Puente Poncebos. Es éste, por tanto, un sector plenamente integrado en el conjunto de los Picos de Europa afectado por los procesos fluvio-cársticos.

III.-LA HETEROGENEIDAD DE LOS RECUBRIMIENTOS DETRÍTICOS

La existencia en el valle del Duje de una gran variedad de depósitos superpuestos y encajados nos ha permitido basar en ellos el análisis y la explicación evolutiva de las formas del relieve. La conservación hasta nuestros días de esa diversidad es debida a que algunos de ellos, principalmente los antiguos, se encuentran cementados, fosilizando incluso otros depósitos sueltos infrayacentes. Este hecho, unido a que las formas de erosión suelen ser más equívocas y difícilmente permiten establecer cronologías relativas, es lo que justifica el tratamiento preferente de los recubrimientos detríticos en este trabajo, aunque no por ello hayamos despreciado las formas de erosión. Por otro lado, nos hemos centrado en el estudio detallado de los recubrimientos del tramo alto del valle; su interés reside en que ofrece formas y depósitos heredados de los glaciares pleistocenos, lo cual permite tomar un punto de referencia temporal importante a la hora de establecer una cronología.

1. Las gonfolitas: unos conglomerados calcáreos con diferentes facies.

Los depósitos cementados de los Picos de Europa en general, y del valle del Duje en particular, fueron ya observados y descritos por Obermaier⁵, quien intuyó su gran importancia como herencia morfológica y, por tanto, como testigos de las diferentes etapas de la evolución morfogenética del valle. En este sentido, fijó su atención sobre unas rocas pulidas que se encontraban recubiertas por un depósito de vertiente cementado, cuyo frente, a su vez, estaba mordido por los hielos; con esta observación encontró el argumento fundamental sobre el que se apoya su hipótesis acerca de la existencia de dos glaciaciones distintas en estas montañas. Los conglomerados, que denominó "gonfolitas", generalizando el término empleado para unas pudingas calcáreas existentes en la base de la serie molásica oligocena del Jura son muy variados, ya que tanto los elementos que los componen como su aspecto externo, en lo referente a masividad o estratificación, difieren mucho de unos casos a otros.

En ocasiones, el cemento calcáreo⁶ engloba materiales muy heterométricos y frecuentemente desgastados, dando lugar a un conjunto muy compacto que puede llegar a alcanzar varias decenas de metros de potencia. En otras, el cemento arma conjuntos de gravas muy finas y angulosas, estratificadas en bancos de unos pocos metros de espesor y que se intercalan o se superponen a las anteriores. Por úl-

timo, estos tipos pueden encontrarse individualizados en algunos sectores e incluso, así, aparece un tercero también estratificado, pero en cuyo interior gravas y cantos angulosos se mezclan desordenadamente con frecuencia, ofreciendo un aspecto más indefinido que en el caso anterior.

Las gonfolitas suelen formar en el fondo de valle conos abastecidos de derrubios por las canales que los enlazan con los sectores culminantes; pero éstas no siempre tienen su inicio en las crestas, sino que algunas de ellas, principales o secundarias, se abren a partir de bocas de cueva situadas al pie de los escarpes. Muchos de dichos conos no aparecen aislados; entre las invernales de El Texu y la canal de Jidiello, un buen número de ellos entran en coalescencia al abrirse hacia el fondo del valle, por lo que, en ese tramo de la margen derecha del Duje, los depósitos presentan una gran continuidad.

Las gonfolitas también pueden formar taludes de recubrimiento que no tienen un punto de origen claro, sino que se sitúan al pie de escarpes o en la continuación de una amplia vertiente regularizada de roca *in situ*.

Estos dos tipos, conos y taludes, se repiten con gran frecuencia en todo el valle; pero así como es fácil reconocerlos allá donde conservan su forma original, es muy difícil definirlos donde han sufrido un gran desmantelamiento. Así, en los puertos de Aliva se conservan retazos de gonfolita en los interfluvios labrados sobre las pizarras, aislados de los escarpes rocosos calcáreos, lo cual hace que la forma original del depósito sea de difícil reconstrucción. Además de estos casos extremos, la gonfolita ha sufrido en mayor o menor medida, debido a su gran antigüedad, los efectos de la erosión. Lo más frecuente es que conos y taludes aparezcan escarpados en su base, mostrando un perfil de desnivel variable en el que se suceden abrigos y pequeñas plataformas, mientras que su dorso sigue una pendiente regular ocasionalmente interrumpida por pequeños escalones centimétricos o métricos. Pero no siempre ocurre así, ya que los taludes y conos llegan a veces a tapizar el fondo del valle, circulando el río entre la gonfolita.

2. La gran variedad de depósitos sin cementar.

Los derrubios no cementados también ocupan buena parte de las vertientes del valle, ya que forman taludes de gran amplitud que, colonizados por la vegetación, se sitúan al pie de los escarpes rocosos. A medida que aumenta la altitud en los taludes, la vegetación es progresivamente menos densa hasta llegar a desaparecer; así ocurre al pie de las paredes y canales orientales de Peña Vieja, donde se acumulan derrubios finos junto a cantos y bloques, como resultado de un proceso vivo que, unido a la cubierta nival que perdura sobre ellos gran parte del año, hace muy difícil su colonización. Otras acumulaciones detríticas similares se producen sobre algunos de los dorsos subestructurales que se encuen-

⁵ Obermaier, pp. 15 y 24-26.

⁶ A pesar del gran interés que ofrece el análisis del cemento de estos conglomerados, nuestra actual falta de medios y de experiencia para realizar el estudio microscópico de las formas de cristalización de la calcita y de sus microestructuras, nos ha hecho centrar este trabajo exclusivamente sobre el análisis de los elementos cementados. Sin embargo, a la espera de poder sub-

sanar esta falta, recogemos de T. Vogt (1984) la importancia que tienen en la cristalización de la calcita tanto el agua de escorrentía subterránea y el agua vadosa, que en su salida a la superficie experimentan un gran cambio de presión, como la congelación de aguas muy cargadas en carbonato cálcico; agentes y causas muy probablemente relacionadas con la cementación de los depósitos existentes en el valle del Duje.

tran por encima de los 2.000 m. de altitud. El espaldar norte de Peña Castil es uno de ellos; constituye una vertiente rocosa regularizada de algo más de 35° de inclinación a cuyo pie se superponen gravas muy finas, angulosas y estratificadas que, en las cercanías de la Horcada de Camburero, se encuentran ocasionalmente colonizadas por la vegetación. Por último, depósitos muy similares a los de Peña Castil recubren parte de las vertientes entre los escarpes de gonfolita y el fondo de valle, aunque, a diferencia de aquél, no se encuentran asociados a vertientes regularizadas y suelen estar colonizados por un tapiz vegetal continuo, lo que indica la inactividad actual del proceso de acumulación.

Otras formaciones que albergan un gran volumen de materiales sueltos son las morrenas. Las mejor desarrolladas son las laterales, que, en unos casos, se incorporan a las márgenes del valle dando lugar a pequeñas hombreras, mientras que en áreas de menor pendiente quedan individualizadas en forma de cordones, como en los puertos de Aliva. Las morrenas terminales, allá donde aparecen, son de forma más indefinida y están constituidas por un grueso tapiz de derrubios que recubre el fondo del valle. En ambos casos, su composición, sin dejar de participar de los caracteres comunes a este tipo de depósitos, como son la heterometría o la falta de clasificación, consiste en una abundante matriz arenosa y arcillosa que engloba cantos y bloques frecuentemente pulidos y estriados, y de diferente naturaleza, incluso de gonfolita. Todas estas morrenas soportan un denso tapiz vegetal, lo cual las diferencia de otras más pequeñas y marginales que, cubiertas sólo por una rala y discontinua vegetación, están adosadas al pie de los escarpes de algunos circos; éstas corresponden al tipo de morrenas de nevero y cuentan con una mayor presencia, en comparación con las anteriores, de cantos y bloques, como las existentes bajo los Cuetos de Juan Toribio.

Las gonfolitas, los taludes de derrubios sueltos y las morrenas adosadas a las paredes del valle están incididas por canales, más o menos anchas, que albergan nuevos depósitos de cantos y algunos bloques. Estos depósitos se articulan formando dos niveles encajados de terrazas, que se repiten, aunque no en todas las canales, sí en buena parte de ellas. El grado de colonización vegetal del más elevado de ellos es variable, ya que, mientras que en los sectores más bajos de las canales suele estar densamente ocupado, en los sectores de mayor altitud tiene una cubierta vegetal mucho más dispersa. Por el contrario, el relleno más bajo de las canales consiste en un continuo pedregal desnudo, característica que se repite en los conos de deyección que enlazan los niveles encajados de las canales con el fondo del valle principal. También el nivel superior de relleno de las canales enlaza con otros conos más amplios y colonizados por la vegetación, en los que se suelen encajar o superponer los anteriores, aunque ninguno de los dos llega a elevarse más que unos pocos metros sobre el nivel actual del río.

Por último, el fondo de valle se encuentra recubierto por materiales aluviales en algunos de sus tramos. Los más variados y extensos se encuentran en las praderías de las Vegas de Sotres, donde sobre dos niveles distintos de terrazas se ha encajado el cauce actual. Este es, de hecho, el único sector del valle en cuyo fondo se pueden identificar claramente las llanas aluviales, que, a su vez, están flanqueadas por los escarpes labrados en las gonfolitas.

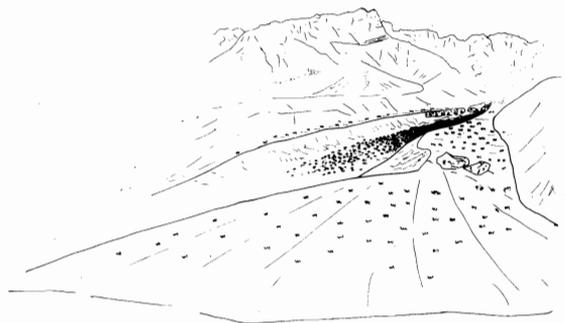


Fig. 2 Incisión sobre las gonfolitas que alberga dos niveles encajados de terraza. De ellos, el más elevado enlaza con un cono de deyección que alcanza el fondo de valle (este modelo se repite en la desembocadura de las principales canales).

IV.- LA EVOLUCION DE LAS FORMAS DEL RELIEVE DURANTE EL CUATERNARIO

1. Unos depósitos correlativos de regímenes morfoclimáticos distintos.

La relación entre los diferentes depósitos hasta ahora descritos plantea una serie de problemas que, en primer lugar, hemos tratado de resolver desde un punto de vista esencialmente geométrico⁷, con el fin de esbozar una hipótesis acerca de la sucesión temporal que habría quedado reflejada en el encajamiento y superposición de formas.

Aparte de la gran loma morrénica que se inicia en los puertos de Aliva, existe en este mismo sector una serie de depósitos, frecuentemente cementados, entre los que llaman la atención principalmente aquellos que presentan una relación anómala con la topografía actual, coronando interfluvios pizarrosos o calcáreos, como ocurre en los Cuetos de Juan Toribio -situados inmediatamente por encima del refugio de Aliva- y en los existentes sobre las minas de la Real Compañía Asturiana. Tanto en uno como en otro caso, las gonfolitas han quedado colgadas a bastantes metros por encima de los cauces actuales, hecho que refleja la existencia de un importante pe-

⁷ También fue éste el procedimiento seguido a lo largo del curso de campo, de tal modo que el día 15 se efectuó un recorrido a lo largo del que, fundamentándonos en los indicios que se especifican a continuación -reflejados en cortes y mapas geomorfológicos provisionales-, elaboramos una hipótesis general. Esta fue comprobada durante el día 16 en el tramo alto del valle, con

la realización de los cortes estratigráficos y la cartografía geomorfológica de las canales del Jierro, Jidiello y Cabao; durante el día 18 se compararon las observaciones sobre el sector elevado con las características de las formas del relieve en el tramo bajo del valle.

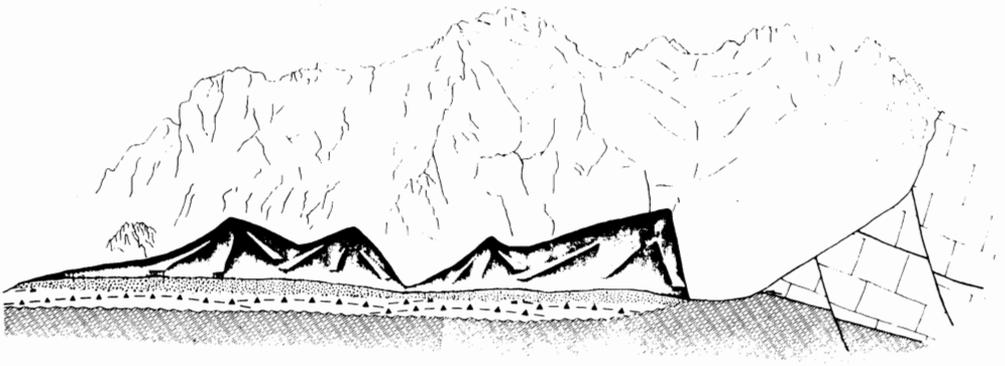
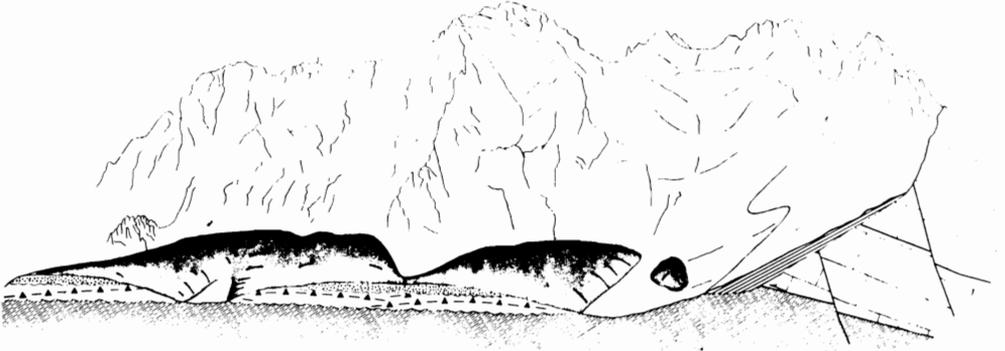
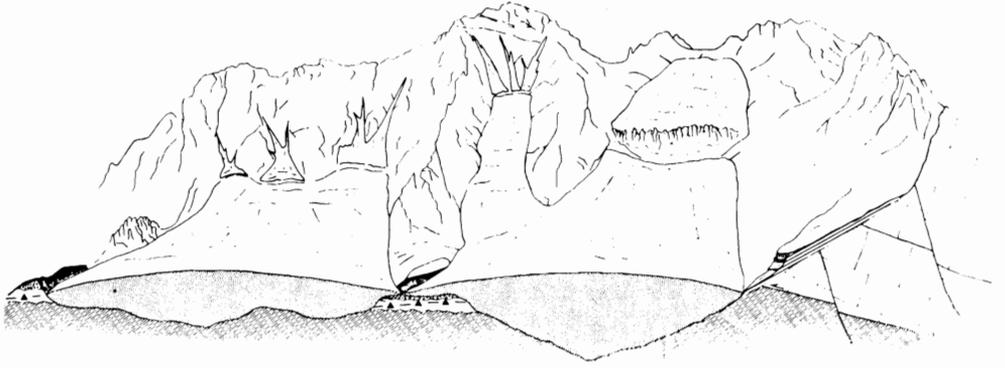
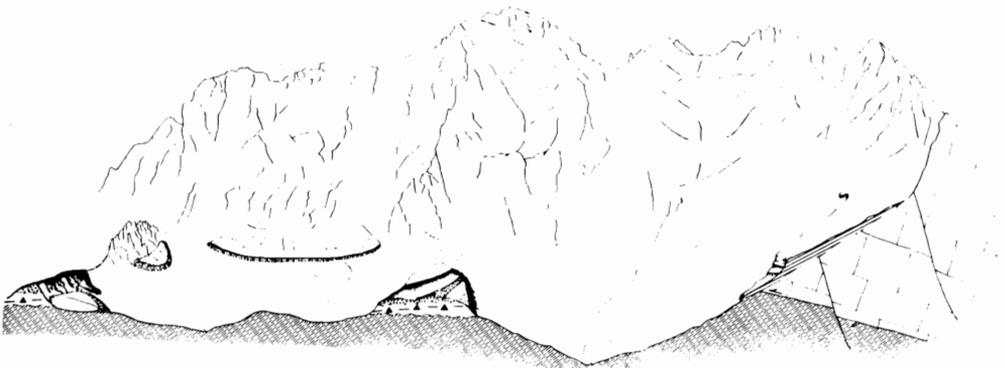
A**B****C****D**

Fig. 3 Esquema evolutivo de la cabecera del Duje (Peña Vieja y Puertos de Aliva). LEYENDA: Litología: 1. Calizas de Montaña y de los Picos de Europa (NamurensesWestfalienses). 2. Pizarras, areniscas y calizas (WestfaliensesEstefanenses). Formaciones superficiales: 3. Derrubios homométricos estratificados (a) sobre derrubios heterométricos (b); ambos cementados. 4. Derrubios estratificados y cementados. 5. Morrenas de retroceso y de nevero.
 ETAPAS (de arriba a abajo): A) Primera fase de relleno de los terrenos deprimidos por grandes conos de derrubios en dos etapas menores. B) Excavación a partir de los ejes de las canales y segunda fase de aporte y cementación de derrubios. C) Excavación glacial. D) Elaboración de formas nivales al finalizar la etapa glacial.

ríodo de excavación posterior a su sedimentación. A diferencia de éstas, existen otras acumulaciones de derrubios cementados más o menos acordes con la topografía actual, puesto que recubren las vertientes hasta casi su base, presentando únicamente pequeños escarpes en su pie o en sus márgenes, como consecuencia de una fase de excavación posterior, pero de menor importancia que la anteriormente aludida.

La estratificación que frecuentemente se observa tanto en uno como en otro conjunto de depósitos cementados corrobora la relación, anómala en el primer caso y más o menos acorde en el segundo, entre topografía e inclinación de los depósitos: los correspondientes a los cuetos presentan suaves buzamientos, en torno a los 20° como máximo; además, convergen frecuentemente hacia el interior de los interfluvios y, por tanto, están cortados casi perpendicularmente por los escarpes que rodean estas coronas de derrubios. Por el contrario, la inclinación del segundo tipo de depósitos coincide casi exactamente con las superficies topográficas existentes en la actualidad sobre ellos, siendo los escarpes basales y laterales antes citados las únicas partes donde tal relación directa entre topografía y depósito se rompe.

Aparte de estos rasgos elementales de la geometría de los depósitos y las formas, llaman la atención una serie de características estratigráficas igualmente básicas. Así, en el primer tipo de depósitos se distinguen con facilidad dos tramos: el más bajo -compuesto por fragmentos calcáreos heterométricos, sin clasificar y algo desgastados- le sucede por encima otro espesor de derrubios muy angulosos, clasificados por tamaños y de talla generalmente muy reducida. En los escasos cortes que ofrece el tipo de depósitos citado en segundo lugar, las características observables son más homogéneas y parecidas a las del tramo alto del primer tipo, aunque el tamaño de los fragmentos es frecuentemente mayor, y la inclinación de las capas más acusada (en torno a los 40-50°).

Pero, pese a las peculiaridades señaladas, ambos tipos de gonfolitas presentan una característica común: la inscripción y superposición de formas de excavación y sedimentación glaciaria, respectivamente, así como la presencia de fragmentos de estos depósitos en los conjuntos morrénicos (p. ej., el bloque de gonfolita situado sobre la gran arista morrénica de Aliva) permiten asegurar que ambos tipos de depósitos son anteriores a la glaciación que ha originado esas formas de relieve.

Por consiguiente, las observaciones elementales realizadas en la cabecera del valle permitieron elaborar una hipótesis acerca de la sucesión temporal de regímenes de modelado (fig. 3): en una primera fase, grandes conos de derrubios con vértice en las canales principales rellenaron en una importante proporción la depresión, ya profundizada hasta niveles próximos a los actuales; la heterogeneidad de los depósitos correspondientes a esta primera etapa de colmatación permite, no obstante, deducir dos fases de relleno (la primera producida por derrubios muy heterométricos, y la segunda por otros más homométricos y clasificados), separadas entre sí probablemente por un corto período erosivo intermedio. A aquel período de colmatación siguió una importante excavación a partir de los ejes de las canales, que sólo respetó el sector más elevado de los interfluvios, donde se conservó la parte correspondiente a la confluencia de los conos, lo cual explica la inclinación convergente de las ca-

pas de derrubios hacia el centro de las coronas.

Antes de dejar colgados los depósitos más antiguos, esta etapa de disección hizo que los derrubios formados a continuación, los correspondientes al segundo tipo, tuvieran un nivel de base más bajo y, en consecuencia, adquirieran una mayor inclinación; además, el que su potencia fuera bastante inferior a la de los depósitos antiguos impidió que colmataran la cabecera del valle y, por tanto, que se fuera suavizando la inclinación de las capas a medida que tenía lugar la sedimentación.

La inscripción de formas de excavación glaciaria y la superposición de morrenas a los diferentes depósitos cementados indican unas condiciones favorables de nuevo para el desmantelamiento de las gonfolitas y su fosilización parcial por depósitos sin cementar. De este modo, también las gonfolitas más recientes pierden ligeramente su relación conforme con el relieve, aunque han perdurado como herencias morfológicas relativamente bien conservadas: puesto que la incisión glaciaria no supuso un cambio sustancial en el nivel de base de las vertientes, estas gonfolitas más recientes aún mantienen en bastantes lugares una relación directa con la topografía actual.

Estas ideas generales, elaboradas a partir de observaciones bastante elementales, como consecuencia de las escasas facilidades que el sector alto ofrecía para un estudio estratigráfico profundo, hubieron de ser completadas y confirmadas con otras más detalladas en los depósitos del Jierro, Jidiello e invernales de El Texu. Corresponden los afloramientos gonfolíticos de estos tres lugares a importantes conjuntos de depósitos cementados a la salida de sendas canales. De ellos, los dos últimos están situados íntegramente en la margen derecha del Duje, la misma en que se encuentran las tres canales, mientras que una parte importante del primero, el del Jierro, está empotrada en la margen izquierda, frente a la canal de igual nombre. En este lugar es donde hemos estudiado un primer corte estratigráfico bastante completo, ya que en la margen donde se encuentra la canal los afloramientos son bastante defectuosos y sólo permiten un estudio fundamentalmente geométrico, como el realizado en la cabecera del valle.

Pueden distinguirse en el citado corte tres grandes tramos, de más antiguo a más moderno: uno basal, de 6 a 7 m., en que, por encima de unas delgadas capas de cantos y gravas subangulosos, aparecen dos bancos muy masivos de cantos y bloques bastante rodados, separados entre sí por un delgado espesor de cantos y gravas subangulosos, y que dan paso hacia el techo, a su vez, a 1 m. de gravas con algunos cantos, también poco desgastados. Este tramo basal presenta un buzamiento constante de 8-10° hacia el interior del depósito. Pese a estos contrastes internos, la totalidad del tramo basal tiene en común la presencia de una matriz bastante arcillosa que, junto con el propio cemento cálcico, engloba los componentes más gruesos.

Por encima de la superficie de erosión que señala el techo de la anterior formación, el sentido de los buzamientos se mantiene, pero los valores de inclinación llegan hasta unos 20-23°, con frecuentes estratificaciones cruzadas, variando asimismo la naturaleza de los sedimentos, que pasan a estar constituidos por capas de cantos y pequeños bloques subangulosos, alternantes con lentejones o capas de gravas muy angulosas y bien estratificadas. También escasea o desaparece la matriz arcillosa.

Esas características se mantienen durante unos

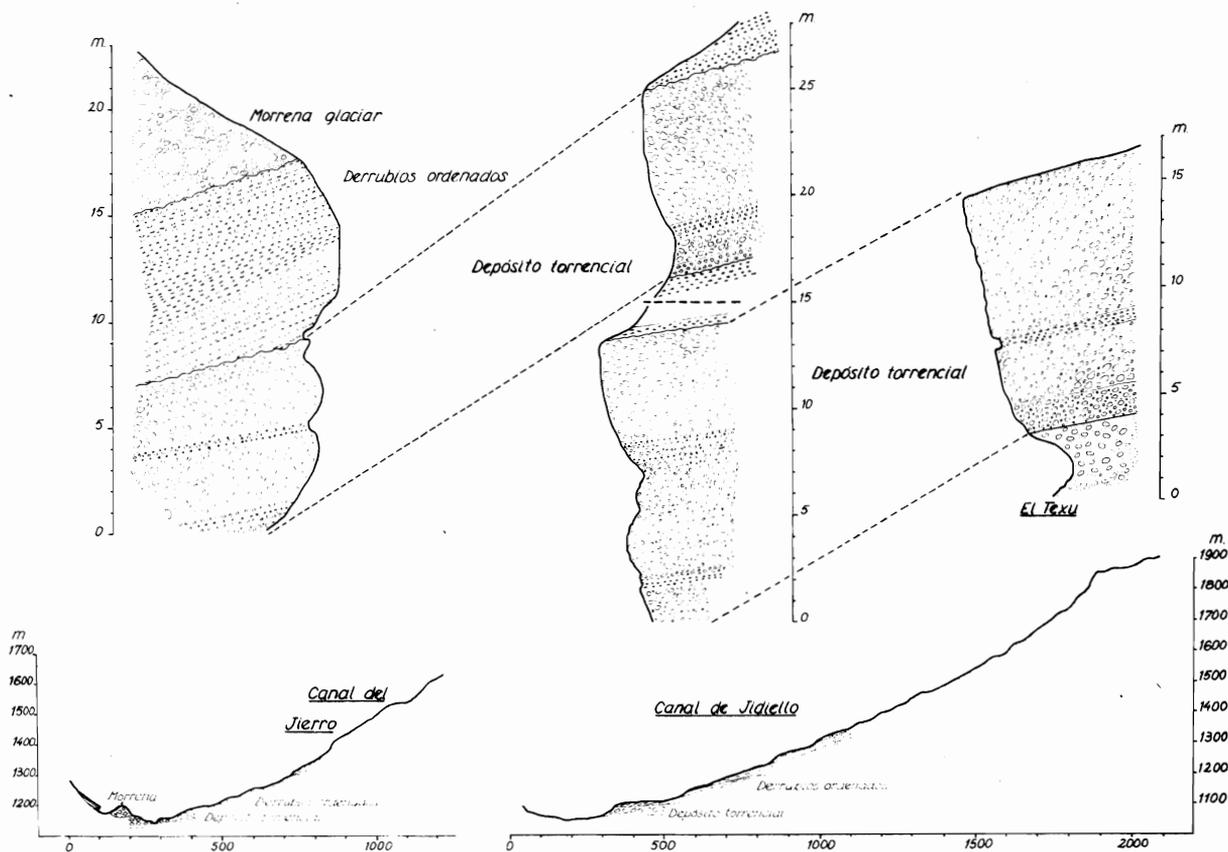


Fig. 4 Cortes estratigráficos en los depósitos cementados de las canales del Jierro y Jidiello y de las invernales de El Texu. Aparece señalada la correlación lateral de las diferentes facies. Para mayor detalle, léase la descripción en el texto.

7-8 m., hasta que cambia de un modo brusco el grado de compactación del depósito y se suaviza la pendiente del corte: una mezcla muy heterométrica de arcillas, arenas, gravas, cantos y bloques -estos últimos frecuentemente pulidos y estriados- forma la parte más alta del depósito, que a diferencia de los dos tramos más bajos, no se encuentra cementada.

De los tres tramos citados, el segundo puede enlazarse ópticamente con un afloramiento que, con sus mismas características e inclinación, aparece a media ladera en la margen opuesta del río. Por debajo de dicho afloramiento, no hay apenas cortes limpios en los depósitos, pero la mayoría de los asomos de derrubios cementados coinciden en lo fundamental (heterometría, falta de clasificación, desgaste) con el tramo bajo del corte descrito en la margen izquierda. En la misma ladera, pero por encima del afloramiento intermedio, aparecen sin embargo otros depósitos cementados que no parecen tener continuidad en el corte de la margen izquierda, ya que presentan una inclinación mucho más fuerte (en torno a los 30-40°) hacia el río, siendo por consiguiente claramente discordantes sobre el tramo intermedio, y además no reflejan una clasificación tan clara como éste, aunque los fragmentos tienen una angulosidad similar. Este último conjunto de derrubios no parece haber afectado, por tanto, más que a la vertiente de donde procedían, y tiene su correlato en otros que, situados por encima del corte de la margen izquierda, también presentan, a diferencia de los tramos cementados de éste, un fuerte buzamiento hacia el río; además, estos últi-

mos ofrecen otro dato importante, ya que se hundieron bajo los depósitos sueltos que coronan el corte estratigráfico descrito, aunque su supuesta discordancia sobre el techo del conjunto cementado no llega a ser visible.

Así pues, en la desembocadura de la canal del Jierro al valle principal, pueden reconstruirse tres generaciones de gonfolitas, de las cuales las dos más antiguas no sólo recubren la vertiente de donde procedían, sino que también afectan a la margen izquierda del valle, donde han quedado empotradas. La tercera generación, por el contrario, corresponde a depósitos locales y de mayor inclinación, que no han llegado a taponar el fondo del valle como los anteriores. Y, por último, un depósito no cementado y con características morrénicas corona el conjunto gonfolítico de la margen izquierda.

Aguas abajo de este punto, el Duje discurre por un tramo de valle más ancho, dejando a izquierda y derecha otros cortes en diferentes depósitos cementados; el siguiente corte importante en ellos corresponde a la desembocadura de la canal de Jidiello, situada inmediatamente al Norte de la del Jierro. Este nuevo corte, tajado en esta ocasión en la margen derecha, tiene una altura notablemente superior a la del anteriormente descrito, y está compuesto por dos grandes tramos verticales, separados entre sí por un talud intermedio y coronados por un tramo superior en el que las capas de derrubios ya no aparecen cortadas perpendicularmente, sino que están cepilladas a bisel por la superficie topográfica.

El primer tramo está compuesto esencialmente por un pequeño espesor (unos 2 m.) de cantos y gra-



Fig. 5 Depósitos cementados en la desembocadura de la canal de Jidiello. El conjunto superior (derrubios ordenados) es discordante sobre la base torrencial.

vas subangulosos, que hacia arriba alternan con un lecho de gravas angulosas y dan paso a un gran espesor (10-11 m.) de cantos y grandes bloques bastante rodados, en los que se intercalan hacia la mitad algunas capas o lechos de cantos y gravas subredondeados o redondeados.

El talud que separa ese primer tramo con corte vertical del segundo esarpe no ofrece un afloramiento adecuado del depósito cementado, pero las pocas capas de derrubios que asoman a la superficie consisten siempre en fragmentos calcáreos bastante pequeños (gravas y algunos cantos), bastante angulosos y bien estratificados. Estas características aún predominan en la base del siguiente corte vertical, pero enseguida se cambia en él a un espesor de cantos y gravas más desgastados, que dan paso, a su vez, a unos 10 m. de bloques y cantos bastante rodados con una pequeña intercalación de cantos y gravas subangulosos.

El techo del segundo tramo viene señalado por una superficie de erosión sobre la que descansan de modo discordante (20-25° de buzamiento, sobre 10-15° de los tramos infrayacentes) un espesor de gravas muy angulosas, alternantes con otras de pequeños bloques subangulosos, cuya potencia es difícil de evaluar, ya que se encuentran cortados a bisel desde el techo del corte hasta el esarpe que domina la canal, que se eleva sobre un basamento rocoso perfectamente enrasado con la superficie erosiva que cepilla este espesor gonfolítico superior. Sus características son, por lo demás, idénticas a las del segundo tramo cementado del corte del Jierro.

Dado que el que se encuentra bajo estos depósitos ordenados de Jidiello también presenta una facies similar a la del tramo basal del Jierro, hemos relacionado el corte de esta canal con el sector del de Jidiello que se sitúa por encima del talud intermedio, hecha la salvedad de que aquí no hemos encontrado sedimentos morrénicos sobre el techo del corte.

La espesa base de este último corte es, por tanto, más antigua que cualquiera de los depósitos cementados que afloran en el Jierro, y sólo hemos encontrado una facies muy similar a la suya en el siguiente perfil estratigráfico, realizado sobre el esarpe ofrecido por las gonfolitas que se elevan por encima de las invernales de El Texu. En él, sin embargo, la base no está cementada y presenta una facies peculiar, ya que consiste en un conjunto arcilloso muy rojo que engloba algunos cantos calcáreos muy rodados y con una gruesa corteza de descalcificación; las arcillas, muy compactadas, presentan una estructura prismática y contienen, además de los cantos calcáreos, pequeños nódulos de hierro. Sobre las arcillas aparece, ya cementado, un espesor similar al de la base de Jidiello, compuesto también en este caso por un tramo inferior de cantos y gravas subangulosos al que siguen unos 10 m. de cantos y bloques bastante rodados, en los que se intercala una delgada capa de cantos y gravas con un grado de desgaste comparable. La diferencia con las gonfolitas de Jidiello radica esencialmente en la situación de los cortes respectivos en relación con la topografía del depósito: mientras el de Jidiello coincide con el eje del cono de deyección situado en la desembocadura de la canal, el de El Texu está situado en el sector próximo a la coalescencia del cono correspondiente con el existente inmediatamente al Sur. Se refleja este hecho en el cambio de buzamiento que se percibe aguas arriba del corte estudiado y en el escaso espesor que presenta en comparación con los otros cortes descritos.

Así pues, de lo hasta ahora dicho en este apartado se deduce que el río Duje va cortando, a medida que desciende, capas cada vez más antiguas en los depósitos cementados, hecho lógico si tenemos en cuenta el carácter remontante de la erosión fluvial. Podemos, en consecuencia, seguir un orden cronológico si remontamos de nuevo el valle interpretando paleoclimáticamente las características más indicativas de los depósitos descritos. Dejaremos para el siguiente apartado una interpretación más global de la evolución morfoclimática, en la que incluiremos también las formas de erosión correlativas de los depósitos cementados o intercaladas entre las fases de su formación.

El color rojo del depósito más antiguo, encontrado en la base del corte de El Texu, así como la inclusión en él de pequeños nódulos de hierro es bastante expresiva de una primera fase bastante cálida y relativamente húmeda -a juzgar por el tipo de precipitación del Jierro- en la que la alteración química fue bastante pujante. La presencia ocasional de cantos calcáreos muy rodados en el interior de esta formación también es expresiva de un arrastre importante de los productos de dicha alteración, al menos a lo largo de los cauces. De todos modos, estas conclusiones tienen un carácter provisional y deberían ser confirmadas con el hallazgo, en posiciones estratigráficas similares, de otros yacimientos correlativos, y con la realización de análisis mineralógicos detallados. A diferencia de este primer tramo del corte, el segundo, ya cementado, delata unas condiciones bastante secas, con una importante alimentación previa o simultánea de derru-

tante alimentación previa o simultánea de derrubios, que no pueden ser evacuados longitudinalmente más que en una pequeña proporción y que, sin embargo, son arrastrados por las canales afluentes de modo violento durante fases de actividad torrencial.

En Jidiello, por encima del tramo correlativo al de El Texu, se intercala en el conjunto torrencial un espesor que, aunque aflora de modo defectuoso, deja entrever una acentuación del frío (fragmentación de derrubios más finos y aplanados) y una atenuación de la actividad torrencial (contornos angulosos), antes de pasar a un nuevo período (espesor superior del conjunto torrencial) en que se reinstaura un régimen torrencial esporádico. Tras un período de erosión, se sedimenta el tramo superior del depósito, que corresponde ya a unas características claramente periglaciares, bajo un régimen climático frío y seco (fig. 5). Lo demuestra la forma de los derrubios -muy pequeños, angulosos y aplanados- y su disposición en el depósito, formando capas de inclinación excesivamente moderada para tratarse de un mero depósito de gravedad; estos caracteres reflejan la existencia de unos procesos de fragmentación muy intensos y de unos modos de transporte específicos (deslizamiento sobre capas heladas, arroyada difusa producida por la fusión) que han ayudado de un modo decisivo a la fuerza de la gravedad en la sedimentación. La presencia de intercalaciones de pequeños bloques algo desgastados indica la alternancia de períodos menos fríos y con una mayor presencia de la arroyada.

Un frío más atenuado es el que reflejan los depósitos que siguen a continuación, tras un importante período erosivo, en la sucesión cronoestratigráfica: los tamaños no son tan pequeños, el aplanamiento disminuye y los procesos de transporte de naturaleza periglaciares no parecen haber tenido la misma importancia. También la sequedad parece haber sido menor o haber durado poco, ya que estos derrubios no llegan a obturar el valle.

Los depósitos más recientes en las columnas cementadas, sin cementar, vuelven a corresponder a un régimen frío, pero con más precipitaciones de nieve, caracteres reflejados en un drenaje de tipo glaciar que origina depósitos muy heterométricos, sin clasificar y cuyos componentes gruesos están frecuentemente pulidos y estriados.

En suma, la descripción detallada de los cortes estratigráficos elegidos y su interpretación paleoclimática confirman y amplían la hipótesis general formulada a partir de las observaciones que realizamos en la cabecera del valle. Lo que a continuación sigue es una síntesis de la evolución morfogenética del valle durante el Cuaternario, basada fundamentalmente en todos estos datos.

2. La secuencia morfoclimática: una larga y variada historia.

La vista de la correlación de depósitos expuesta, es fácil apreciar que en el valle del Duje se

encuentra inscrita la historia de su evolución geomorfológica cuaternaria y, por extensión, también gran parte de la de los Picos de Europa. Las huellas de una inequívoca glaciación superpuestas a formas más antiguas, y la apertura de todas ellas por formas posteriores, constituyen el argumento fundamental de nuestra aproximación a dicha historia.

El punto de partida lo establecemos en el momento en que terminan de excavarse los valles hasta unos niveles próximos a los actuales, ya que sus vertientes sirvieron de lecho para las gonfolitas más antiguas. El único depósito posiblemente correlativo de esta excavación es el de arcillas rojas con nódulos de hierro y cantos rodados que se encuentra en la base de las gonfolitas de El Texu. La naturaleza del propio depósito y la importancia que tuvo en este momento la escorrentía superficial frente a la profundización cárstica, debida seguramente a la incapacidad de absorción por el aparato cárstico de unas precipitaciones muy abundantes⁸, nos conduce a relacionar estas formas y depósitos con una fase climática *cálida y húmeda*. Además, tanto en los Picos de Europa como en otras áreas cercanas hay testimonios que corroboran la existencia, a fines del Terciario, de ese clima cálido, que en la vertiente cantábrica fue asimismo húmedo. Son relacionables con este ambiente paleoclimático los rellenos arcillosos con nódulos de hierro que ocupan las cavidades y pasillos del macrolapiaz situado en los alrededores de La Ercina, en el Macizo de los Picos del Cornión, así como los encostramientos ferruginosos de la costa occidental⁹ y oriental asturiana. Paralelamente, en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, un clima de sabana -cálido también, pero con alternancia de estaciones húmedas y secas- fue el responsable de la elaboración de una superficie de arrasamiento previa a la formación de las rañas¹⁰. La datación de esta fase climática plantea todavía muchos problemas, pero lo más común es asociarla al final de los tiempos terciarios.

Seguidamente, el aporte de una gran cantidad de derrubios por las canales afluentes, así como su cementación, paralizaron el proceso de incisión del valle, dando paso a unas condiciones más favorables al relleno e, incluso, a la obturación de su fondo. Esta es apreciable en la confluencia de la canal del Jierro con el Duje, donde los depósitos procedentes de aquella canal se empotran en la vertiente contraria. No obstante, dentro de esta etapa con claro balance de disección negativo, se pueden señalar algunos cambios en el régimen de sedimentación: dos voluminosos depósitos con caracteres originados por un régimen *seco con actividad torrencial* están separados por un tramo de gravas angulosas que parecen indicar un momento intermedio de *acentuación del frío* y disminución de la actividad torrencial. Estas formas y el régimen de modelado bajo el que se elaboraron pueden ser correlativos de los glaciares de acumulación citados por Mary en la

⁸ Miotke (pág. 51.) atribuye la escasa profundización de la red cárstica a levantamientos tectónicos recientes en los Picos de Europa, a lo que se añadiría la paralización del carst durante la glaciación cuaternaria. Pero, mientras que no hay constancia de levantamientos tectónicos recientes lo suficientemente importantes como para producir esta anomalía, sí hay pruebas en todo el área cantábrica de una vigorosa carstificación superficial (lapiaz gigante, poljés fósiles, rellenos aluviales,...) asociada

a rellenos de clara significación paleoclimática, que parecen indicar, concretamente, unas condiciones relativamente cálidas y húmedas.

⁹ Muñoz Jimenez, pp. 517-9.

¹⁰ Mabesoone, pág. 126.

EDAD	VALLE DEL DUJE <PICOS DE EUROPA>			FORMAS Y DEPOSITOS CORRELATIVOS EN AREAS CERCANAS		
	F. de erosión	F. de acumulación	Medio morfoclimático	COSTA OCC. AST.	COSTA OR. AST.	SUR CORD. CANTABR.
HASTA EL VILLAFRANQUENSE	Excavación de valles, canales y gargantas.	Arcillas con nódulos ferruginosos y cantos rodados.	Cálido y húmedo (?)	Costras ferruginosas en la rasa.	Intensa carstificación de la rasa calcárea. Rellerios y costras ferruginosas.	Superficie de erosión previa a la raña.
PLEISTOCENO		Gonfolitas de cantos y bloques desgastados (Texu-Jidiello)	Seco con actividad torrencial.	Glacis de acumulación sobre el nivel de rasa intermedio.	Glacis de acumulación sobre la rasa calcárea.	Rañas (?)
		Gravas angulosas intermedias en la gonfolita de Jidiello.	Periglacial (?)			
		Gonfolitas de cantos y bloques desgastados (Jierro-Jidiello)	Seco con actividad torrencial.			
	Ligero desmantelamiento de las gonfolitas.		Aumento de la humedad	Encajamiento de valles en los glacis y nivel intermedio de la rasa.	Segunda fase de carstificación de la rasa calcárea.	Incisión fluvial en las rañas.
		Derrubios ordenados cementados y discordantes (Jierro-Jidiello)	Frío y seco.			
	Fuerte desmantelamiento de la gonfolita.		Húmedo.			
	Regularización de vertientes.	Gonfolitas muy discordantes.	Moderadamente frío.			
Incisión sobre la gonfolita(?)		Húmedo (?)				
Excavación y abrasión glaciár.	Morrenas, depósitos fluvio-glaciares, de colmatación y de obturación. Derrubios ordenados (¿Tardiglaciár?)	Frío y húmedo.	Relleno periglaciár que origina valles en cuna.	Relleno periglaciár de depresiones cársticas.	Relleno periglaciár de los pasillos en la raña.	
HOLOCENO	Encajamiento de dos niveles de excavación y de sedimentación en las canales y en el valle.		Transición a las actuales condiciones.			

franja costera asturiana y por Nonn en Galicia¹¹, y de los depósitos de raña instalados sobre las superficies de arrasamiento, al pie del reborde montañoso septentrional de la cuenca del Duero. Las diferencias de matiz entre las formas que comparamos es atribuible a las particularidades de los medios de sedimentación. De esta manera, mientras la génesis de los glacis costeros parece estar relacionada con la arroyada difusa, fue la actividad torrencial esporádica la que originó conos de deyección en el interior de las zonas montañosas, como en el Duje, y los grandes abanicos aluviales en el somontano meridional de la Cordillera Cantábrica.

En general, son depósitos atribuibles al Villafranquense, y así lo especifican en sus trabajos Mabe-soone y Mary¹², entre otros, aunque su datación todavía es objeto de controversias y presenta serios problemas.

Las gonfolitas que suceden a las predominantemente torrenciales descansan de manera discordante sobre ellas, pero también participan del relleno del fondo del valle; este hecho indica que hubo un ligero desmantelamiento de las primeras -que no llegó a producir su completa evacuación- antes de depositarse las segundas. Sin embargo, sí hubo un cambio claro del ambiente morfoclimático: de un

¹¹ Mary (1979), pp. 161-9 y 103-5; Mary (1985), pp. 21-2; Nonn, pp. 475-7.

¹² Mabe-soone, pág. 126; Mary (1985), pág. 23.



Fig. 6 Cauce del glaciar cuaternario de Peña Vieja, definido en primer término por las morrenas laterales; la izquierda (a la derecha en la foto) se superpone a los depósitos cementados más recientes. A su vez, todo el conjunto está incidido por canales como la representada en la fig. 2; una de ellas con un cono de deyección sin cementar en su desembocadura.

período seco con actividad torrencial se pasó a un período claramente *frío y seco* -como indica el análisis de los depósitos-, separado del anterior por un corto intervalo más húmedo, favorable a la disección.

Por el contrario, la incisión que precede a un último depósito de gonfolitas, las más recientes, es de mucha mayor importancia, ya que éstas tienen un ángulo de buzamiento que indica un fondo de valle más profundo que el alcanzado en la fase fría anterior. Tanto la angulosidad de cantos y gravas que engloba esta nueva generación de gonfolitas como su enlace con vertientes rocosas regularizadas, se corresponden con un régimen climático frío, cuya moderación viene indicada por la mediocre clasificación del depósito y por el mayor tamaño que suelen presentar los fragmentos rocosos que lo constituyen, en comparación con la granulometría de la generación inmediatamente anterior. Por otro lado, y a pesar de la coincidencia en el régimen climático frío que propició el depósito de las dos últimas generaciones de gonfolita, su diferenciación es clara, ya que mientras las más recientes mantienen gran conformidad entre su buzamiento y la inclinación de las vertientes rocosas regularizadas -pasándose frecuentemente de unas a otras sin solución de continuidad-, las anteriores son cortadas a bisel por estas mismas superficies de erosión.

El siguiente período de erosión comprobable es el protagonizado por la actividad glaciar. Como se ha señalado en otra ocasión¹³, se instalaron en el valle del Duje dos aparatos glaciares individualizados, cuyas cabeceras se situaban, respectivamente, bajo Peña Vieja y bajo la línea de cumbres comprendida entre Peña Castil y La Garmona. El primero dismanteló gran parte de los diferentes conjuntos de gonfolita que ocupaban los puertos de Aliva, a la vez que depositó sedimentos morrénicos sobre algunos de ellos; su frente se situaba justo por encima de la desembocadura del Jierro. El segundo modeló un lecho rocoso muy similar al elaborado por el glaciar de Valdiezmo en el Macizo de Andara¹⁴, contraponiendo un sector elevado con predominio de la excavación a un sector medio, el valle de las Moñetas, con predominio de la abrasión. Este último glaciar descendía hasta el valle principal, donde abandonaba su rumbo NE. para dirigirse al Norte, dejando en su margen derecha una morrena lateral superpuesta a las gonfolitas del Jierro. De esta manera, el glaciar cerró el paso a las aguas de fusión del glaciar de Peña Vieja, que originaron un depósito de obturación del que se conservan vestigios colgados, en forma de terraza, y compuestos por materiales aluviales finos (fig. 7). El frente de este glaciar no está tan bien definido como el del anterior por unos depósitos morrénicos claros; sin

¹³ Frochoso, pp. 73-8.

¹⁴ Castañón y Frochoso (1986a), pp. 97-9.

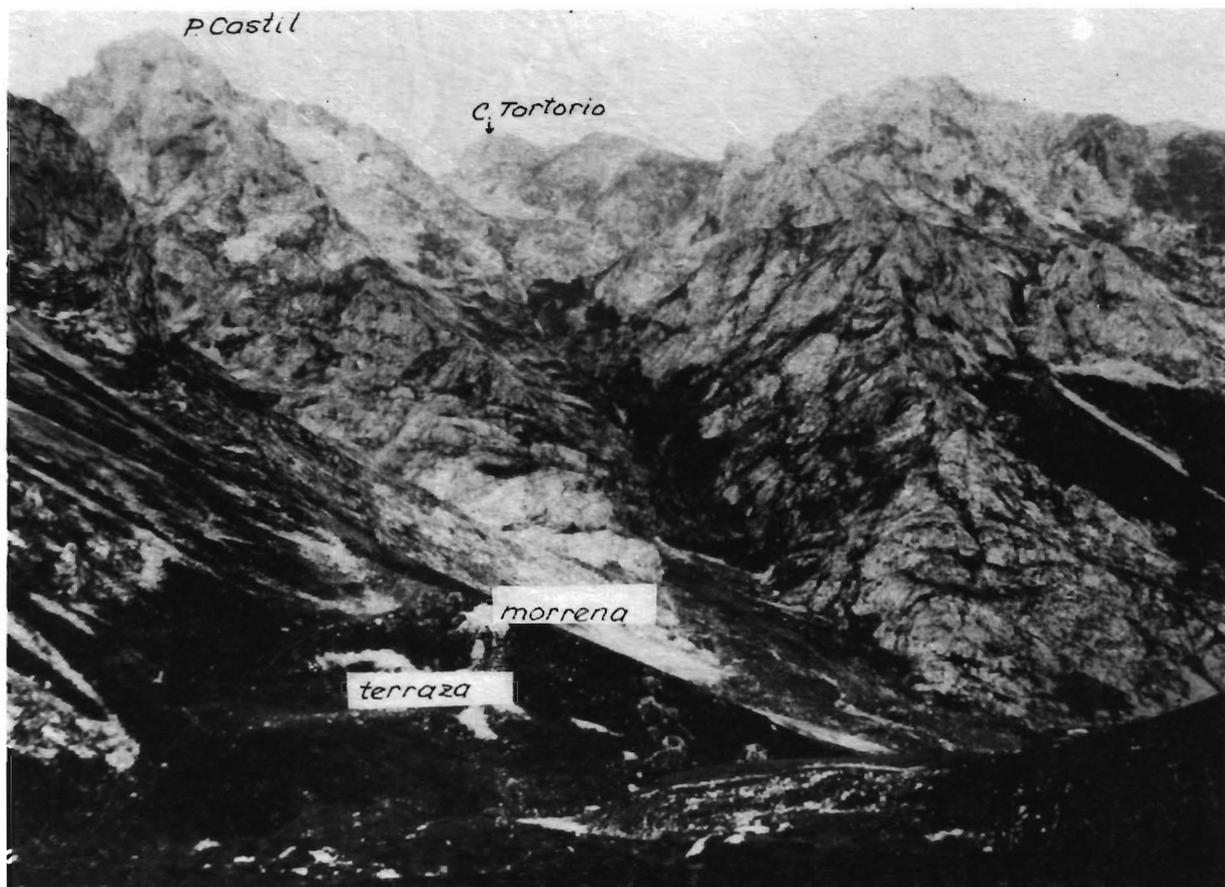


Fig. 7 Vista desde la canal del Jierro sobre las Vegas de Sotres, Peña Castil y la Horcada Camburero. Obsérvese la disposición estructural en escamas vergentes hacia el S. (izda. en la foto) y la morrena lateral depositada por el glaciar de las Mofetas; apoyada contra ella, una terraza de obturación glaciar.

embargo, el cambio de morfología en el lecho hace suponer que se encontraba en torno a los 900 m. de altitud, algo aguas abajo de la desembocadura de la canal de Jidiello. Los conos de gonfolita de ésta y otras canales menores fueron parcialmente desmantelados en su base por la lengua glaciar, lo cual acentuó sus escarpes frontales, a la vez que hizo retroceder los conos hacia aguas arriba de las canales.

Los testimonios de períodos fríos hasta aquí descritos también tienen su correlato en la costa cantábrica y en la cuenca del Duero. Son numerosos los valles encajados en la rasa costera del Occidente de Asturias que albergan un relleno periglacial, al igual que las depresiones cársticas de la rasa costera oriental¹⁵. También son muestra de estos períodos fríos los valles en cuna y diferentes ti-

pos de relleno periglacial de los pasillos labrados en las rañas de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica.

V.- CONCLUSIONES

Dentro del valle del Duje, en los Picos de Europa, hemos elegido el tramo alto para esbozar un esquema cronológico de su evolución geomorfológica. En este sector, el valle principal se caracteriza por una relativa independencia con respecto a las estructuras geológicas principales, y debe considerarse por tanto como una forma de erosión; por su parte, las canales y valles afluentes, pese a aprovechar parcial o totalmente los rumbos estructurales dominantes, no se asocian más que ocasional-

¹⁵ Mary (1979, pp. 246-7 y fig. 97) cita en la rasa occidental un ejemplo muy ilustrativo del proceso de colmatación periglacial,

en el vallejo que desemboca en la playa de Santa Ana.

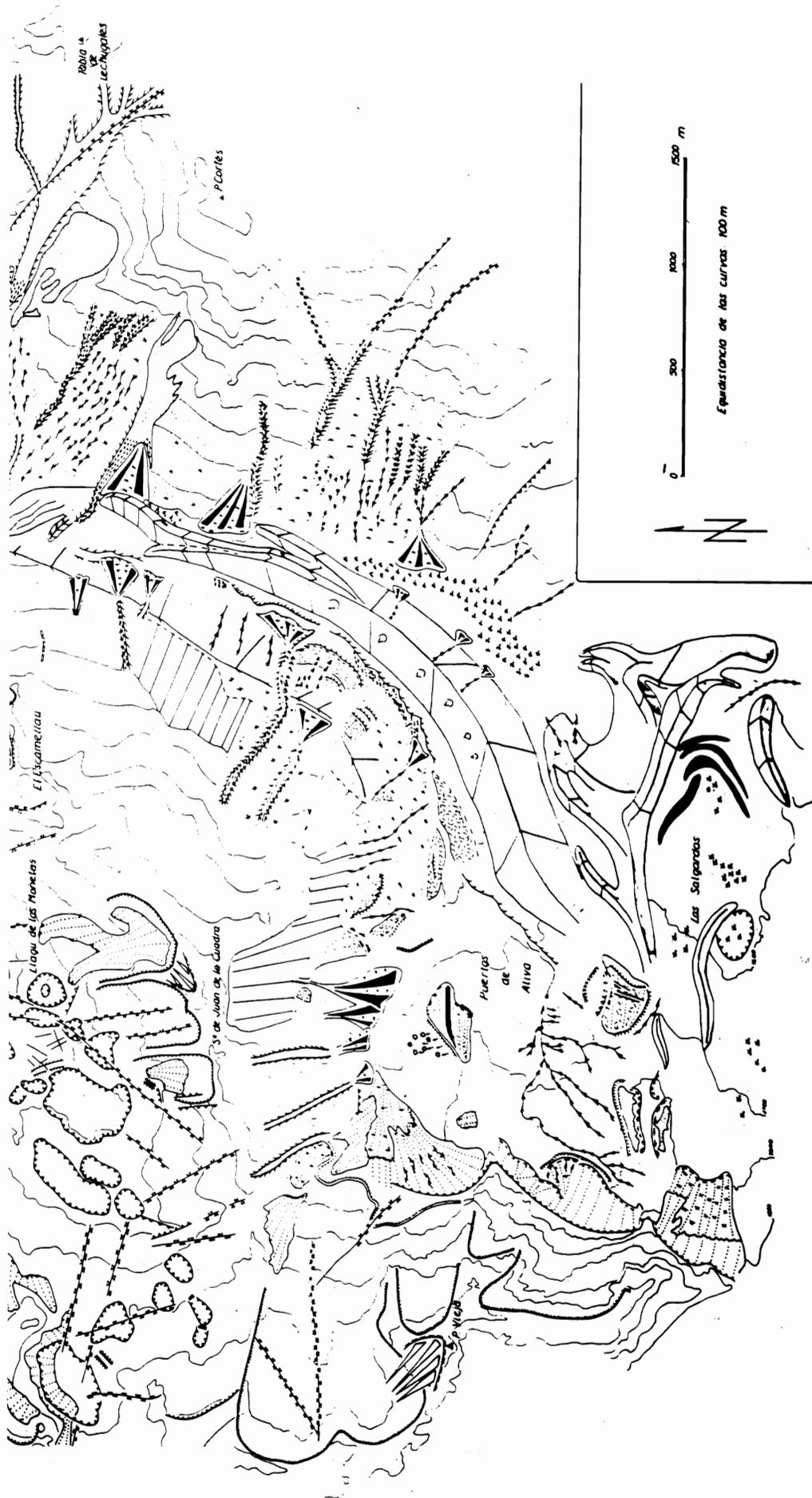


Fig. 8 Mapa geomorfológico del alto valle del Dujé. LEYENDA: Símbolos generales: 1. Cementación calcárea de derrubios. 2. Colonización vegetal de derrubios. 3. Zonas encharcadas por obturación. *Formas estructurales*: 4. Escarpe de frente de capa y rampa sobre dorso de capa. 5. Escarpe de fractura. 6. Canal de fractura. *Formas glaciares y nivales*: 7. Circo. 8. Cubeta de sobreexcavación. 9. Umbral. 10. Material morrénico, cordón, morrena empotrada. 11. Nicho de nivación. 12. Morrena de nevero. *Formas periglaciares*: 13. Vertientes regularizadas por erosión. 14. Derrubios ordenados y/o asistidos por procesos nivoperiglaciares. *Formas fluviales y torrentiales*: 15. Incisión lineal. 16. Cauce encajado en roca coherente o depósito cementado. 17. Cauce encajado en depósito suelto. 18. Escarpe debido a encajamiento fluvial. 19. Huellas de arroyada difusa. 20. Relleno aluvial. 21. Relleno de cauce encajado. 22. Cono de deyección. 23. Afloramiento de cono de deyección infrayacente. *Formas debidas a diferentes procesos de ladera*: 24. Nicho de despeque. 25. Escarpe y caída de bloques en los derrubios cementados. 26. Derrubios de gravedad o de origen incierto.

mente a formas estructurales o subestructurales bien consevadas.

Todas esas formas deprimidas mayores se configuraron con unas características morfológicas muy similares a las actuales ya antes del Cuaternario, pero de aquella etapa más antigua no hemos encontrado más indicios sedimentarios que los constituidos por un depósito ferruginoso, correspondiente seguramente al epílogo de un prolongado período con predominio de los procesos de alteración química y de la incisión lineal de los cursos de agua, algunos de ellos ya desaparecidos. Por correlación con sedimentos similares más fácilmente datables, situados en la costa, y con otras formas existentes en la Cuenca del Duero, cabe atribuir provisionalmente las arcillas rojas de El Texu al final de los tiempos terciarios. No obstante, hemos dejado de lado en nuestro trabajo un estudio más detallado de la evolución durante este importante período precuaternario -para lo que seguramente sería muy útil reconocer los distintos niveles de profundización cárstica- y nos hemos centrado en el establecimiento de una cronología relativa de la morfogénesis cuaternaria.

La sucesión de regímenes de modelado durante el Cuaternario se puede sintetizar en el valle del Duje -al igual que en otros muchos lugares de la Península Ibérica- como una alternancia de etapas de signo morfológico opuesto: a fases en las que predomina la tendencia a un vaciamiento de las formas -balance de disección positivo- suceden otras en las que no está asegurada la eficaz evacuación de los derrubios producidos, tendiéndose al relleno de las formas -balance de disección negativo-. En el valle que nos ocupa, las primeras han coincidido con períodos relativamente húmedos, de los cuales el más antiguo -correspondiente a una etapa precuaternaria- y uno de los más recientes -el período glacial- presentan unas características térmicas bastante definidas, relativamente cálidas en el primer caso y frías en el segundo. Las demás fases de incisión no están relacionadas con un régimen térmico determinado, aunque la ausencia de señales de alteración química importante sobre las gonfolitas y la inexistencia de otras fases glaciares aparte de la única comprobada hacen pensar en un

clima templado-húmedo.

Las fases con balance de disección negativo que alternan con las anteriores van decreciendo en importancia desde la más antigua hasta las correspondientes a los rellenos postglaciares de edad holocena. Así, el Cuaternario se inicia con una importante etapa de relleno del valle, que llegó a producir su obturación en varios puntos; etapa que, en realidad, corresponde a dos grandes fases -la primera con predominio de la actividad torrencial y la segunda relacionada con un clima frío y seco-, separadas entre sí por otra, correspondiente a una ligera incisión de las gonfolitas más antiguas que no llegó a producir su evacuación completa. Los depósitos que se formaron a continuación, relacionados con un régimen periglacial más moderado, no llegaron más que a recubrir localmente las vertientes, sin rellenar el fondo. Y, por último, los rellenos postglaciares se limitan al fondo de las canales y al pie de los escarpes rocosos, correspondiendo a procesos periglaciares, aún funcionales actualmente en los enclaves de mayor altitud, y a una ligera actividad torrencial (conos de deyección encajados en la desembocadura de las canales). Esta etapa postglacial también reproduce, a escala reducida, el modelo de alternancia de períodos con balance de disección positivo y períodos con balance de disección negativo, que se traducen en un encajamiento de depósitos.

Puede decirse, en suma, que a los indicios morfológicos de una sola glaciación en los Picos de Europa habría que añadir la constancia de que, previamente a la ocupación del valle del Duje por los hielos, la existencia durante el Cuaternario de una serie de fases climáticas claramente frías no se plasmó en un drenaje de tipo glacial, bien fuera por el insuficiente descenso de las temperaturas o por la excesiva sequedad que acompañó al descenso térmico. Se confirma también el carácter reciente de la fase fría que provocó la glaciación de estas montañas, ya que los sedimentos morrénicos descansan sobre la totalidad de los depósitos periglaciares, con la excepción de los pequeños taludes de derrubios ordenados que aparecen al pie de algunos escarpes de gonfolita y que podrían atribuirse a una fase tardiglacial.

RESUMEN.-La existencia en el valle del Duje de gran cantidad de depósitos cementados ha permitido en buena medida su conservación como herencias morfológicas y la reconstrucción de la evolución morfoclimática del valle durante el Cuaternario. En este período sólo puede reconocerse una única glaciación, que sucede a varias fases de colmatación bajo clima frío, pero sin drenaje glacial.

RÉSUMÉ.-L'existence dans la vallée du Duje d'un grand nombre de dépôts cimentés a permis leur conservation comme herences morphologiques et la reconstruction de l'évolution morphoclimatique de la vallée pendant la Quaternaire. Dans cette période seulement peut être reconnue une glaciation, laquelle succède á diverses phases de colmatation sous climat froid, mais sans drainage glaciare.

ABSTRACT.-The existence in the Duje valley of a great number of cemented deposits has allowed their conservation as morphological heritages and the reconstruction of the morphoclimatical evolution during the Quaternary. During this period only one glaciacion can be recognised, succeeding to several colmatation phases under a cold climate, but without glacier drainage.

BIBLIOGRAFIA

CASTAÑON, J. C. Y FROCHOSO, M. (1986a): "Morfología glacial comparada en las montañas cantábricas (Siera de Peña Sagra y macizo oriental de los Picos de Europa)". *Erlä*, 10, pp. 87-107.

CASTAÑON Y FROCHOSO (1986b): "Origen y evolución de unas brechas calcáreas: las gonfolitas del alto Duje (Picos de Europa-España)". Quaternary Climate in Western Mediterranean, *Actas del Simposium sobre fluctuaciones climáticas en las regiones del Mediterráneo Occidental*, Madrid, pp. 61-3.

FROCHOSO, M. (1980): "El Macizo Central de los Picos de Europa y sus glaciares". *Erlä*, 1, pp. 67-87.

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

MARY, G. (1979): *Evolution de la bordure cotière asturienne (Espagne) du Neogène à l'actuel*. Universidad de Caën, original mecanografiado.

MARY, G. (1985): "Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno". *Trabajos de Geología*, pp. 3-35

MIOTKE, F. D. (1968): *Karstmorphologische studien in der glazial-überformten Höhenstufe der Picos de Europa, Nordspanien*. Hannover, Selbstverlag der geographischen Gessellschaft. 161 pp.

MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976): "Sobre la existencia de encostramientos ferruginosos en la rasa occidental asturiana". *Estudios Geográficos*, pp. 517-9.

NONN, H. (1966): *Les régions cotières de la Galice. Étude géomorphologique*. Les Belles Lettres, París, 591 pp.

OBERMAIER, H. (1914): *Estudio de los glaciares de los Picos de Europa*. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, 41 pp.

VOGT, T. (1984): *Crottes calcaires: Types et Genèse. Exemples d'Afrique du Nord et de France méditerranéenne*. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, Inst. de Géogr., Lab. de Géogr. Phys. en milieu temperé, Estrasburgo, 228 pp